



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE MÁSTER
MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA
GEOLÓGICA

**CARACTERIZACIÓN DE LA BRECHA
DEL PORMA: PROCESOS
INVOLUCRADOS EN SU GÉNESIS Y
SIGNIFICADO GEOLÓGICO
(FORMACIÓN BARCALIENTE,
CARBONÍFERO DE LA ZONA
CANTÁBRICA)**

IVÁN DÍAZ GARCÍA
JULIO - 2017

D. Iván Díaz García, autor del trabajo "Caracterización de la Brecha del Porma: procesos involucrados en su génesis y significado geológico (Formación Barcaliente, Carbonífero de la Zona Cantábrica)", certifica que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 12 de julio de 2017

Fdo. Iván Díaz García

El Dr. Javier Fernández Lozano, profesor del Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada de la Universidad de Cantabria, certifica que ha tutelado el trabajo "Caracterización de la Brecha del Porma: procesos involucrados en su génesis y significado geológico (Formación Barcaliente, Carbonífero de la Zona Cantábrica)", realizado por D. Iván Díaz García, y autoriza su presentación y defensa.

En Oviedo, a 12 de julio de 2017

Fdo. Javier Fernández Lozano

El Dr. Óscar Antonio Merino Tomé, profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, certifica que ha cotutelado el trabajo "Caracterización de la Brecha del Porma: procesos involucrados en su génesis y significado geológico (Formación Barcaliente, Carbonífero de la Zona Cantábrica)", realizado por D. Iván Díaz García, y autoriza su presentación y defensa.

En Oviedo, a 12 de julio de 2017

Fdo. Óscar Antonio Merino Tomé

AGRADECIMIENTOS

En estas líneas quiero agradecer a todas las personas que me han ayudado y apoyado a lo largo de la realización de este TFM.

Gracias a mis tutores Javier Fernández Lozano y Óscar A. Merino Tomé, por sus correcciones, su paciencia y su ayuda. También quiero agradecer a Javier Fernández Lozano todo lo que me enseñó durante los trabajos de campo y gabinete sobre fotogrametría aérea, su ayuda con el programa Pix4Dmapper y su hospitalidad durante mi estancia en Salamanca. A Óscar quiero agradecerle su ayuda con el Freehand, el Microstation, los trabajos de campo, especialmente con la realización de la cartografía y toda la confianza que puso en mí durante este curso y los 2 cursos previos en los que le ayude en líneas de investigación en las que participaba.

A Gabriel Gutiérrez Alonso su hospitalidad durante el periodo que realice el procesado fotogramétrico en Salamanca y su disposición a resolver cualquier duda que tuviera, el gran interés mostrado con este TFM, su ayuda en la campaña de campo, la revisión del texto y por todos los consejos e ideas aportados.

Al proyecto CGL2013-44458-P del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad que ha financiado los gastos de este TFM y a sus participantes J. R. Bahamonde, L. P. Fernández, O. Merino, E. Quijada G. Della Porta, E. Samankassou, V. Chesnel, J. Llana, M. Valenzuela y P. Caldevilla cuya labor previa en los afloramientos estudiados ha sido indispensable.

A I. Emma Quijada van den Berghe la ayuda en la campaña de campo y las recomendaciones en relación con el estudio de las inclusiones de evaporitas y la descripción de la Brecha del Porma.

A Juan R. Bahamonde Rionda, Luis Pedro Fernández González y Jaime Martín Llana por su colaboración durante los trabajos de campo.

A Juan Manuel González Cortina por su disponibilidad y paciencia al explicarnos el procedimiento de medida con el equipo DGPS y el procesado de los datos recogidos.

Al Área de Petrología y Geoquímica por permitirnos utilizar el equipo de microscopía de transmisión, especialmente a Lorena Abrevaya González que tuvo que parar su trabajo mientras utilizamos el equipo y Ángel Rodríguez Rey por explicarnos el funcionamiento de la cámara y el software.

A Celestino Oveja por la gran rapidez al hacer la conversión de la cartografía.

A Alfredo J. Quintana García (MEB) por su trato amable y ayuda durante la realización de los análisis MEB.

A Ángeles Gómez Borrego por su amabilidad y explicarme los aspectos geoquímicos de la Formación Barcaliente durante el periodo de prácticas en el INCAR.

A Jaime Martín Llana por la minuciosa revisión del texto y porque siempre ha estado disponible para ayudar.

A Maria-Elli Damoulianou por su ayuda durante mi periodo de prácticas en el INCAR y la campaña de campo en el afloramiento del Porma y Cuevas.

A Hugo y Jordi por su compañía en la sala de microscopios y por ayudarme con algunos problemas informáticos.

A la gente de Lugueros y los encargados del Hotel Rural Los Argüellos (Lugueros) por las conversaciones y su cordialidad.

A mi familia por su apoyo y en especial a mi padre por la revisión del texto y su ayuda en los desplazamientos hasta Lugueros.

A Alexia por la revisión del texto y por guiarme cuando estaba un poco perdido.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	13
3. SITUACIÓN GEOLÓGICA.....	14
4. LA FORMACIÓN BARCALIENTE.....	17
5. METODOLOGÍA.....	18
5.1. Zonas de estudio.....	18
5.2. Fotogrametría.....	21
5.2.1. Proyectos de vuelo y campañas fotogramétricas.....	23
5.2.2. Procesado fotogramétrico, generación de modelos y ortoimágenes.....	26
5.2.3. Control de calidad del modelo.....	27
5.3. Trabajos de cartografía en el afloramiento de las Hoces de Valdeteja.....	27
5.4. Microscopía de transmisión.....	29
5.5. Microscopía electrónica de barrido (MEB)	30
6. RESULTADOS.....	30
6.1. Hoces de Valdeteja.....	30
6.1.1. Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente y base de la Formación Valdeteja en el área estudiada.....	30
6.1.2. Geometría de la Brecha del Porma y su relación con los estratos infra y suprayacentes.....	31
6.1.3. Características de la Brecha del Porma.....	32
6.1.4. Dolomitizaciones y procesos hidrotermales observados en el afloramiento.....	37
6.1.5. Análisis de la orientación de la estratificación, pliegues en clastos de la Brecha del Porma y los pliegues asociados a cabalgamientos variscos con relación a la estratificación.	37
6.2. Área del embalse del Porma.....	44
6.2.1. Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente y base de la Formación Ricacabiello.....	44
6.2.2. Descripción de la Brecha del Porma.....	47
6.3. Cuevas.....	50
6.3.1. Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente.....	50
6.3.2. Geometría de la Brecha del Porma.....	55
6.3.3. Características de la Brecha del Porma.....	55
6.4. Definición de microfacies y estudio de la matriz de la Brecha del Porma mediante microscopía de transmisión.....	57
6.5. Estudio de las inclusiones sólidas mediante petrografía de transmisión y microscopía electrónica de barrido (MEB).....	58
7. DISCUSIÓN.....	65
7.1. Síntesis de los resultados.....	65
7.2. Datación relativa de la Brecha del Porma.....	66
7.3. Procesos de formación de brechas carbonatadas.....	68

7.4. Revisión de la interpretación de la Brecha del Porma. Mecanismos de formación.....	69
8. CONCLUSIONES.....	71
9. BIBLIOGRAFÍA.....	74
ANEXO	

RESUMEN

La Brecha del Porma (Reüther, 1977) es un intervalo de brechas intraformacionales situado en la parte alta de la Formación Barcaliente, forma un horizonte estratigráfico de gran extensión areal dentro de la sucesión estratigráfica carbonífera, se reconoce en buena parte de la Zona Cantábrica (Unidad Bodón-Ponga y parte de la Unidad e Somiedo). Su origen es controvertido, durante los años 70 y 80 se propusieron 2 mecanismos de formación de la brecha diferentes (Frankenfeld, 1976, 1981; Reüther, 1977; Hemleben y Reüther, 1980; González Lastra, 197) y una 3 interpretación en la que se consideraba una combinación de ambos (Eichmüller, 1985, 1986), en todos ellos la brecha se interpretaba que tenía carácter sinsedimentario. Este TFM pretende aportar nueva información que permita identificar los procesos que intervinieron en su formación, revisar las interpretaciones sobre su origen y establecer su edad relativa. Para ello se delimitaron y definieron las características de su límite inferior y superior y su relación con los estratos circundantes, se describió y caracterizó la textura de la brecha, la composición forma y tamaño de la matriz y los fragmentos de la brecha y estudiaron las inclusiones en fases de reemplazamiento que afectan a la matriz.

Los estudios se sitúan en 3 afloramientos de la rama Sur de la Zona Cantábrica situados en las Hoces de Valdeteja, el entorno del Embalse del Porma (León) y la localidad de Cuevas (Asturias). En las Hoces de Valdeteja y el Porma se tomaron imágenes de baja altitud con un dron DJI Phantom 4 como complemento a la caracterización de la brecha. Las imágenes tomadas en las Hoces de Valdeteja se utilizaron para generar una ortoimagen mediante el procesamiento fotogramétrico realizado en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca. La ortoimagen fue utilizada como base para realizar una cartografía de la brecha a escala 1:1.000 en un área de 1 x 0,25 km.. Además se tomaron medidas de la orientación de los planos de estratificación en fragmentos de estratos que forman la brecha, flancos de pliegues dentro de bloques de la brecha, en los estratos suprayacentes y pliegues asociados a cabalgamientos que fueron procesadas mediante Stereonet 9.5 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013). En la zona del Porma y Cuevas se realizó una caracterización de la brecha y un muestreo de la matriz de la brecha para la preparación de láminas delgadas que se analizaron por microscopía de transmisión y microscopía electrónica de barrido (MEB).

Los trabajos realizados muestran que la Brecha del Porma ocupa en todos los afloramientos la misma posición estratigráfica y se encuentra limitada en su base por un intervalo de calizas *mudstone* con pseudomorfo de evaporitas y su techo se sitúa a diferentes niveles estratigráficos dentro del Miembro Señares o de la parte basal de la Formación Valdeteja. Su espesor es muy variable con cambios de espesor desde los 5 hasta los 80 m. Tiene una base plana a escala cartográfica que consiste en un tránsito gradual desde las facies evaporíticas infrayacentes. Su techo generalmente es irregular y muestra chimeneas de escala decamétrica (hasta 80 m de altura y 60-65 m de ancho) en general normales a la estratificación. La brecha tiene generalmente una textura clastosoportada y está formada por fragmentos de estratos de calizas de dimensiones centimétricas a métricas, siendo frecuente la

presencia hacia techo de fragmentos de estratos plegados de escala métrica o incluso decamétrica. Los fragmentos de caliza son angulosos y subangulosos y habitualmente tienen formas de paralelepípedo limitadas por superficies de estratificación y fracturas que forman un ángulo elevado con la estratificación. La parte inferior de la brecha está formada principalmente por fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas embebidos en una matriz formada por granos de calcita esparítica y fragmentos milimétricos a submilimétricos de calizas micróesparíticas. En la parte superior los fragmentos de estratos corresponden predominantemente a calizas *mudstone-wackestone* bioclásticas y margosas, margas y, localmente areniscas, con microfacies similares a las del Miembro Señares. La matriz está formada por fragmentos submilimétricos de calizas *mudstone-wackestone* bioclásticas y margosas que localmente puede ser algo más abundante y presentar un carácter más margoso. El estudio mediante microscopía de transmisión, microscopía electrónica de barrido y microanálisis de espectrometría de dispersión de rayos X (EDS) se reconoció la presencia de cristales de cuarzo y calcita formados por reemplazamiento de la matriz original que presentan inclusiones de anhidrita (sulfato cálcico) en la mayoría de las muestras recogidas tanto en la parte inferior como la superior de la brecha.

Además en los 3 afloramientos se aprecia como la dolomitización se superpone a la Brecha del Porma.

Los datos obtenidos permiten establecer la edad relativa de la brecha en el Bashkiriense Medio – Rodiense (321 – 269 Ma). Este hecho junto con los rasgos observados permiten descartar que su origen este asociado a un proceso de deslizamiento (Reüther, 1977, Hemleben y Reüther, 1980) y la disolución y colapso del intervalo evaporítico en un ambiente superficial (González Lastra, 1978) ya que la brechificación se produce dentro de la pila sedimentaria. La ausencia de residuos insolubles en la base y estructuras de colapso en el techo también descarta la posibilidad de que la disolución y colapso se produjera dentro de la columna de sedimentos.

El mecanismo deducido a partir de los nuevos datos sugiere un flujo vertical que se dirige hacia el techo asociado a la movilización de una masa rica en anhidrita proveniente de la parte superior del intervalo formado por las calizas con pseudomorfos de evaporitas. Posteriormente a la brechificación se producen reemplazamientos de cuarzo y calcita en los que quedan atrapadas inclusiones de anhidrita tras lo cual se produce la disolución de la masa evaporítica.

ABSTRACT

The Porma Breccia (Reüther, 1977) is an intra-formational breccia unit showing a very broad distribution across the foreland fold-and-thrust belt of the Variscan Orogen in NW of Spain (Cantabrian Zone). It occurs near the top of the Carboniferous Barcaliente Formation and constitutes a relevant stratigraphic level within the Carboniferous successions of the Cantabrian Zone. It was interpreted as a synsedimentary breccia by the authors that investigated the Barcaliente Formation in the 70's and 80's who proposed several hypotheses to explain its development.

This Master Thesis (TFM) provides new geological data from three outcrops of this breccia unit located in the south branch of the Cantabrian Zone named the Hoces de Valdeteja (where the stratotype of the Barcaliente Formation is located), the Porma reservoir area and Cuevas. These data allow to revise the interpretations proposed by previous authors and to constrain the mechanisms involved its formation. The studies carried out comprise: 1) the geological mapping and the study of the boundaries of the Porma Breccia boundaries and their relationships with the underlying and overlying strata; 2) the detailed description of the breccia texture and components with special attention to the size, geometry and microfacies of the limestone fragments, and nature of the breccia matrix/groundmass; 3) the study and analyses of the solid inclusions occurring in quartz and calcite crystals replacing the original breccia matrix/groundmass. Low altitude aerial photographs taken with a DJI Phantom 4 drone were used in the study of outcrops of the Porma Breccia studied in the Porma area and in the Hoces de Valdeteja area. In the later an orthorectified high-resolution image covering an area of 1 x 0,25 km was generated by means of photogrammetry, which was later used for carrying out a 1:1.000 scale geological map of the breccia. Measurements of the S_0 on strata fragments, limbs on folded fragments and folds related to the breccia overlying strata and thrusts were processed with Stereonet 9.5 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo & Allmendinger, 2013). In Porma area and Cuevas breccia was characterized and its matrix sampled on a road outcrop, samples were prepared to transmission microscopy and scanning electron microscopy analysis.

The new data show that the Porma Breccia occurs at the same stratigraphic level in the three studied outcrops overlying a stratal package composed of dark mudstones with evaporite pseudomorphs recognized by previous authors in the upper part of the Barcaliente Formation, and underlying either strata of the Señares Member or the lowermost strata of the Valdeteja Formation. Its stratigraphic thickness ranges from 5 to 80 m. The base is a relatively flat contact at the outcrop scale consisting in a gradual transition from the in situ underlying evaporitic facies. The top generally show an irregular morphology with metre- to decametre-sized breccia chimneys (up to 80

m high and 60-65 m wide) cutting across the strata of the Señares Member and the base of the Valdeteja Formation. The Porma breccia usually shows a clast-supported fabric and it is composed of cm- to m-sized limestone fragments being common the occurrence of metre- to decametre-sized and folded limestone-strata fragments near the top. The limestone fragments frequently show polygonal shapes and are limited by both bedding surfaces and fractures oriented at a high angle with respect the bedding. The lower part of the breccia is formed by limestones with evaporite pseudomorphs fragments, and a matrix esparitic grains and submilimetric fragments of microsparitic limestones. The upper part is made up by bioclastic and marly mudstone-wackestone limestones fragments, and locally sandstones (Señares Member facies). Matrix has submilimetric and milimetric fragments with subangular marly mudstone-wackestone limestones. Almost all matrix samples (lower and upper part) have anhydrite inclusions on replacement quartz and calcite, and they were recognised with transmission microscopy, scanning electron microscopy analysis and energy dispersive X-ray spectroscopy.

The new data make it posible to determine that Porma Breccia was originated by strata brecciation inside de sediment column after Señares Member and Valdeteja Formation deposit and partial litification, and previous to Estefanian-Lower Permian dolomitization. This fact and the observed traces allow to discard that its origin associated to sedimentary processes of sliding (Reüther, 1977, Hemleben y Reüther, 1980) or by solution prosseses related to meteoric water action (González Lastra, 1978; Eichmuller, 1985, 1986). Instead there are breccia structures and features that suggest an upwards vertical flow associate to evaporites movilization, that have been preserved as relicts in quartz and calcite.

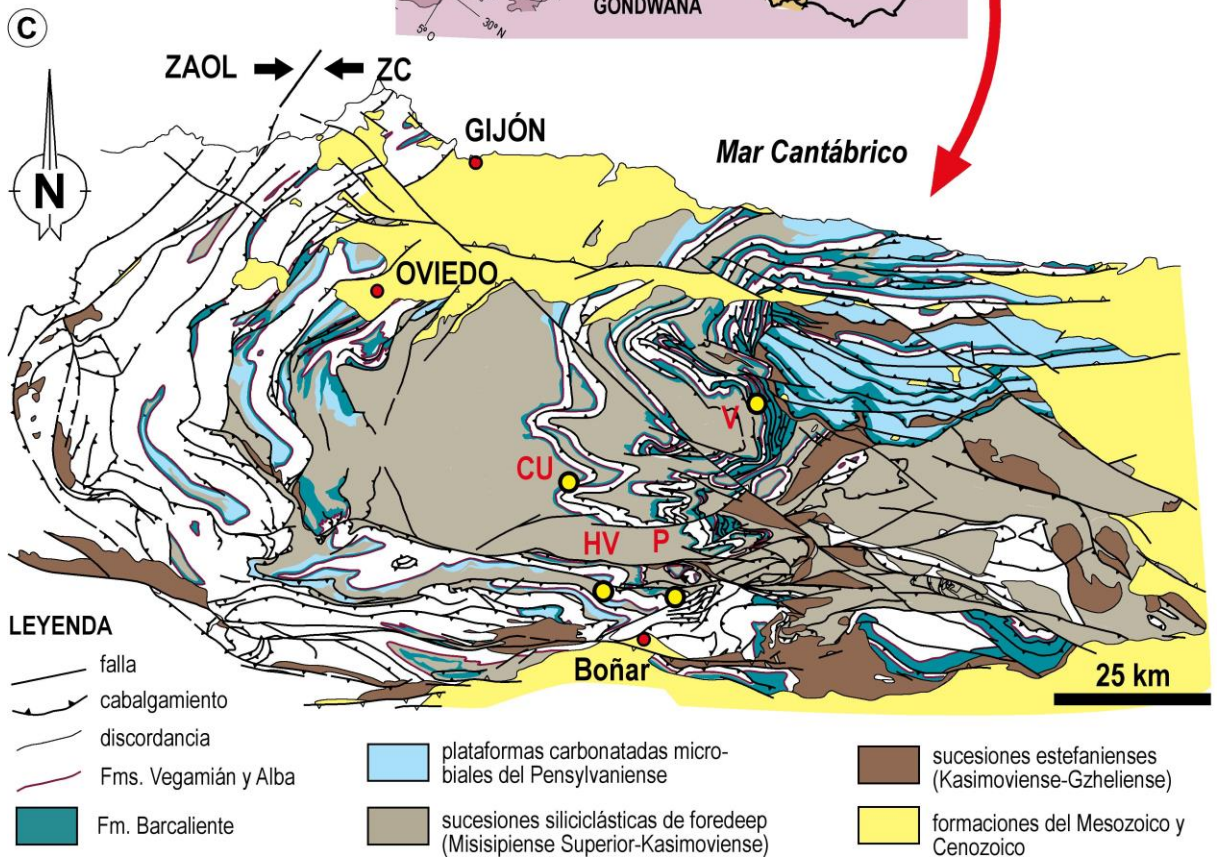
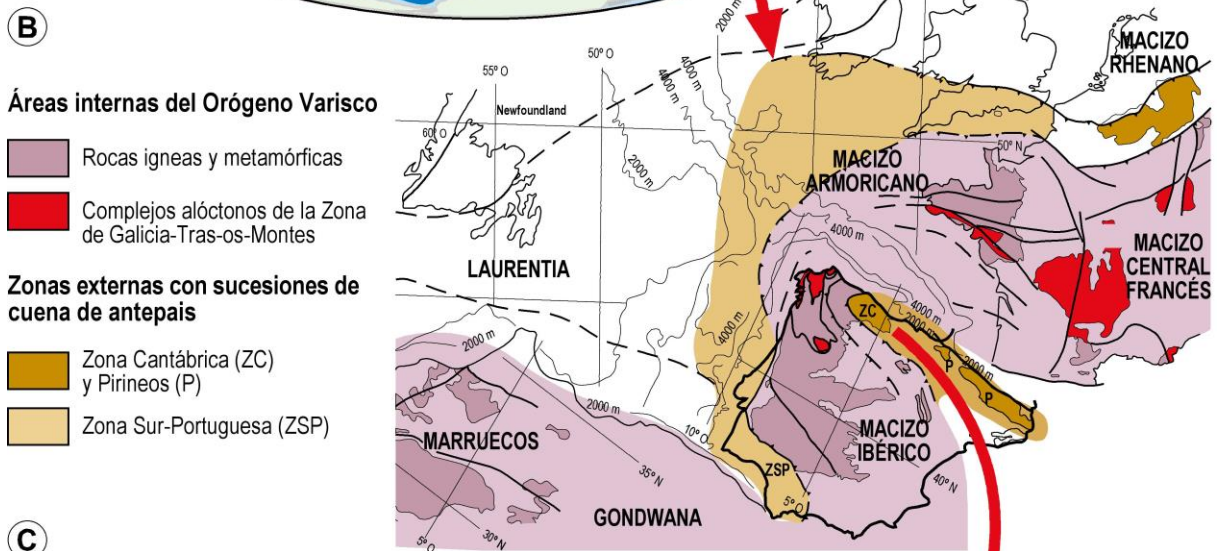
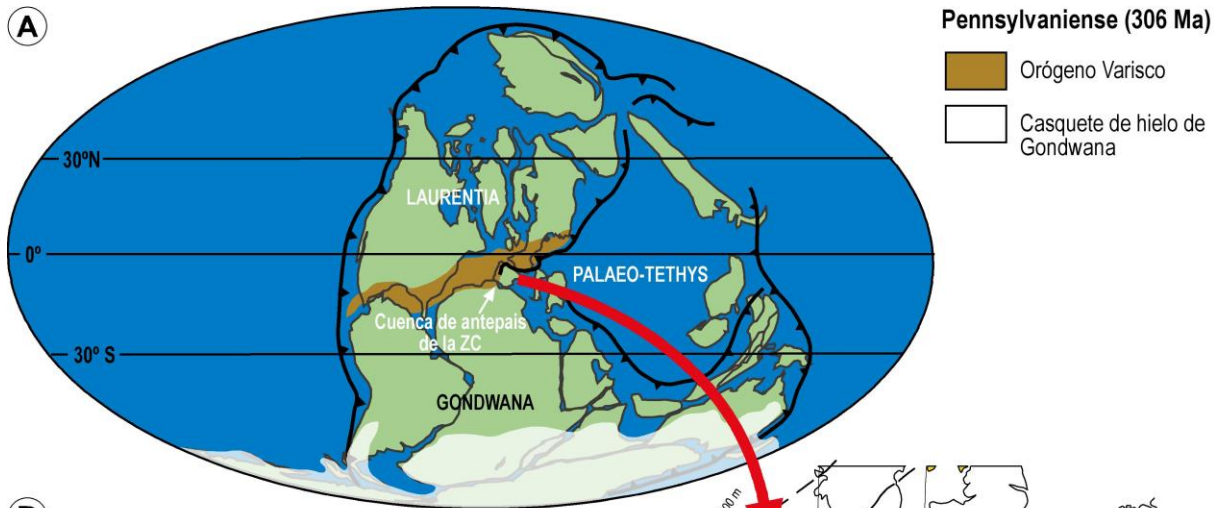
1. INTRODUCCIÓN

En muchas sucesiones sedimentarias es frecuente encontrar volúmenes significativos de brechas carbonatadas compuestas por fragmentos generalmente angulosos (>50%) de calizas y/o dolomías embebidos en una matriz y/o cementos. Este tipo de rocas pueden albergar importantes recursos geológicos debido a que en muchos casos su textura favorece el almacenamiento de hidrocarburos (Martínez-Ibarra et al., 2003) o agua, o mineralizaciones producidas por la circulación de fluidos a través de sus poros (Mississippi Valley en Bouhlef et al., 2015; Norton, 1917; asociados a pórfidos en D'Annunzio, 2012). Además, este tipo de rocas pueden aportar una valiosa información relativa al contexto sedimentario, tectónico y/o evolución de las cuencas sedimentarias.

En términos generales, las brechas carbonatadas pueden ser el resultado de procesos sedimentarios y/o sinsedimentarios, o por el contrario pueden tener un origen post-deposicional siendo el resultado de la brechificación de calizas o dolomías previas (Flügel, 2010; Quijada et al., 2014). El hecho de que procesos geológicos diferentes puedan generar brechas con características similares dificulta la clasificación de este tipo de rocas que, principalmente, se basa en el proceso de brechificación inferido (Spence y Tucker, 1997) y puede llevar a interpretaciones del contexto de formación dispares (véase Quijada et al., 2014). No obstante, interpretar el origen de las brechas carbonatadas de forma adecuada es esencial para poder comprender el contexto en el que se formaron, los procesos diagenéticos y tectónicos que las afectan (Flügel, 2010; Quijada et al., 2014) y, también, para predecir su distribución y propiedades en el subsuelo.

En la sucesión carbonífera de la Zona Cantábrica existe un nivel de brechas intraformacionales muy significativo situado en la parte superior de la Formación Barcaliente (Fig. 1) (Wagner et al., 1971) para el que Reüther (1977) propuso el nombre de Brecha del Porma. Este nivel de brechas (Fig. 2) presenta una extensión de cientos de km², se encuentra a lo largo de gran parte de la Unidad de Bodón-Ponga y parte de la Unidad de Somiedo (Frankenfeld, 1976; Reüther, 1977; González Lastra, 1978; Eichmüller, 1985, 1986; Sánchez de la Torre et al., 1983; Alonso et al., 2009) y muestra un espesor por lo general decamétrico, localmente hasta 60 m (Tabla I). Además tiene una posición estratigráfica relevante dentro de la sucesión carbonatada carbonífera dado que en muchos casos se encuentra cerca del nivel de nucleación de las plataformas microbiales Bashkirienses de la Formación Valdeteja (Fig. 3). Desde su primera descripción por Wagner et al. (1971) y Frankelfeld (1976) ha sido objeto de múltiples interpretaciones por los autores que la investigaron en los años 70 y 80.

Frankenfeld (1976, 1981) identificó y describió esta brecha en las Hoces de Valdeteja y en Valdehuesa, observando que presentaba clastos de formas angulosas con una distribución caótica, y reconociendo, además, clastos de gran tamaño deslizados y rotados (Fig. 4A). Este autor junto con Reüther (1977) y Hemleben y Reüther (1980) interpretaron la Brecha del Porma como una brecha de carácter intraformacional resultado de deslizamientos gravitacionales desencadenados por procesos sísmicos durante el Namuriense A-B, mientras que Sanz- López et al. (2004, 2012) interpretan que el desencadenante es un incremento en la velocidad de



Referencia	Sección	Espesor (m)
González Lastra (1978)	Sellaño	11,7
González Lastra (1978)	Viego I	6
Hemleben y Rheüter (1980)	Fonfria (Cabomera)	12
Hemleben y Rheüter (1980)	Valdeteja	60
Sánchez de la Torre et al. (1983)	Valdeteja	25
Eichmüller (1985)	Caldas de Luna	
Eichmüller (1985)	Gete	
Eichmüller (1985)	Tolibia de Abajo	15,3
Eichmüller (1985)	Valdeteja	24,1
Eichmüller (1985)	Oville Oeste	17,6
Eichmüller (1985)	Oville Este	5,3
Eichmüller (1985)	Valdehuesa	11,2
Eichmüller (1985)	Porma Oeste	14,9
Eichmüller (1986); basado en Wagner et al. (1971)	Valdeteja	15
Eichmüller (1986); basado en Eichmüller (1985)	Canseco	7,7
Eichmüller (1986); basado en Sjerp (1967)	Ricacabiello	
Eichmüller (1986); basado en Althaus (1983)	Pto. de Tarna	
Eichmüller (1986); basado en Marquínez <i>et al.</i> (1982)	Las Llacierias	
Eichmüller (1986); basado en Martínez García+Martínez García <i>et al.</i> (1971)	Meré	
Eichmüller (1986); basado en Martínez García+Martínez García <i>et al.</i> (1971)	Pendueles	

Tabla I. Secciones extraídas de varias publicaciones en las que se documenta la presencia o ausencia de la Brecha del Porma; aquellas en las que está presente se estimó el espesor de la brecha. Se reconocen grandes variaciones incluso en el mismo afloramiento de las Hoces de Valdeteja de unos 15 m a unos 60 m.

subsistencia en la cuenca y el deslizamiento es de edad pre-Kinderscoutiense. Por el contrario, González Lastra (1978) estableció la existencia de una relación de la Brecha del Porma con las facies evaporíticas infrayacentes y propuso que se habría formado como consecuencia de colapsos debidos a la disolución de evaporitas por aguas hiposalinas durante una hipotética emersión de esta zona. Posteriormente, otros autores como Rodríguez Fernández (1994) y Wagner y Winkler Prins (1999) en el sector oriental de la ZC la interpretan como una brecha de disolución asociada a superficies de exposición subaérea. Además de estas interpretaciones, Eichmüller (1985, 1986) plantea una hipótesis alternativa (Fig. 4B) para explicar el origen de la Brecha del Porma y la nucleación de la plataforma de Valdeteja que combina el modelo de brechas gravitacionales relacionadas con procesos tectónicos propuesta por Reüther (1977) y Hemleben y Reüther (1980), por un lado, y el modelo de brecha de colapso de González Lastra (1978) asociada a procesos de exposición sub-aérea, por otro lado, Eichmüller (1985, 1986) propone que, de forma similar al modelo propuesto por Kullman y Schöenberg (1975), la Brecha del Porma se formaría durante una etapa en la que se desarrollaron pequeñas elevaciones en las que se generaron brechas de disolución por la emersión, y en cuyos taludes se produjeron inestabilidades que dieron lugar a brechas generadas por deslizamientos gravitacionales.

Figura 1. A) Reconstrucción paleogeográfica mostrando la distribución de las masas continentales y océanos para el Pensilvaniense (306 Ma), el área ocupada por el Orógeno Varisco y la situación de la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica (modificado de Scotese, 2001). **B)** Reconstrucción del Orógeno Varisco en la zona occidental de Europa y Marruecos (modificado de Dallmeyer et al., 1997 y Martínez-Catalán et al., 1999). **C)** Mapa sintético de la ZC mostrando la distribución de la Formación Barcaliente y la situación de los afloramientos estudiados, HV = Hoces de Valdeteja; P = Porma; Cu = Cuevas y Vi = Viego (modificado de Merino-Tomé et al., 2017).

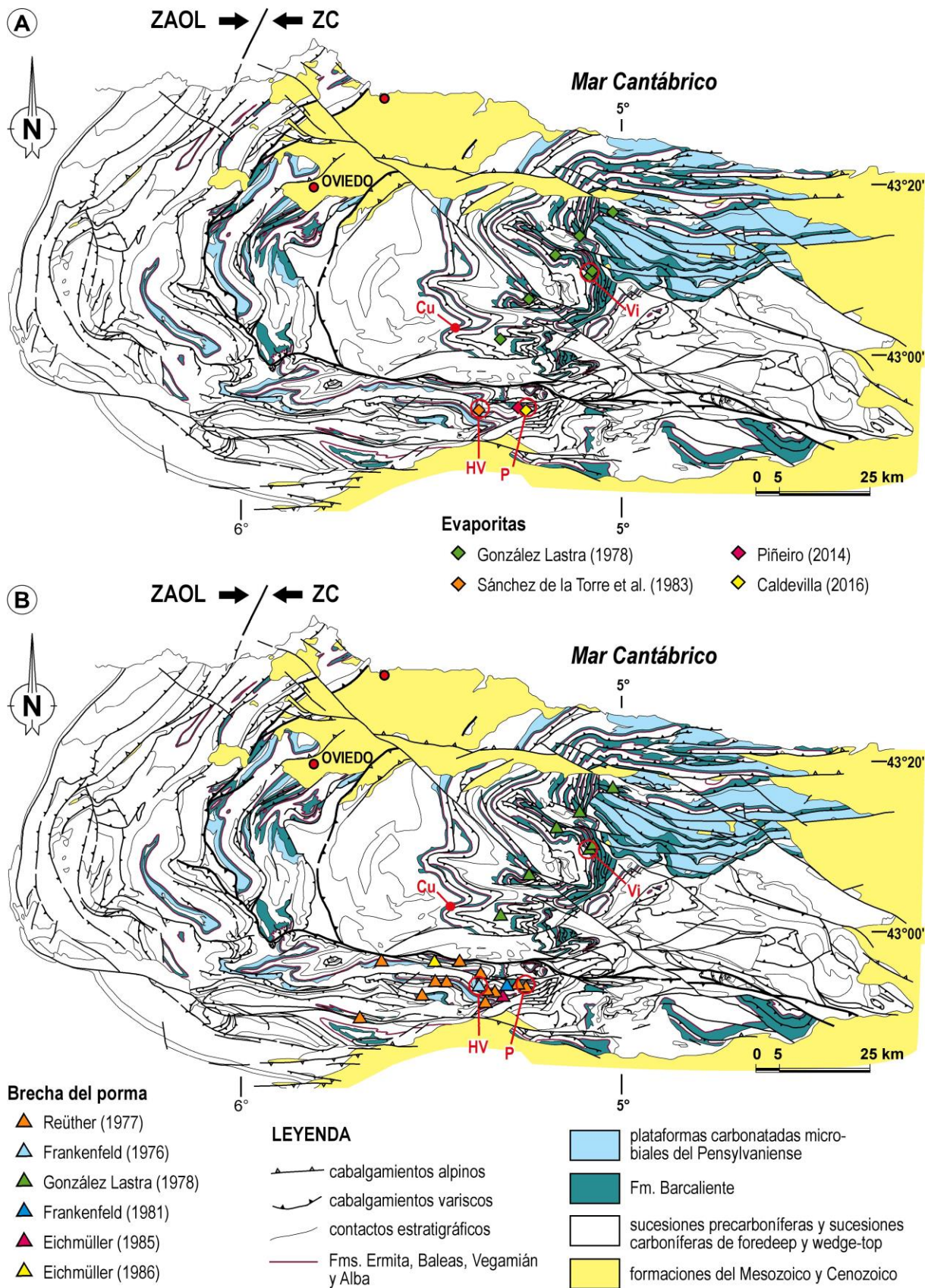


Figura 2. Mapa sintético de la ZC mostrando la distribución de la Formación Barcaliente (modificado de Merino-Tomé et al., 2016) y las localidades en las que ha sido descrita la presencia de las evaporitas en la parte superior de esta formación **A**) y la Brecha del Porma **B**) por autores previos (Frankenfeld, 1976, 1981; Reüther, 1977; González Lastra, 1978; Eichmüller, 1985, 1986; Piñeiro, 2014; Caldevilla, 2016). HV = Hoces de Valdeteja, P = Porma, Cu = Cuevas y Vi = Viego.

Epoch/Age (Stage)	Western Europe		Sanz-López & Blanco-Ferrera (2012)	
315 Pennsylvanian	Moscovian	Westphalian	San Emiliano Fm	
			Valdeteja Fm	
320	Bashkirian	Yeadonian Marsdenian	Ricacabiello Fm	
			Señares Mb.	
325	Namurian	Kinderscoutian Alportian Chokierian Arnsbergian	Barcaliente Fm	
			lower part	
330	Serpukhovian	Pendleian	Millaró Beds	
			San Adrián Mb	
335	Visean	Warnantian	Alba Fm	
			Canalón Mb	

Figura 3. Unidades litoestratigráficas descritas en las sucesiones del Misisipiense Medio y Superior y del Pensilvaniense inferior en la unidad de Bodón-Ponga (excluyendo la región de Picos de Europa). Modificado de Sanz-López y Blanco-Ferrera (2012).

Las 3 interpretaciones expuestas consideran que la brecha es de carácter sin-sedimentario y que su origen está ligado a procesos sedimentarios, pero su origen sigue siendo incierto, a pesar de la relevancia de este nivel estratigráfico y de la importancia que su correcta interpretación tiene para reconstruir la evolución de la cuenca de antepaís carbonífera, así como para poder explicar la nucleación de las plataformas carbonatadas, dado que esta brecha según Merino-Tomé et al. (2015, 2016) podría ser el registro de la movilización y disolución de un intervalo evaporítico no preservado y situado en la parte superior de la Formación Barcaliente (González Lastra, 1978; Sánchez de la Torre et al., 1983).

2. OBJETIVOS

Este Trabajo Fin de Máster está enfocado en el estudio del origen y evolución de la Brecha del Porma. Los objetivos generales son:

1. Describir y caracterizar en detalle la brecha del Porma en las áreas en las que fue descrita y definida.
2. Establecer su edad relativa en relación con el depósito del Miembro Señares y la Formación Valdeteja, las etapas de deformación tectónica dentro de la cuenca de antepaís y las dolomitizaciones.
3. Revisar las interpretaciones de su origen propuestas por autores previos y establecer los mecanismos implicados en su génesis.

Para alcanzar estos objetivos generales se plantearon otros más concretos que son los siguientes:

A) Elaboración de una cartografía de detalle de la brecha y los estratos infra y suprayacentes en el afloramiento de las Hoces de Valdeteja (Figs. 1 y 2) utilizando imágenes aéreas y ortomosaicos obtenidos mediante vuelos con un VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado), comúnmente conocidos como drones. La cartografía permitió: 1) estudiar los límites inferior y superior de la brecha, así como su geometría; 2) establecer la relación de la Brecha del Porma y el nivel evaporítico presente en la parte superior de la Formación Barcaliente; 3) describir la textura de la brecha (forma y tamaño de los clastos, proporción matriz—clastos) y la composición de los clastos; 4) toma de medidas estructurales (pliegues) y orientaciones de clastos; y 5) estudiar la relación entre la brecha y las rocas circundantes en el límite superior.

B) Para completar el estudio de la brecha se realizó un análisis de ésta en el área del Embalse del Porma y en el afloramiento de la carretera AS-253 al sur de la localidad de Cuevas.

C) Se determinaron las facies y microfacies de los clastos que forman la brecha del Porma en secciones de muestras de roca pulidas y láminas delgadas para estudiar la textura de la brecha y las litofacies presentes en ella.

D) Se realizó la caracterización de la matriz de la brecha y se comprobó la presencia de relictos e inclusiones de evaporitas mediante el análisis de láminas delgadas por microscopía de transmisión y análisis MEB (Microscopio Electrónico de Barrido).

E) Se establecieron las relaciones temporales entre los componentes reconocidos en las láminas delgadas (secuencia paragenética).

La realización de este TFM supuso una serie de gastos de desplazamiento, campaña fotogramétrica con un dron, preparación de láminas delgadas y los análisis con microscopio electrónico de barrido cubiertos por el Proyecto de Investigación del Plan Nacional de I+D+i titulado “Cambios oceanográficos y climáticos durante el inicio de la edad de hielo del Paleozoico superior (Misisipiense - Pensilvaniense): registro pelágico del N de España” (CGL2013-44458-P) que ha financiado el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.

3. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Zona Cantábrica (ZC; Lotze, 1945) se sitúa en el núcleo del Arco Ibero-Armoricano (Fig. 1), y representa el dominio externo (*foreland fold and thrust belt*) del Orógeno Varisco en el norte del Macizo Ibérico. Está constituida por una potente sucesión sedimentaria Paleozoica (desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Superior) que se dispone de forma discordante sobre rocas metamórficas de edad Precámbrico Superior (Pérez-Estaún et al., 1988). Muestra una tectónica de tipo *thin-skinned* (De Sitter, 1962; Julivert, 1971; Pérez-Estaún et al., 1988; Alonso et al., 2009), caracterizada por el desarrollo de importantes mantos de cabalgamientos, escamas y láminas (Julivert, 1971) que fueron emplazados hacia el núcleo del Arco Astúrico, y

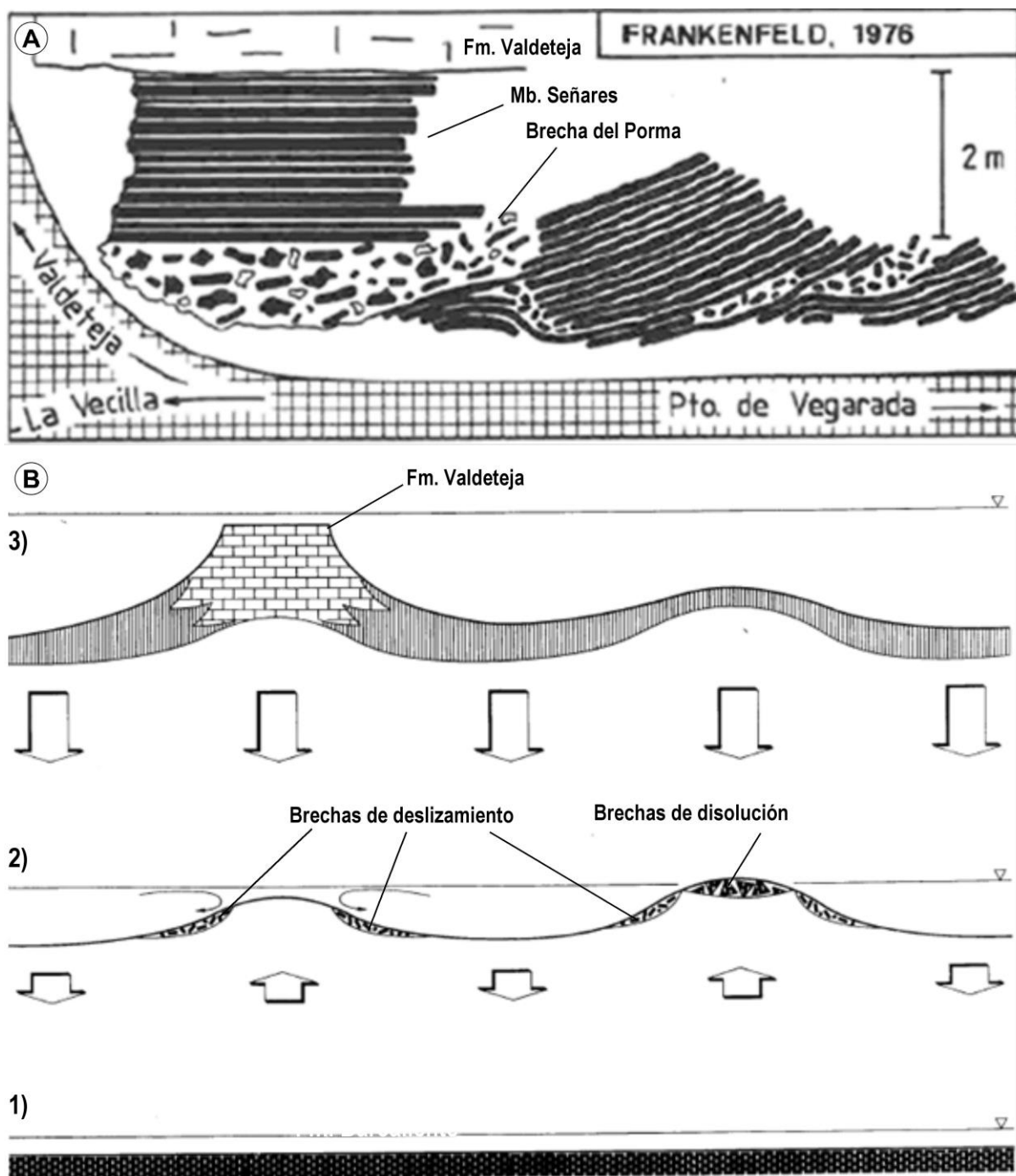


Figura 4. A) Esquema de las brechas descritas por Frankenfeld (1976) en las Hoces de Valdeteja en las proximidades del cruce de la carretera provincial 3621 (Valverdín-Valdeteja) con la carretera autonómica LE-321 (tomado de Eichmüller, 1985). **B)** Modelo propuesto por Eichmüller (1986) para explicar el origen de la Brecha del Porma: **1)** Situación inicial, fondo de la cuenca plano (Formación Barcaliente); **2)** Desarrollo de umbrales y depresiones en la cuenca, con formación de brechas de disolución en las zonas emergidas y brechas de origen gravitacional en los taludes de los paleoaltos, relacionadas con deslizamientos; **3)** Desarrollo de las plataformas carbonatadas (Formación Valdeteja y Picos de Europa).

un metamorfismo de muy bajo grado (Pérez-Estaún et al., 1988). Recientemente Alonso et al. (2009) definieron una nueva división de la ZC que modifica las divisiones anteriores de Julivert (1971) y Pérez-Estaún et al. (1988) que habían sido tomadas como referencia al reinterpretar la Falla de León como un cabalgamiento fuera de secuencia. Alonso et al. (2009) reconocen varios sistemas de cabalgamiento mayores (Somiedo, Bodón-Ponga, Esla y Valsurbio) que se emplazaron sobre la Unidad del

Pisuerga-Carrión, la cual incluye los Mantos Palentinos. En esta nueva división se consideraron el Manto del Ponga, la Cuenca Carbonífera Central, el Manto de Bodón, la escama de Forcada y la Región de Picos de Europa como parte de la Unidad de Bodón-Ponga. Por otro lado, la Unidad de La Sobia estaría incluido en el sector delantero de la Unidad de Somiedo y fuera de la Unidad de Bodón (Marcos, 1968 a; Julivert, 1971a; Pérez Estaún et al., 1988).

Durante el Fameniense Tardío y el Carbonífero, la ZC formaba parte de la extensa cuenca de antepaís de latitud sub-ecuatorial (10-20°S; Fig. 1A; Julivert, 1978; Marcos y Pulgar, 1982; Rodríguez Fernández, 1983; Águeda et al, 1991; Fernández, 1995; Bahamonde et al., 2015) situada al Este del continente Pangea, sobre la litosfera de Gondwana. Dicha cuenca registró el cierre del Océano Rheico durante la colisión que tuvo lugar entre los continentes de Gondwana y Laurasia y que dieron lugar al super-continente Pangea (Scotese, 2001; Golonka, 2002). Se constituyó así un océano epicontinental conectado por el Este con el Océano Paleotetys (Merino-Tomé et al., 2014).

En este periodo se acumuló en esta cuenca una sucesión sin-orogénica (Fig. 5) que se ajusta a una evolución de tipo flysch–molasa, formando sobre los materiales devónicos más antiguos una discordancia angular de bajo ángulo en las unidades de Somiedo, Bodón-Ponga, Esla y Valsurbio (Colmenero et al., 2002; Sánchez de Posada et al., 2002; Fernández et al., 2004). La sucesión carbonífera comienza con depósitos condensados de gran extensión lateral (Formación Ermita, Baleas, Vegamián y Alba) (Sanz-López et al., 2007). A continuación se deposita la Formación Barcaliente (Wagner et al., 1971), que presenta espesores de 150-350 m y una gran extensión lateral; y que es una unidad carbonatada contemporánea a la acumulación de depósitos turbidíticos, los cuales se asocian a cuñas terrígenas provenientes del orógeno que posteriormente dominarán la sedimentación de la cuenca, aunque localmente se desarrollaron plataformas carbonatadas constituidas por mantos microbiales (Formación Valdeteja y Picos de Europa) en las zonas alejadas del orógeno (Eichmüller, 1985; Chesnel et al., 2016a, b; Bahamonde et al., 1997a, b, 2000a, 2004, 2007, 2008; Della Porta et al., 2002a, b, 2003, 2004; Kenter et al., 2003; van der Koig et al., 2007). Estas cuñas registran ambientes marinos que varían de

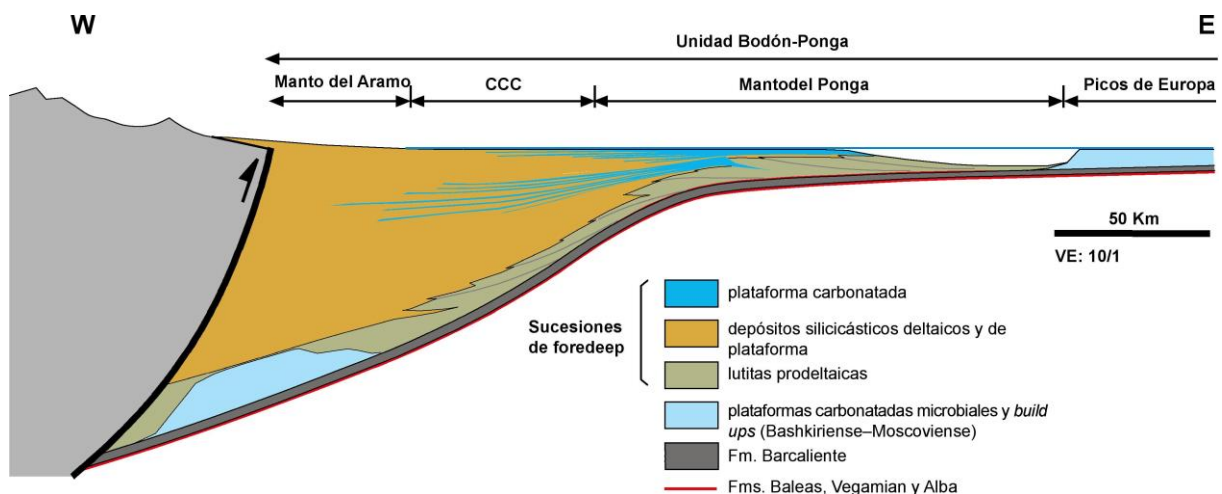


Figura 5. A) Reconstrucción de la cuenca de antepaís del Orógeno Varisco en la Unidad Bodón-Ponga (modificado de Bahamonde et al., 2012).

someros a profundos y forman una megasecuencia progradante hacia el antepaís, dando lugar a ambientes profundos restringidos en la zona oriental y a la fosilización de las plataformas en su margen occidental (Colmenero et al., 1993; 2002; 2012). A partir del Moscoviense Temprano (Van Veen, 1965; Alonso et al., 2015) se desarrolla un sistema imbricado de cabalgamientos (Fig. 6) hacia el Este que afecta a las zonas proximales de la cuenca desarrollando cuencas de tipo *piggy-back* en las que se acumulan en las zonas proximales al orógeno sedimentos continentales discordantes, y marinos en cuencas más distales. (Merino-Tomé et al., 2009).

El emplazamiento de los cabalgamientos variscos finaliza en el Kasimoviense-Gzheliense temprano y es seguido por un plegamiento oroclinal que termina durante el Pérmico Temprano (Alonso et al., 2009; Hirt et al., 1992; Parés et al., 1994; Stewart, 1995; Van der Voo et al., 1997; Weil et al., 2000, 2001; Weil, 2006, Pastor-Galán et al., 2011; 2014). Ello provoca la delaminación litosférica y un evento termometamórfico al que se asocia el emplazamiento de granitos posttectónicos hace 295-285 Ma (Brime et al., 2001; Fernández-Suárez et al., 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2004), periodo en el que sitúa el desarrollo de dolomitizaciones que afectaron a amplias extensiones de la ZC y dieron lugar a mineralizaciones asociadas (Raven, y Van Der Pluijm, 1986; Schneider, 2000; Gassparrini 2006a).

4. LA FORMACIÓN BARCALIENTE

La Formación Barcaliente (Wagner et al., 1971) en las Unidades de Somiedo y Bodón-Ponga tiene un espesor de 150-350 m y una edad Arnsbergiense-Kinderscoutiense (Fig 3; Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Está constituida por calizas micríticas y microesparíticas (*calci-mudstones*) oscuras, ligeramente bioturbadas y/o laminadas, entre las que se intercalan niveles métricos margosos bien laminados y con un mayor contenido en materia orgánica (Merino-Tomé et al., 2016a, b). En general son pobres en fauna, pero presentan algunos fósiles de conodontos, biomoldes esféricos, radiolarios y algún amonoideo (Sanz-López et al., 2010). En la parte alta de la formación se reconoce un tramo en el que estas calizas presentan pseudomorfos de evaporitas cuya abundancia aumenta hacia techo donde llegan a suponer más del 60% del volumen total (González Lastra, 1978; Caldevilla, 2016; Merino-Tomé et al., 2016a, b). Sobre ellas se sitúa un nivel de brechas intraclásticas, denominado Brecha del Porma por Reüther (1977) y el Miembro Señares (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012), el cual está constituido por 40 m de calizas margosas grises laminadas con un contenido bioclástico más diverso (espículas de esponja, radiolarios y crinoideos), margas y algunos estratos de calizas bioclásticas gradadas (Eichmüller, 1986; Sanz-López et al., 2010). También se ha descrito localmente la presencia de nódulos de manganeso (Eichmüller, 1986; Sanz-López et al., 2010). Debido a su contenido bioclástico y a las diferencias en las microfacies algunos autores incluyeron estos estratos del Miembro Señares dentro de la Formación Ricacabiello (Sjerp, 1967; Eichmüller, 1985, 1986) y otros dentro de la Formación Valdeteja (Fernández González, 1990, 1993).

Sobre la Formación Barcaliente y mostrando cambios laterales de facies con los estratos del Miembro Señares, se sitúa la Formación Valdeteja (Winkler Prins, 1968; Wagner et al., 1971), aunque en algunas zonas se apoya sobre las pizarras rojas de la Formación Ricacabiello (Sjerp, 1967; Eichmüller, 1985, 1986). Esta formación muestra un desarrollo local y un techo diacrónico (Marsdeniense a Duckmantiense), está compuesta predominantemente por calizas *boundstone*

microbiales que muestran un cambio lateral a brechas calcáreas, intercalado en las anteriores se reconocen niveles de margas y de calizas margosas (Villa et al., 2001; Bahamonde et al. 2007).

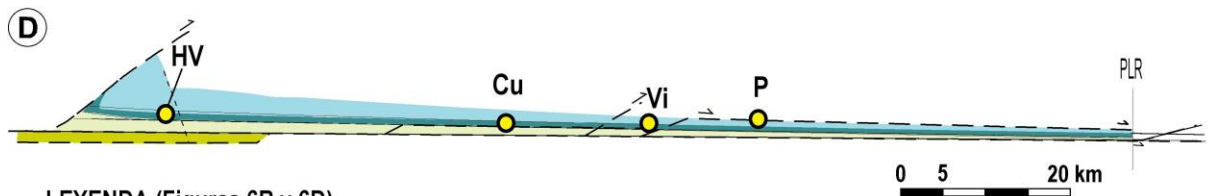
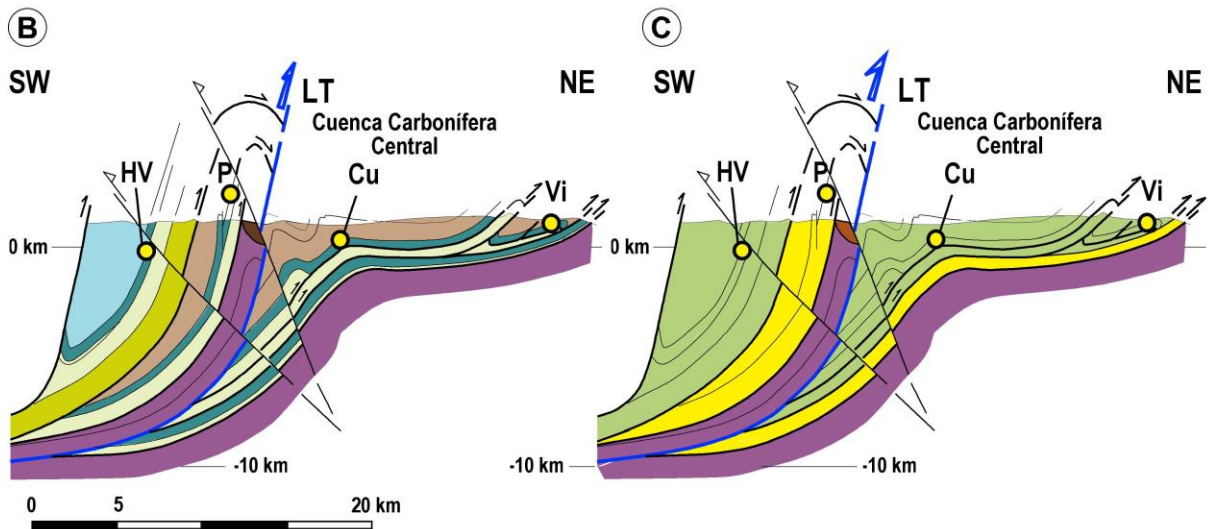
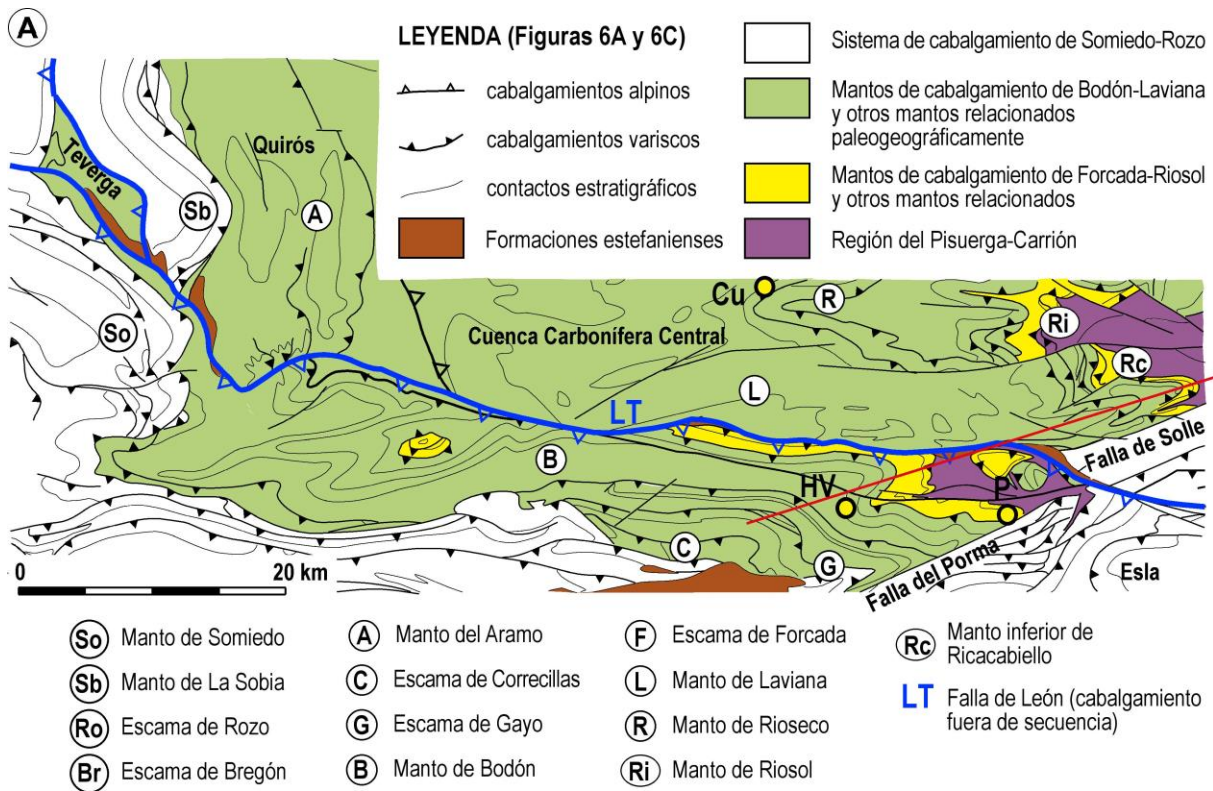
5. METODOLOGÍA

5.1. Zonas de estudio

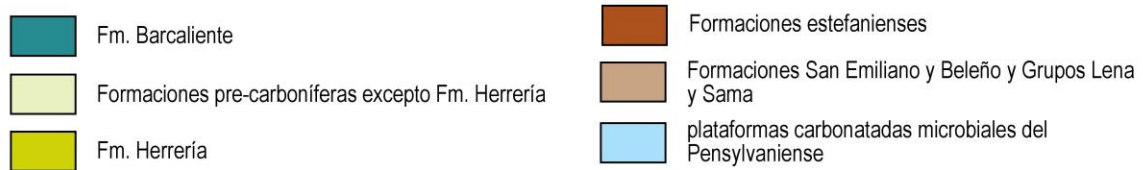
Para realizar el estudio de la Brecha del Porma se seleccionaron 3 áreas (Fig. 6) de la rama sur de la Zona Cantábrica situadas dentro de la Unidad de Bodón-Ponga (Alonso et al., 2009). El primer sector se sitúa en las proximidades de la localidad de Valdeteja (León), dentro de las Hoces de Valdeteja, y comprende una parte del estratotipo de las formaciones Barcaliente y Valdeteja (Wagner et al., 1971; Villa et al., 2001). Este afloramiento se localiza en el Manto de Bodón (Marcos, 1968) (Fig. 6). El segundo sector de estudio se sitúa en el entorno del embalse del Porma, junto a la localidad de Valdehuesa (León), y corresponde al extremo oriental de la Escama de Forcada (Fig. 6). De esta localidad toma su nombre la Brecha del Porma (Reüther, 1977). El tercer sector de trabajo se encuentra inmediatamente al sur de la localidad de Cuevas (Asturias) y pertenece al Manto de Laviana (Cuenca Carbonífera Central). Por último, hay que señalar que, además, se llevaron a cabo observaciones locales en las proximidades de la localidad de Viego (zona oriental del Manto del Ponga, Fig. 6).

El afloramiento de las Hoces de Valdeteja (Fig. 7) fue seleccionado para llevar a cabo la cartografía de detalle de la Brecha del Porma, el intervalo evaporítico infrayacente, los estratos del Miembro Señares y las dolomitizaciones que las afectan. Además se analizó la composición, orientación y dimensiones de los clastos que componen la Brecha del Porma. También las relaciones con los estratos encajantes y las estructuras de deformación tectónica que afectan a los estratos del Miembro Señares y a los bloques de escala métrica incluidos dentro de la brecha. Para la elaboración de la cartografía se utilizaron ortomosaicos con una resolución de 3,2-4,24 cm/pixel elaboradas mediante fotogrametría aérea utilizando un Vehículo Aéreo No Tripulado (dron; Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016). El punto de partida fueron los trabajos de investigación previos enmarcados en el proyecto CGL2013-44458-P en los que participé gracias a una Beca de Colaboración (curso académico 2015-2016) y en el transcurso de mis prácticas de empresa del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica (curso académico 2016-2017). Dichos trabajos, que no forman parte de este Trabajo Fin de Master, incluyeron el levantamiento de 3 columnas estratigráficas (HV1, HVB, HVP), medida de la radiactividad natural mediante un escintilómetro GAMMA Surveyor 1.3.1 con un detector BGO (de 150keV a 3MeV), y el estudio de biomarcadores (Leoz, 2016).

Figura 6. A) Esquema estructural del sector sur de la Unidad de Somiedo y Bodón-Ponga con los nombres asignados a las diferentes escamas y mantos de cabalgamiento, la situación de los afloramientos estudiados en este trabajo y la traza del corte geológico de las figuras **B**, **C** y **D** (modificado de Alonso et al., 2009). **B** y **C**) Corte geológico a través de los Mantos de Bodón, Forcada, Laviana y Manto del Ponga en el que se muestra la duplicación de las láminas tectónicas producida por el cabalgamiento fuera de secuencia de la Falla de León y la posición de los afloramientos estudiados incluyendo la sección de Viego (modificado de Alonso et al., 2009). **D**) Corte restaurado mostrando la situación previa a la deformación varisca de los afloramientos estudiados. Puede apreciarse como la extensión lateral de la facies evaporítica y la Brecha del Porma supera los 100 km. (modificado de Alonso et al., 2009). HV = Hoces de Valdeteja, P = Porma, Cu = Cuevas y Vi = Viego.



LEYENDA (Figuras 6B y 6D)



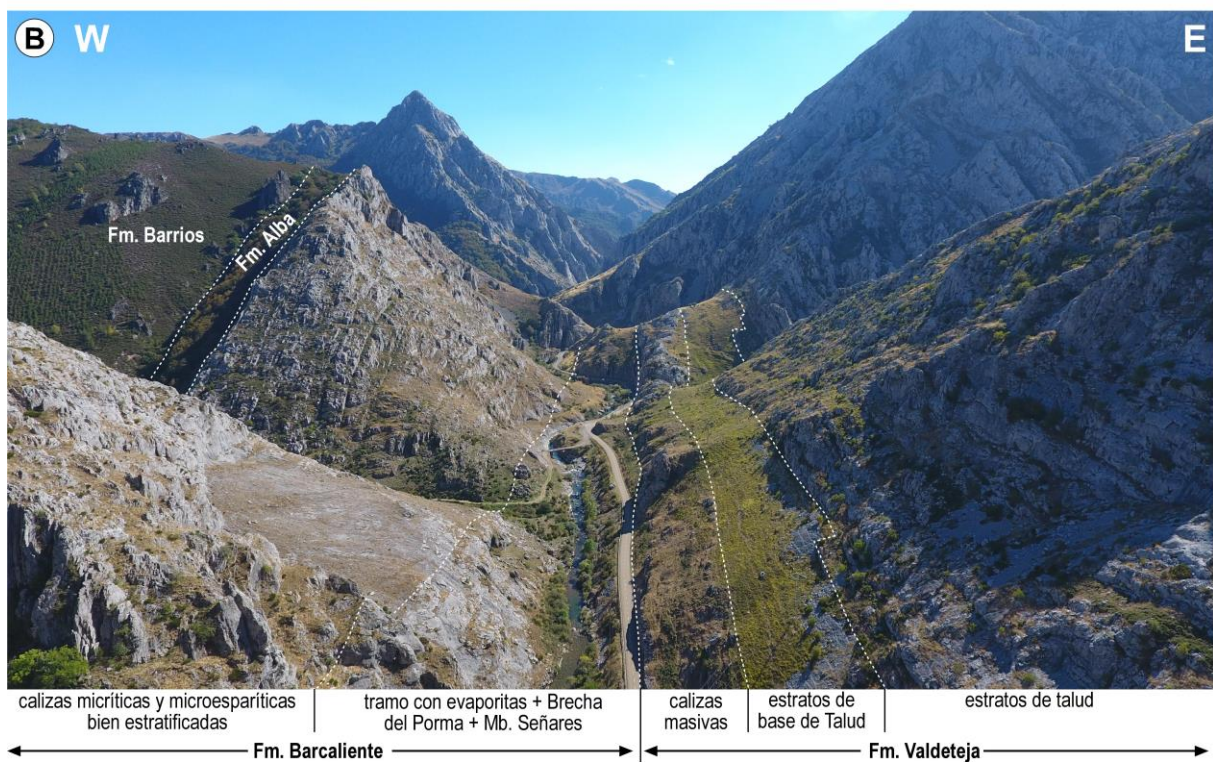
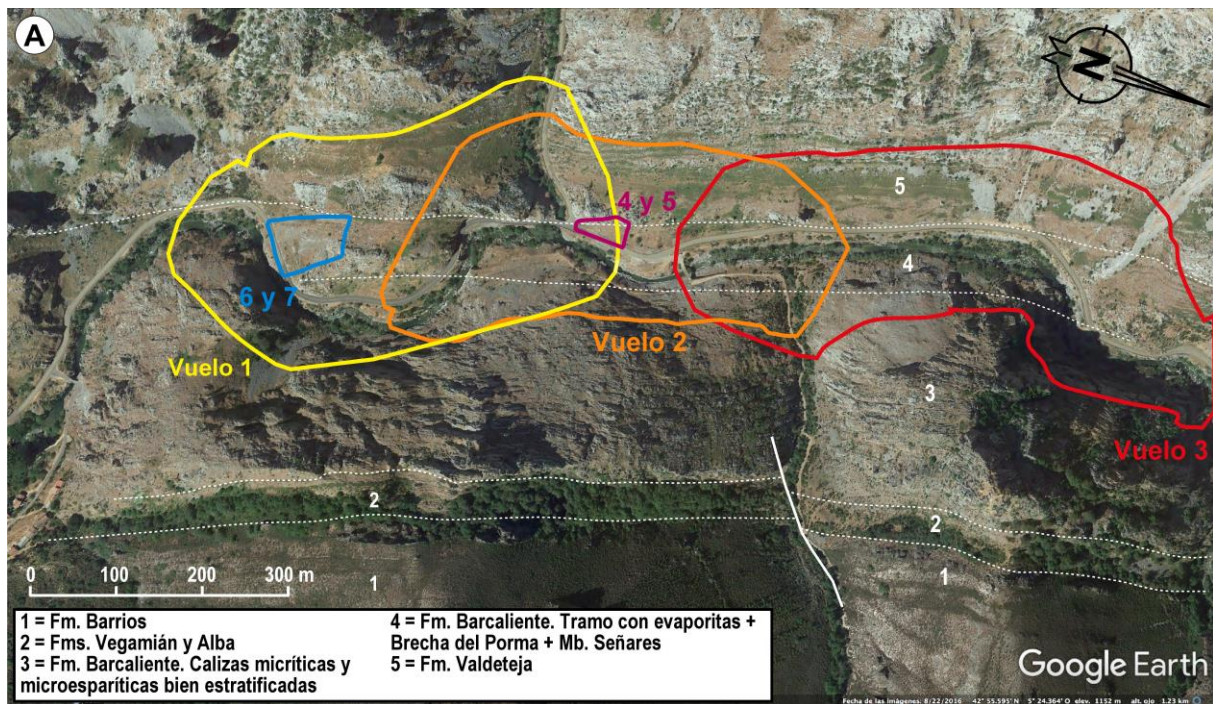


Figura 7. A) Ortografía de afloramiento estudiado en de las Hoces de Valdeteja (tomada de Google Earth) en la que se indica el área cubierta por los vuelos realizados con dron durante las 2 campañas fotogramétricas. **B)** Fotografía obtenida con el dron en el extremo Norte del vuelo 3 con la vista dirigida hacia el Sur en la que se delimitan las principales unidades litoestratigráficas y tramos reconocidos en este área. En la parte izquierda se reconoce el valle en el que se ubica el estratotipo de la Formación Barcaliente.

No obstante es importante señalar que aunque alguno de estos datos ha sido incluido en este trabajo, no forman parte de este Trabajo Fin de Máster.

En el afloramiento del Porma (Fig. 8) también se realizó una caracterización del intervalo evaporítico y la Brecha del Porma, complementándose con un muestreo sistemático que incluye una muestra recogida en Valdehuesa y con las que se prepararon láminas delgadas para ser analizadas por microscopía de transmisión, algunas de las cuales también se analizaron mediante MEB (Microscopía Electrónica de Barrido). Una parte del estudio de los afloramientos se apoya en la toma sistemática de fotografías terrestres y aéreas de la parte superior de la brecha. Tanto en el Porma como en el afloramiento cercano a la Cantera del Porma se realizaron trabajos previos enmarcados dentro de este proyecto y los proyectos SV-PA-13-ECOEMP-45, FUO-EM-056-09 y CGL2009-13990-C02-01 (INCAR-CSIC), que incluyen el levantamiento de columnas estratigráficas y la obtención de *logs* de rayos gamma. Además se realizó un análisis petrográfico de la materia orgánica (Piñeiro, 2014) y de biomarcadores (Leoz, 2016) en la Cantera del Porma, y un estudio estratigráfico y sedimentológico del intervalo evaporítico y la Brecha del Porma (Caldevilla, 2016) en el afloramiento del Porma. En estos trabajos participaron J. R. Bahamonde, L. P. Fernández, O. Merino, E. Quijada, J. Martín Llana, G. Leoz, P. Caldevilla, C. Piñeiro y M. Valenzuela, y sobre algunos de los datos obtenidos se apoyó este TFM.

Los trabajos realizados en la localidad de Cuevas (Fig. 9) consistieron en la descripción de una columna estratigráfica sintética que comprende la Brecha del Porma y el Miembro Señares. Además, se tomaron muestras de la brecha del Porma para la elaboración de láminas delgadas y su posterior estudio con microscopio de luz transmitida y microscopía MEB.

5.2. Fotogrametría

Las ortoimágenes con máxima resolución disponibles en el Instituto Tecnológico Agrario de la Junta de Castilla y León (ITACyL) y el Instituto Geográfico Nacional (IGN) correspondientes al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) tienen una resolución de 25x25 cm/pixel. La elaboración de una cartografía de detalle exige de una resolución de imagen mayor que permita cartografiar elementos singulares, como clastos de escala métrica, el trazado del límite de la Brecha del Porma o estructuras asociadas a la brecha, siendo necesario al menos un tamaño de *pixel* de 1 dm.

Para poder obtener una ortoimagen de alta resolución se requirió de un levantamiento fotogramétrico aéreo *ad hoc* mediante un dron (Fig. 10A), también conocido como VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado). Este método de obtención de ortomosaicos se ha extendiendo en la última década ya que presenta un gran número de ventajas (Hernández-López et al., 2013; Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016). Actualmente, la reducción en tamaño y peso de sistemas integrados GPS y UMI (Unidad de Medición Inercial, giroscopios), la mejora de la resolución de los sensores y la facilidad para intercambiar los sensores, supone una reducción en costes, mano de obra y tiempo y un incremento en la cantidad y calidad de los datos obtenidos (Hernández-López et al., 2013; Fernández-Lozano et al., 2015b; Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016a, b). El levantamiento fotogramétrico

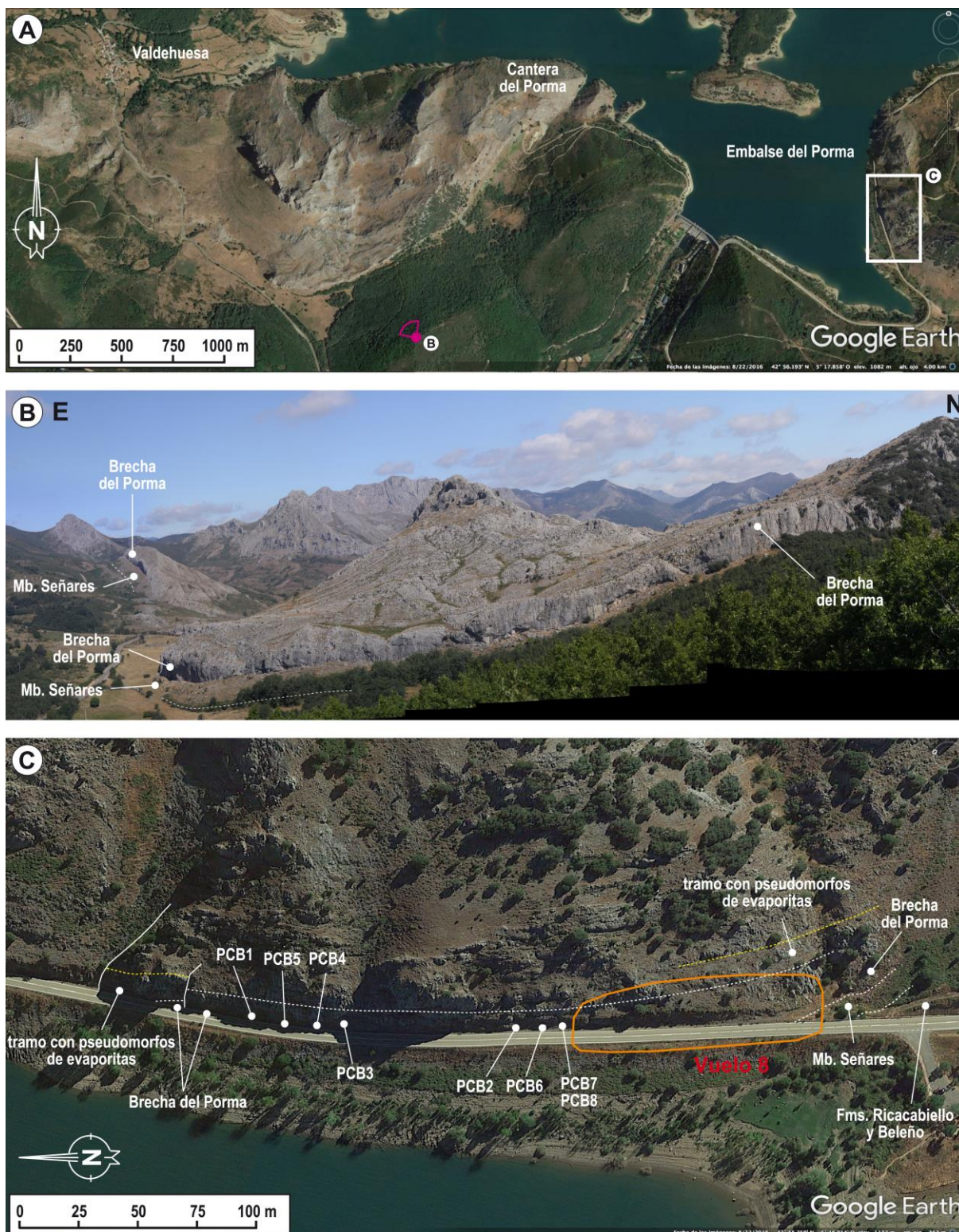


Figura 8. A) Ortofoto del área del embalse del Porma obtenida de Google Earth en la que se indican las áreas estudiadas en este trabajo. **B)** Panorámica del entorno de Valdehuesa realizada por O. Merino Tomé en la que se reconoce una pared vertical de caliza con cientos de m de extensión que se corresponde con el techo de la brecha del Porma. **C)** Ortofoto del afloramiento estudiado en el borde SE del embalse del Porma (tomada de Google Earth) en la que señalan los tramos reconocibles en la parte superior de la Formación Barcaliente (intervalo evaporítico, Brecha del Porma y Miembro Señares), la posición de las muestras de brecha recogidas (PCB) y los límites aproximados del área fotografiada con el dron.

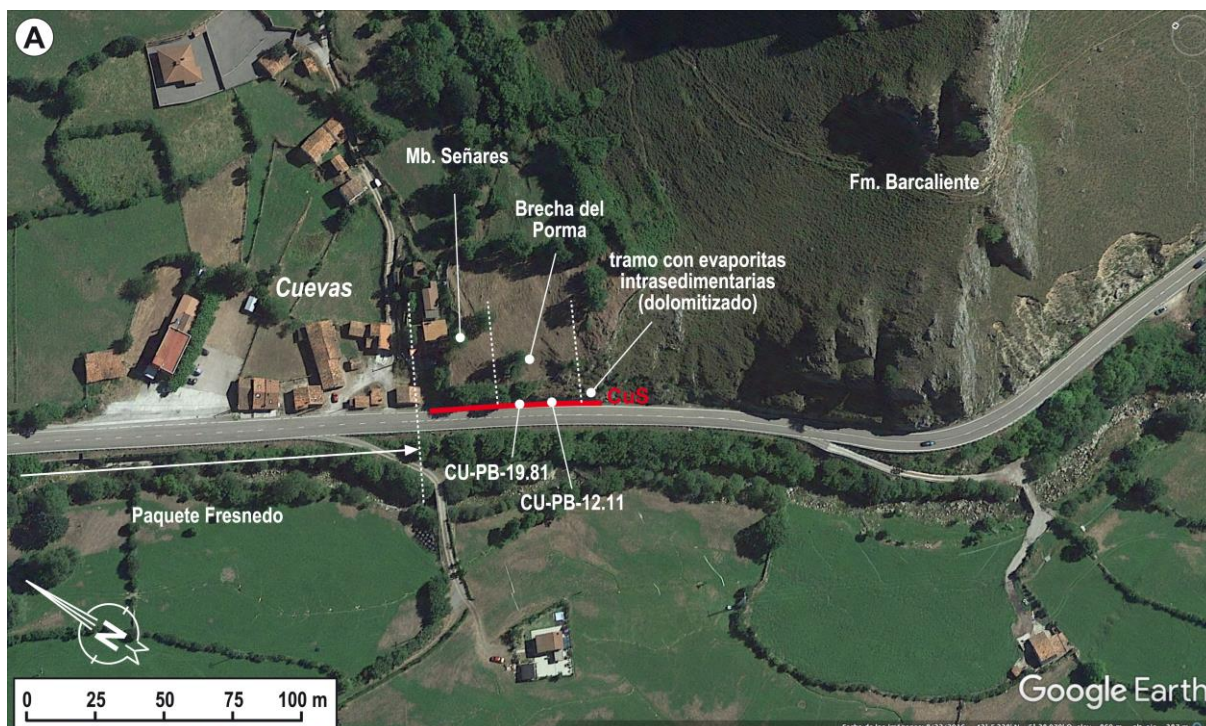


Figura 9. Ortofoto del afloramiento de Cuevas obtenida de Google Earth en la que se representan los límites de la Brecha del Porma y del Miembro Señares, la situación de la sección estudiada y las muestras recogidas (CU-PB-12.11 y 19.81).

está condicionado por la escala del trabajo aéreo a realizar, las condiciones meteorológicas durante el vuelo y la presencia de una topografía compleja, la altura del vuelo realizado, la distancia focal del sensor de la cámara y la calidad de la misma (Otero et al., 2011; Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016a, b).

5.2.1. Proyectos de vuelo y campañas fotogramétricas

Se realizaron dos campañas de fotogrametría en las Hoces de Valdeteja y una en el afloramiento de la Brecha del Porma situado en la carretera autonómica LE-331 (Boñar-Puebla de Lillo) destinadas a la obtención de fotografías aéreas de baja altitud con un dron de ala rotatoria, cuadricóptero, modelo DJI Phantom 4 (Fig. 10A), presenta una cámara con un sensor RGB modelo 1/2.3" CMOS con un tamaño de imagen de 4000x3000 (12,4 M de *pixels* efectivos) y una lente FOV 94° 20 mm f/2.8. Javier Fernández Lozano (Universidad de Cantabria) fue el piloto y operador encargado de dirigir los proyectos de vuelo. Los objetivos de estas campañas fueron: 1) generar un ortomosaico de alta resolución para elaborar una cartografía geológica de detalle de la Brecha del Porma en las Hoces de Valdeteja; y 2) adquirir imágenes más detalladas de áreas relevantes para el estudio de la brecha que permitan establecer las relaciones existentes con los estratos del Miembro Señares.

El área de trabajo seleccionada para llevar a cabo la cartografía geológica de detalle en las Hoces de Valdeteja se orienta según el eje del valle y abarca una superficie de 0,2-0,3 km² (Fig. 7A). El entorno destaca por su compleja topografía, caracterizada por la presencia de un valle estrecho y profundo por el que se canalizan los vientos generando el llamado efecto Venturi que controla la velocidad de las rachas generadas alrededor de la aeronave en movimiento. Tiene una longitud próxima a 1 km y una anchura comprendida entre 200 y 300 m con diferencias de altitud entre las

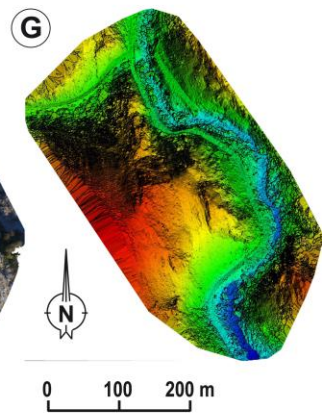
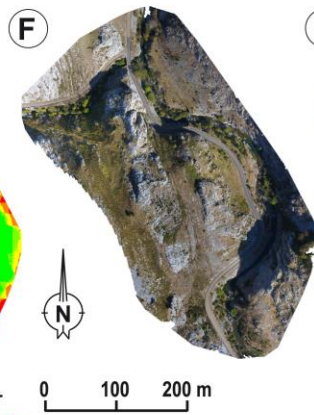
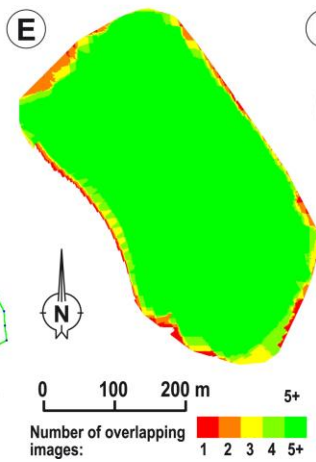
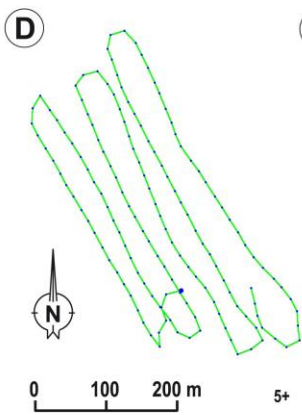
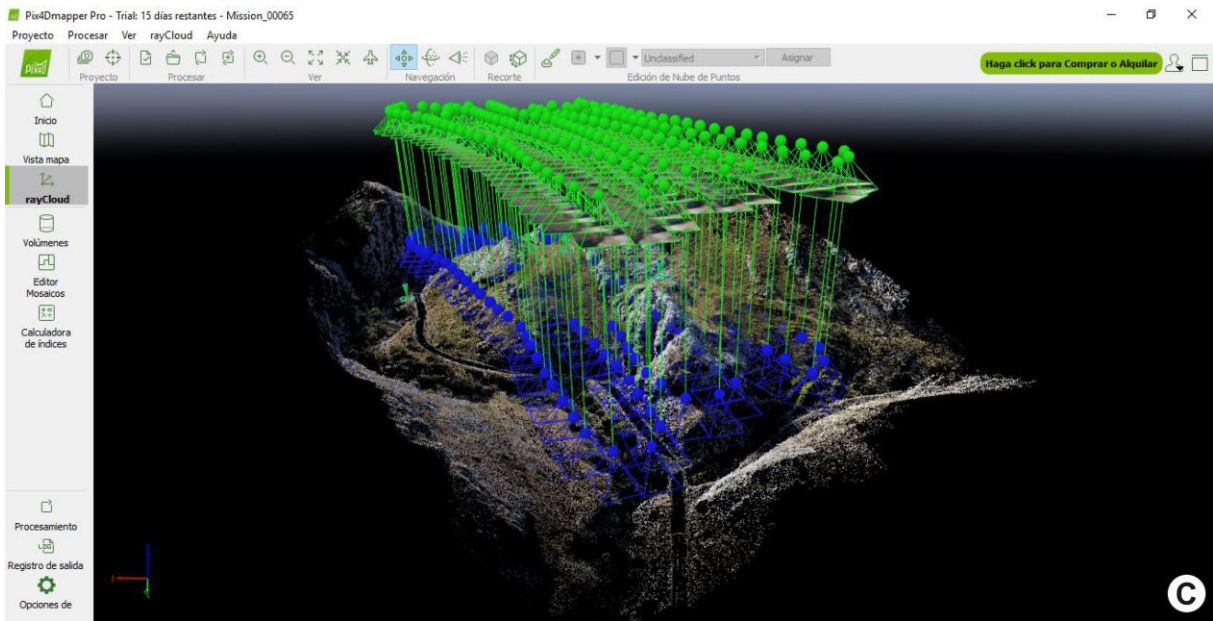
zonas de ladera más elevadas y el fondo de valle superior a 100 m, por lo que debe considerarse como una zona de trabajo compleja (Fig. 7B). Por ello, para abarcar todo el área de trabajo se realizaron un total de 3 vuelos en solape, los cuales muestran una trayectoria alargada y estrecha condicionada por el valle (Figs. 7A, 10D), lo que forzó a la realización de vuelos en modo manual. Antes de la realización de cada vuelo y la toma de fotografías aéreas se ubicaron 10 dianas en lugares seleccionados de la zona de trabajo; situándose tanto en zonas elevadas como en zonas bajas y especialmente en las zonas del borde del área de trabajo, donde la cantidad de información es menor y por lo tanto el modelo puede mostrar mayor distorsión. La posición de dichas dianas fue determinada mediante un GPS RTK diferencial-DGPS (*Differential Global Positioning System*; Fig. 10B) con dos receptores Trimble modelo 4600LS cuyos datos fueron procesados por Juan Manuel González Cortina. Estas medidas fueron posteriormente utilizadas para el procesamiento de las imágenes. Los puntos de referencia tomados en campo sirvieron para establecer los parámetros de orientación (relativa y absoluta, así como interna y externa) del modelo (GCP = *Ground Control Point*) y otras de comprobación que permitieron comparar con el modelo resultante para establecer la desviación con respecto a la situación real (CP = *Check point*) (Hernández López, 2006; Linder, 2006). Estas medidas son esenciales para poder llevar a cabo cualquier procesamiento fotogramétrico (ver Linder, 2006; Hernández López, 2006).

Dado que la escala (E) a la que se representa una fotografía es inversamente proporcional a la altura (H) de vuelo (la distancia vertical entre el terreno y la cámara, $E = f/H$; ver Hernández López, 2006; Linder, 2006), los vuelos de la primera campaña fueron realizados a una altura que fluctuó entre 50 y 100 m, que garantizó la obtención de ortoimágenes con resoluciones inferiores al dm (3,2-4,24 cm/píxel).

En la primera campaña se tomaron 505 fotografías. En el vuelo 1, se obtuvieron 148 fotografías y se utilizaron 3 GCP y 1 CP, en el vuelo 2 se tomaron 175 fotos y se utilizaron 3 GCP y 2 CP, en el vuelo 3 se realizaron 182 fotografías y se usaron 3 GCP y 1 CP. Los vuelos consistieron en varias pasadas realizadas a lo largo de la dirección del valle y con un gran solapamiento tanto entre imágenes de un mismo vuelo (Fig. 10E), como entre vuelos (>80% de solape entre imágenes).

En la segunda campaña se realizaron vuelos para adquirir imágenes con mayor resolución en las Hoces de Valdeteja. Los vuelos 4 (213 fotos) y 5 (136 fotos) se corresponden con el entorno del cruce de la carretera provincial 3621 (Valverdín-Valdeteja) con la carretera autonómica LE-321. Los vuelos 6 (272 fotos) y 7 (50 fotos) con el extremo Sur de la cartografía (Fig. 7A). En el área del Porma el afloramiento

Figura 10. **A)** Dron DJI Phantom 4 con el que se realizaron las 2 campañas fotogramétricas. **B)** Equipo GPS diferencial Trimble modelo 4600LS utilizado para la obtención de las coordenadas y altitud de las dianas utilizadas como puntos de control (*Ground Control Points*) y *Check Points* que fueron utilizados durante el procesamiento. El rover o sensor móvil se encuentra sobre un jalón y la base sobre el trípode. **C)** Imagen del programa Pix4Dmapper (Discovery version 2.2.25) utilizado para realizar el procesamiento fotogramétrico, se muestra la posición de las fotografías del vuelo 1 y la nube de puntos resultante. **D)** Trayectoria del vuelo 1 realizado en las Hoces de Valdeteja en la que los puntos representan la posición del dron en el momento de la toma de cada una de las fotografías utilizadas para la generación del ortomosaico y los modelos de elevación. **E)** Representación del grado de solape entre fotografías del vuelo. Las áreas de color rojo corresponden a las áreas del borde de área de vuelo en las que no hay solape (1 foto), mientras que el verde indica un buen solape de las imágenes (más de 5 imágenes). **F)** Ortomosaico generado para el vuelo 1. **G)** Modelo digital de superficies (MDS) del vuelo 1, el color azul representa las zonas bajas (río), mientras que el rojo las zonas más elevadas, se aprecia como en los bordes del modelo éste pierde precisión.



fotografiado (vuelo 8, 253 fotos) corresponde únicamente a la parte superior de la Brecha del Porma (ver Fig. 8C). En este afloramiento además se tomaron imágenes con una cámara Canon EOS5DMarkIII con un sensor CMOS de 50 mm y 20 megapixels (5760x3840 pixels), con objetivo con lente ojo de pez. El procesado fotogramétrico de esta campaña no forma parte de este TFM, las imágenes solo se utilizaron para completar la caracterización de la Brecha del Porma.

5.2.2. Procesado fotogramétrico, generación de modelos y ortoimágenes

El procesado fotogramétrico para la generación de los modelos digitales a partir de los cuales se obtuvo el ortomosaico fue realizado durante una estancia de una semana de duración realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca bajo la dirección de Javier Fernández Lozano y Gabriel Gutiérrez Alonso.

Un modelo digital del terreno (MDT) también conocido como modelo digital de elevaciones (MDE) representa un modelo matemático que incluye la altitud a la que se encuentra una superficie, así como su orientación en el espacio (Coordenadas XYZ, Linder, 2006), y ésta puede ser la superficie natural del terreno o una superficie que además del terreno tenga en cuenta la presencia de objetos sobre el terreno como obras de ingeniería, edificios, zonas boscosas, etc. (Hernández López, 2006; Linder, 2006). En el primer caso se obtendría un modelo digital de elevaciones s.s. (MDE s.s.) a partir del cual se puede generar un mapa de contornos (curvas de nivel) (Hernández López, 2006), y el segundo caso se correspondería con un modelo digital de superficies o de situación (MDS) (Hernández López, 2006; Linder, 2006) a partir del cual se puede generar una ortofotografía (Linder, 2006).

Las fotografías áreas de baja altitud obtenidas en la campaña fotogramétrica sirvieron para la obtención de un MDS (Fig. 10G). Con este se puede generar un ortomosaico (Fig. 10F). Debido a la ausencia de grandes infraestructuras y a la escasez de zonas de densa vegetación, puede considerarse que el MDS es equivalente a un MDE s.s. por lo que se pudo obtener el mapa de curvas de nivel a partir del mismo modelo.

El procesado fotogramétrico se llevó a cabo para cada uno de los vuelos y fue realizado con el programa "Pix4Dmapper (Discovery version 2.2.25)". Todas las imágenes tomadas por el dron están georeferenciadas y se conoce la orientación del plano de proyección gracias al sistema G.P.S. (GPS+GLONASS) y UMI del aparato. Una vez cargadas las imágenes en el *software*, se llevó a cabo la corrección de las imágenes (Hernández López, 2006), tanto la deformación (asociada a las características de la lente) como la rectificación (ajuste del plano de proyección a un plano de proyección horizontal a partir de la información aportada por el GPS y UMI).

El siguiente paso consiste en generar una nube de puntos inicial en la que cada punto presenta unas coordenadas XYZ obtenidas por el programa aplicando el principio de la visión estereoscópica. Posteriormente se introducen las coordenadas de las dianas medidas con GPS diferencial que fueron utilizadas como GCP y CP para realizar el ajuste de paquete (*Bundle Adjustment* que establece los parámetros de orientación interna y externa de las imágenes) que permite establecer la posición en el espacio de los puntos de la nube y validar el modelo. A partir de esta nube se realizó una densificación de puntos *pixel a pixel*, tras lo cual se generó un modelo digital de

superficies en formato *raster* (más información sobre los tipos de archivo en Hernández López, 2006; Paparoditis et Polidori, 2002; Justel, 2013), un mapa de contornos (curvas de nivel) y un ortomosaico.

Para la generación de las ortoimágenes de cada vuelo se realizó el proceso conocido como rectificación diferencial (para más información consultar Hernández López, 2006). Este proceso permite combinar la información del MDS y la fotografía de forma que cada uno de los puntos representados en el modelo tiene asignado unas coordenadas geográficas y un color (Linder, 2006). En un último paso, este modelo se proyecta sobre un plano horizontal para generar la ortofoto.

La generación de ortoimágenes lleva asociados problemas por la proyección cónica de las fotos de partida: las zonas de ocultación y la deformación. Las zonas ocultas dan lugar a *gaps* en la ortofoto (Linder, 2006), y la deformación en la fotografía supone una reducción en la precisión, mayor cuanto la distancia al punto principal o cenital sea más grande (*nadir point*), es decir, hacia zonas de borde de la imagen (Linder, 2006). Para evitarlos, Miller y Walker (1995) proponen la regla del “*nearest nadir*”. Se aplica cuando tenemos más de una imagen de forma que para obtener la ortofoto de una zona se usará aquella imagen que tenga su *nadir point* más próximo de la zona de búsqueda. El resultado es un conjunto de fragmentos de ortoimágenes conocido como ortomosaico o mosaico de ortoimágenes. El proceso de generación del ortomosaico suele estar automatizado aunque en ocasiones deben hacerse retoques manuales (Hernández López, 2006).

5.2.3. Control de calidad del modelo

Asociado a la toma de datos hay errores intrínsecos a los aparatos de medida, el modo en que se realizó la toma de datos, etc; y también errores asociados al procesado debidos por ejemplo a la precisión del modelo (densidad de datos, tipo de malla, etc.) (Paparoditis y Polidori, 2002), por lo tanto la fiabilidad del modelo depende de muchos factores, siendo necesaria la validación del modelo, diferenciándose dos tipos: interna y externa (ver Linder, 2006; Paparoditis y Polidori, 2002; Otero et al., 2011).

La validación interna fue de carácter cualitativo y consistió en la búsqueda de artefactos en el modelo como zonas en las que un río asciende una pendiente (Paparoditis y Polidori, 2002) o elementos lineales que no se corresponden con anisotropías naturales. La validación de la precisión externa fue cuantitativa realizada por el *software* mediante la comparativa entre el modelo y los CP (Hernández López, 2006; Linder, 2006).

5.3. Trabajos de cartografía en el afloramiento de las Hoces de Valdeteja

Para llevar a cabo la cartografía se utilizaron como base tanto las fotografías aéreas de baja altitud, tomadas durante la primera campaña de vuelo, como las ortoimágenes de cada uno de los 3 vuelos. Se cartografiaron con la mayor precisión posible las siguientes superficies, estructuras y componentes de la Brecha:

- 1) La superficie estratigráfica correspondiente a la base del tramo evaporítico de la Formación Barcaliente.

- 2) La base de la Brecha del Porma.
- 3) El límite superior de la brecha.
- 4) La base del primer paquete masivo de caliza micrítica gris claro de la Formación Valdeteja.
- 5) Trazas de capa.
- 6) Algunos bloques o fragmentos de estratos de caliza incluidos dentro de la brecha.
- 7) Estructuras tectónicas (pliegues y fallas) que afectan a los estratos situados estratigráficamente por debajo de la Brecha del Porma y dentro del Miembro Señares.
- 8) Se delimitaron las masas de dolomías y zonas de la Brecha del Porma y de la Formación Barcaliente afectados por procesos hidrotermales.

Durante estos trabajos de cartografía se tomaron medidas de orientación de la estratificación (18 medidas) y se llevó a cabo el estudio de la textura de la brecha, realizando observaciones relativas a los fragmentos de estratos de calizas que forman la brecha (litología, forma y tamaño), su distribución espacial y sus orientaciones; tipos de matriz y su distribución dentro del conjunto de la brecha. Para obtener la orientación de los fragmentos se midió la orientación de la S_0 . También, en los fragmentos de estratos que presentaban pliegues (medidos 21) se midieron sus flancos para obtener los ejes de los pliegues y planos axiales y así establecer comparaciones con medidas estructurales realizadas en pliegues que afectan a los estratos situados inmediatamente sobre la Brecha del Porma (medidos 4) y los pliegues que se observan en el Miembro Señares asociados a cabalgamientos (medidos 4). Todos los datos de buzamientos y sus orientaciones fueron procesados mediante el programa Stereonet 9.5 (Allmendinger et al., 2012); Cardozo y Allmendinger, 2013), con el cual se realizó la restauración de la estratificación colocándola horizontal tomando como referencia el vector medio de ésta.

Finalmente, para garantizar la objetividad en el tratamiento de los datos cartográficos, se delimitaron las áreas sin información o dudosa debido a la falta de afloramientos. Así, se cartografiaron: las carreteras y caminos y sus márgenes, las zonas vegetadas sin afloramientos, los derrubios cuaternarios y el cauce del río Curueño.

La digitalización de la cartografía se realizó con el programa "Bentley Microstation V8 XM Edition (Version 08.09.02.52)" utilizando los ortomosaicos generados en el procesado fotogramétrico para trazar los contactos geológicos y las estructuras tectónicas, indicando sobre la misma los datos estructurales obtenidos en el campo. Una vez completada la digitalización de la cartografía, el archivo con formato "dgn" fue convertido en un archivo de ARGIS por Celestino Oveja (HECTAREA S.L.).

5.4. Microscopía de transmisión

Se realizaron 9 láminas delgadas de 3x4 cm (8 de ellas sin cubrir y pulidas) y 5 de 6x4 cm de las muestras de la matriz de la Brecha del Porma recogidas en los afloramientos estudiados. Dichas muestras fueron elaboradas en el Servicio de Preparación de Láminas delgadas de los Servicios Científico Técnico de la Universidad de Oviedo. Todas las muestras fueron escaneadas con un escáner “EPSON PERFECTION 4870 PHOTO” con una resolución de 4500 dpi. Posteriormente, se llevó a cabo su estudio en el Área de Estratigrafía y Sedimentología del Departamento de Geología con un microscopio petrográfico de transmisión Nikon modelo “Eclipse LV100POL” con objetivos de x2, x4, x10 aumentos (Fig. 11A), para determinar su textura y las microfacies que forman los fragmentos de caliza de la Brecha del Porma. Así mismo, se analizó con detalle la matriz y/o cementos así como los reemplazamientos de cuarzo y chert en busca de inclusiones sólidas de posibles relictos de minerales evaporíticos, como anhidrita. En cada lámina se seleccionaron y delimitaron con rotulador varios cristales de cuarzo y/o calcita en los que se reconocieron inclusiones sólidas que potencialmente podrían ser de anhidrita, y que fueron posteriormente estudiadas con un microscopio de transmisión ZEISS modelo “Axio Scope.A1 Pol” equipado con un objetivo x40 aumentos (Fig. 11B) en el Área de Petrología y Geoquímica del Departamento de Geología. De esta manera se llevó a cabo una selección de aquellas muestras con cristales y/o granos de cuarzo y calcita con inclusiones sólidas potenciales de anhidrita para ser analizadas mediante la técnica de microscopía electrónica de barrido (MEB). En las 4 láminas seleccionadas se delimitaron 16 cristales de cuarzo y 4 de calcita con inclusiones sólidas que potencialmente correspondían a relictos de anhidrita.



Figura 11. A) Microscopio Nikon Eclipse LV100POL del Área de Estratigrafía y Sedimentología, utilizado para el análisis petrográfico a x2, x4 y x10 aumentos. B) Imagen del equipo ZEISS utilizado para el análisis de las inclusiones a x40 aumentos, microscopio Axio Scope.A1 Pol y cámara AxioCam 506 color. C) Microscopio electrónico de barrido MEB JEOL-6610LV usado para el estudio de las inclusiones.

De manera simultánea al estudio petrográfico de las muestras se llevaron a cabo microfotografías para documentar la textura de las muestras, las microfacies de los fragmentos de roca que integran la brecha, su matriz y/o cementos, los reemplazamientos de cuarzo y las potenciales inclusiones sólidas de anhidrita. Estas imágenes fueron obtenidas con una cámara Nikon DG-800 acoplada al microscopio situado en el Área de Estratigrafía y con una cámara ZEISS modelo “AxioCam 506 color” y el programa informático “Zen 2 lite” en el caso del microscopio situado en el Área de Petrología y Geoquímica.

5.5. Microscopía electrónica de barrido (MEB)

Las cuatro láminas seleccionadas fueron estudiadas con un Microscopio Electrónico de Barrido modelo “MEB JEOL-6610LV” (Fig. 11C; SEM, *Scanning Electron Microscope*) en los Servicios Científico Técnico de la Universidad de Oviedo. Las láminas delgadas fueron metalizadas con oro utilizando un metalizador “Sputtering Balzers SCD 004” programando una duración de 73 s para el proceso de metalización. Tras la preparación de las muestras se procedió al análisis con un microscopio electrónico. El equipo utilizado dispone de un cañón de electrones de filamento de wolframio, con posibilidad de trabajo de 0,5 a 30 kV. Su resolución máxima es de 3 nm, abarcando aumentos de x5 hasta x50.000 y presenta detectores de electrones secundarios y retrodispersados. Acoplado a este microscopio electrónico hay un espectrómetro de rayos X por dispersión de energía (EDS) modelo “INCA Energy 350 - Xmax 50” que hace posible la realización de los microanálisis con una resolución de energías de 125 eV a 5,9 keV a 20.000 cps. Este espectrofotómetro permite detectar y analizar elementos ultraligeros como C, N y O y conocer la abundancia aproximada de los diferentes elementos químicos que forman los minerales de las muestras.

Se observaron los cristales de cuarzo y calcita seleccionados previamente en cada lámina delgada para identificar las inclusiones sólidas reconocidas con el microscopio petrográfico. De los cristales elegidos se obtuvieron imágenes MEB de 9 cristales de cuarzo y 1 calcita y de las inclusiones sólidas identificadas. En estas imágenes es posible reconocer diferentes fases minerales a partir de los diferentes tonos de gris que son función del nº atómico (Z) de los elementos químicos que componen la fase; de forma que valores menores de Z se asociaran a un color más oscuro. Se espera que en estas muestras aparezcan 3 compuestos con diferentes masas moleculares, de mayor a menor sería el sulfato cálcico, el carbonato cálcico y el óxido de silicio que darán lugar a 3 tonos diferentes. Para corroborar la composición aproximada de cada fase mineral se realizaron microanálisis en algunas de las muestras mediante el detector EDS que permitieron confirmar la presencia de inclusiones sólidas de sulfato cálcico en todas las láminas analizadas.

Todo el proceso analítico fue realizado por el técnico Alfredo J. Quintana García quien fue el encargado del manejo de los equipos, la adquisición de las imágenes MEB y la realización de los microanálisis.

6. RESULTADOS

6.1. Hoces de Valdeteja

6.1.1. *Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente y base de la Formación Valdeteja en el área estudiada*

El área cartografiada en las Hoces de Valdeteja comprende aproximadamente los 150 m superiores de la Formación Barcaliente y la parte basal de la Formación Valdeteja. La estratigrafía de esta sucesión de estratos fue descrita con cierto detalle por Eichmüller (1985) y Sanz-López y Blanco Ferrera (2013). Las secciones estratigráficas estudiadas en el marco del proyecto CGL2013-44458-P y el TFM de Leoz (2016)

proporcionan una información aún más precisa (Fig. 12). En base a ella pueden reconocerse 5 tramos diferentes que se describen a continuación de muro a techo:

-Tramo 1. Calizas microesparíticas (*mudstone*) oscuras de olor fétido que forman estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico. La mayor parte son calizas masivas o escasamente laminadas entre la que se intercalan niveles de hasta 2 m de espesor de calizas más oscuras y con una laminación muy bien definida. En el área cartografiada este tramo llega a alcanzar unos 70 m de espesor.

-Tramo 2. Su espesor es variable alcanzando los 8 m en algunos puntos, pero en otros puntos llega a desaparecer. Está constituido por calizas microesparíticas (*mudstone*) oscuras y olor fétido con pseudomorfos de evaporitas con muchas similitudes a las facies salinas descritas por González Lastra (1978) en el Manto del Ponga. Forman estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico que muestran una laminación irregular, en ocasiones debido a la presencia de estilólitos. Los pseudomorfos de cristales de evaporitas corresponden generalmente a cristales con hábito rómbico a rectangular de unos pocos mm de longitud, si bien, en ocasiones, algunos llegan a superar 1 cm. Aparecen aislados o se concentran en niveles o láminas.

-Tramo 3. Brechas intraformacionales (Brecha del Porma, Reüther, 1977) con espesores comprendidos entre los 17 y 85 m. Se describirán con mayor detalle en los siguientes apartados.

-Tramo 4. Tiene un espesor máximo de 50 m y está formado por calizas *mudstone* grises margosas con intercalaciones de margas. Hacia la parte superior aparecen con cierta frecuencia estratos de calizas *grainstone-rudstone* bioclásticas y calizas *wackestone* margosas con abundantes espículas de esponjas (espiculitas). Los primeros estratos de espesor decimétrico de calizas *grainstone-rudstone* fueron utilizados para situar la base de la Formación Valdeteja (Wagner et al. 1971; Eichmüller, 1985; Sanz-López y Blanco Ferrera, 2013), de manera que este tramo comprende el Miembro Señares y los primeros metros de la Formación Valdeteja. Es importante señalar que parte de estos estratos fueron asignados por Eichmüller (1985, 1986) a la Fm. Ricacabiello.

-Tramo 5. Calizas micríticas claras generalmente de aspecto masivo que corresponden a la Formación Valdeteja.

6.1.2. Geometría de la Brecha del Porma y su relación con los estratos infra y suprayacentes

La cartografía realizada permite describir la geometría de la Brecha del Porma y sus relaciones con los estratos encajantes y con las dolomitizaciones de origen hidrotermal reconocidas en el afloramiento (Fig. 13). La brecha constituye un horizonte continuo a lo largo del área estudiada que ocupa siempre la misma posición estratigráfica estando siempre confinada por los tramos 2 y 4 descritos anteriormente.

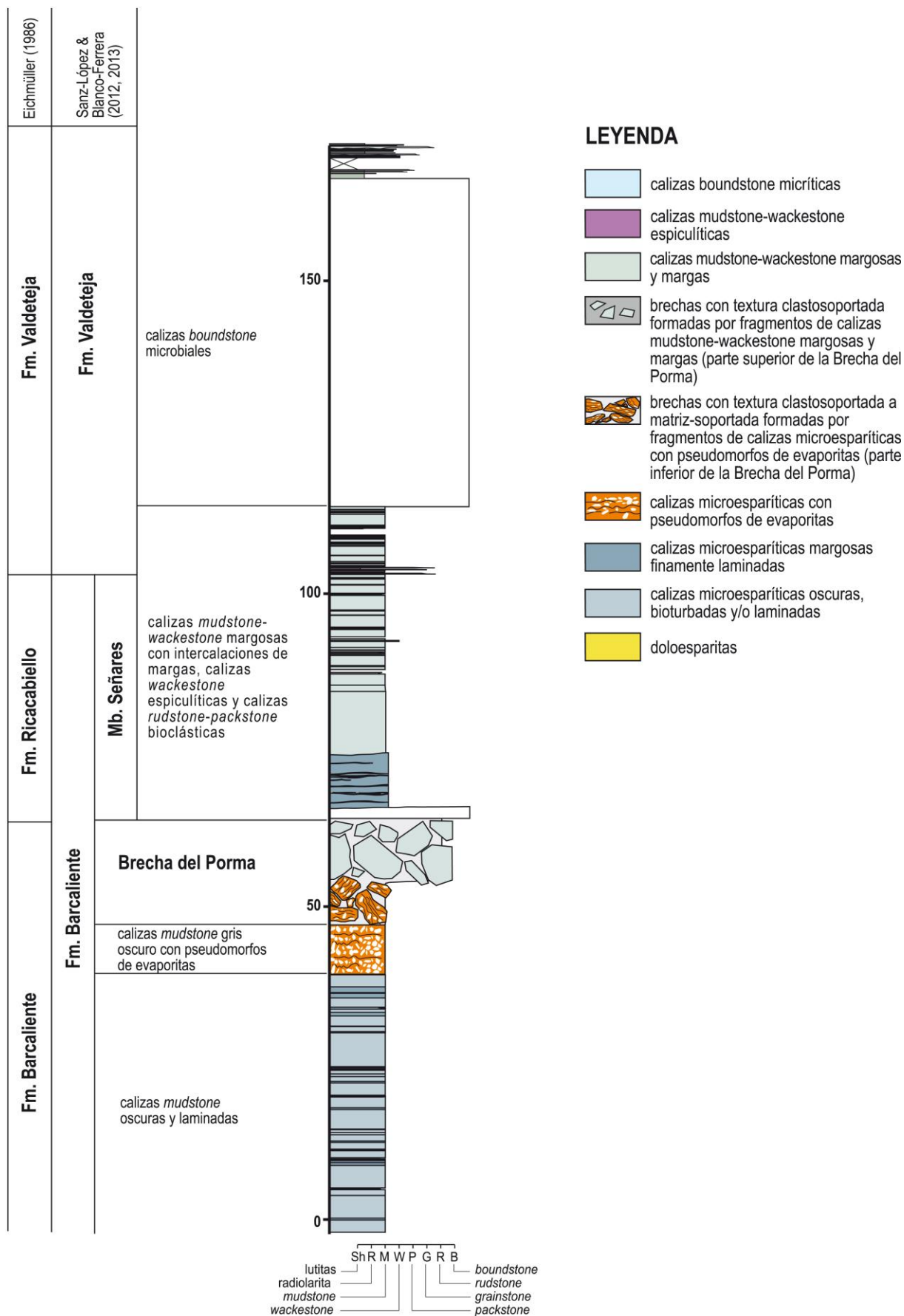


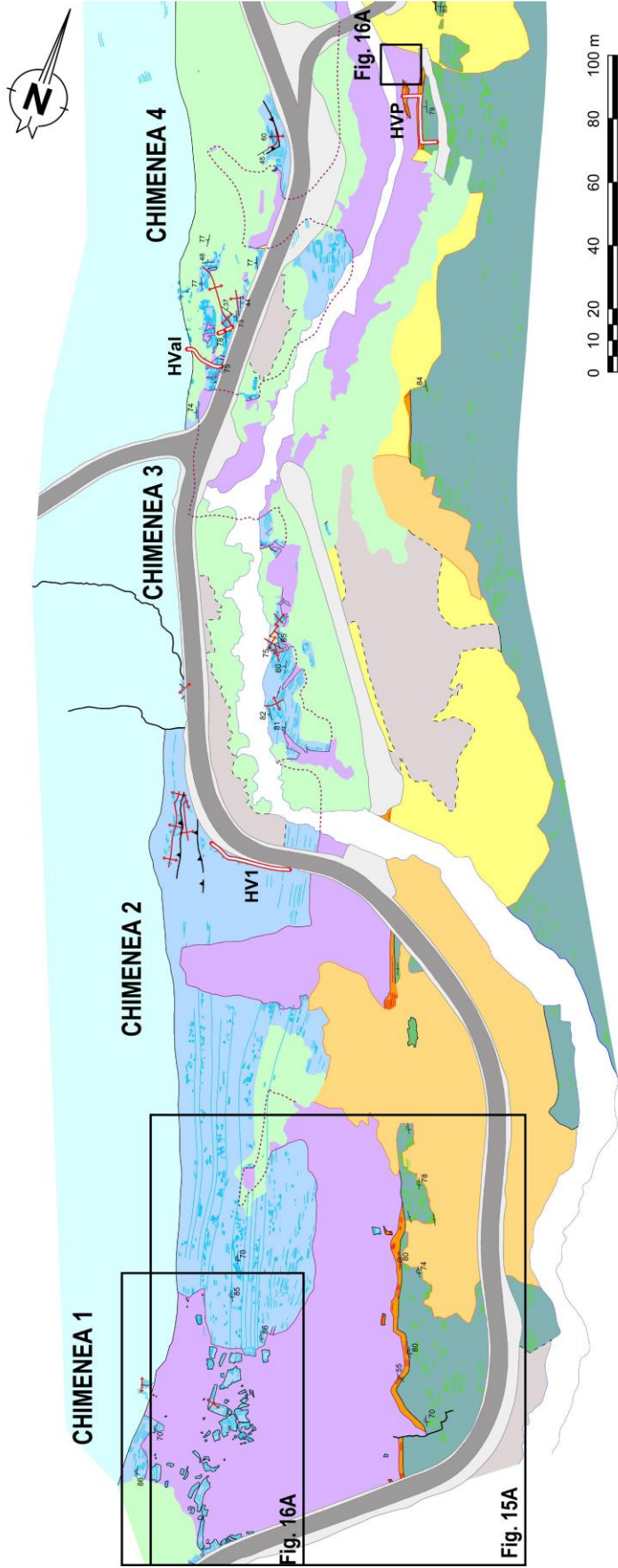
Figura 12. Columna estratigráfica sintética de la parte superior de la Formación Barcaliente y la base de la Formación Valdeteja en las Hoces de Valdeteja (modificado de Borrego et al., 2016).

Su espesor varía significativamente estando comprendido entre los 17 m y 85 m, si bien generalmente ronda los 25 m. La geometría de su base es irregular dado que, aunque se encuentra siempre dentro del tramo evaporítico (Fig. 14), su posición estratigráfica varía a lo largo del área estudiada. En unos casos se encuentra muy cerca de su base, a escasamente 0,5 m y localmente se reconocen puntos en los que la brecha se apoya directamente sobre el tramo 1, mientras que en otras zonas se sitúa unos 8 m por encima. Este límite es en muchas ocasiones difícil de ubicar con precisión dado que con frecuencia en los afloramientos parece existir una transición gradual entre los estratos con evaporitas intrasedimentarias y la brecha.

El techo de la brecha muestra un trazado mucho más irregular y se sitúa generalmente dentro de los estratos del tramo 4 anteriormente descrito si bien localmente llega a alcanzar la base del tramo 5 (ya dentro de la Fm Valdeteja). La cartografía realizada revela la presencia de varias estructuras con forma de chimenea o domo que atraviesan los estratos del tramo 4 generalmente de forma transversal a la estratificación y que presentan dimensiones decamétricas. Dos de estas estructuras están bien delimitada en el área sur de la cartografía realizada, si bien es posible interpretar la existencia de al menos otras dos.

De sur a norte, la primera estructura, cuyo flanco sur no ha podido ser cartografiado dado la falta de afloramientos (fig. 15A), alcanza una altura de 85 m (medida desde la base del tramo evaporítico), coincidiendo su techo con la base del tramo 5, y una anchura mínima de 60-65 m. La cartografía del flanco norte de la misma sugiere que, al menos en parte, presentaba geometría de hongo (fig. 16A), con un ensanchamiento en su parte superior. La segunda estructura presenta una altura de unos 70 m respecto al muro del intervalo evaporítico y tiene una anchura de unos 27 m en la parte inferior, estrechándose hasta los 12,5 m en su parte superior. Unos centenares de metros hacia el norte, en las proximidades del cruce de la carretera de Valdeteja (provincial 3621) con la carretera LE-321, puede interpretarse la presencia de otras dos estructuras similares.

El contacto entre la brecha y los estratos encajantes varía desde una superficie neta hasta un contacto gradual existiendo, en estos casos, una zona de transición de anchura comprendida entre varios decímetros y algunos metros. En estos casos, desde el encajante hacia la brecha se observa como los estratos presentan progresivamente un número creciente de fracturas, generalmente perpendiculares o con un ángulo elevado con relación a la estratificación, y como los fragmentos de estratos *in situ* van siendo progresivamente rotados hacia arriba hasta llegar a alcanzar ángulos de 90° con relación a la orientación de la estratificación original. Al mismo tiempo, las fracturas se engrosan estando rellenas por una matriz margosa de color gris claro con fragmentos milimétricos a centimétricos de las calizas encajantes, que también se encuentra entre los planos de estratificación. De forma gradual, desde el encajante hasta la brecha, el desplazamiento de los fragmentos de estratos con respecto su posición original es cada vez mayor hasta que ya no es posible reconocer la estratificación original. En los flancos de las estructuras con forma de chimenea o domo descritas anteriormente puede apreciarse como en el contacto entre la brecha y los estratos encajantes las capas *in situ* del Miembro Señares están combadas o rotadas hacia el techo de la sucesión estratigráfica definiendo pliegues similares a los de arrastre. Los estratos del Miembro Señares situados inmediatamente encima de la



LEYENDA

	Calizas boundstone micríticas (Formación Valdeteja)		Depósitos antrópicos (taludes de carretera)		Traza de capa (intervalo inferior al tramo evaporítico)		Cabalgamiento
	Calizas mudstone-wackestone margosas (Miembro Señares y parte basal de la Formación Valdeteja)		Derrubios de ladera		Traza de capa (Tramo evaporítico)		Falla
	Brecha del Porma (Formación Barcaliente)		Brechas carbonatadas con cementos de calcita y dolomita (hidrotermales)		Traza de capa (Mb. Señares, Fm. Valdeteja)		Límite de depósitos antrópicos e infraestructuras
	Calizas mudstone con pseudomorfos de evaporitas (Formación Barcaliente)		Doloesparitas		Contacto concordante		Margen del río Curueño
	Calizas mudstone oscuras y feitas (Formación Barcaliente)		Calizas mudstone-wackestone margosas, calizas rudstone-grainstone bioclasticas, brechas calcáreas, y margas (Formación Valdeteja)		Contacto discordante		Columnas estratigráficas
					Límite de la Brecha del Porma		Buzamiento normal
					Límite de dolomitizaciones		Buzamiento invertido
					Traza axial de anticlinal		Estratificación vertical
					Traza axial de sinclinal		

brecha con frecuencia presentan estructuras de plegamiento (fig. 17A), fracturas y estructuras de escala métrica que pueden describirse como inyecciones de un material similar al que forma la matriz de la brecha del Porma (fig. 17F). Estas inyecciones son por lo general normales a la estratificación del Miembro Señares aunque ocasionalmente presentan una orientación oblicua a ésta. Algunas de ellas tienden a estrecharse hacia su techo, mientras que otras tienden a ramificarse y ensancharse en su parte superior. También es habitual que estas inyecciones se extiendan lateralmente a favor de los planos de estratificación formando cuñas.

Los pliegues presentes en el techo de la brecha (fig. 18) se caracterizan por ser pliegues paralelos con un ángulo entre flancos de 110-150°.

6.1.3. Características de la Brecha del Porma

La Brecha del Porma es una brecha intraformacional que muestra una textura clastosoportada (fig. 14, 16, 17). Está formada por fragmentos de estratos que, por su composición y microfacies pueden asignarse tanto a los depósitos que forman el tramo 2 (facies con evaporitas intrasedimentarias) como al tramo 4 descritos anteriormente. Sin embargo, los trabajos de campo realizados evidencian que la distribución de los fragmentos asignables a uno u otro tramo no es aleatoria, sino que sigue un patrón definido. En general los fragmentos de estratos con evaporitas aparecen predominantemente en la parte basal de la brecha (fig. 13), mientras que los correspondientes al tramo 4 aparecen en su parte superior (fig. 16, 17). Este hecho permite diferenciar dentro de la brecha dos partes separadas por un tránsito gradual y que van a ser descritas de forma separada.

En la parte inferior de la brecha se reconoce un tramo de brecha rico en fragmentos de calizas con evaporitas intrasedimentarias que como mínimo alcanza una altura de 15 m respecto a la base del tramo 2. Entre los fragmentos de calizas se reconoce una matriz (*groundmass*) que consiste en un agregado de cristales de calcita con bordes irregulares y fragmentos de dimensiones milimétricas a submilimétricas de calizas microesparíticas oscuras. Los fragmentos de caliza muestran formas angulosas y subangulosas con tamaños centimétricos y decimétricos que de forma a ocasional alcanzan el m. Bastantes muestran formas elongadas siguiendo los planos de estratificación especialmente fáciles de reconocer en fragmentos con tamaños de varios dm a métricos (fig. 14C).

La parte superior de la brecha está formada principalmente por fragmentos de estratos de calizas *mudstone-wackestone* bioclásticas margosas, espículas, margas y calizas bioclásticas con texturas *grainstone-rudstone* (fig. 15B, C, D y E). Hacia la base aún se reconocen fragmentos de calizas con evaporitas, pero son escasos encontrándose hasta unos 21,5 m de la base del tramo de evaporitas (tramo 2). Los fragmentos muestran características similares a las del tramo inferior, con tamaños habitualmente decimétricos y centimétricos y a veces métricos, sus formas son angulosas/subangulosas cuyos límites habitualmente están marcados por superficies de estratificación y fracturas perpendiculares a esta o formando ángulos elevados, por

Figura 13. Cartografía de detalle de la mitad meridional del área estudiada en las Hoces de Valdeteja en la que se observa la relación existente entre la Brecha del Porma y los estratos infra y suprayacentes. La estratificación de la sucesión se encuentra casi vertical por lo que la cartografía muestra un corte de la Brecha del Porma.

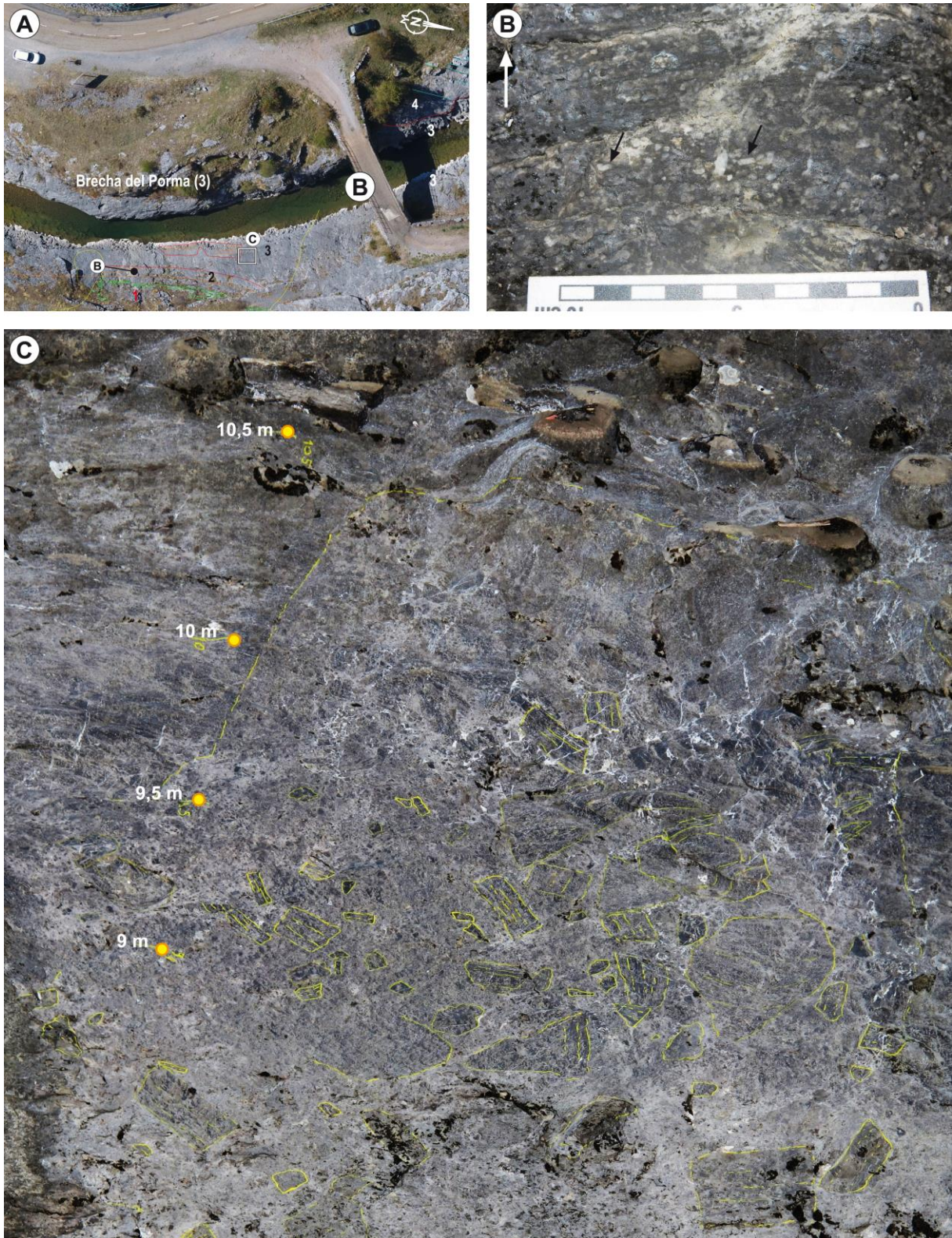


Figura 14. **A)** Ortoimagen del área correspondiente a la base de la Brecha del Porma (3) junto al puente sobre el río Curueño que existe en las proximidades del cruce de la carretera provincial 3621 (Valverdin-Valdeteja) con la LE-321. En ella se indica el trazado de las trazas de capa (verde, estratos del tramo 1 (1); naranja, tramo 2 con pseudomorfos de evaporitas (2); azul; tramo 4 (4)), la base del tramo 2 con pseudomorfos de evaporitas (línea de color naranja) y los límites de la Brecha del Porma (líneas rojas). Se indican además las áreas en las que fueron obtenidas las imágenes de las figuras **B** y **C**. **B)** Fotografía de afloramiento de las calizas *mudstone* con pseudomorfos de evaporitas en la que se reconocen sus formas poligonales elongadas (flechas). **C)** Imagen de afloramiento de la parte inferior de la Brecha del Porma en la que se observan los fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas cuyos límites se marcaron con rotulador amarillo.

ello su geometría es prismática o de paralelepípedo. Además los clastos suelen estar afectados por varios sistemas de venas de calcita. En general la brecha apenas muestra intersticios, los cuales presentan matriz constituida por fragmentos de caliza de tamaño milimétrico a submilimétrico con escasa proporción de arcillas (margas) aunque en ciertas zonas se reconoce una matriz de carácter más margoso.

A medida que se asciende por la brecha aumentan en número los clastos de escala métrica, además de incrementarse su tamaño, aunque puntualmente en la zona basal de la brecha también se puede reconocer algún clasto de este tamaño pero no son habituales (3,6-9 m; Fig. 14A). Localmente en el extremo S de la cartografía se reconoce como en las zonas bajas estos fragmentos muestran longitudes de entorno a un metro y se encuentran aislados entre sí, rodeados por una brecha compuesta por clastos de unos decímetros o inferiores. En la parte alta de la brecha se reconoce fragmentos de escala métricas que llegan hasta los 12 m de longitud. Estos fragmentos normalmente tienen una morfología elongada a favor de los planos de estratificación. En este nivel algunos fragmentos puede verse como originalmente estaban unidos y frecuente se encuentran plegados.

6.1.4 Dolomitizaciones y procesos hidrotermales observados en el afloramiento

En el área cartografiada se han encontrado áreas dolomitizadas de dimensiones variables (70x150 m, 13x55 m) y brechas formados por fragmentos de calizas angulosos con cementos formados por cristales de calcita de tamaño mm a decimétrico y de origen presumiblemente hidrotermal (fig. 19). Estas dolomitizaciones afectan tanto a los estratos de la Formación Barcaliente como a la Formación Valdeteja y a la propia Brecha del Porma. Las dolomías forman masas irregulares que con cierta frecuencia tienden a seguir la estratificación la cual en el contacto con esta mineralización muestra un gran número de venas. Estas características son comparables con las descripciones realizadas por Gasparrini (2003) y Gasparrini et al. (2003, 2006a y b).

En zonas donde la dolomitización afecta a la Brecha del Porma a favor de los intersticios de la brecha se reconocen cementos formados por cristales de calcita de tamaño milimétrico a centimétrico.

6.1.5. Análisis de la orientación de la estratificación, pliegues en clastos de la Brecha del Porma y los pliegues asociados a cabalgamientos variscos con relación a la estratificación.

En las Hoces de Valdeteja se tomaron medidas de la orientación de la estratificación en los clastos de la Brecha del Porma. También se tomaron en los flancos de pliegues presentes en clastos de escala métrica de la brecha y de pliegues que afectan a los estratos del Miembro Señares situados inmediatamente sobre la Brecha del Porma. Con estas medidas se pretende comparar con la orientación de la estratificación de la Formación Barcaliente y con la orientación de pliegues asociados a cabalgamientos en el área de estudio. Las medidas fueron realizadas en dos zonas diferentes en las que el ángulo de buzamiento de los estratos de la Formación Barcaliente es ligeramente diferente aunque su rumbo (horizontal de capa) es en ambos casos similar (Figs. 21A, 22A): la primera corresponde a la zona del vuelo 1; y la segunda a

la zona cercana al cruce de la carretera provincial 3621 (Valverdín-Valdeteja) con la LE-321 situada en el área cubierta por el vuelo 2.

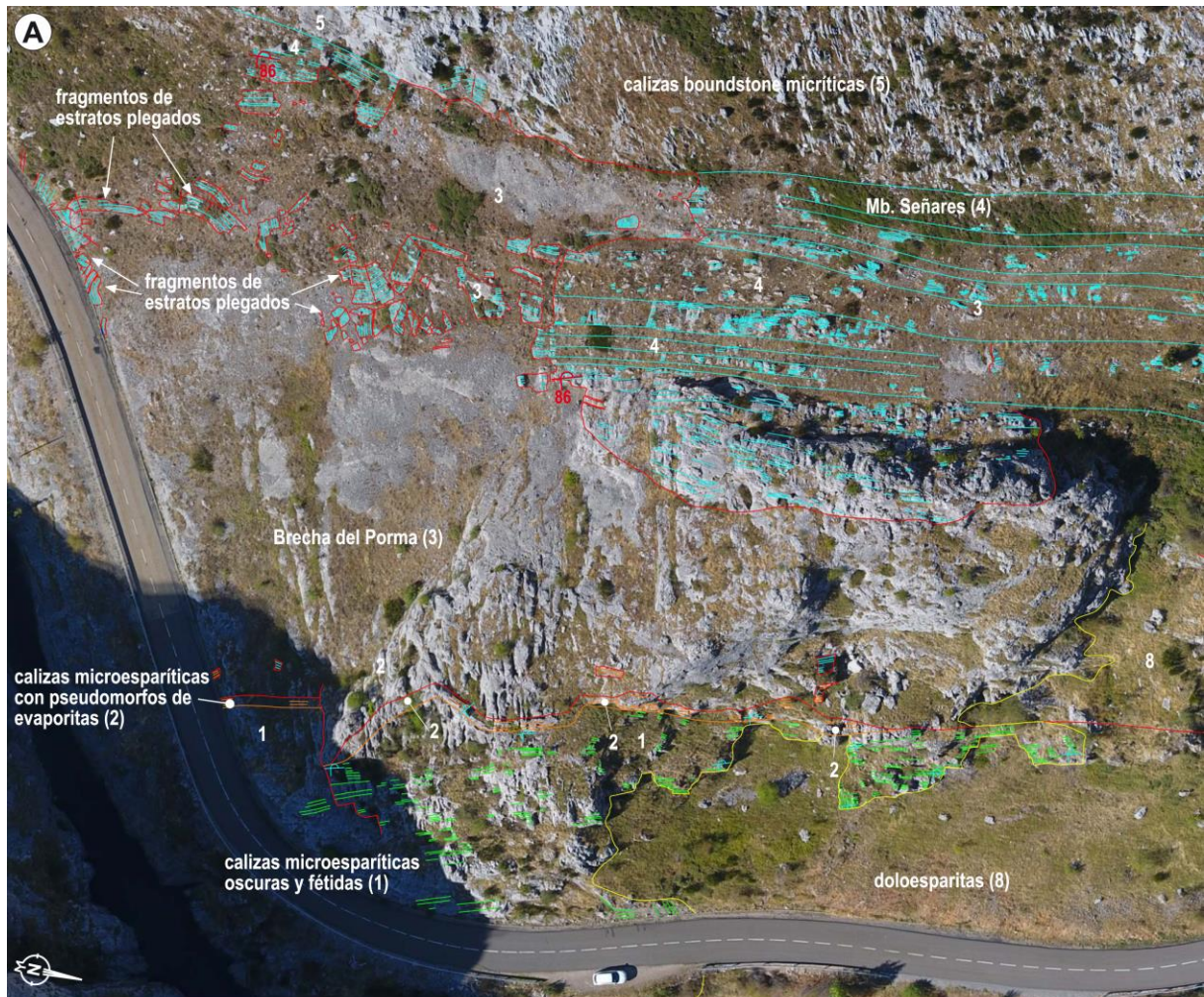
En la primera zona (correspondiente al vuelo 1) se tomaron 13 medidas de buzamiento de la estratificación. Dentro de ella, en su extremo Sur y dentro de la chimenea de brechas de mayor tamaño se midió la orientación de la estratificación (S_0) de 21 fragmentos de estrato con forma de paralelepípedo y la orientación de los flancos de 21 pliegues dentro de fragmentos de estratos de escala métrica. Un poco más al norte, en la segunda chimenea, se tomaron 59 medidas de la estratificación (S_0) en bloques de caliza con forma de paralelepípedo. En la segunda zona (vuelo 2) se realizaron 5 medidas de la estratificación en el entorno del cruce de Valdeteja, medidas de los flancos de 4 pliegues situados en los estratos del Miembro Señares situados inmediatamente sobre la Brecha del Porma y otros 4 pliegues asociados a cabalgamientos variscos.

Estas medidas se procesaron y proyectaron con el programa Stereonet 9.5 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013) (ver Figs. 20 y 21). Mediante esta aplicación se calcularon a partir de las orientaciones de los flancos de los pliegues las orientaciones de cada uno de sus planos axiales y ejes. Posteriormente, para analizar la relación de estas estructuras y su orientación relativa con respecto a la estratificación, se rotaron todos los datos hasta restituir los planos

Figura 15 (página 39). **A)** Ortoimagen de la zona Sur de la cartografía realizada en las Hoces de Valdeteja en la que se indican las trazas de capa del Miembro Señares (azul), el intervalo evaporítico (naranja) y el tramo inferior a este (verde). En rojo se muestra el límite de la Brecha del Porma y de los fragmentos de estratos de escala métrica presentes en ella. Se corresponde con el extremo Sur de la figura 13. **B)** Fragmentos de calizas *mudstone* con morfología de prisma rectangular y con una longitud de casi 1 m incluidos dentro de la parte superior de la Brecha del Porma en el área de la ortoimagen anterior. **C)** Fragmento de caliza *mudstone* con silicificaciones de formas lenticulares (parte izquierda superior) y bajo esta una caliza encrinítica cuyos bioclastos están silicificados generando un punteado oscuro. Ambas litologías son características de los estratos de la parte superior del Miembro Señares y de la parte inferior de la Formación Valdeteja. **D)** Fragmento de caliza *mudstone* margosa en la que se reconoce la laminación. **E)** Fragmento con sección rectangular de una caliza bioclástica con una laminación definida por niveles silicificados.

Figura 16 (página 40). **A)** Ortoimagen de la parte superior de la chimenea de brechas de la figura 15A en la que se reconocen los fragmentos de estratos del Miembro Señares plegados de escala métrica. Se indica el trazado de las capas en los estratos del tramo 4 (líneas azules), los límites de la Brecha del Porma (líneas rojas) y la situación de los afloramientos fotografiados en las imágenes 16B y 16C. **B)** Afloramiento de la parte superior de la chimenea de brechas de la figura 15A donde se observan varios fragmentos de estratos de escala métrica plegados, **C)** Detalle de la imagen anterior donde se aprecia como las capas mantienen su espesor en la charnela y flancos de los pliegues. **D)** Fragmento de estratos de escala métrica rodeado de fragmentos de escala centimétrica/decimétrica. La orientación de la estratificación en el fragmento métrico es similar a la de los estratos de la Formación Barcaliente en este área.

Figura 17 (página 41). **A)** Ortoimagen del flanco oeste de la carretera LE-321 en las proximidades del cruce de con carretera provincial 3621 (Valverdín-Valdeteja). En la imagen se han dibujado algunas trazas de capa en los estratos del tramo 4 (líneas azules), los límites de la Brecha del Porma (líneas rojas), un pequeño cabalgamiento y las trazas axiales de los pliegues asociados. En este área se reconocen estructuras subverticales de brecha que atraviesan los estratos del tramo 4. **B)** Panorámica del afloramiento de la imagen anterior tomada desde el punto indicado en la imagen 17A en la que se reconoce el contacto de la brecha con los estratos encajantes. En la imagen se indica las áreas del afloramiento representadas en las figuras 17C, 17D y 17E. **C)** Detalle del techo de la brecha en el que se aprecia como el límite es coincidente con una superficie de estratificación. Puede observarse el carácter margoso de la matriz y la presencia de clastos en una posición normal a la estratificación. **D)** Detalle del contacto brecha-encajante. **E)** Clastos decimétricos en los que se puede observar como frecuentemente sus límites están definidos por superficies de estratificación o fracturas con ángulos elevados con respecto a ésta. **F)** Chimenea con relleno de brechas con matriz margosa que corta los estratos del tramo 4. En el relleno de la chimenea se reconocen clastos cuya laminación se orienta normal a la estratificación de las capas que forman el encajante.



de estratificación a su orientación horizontal original previa a la deformación tectónica. Es importante señalar que, debido a la compleja evolución de la deformación en la rama sur de la Zona Cantábrica que incluye al menos una etapa de plegamiento durante el Estefaniense, el cierre del Arco Iberoamericano y otra etapa de plegamiento Alpina, se decidió llevar a cabo un ejercicio de rotación simple utilizando un eje de rotación horizontal cuya dirección coincide con la de la estratificación. Por lo tanto la orientación de las estructuras obtenida después de la rotación probablemente no refleja de forma adecuada la orientación real de las estructuras tectónicas generadas durante la deformación varisca, pero sí que permite comparar en términos relativos su orientación con relación a la estratificación.

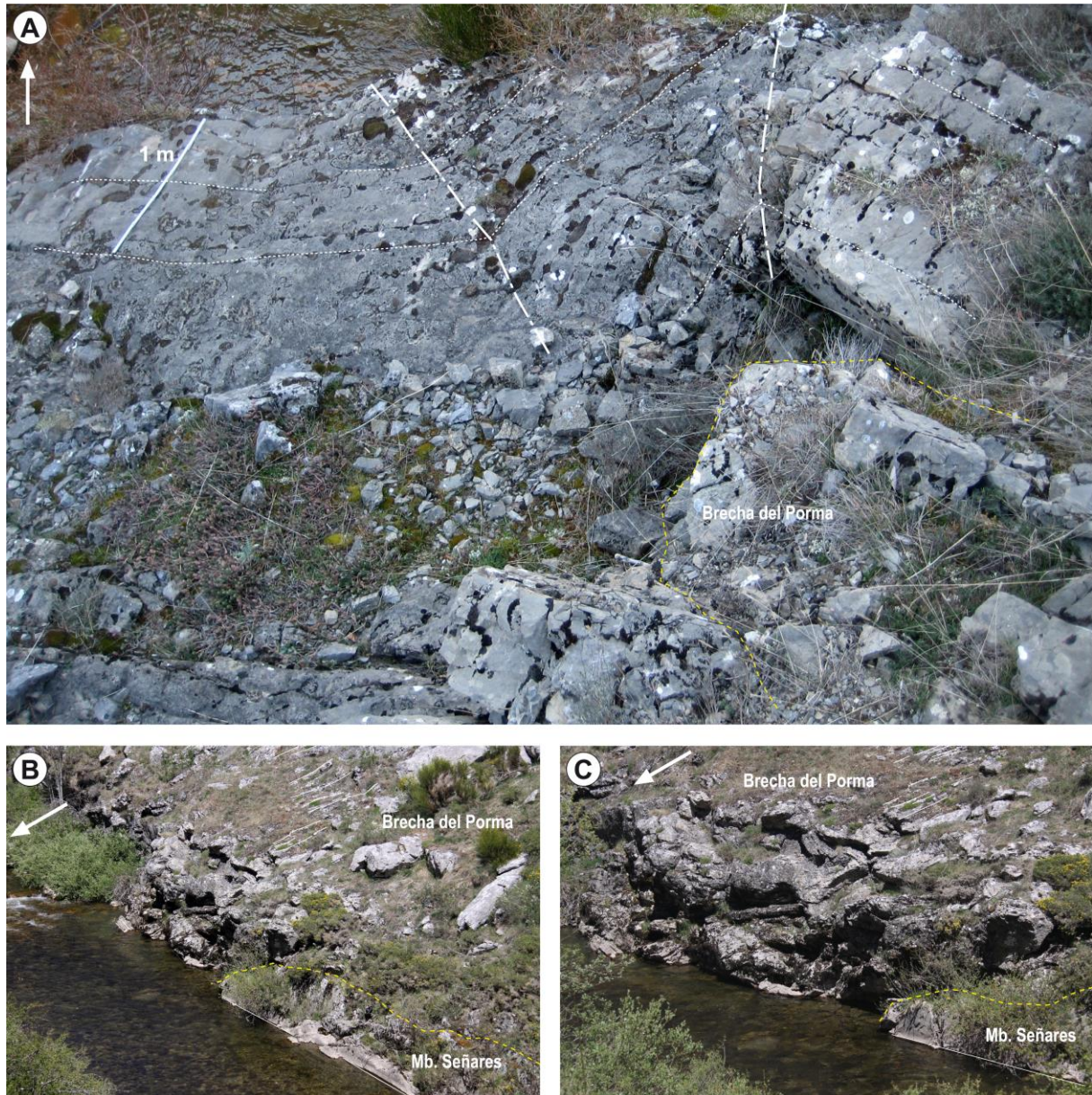


Figura 18. A) Estratos del Miembro Señares situados a techo de la Brecha del Porma afectados por pliegues paralelos. La flecha blanca en la esquina superior izquierda indica la polaridad. B) y C) Imágenes que muestran el techo de la Brecha del Porma entre los vuelos 2 y 3 en las que se identifican fragmentos de estratos del Miembro Señares plegados

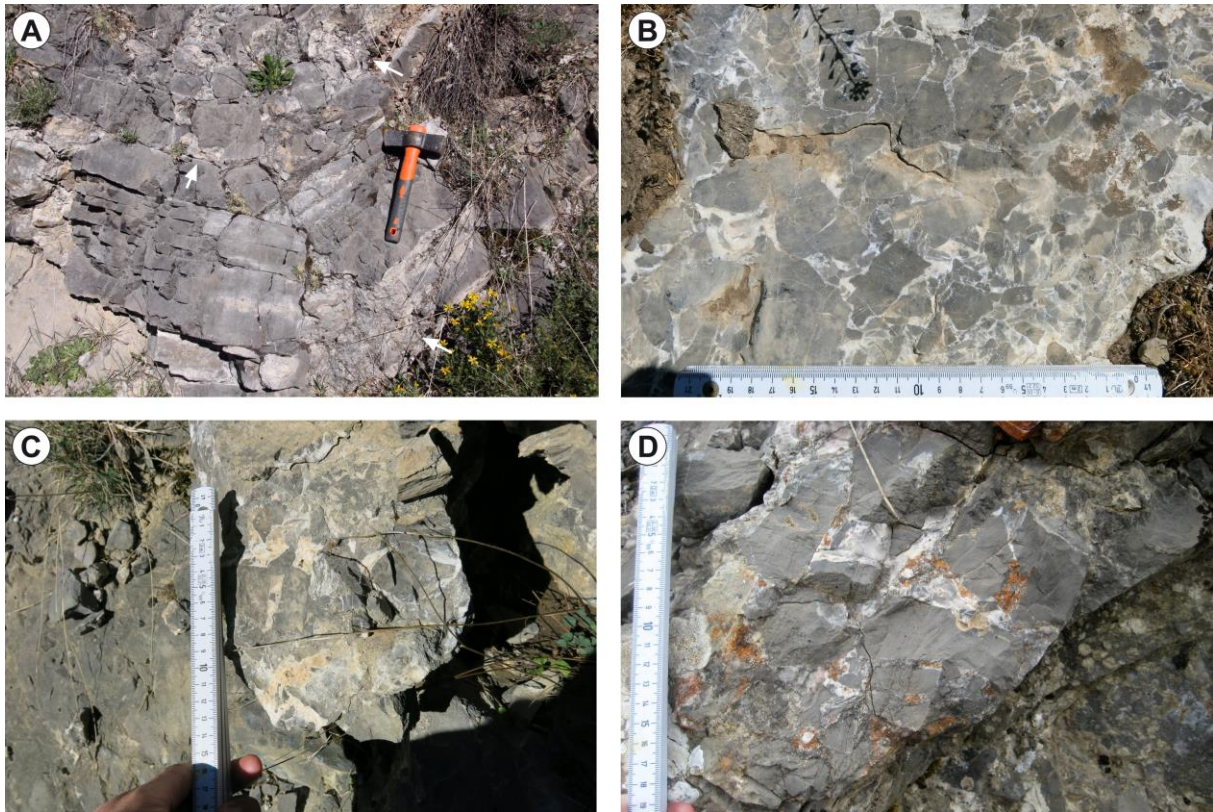


Figura 19. A) Inyecciones de material similar a la matriz de la Brecha del Porma que atraviesan y fracturan los estratos del Miembro Señares. **B), C) y D)** Fotografías de la Brecha del Porma en zonas afectadas por procesos hidrotermales en las que se identifica la presencia de cementos esparíticos y dolomíticos rellenando los espacios entre los fragmentos de estratos.

En la zona 1 (vuelo 1) se restauró la posición horizontal de la estratificación con un eje horizontal de rumbo $159,1^\circ$ y una rotación sobre el eje de $-100,6^\circ$, coincidente con la dirección de la horizontal de capa y el buzamiento medio de la estratificación de la Formación Barcaliente obtenida mediante el cálculo del vector medio de las medidas de buzamiento realizadas en este área (Fig. 20A). Este mismo eje de rotación y valor de rotación fue aplicado también para rotar las medidas de la S_0 y de los flancos y ejes de los pliegues dentro de bloques de la Brecha del Porma medidos en este área.

La proyección de estas medidas una vez rotadas se muestran en la figura 20. En la zona 2 (situada dentro del vuelo 2) se utilizó un eje de rotación horizontal de rumbo $158,6^\circ$ y una rotación sobre el eje de $-79,4^\circ$ coincidente con la dirección de la horizontal de capa y el buzamiento medio de la estratificación de la Formación Barcaliente en este área (Fig. 21A). La proyección de estas medidas una vez rotadas se muestran en la figura 21.

El análisis de las proyecciones estereográficas de todos estos datos permite extraer algunas conclusiones que deben considerarse como preliminares dado el carácter limitado de las medidas realizadas:

- 1) Los ejes de los pliegues asociados a los cabalgamientos se desarrollaron en una posición casi horizontal y, a pesar del escaso número de pliegues de flancos de pliegues medidos, muestran una orientación similar que, con el ejercicio de rotación realizado resulta ser aproximadamente SE-NO (Fig. 21D).

2) La estratificación en los fragmentos de estratos del Miembro Señares que forman a parte superior de la Brecha del Porma parecen mostrar una distribución aleatoria en la proyección estereográfica (Fig. 20D) lo que parece indicar que, al menos en las áreas en las que las medidas fueron tomadas no existió una orientación preferente de los bloques que forman la brecha.

3) Los ejes de los 21 pliegues medidos dentro de los bloques que existen en la chimenea de brecha situada al sur de la zona de estudio (vuelo 1) forman un ángulo respecto a la estratificación bajo y podrían tener una orientación preferente en el espacio. Según el ejercicio de rotación llevado a cabo, se reconoce cierta tendencia a orientarse con una dirección SE-NO (Fig. 20F).

4) Los 4 pliegues presentes en los estratos del Miembro Señares situados inmediatamente sobre la Brecha del Porma en la zona del vuelo 2 originalmente se encontraban más o menos horizontales. Los ejes de estos cuatro pliegues muestran una orientación preferente bien definida (Fig. 21F).

Es llamativo el hecho de que la orientación de los ejes medidos en los pliegues dentro de los clastos de la Brecha del Porma sea similar a los ejes de los pliegues asociados a los cabalgamientos (ver Fig. 20D y 21 D). No obstante, es importante indicar que debido al carácter limitado de los datos no permite corroborar la coincidencia en la orientación preferente de los ejes de estos pliegues.

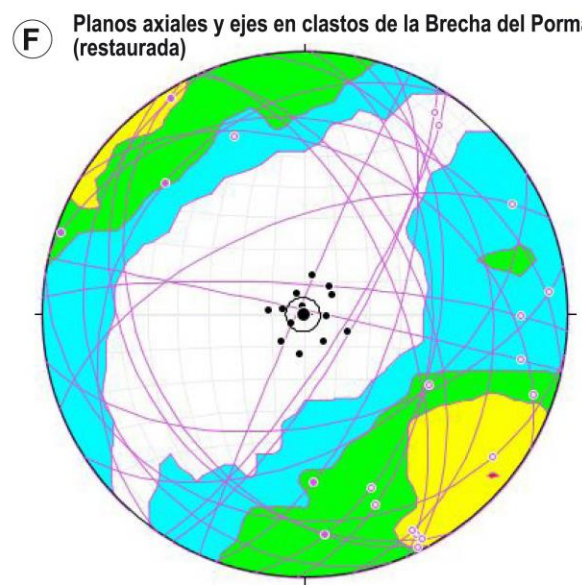
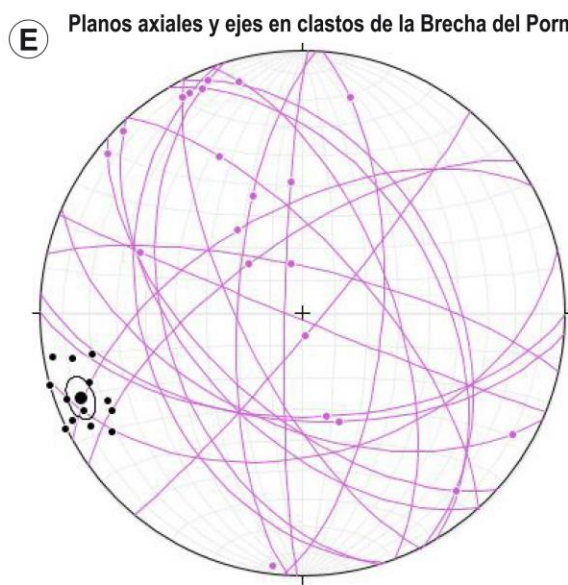
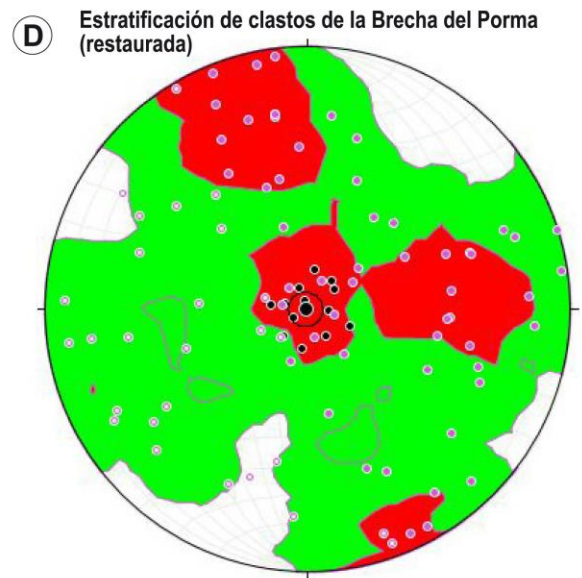
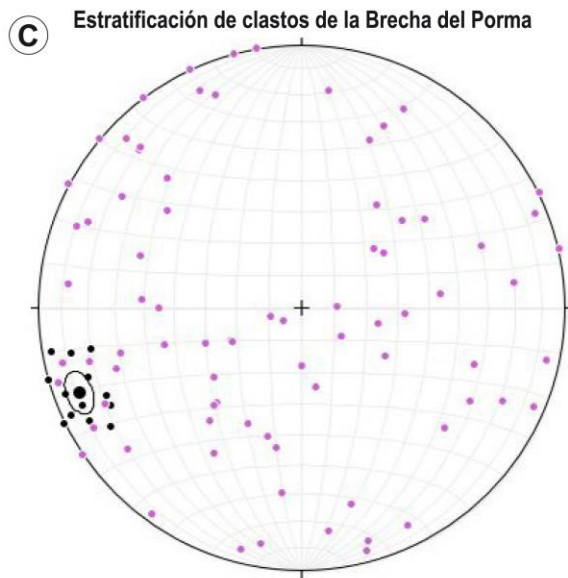
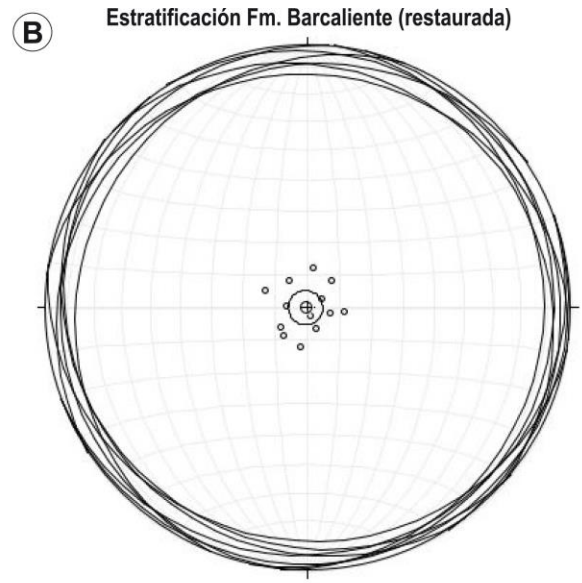
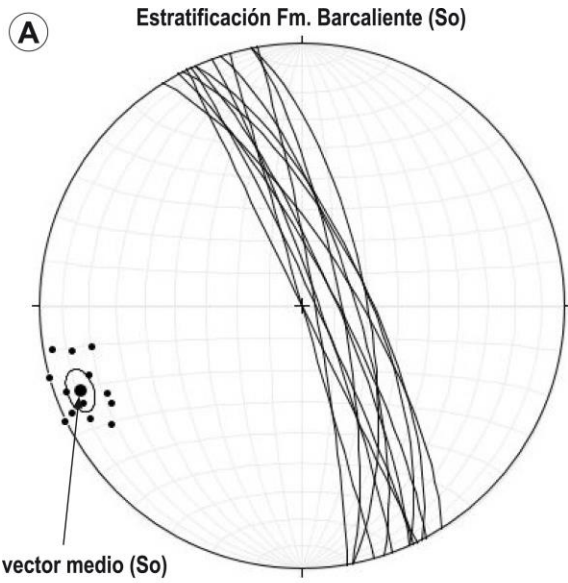
6.2. Área del embalse del Porma

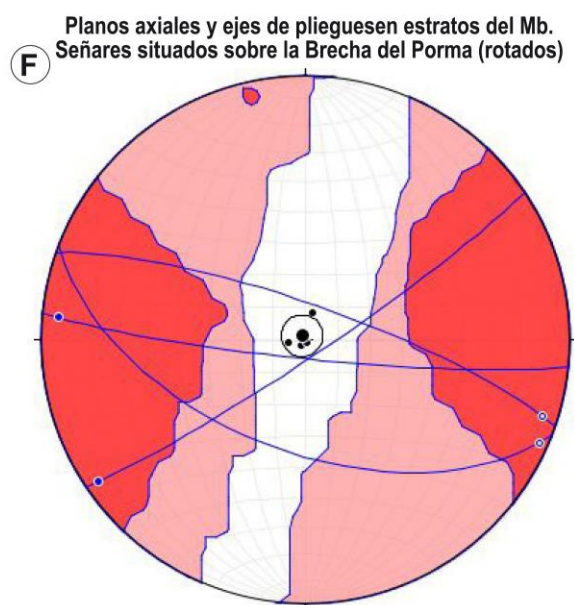
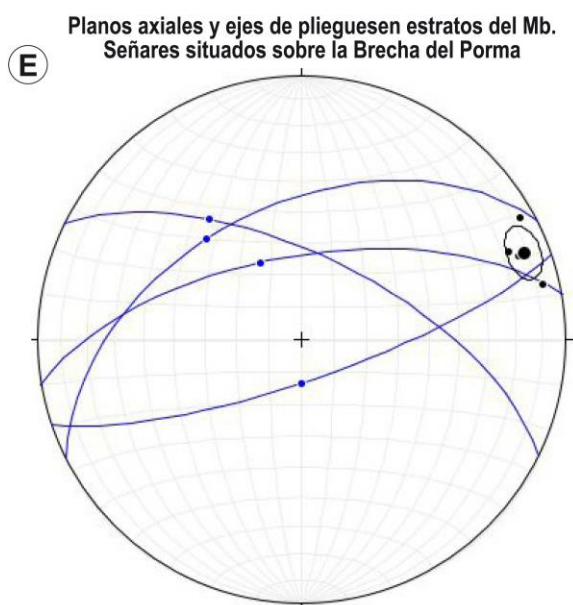
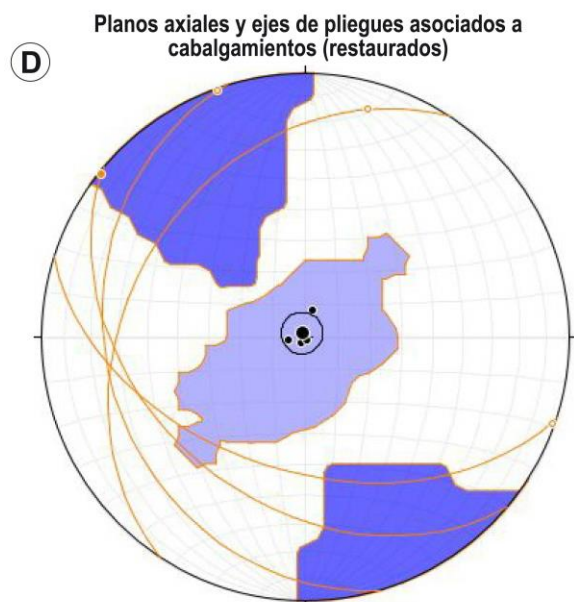
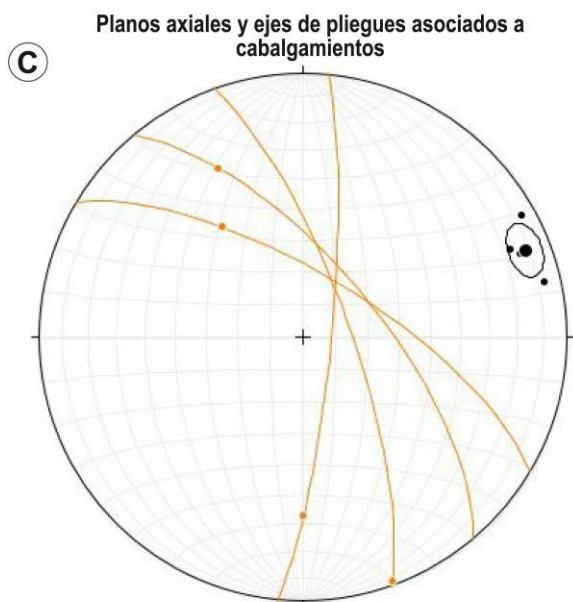
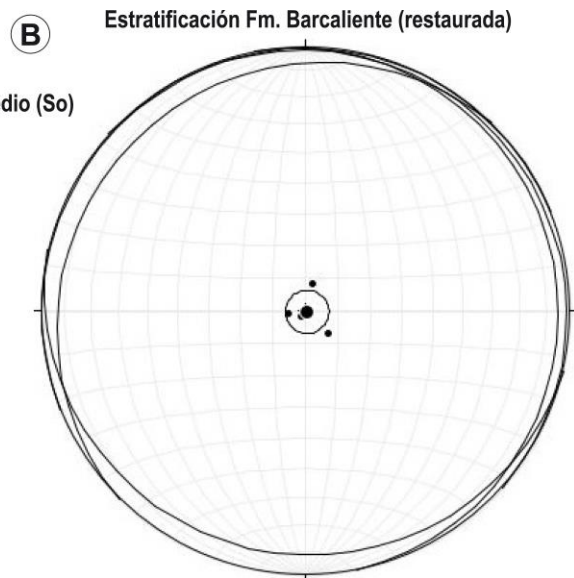
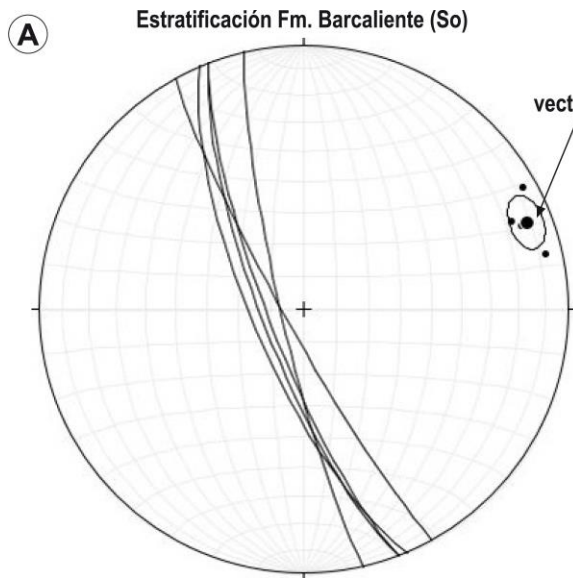
6.2.1. Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente y base de la Formación Ricacabiello

Varios autores como Sjerp (1967), Wagner et al. (1971) y Reüther (1977) describieron la estratigrafía de las formaciones Barcaliente y Ricacabiello (Sjerp, 1967) en la zona del embalse del Porma. En esta zona las calizas grises laminadas situadas sobre la Brecha del Porma que fueron atribuidas por Sjerp (1967) a la Formación Ricacabiello corresponderían al Miembro Señares tal y como lo definen

Figura 20 (página 45). Proyecciones estereográficas equiareales de la zona 1, correspondiente al vuelo 1 de las Hoces de Valdeteja. **A)** Círculos máximos y polos de las medidas de la orientación de la estratificación. Se representa además el polo del vector medio calculado para estas medidas. **B)** Círculos máximos, polos y vector medio de las medidas de la estratificación después de la rotación (para ver detalles del eje y la magnitud de rotación, ver texto). **C)** Posición de los polos de la estratificación (S_0) medidas en los fragmentos de estratos de la Brecha del Porma. **D)** Orientación de los polos de la estratificación (S_0) de los fragmentos de estratos de la Brecha del Porma y diagrama de densidad tras la rotación de las medidas. En la proyección no se aprecia la existencia de una orientación preferente de los fragmentos de estratos. **E)** Posición de los planos axiales y ejes de los pliegues presentes en clastos de la Brecha del Porma. **F)** Restauración de los planos axiales y ejes de los pliegues que afectan a fragmentos de la brecha y diagrama de densidades calculado para estas medidas.

Figura 21 (página 46). Proyecciones estereográficas equiareales de la zona 2, correspondiente al cruce de la carretera provincial 3621 (Valverdín-Valdeteja) con la LE-3211, situado en el vuelo 2 de las Hoces de Valdeteja. **A)** Círculos máximos y polos las medidas de la orientación estratificación. Se representa además el polo del vector medio calculado para estas medidas. **B)** Círculos máximos, polos y vector medio de las medidas de la estratificación después de la rotación de las medidas. **C)** Posición de los planos axiales y ejes de los pliegues asociados a cabalgamientos. **D)** Restauración de los planos axiales y ejes de los pliegues asociados a cabalgamientos y mapa de contornos para los ejes de los pliegues. **E)** Proyección de los planos axiales y ejes de los pliegues presentes en los estratos del Miembro Señares situados en el techo de la Brecha del Porma. **F)** Rotación de los planos axiales y ejes de los pliegues a techo de la Brecha del Porma.





según Sanz-López et al., (2012). Posteriormente, Caldevilla (2016) realizó un estudio detallado de la parte superior de la Formación Barcaliente en su Trabajo Fin de Grado. Los datos recogidos por Caldevilla y otros trabajos posteriores permiten reconocer 5 tramos en la parte superior de la Formación Barcaliente que de muro a techo se describen a continuación (Fig. 22). No obstante es importante indicar que debido al bajo grado de exposición del techo de la formación obliga a completar la descripción de los tramos con información recogida en un afloramiento cercano a Valdehuesa. Además, el afloramiento está afectado por fallas alpinas cuyo desplazamiento acorta la sección y dificulta estimar el espesor original de la Brecha del Porma, y por dolomitizaciones que forman algún cuerpo irregular de unos metros de extensión.

-Tramo 1. Está formado por calizas microesparíticas (*mudstone*) oscuras y de olor fétido que se presentan formando estratos tabulares de espesores decimétricos y, a veces, centimétricos.

-Tramo 2 (Fig. 23A, B, C). Muestra 13 m de espesor y está constituido por calizas microesparíticas (*mudstone*) oscuras y olor fétido con pseudomorfos de evaporitas. Forman estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico que internamente suelen estar laminados. Los pseudomorfos de evaporitas tienen hábito poligonal, rectangular o romboédrico y, localmente, lenticular, Son habitualmente de escala milimétrica aunque pueden llegar a alcanzar casi 2 centímetros. Cuando su abundancia aumenta se presentan formando láminas con una continuidad lateral variable (ver Caldevilla, 2016). En general, los rasgos y espesor de este intervalo coinciden con los descritos por González Lastra (1978) en el Manto del Ponga.

-Tramo 3. 21-25 m de Brechas intraformacionales de la Brecha del Porma.

-Tramo 4. Muestra un espesor de unos 11-12,5 m y está formado por calizas *mudstone- wackestone* grises margosas con intercalaciones de margas y en ocasiones lutitas en estratos tabulares de espesor habitualmente centimétrico a decimétrico. Los estratos intercalados de lutitas llegan a alcanzar los 0,5 m de espesor. Este tramo se corresponde con el Miembro Señares (Sanz-López et al., 2012), intervalo que Sjerp (1967) y Reüther (1977) asignan a la formación Ricacabiello.

-Tramo 5. En el afloramiento del embalse del Porma situado en las proximidades de la localidad de Vegamián (inundada por el embalse) este tramo no está bien expuesto. Sin embargo, en las proximidades de Valdehuesa llegan a aflorar más de 5,5 m de lutitas rojas y verdes en las que se reconocen estratos intercalados de margas de espesor decimétrico. Este tramo se corresponde con la base de la Formación Ricacabiello.

6.2.2. Descripción de la Brecha del Porma

La Brecha del Porma se reconoce a lo largo de todos los afloramientos de la Formación Barcaliente en el área del embalse del Porma. En la localidad estudiada al este la cerrada del embalse, el afloramiento de la brecha tiene una extensión lateral de unos 300 m y corta la estratificación de la Formación Barcaliente de forma oblicua

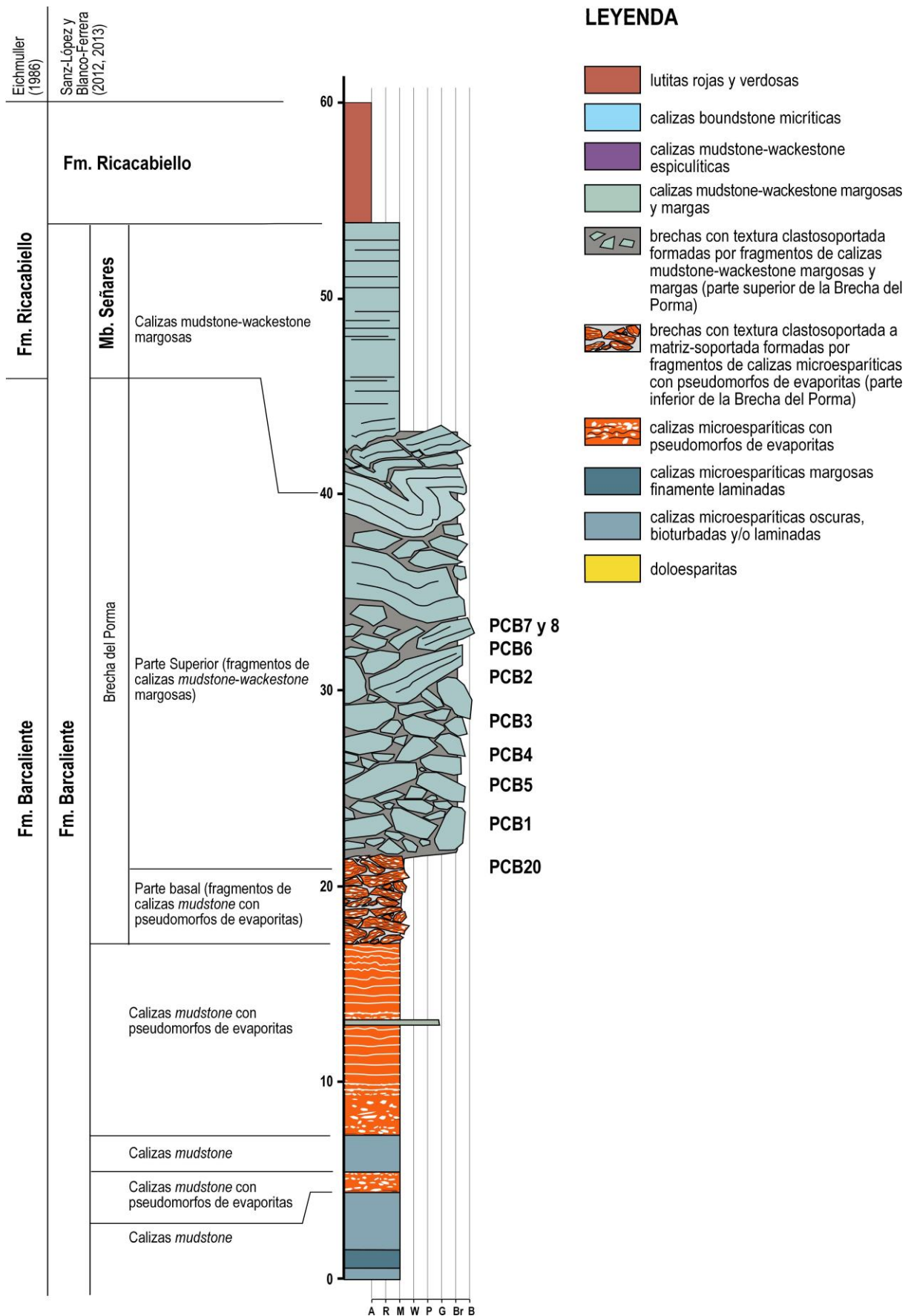


Figura 22. Columna estratigráfica de la parte superior de la Formación Barcaliente y de la base de la Formación Ricacabiello en la zona del Porma (modificado de Borrego et al., 2016).

mostrando en el extremo norte la base de la brecha y en el extremo sur su techo. Ésta se encuentra confinada por los tramos 2 y 4 descritos anteriormente y muestra un espesor de al menos 21 a 25 m. No obstante, en afloramientos cercanos situados en las proximidades de Valdehuesa (fig. 6B) es localmente muy inferior, tan sólo unos 5-10 m.

La base de la brecha en los afloramientos estudiados es difícil de trazar debido en parte a que consiste en un tránsito gradual con las calizas microesparíticas con pseudomorfos de evaporitas del tramo 2 (Fig. 23). En este contacto, se observa cómo los estratos con pseudomorfos de evaporitas presentan un número creciente de fracturas con relleno de calcita de longitud centimétrica y anchura milimétrica, en general forman un gran ángulo con la estratificación, que progresivamente comienzan a aislar fragmentos de estratos *in situ*. Poco a poco los fragmentos de estratos comienzan a mostrar desplazamientos relativos entre ellos de unos centímetros conservando más o menos la orientación original, entre los cuales progresivamente comienzan a aparecer fragmentos rotados que adquieren ángulos cada vez mayores con relación a la orientación de la laminación (estratificación hasta situarse prácticamente normales a ella. Finalmente, a lo largo de tan sólo 0,5 m o 1 m de espesor de serie, se aprecia ya una brecha completamente desarrollada en la que la disposición de los clastos es caótica.

El techo de la brecha y el contacto con los estratos del tramo 4 (Miembro Señares) no está bien expuesto y no puede describirse en detalle.

La Brecha del Porma en este afloramiento (Fig. 24) tiene características similares a las del afloramiento de las Hoces de Valdeteja. Está formada por fragmentos de estratos compuestos por las facies reconocidas en los tramos 2 y 4, que son equivalentes con los tramos 2 y 4 descritos en las Hoces de Valdeteja. También puede reconocerse una zonación dentro de la brecha en función de la composición de los clastos, con un dominio de los fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas en la parte baja de la brecha y una parte superior compuesta mayoritariamente por fragmentos del tramo 4. El tránsito entre estas dos partes de la brecha parece ser un cambio gradual aunque la presencia de una falla que omite serie hace que en el afloramiento se pase de forma abrupta de una a otra.

El espesor de la parte basal de la brecha alcanza como mínimo los 5,5 m. Muestra una textura clastosoportada y está formada por fragmentos de calizas con evaporitas intrasedimentarias similares a las descritas en el tramo 2, en menor proporción, fragmentos de calizas microesparíticas sin pseudomorfos. Los fragmentos tienen tamaños que varían desde apenas 1 mm a más de 40 cm, son generalmente angulosos y, a veces subangulosos, y tienen morfologías elongadas trapezoidales, rectangulares y romboidales. Los límites de los fragmentos están definidos por superficies de estratificación (reconocibles por la orientación de las laminaciones definidas por las evaporitas) y fracturas que forman un alto ángulo con la laminación. Los clastos están embebidos en una matriz (*groundmass*) de color gris claro formada por fragmentos de cristales de calcita de tamaño submilimétrico.

La parte superior (Fig. 24) de la brecha está constituida por fragmentos de calizas *mudstone-wackestone* margosas y margas equivalentes a las que forman el tramo 4 descrito anteriormente, localmente en la zona inferior, también se reconoce

algún fragmento de calizas con pseudomorfos de evaporitas comparables a las del tramo 2. En general, son angulosos y subangulosos y presentan morfologías normalmente de paralelepípedo estando limitados por superficies de estratificación (Fig. 24B) y fracturas que forman ángulos con ella, Los tamaños varían desde una matriz formada por fragmentos de unas décimas de mm a fragmentos de varios metros, siendo los más habituales los de tamaño decimétrico. Es frecuente que internamente presenten uno o varios sistemas de venas de calcita. Entre estos fragmentos destaca uno existente en la parte alta de la brecha de unos 30 cm de longitud que está compuesto por celestita con abundantes inclusiones de bitumen (Fig. 24H). En el afloramiento estudiado, a medida que se asciende dentro de la brecha es más habitual encontrar fragmentos de tamaño métrico (Fig. 25) que en la zona próxima al techo pueden alcanzar hasta 10 m de longitud que están afectados por pliegues que ya fueron reconocidos por Reuther (1977) y Reuther y Hemleben (1980) y sistemas de diaclasas bien desarrollados que forman un ángulo elevado con la estratificación (en ocasiones casi ortogonal a ésta). La matriz de la brecha parece ser en algunas áreas más abundante que en las Hoces de Valdeteja y presentar un carácter más margoso (Fig. 24, 25B) y está compuesta por fragmentos milimétricos de calizas con facies típicas del Miembro Señares y margas o arcillas grises oscuras. Además en algunas zonas esta misma matriz presenta un moteado blanco.

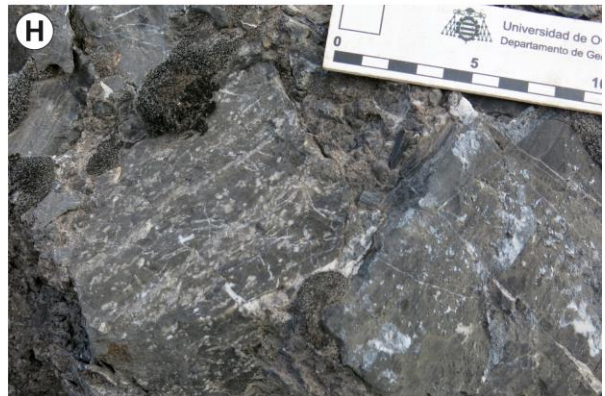
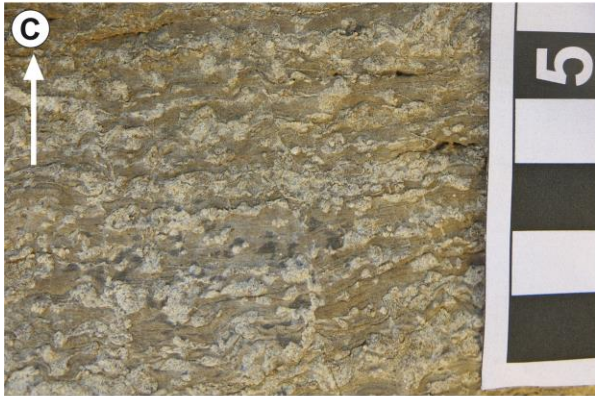
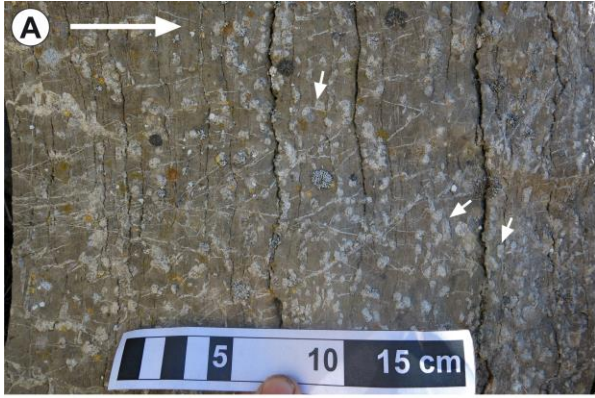
6.3. Cuevas

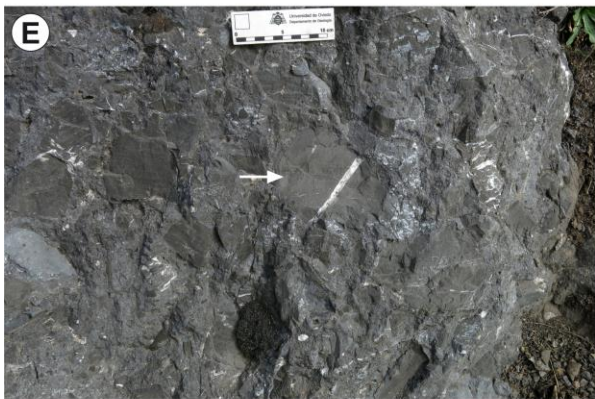
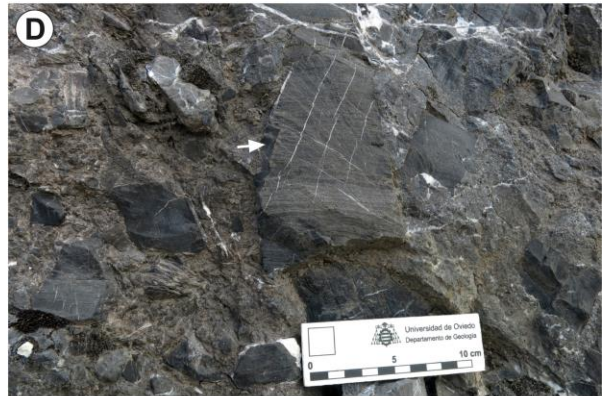
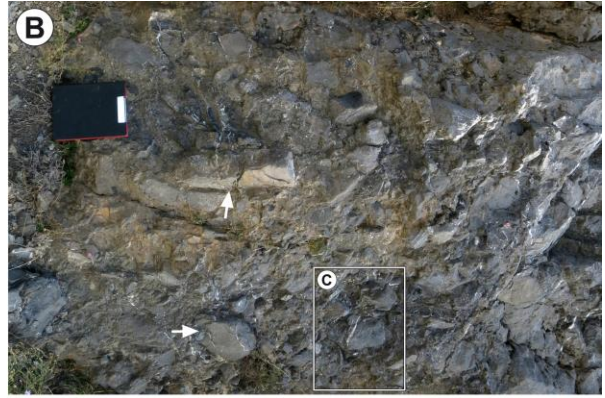
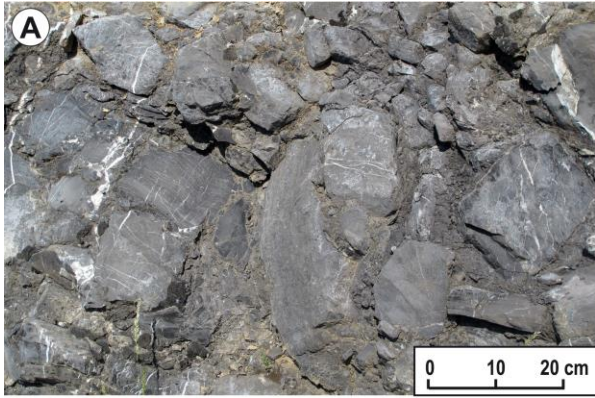
6.3.1. Estratigrafía de la parte superior de la Formación Barcaliente

Se llevó a cabo la estratigrafía de una sección de 41 m de espesor en la que afloran materiales de la parte alta de la Formación Barcaliente (Fig. 26). La mala calidad del afloramiento, junto con la presencia de dolomitizaciones en la parte baja de la sección dificultó la obtención de información. Además la presencia de una falla que omite serie, con un salto de unos 9 m dificulta conocer el espesor de la Brecha del Porma. Los datos recogidos permiten diferenciar 3 tramos en la sección, reconociéndose de muro a techo:

Figura 23 (página 51). Imágenes del afloramiento del tramo evaporítico y de la base de la Brecha del Porma. **A, B y C)** pseudomorfos de evaporitas con formas lenticulares y en ocasiones rectangulares (flechas) en el tramo evaporítico situado bajo la Brecha del Porma. **D)** Calizas con pseudomorfos de evaporitas con una laminación definida por superficies estilolíticas y niveles ricos en pseudomorfos de evaporitas. El estrato de calizas microesparitas delimitado está afectado por fracturas más o menos normales a la laminación. **E)** Transición gradual entre las facies evaporíticas laminadas (parte inferior de la imagen) y la Brecha del Porma (en la parte superior de la imagen). **F)** Parte inferior de la Brecha del Porma en la que observan varios fragmentos de calizas *mudstone* algunos afectados por una densa red de fracturas (parte derecha). **G)** Fragmento de caliza *mudstone* con evaporitas (flecha) embebidos en una matriz (groundmass) formada por agregados de cristales de esparita y pequeños fragmentos de caliza. **H)** Fragmento de facies evaporítica rodeado por fragmentos de calizas *mudstone*, algunas margosas en el tránsito entre la parte inferior y superior de la Brecha del Porma.

Figura 24 (página 52). Imágenes de la parte superior de la Brecha del Porma. **A) y B)** Imágenes de la Brecha del Porma en las que se observa su textura clastosoportada y los fragmentos de estratos subangulosos de escala centimétrica y decimétrica de calizas *mudstone* y una matriz margosa de color gris oscuro. **C)** Fragmento de estrato de caliza con una vena de 1 cm de espesor que está confinada al propio fragmento. **D)** Clasto afectado por dos sistemas conjugados de venas de calcita que indican un acortamiento normal a la laminación. **E, F y G)** Imágenes de la Brecha del Porma en las que se observan numerosos fragmentos de calizas *mudstone* angulosos de escala centimétrica afectados por venas de calcita, en general confinadas dentro de los propios fragmentos. En fragmentos contiguos se reconocen venas de diferente orientación y en alguno de los fragmentos no llegan a desarrollarse. También sus características son diferentes, algunas se muestran formando familias y otras tienen orientaciones aparentemente aleatorias. **H)** Fragmento de estrato de carbonato con reemplazamientos de celestinas. La banda oscura que se reconoce en la imagen muestra abundantes inclusiones de hidrocarburos (bitumen).





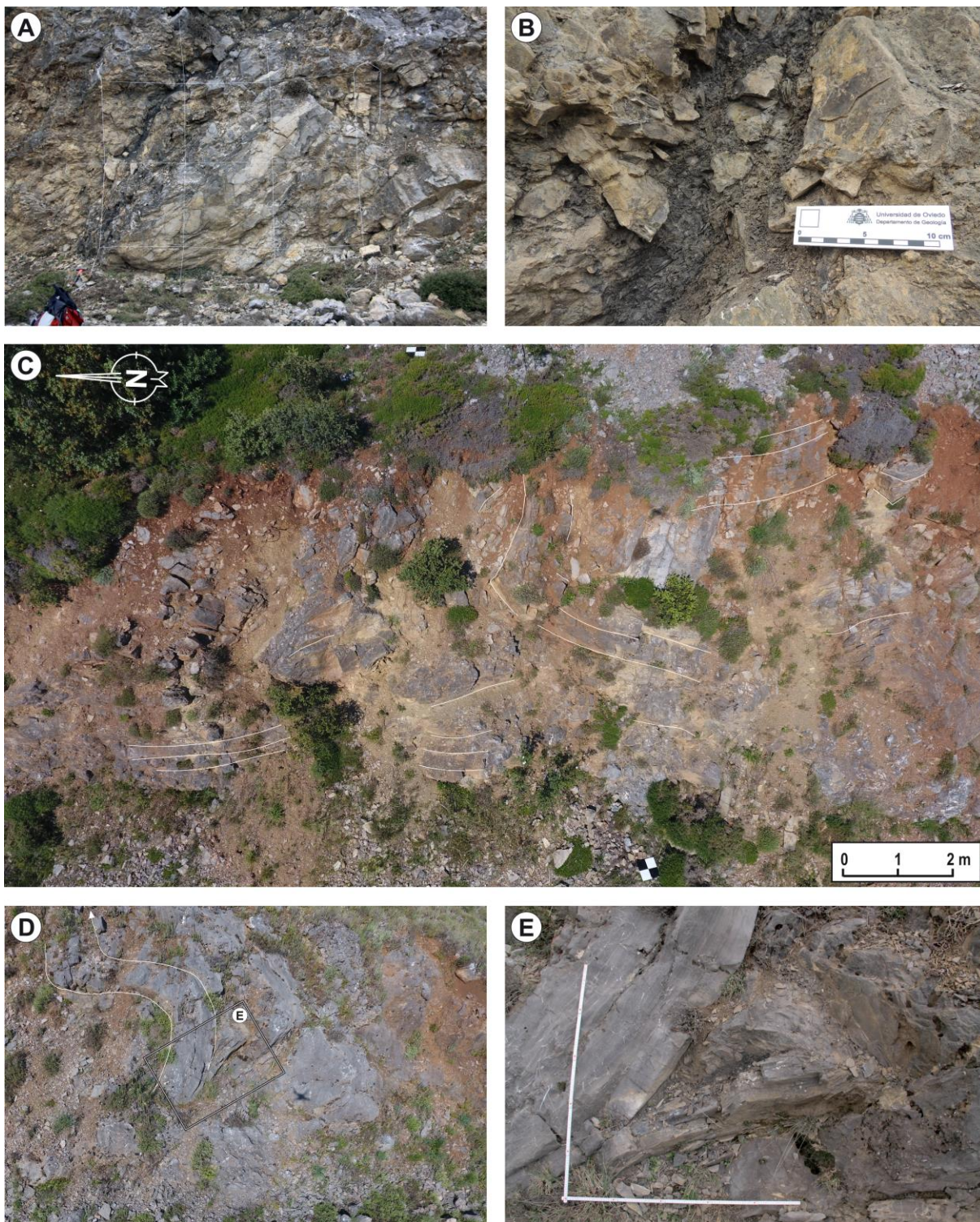


Figura 25. Afloramiento de la parte alta de la Brecha del Porma. **A)** Fragmento de estratos de escala métrica rodeado de otros fragmentos de estratos de dimensiones menores. La longitud de los lados de las celdas de la malla colocada sobre el afloramiento es de un metro. **B)** Detalle de la matriz de margas grises presente entre los fragmenteos de estrato de la imagen anterior. **C)** Imagen obtenida con el dron en el afloramiento estudiado en la que se observan numerosos fragmentos de estratos de calizas del Miembro Señares plegados. **D)** Fragmento de estratos plegados de escala métrica, **E)** Detalle de la imagen anterior.

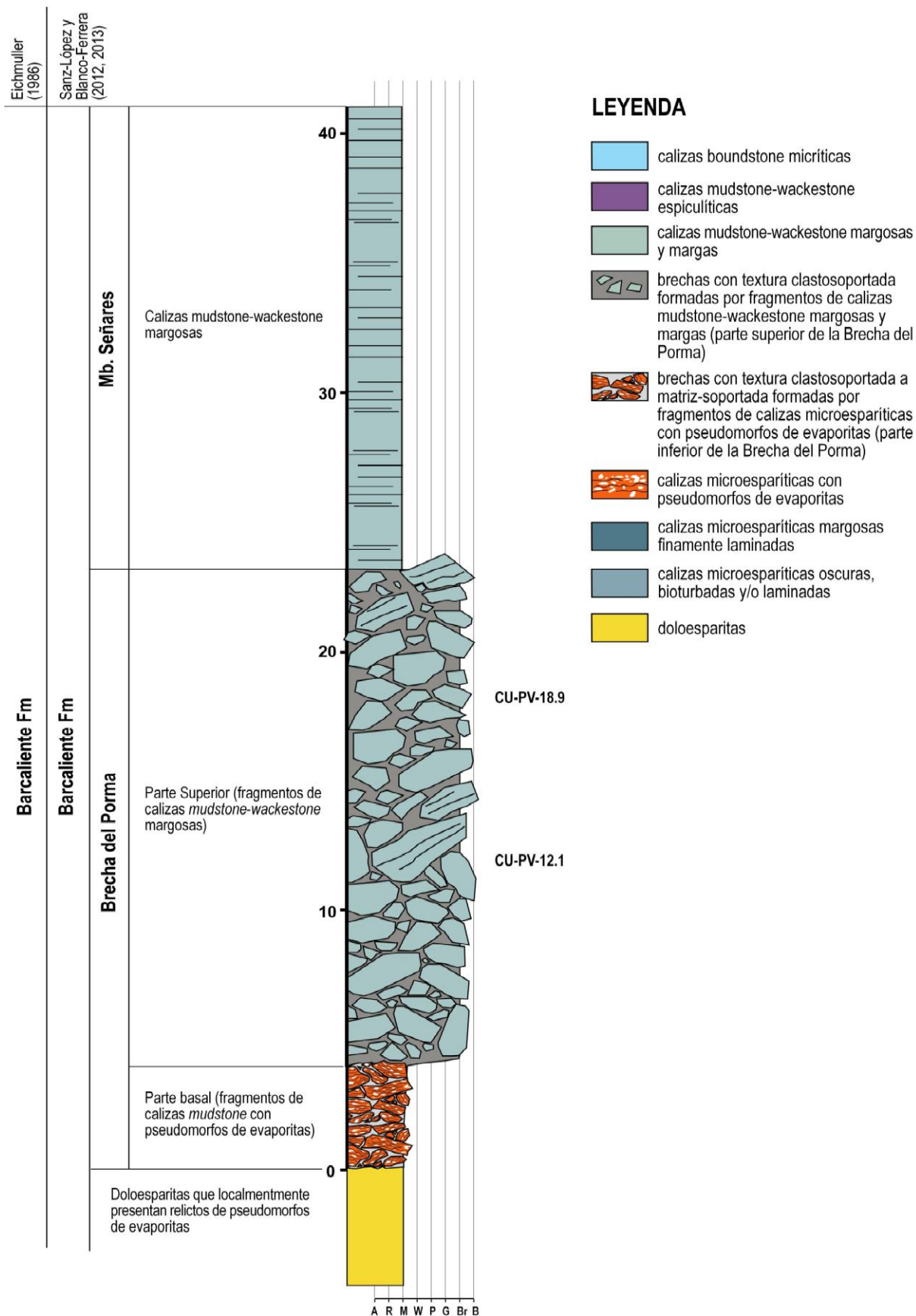


Figura 26. Columna estratigráfica de la parte superior de la Formación Barcaliente realizada en el afloramiento de Cuevas. El espesor representado de la Brecha del Porma no tiene en cuenta el salto de las fallas observadas en el afloramiento (interpretadas en la figura 27A) que acortan el espesor de brecha en aproximadamente 7 metros.

-Tramo 1. Tiene un espesor de unos 3,5 m, afectado por una intensa dolomitización, llegan a reconocerse calizas microesparíticas *mudstone* con pseudomorfos de evaporitas formando estratos tabulares decimétricos y centimétricos con textura laminada. Los pseudomorfos muestran variaciones en su abundancia y pueden aparecer aislados con formas ovaladas y elongadas (puntualmente rectangulares) que no superan los 5 mm, o formando niveles paralelos a la laminación con espesores de 1 ó varios mm. Características que casan con lo visto en anteriores afloramientos y las descripciones de Caldevilla (2016) y González Lastra (1978).

-Tramo 2. Brechas intraformacionales (Brecha del Porma, Reüther, 1977) con un espesor de unos 21,5 m.

-Tramo 3. Intervalo de 16 m de espesor, lo forman calizas *mudstone* y *wackestone* grises margosas tabulares decimétricas-centimétricas con niveles de margas intercalados.

6.3.2. Geometría de la Brecha del Porma

En este área la falta de afloramiento no permite obtener información sobre cómo se extiende lateralmente la brecha del Porma y así poder estudiar cómo es su geometría. A pesar de ello se reconocen los límites inferior y superior en los cuales los tramos 1 y 3 respectivamente limitan la brecha (Fig. 27A).

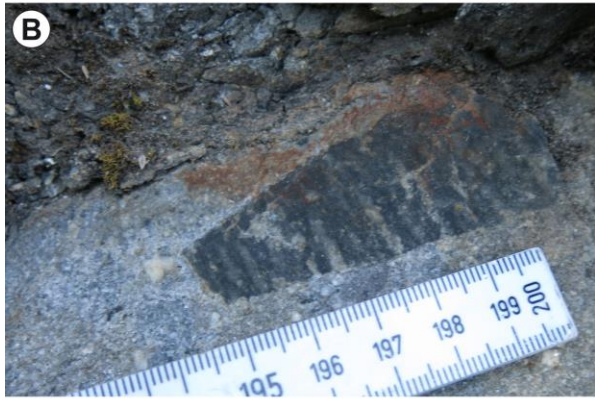
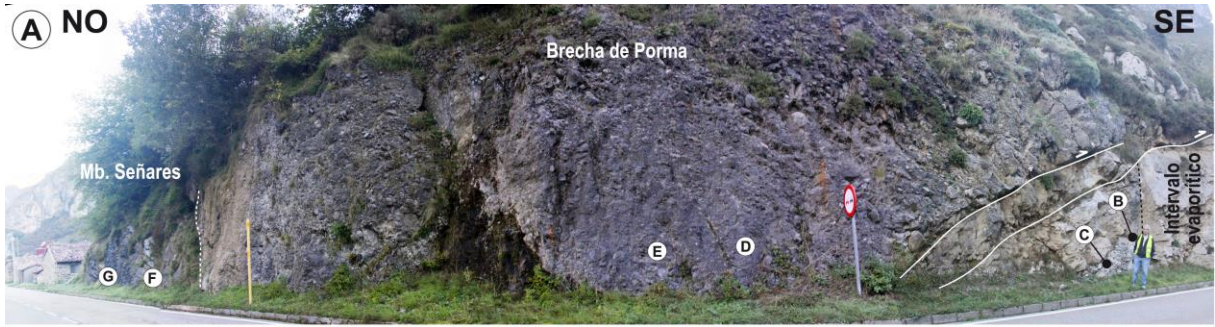
En el caso del límite inferior la dolomitización superpuesta no permite hacer un estudio detallado, en cambio en el entorno del techo de la brecha se han reconocido en los materiales del encajante, pertenecientes al tramo 3, una serie de puntos en los que los estratos son cortados por una matriz margosa gris clara en una dirección más o menos normal a la estratificación (Fig. 27F, G), algunos de los fragmentos resultantes parecen estar ligeramente rotados.

6.3.3. Características de la Brecha del Porma

La brecha guarda similitudes con los afloramientos descritos previamente en este TFM ya que presenta una textura clastosoportada, está compuesta por fragmentos de estratos de las facies de calizas con pseudomorfos de evaporitas (tramo 1) y calizas *mudstone-wackestone* a veces margosas (tramo 3). La matriz es escasa y está formada principalmente por margas aunque muestra diferencias entre la parte baja y alta de la brecha.

En la parte basal la brecha está compuesta principalmente por fragmentos del tramo 1 con tamaños centimétricos-decimétricos en general subangulosos. Rodeando a los fragmentos se reconoce una matriz compuesta por fragmentos de esparita de formas irregulares con tamaños milimétricos o inferiores.

En la parte alta de la brecha hay un dominio de los fragmentos de estratos pertenecientes al tramo 3, apareciendo aislados fragmentos del tramo 1. Los fragmentos son ángulosos y subangulosos con tamaños habitualmente decimétricos y centimétricos. Algunos de los fragmentos muestran la morfología elongada en



paralelepípedo reconocida en las Hoces de Valdeteja y el Porma cuyos límites son superficies de estratificación y fracturas que forman un alto ángulo con estas superficies. Entre los fragmentos se reconoce una matriz margosa de color gris oscuro.

6.4. Definición de microfacies y estudio de la matriz de la Brecha del Porma mediante microscopía de transmisión

Las muestras analizadas al microscopio petrográfico de transmisión, pertenecientes a la zona del afloramiento del Porma y de Cuevas, se han recogido a diferentes alturas de la brecha abarcando tanto la parte inferior como superior de ésta. En las muestras se reconoce una textura clastosoportada, formada por fragmentos subangulosos-subredondeados, en algunos de los cuales se reconocen venas de formas y tamaños variables. Las litologías que componen las muestras son variadas, diferenciándose 4 microfacies: 1) calizas microesparíticas *mudstone*, 2) *wackestone* a veces de carácter margoso, 3) margas y/o lutitas y areniscas, y 4) calizas con pseudomorfos de evaporitas. Las características principales de estas microfacies se resumen en la tabla II. Las zonas de matriz presentan fragmentos de las microfacies 1 y 2, y además en algunas de las muestras fragmentos de esparita.

Microfacies	Litología	Textura	Forma de los fragmentos
1	Caliza <i>mudstone</i> microesparítica	Masivas, a veces grumosas y puntualmente con laminación	Subangulosas, subredondeadas, en ocasiones angulosas
2	Caliza <i>wackestone</i> margosas microesparíticas	Laminada en ocasiones afectada por <i>burrows</i>	Angulosos/subangulosos, elongados que en ocasiones tienen forma de paralelepípedo
3	Margas, lutitas y areniscas	Laminada	Subredondeados, a veces subangulosos
4	Calizas microesparíticas <i>mudstone</i> con pseudomorfos de evaporitas	Laminada	Subangulosos, la laminación define algunos de los límites del fragmento.

Tabla II. Síntesis de las características de las microfacies presentes en la Brecha del Porma.

Los fragmentos formados por calizas (microfacies 1,2 y 4) suelen presentar formas subangulosas y subredondeadas (Fig. 28), es frecuente que tengan formas elongadas. Las calizas que forman la microfacies 2 y 4 suelen presentarse con formas subangulosas habitualmente con bordes de grano definidos por la laminación y límites que forman un ángulo elevado con la laminación, dando lugar a formas de paralelepípedo. La microfacies 1 muestra formas subangulosas y subredondeadas, no es tan frecuente como en las microfacies 2 y 4 que los fragmentos presenten formas de paralelepípedo debido a que su textura suele mostrar una laminación bien

Figura 27. A) Panorámica del afloramiento de Cuevas en la que se han interpretado los límites de la Brecha del Porma y las fallas que la afectan junto con la ubicación aproximada de los afloramientos de los que proceden las imágenes 27B–27G. **B) y C)** Detalles de la parte inferior de la Brecha del Porma en las que se observan dos fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas rodeadas por una matriz de fragmentos milimétricos de esparita parcialmente dolomitizada. **D)** Imagen de la parte superior de la Brecha del Porma formada por fragmentos angulosos y subangulosos de calizas *mudstone* rodeados por una matriz margosa de color grisáceo. **E)** Fragmento de caliza margosa en la parte superior de la Brecha del Porma. **F y G)** Estratos del Miembro Señares a techo de la brecha fracturados y con inyecciones una matriz margosa de color gris claro similar a la matriz de la Brecha del Porma. La flecha indica la polaridad. **G)** Detalle de una inyección de matriz cortado la estratificación *in situ*.

desarrollada (masiva/grumosa). La recristalización provoca que en ocasiones las microfacies 1,2 y 4, especialmente la microfacies 1, presenten bordes difusos. También es frecuente reconocer límites de fragmentos de carácter estilolítico a veces marcado por parches de bitumen.

Las margas y/o lutitas y areniscas (microfacies 3, Fig. 29) tienden a dar formas alargadas con su eje mayor más o menos paralelo a la laminación pero ésta no suele formar parte del borde de grano a diferencia de las microfacies formadas por calizas. Las formas son más subredondeadas y en ocasiones subangulosas.

Es frecuente ver fragmentos afectados por venas con trazados y espesores variables que en algunas ocasiones llegan a atravesar varios fragmentos, en cambio otras se encuentran confinadas a los fragmentos, llamando especialmente la atención aquellos casos en los que están afectados por un gran número de venas o venas de gran espesor que terminan de forma neta en el borde del fragmento o fragmentos contiguos en los que uno de ellos está afectado por un gran número de venas y el otro no presenta ninguna (Fig. 28C, E, 29D). También se reconoció en algún fragmento sistemas de venas conjugadas.

En las muestras tomadas en la parte baja de la Brecha del Porma se reconoció una matriz formada por fragmentos de escala submilimétrica, compuestos por calizas de las microfacies 1 y 2, y fragmentos de esparita (Fig. 28A, B). En general los fragmentos muestran formas con bordes irregulares algunos de ellos de carácter estilolítico. En algunas zonas se reconocen agregados poligonales de cementos esparíticos de reemplazamiento.

Las muestras pertenecientes a la parte alta de la Brecha del Porma muestran una matriz con características similares a la matriz de la parte baja, compuesta principalmente por fragmentos de las microfacies 1 y 2 tamaños que en este caso son de escala submilimétrica o superiores al mm. Las formas en general son irregulares con bordes que en ocasiones los definen estilolitos. La principal diferencia con el tramo basal de la Brecha del Porma es la ausencia de fragmentos de esparita.

6.5. Estudio de las inclusiones sólidas mediante petrografía de transmisión y microscopía electrónica de barrido (MEB).

En las láminas estudiadas se reconocieron cristales dispersos de cuarzo y calcita que reemplazan tanto en los intersticios como los fragmentos que componen la brecha y que presentan inclusiones sólidas probablemente correspondientes a anhidrita (Fig. 30). La identificación de inclusiones en cristales de calcita con microscopía de transmisión fue complejo debido al hecho de que los colores de interferencia de la calcita y la anhidrita pueden confundirse, en cambio en casi todos los cuarzos reconocidos se identificaron inclusiones de anhidrita. Los cristales de cuarzo presentan un tamaño medio de 227,7 μm y frecuentemente se reconocen formas prismáticas subidiomórficas/idiomórficas con secciones hexagonales típicas del cuarzo que son reconocibles en las imágenes obtenidas mediante MEB. En otras ocasiones presentan formas más o menos ovaladas o irregulares (Fig. 31A, 32E). Su estudio por microscopía de transmisión muestra una extinción uniforme aunque en algunos granos se reconocieron extinciones ondulantes, alguna de ellas con carácter radial. Los cristales de calcita con inclusiones (Fig. 32G, H) suelen tener formas

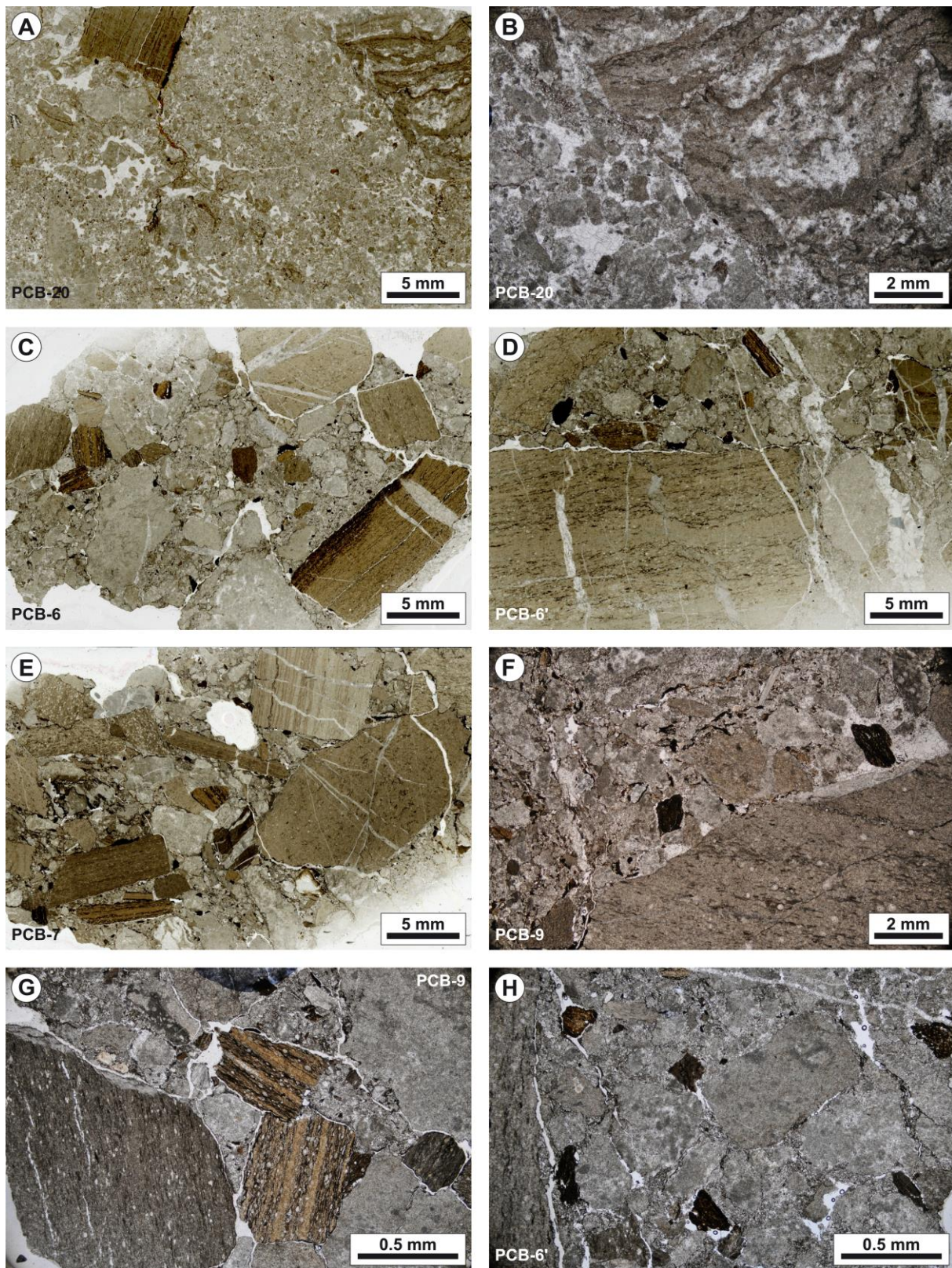


Figura 28. Microfotografías de láminas delgadas de la Brecha del Porma con luz natural. **A)** y **B)** Microfotografías de una muestra de la parte inferior de la Brecha del Porma en la que se reconoce un fragmento de calizas con evaporitas en la parte derecha, y en la zona central e izquierda la matriz (*groundmass*) compuesta por fragmentos de esparita y fragmentos de calizas microesparíticas de tamaño submilimétrico. **C, D, E, F, G y H)** Aspecto de diferentes muestras de la parte superior de la Brecha del Porma en las que se reconocen las diferentes microfacies características de los estratos del Miembro Señares. Son frecuentes los fragmentos de caliza con sección rectangular. Algunos fragmentos están afectados por venas de calcita esparítica confinadas dentro de los propios fragmentos (**C, D, E**).

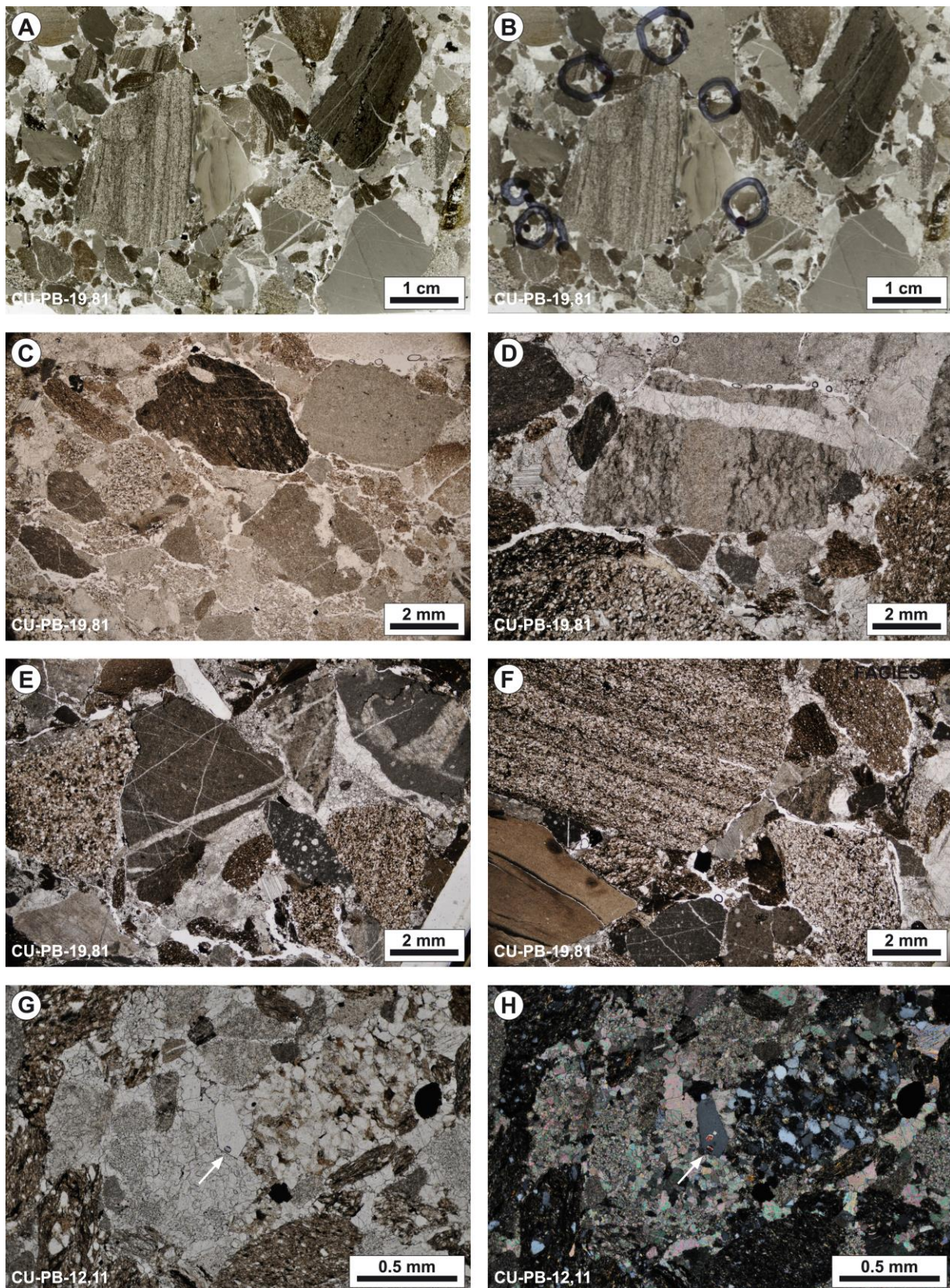


Figura 29. Imágenes de láminas delgadas procedentes de la parte superior de la Brecha del Porma en el afloramiento de Cuevas. **A y B)** Muestran la misma lámina, en la **B** aparecen marcadas las áreas de interés para el estudio mediante MEB. **C, D, E, F, G, H)** Detalle de fragmentos de diferentes microfacies de calizas, areniscas y margas. Algunos de ellos muestran venas de calcita confinadas dentro de los propios fragmentos (**D, E, F**). En general los intersticios entre los fragmentos son escasos. En la imagen **G** (luz natural) y **H** (luz polarizada) se reconoce un cristal de cuarzo idiomórfico con inclusiones de anhidrita (ser también Figs. 31A, C).

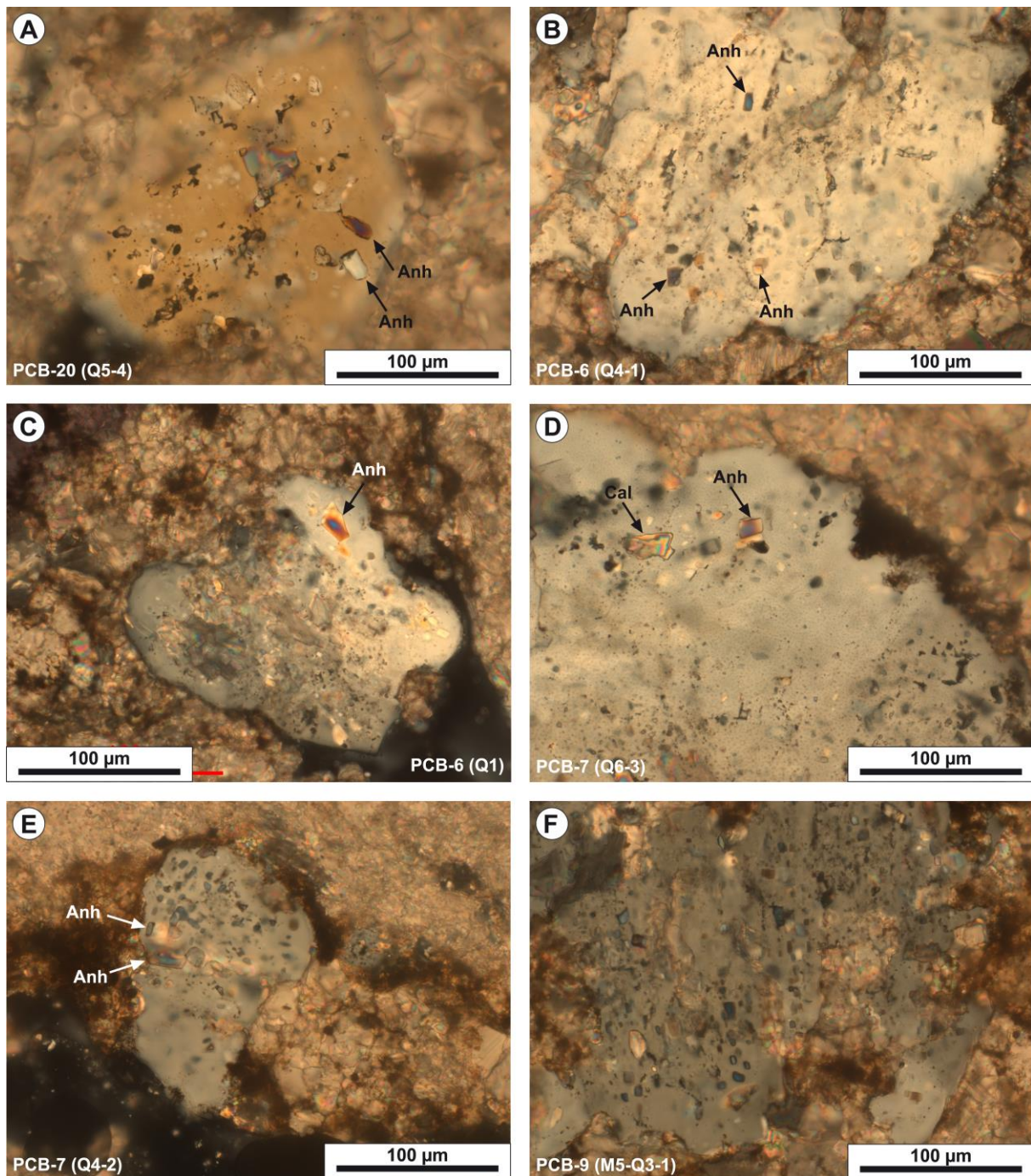


Figura 30. Microfotografías de cristales de cuarzo en la matriz de la Brecha del Porma con inclusiones sólidas de anhidrita. **A** y **B**) Microfotografías de cristales de cuarzo presentes en la matriz de la parte inferior de la Brecha del Porma con inclusiones. **C, D, E** y **F**) Microfotografías de cristales de cuarzo con inclusiones presentes en la matriz de la parte superior de la Brecha del Porma. En general muestran un elevado número de inclusiones con formas rectangulares y ocasionalmente cuadradas. En algunos casos se observan un gran número de inclusiones que se encuentran orientadas en la misma dirección y con la misma orientación óptica, mostrando los mismos colores de interferencia (**E, F**). Frecuentemente también los cristales de cuarzo muestran inclusiones de calcita (**D**).

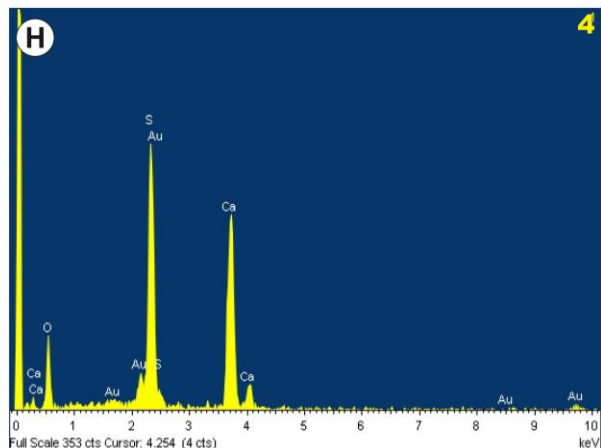
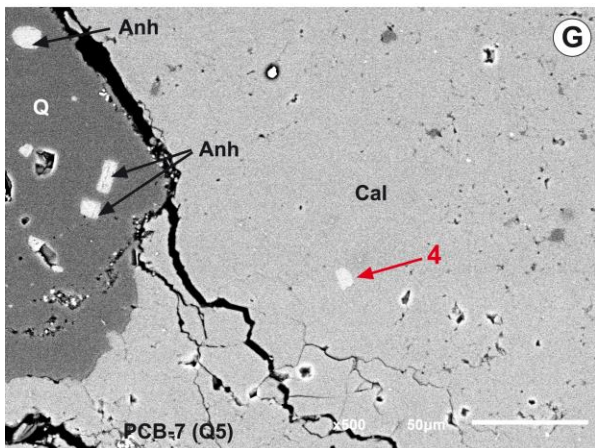
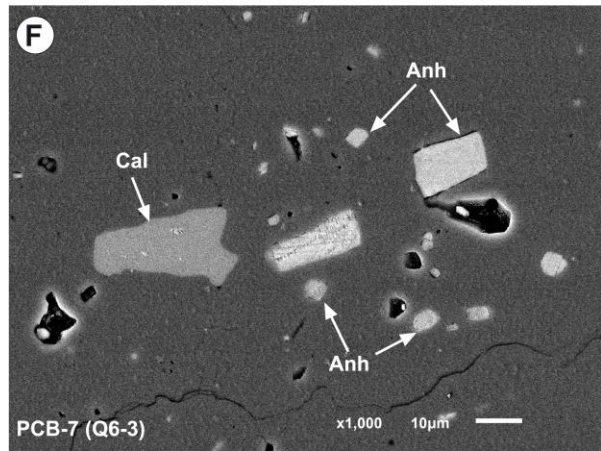
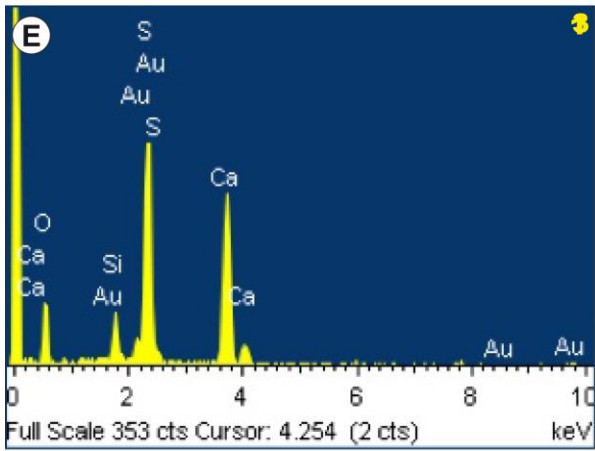
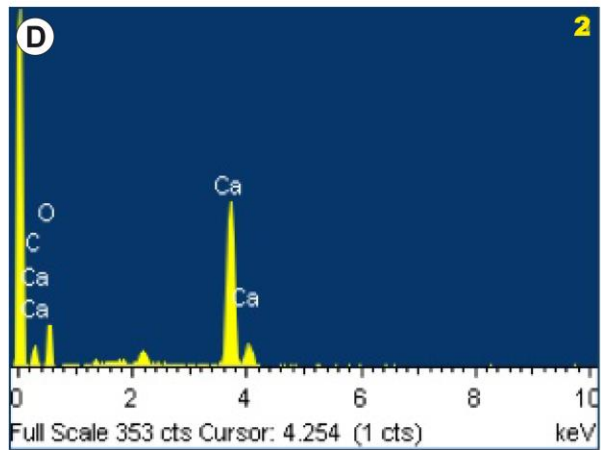
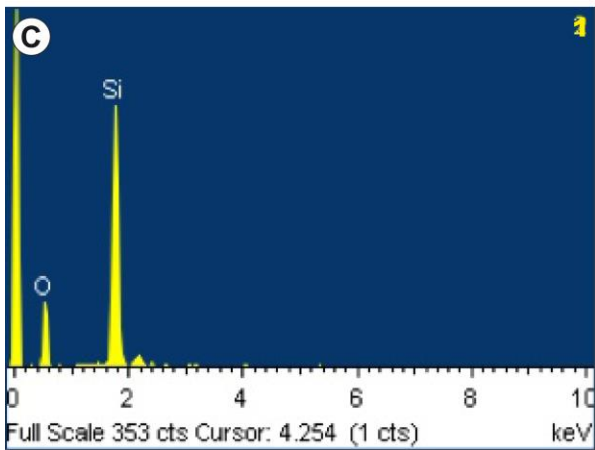
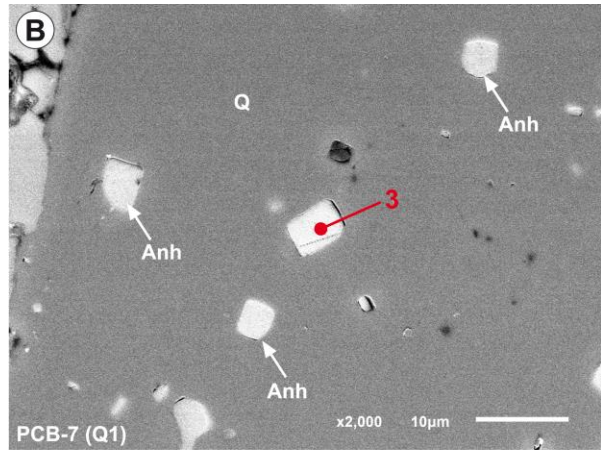
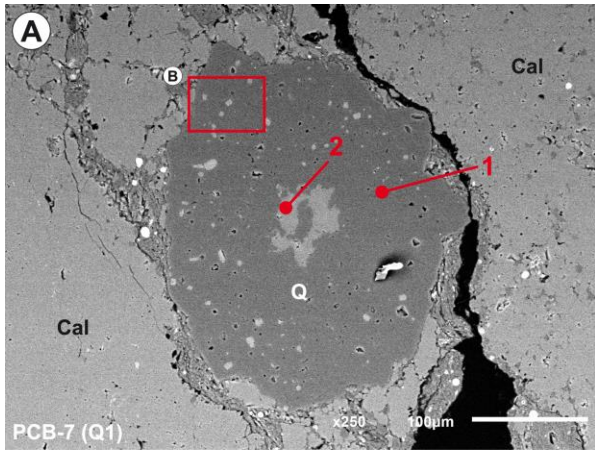
Las inclusiones observadas muestran formas predominantemente romboidales, rectangulares y a veces cuadradas (Fig. 31B, F, G). En otros casos, las inclusiones pueden mostrar los vértices algo redondeados (Fig. 32G, H) o el conjunto de la inclusión dar una forma redondeada/ovalada. Los tamaños varían desde los de 2 μm hasta tamaños máximos de 35,5 μm , pero los tamaños habituales son 6,5-9,7 μm . En microscopía de transmisión con polarizadores cruzados muestran colores de interferencia fuertes, mayores que los de la calcita, que van de azules a veces con tonos violáceos a naranjas que pueden mostrar tintes rosados (Fig. 30; 32A, G, H) y que sugieren que pueden corresponder a cristales de anhidrita (sulfato cálcico). También se han identificado inclusiones potenciales en cristales de cuarzo que presentan formas y tamaños análogos a los descrito anteriormente pero que no muestran los colores de interferencia esperados sino como los del cuarzo, hecho que puede ser interpretado como que corresponden a inclusiones vacías o en las que falta parte del cristal de anhidrita, lo cual es apoyado por los huecos reconocidos en inclusiones mediante MEB.

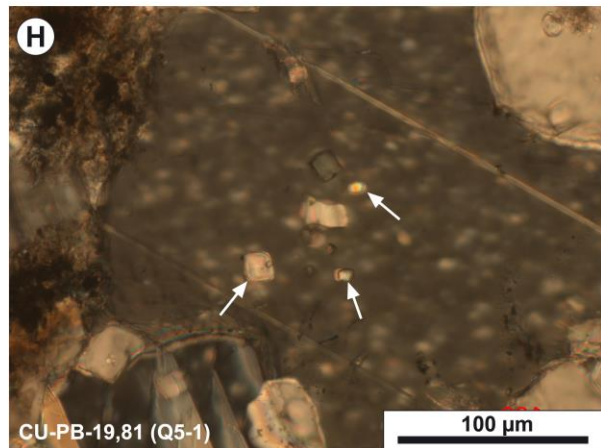
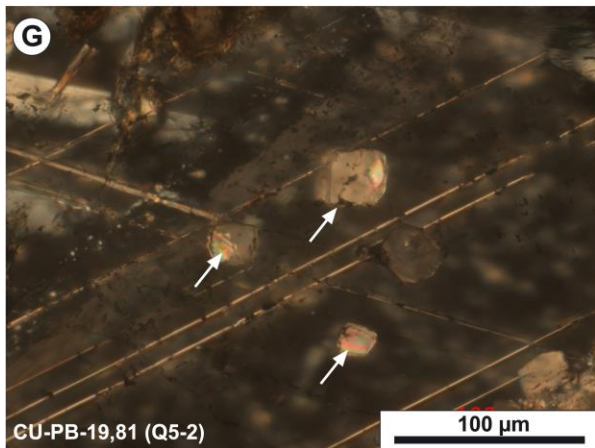
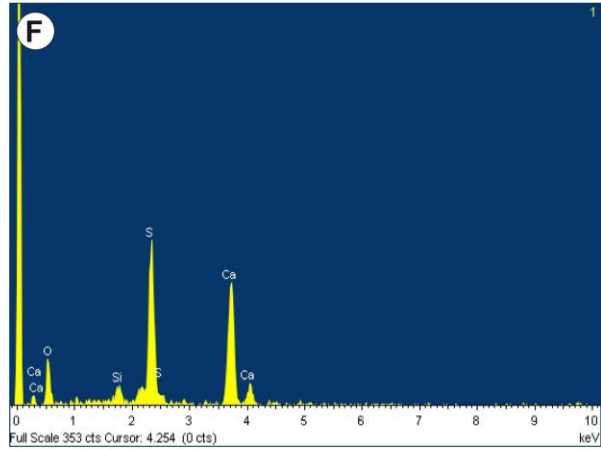
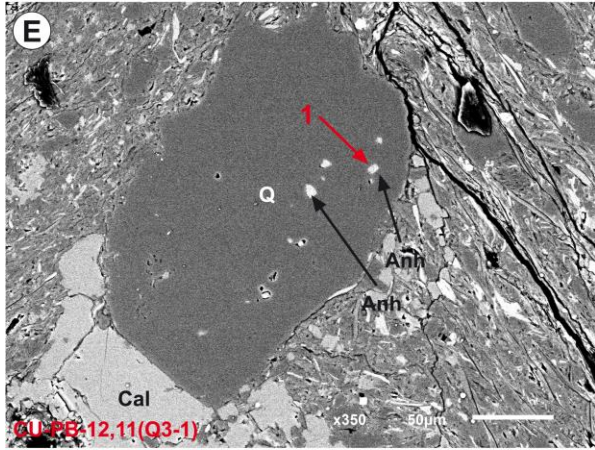
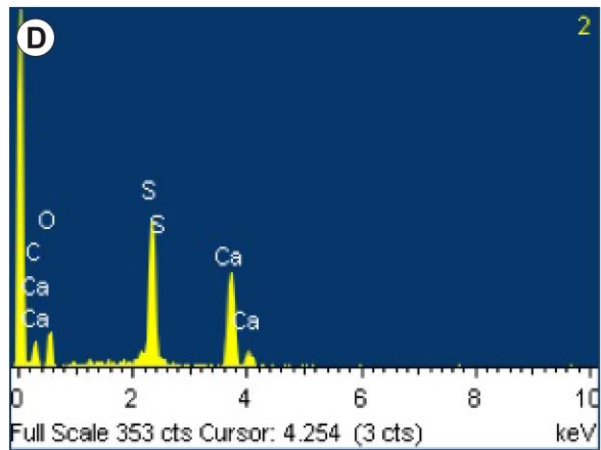
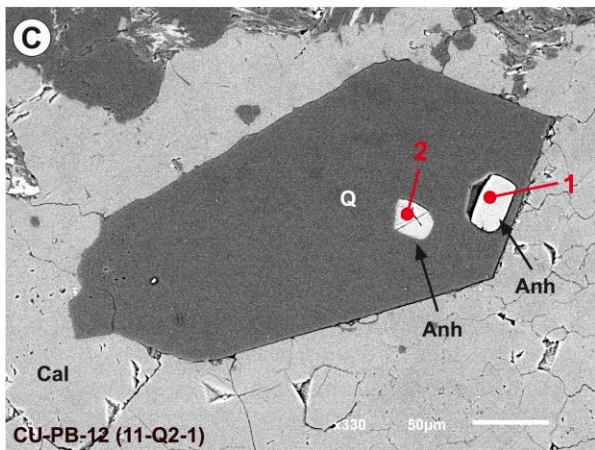
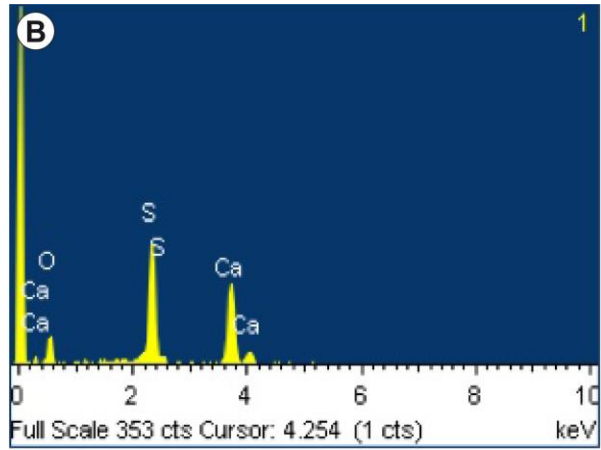
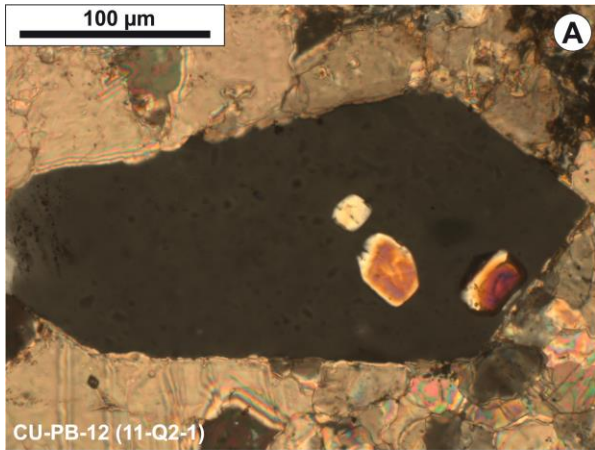
Es destacable que en varios cristales de cuarzo se aprecia como hay un gran número de inclusiones de hábito rectangular que presentan la misma orientación de su lado largo y además se reconoce en todas ellas la misma orientación óptica (mismos colores de interferencia, Fig. 30E, F).

De forma puntual los cristales de cuarzo presentan también inclusiones de calcita como cristales aislados con formas irregulares con algún borde recto (Fig. 30D) o como agregados con formas bastante irregulares. En algunas de las muestras de la zona del Porma alguna calcita muestra reemplazamientos con celestina.

Figura 31 (página 63). Imágenes obtenidas mediante electrones retrodispersados (MEB) en muestras procedentes del afloramiento del Porma. **A)** Cristal de cuarzo (Q) con inclusiones de calcita e inclusiones de anhidrita (Anh), que muestran formas rectangulares y cuadradas en el que se realizaron análisis EDS sobre el cristal de cuarzo (1) y las inclusiones de calcita (2). Cal, calcita. **B)** Imagen ampliada del rectángulo de la imagen anterior en la que se muestran varias inclusiones rectangulares de anhidrita. **C)** Microanálisis del punto 1 de la Figura 31A. **D)** Microanálisis del punto 2 de la Figura 31A. **E)** Microanálisis del punto 3 de la Figura 31B que indica la composición de las inclusiones sólidas de anhidrita (CaSO_4). **F)** Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de cuarzo (Q) con inclusiones de anhidrita (Anh) y una inclusión de bordes irregulares de calcita (Cal). **G)** Imagen de electrones dispersados de un cuarzo (Q) y una calcita (Cal) con inclusiones de anhidrita con formas rectangulares. **H)** Microanálisis del punto 4 de la Figura 31G que corrobora la composición de sulfato de calcio de la inclusión.

Figura 32 (página 64). Microfotografías de microscopio petrográfico y obtenidas mediante electrones retrodispersados (MEB) en muestras procedentes de la parte superior de la Brecha del Porma en el afloramiento de Cuevas. **A y B)** Imagen obtenida por microscopía de transmisión de un cristal de cuarzo idiomórfico con inclusiones rectangulares de anhidrita (Anh) y su correspondiente imagen de electrones retrodispersados en la que se indican los microanálisis EDS de 2 inclusiones (**B y D**) en las que se corroboró su composición de sulfato cálcico. Cal = calcita. **E)** Cristal de cuarzo (Q) de forma elongada y bordes irregulares con inclusiones de anhidrita (Anh). **F)** Microanálisis de una de las inclusiones de anhidrita de la imagen anterior (punto 1). **G y H)** Cristales de calcita con inclusiones de anhidrita (flechas) con formas cuadradas y rectangulares y dimensiones similares a las inclusiones de anhidrita identificadas en las imágenes anteriores.





7. DISCUSIÓN

7.1. Síntesis de los resultados

El estudio realizado en este TFM muestra que la Brecha del Porma ocupa en todos los afloramientos estudiados la misma posición estratigráfica dentro de la Formación Barcaliente. Su muro está situado en el techo del intervalo de calizas con pseudomorfos de evaporitas descrito en la parte superior de la Formación Barcaliente, mientras su techo se encuentra dentro de los estratos de calizas *mudstone-wackestone* y calizas bioclásticas del Miembro Señares (Formación Barcaliente) o de la parte basal de la Formación Valdeteja. La distribución de sus afloramientos en la rama sur de la Zona Cantábrica y en el Manto del Ponga indica que esta unidad tiene una gran extensión dentro de la cuenca de antepaís (ver Figs. 2 y 6), y su espesor puede ser variable desde unos pocos metros hasta más de 80 metros. A escala cartográfica (de varios kilómetros) su muro muestra un trazado relativamente plano encontrándose siempre situado dentro del intervalo evaporítico o cerca de su base y siguiendo durante largas distancias determinados niveles estratigráficos. En cambio, el techo de la brecha tiene una geometría más irregular mostrando chimeneas de escala decamétrica que alcanzan hasta 80 m de altura y que se orientan generalmente ortogonales a la estratificación atravesando los estratos del Miembro Señares. En base a las observaciones realizadas en los afloramientos de las Hoces de Valdeteja y del Porma, el límite inferior parece corresponder a un contacto gradual en el que se observa una progresiva deformación de las facies con pseudomorfos de evaporitas hasta generar la brecha.

En general, la Brecha del Porma tiene una textura clastosoportada y está formada por fragmentos subangulosos de calizas con pseudomorfos de evaporitas y de calizas *mudstone* y *wackestone* bioclásticas, a veces margosas, y margas. La distribución de los diferentes tipos de fragmentos dentro de la brecha permite diferenciar en ella dos partes separadas por un tránsito gradual; en la parte basal predominan los fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas entre los que se reconoce una matriz (*groundmass*) formada por granos o fragmentos de cristales de esparita y fragmentos milimétricos y submilimétricos de calizas microesparíticas (en las que a veces pueden observarse pseudomorfos de evaporitas); sobre ésta se encuentra una parte superior compuesta por fragmentos de calizas con microfacies características del Miembro Señares y la parte basal de la Formación Valdeteja. Estos fragmentos de calizas tienen dimensiones que varían desde unos centímetros a varios metros o incluso decenas de metros y frecuentemente presentan formas de paralelepípedo, estando limitados por las superficies de estratificación y fracturas con ángulos elevados con respecto a la estratificación. Es común encontrar en ellos uno o varios sistemas de venas rellenas de calcita, los cuales no suelen tener aparentemente continuidad fuera de los propios fragmentos. Los clastos mayores suelen presentar pliegues y suelen encontrarse hacia el techo de la brecha. La matriz de la parte superior de la brecha está formada por fragmentos de tamaño milimétrico y submilimétrico, de las mismas microfacies que los fragmentos, y escasas lutitas y margas grises.

El análisis por microscopía de transmisión apoyado en MEB y análisis EDS de muestras procedentes del *groundmass* de la parte basal y de la matriz de la parte superior de la brecha revela la presencia de cristales de cuarzo y calcita de

reemplazamientos con inclusiones de anhidrita. Además, localmente se reconocieron reemplazamientos por celestina.

Los contactos superiores de la brecha y los laterales de las chimeneas de brecha con las rocas encajantes suele ser neto aunque, en ocasiones, se reconocen zonas de transición entre la brecha y los estratos *in situ*. En los flancos de las chimeneas los estratos encajantes muestran estructuras similares a pliegues de arrastre dirigidos hacia el techo y en los estratos suprayacentes del Miembro Señares y de la base de la Formación Valdeteja es frecuente encontrar pliegues y fracturas normales a la estratificación que se encuentran rellenas de brechas con una matriz margosa, similares a la Brecha del Porma.

7.2. Datación relativa de la Brecha del Porma

Los nuevos datos recogidos en los afloramientos estudiados durante la realización del presente TFM permiten llevar a cabo una datación relativa de la Brecha del Porma a partir de la relación de la misma con los estratos infra- y suprayacentes, los procesos diagenéticos observados y las dolomitizaciones de origen hidrotermal observadas en los afloramientos (Fig. 33).

El hecho de que una parte considerable de la Brecha del Porma esté compuesta por fragmentos de estratos del Miembro Señares y de la parte inferior de la Formación Valdeteja indica que la formación de la brecha fue posterior al depósito de estos estratos. La presencia de estructuras de deformación como pliegues e inyecciones de brecha que afectan a los estratos mencionados anteriormente es coherente con esta interpretación. Según los datos bioestratigráficos publicados hasta la fecha, la edad máxima de la Brecha del Porma sería Marsdeniense, edad asignada a la base de la Formación Valdeteja en las Hoces de Valdeteja por Sanz López et al. (2012).

La presencia de abundantes venas de calcita confinadas dentro de los fragmentos de los estratos que forman la Brecha del Porma y el hecho de que los fragmentos de estratos tengan frecuentemente formas de paralelepípedo, que podría indicar la existencia de un sistema de diaclasas normal a la estratificación bien desarrollado, sugiere un comportamiento frágil de los estratos en el momento de formación de la brecha. De ello se deduce que los sedimentos estaban casi completamente litificados o ya litificados por completo, al menos en la parte media e inferior del Miembro Señares. Los pliegues que se observan dentro de los fragmentos de estratos incluidos en la parte superior de la brecha permiten interpretar que estos estratos mostraban un comportamiento frágil-dúctil.

La edad mínima de formación de la brecha podría establecerse analizando la relación de la brecha con las estructuras de deformación asociadas al emplazamiento de los mantos de la unidad de Bodón-Ponga que comenzó en el Moscoviense superior (Alonso et al., 2015). Pero es necesario indicar que los datos obtenidos en la cartografía realizada en las Hoces de Valdeteja y las medidas estructurales obtenidas no son suficientes para establecer la edad relativa entre la Brecha del Porma y las estructuras menores asociadas a la deformación Varisca.

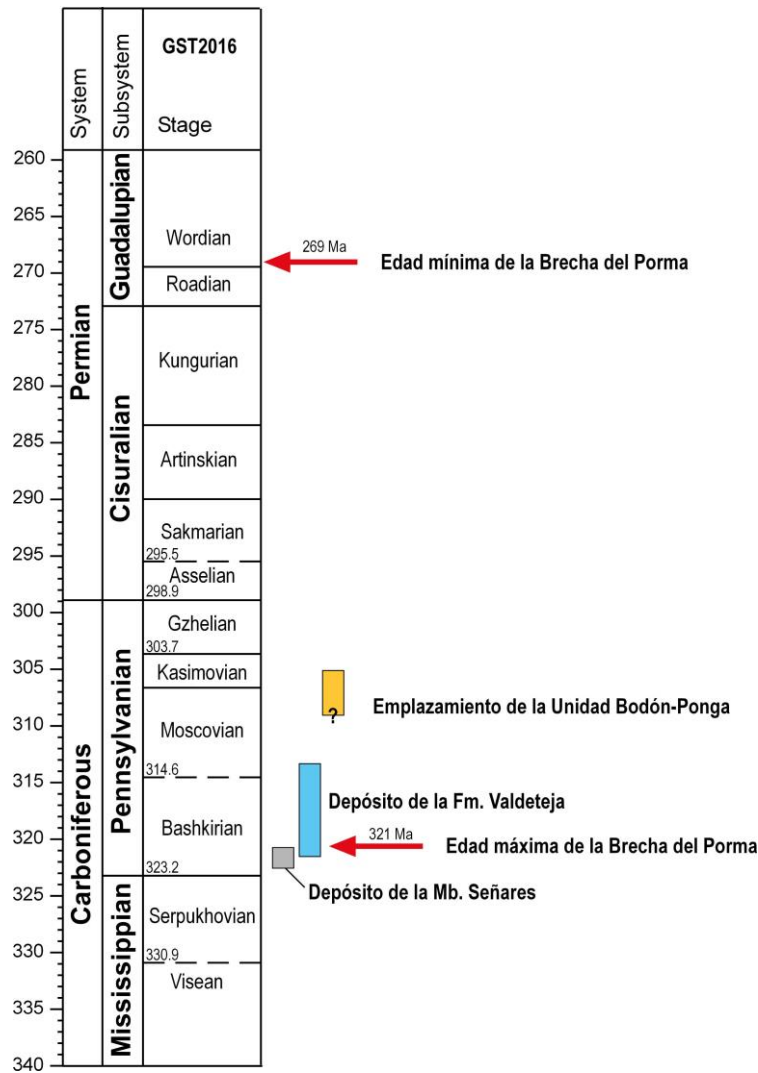


Figura 33. Representación de la edad mínima y máxima deducida para la Brecha del Porma en relación con el depósito de del Miembro Señares y la Formación Valdeteja, y el emplazamiento de la Unidad Bodón-Ponga. La edad mínima se apoya en los datos de Paniagua et al. (1993, 1996) y la máxima en Sanz-López et al. (2012).

Por otro lado, también puede establecerse la edad relativa de la brecha con los procesos de dolomitización hidrotermal que afectan a las calizas carboníferas en la Zona Cantábrica. El hecho de que en los tres afloramientos estudiados se hayan observado procesos de dolomitización que afectando a la Brecha del Porma indica que ésta es anterior a dichas dolomitizaciones. Según Gasparrini (2003) y Gasparrini *et al.* (2003, 2006a y b) las dolomitizaciones en la Zona Cantábrica se produjeron durante el Estefaniense tardío o el Pérmico Inferior en el curso de un evento termal descrito por Brime *et al.* (2001). Las dataciones radiométricas realizadas por Paniagua *et al.* (1993, 1996) en cristales de galena y uraninita de las mineralizaciones asociadas a estos procesos de dolomitización permiten acotar el evento de mineralización a una edad de $269\pm 11 - 273\pm 11$ Ma. Por lo tanto, puede interpretarse que la Brecha del Porma tiene una edad mínima de al menos 269 Ma.

La presencia de fragmentos formados por celestina con inclusiones de bitumen en la Brecha del Porma demuestran que los procesos de maduración de la materia orgánica y una primera etapa de migración de hidrocarburos se produjeron previamente a la formación de la brecha. No obstante, la existencia de celestinas de

reemplazamiento en algunas de las láminas delgadas de la Brecha del Porma sugiere que existieron otras etapas posteriores en las que tuvieron lugar también procesos de reemplazamiento por celestina y la migración de hidrocarburos.

7.3. Procesos de formación brechas carbonatadas

Existen varios procesos geológicos que pueden generar brechas carbonatadas: 1) de tipo sedimentario y 2) relacionados con la deformación tectónica que afectan a sucesiones de estratos carbonatados. Según su origen, las brechas carbonatadas suelen presentar una serie de características distintivas aunque algunas de ellas pueden ser comunes a varios tipos de brecha lo que dificulta en ocasiones su identificación (Flugel, 2010; Quijada et al., 2014). Flugel (2010) diferencia cuatro grupos de brechas en función de su origen, a continuación se van a describir 3 brechas incluidas dentro de esta clasificación:

-Brechas formadas por procesos sedimentarios. Dentro de ellas existen varios tipos (deslizamientos, caída de rocas, eventos de tormentas, asociadas a taludes arrecifales, etc) entre las cuales las que presentan una mayor similitud con la Brecha del Porma son las generadas por procesos de deslizamientos. Se forman generalmente en ambientes marinos de talud o cuenca como resultado del transporte y sedimentación de clastos carbonatados que viajan a favor de pendientes por procesos de transporte en masa. Forman cuerpos sedimentarios con extensiones laterales variables y morfología lenticular y base habitualmente de carácter erosivo. Pueden tener textura clastosoprotada a matriz-soportada y, dependiendo de las características del flujo que las acumula, pueden presentar algunas estructuras sedimentarias. En estas brechas los clastos tienen tamaños muy variables algunos de escala métrica que pueden presentar pliegues (Flugel, 2010). Tienen formas que van de redondeadas a subangulares y pueden estar afectados por venas previas a la brechificación. Dentro de las brechas asociadas a movimientos en masa se encuentran las megabrechas o megaturbiditas. Se trata de depósitos generados por un único evento de colapso gravitacional de los márgenes de plataformas carbonatadas. Se caracterizan por tener una textura clastosoprotada con clastos de tamaño variable que llegan a tener decenas de metros los cuales suelen presentar pliegues, además muestran una gradación normal grosera. La brecha resultante muestra una geometría tabular que puede extenderse lateralmente centenares de kilómetros y presenta una base neta plana o irregular (Mutti, 1992).

-Brechas de disolución y colapso que pueden generarse por la disolución de carbonatos por procesos cársticos o de niveles evaporíticos. Se producen en ambientes superficiales y sub-superficiales por la disolución de parte del material de un intervalo de estratos, generándose una porosidad que debilita los sedimentos produciendo su colapso. Las brechas carbonatadas generadas de esta manera forman cuerpos discontinuos y de espesor variable, en los que destaca su base neta con un trazado planar o algo irregular sobre el que se acumulan residuos insolubles, y un techo de carácter gradual afectado por fracturas en el que ocasionalmente se desarrollan chimeneas (Warren, 2006). Su textura es habitualmente clastosoprotada con clastos de tamaño variable de formas angulares y subangulares que

comúnmente presentan venas previas al desarrollo de la brecha, están compuestos por fragmentos de los estratos del nivel disuelto y los estratos suprayacentes (Warren, 2006; Flugel, 2010). El desplazamiento de los clastos suele ser escaso, de unos centímetros a pocos metros. Hacia techo suele disminuir el desplazamiento sufrido por los fragmentos y autores como Stanton (1966) han reconocido indicios de flujo en este tipo de brechas. La matriz la forman fragmentos de menor tamaño litológicamente equivalentes a los clastos y en la parte basal también los residuos insolubles, además pueden presentar cementos de calcita. En aquellas brechas generadas por colapsos asociados a la disolución de niveles evaporíticos se reconoce una zonación de forma que en la parte inferior de la brecha se encuentra un nivel rico en residuo insoluble y una brecha polimíctica con fragmentos de las evaporitas y de las capas que originalmente se intercalaban entre las evaporitas. Gradualmente hacia techo la brecha adquiere una textura clastosoportada cada vez con menos matriz y oligomíctica, que da paso a una brecha formada por fragmentos que se encuentran prácticamente *in situ* (Warren, 2006).

- Brechas generadas por procesos tectónicos. Incluidas en este grupo se encuentran las brechas internas. Suelen formarse en ambientes de transición entre la plataforma y el talud por el desarrollo y progresión de redes de fracturas en relación con procesos sísmicos. Tiene una morfología controlada por la estratificación (*stratabound*) pero su extensión lateral es discontinua, su base muestra una transición a materiales sin brechificar y sobre su techo suele haber depósitos de deslizamiento dificultando reconocer su límite superior. Habitualmente tiene una textura clastosoportada y está compuesta por fragmentos angulosos y subangulosos con un grado de ajuste entre fragmentos moderado-alto (ver Flugel, 2010). Los intersticios están ocupados por una matriz que ha sido succionada de los sedimentos suprayacentes.

7.4. Revisión de la interpretación de la Brecha del Porma. Mecanismos de formación.

El origen de la Brecha del Porma (Fig. 4, 34) fue interpretado de varias formas diferentes por los autores que estudiaron la Formación Barcaliente en los años 70 y 80 (ver apartado de introducción). Frankenfeld (1976, 1981), Reüther (1977) y Hemleben y Reüther (1980) asociaron su génesis a procesos sedimentarios de deslizamiento que ocurrieron en el Namuriense A-B. Otra interpretación, propuesta por González Lastra (1978), vincula su formación a un proceso de colapso causado por la disolución por aguas meteóricas de evaporitas infrayacentes. Posteriormente, Eichmüller (1985, 1986) propuso una hipótesis que combinaba los dos mecanismos expuestos anteriormente.

Los resultados obtenidos en este TFM permiten realizar una revisión de estas interpretaciones y avanzar en el conocimiento de los mecanismos de formación de este nivel de brechas tan relevante en la Zona Cantábrica.

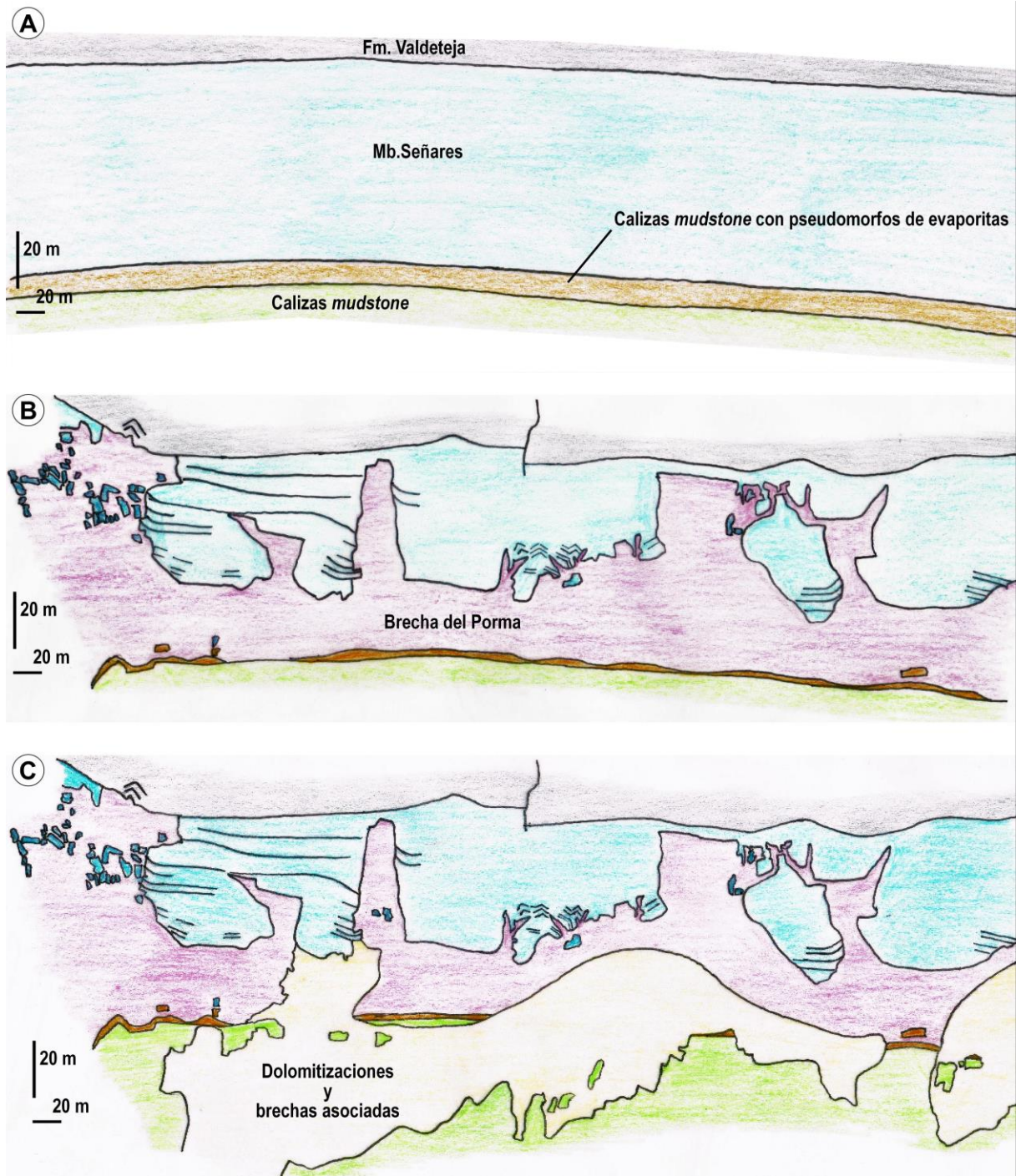


Figura 34. Esquema de la evolución de la Brecha del Porma: **1)** Sedimentos de la Formación Barcaliente entre los que se reconoce el intervalo de calizas *mudstone* con pseudomorfos de evaporitas, el Miembro Señares y la parte basal de la Formación Valdeteja antes del proceso de brechificación; **2)** Formación de la Brecha del Porma y las estructuras de deformación en los estratos circundantes; **3)** Desarrollo de los procesos hidrotermales.

La edad relativa de la brecha establecida en este trabajo, es posterior al depósito de los estratos inferiores de la Formación Valdeteja, y el hecho de que la brecha muy probablemente se desarrolló dentro de la pila sedimentaria, es incompatible con las hipótesis de formación de la Brecha propuestas por Frankenfeld (1976, 1981), Reüther (1977) y Hemleben y Reüther (1980) que vinculaban su origen a la existencia de deslizamientos gravitacionales causados por procesos tectónicos.

Si se considera que la brecha se formó dentro de la columna de sedimentos el proceso de disolución y colapso por la acción de aguas meteóricas propuesto por González Lastra (1978) no se pudo producir. La ausencia de un nivel de material insoluble y de un contacto neto en la base, además un contacto neto con los materiales suprayacentes hacia techo y la ausencia de un sistema de fracturas bien desarrollado indica que la Brecha del Porma tampoco fue generada por un proceso de disolución dentro de la columna de sedimentos. Por todo ello se considera que los mecanismos propuestos anteriormente no permiten explicar la génesis de la Brecha del Porma de forma satisfactoria.

El comportamiento frágil-dúctil de los fragmentos provenientes del intervalo evaporítico, el Miembro Señares y la parte basal de la Formación Valdeteja es indicativo de que al menos se ha iniciado la litificación que junto con la presencia de estructuras de deformación en los estratos encajantes (pliegues y fracturas) indican que la brecha se formó dentro de la pila sedimentaria. Los clastos de caliza con pseudomorfos de evaporitas se encuentran predominantemente en la parte basal de la brecha, próximas al intervalo evaporítico del que proceden y en diferentes partes de la brecha pueden reconocerse fragmentos cercanos cuyos límites encajan entre sí y con la estratificación *in situ*. Esto apunta a que el proceso de brechificación asociado a este flujo supuso desplazamientos cortos de los fragmentos.

Los pliegues de arrastre en los flancos de las chimeneas junto con los pliegues que afectan a fragmentos de estratos y a los estratos situados a techo de la brecha muestran orientaciones que sugieren que la brecha se formara como consecuencia de un flujo que se dirigía hacia el techo de la columna de sedimentos.

El *groundmass* formado por fragmentos de esparita y microesparita que, en ocasiones muestran inclusiones de anhidrita, puede interpretarse como un *groundmass* formado predominantemente por fragmentos de evaporitas que posteriormente fueron reemplazados por calcita. Las inclusiones de anhidrita en cuarzos y calcitas de la parte alta y baja de la brecha indican que ocupando los espacios entre los fragmentos pudieron existir evaporitas provenientes del intervalo evaporítico situado en el muro de la brecha que fluyeron hacia arriba. Posteriormente a la formación de la brecha se formaron los reemplazamientos de cuarzo y calcita en las que quedaron atrapadas las inclusiones de anhidrita como relictos de los minerales evaporíticos que pudieron estar presentes en la matriz original de la brecha y que fueron posteriormente disueltos por los fluidos diagenéticos. Esto podría implicar que la brecha debió presentar un mayor contenido en matriz.

8. CONCLUSIONES

1) Los datos obtenidos en este trabajo sobre los afloramientos estudiados permiten avanzar en el conocimiento de la Brecha del Porma y aportan nueva información relativa a su geometría, composición y relación con los estratos infra- y suprayacentes. En todos los afloramientos estudiados, esta brecha ocupa la misma posición estratigráfica situándose sobre un intervalo de calizas con pseudomorfos de evaporitas y entre las calizas del Miembro Señares (Formación Barcaliente) y la parte basal de la Formación Valdeteja. Tiene espesores que varían desde los 5 m y los 80 m y presenta una base relativamente plana a escala cartográfica que en las

Hoces de Valdeteja y en el Porma muestra un cambio gradual con las calizas *mudstone* con pseudomorfos de evaporitas que hay en su muro. Su techo es en general neto y es muy irregular, reconociéndose estructuras similares a chimeneas de brechas de escala métrica a decamétrica (hasta 80 m de altura desde la base del intervalo con pseudomorfos de evaporitas) y diques que atraviesan los estratos encajantes del Miembro Señares y de la base de la Formación Valdeteja. Además, es frecuente encontrar estructuras de deformación situados inmediatamente sobre la brecha, como pliegues que afectan a los estratos del Miembro Señares.

2) La Brecha del Porma presenta generalmente una textura clastosoportada y está formada por fragmentos de calizas angulosos-subangulosos de tamaños variables, desde milimétricos a métricos y localmente decamétricos. Frecuentemente, los fragmentos de estratos tienen formas de paralelepípedo, estando limitados por las superficies de estratificación y las fracturas que muestran ángulos elevados con ésta. Además muestran con frecuencia uno o varios sistemas de venas de calcita en su interior. En base a la composición de los fragmentos de caliza y la matriz de la brecha se pueden diferenciar dos partes en la brecha separadas por un cambio gradual: 1) una parte basal formada predominantemente por fragmentos de calizas con pseudomorfos de evaporitas (procedentes del intervalo evaporítico infrayacente) con una matriz (*groundmass*) formada por granos de calcita submilimétricos y de calizas microesparíticas; 2) una parte superior compuesta por fragmentos de estratos del Miembro Señares y la parte inferior de la Formación Valdeteja con una matriz compuesta por fragmentos submilimétricos y milimétricos subangulosos a veces subredondeados de calizas *mudstone-wackestone* y calizas margosas. En esta parte, particularmente hacia el techo de la brecha es habitual la presencia de fragmentos de estratos plegados de longitud métrica. Tanto en la parte basal como en la superior en la matriz se reconocieron cuarzos y calcitas de reemplazamiento con inclusiones sólidas de anhidrita. Las medidas tomadas de orientaciones de buzamientos de los fragmentos de brecha muestran una orientación aleatoria. Los pliegues reconocidos en fragmentos de la brecha junto con los pliegues en los estratos del encajante situados a techo de la brecha muestran ejes aproximadamente paralelos a la estratificación. Además tienden a orientarse en una dirección más o menos coincidente con las medidas realizadas en cabalgamientos próximos, pero debido al bajo número de medidas de estas estructuras su correlación es complicada.

3) Los datos recogidos y la datación relativa realizada sobre la Brecha del Porma indican que ésta se formó por la fracturación de los estratos dentro de la columna de sedimentos, lo que permite descartar algunas interpretaciones previas de la misma que vinculaban su origen a procesos de deslizamiento (Frankenfeld, 1976, 1981; Reüther, 1977; Hemleben y Reüther, 1980) y/o a procesos de disolución por exposición subaérea (González Lastra (1978); Eichmüller, 1985, 1986). Otros rasgos de la Brecha como su base gradual y sin residuos insolubles, un límite superior neto sobre el cual no se reconoce un encajante afectado por fracturas, la ausencia hacia techo de una reducción gradual del contenido en matriz y la presencia aparentemente generalizada de relictos de anhidrita en la matriz parece indicar que el proceso de formación de la brecha no está relacionado con la disolución y el colapso.

4) Algunos datos recogidos en este TFM como: i) la base gradual de la brecha; ii) las chimeneas que muestra la parte superior y los pliegues asociados en los estratos circundantes; iii) los pliegues reconocidos a techo de la brecha y en algunos de los fragmentos de la brecha y iv) la presencia en la matriz de cuarzos y calcitas de reemplazamiento con inclusiones sólidas de anhidrita en la zona baja y alta de la brecha, permiten deducir la existencia de procesos de flujo de evaporitas procedentes de la parte alta del intervalo formado por las calizas con pseudomorfos de evaporitas que pudieron causar el desarrollo de la Brecha del Porma. Posteriormente a la formación de la brecha tuvieron lugar procesos de reemplazamiento de cuarzo y calcita que afectaron a la matriz de la brecha en los que quedaron atrapadas como relictos inclusiones de anhidrita que registran la existencia de minerales evaporíticos en la matriz y que fueron posteriormente disueltos.

5) La gran continuidad lateral de la Brecha del Porma en los afloramientos estudiados así como su amplia extensión (que ocupa cientos de km²) a lo largo de la Unidad de Bodón-Ponga y parte de la Unidad de Somiedo (ver Reüther, 1977; González Lastra, 1978; Sánchez de la Torre et al., 1983; Eichmüller, 1985, 1986) (Fig. 2) indican que el proceso de brechificación se produjo a escala de toda la cuenca.

6) La composición de la Brecha del Porma, su relación con los estratos del Miembro Señares y la Formación Valdeteja y las dolomitizaciones de origen hidrotermal reconocidas en los afloramientos permiten determinar que su formación es posterior al depósito y litificación parcial de los estratos del Miembro Señares y la parte basal de la Formación Valdeteja (Marsdeniense, Bashkiriense inferior) y previo a las dolomitizaciones hidrotermales de edad Estefaniense-Pérmico Inferior.

BIBLIOGRAFÍA

- Águeda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Colmenero, J.R., Fernandez, L.P., Salvador, C.I. and Vera de la Puente, C. (1991) Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**, pp. 325–337.
- Alonso, J.L., Marcos, A. and Suárez, A. (2009) Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The Leon Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, **7**, 451-473.
- Alonso, J. L., Marcos, A., Villa, A., Suárez, A., Merino-Tomé, O. A. and Fernández, L. P. (2015). Mélanges and other types of block-in-matrix formations in the Cantabrian Zone (Variscan Orogen, northwest Spain): origin and significance. *International Geology Review*, **57**(5-8), 563–580.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., and Fisher, D. (2012) Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press, 0–286.
- Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. and Vera, C. (1997a) Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sed. Geol.*, **110**, 99–122.
- Bahamonde, J.R., Kenter, J.A.M., Della Porta, G., Keim, L., Immenhauser, A. and Reijmer, J.J.G. (2004) Lithofacies and depositional processes on a high, steep-margined Carboniferous (Bashkirian-Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sed. Geol.*, **166**, 145–156.
- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, Ó. and Heredia, N. (2007) A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sed. Geol.*, **198**, 167–193.
- Bahamonde, J.R., Kenter, J.A.M., Della Porta, G. and van Hoeflaken, F. (2008) Facies belts of a Carboniferous carbonate platform (San Antolin-La Huelga section, NE Cantabrian Zone, Northern Spain). *Trab. Geol.*, **28**, 69–86.
- Bahamonde, J.R., Vera, C. and Colmenero, J.R. (2000) A steep-fronted Carboniferous carbonate platform: clinoformal geometry and lithofacies (Picos de Europa, NW Spain). *Sedimentology*, **47**, 645–664.
- Bahamonde, J. R., Merino-Tomé, O., Della Porta, G. and Villa, E. (2015) Pennsylvanian carbonate platforms adjacent to deltaic systems in an active marine foreland basin (Escalada Fm., Cantabrian Zone, NW Spain). *Basin Research*, **27**, 208–229.
- Borrego, A.G., Leoz, G., Piñeiro Figueroa, C., Merino-Tomé, O., Fernández, L.P., Mendonça Filho, J.G., Bahamonde, J. and Quijada, I.E. (2016) Changes in the redox conditions in a Bashkirian carbonate marine environment as seen from

- the organic matter assemblage and the biomarker's fingerprint. Cantabrian Zone, North Spain. Program with Abstracts, 2016 JOINT MEETING TSOP – AASP – ICCP, Houston, USA, 38-39.
- Brime, C., García-López, S., Bastida, F., Valín, M.L., Sanz-López, J., Aller, J., 2001. Transition from diagenesis to metamorphism near the front of the Variscan regional metamorphism (Cantabrian Zone, northwestern Spain). *Journal of Geology*, **109**, 363–379.
- Caldevilla, P. (2016) Estudio estratigráfico y sedimentológico de la brecha del Porma y de las facies evaporíticas asociadas (Formación Barcaliente, Carbonífero de la Zona Cantábrica). Trabajo Fin de Grado, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R.W. (2013) Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, **51**, 193–205.
- Chesnel, V., Samankassou, E., Merino-Tomé, Ó., Fernández, L.P. and Villa, E. (2016a) Facies, geometry and growth phases of the Valdorria carbonate platform (Pennsylvanian, northern Spain). *Sedimentology*, **63**(1), 60–104.
- Chesnel, V., Merino-Tomé, Ó., Fernández, L.P., Villa, E. and Samankassou, E. (2016b) Isotopic fingerprints of Milankovitch cycles in Pennsylvanian carbonate platform-top deposits: The Valdorria record, Northern Spain. *Terra Nova*, **28**(5), 297–382.
- Colmenero, J.R., Águeda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Fernández, L.P. y Salvador, C.I. (1993) Evolución de la Cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NW de España. *C. R. XII Congr. Inter. Strat. Geol. Carb. Pérm.*, Buenos Aires, **2**, 175-190.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O.A. (2012) Evolución espacial y temporal de la cuenca de antepaís varisca de la Zona Cantábrica: desde el estadio molasa a las cuencas transportadas. En: *Geoguías 9, Excursiones VIII Congreso Geológico de España, 2012 Oviedo* (Ed. por Bahamonde, J.R., Cuesta, A., Fernández, M.A., Fernández, L.P., Colombo, F.), 161-205.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Herdia, N. y González, F. (2002) Carboniferous, Cap. 7. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geol. Soc. London, 93-116.
- Crespo, J.L., Moro, M.C., Fadón, O., Cabrera, R., Fernández, A., 2000. The Salamón gold deposit (León, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, **71**, 191–208.
- Dallmeyer, R.D. and Martínez-García, E. (1990). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin, 416pp.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. and Bahamonde, J.R., (2002a). Microfacies and Paleoenvironment of *Donezella* Accumulations across an Upper Carboniferous High-Rising Carbonate Platform (Asturias, NW Spain). *Facies*, **46**, 149–168.

- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. and Bahamonde, J.R., (2004). Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain). *Sedimentology*, **51**, 267–295.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R., Immenhauser, A. and Villa, E., (2003). Microbial Boundstone Dominated Carbonate Slope (Upper Carboniferous, N Spain): Microfacies, Lithofacies Distribution and Stratal Geometry. *Facies*, **49**, 175–207.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser, A. and Bahamonde, J.R., (2002b). Lithofacies Character and Architecture Across a Pennsylvanian Inner-Platform Transect (Sierra del Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 898–916.
- De Sitter, L. U. (1962) The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: Leidse Geologische Mededelingen, **26**, 255–264.
- Díaz, I. (2015) Correlación entre el gamma ray y la composición de elementos mayores, traza y TOC en la parte inferior de la Formación Barcaliente. Serpujoviense- Baskiriense de la Zona Cantábrica (N de España). Trabajo Fin de Grado, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo.
- Egels, Y. and Kasser, M. (2002) Introduction. In: Digital photogrammetry (Ed. by Egels, Y. & Kasser, M.). Taylor & Francis, 1.
- Eichmüller, K. (1985). Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien). *Facies*, **13**, 45–153.
- Eichmüller, K. (1986) Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation. *Boletín Geológico y Minero*, **5**, 590-607.
- Eichmüller, K. and Seibert, P. (1984) Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW Spanien). *Zt. Dtsch Geol. Ges.*, 135: 163-191.
- Flügel, E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer*, Heidelberg, Germany.
- Fernández, L. P., Bahamonde, J. R., Barba, P., Colmenero, J. R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R., Salvador, C. I., Sánchez de Posada, L. C., Villa, E., Merino-Tomé, O. A. and Motis, K. (2004) La sucesión sinorogénica de la Zona Cantábrica. En: Geología de España (Ed. por Vera, J. A.). SGE-IGME, Madrid, España, 34–42.
- Fernández Lozano, J., Gutiérrez Alonso, G., Salman Monte, K., Sánchez Fabian and J.A., G. García, F. (2015b) Tecnología VANT de bajo coste para reproducción 3D y preservación del registro arqueológico del proyecto de Geoparque las Loras (Palencia-Burgos). *Mapping*, **24**, 4-11.

- Fernández-Lozano, J. y Gutiérrez-Alonso, G. (2016a) Aplicaciones geológicas de los drones. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **29** (1), 89-105.
- Fernández-Suárez, J., G. R. Dunning, G. A. Jenner and G. Gutiérrez-Alonso (2000) Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: Constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *J. Geol. Soc.*, **157**, 565–576.
- Frankenfeld, H. (1976) Verzahnung einer Flachwasserkalk-Fazies mit einer Beckenfazies im Namur/Westfal bei Oville in der Provinz León im Kantabrischen Gebirge, Spanien. Dipl.-Arbeit, Univ. Tübingen.
- Frankenfeld, H. (1981) Gleitbewegungen im Namur des Kantabrischen Gebirges in Nordspanien.- Sonderveroff. Geol. Inst. Univ. Köln, **41**, 59-67.
- Gasparrini, M. (2003). Large-scale hydrothermal dolomitisation in the southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): causes and controls of the process and origin of the dolomitizing fluids. Ph.D. Thesis, University of Heidelberg, Germany, 193pp.
- Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstädt Th. and Boni, M. (2003) Hot dolomites in a Variscan foreland belt: hydrothermal flow in the Cantabrian Zone (NW Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, **78-79**, 501-507.
- Gasparrini, M., Bechstädt Th. and Boni, M. (2006a) Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 543–568.
- Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstädt, T., 2006b. Characterisation of dolomitizing fluids in the Carboniferous of the Cantabrian Zone (NW Spain): a fluid inclusion study with cryo-Raman spectroscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 1304–1322.
- Van Ginkel, A.C. and Villa, E. (1991) Some fusulinids from the Moscovian-Kasimovian transition in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Proc. K. Ned. Akad. Wet., Ser. B.*, **94 (3)**, 299-359.
- Golonka, J. (2002). Phanerozoic Reef Patterns. *SEPM Spec. Publ.*, **72**. 21-75.
- Gómez-Fernández, F., Both, R.A., Mangas, J. and Arribas, A., (2000) Metallogenesis of Zn–Pb carbonate-hosted mineralisation in the southeastern region of the Picos de Europa (central northern Spain) province: geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies. *Economic Geology*, **95**, 19–40.
- González Lastra, J. (1978). Facies salinas en la caliza de montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, **10**, 249-265.
- Grimmer, J.O.W. (2000). Fluidassoziierte Brekzien als Monitor dolomitisierender und dedolomitisierender Lösungsströme in der Kantabrischen Zone (Nordspanien). Ph.D. Thesis, University of Heidelberg, Germany, 148.

- Gutiérrez Alonso, G., Fernández Suárez, J. and Weil, A.B., 2004, Orocline triggered lithospheric delamination?, In: Paleomagnetic and Structural Analysis of Orogenic Curvature, *Special Paper of Geological Society of America*, 383, p. 121-131.
- Hemleben, C. and Reüther, C.D. (1980) Allodapic limestones of the Barcaliente Fm (Namurian A) between Luna y Cea Rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **159**, 225-255.
- Hernández López, D. (2006). Introducción a la fotogrametría digital. E.T.S.I. Agrónomos, Universidad de Castilla La Mancha.
- Hernández-López, D., Felipe-García, B., González-Aguilera, D. and Arias-Pérez, B. (2013) An Automatic Approach to UAV Flight Planning and Control for Photogrammetric Applications. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **79**, 87-98.
- Horvarth, V. (1985) Apports de la palynologie a la stratigraphie du Carbonifère moyen de l'Unité structurale de la Sobia-Bodón (Zone Cantabrique – Espagne). Thèse Troisième Cycle, Univeristé Sciences Techniques Lille, 1–137.
- Julivert, M. (1971) Décollement tectonics in the Hercinian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, **270**, 1–29.
- Julivert, M. (1978) Hercynian orogeny and carboniferous paleogeography in NW Spain: a model of deformation-sedimentation relationships. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.*, **129**, 565-592.
- Justel, J. J. A. (2013) Diseño, optimización y análisis de sistemas basados en técnicas láser, para el modelado geométrico, registro y documentación, aplicados a entidades de interés patrimonial.
- Keller, M., Bahlburg, H., and Reuther, C. D. (2007) The transition from passive to active margin sedimentation in the Cantabrian Mountains, Northern Spain: Devonian or Carboniferous? *Tectonophysics*, **461**, 414–427.
- Kenter, J.A.M., van Hoeflaken, F., Bahamonde, J.R., Bracco Gartner, G.L., Keim, L., Besems, R.E. and (2003). Anatomy and Lithofacies of an Intact and Seismic-Scale Carboniferous Carbonate Platform (Asturias, NW Spain): Analogues of Hydrocarbon Reservoirs in the Pricaspian Basin (Kazakhstan). In: Paleozoic Carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS) (Eds. By Zempolich, W.G., Cook, H.E.). *SEPM Special Publication*, **77**, 185–207.
- Kullman *et* Schöenberg (1975) Geodynamische un palökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläon. Mh.*, 151-166.
- Leoz, G. (2016) Biomarcadores de origen y madurez de la materia orgánica de la Formación Barcaliente y parte basal de la Formación Valdeteja en la sección de las Hoces de Valdeteja (Manto de Bodón, N de León). Trabajo Fin de Máster, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo.

- Linder, W. (2006) Digital Photogrammetry. A Practical Course. University of Düsseldorf, Department of Geography. Springer, 1-214.
- Lotze, F. (1945) Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**, 78-92.
- Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1982) An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **163**, 256–260.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R. and López Carmona, A. (2009) A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *C. R. Geoscience*, **341**, 114–126.
- Martínez-García, E. (1983) El Pérmico de la Cordillera Cantábrica. In: Carbonífero y Pérmico de España (Ed. Martínez-Díaz, C.). IGME, Madrid, 389–402.
- Merino-Tomé, O. A., Bahamonde, J. R., Colmenero, J. R., Heredia, N., Villa, E. and Farias P. (2009a) Emplacement of the imbricate system of the Cuera Unit and the Picos de Europa Province in the core of the Ibero-Armorican Arc (N Spain). New precissions on the timing of the arc closure. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 729–751.
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R., Fernández, L.P., Della Porta, G., Gómez-Borrego, A., Piñeiro, C., Samankassou, E., Chesnel, V., Martín-Llaneza, J. (2014). Mid-Carboniferous calci-mudstones, sapropels and gypsum evaporates in Northern Spain: Analogues for the Mediterranean Sea during the Messinian salinity crisis?. *19th International Sedimentological Congress (ISC 2014) abstract Book*, 492.
- Miller, S.B. and Walker, A.S. (1995) Die Entwicklung der digitalen photogrammetrischen Systeme von Leica und Helava. *Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung*, **63(1)**, 4–16.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, P. and Keppens, E. (1998) Origin of Dinantian zebra-dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, **45**, 727–743.
- Otero, I et al. (2011) Tema 11. Fotogrametría y Teledetección: Fotogrametría. En: Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría: Topografía, Cartografía y Geodesia. Universidad Politécnica de Madrid. Disponible en: http://ocw.upm.es/ingenieria-cartograficageodesica-y-fotogrametria/topografia-cartografia-ygeodesia/contenidos/TEMA_11_FOTOGAMETRIA_Y_TELEDETECCION/Fotogrametria/fotogrametria_cap_libro.pdf

- Paniagua, A., Rodríguez-Pevida, L.S., Garzón, L., Pérez, J.M. and Quintana, A. (1987) Presencia de una paragénesis Cu–Ni–U–As–S en la Zona Cantábrica: la Mina Profunda (Cármenes, León). *Geogaceta*, **2**, 22–24.
- Paniagua, A., Fontboté, L., Fenoll Hach-Alí, P., Fallick, A.E., Moreiras, D.B. and Corretgé, L.G. (1993) Tectonic setting, mineralogical characteristics, geochemical signatures and age dating of a new type of epithermal carbonate-hosted, precious metal-five element deposits: the Villamanín area (Cantabrian Zone, northern Spain). In: *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits—Second Biennial SGA Meeting, Granada*, 531–534.
- Paniagua, A., Rodríguez-Pevida, L.S., Loredó, J., Fontboté, L. and Fenoll Hach-Alí, P. (1996) Un yacimiento de Au en carbonatos del Orógeno Hercínico: el área de Salamón (N León). *Geogaceta*, **20 (7)**, 1605–1608.
- Paparoditis, N. and Polidori, L. (2002) Overview of digital surface models. In: *Digital photogrammetry* (Ed. by Egels, Y. & Kasser, M.). Taylor & Francis, 159-163.
- Parés, J. M., Van der Voo, R., Stamatakos, J., and Pérez-Estaún, A. (1994) Remagnetization and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian Arc, northern Spain, *Tectonics*, **13**, 1461-1471.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G. and Weil, A. B. (2011) Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, **507**, 31–46.
- Pastor-Galán, D., Martín-Merino, G. and Corrochano, D. (2014) Timing and structural evolution in the limb of an orocline: The Pisuerga–Carrión Unit (southern limb of the Cantabrian Orocline, NWS pain). *Tectonophysics*, **622**, 110–121.
- Perez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez Marrón, J., Marcos, A., and Pulgar, F. J., (1988) A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc): *Tectonics*, **7**, 517–537.
- Piñeiro, C (2014) Caracterización de la materia orgánica y las propiedades como roca madre de las facies laminadas del Serpujoviense-Baskiriense de la Zona Cantábrica (NO de España). Trabajo Fin de Grado, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., P., Benito, M.I., Lugli, S. and Mas, R. (2014) From carbonate–sulphate interbeds to carbonate breccias: The role of tectonic deformation and diagenetic processes (Cameros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology*, **312**, 76–93.
- Raven, J. G. M., and Van Der Pluijm, B. A. (1986) Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geological Magazine*, **123(6)**, 673-681.

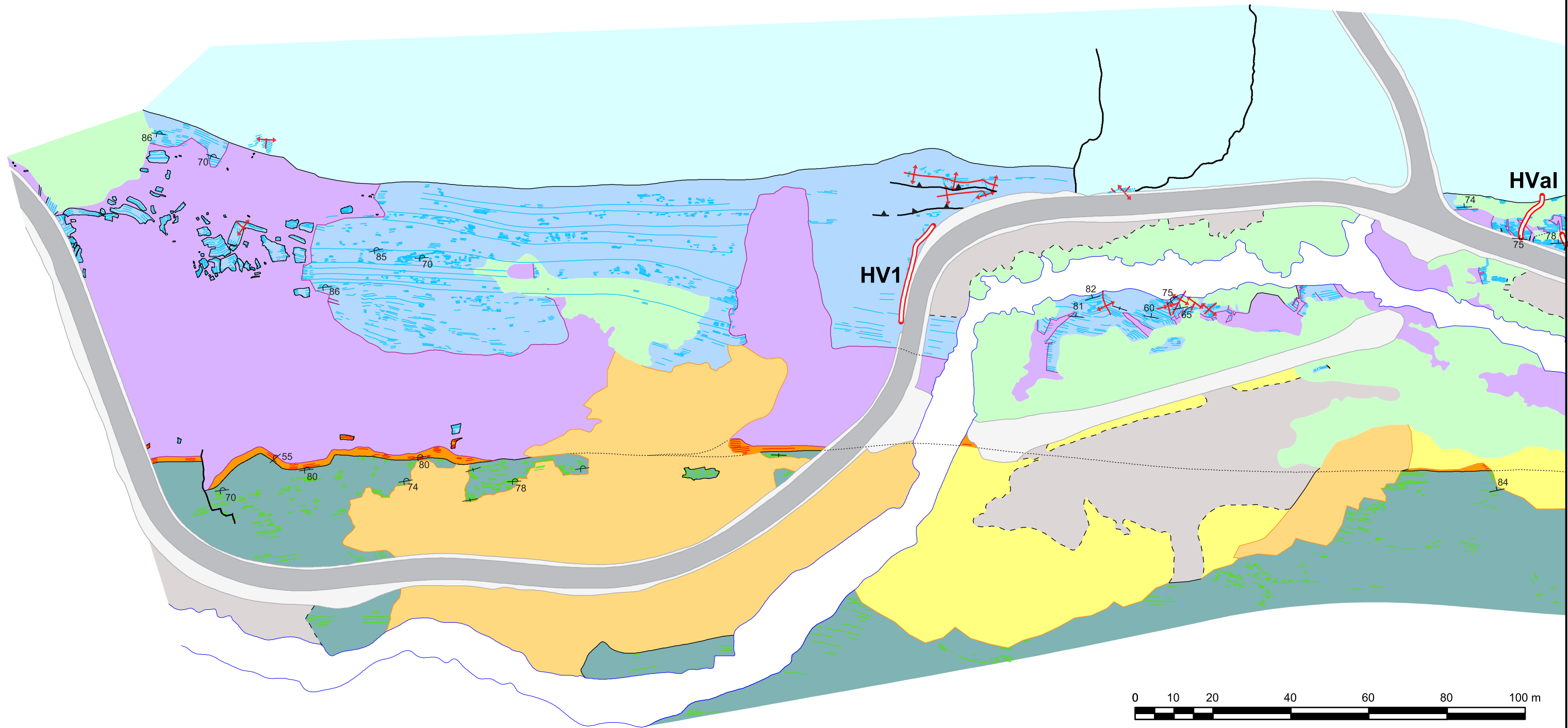
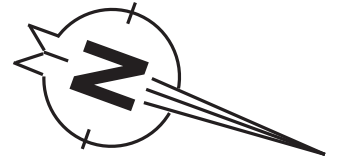
- Reüther, C.D. (1977) Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Klustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen. *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, **28**, 1–122.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1994) La estratigrafía del Paleozoico y estructura de la Región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Cantábrica, NO de España): Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Ediciós do Castro. Sada. A Coruña, 240.
- Sánchez de la Torre, L., Águeda, J., Colmenero, J. R., García-Ramos, J. C. and González Lastra, J. (1983a) Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica. En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez Díaz Ed.). *X Inter. Congr. Carbonif. Perm.*, IGME, **1**, 133-150.
- Sánchez de Posada, L. C., Martínez Chacón, M. L., Villa, E. & Menéndez, C. A. 2002. The Carboniferous succession of the Asturian-Leonese Domain. In: Palaeozoic conodonts from northern Spain (Ed. By García-López, S. & Bastida, F.). *Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, **1**, 125–161.
- Sanz-López, J. y Blanco-Ferrera, S. (2012) Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *Geotemas*, **13**, 163–166.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. and Sánchez de Posada, L.C. (2010) El límite Misisípico/Pensilvánico a partir del contenido en conodontos del estratotipo de la Formación Barcaliente (Zona Cantábrica). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **9**, 289–292.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. and Sánchez 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.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Sánchez de Posada, L. C. and García-López, S. (2007) Serpukhovian conodonts from northern Spain and their biostratigraphic application. *Palaeontology*, **50**, 883–904.
- Schneider, J. (2000) Indirekte Rb-Sr-Chronometrie postorogener Hydrothermalsysteme und assoziierter Gangmineralisationen im Rhenohercynikum. Ph.D. Thesis, University of Giessen, Germany, 162.
- Scotese, C.R., (2001). Department of Geology, University of Texas at Arlington, Texas, 45 (also available online at www.scotese.com).
- Sjerp, N. (1967) The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **39**, 55-128.
- Suchy, V., Rozkosny, I., Zák, K., Francu, J. (1996) Epigenetic dolomitization of the Prídolí formation (Upper Silurian), the Barrandian basin, Czech Republic:

- implications for burial history of Lower Paleozoic strata. *Geologische Rundschau*, **85**, 264–277.
- Spence, G.H., Tucker, M.E. (1997): Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. – *Sedimentary Geology*, **112**, 163-193
- Stewart, S.A. (1995) Paleomagnetic analysis of fold kinematics and implications for geological models of the Cantabrian-Asturian arc, north Spain. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 20079-20094.
- Tornos, F. and Spiro, B.F. (2000) The geology and isotope geochemistry of the talc deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian Zone, northern Spain). *Economic Geology* **95**, 1277–1296.
- van Adrichem Boogaert, H. A. (1967) Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geologische Mededelingen*, **39**, 129–192.
- Van der Voo, R., Stamatakos, J.A., and Parés, J.M. (1997) Kinematics constraints on thrust-belt curvature from sindeformational magnetizations in the Lagos del Valle Syncline in the Cantabrian Arc, Spain. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10105-10119.
- Van Veen, J. (1965) The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **35**, 43–103.
- Villa, E., Sánchez de Posada, L.C., Fernández, L.P., Martínez-Chacón, M.L. and Stavros, C. (2001) Foraminifera and biostratigraphy of the Valdeteja Formation stratotype (Carboniferous, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, **45**, 59–86.
- Wagner R.H. and Bowman, M.B.J. (1983) The position of the Bashkirian/Moscovian boundary in West European chronostratigraphy. *Newsl. Stratigr.*, **12**, 132-161.
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C.F. (1999). Carboniferous stratigraphy of the Sierra del Brezo in northern Palencia: evidence of major uplifts. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **21**, 385-403.
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C.J. and Riding, E. (1971) Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **4**, 603-633.
- Warren, J.K. (2006) *Evaporites Sediments, Resources & Hydrocarbons*. Springer, University Brunei Darussalam, Brunei, 1019.
- Weil, A.B. (2006) Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, **25**.



























- Weil, A.B., van der Voo, R., van der Pluijm B.A., and J.M. Parés (2000) The formation of an orocline by múltiple deformations: a paleomagnetic investigation of the Cantabria- Asturias Arc, (Cantabria Zone, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, **22**, 735-756.
- Weil, A.B., Van der Voo, R. and Van der Pluijm, B.A. (2001) Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: the Cantabria–Asturias arc (northern Spain). *Geology* **29**, 991–994.
- Winkler Prins, C.F. (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geologische Mededelingen*, **43**, 41-126.

ANEXO

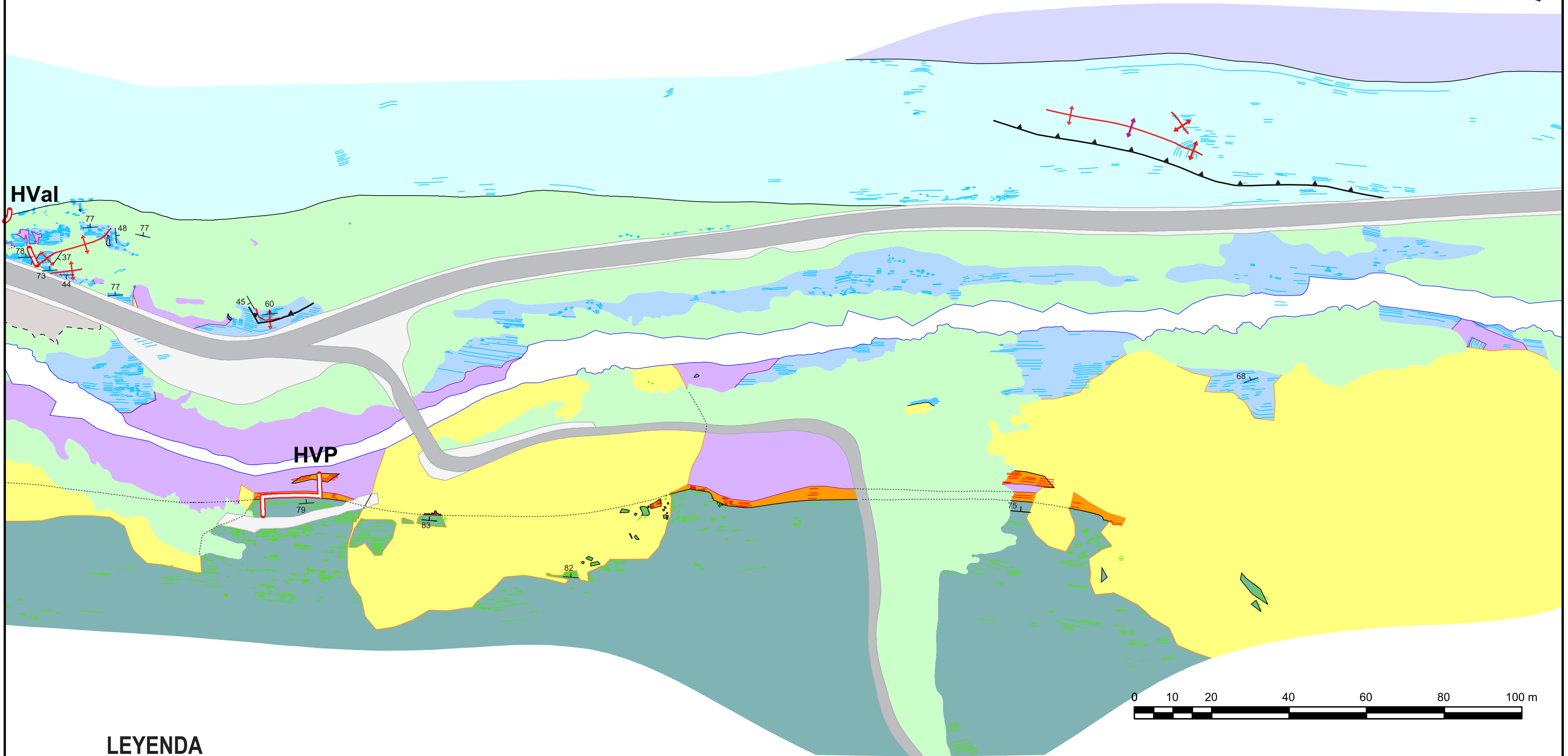
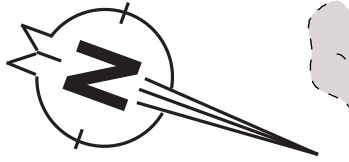
MAPA 1. ZONA MERIDIONAL
























LEYENDA

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  Calizas boundstone micríticas (Formación Valdeteja) |  Depósitos antrópicos (taludes de carretera) |  Traza de capa (intervalo inferior al tramo evaporítico) |  Cabalgamiento |
|  Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas (Miembro Señares y parte basal de la Formación Valdeteja) |  Derrubios de ladera |  Traza de capa (Tramo evaporítico) |  Falla |
|  Brecha del Porma (Formación Barcaliente) |  Brechas carbonatadas con cementos de calcita y dolomita (hidrotermales) |  Traza de capa (Mb. Señares, Fm. Valdeteja) |  Límite de depósitos antrópicos e infraestructuras |
|  Calizas <i>mudstone</i> con pseudomorfos de evaporitas (Formación Barcaliente) |  Doloesparitas |  Contacto concordante |  Margen del río Curueño |
|  Calizas <i>mudstone</i> oscuras y fetidas (Formación Barcaliente) |  Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas, calizas <i>rudstone-grainstone</i> bioclásticas, brechas calcáreas, y margas (Formación Valdeteja) |  Contacto discordante |  Columnas estratigráficas |
| | |  Límite de la Brecha del Porma |  Buzamiento normal |
| | |  Límite de dolomitizaciones |  Buzamiento invertido |
| | |  Traza axial de sinclinal |  Estratificación vertical |
| | |  Traza axial de anticlinal | |

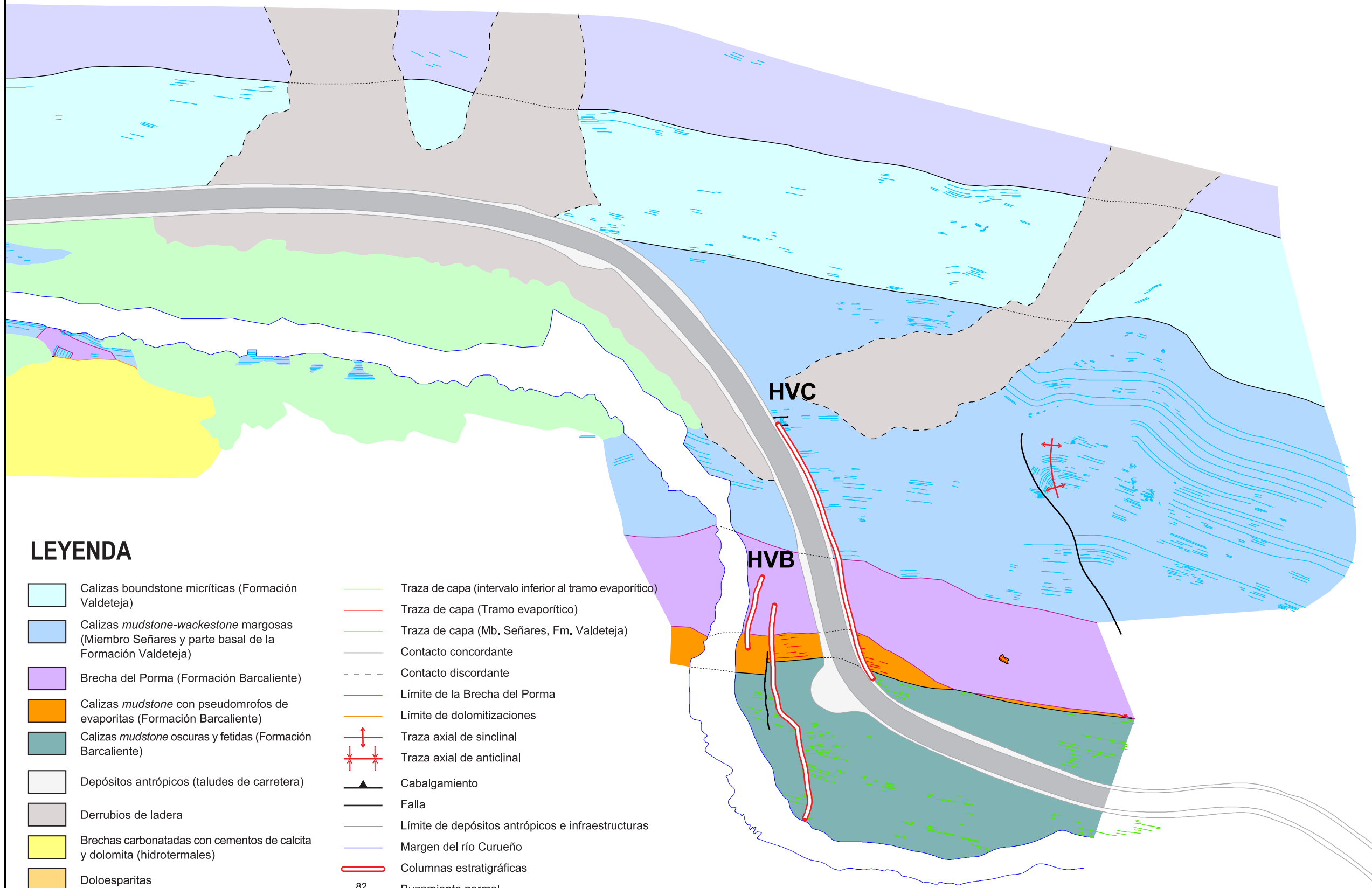
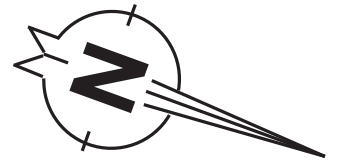
MAPA 2. ZONA CENTRAL






























LEYENDA

- | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|---|---|
|  | Calizas boundstone micríticas (Formación Valdeteja) |  | Depósitos antrópicos (taludes de carretera) |  | Traza de capa (Tramo evaporítico) |  | Cabalgamiento |
|  | Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas (Miembro Señares y parte basal de la Formación Valdeteja) |  | Derrubios de ladera |  | Traza de capa (Mb. Señares, Fm. Valdeteja) |  | Falla |
|  | Brecha del Porma (Formación Barcaliente) |  | Brechas carbonatadas con cementos de calcita y dolomita (hidrotermales) |  | Contacto concordante |  | Límite de depósitos antrópicos e infraestructuras |
|  | Calizas <i>mudstone</i> con pseudomorfos de evaporitas (Formación Barcaliente) |  | Doloesparitas |  | Contacto discordante |  | Margen del río Curueño |
|  | Calizas <i>mudstone</i> oscuras y fetidas (Formación Barcaliente) |  | Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas, calizas <i>rudstone-grainstone</i> bioclásticas, brechas calcáreas, y margas (Formación Valdeteja) |  | Límite de la Brecha del Porma |  | Columnas estratigráficas |
| | | | |  | Límite de dolomitizaciones |  | Buzamiento normal |
| | | | |  | Traza axial de sinclinal |  | Buzamiento invertido |
| | | | |  | Traza axial de anticlinal |  | Estratificación vertical |

MAPA 3. ZONA SEPTENTRIONAL



LEYENDA

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Calizas boundstone micríticas (Formación Valdeteja) |  | Traza de capa (intervalo inferior al tramo evaporítico) |
|  | Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas (Miembro Señares y parte basal de la Formación Valdeteja) |  | Traza de capa (Tramo evaporítico) |
|  | Brecha del Porma (Formación Barcaliente) |  | Traza de capa (Mb. Señares, Fm. Valdeteja) |
|  | Calizas <i>mudstone</i> con pseudomorfos de evaporitas (Formación Barcaliente) |  | Contacto concordante |
|  | Calizas <i>mudstone</i> oscuras y fetidas (Formación Barcaliente) |  | Contacto discordante |
|  | Depósitos antrópicos (taludes de carretera) |  | Límite de la Brecha del Porma |
|  | Derrubios de ladera |  | Límite de dolomitizaciones |
|  | Brechas carbonatadas con cementos de calcita y dolomita (hidrotermales) |  | Traza axial de sinclinal |
|  | Doloesparitas |  | Traza axial de anticlinal |
|  | Calizas <i>mudstone-wackestone</i> margosas, calizas <i>rudstone-grainstone</i> bioclásticas, brechas calcáreas, y margas (Formación Valdeteja) |  | Cabalgamiento |
| | |  | Falla |
| | |  | Límite de depósitos antrópicos e infraestructuras |
| | |  | Margen del río Curueño |
| | |  | Columnas estratigráficas |
| | |  | Buzamiento normal |
| | |  | Buzamiento invertido |
| | |  | Estratificación vertical |

