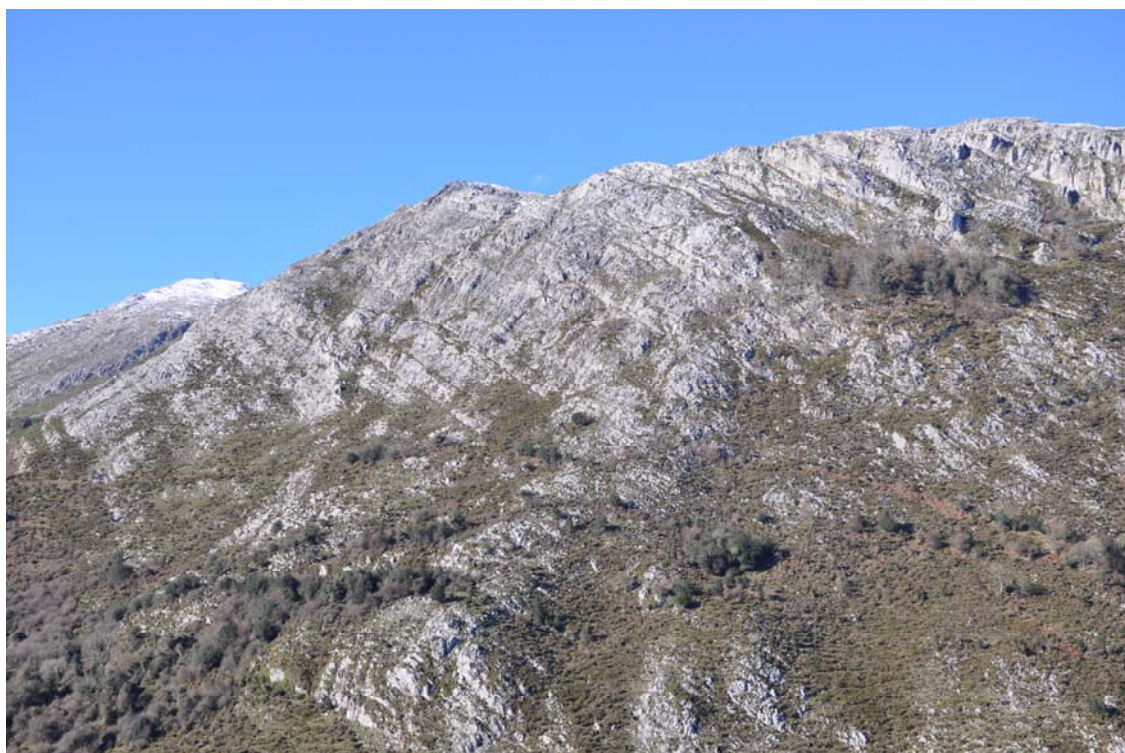


UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Facultad de Geología

Trabajo Fin de Máster

LA SUCESIÓN CARBONATADA PENSILVANIENSE DEL MACIZO DEL SUEVE. CONTRIBUCIÓN A LA RECONSTRUCCIÓN DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS VARISCA DE LA ZONA CANTÁBRICA

FM. VALDETEJA, CARBONÍFERO, ZONA CANTÁBRICA, EL SUEVE,
PLATAFORMAS CARBONATADAS, CARBONATOS MICROBIALES.



Lucía Martín Fernández
Junio de 2013

El Dr. Juan Ramón Bahamonde Rionda, profesor titular del Área de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, certifica que ha dirigido y revisado la memoria titulada: “Estudio de la sucesión carbonatada pensilvaniense del macizo del Suevo. Contribución a la reconstrucción de la cuenca de antepaís varisca de la Zona Cantábrica”, correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizada por Doña. Lucía Martín Fernández dentro del Máster de Recursos Geológicos y Geotecnia de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, y autoriza su presentación y defensa a los efectos oportunos.



Fdo.: Juan R. Bahamonde
Oviedo, 10 de Junio de 2013

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas que me han animado a seguir formándome como geóloga en estos tiempos de crisis, en especial a mi familia, al profesor Juan Bahamonde, director de este trabajo, y a los amigos que me han acompañado durante las jornadas de trabajo de campo.

ÍNDICE	páginas
RESUMEN	5
ABSTRACT	6
INTRODUCCIÓN	8
METODOLOGÍA	9
CONTEXTO GEOLÓGICO	10
ESTRATIGRAFÍA DE LA FM. VALDETEJA	14
Sección del Picu Pienzu	16
Sección de Majada de Les Espineros	18
ASOCIACIONES DE FACIES, FACIES Y MICROFACIES	21
Facies de base de talud-cuenca carbonatada	21
<i>A.1 Mudstones con radiolarios</i>	23
<i>A.2 Acumulaciones de espículas de esponja</i>	23
<i>A.3 Calizas gradadas bio- e intraclásticas</i>	23
<i>A.4 Brechas calcáreas</i>	24
<i>Interpretación</i>	26
Facies de talud sedimentario de la plataforma	27
<i>B.1 Boundstone de micrita peloidal</i>	27
<i>B.2 Boundstone con estructuras de acreción</i>	28
<i>Interpretación</i>	30
Facies de plataforma somera	32
<i>C.1 Wacke- a packstone bioclástica</i>	32
<i>C.2 Packstone-grainstone bioclásticas</i>	32
<i>C.3 Grainstone de bioclastos y granos recubiertos</i>	33
<i>C.4 Grainstone de ooides</i>	34
<i>C.5 Boundstone de Donezella</i>	34
<i>Interpretación</i>	36
Facies asociadas a carstificación y fracturación	38
<i>Brechas cársticas de matriz rojiza</i>	38
<i>Brechas de fracturación hidráulica</i>	38
EL TALUD EN LA PLATAFORMA CARBONATADA DEL SUEVE	41
CONTRIBUCIÓN A LA RECONSTRUCCIÓN DE LACUENCA	
VARISCA DE ANTEPAÍS DE LA ZONA CANTÁBRICA	42
CONCLUSIONES	44
BIBLIOGRAFÍA	45
ANEXO	49

RESUMEN

El principal objetivo de este trabajo es el estudio de la sucesión carbonatada carbonífera (Bashkiriense, Fm. Valdeteja) que aflora en el macizo del Suevo, aplicando conocimientos derivados de investigaciones realizadas en el Cuera y Picos de Europa. Los resultados señalan que la sucesión estudiada consiste en: **a)** ~150 m de calizas oscuras bien estratificadas, de aspecto similar a las de la Fm. Barcaliente (infrayacente), que incluyen niveles centimétricos bioclásticos de grano fino gradados, bandas con radiolarios dispersos y alguna capa de brechas hacia la parte superior; **b)** ~500 m de calizas masivas micríticas con texturas bioconstruidas; y **c)** ~150 m de alternancias de calizas con soporte de granos esqueléticos y ooides (*packstone* y *grainstone*), calizas con soporte de matriz (*wackestone*) y bioconstrucciones del organismo problemático *Donezella* y algas verdes (*bafflestone*). Comparando las texturas y componentes observados en la sucesión estudiada con las descritas en el Cuera/Picos de Europa, los tramos descritos representarían los cinturones de facies de base de talud/cuenca marina profunda, talud sedimentario y techo de una plataforma carbonatada, respectivamente. Dicha plataforma estaría caracterizada por la abundancia de calizas bioconstruidas relacionadas genéticamente con microorganismos (microbial carbonates) y por una geometría de techo plano y taludes inclinados en sus márgenes.

Un segundo objetivo es contribuir a la reconstrucción de la cuenca de antepaís de la ZC en este periodo. El hecho de que las sucesiones carbonatadas bashkirienses del Cuera y Suevo sean comparables, y probablemente las del Suevo con las de La Camocha (sondeo de Garvelles)-Peña Carezes, indicaría la existencia de un dominio carbonatado septentrional en la cuenca de antepaís. A medida que la cuenca se iba rellenando, cuñas pelíticas de prodelta/plataforma fosilizaron el dominio carbonatado: en el Bashkiriense en la zona de La Camocha y posteriormente en el Suevo, y en el Moscoviense superior el área del Cuera. En el Cuera, la plataforma presenta taludes poco inclinados en el Bashkiriense, constituidos mayoritariamente por calizas bioconstruidas masivas, con una parte inferior poco potente de brechas de cantos procedentes del talud superior. El talud moscoviense presenta capas rojizas bien definidas, que registran ralentización en la sedimentación, y definen una estratificación (clinoformas) muy marcada de hasta 40° de inclinación, manteniéndose la parte superior bioconstruida, pero aumentando significativamente el espesor de la parte brechoide inferior. En El Suevo, el talud bashkiriense de la plataforma es enteramente bioconstruido y masivo, sin poder determinarse su inclinación original.

ABSTRACT (extended)

The Carboniferous carbonate succession above the Barcaliente Fm. (Serpukhovian) has been exhaustively studied in Sierra del Cuera and Picos de Europa Province (NE of the Cantabrian Zone (CZ)), but the same-age (Bashkirian Valdeteja Fm.) carbonate rocks cropping out in the El Suevo massif, have not been studied yet from a sedimentological point of view. The main aim of this Master Thesis is to apply the knowledge derived from all of these mentioned studies to the Bashkirian carbonate succession in the El Suevo massif. The obtained results point out that the Valdeteja Fm. (Bashkirian) succession in the El Suevo massif consists of: **a)** an ~150 m-thick transitional interval composed of Barcaliente-like well-bedded and dark lime mudstones, including few cm's thick graded skeletal levels, centimetre bands with scattered radiolarian tests and some metre-scale breccia beds at the upper part; **b)** an ~500 m-thick intermediate interval made of massive boundstones showing clotted/peloidal micrite masses, micro-laminated rims of dense micrite (usually interpreted as microbial carbonates) and early marine cements (radial-fibrous and botryoidal); and **c)** an ~150 m-thick upper part consisted of moderated to well-bedded succession of grain-supported skeletal and ooidal carbonate beds alternating with green-algal (dasycladacean) boundstones. A comparative analysis of calcareous textures observed in El Suevo and Cuera/Picos de Europa samples (outcrop hand-lens, polished slab and thin-sections) indicates that the described intervals accumulated in deep-water marine basin-floor and toe-of-slope, depositional steep slope and shallow-water platform-top environments, respectively. These interpretations derived from the complete depositional profile of the carbonate system (from platform interior to basin) exposed in the Cuera/Picos de Europa, which is unfortunately not preserved in the studied area. This depositional system (one unique or several carbonate buildings is not elucidated) is characterized by: a) abundant in-situ bio-mediated calcium carbonate (microbial carbonate), and b) a flat-topped and high-relief platform geometry with steep depositional slopes. Such features define to this carbonate system as a microbial boundstone-dominated and flat-topped carbonate platform. As conclusion, this research states that the Valdeteja Fm. (Bashkirian) in El Suevo succession exhibit all stratigraphic and sedimentological features characterizing this type of carbonate systems.

A secondary objective is to provide some light about the palaeogeography of the Variscan foreland basin of the CZ during the Bashkirian. Excluding the complex Pisuerga-Carrión Unit in the S, the foreland basin of the CZ showed a strong asymmetric depositional profile in a perpendicular to N-S oriented thrust-and-fold-belt cross section.

This profile, typical in foreland basins, consisted of a highly subsiding proximal sector (to the W), where thick mostly siliciclastic successions accumulated, and low subsiding distal sectors (to the E) where the giant Cuera/Picos de Europa carbonate system developed.

Because of the Bashkirian (Valdeteja Fm.) successions in El Sueve and Cuera are comparable, both would represent two different sections of a unique carbonate system, or alternatively two different but near carbonate buildings. And probably, there was also a physical connexion between El Sueve and La Camocha (subsurface)-Peña Careses (exposed) (to the W) carbonate domains during the Bashkirian. This way, a giant calcareous northern domain is envisaged in the foreland basin, which would pinch out towards the south at El Condado village (lateral edge of the El Sueve outcrops). As a conclusion, the foreland basin of the CZ could show a strong asymmetry also from N to S (parallel to the orogen orientation), with a northern carbonate domain passing into a dominantly siliciclastic domain towards the south. During the progress of the basin filling, this northern carbonate domain was progressively buried by siliciclastics due to the progradation of deltaic and shelf systems from W to E, first (Bashkirian) in La Camocha-Peña Careses area, later in El Sueve massif area (late Bashkirian) and finally in the Cuera area (late Moscovian). In the reference cross section of the Cuera Range, the depositional profile of the carbonate platform during the Bashkirian is characterized by a low angle slope consisting of upper part composed of in-situ precipitated calcium carbonate of microbial origin, and a lower part made of detrital matrix-free breccias of boundstone-derived lithoclasts. The absence of bedding surfaces (massive succession) records a continuous accumulation without condensation stages or interruptions (high rates of sedimentation). The carbonate system evolved to high relief and steep slopes (up to 40°) showing condensation and bedding surfaces (clinoforms) and keeping the microbial-boundstone upper part, but significantly increased the thickness of the clastic breccias in the lower part. In the El Sueve cross section, the exposed Bashkirian slope is entirely composed of microbial boundstones, and clastic breccias in its lower part were not observed. The massive character of the slope succession, where well-defined bedding surfaces (clinoforms) are not identified, prevent to calculate the original dip of the depositional slope.

INTRODUCCIÓN

La cuenca carbonífera de antepaís de la ZC ocupó latitudes ecuatoriales de la costa occidental del Océano *Paleotethys*, en el extremo oriental del orógeno Varisco en elevación (Fig. 1). Bajo unas condiciones de circulación oceánica restringida y cierto confinamiento, en dicha cuenca se acumularon extensas y potentes formaciones calcáreas simultáneamente a espesas sucesiones siliciclásticas. El papel que jugaron diversas comunidades bacterianas marinas en la precipitación del carbonato cálcico (carbonatos microbiales) ha sido crucial para la formación de estos edificios carbonatados, muy diferentes en facies y desarrollo a los sistemas calcáreos holocenos (Kenter *et al.*, 2005).

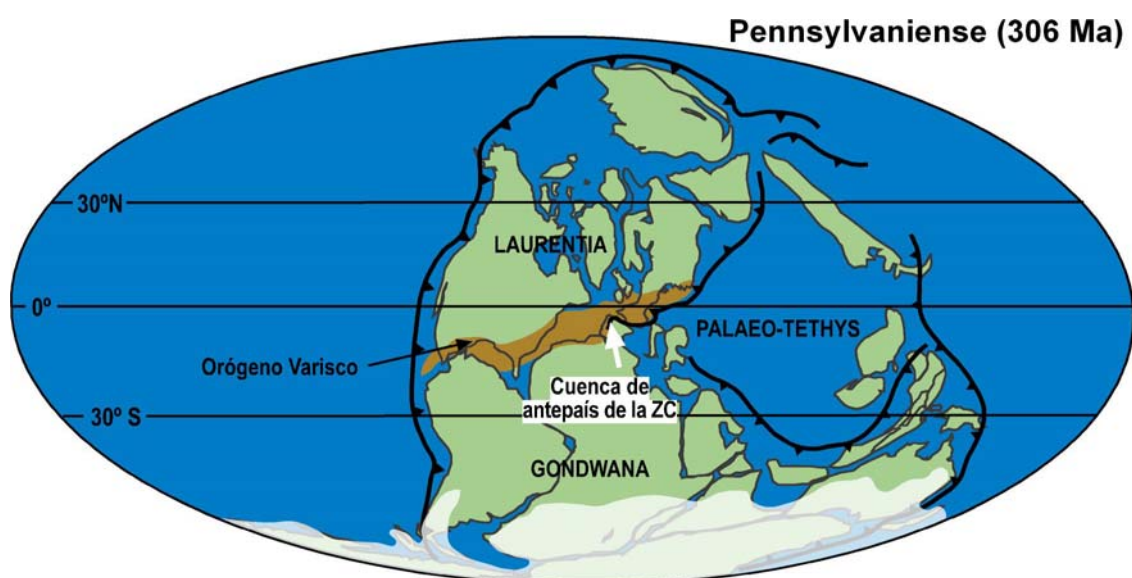


Figura 1.- Paleogeografía de Pangea durante el Pensilvaniense (modificado de Golonka *et al.*, 1994) con la localización de la cadena orogénica varisca y la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica.

Por constituir yacimientos de hidrocarburos, el estudio de estos sistemas microbiales es un tema prioritario en la sedimentología de series carbonatadas, siendo los excepcionales afloramientos de la ZC ejemplos carboníferos de referencia (Bahamonde *et al.*, 1997, 2004, 2007; Della Porta, 2003; Della Porta *et al.*, 2002a, 2003, 2004; Kenter *et al.*, 2003). Dichos afloramientos muestran, a escala kilométrica, las relaciones geométricas de la estratificación, dibujando un perfil sedimentario de plataforma carbonatada de márgenes elevados y taludes inclinados que programaron hacia el O.

Tomando como referencia los resultados y conclusiones de los trabajos citados, esta investigación tiene como principal objetivo el estudio estratigráfico y sedimentológico de la sucesión carbonatada carbonífera bashkiriense (Fm. Valdeteja) que aflora en el macizo del Suevo (N de Asturias), determinar el sistema carbonatado que formó, su evolución y

compararlo con las sucesiones de la misma edad en el Cuera/Picos de Europa. Con ello se pretende profundizar en el conocimiento de los sistemas carbonatados carboníferos de la ZC y contribuir a la reconstrucción de esa cuenca varisca de antepaís. Para ello se han diferenciado, descrito e interpretado las principales asociaciones de facies, determinado su distribución espacial y espesor. Además, se han estudiado depósitos carbonatados resultantes de modificaciones diagenéticas (carstificación y fracturación).

Además de la sierra del Cuera y Picos de Europa, la Fm. Valdeteja (tradicionalmente denominada *caliza de Montaña* junto con la Fm. Barcaliente infrayacente), ha sido estudiada en las unidades de La Sobia-Bodón y Aramo (Región de Pliegues y Mantos) donde consta de calizas claras con un contenido fósil variado, bioconstrucciones algares y microbiales y brechas calcáreas, y forma un conjunto de plataformas aisladas de escala lateral kilométrica, que se superponen verticalmente, y que hacia el antepaís (al E) son progresivamente sustituidas por sedimentos siliciclásticos (Eichmüller, 1985 y Fernández, 1990).

METODOLOGÍA

El trabajo ha seguido los métodos tradicionales de estudios estratigráficos y sedimentológicos de campo (ver tabla I), aplicados a dos secciones de la sucesión carbonatada carbonífera estudiada (picu Pienzu y majada de Les Espineros). Las litofacies y texturas sedimentarias fueron estudiadas y definidas directamente en el campo sobre muestras de roca fresca (con lupa x10 y aplicación de HCl al 10%) o directamente sobre la superficie meteorizada del afloramiento (sin líquenes) seca o mojada.

Posteriormente las facies fueron redefinidas o matizadas en el laboratorio, aplicando a las láminas delgadas tinciones de rojo de alizarina y ferrocianuro potásico y utilizando un microscopio petrológico convencional. Para la sección de Majada de Les Espineros se prepararon 27 muestras de láminas delgadas y para el estudio de la sección del Picu Pienzu se prepararon otras 29. Las secciones pulidas, especialmente útiles para caracterizar las facies bioconstruidas (*microbial boundstone*) y las brechoides, han sido estudiadas utilizando una lupa binocular con iluminación lateral, y en algunos casos, fueron posteriormente digitalizadas.

Los resultados de estos estudios han servido para realizar un mapa de distribución de facies carbonatadas utilizando como base fotografías aéreas ortorrectificadas y el mapa geológico del programa GEODE del IGME (Merino *et al.*, 2011, ver Fig. 5). Los espesores de la unidad estratigráfica estudiada y de los distintos cinturones de facies se

han medido directamente *in-situ* y posteriormente contrastado con medidas sobre imágenes digitalizadas utilizando herramientas informáticas.

Para indicar la edad de las sucesiones se ha utilizado la escala rusa del Carbonífero de Davydov *et al.* (2012) y los datos bibliográficos existentes (Villa, 1995).

Etapa 1	Recopilación de información bibliográfica.
Etapa 2	Estudio fotogeológico y selección de las secciones.
Etapa 3	Campañas de campo: descripción de las sucesiones y toma de muestras.
Etapa 4	Laboratorio: estudio al microscopio de las muestras (incluyendo fotografías).
Etapa 5	Gabinete: diferenciación, descripción e interpretación de facies, correlación, etc.
Etapa 6	Integración de datos, redacción y edición de la memoria.

Tabla I.- Etapas metodológicas que ha seguido la investigación.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona estudiada corresponde a la sierra o macizo de El Suevo, alineación montañosa formada por afloramientos de una sucesión paleozoica (Ordovícico-Carbonífero) de dirección NNE–SSO, sub-perpendicular a la costa central de Asturias (Fig. 2), entre los municipios de Colunga, Caravia, Parres, Ribadesella y Piloña.

Geológicamente, el área está situada en la Zona Cantábrica (ZC), o parte nororiental del orógeno Varisco de la Península Ibérica (Fig. 2), caracterizada por una potente sucesión paleozoica afectada por una tectónica superficial con escasa deformación interna y metamorfismo. Dentro de la ZC, El Suevo representa la prolongación septentrional de los sectores NE de la Cuenca Carbonífera Central (CCC), próximos al cabalgamiento de Pola de Laviana que limita por el E dicha Unidad y la hace cabalgar sobre la U. del Ponga (Fig. 2). La CCC se subdivide en varios sectores separados por fallas, ocupando la sierra del Suevo una posición lateral al Sector de Aller-Nalón, el más extenso y característico.

Los mayores relieves de la sierra del Suevo (1.161 m en el *picu Pienzu*) los forman las calizas carboníferas de la Valdeteja (Bashkiriense), un potente litosoma carbonatado que se acuña hacia el S dentro de una sucesión de pizarras marinas (Fm. Fresnedo) al N del río Nalón en las proximidades de El Condado (Fig. 3).

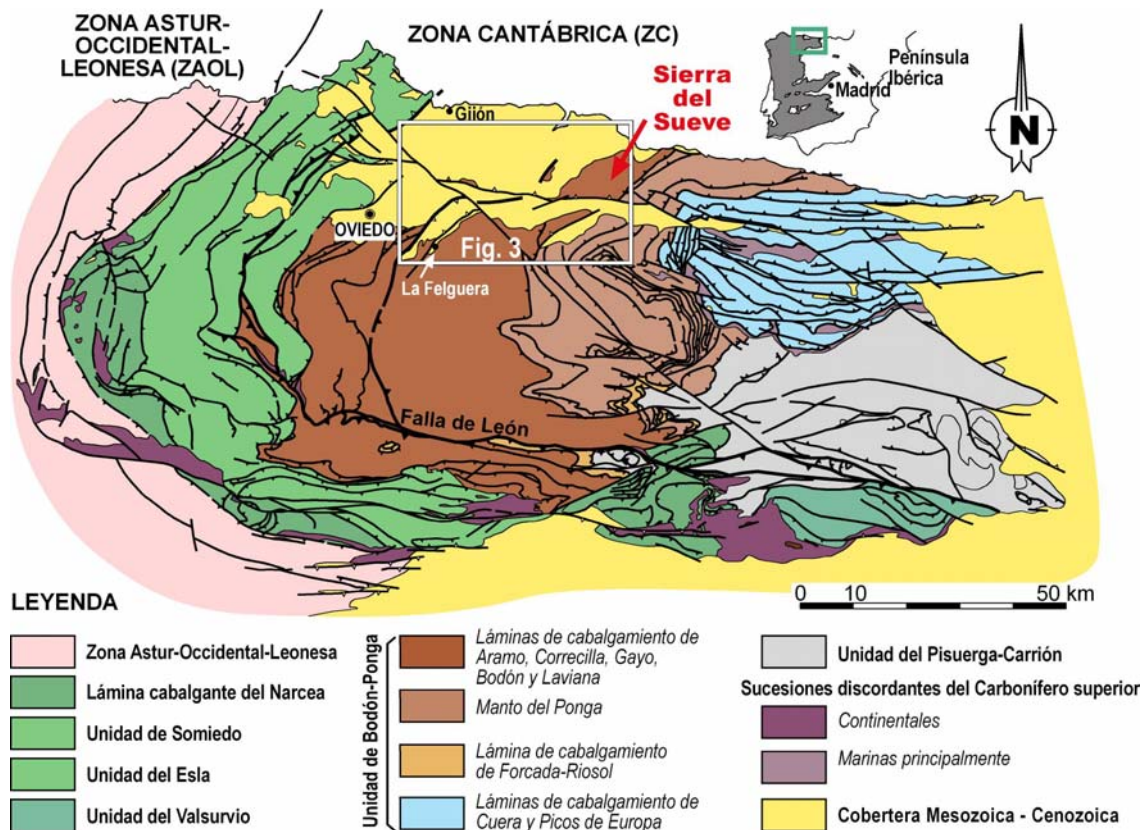


Figura 2.- Mapa geológico de la Zona Cantábrica mostrando las principales unidades en que se ha subdividido (basado en Julivert, 1971 y Alonso *et al.*, 2009) y la posición de la sierra del Suevo.

La zona de estudio está limitada al E por un cabalgamiento varisco situado en la base de la Fm. Láncara (Cámbrico inferior) y que corta los materiales ordovícicos. La sucesión carbonífera, eminentemente siliciclástica, suprayacente a la Fm. Valdeteja limita la zona de estudio por el O y su menor resistencia a la erosión origina el descenso gradual del relieve montañoso en esa dirección. En el extremo N, una estructura alpina de dirección ONO-ESE (falla de Gobiendes), eleva el bloque meridional y desplaza el bloque septentrional hacia el SE, quedando parte de la sucesión carbonífera fosilizada por areniscas rojizas discordantes del Pérmico. En el extremo S, un conjunto de fallas alpinas de dirección O-E limitan los afloramientos de rocas paleozoicas de El Suevo, poniéndolos en contacto con materiales mesozoico-cenozoicos (Franja Móvil Intermedia) que se interponen entre la zona de estudio y el resto de afloramientos de la CCC.

La sucesión estratigráfica que aflora de forma continua en el área de estudio tiene una orientación NNE-SSO, buza aproximadamente 70° hacia el O y comprende: **a)** una parte inferior pre-orogénica del Cámbrico al Devónico superior; y **b)** una sucesión, en general de carácter sinorogénico, del Carbonífero.

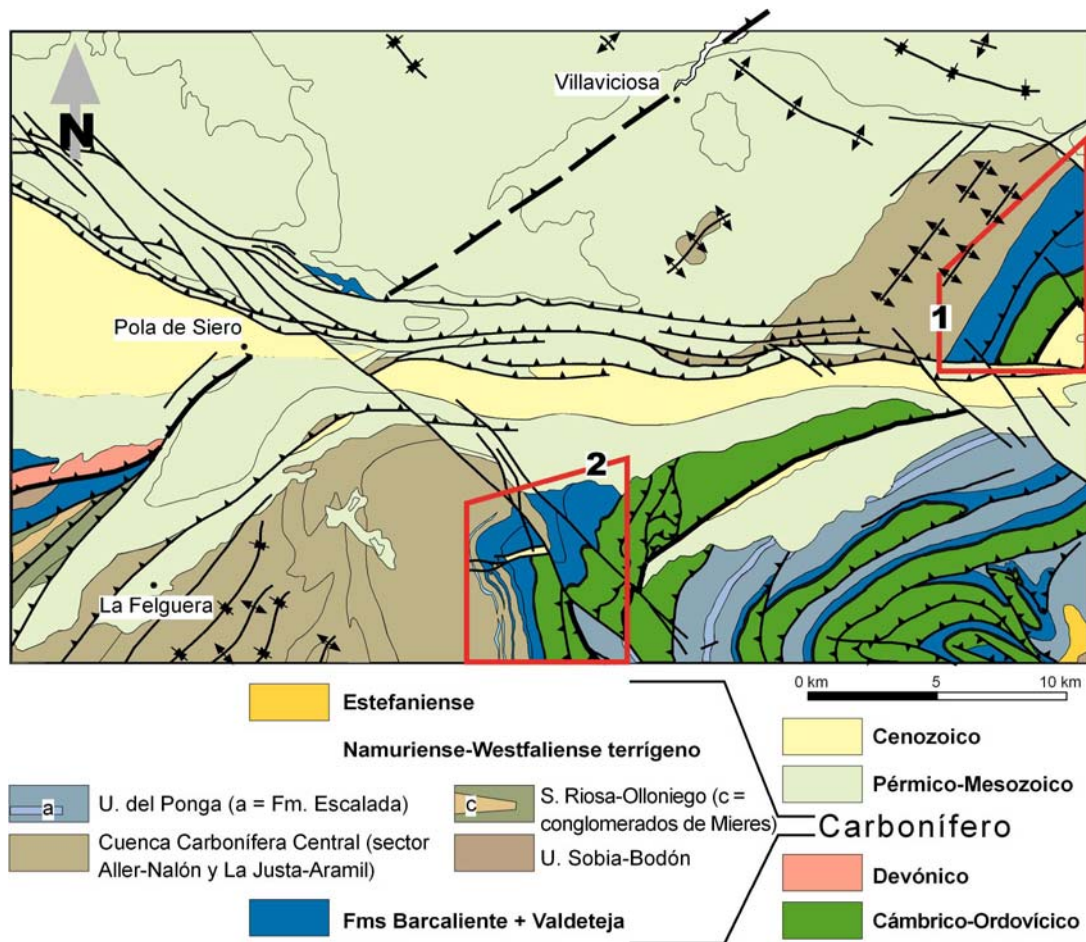


Figura 3.- Mapa geológico esquemático del sector oriental de la Cuenca Carbonífera Central (área señalada en la Fig. 2), mostrando la posición de los afloramientos de las Fms. Barcaliente y Valdeteja en la sierra de El Suevo (1) y su continuidad meridional en el área de El Condado (2) donde se acuña la Fm. Valdeteja (modificado de Pérez-Estaún, *et al.*, 1989).

La sucesión pre-carbonífera, al igual que las unidades inferiores de la sucesión carbonífera, aflora únicamente en el extremo oriental de la CCC sobre el cabalgamiento basal que la separa y se superpone sobre la Unidad del Ponga (ver Fig. 2). Consta de las formaciones: 1) Láncara (calizas y dolomías del Cámbrico inferior y medio), 2) Oville y Barrios (lutitas gris verdoso, cuarciarenitas y alternancias formando una gran secuencia granocreciente que abarca desde el Cámbrico medio Ordovícico inferior), 3) Suevo (alternancias de lutitas y areniscas, y pizarras oscuras del Ordovícico medio); y Ermita (cuarciarenitas del Devónico superior), destacando a techo una importante laguna estratigráfica que abarca desde el Ordovícico superior al Devónico Superior.

La sucesión del Carbonífero está constituida de las Fms. Baleas, Vegamian, Alba, Barcaliente, Valdeteja y Grupo Lena (Fig.4). Las tres primeras son de carácter condensado y abarcan el Tournaisiense y Visense, la Fm. Barcaliente, de 250-300 m de espesor se acumuló durante la transición Serpukhoviense-Bashkiriense, la Fm. Valdeteja

(objeto de este estudio) de 750 m de espesor es de edad Bashkiriense (fundamentalmente inferior, y sólo su parte más alta Bashkiriense superior, Villa, 1995), finalmente, los niveles calcáreos de la base del Grupo Lena son de edad Bashkiriense superior y Moscoviense inferior (Vereyense).

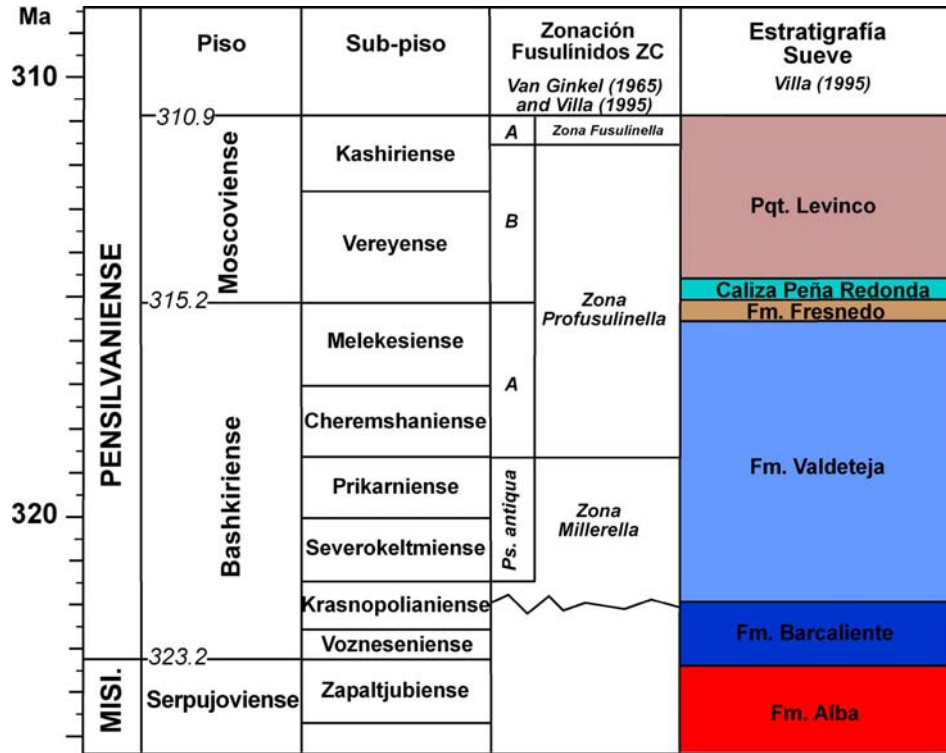


Figura 4.- Cronoestratigrafía de la sucesión del Bashkiriense-Moscoviense de El Suevo según los datos de Villa (1995), y siguiendo las equivalencias entre los pisos y sub-pisos de la escala rusa y las edades absolutas según Davydov *et al.* (2012).

En el mapa geológico de la sierra del Suevo (Fig. 5) destaca el gran cambio de espesor que sufre, aparentemente, la sucesión de calizas carboníferas al S y N de la falla de Gobiendes. En el bloque meridional, el espesor anormalmente alto se debe a la duplicación de parte de la sucesión por un cabalgamiento de traza sub-paralela a la estratificación (ver Fig. 5). En el bloque septentrional de la falla de Gobiendes, la sucesión calcárea continúa hasta la costa en la localidad de Berbes y la playa Arenal de Morís, aunque mal expuesta. Sobre la Fm. Valdeteja se disponen discordantes areniscas pérmicas, fosilizando parte de la Fm. Valdeteja y el resto de la sucesión carbonífera siliciclástica suprayacente. La sucesión paleozoica está cortada por fracturas alpinas subverticales de dirección NO-SE y O-E con gran desplazamiento vertical.

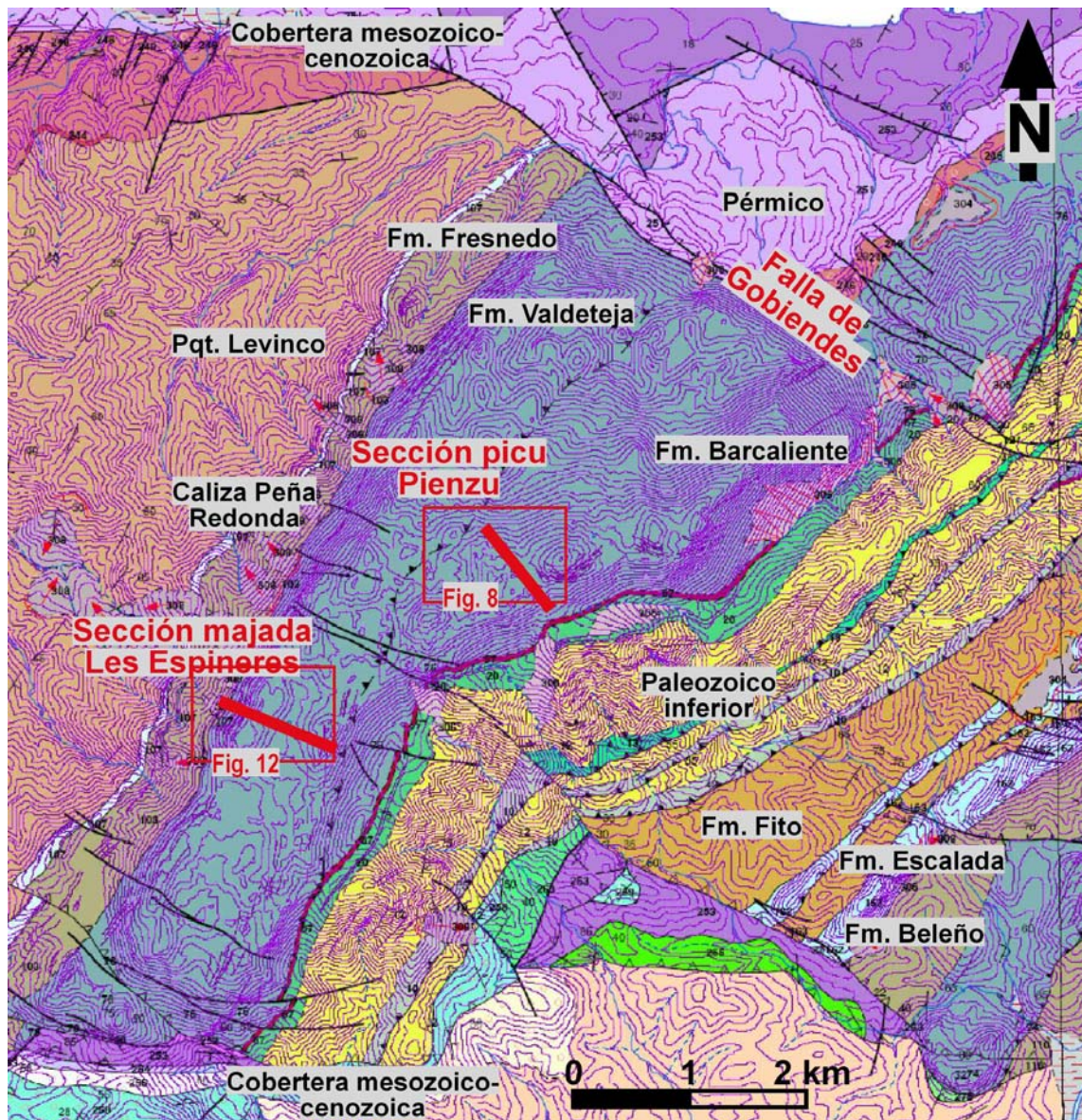


Figura 5.- Mapa geológico del área de El Sueve, mostrando la posición de las dos secciones estratigráficas estudiadas. Destaca la presencia de un cabalgamiento que repite parcialmente la sucesión carbonatada carbonífera y la falla de Gobiendes que corta perpendicularmente la estratificación y limita por el N el macizo calcáreo (modificado de Merino *et al.*, 2011, (GEODE; <http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>)).

ESTRATIGRAFÍA DE LA FM. VALDETEJA EN EL MACIZO DEL SUEVE

En la zona de estudio, la dificultad de precisar el espesor de la Fm. Valdeteja es debida al contacto gradual que presenta con la Fm. Barcaliente, existiendo un tramo de transición de ~100 m de espesor. Su estudio se ha realizado en las dos secciones anteriormente mencionadas (ver Fig. 5). En la sección del *picu* Pienzu, está bien expuesta la transición Barcaliente-Valdeteja pero es incompleta la parte superior de la segunda; y en la sección de la majada de Les Espineros, aflora la Fm. Valdeteja al completo,

especialmente su parte superior. Integrando los datos de las dos secciones, se han diferenciado tres tramos o subunidades en la Fm. Valdeteja:

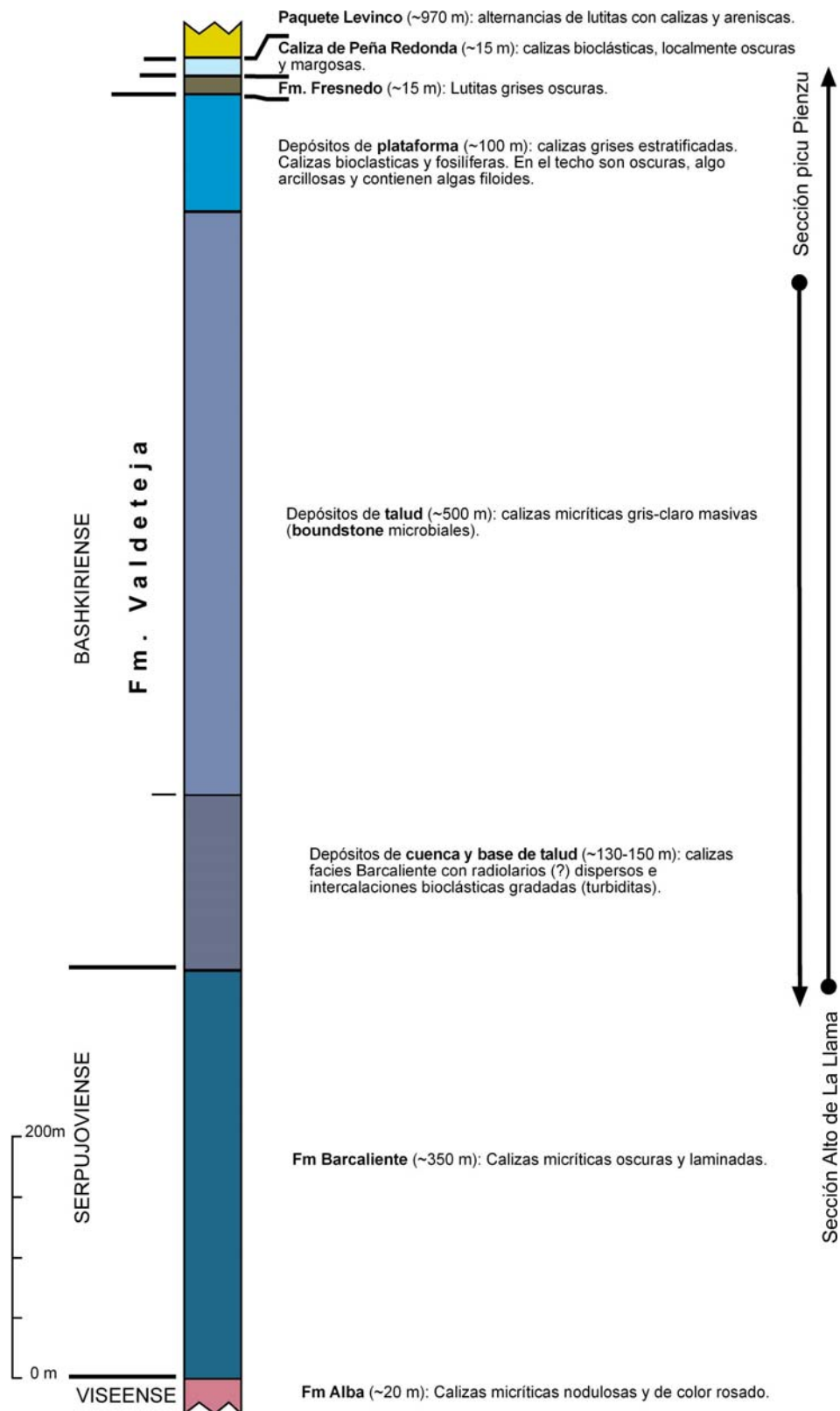


Figura 6.- Columna estratigráfica sintética de la sucesión carbonatada carbonífera en la sierra de El Sueve, integrando los datos de las dos secciones estudiadas.

- 1) *Tramo de transición*: 130-150 m de calizas *mudstone* oscuras, bien estratificadas (facies tipo Barcaliente) que incluyen niveles bioclásticos gradados, de espesor centimétrico, bandas con radiolarios dispersos y hacia su parte superior brechas calcáreas intraformacionales y acumulaciones de espículas de esponja.
- 2) *Tramo intermedio*: ~500 m de calizas masivas con texturas de micrita peloidal, cortezas micríticas microlaminadas y abundante cemento marino en cavidades primarias.
- 3) *Tramo superior*: ~150 m calizas moderadamente estratificadas *packstone* y *grainstone* bioclásticas y oolíticas, alternando *wackestone* en capas nodulosas, y ocasionalmente calizas bioconstruidas de algas verdes (dasicladáceas).

Sección del Picu Pienzu

Se accede por la pista que parte de la Ctra. AS-260 (Colunga-Arriondas) al S del mirador de El Fito y lleva hasta el camino de acceso a la cumbre del picu Pienzu por el E. La sección discurre por las laderas situadas al NE del camino, y corta los dos tercios superiores de la Fm Barrios (Ordovícico inferior), la Fm. Pizarras del Sueve (Ordovícico medio), la Fm Ermita (Devónico superior, Fameniense), las Fms Baleas y Alba (Carbonífero inferior, Tournaisiense y Viseense), la Fm. Barcaliente (Serpujoviense) y la parte baja de la Fm Valdeteja (Bashkiriense).

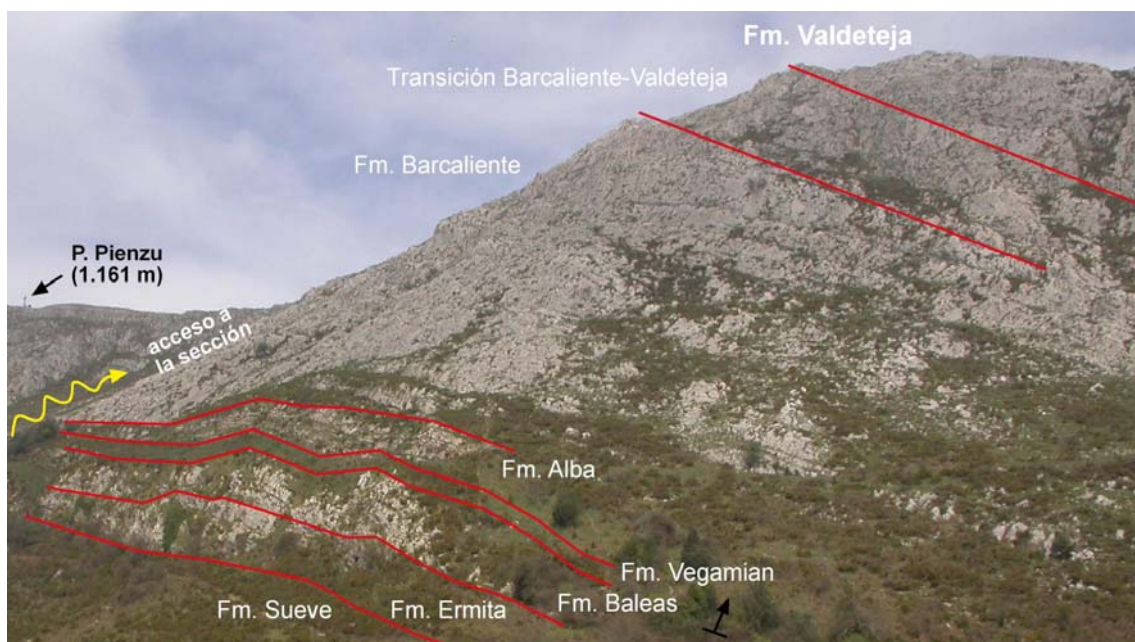


Figura 7.- Panorámica de la sucesión paleozoica en las proximidades del picu Pienzu mostrando los límites entre las unidades estratigráficas y el acceso a los afloramientos estudiados.

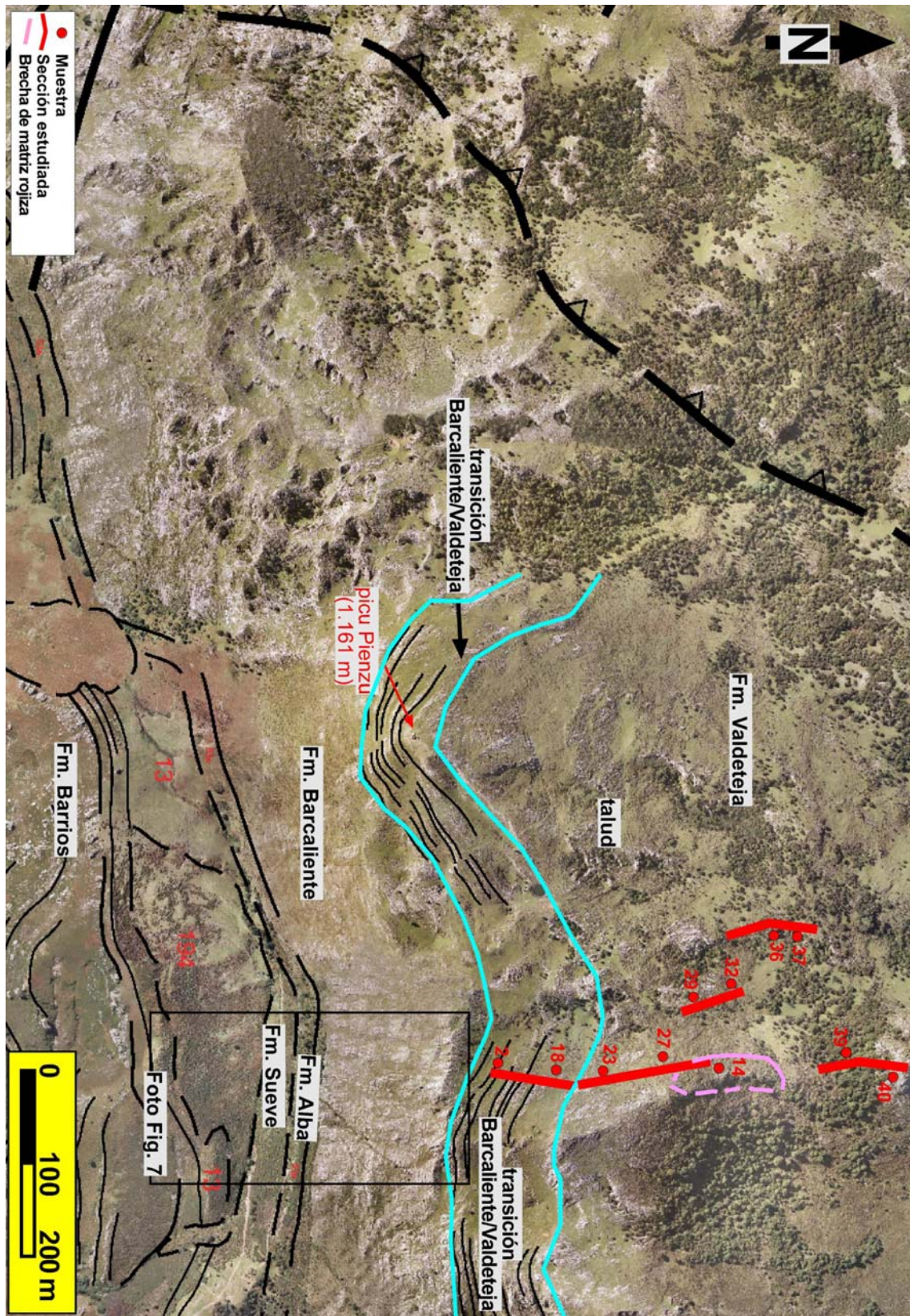


Figura 8.- Fotografía aérea mostrando la sección estudiada (línea roja) en las proximidades del *picu* Pienzu, las unidades estratigráficas carboníferas, los dominios estratigráficos diferenciados en la Fm. Valdeteja y las muestras tomadas para su estudio en lámina delgada.

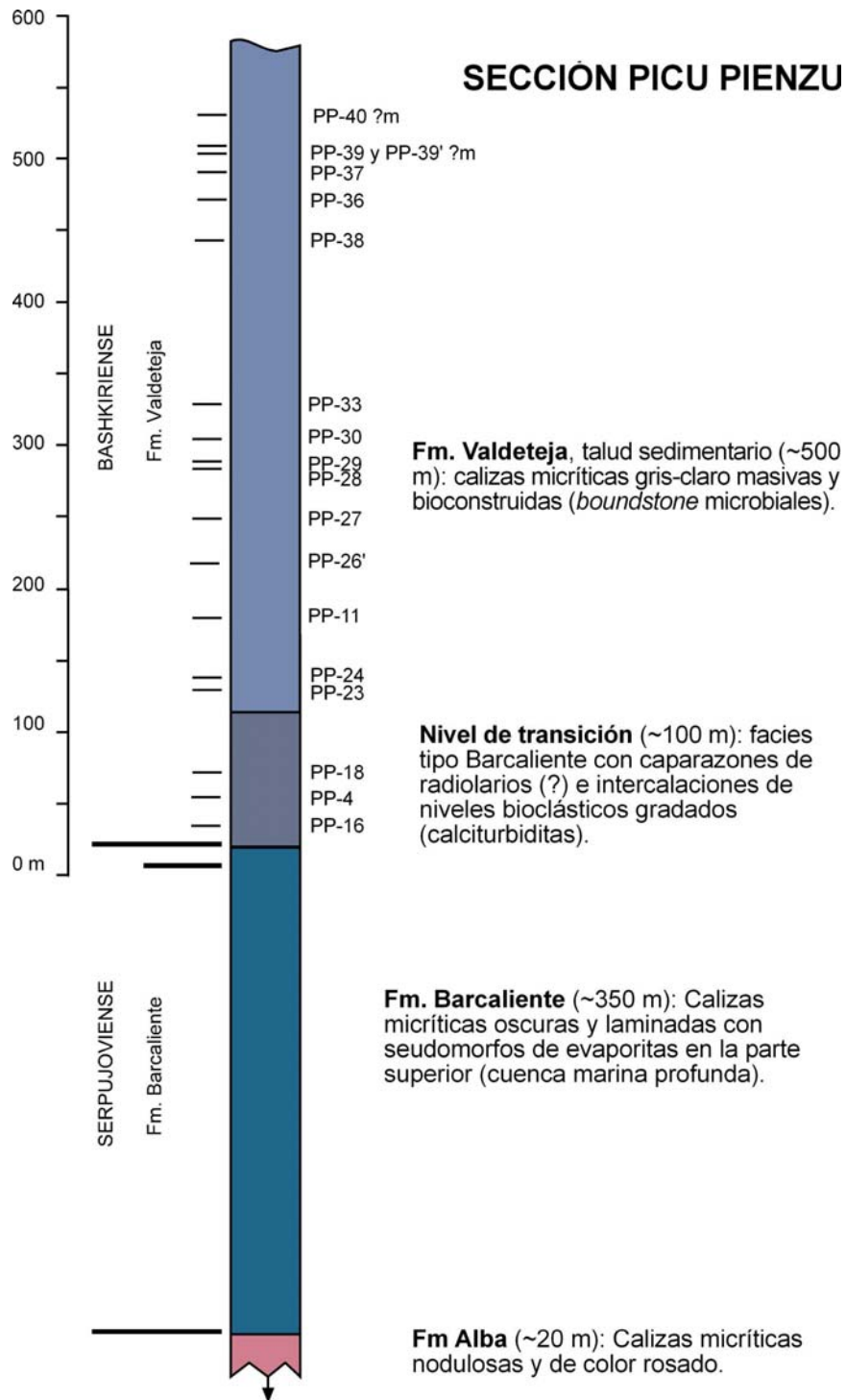


Figura 9.- Columna estratigráfica de la sucesión estudiada en la sección del picu Pienzu).

Sección Majada de Les Espineros

Se accede por la pista de montaña que parte del Alto de la Llama (Ctra. Local 358, Villamayor-Libardón), cortando la sucesión carbonífera de S a N de techo a muro: Paqt. Levinco (Moscoviense), caliza de Peña Redonda (Bashkiriense-Moscoviense basal), Fm. Fresno y Fm Valdeteja (Bashkiriense) y Fm. Barcaliente (Serpujoviense) (Fig. 10).

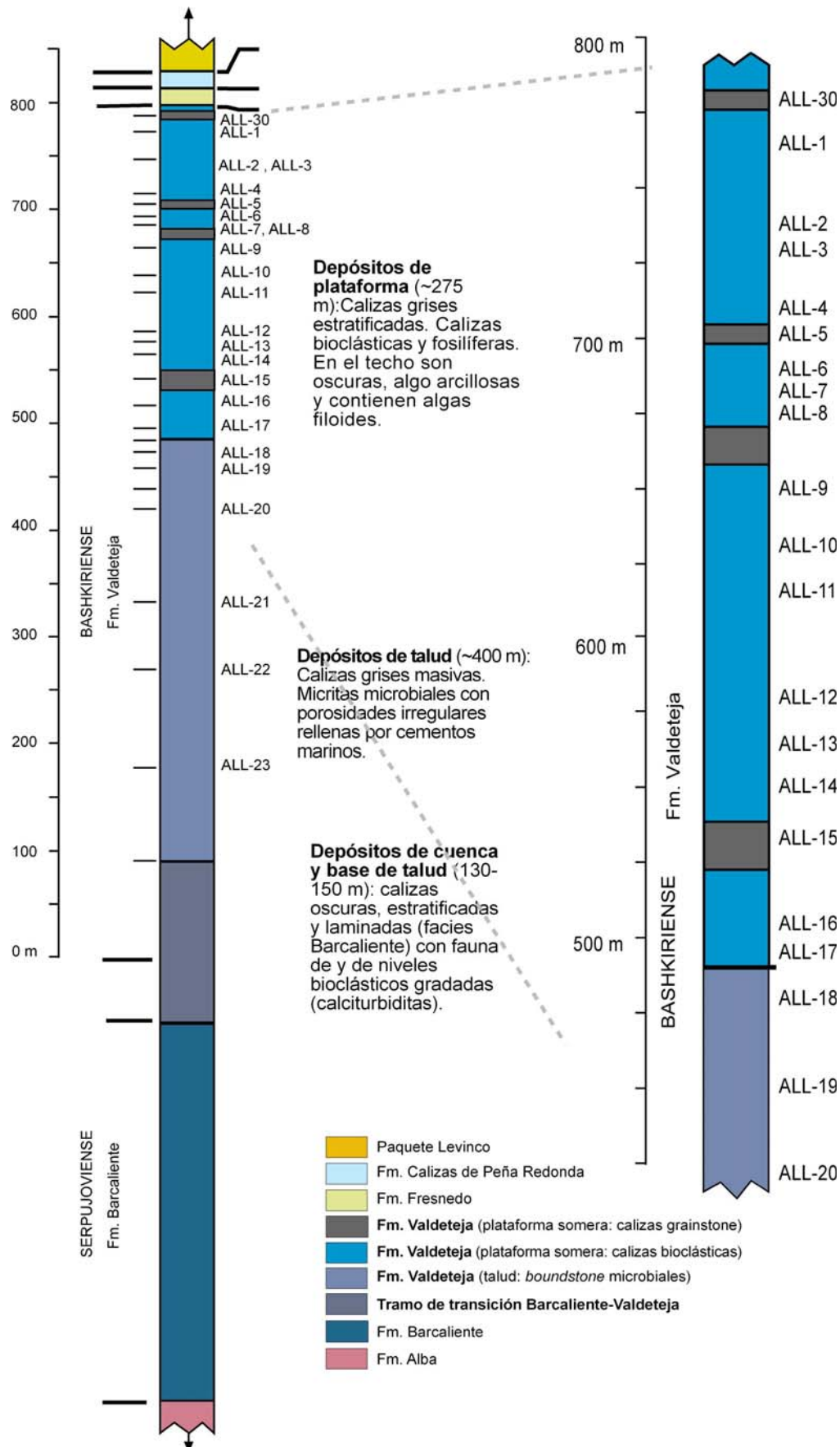


Figura 10.- Columna estratigráfica de la sucesión estudiada en la sección de majada de Les Espineras.

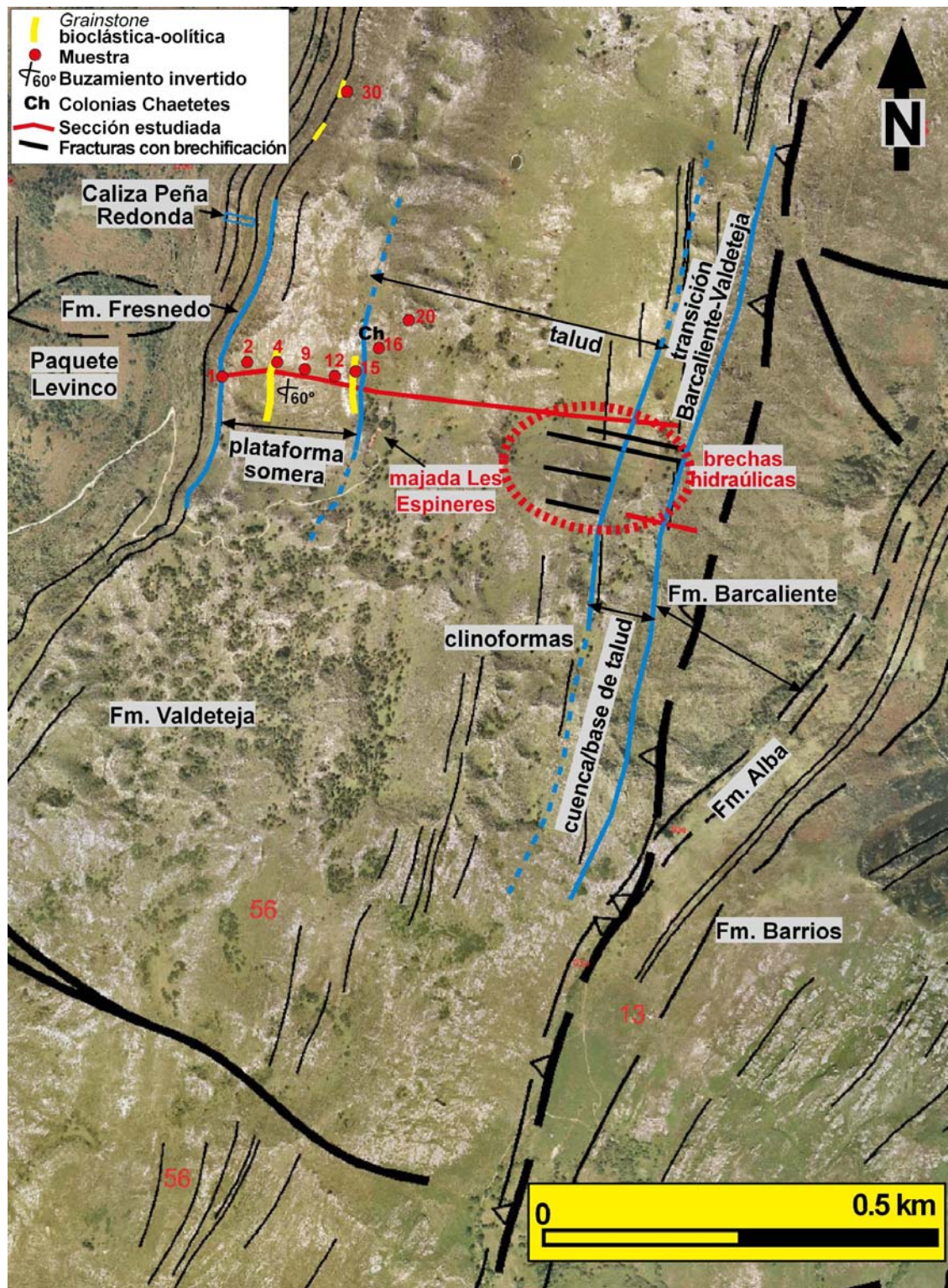


Figura 11.-Fotografía aérea de la majada de Les Espineros mostrando la traza de la sección realizada (línea roja), las distintas unidades estratigráficas carboníferas y los tres dominios estratigráficos o cinturones de facies descritos en la Fm. Valdeteja: base de talud, talud y plataforma somera.

ASOCIACIONES DE FACIES, FACIES Y MICROFACIES

Se han diferenciado tres asociaciones o cinturones de facies, que coinciden con los 3 tramos descritos en el apartado de Estratigrafía. La progradación del sistema carbonatado

hizo que las tres asociaciones se superpongan verticalmente, siendo de muro a techo: cuenca/base de talud, talud sedimentario y plataforma carbonatada somera. Descripciones más detalladas de estas asociaciones de facies, facies y microfacies, se exponen en Bahamonde *et al.* (2000, 2007) y Della Porta *et al.* (2002b y 2003) y su interpretación se basa en las analogías que presentan con las descritas en los citados trabajos (Fig. 12). Información complementaria de estas facies (componentes y rasgos texturales) se incluye en el Apéndice I. Un resumen de los rasgos más importantes de las mismas se muestra en la Tabla II.

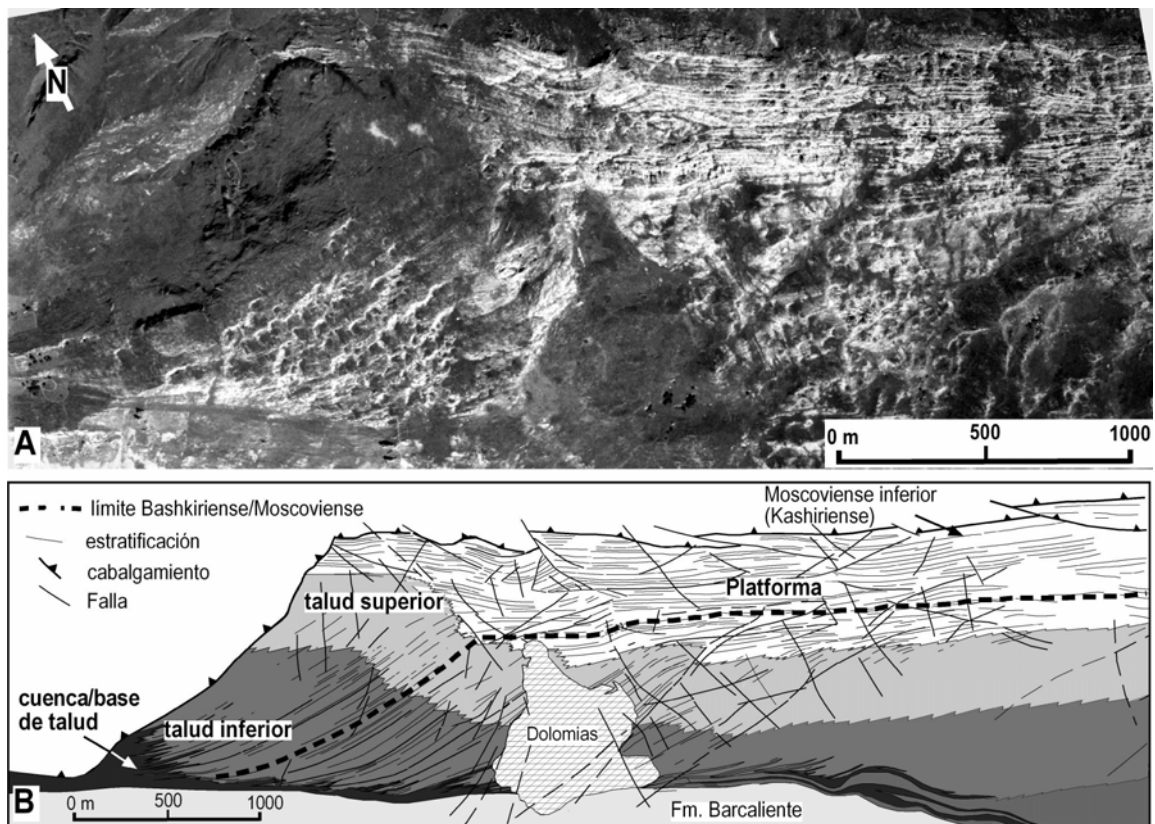


Figura 12.- A) Fotografía aérea de la Sierra del Cuera mostrando el perfil sedimentario de la plataforma carbonatada carbonífera (dada la posición vertical de la estratificación) y el límite Bashkiriense-Moscoviense. B) Dominios estratigráficos de la plataforma carbonatada en la misma localidad: cuenca/base de talud, talud (inferior y superior), y plataforma somera (modificado de Della Posta *et al.*, 2003).

Facies de cuenca/base de talud

Corresponde al tramo de transición Barcaliente-Valdeteja de ~130-150 m de espesor (ver Fig. 6) constituido por calizas *mudstone* oscuras y laminadas (Fig. 13.A) que contienen bandas con caparazones dispersos de organismos planctónicos (probablemente radiolarios), niveles centimétricos bio- e intraclásticos gradados, acumulaciones de

espículas silíceas de esponja y brechas calcáreas hacia la parte superior del tramo. Nódulos y niveles de chert (Fig. 13.B) son frecuentes.

Facies	Textura	Estructuras sedimentarias	Componentes principales y matriz	Ambiente sedimentario
A1	Calizas <i>mudstone</i> con radiolarios.	Láminas oscuras y claras.	Granos subsféricos (radiolarios) con neomorfismo del cuarzo.	Cuenca marina carbonatada.
A2	Niveles gradados <i>grain- packstone</i> bioclásticos.	Gradación normal, laminación paralela. Bioturbación.	Equinodermos, foraminíferos, espículas esponja braquiópodos, briozoos, gasterópodos, corales, esponjas calcáreas, algas.	Cuenca marina carbonatada-base de talud.
A3	Espiculitas.	Laminación. Biotubación.	Espículas silíceas de esponja. Equinodermos, foraminíferos y braquiópodos	Cuenca marina-base de talud.
A4	Brechas calcáreas intraformacionales.	Desorganizadas y mal clasificadas	Ausencia de matriz. Clastos (mm a m) de calizas <i>boundstone</i> .	Base del talud / talud inferior.
B1	<i>Boundstone</i> de micrita peloidal.	<i>Stromatactics</i> con RFC**	CPM*. Bioclastos escasos: briozoos, braquiópodos, foraminíferos, equinodermos, bivalvos. <i>Donezella</i> . Biomoldes.	Talud bioconstruido de plataforma carbonatada.
B2	Calizas <i>boundstone</i> con estructuras de acreción.	Porosidad 1ª con CMB***	Cortezas de micrita densa (oscura) y microesparita laminada, y escasos fósiles/bioclastos como en B1.	Talud bioconstruido de plataforma carbonatada.
C1	Calizas <i>wackestone</i> bioclásticas.	Capas pseudo-nodulosas de cm a dm. Bioturbación	Micrita homogénea. Calciesferas, espículas esponja, ostrác., equinode., foraminif., briozoos. <i>Chaetetes</i> y <i>Donezella</i> .	Plataforma somera, áreas protegidas (<i>lagoon</i>).
C2	Calizas <i>pack-grainstone</i> bioclásticas.	Bioturbación escasa.	Foraminíferos, equinodermos, algas calcáreas rojas (ungdarel.), verdes dasiclad. (beresellidas), <i>Donezella</i> . Peloides.	Plataforma, somera, E moderada-alta.
C3	Calizas <i>grainstone</i> bioclásticas y con granos recubiertos.		RFC granos esqueléticos (diversidad alta, similar a C2), intraclastos, <i>coated grains</i> .	Plataforma somera, alta E, bancos o shoals arenosos.
C4	Calizas <i>grainstone</i> oolíticas.	Clasificación buena. Alta porosidad 1ª y RFC.	Ooides radiales con núcleo bioclástico (foraminíferos y equinodermos).	Plataforma somera, alta E, bancos o shoals arenosos.
C5	Calizas <i>boundstone</i> de <i>Donezella</i> .		CPM, <i>Donezella</i> , algas dasicladáceas (beresellidas), foraminíferos, equinodermos y calciesferas.	Plataforma somera (<i>lagoon</i>), contrib. Microbial.
D1	Brechas de matriz rojiza.	Parches de decenas a centenares de m.	Clastos carbonatados, matriz rojiza de micrita homogénea, granos de cuarzo, ausencia de bioclastos marinos.	Brechas cársticas (Pérmico ?).
D2	Brechas fracturación hidráulica.	Asociada a fracturas y diaclasas.	Clastos angulares mal clasificados (cm-dm). Gruesas cortezas de cemento dolomítico y esparítico.	Fracturación hidráulica y dolomitización.

*CPM: micrita peloidal grumosa **RFC: cemento marino radiaxial fibroso ***CBM: cemento marino botroidal

Tabla II.- Facies definidas en la sucesión carbonatada estudiada y rasgos más relevantes

A.1.- *Calizas mudstone con radiolarios.*- Calizas micríticas microlaminadas, compuestas por láminas de color oscuro y otras de tonos más claro que a su vez contienen de forma dispersa granos esqueléticos subsféricos (Fig. 14.A), probablemente radiolarios, cuya sílice original ha sido neomorfoseada a cristales de cuarzo de mayor tamaño (Fig. 14.B).

A.2.- *Calizas gradadas bioclásticas.*- Niveles centimétricos *grainstone* a *packstone* (raramente *rudstone*) de bioclastos (equinodermos foraminíferos y espículas silíceas de esponja), y en menor medida de intraclastos, ooides y peloides (Fig. 15.A y B). Otros bioclastos menos abundantes son braquiópodos, briozoos, gasterópodos, corales, esponjas

calcáreas y algas. Los niveles muestran gradación normal y ocasionalmente laminación paralela en la parte superior. Nódulos de chert y bioturbación en los inter-estratos.

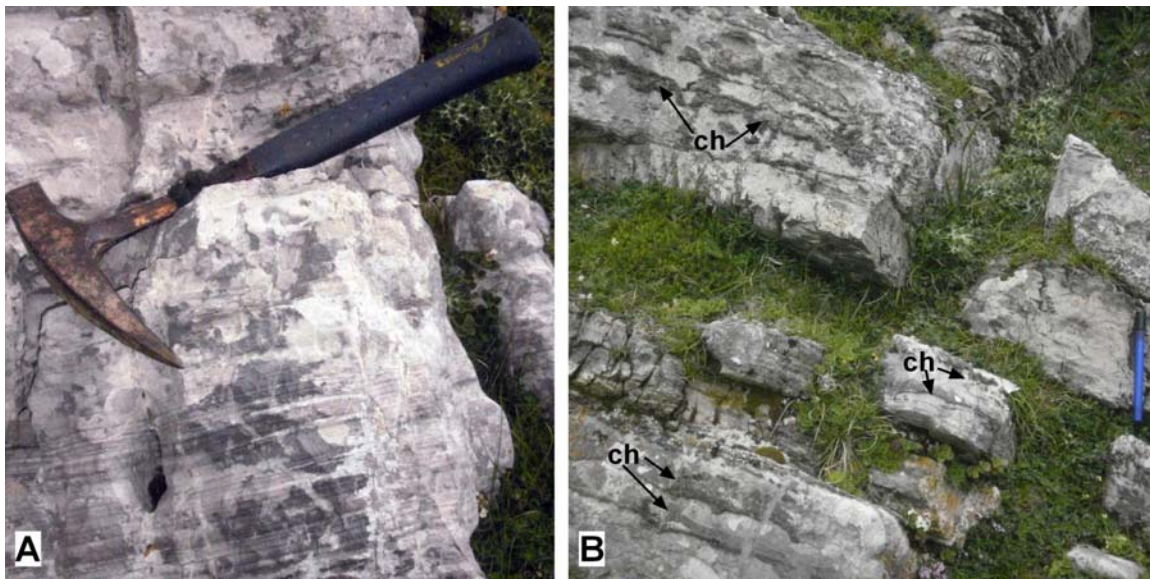


Figura 13- Fotografías de campo del tramo de transición Barcaliente-Valdeteja. **A)** Calizas micríticas oscuras laminadas. **B)** Calizas *mudstone* laminadas con nódulos y niveles de chert (ch).

A.3.- *Espiculitas*.- Acumulaciones de espículas silíceas de esponja (monoaxonas) en bandas de textura *packstone* (Fig. 15.C) que pueden incluir, ocasionalmente, otros bioclastos de grano fino: equinodermos, foraminíferos y braquiópodos, principalmente. Localmente las bandas aparecen rotas o distorsionadas por bioturbación. En otras ocasiones las espículas de esponja aparecen dispersas en una abundante matriz micrítica.

A.4.- *Brechas calcáreas*.- Brechas calcáreas intra-formacionales, clasto-soportadas con contactos inter-penetrados y estilolitizados entre clastos dada la ausencia de matriz. Los clastos son mayoritariamente de texturas *boundstone* (ocasionalmente corresponden a fragmentos de cemento botroidal), y raramente de calizas *grainstone-packstone* de aguas someras del techo de plataforma (Della Porta, 2003). El tamaño de los clastos es variable (milímetros a > de 1 m). En El Suevo, son escasas y de poco espesor. Debido a los líquenes que cubren la superficie de las rocas y a la ausencia (o escasez) de matriz entre los clastos, es difícil discriminar entre las brechas y las *boundstone* de las que proceden.

Interpretación.- Dicha asociación de facies representa los depósitos en cuenca marina carbonatada (facies A.1), y de la base del talud de una plataforma carbonatada que aportaría granos esqueléticos y litoclastos para formar las facies A.2, 3 y 4. La diferencia de esta asociación de facies con los depósitos azoicos de la Fm. Barcaliente radica en la

presencia de fósiles y restos esqueléticos de organismos planctónicos y bentónicos. Su presencia indicaría un cambio gradual en las condiciones ambientales previas (restringidas, dióxicas, salinidad, etc.) que permitiría, en principio, el desarrollo de esas comunidades de organismos y finalmente la nucleación de una extensa plataforma carbonatada con una fábrica microbial muy productiva (Fm. Valdeteja).



Figura 14- A) Muestra de mano de calizas micríticas laminadas (transición Barcaliente-Valdeteja) con radiolarios (puntos blancos) concentrados en bandas. B) Lámina delgada mostrando los caparzones de radiolarios formados por cristales de cuarzo (neomorfismo agradante de la sílice microcristalina original) dispersos en una matriz de microesparita.

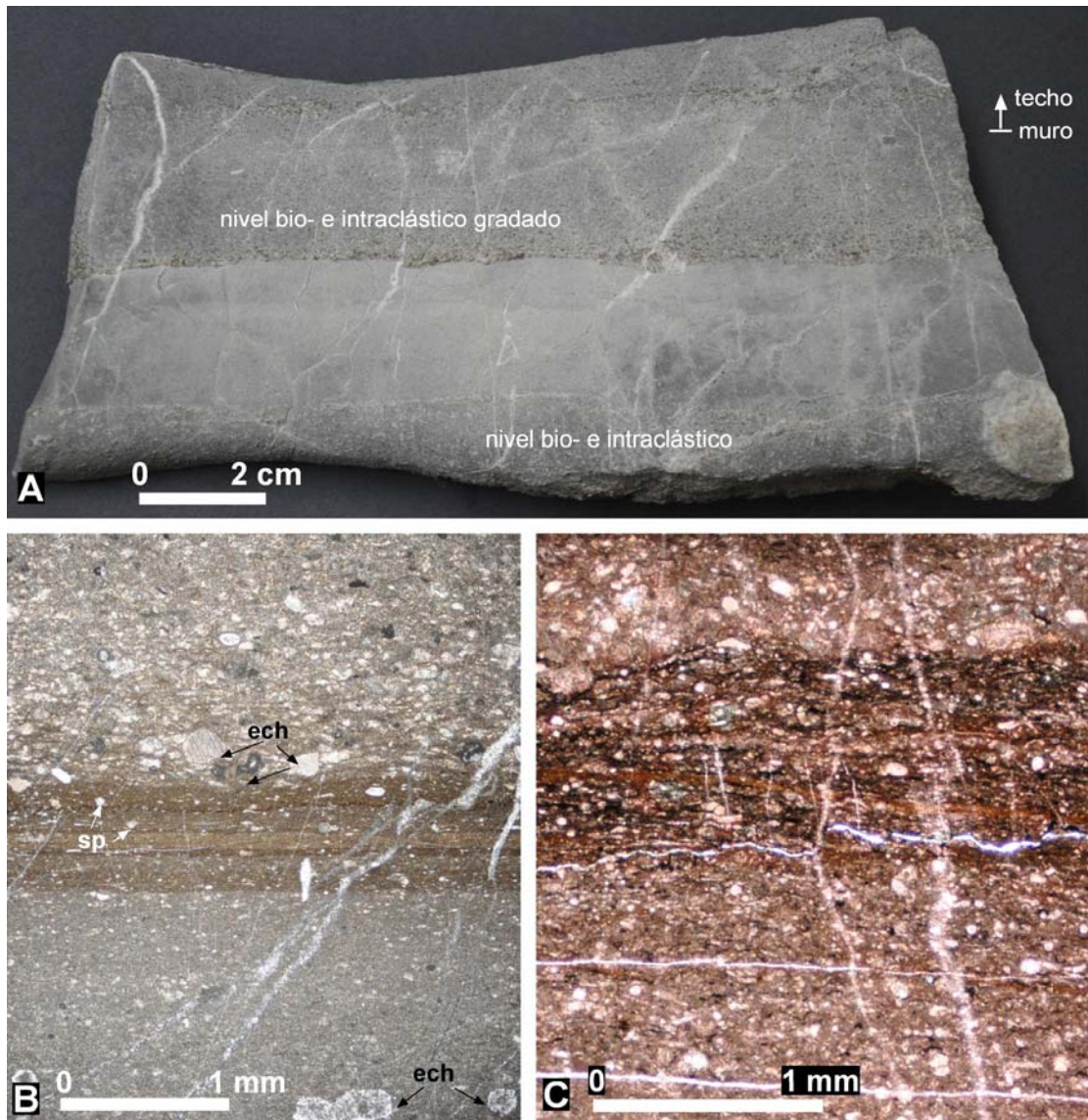


Figura 15.- Muestra de mano de calizas micríticas oscuras laminadas (tramo de transición Barcaliente-Valdeteja) con intercalación de niveles bioclásticos (en ocasiones con intraclastos) de espesor centimétrico y gradación normal (calciturbiditas).

Los niveles bio- e intraclásticos (*facies A.2*) han sido interpretados como el registro de un flujo turbulento cargado con sedimento carbonatado (calciturbidita) procedente del reabajamiento del sedimento del techo la plataforma carbonatada por tormentas (Harris, 1994) y depositado en la base del talud de la misma, con mayor o menor dispersión en la cuenca adyacente. Es también una facies común en la base de talud/cuenca en el Cuera/Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2004 y 2000, respectivamente).

Las acumulaciones de espículas silíceas de esponja (*facies A.3*) es un depósito característico de la base del talud/cuenca marina (Wilson, 1975, Yurecivitz, 1977), descritas también en el Cuera/Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2004 y 2000, respectivamente). Registraría etapas sin aporte de sedimentos del techo de la plataforma

carbonatada a la cuenca adyacente. Las espículas procederían de esqueletos desarticulados de esponjas en descomposición que vivían en el talud. El tamaño de grano y la ausencia de estructuras de tracción y erosión indicarían condiciones de baja energía.

Las brechas intraformacionales (*facies A.4*) han sido descritas en la sierra del Cuera (Della Porta *et al.*, 2003, entre otros) como acumulaciones en el talud inferior de la plataforma que se prolongarían hasta la base del mismo, con una escasa prolongación lateral en la cuenca adyacente. El poco espesor de esta facies en El Sueve se puede interpretar como resultado de una escasa pendiente sedimentaria del talud de la plataforma (ver capítulo *El talud de la plataforma carbonatada en el Sueve*). Se interpretan como depósitos gravitacionales producidos por el colapso o caída continuada de fragmentos desde las calizas bioconstruidas situadas en posiciones más altas del talud (cantos de texturas *boudstone*) al generarse una pérdida de estabilidad por sobrecrecimiento de las mismas (Kenter *et al.*, 2003). La fracturación de las facies bioconstruidas y la ausencia de matriz de las brechas deriva del hecho de que la micrita microbial y el cemento marino que rellenaba la porosidad primaria era un material litificado tempranamente (endurecido al precipitar) y por lo que formaba fragmentos (litoclastos) más que fango calcáreo semi- o no consolidado (Della Porta *et al.*, 2003).

Facies de talud sedimentario de la plataforma

Las calizas oscuras y bien estratificadas de la base de talud/cuenca pasan a calizas micríticas masivas de tonos claros, en las que se han diferenciados dos tipos de texturas, interpretadas facies bioconstruidas (*boundstone*) en las que la precipitación de carbonato cálcico estuvo inducida por la acción de microorganismos (calizas microbiales).

B.1.- Boundstone de micrita peloidal.- Formadas predominantemente por micrita de aspecto peloidal o grumoso (*peloidal* o *clotted micrite*) característico (Fig. 16.A). Los peloides son sub-esféricos con bordes difusos o mal definidos, de diámetros entre 20-100µm, menores, en general a los pellets fecales que ocasiones formando agregados irregulares. Los peloides aparecen embebidos en microesparita que forma anillos de cemento fibroso, probablemente aragonítico en origen, en porcentajes normalmente inferiores al 50%. Es característica la existencia de una red de poros primarios irregulares (*cavidades estromatactoides*) cuyo tamaño varía entre menos de 1mm a unos pocos centímetros. Aparecen rellenos por bandas isópacas de calcita fibroso-radiaxial, dispuestas directamente sobre las paredes del poro (primera generación de cemento

marino, Fig. 16.B), estando el espacio remanente ocluido por cemento en mosaico de esparita (segunda generación de cemento de enterramiento, Fig. 16.C).

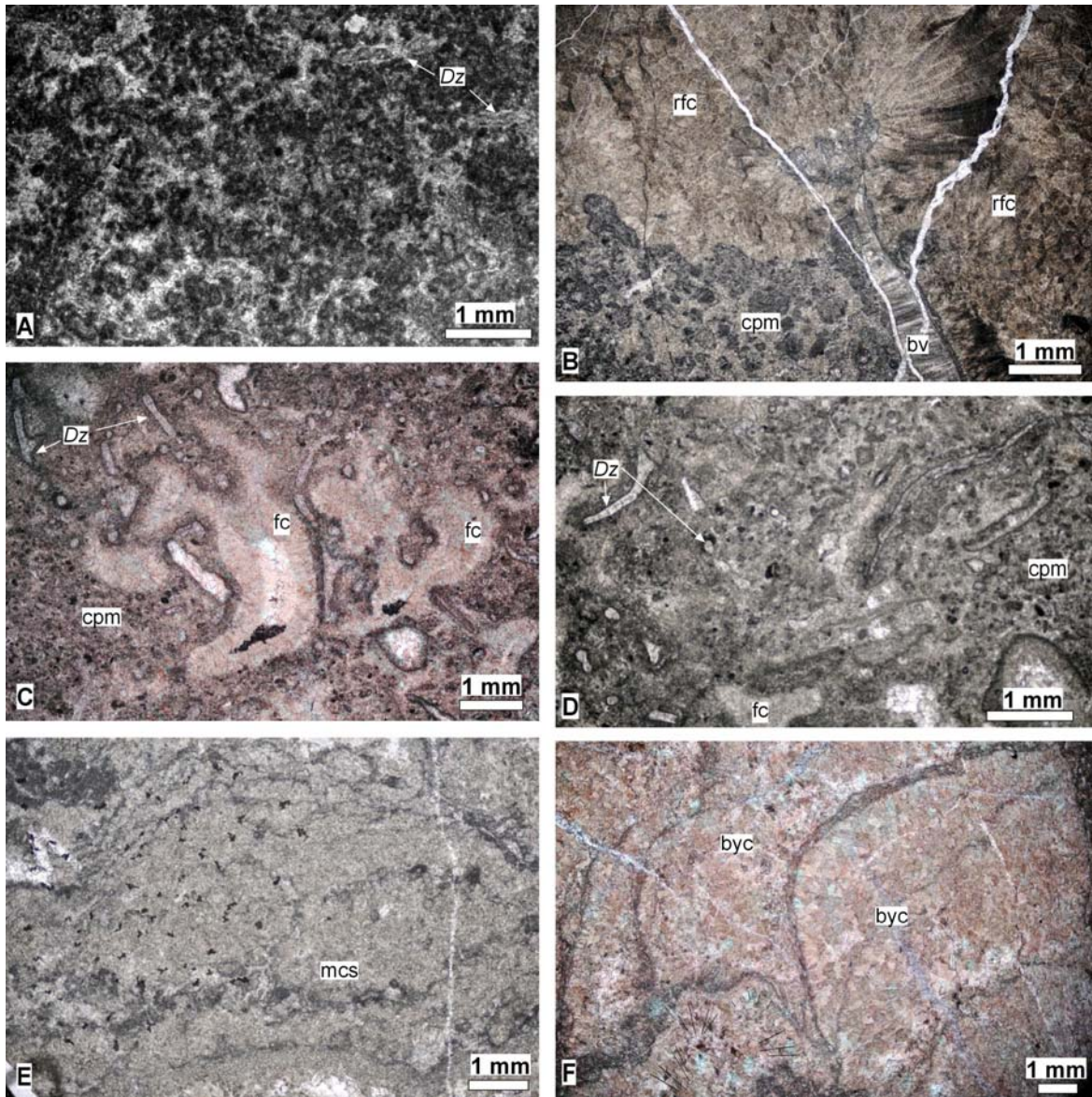


Figura 16.- Microfotografías de lámina delgada de las facies bioconstruidas del talud. A) Textura peloidal característica (facies B1) donde los grumos de micrita (oscuro) aparecen rodeados por microesparita (blanco). *Dz*: *Donezella*. B) Porosidad primaria (*stromatactics*) rellenos por esparita fibroso-radiaxial (rfc) en una textura de micrita grumosa (cpm). Bv: bivalvo. C) *Stromatactics* rellenos por esparita fibrosa (fc) y esparita (bs) rodeados por micrita grumosa (cpm) con colonias de *Donezella* (*Dz*). D) Colonias de *Donezella* (*Dz*) embebidas en micrita grumosa o peloidal (cpm). Fz: cemento fibroso. E) Corteza de micrita microlaminada (mcs) de la facies B2. F) Cemento botroidal (byc) de esparita neomórfica, originalmente de aragonito.

Los componentes esqueléticos embebidos en la fábrica peloidal son escasos (1-5% del volumen), siendo (al igual que en el Cuera) los más habituales: briozoos (fenestélidos y ramosos fistulipóridos), braquiópodos, biomoldes indeterminados con posible afinidad con las esponjas, algunos foraminíferos (incrustantes del tipo *Tuberitina* y calcitornélidos

tubulares), equinodermos y bivalvos. Aunque en el Cuera existe un aumento de los bioclastos hacia la parte más alta (somera) del talud (Della Porta *et al.*, 2003), en El Suevo parece que su distribución es homogénea a lo largo del talud. Destaca además, la presencia de colonias del organismo problemático *Donezella* (Fig. 16D), formando localmente una red ramificada que indica su origen bioconstruido (*in-situ*).

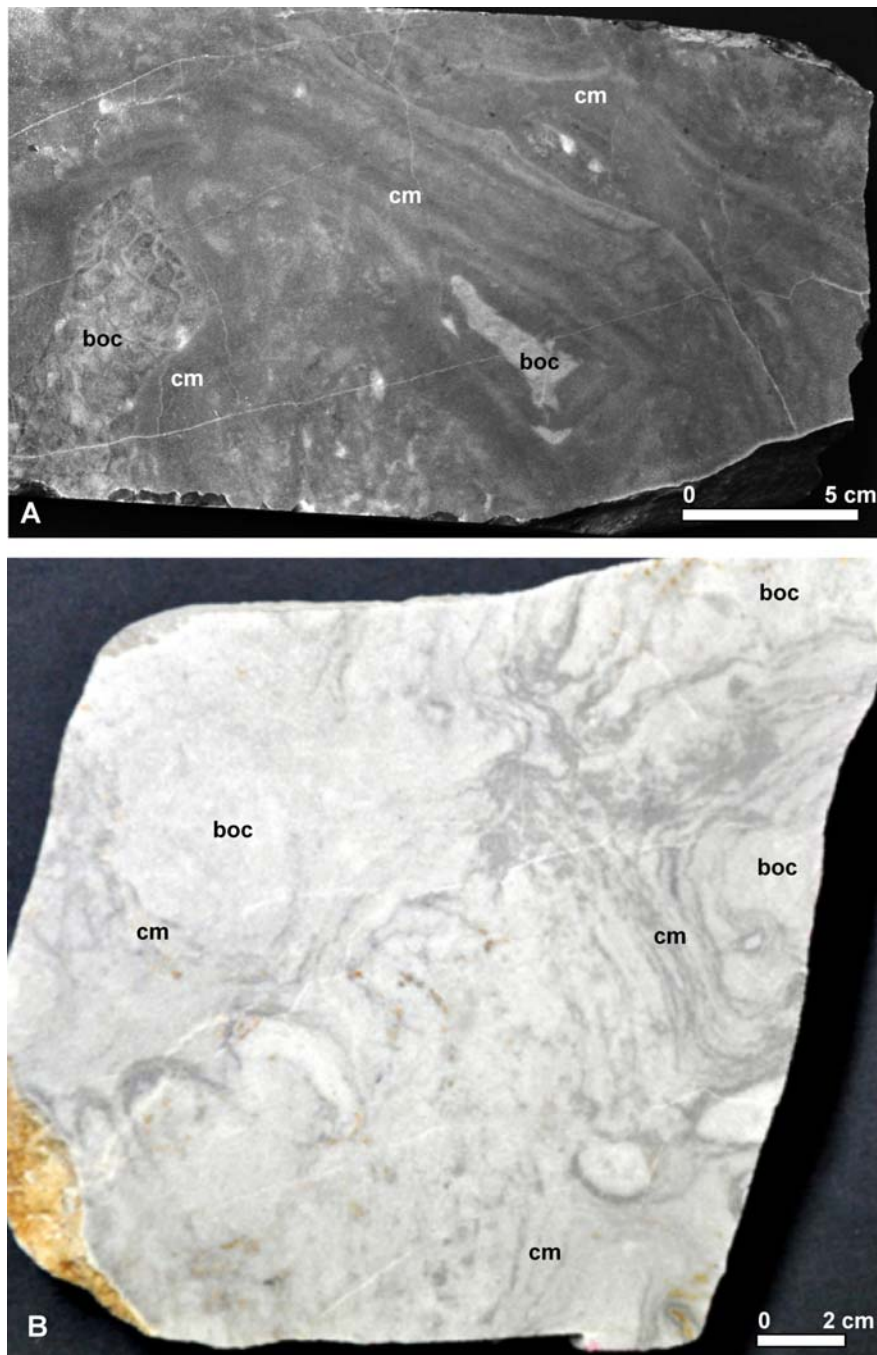


Figura 17.- Secciones pulidas de la *facies B.2*. A) Las cortezas de micrita de origen microbial densa (cm) endurecida inicialmente generaron cavidades rellenas por cemento aragonítico botroidal (boc). B) Textura ligeramente recrystalizada mostrando láminas irregulares de micrita microbial (cm) y áreas de aspecto cristalino correspondientes a cementos botroidales (boc).

B.2. Boundstone con estructuras de acreción.- Es la facies predominante en el talud, aunque no se ha cuantificado su volumen. Está formada por láminas o cortezas de micrita oscura y microesparita (más clara) que en algunos casos conservan una textura interna laminada (Fig. 16.E y Fig. 17A.B). Estas bandas forman estructuras de acreción, en ocasiones con forma de domo, desde milímetros a varios centímetros de altura, que generan cavidades de crecimiento orgánico irregulares que llegan a representar hasta más del 50% del volumen total de la roca. Estas cavidades están rellenas por cristales aciculares-fibrosos, originalmente de aragonito y en la actualidad neomorfoseado a esparita, que localmente conservan una disposición radial, formando semiesferas (botroides) de ~0,5 cm (Fig. 16.F). Algunas cavidades muestran una etapa final (de enterramiento) de cemento esparítico en mosaico que ocluye totalmente el poro.

Interpretación.- Las fábricas peloidales (*facies B1*) han sido interpretadas como producto de la precipitación de carbonato cálcico inducida por bacterias (Chafetz, 1986; Folk y Chafetz, 2000; Ridding, 2000), y en otros casos, de la precipitación relacionada con substratos orgánicos sin vida o abiótica (Macintyre, 1985, Trichet y Défarge, 1995; Reitner *et al.*, 1995). En estudios sobre sucesiones del Carbonífero Inferior, las micritas peloidales han sido interpretadas como el producto de la calcificación de cuerpos de esponja silíceas, probablemente bajo la influencia de la actividad microbial (Warnke, 1995; Madi *et al.*, 1996; Labiaux, 1997). De acuerdo con Reitner (1993), el producto final que permanece de la descomposición del tejido de esponja es una estructura micropeloidal, también presente en microbialitas actuales y en arrecifes fósiles de esponjas. La rápida calcificación de los tejidos de las esponjas podría estar relacionado con la presencia de bacterias sulfo-reductoras, cuya actividad en micro-ambientes anaeróbicos aumentaría la alcalinidad, lo que favorece la precipitación de calcita microcristalina y peloidal (Reitner y Schumann-Kindel, 1997). La descomposición del cuerpo blando de las esponjas silíceas aportaría nutrientes para el metabolismo de comunidades bacterianas (cianobacterias), siendo la producción de la micrita un proceso *post-mortem* pero desarrollado en etapas tempranas, antes de la cementación submarina. Los *stromatactics* han sido interpretados como porosidades biomóldicas producidas por corrosión de substratos carbonatados semi-consolidados por cambios en el pH y la acción de ácidos orgánicos derivados de la degradación y descomposición de ciertos organismos (Tsien, 1985), tales como esponjas silíceas (Bourque y Boulvain, 1993).

Facies similares a las *B.2*, constituidas por cortezas de micrita (y micro-esparita) densa y microlaminada, han sido documentadas en el Carbonífero y Pérmico de Canadá (Beauchamp, 1988; Davies *et al.*, 1989), en el Carbonífero inferior del Reino Unido (Pickard, 1996), en el Cretácico de la cuenca Vasco-Cantábrica (Neuwailer *et al.*, 1999); y se han interpretado como precipitados *in-situ* con mediación microbial, o como producto de incrustación de bacterias y hongos sobre fósiles (Pickard, 1996). Su precipitación constituyó un soporte rígido que generó abundantes cavidades primarias, rellenas por cemento marino temprano, lo que indica una litificación de las cortezas penecontemporánea a su precipitación (Bahamonde *et al.*, 2004).

En el Cuera, la *facies B.1* y *B.2* son características del talud superior (Della Porta *et al.*, 2003), siendo las *B.2* predominantes del talud bashkiriense, aunque también se desarrolló durante el Moscoviense; y la *facies B.1* en el moscoviense. Esta última facies presentaba un mayor contenido esquelético hacia el margen de la plataforma (Della Porta *et al.*, 2003). Ambas fueron también descritas en el talud superior de la plataforma en los Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2007). En la sierra del Cuera, las *facies B.1* incluyen, como en El Sueve, colonias de *Donezella*, las cuales desarrollaron también desde el interior de la plataforma al margen y en talud de la misma (Della Porta *et al.*, 2002). Su crecimiento era común en ambientes de baja energía, aunque también se desarrollaron en condiciones moderadamente agitadas del talud superior. En esos ambientes, la intensa cementación marina, que implica un intercambio considerable de agua a través de los poros (Pratt, 1995), existirían condiciones ambientes moderadamente agitadas, y su delicada estructura se conservaría gracias al crecimiento coetáneo con la precipitación de la micrita peloidal, formando redes (Della Porta *et al.*, 2002). Por otra parte, el hecho de que concentraciones *Donezella* excluyan casi por completo a otros componentes esqueléticos (salvo a foraminíferos como *Tuberitina* y calcitornélidos), se interpreta como que *Donezella* era un organismo oportunista que se desarrollaba en microambientes donde otra biota no podía vivir (Della Porta *et al.*, 2002). Mamet (1991) sugirió que *Donezella*, cuyo tallo estuvo probablemente recubierto por una fina capa mucilaginoso ahora preservada como cemento transparente, pudo también aportar materia orgánica y contribuir así a la precipitación de la micrita grumosa (Della Porta, 2003).

La intensa cementación submarina temprana característica de las facies *B.1* y *B.2* es producto del bombeo del agua del mar a través de la porosidad primaria (*stromatactics* y de crecimiento orgánico) en la capa más superficial de sedimento. Su origen, bien documentado en sedimentos carbonatados someros de alta energía, es poco frecuente en

ambientes profundos como el de estos taludes, y algunos autores (Kooij *et al.*, 2010) proponen a las corrientes *upwelling* en los márgenes de la plataforma como el mecanismo capaz de activar la circulación del agua del mar en ambientes profundos.

En las secciones del Cuera/Picos de Europa, se ha observado un talud inferior de brechas de cantos que derivan del talud superior bioconstruido, situándose el límite entre ambos a ~300 m de profundidad en el Cuera (Kenter *et al.*, 2003, Della Porta *et al.*, 2003, Bahamonde *et al.*, 2004), y entre 200-250 m en Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2000). Sin embargo, en las dos secciones estudiadas en El Suevo, no se ha observado la existencia de un talud inferior brechoide, lo que podría interpretarse como consecuencia de un talud de la plataforma poco inclinado. No obstante, la falta de superficies de estratificación bien definidas en el talud impide confirmar y cuantificar ese dato.

Facies de plataforma somera

Esta asociación de facies solamente se ha reconocido en la parte superior de la sección de majada de Les Espineros, al no estar expuesta en la sección del picu Pienzu. Los rasgos que diferencian el dominio de plataforma del talud son: carácter estratificado, abundancia de granos aloquímicos (bioclastos, *coated grains*/ooides, pellets/peloides), presencia de bioconstrucciones de algas, y predominio de cemento esparítico (mosaico y sintaxial) con escaso cemento marino; contrastando con el carácter masivo, la escasez de granos aloquímicos y la abundancia de cemento marino del talud de la plataforma. En general, destaca la alta diversidad de fauna y flora: equinodermos (crinoideos y equínidos), foraminíferos (fusulínidos, textularidos, *Tuberitina*, *Bradyina*, *Endothyra*, *Tetrataxis*), briozoos (fenestélidos, fistulipóridos), calciesponjas (*Chaetetes*), espículas silíceas de esponja, gasterópodos, ostrácodos; y de origen vegetal: calciesferas y algas bereséllidas y ungdaréllidas. También es abundante en algunas muestras el organismo problemático *Donezella*. Más escasos son: corales rugosos (aulapóridos), bivalvos, braquiópodos y trilobites; y entre las algas *Dvinella*, *Fasciella*, *Epimastopora*, *Uraloporella*. Aunque en el Cuera, este cinturón de facies muestra ciclos bien definidos durante el Moscoviense inferior (Della Porta *et al.*, 2002b), en el Suevo no se ha reconocido ningún patrón de ciclicidad. Se han diferenciado las siguientes facies:

C.1. Wackestone bioclásticas.- Capas centimétricas a decimétricas de límites ondulados con interestratos lutítico-margosos que constituyen la parte superior de la Fm. Valdeteja. Son *wackestone* (raramente *mudstone*) compuestas por micrita homogénea (puntualmente

peloidal) y granos esqueléticos calciesferas, espículas silíceas (reemplazamiento a esparita) de esponja y ostrácodos (Fig. 18.A); siendo menos abundantes los equinodermos, foraminíferos, y briozoos. Localmente se han observado esponjas calcáreas en posición de vida (*Chaetetes*) y colonias de *Donezella*. La distribución irregular de los bioclastos se ha interpretado como bioturbación no figurativa.

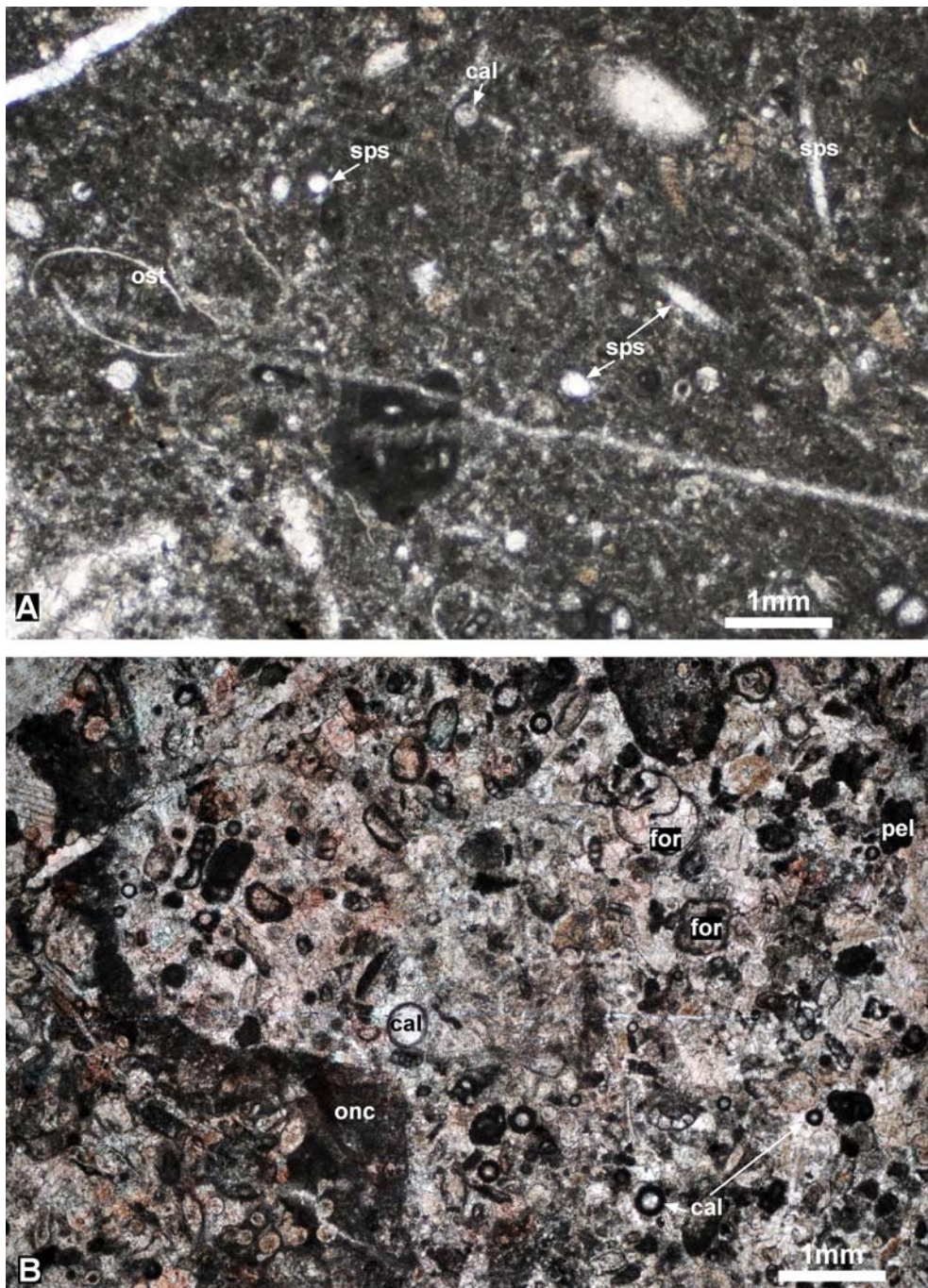


Figura 18.- Láminas delgadas de facies de plataforma somera restringida. A) *Wackestone* bioclástica (facies C.1) bioturbada con espículas de esponja (sps), ostrácodos (ost) y calciesferas (cal). B) *Packstone* bioclástica (facies C.2) con calciesferas (cal) foraminíferos (for) y corteza oncolítica (onc). En zonas micrita peloidal neomorfoseada.

C.2. *Packstone-grainstone bioclásticas*.- Es la facies de plataforma somera más abundante en la sucesión. Presenta texturas *packstone*, en ocasiones con zonas *grainstone*, formadas por granos esqueléticos diversos, siendo los más abundantes los foraminíferos y equinodermos (Fig. 18.B.), y en ocasiones los de algas calcáreas rojas (ungdareláceas) o verdes dasicladáceas (beresellidas), y en otras los del organismo problemático *Donezella*. Los peloides son comunes, mientras que granos recubiertos (*coated-grains*), intraclastos e y oncoides son escasos. En general, el empaquetamiento es alto, mostrando una muy baja porosidad inter-granular. Es frecuente la presencia de micrita peloidal, que pudo actuar como cemento micrítico, y la bioturbación es moderada a escasa.

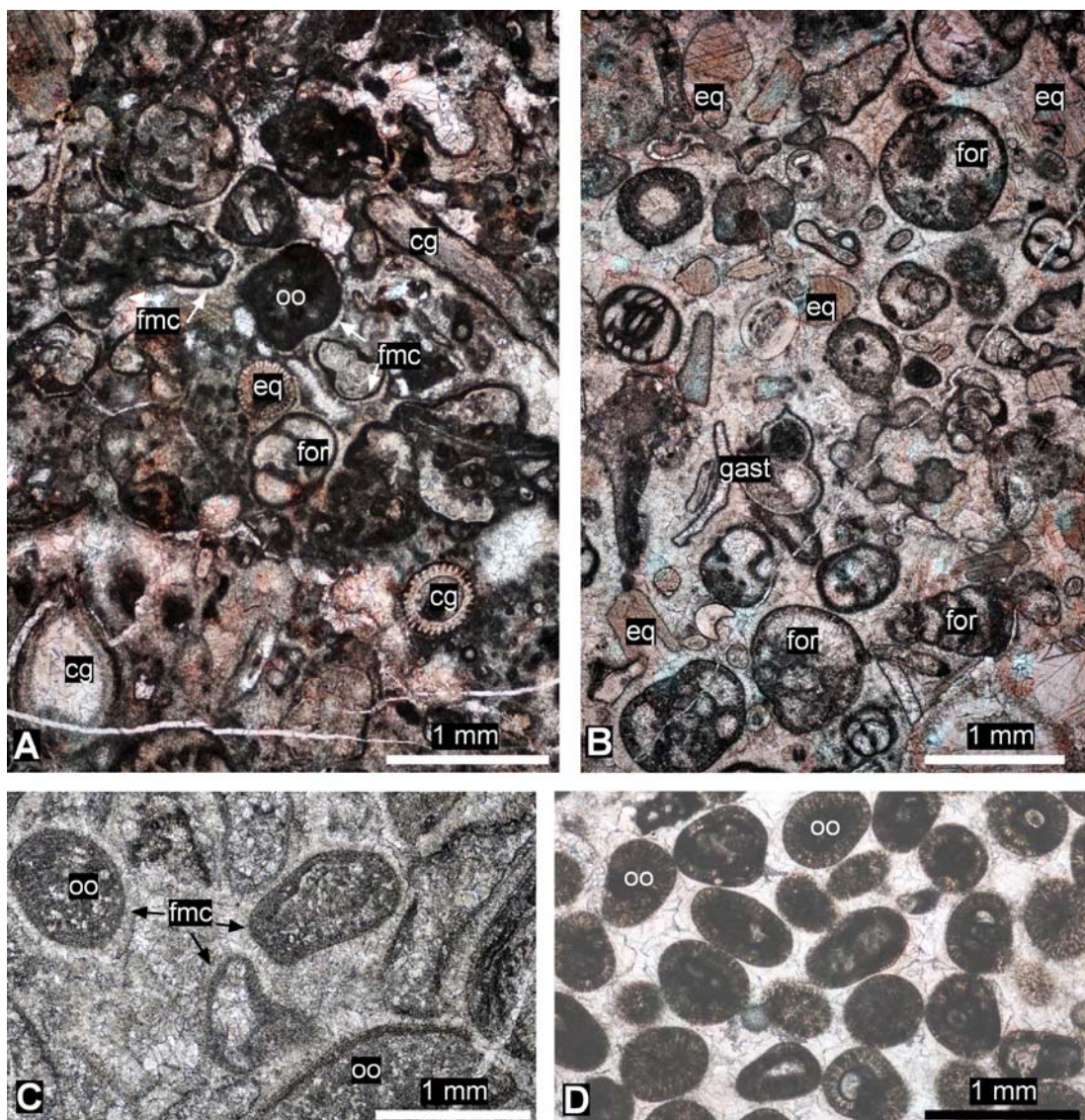


Figura 19.- Láminas delgadas de facies de plataforma somera de alta energía, mostrando cementación marina temprana (fmc, cemento marino fibroso). A) *Grainstone* bioclástica (facies C.3) con granos esqueléticos (foraminíferos, fo; equinodermos, eq) recubiertos por una delgada capa micrítica (*coated grains*, cg). Ooide (oo). B) *Grainstone* bioclástica (facies C.3) de foraminíferos (fo) y equinodermos (eq). Gasterópodos disueltos (gast). C) *Grainstone* oolítica (facies C.4) neomorfoseada. Ooides (oo). D) *Grainstone* oolítica (facies C.4) del techo de la sucesión, con ooides radiales (oo) bien clasificados.

C.3. Grainstone de bioclastos y granos recubiertos (coated-grains).- Están constituidas por granos esqueléticos (diversidad alta), y en menor medida intraclastos, que ocasionalmente aparecen rodeados por una película micrítica (*coated grains*). En general, presentan una porosidad inter-partícula alta, rellena por una primera generación de cemento marino fibroso en cortezas isópacas que rodean los granos (Fig. 18D).

C.4. Grainstone oolíticas.- Junto con la facies anterior, forman dos tramos de varios metros de espesor en la parte inferior y media de la sucesión de plataforma somera (ver Fig. 11), y otro en el techo de la misma. Están constituidas por ooides radiales con núcleo bioclástico (foraminíferos y equinodermos, principalmente) bien clasificados. Como la facies anterior, presenta una elevada porosidad inter-partícula, rellena por una primera generación de gruesas cortezas isópacas de cemento marino fibroso (Fig. 19C y D).

C.5. Boundstone de Donezella.- Poco frecuente en la sucesión estudiada, aparece asociada ocasionalmente a la facies C.2. Está constituida por abundantes colonias de *Donezella* poco fragmentadas (Fig. 20.A) en una matriz de micrita peloidal (Fig. 20.B) y en zonas homogénea. Otros organismos presentes son algas dasicladáceas (bereséllidas), foraminíferos, equinodermos y calciesferas, principalmente.

Interpretación.- Este conjunto de facies corresponde a depósitos submareales relativamente someros, acumulados en el techo (parte horizontal) de plataforma carbonatada. A excepción de la transición talud-plataforma, donde las facies grano-soportadas podrían interpretarse como depósitos de plataforma externa, el resto de la sucesión correspondería a depósitos de plataforma interna, dada la posición, alejada del margen de la plataforma, de la sección estudiada: a varios kilómetros del acuífero de El Condado (hacia el S) y una distancia indeterminada (pero mayor en cualquier caso) en dirección O-E. El ambiente sedimentario variaría desde semi-protégido, con una actividad hidrodinámica general baja-moderada, bajo la que se desarrollarían las bioconstrucciones de *Donezella* (C.5) y las calizas con soporte de matriz (C.1). En buena parte del intervalo temporal registrado, la acción de la corriente generó arenas bioclásticas, y eventualmente de ooides, que corresponderían a los depósitos sub-mareales más someros (por encima del nivel de acción del oleaje de buen tiempo), en especial las capas con colonizaciones de *Chaetetes* (Connolly *et al.*, 1989) en la transición talud/plataforma somera (ver Fig. 11).

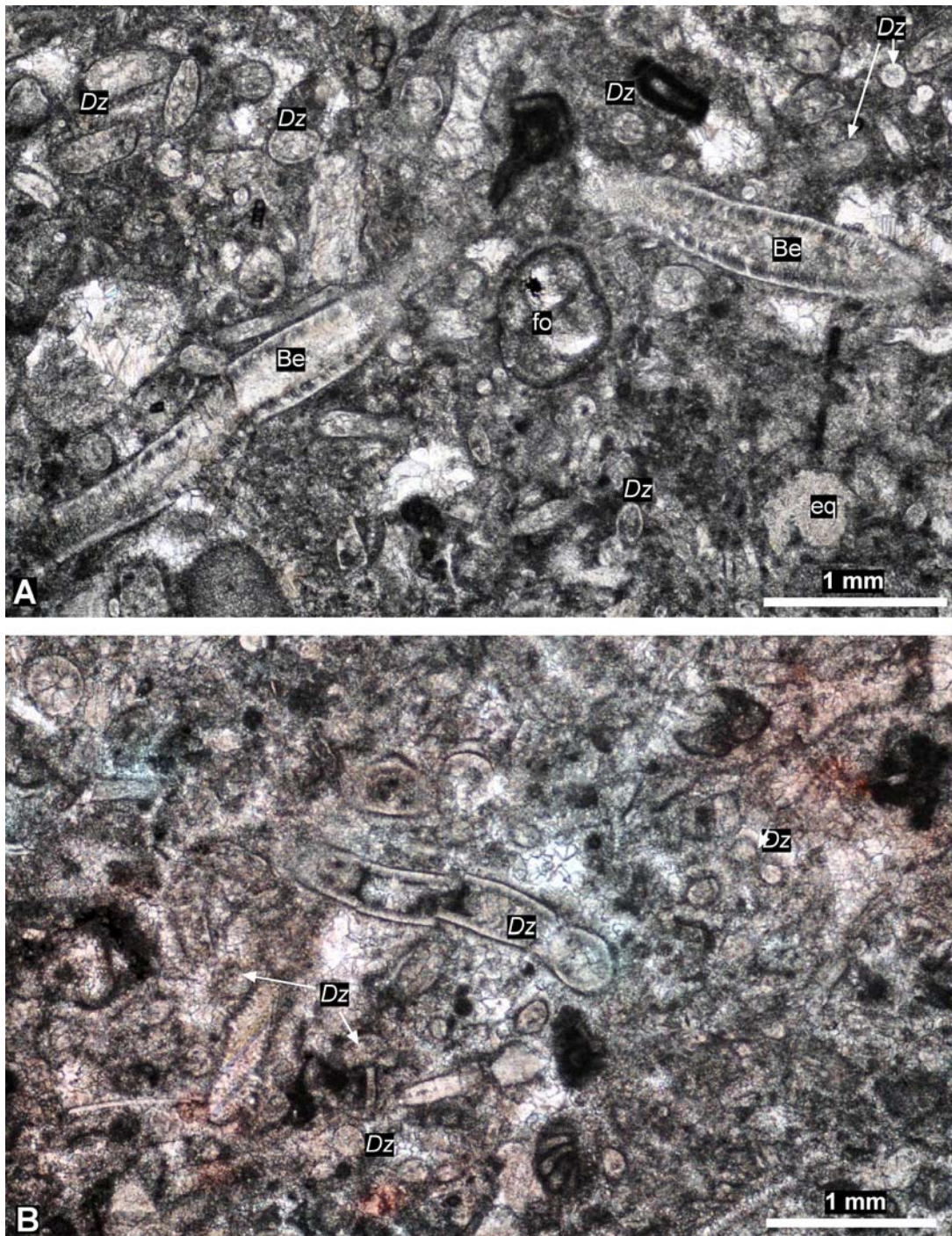


Figura 20.- Láminas delgadas de facies bioconstruidas de plataforma (C.5) A) Abundantes secciones transversales de *Dorezella* (Dz) y de algas dasicladáceas bereséllidas (Be), en menor proporción foraminíferos (fo) y equinodermos (eq). B) Secciones de *Dorezella* en una matriz de micrita peloidal neomorfoseada.

Las calizas bioclásticas *wackestone* bioturbadas (*facies C.1*) son depósitos de baja energía, por debajo del nivel de base efectivo, con ambientes con un cierto confinamiento o circulación restringida, dada la asociación de fauna que presentan, con calciesferas y esponjas silíceas de esponja (Della Porta *et al.*, 2002b). La bioturbación es propia de estos ambientes. Su posición en la parte superior de la sucesión, y la presencia de interestratos

lutítico-margosos indicaría que en ciertos momentos (etapas de mar bajo), llegarían al techo de la plataforma aportes intermitentes de material siliciclástico (preludio del enterramiento final del sistema carbonatado). Los periodos de nivel del mar bajo serían más favorables para que se generen condiciones restringidas de circulación que los de mar alto, más favorable para la circulación oceánica abierta (Della Porta *et al.*, 2002b).

Las calizas bioclásticas *packstone* a *grainstone* (facies C.2) se interpretan como depósitos en áreas estables del techo de la plataforma formando bancos submareales poco profundos con energía moderada-alta, por encima del nivel de oleaje (Della Porta *et al.*, 2004). La micrita peloidal presente en esta facies, de probablemente origen microbial en relación la presencia de esponjas silíceas, actuaría como cemento micrítico facilitando la estabilización y litificación de los bancos. Los niveles ricos en equinodermos (crinoideos) asociados a esta facies, registrarían las condiciones de circulación abierta más profundas dentro de esta facies (James, 1997). Los crinoideos formarían extensas praderas submarinas que serían afectadas episódicamente por tormentas que las destruirían parcialmente e incorporarían, como granos esqueléticos, los restos de los crinoideos a depósitos arenosos (Madi *et al.*, 1996, Della Porta *et al.*, 2004).

Las calizas *grainstone* de bioclastos con cubiertas micríticas (facies C.3) y de ooides (facies C.4) se interpretan como depósitos arenosos (carbonatados) submareales someros de alta energía (Tucker y Wright, 1990), donde la repetida agitación del agua lavaría la micrita (Wilson, 1975). En la actualidad, este tipo de depósitos forman dunas y megaripples subacuáticos en ambientes marinos someros tropicales, en áreas próximas al margen de plataformas carbonatadas (Tucker y Wright, 1990). El término grano recubierto (*coated grain*) se utiliza en este trabajo con dos acepciones: a) ooide en una etapa inicial de su formación; y b) como una partícula (normalmente esquelética) con una cubierta micrítica formada por la acción incrustante de micro-organismos endolíticos. Algunos autores denominan a estas partículas cortoides y las consideran como un tipo *coated grains* (Flügel, 1982.). Aunque en sentido estricto, no son granos recubiertos (Tucker y Wright, 1990). Los ooides son *coated grains* bien desarrollados de origen químico, aunque se debate la influencia orgánica que pudieron tener en algunos casos (ver discusión en Tucker y Wright, 1990). El tipo de cementación marina que presenta esta facies aparece frecuentemente asociada a sedimentos muy someros (Macintyre, 1985).

Las bioconstrucciones de *Donezella*, incluyendo algas bereséllidas (facies C.5), se interpretan como depósitos *in-situ*, de energía baja-moderada, en zonas (semi-) confinadas del techo de la plataforma. Dichos organismos colonizarían el fondo marino

en *lagoons* o zonas protegidas, pudiendo llegar a formar montículos de escaso relieve sedimentario (Mamet, 1991, Della Porta *et al.*, 2004). Alternativamente, podrían registrar una subida relativa del nivel del mar (profundización), durante el cual el techo de la plataforma quedaría por debajo de la acción del oleaje.

Dada la existencia, ampliamente documentada, de fluctuaciones glacio-eustáticas de gran amplitud en el Carbonífero Superior ((Heckel, 1986; Veevers y Powell, 1987; Maynard y Leeder, 1992; Soreghan y Giles, 1999), la ausencia de superficies de exposición subaérea indicaría un contexto fuertemente subsidente durante el Moscoviense inferior en el área de estudio (ver Bahamonde *et al.*, 1997).

Facies asociadas a carstificación y fracturación

Brechas de matriz rojiza.- En la sección del picu Pienzu y sobre las calizas bioconstruidas del talud de la plataforma, se observan parches irregulares, de decenas a pocos centenares de metros de diámetro, de brechas muy mal calibradas, de clastos carbonatados de las Fms. Barcaliente y Valdeteja en una matriz rojiza (ver Fig. 8 y Fig. 21A y B), lo que permite diferenciarlas claramente del resto. Sus bordes cortan de forma irregular la estratificación. La matriz es micrita homogénea y contiene algunos granos de cuarzo, pero no se han reconocido fósiles o bioclastos de origen marino.

Interpretación.- Son depósitos cársticos, discordantes sobre la sucesión carbonífera deformada, probablemente de edad pérmica. Su origen sería el resultado de la carstificación generalizada de los macizos calcáreos carboníferos por el levantamiento y exposición subaérea durante la deformación varisca al final del Paleozoico. Los argumentos en los que se basa esta interpretación son: **a)** la relación geométrica entre la estratificación de la sucesión carbonífera y las brechas de matriz rojiza; **b)** la composición de los clastos calcáreos de las brechas, que incluyen fragmentos de las Formaciones Barcaliente y Valdeteja; y **c)** la presencia de granos de cuarzo (no presentes en la sucesión carbonífera carbonatada) y ausencia de fósiles o bioclastos marinos en la matriz rojiza. Los límites de las brechas cortando claramente la estratificación de la sucesión carbonífera indicaría el carácter discordante de las brechas sobre el substrato previamente deformado. La composición de los cantos, incluyendo fragmentos de la Fm. Barcaliente, supondría también la exposición subaérea de esta unidad por deformación tectónica. La ausencia de bioclastos marinos en la matriz apoyaría la interpretación de depósitos no marinos. Brechas similares a las de la serie del picu Pienzu han sido descritas e interpretadas de igual manera en Picos de Europa (Adrados-González *et al.*, 2010).



Figura 21.- Brechas cársticas de matriz rojiza, discordantes sobre la sucesión bashkiriense estudiada. A) Fotografía de campo. B) Lámina delgada: (Blit) litoclasto de la Fm. Barcaliente; (Vlit) litoclasto de la Fm. Valdeteja; (mr) matriz rojiza. C) Sección pulida: (Blit) litoclasto de la Fm. Barcaliente; (Blit) litoclasto de la Fm. Valdeteja; (mr) matriz rojiza. D) Lamina delgada de la matriz (material entre litoclastos mayores) incluyendo granos de cuarzo (gQ) y otros litoclastos de pequeño tamaño (recristalizados).

Brechas por fracturación hidráulica.- En la sección de Majada de Les Espineros, las facies del talud y base del talud (traza de capa NNO-SSE) están cortados por un sistema de fracturas de dirección NE-SO y O-E que brechifican la roca. La brechificación *in-situ* genera clastos angulares de tamaños diversos (centimétricos a decimétricos), cementados por cristales de dolomía sacaroidea pardo-amarillentos, formando gruesas cortezas (Fig. 22.A); y por grandes cristales de esparita blanca que rellena las grietas y fisuras (Fig. 22.B). Cuando ambas fases minerales coexisten, la dolomita es anterior a la fase calcítica.

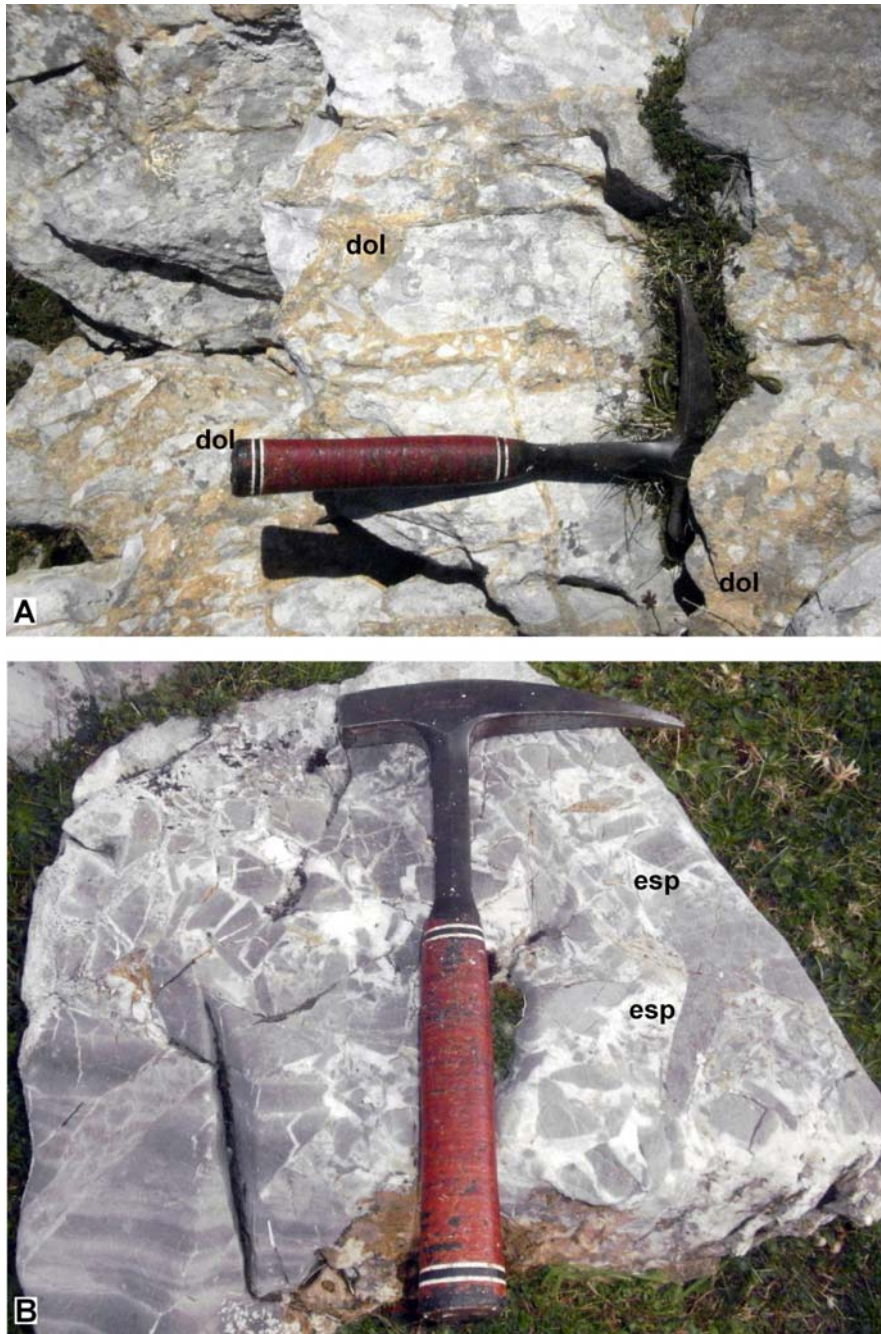


Figura 22- Brechificación hidráulica *in-situ* de facies bioconstruidas del talud. (A) y de la base del talud (B) de la Fm. Valdeteja, con cementos de dolomita (dol) y esparita (esp), respectivamente. Sección majada de Les Espineros.

Interpretación.- Los rasgos que presentan estas brechas son similares a las descritas en la sucesión cretácica del valle de Asón (Iriarte *et al.*, 2012), interpretadas como brechas dolomíticas hidrotermales. Los fluidos dolomitizantes circulan por fallas activas y fracturas desgarre (Davies 2001; Davies y Smith 2006, Iriarte *et al.*, 2012) a una alta temperatura y presión (fluidos sobre-presurizados), generando una red de discontinuidades de menor escala que brechifican de la roca por fracturación hidráulica (brechas hidráulicas). Los fluidos aumentaron la desorganización y la mayor

brechificación provocando la rotación y progresiva de fragmentos de la roca encajante (Redwine 1981; Sibson 1994). La oclusión final de la porosidad de fractura por cementación (autosellado del sistema) se produce al final de cada ciclo de mineralización. El comienzo de una nueva fase de sobre-presurización conlleva la acumulación de *stress* tectónico en este tipo de rocas carbonatadas (Iriarte *et al.*, 2012). En los afloramientos estudiados, raramente se observa una alternancia de cemento de dolomita-esparita, zonaciones muy frecuentes en las brechas del valle del río Asón.

En la Zona Cantábrica (U. de Bodón, N de León), se han documentado importantes dolomitizaciones que afectaron a calizas devónicas y carboníferas (Gasparrini *et al.*, 2006a, b). Estos autores concluyen que dichos procesos ocurrieron por la circulación de salmueras intersticiales provocada por convección térmica (hidrotermal) durante el Pérmico Inferior, coincidiendo con el principal evento termo-metamórfico y de plutonismo. El ascenso y movimiento de los fluidos dolomitizantes se realizaría a través de zonas de fractura permeables (variscas reactivadas a normales). La brechificación y dolomitización asociada en la Fm. Valdeteja que aflora en El Suevo pudieron también producirse por estos procesos durante el mismo intervalo temporal.

EL TALUD DE LA PLATAFORMA CARBONATADA EN EL SUEVE.

La evolución general de las plataformas carboníferas dominadas por carbonatos microbiales de oriente de la Zona Cantábrica, descrita con detalle en la sección de la sierra del Cuera (Bahamonde *et al.*, 1997 y 2004; Kenter *et al.*, 2003, Della Porta *et al.*, 2004), muestra un progresivo aumento de la inclinación del talud sedimentario de la plataforma, desde etapas iniciales de rampa (talud muy poco inclinado) a las etapas finales de plataforma *s.s.* (talud muy inclinado). Este cambio en la geometría del talud supone también cambios en la distribución de facies a lo largo del mismo. En las etapas iniciales (Bashkiriense), con taludes de unos pocos grados de inclinación, los depósitos de brechas en la parte inferior del mismo son poco importantes o inexistentes; mientras que en las etapas finales (Moscoviense), con taludes de pendientes muy elevadas (hasta 40°), existe un gran volumen de brechas calcáreas que forman un cinturón de facies en el talud inferior, que llega hasta ~400-450 m de espesor. En estos taludes moscovienses, la transición entre el talud superior bioconstruido y el inferior clástico se situó a 250-350 m de profundidad (tomando como 0 m el punto de ruptura de pendiente de la plataforma) en la sección del Cuera (Kenter *et al.*, 2003, Della Porta *et al.*, 2003, Bahamonde *et al.*,

2004), y a 200-250 m de profundidad en la sección de las Llacerias en los Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2000).

En la sección de la sierra del Suevo, el desarrollo de la plataforma carbonada quedó abortado en el Bashkiriense superior, por la llegada de sedimentos siliciclásticos que fosilizaron su techo. Por comparación con lo que ocurre en la sección del Cuera (Bahamonde, *et al.*, 1997; Kenter *et al.*, 2003), la inclinación del talud debería de ser muy baja, por lo que no llegó a desarrollarse un talud inferior brechoide. Los resultados de este estudio confirman que prácticamente todo el talud de la plataforma en la sección de El Suevo estaría constituido por facies bioconstruidas de origen microbial (facies B), que se apoyaría directamente sobre las alternancias de la base del talud (facies A). Desafortunadamente, no existen superficies de estratificación bien conservadas que confirmen la geometría poco inclinada del talud de la plataforma en la sección estudiada, aunque en fotografía aérea (ver Fig. 11) hay algún indicio de la geometría propuesta. Cabe destacar también, que en la sección del Cuera, el talud bashkiriense es muy masivo, con escasas y mal desarrolladas superficies de estratificación. Este hecho se interpreta como producto de una elevada tasa de sedimentación sin apenas interrupciones (Bahamonde *et al.*, 2004), lo que podría también aplicarse al talud de la plataforma en la sección estudiada.

En posiciones más distales respecto a los aportes terrígenos (como en el Cuera o Las Llacerias) los sedimentos siliciclásticos no fosilizaron el techo del sistema carbonatado hasta finales del Moscoviense (Myachkoviense inferior), cuando la plataforma carbonatada ya había alcanzado un relieve mucho mayor con un talud superior de más de 30° de inclinación y un grueso cinturón de brechas calcáreas que formaba el talud inferior. Contrariamente a lo que ocurrió en el Bashkiriense, la estratificación en el talud moscoviense es muy clara y evidente. Este hecho es debido a la existencia de intervalos bien estratificados: a) calizas nodulosas rojizas que registran periodos de condensación o ralentización en la sedimentación; b) capas de granos esqueléticos procedentes del techo de la plataformas durante tormentas (Della Porta *et al.*, 2003). Como cabría esperar, en el talud bashkiriense de El Suevo no se han reconocido dichos niveles bien estratificados.

CONTRIBUCIÓN A LA RECONSTRUCCIÓN DE LA CUENCA VARISCA DE ANTEPAÍS DE LA ZONA CANTÁBRICA DURANTE EL BASHKIRIENSE

Durante el Carbonífero, la ZC constituyó una cuenca marina de antepaís situada por delante del orógeno Varisco en elevación, caracterizada por un perfil fuertemente

asimétrico (en sentido proximal distal) y una acusada variabilidad lateral y vertical de facies, con frecuentes cambios de espesor en las unidades estratigráficas (Colmenero *et al.*, 2002; Fernández-González *et al.*, 2003). La cuenca estaba situada sobre el margen continental septentrional de Gondwana y representaba un mar interior estrecho, conectado hacia el E con el Océano Paleo-Tethys, que se extendía desde latitudes tropicales hasta latitudes ecuatoriales (Golonka *et al.*, 1994, ver Fig. 1).

Hipotéticamente, dicha cuenca tendría un carácter cerrado, sin conexión directa con el mar abierto durante buena parte del Serpukhoviense (Fm. Barcaliente), con unas condiciones ambientales extremas para la vida bentónica, produciéndose estratificación de aguas y la precipitación inorgánica de carbonato cálcico incluso algunas fases minerales hipersalinas (Oscar-Merino *com. pers.*). Cuando se rompió dicho confinamiento y la cuenca pasó a tener cierta conexión con el océano, se activaron las factorías carbonatadas de carácter orgánico. La factoría microbial fue especialmente prolífica, probablemente favorecida por unas condiciones climáticas tropicales y una cierta restricción en la circulación oceánica (Della Porta *et al.*, 2003), que dio lugar al rápido desarrollo sistemas carbonatados durante el Bashkiriense (Fm. Valdeteja) y que continuó en sectores orientales de la ZC durante la mayor parte del Moscoviense.

La hipótesis que aquí se plantea, es que uno o varios de esos sistemas carbonatados ocuparían totalmente los sectores septentrionales de la ZC durante el Bashkiriense, acunándose en diversos puntos dentro de la sucesión predominantemente siliciclástica que ocuparía los sectores centrales, y en parte meridionales, de la cuenca de antepaís.

Las calizas de la Fm Valdeteja que afloran en El Suevo representan el cambio lateral de facies de los materiales pizarrosos de esa misma edad (Fm. Fresnedo) de la CCC hacia el N. Como ya se dijo en el capítulo de *Contexto Geológico*, dicha transición se produciría al N del río Nalón a su paso por El Condado. Por lo tanto el área de depósito de la Fm. Fresnedo, sería una depresión marina bordeada, al menos, por el N (Suevo), por el NE (Cuera) y distalmente por el E (Picos de Europa) por un área con sedimentación carbonatada caracterizada por facies predominante bioconstruidas (calizas microbiales) que desarrollaron sistemas de plataforma carbonatada con taludes poco inclinados.

Hacia el O, la Fm. Valdeteja de El Suevo pudo prolongarse, o estar conectada físicamente con los afloramientos de Llanera/Santo Firme de la Unidad de la Sobia-Aramo. En un punto intermedio entre el Suevo y Lanera-Santo Firme, calizas carboníferas con los mismos rasgos estratigráficos de la Fm. Valdeteja y situadas a techo de la Fm. Barcaliente afloran en Peña Careses (Fig.24), los cuales se prolongarían en el subsuelo

hacia el N, siendo cortadas en el sondeo de Garbelles (sondeo nº 54 ejecutado por S.A. Felgueroso), al S de la Camocha (Fernández-González y Bahamonde *com. pers.*). Hacia el E y dada la concordancia en facies y espesores, las calizas de la Fm. Valdeteja de El Suevo pudieron estar conectados con los que afloran en el área del Cuera (sierra del Cuera y otras unidades tectónicas hasta la costa). Buena parte de esa conexión se encontraría en la actualidad bajo la cobertera mesozoico-terciaria en el mar Cantábrico.

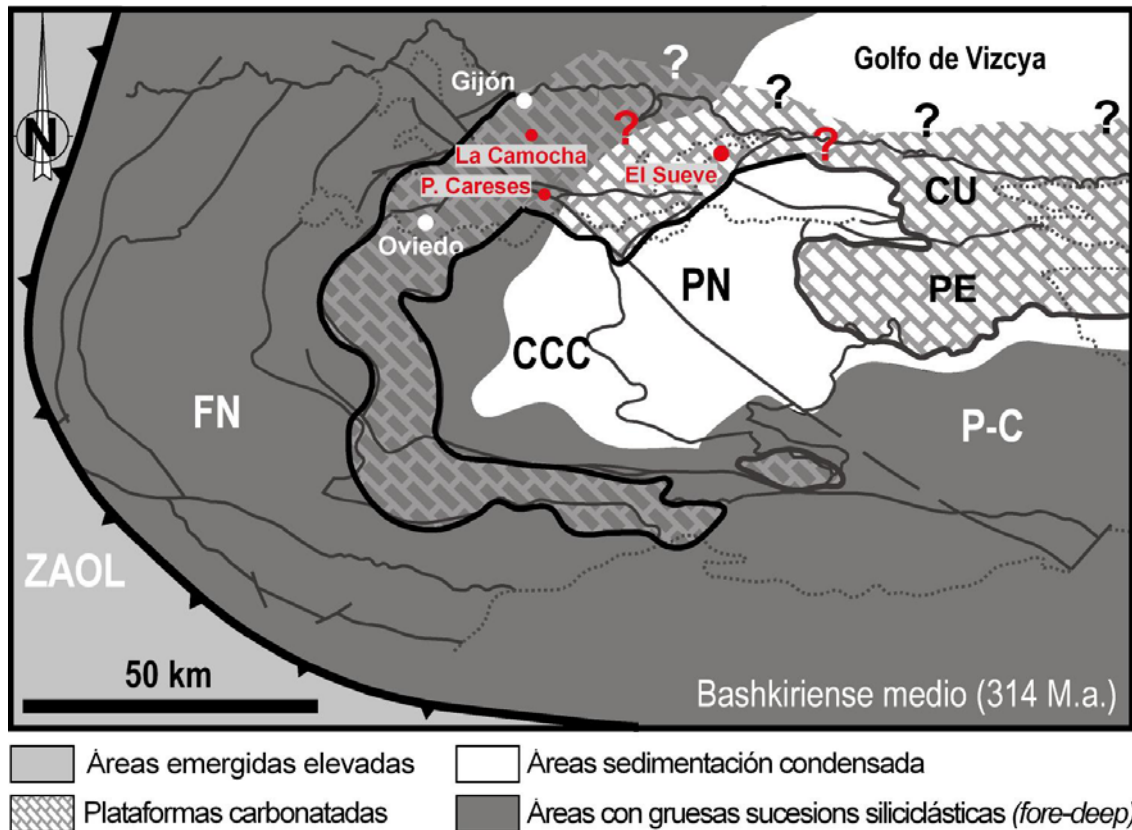


Figura 23.- Reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de antepaís de la ZC durante el Bashkiriense, respetando coordenadas geográficas y estructura geológica actuales (modificado de Merino-Tomé *et al.*, 2009). Las interrogaciones rojas señalan la posible conexión entre las calizas del área de El Suevo con las del subsuelo de la Camocha y las del Cuera. ZAOL: Zona Astur-occidental-leonesa; FN: Región de Pliegues y Mantos; CCC: Cuenca Carbonífera Central; PN: Región del Manto del Ponga (excepto el área del Cuera); PE: Región de Picos de Europa; P-CP: Región del Pisuerga-Carrión.

Como resumen, se podría decir que la Fm. Valdeteja que aflora en el Suevo pudo extenderse hacia el oeste –siempre en puntos situados al N del meridiano de El Condado– conectando con las calizas de la misma formación en la U. La Sobia-Aramo; y hacia el O, con las del área del Cuera, generando así un dominio carbonatado septentrional en la cuenca de antepaís de ZC durante el Bashkiriense (Fig. 24). Dicho dominio supondría también una asimetría de la cuenca sedimentaria de antepaís subparalela al frente orogénico. El acortamiento varisco y el depósito de sucesiones discordantes pérmico-

mesozoicas (en el mar y en zonas emergidas), hace difícil la reconstrucción de dicho dominio carbonatado, desconociéndose y se trataba de un único edificio carbonatado o si existía un archipiélago cantábrico.

CONCLUSIONES

Los resultados del estudio de la sucesión carbonatada bashkiriense (Fm. Valdeteja) que aflora en el macizo de El Suevo se pueden resumir en los siguientes puntos:

1- Muestra características análogas a la que aflora en la sierra del Cuera, que ha servido como referencia y modelo interpretativo en este estudio.

2- Está constituida por: a) un tramo basal (~150 m) bien estratificado de transición de la Fm. Barcaliente, que representa depósitos de base de talud y cuenca carbonatada profunda adyacente a la plataforma; b) un tramo intermedio (500 m) masivo, constituido por calizas bioconstruidas de origen microbial, que representa el talud sedimentario de plataforma; y c) un tramo superior (~100 m) de calizas bioclásticas y oolíticas, que representa los depósitos del techo de la plataforma carbonatada.

3- La ausencia de brechas detríticas en el talud de la plataforma (tramo intermedio) indicaría una pendiente sedimentaria muy baja, aunque su carácter masivo (sin superficies de estratificación bien definidas) impide cuantificarla con precisión. Este hecho es la principal diferencia que presenta con el talud descrito en la sierra del Cuera.

4- Los rasgos estratigráficos de la sucesión estudiada indican que la llegada de aportes siliciclásticos procedentes del orógeno (al oeste) fueron los causantes del cese de la producción carbonatada en el área de El Suevo durante el Bashkiriense superior.

5- Este estudio parece confirmar la existencia de un dominio carbonatado en el norte de la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica durante el Bashkiriense.

BIBLIOGRAFÍA

- Adrados-González, L., Alonso-Alonso, V., Bahamonde, J.R., Farias-Arquer, P., Fernández-González, L.P., Gutiérrez-Claverol, M., Heredia, N., Jiménez-Sánchez, M., Meléndez-Asensio, M., Merino-Tomé, O.A. y Villa-Otero, E. (2010) Parque Nacional de los Picos de Europa: Guía Geológica. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Serie Guía Geológicas de Parques Nacionales. Editorial Adrados, 337 pp.
- Alonso J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009) Palaeogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geol. Acta*, **7**, 451–473.
- Bahamonde, J.R. y Colmenero, J.R. (1993) Análisis estratigráfico del Carbonífero medio y superior del manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **19**, 155–193.

- Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. y Vera, C. (1997) Growth and demise of late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sediment. Geol.*, **110**, 99-122.
- Bahamonde, J.R., Vera, C. y Colmenero, J.R. (2000) A steep-fronted Carboniferous carbonate platform: clinoformal geometry and lithofacies (Picos de Europa Region, NW Spain). *Sedimentology*, **47**, 645–664.
- Bahamonde J.R., Kenter J.A.M., Della Porta, G., Keim L., Immenhauser A. y Reijmer J.J.G. (2004) Lithofacies and depositional process on a high, steep-margined Carboniferous (Bashkirian-Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sediment. Geol.*, **166**, 145–156.
- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O.A. y Heredia, N. (2007) Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf developed in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sediment. Geol.*, **198**, 167–193.
- Beauchamp, B. (1988) Lower Permian (Artinskian) sponge-bryozoan buildups, southwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. En: Reefs (Canada and Adjacent Areas), H.H.J. Geldsetzer, N.P. James y G.E. Tebbutt (Ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir, **13**, 575-585.
- Bourque, P.A. y Boulvain, F. (1993): A model for the origin and petrogenesis of the red stromatolite limestone of Paleozoic carbonate mounds. *Jour. Sed. Petrol.*, **63**, 607–619.
- Chafetz, H.S. (1986) Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56(6)**, 812-817.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Heredia, N. y González, F. (2002): Carboniferous. En: The Geology of Spain, W. Gibbons y M.T. Moreno (Ed.), *Geol. Soc. London*, 93-116.
- Connolly, W.M., Lambert, L.L. y Stanton, R.J., jr. (1989) Palaeoecology of Lower and Middle Pennsylvanian (Middle Carboniferous) *Chaetetes* in North America. *Facies*, **20**, 139-168.
- Davydov, V.I., Korn, D. y Schmitz, M.D. (2012) The Carboniferous period. En: The Geologic Time Scale 2012 (v. 2), F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Smitz y G.M. Ogg (Ed.), pp 603-650. Elsevier, Amsterdam.
- Davies, G.R., Edwards, D.E. y Flach, P. (1989) Lower Carboniferous (Mississippian) Waulsortian reefs in the Seal area of North-Central Alberta. En: Reefs (Canada and Adjacent Areas), H.H.J. Geldsetzer, N.P. James y G.E. Tebbutt (Ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir **13**, 643-648
- Davies, G.R. (2001) Hydrothermal (Thermobaric) Dolomite Reservoir Facies. *Proprietary Report, GDGC*, Calgary.
- Davies, G.R. y Smith, L.B. Jr (2006) Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bulletin*, **90**, 1641-1690.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. y Bahamonde, J.R., (2002a). Microfacies and paleoenvironment of *Donezella* accumulations across an Upper Carboniferous high-rising carbonate platform (Asturias, NW Spain) *Facies*, **46**, 159–168.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser, A. y Bahamonde, J.R. (2002b). Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner-platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **72(6)**, 898–916.
- Della Porta, G. (2003) Depositional anatomy of a Carboniferous high-rising carbonate platform (Cantabrian Mountains, NW Spain). PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 249 pp.

- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R., Immenhauser, A. y Villa, E., (2003) Microbial boundstone dominated carbonate slope (Upper Carboniferous, N Spain): microfacies, lithofacies distribution and stratal geometry. *Facies*, **49**, 175–208.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. y Bahamonde, J.R. (2004) Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Sedimentology*, **51**, 267–295.
- Eichmüller, K., (1985) Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer obercarbonische Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien). *Facies*, **13**, 45-154.
- Fernández, L.P. (1990) Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la Región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Oviedo.
- Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Heredia, N, Rodríguez-Fernández, L.R., Salvador, C.I., Sánchez de Posada, L.C., Villa, E., Merino-Tomé, O.A. y Motis, K. (2004) La sucesión sinorogénica de la Zona Cantábrica. En: Geología de España, J.A. Vera (Ed.), *Soc. Geol. Esp.*, Madrid, 34-42.
- Folk, R.L. y Chafetz, H.S. (2000) Bacterially induced microscale and nanoscale carbonate precipitates. R.E. Riding and S.M. Awramik (Editors), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 40-49.
- Flügel, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Springer, Berlin, 633 pp.
- Gasparrini, M., Bechsta, T. y Boni, M. (2006a) Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 543–568.
- Gasparrini, M., Bakker, D. y Bechsta, T.I (2006b) Characterization of dolomitizing fluids in the carboniferous of the Cantabrian Zone (NW Spain): a fluid-inclusion study with cryo-raman spectroscopy. *Jour. Sed. Research*, **76**, 1304–1322.
- Golonka, J., Ross, M.I. and Scotese, C.R., (1994) Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. En: Pangea: Global Environments and Resources, A.F. Embry, B. Beauchamp y D.J. Glass (Ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **17**, pp 1-47.
- Harris, M.T. (1994) The foreslope and toe-of-slope facies of the Middle Triassic Latemar Buildup (Dolomites, northern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **B64(2)**, 132-145.
- Heckel, P.H. (1986) Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, **14**, 330–334.
- Iriarte, E., López-Horgue, M.A., Schroeder, S. y Caline B. (2012) Interplay between fracturing and hydrothermal fluid flow in the Asón Valley hydrothermal dolomites (Basque-Cantabrian Basin, Spain). En: Advances in Carbonate Exploration, J. Garland, J.E. Neilson, S.E. Laubach y K.J. Whidden (Ed.). *Geological Society, London, Special Publications*, **370**, 207-227.
- James, N.P. (1997) The cool-water carbonate depositional realm. En: Cool-water Carbonates, N.P. James and J.A.D. Clarke (Ed.). *SEPM, Special Publication*, **56**, 1-20.
- Julivert, M. (1971) Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, **270**, 1-29.
- Kenter, J.A.M., Hoeflaken, F., Bahamonde, J.R., Bracco Gartner, G.L., Keim, L. y Besems, R.E. (2003) Anatomy and lithofacies of an intact and seismic-scale Carboniferous carbonate platform (Asturias, NW Spain): analogues of hydrocarbon reservoirs in the Pricaspian basin (Kazakhstan). En: Paleozoic Carbonates of the

- Commonwealth of Independent States (CIS): *Subsurface Reservoir and Outcrop Analogs*, W. Zempolich y H. Cook (Ed.). *SEPM, Special Publication* **74**, 185-207.
- Kenter, J.A.M., Harris, P.M. y Della Porta, G. (2005) Steep microbial boundstone-dominated platform margins – examples and implication. *Sedim. Geol.*, **178**, 5-30.
- Van der Kooij, B., Immerhauser, A., Steuber, T., Bahamonde, J.R. y Merino-Tomé, O. (2010) Controlling factors of volumetrically important marine carbonate cementation in deep slope settings. *Sedimentology*, **57**, 1491-1525.
- Labiaux, S. (1997) Sponges in Waulsortian-type mud mounds at Tralee Bay, Co. Kerry, Southwest Ireland. En: *Biosedimentology of Microbial Buildups*, F. Neuweiler, J. Reitner y C. Monstý (Ed.). IGCP Project No. 380, Proceeding of 2nd Meeting. *Facies*, **36**, 253-257.
- Macintyre, I.G. (1985) Submarine cements – the peloidal question. En: *Carbonate Cements*, N. Scheneidermann y P.M. Harris (Ed.). *SEPM, Special Publication* **36**, 109-116.
- Madi, A., Bourque, P.A. y Mamet, B.L. (1996) Depth-related ecological zonation of a Carboniferous carbonate ramp: Upper Viséan of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*, **35**, 59-80.
- Mamet, B. (1991) Carboniferous Calcareous Algae. En: *Calcareous Algae and Stromatolites*, R. Riding (Ed.). *Springer-Verlag*, Berlin, 370-451 p.
- Maynard, J.R. y Leeder, M.R. (1992) On the periodicity and magnitude of Late Carboniferous glacio-eustatic sea-level changes: *J. Geol. Soc. London*, **149**, 303–311.
- Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Samankassou, E. y Villa, E. (2009): The influence of terrestrial run off on the marine biotic communities: An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennsylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **278**, 1-23.
- Merino-Tomé O., Suárez-Rodríguez, A., Alonso-Alonso J.L., González-Menéndez, L., Heredia, N. y Marcos-Vallaure A. (2011). GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España Sistema de Información Geológica Continua. SIGECO, J. Navas (Ed.). IGME. <http://cuarzo.igme.es/sigeco.default.htm>.
- Neuweiler, F., Gautret, T.P., Thiel, V., Langes, R., Michaelis, W. y Reitner, J. (1999) Petrology of lower cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, **46**, 837–859.
- Pickard, N.A.H. (1996): Evidence for microbial influence on the development of Lower Carboniferous buildups. En: *Recent Advantages in Lower Carboniferous Geology*, P. Strogon, I.D. Somerville y G.L. Jones (Ed.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **107**: 65-82.
- Pratt, B.R. (1995) The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. En: *Carbonate Mud-Mounds: Their origin and evolution*, C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt (Ed.). *International Association of Sedimentologists, Spec. Pub.* **23**, 49-123.
- Redwine, L. (1981) Hypothesis combining dilation, natural hydraulic fracturing, and dolomitization to explain petroleum reservoirs in Monterey Shale, Santa Maria area, California. En: *The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California*, R.E., Garrison, R.G., Douglas, K.E., Pisciutto, C.M., Isaacs y J.C. Ingle (Ed.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, Special Publications*, 221-248.
- Reitner J. (1993) Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): Formation and Concept. *Facies*, **29**, 3-40.

- Reitner, J., Neuweiler, F. y Gautret, P. (1995) Modern and fossil autimicrites: implications for mud mound genesis. En: A Polygenetic Spectrum of Fine-grained Carbonate Buildups, J. Reiner y F. Neuweiler (Coords.). *Facies*, **32** 4-17.
- Reitner, J. y Schumann-Kindel, G. (1997) Pyrite in mineralized sponge tissue – product of sulfate reducing sponge-related bacteria? En: Biosedimentology of Microbial Buildups, F. Neuweiler, J. Reitner y C. Monty (Ed.). IGCP Project No. 380, Proceeding of 2nd Meeting, *Facies*, **36**, 272-276.
- Riding, R. (2000) Microbial carbonates: the geological record of a calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47** (Suppl. 1) 179-214.
- Sibson, H.G. (1994) Crustal stress, faulting and fluid flow. En: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, J. Parnell (Ed.). *Geological Society, London. Special Publications*, **78**. 69-84.
- Soreghan, G.S. y Giles, K.A. (1999) Facies character and stratal responses to accommodation in Pennsylvanian bioherms, Western Orogrande Basin, New Mexico. *J. Sediment. Res.*, **69**, 893–908.
- Trichet, J. y Défarge, C. (1995) Non-biologically supported organomineralization. *Bulletin Institut Océanographique Monaco, Numéro Spécial* **14**, 203-236.
- Tsien, H.H. (1985) Origin of stromatactics –a replacement of colonial microbial accretions. En: Palealgology: Contemporary Research and Applications, D.F. Toomey y M.H. Nitecki (Ed.). *Springer-Verlag*, Berlin: 274-289 p.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Veevers, J.J. y Powell, C.M. (1987) Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive–regressive depositional sequences in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, 475–487.
- Villa, E. (1995) Fusulináceos carboníferos del este de Asturias (N de España). *Biostratigraphie du Paleozoïque*, 13. Université Claude bernard-Lyon I, Lyon 261 pp.
- Warnke, K. (1995) Calcification processes of silicious sponges in Visean Limestones (Counties Sligo and Leitrim, Northwestern Ireland) *Facies*, **33**, 215-228.
- Wilson, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin, Springer-Verlag, 472 pp.
- Yurewicz, D.A. (1977) Sedimentology of Mississippian basin facies carbonates, New Mexico and west Texas—The Rancheria Formation. En: Deep-Water Carbonate Environments. H.E. Cook y R Enos (Ed.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **25**, 203-219.

Anexo

SUCESIÓN MAJADA DE LES ESPINERES

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
ALL-1	<i>Wackestone</i> bioclástica.	Homogénea.	Calciesferas, espículas de esponja, foraminíferos (Tuberitina, fusulina y otros), ostrácodos, bivalvos y equinodermos.	Peloides	Bioturbación. Porosidad biomóldica.	C.1 Lagoon o zonas protegidas de la plataforma somera.
ALL-2	<i>Wackestone</i> bioclástica.	Homogénea.	Foraminíf., ostrácod., equinodermos, calciesf., braquióp., brioz., <i>Donezella</i> , trilobites y espículas de esponja (¿?).	Peloides	Bioturbación. Porosidad biomóldica.	C.1 Lagoon o zonas protegidas de la plataforma somera.
ALL-3	<i>Pack-grainstone</i> bioclástica.		Equinoder., foramin. (calcitornélidos y otros) algas rojas, calciesferas braquiópodos, ostrácodos, briozoos.	Peloides	Neomorfismo agradable.	C.2 Plataforma , submareal somero de E moderada-alta.
ALL-4	<i>Pack-grainstone</i> bioclástica.	Peloidal en zonas.	Foraminíferos, equinodermos, calciesferas, braquiópodos, bivalvos, briozoos, <i>Donezella</i> , corales.	Oncoides, Peloides e intraclastos.	Porosidad móldica.	C.2 Plataforma , submareal somero, E moderada-alta.
ALL-5	<i>Grainstone</i> (∅ grueso) intra- y bioclastos.	Peloidal en zonas.	Foraminíferos, equinodermos braquiópodos, bivalvos, briozoos, algas rojas, gasterópodos.	Intraclastos (abundt.) peloides y <i>coated-grains</i> .	Cortezas de cemento marino fibroso rodeando algunos granos.	C.3 Plataforma , submareal somero de alta E.
ALL-5'	<i>Grainstone</i> con bioclastos coated –grains	Peloidal en zonas.	Foraminíferos, equinodermos, calciesferas, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, braquiópodos, corales.	intraclastos, peloides y agregados.	Porosidad móldica, cubiertas y parches de micrítica, dominante.	C.3 Plataforma , submareal somero, de alta E.
ALL-6	<i>Packstone /Boundstone</i> de <i>Donezella</i> .	Peloidal en zonas.	<i>Donezella</i> (abund.), equinodermos, foraminíferos, ostrácodos, calciesferas, gasterópodos y bivalvos.		Porosidad biomóldica de bivalvos/gasterópodos.	C.2-C.5. Plataforma , sub-mareal somera, contrib. Microbial.
ALL-7	<i>Grainstone</i> bioclástica.	Parches de peloidal.	Equinodermos, foraminíferos, gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, <i>Donezella</i> , algas rojas (<i>Ungdarella</i>).	Intraclastos.	Cortezas isópacas cemento marino en poros primarios.	C.3 Plataforma , sub-mareal somero, alta E. Contrib. microbial.
ALL-8	<i>Packstone</i> bioclástica.	Peloidal en zonas.	<i>Donezella</i> (abund.), foraminíferos, equinodermos, calciesferas, biomoldes (¿?) y briozoos (fenestélidos).	Peloides e intraclastos.		C.2 Plataforma , sub-mareal somero, E moderada. Contrib. microbial.

SUCESIÓN MAJADA DE LES ESPINERES

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
ALL-9	<i>Pack-grainstone</i> bioclástica.	Homogénea y parches de peloidal.	Foraminíferos, equinodermos, calciesferas y menor proporción <i>Donezella</i> , bivalvos y algas (¿?).	Peloides e intraclastos (abundant.).		C.2 Plataforma , submareal somero, contrib. microbial.
ALL-10	<i>Boundstone</i> de <i>Donezella</i> .	Peloidal en zonas.	<i>Donezella</i> (abundante), Beresella, foraminíferos, equinodermos, bivalvos, ostrácodos, briozoos y algas (¿?).	Peloides.	Cementación marina temprana (local).	C.5. Bioconstrucción plataforma somera (lagoon), contrib. Microbial.
ALL-11	<i>Mudstone</i> .	Homogénea y escasa peloidal en zonas.	Muy escasos equinodermos y foraminíferos.	Peloides	Neomorfismo agradable.	C.1. Plataforma somera, contrib. microbial escasa.
ALL-12	<i>Packstone</i> bioclástica.	Peloidal en zonas (escasa).	Foraminíferos, calciesferas, equinodermos, ostrácodos, y <i>Donezella</i> , corales.	Peloides.	Bioturbación. Neomorfismo agradable.	C.2. Plataforma submareal somero, contrib. microbial.
ALL-13	<i>Packstone</i> bioclástica.	Peloidal en zonas (escasa).	<i>Donezella</i> (y <i>Praedonezella</i> ¿?), calciesferas, foraminíferos, equinodermos, ostrácodos, bivalvos, briozoos	Peloides.	Neomorfismo agradable.	C.2. Plataforma submareal somero, contrib. microbial.
ALL-14	<i>Packstone</i> bioclástica.	Homogénea y peloidal (escasa).	Equinodermos, foraminíferos y biomoldes no identificados.	Peloides.	Bioturbación.	C.2. Plataforma , sub-mareal somero, E moderada.
ALL-15	<i>Grainstone</i> oolítica			Ooides.	Gruesas cortezas isópacas de cemento marino. Neomorfismo agradable.	C.4. Plataforma , submareal somero alta E.
ALL-16	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal y cortezas microbial.	>10%: foraminíferos, equinodermos, bivalvos, algas (biomoldes ¿?).	Peloides y pellets fecales gasteróp.	Cemento marino fibroso. Neomorfismo agradable.	B.1. Talud bioconstruido de plataforma.
ALL-17	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal.	Ostrácodos, foraminíferos (Tuberitina y otros), briozoos (fenestélidos.) y biomóldes de algas (¿?).	Peloides, pellets fecales de gasterópodos.	Cemento fibroso-radiaxial en cortezas isópacas. Neomorfismo agradable.	B.1. Talud bioconstruido de plataforma carbonatada.
ALL-18	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales y grumosa (local).	Foraminíferos (Tuberitina).		Cemento marino botroidal. Neomorfismo agradable.	B.2 Talud bioconstruido de platafor.

SUCESIÓN MAJADA DE LES ESPINERES

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
ALL-19	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal.	Muy escasos: Tuberitina y biomoldes no identificables.	Pellets fecales de gasterópodos.	Cemento marino fibroso en cortezas isópacas. Leve neomorfismo agradable.	B.1 Talud biocons- truido de plataforma.
ALL-20	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales y grumosa-peloidal (escasa).		Peloides y pellets fecales de gasterópodos.	Cemento marino fibroso en cortezas isópacas (escaso). Neomorfismo agradable y leve dolomitización.	B.1-B.2 Talud bio- construido de plataforma.
ALL-21	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal y cortezas microbiales (escasas).	Tubos de algas, equinodermos y foraminíferos, trilobites.	Peloides y pellets fecales de gasterópodos.	Cemento fibroso y neomorfismo agradable.	B.1 Talud bio- construido de plataforma.
ALL-22	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa peloidal.	> 10%: briozoos, bivalvos, foraminíf. (Tuberitina), equinodermos, biomoldes <i>Praedonezella</i> (¿?)		Gruesas cortezas de cemento fibroso-radial.	B.1 Talud bio- construido platafor- ma carbonatada.
ALL-23	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales.			Abundant. cemento botroidal. Neomorfismo agradante.	B.2 Talud bio- construido platafor- ma carbonatada.
ALL-24	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales.	Equinodermos.		Cemento botroidal. Neomorfismo agradable y leve dolomitización.	B.2 Talud bio- construido platafor- ma carbonatada.
ALL-25	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales.			Cemento marino.	B.2 Talud biocons- truido plataforma.
ALL-26	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales.			Abundant. cemento botroidal. Porosidad 2ª y neomorfismo agradable.	B.2 Talud bio- construido platafor- ma carbonatada.
ALL-30 (techo sucesión)	<i>Grainstone</i> oolítica bien clasificada.		En núcleo de ooides: foraminíferos, equinodermos.	Ooides	Cortezas isópacas de cemento marino. Leve Neomorfismo agradable.	C.4. Plataforma, submareal somero alta E.

SUCESIÓN DEL PICU PIENZU

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
PP-2	Mudstone con radiolarios y pack- gradadas	Homogénea laminada.	Radiolarios y espículas de esponja. Escasos: foraminíferos, algas.	Pequeños intraclastos en capas gradadas	Bandas bioclásticas gradadas. Neomorfismo agradante	A.1-A.2 Decantación y calciturbiditas. Cuenca marina profunda.
PP-4	Mudstone laminada.	Homogénea y laminada.	Bivalvos, espículas de esponja (reemplazadas por calcita).		Laminación bandas bioclásticas gradadas.	A.1 Decantación. Cuenca marina profunda.
PP-16 (26 m)	Wacke- (oscu.) packstone.	Homogénea	Espículas de esponja y otros muy pequeños no identificables.	Peloides, intraclastos.	Bandas Gradación. Chert. Neomorfismo agradante.	A.2-A.3 Calciturbiditas y decant. Cuenca marina.
PP-18 (66 m)	Mud-wackestone.	Homogénea y laminada.	Muy escasos: radiolarios, foraminíferos (Tuberitina).		Bandeada. Leve dolomitización.	A.1 Decantación. Cuenca marina profunda.
PP-23 (122m)	Boundstone microbial.	Cortezas microbiales (¿?)	<i>Donezella</i> , equinodermos y gasterópodo.		Intenso neomorfismo agradante.	B (¿?) Talud bioconstruido de plataforma.
PP-24 (128 m)	Boundstone microbial.	Cortezas microbiales.	<i>Donezella</i> , foraminíferos, equinodermos.		Intenso neomorfismo agradante.	B (¿?) Talud bioconstruido de plataforma.
PP-25 (125m)	Carbonato cristalino.		-	-	-	-
PP-11 (169 m)	Boundstone microbial	Grumosa-peloidal		Pellets fecales gasterópodos.	Cemento fibroso-radiaxial en cortezas isópacas.	B (¿?) Talud bioconstruido de plataforma.
PP-26' (217 m)	Boundstone <i>Donezella</i> .	Grumosa-peloidal	<i>Donezella</i> , foraminíferos, equinodermos, bivalvos.	Pellets, peloides	Intenso neomorfismo agradante.	B.1 Talud bioconstruido de plataforma.
PP-27 (247 m)	Boundstone <i>Donezella</i> .	Peloidal y homogénea.	<i>Donezella</i> , equinodermos, foraminíferos y corales aulapóridos.	Pellets, intraclastos.	Neomorfismo agradante.	B (¿?) Talud bioconstruido de plataforma.
PP-28 (282 m)	Boundstone <i>Donezella</i> (¿?)	----	<i>Donezella</i> , foraminíferos, equinodermos, ostrácodos-trilobites.	Pellets, peloides.	Q euhedral. Neomorfismo agradante.	B (¿?) Talud bioconstruido de plataforma.
PP-29 (286 m)	Boundstone microbial.	Cortezas microbiales.	Equinodermos, foraminíferos, <i>Donezella</i> .	Intraclastos.	Cemento botroidal. Chert.	B.2. Talud bioconstruido de plataforma.
PP-30 (292m)	Boundstone microbial.	Cortezas microbiales			Cem. botroidal. Q euhedral. Neomorfismo agradante	B.2 Talud bioconstruido de plataforma.
PP-31 (300m)	Boundstone microbial.	Cortezas microbiales	(Muy escasos) equinodermos, foraminíferos.	Pellets.	Cemento botroidal. Q euhedral. Neomorfis.	B.1. Talud bioconst. de plat. Carbonatada.

SUCESIÓN DEL PICU PIENZU

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
PP-32 (302m)	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales			Neomorfismo agradable	B.2 Talud bioconstruido de plataforma.
PP-33 (322m)	<i>Boundstone</i> microbial.	Cortezas microbiales.			Cemento botroidal.	B.2 Talud bioconstruido de plataforma.
PP-34 (329m)	<i>Boundstone-carbon. cristalino</i>				Intenso neomorfismo agradable.	
PP-35 (341m)	Carbonato cristalino.					
PP-38 (441m)	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal	Biomoldes (¿?), equinod., <i>Donezella</i> , foraminíferos (Tuber., climacamini.).	Peloides.	Cemento fibroso-radiaxial en cortezas isópacas.	B.1 Talud bioconstruido de plataforma.
PP-36 (467 m)	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal			Cemento fibroso-radiaxial en cortezas isópacas. Neomorf.	B.1. Talud bioconstruido de plataforma.
PP-37 (483 m)	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal			Intenso neomorfismo agradable. Dolomitización.	B.1 Talud bioconstruido de plataforma carbonatada
PP-39	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal	Foraminíferos, gasterópodos, equinod., algas (¿?), bivalvos, <i>Donezella</i> .	Peloides.	Gruesas cortezas isópacas de cemento fibroso radiaxial.	B.1. Talud bioconstruido de plataforma.
PP-39'	<i>Boundstone</i> microbial.	Gumosa- peloidal	>10%: biomoldes (¿?), <i>Donezella</i> , foraminíferos, briozoos gasterópodos-bivalvos, ostrácodos, equinodermos.	Peloides.	Cortezas isópacas cemento marino radiaxial (abundante).	B.1. Talud bioconstruido de platafor.
PP-40	<i>Boundstone</i> microbial.	Grumosa-peloidal	<i>Donezella</i> (abundante) y escasos foraminíferos y biomóldes.	Peloides y pellets fecales gasteróp.	Cortezas isópacas de cemento marino fibroso (abundante).	B.1. Talud bioconstruido de plataforma.

MUESTRAS DE BRECHAS CALCÁREAS CÁRSTICAS DEL PÉRMICO (Facies D.1)

MUESTRA	Textura	Micrita	Granos esqueléticos (en orden de abundancia)	Granos no esqueléticos	Estruct. Sediment. y diagenéticas	Facies/ambiente sedimentario
PP-1	Brecha calcárea de matriz rojiza.	Homogénea rojiza, localmente laminada	En litoclastos: equinodermos, espículas de esponjas, foraminíferos, ostrácodos.	Litoclastos calcáreos, granos de Q	Cantos <i>boundstone</i> microbial. Neomorfismo agradable	D.1 Brechas cársticas (Pérmico ¿?).
PP-3	Brecha calcárea de matriz rojiza.	Homogénea rojiza		Litoclastos calcáreos, granos de Q	Neomorfismo agradable. Leve dolomitización.	D.1 Brechas cársticas (Pérmico ¿?).
PP-14	Brecha calcárea de matriz rojiza.	Homogénea rojiza	Abundantes equinodermos en clastos	Litoclastos y granos de Q	Neomorfismo agradable. Dolomitización.	D.1 Brechas cársticas (Pérmico ¿?).