



**UNIVERSIDAD DE SALAMANCA-FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA-ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA**

**ORIGEN Y CICLICIDAD DE LAS PLATAFORMAS
CARBONATADAS WESTFALIENSES EN LOS
SECTORES DE PIEDRAFITA-LILLO Y LOIS-CIGUERA,
ZONA CANTÁBRICA (NE DE LEÓN)**

TESIS DOCTORAL



**DIEGO CORROCHANO FERNÁNDEZ
SALAMANCA 2010**

**DIRECTORES
JUAN RAMÓN COLMENERO NAVARRO
PEDRO BARBA REGIDOR**

Fue entonces cuando, en profusión y diversidad internacional, aparecieron los geólogos [...]. Ahora llegaban en multitud los sabios de la tierra y de las tierras, los averiguadores de movimientos y accidentes, estratos y bloques erráticos, martillo en mano, golpeando cuanto fuese piedra o piedra pareciese [...]. La discusión de los sabios se había vuelto casi impenetrable para entendimientos legos, pero, aún así, se veía que eran dos las tesis centrales en discusión, la de los monoglacialistas y la de los poliglacialistas, ambas irreductibles y a no tardar enemigas, como dos religiones antitéticas, monoteísta una, politeísta la otra. Algunas declaraciones llegaban a parecer interesantes, como la de las deformaciones, ciertas deformaciones, que podrían ser debidas, bien a una elevación tectónica, bien a una compensación isostática de la erosión. Tanto más, añadían, cuanto que el examen de las formas actuales de la cordillera permite afirmar que no es antigua, geológicamente hablando, claro. Todo esto, probablemente tendría que ver con la hendidura. En definitiva, una montaña sujeta a tales juegos de tracción y palanca no es extraño que un día se vea obligada a ceder, a partirse, a desmoronarse, o, como en este caso, a rajarse.

*La balsa de Piedra.
José Saramago (1922-2010).*

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría comenzar esta memoria, dedicando unas palabras de agradecimiento a todas aquellas personas que me han ayudado y han contribuido, de una manera o de otra, a que esta tesis llegue a su fin.

En primer lugar quiero agradecer profundamente a mis directores, Juan Ramón Colmenero y Pedro Barba; por vuestra magnífica dirección, ayuda en el campo, sugerencias, correcciones y constante apoyo; sin duda han sido inestimables para realizar este trabajo.

A mi padre, Ángel Corrochano; por tu constante apoyo y motivación, y por tu ayuda a la hora de comprender la secuencialidad de las series. Ahora me pregunto por qué no te escuché mejor hace varios años... En fin, había que comprobarlo, que de eso se trata al fin y al cabo. Resulta que al final “La petite histoire, c’est la meme chôse que la grande histoire”, ¡muchas gracias!

A Oscar Merino-Tomé; por todos tus consejos y orientaciones a lo largo de estos años. Me gustaría destacar las largas semanas que pasamos en Marruecos, donde aprendí mucho a tu lado en el trabajo de campo de carbonatos. A pesar de todas las penurias que pasamos juntos, fue un verdadero placer. Aprovecho la oportunidad para agradecer a toda la gente de Beni Tajjite su gran acogida y amabilidad durante esos dos meses que vivimos en el pueblo, sin duda fue una experiencia inolvidable.

A todo el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, especialmente a las personas que forman el Área de Estratigrafía; por el buen ambiente de trabajo, todos vuestros consejos y la ayuda prestada en más de una ocasión: Gracias a Ildfonso Armenteros, Jesús Carballeira, Isabel Valladares y Gaspar Alonso. Me gustaría también agradecer a las Áreas de Cristalografía y Mineralogía, y Petrología y Geoquímica, de la USAL, donde realicé la toma de fotografías al microscopio.

A Elisa Villa, por estudiar todas las muestras de fusulinas recogidas en esta memoria. Sin tu ayuda y colaboración, este trabajo no hubiera sido posible.

A Iván Hernández, por... no sé ni por donde empezar; por acompañarme al campo (prometo que la próxima vez que subamos Peñas Pintas llevaré paraguas), por tu constante ayuda informática, por tu apoyo incondicional, por las fructíferas discusiones científicas, por tus ánimos, paciencia y amistad. Sinceramente, muchas gracias por aguantarme. Por lo que a mí respecta, ya deberías tener tu “cuarto”.

A Pedro Huerta, con quien compartí despacho durante parte de esta tesis. Por tu amistad, todos tus consejos y la imprescindible ayuda que me proporcionaste a la hora de montar la cartografía digital. Muchas gracias de verdad.

A Nemesio Heredia; por todos tus comentarios y ayuda a cerca de la estructura del sector Lois-Ciguera, y por facilitarme, hace ya tiempo, la cartografía de tu tesis en formato digital.

*A todas las personas que me han echado una mano en la descripción y determinación de *Loisphyllum*, especialmente a Ronald West, de la Universidad de Kansas. Sin tu ayuda probablemente este “bicho” se hubiera quedado olvidado en un cajón.*

A Sergio Rodríguez, de la Complutense de Madrid, por estudiar varios ejemplares de corales procedentes de las Calizas de Bachende.

A la Sociedad de Investigación y Explotación Minera de Castilla y León (SIEMCALSA) por todas las facilidades que me dieron para estudiar los sondeos del yacimiento de Salamón, especialmente a Oscar Fadón, Jose Luis Crespo y Ramón Cabrera.

A todas las personas (Iván, Pedro, Luis, Germán...) que me habéis ayudado a mover las cajas de sondeos en la litoteca de la Junta de Castilla y León. Mis riñones os lo agradecerán eternamente.

A todos los becarios (y algunos ya doctores) del Departamento de Geología y del IGME, por vuestra amistad a lo largo de estos años. Especialmente y con todo mi cariño, a Mariem Saavedra Pellitero.

A todos los miembros del Grupo de Geociencias Oceánicas de esta Universidad, por acogerme como a uno más en vuestras celebraciones, cafeses y tarteos.

A Germán Martín, por acompañarme al campo en la zona de la Liébana: fue un verdadero placer y te deseo todo lo mejor para tu tesis.

A María Sánchez Belda; por estar siempre ahí, acompañarme varias veces al campo y ayudarme a revisar la bibliografía.

A Matilde, del “Hostal Madrid” de Puebla de Lillo, a Fernando, de la casa rural “La Catedral de la Montaña” de Lois, y a Quique, del “Hostal las Pintas” en Las Salas, por hacerme sentir como en casa y por preparar esos bocadillos XXL.

A toda la guardería de Riaño y alrededores, por vuestra amabilidad y total disponibilidad.

A la Universidad de Salamanca, por concederme una beca predoctoral de investigación para la elaboración de esta tesis doctoral.

Al Ministerio de Ciencia y Tecnología, por financiar el proyecto de investigación CGL2004-02645/BTE, que ha sufragado en gran medida, la investigación de este trabajo.

A todas las personas que se me ha olvidado citar y que deberían figurar aquí:

¡MUCHAS GRACIAS!

ÍNDICE

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN GENERAL Y OBJETIVOS.....	Pág. 3
1.1.- Situación geográfica.....	Pág. 5
1.2.- Contexto geológico.	
La Zona Cantábrica: estructura y estratigrafía general.....	Pág. 7
1.3.- Estructura de la Cuenca Carbonífera Central.....	Pág. 12
Sector Piedrafita-Lillo.....	Pág.12
Sector Lois-Ciguera.....	Pág. 14
1.4.- Estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central.....	Pág. 17
1.5.- Metodología.....	Pág. 27
CAPÍTULO 2.- ESTRATIGRAFÍA.....	Pág. 35
2.1.- Sector Piedrafita-Lillo.....	Pág. 38
Fm Fresnedo.....	Pág. 39
Fm Levinco.....	Pág. 40
Fm Llanón.....	Pág. 42
Fm Tendeyón.....	Pág. 43
2.2.- Sector Lois-Ciguera.....	Pág. 46
Fm Calizas de Yordas.....	Pág. 46
Fm Lutitas de Lois.....	Pág. 48
Fm Calizas de Peña Neblera.....	Pág. 48
Fm Calizas de Bachende.....	Pág. 49
Fm Lutitas y areniscas de Dueñas.....	Pág. 53
Fm Calizas de Ciguera.....	Pág. 54
Fm Lutitas de Ciguera.....	Pág. 55

CAPÍTULO 3.- SEDIMENTOLOGÍA.....	Pág. 59
3.1.- Descripción e interpretación de facies.....	Pág. 59
3.1.1.- Facies siliciclásticas.....	Pág. 59
3.1.2.- Facies carbonatadas.....	Pág. 73
3.1.2.1.- Productos de alteración.....	Pág. 73
3.1.2.2.- Calizas alóctonas.....	Pág. 74
3.1.2.3.- Calizas autóctonas.....	Pág. 84
3.2.- Asociaciones de facies y sistemas de depósito.....	Pág. 107
3.2.1.- Sistemas deltaicos.....	Pág. 107
Asociación de llanura deltaica.....	Pág. 107
Asociación de frente deltaico.....	Pág. 108
Asociación de prodelta/plataforma terrígena.....	Pág. 108
3.2.2.- Sistemas de plataforma carbonatada.....	Pág. 110
Asociación de plataforma interna.....	Pág. 113
Asociación de plataforma media.....	Pág. 114
Asociación de plataforma externa.....	Pág. 116
Asociación de margen de plataforma o talud sedimentario.....	Pág. 120
CAPÍTULO 4.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y CICLICIDAD.....	Pág. 127
4.1.- Ciclos de 5 ^o orden o secuencias de alta frecuencia.....	Pág. 133
Ciclos deltaicos siliciclásticos.....	Pág. 135
Ciclos deltaicos mixtos.....	Pág. 135
Ciclos con calizas de carácter transgresivo.....	Pág. 136
Ciclos con calizas transgresivas y regresivas.....	Pág. 140
Ciclos carbonatados.....	Pág. 140
Ciclos de alta energía.....	Pág. 140
Ciclos submareales.....	Pág. 140
Ciclos submareales profundos.....	Pág. 142

4.2.- Secuencias T-R.....	Pág. 143
4.2.1.- Sector Piedrafita-Lillo.....	Pág. 143
4.2.2.- Sector Lois-Ciguera.....	Pág. 153
4.3.- Conjunto de secuencias y supersecuencias.....	Pág. 166
4.4.- Espesor y continuidad lateral de las secuencias de alta frecuencia.....	Pág. 172
4.5.- Periodicidad de las secuencias de alta frecuencia.....	Pág. 173
4.6.- Mecanismos de control de la ciclicidad.....	Pág. 179
CAPÍTULO 5.- ANÁLISIS DE CUENCAS. SÍNTESIS SEDIMENTARIA.....	Pág. 189
5.1.- Cuencas de antepaís: generalidades.....	Pág. 189
5.2.- La cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica.....	Pág. 192
5.2.1. - Análisis de la subsidencia.....	Pág. 194
5.2.2. - Evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica.	
Síntesis general.....	Pág. 198
CAPÍTULO 6.- CONCLUSIONES.....	Pág. 211
CAPÍTULO 7.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	Pág. 219



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.- INTRODUCCIÓN GENERAL Y OBJETIVOS

1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA

1.2.- CONTEXTO GEOLÓGICO.

LA ZONA CANTÁBRICA:

ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA GENERAL

1.3.- ESTRUCTURA DE LA CUENCA

CARBONÍFERA CENTRAL

1.4.- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA

CARBONÍFERA CENTRAL

1.5.- METODOLOGÍA

1.- INTRODUCCIÓN GENERAL Y OBJETIVOS

En esta tesis doctoral se estudia la estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónica-sedimentación de los materiales del Grupo Lena (Westfaliense) presentes en los sectores Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera del borde suroriental de la Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica, NE de León.

La sucesión estratigráfica de la Cuenca Carbonífera Central ha sido dividida desde Barrois (1882) en dos tramos litológicos diferentes. El inferior o **Grupo Lena** (Assise de Lena), se caracteriza por la escasez de capas de carbón potentes y la presencia de numerosas intercalaciones carbonatadas, mientras que en el superior o **Grupo Sama** (Assise de Sama), se localizan frecuentes capas de carbón explotables y son escasas las intercalaciones de calizas. El límite entre ambos grupos es diacrónico: en las partes occidentales de la cuenca tiene edad Kashiriense superior, mientras que en las orientales posee una edad claramente perteneciente al tránsito Podolskiense/Myachkoviense. Este diacronismo se debe básicamente al progresivo cambio lateral de facies entre ambos grupos (Wagner, 1962 y 1963; Evers, 1967; Sjerp, 1967; Casillas 1984; Barba y Sánchez de la Torre, 1985; Aller, 1986; Ginkel, 1965; Barba, 1991, Barba *et al.* 1991; entre otros).

Para comprender las variaciones laterales de facies que existen dentro del Grupo Lena, los trabajos realizados se han llevado a cabo en dos sectores paleogeográficos diferentes. En el occidental, denominado Piedrafita-Lillo, afloran materiales del Grupo Lena (Bashkiriense/Podolskiense) y aparecen, hacia la parte media de la sucesión (Podolskiense superior), materiales atribuidos al Grupo Sama. El sector oriental, denominado Lois-Ciguera, se caracteriza porque en él únicamente afloran materiales del Grupo Lena (Bashkiriense/Myachkoviense inferior), y son escasos los afloramientos de la sucesión basal del mismo grupo.

La sedimentación carbonífera de la Zona Cantábrica tuvo lugar durante la colisión entre Gondwana y Laurentia, evento que constituyó la orogenia Hercínica o Varisca. Este proceso coincidió temporalmente con una glaciación continental generalizada en el hemisferio S de Gondwana. De esta manera, el estudio de esta sucesión es un buen ejemplo para

comprender la interacción entre las variaciones tectónicas, eustáticas y climáticas, y su influencia en el registro sedimentario. La orogenia Hercínica en la Zona Cantábrica generó una cuenca de antepaís marina localizada por delante de la cuña orogénica (Marcos y Pulgar, 1982; Águeda *et al.* 1991; Colmenero *et al.* 1993). El relleno de esta cuenca dio lugar a una sucesión con una marcada ordenación cíclica, típica de cuencas carboníferas parálidas durante periodos de *icehouse*, sedimentada en una extensa plataforma de carácter mixto. La influencia marina en el relleno de la cuenca alcanzó una gran importancia desarrollando numerosos horizontes carbonatados cuya presencia y espesor aumentan hacia el E.

A partir del estudio detallado de la ciclicidad estratigráfica, se pretende conocer mejor los factores que influyeron en el relleno de la cuenca sedimentaria. La ciclicidad estratigráfica está controlada principalmente por la tectónica, el eustatismo y el aporte de sedimentos. Debido a que cualquier cambio en uno o varios de estos factores modifica el espacio de acomodación, y por lo tanto, el registro estratigráfico, discernir la causa y sus respuestas puede resultar un tanto ambiguo. Sin embargo, distinguir el origen de estos cambios es teóricamente posible estudiando las escalas, tanto temporales como espaciales, de las diferentes señales estratigráficas. En este contexto, la correlación estratigráfica es una herramienta fundamental a la hora de distinguir la influencia de las variaciones eustáticas globales de la tectónica a escala regional. Parece obvio pensar que la tectónica jugó un papel determinante en el relleno sinorogénico de la cuenca sedimentaria, pero otros factores, como las variaciones glacioeustáticas, asociadas al hielo y deshielo de los glaciares continentales de Gondwana, tuvieron también cierta importancia controlando la arquitectura estratigráfica de la sucesión.

Los objetivos concretos de este trabajo consisten en profundizar en estos aspectos y se enumeran a continuación:

- Realización de cartografías geológicas a escala 1:20.000 del borde suroriental de la Cuenca Carbonífera Central: sector Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera.

- Ampliar y mejorar el conocimiento estratigráfico y sedimentológico de esta zona de la Cuenca Carbonífera Central.
- Establecer los factores que controlan el relleno sedimentario y su ciclicidad.
- Ampliar el conocimiento general de las plataformas carbonatadas dentro del contexto de la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica, así como estudiar en detalle las relaciones laterales y verticales de facies.
- Contribuir a resolver los problemas paleogeográficos y evolutivos que presenta la Zona Cantábrica durante el relleno de la cuenca de antepaís en el Westfaliense.

1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona estudiada se localiza al NE de la provincia de León, dentro de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, número 79 (Puebla de Lillo), 80 (Burón), 104 (Boñar) y 105 (Riaño).

La región abarca un área de unos 200 km² y se encuentra dentro de las cuencas hidrográficas de los ríos Porma y Esla, formando ambos los dos embalses que caracterizan

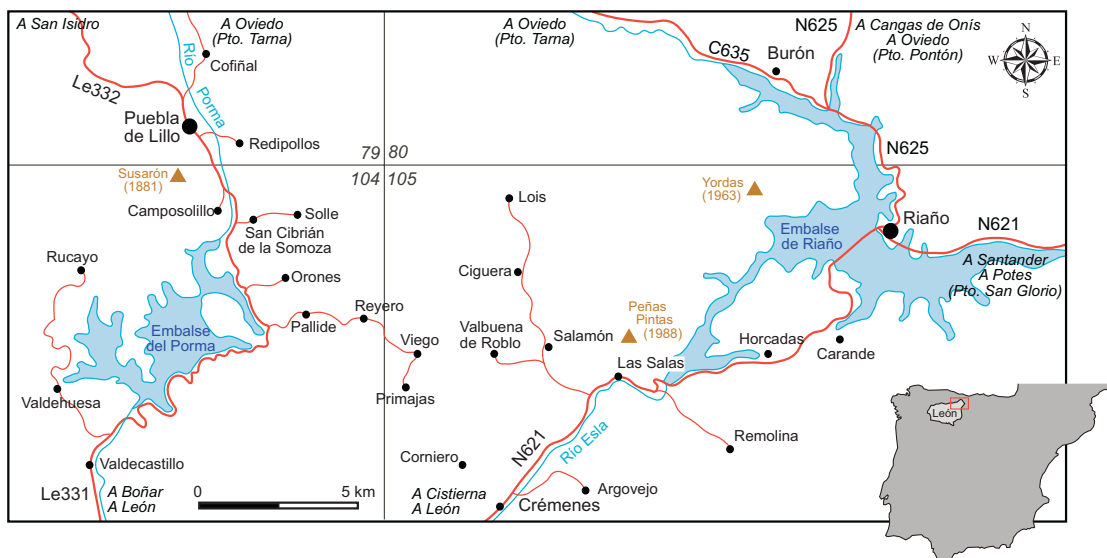


Fig. 1.1. Esquema geográfico del área de estudio mostrando la situación de las hojas de los Mapas Nacionales a escala 1:50.000

la zona. La orografía es casi en su totalidad montañosa, existiendo cumbres cercanas a los 2000 m, como Peñas Pintas con 1988 m, el pico Yordas de 1963 m de altitud y el pico Susarón con 1881 m.

Las localidades más importantes son Puebla de Lillo y Riaño. Otros municipios relevantes son: Redipollos, Solle, Rucayo, Camposolillo, San Cibrián de la Somoza, Orones, Pallide, Reyero, Las Salas, Salamón, Ciguera, Valbuena de Roblo y Lois, englobados todos ellos dentro de la Reserva Nacional de Mampodre, la Reserva Nacional de Riaño y del Parque Regional de Picos de Europa.

Las vías de acceso principales a la región son las siguientes: por el S la carretera Le-331 desde Boñar a Puebla de Lillo, la N-625 desde Cistierna a Riaño y la comarcal Le-241 desde Guardo a Riaño. Por el N se puede llegar desde Asturias por la carretera comarcal Le-332 a través del Puerto de San Isidro, por la N-625 por el puerto del Pontón o por la C-635 por el puerto de Tarna. El acceso desde Cantabria es a través del puerto de San Glorio mediante la N-621.

1.2.- CONTEXTO GEOLÓGICO. LA ZONA CANTÁBRICA: ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA GENERAL

El Macizo Ibérico o Hercínico constituye la rama SW del orógeno varisco europeo, formado por la colisión continental entre Gondwana y Laurentia a partir del Devónico medio/superior hasta el Carbonífero terminal/Pérmico inferior. En esta colisión se vieron involucrados “terrenos” adyacentes (Martínez-Catalán *et al.* 1999) y se dio lugar a una cuenca de antepaís

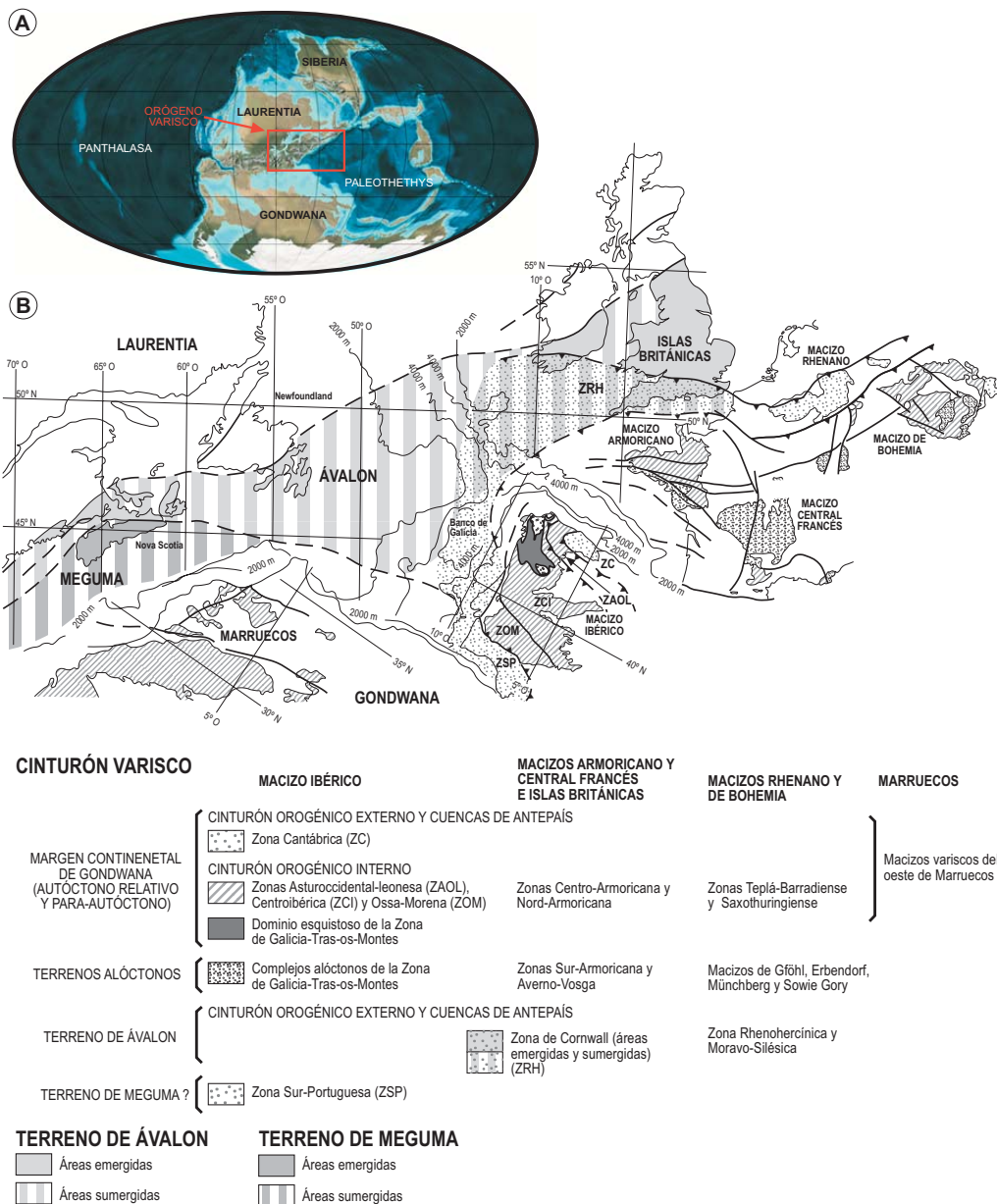


Fig.1. 2. (A) Localización del Orógeno Varisco durante el Pensilvaniense Superior (modificado de Bakley, 2005). (B) Reconstrucción de la parte W del cinturón orogénico varisco, tomado de Merino-Tomé (2004) y basado en Dallmayer *et al.* (1997) y Martínez Catalán *et al.* (1999).

o *foreland* de tipo periférico desarrollada en el margen N de Gondwana (Fig.1.2) (Marcos y Pulgar, 1982).

El Macizo Hercínico está dividido en una serie de unidades tectonoestratigráficas: Zona Surportuguesa, Zona de Ossa-Morena, Zona Centroibérica, Zona de Galicia Tras-Os-Montes, Zona Asturoccidental-Leonesa y Zona Cantábrica (Lozte, 1945; Farias *et al.*, 1987). Esta última es la parte más externa del Macizo Hercínico en el NW de la Península Ibérica y ocupa el núcleo del Arco Astúrico o Ibero Armoricano. Está limitada al W por los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea, siendo el límite estructural el cabalgamiento de La Espina (Gutiérrez-Alonso, 1996); los límites al E y al S son los sedimentos mesozoicos y

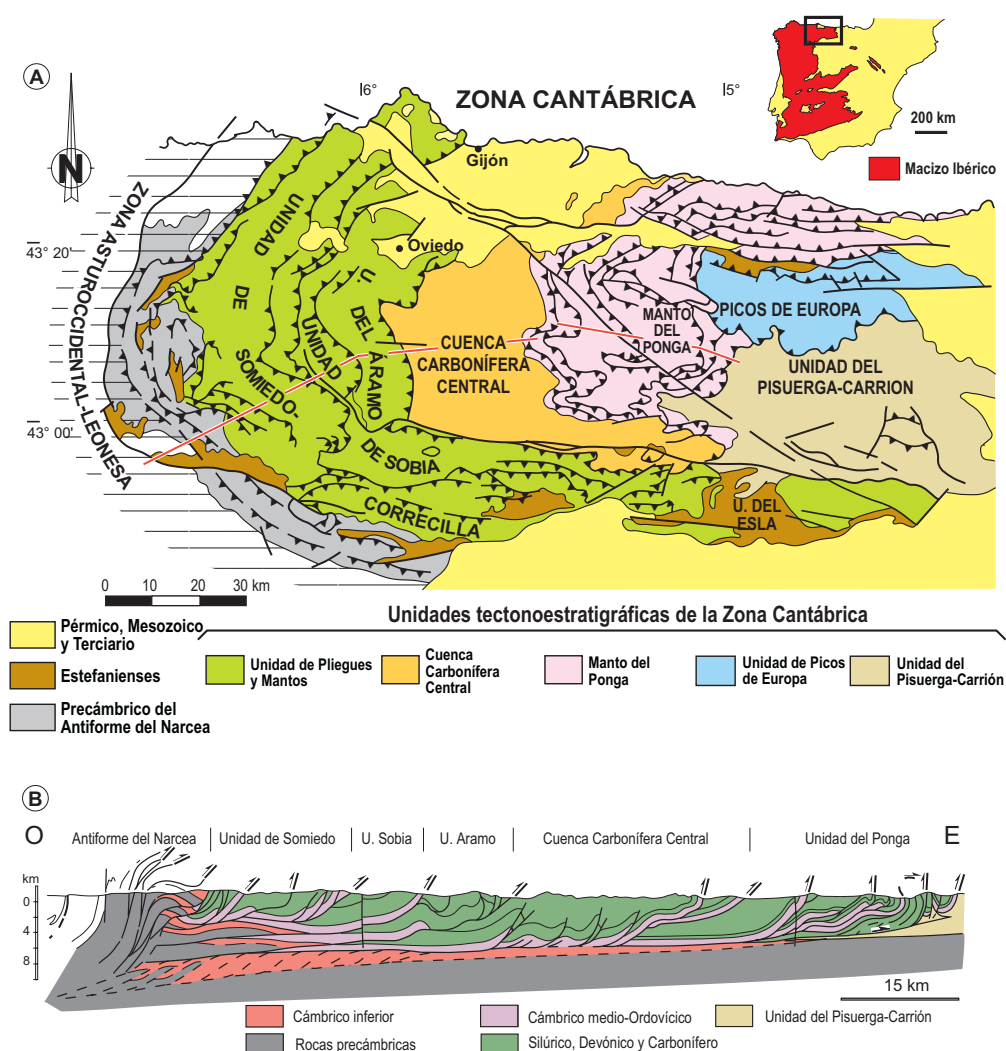


Fig.1.3. Mapa (A) y corte geológico (B) de dirección E-W de la Zona Cantábrica, modificado de Pérez Estaún *et al.* (1988). El recuadro indica la zona de estudio.

terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica y del Duero respectivamente, discordantes sobre los materiales paleozoicos; al N está limitado por la costa cantábrica.

Presenta una tectónica superficial, epidérmica o *thin-skinned*, con sistemas de cabalgamientos y pliegues asociados, con escasa deformación interna, magmatismo y metamorfismo (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Estos sistemas de cabalgamientos individualizan la cuenca en varias unidades tectonoestratigráficas (Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988): Pliegues y Mantos (integrada a su vez por las unidades cabalgantes de Somiedo-Correcillas, Sobia-Bodón, Áramo, Esla y Valsurvio), Cuenca Carbonífera Central, Ponga (que incluye el Área del Cuera al N), Picos de Europa y Pisuerga-Carrión (Fig.1.3).

El modelo de emplazamiento de los mantos propuesto por Pérez-Estaún *et al.* (1988) se asemeja al movimiento de un diafragma fotográfico, donde se produce un desplazamiento desigual de las unidades tectónicas que generan la estructura en arco del orógeno. Según estos autores, las primeras unidades en emplazarse, a partir del Westfaliense B, fueron Somiedo-Correcillas y el Manto del Esla; las siguientes fueron las de la Sobia-Bodón, el

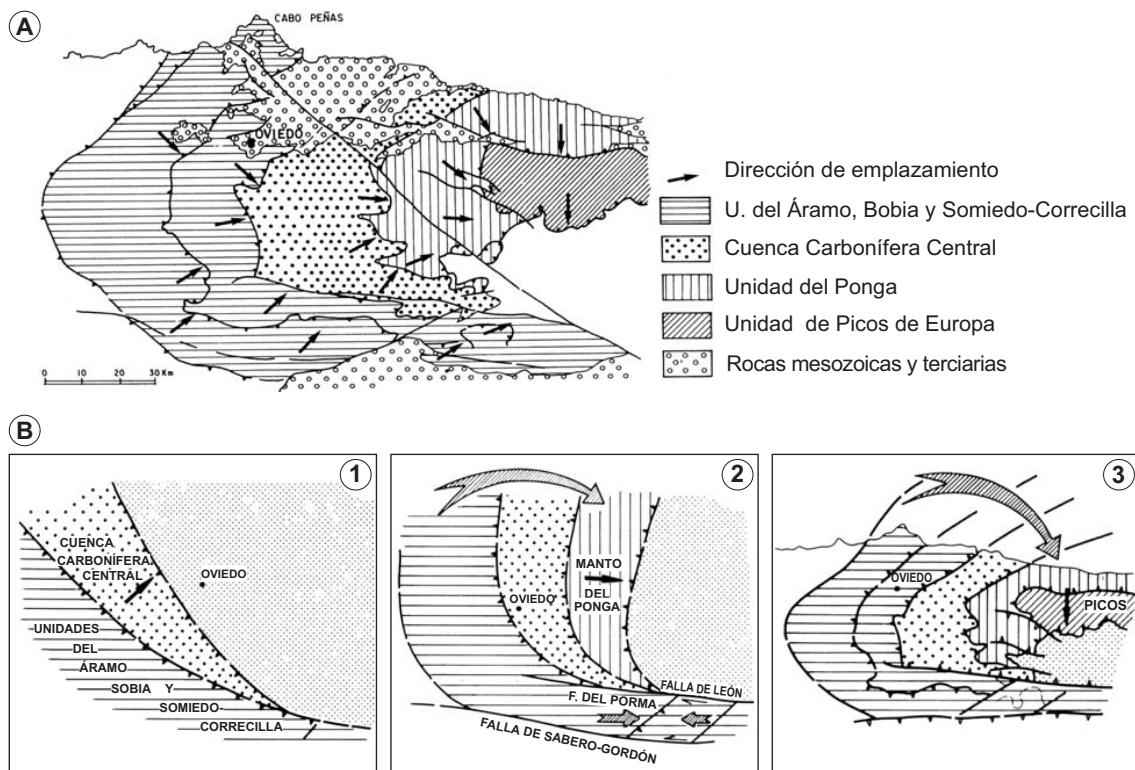


Fig.1.4. Direcciones de transporte de los principales mantos de la Zona Cantábrica (A) y modelo de cierre del Arco Artúrico (B), según Pérez-Estaún (1988).

Áramo y la Cuenca Carbonífera Central, a partir del Westfaliense Superior. Estas unidades siguieron un movimiento SW-NE/W-E. A continuación se emplazó la unidad del Ponga, con dirección W-E y, finalmente, la de Picos de Europa, que comenzó a deformarse a partir del Myachkoviense superior, con un movimiento N-S sobre la Unidad de Pisuegra Carrión (Merino-Tomé, 2004; Merino-Tomé *et al.* 2009b), (Fig.1.4).

Sin embargo, en los últimos años un nuevo modelo de deformación del arco astórico se está abriendo camino entre la comunidad científica (Fig.1.5). Se basa en datos paleomagnéticos y está siendo elaborado por Weil *et al.* (2001), Gutiérrez-Alonso *et al.* (2004), Weil (2006) y Weil *et al.* (2010); entre otros. Estos autores proponen que la geometría

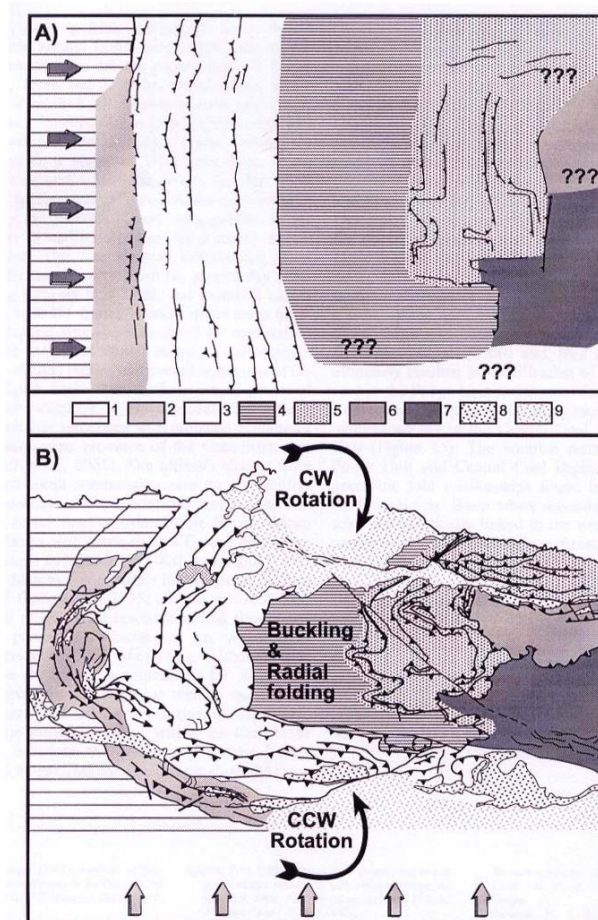


Fig.1.5. A) Esquema palinspástico del Arco Cantábrico después de la deformación E-W. 1: Zona Asturoccidental Leonesa; 2: Antiforme del Nancea; 3: Unidad de Pliegues y Mantos; 4: Cuenca Carbonífera Central; 5: Unidad del Ponga; 6: Unidad de Picos de Europa; 7: Unidad de Pisuegra-Carrión; 8: Rocas discordantes del Carbonífero Superior; 9: Cobertera mesozoica-terciaria. B) Configuración actual del Arco Cantábrico después del plegamiento oroclinal, Weil (2006).

en arco de la Zona Cantábrica es el resultado del plegamiento oroclinal de un orógeno lineal durante 2 fases compresivas sucesivas, E-W durante el Pensilvaniense y N-S durante el Pérmico inferior.

Desde un punto de vista tectonoestratigráfico, la sucesión paleozoica en la Zona Cantábrica se divide en una secuencia preorogénica, de edad Cámbrico-Devónico superior, y otra sinorogénica que comprende la mayor parte del Carbonífero (Marcos y Pulgar, 1982). Esta sucesión carbonífera sinorogénica puede dividirse a su vez en tres grandes conjuntos:

- Sucesiones del Tournaisiense-Visense. Representan el tránsito entre las etapas pre y sinorogénicas y se caracterizan por la sedimentación de unidades marinas extensas, delgadas, homogéneas y de carácter condensado.

- Sucesiones del Namuriense-Westfaliense. Tienen un carácter sinorogénico y se caracterizan por tener un gran espesor y variabilidad litológica. Debido a la alta tasa de subsidencia de la cuenca sedimentaria y a la elevada entrada de aportes, se originó la acumulación de grandes espesores de sedimentos en la misma, siendo la sucesión sinorogénica mucho más potente que las preorogénicas. Durante esta etapa, la Zona Cantábrica se comportó como una cuenca de antepaís (Marcos y Pulgar, 1982; Águeda *et al.*, 1991; Colmenero *et al.*, 1993), que situada por delante del frente orogénico, recibió un gran volumen de sedimentos terrígenos procedentes del W. Como consecuencia del avance de la deformación, los sectores proximales de la cuenca fueron sucesivamente deformados e incorporados progresivamente a la cuña orogénica, apareciendo importantes volúmenes de material resedimentado (procesos de canibalización).

- Sucesiones del Estefaniense. Tienen carácter tardi y postorogénico. La deformación orogénica compresiva afectó a los sectores más distales de la cuenca de antepaís (Picos de Europa) que se emplazaron hacia el S sobre la Unidad del Pisuerga-Carrión. A la vez, en áreas ya levantadas de la cordillera, la acción de fallas generó nuevas cuencas sedimentarias donde se acumularon abundantes depósitos clásticos continentales.

1.3.- ESTRUCTURA DE LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL

La Cuenca Carbonífera Central es un dominio tectonoestratigráfico de la Zona Cantábrica estructuralmente muy complejo. Presenta varios sistemas de pliegues asociados al emplazamiento de mantos cabalgantes, todo ello fracturado posteriormente durante la orogenia Alpina. Limita al N con el Manto del Ponga y los sedimentos mesozoicos y terciarios de la cuenca Cantábrica; al S con el Manto del Esla y la Unidad de La Sobia mediante la falla de León; al E con las Unidades de Pisuerga Carrión y Ponga, mediante el cabalgamiento frontal del Manto del Laviana, y al W con la Unidad del Áramo, por el cabalgamiento basal del Áramo (Fig.1.3).

Barba *et al.* (1991) dividieron la Cuenca Carbonífera Central en una serie de sectores tectonoestratigráficos diferentes: Riosa-Olloniego, Justa-Aramil, Aller-Nalón, Porma, Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera (Fig.1.6). En estos dos últimos es donde se han centrado los trabajos estratigráficos y sedimentológicos del presente estudio. Tienen las siguientes particularidades:

Sector Piedrafita-Lillo

Ha recibido diversas denominaciones a lo largo del tiempo: fue denominado Cuenca de Piedrafita (Racz, 1964); Cuenca de Piedrafita-Lillo (Sjerp, 1967); y Subcuenca Piedrafita-Lillo (Marcus, 1970).

Limita al W con el sector Aller-Nalón mediante la falla de Piedrafita; al S con la Unidad de Sobia-Bodón, mediante la falla de León; al E con el sector Lois-Ciguera, mediante la falla de Solle; y al N con la Unidad del Ponga, mediante la falla de Cofiñal.

La zona corresponde al Manto de Laviana y lo más característico es la presencia de interferencias de pliegues longitudinales y transversales (Fig. 1.7) con trazados N-S y E-W respectivamente (Aller, 1986). Este autor relaciona los pliegues longitudinales con la deformación asociada al emplazamiento de los mantos de cabalgamiento. Los pliegues transversales se formaron con posterioridad a los longitudinales, y son el resultado de un importante acortamiento cuya dirección coincide aproximadamente con la de los longitudinales.

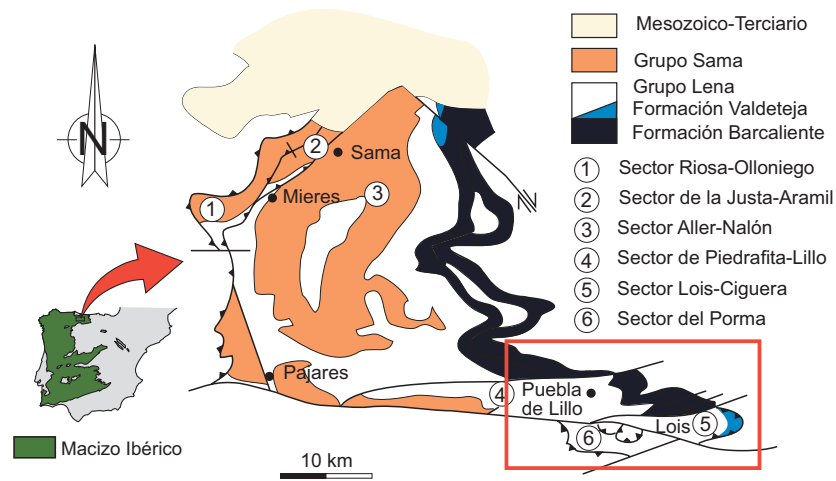


Fig.1. 6. Esquema geológico de la Cuenca Carbonífera Central mostrando los sectores diferenciados por Barba *et al.* (1991).

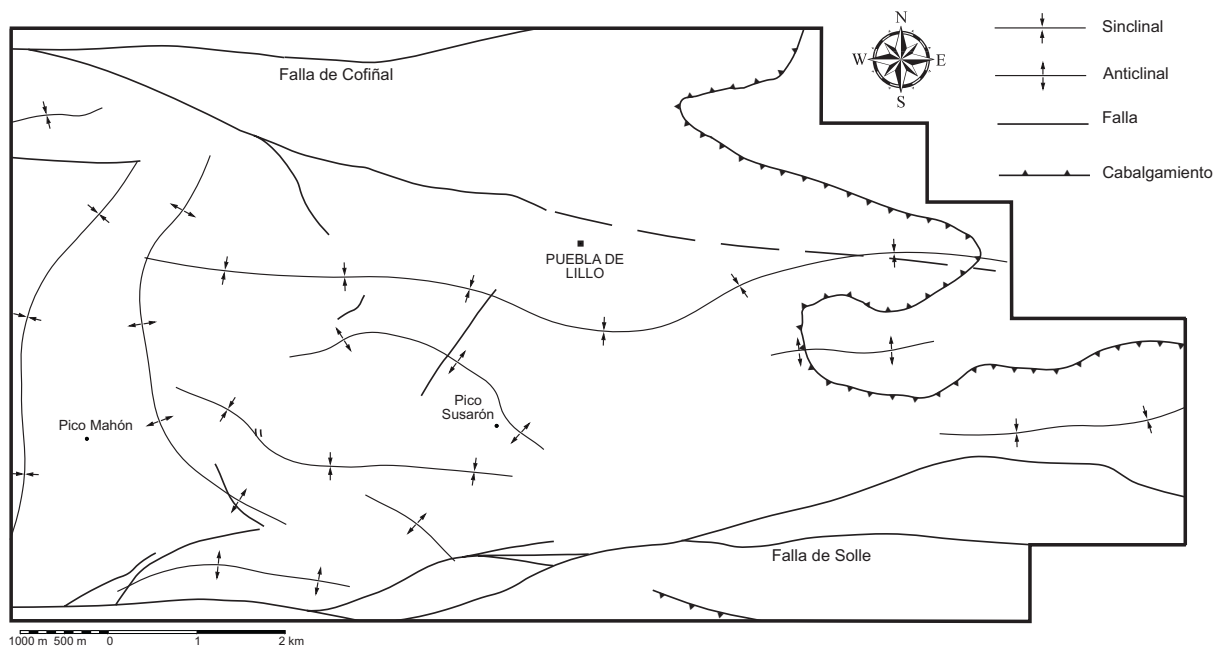


Fig. 1.7. Esquema estructural mostrando las principales fracturas y trazas axiales de los pliegues longitudinales y transversales en el sector Piedrafita-Lillo.

Sector Lois Ciguera

Este sector anteriormente fue llamado por Brouwer y Ginkel (1964), Ginkel (1965), Sjerp (1967) y Meijer (1971) como Fm Lois-Ciguera, término que recientemente recuperó Fadón (2007). Marcus (1970) la denominó “Subcuenca Lois-Ciguera”, representando simplemente representa la continuación hacia el E de la “Subcuenca de Piedrafita-Lillo”. Julivert (1971) incluyó parte de este sector (la escama más oriental del sistema del pico Yordas) dentro de la unidad de Picos de Europa, debido a la presencia en esta lámina de unas calizas de edad Bashkiriense.

Recientemente, Alonso *et al.* (2009) han reinterpretado la falla de León como un cabalgamiento fuera de secuencia y han elaborado una nueva clasificación de la Zona Cantábrica en la que incluyen el sector Lois-Ciguera dentro de la Unidad del Esla. Aunque esta interpretación de la falla de León nos parece acertada, tenemos objeciones a la clasificación propuesta, ya que contempla únicamente parámetros estructurales. Es por esto que, de acuerdo con el enfoque estratigráfico y sedimentológico de este trabajo, nos parece más adecuada la clasificación de Pérez-Estaún *et al.* (1988).

A pesar de que los sectores Lois-Ciguera y Piedrafita-Lillo muestren características tectónicas y estratigráficas diferentes, no son criterios suficientes para situarlos en unidades distintas. Simplemente entendemos que esas diferencias vienen derivadas de su posición paleogeográfica original. A este respecto proponemos que el sector Lois-Ciguera ocupó dentro de la cuenca sedimentaria una posición más distal que el sector de Piedrafita-Lillo.

El sector Lois-Ciguera se encuentra limitado al N y al W por la falla de Solle, interpretada por Alonso *et al.* (2009) como una posible prolongación septentrional de la falla del Porma, y que pone en contacto este sector con la Unidad del Ponga y el de Piedrafita-Lillo; al S por la falla de León, que lo pone en contacto con el Manto del Esla; y al E por el cabalgamiento frontal de la Cuenca Carbonífera Central que pone en contacto estos materiales con la Unidad de Pisuerga Carrión. Estructuralmente es un sector mucho más complejo que el de Piedrafita-Lillo. Constituye un sinclinorio con un trazado E-W, fuertemente replegado y fracturado, que se caracteriza por la presencia de una serie de pliegues de dirección SW-NW, generalmente con el flanco más septentrional invertido, y varias láminas

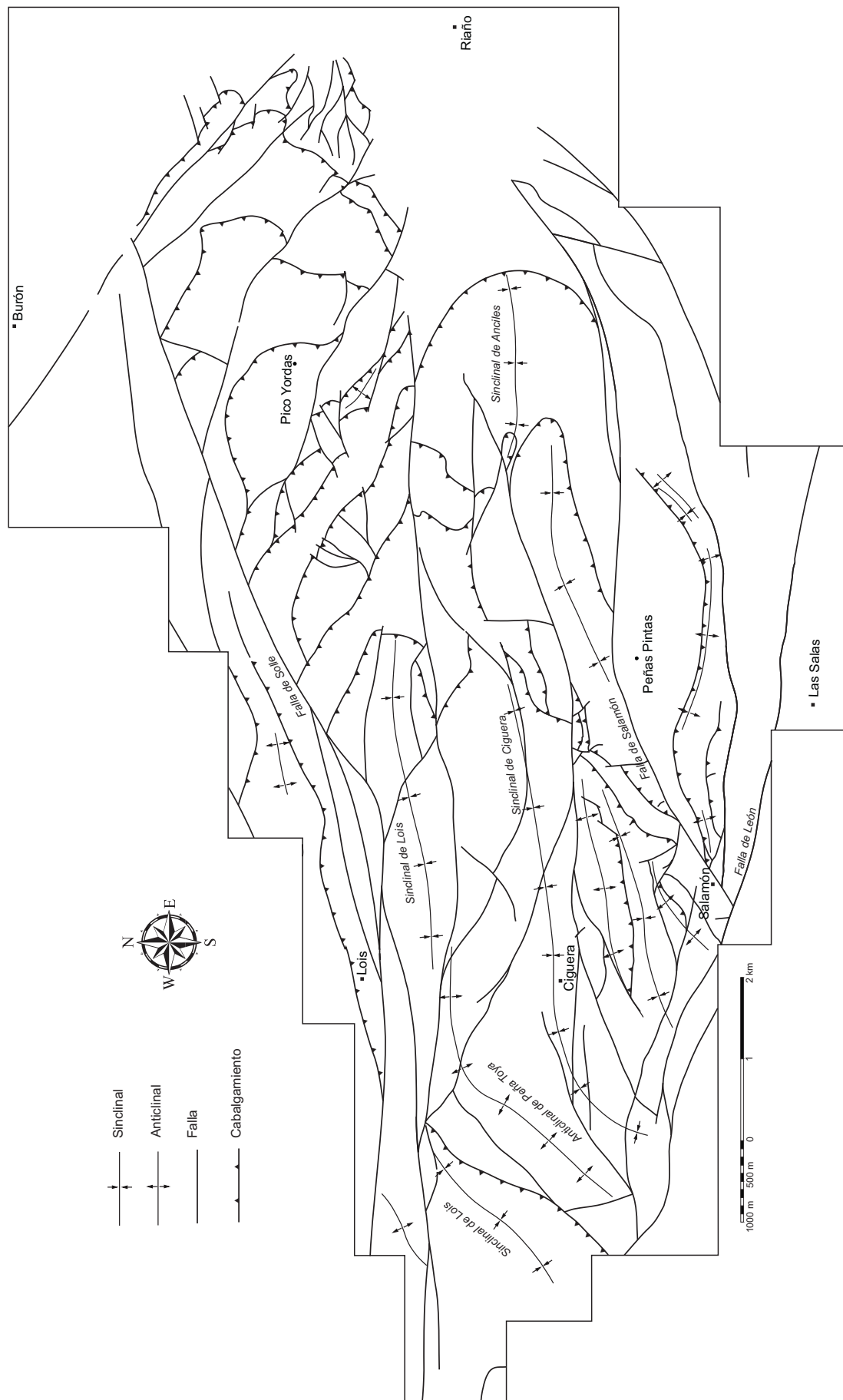


Fig.1.8.a. Traza axial de los pliegues a escala cartográfica y trazado de las principales fracturas y cabalgamientos en el sector Lois-Ciguera.

alóctonas imbricadas cortadas por cabalgamientos en fuera de secuencia (Fig. 1.8. b), todo ello fracturado por una complicada red de fallas posteriores (Fig. 1.8. a). Aller (1986) atribuyó la mayor parte de los pliegues que afloran en este sector a pliegues transversales, descritos anteriormente en el sector de Puebla de Lillo. Las fracturas más importantes, con direcciones predominantes W-E y NW-SE, son posteriores a las principales fases de plegamiento y al emplazamiento de los cabalgamientos, y se asocian a la etapa de compresión N-S que tuvo lugar durante el Pérmico inferior. En muchas ocasiones, debido al elevado desplazamiento que pueden presentar, dificultan en gran medida la reconstrucción e interpretación de la estructura de la zona (ver cortes I-I', II-II' y III-III' situados al final de la memoria).

Barba *et al.* (1991) agruparon el conjunto de escamas que forman el Manto de Laviana en esta zona, en dos sistemas tectonoestratigráficos, el del río Dueñas y el del pico Yordas, cuyas características fueron ampliamente descritas en Heredia (1991). Posteriormente, Alonso y Marcos (2001), en su modelización estructural del yacimiento de oro de Salamón, identificaron dos dominios diferentes, el de Cueto Grande y el de Peñas Pintas. Corrochano (2006) y Corrochano y Barba (2007), con el fin de unificar criterios y

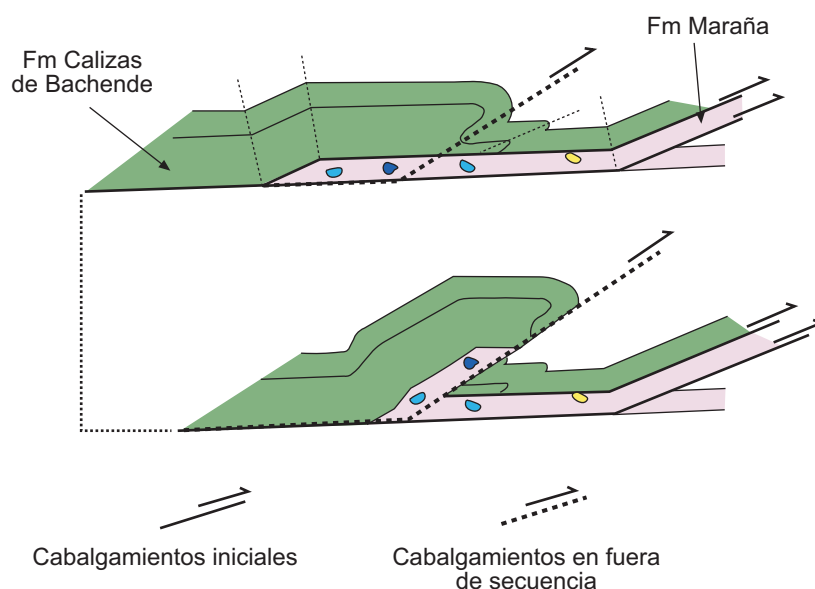


Fig. 1.8.b. Esquema de formación de cabalgamientos cortando en fuera de secuencia en el sector Lois-Ciguera. Dibujo sin escala. Modificado de Alonso *et al.* (2009)

términos, propusieron que el conjunto de escamas que afloran en esta zona pueden agruparse en tres dominios tectonoestratigráficos: el del río Dueñas, el del Pico Yordas y el de Peñas Pintas. En el presente trabajo, sin embargo, no hemos considerado necesaria una división del sector en dominios, ya que las variaciones estratigráficas observadas simplemente corresponden a cambios laterales de facies, visibles también en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central.

1.4.- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL

La sucesión estratigráfica de la Cuenca Carbonífera Central se caracteriza por presentar una disminución de espesor generalizada en los materiales moscovienses de W a E, según nos alejamos del frente orogénico. Así, la sucesión en el sector Lois-Ciguera alcanza unos 2.000 m de potencia, mientras que en el sector Aller-Nallón supera los 5.000 m. Está formada por las siguientes unidades litoestratigráficas (fig.1.9, 1.10, y 1.11) (ver Colmenero *et al.*, 2002; y referencias allí contenidas para una descripción más detallada):

Unidades carbonatadas basales (Misisipiense)

Fm Vegamián (Tournasiense), constituida por apenas una decena de metros de pizarras negras con nódulos de sílex, manganeso y fosfato, con intercalaciones esporádicas de niveles carbonatados y areniscas. Su depósito se atribuye a zonas profundas de la plataforma (Colmenero *et al.* 2002).

Fm Alba/Genicera/Griotte (Tournasiense superior/ Viseense) de aproximadamente 25 m de espesor y gran continuidad lateral, por lo que se utiliza como nivel guía en toda la Zona Cantábrica. Se dispone de forma neta sobre la formación anterior y está constituida por tres miembros; uno basal, formado por calizas gris claras de grano fino seguido por unas calizas nodulosas de color rojizo bioclásticas y fosilíferas; un miembro medio de radiolaritas y pizarras rojas; y un miembro superior, formado por calizas grises (Fig.1.10 a). Se interpreta como una unidad condensada sedimentada en ambientes profundos (posiblemente superiores a 100 m) y bien oxigenados (Colmenero *et al.*, 2002).

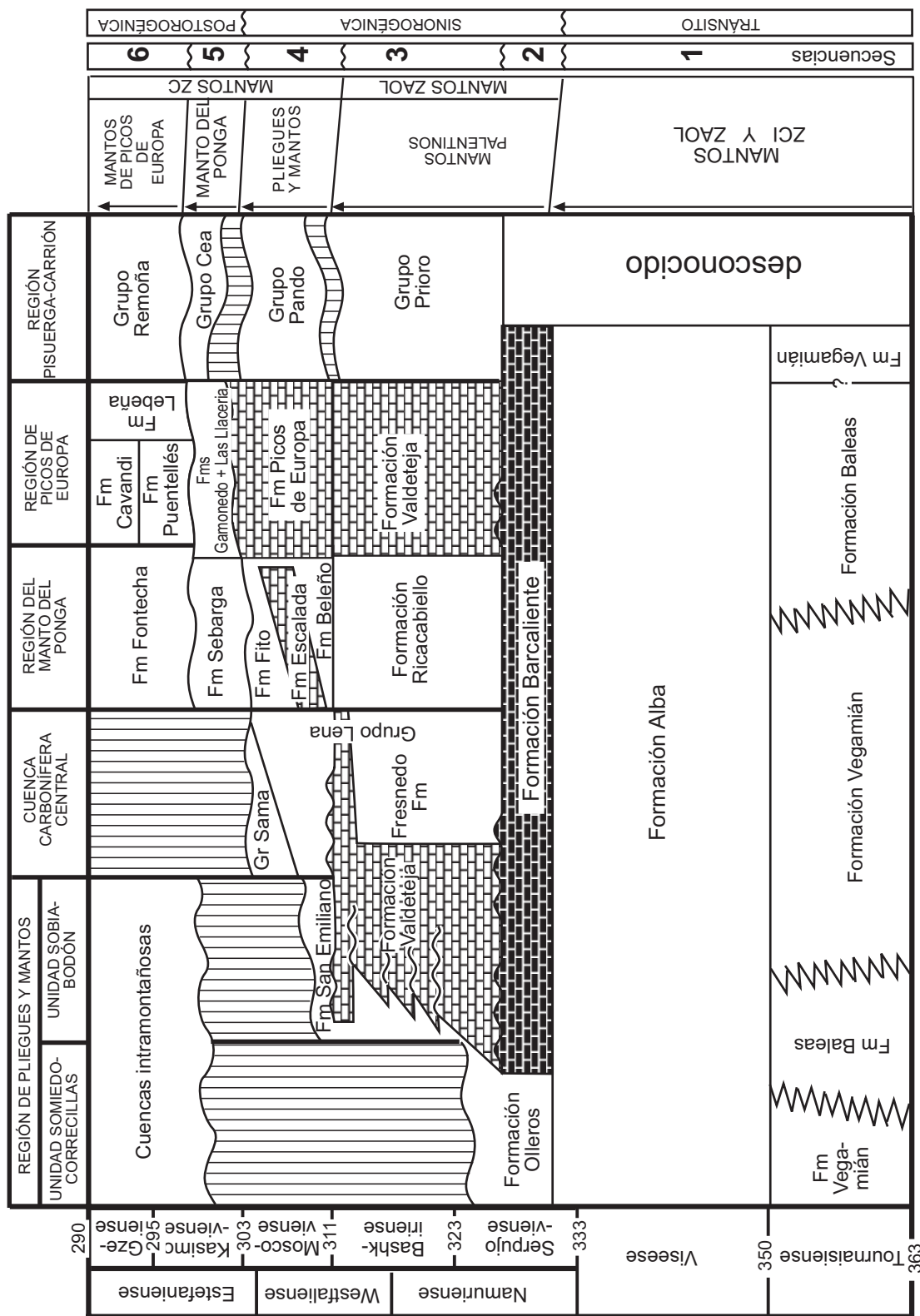


Fig. 1.9. Cuadro de correlación estratigráfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica, donde se muestra la distribución y las relaciones entre las principales unidades litoestratigráficas. En la parte izquierda se muestran las escalas cronoestratigráficas seguidas en este trabajo. En la parte derecha se observan las 6 secuencias (según Sloss, 1949) establecidas por Colmenero et al. (2002). Modificado de Colmenero et al. (2002).

Caliza de Montaña (Misisipiense/Pensilvaniense)

Sucesión carbonatada definida por Ezquerro del Bayo (1844) y que posteriormente fue dividida por Wagner *et al.* (1971) en dos formaciones distintas, **Fm Barcaliente** y **Fm Valdeteja**.

La **Fm Barcaliente** (Fig.1.10 b, c y d) (Namuriense A/Serpukhoviense) está presente en prácticamente toda la Zona Cantábrica, salvo en la Unidad de Somiedo Correcilla, donde es sustituida lateralmente por una sucesión turbidítica correspondiente la Fm Olleros. Está formada por alrededor de 300 m de calizas *mudstone* oscuras, laminadas, fétidas y azoicas. Hacia el techo presentan pseudomorfos de anhidrita y niveles de brechas dispersos,

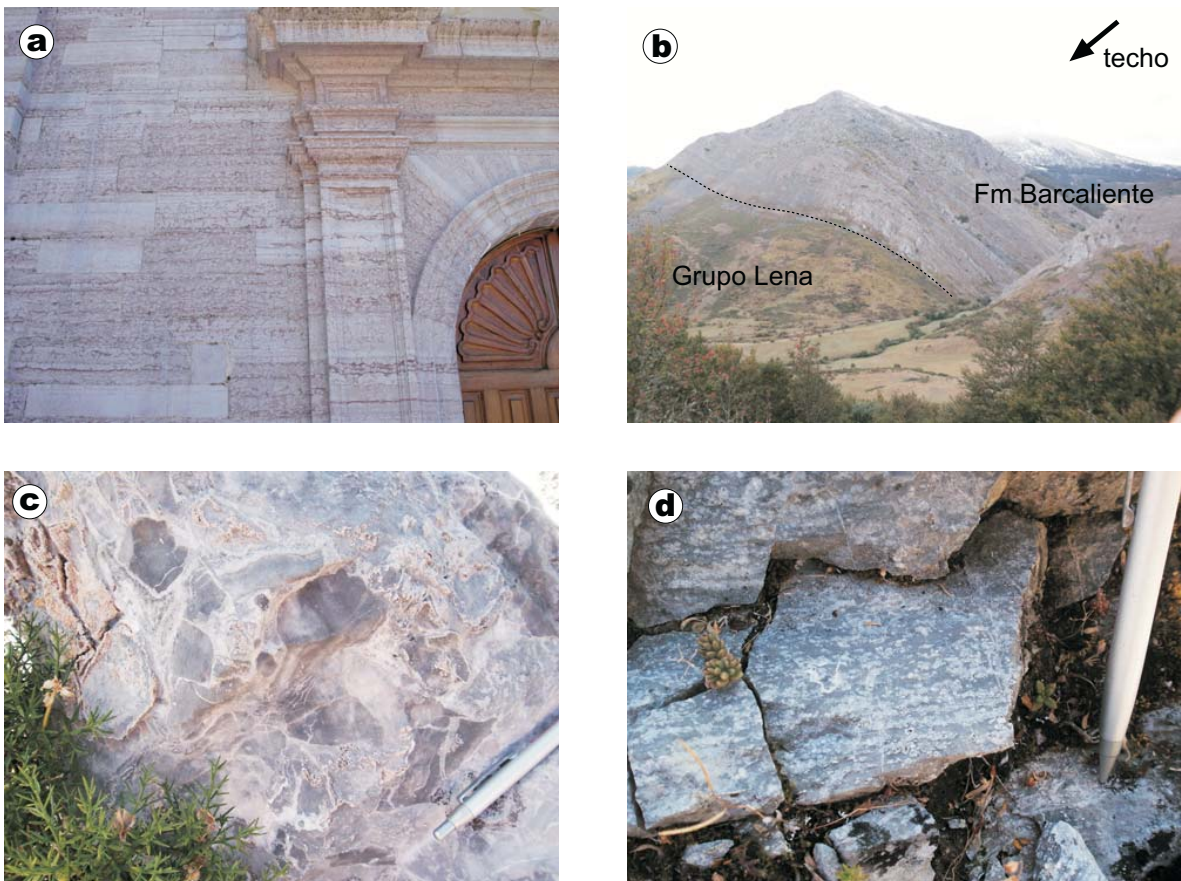


Fig. 1.10.a) Caliza Griotte carbonífera en la Catedral de la Montaña, Lois. b) Aspecto general de la Fm Barcaliente y su contacto con materiales del Grupo Lena en el sector Lois-Ciguera. c) Brechas localizadas en el techo de la Fm Barcaliente. d) Detalle del nivel de pseudomorfos de anhidrita en la unidad anterior.

relacionados con la disolución de evaporitas (González Lastra, 1978) o inestabilidades gravitatorias (Eichmüller, 1985; Fernández, 1990). Otra posible interpretación de estos depósitos tan característicos es su relación con el descenso eustático generalizado en el tránsito Serpukhoviense/Bashkiriense, puesto de manifiesto por Ross y Ross (1988) y Haq y Schutter (2008).

El contenido fósil observado en esta unidad es muy pobre, reduciéndose a ostrácodos, calcisferas, radiolarios, crinoideos, conchas delgadas de bivalvos, braquiópodos y esponjas silicificadas, éstas últimas observadas hacia la parte alta de la formación.

El origen de estos depósitos es controvertido (ver Colmenero *et al.*, 2002) aunque una amplia mayoría de autores interpretan esta unidad como una plataforma marina muy extensa, aislada del continente, del cual le separa un surco (*foredeep*) relativamente profundo y con sedimentación terrígena turbidítica. La plataforma era restringida e hipersalina, pobremente oxigenada y con precipitación de evaporitas. La larga anoxia que afectó al fondo marino en la mayoría de la Zona Cantábrica durante esta época, estuvo probablemente favorecida por la existencia de una estratificación vertical de las aguas que dio lugar al desarrollo de una masa de agua más profunda y con mayores salinidades.

La **Fm Valdeteja** (Serpukhoviense superior/Bashkiriense) está integrada por calizas bioclásticas y micríticas bioconstruidas, alcanzando espesores cercanos a los 1.000 m. Su extensión es mucho más reducida que la Fm Barcaliente, ya que es sustituida lateralmente por otro tipo de depósitos de carácter terrígeno y carbonatado, como la Fm Ricacabiello en el Manto del Ponga, la Fm Fresnedo en la Cuenca Carbonífera Central y la Fm San Emiliano en la Unidad de la Sobia-Bodón. Las relaciones laterales entre estas unidades y la Fm Valdeteja son, en general, bruscas, existiendo olistolitos y megabrechas de edad Bashkiriense-Vereyense (Salvador, 1989; Bahamonde, 1990; Fernández, 1990 y 1993).

Internamente se reconocen varias discontinuidades intraformacionales de gran extensión areal, localmente cubiertas por depósitos terrígenos (Eichmüller, 1985; Fernández, 1990, 1993). Dichas discontinuidades permitieron al último de los autores separar dentro las Unidades de la Sobia-Bodón y Áramo, cinco episodios de sedimentación carbonatada (Episodios Valdeteja 1 a 5).

Sucesiones detríticas superiores: Grupos Lena y Sama (Pensilvaniense)

Sobre la Caliza de Montaña se sitúan los materiales westfalienses de los **Grupos Lena y Sama**, cuya estratigrafía varía notablemente de unos sectores a otros de la cuenca sedimentaria.

La sucesión presente en el sector Riosa-Olloniego (parte más occidental de la Cuenca Carbonífera Central), está formada por areniscas, lutitas y abundantes intercalaciones de conglomerados. Fue dividida en varias formaciones, que de muro a techo son (Pello, 1968 y Fernández *et al.*, 1988): **Improductivo de Riosa, Fm Canales, Fm Conglomerados de Mieres, Fm Esperanza, Fm Olloniego y Fm Ablanado**. La primera unidad es atribuida al Grupo Lena mientras que las restantes lo son al Grupo Sama.

En el sector central (o Aller-Nalón) de la Cuenca Carbonífera Central, la sucesión de referencia ha conocido clásicamente numerosas divisiones. En este trabajo se va a tomar la proporcionada por García Loygorri *et al.* (1971) y basada en Adaro (1926), que agrupa los materiales en una serie de paquetes mineros, denominados de muro a techo: Fresno, Levinco, Llanón, Tendeyón, Caleras, Generalas, San Antonio, Maria Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura (Fig.1.11).

A continuación, se realiza una breve descripción de estas unidades (basada fundamentalmente en García Loygorri *et al.*, 1971; Truyols, 1983; Salvador, 1989 y Barba, 1991):

- El **paquete Fresno** tiene un espesor medio de 450 m y se sitúa sobre la Fm Barcaliente. Está constituido por una megasecuencia grano y estratocreciente, formada por lutitas de color grisáceo con intercalaciones de litarenitas de espesor decimétrico a métrico, de base neta y techo localmente ondulado, con laminación paralela y de *ripples*. Hacia el techo del paquete pueden observarse niveles de hasta 2 m de espesor de calizas ricas en algas filoides y oolitos.

- El **paquete Levinco**, con una potencia aproximada de 760 a 850 m, está formado por intercalaciones de calizas, litarenitas, lutitas y algún carbonero disperso de espesor

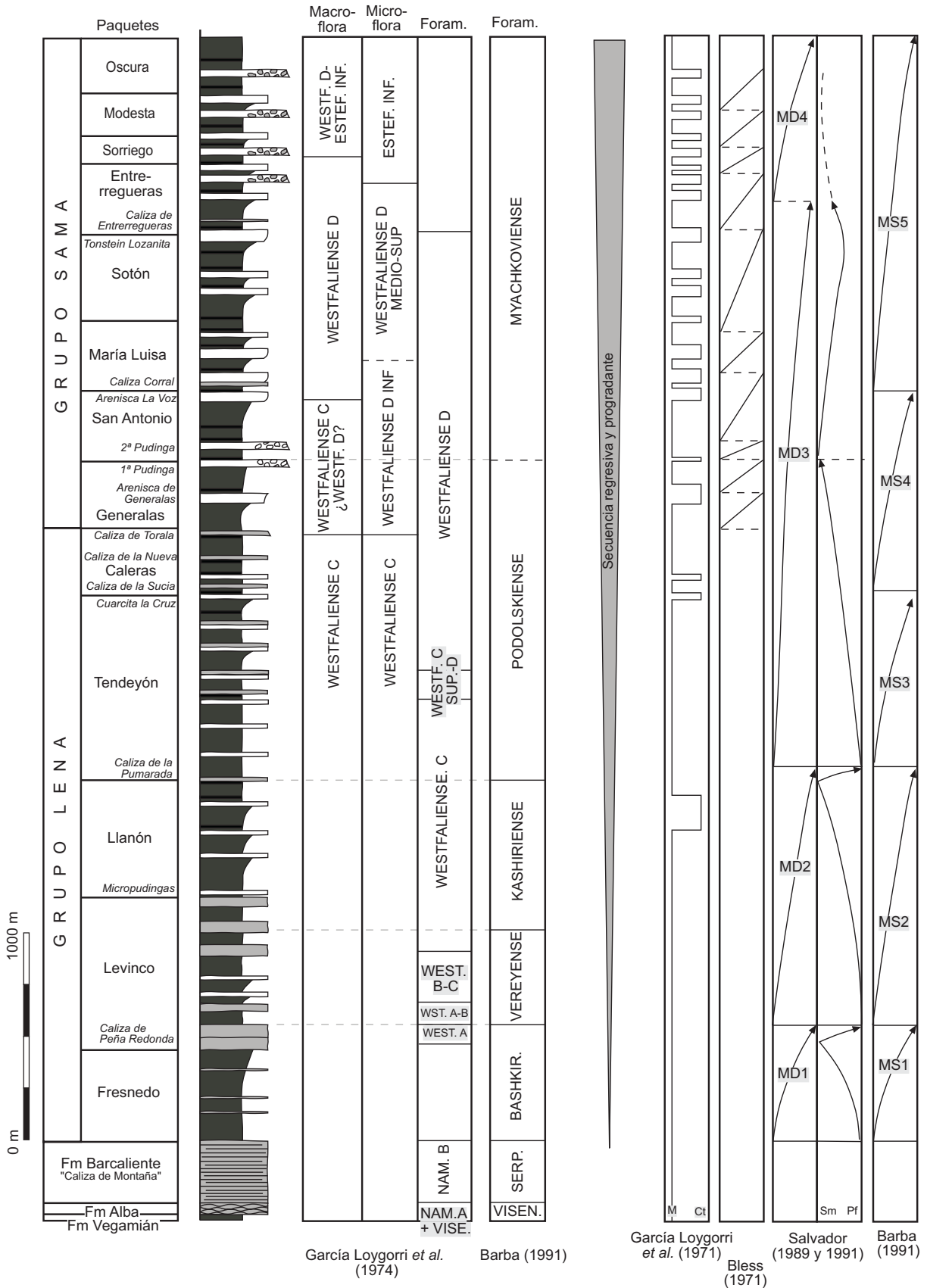


Fig. 1.11. Columna sintética del sector Aller-Nalón (modificada de García Loygorri et al., 1971; Salvador, 1989 y Barba, 1991). M: marino. Ct: continental. Sm: somero. Pf: profundo.

reducido. García Loygorri *et al.* (1971) separaron en su base la Caliza de Peña Redonda (conocida también como “masiva” o “de fusulinas”). Está integrada por dos tramos calcáreos separados por otro detrítico intermedio. El tramo inferior son calizas bioclásticas, con signos de exposición subaérea, que tienen por encima depósitos de brechas calcáreas (Salvador 1989, 1991). En el superior, las calizas bioclásticas están asociadas a bancos de algas. Estas calizas representan una plataforma somera protegida, cuyo desarrollo se asocia a la fase transgresiva del Megaciclo 1 de Salvador (1989, 1991).

- El **paquete Llanón**, de 490 a 550 m de espesor, está formado por lutitas, litarenitas y capas de carbón, existiendo también hacia el techo algún nivel carbonatado de poca importancia. Las capas de carbón, 7 u 8 en total, de las cuales 3 de ellas han sido muy explotadas, tienen un espesor muy reducido y muestran la presencia de suelos de vegetación.

- El **paquete Tendeyón** presenta una potencia próxima a 950 m. Está limitado en su base y techo por las unidades conocidas como Caliza de la Pumarada (de hasta 25 m de espesor) y Cuarcita de la Cruz. Por encima de la caliza basal, los 400-500 m inferiores constituyen una sucesión de lutitas con intercalaciones de litarenitas y sublitarenitas, formando secuencias granodecipientes. En los 500 m superiores, la unidad está representada por una sucesión de lutitas y areniscas con intercalaciones carbonatadas de hasta 15 m de espesor. El techo del paquete está caracterizado por la presencia de potentes tramos de arenisca, con base erosiva y canaliforme, niveles lutíticos bioturbados por raíces y capas de carbón.

- El **paquete Caleras** es considerado como el primer paquete “productivo” de carbón y tiene una potencia aproximada de 300 m. Está constituido por alternancias de lutitas, areniscas y capas de carbón, con tres niveles calcáreos de gran continuidad lateral, conocidos como la Caliza de la Sucia, Caliza de la Nueva y Caliza de la Toral. Debido a su extensión lateral, estos niveles carbonatados sirven de guía cartográfica.

- El **paquete Generalas** tiene un espesor medio de 305 m y comienza con 100 m de lutitas marinas, seguidas por un tramo arenoso (Areniscas de Generalas) de hasta 85 m

de potencia que contiene intercalaciones de carbón explotables (capas Generales). El tramo superior del paquete está integrado de nuevo por lutitas y litarenitas, constituyendo una secuencia grano y estratocreciente que hacia el techo presentan ortoconglomerados cuarcíticos con intercalaciones de litarenitas (Pudinga de Generales o Primera Pudinga), con un espesor máximo de 35 m. Es en la base de este paquete donde Aller (1986), Águeda *et al.* (1986-1987), Villa y Heredia (1988), Fernández *et al.* (1988) y Barba (1991), establecen la división entre el Grupo Lena y el Grupo Sama. Autores previos, como García Loygorri *et al.* (1971), establecen que la división se produce en la base del paquete Caleras, debido a la aparición de las primeras capas de carbón explotables de cierta importancia (comienzo del tramo productivo).

- El **paquete San Antonio** (también llamado “Entrepudingas”) tiene una potencia media de 315 m. Está dividido en tres tramos. El inferior está formado por litarenitas de grano grueso/medio ordenadas en secuencias grano y estrato crecientes con varios carboneros intercalados. El intermedio está constituido por conglomerados silíceos (Segunda Pudinga), similares a los del paquete Generales, aunque con un espesor mayor (hasta 60 m) y una extensión menor. En el muro de ambas pudingas, es característica la presencia de niveles con estructuras de deslizamiento, como resultado de los diferentes pulsos tectónicos (comunicación personal del Dr. P. Barba). El tramo superior está compuesto por lutitas y litarenitas con intercalaciones de carbón, ordenadas en una secuencia grano y estratocreciente, en cuyo techo se sitúa un importante nivel de litarenitas conocido como la Arenisca de la Voz.

- El **paquete Maria Luisa** presenta un espesor aproximado de 300 m. Está formado por lutitas, litarenitas y 10-11 capas de carbón muy discontinuas lateralmente, lo que hace muy difícil su correlación. Contiene un nivel calcáreo y discontinuo de poco espesor denominado Caliza Corral.

- El **paquete Sotón** tiene una potencia de 400 m y presenta de 13 a 19 capas de carbón explotables. Litológicamente es muy similar al anterior, aunque hay que destacar la presencia en el techo del tonstein Lozanita, utilizado como nivel guía a lo largo de la cuenca.

Se trata de un depósito rico en caolín con escasa potencia pero con elevada continuidad lateral, asociado a la alteración de cenizas volcánicas.

- El **paquete Entrerregueras** tiene un espesor medio de 340 m. Los 150 m basales son lutitas con fauna marina en el que a veces aparecen delgados bancos de caliza. Por encima se encuentra un tramo con abundantes carboneros y suelos de vegetación, que pasan hacia el techo a litarenitas con una potencia de 60 m. Finalmente culmina el paquete, una sucesión de 120 m en la que se encuentra intercalado el primer nivel de conglomerados polimícticos (gonfolitas), relativamente abundantes en los paquetes superiores.

- El **paquete Sorriego** tiene una potencia de 300 m. Comienza con un potente tramo detrítico de 180 m, con algún nivel de carbón intercalado, seguido por dos tramos continentales de 70 y 30 m separados por un nivel lutítico marino de 20 m de espesor.

- Los **paquetes Modesta y Oscura** tienen un espesor en conjunto de 575 m, y litológicamente son muy similares al paquete infrayacente, aunque contienen también varios niveles de conglomerados polimícticos.

La sucesión presente en el sector del Porma (Barba, 1991) o Cuenca del Porma (Suárez *et al.* 1996), difiere mucho de los sectores anteriores. Fue definida por Evers (1967) como “área de Ferreras” y por Aller como “autóctono de la escama de Forcada”. Se trata de una sucesión formada por dos unidades diferentes. La inferior, la Fm Ferreras, está constituida por areniscas y lutitas estratificadas de carácter turbidítico, con secuencias de Bouma del tipo Tc-e, apareciendo amalgamadas formando tramos masivos o con laminación paralela y con una dirección de paleocorriente dominante hacia el NNE (Barba, 1991). La superior o Melange del Porma, está formada por una sucesión olistostómica de aproximadamente 1.500 m de espesor, de aspecto caótico e integrada por lutitas, areniscas y bloques de calizas y areniscas, atribuida al Grupo Maraña (Suárez *et al.* 1996; Alonso *et al.* 2006; Alonso *et al.* 2009). Los bloques de caliza, de edad Bashkiriense superior/ Myachkoviense, contienen componentes como oolitos, algas y fusulinas, que sugieren una sedimentación original de carácter somero (ver Alonso *et al.* 2006, y referencias allí contenidas).

Respecto a la cronoestratigrafía de la sucesión de la Cuenca Carbonífera Central, existen numerosos datos paleontológicos, tanto de flora como de fauna. La edad del paquete Fresnedo, es posiblemente la que más complicación presenta. Leyva y Gervilla (1983) sitúan estos materiales entre el Bashkiriense y la parte basal del Moscoviense, si bien Sjerp (1967) data las primeras calizas que aparecen por encima del Paquete Fresnedo como de edad Moscoviense Inferior. Barba *et al.* (1991) sitúan el límite entre el Vereyense y el Kashiriense en la mitad superior del paquete Levinco. Leyva y Gervilla (1983), Granados *et al.* (1985), Leyva *et al.* (1985), Sáez de Santamaría *et al.* (1985) y Barba (1991) establecen que el límite entre Kashiriense/Podolskiense tiene lugar aproximadamente coincidiendo con la Caliza de la Pumarada. Leyva y Gervilla (1983), a partir de datos de flora, sitúan el Westfaliense D a 150 m por encima de esta caliza. Luque *et al.* (1985) mediante el estudio de braquiópodos localizan el límite Podolskiense/Myachkoviense en el Paquete Generalas o San Antonio, siempre por debajo de la Arenisca de la Voz. Barba (1983) sitúa este límite en el paquete San Antonio, en base a formas de foraminíferos en capas de tormentas.

Van Ginkel (1973), siguiendo la estratigrafía de Bless (1967) adaptada a los paquetes de García Loygorri *et al.* (1971), proporciona otros datos que modifican la edad de estos materiales. El límite Kashiriense/Podolskiense lo sitúa en la parte baja del Paquete Generalas, mientras que el límite Podolskiense/Myachkoviense lo establece en el paquete Entrerregueras.

La sucesión estratigráfica de los sectores Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, cuyo estudio es uno de los objetivos de la presente tesis, se tratará detalladamente en el capítulo 2 de esta memoria.

Sucesiones discordantes superiores (Pensilvaniense)

Grupo Maraña, de edad Westfaliense D-Cantabriense o Myachkoviense-Kasimoviense, es una unidad heterogénea, de aspecto caótico, formada fundamentalmente por lutitas de color oscuro con grandes olistolitos de calizas y areniscas intercalados. Su génesis se liga a deslizamientos procedentes de las plataformas carbonatadas inestables y a deslizamientos gravitacionales ligados al emplazamiento de mantos de cabalgamiento (Alonso *et al.* 2009).

Los materiales del **Estefaniense B** forman parte de la denominada “Cuenca Carbonífera de Canseco-Rucayo-Reyero-Salamón” y afloran en una banda estrecha entre la falla de León y el cabalgamiento basal de la Región del Esla, estando depositados discordantemente sobre materiales carboníferos más antiguos. Son conglomerados silíceos y brechas con clastos heterométricos de calizas y cuarcitas, presentando generalmente cemento carbonatado, areniscas, pizarras y capas de carbón.

1.5.- METODOLOGÍA

Durante la elaboración de este trabajo, se ha seguido una metodología clásica en cualquier trabajo estratigráfico-sedimentológico, que ha consistido fundamentalmente en:

a) Trabajos de Campo:

- Levantamiento de detalle de secciones estratigráficas. Se han estudiado una treintena de series con un espesor total aproximado de 7.500 m. En cada una se han realizado diferentes observaciones: espesor, litología, características geométricas, estructuras sedimentarias, contenido fósil, ciclicidad, contactos, etc. Todas ellas se han agrupado en un apéndice al final de esta memoria. Su correlación, debido a la falta de continuidad en los afloramientos, se ha elaborado a partir de datos bio y litoestratigráficos.

- Elaboración de la cartografía geológica a escala 1:20.000 (Figs. 1.12 y 1.13 y anexos). Se ha decidido realizar una síntesis cartográfica de la zona con el ánimo de aumentar el detalle de la cartografía, simplificar la terminología de las diferentes unidades estratigráficas que afloran en la región y unificar cartografías existentes, debido a que, en algunos casos, los mapas presentan aspectos contradictorios. Los trabajos cartográficos previos que han servido para su realización han sido: hojas geológicas del plan MAGNA a escala 1:50.000 de Puebla de Lillo (79), Burón (80), Boñar (104) y Riaño (105), y las cartografías realizadas por Alonso-Herrero (1981), Aller (1986), Barba *et al.* (1991), Heredia (1991), Heredia (1998), Alonso y Marcos (2001) y Alonso *et al.* (2009).

- Muestreo sistemático de rocas para su estudio petrográfico, destacando aquellas ricas en foraminíferos para su posterior estudio bioestratigráfico (realizado en su totalidad a Dra. Elisa Villa de la Universidad de Oviedo).



MAPA 1

Mapa geológico de la parte
oriental del sector
Piedrafita-Lillo

Diego Corrochano Fernández 2010

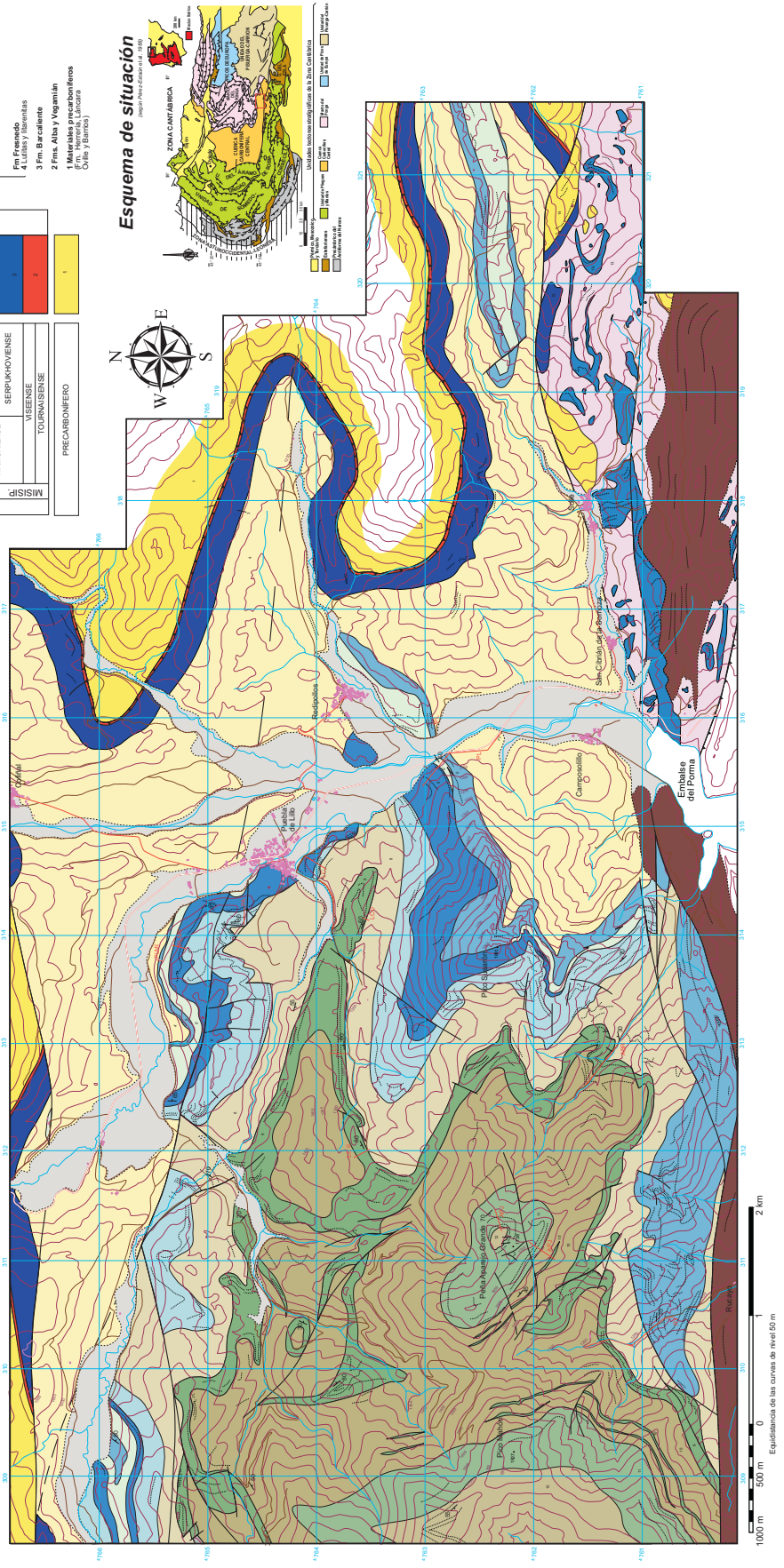
Leyenda

Signos convencionales

	Contacto normal
	Contacto discordante
	Taza de capa
	Falla
	Curvas de nivel
	Cabalgamiento
	Dirección y buzamiento
	Carretera
	Plata ferroviaria
	Ríos y arroyales
	Plantaciones y edificaciones
	Curvas de nivel
	Secciones estratigráficas

CARBONIFERO	
MISISIP	PENSILVANENSE
WESTFALIENSE	
B	C
A	
NAMURIENSE	
SERRACHOVIENSE	
VISENSE	
TOURNAISIENSE	
PRECARBONIFERO	
CUATERNARIO	
ALTIENSE	
ESTEPANIENSE	
D	MOSCoviENSE
KASHIRIENSE	
VEREYIENSE	
BASHKIRIENSE	
SERRACHOVIENSE	
VISENSE	
TOURNAISIENSE	
PRECARBONIFERO	

- Estaciones B**
1 Areniscas, areniscas y lutitas
- Fm. Merula**
10 Zanahoras de calizas carboníferas
11 Areniscas de calizas carboníferas
12 Areniscas de calizas carboníferas
13 Lutitas y areniscas
14 Carbonífero precambriónico
- Fm. Liaron**
6 Areniscas, lutitas, carboneros y calizas dispersas
7 Areniscas, lutitas, carboneros y calizas dispersas
8 Calizas
9 Areniscas, lutitas, carboneros y calizas dispersas
10 Lutitas y areniscas
11 Areniscas de calizas carboníferas
12 Areniscas de calizas carboníferas
13 Lutitas y areniscas
14 Carbonífero precambriónico
- Fm. Frencedo**
4 Lutitas y areniscas
- 3 Fm. Barcalente**
2 Fms. Albas y Vigamala
- 1 Materiales precambriónicos**
(Granito, Gneiss, Orita y Barras)



Esquema de situación

(Mapa de la Zona Cantabrica)

Unidades geomorfológicas de la Zona Cantabrica

- Valles de origen glaciar
- Altiplanicie
- Montañas de origen tectónico
- Montañas de origen erosivo
- Montañas de origen sedimentario

Fig. 1.12. Cartografía geológica de la parte oriental del sector Piedrafita-Lillo.

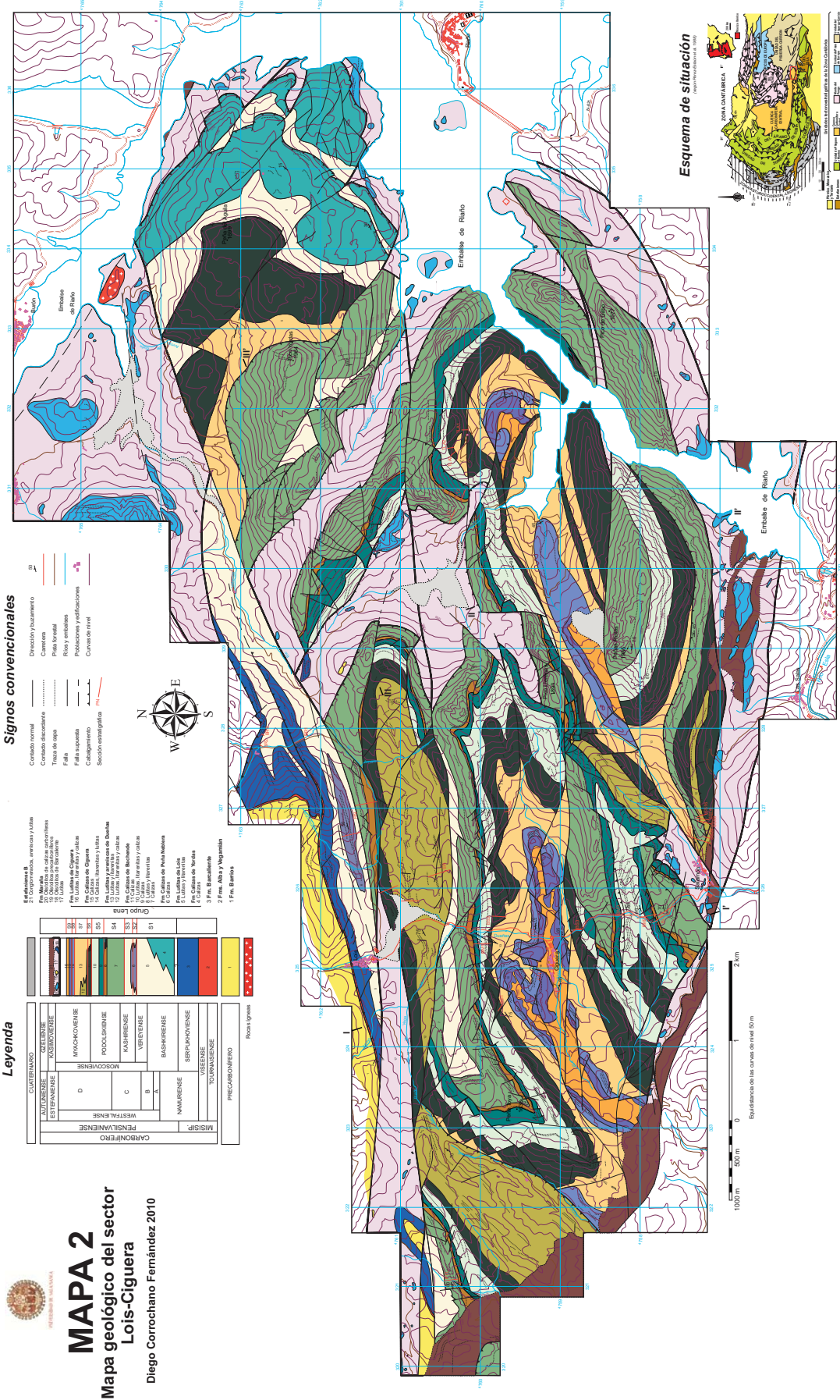


Fig. 1.13. Cartografía geológica del sector Lois-Ciguera.



Fig 1.14. Aspecto de las calizas carboníferas en el sondeo SS-23 del yacimiento de Salamón

- Testificación de sondeos (SS-16; SS-23; SS-29), realizados por compañías mineras en la concesión del yacimiento de oro de Salamón. Dichos sondeos se encuentran depositados en la litoteca de la Junta de Castilla y León (Salamanca) (Fig. 1.14). Su correlación, junto a los estudiados por Corrochano (2006) (SS-14 y SS-58), se ha llevado a cabo utilizando y calculando las potencias reales de cada uno de ellos.

b) Trabajos de laboratorio

Fundamentalmente este trabajo ha consistido en el estudio petrográfico y paleontológico de láminas delgadas y muestras de mano, mediante microscopio petrográfico de luz transmitida y lupa binocular respectivamente.

Se han estudiado unas 500 láminas delgadas; algunas de ellas fueron teñidas con ferricianuro potásico y Rojo de Alizarina siguiendo el método descrito en Dickson (1966), para diferenciar las distintas mineralogías presentes en cada muestra (calcita, calcita ferrosa, dolomita). Puntualmente se han realizado análisis cuantitativos de componentes aloquímicos, llevados a cabo mediante el conteo de 500 puntos distribuidos regularmente a lo largo de la lámina (5x2,5 cm).

A la hora de describir las facies carbonatadas se ha utilizado la clasificación textural de rocas de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971). Se han consultado varios manuales, publicaciones y otro tipo de trabajos para reconocer e identificar los diferentes componentes de las muestras estudiadas, entre los que destacan Glintzboeckel

y Rabaté (1964), Rácz (1964), Meijer (1971), Wray (1977), Scholle (1978), Flügel (1982), Adams *et al.* (1997), Della Porta (2003), Flügel (2004), Merino Tomé (2004) y Della Porta *et al.* (2005).

Para describir las facies siliciclásticas se ha seguido la clasificación propuesta por Folk (1974).

Corrochano (2006) realizó la medida de las relaciones isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en un total de 72 muestras en calizas del Grupo Lena en el sector Lois-Ciguera, 68 de las cuales fueron tomadas en micrita y las cuatro restantes en fases diferentes de cementación (cementos fibrosos y *blocky*). Las muestras fueron tomadas a partir de polvo de roca extraído con un taladro con punta adiamantada modelo *Startools* CMG150. Las relaciones isotópicas fueron determinadas en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, según los métodos habituales (Craig, 1957, Mc Crea, 1950) y en un espectrómetro de masas modelo SIRA serie II, calibrado con el standard Peedee Belemnite (PDB) y con una precisión de $\pm 0,1\text{‰}$.

c) Trabajos de Gabinete:

- Recopilación y revisión bibliográfica de los trabajos más relevantes publicados de la zona de estudio y alrededores.

- Representación de columnas estratigráficas y diagramas de correlación.

- Elaboración de la cartografía geológica, mediante la observación estereoscópica de foto aérea, cartografía digital y ortofotos.

- Análisis de la ciclicidad estratigráfica, mediante diagramas de correlación, análisis espectral (utilizando para ello los programas PAST y ANALYSERIES) y diagramas de Fischer (mediante la hoja de cálculo FISCHERPLOTS).

- Análisis de la subsidencia, mediante el programa ANSUB.

- Toma de fotografías:

a) De testigos cortados y pulidos: para obtener estas imágenes se escanearon con un escáner convencional.

b) De láminas delgadas: escaneadas en un escáner de diapositivas o en la lupa binocular del Área de Estratigrafía del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

c) De láminas delgadas al microscopio de luz transmitida: se tomaron en el Área de Cristalografía y Mineralogía y en la de Petrología y Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

d) En el microscopio electrónico de barrido, tomadas en el Servicio General de Microscopía Electrónica de la USAL.

- Redacción y confección de la presente memoria.



CAPÍTULO 2

ESTRATIGRAFÍA

2.1.- SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

2.2.- SECTOR LOIS-CIGUERA

2.- ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central es conocida desde muy antiguo debido a su riqueza minera de carbón. Los primeros indicios mineros que se conocen son del siglo XVI, aunque fue durante la segunda mitad el siglo XVIII cuando se intensificaron los estudios geológicos asociados a la minería y se sentaron las bases de la cartografía y estratigrafía actuales. En la Fig. 2.1 se muestra una recopilación de los trabajos más representativos publicados en los últimos años, sobre la estratigrafía del Grupo Lena y Sama en esta parte de la Zona Cantábrica.

Las claras diferencias tectonoestratigráficas existentes entre las sucesiones de los sectores de Piedrafita-Lillo y de Lois-Ciguera (Fig. 2.2), obligan a realizar un análisis estratigráfico de ambos sectores por separado.

SECTOR RIOSA-OLLONIEGO	SECTOR ALLER-NALÓN	SECTOR PIEDRAFITA-LILLO									
Fernández <i>et al.</i> (1988)	García Loygorri <i>et al.</i> (1971)	Racz (1964)	Aller (1986)	Barba (1991)	Von Allmen (2006)	Este trabajo					
Grupo Sama	Paquete Oscura	Fm Lois-Ciguera	Grupo Sama	Grupo Sama	Grupo Sama	Grupo Sama					
	Fm Ablanedo						Paquete Modesta				
	Fm Olloniego						Paquete Sorriego				
							Paquete Entrerregueras				
	Fm Esperanza						Paquete Sotón				
							Paquete María Luisa				
	Fm Mieres						Paquete San Antonio				
							Paquete Generales				
	Fm Canales						Paquete Caleras				
	Grupo Lena						Paquete Tendeyón	Fm Escapa	Grupo Lena	Grupo Lena	Grupo Lena
Improductivo de Riosa		Paquete Llanón									
		Paquete Levinco									
Fm Barcaliente		Paquete Fresnedo	Unidad Lena I	Unidad Lena I	Unidad Lena I	Unidad Lena I					
		Fm Barcaliente	Fm Barcaliente	Fm Barcaliente	Fm Barcaliente	Fm Barcaliente	Fm Barcaliente				
			Unidad Lena II	Unidad Lena II	Unidad Lena II	Unidad Lena II					
			Unidad Lena III	Unidad Lena III	Unidad Lena III	Unidad Lena III					
						Fm Tendeyón					
						Mb. Cz Cervatina					
						Fm Llanón					
						Fm Levinco					
						Mb.Cz.Peña Redonda					
						Fm Fresnedo					

Fig. 2.1. Nomenclatura estratigráfica en el sector Piedrafita-Lillo, Riosa-Olloniego y Aller-Nalón, de la Cuenca Carbonífera Central, modificado de Salvador (1989) y Barba (1991).

Columnas estratigráficas sintéticas del borde suroriental de la Cuenca Carbonífera Central

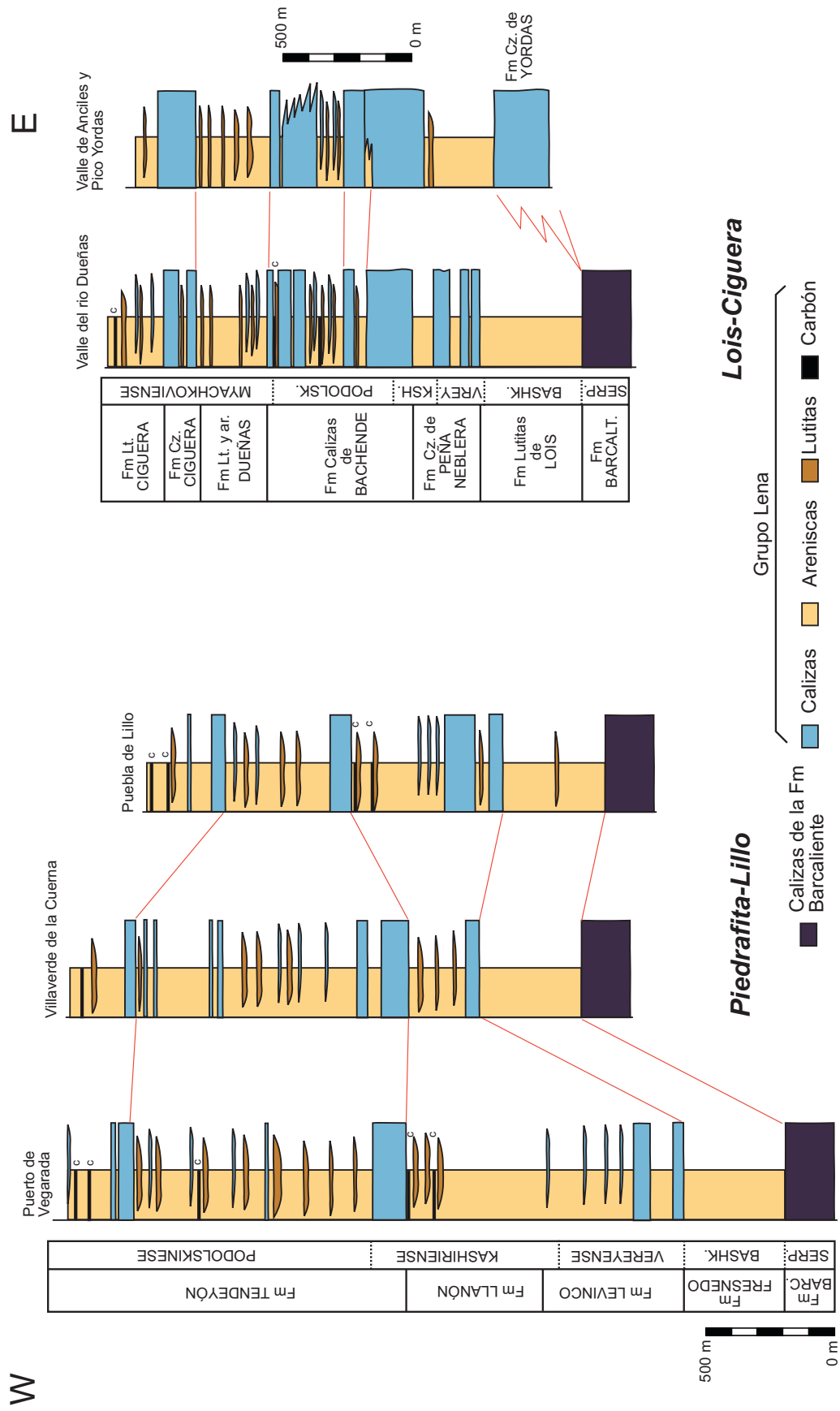


Fig. 2.2. Secciones estratigráficas sintéticas del sector Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera.

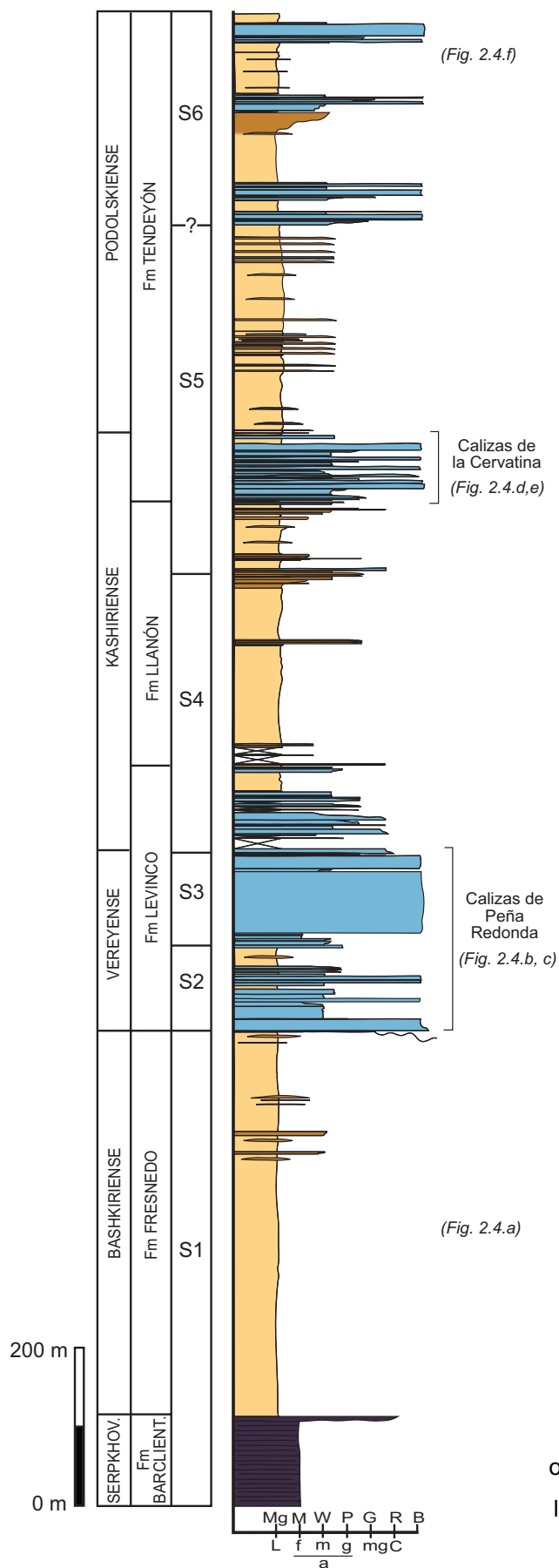
2.1- SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

La sucesión estratigráfica en este sector ha sido estudiada por diversos autores: Racz (1964), Van Ginkel (1965, 1987), Evers (1967), Sjerp (1967), Truyols *et al.* (1984), Aller (1986), Barba (1991) y Von Allmen (2006).

Aller (1986) diferenció en la sucesión de este sector un tramo inferior con una potencia de unos 4200 m, atribuido al Grupo Lena, y otro superior de 1500 m de espesor, atribuido al Grupo Sama. A su vez, debido a la complejidad litológica que presentan los materiales del Grupo Lena, los dividió en tres unidades litoestratigráficas: Lena I, Lena II y Lena III, que fueron posteriormente caracterizadas estratigráfica y sedimentológicamente por Barba (1991). La unidad Lena I está formada por lutitas oscuras con intercalaciones dispersas de litarenitas de grano fino/medio; la Unidad Lena II está constituida por una alternancia de lutitas, litarenitas y carbonatos, que se pueden agrupar en dos tramos: uno inferior, compuesto por lutitas bioturbadas con intercalaciones areniscosas y carbonatadas, y otro superior, formado por areniscas y lutitas en secuencias grano y estratocrecientes, con intercalaciones de calizas de escaso espesor. La Unidad Lena III está formada por una alternancia de lutitas, litarenitas y calizas. El Grupo Sama, como en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central, está caracterizado por la disminución de calizas y el aumento progresivo de areniscas y capas de carbón dentro de la sucesión.

El trabajo de campo realizado durante esta investigación nos ha permitido individualizar dentro del Grupo Lena una serie de unidades litoestratigráficas con rango de formación, cartografiables a escala 1:20.000 (Fig. 1.12 y Mapa 1) y en las que, en algunos casos, se han diferenciado miembros de carácter informal.

Para simplificar y unificar la nomenclatura de las unidades que componen el Grupo Lena a lo largo de la Cuenca, las formaciones descritas en este trabajo reciben el mismo nombre que los paquetes mineros de García Loygorri *et al.* (1971) y las correspondientes formaciones de Truyols (1983), basándose esta correlación en datos lito y cronoestratigráficos.



A continuación, se definen estas unidades en el sector de Piedrafita-Lillo; su descripción se centra en las partes más orientales de la zona (cercañas de la localidad de Puebla de Lillo), donde aumenta el contenido en calizas y se produce una reducción notable del espesor de la sucesión respecto a los sectores más occidentales de la cuenca (Fig. 2.3).

Fm Fresnedo

Equivalencia a la Unidad Lena I de Aller (1986) y Barba (1991). Presenta, por lo general, malas condiciones de afloramiento. La sección tipo en esta zona se ha establecido en el afloramiento existente a lo largo de la carretera de Camposolillo a Puebla de Lillo (sección PL).

La unidad tiene un espesor de aproximadamente unos 400 m y está formada por una sucesión eminentemente terrígena, constituida por lutitas muy oscuras, bioturbadas, con intercalaciones de limos y litarenitas de grano fino/medio con *ripples* de corriente, laminación paralela y estratificación

Fig. 2.3. Serie local del Carbonífero de la parte más oriental del sector Piedrafita-Lillo, en la que se separan las diferentes unidades litoestratigráficas y secuencias definidas en este trabajo.

cruzada planar, ordenadas en secuencias estratocrecientes (Fig. 2.4.a). Barba (1991) describió intercalaciones lateralmente discontinuas de calizas *wackestone* y brechas calcáreas de hasta 15 m de espesor en el borde más suroriental del sector. En el borde occidental, cerca del Puerto de Vegarada, Álvarez Marrón y Pérez-Estaún (1990) cartografiaron dentro de esta unidad una serie de olistolitos calcáreos dispersos (Fig. 2. 5).

Respecto a la edad de la formación, Evers (1967) mediante el estudio de algas y foraminíferos recogidos en unas intercalaciones calcáreas en el tramo superior de la unidad, propuso una edad Bashkiriense Superior/Moscoviense Inferior. En este sector, Aller (1986) y Barba (1991), como en esta memoria y en la amplia mayoría de trabajos en la Cuenca Carbonífera Central y el Manto del Ponga, sitúan estos materiales dentro del Bashkiriense.

Fm Levinco

Equivale a parte del Grupo Lena II de Aller (1986) y Barba (1991). En esta formación se ha diferenciado un miembro inferior carbonatado, equivalente al “Mound Complex I” y al “Mound Complex II” de Von Allmen (2006) en las cercanías de Puebla de Lillo y , en cierta medida, aunque se trate seguramente de niveles calcáreos más jóvenes, a la “Caliza de Peña Redonda” descrita por Gracia Loygorri *et al.* (1971), Salvador (1989), Salvador (1991) y Barba (1991) y a la “Caliza Masiva” de Martínez Álvarez (1962) (Fig. 2.4. b y c).

El hipoestratotipo de esta formación se ha establecido en las cercanías de Puebla de Lillo y el Pico Susarón (secciones PL y LC).

En estas secciones, la unidad tiene un espesor aproximado de 300 m y está constituida por una sucesión cíclica de lutitas y carbonatos. Su base se establece en el miembro **Caliza de Peña Redonda**, formado fundamentalmente por acumulaciones de calizas masivas micríticas con morfología monticular (*micritic buildups* o *mud mounds*). Este nivel calcáreo comienza con una calcarenita con estratificación cruzada en surco, erosionada por un cuerpo canaliforme de hasta 3 m de espesor de calizas *grainstone* oolíticas. Por encima, se localizan 70 m de calizas tableadas y masivas, que pasan verticalmente a una sucesión de 50 m de espesor de lutitas bioturbadas, limolitas y litarenitas

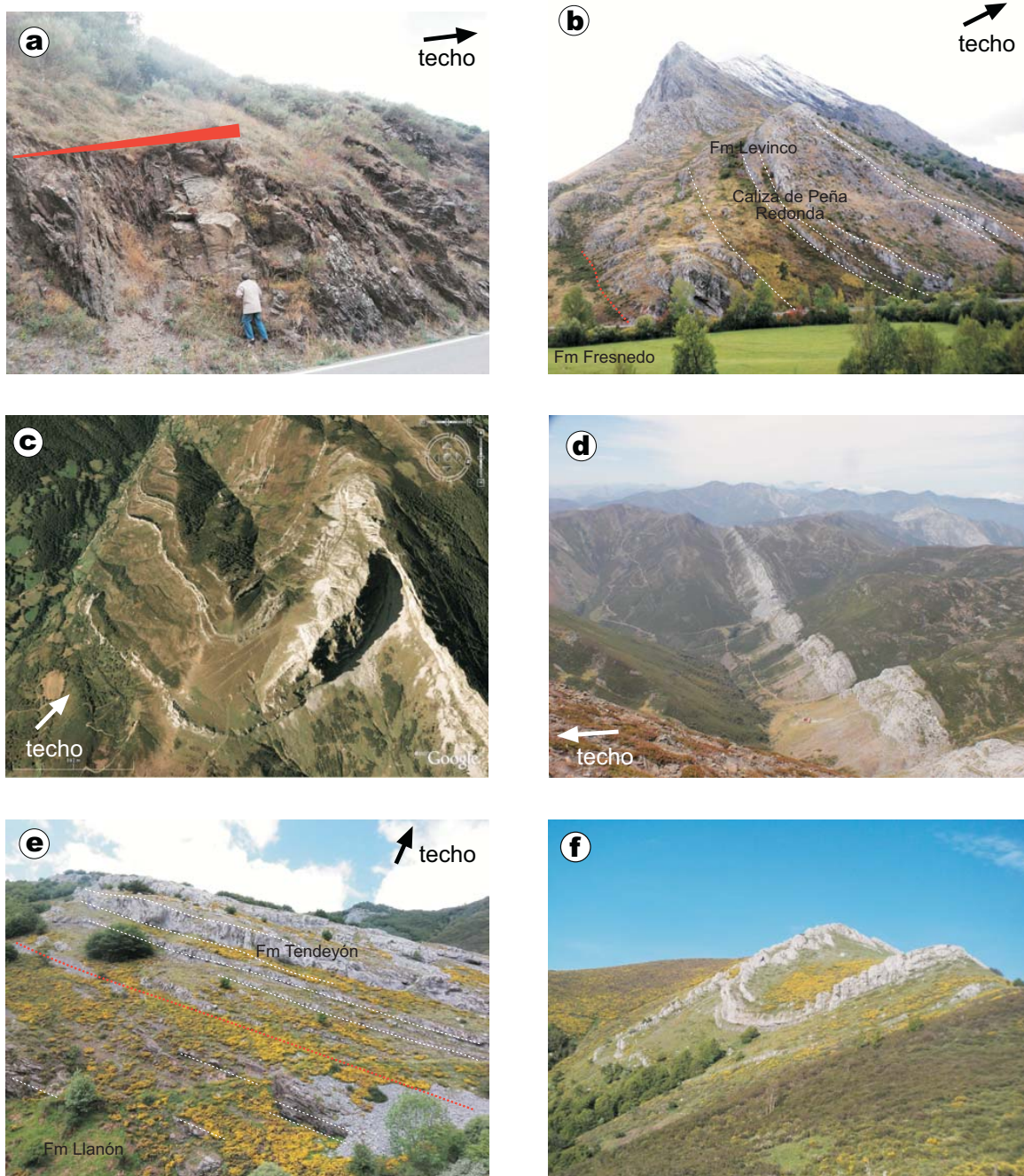


Fig. 2.4. a) Aspecto de la Fm Fresnedo en las cercanías de Puebla de Lillo. Nótese el carácter estratocreciente de los materiales. b) Caliza de Peña Redonda en el Pico Susarón. A la izquierda de la fotografía se observa el contacto con la Fm Fresnedo y la Fm Levinco. c) Acuñaamiento lateral de la Caliza de Peña Redonda en las cercanías del pueblo Río Aller (imagen obtenida de *Google Earth*). d) Acuñaamiento lateral de la Caliza de la Cervatina (Fm Tendeyón) hacia el W (al fondo de la fotografía); cercanías del Pico Faro (imagen obtenida de *Google Earth*). e) Contacto entre la Fm Llanón y la Fm Tendeyón en la sección ABR. f) Sinclinal en materiales de la Fm Tendeyón, Peña Aparejo.

de grano fino, que pueden presentar calizas de espesor métrico intercaladas. Sobre este tramo eminentemente siliciclástico, se disponen unas calizas tableadas con estratificación ondulante a gran escala, seguidas por una sucesión monótona de más de 80 m de calizas masivas (texturas *boundstone* micríticas y de *Donezella* principalmente) que llegan a formar *mounds* de grandes dimensiones, algunos con más de 90 m de altura.

La Caliza de Peña Redonda, es sustituida verticalmente por aproximadamente 80 m de alternancias cíclicas de lutitas, areniscas y calizas bioclásticas en secuencias grano y estratodecrecientes, presentando los carbonatos abundantes nódulos de chert con dimensiones que alcanzan hasta 1 m de diámetro.

Leyva y Gervilla (1983) describieron la coexistencia de formas de edad Bashkiriense y Moscoviense inferior en la Caliza de Peña Redonda en zonas más occidentales de la cuenca. Sin embargo, Aller (1986) demostró que parte de las muestras recogidas por dichos autores procedían de un conglomerado calcáreo por lo que propuso una revisión en otras zonas de la cuenca. Sjerp (1967) data las primeras calizas por encima del paquete Fresno y las otorga una edad claramente perteneciente al Moscoviense. Barba *et al.* (1991) sitúan el tránsito Vereyense-Kashiriense en la parte media de esta caliza en la zona de Puebla de Lillo, y más o menos a 450 m de la base de esta formación en las partes más occidentales del sector. Sin embargo, Aller (1986) sitúa el límite de los dos horizontes siempre por encima de la Caliza de Peña Redonda. Durante la elaboración de este trabajo se ha recogido una muestra (LC 60F) en el tramo medio de la formación, con fauna que pertenece claramente al Vereyense/Kashiriense inferior.

Fm Llanón

En el sector Piedrafita-Lillo equivale a la parte central del Grupo Lena II de Aller (1986) y Barba (1991). Debido a la tímida presencia de capas de carbón, esta unidad representa los primeros episodios continentales dentro de la cuenca.

Se propone como hipoestratotipo de esta formación la parte media de la sección LC, situada en la pista forestal de La Cervatina (cerca de Puebla de Lillo).

Las intercalaciones carbonatadas de la unidad infrayacente desaparecen gradualmente, dando lugar a una sucesión eminentemente terrígena. Presenta un espesor que varía desde 650 m en la zona occidental del sector, a 270 m en las cercanías de Puebla de Lillo. Se trata de una serie de secuencias granocrecientes de lutitas pardas, bioturbadas y con restos vegetales, en las que aparecen niveles dispersos de concentración de fauna marina, fundamentalmente moluscos de concha fina, limolitas, litarenitas y capas de carbón de escasa entidad, que suelen tener asociada bioturbación de raíces. Las litarenitas, muy abundantes en la parte media de la formación, son de grano fino/grueso y presentan estratificaciones cruzadas en surco y planar, laminación paralela, *ripples* de corriente y de oleaje y, en algunos casos, bases erosivas. Un ejemplo de éstas se observa en las cercanías de la Ermita de Peragúas, donde aparecen dos tramos de arenisca de grano grueso a fino, de unos 10 m de espesor cada uno, intercalados entre lutitas muy bioturbadas y con abundantes restos vegetales. En las partes centrales de la Cuenca, estos niveles más energéticos situados en el tramo medio del paquete Llanón reciben el nombre local de “micropudingas de Llanón”.

Progresivamente hacia el techo de la unidad, aparecen delgados niveles calcáreos, constituidos por calizas bioclásticas y oolíticas.

García-Loygorri (1974) sitúa estos materiales dentro del Westfaliense C. Aller (1986) establece el límite entre el Vereyense y el Kashiriense aproximadamente en la mitad del Lena II, coincidiendo aproximadamente con los límites de las Fm Levinco y Llanón aquí definidas. Como se ha dicho anteriormente, Barba *et al.* (1991) situaron el tránsito entre estos dos horizontes en la parte occidental del sector, a 450 m dentro de la Unidad Lena II. Por datos recogidos en los materiales supra e infrayacentes de esta formación, estos materiales tienen una edad Kashiriense.

Fm Tendeyón

Equivale a la parte superior de la Unidad Lena II e inferior de Lena III de Aller (1986) y Barba (1991). Posee una potencia media de 400 m y está formada por dos tramos litológicos diferentes, uno inferior carbonatado, y otro superior constituido por

alternancias de terrígenos y carbonatos. El miembro calcáreo inferior, denominado en este trabajo **Caliza de la Cervatina**, corresponde a una caliza de espesor variable pero lateralmente muy continua, cuyo trazado cartográfico se puede seguir más de 20 km desde Puebla de Lillo hasta las cercanías del Pico Faro, donde se acuña lateralmente hacia el W (Fig. 2. 4d). Probablemente esta caliza equivale lateralmente a la Caliza de la Pumarada, definida en las partes centrales de la cuenca.

Se propone como hipoestratotipo de esta formación la parte superior de la sección RY, realizada en las cercanías de la localidad de Rucayo.

El miembro Caliza de la Cervatina presenta buenos afloramientos en la pista forestal La Cervatina, secciones LC 0, LC, LC II y ABR. Es un tramo carbonatado que alcanza 130 m de espesor en las partes más occidentales del sector, mientras que en las cercanías de Puebla de Lillo presenta una potencia de unos 60 m. En las proximidades de Villaverde del Cuerna, se observa como se escinde en varios tramos carbonatados separados por material terrígeno. En su base es característica la presencia de calizas *packstone/ grainstone* enrojeadas, que tienen por encima 2 intervalos muy continuos cartográficamente de concentración de nódulos de chert. Las partes superiores de esta caliza están formadas por alternancias de calizas masivas bioconstruidas y calizas tableadas. El tránsito con los materiales siliciclásticos suprayacentes puede ser brusco, como se observa hacia el W, o gradual, como puede verse en las partes centrales u orientales del sector.

El resto de la formación, situado por encima de la Caliza de la Cervatina, se puede dividir en dos partes litológicamente diferentes: una inferior, siliciclástica, y otra superior, caracterizada por la presencia de intercalaciones métricas de carbonatos. En la inferior, las capas de litarenitas son de grano grueso a fino, generalmente muestran una ordenación granodecreciente y suelen presentar bases erosivas y laminación paralela. En la parte superior, las secuencias terrígenas son de carácter granocreciente y presentan hacia el techo intercalaciones de calizas ricas en algas filoides, corales rugosos solitarios y esponjas calcáreas.

La edad de esta formación oscila entre el Kashiriense medio?/superior (datos de Van Ginkel, 1987; y recogidos en este trabajo) y el Podolskiense (muestra AJB-6,3, recogida en las cercanías del Pico Aparejo).

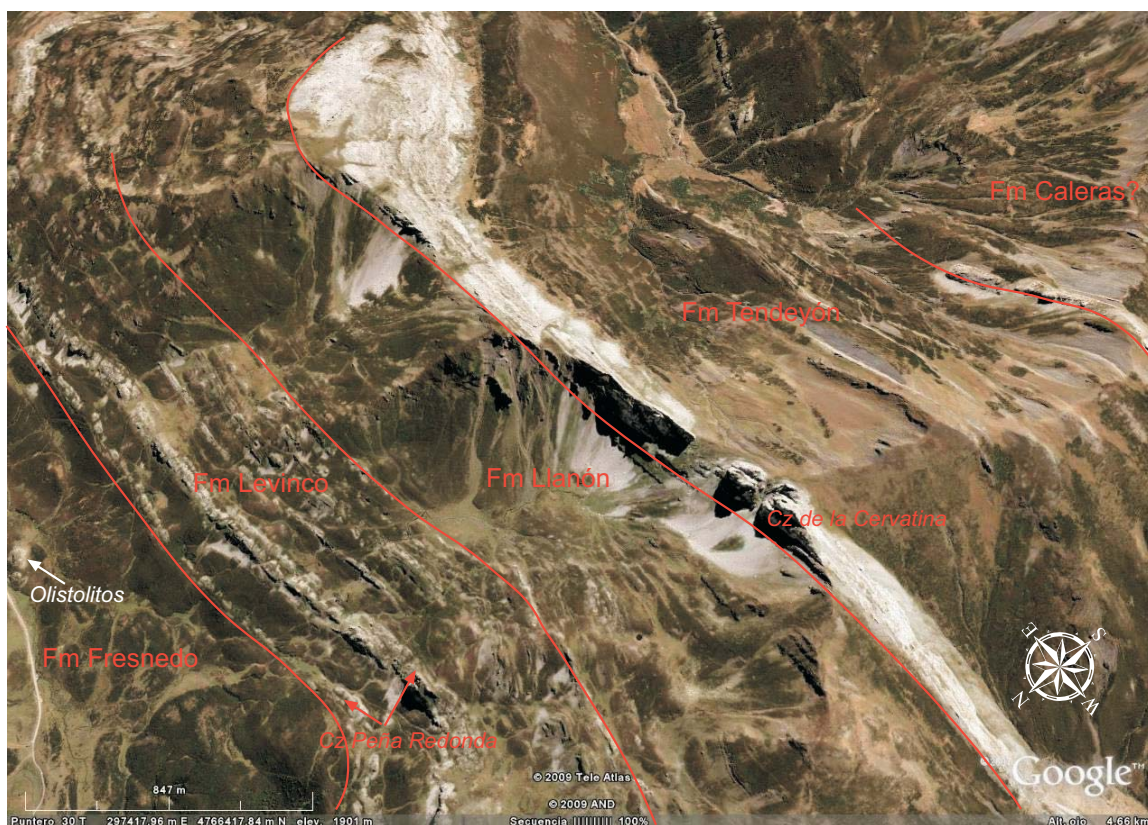


Fig. 2. 5. Vista aérea del Puerto de Vegarada, donde se observa un afloramiento continuo del Grupo Lena en las partes más occidentales del sector Piedrafita-Lillo. Nótese el olistolito calcáreo que aparece en la Fm Fresnedo. Imagen obtenida de *Google Earth*.

2.2.- SECTOR LOIS-CIGUERA

Es el sector de la Cuenca Carbonífera Central que registra el menor espesor de la sucesión westfaliense y un mayor contenido en carbonatos, superior al 50%.

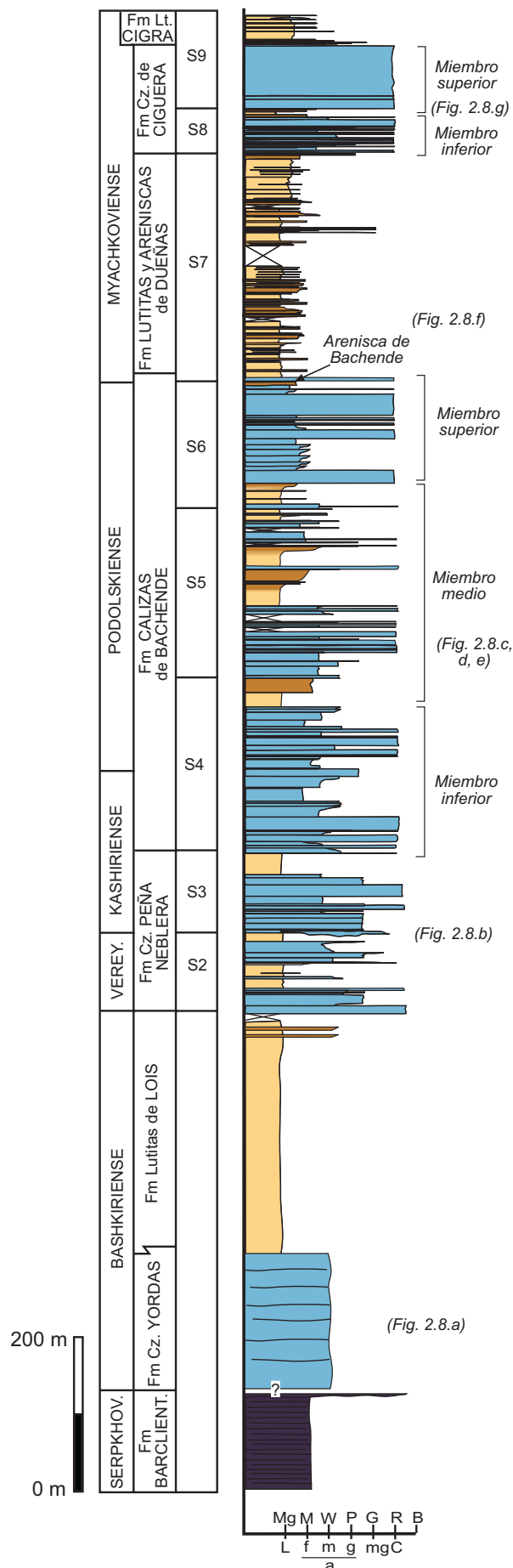
Al igual que en el sector de Piedrafita-Lillo, se han distinguido una serie de unidades litoestratigráficas con rango de formación, cartografiables a escala 1:20.000 y en las que en algunos casos, se han diferenciado miembros de carácter informal (Fig 1. 13 y Mapa 2). Las formaciones, en la mayor parte de las ocasiones, constituían unidades de carácter informal en trabajos previos (Fig. 2.1. *continuación*). Debido a las diferencias litoestratigráficas existentes y a la nomenclatura local previa, la terminología de las formaciones definidas varía significativamente respecto a otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central.



Fig. 2.6. Vista aérea del macizo calcáreo que forman los materiales del Grupo Lena en el sector Lois-Ciguera, con la localización de los principales pliegues de la zona, así como la del yacimiento de Salamón y la de las localidades más importantes. Imagen tomada de *Google Earth*.

Fm Calizas de Yordas

Corresponde a las “Calizas de Yordas” de Alonso-Herrero (1981) y a las de y Barba *et al.* (1991). Aflora únicamente en las partes más orientales de este sector (zona



del Pico Yordas) y su base no aparece nunca expuesta, ya que está cortada por superficies de cabalgamiento. Debido a la edad que presentan estos materiales, posiblemente sean equivalentes a la Fm Valdeteja descrita en otras partes de la Zona Cantábrica y se sitúen por encima de la Fm Barcaliente.

Aunque esta unidad no se ha estudiado en detalle durante este trabajo, a continuación hacemos una breve descripción de sus principales características (basada en referencias anteriormente citadas): tienen un espesor medio de 180 m, aunque pueden llegar a alcanzar los 400 m. Se trata de calizas grises masivas, excepto en la parte alta de la unidad, donde están más estratificadas. Presentan texturas *wackestone*, *packstone*, *grainstone* de oolitos, *boundstone* de *Donezella* y calizas micríticas biocontruidas.

La edad de esta unidad es Marsdeniense-Yeadoniense (Namuriense C/Bashkiriense), y fue establecida por Alonso-Herrero (1981) y Barba *at al.* (1991), a partir del estudio de muestras de conodontos, ostrácodos y braquiópodos.

Fig.2.7. Sucesión estratigráfica local del sector Lois-Ciguera.

Fm Lutitas de Lois

Equivale a las “Lois Shales” de Marcus (1970), a las “Lutitas de Lois” de Barba *et al.* (1991), al “Paquete Fresnedo” definido por García Loygorri *et al.* (1971) y a la correspondiente formación de Truyols (1983) en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central. La sección tipo de esta unidad se localiza a la entrada del valle de San Pelayo.

Se apoya directamente sobre la Fm Barcaliente, salvo en las cercanías del pico Yordas, donde lo hace sobre la Fm Calizas de Yordas. En el primero de los casos, su espesor es cercano a los 700 m, mientras que en el segundo no llega a los 300 m.

Está constituida eminentemente por lutitas de color gris-pardo de aspecto masivo, con abundantes nódulos de siderita e intercalaciones esporádicas de limos y litarenitas de grano fino con laminación de *ripples* de corriente. Hacia la base de la formación, en una de las escamas más septentrionales del sector localizada en las cercanías del pico de la Trapa (sección BR3), se han observado intercalaciones de lutitas rojas, calizas negras laminadas y megabrechas calcáreas, con clastos de la Fm Barcaliente dentro de una matriz lutítica desorganizada.

La edad de la base de esta unidad, al apoyarse sobre los materiales de la Fm Barcaliente o la Fm Calizas de Yordas, posiblemente sea fuertemente diacrónica, aunque este diacronismo no se ha podido establecer con exactitud. De esta manera, proponemos una edad Bashkiriense, similar a la establecida para la Fm Fresnedo en el sector Piedrafita-Lillo. Aunque Barba *et al.* (1991) sugieren que los materiales de esta unidad alcanzan el Kashiriense inferior, en este trabajo las intercalaciones carbonatadas donde estos autores recogieron las muestras de fusulinas, se han incluido en la formación suprayacente, denominada Fm Calizas de Peña Neblera.

Fm Calizas de Peña Neblera

Unidad que frecuentemente ha sido interpretada como una intercalación carbonatada de pequeña entidad dentro de la Fm Lutitas de Lois. Su base y su techo no se han podido estudiar debido a que aparecen biselados por fallas (Falla de Solle), así que se desconoce su relación con los materiales infra y suprayacentes. Únicamente se

han podido observar estos materiales en las cercanías del pueblo de Lois. Se propone como estratotipo el afloramiento existente en las cercanías del pico Peña Neblera (sección PN).

Tiene una potencia de al menos 250 m. Comienza con un tramo de 30 m de espesor, integrado por calizas masivas bioconstruidas y oolíticas tableadas. Por encima se observa un paquete lutítico de hasta 70 m, que presenta una intercalación carbonatada de 30 m de potencia formada por calizas tableadas bioclásticas y brechas calcáreas que se acuña lateralmente hasta desaparecer. Estos materiales pasan verticalmente a una nueva sucesión carbonatada de 70 m de espesor, formada mayoritariamente por *grainstone* bioclásticas y masivas, con intercalaciones esporádicas de calizas micríticas bioconstruidas. En el techo de estos carbonatos, y afectado por la falla de Solle, se observa un tramo no visible de hasta 75 m de potencia.

La muestra recogida en las cercanías de Peña Neblera (PN141,5F) sugiere una edad Vereyense superior o Kashiriense inferior.

Fm Calizas de Bachende

Se trata de una unidad eminentemente carbonatada que ha recibido diferentes nombres y rangos a lo largo del tiempo. Equivale a los miembros “Toya Masiva” y “Toya Estratificada” de Ginkel (1965), a los miembros “Marble-like Limestone”, “Lower alternating Limestones”, “Islands Limestone” y “Upper alternating Limestone” de Marcus (1970), al miembro Bachende de Fadón (2007) y a la unidad informal de las “Calizas de Bachende” de Alonso-Herrero (1981), Barba *et al.* (1991), Barba (1991), Corrochano (2006) y de Corrochano y Barba (2007).

El estratotipo de esta formación se localiza en la carretera de Salamón a Lois en el valle del río Dueñas (secciones BI1, BM2 y BS2).

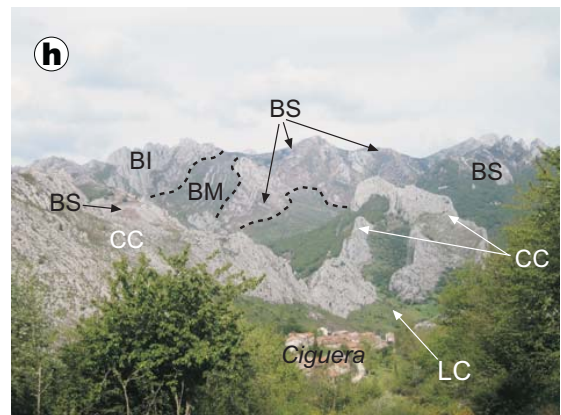
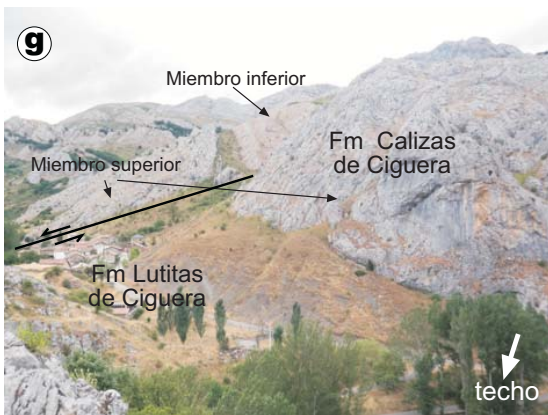
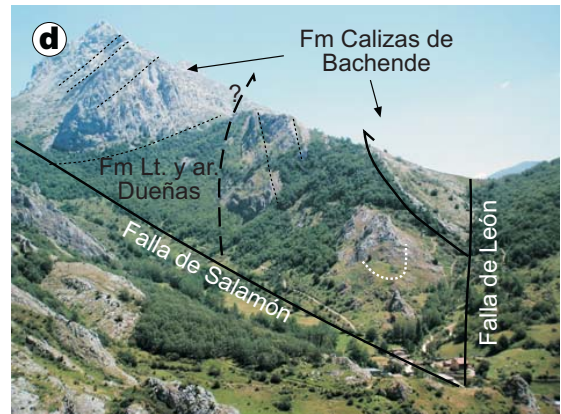
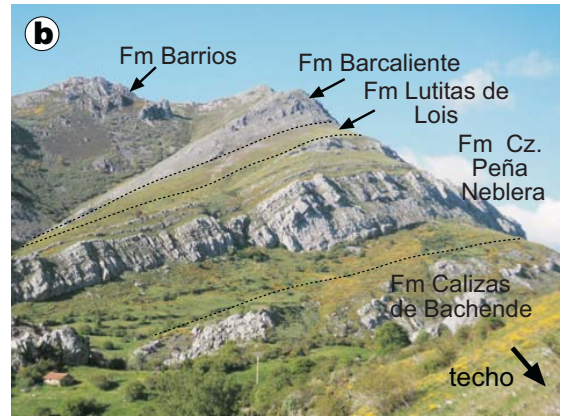
La unidad tiene un espesor máximo de 665 m y se ha dividido en tres miembros para mantener así una nomenclatura similar a la establecida por Barba *et al.* (1991).

El miembro inferior, muy continuo cartográficamente, comienza con una caliza *grainstone oolítica* de espesor decimétrico y está formado por una sucesión cíclica de

calizas masivas y estratificadas de hasta 180 m de espesor. Son calizas oolíticas y bioclásticas (*grainstone*, *packstone* y *wackestone*), alternando con calizas micríticas bioconstruidas con textura grumosa-peloidal. En la parte inferior y media del tramo, es característico observar dos niveles de nódulos de chert de hasta varios metros de espesor, cartográficamente muy continuos.

El miembro medio de la formación, de 335 m de espesor, está formado por una serie de alternancias de terrígenos y carbonatos. Comienza con un tramo de 40 m constituido por secuencias granocrecientes de lutitas y litarenitas de grano fino/medio, con *ripples* corriente y niveles bioclásticos dispersos. Por encima, aparece una sucesión carbonatada de hasta 110 m de potencia, que comienza con una *grainstone* oolítica con base muy erosiva e irregular de hasta 30 cm de espesor, seguida de calizas bioclásticas tableadas y pseudonodulosas en secuencias granodecrescentes, *bafflestone* de algas filoides y calizas micríticas masivas. Estos materiales pasan hacia el techo a una sucesión cíclica de 185 m de potencia, constituida por alternancias de calizas y terrígenos, estos últimos integrados por lutitas bioturbadas y litarenitas de grano fino/medio en secuencias grano y estratocrecientes. En las facies carbonatadas, abundan acumulaciones bioclásticas

Fig. 2.8. (*página contraria*) a) Fm Calizas de Yordas en las cercanías de Burón. En primer plano materiales lutíticos de la Fm Maraña. b) Aspecto general de la Fm Calizas de Peña Neblera, situada en la parte central de la fotografía. c) Panorámica del Anticlinal de Peña Toya, donde se observan los diferentes tramos litológicos que constituyen la Fm Calizas de Bachende. d) Fotografía de Peñas Pintas (izquierda) en las cercanías del yacimiento de oro de Salamón, donde se observa la estratigrafía y las estructuras tectónicas más importantes del yacimiento. Con traza blanca discontinua se señala el posible anticlinal que forman las calizas carboníferas en el yacimiento. e) Fotografía del flanco N del sinclinal de Anciles, tomada desde la cima de Peñas Pintas hacia el N. Se ha señalado la localización de las secciones estratigráficas elaboradas en la zona. Las calizas que se observan pertenecen mayoritariamente a la Fm Calizas de Bachende. Con flechas negras, en el núcleo del sinclinal, afloran materiales atribuidos a la Fm Calizas de Ciguera. f) Aspecto de las areniscas de la Fm Lutitas y areniscas de Dueñas (sección AN1). g) Fotografía del núcleo del sinclinal de Ciguera. h) Fotografía panorámica del Sinclinal de Ciguera. B= Fm Calizas de Bachende; BI= miembro inferior; BM= miembro medio; BS= miembro superior; D= Fm Lutitas y areniscas de Dueñas; CC= Fm Calizas de Ciguera; LC= Fm Lutitas de Ciguera. Las flechas negras señalan la intensa dolomitización que presentan las calizas del tramo superior de la Fm Calizas de Bachende.



(*wackestone* y *packstone*), calizas oncoidales y *bafflestone* de algas dasicladáceas y filoides.

El miembro superior de la formación es carbonatado y presenta una potencia de hasta 150 m, aunque se puede acuñar en unos pocos cientos de metros hasta desaparecer o pasar lateralmente y de forma progresiva a una serie de intercalaciones formadas por terrígenos y carbonatos (sección LS) (Fig. 2.9) (Corrochano *et al.* 2009).

Litológicamente está formado por calizas micríticas, masivas y bioconstruidas, con intercalaciones de calizas tableadas pseudonodulosas más energéticas. En la parte media, se observan varios niveles lutíticos con calizas *bafflestone* de algas filoides asociadas.

Hacia el techo del miembro superior, se localiza una intercalación de hasta 15-20 m de espesor de litarenitas de grano medio/grueso, con estratificación cruzada y abundantes granos de carbón, que lateralmente pasan a una capa de carbón (*cannel coal*, Isabel Suárez Ruiz, comunicación personal). Esta capa recibe el nombre de Arenisca de Bachende y es muy continua cartográficamente. Por encima de estos depósitos, se observa un nuevo cuerpo carbonatado, de espesor muy variable, que comienza con una *grainstone* oolítica y está formado mayoritariamente por bioconstrucciones de algas filoides y dasicladáceas, esponjas calcáreas y corales coloniales.

Además, es característico que la parte superior de esta formación presente una dolomitización secundaria bastante acusada, formando un nivel cartográfico muy característico (ver Fig. 2.8.h). Gasparrini (2003) atribuyó este tipo de dolomitizaciones a la etapa de relajación extensional del Pérmico inferior. Durante esta época, la sedimentación se produjo en cuencas restringidas semiáridas con alta evaporación, controladas por fallas normales y con aguas ricas en Mg. Estas aguas circularon a través de fracturas profundas reactivadas (ej. La Falla de León), mezclándose en profundidad con aguas formacionales (salinas y con alto contenido en ^{18}O y ^{87}Sr); la convección térmica, inducida por un incremento del flujo de calor manifestado en los pequeños episodios ígneos observados en la zona, homogeneizó las características geoquímicas de ambas aguas, y permitió un continuo aporte de aguas ricas en Mg en profundidad. Este hecho permitió el reemplazamiento del

carbonato en ambientes profundos y relacionados con rasgos de anisotropía en las rocas, como fallas, estilolitos, planos de estratificación etc.

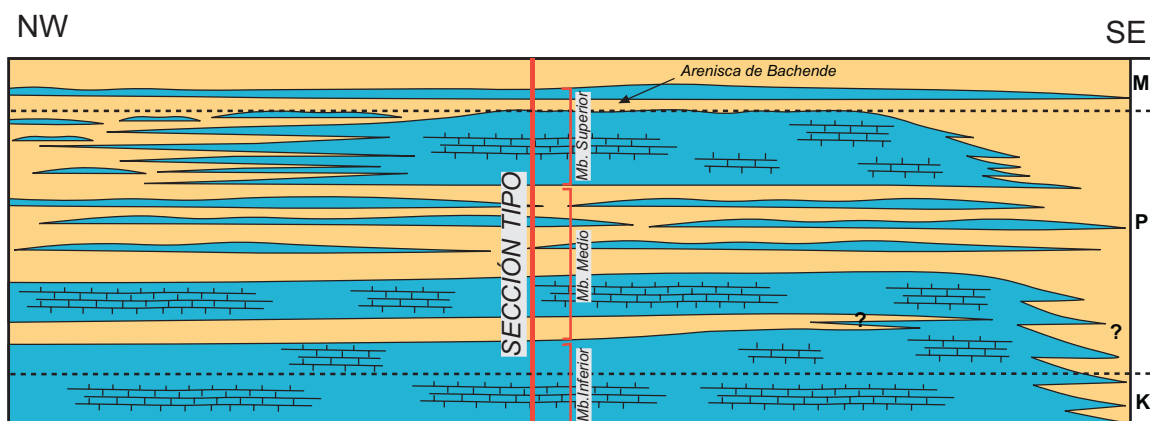


Fig. 2.9. Esquema sin escala, mostrando las variaciones laterales de facies en la Fm Calizas de Bachende. K: Kashiriense. P: Podolskiense. M: Myachkoviense.

Marcus (1970) y Barba *et al.* (1991) otorgaron una edad de Kashiriense superior y Podolskiense a estos materiales. El límite temporal entre ambos horizontes coincide aproximadamente con el segundo nivel de concentración de nódulos de chert localizado en el miembro inferior de la formación.

Se han recogido numerosas muestras en la elaboración de este trabajo que han precisado la cronoestratigrafía de esta unidad (BI 103 F, BM2 146F, BM3 237F, BS4 0,2F, BS4 32,6F, F1, F2, F3, PN 360F, PTL 2, PTL 6,3, SS-23-11, SS-23-19). El tramo inferior tiene una edad Kashiriense Superior/Podolskiense inferior. El tramo medio contiene fusulinas típicamente pertenecientes al Podolskiense, mientras que en el superior se han llegado a observar formas ya pertenecientes al Myachkoviense en el paquete calcáreo por encima de la Arenisca de Bachende.

Fm Lutitas y areniscas de Dueñas

Equivale a la unidad de "Salamón Shales" de Marcus (1970) y a las "Lutitas y Areniscas de Dueñas" de Barba *et al.* (1991). Su estratotipo se localiza en el Valle de Anciles, sección AN1.

Es una unidad eminentemente siliciclástica, de unos 300 m de espesor, constituida por lutitas de color gris-pardo, bioturbadas, con abundantes nódulos de siderita, restos vegetales y niveles carbonosos dispersos. El tránsito con la unidad carbonatada infrayacente es más o menos gradual. Suelen presentar intercalaciones de limos y litarenitas de grano fino-medio con laminación paralela y de *ripples*, y hacia la base de la formación, se localizan cuerpos masivos y potentes de arenisca de grano medio-groeso con *flute cast* en la base, que indican una dirección de paleocorriente hacia el SE. En el techo, aparecen paquetes de areniscas con laminaciones paralelas y estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*.

Esta unidad siliciclástica cambia lateralmente a una sucesión cíclica de lutitas y litarenitas en secuencias granocrecientes con intercalaciones de espesor métrico de calizas tableadas y pseudonodulosas. Las calizas aparecen en estratos de 5 a 10 cm, con abundantes algas filoides y esponjas calcáreas. Estas alternancias de terrígenos y carbonatos se han observado únicamente en el sinclinal de Lois, en la zona de Peñas Pintas y en los sondeos del yacimiento de Salamón.

Las muestras aportadas por Alonso y Marcos (2001), Corrochano (2006) y las recogidas durante la elaboración de este trabajo, todas ellas estudiadas por la Dra. Elisa Villa, indican que la edad de esta formación es del Myachkoviense inferior.

Fm Calizas de Ciguera

Equivale al miembro "Ciguera" de Ginkel (1965), al miembro "The guide Limestone" y "Ciguera Limestone" de Marcus (1970) y a la unidad "Calizas de Ciguera" de Barba *et al.* (1991). Aflora únicamente en el núcleo de los sinclinales de Ciguera, de Lois y de Anciles. Su estratotipo se localiza en el flanco N del sinclinal de Ciguera, en la sección C1.

Es una unidad carbonatada de hasta 135 m de espesor formada por dos miembros calcáreos (miembro inferior e superior), separados por un tramo de naturaleza terrígena. El miembro inferior está constituido por 45 m de calizas tableadas, que comienzan en la base con una caliza *grainstone* oolítica de grano grueso bien clasificada, de hasta 50 cm

de espesor, cartográficamente muy continua, y que constituye un magnífico nivel guía en toda la zona (“Guide Limestone” de Marcus, 1970). El resto está integrado por calizas *wackestone* y *packstone* bioclásticas estratificadas, *grainstone* oolíticas, calizas micríticas bioconstruidas y *bafflestone* de filoides y dasicladáceas.

Por encima de estas calizas, se localiza una intercalación terrígena de 15 m de espesor, formada por lutitas y litarenitas de grano fino/medio en secuencias estratocrecientes, con laminación paralela, abundantes restos vegetales y fragmentos de carbón dispersos.

El miembro superior comienza con una caliza *grainstone* oolítica de color oscuro con estratificación cruzada en surco, de unos 50 cm de espesor. Por encima, presenta un nivel lutítico muy delgado, de espesor centimétrico, que pasa de forma brusca a una potente sucesión de más de 70 m de calizas micríticas masivas bioconstruidas. Hacia el techo, las calizas van siendo más bioclásticas y tableadas, culminando el tramo un nivel de brechas calcáreas de espesor decimétrico y base irregular.

Las muestras recogidas en esta formación (C1 22F, C1 39,5F, C2 22,5F) contienen fauna correspondiente al Myachkoviense, datos de edad que concuerdan con los aportados por Ginkel (1965), Marcus (1970) y Barba *et al.* (1991).

Fm Lutitas de Ciguera

Corresponde al miembro “Ciguera Shales” de Marcus (1970) y las “Lutitas y Calizas de Anciles” de Barba *et al.* (1991), si bien el primer autor atribuye parte de esta formación a materiales del Grupo Maraña. Se ha decidido recuperar el nombre originalmente dado por Marcus debido a que el estratotipo de esta formación se localiza en las cercanías del pueblo de Ciguera, en la sección C1. Estos materiales únicamente afloran en el núcleo de los sinclinales de Ciguera y de Anciles.

El espesor que se ha podido medir de estos materiales es de unos 90 m, aunque Barba *et al.* (1991) atribuyen a la formación 300 m de potencia. Se han diferenciado dos tramos litológicos. El inferior está constituido por lutitas bioturbadas con abundantes restos

vegetales, niveles sideríticos, brechas calcáreas, calizas bioclásticas dispersas e intercalaciones de limos y litarenitas con *ripples* de corriente, de ola y estratificación *flaser*. El tramo superior lo integran lutitas con potentes cuerpos de arenisca, con estratificación cruzada en surco y tamaño de grano medio grueso, carboneros, calizas bioclásticas y *bafflestone* de algas filoides.

La edad de esta formación es Myachkoviense inferior.



CAPÍTULO 3

SEDIMENTOLOGÍA

3.1.- DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

3.1.1.- FACIES SILICICLÁSTICAS

3.1.2.- FACIES CARBONATADAS

3.2.- ASOCIACIONES DE FACIES Y SISTEMAS DE DEPÓSITO

3.2.1.- SISTEMAS DELTAICOS

3.2.2.- SISTEMAS DE PLATAFORMA CARBONATADA

3.- SEDIMENTOLOGÍA

3.1.- DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

En este trabajo se va a utilizar la definición de facies propuesta por Selley (1982), que trata de evitar cualquier implicación genética en su descripción. Así, se entiende por facies un cuerpo de roca caracterizado por su litología, geometría, color, contenido fósil, estructuras sedimentarias y paleocorrientes. La observación de estos criterios se ha llevado a cabo en el campo, aunque en el estudio de las facies carbonatadas se han recogido numerosos datos adicionales a partir de láminas delgadas observadas en el microscopio petrográfico.

Para cada una de las facies definidas, se ha elaborado un apartado descriptivo y otro interpretativo bien diferenciados. Se han dividido en dos grandes grupos en función de su litología: facies siliciclásticas (tabla 3.1) y facies carbonatadas (tabla 3.3), estas últimas a su vez divididas en productos de alteración, calizas autóctonas y calizas alóctonas.

3.1.1.- FACIES SILICICLÁSTICAS

Lutitas masivas (L)

Lutitas de color pardo-grisáceo, sin organización interna y masivas, aunque presentan en algunas ocasiones laminación paralela o estructuras de deslizamiento (Lámina 3.1 a y b). Su espesor es muy variable, desde unos metros hasta más de un centenar en algún tramo. Es común observar intercalaciones centimétricas de limos y litarenitas de grano fino con laminación de *ripples* de corriente y estructuras de arrastre. El contenido fósil suele ser escaso y disperso, observándose a veces bioclastos, enteros o fragmentados, de crinoideos, briozoos y braquiópodos. Contienen restos vegetales transportados y bioturbación animal en grado variable. Es muy común la aparición de niveles o nódulos sideríticos, con tamaños diversos (desde centimétricos a métricos) y morfologías variadas (esféricos, discoidales, tabulares...).

Interpretación:

Estos materiales se sedimentaron en ambientes de baja energía relativamente profundos por debajo del nivel del oleaje de tormenta. Se asocian a la decantación de fangos a partir de plumas hipopícnicas en condiciones normales del régimen fluvial o a los depósitos más distales de los flujos hiperpícnicos (Mutti *et al.* 2003). Los niveles deformados observados se asocian a inestabilidades mecánicas y gravitatorias, que dan lugar a deslizamientos en ambientes sedimentarios de cierta pendiente.

La formación de los nódulos o niveles de siderita (FeCO_3), se atribuyen a la diagénesis temprana y es debida a la precipitación de minerales disueltos que reemplazan el sedimento original, en un ambiente rico en materia orgánica y bajo condiciones reductoras (Boggs, 2001).

Lutitas y margas con abundante bioturbación y fauna marina (LF)

Lutitas y margas de color gris/ocre, intensamente bioturbadas, de aspecto desorganizado y masivo, con abundante fauna marina (fragmentos o bioclastos enteros de braquiópodos, bivalvos y gasterópodos mayoritariamente) que aparece dispersa o formando niveles de espesor centimétrico (Lámina 3.1 c).

Interpretación:

Estos materiales se sedimentaron por decantación en un medio de baja energía y de aguas someras. El aspecto masivo seguramente se deba a la intensa bioturbación de organismos infaunales y epifaunales que habitaron en el fondo marino; el ambiente debió ser relativamente restringido, dada la baja biodiversidad observada y al escaso grosor y desarrollo de las conchas de los moluscos presentes.

Lutitas y limolitas rojizas (LR)

Lutitas y limos de color marrón/rojizo, con parches irregulares de colores grises y violáceos, con abundante bioturbación por raíces (Lámina 3.1 d). Presentan un espesor decimétrico y su aspecto suele ser masivo, desorganizado y a veces nodulizado.

Suelen aparecer sobre facies arenosas, como AGC o AC.

Interpretación:

Estos materiales se interpretan como depósitos de la llanura deltaica afectados por procesos pedogénicos. Son muy similares a las facies Fr descritas por Miall (1978) para suelos desarrollados en llanuras de inundación fluviales.

Pizarras negras (LN)

Lutitas y margas de color oscuro, de espesor centimétrico, que aparecen intercaladas generalmente entre las facies L y asociadas a las facies CE. En el yacimiento de oro de Salamón, suelen aparecer silicificadas, constituyendo niveles reactivos con las más altas leyes en el yacimiento.

Interpretación

El término “*black shales*” es común para describir sedimentos de grano fino ricos en materia orgánica. Se trata de depósitos generados en ambientes anaerobios profundos con escasa o nula circulación de fondo. Como indica Bahamonde (1990), su depósito entre las lutitas sugiere cambios en el nivel de mínimo oxígeno de la cuenca, motivado por variaciones glacioeustáticas o por cambios en la topografía del fondo marino.

Carbón, carboneros y *coal balls* (C y CB)

Capas de carbón o lutitas muy carbonosas con geometría tabular y espesor decimétrico a centimétrico, continuos a escala de afloramiento (Lámina 3.1 e). Generalmente se observan sobre cuerpos arenosos o calcáreos.

En el Prado de los Perales (yacimiento de Salamón), en una calicata a techo de una capa de carbón en la Fm Calizas de Bachende, se ha observado un nivel de *coal balls*. Se trata de concreciones semiesféricas de turba permineralizada que contienen una elevada cantidad de carbonato cálcico, pirita y restos vegetales, algunos de los cuales preservan perfectamente su estructura celular (lámina 3.1 f). Su tamaño suele ser decimétrico, y presentan aspecto masivo o laminación paralela. Aunque en este trabajo no se han

estudiado muestras al microscopio, Scott y Rex (1985) proponen que la mayor parte del carbonato cálcico observado en los *coal balls* está formado por cristales fibrosos de calcita precipitados en los poros de la turba. Son depósitos típicos de las zonas tropicales pensilvanienses y han sido descritos fundamentalmente en EEUU y Europa. En la Zona Cantábrica son varios los trabajos que tratan sobre estas estructuras, resaltando el elaborado por Beckary (1988), donde estudia la sistemática y la paleobotánica de los restos vegetales encontrados en los *coal balls* de la Fm San Emiliano.

Interpretación:

Las capas de carbón son depósitos generados por la acumulación, compactación y transformación de la materia orgánica vegetal mediante procesos físico-químicos. Durante el Pensilvaniense, se han registrado carbones en la mayor parte de las cuencas sedimentarias próximas al ecuador, en latitudes comprendidas entre los 12° S y 10° N en el continente de Pangea, en islas del océano Tethys y a lo largo de su costa N y S (Ziegler *et al.* 1979). Las facies con las que suelen aparecer, sugieren un ambiente de depósito similar a pantanos y marismas, dentro de llanuras deltaicas, similares a las turberas parálidas descritas por Rahmani y Flores (1984) para depósitos carboníferos en Norte América y por Águeda *et al.* (1991), Colmenero y Prado (1993) y Colmenero *et al.* (2008) en la Zona Cantábrica.

La formación de los *coal balls* se asocia comúnmente a la interacción de agua dulce y agua marina, (Gerdon *et al.*, 1997). Los *coal balls* estudiados en este trabajo, representan depósitos regresivos y erosivos, muy similares a los descritos por Damaris (2000) en la cuenca carbonífera de Illinois. Además, según la clasificación de Mamay y Yochelson (1962), se clasificarían como “normales”, es decir, aquellos que únicamente presentan fragmentos vegetales y no fauna marina.

Lutitas y litarenitas de grano fino con estratificación flaser y ondulante (LFO)

Están formadas por alternancias de lutitas de color pardo, litarenitas de grano fino a muy fino y limos, con estratificación *flaser*, ondulante y lenticular (Lámina 3.1 g). Suelen

aparecer en tramos de espesor métrico a decamétrico. Las capas de areniscas, con una potencia centimétrica, suelen presentar *ripples* de corriente o de oleaje, así como estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Suele ser común la presencia de pequeños restos vegetales y la bioturbación de origen animal.

Interpretación:

La estratificación *flaser* y ondulante son estructuras características de medios con fluctuaciones energéticas. En periodos de mayor energía se sedimentaron las litarenitas, mientras que el material lutítico se depositó por decantación en los periodos de calma. La abundancia de unos materiales u otros reflejan el balance energético del medio. Los *ripples* de corriente indican una dirección de flujo predominante, mientras que la presencia de *ripples* de oleaje es indicativo de flujos oscilatorios. En base a estas estructuras observadas, esta facies se interpreta como generada en medios litorales y sublitorales con influencia mareal (Klein, 1977; Willis, 2005).

Alternancia de litarenitas, limos y lutitas (ALT)

Litarenitas de grano fino a muy fino, generalmente gradadas, limos y lutitas, formando alternancias en tramos de espesor métrico, que suelen encontrarse en las partes basales de las secuencias granocrecientes (facies AGC) (Lámina 3.1 h). La proporción de una litología a otra varía de una secuencia a otra y a veces forman pequeños ciclos granodecrecientes. Las areniscas tienen estratos de espesores centimétricos, tabulares o lenticulares, con laminación paralela y de *ripples* de corriente u oleaje. Es frecuente la bioturbación de origen animal y la presencia de pequeños restos vegetales.

Interpretación

Depósitos formados a partir de corrientes tractivas esporádicas e intermitentes en zonas de plataforma terrígena, asociadas generalmente a ambientes sedimentarios de barras distales o zonas proximales del prodelta, donde predomina la alternancia de procesos de tracción/decantación.

Lutitas, limos y areniscas con secuencias grano y estratocrecientes (AGC)

Secuencias grano y estratocrecientes con espesores muy variables, de métricos a decimétricos, de lutitas y limos que pasan gradualmente hacia el techo a litarenitas (ocasionalmente cuarciarenitas), de grano fino a medio y de color pardo (Lámina 3.2 a). Las areniscas presentan una cantidad variable de bioclastos y restos vegetales. Las estructuras sedimentarias más características son la laminación paralela, *ripples* de corriente y estratificación cruzada planar con sets de hasta 60 cms. También pueden observarse estructuras de deformación (estructuras de carga y *ball and pillow*). Suelen desarrollarse sobre las facies L o ALT.

Interpretación:

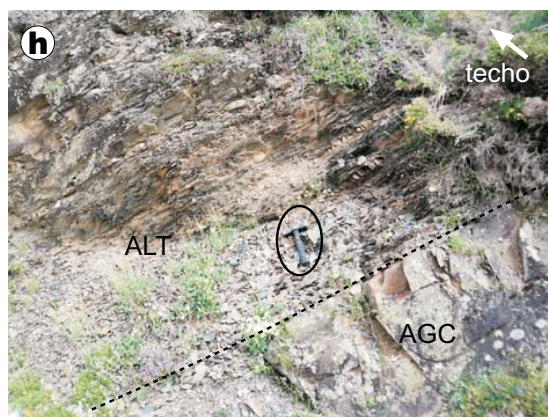
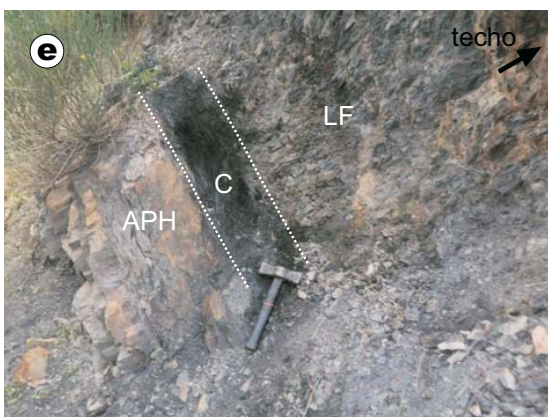
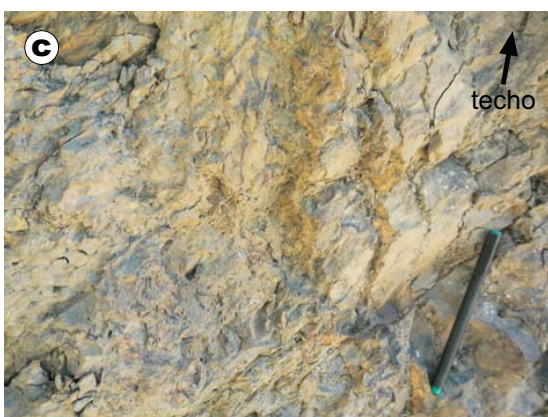
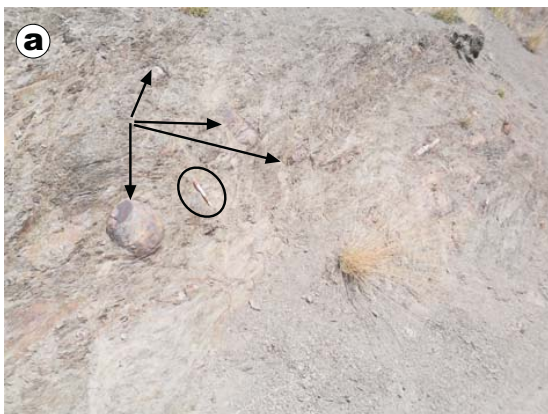
La secuencialidad observada muestra un proceso de progradación y somerización, de zonas marinas de baja energía, dominadas por la decantación de fangos, a zonas más proximales, con ambientes agitados y energéticos, dominados por flujos tractivos y la sedimentación de arenas.

La diferencia de espesor observada en estas facies es debida a la diferente posición que ocuparía cada sección respecto al aporte principal del material terrígeno.

Areniscas de grano fino, limos y lutitas con secuencias granodecrecientes (AGD)

Litarenitas de grano fino/medio en capas tabulares con espesor decimétrico (hasta 60 cm), intercaladas entre limos y lutitas con abundantes restos vegetales y bioturbación animal, formando tramos de hasta varios metros de espesor (Lámina 3.2 d). Cada secuencia presenta una gradación normal y se caracteriza por poseer una parte basal más clara y

LÁMINA 3.1. (*página contraria*) a) Lutitas masivas (L). Nótese la elevada presencia de nódulos de siderita, algunos de ellos señalados mediante flechas. b) Aspecto de la facies L en un testigo del yacimiento de Salamón. La flecha señala una intercalación centimétrica de areniscas con estructuras de carga. c) Lutitas y margas con abundante fauna marina y bioturbación (LF). d) Lutitas enrojecidas por procesos pedogénicos con abundante bioturbación (LF). e) Capa de carbón (C) en la pista de la Cervatina (Fm Llanón). f) Laminación interna dentro de un *coal ball*. g) *Ripples* de oleaje en la facies LFO. h) Facies AGC que pasan hacia techo a unas alternancias de lutitas y litarenitas (ALT).



más potente, sin organización interna, y una parte superior más oscura y de aspecto más desorganizado, donde abundan restos vegetales de variado tamaño. Las estructuras sedimentarias más comunes son *ripples* de corriente, de oscilación y laminación paralela. También pueden presentar estructuras de deformación y de arrastre.

Interpretación:

La gradación normal observada en estos depósitos y la abundante presencia de restos vegetales, indica que su formación tuvo lugar por desaceleración progresiva de flujos tractivos procedentes desde el continente.

Areniscas con laminación paralela, *ripples* y estratificación *hummocky* (APH)

Litarenitas de grano fino a medio, de color pardo, en estratos de hasta 60 cm, formando tramos de hasta 25 m de potencia (Lámina 3.2 b y c). La geometría de los cuerpos es tabular, alcanzando una extensión lateral de hasta varios kilómetros. Presentan laminación paralela, *ripples* de corriente, estructuras de deformación, marcas de arrastre y estratificación cruzada *hummocky*. La bioturbación puede ser de pobre a moderada, observándose también restos vegetales flotados, fauna marina dispersa y porosidad biomóldica. Suele aparecer intercalada entre la facies L.

Interpretación

Este tipo de depósitos suele ser interpretado como barras sublitorales formadas por el oleaje y las corrientes en una plataforma terrígena. La aparición de estratificación cruzada *hummocky* se asociada frecuentemente con flujos oscilatorios asociados a la acción de tormentas (Dott y Burgeois, 1982; Aigner y Reineck, 1982). De esta manera, estas barras se desarrollaron en partes de la plataforma afectadas por tormentas.

Sin embargo, en los últimos años se han propuesto nuevas interpretaciones para depósitos con características similares. Mutti *et al.* (1996) definen esta facies como “lóbulos arenosos de plataforma” (*shelfal sandstone lobes*); Mutti *et al.* (2000, 2003) redefinen esta facies y la denominan “lóbulos de areniscas de frente deltaico asociados a avenidas” (*flood generated delta-front sandstone lobes*), introduciendo en el nombre el origen fluvio-deltaico.

Estos autores interpretan esta facies como depósitos asociados a avenidas catastróficas de sedimento depositadas por flujos hiperpícnicos con cierto componente oscilatorio.

Areniscas masivas (AM)

Areniscas de grano medio de aspecto masivo, con geometría tabular y que pueden presentar una ligera gradación normal interna (Lámina 3.2 e y f). Aparecen en tramos de hasta 7 m, formados por el apilamiento de estratos de 50 cm de espesor. Presentan *flute cast* y *lags* de cantos blandos en la base y a diferentes alturas dentro de los estratos, así como cicatrices erosivas internas.

Esta facies ha sido observada únicamente en el valle de Anciles (Fm Areniscas y Lutitas de Dueñas). Los *flutes* observados en el muro de estos depósitos ha permitido medir direcciones de paleocorriente, mostrando un flujo principal hacia el SE.

Interpretación

Depósitos generados por flujos lenticulares concentrados o turbidíticos, con carácter hiperpícnico, muy similares a los descritos por Mutti (1992). El aspecto masivo de esta facies y la falta de estructuras tractivas, se interpreta como una brusca y rápida sedimentación de los materiales cuando el flujo perdió velocidad y capacidad de transporte. La presencia de niveles de cantos blandos a varias alturas dentro de un mismo estrato, indica que posiblemente estos depósitos representen más de un único flujo.

Areniscas con estratificación cruzada en surco (AC)

Cuerpos discontinuos de litarenitas de grano medio/grueso con techo plano y base erosiva e irregular, pudiendo presentar geometrías canaliformes y un *lag* basal de cantos blandos generalmente imbricados. Están organizados en secuencias grano y estratodecrecientes, con sets de hasta 60 cm de estratificación cruzada en surco y cicatrices erosivas internas. En el techo pueden aparecer laminaciones de *ripples* de corriente. Es muy frecuente que se observen restos vegetales transportados y ocasionalmente bioclastos dispersos.

Interpretación:

Depósitos arenosos tractivos que representan el relleno de un canal, muy similares a las facies St de Miall (1978).

Areniscas carbonatadas y con base erosiva (AE)

Se trata de litarenitas de grano fino, con espesores de centimétricos a decimétricos, con bases erosivas y, en ocasiones, estratificación cruzada en surco. Suelen contener cemento carbonatado y bioclastos dispersos.

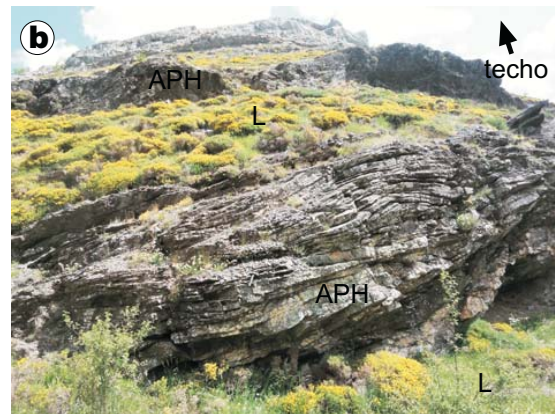
Interpretación:

Estos depósitos corresponden a *lags* transgresivos formados por el retrabajamiento de materiales del frente deltaico principalmente. Facies similares han sido descritas por Bowman (1980), Barba (1991) y Merino-Tomé (2004).

Megabrechas matriz-soportadas (MBMS)

Litológicamente son megabrechas matriz-soportadas y mal clasificadas, formadas por lutitas marrones con nódulos sideríticos, fragmentos de arenisca y bloques de caliza intercalados (Lámina 3.2 g). Los bloques son de morfologías variables, de color oscuro y proceden en su mayoría de la Fm Barcaliente. Presentan diversos tamaños, de decimétricos a métricos y aparecen sin una orientación preferente, formando tramos masivos de aspecto caótico, sin organización interna y niveles con abundantes *slumps*.

LÁMINA 3.2. (*página contraria*) a) Facies AGC que pasan hacia el techo a lutitas del prodelta (L), Fm Fresnedo. b) Facies APH entre lutitas del prodelta (L). c) Detalle de estratificación cruzada *hummocky* en las facies APH. d) Facies AGD. e) Facies AM: areniscas tabulares de aspecto masivo, con *flute cast* en la base (señalados mediante flechas). f) Fotografía en detalle de la facies anterior, en la que se puede observar el aspecto masivo de cada estrato así como la presencia de moldes de cantos blandos a diferentes alturas de la base (indicados con flechas).g) Aspecto de la facies MBMS. h) Fm Maraña en el embalse de Riaño con el pico Peñas Pintas al fondo de la fotografía (facies OL). Las flechas señalan olistolitos calcáreos de calizas post-namurienses.



Interpretación:

La fábrica matriz-soportada, mala clasificación y falta de ordenación que presenta esta facies son rasgos típicos de los depósitos generados por flujos gravitatorios cohesivos de tipo *debris-flow* (Nemec y Steel, 1984; Mutti, 1992).

Esta facies se ha observado únicamente en el sector Lois-Ciguera, en los depósitos suprayacentes a la Fm Barcaliente correspondientes a la Fm Lutitas de Lois (sección BR3).

Olistostroma/melange gravitacional (OL)

Forma cuerpos cartografiados de espesor decamétrico a hectométrico, con extensiones laterales de hasta varias decenas de kilómetros (Lámina 3.2 h). Su relación vertical y horizontal con otras facies no se conoce, ya que siempre se encuentra limitada por fracturas. Consiste en una serie de bloques (olistolitos) de tamaño muy variable (desde unos centímetros hasta decenas de metros) y diversa naturaleza dentro de una matriz lutítica y margosa de aspecto caótico y altamente deformada. Los olistolitos son mayoritariamente de calizas carboníferas post-namurienses, aunque se observan también bloques de la Fm Barcaliente y Valdeteja, bloques de cuarcitas (precarboníferas) e incluso calizas cámbricas, como las observadas en un bloque cartografiado en las cercanías de Solle (Mapa 1).

Interpretación

Esta facies integra mayoritariamente los materiales de la Fm Maraña. La fábrica matriz soportada, la pobre clasificación y la desorganización interna son criterios suficientes para interpretar esta facies como generada en deslizamientos gravitacionales. El transporte de los bloques pudo haber sido de magnitudes muy diversas, alcanzando incluso proporciones kilométricas.

Recientemente Alonso *et al.* (2009) en la zona del embalse del Porma, y en base a diversos criterios, como la procedencia de los bloques, el estudio del elipsoide de




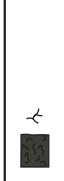
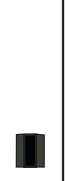





	Descripción litológica	Contenido fósil	Estratificación y geometría	Espesor	Estructuras	Interpretación
L	 Lutitas masivas con nodulos o niveles de siderita dispersos. Intercalaciones esporádicas de litarenitas.	Restos vegetales y escasa fauna	Sin organización interna. Laminación paralela	Variable, a veces tramos de más de 100 m de potencia	Bioturbación y pistas	Sedimentación por suspensión. Ambientes marinos de prodelta y plataforma, por debajo del nivel de acción de tormentas.
LF	 Lutitas y margas	Abundantes bivalvos, braquiópodos, gasterópodos	Sin organización interna	Métrico	Bioturbación muy abundante	Sedimentación por decantación en aguas someras y relativamente restringidas
LR	 Lutitas y limolitas con colores rojizos y violáceos		Aspecto desorganizado y nodulizado	Decimétrico	Bioturbación por raíces	Materiales afectados por procesos pedogénicos
LN	 Lutitas carbonosas de color oscuro			Centimétrico		Ambientes anaerobios profundos
C	 Lutitas carbonosas y carbón	Restos vegetales muy abundantes. Raíces	Tabular o lenticular	Centimétrico a decimétrico	Bioturbación por raíces	Turberas
BC	 Bolas de carbón (coal balls) (turba permineralizada)	Restos vegetales muy abundantes	Semiesférica.	Diámetros decimétricos.		Depósitos residuales regresivos?
LFO	 Lutitas, limos y litarenitas de grano fino	Restos vegetales	Tabular o lenticular	Métrico (estratos ~5/10 cm)	Bioturbación, laminación flaser, ondulante, paralela, ripples de corriente y de oleaje	Medios con fluctuaciones de energía. Influencia mareal
ALT	 Alternancia de lutitas, limos y litarenitas de grano fino	Restos vegetales	Tabular o lenticular	Métrico	Bioturbación, ripples de corriente y de oleaje	Alternancia de procesos de decantación-tracción en una plataforma terrígena
AGD	 Litarenitas de grano fino/medio, limos y lutitas, en secuencias granodecrecientes	Restos vegetales muy abundantes	Tabular	Decimétrico (<60 cm)	Ripples de corriente y de oleaje, laminación paralela.	Desaceleración de flujos tractivos
AGC	 Litarenitas de grano fino/medio, limos y lutitas, en secuencias granocrecientes	Restos vegetales y niveles bioclásticos esporádicos	Tabular	Métrico a decamétrico	Ripples de corriente, de oleaje, estratificación cruzada planar, laminación paralela, estructuras de deformación.	Barras de desembocadura de distributarios. Progradación de cuerpos deltaicos

Tabla 3.1. Características principales de las facies siliciclásticas.

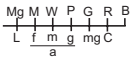


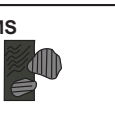

	Descripción litológica	Contenido fósil	Estratificación y geometría	Espesor	Estructuras	Interpretación
APH 	Litarenitas de grano fino/medio	Restos vegetales y niveles bioclásticos esporádicos	Tabular o lenticular	Métrico	Estratificación cruzada planar y hummocky. Ripples de corriente	Barras arenosas submareales. Flujos hiperpícnicos asociados con avenidas
AM 	Litarenitas de grano medio/grueso con cantos blandos en la base		Aspecto masivo. Tabular	Métrico (estratos ~50 cm)	Flute cast en la base	Depósitos asociados a flujos hiperpícnicos
AC 	Litarenitas de grano medio/grueso	Restos vegetales y bioclastos dispersos	Techo plano y base erosiva e irregular.	Decimétrico a métrico	Estratificación cruzada en surco	Depósitos tractivos de relleno de canal
AE 	Litarenitas carbonatadas de grano fino/medio	Bioclastos dispersos	Tabular o lenticular Base erosiva	Decimétrico a métrico	Estratificación cruzada en surco	Depósitos residuales transgresivos
PBMS 	Megabrechas matriz soportadas Bloques calcáreos decimétricos		Sin organización interna.	Métrico a decimétrico	Niveles abundantes de slumps	Flujos gravitatorios cohesivos de tipo debris flow
OL 	Olistostromo. Olistolitos de diferente tamaño y naturaleza		Sin organización interna.	Decamétrico a hectométrico	Niveles abundantes de slumps	Deslizamientos gravitacionales

Tabla 3.1. (continuación) Características principales de las facies siliciclásticas.

aplastamiento y la distribución cartográfica de las edades de los bloques, interpretan el origen de estos materiales como deslizamientos submarinos en el frente orogénico. A su vez, argumentan que los diferentes rasgos estructurales que presentan los bloques están determinados por el grado de la litificación de las rocas durante su deslizamiento gravitacional.

3.1.2.- FACIES CARBONATADAS

De acuerdo con la clasificación empleada (Dunham, 1962; modificada por Embry y Klovan, 1971), las facies se dividen en dos grupos principales, calizas alóctonas y calizas autóctonas. A su vez, se ha descrito un tercer grupo perteneciente a productos de alteración. La descripción de los componentes de las facies siempre se hace en orden de relativa abundancia. Es común que en la interpretación de las facies se haga referencia a la clasificación de Pomar (2001) basada en los diferentes grupos de organismos que participan en la elaboración de carbonato cálcico. Los límites batimétricos establecidos son muy variables, ya que dependen del coeficiente de penetración de la luz solar. De esta manera se diferencian:

a) Zona fótica, donde la cantidad de luz solar que penetra es máxima y cuyo límite inferior es cercano a los 30 m.

b) Zona oligofótica: localizada en zonas profundas y donde habitan organismos que necesitan bajos niveles de luz solar. Su límite inferior se sitúa entre los 30 y los 100 m de profundidad.

c) Zona afótica.

3.1.2.1.- PRODUCTOS DE ALTERACIÓN

Calizas con alteraciones pedogénicas (AP)

Calizas con texturas variables, de aspecto brechificado o noduloso, con matriz margosa gris/rojiza y clastos irregulares, de subredondeados a angulosos (Lámina 3.3 a). Suelen aparecer en las partes superiores de los tramos carbonatados, aumentando el aspecto brechificado progresivamente hacia el techo. Su espesor es generalmente de entidad decimétrica, aunque en algún afloramiento llegan a alcanzar más de 1 m de potencia.

Interpretación:

Depósitos generados como resultado de alteraciones pedogénicas durante los momentos de exposición de la plataforma carbonatada, muy similares a los descritos

por diversos autores en otras regiones de la Zona Cantábrica (Sánchez de la Torre *et al.*, 1981; Bahamonde, 1990; Salvador, 1989; Merino-Tomé, 2004).

3.1.2.2.- CALIZAS ALÓCTONAS

Calizas espiculíticas (CE)

Calizas *mudstone/wackestone/packstone* de color gris oscuro/negro, en estratos tabulares de 5 a 20 cm (Lámina 3.3 b). Son muy ricas en sílice y materia orgánica y presentan cierta laminación horizontal. Los componentes mayoritarios son espículas de esponja silíceas (monoxonas fundamentalmente), calciesferas, algún foraminífero de pequeño tamaño y nódulos o niveles de chert de diverso tamaño y espesor.

Interpretación:

Calizas depositadas en ambientes reductores y ricos en sílice. Debido a su escasez de fauna y a la elevada cantidad de materia orgánica, se asocian con zonas profundas oligofóticas.

***Mudstone/Wackestone* bioclásticas (MWB)**

Calizas estratificadas de color gris/pardo, de aspecto tableado, pseudonoduloso y rara vez masivo. Aparecen en tramos de potencias decimétricas a métricas y los estratos suelen tener espesores que varían de 10 a 20 cm. Es frecuente observar margas formando interestratos de hasta 5 cm de potencia. La matriz suele ser micrita homogénea. El contenido fósil es muy amplio y variado. Los principales componentes son crinoideos, foraminíferos (fusulínidos, paleotexturálidos, tubulares, endotiráceos, *Bradyina* y otros), briozoos (fenestélidos y fistulipóridos), algas filoides y dasicladáceas, braquiópodos, ostrácodos, corales rugosos solitarios, *Chaetetes* (algunos transportados y otros en posición de vida), corales siringopóridos, *Ungdarella* y *Komia*, gasterópodos, bivalvos, trilobites, calciesferas, y peloides. Es muy frecuente observar bioclastos micritizados y con bioincrustaciones de *Girvanella* y de foraminíferos (*Tuberitina*, *Paleonubecularia* y *Tetrataxis*).

Pueden aparecer nódulos de chert de diversa morfología y tamaño (incluso algunos con más de 1 m de diámetro). Los nódulos aparecen generalmente en los planos de estratificación, reemplazando el material carbonatado.

Interpretación:

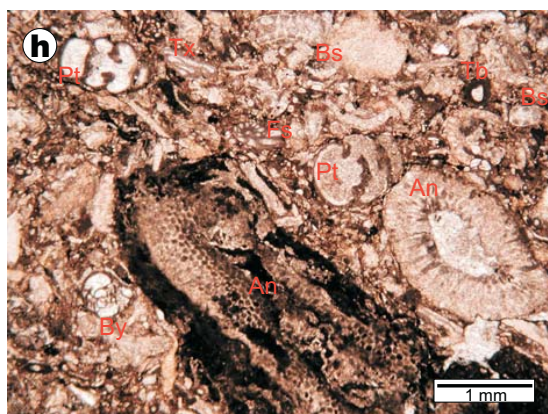
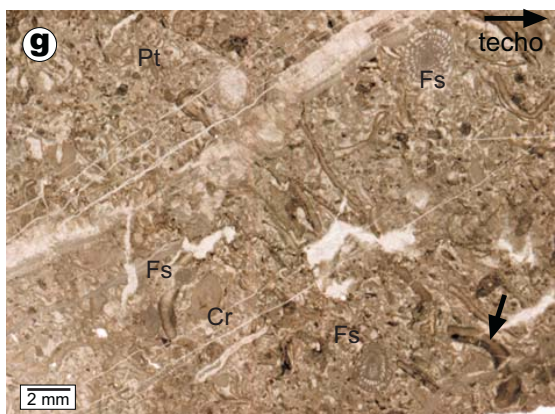
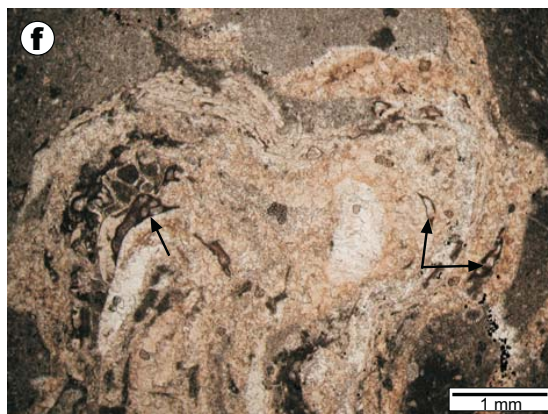
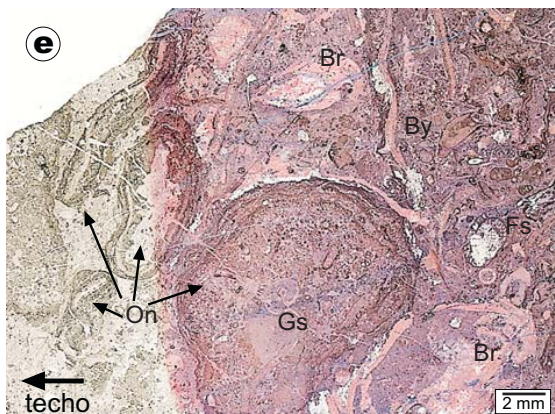
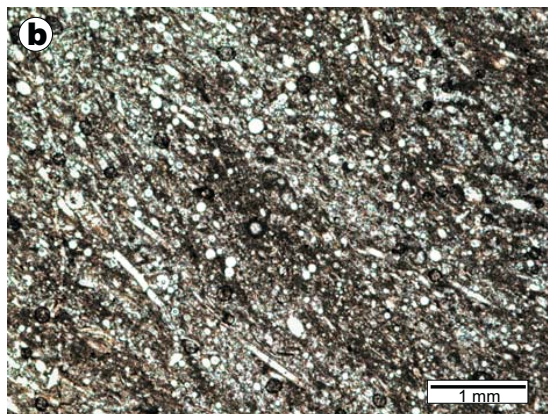
Debido a la amplia variedad de fauna que posee esta facies, se interpreta como generada en un ambiente submareal relativamente somero, con salinidad normal, buena circulación de corrientes y aguas relativamente limpias. La abundancia de algas, aunque aparecen transportadas, indica que nos encontramos presumiblemente dentro de la zona fótica u oligofótica somera. Otros organismos, como las esponjas chaetétidas, fueron muy abundantes en aguas someras durante el Carbonífero Superior, aunque pudieron habitar en rangos batimétricos variables (Kershaw y West, 1991). Conolly *et al.* (1989) sugieren que el habitat más favorable para estos organismos eran aguas submareales muy someras, cercanas a la zona intermareal. Además, debido al tipo de textura de la roca con abundante fango carbonatado, se puede asegurar que esta facies se depositó en una zona protegida o de baja energía, por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo. Soreghan (1994) describe una facies similar y propone una paleobatimetría de 5-50 m.

Calizas oncoidales (CO)

Calizas de color gris oscuro que suelen presentarse en estratos de espesor decimétrico y aparecer en el techo y en el muro de los cuerpos detríticos (Lámina 3.3 d, e y f).

Pueden ser limosas y presentan una textura *wackestone/floatstone*, siendo los componentes aloquímicos más representativos: oncoides de tipo *Osagia* (Maslov, 1960), fragmentos de algas filoides (*Archaeolithophyllum*), codiáceas (*Ivannovia*), dasicladáceas, braquiópodos, foraminíferos (muy frecuente encontrar *Tetrataxis* y paleotexturálidos, y en menor medida fusulinas y *Bradyina*), briozoos, equinodermos, ostrácodos, trilobites, calciesferas, gasterópodos y peloides.

Los oncoides, presentan una amplia variedad de tamaños, alcanzando algunos los 6 cm de diámetro y una forma esferoidal/elipsoidal. Tienen como núcleo generalmente



fragmentos de algas calcáreas, aunque también pueden ser otros bioclastos, como corales solitarios; en algunas ocasiones, está centrado, mientras que en otras ocupa posiciones más laterales del grano.

Las envueltas son semi-concéntricas y están constituidas por micrita oscura y densa, que no suele presentar gran continuidad, y algas filamentosas *Girvanella* y *Archaeolithophyllum lamellosum*. También es frecuente que aparezcan foraminíferos incrustantes (*Paleonubecularia* y *Tuberitina*) formando envueltas discontinuas.

Interpretación:

No se conoce con exactitud el tipo de energía que debe tener un medio para la formación de estos componentes. En la actualidad, la mayoría de los oncoides que se forman en medios marinos, lo hacen en ambientes de alta o baja energía, intermareales profundos o submareales someros (Flügel 1982).

Sí se sabe que durante el desarrollo y la evolución de un oncoide, éste necesita girar para desarrollar sus envueltas concéntricas alrededor del núcleo. Éste giro puede producirse debido a la acción de episodios de tormenta o como consecuencia de la acción de olas y corrientes.

La morfología del oncoide y la estructura de las envueltas, se suelen utilizar como indicadores de la energía del medio. Wright (1983) propone que los oncoides

LÁMINA 3.3. (página contraria) a) Fotografía de las facies AP, constituida por una *packstone* bioclástica brechificada, con matriz de tonos rojizos. b) Microfotografía de las facies CE, donde se observa la abundancia de espículas de esponja monoaxonas y una elevada cantidad de materia orgánica. c) *Chaetetes* con crecimiento cóncavo-vertical en la facies MWB. d) Oncoides de tipo *Osagia* de hasta 4 cm de diámetro (facies CO). e) Fotografía de lámina delgada de la facies anterior. On: *Osagia*. Br: Braquiópodos. Gs: gasterópodos. By: *Bradyina*. Fs: Fusulina. Nótese la silicificación incipiente en algunas partes de la muestra (en blanco en la parte teñida de la lámina). f) Detalle al microscopio de un oncoide de tipo *Osagia*. Las flechas señalan foraminíferos incrustantes, posiblemente *Paleonubecularia*. g) Fotografía de una lámina delgada de la facies GPB. Pt: foraminífero paleotexturárido. Fs: Fusulina. Cr: Crinoideo. Los bioclastos alargados son talos de algas filoides. La flecha señala uno con una envuelta micrítica de color oscuro. h) Microfotografía de la facies anterior. An: *Anthracoporella*; nótese la envuelta de micrita oscura que presenta el fragmento mayor. Pt: paleotexturárido. Bs: *Beresella*. Tb: foraminífero tubiforme. Tx: *Tetrataxis*. By: *Bradyina*. Fs: *Fusulina*.

con formas irregulares y con una laminación no muy bien desarrollada, son generados en ambientes de baja energía. Los que presentan buena laminación los asocia a ambientes más energéticos. Sin embargo, Jones y Wilkinson (1978), en Wright (1983), proponen que algunos oncoides formados en agua dulce, con crecimiento estático, pueden desarrollar perfectamente las envueltas concéntricas. Flügel (2004) propone que los oncoides de tamaño medio y que aparecen en rocas ricas en fango, son generados en ambientes de baja energía, en zonas mareales o de lagoon.

Bowman (1979), Eichmüller (1985) y Merino-Tomé (2004) describen una facies similar que interpretan como generada en un ambiente submareal, somero y de baja energía. Bowman (1983) propone que esta facies suele marcar la base de las superficies transgresivas.

Packstone/Grainstone de peloides (PGP)

Calizas de grano fino a grueso, con abundantes peloides y escaso contenido fósil. Aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico, con gradación normal o en tramos masivos de espesor métrico (Lámina 3.4 f). Los componentes predominantes son: foraminíferos (tubulares, fusulinas, *Bradyina*, paleotexturálidos, *Tetrataxis*, *Globivalvulina*, endotiráceos y otros de pequeño tamaño), peloides, calciesferas, algas rojas y ostrácodos. En menor medida se observan crinoideos (con bordes irregulares y micritizados), *Beresella* y gasterópodos.

Interpretación

Esta facies se interpreta como el depósito en ambientes submareales someros relativamente restringidos (zonas de lagoon protegidas), debido a la escasa biodiversidad observada. Su aspecto masivo sugiere que estos sedimentos sufrieron una intensa bioturbación. Mamet (1991) estableció que durante el Carbonífero las acumulaciones de calciesferas y del alga *Beresella* son características de depósitos de lagoon protegidos. Esta facies es muy similar a la facies C2 de la plataforma interna descrita por Della Porta (2003) y a la *skeletal-peloid G/P* de Reid y Dorobek (1993) en depósitos misisipienses de Norte América.

Grainstone/packstone bioclásticas (GPB)

Calizas bioclásticas de grano fino a muy grueso, en estratos masivos, tabulares o pseudonodulosos de 5-20 cm de potencia, formando tramos con espesores decimétricos a métricos (Lámina 3.3 g y h y 3.4 c). Pueden presentar estratificación cruzada en surco, laminación paralela y base erosiva e irregular. El contenido fósil es muy variado, destacando por orden de abundancia los siguientes componentes: crinoideos, algas dasicladáceas (*Anthracoporella*, *Epimastopora*, *Dvinella*), algas filoides (*Archaeolithophyllum*), foraminíferos (fusulinas, paleotexturálidos, tubulares, *Bradyina*, *Tetrataxis* y otros de pequeño tamaño), algas rojas (*Komia* y *Ungdarella*), braquiópodos, ostrácodos, equínidos, briozoos, calciesferas, oolitos, peloides, *lumps* algares, trilobites. Es común observar componentes fragmentados y micritizados, estos últimos presentando envueltas de *Girvanella* y con incrustaciones de foraminíferos. A veces, aunque no es muy común, se observan cementos marinos irregulares con una corteza externa fibroso-radiada y un cemento central de tipo *blocky*.

Interpretación

Bancos o acumulaciones bioclásticas discontinuas (*shoals*), en ambientes de moderada a alta energía, por encima o próximas al nivel de oleaje de buen tiempo dentro de la zona fótica. La influencia de corrientes tractivas queda demostrada por las estructuras sedimentarias observadas y por la orientación en varias muestras de los ejes mayores de los bioclastos siguiendo una dirección preferente. Foraminíferos bentónicos de gran tamaño, como los paleotexturálidos y *Bradyina*, son característicos de ambientes relativamente energéticos e indicadores de aguas someras y templadas (Della Porta, 2003; Merino-Tomé *et al.* 2009a). Soreghan (1994) propone una paleobatimetría de 0-20 m para la formación de este tipo de depósitos.

Packstone/Grainstone de crinoideos y briozoos (PGCB)

Calizas tableadas o pseudonodulosas, de color gris/gris oscuro, que a veces pueden llegar a ser algo margosas, con espesores decimétricos a métricos (Lámina 3.4 a). Los componentes mayoritarios son placas de crinoideos, briozoos ramosos, fenestélidos y

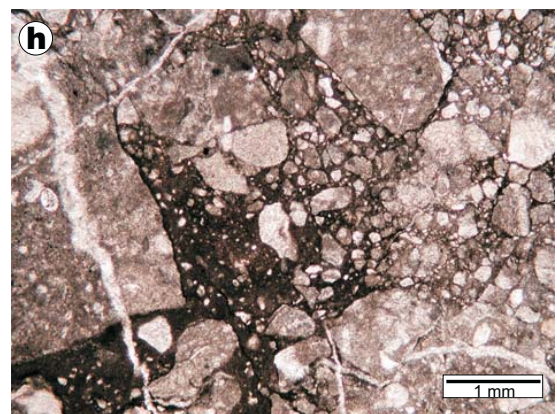
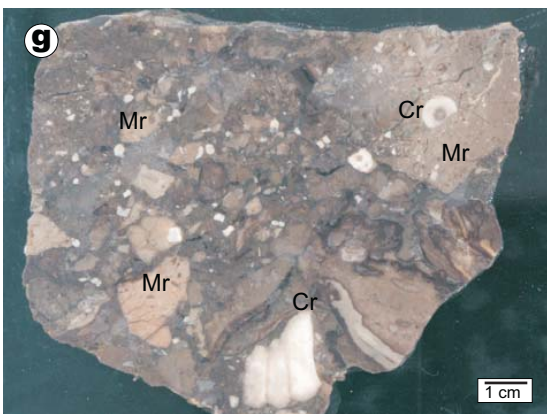
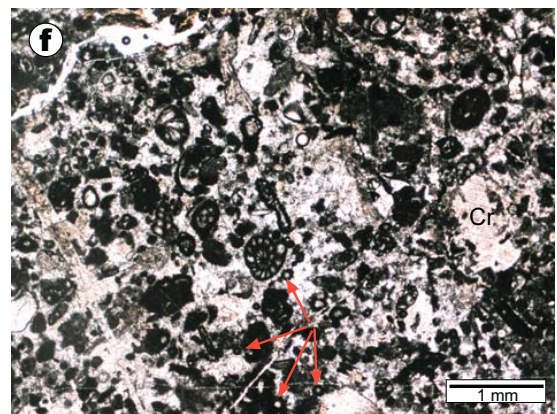
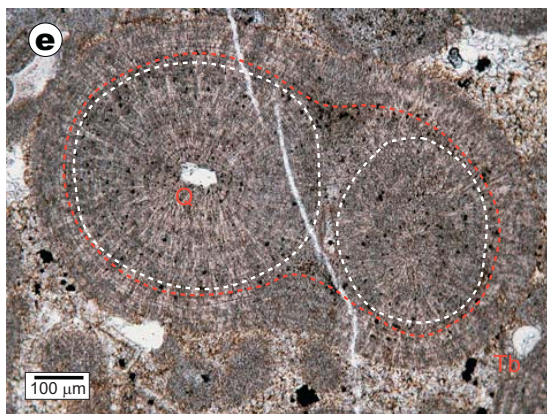
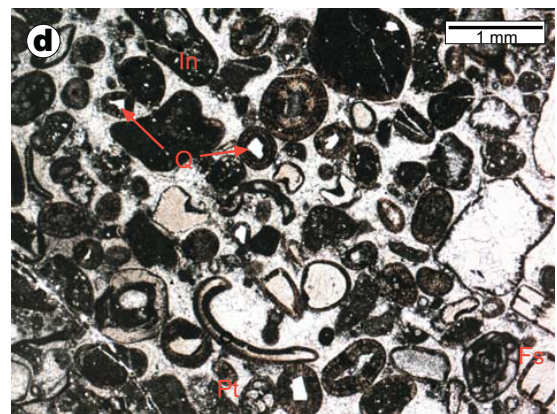
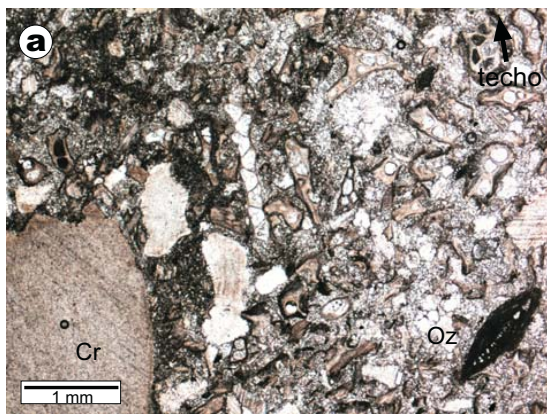
foraminíferos (siendo el más característico e indicativo *Ozawainella*, aunque también hay otros de pequeño tamaño y tubiformes).

Los artejos de crinoideos, algunos de varios centímetros, suelen estar fragmentados y presentan bordes irregulares, así como perforaciones (*borings*) de organismos no determinados.

Interpretación

Este tipo de depósitos se asocia a bancos submareales en mar abierto, con aguas bien oxigenadas y con buena circulación (Wilson, 1975; Bahamonde *et al.*, 2000; Della Porta, 2003). La común ausencia de algas verdes posiblemente se deba a que estas acumulaciones se desarrollaron en la zona oligofótica. Además, la asociación con el foraminífero *Ozawainella* es característico de acumulaciones de crinoideos en mar abierto o plataforma externa (ver Della Porta *et al.*, 2005). Madi *et al.* (1996) establecen que las acumulaciones de crinoideos fueron muy comunes durante el Carbonífero y formaban depósitos que se localizaban fundamentalmente en el techo y a los flancos de los *mounds*, debido a la acción de corrientes y durante eventos de tormentas.

LÁMINA. 3.4. (*página contraria*) a) Facies PGCB vista al microscopio. Cr: crinoideo. Oz: *Ozawainella*. El resto de fragmentos que se observan se trata de briozoos fenestélidos. b) Facies GO: oolitos de gran tamaño en la base de la Fm Calizas de Ciguera. c) Aspecto de campo de las facies GPB y GO. Ambas forman una secuencia estratocreciente, limitada a techo y a muro por superficies irregulares y erosivas. Nótese la estratificación cruzada a gran escala que se observa en los estratos intermedios. d) Microfotografía de una muestra perteneciente a las facies GO, en la que se observa una clasificación moderada y una gran heterogeneidad en el desarrollo de las envueltas oolíticas. Puede verse como el núcleo de algún oolito está formado por fragmentos angulosos de cuarzo (Q). Pt: foraminífero paleotexturárido. Fs: fusulina. In: Intraclasto. e) Detalle de la facies anterior. Se observa un oolito múltiple con desarrollo de envueltas fibroso-radiadas, formado por dos oolitos simples unidos; uno de ellos presenta núcleo siliciclástico (Q). T: *Tuberitina*. f) Microfotografía de la facies PGP. Nótese la abundancia de peloides, foraminíferos de pequeño tamaño (tubiformes, fusulínidos y paleotexturáridos) y calciesferas (flechas). Cr: crinoideo. g) Muestra de mano pulida de la facies BB (cercañas del Yacimiento de Salamón). Nótese la elevada presencia de artejos de crinoideo, algunos de ellos de elevado tamaño (Cr). Mr: clastos micríticos pertenecientes mayoritariamente a la facies MP. h) Microfotografía de la facies BL (muestra recogida en un sondeo del yacimiento de Salamón). Puede observarse como las venas de calcita (post-diagenéticas) afectan tanto a los clastos (algunos bastante angulosos) como a la matriz, hecho que probablemente confirme una textura brechoide original.



Grainstone oolíticas y coated grainstone (GO)

Calizas de grano grueso/muy grueso con clasificación buena a moderada, ordenadas en estratos tabulares con potencia decimétrica a métrica que pueden llegar a formar tramos de hasta 30 m de espesor de aspecto masivo (Lámina 3.4 b, c, d y e). La base de los estratos es neta y a veces erosiva. También aparecen en estratos masivos, gradados o mostrando una estratificación cruzada de pequeña a gran escala. Los aloquímicos principales son los oolitos, aunque también se puede observar artejos de crinoideos, briozoos y foraminíferos.

Los oolitos tienen un tamaño medio de 800 μm . Presentan un núcleo de origen variado, compuesto por granos de cuarzo o por bioclastos. Los granos de cuarzo son subangulosos y de pequeño tamaño (200 μm) y suelen aparecer cuando la facies infrayacente es de carácter terrígeno. Los oolitos están formados mayoritariamente por envueltas concéntricas fibroso-radiadas y tangenciales. Predominan los ooides simples, aunque se puede observar alguno múltiple con estructuras más complejas.

En algunas ocasiones, se observa que la facies está compuesta mayoritariamente por granos no esféricos con envueltas de cemento fibroso radiado (*coated grainstone*), que suelen ser de diferente espesor. Suelen presentarse en estratos tabulares de 20 cm, generalmente con mala clasificación. Los granos aparecen asociados con diversos bioclastos, como: crinoideos, algas (*Epimastopora*), foraminíferos, braquiópodos, briozoos y *Girvanella*. Otros componentes son ooides, intraclastos micríticos y granos de cuarzo.

Interpretación:

Facies similares han sido descritas en numerosos trabajos sobre plataformas carbonatadas carboníferas. En la actualidad se ha observado que la mayoría de los ooides se forman en medios de alta energía, con aguas templadas, e influenciados por la acción del oleaje y las mareas, generalmente a profundidades inferiores a 2 m (Flügel 1982).

El ambiente de sedimentación que se propone para esta facies es el de zonas submareales someras, constituyendo cinturones de barras o *shoals*. Es decir,

un medio de alta energía, donde el sedimento era agitado y removido constantemente, favoreciendo la formación de las envueltas oolíticas y los *coated grains*. Este hecho se ve argumentado por la presencia de foraminíferos incrustantes (*Tuberitina*) que utilizaban como único sustrato firme los oolitos en formación.

Burchette *et al.* (1990) proponen 4 factores fundamentales que controlan la formación de los cuerpos oolíticos mississippienses al sur de Gales: a) factores hidrodinámicos (corrientes, mareas y tormentas); b) cambios en el nivel de base provocados por fluctuaciones glacio-eustáticas y cambios en la subsidencia; c) variaciones en aporte de sedimentos; y d) cambios en la topografía del fondo marino.

En ocasiones, debido a su gran continuidad lateral y a su posición estratigráfica, se interpreta que esta facies marca el inicio de fases transgresivas.

Brecha bioclástica (BB)

Brechas con textura *rudstone/floatstone*, más o menos margosas, heterométricas, mal clasificadas, con predominio de tamaño grava, que aparecen en estratos tabulares de 40 a 50 cm sin organización interna (Lámina 3.4 g). Posee un contenido fósil muy variado y heterogéneo, destacando placas de crinoideo de gran tamaño (a veces aparecen articuladas), braquiópodos, briozoos fenestélidos y fistulipóridos, foraminíferos (fusulinas, *Bradyina*, paleotexturálidos, tubulares, *Tetrataxis*, *Ozawainella*), algas rojas, braquiópodos y espículas de esponja silíceas. Los bioclastos aparecen tanto dentro de la matriz de la roca como incluidos en intraclastos micríticos dispersos (Lámina 3.4. g). Estos últimos pertenecen mayoritariamente a facies micríticas bioconstruidas (MP), son de tamaño muy variado y suelen ser redondeados a subredondeados.

Suelen aparecer intercaladas con las facies MP o con lutitas (L).

Interpretación:

La fábrica desorganizada de estos materiales y su mala clasificación, sugiere un depósito por flujos gravitatorios de alta densidad, localizados fundamentalmente en los

márgenes y taludes de las plataformas carbonatadas, muy similares a los descritos por Merino-Tomé *et al.* (2009a) en Picos de Europa y por Cózar *et al.* (2006) en Sierra Morena.

Brecha litoclástica (BL)

Estos depósitos han sido observados principalmente en las cercanías del yacimiento de Oro de Salamón (zona altamente tectonizada debido a la cercanía de la falla de León y de Salamón o Gilbo). Se trata de brechas carbonatadas con textura *floatstone/rudstone*, monomíticas, compuestas por clastos micríticos heterométricos, la mayoría de ellos pertenecientes a la facies MP, dispersos en una matriz micrítica o esparítica, con un grado variable de contaminación terrígena (Lámina 3.4 h). Aparecen sin un orden estratigráfico aparente y a veces formando pequeñas secuencias granodecrecientes. Suelen presentar abundante estilolitización, y en ocasiones, tanto la matriz como los clastos micríticos, están deformados. Los bioclastos más frecuentes son fragmentos de algas rojas, placas de crinoideos, briozoos fenestélidos y fistulipóridos y braquiópodos.

Interpretación

Esta facies presenta rasgos evidentes de deformación de origen tectónico y diagenético. Sin embargo, interpretamos que su textura brechoide original es de origen sedimentario, similar a la facies BB.

3.1.2.3.- CALIZAS AUTÓCTONAS

Calizas micríticas peloidales (MP)

Calizas masivas de color gris, gris claro o gris rosado, dispuestas en estratos de espesores métricos a decimétricos y que pueden presentar morfología monticular (biohermos micríticos o *mud mounds*) (Lámina 3.5 a, b, c y d). La matriz micrítica es de aspecto grumoso-peloidal, densa u homogénea (polimicritas de Less y Miller, 1985). La fábrica grumosa-peloidal está formada por peloides micríticos sin estructura interna y cementados por calcita microesparítica ("*autochthonous grainstone*" *peloid microfabric*, según Riding y Tomás, 2006). Los peloides son de forma esférica a irregular y presentan un tamaño medio de 100 μm . El espaciado entre ellos es variable y a veces se disponen formando laminaciones.

En ocasiones, y generalmente en calizas cercanas al yacimiento de Salamón, se observan cortezas de cementos fibrosos y fibroso-radiales de tipo *stromatactis* y cavidades irregulares rellenas por esparita *blocky* en su parte interna y cemento fibroso en su parte exterior.

El contenido fósil suele ser escaso (no superior al 5-10% del volumen total) y está compuesto principalmente por foraminíferos tubulares, incrustantes (*Tuberitina*), filamentos calcificados y micritizados de *Girvanella* y *Ortonella*, *Thartarella* o *Terebella* y *Tubiphytes*. En menor medida aparecen talos de algas dasicladáceas y filoides, briozoos fenestélidos, fragmentos de braquiópodos, artejos de crinoideo, ostrácodos, otros foraminíferos (paleotexturálidos, fusulinas, endotiráceos, *Bradynia*, *Tetrataxis*, *Paleonubecularia* y otros), briozoos fistulipóridos, algas rojas, calciesferas, *Chaetetes*, fragmentos de trilobites y corales rugosos solitarios.

Interpretación

Este tipo de facies se interpretan como el núcleo de bioconstrucciones de fango carbonatado o micrita (*mud mounds*), que pueden ser de tamaño variable, desde proporciones métricas a decimétricas, con gran relieve y elevadas pendientes. La fábrica gumosa-peloidal se relaciona con actividad microbiana (Monty, 1995; Pratt, 1995; Riding, 2000; Riding, 2002; Schlager, 2003; entre otros), es decir, su desarrollo está íntimamente ligado a la actividad productora y metabólica de bacterias, cianobacterias, algas microscópicas y hongos. Riding y Tomás (2006) en su estudio de los estromatolitos en la Cordillera Ibérica, proponen que este tipo de fábrica se desarrolló *in situ* durante la diagénesis sinsedimentaria muy temprana, inmediatamente por debajo de la interfase agua-sedimento.

Autores previos han interpretado similares tipos de facies en el Carbonífero de la Zona Cantábrica como calizas *boundstone* depositadas en ambientes submareales profundos de plataforma/rampa externa-talud (Bahamonde *et al.*, 1997, Motis *et al.*, 2001, Samankassou, 2001, Della Porta, 2003; Merino Tomé *et al.*, 2004; Kenter *et al.*, 2005; Fernández, 2006; Merino Tomé *et al.*, 2009a; entre otros). Schlager (2003) describe que los ambientes de formación más idóneos para el desarrollo de *mud mounds* (*mud mound*

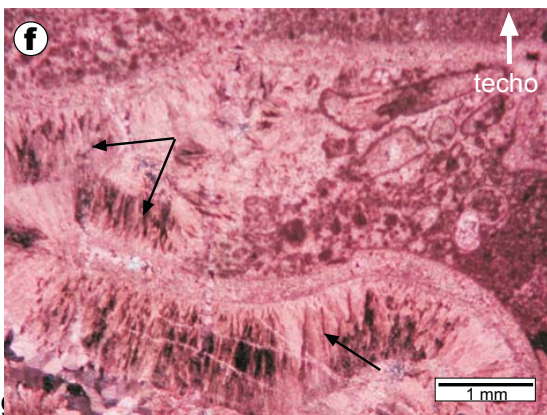
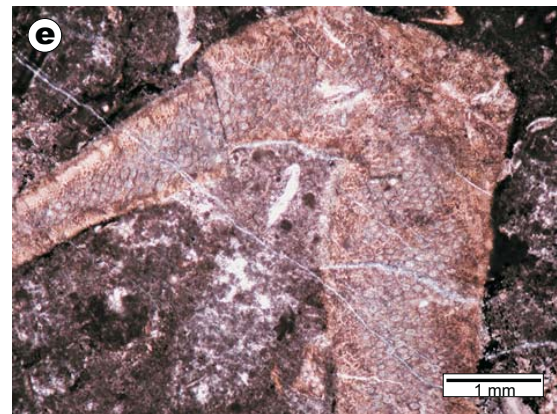
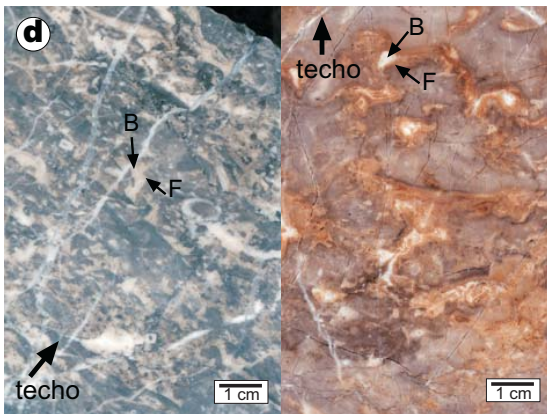
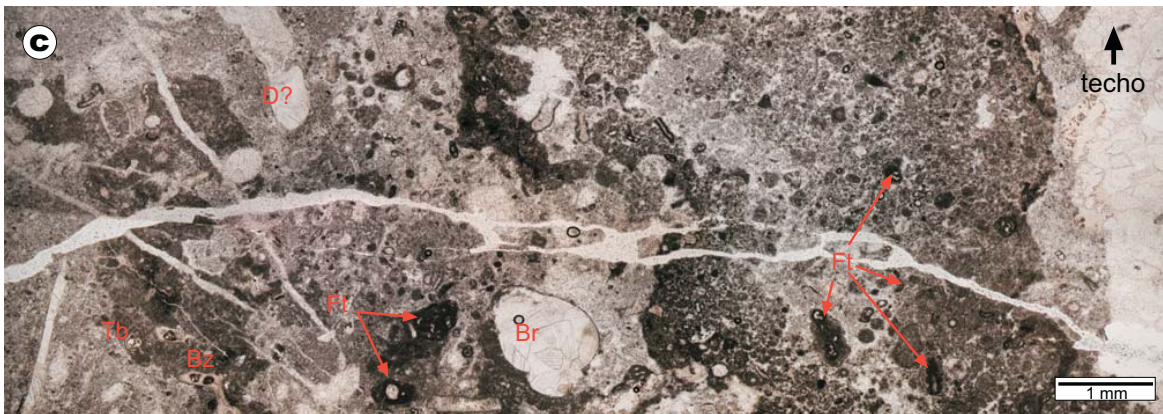
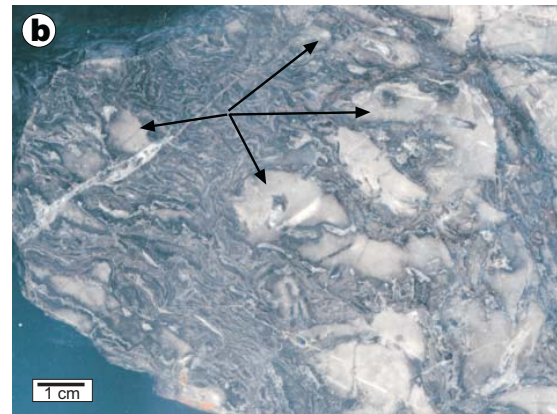
factory) son aguas profundas, pobres en oxígeno y ricas en nutrientes. Se han observado cianobacterias actuales viviendo a profundidades superiores a los 400 m (Monty, 1995).

Aunque la mayoría de estas construcciones se han descrito en zonas profundas, también se han identificado en ambientes más someros y energéticos (Webb, 2001). En el presente trabajo, estas facies bioconstruidas se asocian con ambientes submareales por debajo del nivel del oleaje y en la zona fótica profunda/oligofótica. Debido a que se han llegado a observar relacionadas con facies más energéticas (GPB, GO) y a que en ellas suele ser común la presencia de talos de algas transportados y no intensamente fragmentados, no se descarta que su formación, en algunas ocasiones, tuviera lugar en ambientes más someros y protegidos de la plataforma.

Bafflestone de filoides (BF)

El término “filoide” fue introducido en la literatura por Pray y Wray (1963) para describir un grupo artificial de algas, cuyos talos presentan una morfología laminar o de hoja y suelen aparecer fuertemente recristalizados (Pray y Wray, 1963; Vachard *et al.* 2001). Por lo tanto, este término excluye cualquier definición taxonómica, englobando

LÁMINA 3.5. (página contraria) a) Aspecto de campo de la facies MP, donde se observa la apariencia masiva de la misma y la geometría monticular que suelen presentar. b) Muestra de mano de la facies MP, en la que se observan numerosos cementos marinos y grandes clastos micríticos con textura grumosa-peloidal. c) Aspecto típico de la facies MP al microscopio. Nótese la fábrica grumoso-peloidal, precipitada *in situ*, que engloba a diversos bioclastos (BZ: briozoos fenestélidos. Br: braquiópodo. Ft: foraminíferos tubiformes. Tb: *Tuberitina*. D?: posible talo de alga dasicladácea recristalizado). d) Testigos pulidos de la facies anterior en el yacimiento de Salamón, en los que se observan también numerosos cementos en una matriz micrítica-peloidal. Como puede observarse en la fotografía, los cementos están formados por una envuelta exterior de naturaleza fibrosa (F), desarrollada durante la diagénesis temprana, y una parte interior, rellena de esparita blocky (B), cuya precipitación se asocia a una diagénesis más profunda. e) Microfografía de la facies BF, en la que se observa una bifurcación en un talo de *Archaeolithophyllum missourense* con la estructura celular preservada: nótese la existencia de un hipotalo (tejido medular) formado por células poligonales de gran tamaño y un peritalo (tejido cortical), pobremente desarrollado y con células mucho más pequeñas. f) Microfotografía de la facies anterior. En este caso, las algas aparecen recristalizadas y no han podido ser identificadas, aunque seguramente se trate de *Eugonophyllum*. Las flechas indican cementos fibrosos desarrollados en zonas protegidas, generalmente hacia el muro de los bioclastos. g) Aspecto de campo de las facies BD.



(Wra

los géneros que comúnmente se atribuyen a este grupo de algas son *Eugonophyllum*, *Calcifolium*, *Ivanovia*, *Calcipatera*, *Neoprincipia*, *Archaeolithophyllum* y *Anchicodium*. Sin embargo, la naturaleza filoide de esta última ha sido debatida por Baars y Torres (1991) y Torres *et al.* (1992) (Lámina 3.5 e y f).

En la realización de este trabajo, se ha comprobado que una gran mayoría de algas filoideas observadas en el Grupo Lena pertenecen al género *Archaeolithophyllum*, siendo la especie más abundante *A. missourense* (Jonson, 1956) y *A. lamellosum* (Wray, 1964), aunque también se han observado otros géneros, como por ejemplo *Eugonophyllum*.

Las bioconstrucciones de algas filoideas suelen aparecer en estratos lenticulares de espesor decimétrico con una continuidad lateral variable. Están formadas por talos de algas dispersos en una matriz de micrita homogénea o con fábrica grumosa-peloidal, más o menos limosa. Los talos suelen disponerse en posición de crecimiento (acumulaciones autóctonas) o subparalelos a la estratificación (acumulaciones parautóctonas). En las últimas, los talos de filoideas aparecen con morfologías ondulantes y con escasa fragmentación, algo indicativo del escaso transporte sufrido. Se observan también otros bioclastos dispersos en la matriz como crinoideos, braquiópodos, foraminíferos, corales, *Chaetetes* y briozoos. Las algas suelen presentar envueltas micríticas, e incrustaciones de *Girvanella* y foraminíferos (*Paleonubecularia*, *Tubertitina* y *Tetrataxis*).

Es frecuente, y únicamente observado en acumulaciones de *Eugonophyllum*, el crecimiento de cementos fibrosos en zonas protegidas (cementación de tipo *paraguas*), en porosidades que se desarrollan desde el talo de las algas hacia el muro. Por el contrario, hacia la parte superior del talo, suelen disponerse incrustaciones de foraminíferos y filamentos calcificados de las cianobacterias.

Interpretación

Facies similares han sido descritas en el Carbonífero por Wray (1964); Heckel and Cocke (1969); Wilson (1975); Toomey (1980), (1983); Vera *et al.*, (1984); Dawson y Carozzi (1986); Bahamonde (1990); Barba (1991); Motis *et al.* (2001); Samankassou (2003); Samankassou y West (2002); Forsythe (2003); Merino Tomé (2004); Fernández (2006);

Enpu *et al.* (2007); Merino Tomé *et al.* (2009a); entre otros. Han sido interpretadas como bioconstrucciones lenticulares (*algal mound banks*) que se desarrollaron en ambientes someros y submareales, en aguas con un grado de turbidez variable, situados por debajo del nivel del oleaje y dentro de la zona fótica. La energía del medio era de baja a moderada y es probable que en algunas ocasiones las algas utilizaran la protección proporcionada por las barras o *shoals* para su desarrollo.

Hasta hace poco se creía que los *mounds* de algas filoides eran producto de la acumulación mecánica de talos y fango carbonatado, participando estos organismos en la bioconstrucción de una manera pasiva, semejante a los biostromos de *Archaeolithophyllum* descritos por Forsythe (2003). Sin embargo, Samankassou y West (2002) y Forsythe (2003) establecieron que algunas de estas algas (mayoritariamente el género *Eugonophyllum*) tuvieron un papel activo en la formación de estos edificios, semejante al jugado por los metazoos en los arrecifes rígidos, y llegaron a formar verdaderos biohermos.

Bafflestone de dasicladáceas (BD)

Calizas grises de espesor decimétrico a métrico formadas por talos de algas dasicladáceas (frecuentemente *Anthracoporella*) dispuestos en posición de vida dentro de una matriz micrítica homogénea o grumosa-peloidal (Lámina 3.5 g y 3.6 b y c). A diferencia de las facies anteriores, es raro encontrar foraminíferos incrustantes o cianobacterias recubriendo los talos de las algas, que normalmente están muy recristalizados no preservando su estructura celular inicial.

Interpretación

Construcciones de algas que se desarrollaron en una plataforma carbonatada somera, en la zona submareal situada por debajo del nivel del oleaje. Este ambiente era protegido, con aguas limpias y una energía de baja a moderada. Es probable que las acumulaciones de algas utilizaran la protección proporcionada por las barras o *shoals* para su desarrollo. Samankassou (1999) propone que las algas *Anthracoporella*

se formaron en un ambiente comprendido entre el nivel de base de las olas y la base de la zona fótica.

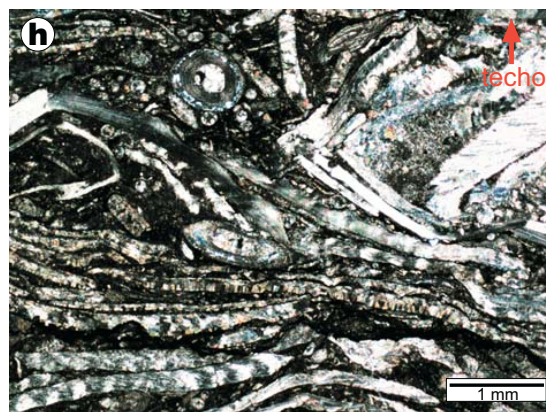
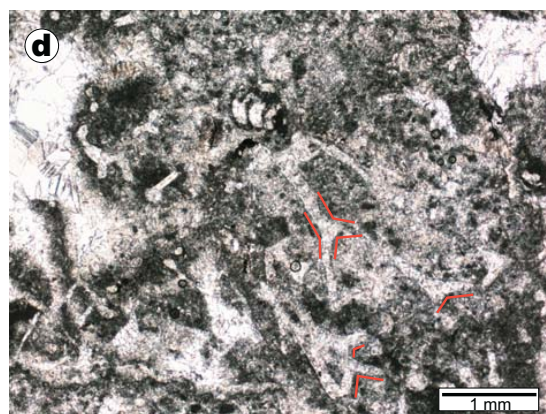
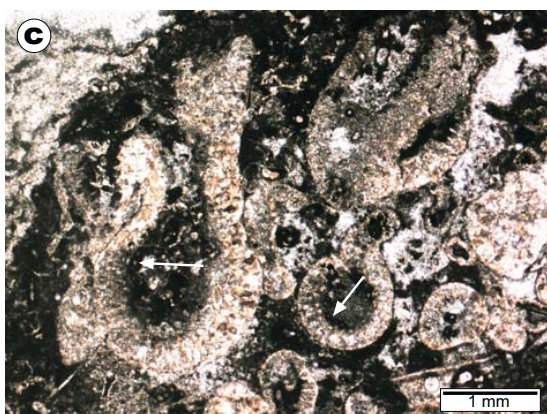
Facies similares han sido descritas en el Carbonífero de la Zona Cantábrica por Motis *et al.* (2001); Samankassou (2001); Merino Tomé, (2004); Merino Tomé *et al.* (2009a); entre otros.

Meijer (1971) estableció que las construcciones de algas en el sector Lois-Ciguera tenían lugar en una plataforma carbonatada somera que estaba surcada por canales que introducían material terrígeno desde el continente. El desarrollo de las acumulaciones de algas estaba controlado fundamentalmente por la entrada de terrígenos en la cuenca; cuando estos aportes cesaban las colonias de algas se extendían lateralmente por el fondo marino. Samankassou (1999) propone un control glacio-eustático para el crecimiento de los *mounds* algares de *Anthracoporella* en los Alpes Cárnicos: una subida rápida del nivel del mar provocaría una inundación de las colonias de algas, que quedarían situadas por debajo de la zona fótica.

Bafflestone de bereséllidas (BB)

Calizas tableadas de color oscuro, generalmente ricas en materia orgánica, que aparecen en tramos de espesor decimétrico (Lámina 3.6 a). Los componentes principales son algas bereséllidas (*Beresella* y *Uraloporella?*), foraminíferos (fusulinas, *Bradyina* y otros de pequeño tamaño), crinoideos, ostrácodos, peloides... En ocasiones se puede observar una silicificación incipiente en los bioclastos.

LÁMINA. 3.6. (*página contraria*) a) Microfotografía de la facies BB, en la que se observan abundantes *Beresellas* en una matriz grumoso-peloidal. Las flechas señalan foraminíferos tubiformes. b) Fotografía de una lámina delgada de la facies BD. c) Microfotografía de la facies anterior, donde se observan talos de *Anthracoporella* incrustados por foraminíferos tubiformes d) Microfotografía de la facies BDz. Con líneas rojas se marcan las características trifurcaciones que presentan estos microorganismos. Nótese la matriz grumosa donde están incluidos. En el centro superior de la imagen destaca un foraminífero paleotexturáldo. e) Biostromo de corales cyathópsidos del género *Pseudozaphrentoides?* (facies BC). Fm Bachende. f) Muestra de mano pulida de la facies anterior. Las flechas rojas indican dos posibles gemaciones a partir del cuerpo principal del coral. g) Muestra de mano pulida de la facies LQB, donde se observan las conchas de los braquiópodos dispuestas subhorizontalmente y paralelas a la estratificación. Con líneas rojas discontinuas se señala un clasto micrítico. h) Detalle al microscopio de la facies anterior.



Interpretación

Similar a las facies BF y BB. La presencia de abundante materia orgánica en la matriz indica que su depósito tuvo lugar bajo condiciones reductoras. Mamet (1991) sugiere un ambiente de depósito de lagoon protegido para este tipo de algas.

Della Porta *et al.* (2002b) y Della Porta (2003) interpreta depósitos similares como sedimentos de lagoon, con condiciones que varían desde restringidas a de mar abierto.

Aparecen muchas veces constituyendo parte de las facies transgresivas, en la base de los ciclos carbonatados.

Boundstone de *Donezella* (BDz)

Calizas masivas de color gris que aparecen en tramos de espesor métrico a decamétrico, formando acumulaciones con morfología monticular. El componente mayoritario es *Donezella* (5-25% del volumen total), aunque también aparecen foraminíferos, ostrácodos, crinoideos y briozoos (Lámina 3.6 d). La matriz es de una micrita densa, oscura y grumosa-peloidal, similar a la facies MP, con la que aparece intercalada.

Interpretación:

Estos organismos *microproblemáticos* formaron montículos de diversas dimensiones en zonas protegidas y de baja energía de la plataforma carbonatada similar al descrito por otros autores para la Zona Cantábrica (ver tabla 3.2). Della Porta *et al.* (2002a) y Della Porta (2003) sugirieron ambientes de baja energía para su formación, aunque establecen que pueden vivir en condiciones más agitadas. Respecto a la paleobatimetría, Bowman (1980) propuso un ambiente de 15 m de profundidad en aguas limpias, con salinidad normal, debido a su asociación con las algas dasicladáceas. Además, el mismo autor sugiere que estos organismos colonizaron el fondo marino durante periodos de máxima transgresión. En la serie carbonífera de la Sierra del Cuera, se han observado *in situ* a 200 m de profundidad, algo que excluye a este grupo de organismos de las algas verdes (Della Porta *et al.*, 2002a; Della Porta, 2003). De acuerdo con estos autores, en este trabajo se

Caso de estudio Edad	Sistema de depósito	Textura y estructura	Fauna asociada	Ambiente de depósito	Sistemática	¿Construcción de mounds?	Referencia
Fm San Emiliano Bashkirense- Moscoviense	Plataforma somera (10-40m de profundidad) Alternancia de siliciclásticos y carbonatos	Estratos algales micríticos asociados a capas oolíticas <i>Donezella</i> en calizas oolíticas	<i>Petschoria</i> <i>Komia</i> <i>Archaeolithophyllum</i>	Ambientes con buena circulación de las aguas y con rápida sedimentación. En función del oleaje: - Fuerte: <i>Archaeolithophyllum</i> , <i>Epimastopora</i> , <i>Donezella</i> , - Medio: <i>Donezella</i> , <i>Komia</i> . - Débil: <i>Petschoria</i> .	Algas codiáceas, basado en la segmentación de los talos y los poros en la pared de la calcita.	<i>Bafflestone</i>	Rácz (1964)
Fm San Emiliano, Moscoviense inferior	Plataforma somera conectada a una amplia plataforma carbonatada con unidades detritociclásticas.	<i>Mounds</i> con morfología lenticular (2-6m de espesor, 30 m de ancho), micrita y pelmicrita con <i>Donezella</i> dispersa (10-25%)	<i>Komia</i> , <i>Ungdarella</i> , foraminíferos, algas filoides y dascidiáceas	Ambiente somero (15 m, basado en la aparición de algas dascidiáceas), aguas tranquilas y claras y con salinidad normal.	¿Foraminíferos?	<i>Bafflestone</i>	Bowman (1979)
Unidad de Bodón, Bashkirense- Moscoviense	Plataforma carbonatada con intercalaciones de terrígenos.	<i>Mounds</i> con morfología lenticular (30m de espesor, 200 m de ancho), micrita y pelmicrita con <i>Donezella</i> dispersa (5-10%)		Ambiente somero, de baja energía.	Organismo <i>Microproblemático</i>	Acumulación hidrodinámica. No son capaces de la construcción y estabilización edificios orgánicos	Riding (1979)
Zona Cantábrica Bashkirense- Moscoviense		<i>Mounds</i> y bancos de algas Sedimento micrítico	<i>Iberiaella</i>	De baja a moderada energía, basado en el material micrítico entre los talos.	Alga calcárea de afinidad incierta	<i>Bafflestone</i> y captura de sedimento	Rácz (1984)
Fm Valdeleja, Bashkirense- Moscoviense inferior	Plataforma somera rodeada por sedimentos pelágicos. Mound de algas en plataforma abierta. <i>Sphaeis</i> y arrecifes algales en el borde de plataforma.	<i>Mounds</i> micríticos (5-15m de espesor, 50-100m de ancho). Matriz micrítica localmente peloidal.	<i>Komia</i> , <i>Ungdarella</i> , <i>Petschoria</i> , <i>Archaeolithophyllum</i> foraminíferos, briozoos	Ambiente somero dentro de la zona fótica, oxigenado y con aguas moderadamente agitadas. <i>Petschoria</i> , filoides y <i>Donezella</i> : baja energía <i>Komia</i> y <i>Donezella</i> : moderada energía <i>Archaeolithophyllum</i> y <i>Donezella</i> : fuerte energía.	Algas no determinadas	<i>Bafflestone</i> y <i>Bindstone</i>	Eichmuller (1985)
Grupo Lena II Moscoviense	Plataforma carbonatada con intercalaciones de terrígenos.	Niveles masivos de hasta 6m de espesor con micrita gruesa-peloidal. <i>Packstone/wackestone</i> , 40% de <i>Donezella</i> .	Foraminíferos, ostrácodos, equinodermos, <i>Ungdarellas</i> .	Biohermos en zonas someras de la plataforma. Aguas limpias, salinidad normal, buena circulación, energía débil.	Algas de afinidad problemática	<i>Bafflestone</i>	Barba (1986) Barba (1990)
Fm San Emiliano, Moscoviense	Plataforma somera con ciclos carbonatos/terrígenos	<i>Mounds</i> con micrita localmente peloidal ancho). Matriz micrítica, localmente peloidal, y con cavidades rellenas de sedimento y cementos de tipo <i>stromatolitis</i> <i>Donezella</i> y <i>Petschoria</i> 5-20%	<i>Petschoria</i> , <i>Archaeolithophyllum</i> foraminíferos, incrustantes, briozoos, ostrácodos, esponjas? <i>Chaetetes</i> en facies someras oncoidales	Ambiente tranquilo. Los mounds son el producto de la acumulación hidrodinámica y de la estabilización biótica y diagénica.	Algas verdes? <i>problemáticas</i>	<i>Bafflestone</i> y <i>Bindstone</i>	Dingle <i>et al.</i> (1993) Hensen <i>et al.</i> (1995)
Área del Cuera, Bashkirense- Moscoviense inferior	Plataforma carbonatada con taludes progradantes de elevada pendiente (30-45°)	Acumulaciones con micrita peloidal y cavidades rellenas de cemento carbonatado. Plataforma interna: bancos de bajo relieve. Plataforma externa: unidades masivas de 20-25m de espesor. Talud: biostromos.	Fauna variada dependiendo del ambiente: foraminíferos, algas filoides, briozoos, braquiopodos, equinodermos, <i>Chaetetes</i> , corales, algas rojas.	Ambientes de baja a moderada energía. Rango batimétrico amplio, desde la plataforma interna a profundidades de más de 200m en el talud.	Organismo <i>microproblemático</i> No pertenecen a las algas verdes debido a la gran batimetría a la que se han llegado a observar	Precipitación de micrita <i>in situ</i> de elevada importancia. <i>Bafflestone</i> , forma las acumulaciones junto a otros organismos	Della Porta <i>et al.</i> (2002) Della Porta (2003)
Grupo Lena, Puebla de Lillo Moscoviense	Rampa carbonatada.	Núcleo de <i>mounds</i> o facies de <i>intermound</i> . Matriz micrítica peloidal	Fauna variada. Algas filoides, foraminíferos, <i>Thartherella</i> , equinodermos, briozoos; braquiopodos, algas rojas.	<i>Mud mounds</i> en zonas bien oxigenadas, de energía baja a moderada, dentro de la zona fótica (en la zona más baja de ésta)	Algas <i>Bereséllitas</i> (verdes)	<i>Bafflestone</i>	Von Allmen (2006)

Tabla 3.2. *Donezella* en la Zona Cantábrica. Modificado de Della Porta (2003)

propone un ambiente de depósito con un rango batimétrico variable, que oscila desde la zona fótica a la zona fótica profunda/oligofótica.

Así mismo, al contrario que lo propuesto por Riding (1979) en los *mounds* hidrodinámicos de *Donezella* de la Unidad de Bodón en la Zona Cantábrica, sugerimos que estos organismos pudieron llegar a formar bioconstrucciones *in situ*, con elevadas pendientes (hasta ~35°) y alturas de hasta ~45 m sobre el fondo del mar (ver apartado de asociación de facies de plataforma carbonata externa en este mismo capítulo).

Biostromo de corales rugosos coloniales (BC)

Estratos de calizas con morfología lenticular y escasa continuidad lateral que pueden alcanzar más de un metro de altura y apilarse en tramos de hasta 3 m de potencia (Lámina 3.6 e y f). Están formados mayoritariamente por corales rugosos coloniales en posición de vida, englobados dentro de una matriz micrítica, generalmente grumosa-peloidal. Algunas formas se han identificado como corales cyathópsidos del género *Pseudozaphrentoides*? (comunicación personal del Dr. S. Rodríguez, Universidad Complutense de Madrid).

Aparecen asociados con fauna diversa, como son algas dasicladáceas, filoides, gasterópodos, esponjas calcáreas (*Chaetetes*) y foraminíferos.

Interpretación:

Samankassou (2003) describe una facies similar en el Carbonífero-Pérmico de los Alpes Cárnicos, que interpreta como pequeños parches de corales depositados en zonas someras y energéticamente tranquilas dentro de la plataforma carbonatada. Debido a la gran variedad de fauna asociada, el ambiente presentaba buena oxigenación y circulación de las aguas.

Lumaquelas de braquiópodos (LQB)

Calizas *floatstone* oscuras, margosas, ricas en materia orgánica ordenadas en estratos de 10 a 20 cm de espesor (Lámina 3.6 g y h). El componente principal son conchas de braquiópodos, dispuestas de manera paralela/subparalela a la estratificación, con

tamaños en algunos casos superiores a los 3 cm. Se reconocen ejemplares con ambas conchas articuladas, así como briozoos fenestélidos, con las hojas perfectamente conservadas. Otros componentes secundarios son los foraminíferos, ostrácodos, algas *Rodophytas*, intraclastos micríticos (de tamaño centimétrico a milimétrico) con bordes irregulares y pequeños granos de cuarzo.

Interpretación

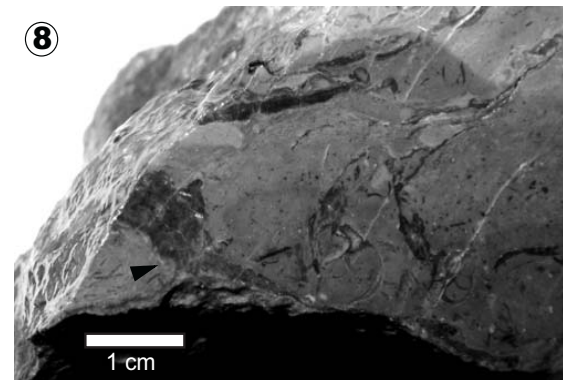
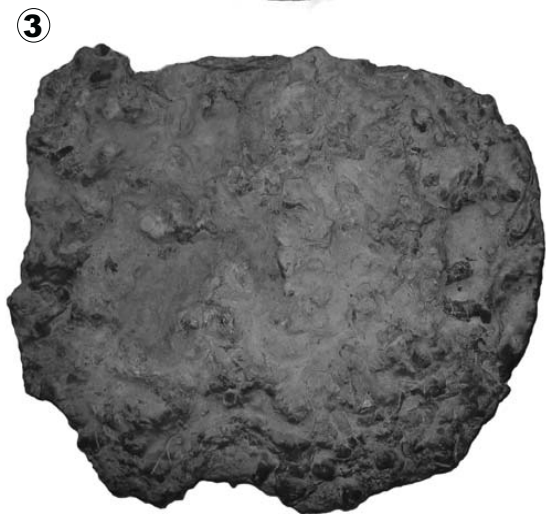
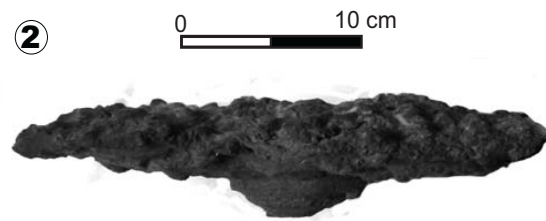
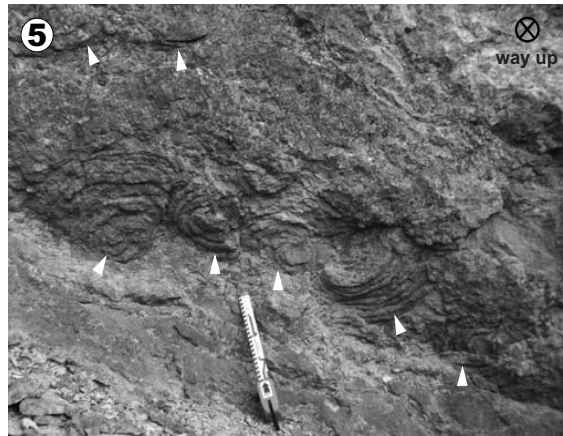
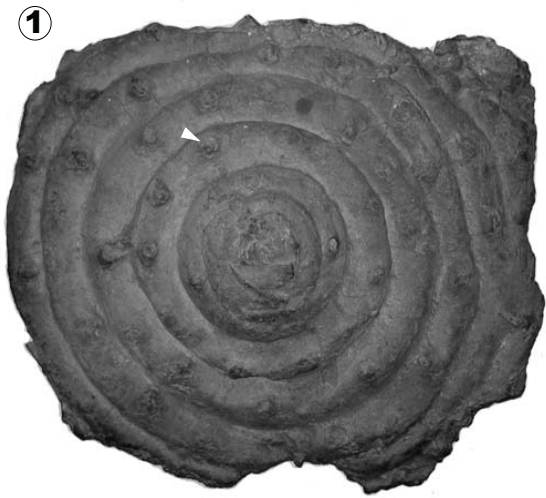
Las concentraciones de conchas, también llamadas lumaquelas o coquinas, fueron definidas por Kidwell *et al.* (1986) como “acumulaciones relativamente densas de restos animales biomineralizados con cantidades variables de cemento y matriz, independientemente del taxón animal y el grado de preservación de los componentes”. Si bien, la definición de estas acumulaciones se aleja del concepto de arrecife *sensu stricto*, podrían considerarse como “parabiostromos” en sentido de Kershaw (1994). De hecho, la aparición de organismos articulados y la estabilización de conchas por la presencia de briozoos (algunos de ellos conservados perfectamente) sugiere un transporte escaso o nulo.

La presencia de abundante materia orgánica sugiere que su depósito tuvo lugar bajo condiciones anaerobias.

En definitiva, esta facies se interpreta como acumulaciones orgánicas, prácticamente in situ, desarrolladas en las clinofomas del margen de plataforma carbonatada, con perfiles deposicionales de hasta 20° de inclinación.

Boundstone de Loisphyllum bachendensis (BLB)

Aparece en el sector Lois-Ciguera y dentro de la Fm Calizas de Bachende, en tramos de espesor decimétrico a métrico, en calizas más o menos margosas, con texturas *wackestone/packstone* y *boundstone* micríticas (Láminas 3.7, 3.8 y 3.9). Los componentes fósiles más importantes son fragmentos o ejemplares completos de *Loisphyllum bachendensis* nov. gen. nov. sp., dispuestos de forma paralela o subparalela a la estratificación. Éste organismo ha sido definido durante la elaboración de este trabajo y presenta un carácter taxonómico



problemático, como se verá a continuación. Otros fósiles que aparecen son esponjas chaetétidas, briozoos, foraminíferos (*Bradyina*, *Tetrataxis*, *Climacammina*, *Tetrataxis*, *Paleonubecularia*, *Tuberitina* y otros), braquiópodos, gasterópodos, crinoideos, ostrácodos, *Archaelithophyllum lamellosum* y *missouriense*, corales rugosos coloniales y siringopóridos. Es muy común, la presencia de bioincrustaciones de briozoos fistulipóridos en la parte inferior de estos fósiles, representando fauna desarrollada en cavidades crípticas formadas entre *Loisphyllum* y el fondo marino. Los briozoos son de morfología cónica o irregular, formando parches de hasta 2,2 cm de diámetro e incrustando aproximadamente el 2% de la superficie del fósil. Por el contrario, la parte superior de *Loisphyllum* muestra bioincrustaciones micríticas, de foraminíferos (*Paleobubecularia* y *Tuberitina*, principalmente), filamentos calcificados de *Girvanella* y *Archaelithophyllum lamellosum*.

Paleontología sistemática

Phyllum, clase, orden y familia, desconocidos.

- **Género:** *Loisphyllum* nov. gen.
- **Especie tipo:** *Loisphyllum* nov. sp.
- **Diagnosis:** corteza membranosa, obcónica, circular y calcificada, a partir de la cual pueden crecer talos cilíndricos, simples o ramificados, de carácter no articulado, con cavidades internas rellenas de micrita o cemento esparítico. La corteza circular es ondulante

LÁMINA. 3.7. (página contraria) *Loisphyllum bachendensis* nov. gen. nov. sp. 1) Holotipo. Superficie ventral del organismo mostrando su morfología circular y el desarrollo de anillos concéntricos alrededor de un punto central apical. Nótese las protuberancias (flechas) desarrolladas regularmente a lo largo de cada anillo. 2) Holotipo. Vista lateral. 3) Holotipo. Vista desde arriba, mostrando el sedimento que rellena el espécimen. 4) Holotipo. Detalle de las protuberancias (flechas) y de la superficie lisa y ondulada del fósil. Diámetro de la moneda 2,3 cm. 5) *Loisphyllum* en la Fm Calizas de Bachende. Las flechas señalan diferentes especímenes en el afloramiento. 6) Muestra pulida mostrando el sedimento interno en el que se observa el complejo crecimiento de *Archaelithophyllum (lamellosum?)*. Las flechas señalan una corteza de *Loisphyllum*. Nótese su morfología ondulante, representando los anillos circulares y concéntricos observados en una sección transversal. 7) Muestra pulida de una sección transversal de un nuevo espécimen. Las flechas negras señalan cortezas ondulantes de *Loisphyllum*. L: sección longitudinal de un talo cilíndrico. C: sección oblicua de un talo cilíndrico. 8) Talo cilíndrico creciendo a partir de una corteza principal (flecha).

y constituye una serie de anillos concéntricos alrededor de un punto central apical. En la superficie ventral del organismo aparecen numerosas protuberancias que se distribuyen regularmente a lo largo de los anillos. El tejido celular se diferencia en una gruesa parte medular y una fina cortical. Está formado por pequeños tubos hexagonales, a veces ligeramente redondeados, orientados perpendicularmente a la superficie del fósil. No se han observado estructuras de reproducción. El organismo suele estar muy recristalizado, sugiriendo una composición mineralógica original aragonítica.

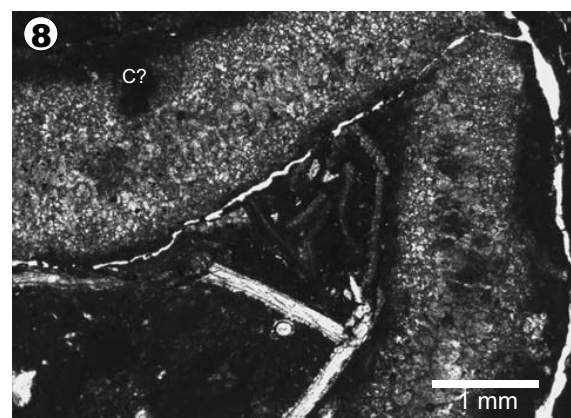
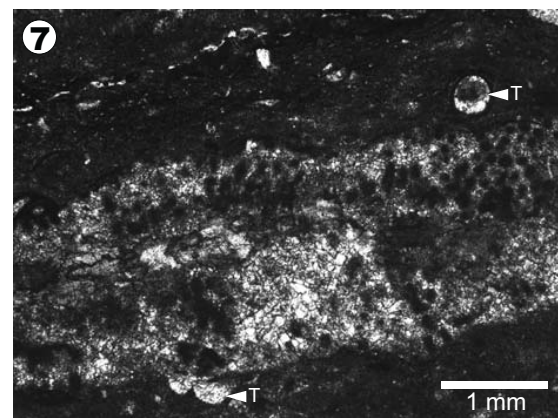
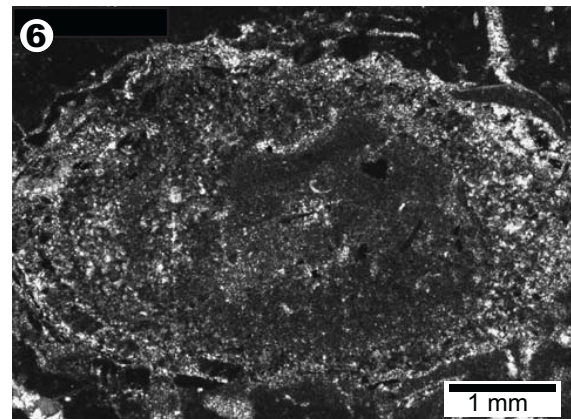
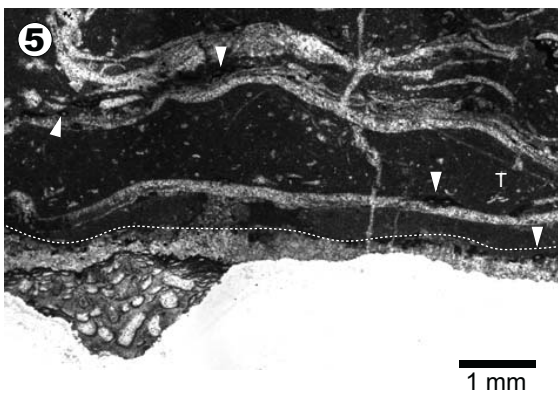
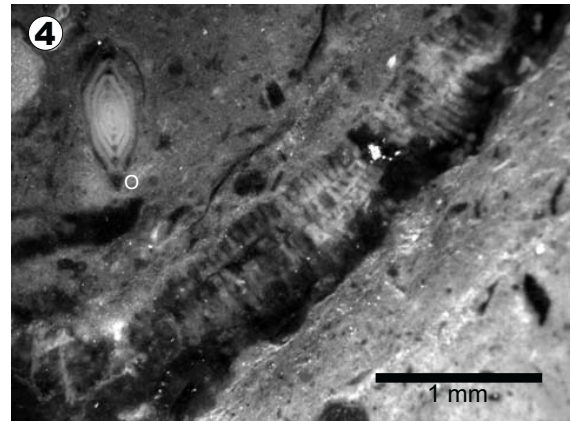
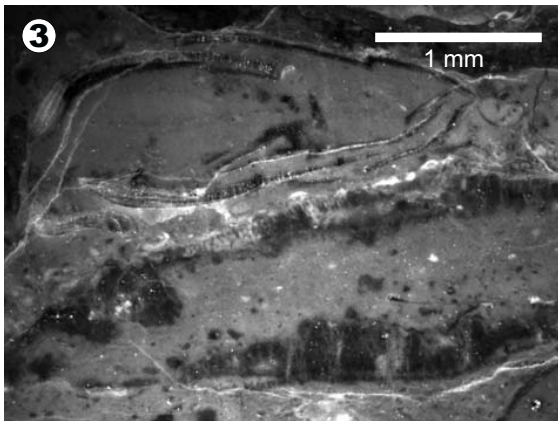
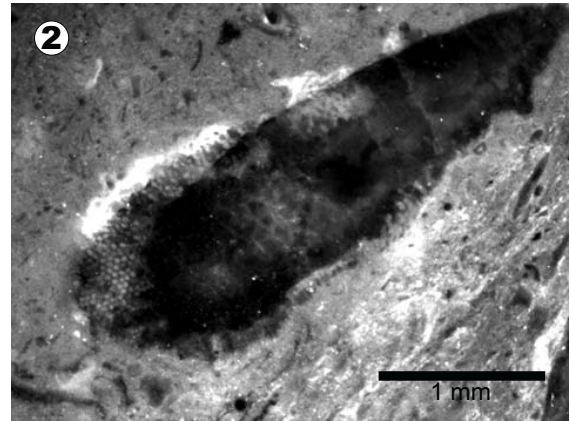
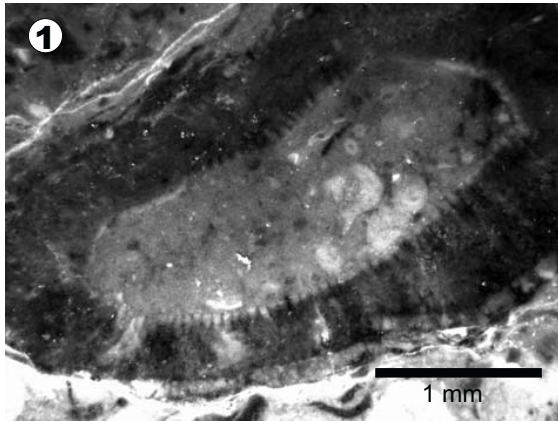
- **Etimología:** geográfica, haciendo alusión a un pueblo cercano al yacimiento principal (Lois).

***Loisphyllum bachendensis*, nov. sp.**

- **Diagnosis:** la misma que la del género.

- **Descripción:** cortezas circulares membranosas de hasta 5 cm de altura y 35 cm de diámetro, de 0,7 a 2,2 mm de grosor (media de 1,1 mm). El diámetro de los talos cilíndricos es normalmente de 5 mm y pueden alcanzar longitudes de hasta 3,4 cm. El tejido celular está formado por filamentos hexagonales, con diámetros comprendidos entre 90-120 μm y longitudes de 250-300 μm . En la corteza circular del organismo se observan una serie de ondulaciones que forman anillos concéntricos alrededor de un punto central apical, representando cada uno de ellos una etapa de desarrollo diferente y sugiriendo a su vez, un crecimiento regular a partir de un punto inicial. El adelgazamiento del punto central apical hacia el sustrato sugiere la presencia de rizoides o estructuras de fijación similares.

LÁMINA. 3.8. (*página contraria*) *Loisphyllum bachendensis* nov. gen. nov. sp. 1) Sección oblicua de un talo cilíndrico. Nótese la diferenciación del tejido celular en una zona medular (más oscura) y una cortical (más clara). 2) Sección oblicua mostrando la estructura poligonal de las células. 3) Sección longitudinal al lado de un braquiópodo articulado. 4) Detalle de una corteza de *Loisphyllum*. Nótese las estructuras tubiformes dispuestas perpendicularmente a su superficie, constituyendo un tejido celular finamente laminado. O: *Ozawainella*. 5) Microfotografía de un talo de *Loisphyllum* incrustado por un briozoo fistulipórico (esquina inferior izquierda de la fotografía). Nótese la presencia de *Archaelithophyllum* y cómo los foraminíferos incrustan generalmente la parte superior de las cortezas. T: *Tetrataxis*. 6) Microfotografía de una sección transversal. 7) Microfotografía de una sección longitudinal. T: *Tuberitina*. 8) Microfotografía mostrando un talo de *Loisphyllum* fuertemente recristalizado y un posible conceptáculo (C?).



Cada anillo mide 1,5 cm de ancho y aproximadamente 1 cm de altura, observándose en algunos especímenes más de 15. En la superficie ventral, aparecen protuberancias de 1 cm de diámetro y 0,6 cm de altura, distribuidas regularmente a lo largo de los anillos, aumentando su número y presencia según nos alejamos del punto central apical.

- **Distribución estratigráfica:** Podolskiense/Myachkoviense (Pensilvaniense).

- **Etimología:** de la Fm Calizas de Bachende, donde está localizado el yacimiento.

- **Holotipo:** espécimen L-0001 (Lámina 3.7. 1, 2, 3, 4).

- **Colección:** depositada en la Universidad de Salamanca. Holotipo depositado en la casa rural de Lois.

- **Localidad tipo:** en la carretera Salamón-Lois, 1 km al SW del pueblo de Ciguera (UTM 30T 325555 / 4758054). León, España.

Discusión sobre la afinidad sistemática

La posición sistemática de *Loisphyllum* es desconocida debido a la falta de criterios diagnósticos, bien sea porque éstos formaron tejidos blandos del organismo y no se preservaron, o porque la diagénesis los ha modificado fuertemente. De acuerdo con la morfología externa del fósil, *Loisphyllum* puede relacionarse con diversos grupos de organismos, destacando esponjas calcáreas, estromatopóridos, algas calcáreas e incluso impresiones de medusas, externamente muy similares a las observadas en la fauna de Ediacara. Aunque las características morfológicas descritas anteriormente, son similares a las que presentan algunos de estos hidrozoo cnidarios, debido la presencia de un tejido celular calcificado y al desarrollo de formas ramosas y cilíndricas, parece razonable no asociar a *Loisphyllum* con este último grupo de organismos.

Los estromatopóridos son fósiles coloniales muy comunes y abundantes en arrecifes del Cámbrico-Devónico, aunque se encuentran en el registro geológico desde el Cámbrico hasta el Oligoceno (Clarkson, 1998). Su afinidad biológica es controvertida, aunque muchos autores asocian estos animales con las esclerosponjas (Stearn, 2007). Su esqueleto está

formado por una estructura masiva de carbonato cálcico, con morfología dómica, cilíndrica o tabular, que internamente muestra una serie de láminas horizontales conectadas por estructuras verticales o pilares. La superficie de los fósiles, suele presentar numerosas protuberancias de tamaño centimétrico, también llamadas mamelones, que tienen asociados una serie de canales verticales con forma de estrella, denominados *astrorrhizae*. Siguiendo los habituales criterios en la biología de esponjas, estos canales constituyen los sistemas de flujo y reflujos del agua de estos animales filtradores. Los mamelones o sus equivalentes, como por ejemplo los montículos en los biozoos, también son comunes en esclerosponjas fósiles, algunos briozoos y chaetétidos post-paleozoicos (West y Clark, 1983). Estas estructuras, parecen muy similares a las protuberancias observadas en *Loisphyllum*, pero en éste último, no están relacionadas con ningún tipo de canal o estructura vertical, sugiriendo que posiblemente no se trate de un organismo filtrador, característica típica de cualquier animal relacionado con las esponjas. Otra diferencia importante para desvincular taxonómicamente ambos organismos, es la carencia de *Loisphyllum* de un esqueleto laminado, desarrollando únicamente una estructura simple, formada por una fina corteza de carbonato cálcico de escasos milímetros de espesor. Además, la presencia de estructuras cilíndricas y ramificadas creciendo a partir de la corteza circular, son rasgos generalmente ausentes en los estromatopóridos. Todas estas características, añadiendo la falta de espículas o sus pseudomorfos (tanto en lámina delgada como en SEM), son evidencias suficientes para no relacionar *Loisphyllum* con las esponjas.

Las algas calcáreas, por el contrario, parecen el grupo más indicado para incluir a estos fósiles problemáticos. Su forma de crecimiento membranosa, el desarrollo de estructuras cilíndricas y ramificadas, la forma y el tamaño de su estructura celular, la ausencia de espículas, tabulas o calicles, son criterios suficientes para sugerir una relación entre *Loisphyllum* y las algas calcáreas. Sin embargo, la falta de criterios diagnósticos, no ha permitido relacionar *Loisphyllum* con ningún phylum determinado.

Las algas calcáreas, a diferencia de muchos animales invertebrados, como por ejemplo braquiópodos, foraminíferos y briozoos, son organismos relativamente desconocidos dentro del registro fósil. De hecho, la identificación y clasificación de las

algas se suele realizar sin un adecuado conocimiento de su morfología o su sistemática (Babcock, 1986), e incluso, muchas veces, las algas fósiles se han confundido con foraminíferos o esponjas (Riding, 1977). De esta manera, y debido a la dificultad de su identificación, muchos autores han interpretado algunas algas paleozoicas como algas “no verdaderas” o “pseudo-algas”, más cercanas a las calciesponjas que a las propias algas (Terrier *et al.* 1977).

Como se ha comentado en párrafos anteriores, *Loisphyllum* está formado por finas cortezas de carbonato cálcico que aparecen habitualmente interestratificadas dentro del sedimento micrítico y paralelas al plano de estratificación. Esto hace que en muestra de mano, este organismo presente un aspecto muy similar a algunas algas filoides, y más concretamente, a *Archaelithophyllum missouriense*. De hecho, los fragmentos de *Loisphyllum* en el sector Lois-Ciguera, han sido generalmente atribuidos a este tipo de algas rojas.

En la actualidad, se piensa que *Archaelithophyllum* pertenece a la familia de algas Peyssoneliaceae (James *et al.*, 1988; Moshier y Kirkland, 1993; Flügel; 2004). Aunque estas algas se conocen únicamente a partir del Mesozoico Inferior, muestran grandes similitudes con algunas algas filoides aragoníticas descritas en el Paleozoico Superior, algo que hace suponer que ambas están fuertemente relacionadas (James *et al.*, 1988, Wray, 1977). Esta familia, originalmente denominada Squamariaceae por Kylin (1956), forma el segundo grupo de algas rojas calcificadas más importantes, por detrás de las algas coralinas (James *et al.*, 1988). En los océanos modernos, las algas Peyssoneliaceae constituyen un grupo de organismos muy consistente en las comunidades bióticas y aparecen incrustando tanto sustratos duros, habitualmente corales, como sustratos blandos fangosos, a profundidades de hasta 200 m (Denizot, 1968).

Además de su similar morfología filoide, *Loisphyllum* y *Archaelithophyllum* muestran otro tipo de semejanzas: tienen un tejido celular muy parecido, compuesto por células hexagonales en sección transversal, y pueden desarrollar talos cilíndricos y ramificados a partir de las membranas principales. A su vez, los dos tipos de alga pueden crecer sobre

sustratos micríticos, presentan similares bioincrustaciones y fauna asociada y constituyen biostromos sin un relieve topográfico sobre el fondo marino. Sin embargo, también existen claras diferencias entre ambos géneros; mientras que *Loisphyllum* muestra una corteza circular y simétrica, de varios centímetros de diámetro, *Archaelithophyllum* se caracteriza por desarrollar cortezas de morfología irregular (Wray, 1964). La estructura celular de *Loisphyllum* está formada por filamentos hexagonales ligeramente más grandes que los de *Archaelithophyllum*, que además parecen estar distribuidos en una región medular y otra cortical, no observándose evidencias de la ordenación coaxial de las células del talo de *Archaelithophyllum*; aunque esta estructura celular es más bien similar a la descrita en algunas algas verdes codiáceas, puede representar los filamentos del hipotalo en la familia Peyssoneliaceae, descrita detalladamente en Wray (1977). Otra diferencia importante, es la

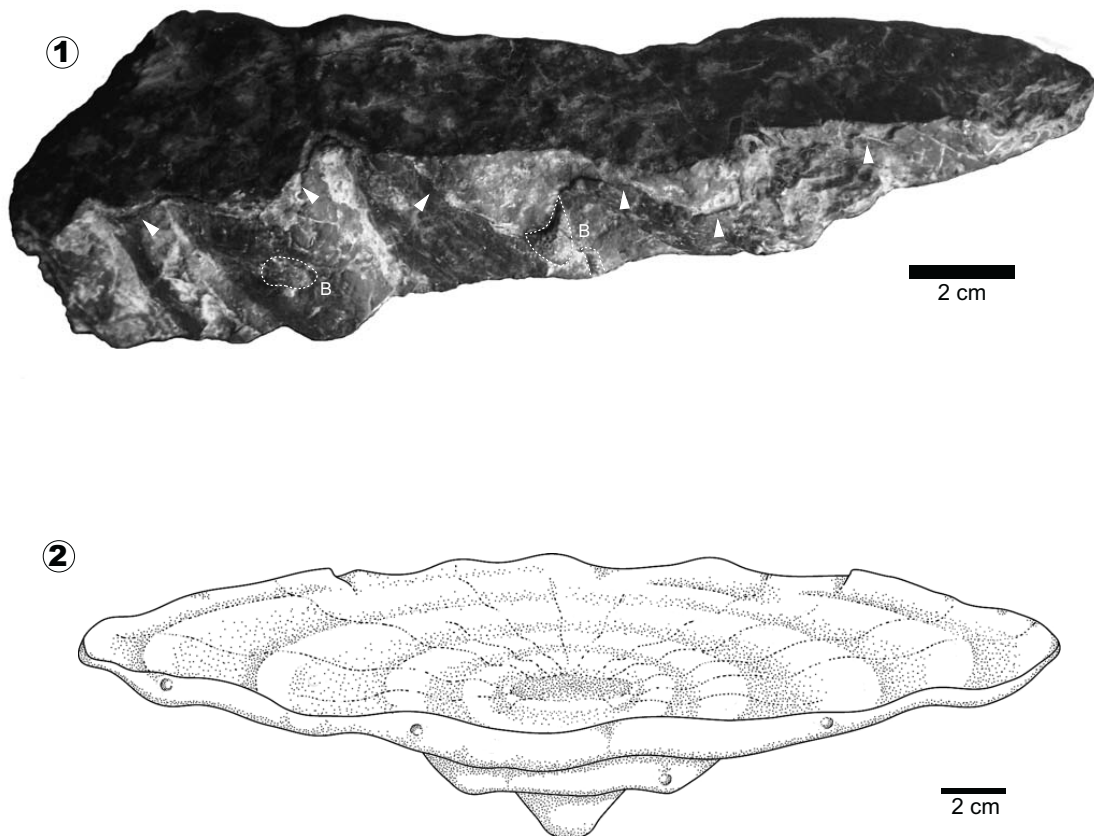


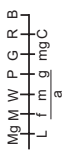

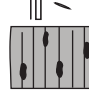

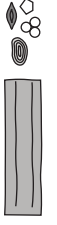



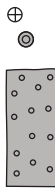
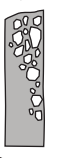
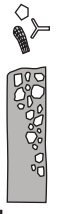
LÁMINA. 3.9. 1) *Loisphyllum bachendensis* nov. gen. nov. sp. Espécimen fragmentado, mostrando la fina corteza que constituye el fósil (flechas) y el sedimento interno que lo rellena. Nótese los briozoos (B) que incrustan la superficie basal del organismo. 2) Reconstrucción idealizada de un espécimen de *Loisphyllum bachendensis*.

presencia en el género de *Loisphyllum* de una serie de protuberancias, que en este trabajo, interpretamos como posibles estructuras de fijación al sustrato; éstas podrían ser similares a las espinas ventrales descritas por Forsythe (2003) en *Archaelithophyllum* o los rizoides que aparecen fijados a la superficie ventral de las especies modernas de *Peyssonnelia*. Descartamos su similitud con las “protuberancias” descritas por Wray (1964) ya que éstas son de tamaño micrométrico, relacionadas con pequeñas irregularidades en la membrana. Otra diferencia a tener en cuenta, es la ausencia de conceptáculos preservados en *Loisphyllum*. Aunque en algas *Peyssonneliaceae* actuales los órganos de reproducción no están protegidos por estas estructuras, y por lo tanto su preservación es altamente improbable, son características típicas de muchos géneros de algas pertenecientes a las familias *Corallinacea* y *Peyssonneliaceae*, y generalmente son utilizados como criterios diagnósticos en la taxonomía de algas actuales.

Debido a todos estos motivos, no encontramos evidencias suficientes para relacionar taxonómicamente *Loisphyllum* con *Archaelithophyllum*, ni incluso, para incluirla dentro de un *phyllum* determinado. De esta manera, a falta de futuros estudios que aporten nuevos datos, creemos que el término más apropiado para describir estos organismos es el de “alga filoide”, concepto que como se ha comentado anteriormente, no conlleva ningún tipo de significado taxonómico.

Interpretación

Loisphyllum bachendensis constituyó biostromos en ambientes someros y submareales de la plataforma, situados por debajo del nivel del oleaje y, como indica la presencia de algas calcáreas asociadas, dentro de la zona fótica superior. A su vez, la abundante micrita que contiene esta facies y la ausencia de estructuras de corriente, sugieren que la energía del medio era de baja a moderada. La amplia biodiversidad y la presencia de determinados organismos, como por ejemplo los crinoideos, indican que las condiciones paleoceanográficas eran de mar abierto, con buena circulación de las aguas y salinidad normal.

	Textura	Componentes y matriz	Estratificación geometría y estructuras	Espesor	Interpretación
 AP 	Variable		Aumento del aspecto brechificado hacia el techo	Generalmente decimétrico. Hasta 1 m de potencia	Alteraciones pedogénicas
CE 	Mudstone-Wackestone	Espículas de esponja silíceas, monoaxonas principalmente. Ricas en materia orgánica. Niveles/nódulos de chert	Tabular. Estratos de 10 a 20 cm. Laminación paralela.	Decimétrico a métrico	Zonas submareales profundas.
MWB 	Mudstone-Wackestone. Margas interestrato	Algas filoides, foraminíferos, briozoos, crinoideos, corales, Chaeefes, braquiópodos, bivalvos, calcíferas, gasterópodos. Matriz micrítica homogénea. Pueden aparecer nódulos de chert dispersos	Tabular, ondulante, pseudonodulosa. Estratos de 10 a 20 cm. Rara vez masivas	Decimétrico a métrico. Alguna vez aparece en tramos > 10 m.	Zonas submareales de baja energía. Condiciones de mar abierto.
CO 	Wackestone-Packestone-Floatstone	Oncoides de tipo Osagia, foraminíferos, crinoideos	Tabular-lenticular	Decimétrico	Zona submareal. Moderada energía Niveles transgresivos
PGP 	Packstone Grainstone	Foraminíferos (tubulares, fusulinas, Bradyia, paleotexturálidos, Tetrataxis), peloides, calcíferas, ostrácodos, Beresella.	Masivo, tabular. A veces en secuencias estratodecrecientes.	Decimétrico a métrico	Zonas submareales someras. Lagoon restringido.
GPB 	Grainstone-Packestone-Floatstone margosas	Algas filoides, dasicladáceas, foraminíferos, Rodophytas, briozoos, crinoideos, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos.	Estratificación cruzada en surco	Decimétrico a métrico	Acumulaciones bioclásticas discontinuas de moderada a alta energía. Barras o shoals.
PGCB 	Packstone-Grainstone	Crinoideos, briozoos, foraminíferos (Ozawainella)	Tabular-pseudonodulosa. Estratos de 5 a 20 cm.	Decimétrico a métrico	Bancos bioclásticos submareales, buena circulación y oxigenación (condiciones de mar abierto)
GO 	Grainstone de grano fino a grueso	Oolitos, coated grains, granos de Q, crinoideos, briozoos, foraminíferos	Tabular-masiva-canaliforme. Estratificación cruzada en surco. A veces en secuencias estratodecrecientes.	Decimétrico a métrico	Barras o shoals desarrollados en zonas energéticas. Canales. Niveles transgresivos
BB 	Floatstone-Rudstone	Contenido fósil muy variado. Clastos micríticos.	Tabular-lenticular	Decimétrico a métrico	Depósitos de alta energía. Flujos de densidad
BL 	Floatstone-Rudstone	Clastos micríticos de la facies MP Rodophytas, briozoos fistuliporidos y fenestélidos, crinoideos	Alta deformación tectónica y diagenética	Decimétrico a métrico	Similar a BB

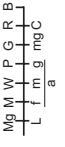
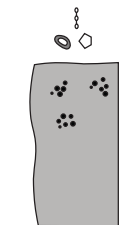
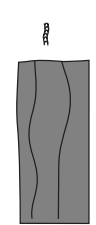
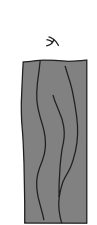
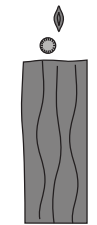
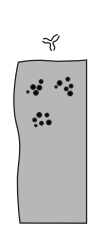
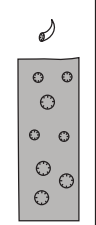
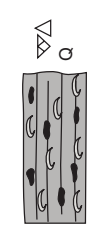
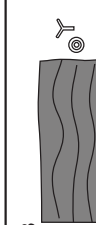
	Textura	Componentes y matriz	Estratificación geométrica y estructuras	Espesor	Interpretación
 <p>MP</p> 	Boundstone	Micrita peloidal con cementos esporádicos de tipo estromatolítico. <i>Tharriarella</i> , <i>Girvanella</i> , briozoos, foraminíferos tubulares, algas dasicladáceas y filoides	Aspecto masivo. A veces geometría monticular	Métrico a decamétrico	Núcleo de bioconstrucciones de fango carbonatado (<i>mud mounds</i>) Relacionados con actividad microbiana. Zonas submareales profundas
<p>BF</p> 	Bafflestone, más o menos margosa	Algas filoides (<i>Archaeolithophyllum</i>), <i>Girvanella</i> , foraminíferos, briozoos. Cementos fibrosos en porosidades protegidas. Matriz mirtítica homogénea o peloidal.		Decimétrico a métrico	Bioconstrucciones de algas filoides. Zona submareal, por debajo del nivel del oleaje. Ambientes con turbidez variable, zona fótica, 5-30 m de profundidad
<p>BD</p> 	Bafflestone	Algas dasicladáceas (<i>Anthracooporella</i>). Matriz mirtítica homogénea o peloidal.		Decimétrico a métrico	Bioconstrucciones de algas dasicladáceas. Zona submareal, por debajo del nivel del oleaje. Aguas limpias, zona fótica, 5-30 m de profundidad
<p>Bs</p> 	Bafflestone	<i>Beresella</i> y foraminíferos (fusulinas principalmente) en una matriz gruesa-peloidal		Decimétrico a métrico	Bioconstrucciones de algas <i>Beresella</i> . Zona submareal somera. Lagoon protegido. Condiciones transgresivas?
<p>BDz</p> 	Boundstone/bafflestone	<i>Donezella</i> en una matriz gruesa-peloidal	Aspecto masivo. A veces geometría monticular	Métrico a decamétrico	Zona fótica/oligofótica submareal. Baja a moderada energía, por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo.
<p>BC</p> 	Framestone	Corales rugosos solitarios, en ocasiones coloniales. Algas filoides, foraminíferos. Matriz peloidal y homogénea	Lenticular	Decimétrico a métrico	Zona fótica/oligofótica submareal. Baja a moderada energía, por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo.
<p>LQB</p> 	Floatstone margosa	Braquiópodos y briozoos fenestélidos. Ricas en materia orgánica	Tabular-pseudonodulosa. Estratos de 10-15 cm.	Decimétrico	Acumulaciones (biostromos?) en rampa externa/margen de plataforma
<p>BLB</p> 	Boundstone/bafflestone	<i>Loisiphyllum bachendensis</i> , briozoos fistulipódidos, chaetétidos, corales, braquiópodos, crinoideos, <i>Archaeolithophyllum</i>	Tabular-pseudonodulosa.	Decimétrico	Zona fótica submareal. Baja a moderada energía, por debajo del nivel del oleaje de buen tiempo.

Tabla 3.3. Características principales de las facies carbonatadas.

3.2.- ASOCIACIONES DE FACIES Y SISTEMAS DE DEPÓSITO

Una asociación de facies consiste en la distribución ordenada de facies elementales genéticamente relacionadas (Vera, 1994). Se han agrupado en función de los sistemas sedimentarios en las que fueron depositadas, distinguiéndose de esta manera los sistemas deltaicos y carbonatados.

3.2.1.- SISTEMAS DELTAICOS

Un delta está integrado por los depósitos subaéreos y subacuáticos formados por la acumulación de sedimentos fluviales en la desembocadura de un río en una masa de agua (océanos o lagos). Nemec (1990) diferenció dos tipos básicos de deltas: aluviales (fluviales, *braided*, aluvial costero y con desarrollo de *aprons*) y no aluviales (deltas piroclásticos y de lava). Además, existe otra clasificación muy aceptada en la literatura que divide los deltas en función del proceso dominante que se produce en la desembocadura; de esta manera se distinguen deltas dominados por la acción fluvial, por la acción de las mareas o por el oleaje (Galloway, 1975).

Los deltas estudiados en este trabajo corresponden a deltas aluviales dominados por la acción fluvial y mareal, en los que tuvieron cierta importancia los depósitos generados por avenidas catastróficas, generalmente asociados a eventos climáticos. Están formados por las siguientes asociaciones de facies (Fig. 3.1 y Fig.3.2):

a) Asociación de llanura deltaica (LD)

La llanura deltaica es un área parcialmente subaérea muy extensa de los deltas, donde predomina el depósito de materiales finos y en el que intervienen procesos fluviales y mareales. La paleobatimetría es somera, con profundidades inferiores a los 4 m (Coleman, 1976). En zonas con clima húmedo, es característico el desarrollo de turberas y marismas que dan lugar a la acumulación de la materia orgánica vegetal y a la posterior formación del carbón. Las facies más características de esta asociación son lutitas (LF, LFO, LC) y capas de carbón (C). Subordinadamente aparecen areniscas intercaladas (AC) interpretadas como canales distributarios de escasa entidad.

Esta asociación de facies está bien desarrollada en la Fm Llanón del sector de Piedrafita-Lillo y en la Fm Lutitas de Ciguera del sector Lois-Ciguera.

b) Asociación de frente deltaico y lóbulos de plataforma (FD)

Constituye la región del delta donde mayor volumen de arena se acumula. Los depósitos más característicos de esta asociación en el área de estudio están constituidos por secuencias grano y estratocrecientes de hasta 60 m de espesor, formadas de muro a techo por lutitas masivas (L), lutitas con intercalaciones de poco espesor de litarenitas de grano fino y limos (ALT) y litarenitas de grano medio en secuencias grano y estratocrecientes (AGC). La organización interna de estas secuencias y su posición vertical y lateral respecto a otras asociaciones, indica que su depósito tuvo lugar en un sistema sedimentario progradante. Esta asociación se interpreta como representativa de barras de desembocadura de canales distributarios en sistemas deltaicos dominados por la acción fluvial (Coleman y Wright, 1975; Salvador, 1989; Barba, 1991; Merino-Tomé, 2004). El intervalo inferior de las secuencias representa las partes distales y las zonas de interbarra, mientras que la parte superior arenosa corresponde al cuerpo principal de la barra. Los materiales de esta asociación pasan lateralmente hacia la cuenca a lutitas del prodelta (facies L), mientras que hacia el continente pasan a partes más proximales del sistema deltaico constituidas por la asociación de la llanura deltaica (LD).

Otros materiales característicos de esta asociación son los formados por los depósitos arenosos de las facies APH y AM, originados a partir de flujos hiperpícnicos en una plataforma de alta energía. Mutti *et al.* (2003) atribuyen estos depósitos a eventos climáticos catastróficos en cuencas con alto gradiente deposicional.

Esta asociación constituye una parte importante de la Fm Lutitas y Areniscas de Dueñas, del sector Lois-Ciguera.

c) Asociación de prodelta y plataforma terrígena (PD)

Esta asociación suele pasar verticalmente a depósitos de frente deltaico (FD) o de plataforma carbonatada. Está formada por materiales lutíticos (facies L) sin una organización

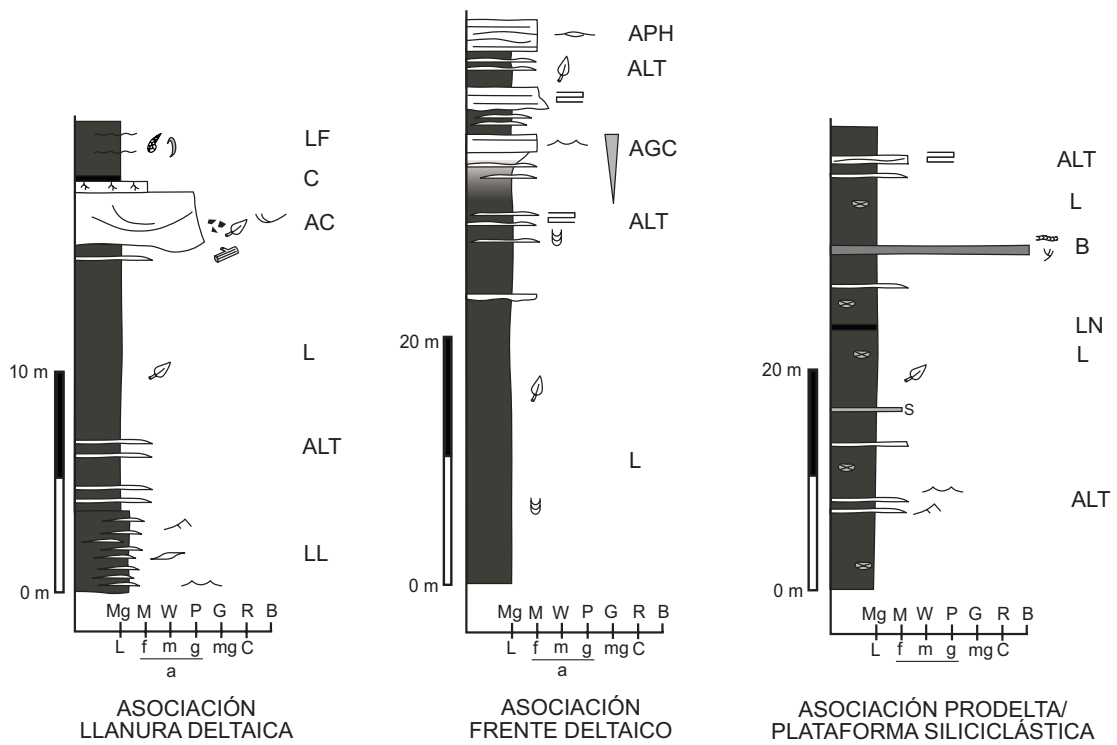


Fig. 3.1. Asociaciones de facies presentes en los sistemas deltaicos.

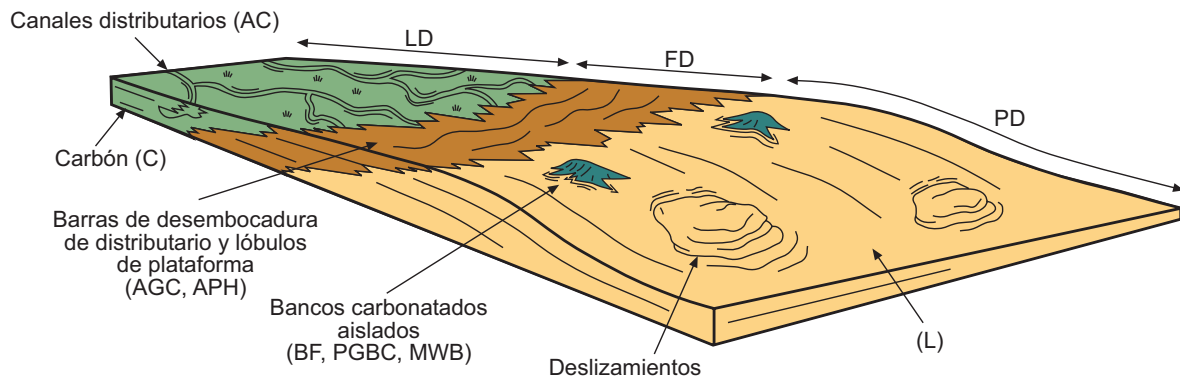


Fig. 3.2. Bloque diagrama representando las asociaciones de facies presentes en los sistemas deltaicos. LD: llanura deltaica. FD: frente deltaico. PD: prodelta.

secuencial aparente. Pueden presentar alguna intercalación de poco espesor de areniscas (facies ALT y AGD), *bafflestone* de filoides (BF), *grainstone* de crinoideos y briozoos (PGCB) y brechas calcáreas (BB).

Su depósito tuvo lugar en un medio submareal profundo de baja energía, donde el proceso sedimentario dominante fue la decantación de fangos. Las intercalaciones más energéticas se asocian a episodios aislados de tormentas o como resultado de corrientes turbidíticas o flujos hiperpícnicos. El desarrollo de los bancos de carbonato, comúnmente con escasa potencia y continuidad lateral, se relacionan con una disminución de los aportes siliciclásticos desde el continente. La presencia de las facies BF indica que su depósito tuvo lugar dentro de la zona fótica.

La apariencia desorganizada y *deslizada* de algunos niveles de las facies L es característica de este tipo de depósitos (ver Mutti *et al.* 2003), y es debida, fundamentalmente, a la elevada pendiente de depósito que presenta este subambiente sedimentario, también conocido como “talud deltaico”.

Esta asociación integra una parte considerable de la Fm Fresnedo y la Fm Lutitas y Areniscas de Dueñas, del sector Lois-Ciguera.

3.2.2.- SISTEMAS DE PLATAFORMA CARBONATADA

Las plataformas carbonatadas (*carbonate platforms*) son cuerpos sedimentarios calcáreos que presentan diversas geometrías y distribuciones de facies muy diferentes. Ahr (1973); Wilson (1975); Read (1982, 1985) y Tucker y Wright (1990), entre otros, clasifican estos sistemas en dos grandes grupos (Fig. 3.3.a):

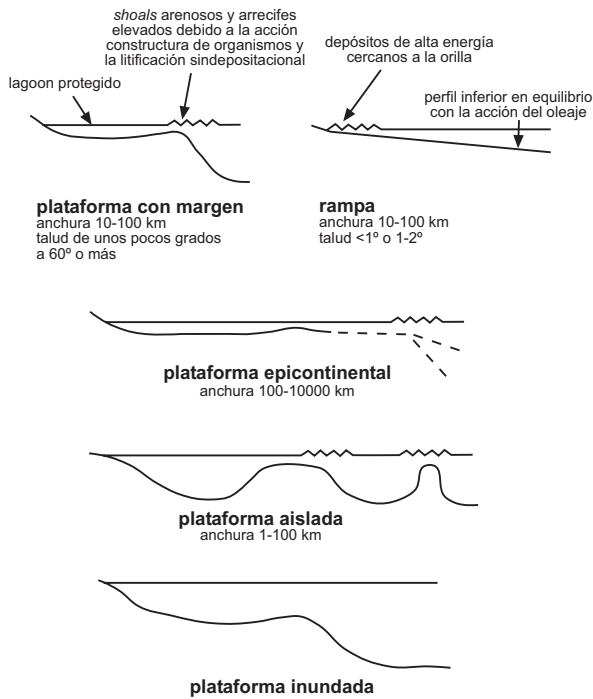
a) Plataformas con una ruptura en la inclinación de la pendiente de depósito (*rimmed carbonate shelves*), con cierto relieve topográfico sobre el fondo marino y en las que se generan taludes sedimentarios que conectan la plataforma somera con la cuenca profunda. Estos sistemas de depósito han ido variando a lo largo de la historia geológica y su evolución se asocia con las grandes extinciones masivas que afectaron a los organismos marinos (Fig. 3.3.b). En la actualidad, el modelo de plataforma con ruptura de pendiente, está muy

bien representado en las plataformas carbonatadas tropicales, en cuyos márgenes es característica la presencia de cuerpos oolíticos, corales y algas coralinas (Tucker y Wright, 1990). Sin embargo, este modelo no es aplicable a todas las plataformas del registro sedimentario. Un ejemplo de esta diversidad, lo constituyen las plataformas carbonatadas carboníferas, cuyos márgenes, y ante la ausencia de organismos constructores de arrecifes rígidos, estuvieron controlados por la precipitación de carbonato de origen microbiano (Kenter *et al.* 2005). Ejemplos de estos sistemas en la Zona Cantábrica están ampliamente representados en Picos de Europa y el Área del Cuera, y han sido descritos en detalle por Bahamonde *et al.* (1997); Della Porta *et al.*, (2002 a, b); Immenhauser *et al.* (2002); Della Porta (2003); Immenhauser *et al.* (2003); Kenter *et al.* (2003); Della Porta *et al.* (2004); Bahamonde *et al.* (2004); Della Porta *et al.* (2005); Kenter *et al.* (2005), Bahamonde *et al.* (2007) y Van Der Kooij *et al.* (2007); entre otros.

b) Rampas carbonatadas (*carbonate ramps*), con perfiles de depósito de baja pendiente ($<1^\circ$), sin una ruptura en la inclinación entre la línea de costa o lagoon y la cuenca, y en las que las facies proximales energéticas pasan progresivamente a calizas depositadas en ambientes de baja energía (Ahr, 1973 ; Read, 1980; Read, 1982; Read, 1985; Wilson, 1975; Tucker y Wright, 1990; Burchette y Wright, 1992; Wright y Burchette, 1998; Pomar, 2001; Bosence, 2005) (Fig. 3.3.a). Read (1982, 1985) diferenció dos tipos de rampas: las homoclinales, similares a las descritas inicialmente por Ahr (1973) y que se caracterizan por un perfil suave y continuo, y las rampas con una ruptura de pendiente distal (*distally steepened*), en las que se registran sedimentos de talud muy alejados de la línea de costa, adquiriendo de esta manera, ciertas características de las plataformas carbonatadas con ruptura de pendiente o *carbonate shelves*.

Las rampas carbonatadas suelen originarse en periodos de tiempo con escasez de organismos constructores de arrecifes rígidos (Burchette y Wright, 1992) (Fig. 3.3.b) y se desarrollan en diversos ambientes tectónicos, aunque predominan en márgenes pasivos y cuencas de antepaís, donde domina la subsidencia flexural (Burchette y Wright, 1992; Dorobek, 1995).

(a) PLATAFORMAS CARBONATADAS



(b)

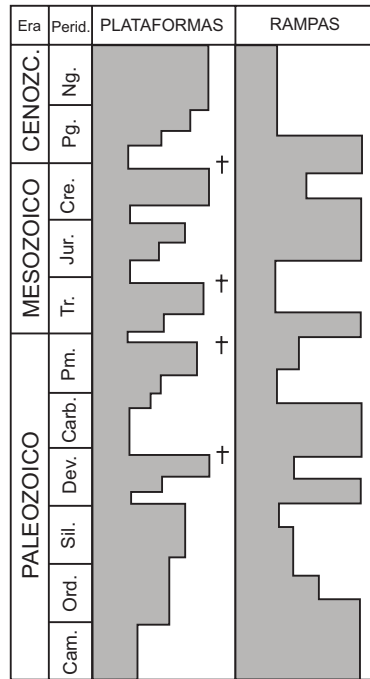


Fig. 3.3. a) Esquemas de las diferentes morfologías de las plataformas carbonatadas, modificado de Tucker y Wright (1990). b) Distribución de plataformas y rampas carbonatadas a lo largo de la historia geológica. Nótese que las rampas son los sistemas dominantes después de las grandes extinciones, según Burchette y Wright (1992).

El tipo de geometría que desarrolla una plataforma carbonatada depende de numerosos factores, tanto bióticos como abióticos, entre los que destacan la topografía original del fondo marino, el clima, la tectónica, la subsidencia y el eustatismo (Schlager, 1993). De acuerdo con la evolución característica de las plataformas carbonatadas propuesta por Read (1982, 1985), éstas pasan por dos etapas fundamentales. El estadio inicial corresponde a una rampa homoclinal de baja pendiente, que pasa posteriormente a una etapa de plataforma con desarrollo de taludes sedimentarios; este tránsito, está motivado en gran medida por la elevada producción de carbonato que se produce en sus márgenes. Sin embargo, el mismo autor advierte que esta evolución puede verse afectada por otros factores, como la progradación de cuñas clásticas que interrumpen el crecimiento de la plataforma inicial (*platform drowning*).

Las plataformas carbonatadas estudiadas en este trabajo muestran características afines a ambos tipos de sistemas, aunque en la mayoría de las ocasiones, presentan una distribución de facies típica de rampa carbonatada. Estos sistemas pasan lateralmente, y de una manera más o menos gradual, a materiales de la plataforma siliciclástica. La ausencia de facies de talud en sus márgenes y la cíclica invasión de sedimentos terrígenos, hace suponer que las plataformas no llegaron a adquirir un relieve topográfico sobre el fondo marino, manteniendo un suave perfil durante todo su desarrollo. Sin embargo, en las partes más distales de la cuenca, en el sector Lois-Ciguera, durante épocas con escaso o nulo aporte de terrígenos, las rampas carbonatadas pudieron llegar a desarrollarse durante largos periodos de tiempo, adquiriendo alturas considerables sobre el fondo marino y generando márgenes y taludes con ciertas pendientes.

Siguiendo el modelo propuesto por Burchette y Wright (1992) para rampas carbonatadas, basado en diferentes niveles energéticos dentro de la plataforma, hemos diferenciado cuatro asociaciones de facies diferentes: la plataforma interna, media y externa, y el margen de plataforma o talud sedimentario:

a) Asociación de plataforma interna

Burchette y Wright (1992) sitúan esta asociación de facies por encima del nivel de oleaje de buen tiempo. Forma tramos de hasta varias decenas de metros (ver sección LT I), generalmente con carácter grano y estratocreciente, estando integrada en su mayoría por depósitos energéticos granosoportados que pueden presentar estratificación cruzada en surco. Las facies dominantes son calizas *grainstone/packstone* bioclásticas (GPB) y *grainstone* oolíticas (GO), cuyas acumulaciones se interpretan como canales submarinos o bancos bioclásticos (*shoals*). Entre éstos últimos, y en zonas protegidas, tuvo lugar la acumulación de fango carbonatado y la colonización del sustrato por algas calcáreas, formando lagoons relativamente restringidos y protegidos. De esta manera, aparecen intercaladas entre las anteriores facies, calizas *packstone/grainstone* peloidales (PGP), *bafflestone* de algas bereséllidas (BB) y *mudstone/wackestone* bioclásticas (MWB), generalmente de escasa entidad.

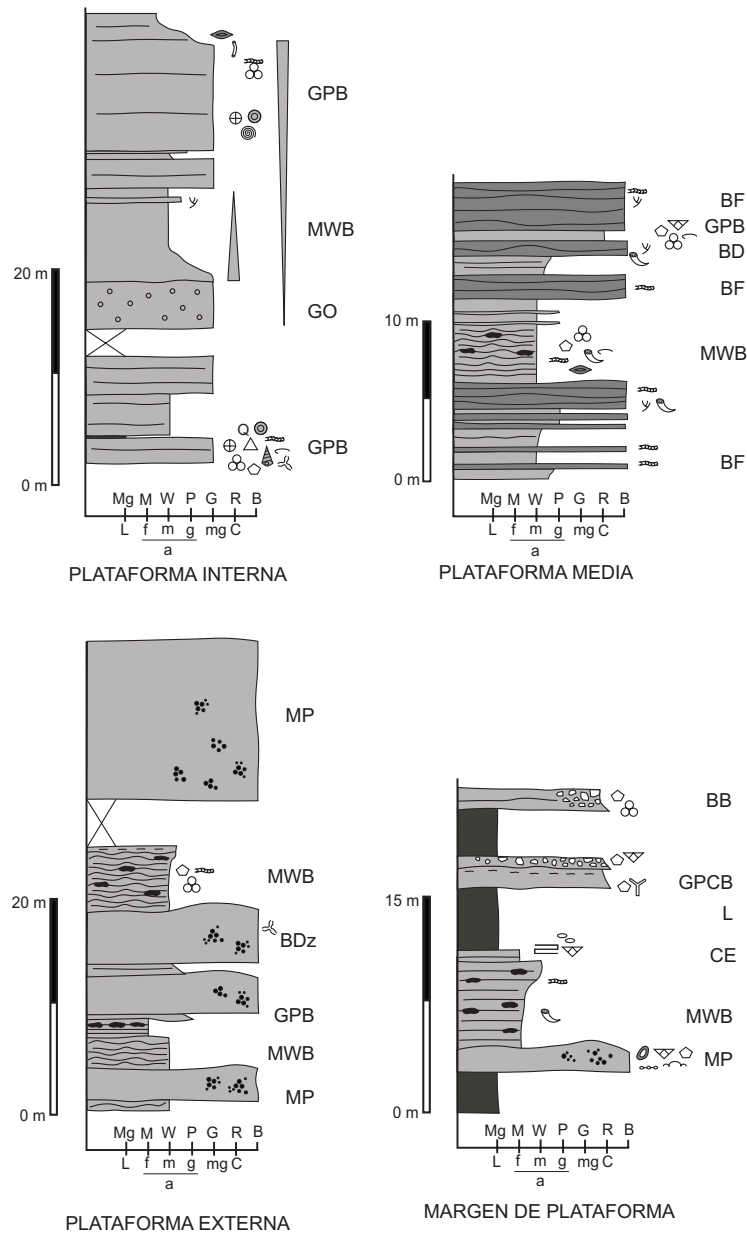


Fig. 3.4. Asociaciones de facies presentes en las plataformas carbonatadas.

Esta asociación de facies está muy bien representada en la Fm Calizas de Peña Neblera y en el miembro inferior de la Fm Calizas de Bachende.

b) Asociación de plataforma media

Está situada entre el nivel de oleaje de buen tiempo y el de tormentas. Forma tramos de espesor métrico a decamétrico, de calizas con estratificación tableada y pseudonodulosa, donde predominan las facies *mudstone/wackestone* bioclásticas,

bioturbadas y con abundante y diversa fauna marina (MWB), bancos de algas calcáreas (facies BF, BD, BB), y de manera subordinada, calizas *grainstone/packstone* (GPB), biostromos de corales rugosos (BC) y *boundstone* micríticas (MP).

La textura fango soportada de estos materiales y la ausencia de estructuras de corriente, permiten suponer que esta asociación se sedimentó en ambientes tranquilos de baja energía. La presencia de algas calcáreas y la amplia biodiversidad observada, indican que su depósito tuvo lugar dentro de la zona fótica y probablemente bajo condiciones paleoceanográficas de mar abierto.

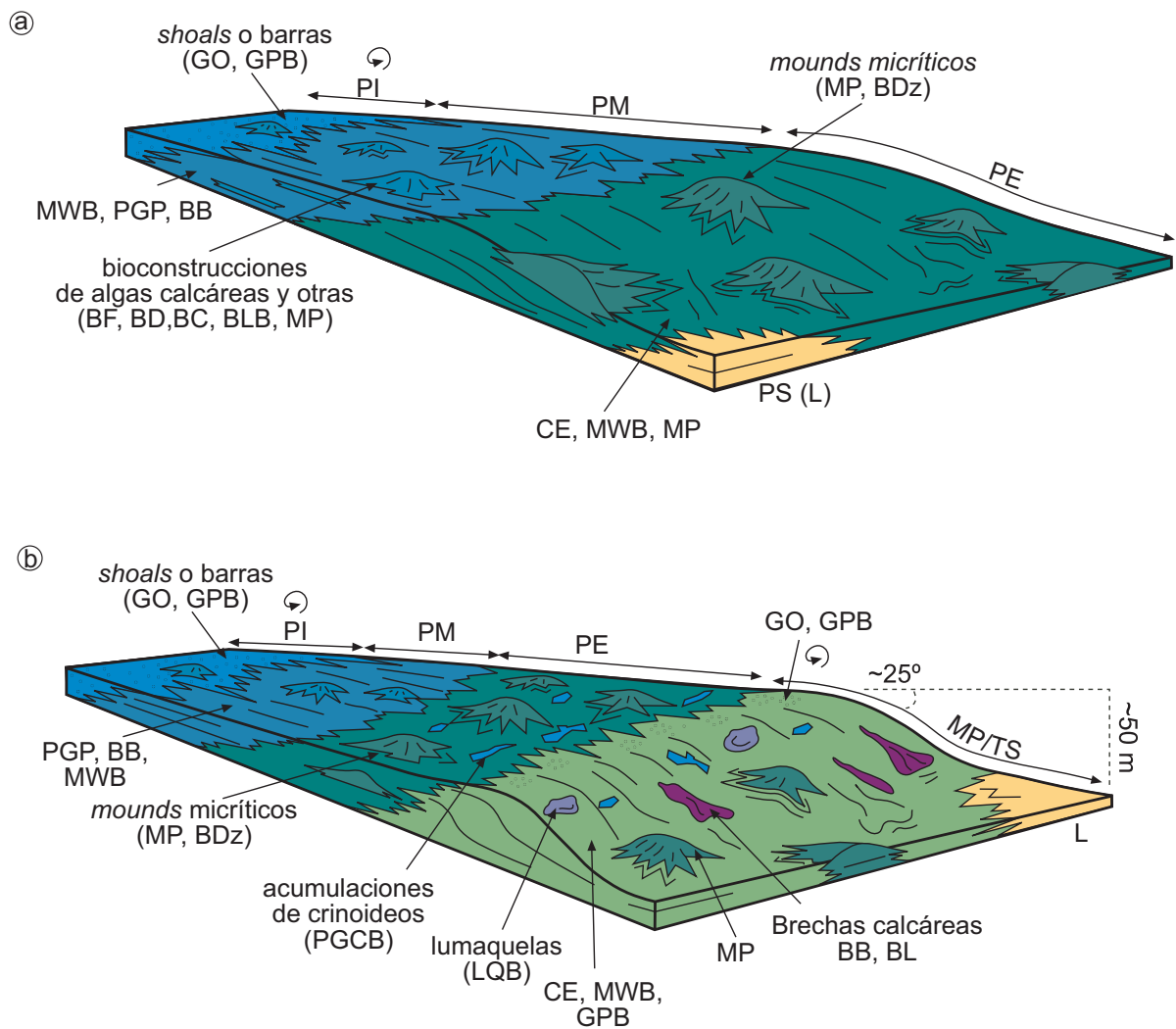


Fig. 3.5. a) Bloque diagrama representando el modelo general de distribución de las asociaciones de facies presentes en las plataformas carbonatadas estudiadas. b) Modelo de plataforma carbonatada con margen y talud sedimentario, propuesto para la Fm Calizas de Bachende.

Esta asociación está muy bien representada en el sector Lois-Ciguera en el miembro inferior de la Fm Calizas de Ciguera, el miembro intermedio de la Fm Calizas de Bachende, y en el sector Piedrafita-Lillo, en las calizas de la Fm Levinco.

f) Asociación de plataforma externa

La plataforma externa se localiza por debajo del nivel de oleaje durante tormentas. Constituye tramos de hasta varias decenas de metros y sus depósitos forman crestas calcáreas muy prominentes en el paisaje. Está constituida por el apilamiento de calizas micríticas bioconstruidas de aspecto masivo, que suelen mostrar geometría monticular (*mud mounds* o *micritic build-ups*). Los *mud mounds* son edificios orgánicos que pueden alcanzar grandes dimensiones, de varias decenas de metros de altura y de diámetro. Pueden desarrollarse de forma asilada o amalgamados y superpuestos, presentando modelos de apilamiento diferentes (ver Lees y Miller 1995). El núcleo de estos edificios calcáreos, está formado por facies micríticas bioconstruidas (MP y BDz fundamentalmente),

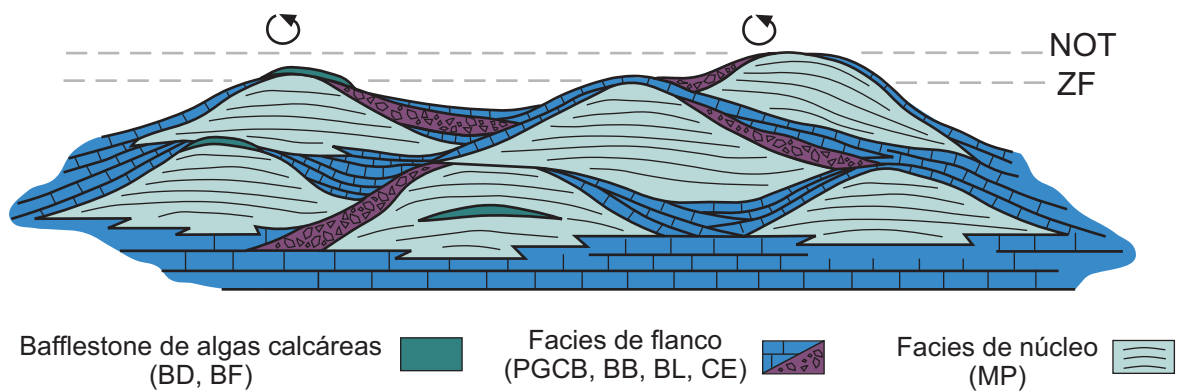


Fig. 3.6. Modelo planteado para la distribución de facies en los *mud mounds* del sector Lois-Ciguera. ZF: zona fótica, NOT: nivel del oleaje en tormentas. Modificada de Corrochano (2006).

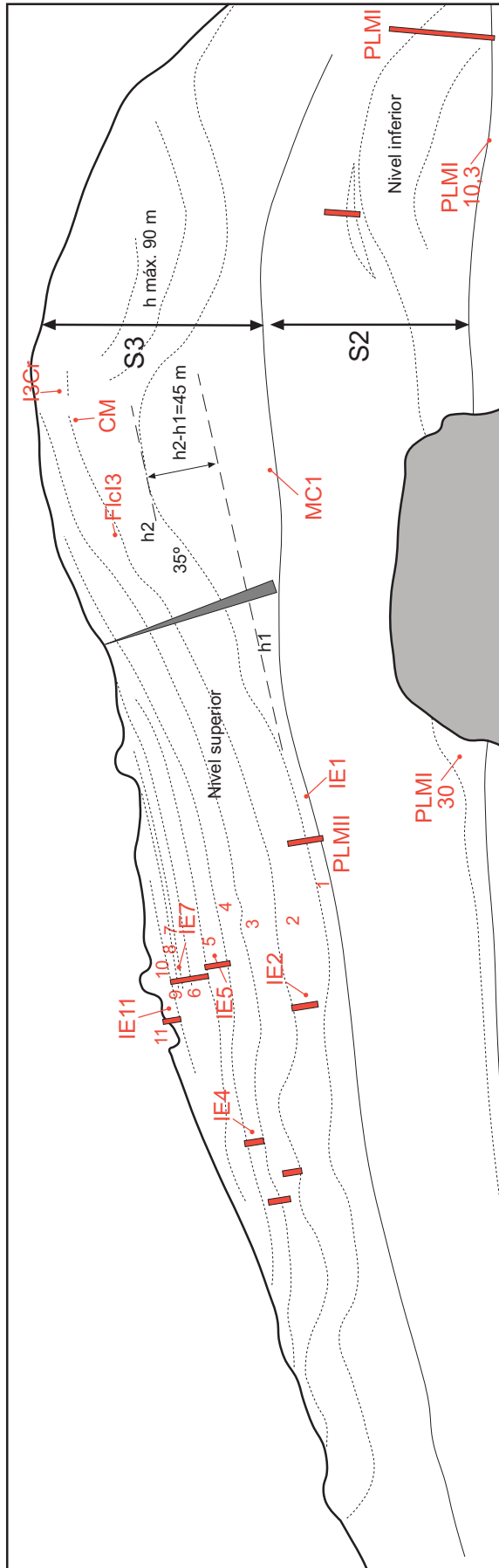
pudiendo desarrollar depósitos de flanco o *intermound*, integrados por calizas bioclásticas (MWB o GPB), calizas espiculíticas (CE), acumulaciones de crinoideos (PGCB), brechas calcáreas (BB y BL), lutitas (L) e incluso pequeñas acumulaciones de micrita bioconstruida (MP y BDz) (Fig. 3.6)

Para explicar más en detalle esta asociación de facies, se va describir un espectacular afloramiento en la Fm Levinco cerca de Puebla de Lillo, cuya sedimentología ha sido también estudiada en detalle por Von Allmen (2006). Se trata de un conjunto de *mounds* de *Donezella*, donde también predominan otros organismos, como crinoideos, briozoos y foraminíferos (tubulares y fusulinas). Como puede observarse en la Fig. 3.7, los biohermos se disponen en un nivel inferior y otro superior, ambos separados por un intervalo detrítico de cierta importancia (sedimentos atribuidos al cortejo regresivo de la Secuencia 2, como se verá en el capítulo 4). Cada uno de estos niveles tiene una potencia muy variable, debido a la propia geometría monticular de los edificios. La base de ambos tramos es recta y continua, fácilmente apreciable en las fotografías, por lo que se ha utilizado como “datum” en las correlaciones estratigráficas y en las medidas realizadas.

El nivel inferior (*basal complex* de Von Allmen, 2006) (ver sección PLMI) comienza con un horizonte de hasta 3 m de *grainstone* oolíticas (GO) de grano medio/grueso al que se superpone un tramo de hasta 30 m de calizas masivas micríticas (BDz fundamentalmente). Este nivel se caracteriza por presentar una geometría monticular menos prominente que el superior, así como por el menor desarrollo de facies de flanco. El ambiente de depósito de estos materiales evolucionó desde una zona altamente energética de la rampa carbonatada (como indica la presencia de los bancos oolíticos en la base), a una zona relativamente profunda por debajo del nivel del oleaje. En el techo de esta sucesión de calizas masivas, se localiza un banco de crinoideos (facies PGCB) de hasta 2 m de espesor.

En el nivel superior (ver sección PLMII) aparecen grandes *mounds* con unos 90 m de desarrollo vertical, que presentan flancos con pendientes de hasta 35°. La altura deposicional máxima del biohermo (diferencia de cotas entre el techo del *mound* y la base del flanco), es de aproximadamente 45 m (ver Fig. 3.7). Esta diferencia topográfica alcanza su máximo desarrollo en las etapas iniciales del crecimiento, debido al elevado espacio de acomodación disponible tras la transgresión inicial.

Las facies de núcleo de los *mounds* están formadas principalmente por acumulaciones masivas de *Donezella* (BDz) con abundante precipitación de carbonato de



origen microbiano (MP). Otros bioclastos observados son fragmentos de algas filoides y dasicladáceas, tubos aglutinados de gusano (*Thartharella*), briozoos y crinoideos.

Los depósitos de flanco (*intermound strata* de Von Allmen, 2006) consisten en calizas bioconstruidas con abundantes nódulos de chert, formando secuencias claramente estratocrecientes, intercaladas entre lutitas (facies L). A veces, también se observa el desarrollo de pequeños biohermos que llegan a alcanzar dos o tres metros de altura (facies MP y BDz). Las lutitas se depositaron por suspensión principalmente en las zonas de *intermound*, aunque también marcan rupturas en la sedimentación carbonatada en las zonas de núcleo (representadas con superficies de estratificación). Estas entradas de terrígenos finos interrumpieron temporalmente el desarrollo de los *mounds* y su depósito se asocia fundamentalmente a variaciones glacioeustáticas del nivel del mar (ciclos de 5º orden de 40 ka de duración, como se verá en el capítulo siguiente). Los principales bioclastos observados en las facies de flanco son *Donezella*, crinoideos, fusulinas, espículas de esponja silíceas, briozoos (fistulipóridos y fenestélidos), braquiópodos y fragmentos de trilobites. En menor proporción que en las facies de núcleo, aparecen fragmentos de algas dasicladáceas y filoides.

El ambiente de depósito de estos biohermos se asocia a una zona muy subsidente de la plataforma, algo que permitió la acumulación de un espesor considerable de calizas bioconstruidas. Ocuparon zonas profundas de la rampa carbonata, situadas por debajo del nivel del oleaje y sometidas a eventos esporádicos de tormentas, como indica la presencia de niveles energéticos intercalados.

La presencia de una acumulación *in situ* de *Donezella* (muestra IE1, estrato 1, ver Fig. 3.7), ha permitido caracterizar el hábitat de este organismo. Teniendo en cuenta que en ese estrato se produce una diferencia de cotas cercana a los 45 m entre la base y el

Fig. 3.7. (*página contraria*) Fotografía de los biohermos (*micritic build-ups*) de *Donezella* en Puebla de Lillo. Aparecen indicadas las muestras recogidas (ej. MC1), los diferentes niveles estratigráficos identificados en la zona de *intermound* (ej. 1, 2, 3...), así como la altura deposicional máxima (h2-h1) y la pendiente de los flancos. PLMI y PLMII: secciones estudiadas (segmentos rojos). También aparecen indicadas la secuencia 2 y 3 que se describirán en el siguiente capítulo.

techo del biohermo (paleobatimetría mínima de depósito para esas facies de flanco), podemos afirmar que *Donezella* se depositó fuera de la zona fótica superior. Como se ha comentado con anterioridad, el límite batimétrico de la zona fótica varía en función del índice de penetración de la luz, pudiendo llegar a alcanzar los 200 m, por lo que en este ejemplo no se puede concretar la afinidad sistemática de este microorganismo. Della Porta *et al.* (2002a) y Della Porta (2003) identifican depósitos de *Donezella in situ* a 200 m de profundidad en el talud de la Sierra del Cuera. De esta manera, excluyen este organismo de las algas verdes, atribuyéndole una naturaleza *problemática*.

g) Asociación de margen de plataforma o talud sedimentario

Está pobremente representada en la zona de estudio y únicamente se ha podido reconocer en dos afloramientos situados en las partes más surorientales del sector Lois-Ciguera, en la Fm Calizas de Bachende, uno situado en las cercanías Salamón y el otro en el valle de Anciles. Como se ha comentado anteriormente, esta asociación representa el tránsito, más o menos gradual, entre los sistemas de plataforma carbonatada y plataforma siliciclástica. Únicamente, cuando los aportes de terrígenos fueron muy limitados o nulos, las rampas carbonatadas pudieron agrandar de tal manera que adquirieron alturas considerables sobre el fondo marino (~50 m) y desarrollaron taludes con una pendiente moderada (~25°).

En el afloramiento cercano al Distrito Minero de Salamón, situado en el tramo inferior de la Fm Calizas de Bachende, se han reconocido clinofórmulas progradantes hacia el E con inclinaciones próximas a los 25° (Fig. 4.21). En ellas, abundan calizas bioclásticas (GPB), micríticas bioconstruidas (MP) y acumulaciones de crinoideos y briozoos (PGCB). Además, en los sondeos del yacimiento estudiados, aparece un volumen importante de brechas carbonatadas (BB y BL), intercaladas entre calizas *boundstone* micríticas (MP) (con desarrollo abundante de cortezas de cementos fibrosos), calizas espiculíticas (CE) y niveles lutíticos (L) dispersos.

El afloramiento del valle de Anciles, localizado en las cercanías de la Peña Collada y en el tramo superior de la Fm Calizas de Bachende, ha permitido describir en detalle la

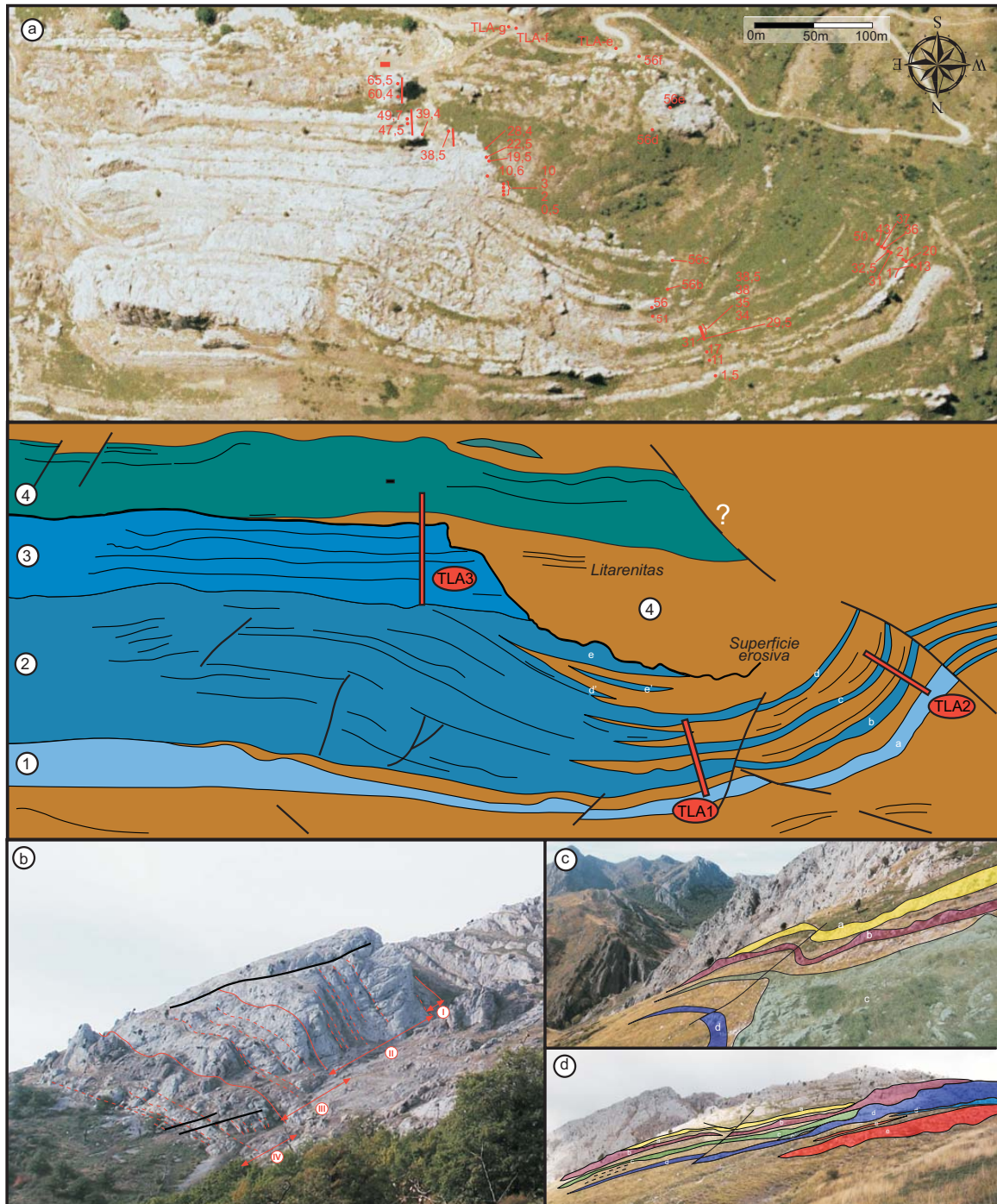


Fig. 3.8. a) Fotografía aérea del margen de plataforma estudiado donde se muestran las trazas de capa, la localización de las muestras recogidas, de las secciones levantadas (TLA1, TLA2, TLA3) y de las unidades definidas (1, 2, 3 y 4). b) Fotografía del afloramiento tomada desde el E. c) y d) Panorámicas del afloramiento, donde se indican los estratos (a, b, c y d) representados en la figura superior.

relación lateral y vertical de estos materiales con otras asociaciones de facies (ver Corrochano *et al.*, 2009):

La cartografía de este afloramiento permite reconocer cuatro unidades litoestratigráficas diferentes que se describen a continuación (Fig. 3.8):

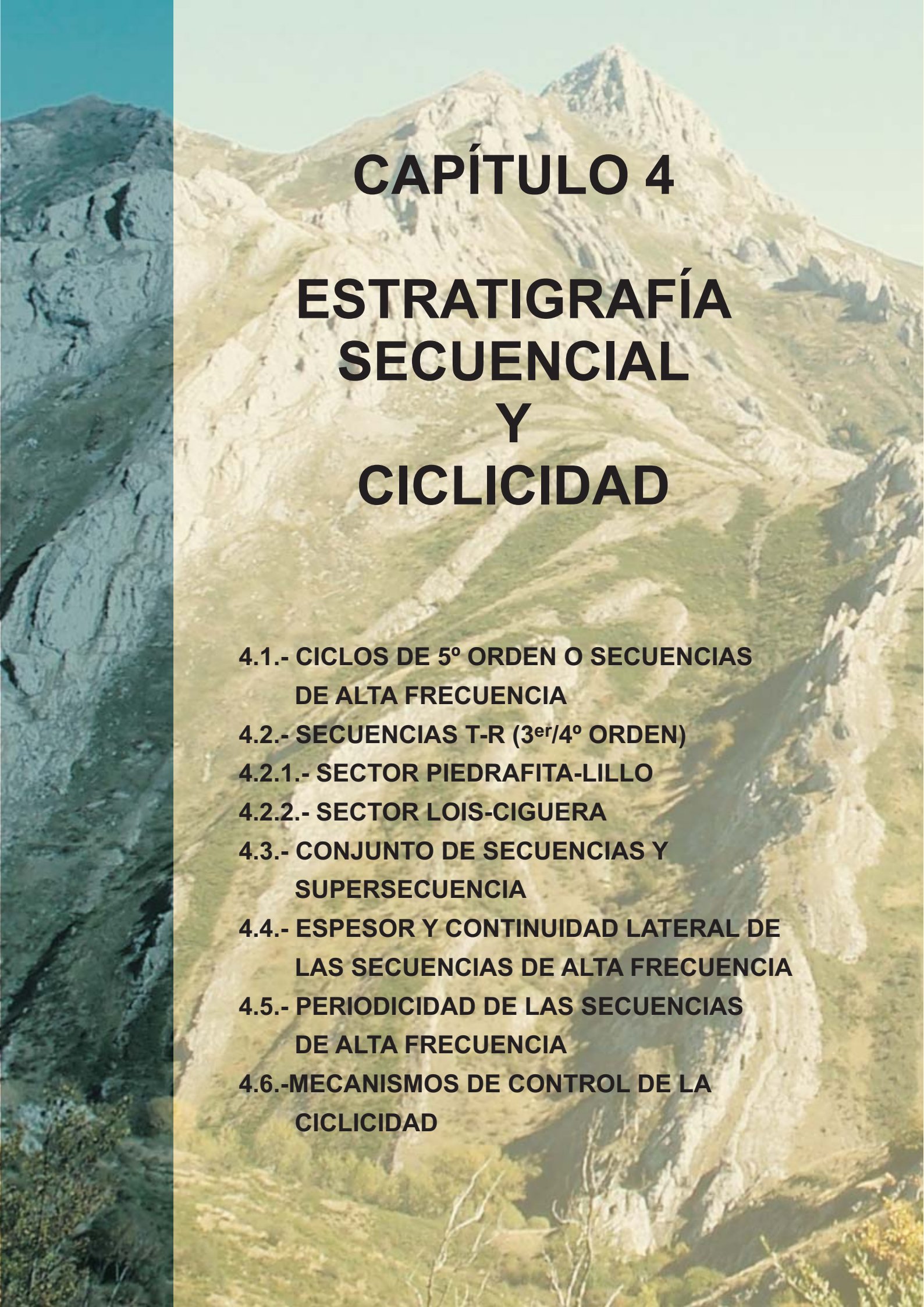
La inferior (1) tiene una potencia que oscila entre 20 y 5 m. Está constituida por un tramo calcáreo de calizas bioclásticas (MWB) y oncoidales (CO) y un tramo superior siliciclástico, formado por hasta 10 m de lutitas (L) que se acuñan hacia el E.

La unidad 2 está formada por aproximadamente 100 m de calizas en estratos masivos, potentes, lateralmente continuos y paralelos entre sí en la mitad oriental del afloramiento. Hacia el oeste estos estratos carbonatados definen una sucesión clinoformal progradante y se interdigitan con sedimentos lutíticos de color pardo (L). Las clinoformas tienen pendientes variables entre 30 y 15° y alturas máximas de 50 m; sus longitudes son próximas a 400 m y los espesores alcanzan 20 m en sus partes proximales desde donde disminuyen progresivamente hacia sus bases. En conjunto muestran un modelo sigmoidal (Mitchum y Vail, 1977) o de tipo *flattering-out* (Bosellini, 1984), en el que las clinoformas se horizontalizan en su mitad inferior. También es evidente la disminución en la vertical de su espesor y extensión lateral, mientras que la pendiente de las mismas parece no variar de unas a otras excepto en la clinoforma superior donde es menor. En ellas se han identificado las siguientes facies, por orden de abundancia: calizas bioclásticas (GPB), micríticas bioclásticas con abundantes nódulos de chert y margas interestratificadas (MWB), calizas micríticas bioconstruidas (MP), calizas espiculíticas (CE), lumaquelas (LQB), acumulaciones de crinoideos (PGCB) y brechas calcáreas (BB).

El contenido fósil de la unidad 2 es, en conjunto, bastante diverso, aunque existe un claro predominio de organismos heterozoos (Pomar, 2001), como briozoos, crinoideos, braquiópodos, gasterópodos, corales y esponjas calcáreas, estando muchos de los bioclastos silicificados.

La unidad 3 se superpone sobre la anterior de forma concordante en la mayor parte del afloramiento, salvo en el margen de la plataforma donde ambos presentan una relación de discordancia. En dicho margen la unidad termina de forma brusca y erosiva. Está compuesta por aproximadamente 50 m de calizas en las que predominan las facies MP y, en menor medida, las facies CB y BB. Aparentemente no muestra una geometría clinoformal, aunque como se ha dicho con anterioridad, podría tratarse de un dispositivo de ese tipo erosionado.

La unidad 4 se apoya sobre la anterior mediante una superficie erosiva e irregular. Está formada por dos tramos diferentes. El inferior, de naturaleza siliciclástica, se acuña hacia las partes más orientales del afloramiento. Forma un solapamiento expansivo (*onlap*) sobre el margen y está compuesto principalmente por lutitas de color pardo (facies L), con intercalaciones hacia el techo de litarenitas de grano fino a medio con estratificación cruzada de bajo ángulo (APH). Por encima de este nivel terrígeno se dispone un tramo carbonatado con un espesor aproximado de 50 m. Presenta una geometría tabular que termina lateralmente de forma brusca, probablemente representando un contacto mecánico debido a la acción de una falla. Su techo es irregular y muestra una transición más o menos gradual con los materiales siliciclásticos suprayacentes. Consta de calizas bioclásticas tableadas (MWB), calizas micríticas peloidales (MP) y, hacia techo, de bioconstrucciones de algas dasicladáceas (*Anthracophorella*), con abundantes *Chaetetes*, corales rugosos y siringopóridos (facies BD).



CAPÍTULO 4

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y CICLICIDAD

**4.1.- CICLOS DE 5º ORDEN O SECUENCIAS
DE ALTA FRECUENCIA**

4.2.- SECUENCIAS T-R (3^{er}/4º ORDEN)

4.2.1.- SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

4.2.2.- SECTOR LOIS-CIGUERA

**4.3.- CONJUNTO DE SECUENCIAS Y
SUPERSECUENCIA**

**4.4.- ESPESOR Y CONTINUIDAD LATERAL DE
LAS SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA**

**4.5.- PERIODICIDAD DE LAS SECUENCIAS
DE ALTA FRECUENCIA**

**4.6.- MECANISMOS DE CONTROL DE LA
CICLICIDAD**

4.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y CICLICIDAD

La naturaleza cíclica de las series carboníferas existentes en la Cuenca Carbonífera Central es conocida desde hace mucho tiempo y son muchos los trabajos en los que ha sido estudiada (Bless, 1971; García Loygorri *et al.*, 1971; Truyols, 1983; Salvador, 1989; Bahamonde, 1990; Águeda *et al.*, 1991; Barba, 1991; Colmenero *et al.*, 1993; Colmenero *et al.*, 2002; entre otros). En este capítulo, se van a describir, analizar e interpretar los diferentes ciclos y secuencias reconocidos en las sucesiones estratigráficas estudiadas.

La estratigrafía secuencial es una rama de la geología bastante reciente, ligada fundamentalmente a las investigaciones de la industria petrolífera, que ha evolucionado mucho a lo largo de los últimos años hasta convertirse en una herramienta fundamental para el estudio de la arquitectura estratigráfica de las cuencas sedimentarias (Catuneanu, 2006).

La “secuencia” fue definida originalmente por Sloss *et al.* (1949) para designar una unidad estratigráfica, de carácter informal y un rango superior a grupo y supergrupo, limitada por discontinuidades subaéreas. Su uso estuvo muy restringido inicialmente debido a que únicamente podían definirse en el margen de las cuencas, donde eran observables las superficies de exposición subaéreas. Posteriormente, Mitchum *et al.* (1977) definieron las secuencias de depósito o deposicionales, como una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de discontinuidad o sus continuidades correlativas, permitiendo así su identificación en las partes más internas de las cuencas. Están divididas en una serie de cortejos sedimentarios, constituidos por conjuntos de sistemas deposicionales contemporáneos formados bajo las mismas condiciones del nivel del mar, depositados en diferentes posiciones dentro de un ciclo eustático. Cada uno de los cortejos está formado por conjuntos de parasecuencias, entendiendo éstas últimas como unidades estratigráficas conformes, genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de inundación marinas (Van Wagoner *et al.* 1988). Normalmente las parasecuencias muestran un dispositivo progradante, grano y estratocreciente. Se definieron en medios marinos costeros someros con predominio de sedimentación siliciclástica, en los que no se registran evidencias claras de una caída

relativa del nivel del mar. A lo largo de este capítulo, el término parasecuencia no se va a utilizar, ya que como indica Catuneanu (2006), puede generar una gran confusión. Como indica este autor, el mayor problema en el uso de este concepto, reside en la ambigua definición de las superficies de inundación marinas, que como se ha comentado anteriormente, son utilizadas para delimitar las parasecuencias. De esta manera, éstas pueden tratarse, por ejemplo, de superficies de máxima regresión o de máxima inundación marina.

En función de los cortejos que integran cada una de las secuencias de depósito, se han separado hasta cuatro tipos de las mismas (ver Fig. 4.1 basada en Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.* 2009). Por ejemplo, la secuencia de tipo IV está formada por el cortejo de caída del nivel del mar (FSST), el de mar bajo (LST), el transgresivo (TST) y el de mar alto (HST), separados estos dos últimos por superficies o intervalos de máxima inundación marina.

Sequence model Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
end of transgression	HST	early HST	HST	HST	RST
end of regression	TST	TST	TST	TST	TST
end of base-level fall	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	RST
onset of base-level fall	early LST (fan)	late HST	FSST	early LST (fan)	RST
	HST	early HST	HST	HST	

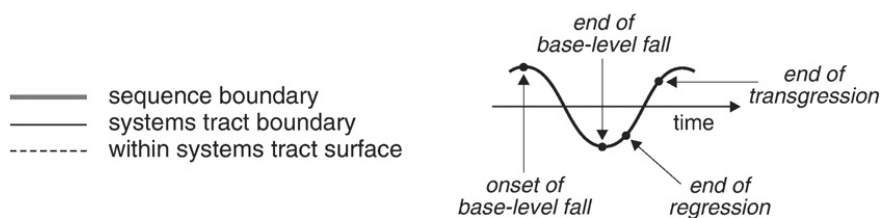


Fig. 4.1. Modelos de secuencia utilizados actualmente. Nótese la diferente situación de los cortejos sedimentarios dentro del ciclo eustático y las diferencias en los límites de secuencia utilizados. Catuneanu (2006).

Además de las secuencias de depósito, en función de las superficies estratigráficas empleadas como límites, se pueden distinguir otros tipos de secuencias (ver Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.* 2009; para mayor explicación) (Fig. 4.1):

Las secuencias genéticas (Fig. 4.1), definidas por Galloway (1989), también son conocidas como secuencias Regresivas-Transgresivas (R-T). Están formadas por cortejos sedimentarios similares a las anteriores pero sus límites se establecen en las superficies de máxima inundación marina. Uno de los principales problemas del uso de este tipo de secuencias es que las superficies de discontinuidad subaéreas ocurren dentro de las secuencias, y por lo tanto no separan materiales genéticamente no relacionados.

Embry y Johannessen (1992) y Embry (1993, 2002), definieron las secuencias Transgresivas-Regresivas (T-R) (Fig. 4.1) cuyos límites son superficies de discontinuidad subaéreas y sus superficies correlativas son las superficies transgresivas, también llamadas superficies de máxima regresión. En este modelo únicamente se diferencian dos cortejos sedimentarios, el transgresivo (TST) y el regresivo (RST), separados por la superficie de máxima inundación marina.

Las secuencias utilizadas en este trabajo están limitadas por superficies de exposición subaérea o sus conformidades correlativas, y son muy similares a las secuencias Transgresivas-Regresivas descritas por Embry y Johannessen, (1992) y Embry (1993, 2002), estando formada cada una de ellas por un cortejo transgresivo (TST) y otro regresivo (RST). De esta manera, las superficies de conformidad correlativa utilizadas durante el análisis corresponden a las superficies de máxima regresión marina (Fig. 4.2). Estas superficies son fácilmente reconocibles en el campo y plantean muchos menos problemas que las utilizadas en los otros tipos de secuencias, más si cabe, al no disponer de datos del subsuelo (sísmica y sondeos fundamentalmente). Sin embargo, este modelo secuencial plantea ciertos aspectos problemáticos que hay que tener en cuenta durante la elaboración del análisis secuencial (ver Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2009): no es aconsejable su utilización en medios marinos profundos, ya que en ellos la identificación de superficies transgresivas es muy complicada. Además, esta superficie puede tratarse de una superficie diacrónica a lo largo de la cuenca, registrándose sedimentos con edades diferentes dentro

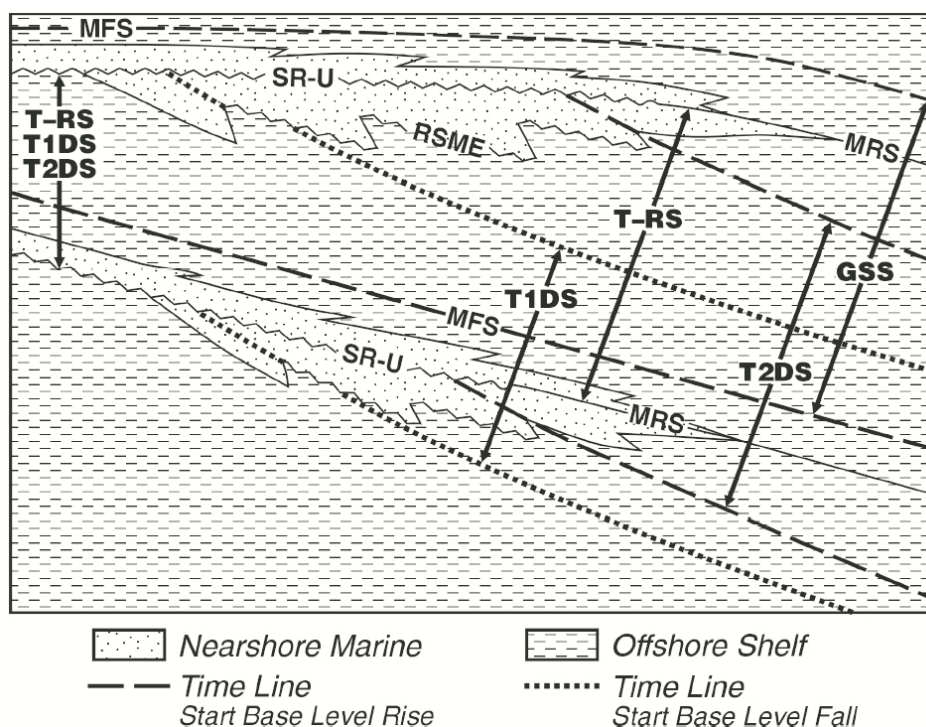


Fig. 4. 2. Corte esquemático mostrando las diferentes superficies estratigráficas utilizadas en el análisis secuencial y los límites de 4 tipos diferentes de secuencias. T1DS y T2DS: secuencias de depósito de tipo 1 y 2. GSS: secuencia genética. T-RS: secuencia Transgresiva-Regresiva. SR-U: discontinuidad subaérea y superficie de ravinement. RSME: superficie regresiva de erosión marina. MRS: superficie de máxima regresión (superficie transgresiva). MFS: superficie de máxima inundación marina. Nótese que los dos tipos de secuencias de depósito utilizan una línea de tiempo como límites, reduciendo así su utilidad práctica. La secuencia genética y la transgresiva-regresiva tienen límites que se pueden establecer mediante criterios objetivos en el campo, pero la primera de ellas no es un modelo especialmente útil, ya la superficie de discontinuidad subaérea está contenida dentro de la misma. Imagen tomada de Embry (2002).

de un mismo cortejo sedimentario. Por último, y muy importante dependiendo del tipo de estudio que estemos realizando, este modelo de secuencia no hace distinción entre los depósitos regresivos normales y forzados, algo que es fundamental por ejemplo en la prospección petrolífera.

El cortejo transgresivo (TST) de las secuencias está compuesto generalmente por facies de plataforma carbonatada, siendo las más características las calizas *grainstone* oolíticas y esqueléticas. Su límite inferior es el límite de secuencia y el superior corresponde con la superficie (o intervalo) de máxima inundación marina.

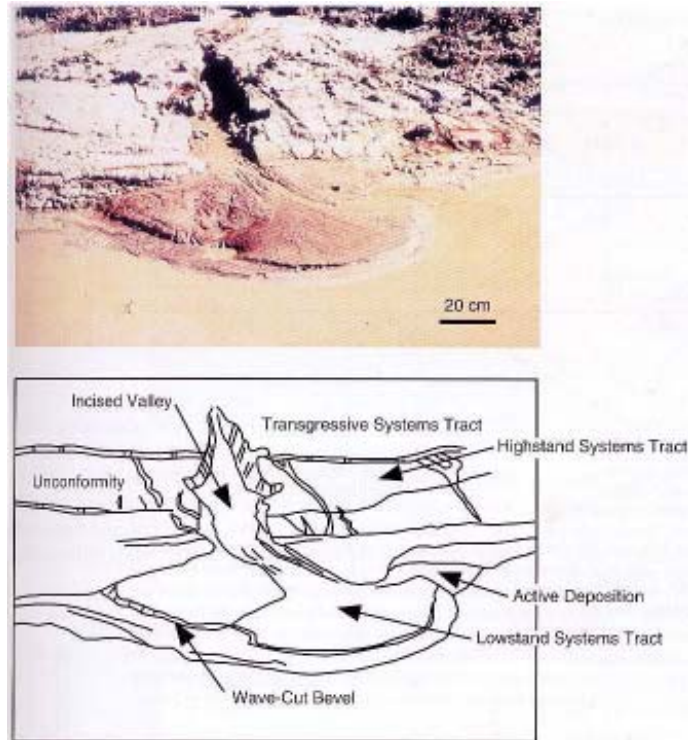


Fig. 4. 3. Imagen de un delta (aproximadamente 1 m de ancho) mostrando la aplicabilidad de los conceptos de estratigrafía secuencial a cualquier escala. En este caso, se observa como el HST está erosionado por un valle incidido desarrollado durante una caída del nivel de base (representando el LST). Figura tomada de Posamentier *et al.* (1992).

El cortejo regresivo (RST) está dominado por procesos de agradación y progradación. Según nuestro modelo, en una secuencia idealizada estaría formado por dos tramos diferenciados: uno basal y carbonatado, depositado durante el estadio de mar alto (equivalente al HST de la escuela Exxon), y otro superior siliciclástico, depositado durante la progradación de los cuerpos deltaicos durante la caída del nivel del mar (HST tardío, FSST y LST de las secuencias de depósito IV).

Cualquiera de los tipos de secuencias citadas anteriormente, son independientes de la escala métrica o temporal (Fig. 4. 3). De esta manera, Mitchum y Van Wagoner (1991), establecieron secuencias de alta frecuencia, como equivalentes a las parasecuencias de las secuencias de 3^{er} orden o también, a los ciclos eustáticos de 4^o y 5^o orden. Estos autores sugieren que una de las causas principales de la formación de

Terminología secuencial empleada	Ciclos eustáticos (órdenes)	Duración (ma)
Supersecuencia	2º	3-100 ma
Conjunto de Secuencias	3er	1,5-3 ma
Secuencia T-R	3er/4º	0,2-1,5 ma
Secuencia de alta frecuencia o Ciclo	5º	<0,1 ma

Fig. 4. 4. Tabla que muestra la terminología y la jerarquía temporal de las secuencias utilizadas en este trabajo.

secuencias de alta frecuencia son las oscilaciones eustáticas relacionadas con los ciclos orbitales de Milankovitch.

El estudio detallado de la evolución de facies y su ordenación estratigráfica, ha permitido definir secuencias de diferentes escalas, tanto métricas, como temporales (Fig. 4. 4). El relleno de la propia cuenca de antepaís forma una supersecuencia de 2º orden con carácter progradante y somerizante, asociada al emplazamiento y posterior desmantelamiento de unidades cabalgantes en el frente orogénico (Marcos y Pulgar, 1982; Salvador, 1989; Bahamonde, 1990; Agueda *et al.* 1991; Barba, 1991; Colmenero *et al.* 1993, Colmenero *et al.* 2002). Corresponde a la secuencia 4 de Colmenero *et al.* (2002). Esta supersecuencia está integrada por varios conjuntos de secuencias (1,5-3 ma) y éstos, a su vez, por el apilamiento de secuencias T-R de 3er y 4º orden (0,2-1,5 ma). Con un rango todavía menor (<0,1 ma), se han diferenciado ciclos o secuencias de alta frecuencia (5º orden) que constituyen la base de la arquitectura estratigráfica a escala de afloramiento.

A continuación se van a describir las diferentes secuencias definidas en la presente memoria, comenzando por las de rango menor (ciclos y secuencias T-R) y finalizando por las de rango mayor (conjuntos de secuencias y supersecuencia). Se ha estimado la duración

y la periodicidad de cada secuencia, aunque hay que llamar la atención de que estos cálculos son aproximaciones y están sujetos a las siguientes condiciones y limitaciones:

- Suposición de que la sucesión estratigráfica constituye un registro temporal continuo, sin interrupciones en la sedimentación (sin épocas de erosión o no depósito).

- Precisión bioestratigráfica del techo y muro de las secuencias.

- Variabilidad de las escalas cronoestratigráficas y variación de las edades absolutas e índices de error. Estas escalas han sido modificadas notablemente en los últimos años (ver por ejemplo Klein, 1990; Gradstein *et al.*, 2004; y Menning *et al.*, 2006).

4.1- CICLOS DE 5º ORDEN O SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA

Constituyen la base fundamental de la sucesión estratigráfica y equivalen a las parasecuencias definidas en materiales siliciclásticos de Van Wagoner *et al.* (1988, 1990), a las secuencias de alta frecuencia de Mitchum y Van Wagoner (1991) e Izart *et al.* (2003), a los ciclos de somerización de Burchette y Wright (1992) y Read (1998), a los ciclos de Zecchin (2007) y a la ciclicidad de 4º/5º orden en medios marinos someros descrita en numerosas publicaciones.

En cuencas carboníferas, este tipo de ciclos es conocido comúnmente como ciclotemas. Este término fue utilizado originalmente en los años 30 para describir los depósitos cíclicos del Pensilvaniense en la cuenca carbonífera de Illinois, constituidos por una alternancia de depósitos continentales y marinos (Weller, 1930; Wanless and Weller, 1932). Existen tres tipos fundamentales de ciclotemas, definidos en función del predominio de facies continentales o marinas respectivamente (Klein y Kupperman, 1992): los de tipo Illinois, tipo Apalachense y tipo Kansas. Los ciclotemas más extendidos en la bibliografía son los de tipo Kansas y han sido descritos detalladamente por Heckel (1986) y Heckel (1994). Están formados por una caliza transgresiva de poco espesor, seguida por unas pizarras negras depositadas en un ambiente profundo, culminando el ciclo con unas calizas regresivas potentes.

Klein y Kupperman (1992) y Bless (1971) propusieron que los ciclotemas de la Cuenca Carbonífera Central Astuarina varían (de muro a techo) desde el tipo Kansas, a Illinois a Apalachense. Los autores atribuyen esta evolución al incremento de la influencia tectónica en el relleno de la cuenca. Para explicar la formación de estos ciclotemas se han propuesto los siguientes mecanismos: progradación y posterior abandono de lóbulos deltáicos por causas autocíclicas (descrito en Sánchez de la Torre *et al.* 1981); causas alocíclicas de origen tectónico y progradación de cuñas clásticas asociadas, o causas glacio-eustáticas (ver Colmenero *et al.* 2002; y referencias allí contenidas).

Según Read (1998), la ciclicidad de alta frecuencia en medios marinos someros durante periodos de *icehouse* (ej: Pensilvaniense-Pérmico inferior, Mioceno-Pleistoceno), está caracterizada por presentar una periodicidad de alta frecuencia (40-100-400 ka) y una elevada amplitud (fluctuaciones del nivel del mar de 50-100 m). Según este autor, son ciclos de escala métrica/decamétrica, caracterizados por la ausencia de facies intermareales, el predominio de facies submareales micríticas y la presencia, en su parte superior, de superficies de exposición subaérea generadas durante las bajadas bruscas del nivel del mar.

Por el contrario, los ciclos carbonatados formados durante periodos de *greenhouse* (ej: Cámbrico superior/Ordovicio inferior, Cretácico), siguen presentando una periodicidad muy alta (20 ka) pero una amplitud mucho menor (fluctuaciones del nivel del mar de aproximadamente 10 m). Se caracterizan por presentar una menor potencia, abundantes facies intermareales y ausencia de superficies de exposición subaérea en el techo de los ciclos.

Los ciclos de alta frecuencia definidos en este trabajo, están limitados por superficies de inundación marinas (superficies transgresivas) y presentan un carácter transgresivo-regresivo, por lo que es característico observar una somerización y/o progradación en los tramos superiores de los mismos. Muchas veces esta tendencia no se reconoce en todos los ciclos, ya que éstos pueden estar incompletos o truncados. En el primero de los casos la causa puede deberse, por ejemplo, a que el espacio de acomodación no fue rellenado en su totalidad durante el ciclo eustático.

En función de la posición paleogeográfica en la que nos encontremos dentro de la plataforma, estos ciclos pueden presentar litologías y ordenaciones verticales de facies diferentes. Se han diferenciado una serie de ciclos que se describen a continuación:

1) Ciclos deltaicos siliciclásticos

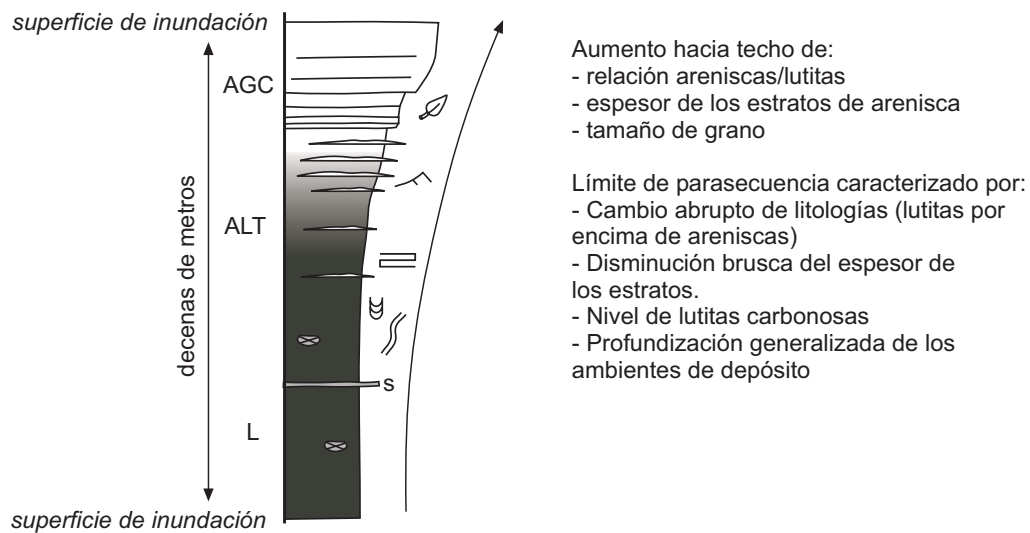


Fig. 4.5. Características estratigráficas de un ciclo deltaico idealizado en la zona de estudio. Basado en Van Wagoner *et al.* (1990).

Equivalen a las parasecuencias de Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) (Fig. 4.5) y están limitadas por superficies de inundación marinas, que separan facies arenosas someras (AGD) de facies lutíticas (L). Suelen presentar espesores decamétricos y tendencias grano y estratocrecientes, aumentando progresivamente la proporción y el espesor de las areniscas hacia el techo. Están formados por depósitos deltaicos y su desarrollo se atribuye a la progradación de estos sistemas desde el continente.

En la zona de estudio están pobremente desarrollados, siendo más característicos hacia las partes más occidentales de la cuenca.

2) Ciclos deltaicos mixtos

Este tipo de ciclicidad está ampliamente representada en la secuencia 5 del sector Lois-Ciguera (Corrochano y Barba, 2008), correspondiente al tramo medio de la Fm Calizas

de Bachende, y en las secuencias de Piedrafita-Lillo. Son muy similares a las secuencias de tipo 3 y 4 de Agueda *et al.* (1991), a las de Sanchez de la Torre *et al.* (1981), a las de Vera *et al.* (1984) y a los *Yoredale cycles* descritos por Tucker (2003) y Tucker *et al.* (2008). Tucker (2003) sugiere que los ciclos mixtos de carbonatos y siliciclásticos se desarrollan fundamentalmente en periodos de *icehouse* (Carbonífero-Pérmico y Cuaternario), durante los que hay grandes oscilaciones del nivel del mar.

En función de su composición litológica se diferencian dos tipos:

a) Ciclos con calizas de carácter transgresivo (Fig. 4.6a): contienen en la base un tramo carbonatado transgresivo (TST) y hacia el techo lutitas y litarenitas dispuestas en secuencias granocrecientes que representan la progradación de los cuerpos deltaicos durante el cortejo regresivo (RST).

La fase transgresiva está caracterizada por un escaso aporte de terrígenos y una elevada producción de carbonato, como consecuencia del progresivo aumento del espacio de acomodación ($EA/AT > 1$). Las calizas presentan en la base facies oncoidales (CO) o *grainstone* oolíticas (GO) ricas en granos de cuarzo, que se interpretan como superficies transgresivas. Por encima suelen ser características las bioconstrucciones de algas filoides

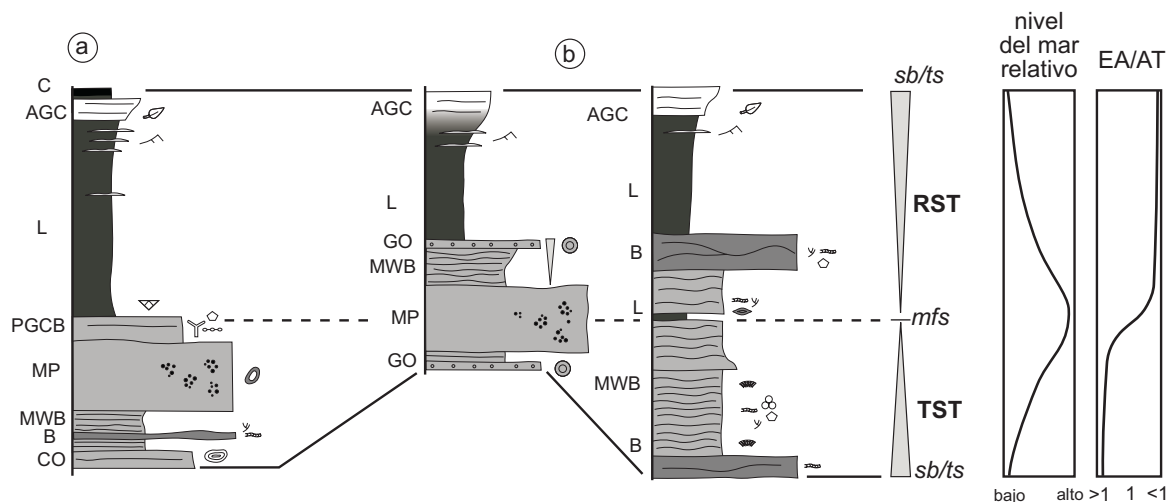


Fig. 4.6. Ciclos mixtos idealizados de tipo a) y tipo b). Nótese la diferencia de espesor y de distribución de facies dentro de cada cicloteма. sb/ts: límite de ciclo /superficie transgresiva o de máxima regresión. EA/AT: relación entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos.

y dasicladáceas (BF y BD), calizas micríticas peloidales (MP) y calizas encriníticas o micríticas (GPCB o MWB).

Corrochano (2006) y Corrochano y Barba (2007), en base a datos geoquímicos, interpretaron las excursiones positivas del ^{13}C observadas en estos ciclos como secuencias de profundización (Fig. 4.7a), algo que concuerda con la evolución vertical de facies observada. En los sondeos SS-14 y SS-16, se ha llevado a cabo un análisis cuantitativo de componentes aloquímicos en un ciclotema eustático. Se han estudiado 14 muestras petrográficas, contando 500 puntos en una malla regular a lo largo de una lámina delgada (5x2,5 cm). En la Fig. 4.7b, se muestran los resultados obtenidos en el sondeo SS-16. Se observa cómo la distribución de los grupos fósiles varía claramente a lo largo de ciclo, ocupando las partes altas de la secuencia organismos fotoindependientes y pertenecientes a la asociación de carbonatos de aguas frías (crinoideos, briozoos, braquiópodos), mientras que las partes bajas son dominadas por asociaciones de carbonatos aguas tropicales (algas calcáreas y foraminíferos). En este caso en concreto, se observa como la base del cortejo transgresivo está dominada por los siguientes componentes: ooides, granos de cuarzo, foraminíferos (fusulínidos, *Bradyina*, tubulares e incrustantes), *Chaetetes*, calciesferas y algas calcáreas *Anthracoporella*, *Beresella* y *Archaelithophyllum*. El cortejo transgresivo tardío, está caracterizado por algas rojas, briozoos, braquiópodos, corales solitarios, crinoideos, foraminíferos (*Ozawainella* fundamentalmente) y la presencia abundante de pirita. La superficie de máxima inundación marina está formada por lutitas oscuras con braquiópodos y crinoideos dispersos.

Este cambio en la distribución biótica puede ser debido a multitud de factores, como son la batimetría (posición fotosintética), la paleogeografía, la salinidad, la disponibilidad de nutrientes, la entrada de terrígenos y la temperatura del agua (Samankassou, 1997). Sin embargo, Kabanov *et al.* (2003) propusieron que la distribución paleoecológica de los ciclotemas estudiados en la región de Moscú obedece principalmente a cambios en la paleobatimetría y el ambiente de depósito. En base a la interpretación secuencial elaborada, estos dos últimos factores podrían ser los dominantes para explicar la distribución de los organismos fósiles en este tipo de ciclos.

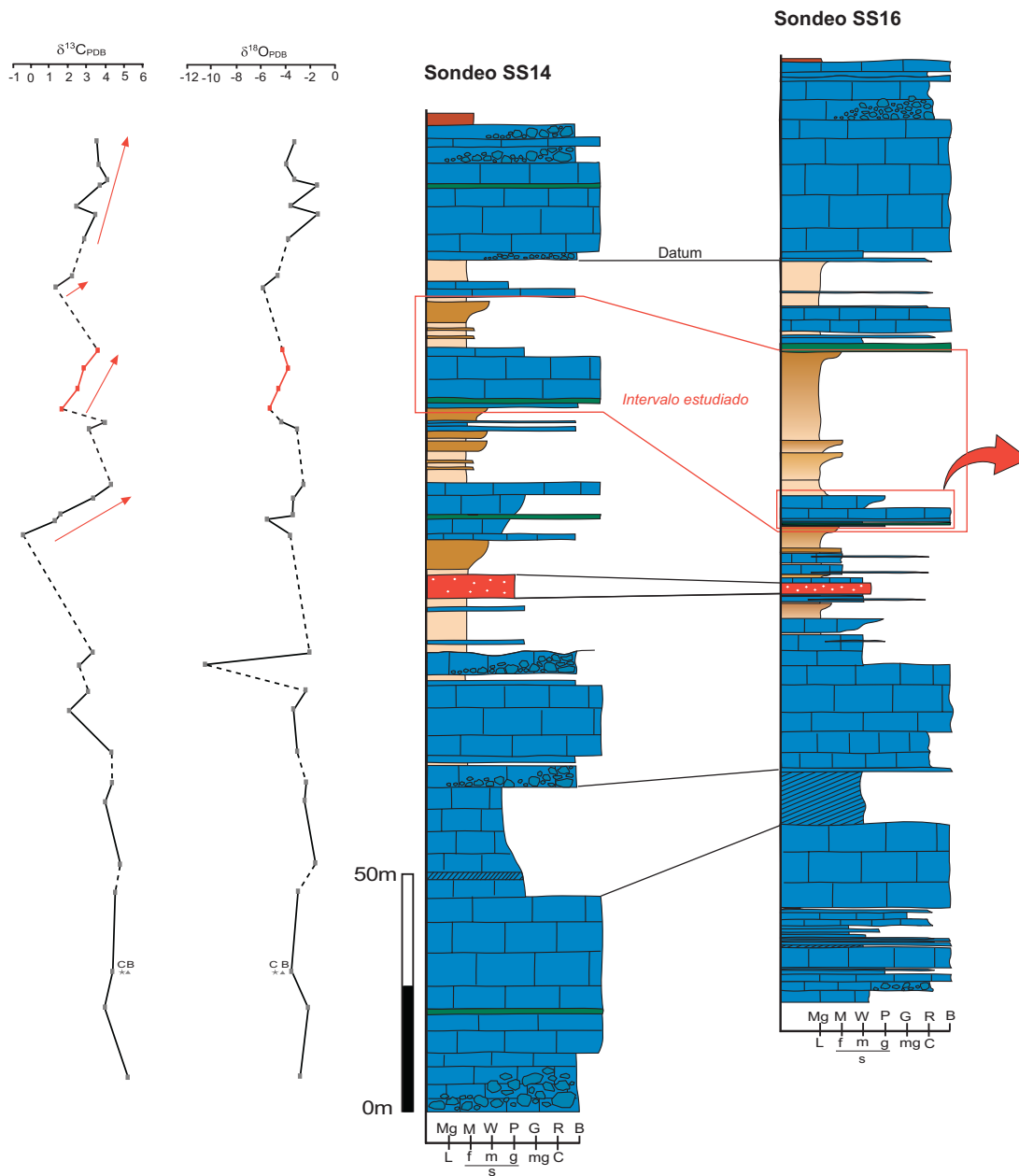


Fig. 4.7a. Correlación de los sondeos SS-14 y SS-16 del yacimiento de Salamón y localización del ciclotema eustático estudiado. Los datos geoquímicos del sondeo SS-14 están tomados de Corrochano (2006).

El límite entre el cortejo transgresivo y el regresivo (superficie de máxima inundación marina o MFS), coincide aproximadamente con el techo de los carbonatos y el inicio de la progradación de los sedimentos siliciclásticos deltaicos en condiciones de mar alto y la consiguiente reducción de la producción de carbonato. La relación entre el aporte de

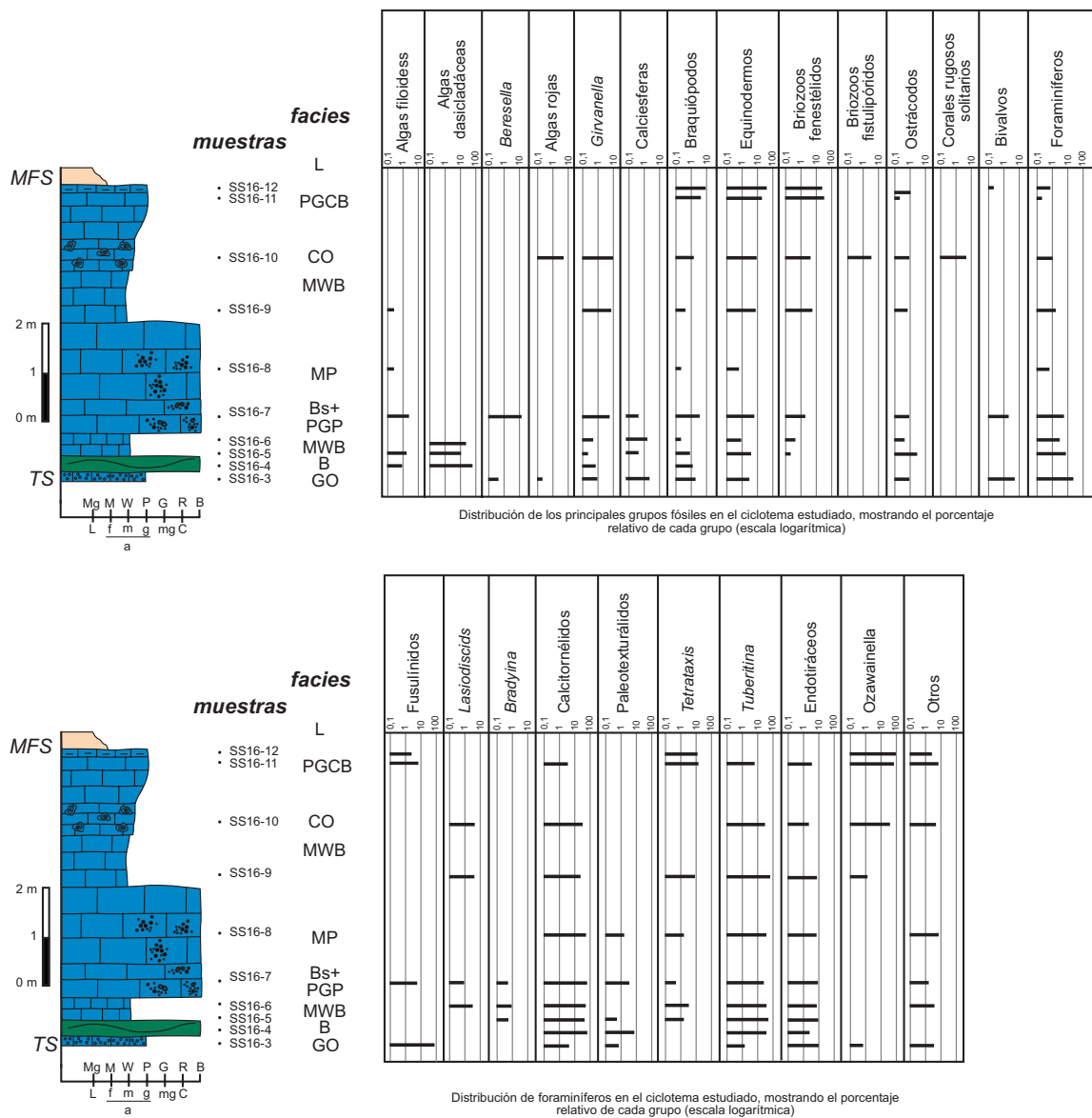


Fig. 4. 7b. Distribución fósil en calizas transgresivas dentro de un ciclotema eustático en la Fm Calizas de Bachende (secuencia 7 del sector Lois-Ciguera). Nótese que la parte superior siliciclástica no está representada. TS: superficie transgresiva. MFS: superficie de máxima inundación marina.

sedimentos y el espacio de acomodación se ve reducida notablemente ($EA/AT < 1$). El material terrígeno, generalmente con una mayor potencia que el carbonatado, está constituido por lutitas y areniscas (L, ALT, AGC, AFM), que pueden presentar a techo delgadas capas de carbón o carboneros (LC y C).

b) Ciclos con calizas transgresivas y regresivas (Fig. 4. 6b). Este tipo de ciclotemas es más similar a los descritos originalmente por Heckel (1986). Contienen de muro a techo: calizas transgresivas (similares a las descritas anteriormente), un intervalo de máxima inundación, calizas regresivas (de carácter generalmente somerizante y granocreciente) y material siliciclástico progradante. El intervalo de máxima inundación puede estar enmascarado dentro de los carbonatos e incluso dentro de una misma facies, o estar representado por un tramo lutítico, correspondiente a las *core shales* de Heckel (1986), generalmente de escasos centímetros de espesor.

3) Ciclos carbonatados

Constituyen secuencias de alta frecuencia o ciclotemas de carácter somerizante, formados por material eminentemente carbonatado. En función de su posición dentro de la cuenca y de la ordenación vertical de facies que presenten se han diferenciado los siguientes ciclos (Fig. 4. 8):

a) Ciclos de alta energía: ciclos con tendencia grano y estratocreciente, que pueden alcanzar hasta 30 m de potencia. Suelen comenzar con brechas bioclásticas (BB), calizas bioclásticas (GPB) o *grainstone* oolíticas (GO), constituyendo el *lag* transgresivo basal de las secuencias. Por encima aparecen calizas *mudstone/wackestone* bioclásticas (MWB), *bafflestone* de filoides (BF), calizas micríticas bioconstruidas (MP), intercalaciones esporádicas de acumulaciones de dasicladáceas (BD) y calizas bioclásticas (GPB) o *grainstone* oolíticas (GO).

Algunos ejemplos de estos ciclos están bien representados en la base de la secuencia 4 de Piedrafita-Lillo y en las secuencias 2, 3, 4 y 8 de Lois-Ciguera.

b) Ciclos submareales: son los ciclos carbonatados más característicos de la zona de estudio. Poseen hasta 30 m de espesor y están formados por una sucesión de facies ordenadas en dos tramos litológicos diferentes, aunque es común que el inferior no aparezca representado en muchas de las secuencias. Este tramo comienza con un nivel centimétrico de lutitas negras ricas en materia orgánica, que pasan a unas calizas muy oscuras, margosas, con abundante materia orgánica, tableadas y en estratos de

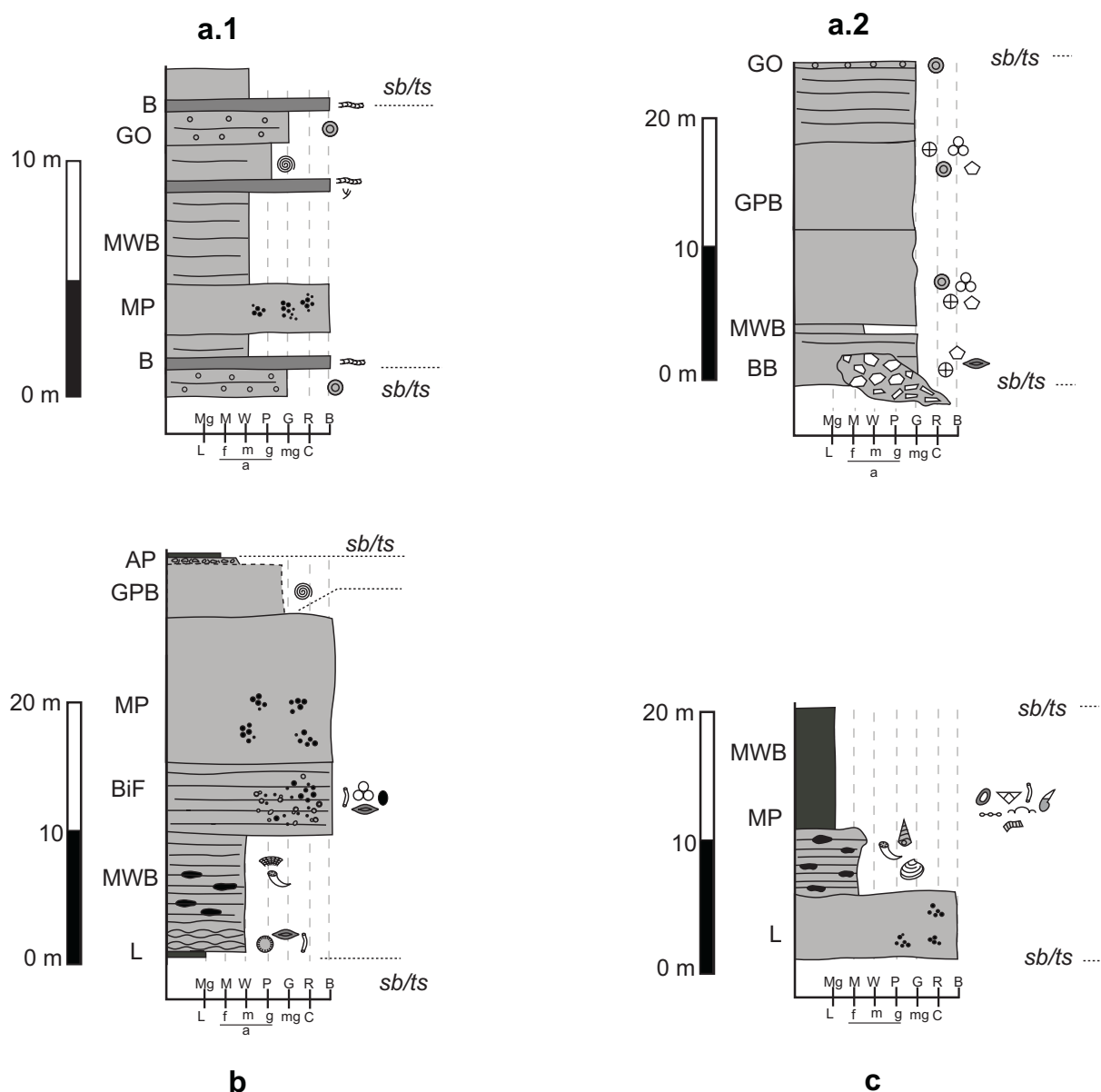


Fig. 4. 8. Principales tipos de ciclos carbonatados. a.1) y a.2) Representan diferentes tipos de ciclos de somerización depositados en ambientes energéticos de la plataforma. b) Ciclo submareal. Es común que el intervalo energético superior (GPB) no esté representado. c) Ciclo submareal profundo.

5 a 15 cm (MWB y Bs). Estas calizas representan la sedimentación en una plataforma marina restringida durante los primeros estadios de la transgresión marina, siendo muy habitual la presencia de algas beresélidas en la parte inferior de estos ciclos. Heckel (1983) interpretó que el color de los depósitos en los ciclotemas eustáticos del *Midcontinent* americano, estaba controlado por diferentes procesos diagenéticos. En

el caso de las calizas transgresivas, su color oscuro es debido a una compactación lenta del sedimento (sin precipitación de cementos marinos tempranos) antes de su cementación bajo condiciones reductoras.

El tramo superior se superpone gradualmente al anterior e indica condiciones más propias de ambientes de mar abierto. Generalmente aparece incompleto o truncado, estando formado por calizas tableadas o pseudonodulosas de color pardo, ricas en corales rugosos y esponjas de tipo *Chaetetes* (MWB), calizas ricas en peloides y foraminíferos tubulares (PGP) y calizas micríticas peloidales (MP) de color claro. El orden vertical de estas facies puede variar, debido a los cambios laterales entre las mismas y a la propia geometría monticular de las facies MP (ver Fig. 4. 14). Por encima, pueden aparecer calizas *grainstone* encriníticas, oolíticas o bioclásticas. Aunque no aparezcan estos depósitos energéticos, la somerización se hace evidente por el progresivo aumento de fragmentos de algas calcáreas observado hacia el techo de los ciclos. Culminando el ciclo, e interpretados como depósitos generados por la exposición subaérea de la plataforma tras una caída brusca del nivel del mar, aparecen calizas nodulizadas (AP), a veces con tonalidades rojizas, formadas por clastos de caliza entre finas partículas lutíticas.

Estos ciclos están muy bien representados en la S4 de Lois-Ciguera (tramo inferior de la Fm Calizas de Bachende) (Fig. 4.13).

c) Ciclos submareales profundos: son ciclos formados en ambientes de plataforma externa, talud o zonas de *inter-mound*, que pueden presentar una cantidad variable de material terrígeno fino. Están constituidos por las siguientes facies (de muro a techo): calizas micríticas peloidales (MP) o *boundstone* de *Donezella* (BDz), calizas *mudstone/wackestone* con margas interestratificadas y abundantes nódulos de chert (MWB), calizas espiculíticas (CE), calizas bioclásticas (GPB) y lutitas masivas (L), estas últimas representando intervalos de inundación de la plataforma durante periodos de mar alto. Todas ellas se han observado formando secuencias estratocrecientes.

Están muy bien representados en la secuencia 3 de Piedrafita-Lillo y en la 6 de Lois-Ciguera (Fig. 4.9 y 4.18).

4.2.- SECUENCIAS T-R (3^{er}/4^o ORDEN)

4.2.1.- SECTOR DE PIEDRAFITA-LILLO

Secuencia 1 (Bashkiriense/Vereyense?)

Abarca todos los materiales de la Fm Fresnedo y presenta un espesor de varios cientos de metros, aunque únicamente se han podido estudiar los últimos 165. Las malas condiciones de afloramiento de estos materiales y su homogeneidad litológica, nos han impedido determinar, con criterios objetivos y razonables, si representan una o varias secuencias. Hemos considerado que forman, al menos, una de ellas, aunque como se discutirá más adelante (aparatado 4.3 en este mismo capítulo), existen también criterios razonables para pensar que representan un conjunto de secuencias.

Secuencia 2 (Vereyense)

Esta secuencia ocupa aproximadamente los 100 m inferiores de la Fm Levinco, correspondientes al *Basal complex I* de Von Allmen (2006).

La superficie inferior de la secuencia es un nivel erosivo constituido por una calcarenita (AE) y una *grainstone* oolítica (GO) con geometría canaliforme de hasta 3 m de potencia, que constituye a su vez la base del cortejo transgresivo (superficie de máxima regresión). La secuencia está integrada por, al menos, 5 ciclos de carácter somerizante (Fig. 4. 9), cuyas potencias varían entre 32 y 12 m, siendo la media de 20,4 m. En el techo del s2.1, en el afloramiento de la carretera de Camposolillo a Puebla de Lillo, se observa una alteración púrpura-rojiza que posiblemente represente la alteración subaérea de la plataforma durante una caída brusca del nivel del mar. El cortejo transgresivo de esta secuencia varía fuertemente de espesor debido a su carácter erosivo e irregular, aumentando su potencia hacia el W, donde se observan los términos basales de esta secuencia correspondientes a las Calizas de Peña Redonda, en las que Salvador (1989) y (1991) describió varias superficies de exposición subaérea. Estas superficies aparecen únicamente en la parte inferior del cortejo transgresivo, algo que interpretamos como una respuesta al aumento relativo del nivel del mar durante la transgresión.

La superficie de máxima inundación marina, es decir, el tránsito de condiciones transgresivas a regresivas, se ha establecido en el techo del ciclo s2.2, correspondiente al ciclo carbonado con mayor potencia de facies submareales (Fig. 4.9), a partir del cual todas las secuencias de orden menor que se observan presentan en su techo lutitas con fauna marina, interpretadas como depósitos de prodelta asociados a episodios de progradación deltaica. Un hecho que se observa en las facies carbonatadas del HST, es la aparición de organismos típicos de aguas más profundas y de condiciones de mar abierto, como son trilobites, braquiópodos y espículas de esponja silíceas.

Edad: una muestra de fusulínidos descrita en el trabajo de Van Ginkel (1987) otorga a estos materiales una edad Vereyense inferior/Vereyense superior? Utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), la duración de esta secuencia es de 0,33 ma y 0,5 ma respectivamente.

Secuencia 3 (Vereyense superior)

Está integrada por materiales de la parte media de Fm Levinco y equivale al *Complex II* de de Von Allmen (2006). Tiene un espesor aproximado de 120 m (Fig. 4. 9).

La base de la secuencia se establece en una caliza *packstone/grainstone* con abundantes oncoides y granos de cuarzo subangulosos, que se dispone sobre la secuencia infrayacente de forma discordante en algunos de los afloramientos estudiados. El cortejo transgresivo está formado por calizas bioclásticas (MWB) con estratificación ondulante a gran escala (sección PL), que pasan lateralmente a calizas micríticas bioconstruidas (facies MP y BDz) constituyendo la nucleación de *mounds* de hasta 90 m de altura (ver fig. 3.7). En esta figura se puede observar como el mayor espesor y desarrollo de los biohermos se produce en los dos primeros ciclos, cuando el espacio de acomodación generado durante la transgresión es muy elevado.

La superficie de máxima inundación marina se ha establecido entre los ciclos 2 y 3, donde además de registrarse estas variaciones de espesor, se observa un cambio de tendencia estratodecreciente a estratocreciente; éste último tipo de tendencia es el dominante durante todo el cortejo regresivo (ver sección PLM II).

SECUENCIA 2 y 3 (VEREYENSE INF./SUP.)

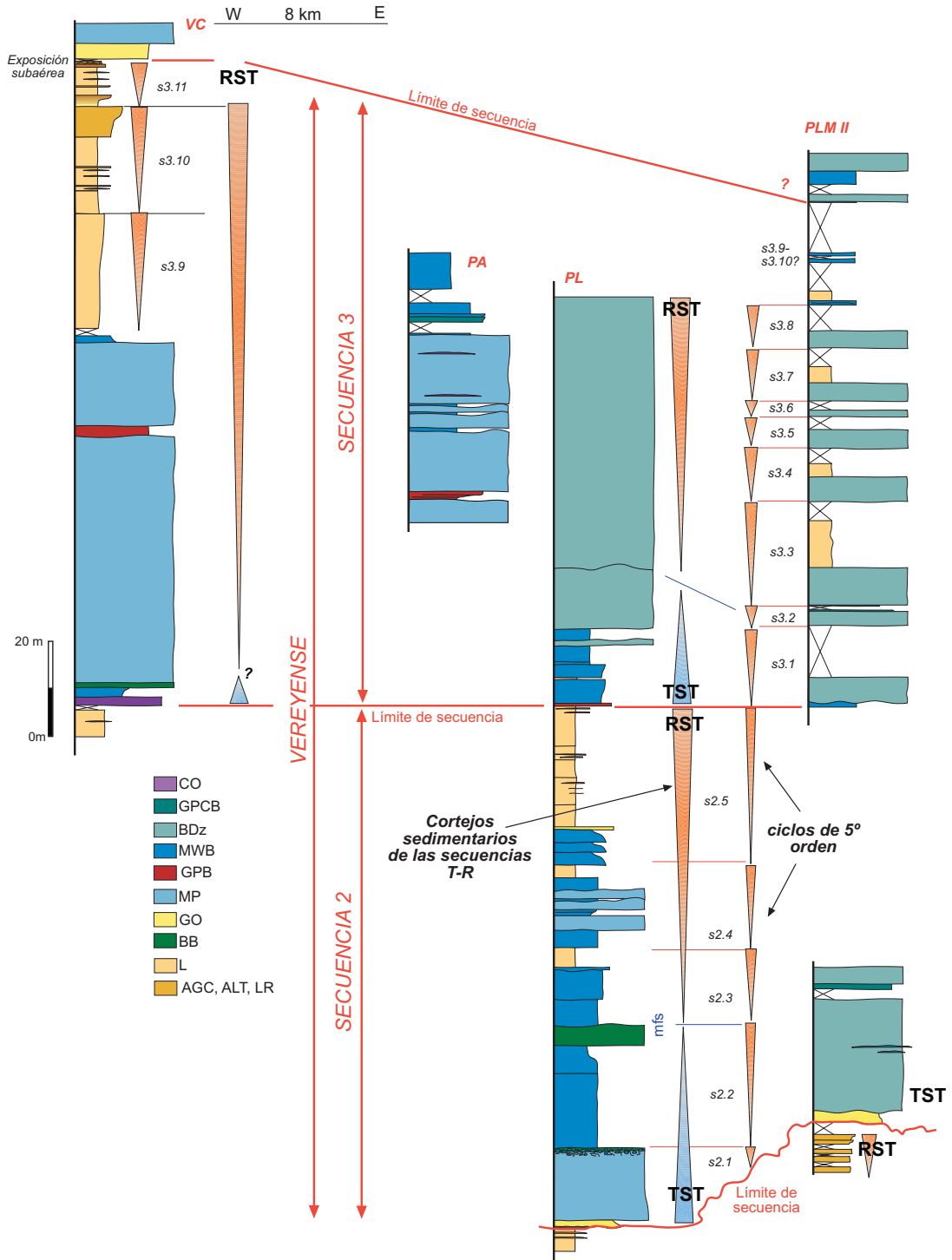


Fig. 4. 9. Secuencias 2 y 3 de Puebla de Lillo. CO, GPCB, BDz...etc: facies definidas (ver capítulo 3). PLMII, PA, PL y VC secciones estratigráficas realizadas (ver anexos). s2.1, s2.2, s2.3... etc: ciclos de 5º orden. Mfi: intervalo de máxima inundación marina. TST: cortejo transgresivo, RST: cortejo regresivo de la secuencias de 4º orden.

El cortejo regresivo (RST) de esta secuencia, está formado por dos tramos bien diferenciados. El inferior es de naturaleza carbonatada y posee un carácter aparentemente agradacional, algo motivado seguramente por la elevada subsidencia de la cuenca. La ciclicidad de orden menor dentro del mismo, debido al carácter masivo y uniforme de las calizas que lo forman (MP y BDz fundamentalmente), únicamente ha podido ser estudiada en la sección PLMII, donde se han identificado 6 ciclos de orden menor, con espesores que oscilan entre los 4 y los 22 m (Fig. 4. 11). Cada uno de ellos muestra una tendencia estratocreciente y puede contener nódulos de chert tanto en el techo como en el muro de los tramos carbonatados. Comienzan en la base con calizas depositadas en ambientes submareales profundos (BDz fundamentalmente), que pasan a techo a lutitas de plataforma siliciclástica (L), azoicas y con una leve laminación paralela (ciclos submareales profundos).

El tramo superior, formado por al menos 3 ciclos de orden menor, es de naturaleza siliciclástica y muestra un carácter progradante. Este tramo ha sido estudiado en detalle en la sección VC, ya que en la sección LC aparece parcialmente erosionado; está integrado por una sucesión siliciclástica, formada por lutitas y areniscas de grano medio/grueso en secuencias granocrecientes, con abundantes restos vegetales flotados y *ripples* de corriente. La parte superior del tramo está compuesta por un nivel de litarenitas con ripples de oleaje, que terminan con un intervalo de 60 cm de limos de color marrón-rojizo, de aspecto muy desorganizado, que interpretamos como un paleosuelo originado por la exposición subaérea de la plataforma (facies LR). En la sección PA también se ha observado este nivel de limos marrón-rojizos, pero en este caso éstos se apoyan directamente sobre las calizas masivas basales de la Fm Levinco, indicando que este tramo terrígeno superior de la secuencia tiene una extensión lateral relativamente reducida, registrándose únicamente en las partes más occidentales del sector Piedrafita-Lillo.

Edad: datos aportados Van Ginkel (1987) y muestras recogidas en este trabajo, otorgan a estos materiales una edad Vereyense superior. Utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), la duración de esta secuencia es de aproximadamente 0,3 ma y 0,5 ma, respectivamente.

Secuencia 4 (límite Vereyense-Kashiriense/Kashiriense inferior)

Está integrada aproximadamente por el tercio superior de la Fm Levinco y buena parte de la Fm Llanón (300 m aproximadamente), con un espesor total que varía desde 650 m en la zona occidental del sector, a 400 m en las cercanías de Puebla de Lillo (Fig. 4. 10).

El cortejo basal transgresivo se apoya sobre la superficie de exposición subaérea infrayacente y comienza con una caliza *grainstone* oolítica (GO) de hasta 3 m de espesor. Éste está formado por un conjunto de ciclos mixtos y carbonatados de carácter granocreciente y somerizante, formados de muro a techo por: calizas micríticas de color oscuro con estratificación pseudonodulosa y abundantes nódulos de chert (MWB), calizas micríticas bioconstruidas (MP), calizas *grainstone* oolíticas con estratificación cruzada en surco (GO), calizas esqueléticas (GPB) y brechas calcáreas (BB). Es frecuente que el techo de estos ciclos aparezca nodulizado y enrojecido, debido probablemente a la alteración producida por las exposiciones subaéreas de la plataforma durante la ciclicidad de alta frecuencia.

El cortejo regresivo está constituido por dos tramos diferentes: uno inferior, formado por una sucesión de ciclos mixtos y otro superior, de naturaleza esencialmente siliciclástica. El tránsito entre ambos es más o menos gradual, desapareciendo progresivamente los carbonatos hacia el techo. Los sedimentos siliciclásticos superiores contienen una serie de secuencias granocrecientes de lutitas pardas, bioturbadas, con restos vegetales y litarenitas en niveles centimétricos, con *ripples* de corriente u oleaje. También se observan una serie de secuencias granodecipientes de litarenitas, con potencia métrica a decamétrica, estratificación cruzada en surco y planar, bases erosivas y cantos blandos en la base. En las cercanías de la Ermita de Peragúas, se puede observar un buen ejemplo de estos depósitos, reconociéndose dos estratos de arenisca de grano grueso a fino, de unos 10 m de espesor cada uno, intercaladas entre lutitas muy bioturbadas y con abundantes restos vegetales. Posiblemente estos depósitos coincidan lateralmente con las llamadas "Micropudingas de Llanón" diferenciadas en las partes centrales de la Cuenca.

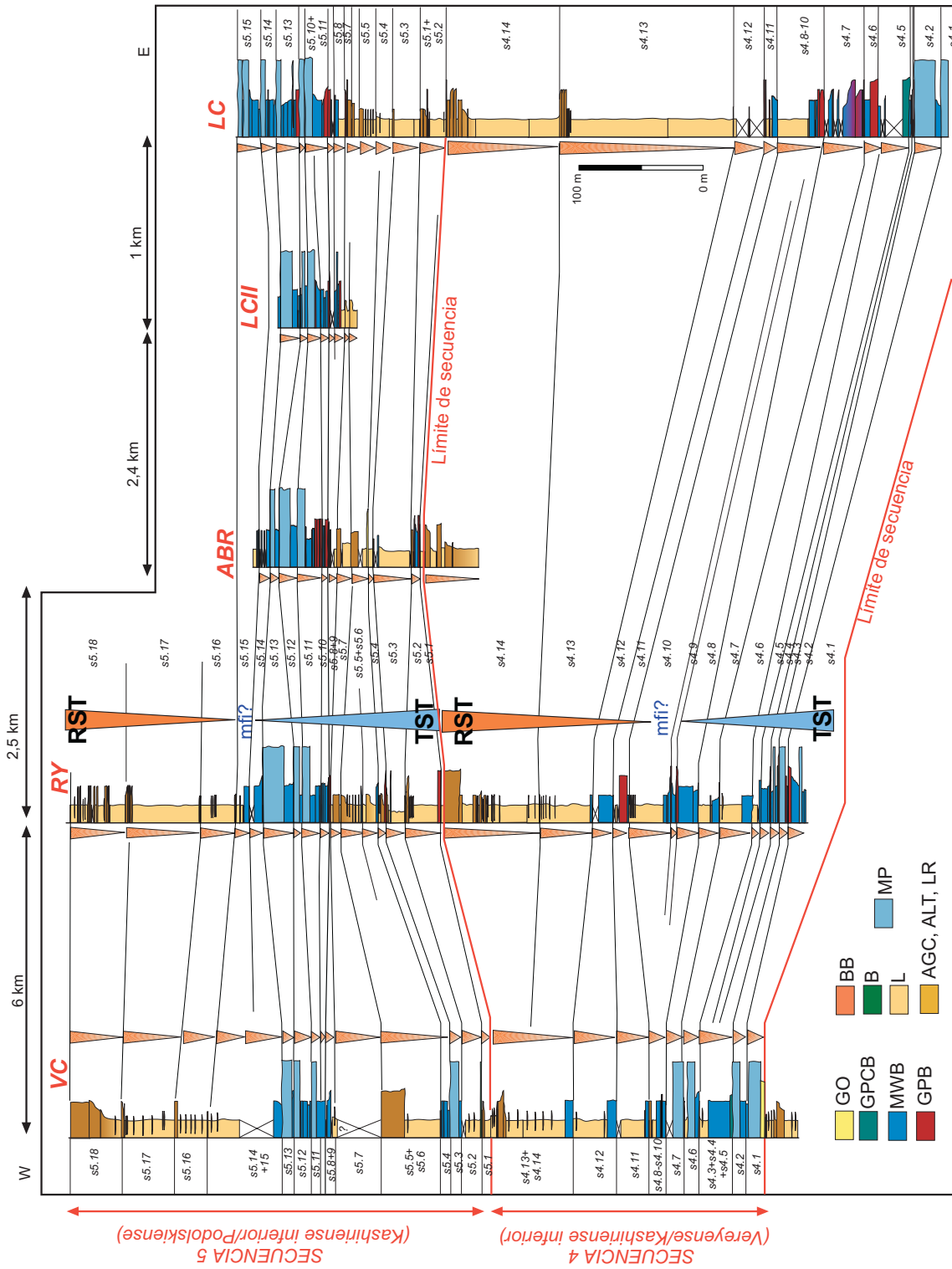


Fig. 4. 10. Secuencias 4 y 5 de Piedrafita-Lillo. Ver Fig. 4.9 para la leyenda y las diferentes abreviaturas.

La secuencia 4 está integrada por 14 ciclos de 5^o orden, con un espesor medio de 18 m (n=52), alcanzándose los máximos espesores en los ciclos siliciclásticos del cortejo regresivo (hasta 144 m en el ciclo s4.13) (ver Figs. 4. 10 y Fig. 4. 11).

Edad: muestras recogidas en este trabajo y en el de Van Ginkel (1987) otorgan a estos materiales una edad comprendida entre el límite Vereyense-Kashiriense y Kashiriense Inferior. Para intentar evitar errores en el cálculo de la duración de esta secuencia, se va a tomar como valor absoluto únicamente el Kashiriense inferior, por lo que probablemente los resultados son valores subestimados. De esta manera, utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), la duración de la secuencia es de aproximadamente 1 ma y 1,25 ma.

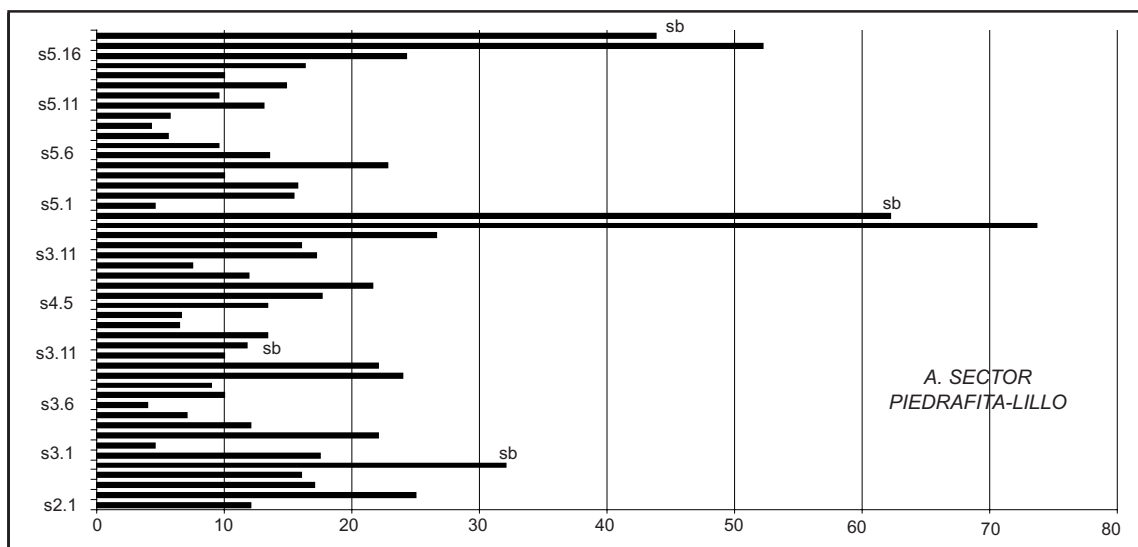
Secuencia 5 (Kashiriense Sup. ?/Podolskiense)

Está integrada por materiales de la Fm Llanón y la Fm Tendeyón, presentando un espesor de más de 300 m.

El límite inferior de la secuencia se localiza en una superficie de exposición subaérea situada en el techo del ciclo s4.14 de la secuencia infrayacente (Fig. 4.10), que marca además el tránsito de una sedimentación siliciclástica a una sedimentación de carácter mixto. El cortejo transgresivo, en el que se registra un enriquecimiento progresivo de calizas hacia el techo, está formado por dos tramos diferenciados. El inferior está integrado por al menos 9 ciclos de naturaleza terrígena y carbonatada, en los que abundan lutitas (L), areniscas (AGC, ALT, APH) y calizas *grainstone* oolíticas (GO) y bioclásticas (GPB). Es común observar en los ciclos basales lutitas con niveles dispersos de concentración de fauna marina, fundamentalmente moluscos de concha fina, e intercalaciones de limolitas, litarenitas y capas de carbón de escasa entidad, que suelen tener asociadas la presencia de raíces. Los dos últimos ciclos de este tramo están caracterizados por la sedimentación carbonatada y por presentar en el techo superficies de exposición subaéreas.

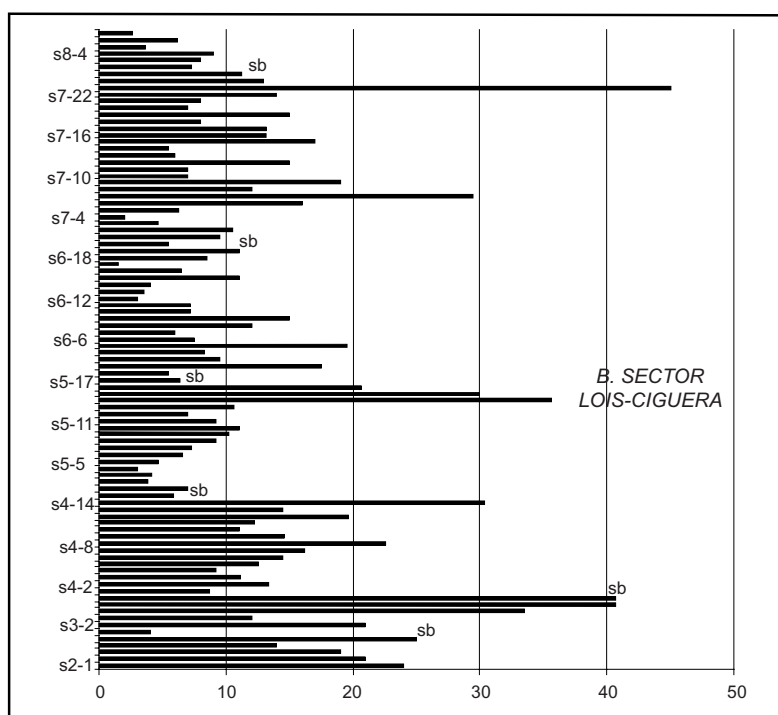
El tramo superior contiene una serie de ciclos eminentemente carbonatados (miembro Caliza de la Cervatina) que aumentan de espesor hacia el techo, posiblemente

número de ciclo



espesor medio (m)

número de ciclo



espesor medio (m)

Fig. 4. 11 (*página contraria*) y continuación de Fig.4 .11. Tablas e histogramas que muestran los resultados del análisis cuantitativo del espesor de los ciclos de 5º orden en los sectores Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera. En la tabla de la secuencia 4 de Lois-Ciguera, la doble raya entre ciclos marca superficies interpretadas como exposiciones subaéreas de la plataforma. Los datos de espesor medio han sido representados en histogramas que facilitan su interpretación visual. Nótese como los límites de las secuencias T-R (sb) suelen coincidir con transiciones muy bruscas en el espesor de los ciclos (ciclos carbonatados transgresivos por encima de ciclos siliciclásticos regresivos). Nótese además como el espesor de los ciclos en Piedrafita-Lillo es mayor que en Lois-Ciguera, debido probablemente a su posición paleogeográfica más proximal respecto a los aportes desde el continente.

reflejando el progresivo incremento en el espacio de acomodación durante la transgresión. En su base aparece un nivel de chert muy continuo cartográficamente que ha sido utilizado, junto las superficies de exposición de los 2 ciclos infrayacentes, como niveles guía a la hora de elaborar las correlaciones estratigráficas. Las calizas que integran el tramo están constituidas por una alternancia de texturas *wackestone*, *packstone* y calizas micríticas peloidales (MP), formando las últimas *mounds* con potencias variables. Este nivel calcáreo tiene una continuidad lateral bastante alta (al menos continúa 23 km hacia el W, donde aflora en las cercanías del pico Faro) y seguramente corresponda con el nivel transgresivo de la denominada Caliza de la Pumarada descrita en partes centrales de la Cuenca Carbonífera Central.

El intervalo de máxima inundación marina se localiza en el techo del ciclo carbonatado más potente. El cortejo regresivo está formado por una serie de lutitas con intercalaciones de calizas *mudstone/wackestone* oscuras y litarenitas de grano fino/medio con *ripples* de corriente y oleaje. Progresivamente van desapareciendo hacia el techo las finas intercalaciones carbonatadas, y son sustituidas en la parte alta de la secuencia por litarenitas de grano medio con estratificación cruzada planar formando tramos con espesores de hasta 20 m.

Toda la secuencia está formada por al menos 18 ciclos de orden menor (4º/5º orden), con un espesor medio de 14 m (n=75) (Fig. 4. 11).

Edad: Datos aportados por Van Ginkel (1987) y procedentes de muestras recogidas en este trabajo y otorgan a estos materiales una edad Kashiriense inferior-superior? Van Ginkel (1987) recogió una muestra justo al techo de la Caliza de la Cervatina sugiriendo que podría representar el tránsito entre el Kashiriense/Podolskiense. Utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), e interpolando el valor medio de la duración de los ciclos carbonatados a los siliciclásticos, esta secuencia representa un intervalo de tiempo de aproximadamente 1,2 ma y 1,5 ma, siendo la duración de los ciclos de 5º orden de 55 ka y 69 ka respectivamente (n=18).

Secuencia 6 (*Podolskiense*)

Está formada por al menos 230 m de intercalaciones de terrígenos y carbonatos atribuidos a la Fm Tendeyón. Debido a las malas condiciones de afloramiento de estos materiales, no hemos podido realizar un análisis secuencial de detalle de la ciclicidad de orden menor. La secuencia está integrada por un conjunto de estratos carbonatados intercalados en una serie eminentemente siliciclástica (ciclos mixtos). Las calizas presentan texturas *wackestone* bioclásticas con estratificación pseudonodulosa (MWB), *bafflestone* de algas calcáreas (B), calizas bioclásticas (GPB) y *boundstone* micríticas (MP), formando muchas veces ciclos granocrecientes y somerizantes. En el techo de la secuencia, es común la presencia de capas de carbón (ver Aller, 1986).

Edad: una muestra recogida en la parte media de la secuencia, indica una edad Podolskiense.

4.2.2.- SECTOR LOIS-CIGUERA

Secuencia 1 (*Bashkiriense/Vereyense?*)

El nombre de “Secuencia 1” se utiliza para agrupar todos los materiales de la Fm Calizas de Yordas y la Fm Lutitas de Lois. Al igual que en el sector Piedrafita-Lillo, las malas condiciones de afloramiento de estos materiales y su homogeneidad litológica, nos han impedido determinar, con criterios objetivos y razonables, si representan una o varias secuencias. Hemos considerado que forman, al menos, una de ellas, aunque como se discutirá más adelante (aparatado 4.3), también existen también criterios razonables para pensar que representan un conjunto de secuencias.

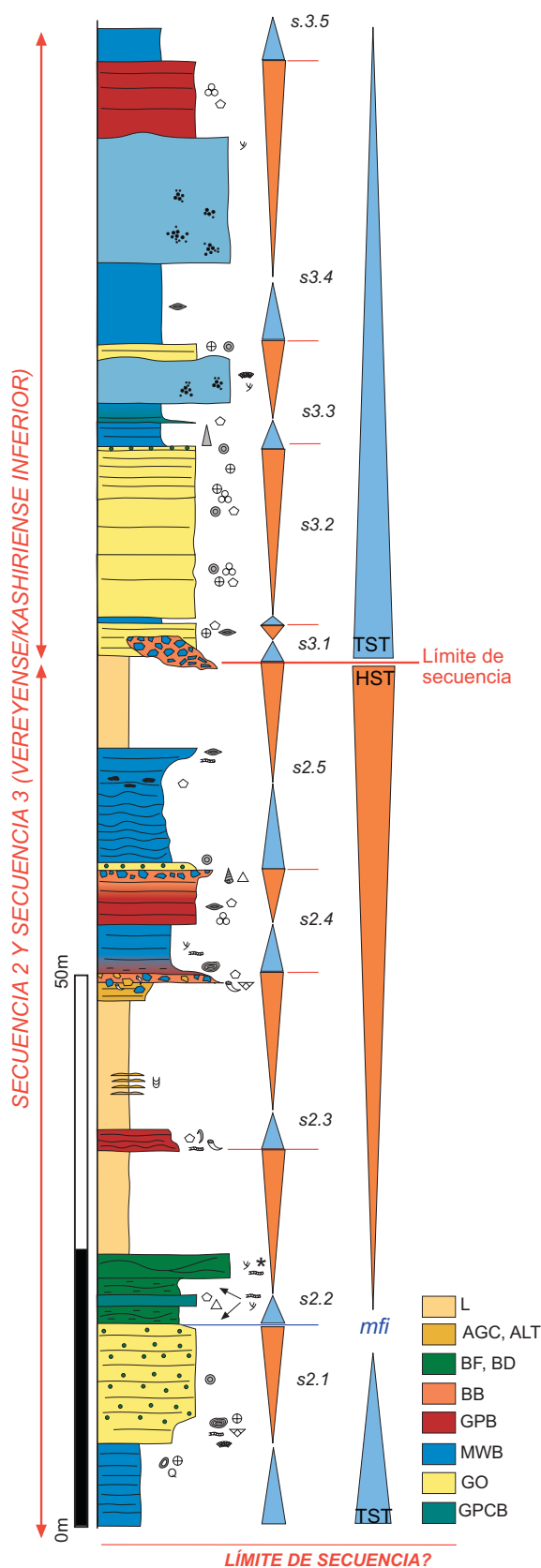
Secuencia 2 (*Vereyense sup./Kashiriense inf?*)

Su contacto basal no está expuesto, por lo que no se ha podido estudiar el tránsito entre esta secuencia y la infrayacente. Está formada por materiales de la Fm Peña Neblera y presenta una potencia de al menos 180 m. Únicamente se ha observado en las cercanías del pico Peña Neblera, zona altamente afectada por la falla de Solle. Sólo se ha podido reconocer un ciclo, de carácter somerizante y granocreciente, formando parte del cortejo

transgresivo de la secuencia. El intervalo de máxima inundación marina, se ha situado en la base del ciclo s2.2, formado por acumulaciones de algas calcáreas y crinoideos (facies B y GPCB). El cortejo regresivo está formado por 4 ciclos transgresivos-regresivos, algunos de los cuales son de naturaleza terrígena y carbonatada (Fig. 4. 12). Las facies más abundantes son lutitas (L), calizas oolíticas (GO), bioclásticas (GPB) y micríticas (MWB), brechas calcáreas (BB y BL) y bioconstrucciones de algas filoides y dasicladáceas (BF y BD).

Edad: una muestra recogida en la secuencia suprayacente, indica una edad Vereyense superior/Kashiriense inferior, por lo que estos materiales seguramente representen parte del Vereyense. Debido a que no se han podido estudiar los ciclos inferiores de la secuencia, su duración aproximada no ha podido ser calculada.

Fig. 4. 12. Secuencias 2 y 3 de Lois-Ciguera. Ver Fig. 4.9 para la leyenda y las diferentes abreviaturas.



Secuencia 3 (Vereyense sup./Kashiriense inf.)

Aflora también únicamente en las cercanías de Peña Neblera. Sólo se observa el cortejo transgresivo de la secuencia ya que la parte superior regresiva de la misma, se encuentra afectada por la falla de Solle (Fig. 4. 12). Está formado por al menos 4 secuencias de orden menor, integradas por material carbonatado, donde abundan calizas *grainstone* oolíticas y bioclásticas (GO, GPB), micríticas (MWB) y micríticas bioconstruidas (MP), formando ciclos de carácter somerizante y granocreciente. En conjunto forman una secuencia claramente estratocreciente (atribuida al aumento del espacio de acomodación durante la transgresión), presentando los ciclos carbonatados una potencia media de 17,6 m. Por encima de estos materiales carbonatados existe un tramo no visible de 78 m, que seguramente corresponda a materiales lutíticos acumulados durante la progradación de cuñas deltaicas durante el mar alto.

Edad: se ha recogido una muestra en la parte media de la secuencia, que proporciona una edad Vereyense superior/Kashiriense inferior. Al igual que en la secuencia infrayacente, la falta de datos bioestratigráficos nos ha impedido estimar su duración.

Secuencia 4 (Kashiriense superior/Podolskiense)

Tiene una potencia aproximada de 220 m y es eminentemente carbonatada, aunque en su parte superior contiene una intercalación terrígena de hasta 45 m de espesor (Fig. 4. 13). Está representada por materiales del miembro inferior y medio de la Fm Calizas de Bachende, los cuales, por lo general, ofrecen buenas condiciones de afloramiento, algo que ha permitido un estudio y una correlación detallada ciclo por ciclo. Hay que llamar la atención, que entre esta secuencia y la infrayacente, existe un intervalo de tiempo del que probablemente no se disponga registro sedimentario, debido, como se ha comentado anteriormente, al biselamiento producido por la falla de Solle.

De esta manera, las partes más basales de esta secuencia no han podido ser estudiadas. El cortejo transgresivo está formado por, al menos, 8 ciclos de alta frecuencia; en su base abundan una serie de bancos oolíticos y bioclásticos, con estratificación cruzada

SECUENCIA 4 (KASHIRIENSE SUPERIOR/PODOLSKIENSE INFERIOR)

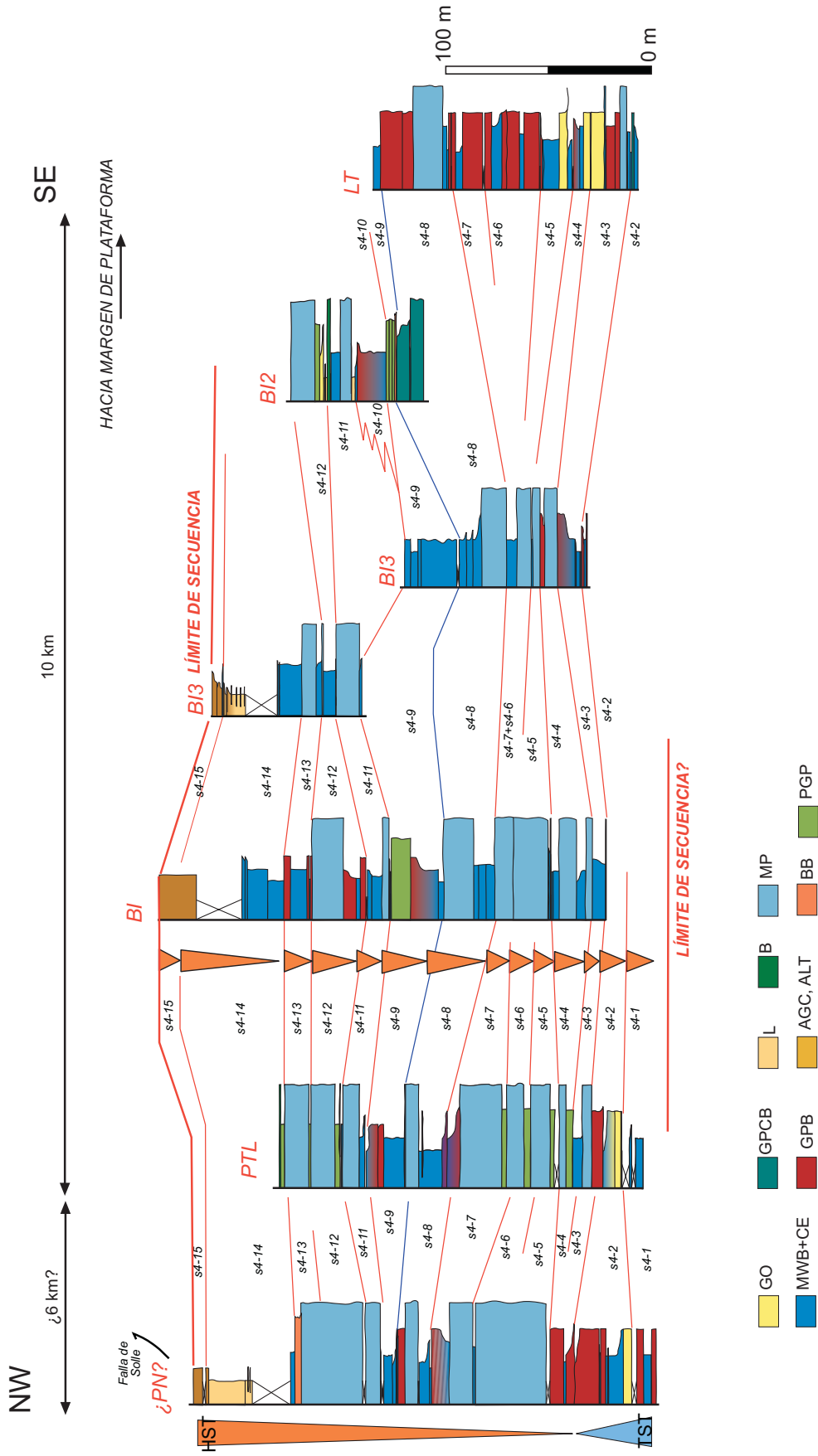


Fig. 4. 13. Secuencia 4 de Lois-Ciguera.

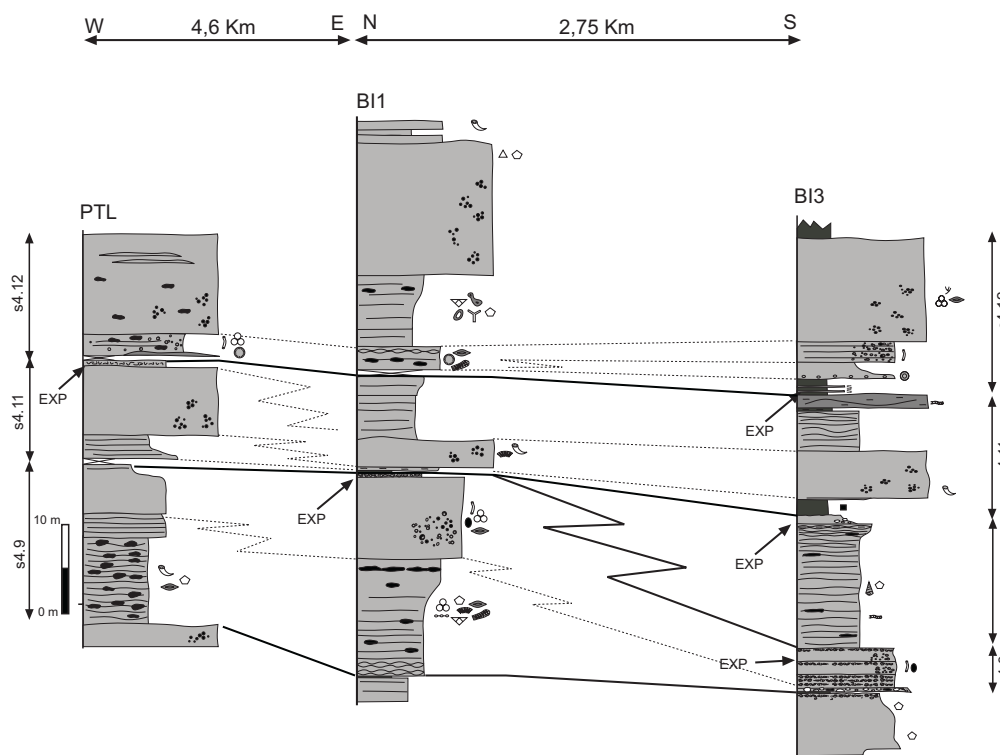


Fig. 4. 14. Detalle de los ciclos s4.9, s4.10 y s4.11 y s4.12. Nótese la variabilidad lateral de facies observada en cada ciclo y la escasa continuidad del ciclo s4.10. Estas variaciones se atribuyen fundamentalmente a la topografía irregular del fondo marino debido al desarrollo de pequeños *mounds* (facies MP). Se indican también los intervalos identificados como superficies de exposición subaérea de la plataforma (EXP).

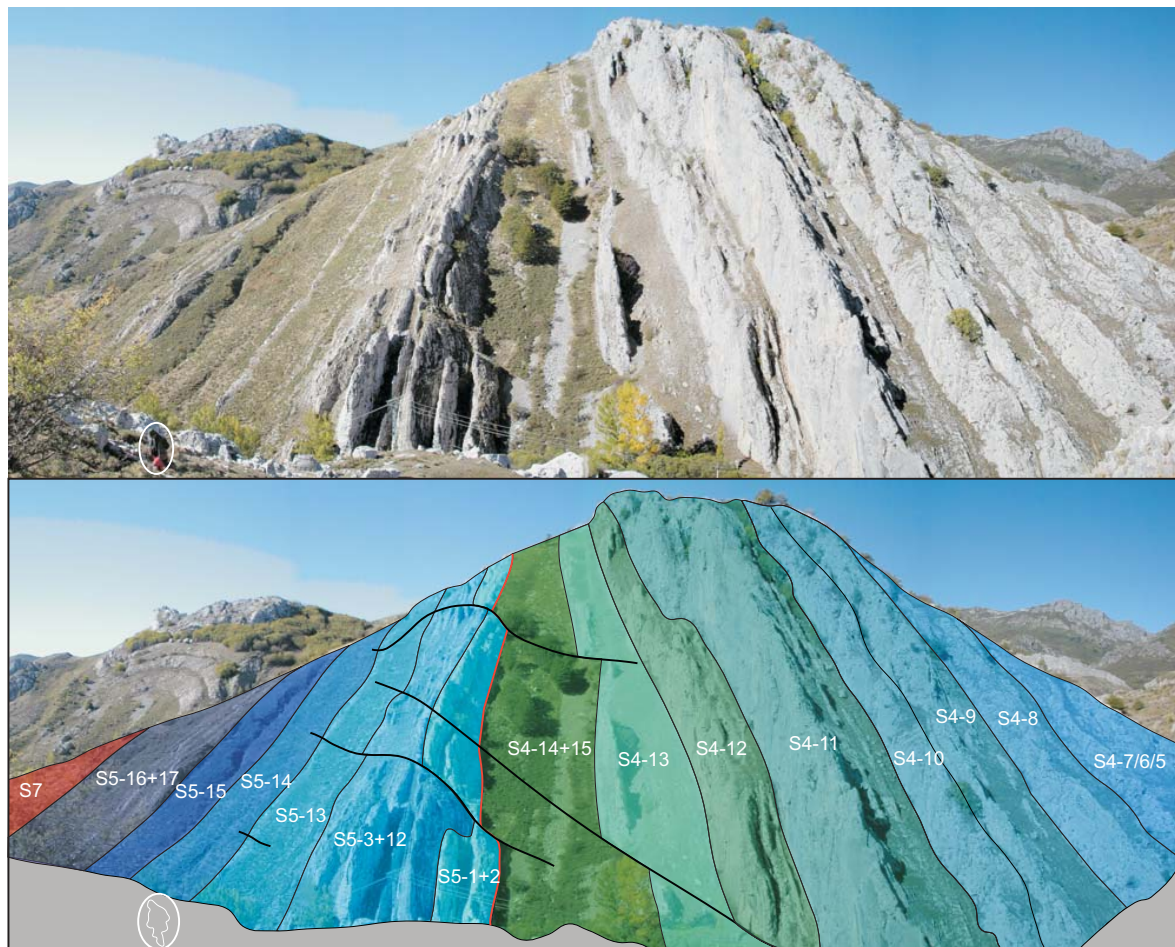
a gran escala y de carácter estratocreciente (ver lámina 3.4.c). Por encima, en todas las secciones estudiadas, se observa una progresiva profundización de los ambientes sedimentarios, pasando de ciclos con abundantes facies energéticas (PGP, GPB) a ciclos con predominio de facies submareales profundas (MP y MWB).

El intervalo de máxima inundación se localiza en el ciclo s4.9. Se trata de un intervalo lutítico de color gris-verdoso y de escasos centímetros de espesor, que presenta por encima un nivel de hasta varios metros de espesor, muy continuo cartográficamente, de calizas muy ricas en nódulos de chert. Lateralmente, este mismo nivel pasa a una brecha calcárea muy rica también en nódulos de chert. Por encima de este intervalo, se observa como el RST está formado por dos tramos diferentes. El inferior es de naturaleza carbonatada y está compuesto por, al menos, 5 ciclos de 5^o orden, que presentan aparentemente un

carácter agradacional y con un predominio de calizas micríticas bioconstruidas (MP). Sobre él, aparece un tramo siliciclástico interpretado como la progradación cuerpos deltaicos durante las últimas etapas del cortejo regresivo.

Al contrario de lo que se ha observado en otras secuencias, las superficies de exposición subaérea en el techo de los ciclos se distribuyen de manera aleatoria a lo largo de la secuencia, teniendo más continuidad lateral, o al menos una mayor expresión, durante el cortejo regresivo.

En esta secuencia se diferencian 15 ciclos de menor orden con una potencia media de 14,67 m (n=65) (Fig. 4. 11). Los ciclos, en función de su posición dentro de la plataforma, varían de submareales a ciclos de alta energía. Suelen aparecer de forma incompleta, e incluso llegar a desaparecer lateralmente, como ocurre con el ciclo s4.10 (Fig. 4.14). En la sección BI1 se pueden observar varias de éstas secuencias relativamente completas (Fig. 4. 15).



Edad: una amplia cantidad de muestras, recogidas tanto en este trabajo como en otros anteriores (ver anexo bioestratigráfico), indican una edad Kashiriense sup./ Podolskiense inf., coincidiendo el límite entre ambos entre los ciclos s4.8 y s4.9 (intervalo de máxima inundación definido). De esta manera, utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), su duración es de aproximadamente 0,92 ma y 1,33 ma respectivamente.

Secuencia 5 (Podolskiense inferior/Podolskiense superior)

Tiene un espesor medio de 200 m y está formada por materiales del miembro medio de la Fm Calizas de Bachende (Fig. 4. 16). El cortejo transgresivo comienza con una *grainstone* oolítica de hasta 30 cm de espesor, con base muy erosiva e irregular, seguida de calizas bioclásticas tableadas y pseudonodulosas (GPB y MWB) en secuencias granodecrecientes y *bafflestone* de algas filoides y dasicladáceas (BF y BD).

El intervalo de máxima inundación marina está formado por un tramo de varios metros de espesor de calizas micriticas tableadas, negras, ricas en materia orgánica y espículas de esponja silíceas (facies CE).

El cortejo regresivo está integrado por dos tramos diferentes. El primero de ellos es de naturaleza carbonatada y está formado por 5 ciclos de alta frecuencia, donde predominan calizas micríticas biocontruidas (MP). El tramo superior de este cortejo lo forman una serie de alternancias de terrígenos y carbonatos, que constituyen, al menos 5 ciclos mixtos de carácter transgresivo-regresivo.

La secuencia 5, como se ha descrito anteriormente, está integrada en su totalidad por 17 ciclos de orden menor, con un espesor medio de 11 m (n=50), que oscilan entre los 2 y los 55 m.

Fig. 4. 15. (*página contraria*) Fotografía de un corte donde se observan las secuencias 4 y 5 de Lois-Ciguera. A la derecha (S4) se puede apreciar la ciclicidad carbonatada de 5º orden, observable a escala de afloramiento debido a la alternancia de calizas masivas y tableadas. A la izquierda aparece la S5, caracterizada en el sector Lois-Ciguera por contener ciclos carbonatados en la parte inferior y mixtos en la superior.

SECUENCIA 5 y 6: PODOLSKIENSE/MYACHKOVIENSE

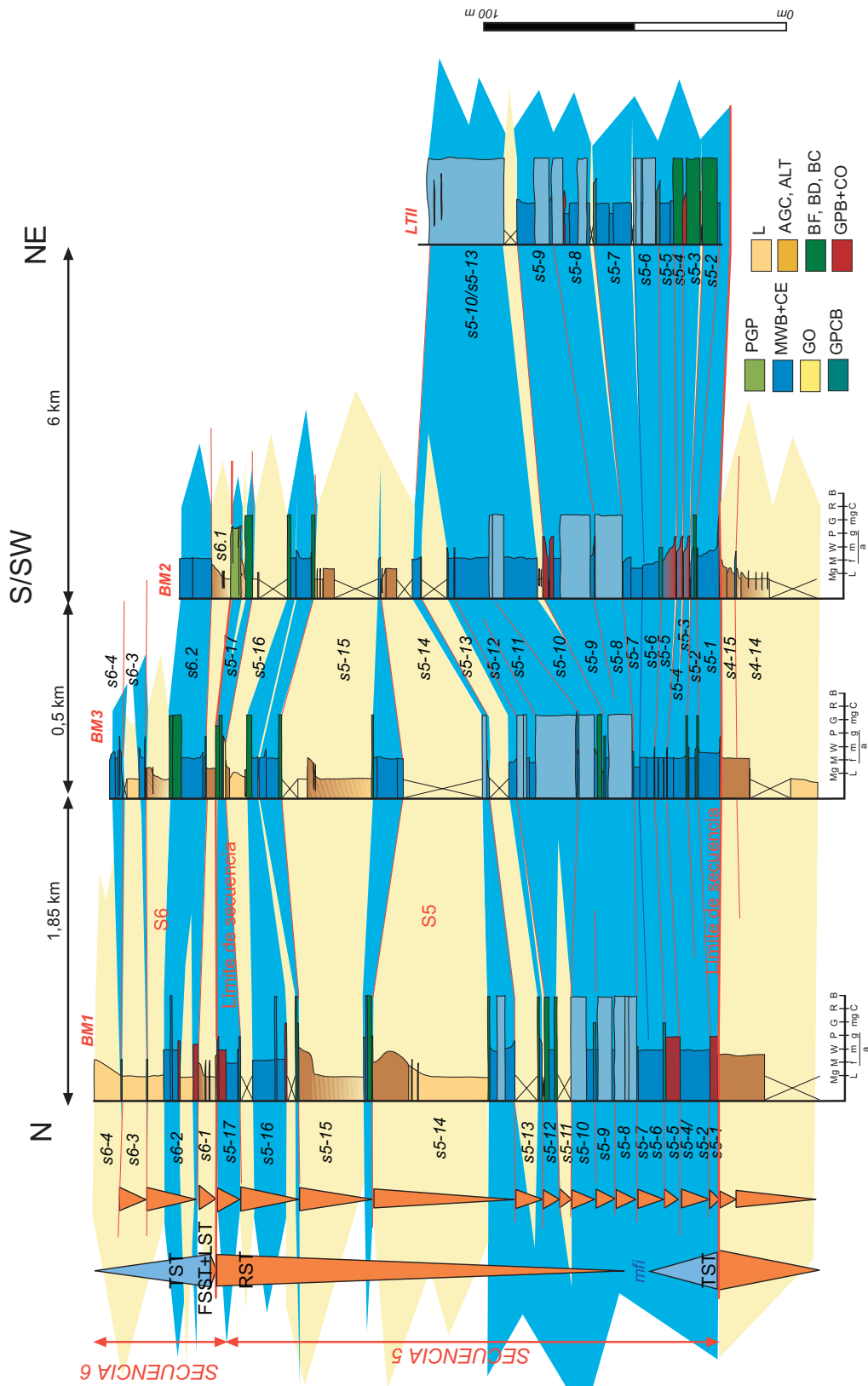


Fig. 4.16. Secuencia 5 de Lois-Ciguera.

Edad: las muestras recogidas en este trabajo y los datos presentados por Barba *et al.* (1991), sugieren una edad Podolsiense inferior/Podolskiense superior. Utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), su duración es de aproximadamente 0,26 ma y 0,5 ma, respectivamente.

Secuencia 6 (Podolskiense Superior/ Podolskiense Superior -Myachkoviense)

Es eminentemente carbonatada y presenta una potencia de hasta 150 m, aunque se puede acuñar lateralmente en unos pocos cientos de metros hasta desaparecer (Corrochano *et al.* 2009) (Fig. 4. 17 y 4.18).

El límite inferior de la secuencia se establece en una superficie muy nodulizada y erosiva que aparece en el techo del último ciclo mixto de la secuencia infrayacente (ciclo s4.17). Sobre esta superficie se apoya directamente un tramo de areniscas de grano fino/ medio de aproximadamente 4 m de potencia con estratificación cruzada en surco. Por encima aparecen una serie de ciclos transgresivos-regresivos similares a los de la secuencia

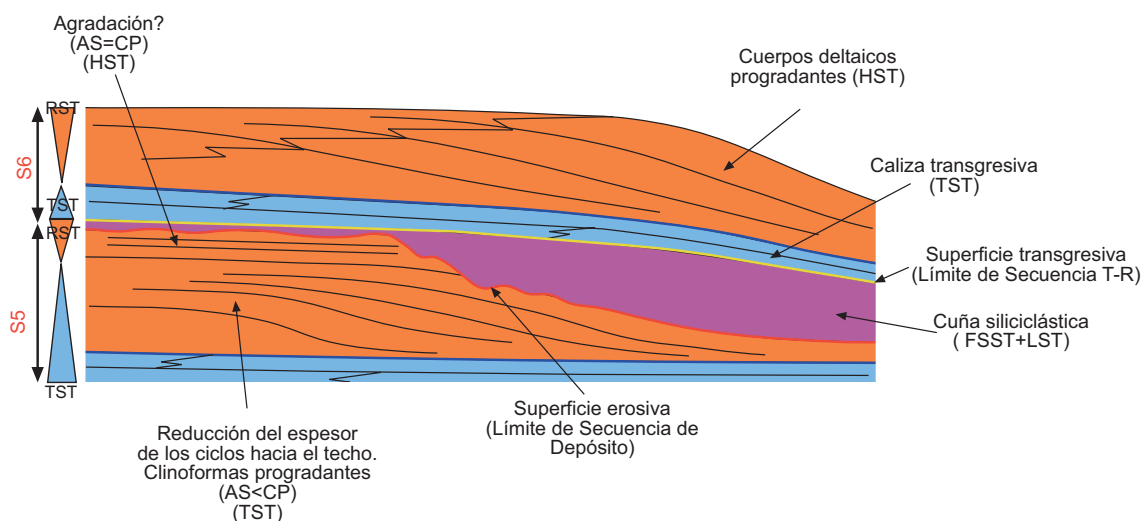


Fig. 4. 17. Corte esquemático de un afloramiento (representado también en la Fig. 3.8) de la secuencia 6. A la izquierda de la imagen se indican los cortejos de las secuencias Transgresivas-Regresivas 6 y 7 (TRT y RST). En la figura se indican también los cortejos y superficies utilizadas en el reconocimiento de las secuencias deposicionales. AS: espacio de acomodación. CP: producción de carbonato.

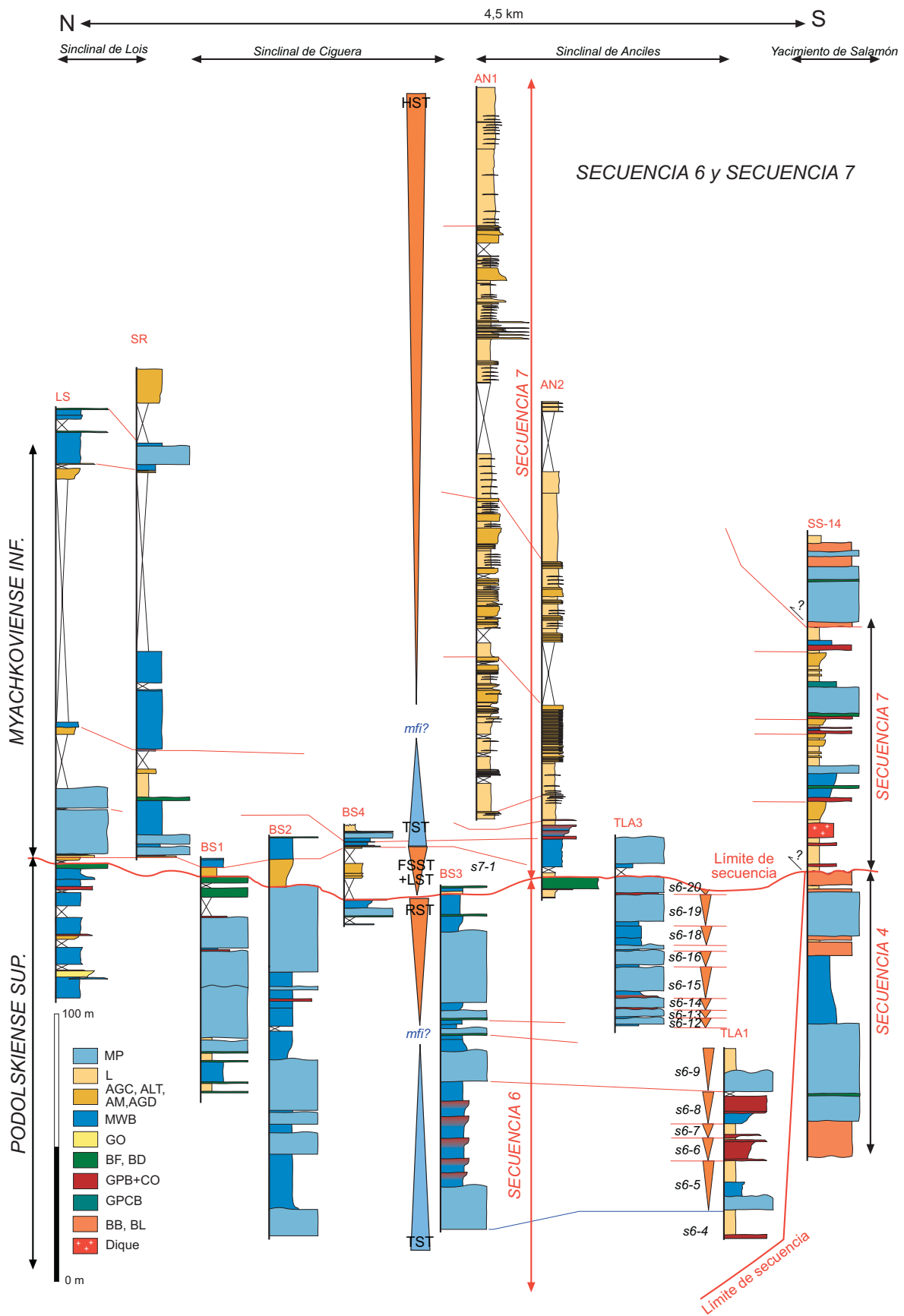


Fig. 4.18. Secuencias 6 y 7 de Lois-Ciguera.

anterior, formados por una parte inferior de calizas y otra superior de naturaleza terrígena. Hacia el techo pasan a un intervalo carbonatado, cuyos estratos presentan secuencias estratodecrecientes, algo que interpretamos como respuesta a la reducción del espacio de acomodación durante el ciclo estático de 3^{er} orden.

El intervalo de máxima inundación se establece en los ciclos s6.10 y s6.11, donde aparecen intercalaciones lutíticas y de calizas *bafflestone* de algas filoides asociadas.

El cortejo regresivo está formado por una sucesión monótona de calizas micríticas bioconstruidas de unos 60 m de potencia (facies MP).

En total, la secuencia 6 está integrada por 20 ciclos de orden menor, con un espesor medio de 7,2 m (n=25).

Edad: las muestras recogidas en este trabajo indican una edad entre el Podolskiense superior y el límite Podolskiense superior/Myachkoviense, localizándose el tránsito entre ambos en la Arenisca de Bachende. Utilizando los valores absolutos de edad propuestos en Gradstein *et al.* (2004) y Menning *et al.* (2006), su duración es de aproximadamente 0,26 ma y 0,5 ma respectivamente.

Secuencia 7 (*Myachkoviense inf.*)

Sobre las calizas superiores de la secuencia anterior, aparece de forma bastante continua un nivel de *Cannel Coal* (Isabel Suárez Ruiz, comunicación personal). Se trata de un carbón sapropélico rico en esporas y de origen lacustre, que pasa lateralmente a un tramo de hasta 20 m de litarenitas con potencia muy variable, estructuras de corriente y fragmentos de carbón (Arenisca de Bachende), que se disponen de forma neta, y a veces erosiva, sobre las calizas. Estos materiales son interpretados como depósitos generados durante estadios de mar bajo (constituyen el FSST y LST de las Secuencias de Depósito, Fig. 4.17). Además, como se verá más adelante, coinciden aproximadamente con el mínimo de espacio de acomodación disponible en el conjunto de secuencias de orden mayor (ver Fig. 4. 23).

El cortejo transgresivo comienza con una caliza basal, de 5-20 m de potencia, formada por calizas micríticas y acumulaciones de algas filoides, dasicladáceas y esponjas calcáreas. Por encima se dispone un tramo eminentemente siliciclástico, de unos 300 m de espesor, formado por lutitas de color gris-pardo, bioturbadas, con abundantes nódulos de siderita, restos vegetales, niveles carbonosos dispersos e intercalaciones centimétricas de limos y litarenitas de grano fino-medio con laminación paralela y *ripples* (Fm Lutitas y areniscas de Dueñas). Hacia la base este tramo, se localizan cuerpos masivos y potentes de arenisca de grano medio-grosso, con geometrías canaliformes y con *flute cast* en la base. En el sinclinal de Lois, se pueden observar intercalaciones de espesor métrico de calizas tableadas y pseudonodulosas (facies MWB) en una sucesión cíclica de lutitas y litarenitas en secuencias granocrecientes de hasta 90 m de espesor. Las calizas aparecen en estratos de 5 a 10 cm, con abundantes algas filoides y esponjas calcáreas. Estas alternancias de terrígenos y carbonatos también se han observado en la zona del yacimiento de Salamón. Corrochano y Barba (2007) interpretaron estas diferencias litoestratigráficas dentro de la secuencia como producidas por fuertes variaciones en la subsidencia.

Se han definido al menos 24 ciclos de carácter progradante, con espesores que varían entre 2 y 29,5 m, con un espesor medio de 11,5 m (Fig. 4. 11).

Edad: muestras recogidas tanto a muro como a techo de esta secuencia indican una edad Myachkoviense inferior.

Secuencia 8 (Myachkoviense inf.)

Presenta un espesor de 57 m y está formada mayoritariamente por material carbonatado (Fig. 4. 19). Su nivel transgresivo basal, muy continuo cartográficamente, está formado por una *grainstone* oolítica de hasta 50 cm de espesor, tamaño de grano grueso y bien clasificada (equivale a la denominada *The Guide Limestone* de Marcus, 1970). Por encima, se observan calizas bioclásticas estratificadas (texturas *wackestone* y *packstone*), *grainstone* oolíticas, calizas micríticas bioconstruidas y *bafflestone* de filoides y dasicladáceas, formando ciclos de carácter granocreciente y somerizante.

En la parte superior de la secuencia, y formando el cortejo regresivo, se localiza una intercalación terrígena de 15 m de espesor, constituida por lutitas y litarenitas de grano fino/medio en secuencias estratocrecientes, con laminación paralela, abundantes restos vegetales y fragmentos de carbón dispersos.

Únicamente se han definido 7 ciclos de orden menor, con una potencia media de 6,85 m.

Edad: muestras recogidas en el tramo carbonatado de esta secuencia indican una edad Myachkoviense inferior.

Secuencia 9 (Myachkoviense)

Tiene un espesor mínimo de 180 m y aflora en los núcleos de los sinclinales de Ciguera y Anciles. Comienza con un nivel oolítico con estratificación cruzada en surco, seguido por un potente tramo de calizas micríticas masivas bioconstruidas (MP). A techo de este tramo carbonatado las calizas van siendo más bioclásticas y tableadas, culminando el nivel con un estrato de brechas calcáreas (BB) de espesor decimétrico y base irregular.

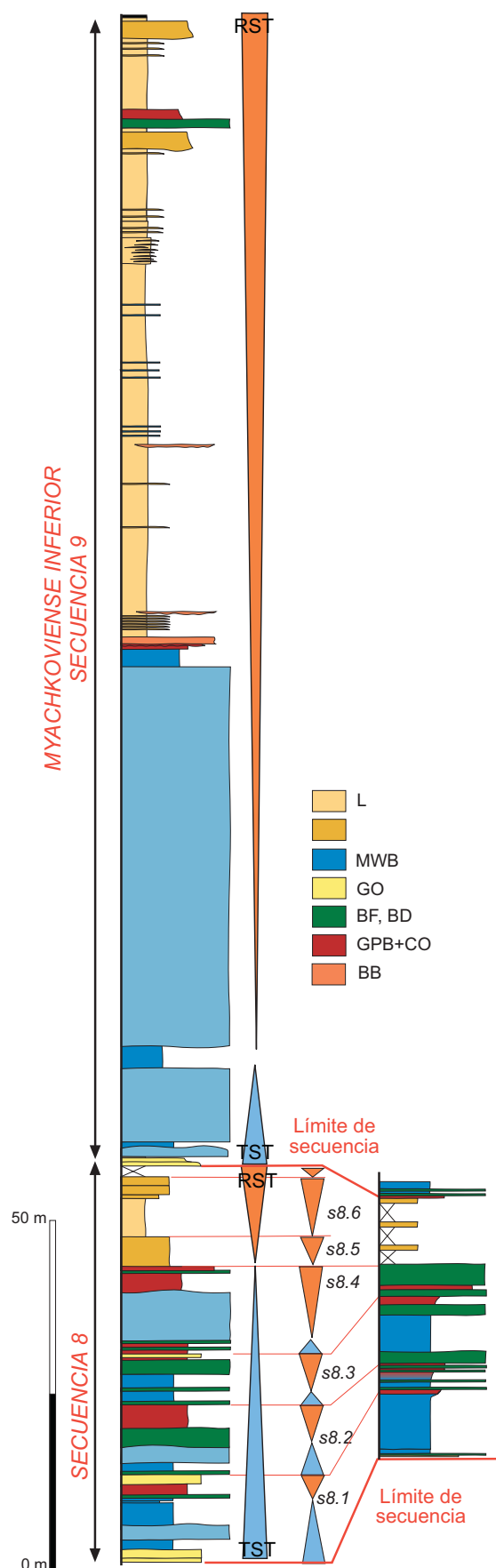


Fig. 4.19. Secuencias 8 y 9 de Lois-Ciguera.

El cortejo regresivo por lo general presenta muy malas condiciones de afloramiento. Está formado por al menos 100 m de materiales siliciclásticos con alguna intercalación de calizas hacia el techo. Comienza con una serie de lutitas y limolitas, ricas en horizontes de siderita y con niveles de brechas calcáreas dispersas. Por encima se observan lutitas, limos y litarenitas con estratificación flaser, que pasan hacia el techo a un tramo donde abundan areniscas masivas de varios metros de espesor con intercalaciones de calizas bioclásticas, algún carbonero disperso e, incluso, horizontes limolíticos posiblemente edafizados.

En análisis de la ciclicidad de rango menor no se ha podido realizar debido a las malas condiciones de afloramiento.

Edad: aunque no hay ninguna muestra recogida en estos materiales, seguramente presenten una edad de Myachkoviense inferior. De esta manera, y suponiendo que la secuencias 7, 8 y 9 representen todo el Myachkoviense inferior, cada secuencia tendría una duración de 0,23 ma (según Gradstein *et al.*, 2004) o 0,25 ma (según Menning *et al.* 2006).

4.3. – CONJUNTO DE SECUENCIAS Y SUPERSECUENCIA

Las secuencias T-R descritas anteriormente se pueden agrupar en 5 conjuntos de secuencias, equivalentes en cierta medida a las secuencias compuestas de Mitchum y Van Wagoner (1991) y a los mesociclos de Salvador (1989), Bahamonde (1990) y Barba (1991). De ellos, se han podido estudiar con detalle los números 2, 3 y 4.

El Conjunto de secuencias 1 está formado por los materiales de la Fm Fresnedo y de la Fm Lutitas de Lois y es de edad Bashkiriense. En el apartado anterior, a los mismos materiales nos hemos referido como secuencia T-R 1, indicando que probablemente, corresponden a un conjunto de secuencias. Como se observa en el cuadro cronoestratigráfico de la fig. 1.9, la Fm Fresnedo equivale temporalmente a las calizas de la Fm Valdeteja. Según Fernández (1990) y (1993), esta unidad está integrada por la superposición de 5 plataformas carbonatadas separadas por discontinuidades (episodios Valdeteja 1 a 5), la última de las cuales corresponde a la Caliza Masiva o de Peña Redonda. Por nuestra parte, consideramos que dicha ciclicidad puede equivaler a las secuencias T-

R separadas en esta memoria. Como el último episodio carbonatado corresponde a la Caliza de Peña Redonda, que hemos incluido en el conjunto de secuencias 2, puede considerarse que las cuatro restantes pueden estar representadas en la Fm Fresnedo, aunque debido a las malas condiciones de afloramiento no se han podido identificar ni delimitarse.

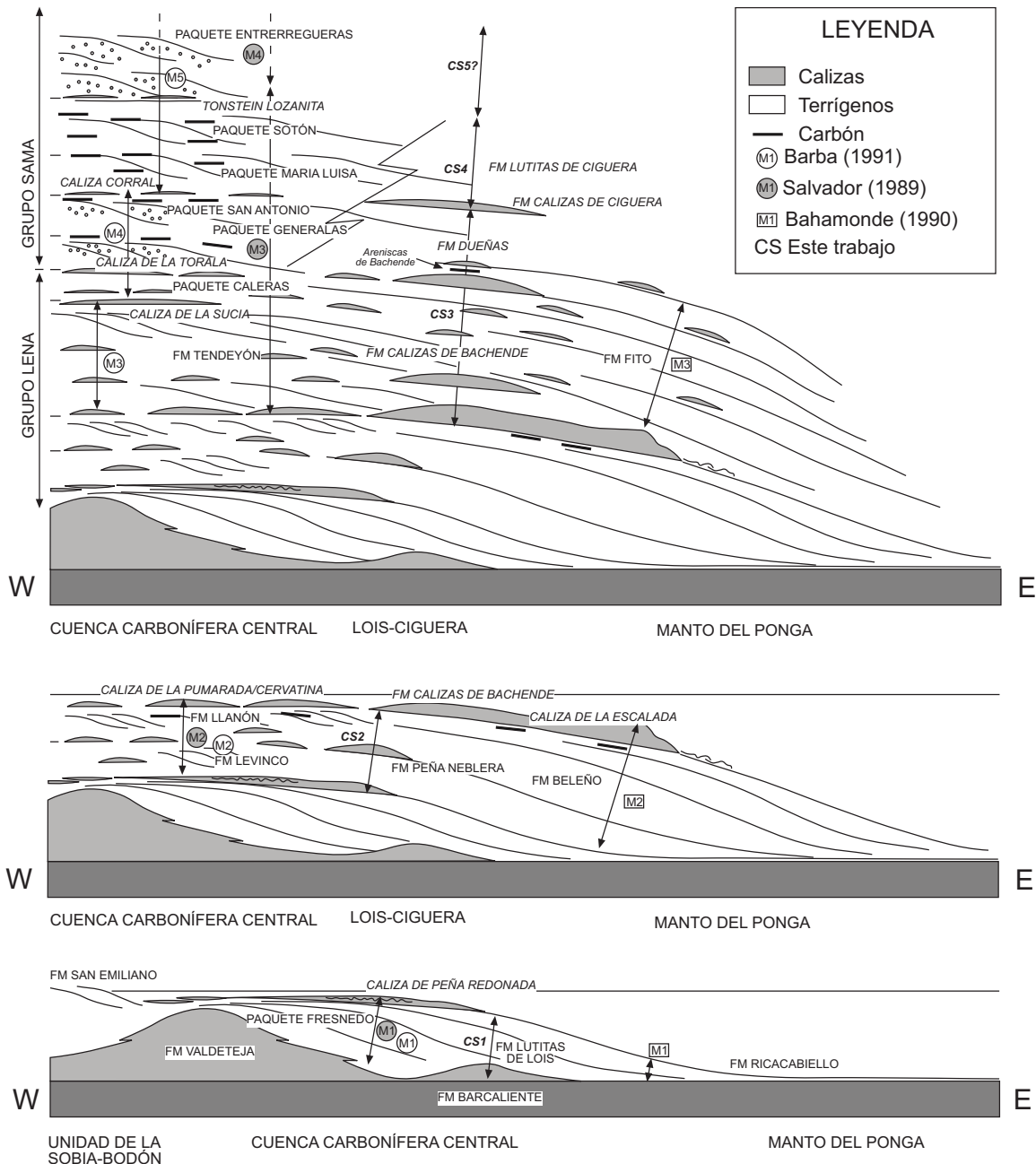


Fig. 4. 20. Corte esquemático W-E mostrando los mesociclos definidos por diferentes autores (MS1, MS2... en leyenda) y los conjuntos de secuencias definidas en este trabajo (CS1, CS2...). Figura basada y modificada de Salvador (1989); Bahamonde, (1990); y Barba, (1991).

El conjunto de secuencias 2 en el sector Piedrafita-Lillo tiene una edad Vereyense/Kashiriense inferior y está formado por las secuencias T-R 2, 3 y 4, mientras que la 5 y la 6 forman parte del conjunto 3, que presenta una edad Kashiriense superior/Podolskiense. En el primero de los casos, las secuencias 2 y 3 integran el cortejo transgresivo mientras que la secuencia 4 forma el cortejo regresivo del conjunto de secuencias.

En el sector Lois-Ciguera, las secuencias, 4, 5, 6 y 7 constituyen el conjunto de secuencias 3 (Kashiriense superior/Myachkoviense inferior), en las que el cortejo transgresivo está formado por la secuencia 4, mientras que el regresivo está integrado por las otras secuencias restantes (Fig. 4. 20 y 4.21). Las secuencias 8 y 9 integran parte del conjunto de secuencias superior (nº 4 y de edad Myachkoviense).

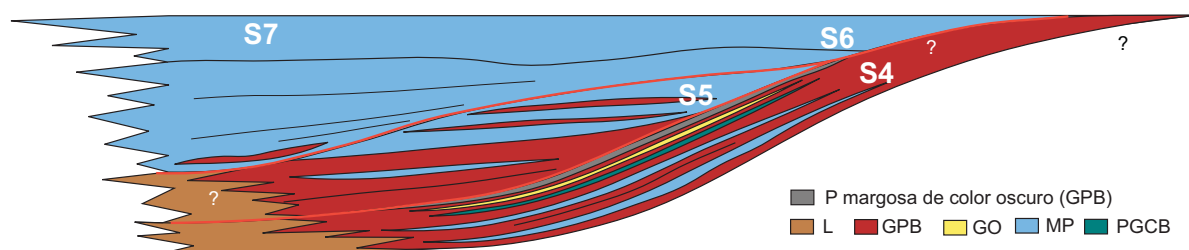
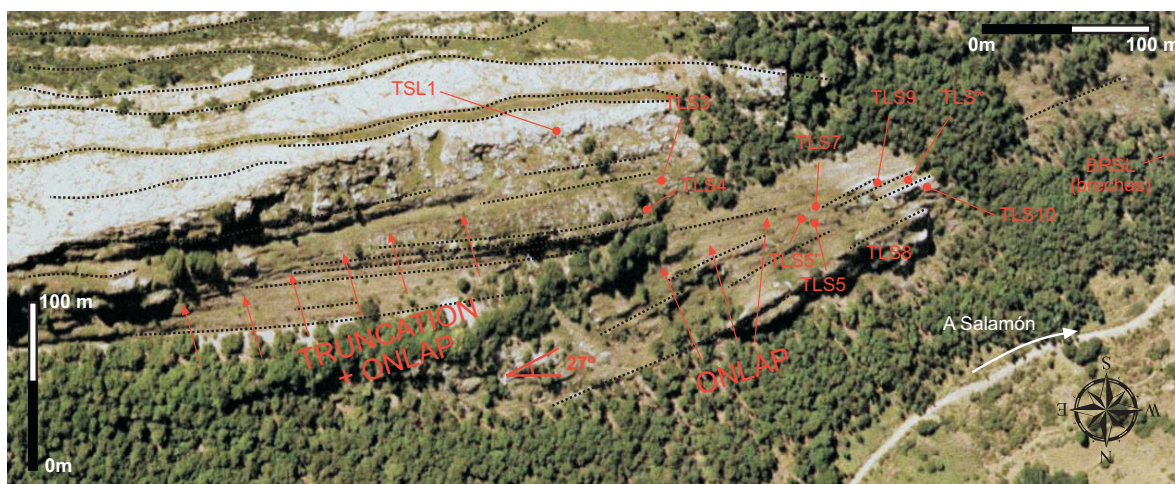


Fig. 4. 21. Mapa de muestras y fotografía aérea del conjunto de secuencias 3 en las cercanías del yacimiento de Salamón, en la que se muestran las relaciones geométricas entre las secuencias T-R 4, 5, 6 y 7. Mediante esta interpretación, se propone que la geometría clinoformal de la sucesión es la responsable de la erosión o no depósito de la secuencia 5 en los sondeos del yacimiento.

Los conjuntos de secuencias, forman a su vez una unidad de orden mayor denominada supersecuencia, que corresponde con la secuencia 3 y 4 de Colmenero *et al.* (2002) y con la secuencia 3 de 2º orden de Izart *et al.* (2003) para las cuencas carboníferas de Europa occidental. Como se ha comentado anteriormente, se trata de una gran secuencia progradante y somerizante, generada por el relleno de la cuenca *de antepaís* asociada al emplazamiento y posterior desmantelamiento de unidades cabalgantes en el frente orogénico (Marcos y Pulgar, 1982; Salvador, 1989; Bahamonde, 1990; Barba, 1991; Agueda *et al.* 1991; Colmenero *et al.* 1993, Colmenero *et al.*, 2002). Su formación, además de vincularse con la actividad tectónica durante la orogenia Hercínica, se asocia con un evento eustático global correspondiente al episodio interglacial II durante la glaciación carbonífera (Isbell *et al.*, 2003; Izart *et al.*, 2003).

De esta manera, la sucesión estratigráfica está formada por la superposición de ciclos de escalas diferentes. La interrelación de numerosos factores, que se combinan entre sí, puede enmascarar la ciclicidad de la sucesión. La superposición de ciclos eustáticos da lugar a una compleja curva compuesta del nivel del mar, que controla la arquitectura estratigráfica y las características (*stacking patterns*) de las secuencias T-R y los ciclos de alta frecuencia dentro de la supersecuencia de 2º orden (Fig. 4.22).

La Fig. 4. 23 muestra un diagrama que representa la variación del espesor medio de cada ciclo por unidad de tiempo (Diagrama de Fischer), obtenido analizando el espesor de los ciclos en las secuencias T-R 4, 5, 6, 7 y 8 de Lois-Ciguera, que muestran las variaciones y las tendencias del espesor dentro del conjunto de secuencias 3. Para realizar este análisis se ha utilizado la hoja de cálculo de Excel FISCHERPLOTS elaborada por (Husinec *et al.* 2008). A su vez se han representado los ciclos característicos dominantes en cada tramo, metodología propuesta por Osleguer y Read (1991).

Se han excluido de este análisis las secuencias 2 y 3 de Lois-Ciguera debido a que no existe un registro estratigráfico continuo entre éstas y el resto de la sucesión. No se ha elaborado un diagrama de este tipo para el sector Piedrafita-Lillo por el gran contenido de material siliciclástico que compone la sucesión.

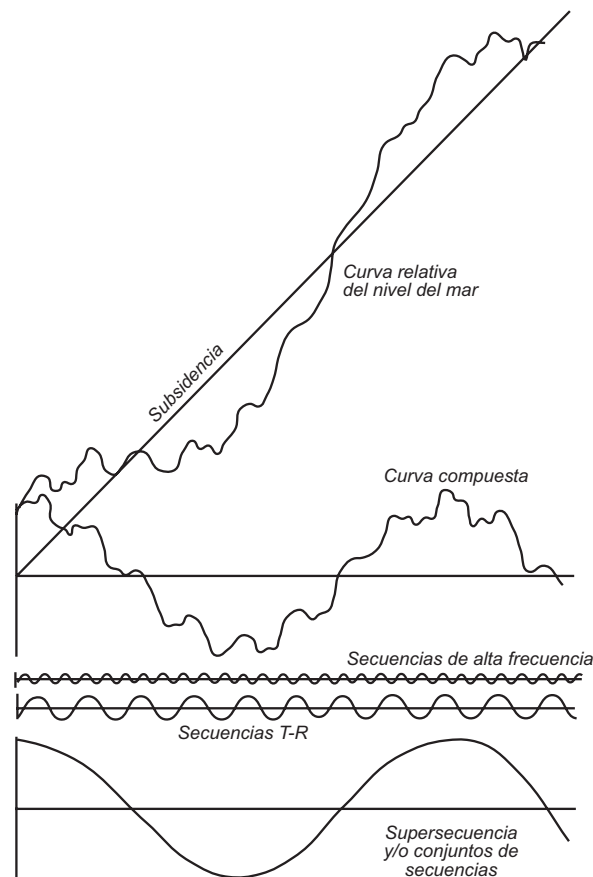


Fig.4.22. Curva de variación relativa del nivel del mar obtenida a partir de la superposición de ciclos eustáticos de diferente orden y la subsidencia de la cuenca, (modificada de Mitchum y Van Wagoner, 1991).

El diagrama de Fisher, modificado por Sadler *et al.* (1993), es un método gráfico para calcular las variaciones en el espacio de acomodación (cambios relativos del nivel del mar + subsidencia) en sucesiones cíclicas carbonatadas, proyectando el espesor medio acumulado por unidad de tiempo. En el método inicial, la unidad de tiempo empleada era la periodicidad de los ciclos. Sin embargo, estos autores, propusieron que en lugar de una escala temporal, en el eje horizontal de la gráfica debería proyectarse el “número de ciclo”, evitando así cualquier error inducido por la falta de precisión cronoestratigráfica. Así mismo, sugirieron que para obtener resultados fiables y no oscilaciones aleatorias del espacio de acomodación, es necesario la proyección de al menos de 50 ciclos.

El diagrama de Fischer fue utilizado inicialmente para buscar la periodicidad de Milankovitch (20-400 ka) en sucesiones estratigráficas, aunque se ha comprobado que

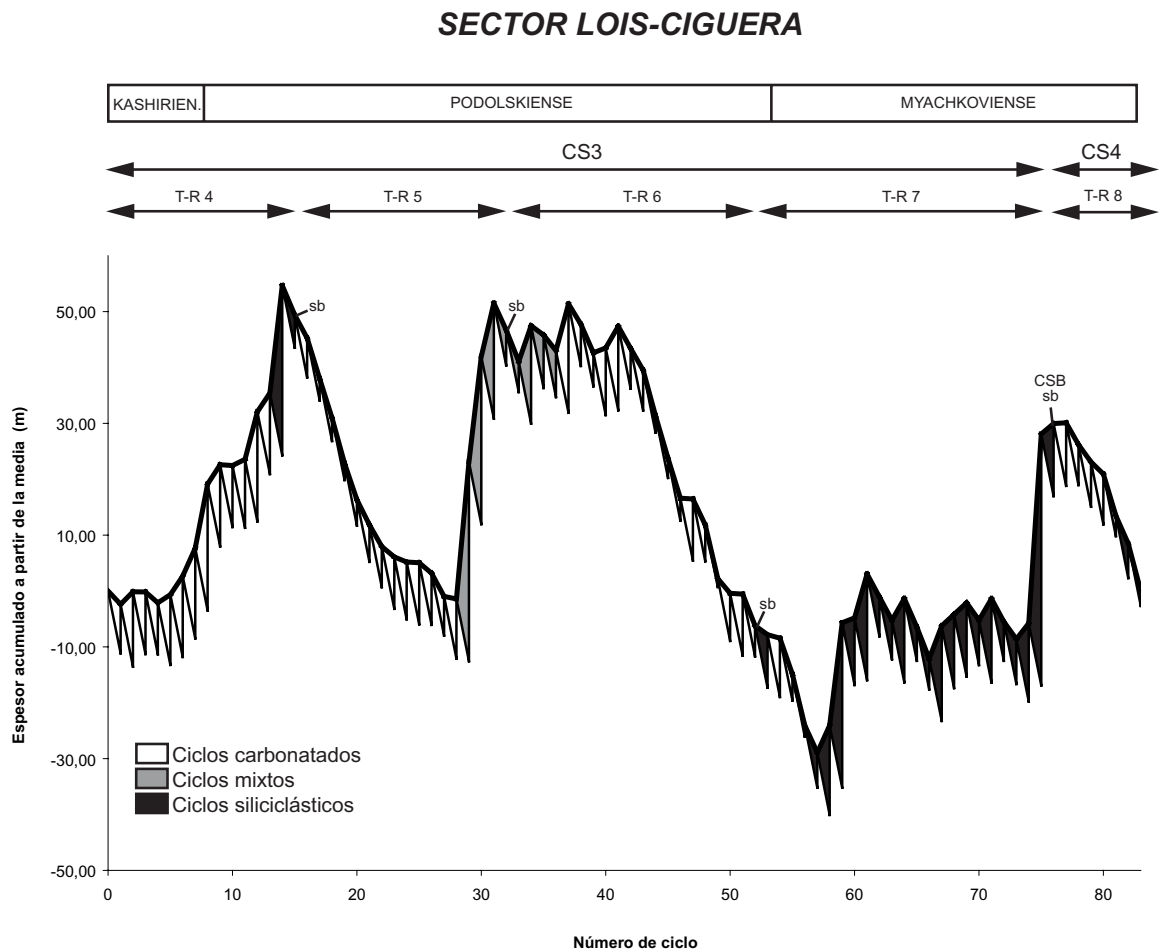


Fig. 4. 23. Curva de espesor acumulado por unidad de tiempo (Diagrama de Fischer) siguiendo la metodología de Sadler *et al.* (1993); sector Lois-Ciguera.

también es capaz de registrar cambios eustáticos mayores (1-5 ma) (Goldhammer, 1987; Read *et al.* 1991). Por el contrario, una tendencia positiva en la gráfica indica un aumento de espesor en los ciclos y por lo tanto debería indicar un aumento en el espacio de acomodación. Una tendencia negativa indica una disminución del espesor y por lo tanto una reducción del espacio de acomodación.

Estas afirmaciones presentan ciertos problemas cuando, por ejemplo, la magnitud de oscilación del nivel del mar es muy elevada (periodos de *ice-house*), o cuando la sucesión es eminentemente submareal y el espacio de acomodación no es colmatado por completo (Boss y Rasmussen, 1995; Husinec *et al.* 2008). En estos casos, el espesor de los ciclos

no puede utilizarse como un indicador del espacio de acomodación (Gianniny y Simo, 1996; Soreghan y Giles, 1999).

Aparentemente la sucesión estudiada puede mostrar signos de espacio de acomodación no colmatado (por ejemplo, manifestado con la ausencia de facies mareales culminando los ciclos). Sin embargo, el diagrama elaborado muestra la tendencia esperada en la variación del espacio de acomodación durante el desarrollo del conjunto de secuencias 3. De esta manera, en la gráfica se observa un intervalo inicial con tendencia positiva, donde además se registran abundantes ciclos que en su parte superior muestran evidencias que interpretamos como exposiciones subaéreas de la plataforma; este intervalo, constituido por la secuencia T-R 4, constituye la parte transgresiva del conjunto de secuencias y refleja el progresivo aumento del espacio de acomodación generado durante la transgresión. El resto del gráfico, correspondiente a las secuencias 5, 6 y 7, y formadas por ciclos submareales, mixtos y siliciclásticos, representa el cortejo regresivo del conjunto de secuencias. Las tendencias positivas que se observan en esta parte del gráfico, están formadas por ciclos siliciclásticos, que como se ha comentado anteriormente, presentan una potencia más elevada que los ciclos carbonatados. Llama la atención que el mínimo del espacio de acomodación registrado coincide, aproximadamente, con la localización estratigráfica de las Areniscas de Bachende.

4. 4. - ESPESOR Y CONTINUIDAD LATERAL DE LAS SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA

Como se ha observado a lo largo de este capítulo, estos ciclos muestran por lo general una buena continuidad lateral a lo largo de la zona de estudio, habiéndose correlacionado ciclos de alta frecuencia a más de 20 km de distancia en el sector Piedrafita-Lillo y hasta 10 km en Lois-Ciguera. Hay que tener en cuenta que éste es un valor mínimo calculado a partir de las coordenadas geográficas actuales, ya que por ejemplo el último sector ha sufrido un acortamiento tectónico cercano al 50%, según la reconstrucción palinspástica presentada en Barba *et al.* (1991).

Los datos cuantitativos del espesor de cada ciclo están representados en la Fig. 4. 11. En el sector de Piedrafito-Lillo el espesor medio es de 17,8 m (n=146) y en el de Lois-Ciguera es de 12,2 m (n=209). Estas diferencias de espesor son debidas fundamentalmente a la mayor proporción de material terrígeno en el sector Piedrafita-Lillo, que constituye por norma general, ciclos mucho más potentes (ciclos deltaicos mixtos mayoritariamente). Como puede observarse en la figura, la potencia de cada ciclo puede llegar a variar lateralmente de una manera significativa. Los cambios de espesor son más pronunciados dentro de los ciclos siliciclásticos, cambiando fundamentalmente el espesor de las lutitas frente a las litarenitas, que mantienen su potencia más constante.

Los carbonatos presentan por lo general unas variaciones de espesor menos pronunciadas que las facies siliciclásticas, aunque siguen teniendo cambios de cierta consideración, llegando a desaparecer incluso algunos ciclos lateralmente. Un ejemplo muy claro se observa en el ciclo 1 de la S3 en Piedrafita-Lillo (Fig. 3.7), donde se registra una fuerte variación del espesor en apenas una veintena de metros. Otro ejemplo es el mostrado en la Fig. 4. 14, donde se observa como el ciclo s4.9 (de elevada continuidad lateral en todo el sector) oscila en las secciones PTL, BI1 y BI2 entre los 19, 23 y 5 m de espesor, respectivamente. Estas variaciones de espesor entre los ciclos pueden ser debidas a varios motivos, como cambios en la producción de carbonato, en la topografía deposicional, u otros factores ambientales. Al igual que se sugiere en Della Porta *et al.* (2002b) y Della Porta (2003), interpretamos estas variaciones de espesor de los ciclos como debidas a la topografía irregular del fondo marino, motivada fundamentalmente por la morfología monticular de la facies micríticas bioconstruidas (MP).

4.5. - PERIODICIDAD DE LAS SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA

En los ciclos de 5^o orden estudiados se observa una gran variabilidad en la duración y el número de, algo que como indican Izart *et al.* (2003), es bastante común en las cuencas carboníferas parálicas de Europa occidental. La estimación de las secuencias de alta frecuencia se ha realizado siguiendo las diferentes metodologías que se exponen a continuación:

a) Dividiendo la duración estimada de cada secuencia T-R por el número de ciclos definidos en cada una de ellas. Estos resultados están sujetos a cierta subjetividad, ya que en muchas ocasiones el límite inferior y superior de las secuencias no está bien definido temporalmente. En la Fig. 4. 24 se muestran los resultados obtenidos en el sector Lois-Ciguera y en el de Piedrafita-Lillo.

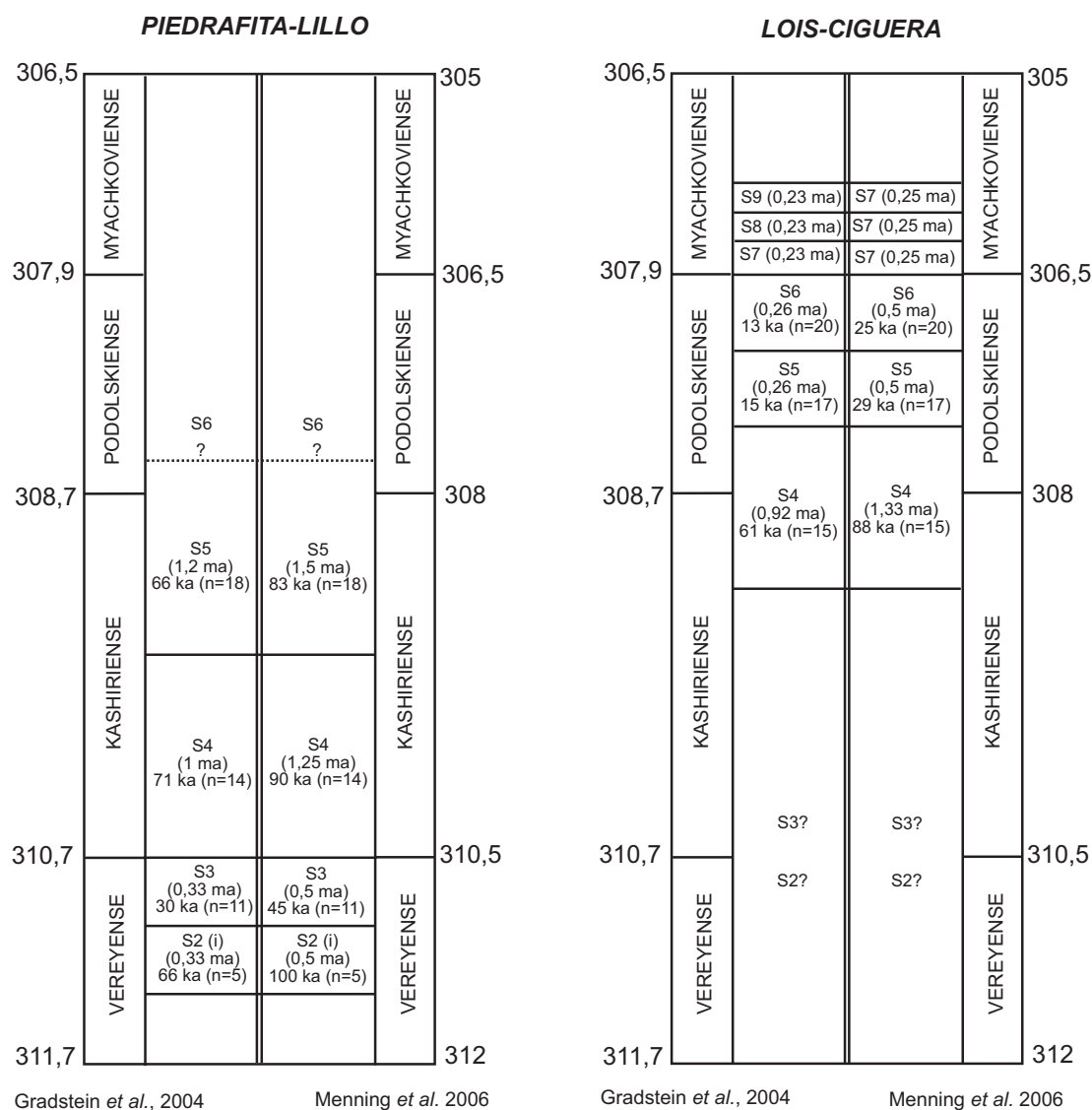


Fig. 4. 24. Duración de los ciclos y las secuencias T-R durante el Moscoviense en los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera. Se ha representado la escala propuesta por Gradstein *et al.* (2004) (izquierda) y la propuesta por Menning *et al.* (2006) (derecha). (i) indica que la secuencia está incompleta, por lo que la periodicidad de los ciclos es posible que esté sobreestimada.

b) Cálculo de la periodicidad basándose en el espesor medido y las tasas de sedimentación medias, siguiendo la metodología propuesta en Reid y Dorobek (1993). Este cálculo se ha llevado a cabo en la secuencia 4 y 6 de Lois-Ciguera. En ambos ejemplos los resultados son muy similares y del mismo rango a los mostrados en la Fig. 4. 24.

En la secuencia 4 la tasa de sedimentación mínima media es de 19,56 cm/ka, calculada dividiendo el espesor medio de la secuencia de materiales carbonatados (220 m) por el tiempo de depósito (0,92 ma). La tasa de sedimentación máxima media es igual a 25,43 cm/ka. Se ha calculado dividiendo el espesor descompactado de la sucesión (286 m) por la duración de la secuencia (0,92 ma). El índice de descompactación utilizado ha sido del 30%, el mismo que el utilizado por Reid y Dorobek (1993). Ambas tasas de sedimentación son datos acordes y similares a la sedimentación carbonatada actual. Yang *et al.* (2004) proponen por ejemplo que la tasa de sedimentación de los carbonatos de las islas Belices varía entre 0 y 118 cm/ka, con una media de 32 ± 26 cm/ka.

Una vez calculadas las tasas de sedimentación, se han dividido por el espesor medio de los ciclos (14,1 m) para calcular su duración media. Ésta oscila entre los 72 ka (dividiendo entre 19,56 cm/ka) y 56 ka (dividiendo entre 25,43 cm/ka).

La periodicidad de 72/56 ka ha sido calculada a partir de los datos propuestos por Gradstein *et al.* (2004). Utilizando la escala publicada por Menning *et al.* (2006) se obtienen duraciones de 104 ka y 80 ka.

Si en los cálculos se incluye el último ciclo siliciclástico (suponiendo que la tasa de sedimentación de carbonatos y siliciclásticos es similar, un mismo índice de descompactación pero mejorando el acotamiento temporal de la secuencia) los resultados obtenidos son 61/47 ka y 89/68 ka respectivamente.

La secuencia 6, en la sección BS3, presenta un espesor de 127 m. Haciendo los mismos cálculos que en el ejemplo anterior la duración de los ciclos varía de 11,4 a 14,6 ka (Gradstein *et al.*, 2004), o de 21,8 a 28,8 ka (Menning *et al.*, 2006).

c) Dividiendo la duración temporal de los diferentes subpisos por el número de ciclos definidos. Tiene la ventaja que estos límites están bien localizados bioestratigráficamente en la sucesión, pero por el contrario, no nos permite observar la variación de la frecuencia que se produce en las diferentes secuencias definidas.

Un hecho que parece observarse en ambos sectores, es que el rango de frecuencia varía aproximadamente en el tránsito del Moscoviense inferior a Moscoviense superior. De esta manera, por ejemplo, en el sector de Piedrafita Lillo durante el Vereyense y el Kashiriense se registra una periodicidad media de los ciclos de 59 ka o 78 ka (dividiendo 2,66 ma o 3,5 ma por el número total de ciclos definidos para ese periodo de tiempo). En Lois-Ciguera, la secuencia 4 representa parte del Kashiriense y posee una periodicidad de 61 ka o 88 ka. Sin embargo durante el Podolskiense y, presumiblemente durante el Myachkoviense, se observa una periodicidad mucho más alta, que varía de 18,2 a 34,1 ka. Este cambio en la periodicidad de las secuencias (tanto en los ciclos como incluso también en las secuencias T-R), coincide con un cambio de pendiente muy pronunciado en las curvas de subsidencia, indicando que ésta pudo jugar un control muy importante en los patrones de ciclicidad

d) Análisis espectral de series temporales. El análisis espectral es un método estadístico objetivo utilizado para detectar la ciclicidad a partir de una serie de datos (series temporales). Se ha realizado utilizando dos metodologías diferentes. La transformada de Walsh se ha calculado utilizando el programa PAST (Hammer *et al.* 2001), mientras que el análisis de Fourier se ha llevado a cabo utilizando el método clásico de Blackman Tukey mediante el programa ANALYSERIES (Paillard *et al.* 1996) e introduciendo un suavizado de 7 puntos. Weedon (1989) propuso que el método Walsh es más indicado para realizarlo en series temporales elaboradas a partir de secciones estratigráficas, siendo el de Fourier por ejemplo, idóneo para series de datos geoquímicos.

El análisis se ha llevado a cabo en varias secciones que aparentemente no muestran interrupciones en la sedimentación, asumiendo tasas de sedimentación (TS) constantes a lo largo la sucesión y una misma periodicidad para cada ciclo. Se ha utilizado únicamente la escala cronoestratigráfica propuesta por Menning *et al.* (2006) para este análisis ya que,

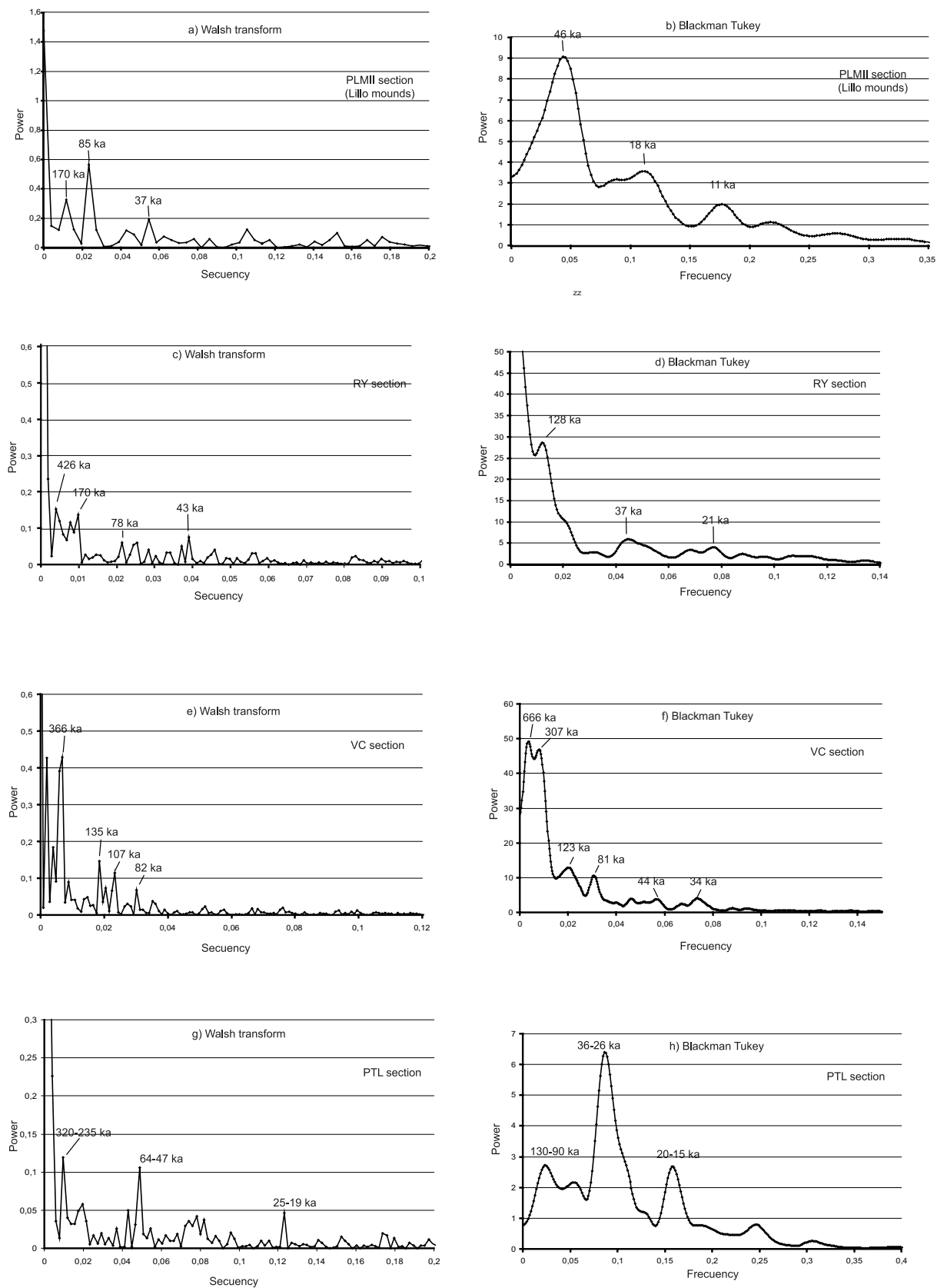


Fig. 4. 25. Periodogramas obtenidos en el análisis espectral utilizando el método Walsh y el Blackman Tukey para diferentes secciones en la zona de estudio.

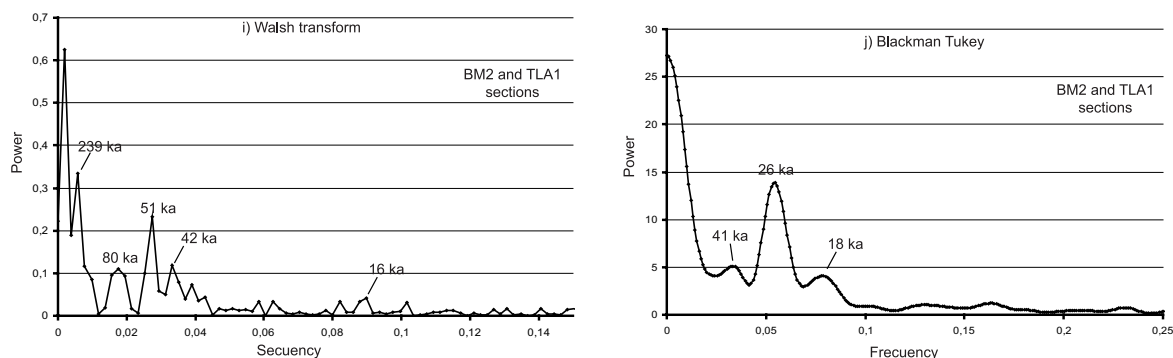


Fig. 4. 25. continuación.

como se ha visto en párrafos anteriores, y al igual que se propone en Izart *et al.* (2003), la duración de 7 ma para el Moscoviense es la que mejor cuadra con los rangos de ciclicidad esperables (ciclos de Milankovitch).

La elaboración de las series temporales se ha llevado a cabo adjudicando un valor numérico a cada litología (facies carbonatadas y siliciclásticas) con un intervalo de muestreo constante de 50 cm. En la sección PLMII (120 m) se ha tomado como referencia una TS de 25 cm/ka. En la sección RY (480 m) se ha utilizado una TS de 30 cm/ka. En la sección VC (800 m) la TS utilizada es de 20 cm/ka. En la sección BM2+TLA1 la TS es de 35 cm/ka. En la sección PTL (176,5 m) la TS utilizada es de 16 cm/ka y 21,5 cm/ka. En este último caso la serie temporal se ha realizado enfrentando la facies PGP con el resto de facies carbonatadas.

Los resultados obtenidos se muestran gráficamente en la Fig. 4. 25. Como puede observarse, aunque existen claras diferencias entre los resultados de Fourier y Walsh, ambos muestran periodicidades con rangos similares. Los ciclos de elevado periodo (por ejemplo el punto con fuerza espectral de 0,625 en la gráfica i) no se han tenido en cuenta, ya que entendemos que para que un ciclo sea significativo por lo menos tiene que estar representado dos veces en el muestreo.

Los resultados del análisis espectral y los mostrados en los apartados anteriores, indican que los ciclos presentan duraciones variadas, aunque todas ellas dentro de los rangos que proponen Izart *et al.* (2003) para las cuencas parálicas de Europa occidental

durante el Moscoviense. De esta manera, se han agrupado en categorías diferentes: ciclos de 15 a 30 ka, ciclos de 30 a 45 ka, ciclos de 100 a 120 ka, ciclos de 60 a 90 ka y ciclos con periodicidades cercanas a los 180-200 ka. Las tres primeras categorías corresponden con los ciclos orbitales de precesión (17-21 ka), de oblicuidad (34-44 ka) y de excentricidad (100-110 ka) propuestos para el Carbonífero (Berger y Loutre, 1994). En el análisis espectral, los ciclos de excentricidad de larga duración (400 ka) están pobremente representados.

Las otras dos categorías definidas (60-90 ka y 180-200 ka) corresponden a los ciclos “de origen desconocido” de Izart *et al.* (2003). Estos rangos de periodicidad no pueden ser explicados únicamente mediante un control glacioeustático, y seguramente su origen sea debido a variaciones en la subsidencia dentro de la cuenca o a otro tipo de causas.

4.6.- MECANISMOS DE CONTROL DE LA CICLICIDAD

La ciclicidad en el registro sedimentario está controlada por dos tipos de fenómenos genéticamente diferentes: autocíclicos (de la propia cuenca) o alocíclicos (de carácter global). Los procesos autocíclicos tienen lugar por causas intrínsecas a la propia dinámica deposicional, y afectan a áreas relativamente restringidas. Algunos ejemplos son los fenómenos de progradación deltaica, de migración de costas, de inundaciones de fluviales etc. Los procesos alocíclicos por el contrario, son aquellos que están motivados por causas ajenas al sistema y que varían independientemente de éste.

Independientemente de la naturaleza del fenómeno, el registro sedimentario está condicionado por tres factores diferentes: el aporte de sedimentos (S), la producción de carbonato (G) y/o el espacio de acomodación disponible (A) (Schlager, 2005; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.* 2009). Diferenciar qué fenómeno juega un papel más decisivo en el relleno de una cuenca resulta tremendamente complicado, ya que estos factores interaccionan entre sí enmascarándose unos con otros, produciendo ciclos con duraciones y espesores variables.

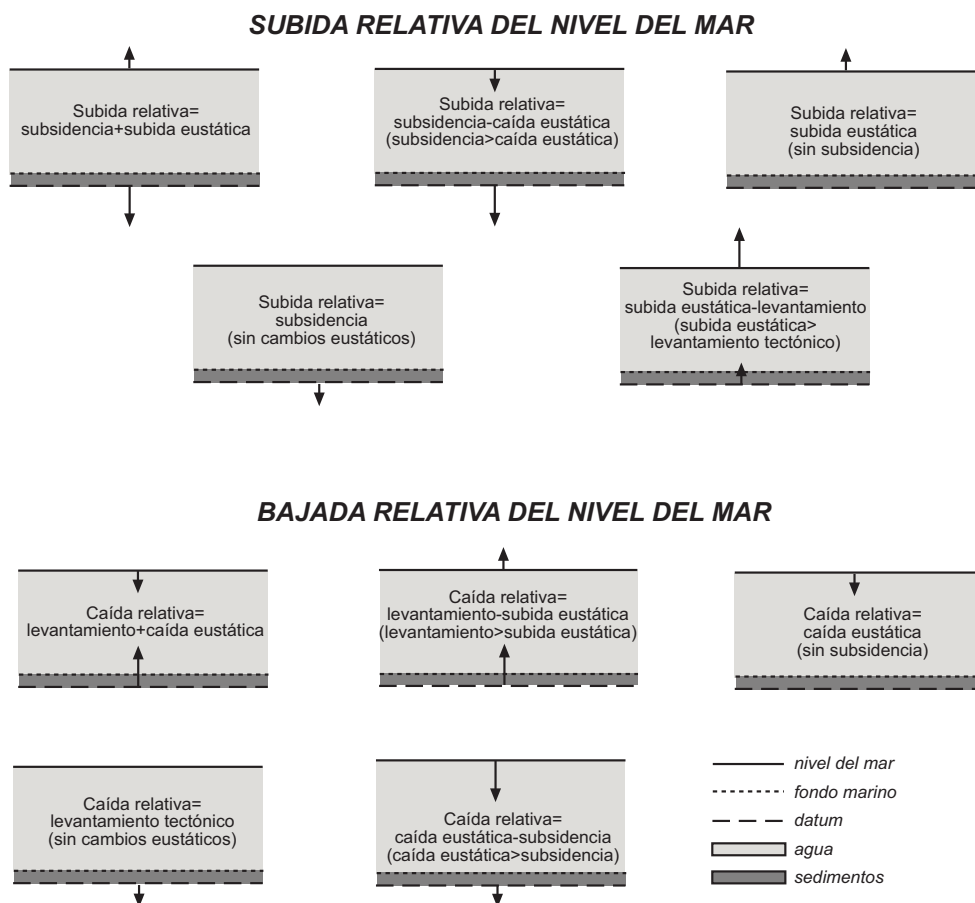
a) El aporte de sedimentos (S), se refiere a la cantidad y al tipo (tamaño de grano fundamentalmente) de material que es erosionado del área madre y transportado hasta la cuenca por un determinado agente de transporte (agua, viento, gravedad, etc). Está controlado por dos aspectos fundamentales, el clima y la tectónica local y regional. Por ejemplo, en un clima húmedo, las altas precipitaciones favorecen un incremento del aporte de sedimentos debido al aumento de la eficiencia de los medios de transporte. Sin embargo, este incremento se ve contrarrestado por el gran desarrollo de la cobertura vegetal que reduce considerablemente la tasa de denudación de los materiales.

La tectónica también influye en el aporte de sedimentos de una manera activa. Por ejemplo, el levantamiento regional del área madre o incluso la activación de fallas locales, produce un incremento en la tasa de denudación debido al aumento de pendiente de los sistemas de transporte.

b) La producción de carbonato, está íntimamente ligada con el factor anterior, ya que la presencia de material terrígeno la inhibe parcial o totalmente. Está fuertemente controlada por la posición relativa del nivel del mar y por factores climáticos y paleoambientales, siendo necesarias unas condiciones específicas en el medio para mantener la producción de carbonato. Algunos de estos factores son, por ejemplo, la salinidad, temperatura del agua, disponibilidad de nutrientes, oxigenación de las aguas, índice de penetración de la luz, dinámica de corrientes y mareas, etc.

Como se ha visto a lo largo de este capítulo, la producción de carbonato también está controlada en gran medida por otro tipo de factores, como por ejemplo la topografía del fondo marino, que influye y modifica de forma directa los parámetros paleoambientales descritos en el párrafo anterior.

c) El espacio de acomodación (A) es el espacio disponible en una cuenca para la acumulación de sedimentos, y se define como la distancia entre el nivel de base (o nivel de equilibrio entre sedimentación y erosión, según Cross, 1991) y la superficie deposicional. En este trabajo, y para simplificar, se asume que el nivel de base es equivalente con el



modificado de Catuneanu (2006)

Fig.4.26. Diferentes situaciones de subidas o bajadas relativas del nivel del mar. Nótese que la longitud de las flechas es proporcional a la magnitud de los cambios tectónicos y eustáticos.

nivel del mar, aunque realmente es menor debido a la acción de corrientes y oleaje; por lo tanto, una subida del nivel del mar equivale a una subida en el nivel de base y viceversa.

El espacio de acomodación puede variar principalmente en función de procesos tectónicos (ej: subsidencia) o a partir de variaciones glacioeustáticas. Su separación resulta muy complicado, debido a que lo único que se suele registrar en la sucesión es una variación relativa del nivel del mar, entendiendo por ésta la variación del nivel del agua del mar respecto al fondo marino. Es decir, puede ser un levantamiento o hundimiento del fondo marino y/o del nivel del mar (Fig.4.26)

c.1) *Procesos tectónicos*: este tipo de mecanismo suele controlar la ciclicidad estratigráfica asociada a cambios eustáticos de de 1^{er} y 2^o orden.

Tankard (1986) explicó la ciclicidad y la evolución tectonoestratigráfica en la cuenca de antepaís de los Apalaches mediante ajustes isostáticos de la litosfera, motivados por variaciones de la carga tectónica en la cuña orogénica. De esta manera, el emplazamiento de un manto, produce un hundimiento generalizado de las partes más proximales de la cuenca, mientras que hacia las posiciones del antepaís, como respuesta isostática a este hundimiento, se produce un levantamiento. El hundimiento inicial da lugar a una subida relativa del nivel del mar, que se traduce en una transgresión generalizada en toda la cuenca con predominio de sedimentación carbonatada. La regresión posterior se produce cuando la cuña orogénica emplazada es erosionada, progradando los sistemas sedimentarios y colmantándose el espacio de acomodación generado durante la transgresión inicial. Siguiendo con estas ideas, Klein y Willard (1989) y Klein y Kupperman (1992) propusieron que este modelo, combinado progresivamente con los fenómenos glacioestáticos, sirve para explicar la evolución vertical de los ciclos del *midcontinent* y de la Cuenca Carbonífera Central. Para estos autores, las diferencias en la subsidencia flexural, controlan las variaciones en el espacio de acomodación y, por lo tanto, la arquitectura estratigráfica de la sucesión.

En el contexto estructuralmente activo en el que se depositó el Grupo Lena, parece obvio pensar que la tectónica jugó el papel predominante en su evolución temporal y estratigráfica, controlando en gran medida el desarrollo de la supersecuencia y el conjunto de secuencias definidas en esta memoria. El emplazamiento y posterior desmantelamiento de las cuñas orogénicas, las variaciones en la subsidencia flexural y la migración de las depozonas de la cuenca de antepaís, son algunos ejemplos de cómo la tectónica pudo influir en el registro sedimentario de la cuenca (Marcos y Pulgar, 1982; Salvador, 1989; Bahamonde, 1990; Agueda *et al.*, 1991; Barba, 1991; Klein y Kupperman, 1992; Colmenero *et al.*, 1993; y Colmenero *et al.*, 2002; entre otros).

c.2) *Procesos climáticos*: las variaciones glacioeustáticas dentro del rango de la ciclicidad de Milankovitch de 400, 100, 41 y 23 Ka, tuvieron también gran importancia en el

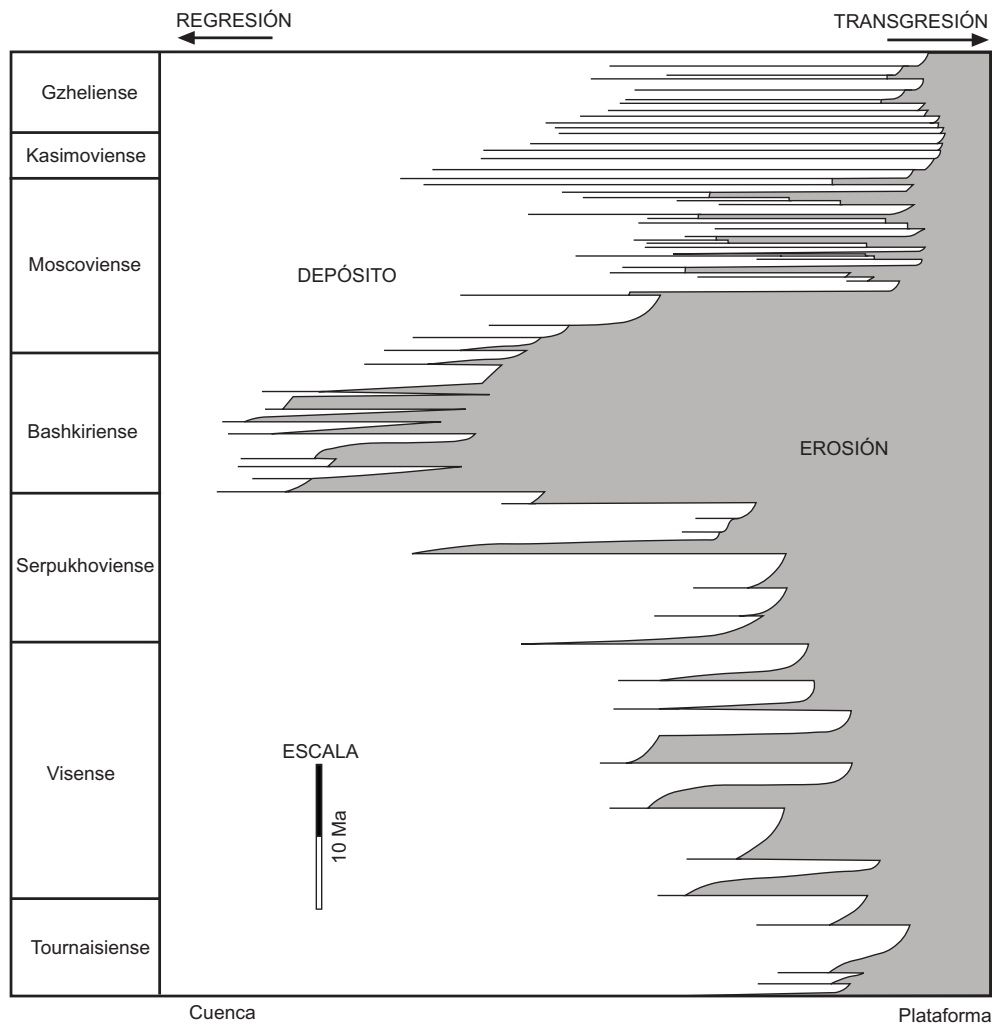


Fig.4.27. Ciclos transgresivos-regresivos durante el Carbonífero (Ross y Ross, 1988).

desarrollo de de las sucesiones estratigráficas durante el Carbonífero superior (Heckel, 1977; 1986; 1994; Veevers y Powell, 1987; Soreghan, 1994; Wiberg y Smith, 1994; Read, 1998; Smith y Read, 2000; Izart *et al.* 2003; Kabanov *et al.* 2003; Olszewski y Patzkowsky, 2003; Rygel *et al.* 2008; entre otros).

El Pensilvaniense es un intervalo de tiempo caracterizado por el desarrollo de casquetes glaciares sobre el continente de Gondwana (Veevers y Powel, 1987), aunque su extensión es un tema de debate actualmente (ver Isbell *et al.* 2003 y referencias allí contenidas). Asociado al hielo y deshielo de estos casquetes, se registran numerosas oscilaciones del nivel del mar de carácter global, que han quedado reflejadas en el registro sedimentario formando potentes sucesiones cíclicas (Ross y Ross, 1985, 1988) (Fig. 4.27).

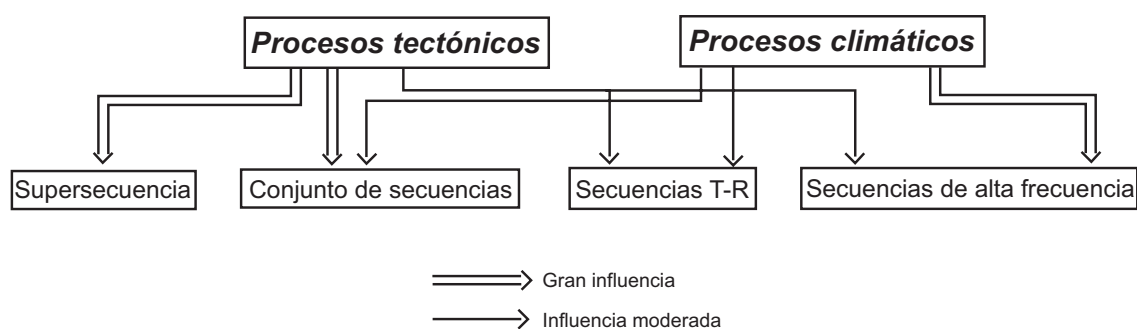


Fig. 4.28. Esquema mostrando los diferentes procesos que controlan la formación de las secuencias reconocidas.

Soreghan (1994) propuso el glacioeustatismo como principal control de la ciclicidad durante el Pensilvaninense, aunque advierte que éste, en muchas ocasiones, no explica la arquitectura de determinadas series, especialmente las de naturaleza terrígena-carbonatada. De esta manera, tomando como análogo el registro sedimentario del Cuaternario, interpreta que el glacioeustatismo lleva asociado cambios climáticos glacial-interglacial. Así, durante los estadios interglaciales, en los que se produce una subida relativa del nivel del mar, existió un aumento de las precipitaciones que conllevaría un incremento notable de aporte de terrígenos a la cuenca.

Se han descrito oscilaciones eustáticas de más de 100 m de amplitud para el Pensilvaniense superior/Pérmico inferior (Heckel, 1986; Ross y Ross, 1985), aunque durante el Moscoviense, considerado por Isbell *et al.* (2003) como un periodo interglacial, las variaciones parecen menores, siendo inferiores a los 40 m (Rygel *et al.* 2008). Este hecho, junto a la elevada subsidencia de la cuenca, explica en cierta medida las escasas evidencias de exposición subaérea de las plataformas carbonatas estudiadas.

Utilizando las escalas métricas y temporales de las diferentes secuencias definidas, se han establecido los procesos dominantes que influyeron en la sedimentación de cada ciclo (Fig. 4.28). La supersecuencia, con un espesor de varios miles de metros y una duración unos 12 ma, es controlada fundamentalmente por procesos tectónicos regionales, constituyendo el relleno de la cuenca de antepaís. Los conjuntos de secuencias y las secuencias T-R, se atribuyen al emplazamiento de unidades cabalgantes, con la posterior

progradación de cuñas clásticas asociadas, todo ello influenciado también por las variaciones glacioeustáticas de carácter global. Las secuencias de alta frecuencia están controladas fundamentalmente por parámetros climáticos dentro del rango de Milankovitch; sin embargo, para explicar muchas de las duraciones observadas, es necesaria también la influencia de otro tipo de procesos (ej. variaciones en la subsidencia) para producir periodicidades fuera de los parámetros esperados.

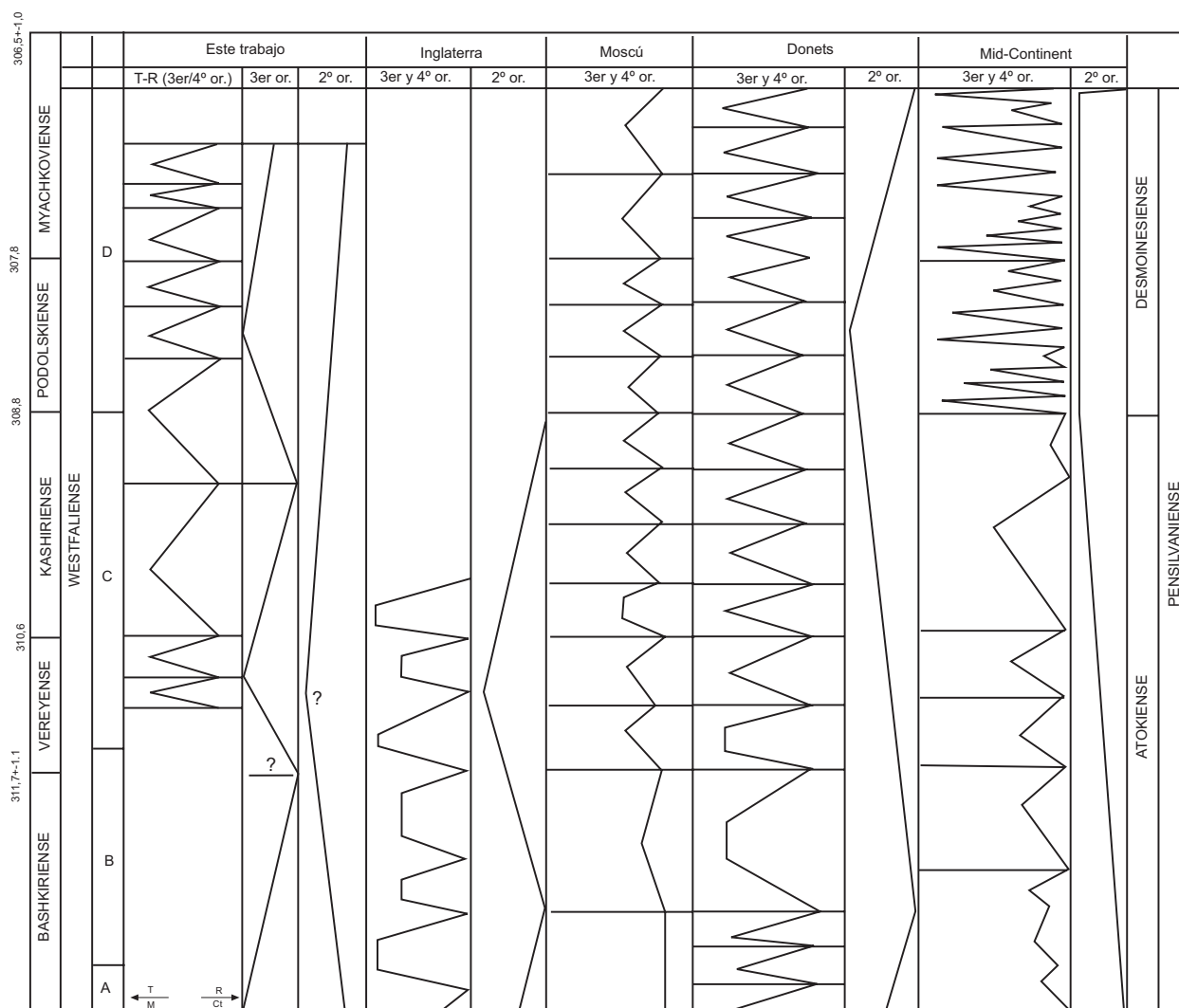


Fig.4.29 Correlación de las secuencias reconocidas en este trabajo y los ciclos transgresivos-regresivos de 2º, 3er y 4º orden recopilados por Izart *et al.* (2003). M: marino; Ct: continental. T: transgresión. R: regresión.

Otro hecho que puede justificar la influencia glacioeustática en el desarrollo de las secuencias T-R y las secuencias de alta frecuencia, es la gran extensión y continuidad lateral de algunos depósitos carbonatados, que sirven como nivel guía en las partes centrales de la Cuenca y han sido correlacionados con los depósitos carbonatados más distales.

La correlación global de este tipo de secuencias, es otro hecho a tener en cuenta. Como puede observarse en la figura 4.29, durante el Westfaliense D se puede establecer una buena correlación con las secuencias definidas en la cuenca de Moscú y en la del Donets. Durante Moscoviense inferior, debido a la influencia tectónica y a la migración de las depozonas dentro de la cuenca de antepaís, la correlación resulta muy complicada. La supersecuencia observada en este trabajo, forma parte de la secuencia de 2º orden de Izart *et al.* (2003) reconocida en todas las cuencas parálicas de Europa occidental, y como se ha comentado anteriormente, representa el relleno de la cuenca *foreland*, relacionándose con la actividad tectónica de la orogenia Hercínica y el episodio interglacial en Gondwana durante el Westfaliense Cy D.



CAPÍTULO 5

ANÁLISIS DE CUENCAS. SÍNTESIS SEDIMENTARIA

5.1.- CUENCAS DE ANTEPAÍS. GENERALIDADES

**5.2.- LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE LA
ZONA CANTÁBRICA**

5.2.1.- ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

**5.2.2.- EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA Y
PALEOGEOGRÁFICA. SÍNTESIS GENERAL.**

5.- ANÁLISIS DE CUENCAS. SÍNTESIS SEDIMENTARIA

5.1.- CUENCAS DE ANTEPAÍS: GENERALIDADES

Una cuenca de antepaís se define de una manera simple como una cuenca sedimentaria desarrollada entre una cadena montañosa y el cratón adyacente (Allen *et al.* 1986). Dickinson (1974) clasificó este tipo de cuencas en dos grandes conjuntos: de tipo periférico, desarrolladas en la parte externa del orógeno en una colisión continental y de retroarco, desarrolladas por detrás de un arco magmático y relacionadas con la subducción de la corteza oceánica. Ambos tipos se caracterizan por ser cuencas altamente asimétricas, presentando continuos cambios en la posición del depocentro, asociados al progresivo avance de la cuña orogénica. En general se caracterizan por ser depresiones elongadas de gran tamaño (centenares de kilómetros de anchura, miles de kilómetros de longitud y varios kilómetros de potencia de sedimentos) y con una duración temporal elevada (entre 10 y 100 millones de años).

DeCelles y Giles (1996) dividieron las cuencas de antepaís en cuatro depozonas diferentes en función de sus características sedimentarias y de su posición paleogeográfica dentro de la cuenca: *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* y *back-bulge* (Fig. 5.1). Sus límites espaciales varían temporalmente y en algunas cuencas las depozonas del *forebulge* y el *backbulge* están muy poco o nada desarrolladas.

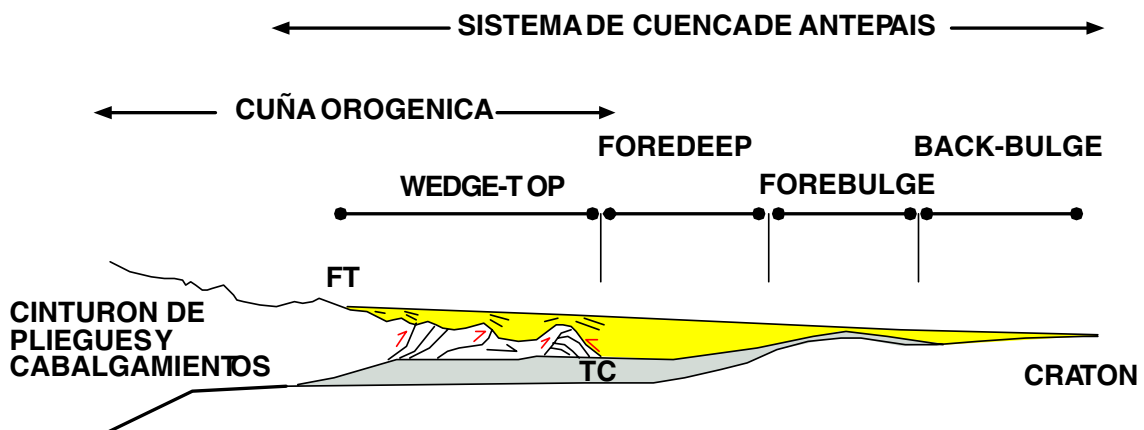


Fig. 5.1. Depozonas en una cuenca de antepaís, según DeCelles y Giles (1996). Escala no exagerada. FT: frente topográfico del cinturón de cabalgamientos. TC: terminación frontal de los cabalgamientos.

La cuña de techo (*wedge-top*) fue definida por DeCelles y Giles (1996) como la zona de la cuenca situada por encima del sistema de cabalgamientos y cubierta por una gran cantidad de sedimentos sinorogénicos. Tiene unas dimensiones de decenas de kilómetros de longitud y su desarrollo se produce paralelo a la dirección de transporte tectónico. Dentro de este término se engloban las cuencas de tipo *piggy-back*, el relleno de cañones y valles interiores en el cinturón de cabalgamientos y depósitos asociados a retrocabalgamientos (*back-thrust*) y cabalgamientos fuera de secuencia (ver DeCelles y Giles, 1996; y referencias allí contenidas).

El surco (*foredeep*) lo constituyen todos los depósitos sedimentados entre el frente de cabalgamiento y el *forebulge*. Sus dimensiones pueden variar entre 100-300 km de anchura y 2-8 km de profundidad, constituyendo la depozona más subsidente y con mayor espesor de sedimentos de las cuencas de antepaís (DeCelles y Giles, 1996). En *foredeeps* subaéreos, los medios sedimentarios suelen ser fluviales y aluviales con sistemas de drenaje transversales y/o longitudinales respecto al frente orogénico. Cuando el surco es subacuático, dominan los sistemas lacustres y marinos someros que varían desde deltaicos a abanicos submarinos profundos. Numerosas publicaciones sobre *foredeeps* en cuencas periféricas describen un tránsito desde una sedimentación inicial de carácter marino profundo (“flysch”) a una sedimentación posterior más grosera, de naturaleza continental o marina somera (“molasa”). El sedimento acumulado en esta zona proviene mayoritariamente del cinturón de cabalgamientos, con una contribución menor desde el *forebulge* y el cratón. La tasa de sedimentación se incrementa hacia el orógeno, resultando una morfología en cuña característica de estos depósitos.

El umbral (*forebulge*) es una región de potencial levantamiento flexural entre el *foredeep* y el *backbulge*. Debido a su carácter de relieve positivo, se caracteriza por presentar numerosas discontinuidades estratigráficas que son cubiertas por sedimentos del *foredeep* mediante dispositivos en *onlap*. Si el aporte de sedimentos desde el orógeno es muy elevado, esta depozona puede quedar sepultada y suprimida morfológicamente, siendo muy difícil su identificación.

En cuencas de antepaís submarinas, el umbral es una región óptima para el desarrollo de plataformas carbonatadas, dada la escasa batimetría de las aguas y la ausencia de contaminación terrígena (Dorobek, 1995; DeCelles y Giles, 1996; Sinclair, 1997; Bosence, 2005; entre otros) aunque no todas las plataformas carbonatadas se desarrollan en esta depozona. Dorobek (1995) sugirió que este tipo de depósitos también puede acumularse en el *foredeep* (tanto en zonas distales como en las proximales), estando asociados a altos tectónicos producidos, por ejemplo, por cabalgamientos ciegos.

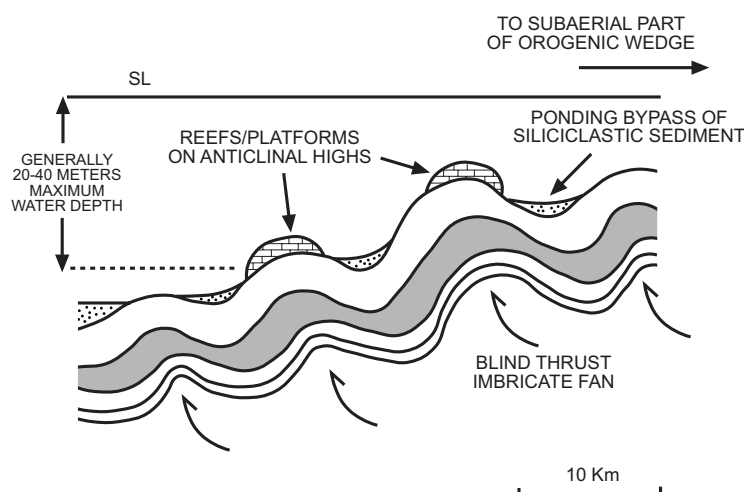


Fig.5.2. Corte esquemático de la parte proximal de un *foredeep* donde se desarrollan plataformas carbonatadas asociadas a anticlinales producidos por cabalgamientos ciegos (Dorobek, 1995).

El desarrollo de las plataformas carbonatadas en este contexto tectónico está fuertemente controlado por cambios en la subsidencia flexural y la migración del depocentro (Dorobek, 1995; Bosence, 2005). Ambos autores proponen además, que la geometría más común de estos sistemas en cuencas de antepaís corresponde a rampas homoclinales con perfiles retrogradantes. Sin embargo, esta afirmación no se cumple completamente en el Carbonífero de la Zona Cantábrica. Por ejemplo, en Picos de Europa y el Área del Cuera (zonas poco subsidentes y distales de los sistemas terrígenos) las grandes acumulaciones de carbonato se depositaron en plataformas elevadas sobre el fondo del mar, con taludes progradantes y de fuertes pendientes.

La zona de tras-umbral o (*backbulge*) se sitúa entre el umbral y el cratón. La subsidencia en ella es muy reducida, depositándose unidades muy poco potentes. Dominan

los sistemas deposicionales marinos someros y no marinos, con sedimentos de tamaño de grano fino, a causa de la gran distancia desde su área fuente principal en el cinturón orogénico.

5.2.- LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE LA ZONA CANTÁBRICA

Como se ha comentado a lo largo de este trabajo, la Zona Cantábrica se comportó como una cuenca de antepaís de tipo periférico durante el Carbonífero y constituye la parte más externa del orógeno Hercínico en la Península Ibérica. Se desarrolló en el margen N de Gondwana, como consecuencia de la colisión y subducción de este continente por debajo de Laurentia, provocando el cierre del océano Rheico (Fig. 5.3 y 5.4). Esta colisión continental, que generó una cordillera de varios miles de kilómetros de longitud y en la que se vieron implicados también varios microcontinentes, comenzó en el Macizo Ibérico en el tránsito Devónico medio-superior y se prolongó hasta el Carbonífero terminal/Pérmico inferior.

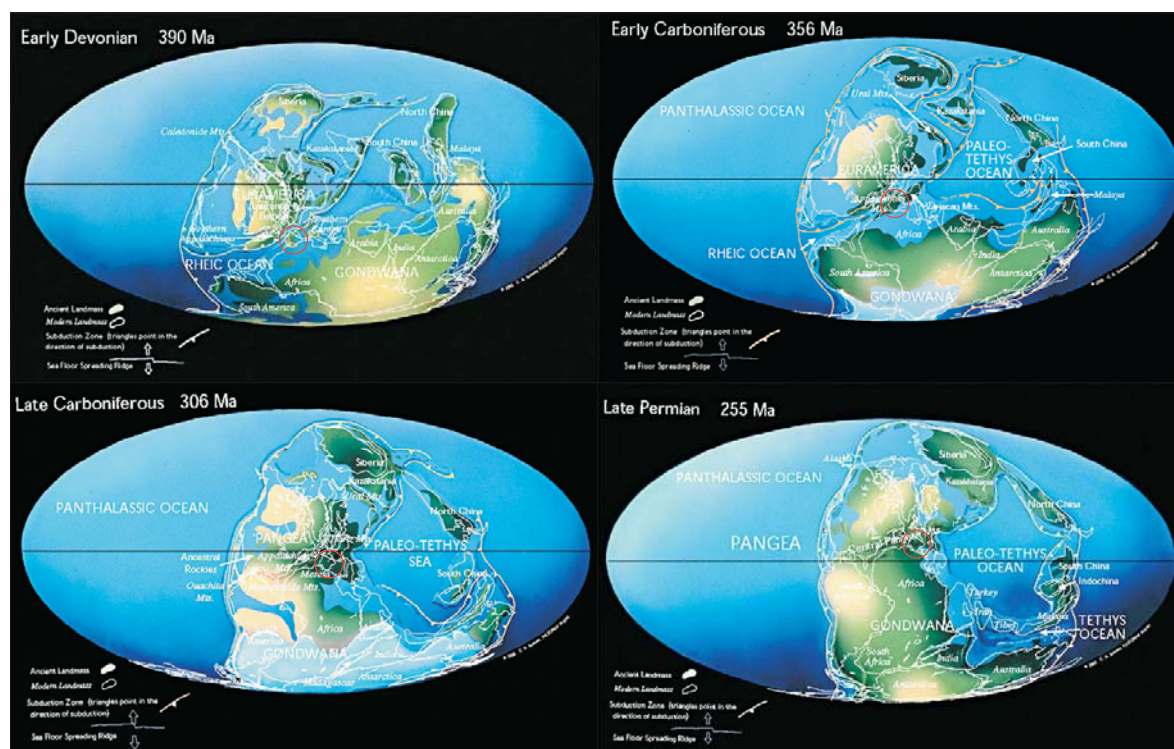


Fig. 5.3. Mapas paleogeográficos mostrando la posición de los continentes durante la Orogenia Hercínica. Nótese el cierre del Océano Rheico entre los continentes de Gondwana y Laurentia y la posterior formación del megacontinente de Pangea, rodeado por el Océano de Panthalassa. Con líneas amarillas se representan las principales zonas de subducción (los triángulos indican la dirección de la subducción). El círculo rojo indica la posición aproximada de la Península Ibérica. Imágenes tomadas de Scotese (2002).

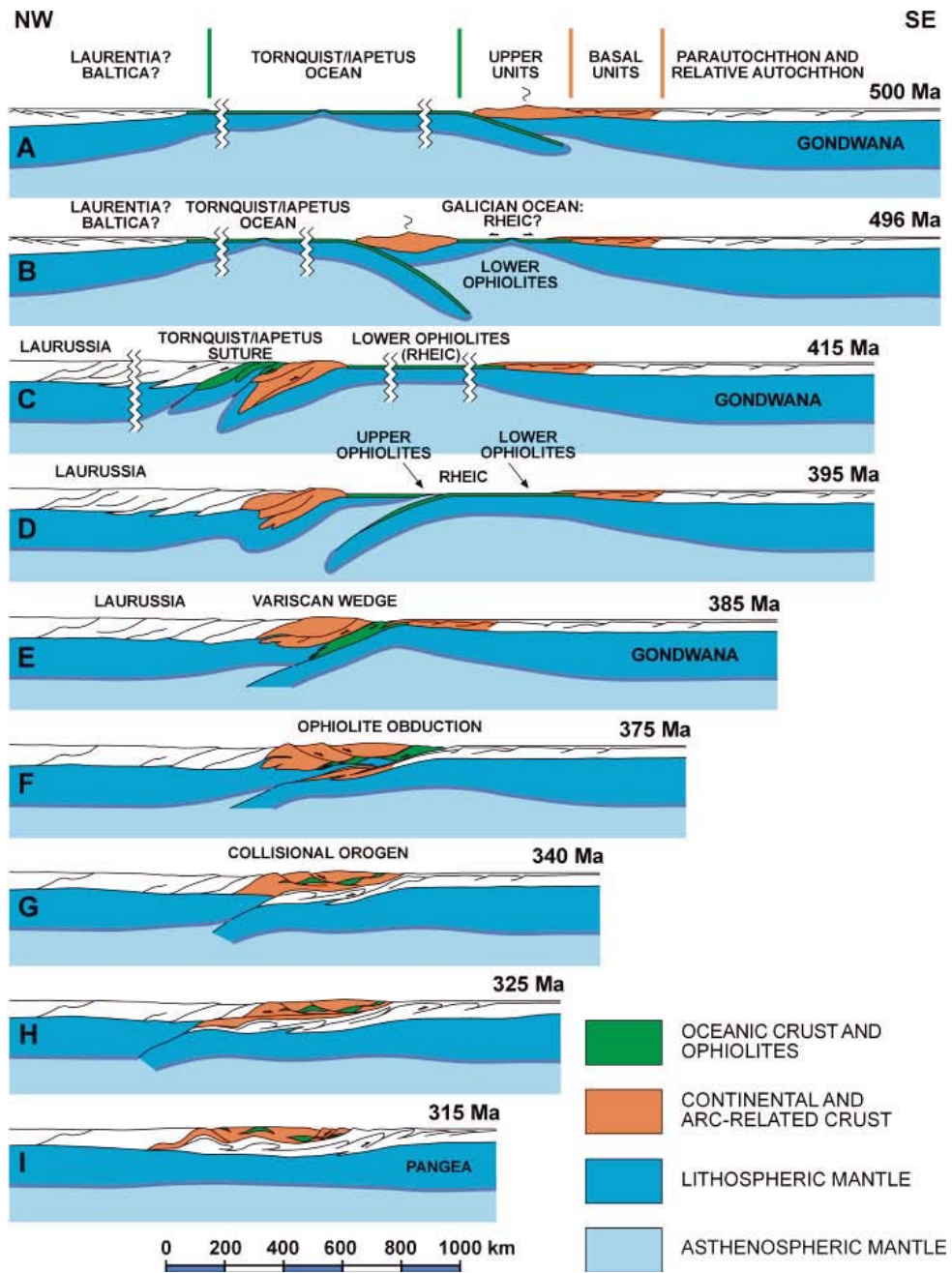


Fig. 5.4. Evolución de la colisión entre Gondwana y Laurentia desde el Cámbrico-Ordovícico hasta el Carbonífero superior (según Martínez-Catalán *et al.* 1997, 1999; Arenas *et al.* 2007;). Nótese que en el Devónico medio-superior (etapa E) la subducción de Gondwana por debajo de Laurentia provoca la transformación del margen pasivo de Gondwana en una cuenca de antepaís de tipo periférico.

5.2.1.- ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

El análisis cuantitativo de la subsidencia es una de las herramientas básicas en el estudio de este tipo de cuencas, ya que ésta controla en gran medida la creación del espacio de acomodación disponible. El análisis se ha llevado a cabo mediante el programa informático ANSUB diseñado por Soria (1995) y basado en el programa *Backstripping* de Allen y Allen (1990), utilizando la técnica de descompactación o *backstripping* (Steckler y Watts, 1978) y asumiendo un modelo de compensación isostática local de tipo *Airy*.

Se ha elaborado una curva de subsidencia en cada uno de los sectores estudiados. Para su realización, se han utilizado datos propios y datos recogidos de la bibliografía para las Fms Vegamián y Alba y el Grupo Sama del sector Piedrafita Lillo. En este análisis no se ha aplicado la corrección paleobatimétrica ya que asumimos que ésta debió de ser poco representativa.

El periodo de tiempo analizado abarca gran parte del Carbonífero, desde el Tournaisiense hasta el Myachkoviense inferior, siendo las edades absolutas las publicadas por Menning *et al.* (2006). Los datos de densidad, porosidad y coeficiente de disminución de la porosidad con la profundidad, necesarios para ejecutar el programa, son valores estándar y han sido tomados de varios trabajos, entre los que destacan Magara (1980), Sclater y Chistie (1980), Schmoker y Halley (1982), Bond y Kominz (1984), Stam *et al.* (1987) y Vergés *et al.* (1998). Para el cálculo de cada parámetro en las diferentes secuencias, se ha tenido en cuenta el porcentaje relativo de cada una de las litologías que las componen.

Las curvas de subsidencia obtenidas para los sectores Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera presentan una morfología convexa hacia arriba, típica de de las sucesiones depositadas en cuencas de antepaís dominadas por la subsidencia de tipo flexural (Fig. 5.5 y 5.6). Ambas muestran una gran similitud geométrica a las publicadas por Águeda *et al.* (1991) (Fig. 5.6). En las tres gráficas se observan dos etapas diferentes:

- 1) Tournaisiense-Visense (358-326,5 ma): corresponde a la etapa de tránsito entre las sucesiones pre y sinorogénicas, y representa la sedimentación condensada en el

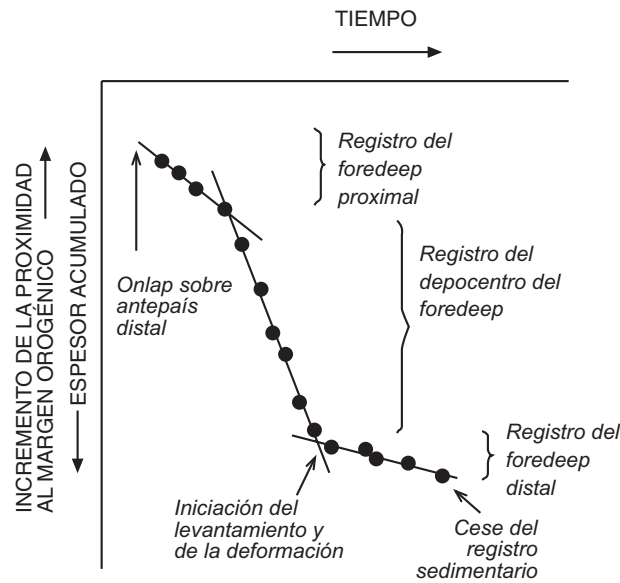
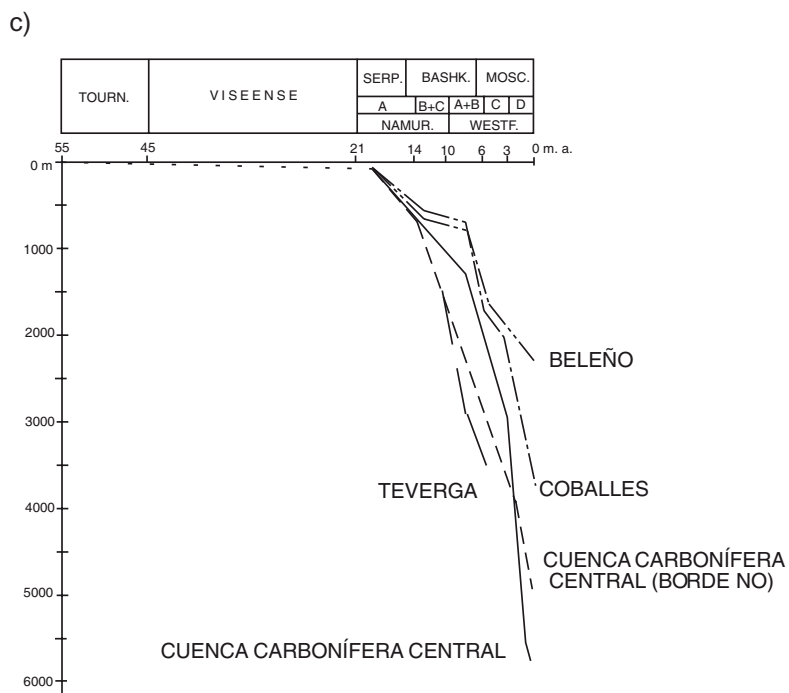
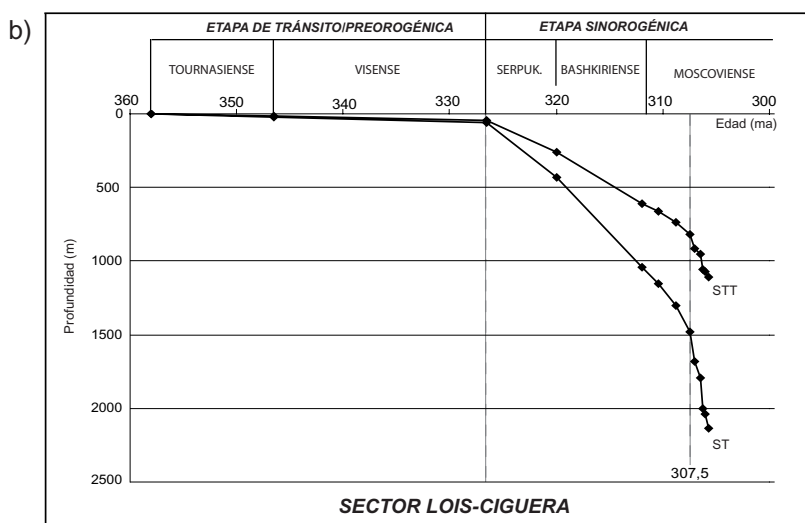
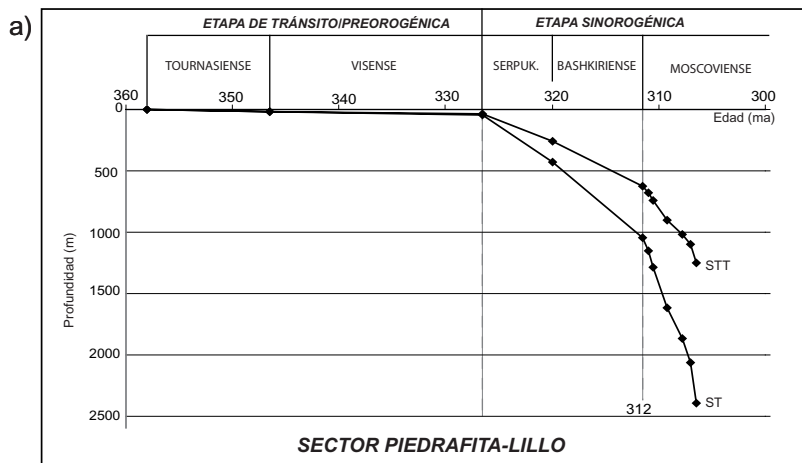


Fig.5.5. Curva de subsidencia sintética propuesta por Johnson *et al.* (1986) para las cuencas de antepaís.

foredeep distal. En ella, las curvas de subsidencia se mantienen prácticamente paralelas con el eje de abscisas indicando una etapa con escasa subsidencia en la cuenca.

2) Serpukhoviense-Moscoviense (326,5-305 ma): corresponde a la etapa sinorogénica de la cuenca sedimentaria, mostrando un incremento de pendiente considerable en las curvas de subsidencia, interpretado como una respuesta isostática de la litosfera para compensar las cargas tectónicas debidas al emplazamiento de los mantos (Homewood *et al.* 1986; Kelling, 1988; Vergés *et al.* 1998). Esta elevada tasa de subsidencia en la sucesión estudiada, hace suponer que durante todo el Pensilvaniense la cuenca estuvo sujeta a una continua deformación tectónica (Marcos y Pulgar, 1982).

Las curvas realizadas de la etapa sinorogénica muestran dos episodios de diferente pendiente en la subsidencia con carácter diacrónico dentro de esta etapa. En el sector Piedrafita-Lillo, el punto de inflexión se localiza a los 312 ma (límite Bashkiriense/Moscoviense), mientras que en el sector Lois-Ciguera se localiza a los 307,5 ma (Podolskiense superior), dentro de la Fm Calizas de Bachende y coincidiendo con la base de la secuencia T-R nº 5. Este diacronismo se interpreta como la migración de los depocentros de la cuenca, en función de su posición respecto al frente orogénico debido a



la propia dinámica de avance de los cabalgamientos. Este hecho se observa también a escala regional en las reconstrucciones palinspásticas realizadas por Águeda *et al.* (1991). En la Fig. 5.7 se observa como en el Viseense y Namuriense la sedimentación presenta características condensadas (tasa de subsidencia muy baja), debido a la situación del frente orogénico en posiciones muy alejadas hacia el W, correspondiendo este registro

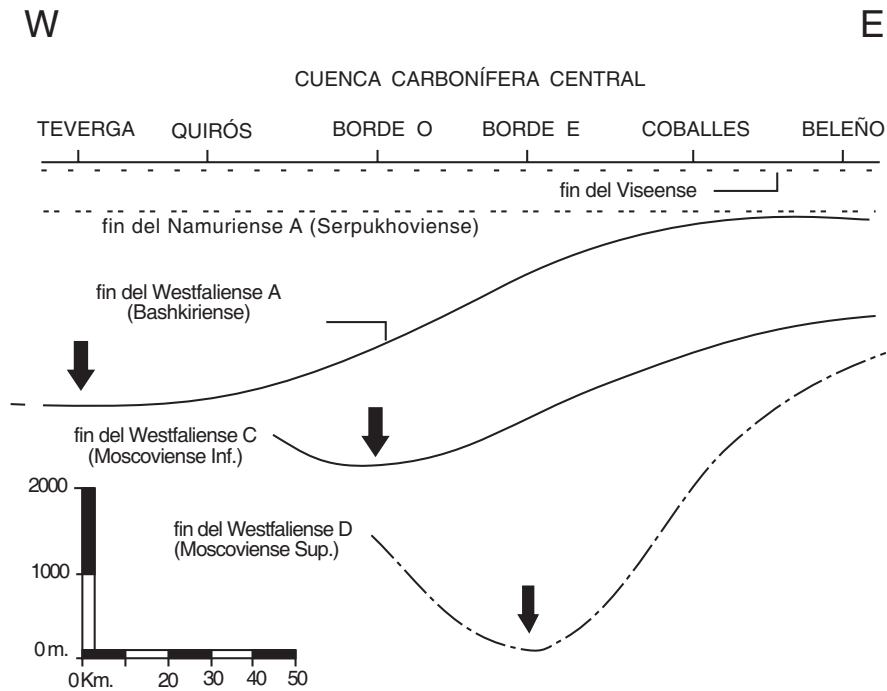


Fig.5.7. Perfil palinspástico O-E en el que se muestra la migración lateral hacia el E del depocentro deposicional durante el Namuriense Superior y Westfaliense (modificada de Agueda *et al.*, 1991).

Fig.5.6. (página contraria) a) y b) Curvas de subsidencia total (ST) y subsidencia tectónica (STT) elaboradas en este trabajo en el Grupo Lena de los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera. c) Curvas de subsidencia en la sucesión carbonífera de la Zona Cantábrica, modificadas de Águeda *et al.* (1991). En todas las gráficas se observan dos segmentos diferentes, uno horizontal correspondiente a la sucesión del *foredeep* distal (Tournaisiense-Viseense), y otro caracterizado por un pronunciado aumento en la pendiente correspondiente a la sucesión del *foredeep* proximal Serpukhoviense-Moscoviense.

sedimentario a partes más distales del *foredeep*. Ya en el Westfaliense se aprecia perfectamente el perfil asimétrico de cuenca de antepaís con el depocentro próximo al frente del cabalgamiento, y cómo estos depocentros migran de forma simultánea con los cabalgamientos hacia el E.

Klein y Kupperman (1992), mediante el análisis de la subsidencia en la parte central de la Cuenca Carbonífera Central, sugirieron que la evolución vertical que se observa de los ciclotemas de tipo Kansas a Illinois y Apalachense, es decir, el tránsito del Grupo Lena al Grupo Sama, es el resultado de un incremento en la deformación y la subsidencia de la cuenca, poniendo de manifiesto la fuerte influencia tectónica en la ciclicidad.

5.2.2.- EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRÁFICA. SÍNTESIS GENERAL

Como se ha comentado anteriormente, durante el Pensilvaniense y tras la colisión entre Gondwana y Laurentia, la Zona Cantábrica formaba parte de un gran cinturón montañoso (1.000 km de ancho y 5.000-7.000 km de longitud) denominado por Tabor y Poulsen (2008) como la Cordillera Central de Pangea. Este orógeno, con una orientación ecuatorial E-W, incluye los Montes Ouachita, Maratón y Apalaches en EEUU, la Cordillera del Atlas en África del Norte y la Cadena Hercínica en el Sur de Europa (Ziegler *et. al* 1997) (Fig. 5.8a). Aunque las altitudes de esta cadena montañosas son relativamente desconocidas, algunos trabajos sugieren alturas que oscilan entre los 2.000 y los 4.500 m (Becq-Giraudon *et al.* 1996; Ziegler *et. al* 1997). Esta elevada altitud, junto con las elevadas precipitaciones y la intensa circulación monzónica asociada a la gran extensión continental (Kutzbach y Gallimore, 1989; Tabor y Montañez, 2002), explican en cierta medida las altas tasas de denudación observadas en diferentes estadios de evolución de la cuenca.

La Península Ibérica ocupaba una posición ecuatorial en el Hemisferio Sur de la costa E de Pangea, formando parte de un extenso cinturón de turberas tropicales que se extendían desde el Oeste de EEUU hasta Europa. Sin embargo, la presencia de estas regiones tropicales, húmedas y cálidas, contrasta con el desarrollo de casquetes glaciares continentales en la zona más meridional del continente de Gondwana (Fig. 5.8b).

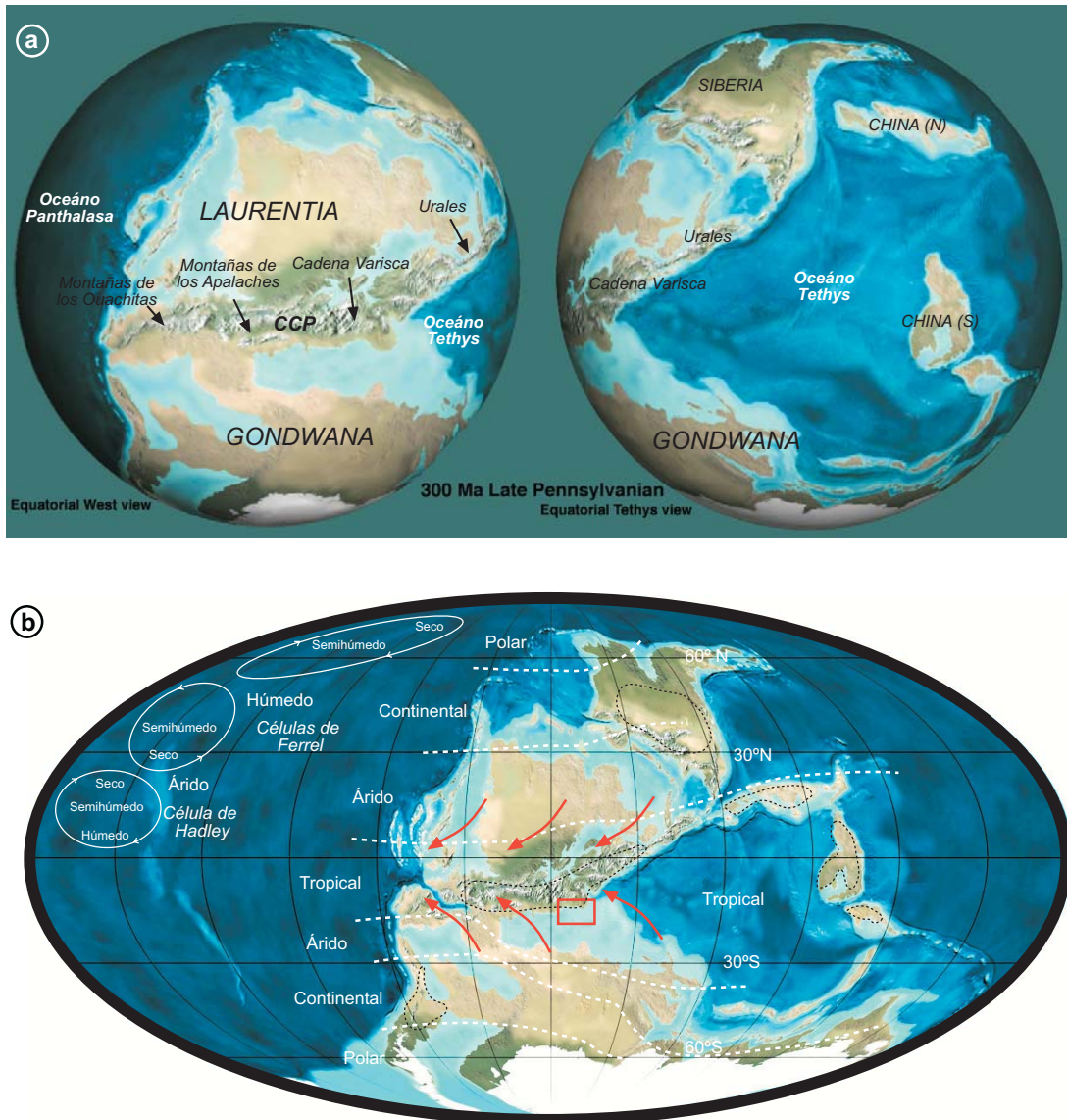


Fig. 5.8. a) Reconstrucción de la Tierra y distribución de océanos y continentes hace 300 Ma. CCP: Cordillera Central de Pangea. b) Características paleoclimáticas durante el Pensilvaniense. El rectángulo rojo indica la posición aproximada de la Península Ibérica en latitudes tropicales con un clima húmedo y cálido. El color azul oscuro representa zonas marinas profundas, mientras que el azul claro representa plataformas continentales someras, donde tuvo lugar la precipitación de carbonato. Las áreas emergidas están indicadas con tonalidades verdes y marrones, mientras que los glaciares continentales desarrollados al S de Gondwana están representados con color blanco. Las áreas de trazado discontinuo color negro indican los principales depósitos de carbón formados a lo largo del ecuador. Las flechas rojas indican la dirección de los vientos aliseos. Las células atmosféricas situadas a la izquierda de la imagen están basadas en Soreghan (1994). Imagen modificada de Crowley y North (1991), Scotese (2002) y Blakey (2003).

A finales del Pensilvaniense, la configuración de las grandes masas de agua era muy diferente a la actual, estando divididas en dos grandes dominios: el Océano de Panthalassa, de gran extensión, y el Océano Tethys, que prácticamente dividía Pangea por el ecuador en dos hemisferios diferentes. Numerosos mares epeiricos inundaban los márgenes de Pangea, donde tuvo lugar el depósito de abundantes sistemas carbonatados, asociados muchas veces a episodios de *up-welling* costeros (ver Della Porta, 2003).

La evolución paleogeográfica de la cuenca de antepaís carbonífera en la Zona Cantábrica está íntimamente ligada con la evolución tectónica de la Orogenia Hercínica. Ha sido tratada en detalle en numerosos trabajos previos, como por ejemplo Marcos y Pulgar (1982), Salvador (1989), Bahamonde (1990), Fernández (1990), Águeda *et al.* (1991), Barba (1991), Colmenero *et al.* (1993), Barba y Colmenero (1994), Fernández (1995), Colmenero *et al.* (2002), entre otros. La mayor parte de estos autores coinciden en establecer

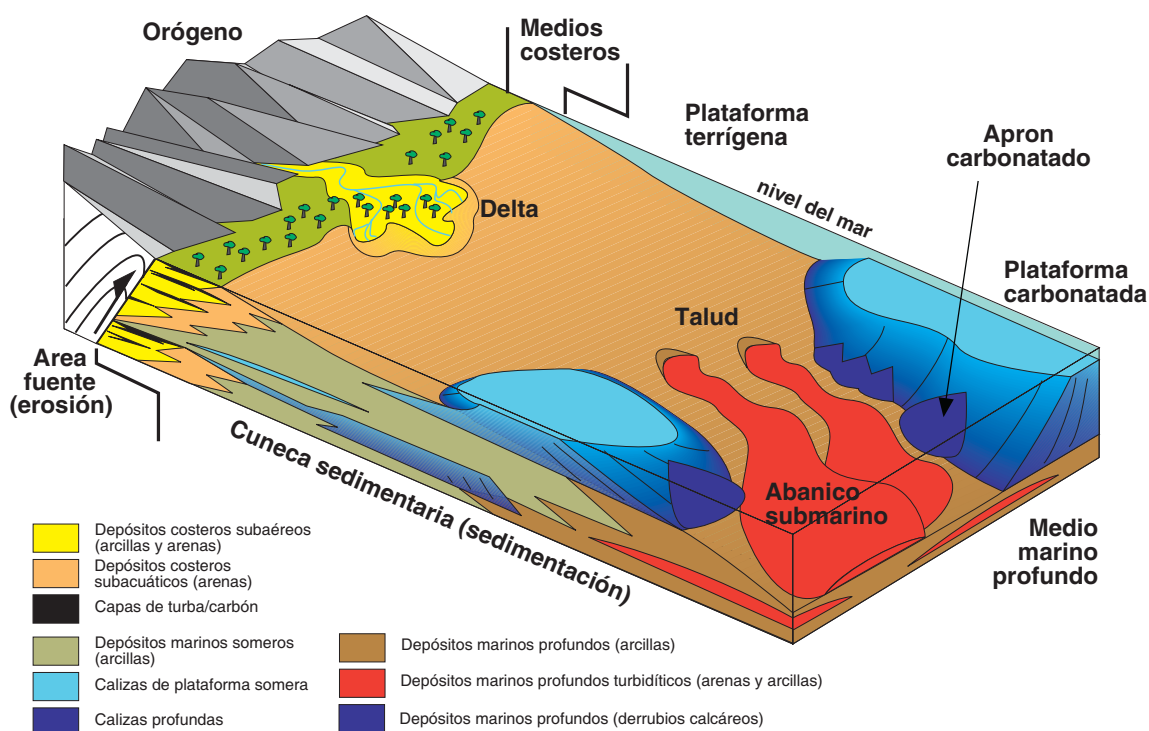


Fig.5.9. Modelo sedimentario general para un borde activo de la cuenca durante el Westfaliense, indicando las asociaciones de facies en diferentes áreas de la misma. Tomada de Fernández (1995), basada en Águeda *et al.* (1991).

un modelo evolutivo muy similar para explicar el relleno de la cuenca: básicamente se trata de una superposición de cuñas clásticas, más modernas hacia el núcleo del Arco Astúrico, acompañada de una migración en esa misma dirección de los cinturones de facies más proximales (facies costeras generadoras de carbón) sobre las distales (plataforma siliciclástica y carbonatada). El modelo deposicional elaborado por estos autores, aunque se basa únicamente en la sucesión del Moscoviense superior de la Cuenca Carbonífera Central y del Manto del Ponga, es fácilmente extrapolable a otras sucesiones cíclicas de la Zona Cantábrica. En el borde más próximo al orógeno (zona altamente subsidente), tuvo lugar el depósito de potentes acumulaciones terrígenas asociadas al desmantelamiento de las unidades cabalgantes emplazadas. La sedimentación de este material siliciclástico se produjo fundamentalmente en medios marinos someros (deltas y abanicos costeros), que conectaban el continente con una extensa plataforma marina. En esta plataforma esencialmente lutítica, en las posiciones laterales y distales de las entradas de terrígenos, se acumularon bancos de algas y plataformas carbonatadas dispersas (Fig. 5.9). El avance de la deformación, con la progresiva incorporación de las partes más proximales de la cuenca a la cuña orogénica (procesos de reciclaje o canibalísticos), provocó la migración de los depocentros y de todos los sistemas sedimentarios hacia el E y la paulatina reducción de la cuenca sinorogénica a lo largo del Carbonífero.

La Zona Cantábrica muestra la evolución típica de las cuencas de antepaís periféricas descrita en numerosas publicaciones. De esta manera, se pueden distinguir varias etapas durante el relleno sinorogénico de la misma (ver Comenero *et. al* 1993 y 2002), correspondientes en cierta medida a los conjuntos de secuencias definidos en este trabajo (Figs. 5.10 y 5.11). Este hecho supone una aceptación de que la tectónica (emplazamiento de mantos, variaciones en la subsidencia, etc.) ejerció un mayor control en la sedimentación, produciendo transgresiones y regresiones que condicionaron el desarrollo de las distintas secuencias y conjuntos de secuencias. A su vez, estas oscilaciones del nivel del mar, se vieron modificadas, amplificadas o disminuídas, por las variaciones glacioeustáticas de carácter global, registradas también en otras cuencas carboníferas de Europa occidental.

Durante el Serpukhoviense la cuenca de antepaís se caracterizó por presentar una sedimentación marina profunda (turbiditas terrígenas) en el surco de antepaís o *foredeep*, características típicas de cuencas sedimentarias no colmatadas. Estos materiales están representados por la parte inferior del Grupo Prioro y la Fm Olleros, y se encuentran rodeados por las calizas de la Fm Barcaliente, que como se comentó con anterioridad, tienen un origen controvertido, pudiendo representar depósitos de una plataforma somera e hipersalina o calizas depositadas en una cuenca profunda (ver Colemenero *et al.* 2002).

Tras un avance hacia el E del frente orogénico, en el Bashkiriense la situación paleogeográfica se modificó sustancialmente al ser reemplazados los carbonatos de la Fm Barcaliente por material terrígeno en muchos de los dominios. Fernández (1990) reconoció la existencia de tres depozonas en la cuenca: un surco *foredeep*, un umbral *forebulge* y una cuenca tras umbral. Mientras que en el surco interno, localizado ahora en posiciones más avanzadas, continuó dominando la sedimentación turbidítica (Turbiditas de San Pedro, Fm Cervera, Miembro Pinos de la Fm San Emiliano etc.), hacia el antepaís se desarrolló un umbral intermedio caracterizado por la sedimentación de las calizas de la Fm Valdeteja en la Unidad de la Sobia-Bodón, que formaba una barrera e impedía el paso de material siliciclástico hacia la cuenca. Fernández (1990) propuso que el levantamiento de este umbral se produjo como consecuencia de una tectónica no aflorante (cabalgamientos ciegos, anticlinales etc.) que generó altos topográficos donde se favorecía la precipitación de carbonato. La cuenca tras-umbral, situada por detrás del *forebulge*, corresponde a una área muy extensa y deprimida, dominada por la sedimentación terrígena, cuya batimetría aumentaba hacia el E hasta alcanzar profundidades de 500-600 m en los afloramientos de la Sierra del Cuera (Bahamonde *et al.* 1997; Della Porta, 2003). Esta zona está representada por las Fms Fresnedo y Lutitas de Lois en la Cuenca Carbonífera Central y por la Fm Ricacabiello en el Manto del Ponga. Las primeras se interpretan como cuñas lutíticas del prodelta, mientras que la Fm Ricacabiello es interpretada como una sucesión de carácter condensado, depositada en zonas protegidas y en las partes más distales de los sistemas deltaicos (Sjerp, 1967; Bahamonde, 1990). En la zona tras-umbral, la existencia de cabalgamientos subcutáneos también favoreció el desarrollo de altos topográficos y la precipitación de carbonato. Un ejemplo de éstos es el depósito de la Fm

Calizas de Yordas, interpretadas como una plataforma carbonatada somera, aislada y discontinua dentro la plataforma siliciclástica. En zonas distales y laterales a los sistemas terrígenos que introducían el material en la cuenca, tuvo lugar el desarrollo de potentes plataformas carbonatas (Unidad de Picos de Europa y Área del Cuera).

Durante el Vereyense la Zona Cantábrica se caracterizó por una progradación generalizada de W a E de los sistemas siliciclásticos (Mb Candeluela de la Fm San Emiliano de la Unidad de la Sobia-Bodón, Fm Beleño en el Manto del Ponga, etc.), siendo sepultadas las plataformas carbonatas de la Fm Valdeteja en la Unidad de la Sobia-Bodón, que actuaban como barrera impidiendo la expansión de los sedimentos terrígenos en toda la Zona Cantábrica. En este intervalo de tiempo (tránsito Bashkiriense/Moscoviense), en el sector Piedrafita-Lillo se registra un incremento notable en la tasa de subsidencia, interpretado como una respuesta a la migración hacia el E del depocentro de la cuenca, motivado a su vez por el avance del frente de deformación. En este sector de la Cuenca Carbonífera Central tuvo lugar el depósito de las Calizas de Peña Redonda (Fm Levinco). Se trata de calizas micríticas submareales que forman *mounds* de grandes dimensiones, que se acuñan rápidamente dando lugar a cambios laterales de facies muy espectaculares entre los materiales terrígenos y los carbonatados, como los observados en las cercanías de las localidades de Puebla de Lillo y Río Aller. En el Área del Cuera y en Picos de Europa, se mantuvo la sedimentación carbonatada en plataformas elevadas sobre el fondo marino, mostrando ambas zonas diferencias en la arquitectura estratigráfica (procesos de agradación y progradación) atribuidas fundamentalmente a variaciones en la tasa de subsidencia (ver Bahamonde *et al.* 2007).

Durante el Kashiriense inferior/medio, la cuenca se encontraba parcialmente colmatada y se caracterizó por una sedimentación marina somera generalizada, continuando el predominio de sedimentación terrígena. Durante esta etapa, en los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois Ciguera se acumularon las Fms Levinco, Llanón y Peña Neblera, formadas por una sucesión de materiales deltaicos que presentan en su mitad inferior intercalaciones de calizas de espesor variable. Estas últimas se interpretan como depositadas en rampas carbonatadas de escasa pendiente durante momentos transgresivos

y de mar alto, cuando el aporte de material terrígeno era muy reducido y limitado a las zonas más proximales de la cuenca. En el sector Piedrafita-Lillo las calizas predominantes son micríticas bioconstruidas y submareales, de color oscuro, ricas en nódulos de chert, mientras que en Lois-Ciguera, aparecen importantes acumulaciones de calizas *grainstone*, que alcanzarán su mayor desarrollo en la siguiente etapa, con el depósito del miembro inferior y transgresivo de la Fm Calizas de Bachende. La diferencia en las características energéticas de las facies entre ambos sectores, indica posiblemente una menor paleobatimetría en el sector Lois-Ciguera, asociada a la propia geometría de las plataforma, a un alto topográfico heredado o con un levantamiento flexural de la litosfera en posiciones del antepaís.

Durante el Kashiriense superior se produjo una transgresión glacioeustática de carácter global, registrada en numerosas cuencas carboníferas europeas y en el *Midcontinent* americano (Fig. 4.27 y 4.29). Esta etapa se caracteriza por el predominio de calizas en toda la Zona Cantábrica: en Picos de Europa continuó el desarrollo de una plataforma carbonatada estable (Fm Picos de Europa), en el sector Aller-Nalón se depositó la Caliza de la Pumarada, en Piedrafita-Lillo la Caliza de la Cervatina, en Lois-Ciguera el tramo inferior de la Fm Calizas de Bachende y en el Manto del Ponga, la Fm Escalada I (Bahamonde *et al.* 2009).

El Podolskiense se caracteriza por una etapa relativamente homogénea y estable dentro de la cuenca. Mientras que en los sectores más occidentales de la Cuenca Carbonífera Central tiene lugar el depósito de la Fm Tendeyón, Caleras y Generalas (sucesión cíclica de materiales terrígenos y carbonatados en la que las calizas desaparecen hacia el techo), en Lois-Ciguera y el Manto del Ponga sigue teniendo lugar el desarrollo de plataformas carbonatadas elevadas sobre el fondo marino (Fms Calizas de Bachende y Escalada respectivamente), en las que se registran esporádicas intercalaciones terrígenas asociadas a las oscilaciones glacioeustáticas durante la ciclicidad de alta frecuencia. Además, esta etapa coincide con un incremento notable de la subsidencia en el sector Lois-Ciguera, indicando el progresivo desplazamiento del depocentro de la cuenca hacia el E a lo largo del Westfaliense.

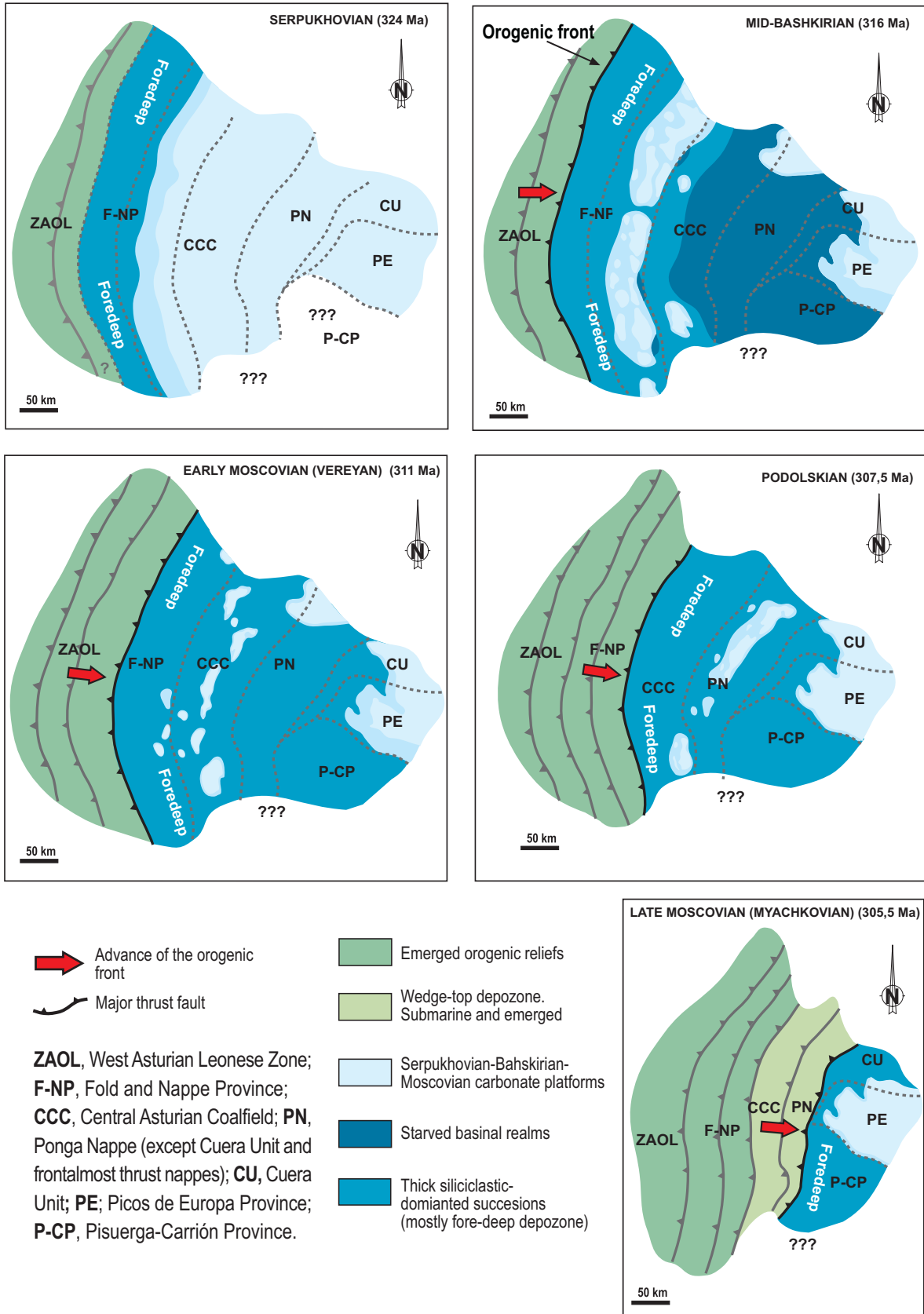


Fig. 5.10. Mapas paleogeográficos mostrando la evolución tectono-sedimentaria de la Zona Cantábrica. Modificados de Merino-Tomé *et al.* (2009b).

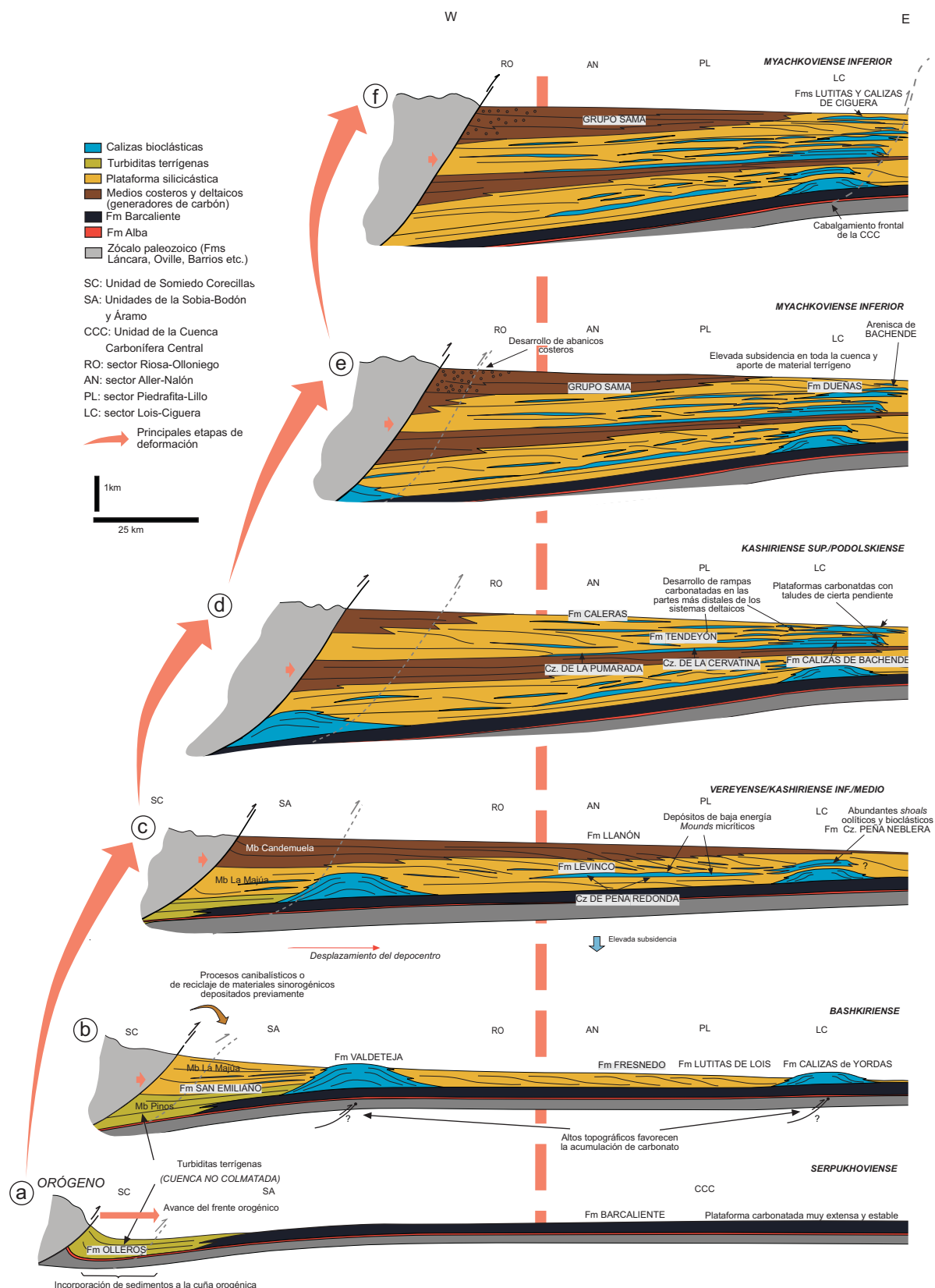


Fig. 5.11 Cortes esquemáticos mostrando la evolución tectónica y el relleno de la cuenca sedimentaria durante el Serpukhoviense, Bashkiriense y Moscoviense (Namuriense y Westfaliense). Nótese la representación no realista del cinturón de cabalgamientos y su relación con el *foredeep* adyacente.

El tránsito Podolskiense-Myachkoviense refleja un importante cambio paleogeográfico en la cuenca. Su tamaño se ha reducido considerablemente debido al emplazamiento de las Unidades de la Sobia-Bodón y Somiedo-Correcillas, que se incorporan a la cuña orogénica con el consiguiente reciclado de sus materiales sinorogénicos previos. En este intervalo además, se conservan por primera vez sedimentos de abanicos aluviales localizados en el sector de Riosa-Olloniego y Aller-Nalón. En el Manto del Ponga tiene lugar el tránsito de la Fm Escalada I a II (Bahamonde *et al.* 2009), en Piedrafita-Lillo se produce el tránsito entre las facies del Grupo Lena y el Grupo Sama, y en Lois-Ciguera se registra una importante discontinuidad (Arenisca de Bachende), que marca el inicio de una nueva etapa de sedimentación terrígena.

La parte basal del Myachkoviense supone una nueva progradación generalizada de los sistemas terrígenos en toda la cuenca. En el sector Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo se depositan las facies productoras de carbón del Grupo Sama, en ambientes sedimentarios que varían desde deltaicos a abanicos aluviales costeros. En Lois-Ciguera tiene lugar el depósito de la Fm Lutitas y areniscas de Dueñas, interpretada como sedimentos del frente deltaico y prodelta. Por encima de estos niveles, tiene lugar una nueva etapa transgresiva con sedimentación carbonatada generalizada en las zonas paleogeográficamente más distales: continua la plataforma carbonatada de la Unidad de Picos de Europa, en el Manto del Ponga se sedimenta la Fm Escalada II y la Fm Fito (Bahamonde *et al.* 2010) y en el sector Lois-Ciguera tiene lugar la Fm Calizas de Ciguera. Con posterioridad a estos depósitos, una nueva etapa de progradación deltaica vuelve a sepultar las plataformas carbonatas previas, depositándose en este último lugar la Fm Lutitas de Ciguera, que representa sucesión deltaica más proximal observada en el sector Lois-Ciguera.



CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

6.- CONCLUSIONES

Aunque las conclusiones generales de este trabajo se han ido exponiendo a lo largo de los capítulos anteriores, a continuación se realiza una breve recopilación de las más relevantes:

Estratigrafía

La sucesión estratigráfica del Grupo Lena en Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera ha sido dividida en una serie de unidades litoestratigráficas con rango de formación, cartografiables a escala 1:20.000, y en las que, en algunos casos, se han definido miembros y capas de carácter informal.

El Grupo Lena en el sector Piedrafita-Lillo tiene una potencia aproximada de 4.000 m y presenta una buena correlación con las partes centrales de la Cuenca Carbonífera Central. En él se han distinguido cuatro formaciones, que de muro a techo son: Fm Fresnedo (Bashkiriense), Fm Levinco (Vereyense/Kashiriense inferior), Fm Llanón (Kashiriense) y Fm Tendeyón (Kashiriense/Podolskiense). Las Fms Levinco y Tendeyón incluyen los miembros Caliza de Peña Redonda y Caliza de la Cervatina, respectivamente.

La sucesión del Grupo Lena en el sector Lois-Ciguera presenta un espesor cercano a los 2.000 m y se caracteriza por presentar un alto contenido en carbonatos, algo que lo diferencia de otros sectores de la Cuenca. Ha sido dividida en siete formaciones, que de muro a techo son: Fm Lutitas de Lois (Bashkiriense), Fm Calizas de Yordas (Bashkiriense), Fm Calizas de Peña Neblera (Vereyense/Kashiriense), Fm Calizas de Bachende (Kashiriense superior/Myachkoviense), Fm Lutitas y areniscas de Dueñas (Myachkoviense), Fm Calizas de Ciguera (Myachkoviense) y Fm Lutitas de Ciguera (Myachkoviense). La Fm Calizas de Bachende ha sido dividida en un miembro inferior, uno intermedio y otro superior, mientras que en la Fm Calizas de Ciguera se han diferenciado únicamente un miembro inferior y otro superior.

Sedimentología

Se han descrito e interpretado un total de treinta y tres facies, agrupadas en dos sistemas sedimentarios y siete asociaciones de facies diferentes, que son:

-Sistemas deltaicos: deltas fluviales con influencia mareal, donde además, tuvieron cierta importancia los depósitos generados por avenidas catastróficas, generalmente relacionados con eventos climáticos. Están formados por las asociaciones de llanura deltaica, frente deltaico y prodelta/plataforma siliciclástica, siendo las dos últimas los depósitos más comunes en la zona de estudio.

- Sistemas de plataforma carbonatada: estaban conectados con los sistemas deltaicos hacia el W. La geometría dominante de estos sistemas es de rampa carbonatada, presentando bajas pendientes de depósito y registrando cíclicas invasiones de material terrígeno. Sin embargo, en la Fm Calizas de Bachende, estos materiales constituyeron plataformas elevadas sobre el fondo marino, con desarrollo de taludes sedimentarios de cierta inclinación. En función de sus características energéticas, se han diferenciado las siguientes asociaciones de facies: plataforma interna, media y externa, y margen de plataforma y talud sedimentario.

En el análisis sedimentológico realizado, se ha descrito un nuevo organismo de carácter problemático, *Loisphyllum bachendensis*, nov. gen. nov. sp., encontrado en la Fm Calizas de Bachende. Debido a la ausencia de criterios diagnósticos, se ha propuesto incluirlo dentro del grupo artificial de las algas filoides, cercano a la familia de las Peyssonneliaceae.

Estratigrafía secuencial y ciclicidad

La sucesión estudiada forma una megasecuencia granocreciente, progradante y regresiva de 2º orden, correspondiente al relleno de la cuenca sedimentaria, que está formada por cinco conjuntos de secuencias. Cada uno de ellos está constituido por la superposición de secuencias transgresivas-regresivas (T-R) de 3^{er} y 4º orden, integradas a su vez, por numerosos ciclos o secuencias de alta frecuencia (5º orden).

En el sector Piedrafrita-Lillo se han diferenciado cuatro secuencias T-R, con duraciones que oscilan entre los 0,33 ma y 1,2 ma. La secuencia 1 forma parte del conjunto de secuencias 1 (Bashkiriense); las secuencias T-R 2, 3 y 4 integran el conjunto de secuencias 2 (Vereyense/Kashiriense inferior), mientras que las secuencias 5 y 6 forman el conjunto 3, de edad Kashiriense superior/Podolskiense.

En Lois-Ciguera se han definido nueve secuencias T-R, con duraciones que oscilan entre los 0,92 y 0,23 ma. La secuencia 1 vuelve a integrar el conjunto de secuencias 1 (Bashkiriense), las secuencias 2 y 3 constituyen el conjunto 2 (Vereyense/Kashiriense inferior); las secuencias 4, 5, 6 y 7 forman el conjunto 3 (Kashiriense superior/Myachkoviense) y las secuencias 8 y 9 constituyen el conjunto de secuencias 4, de edad Myachkoviense.

El estudio en detalle de la ciclicidad de alta frecuencia (5^o orden eustático) ha permitido definir varios tipos de ciclos en función de su litología dominante:

- Ciclos siliciclásticos.
- Ciclos mixtos, formados por material terrígeno y carbonatado, y a su vez, divididos en ciclos con calizas transgresivas y ciclos con calizas transgresivas y regresivas.
- Ciclos carbonatados, diferenciados en ciclos de alta energía, submareales y submareales profundos.

Todos estos ciclos, se han agrupado en 5 categorías diferentes: ciclos de 15 a 30 ka, ciclos de 30 a 45 ka, ciclos de 100 a 120 ka, ciclos de 60 a 90 ka y ciclos con periodicidades cercanas a los 180-200 ka. Las tres primeras categorías corresponden con los ciclos orbitales de precesión (17-21 ka), de oblicuidad (34-44 ka) y de excentricidad (100-110 ka) propuestos para el Carbonífero, mientras que los dos últimos son de origen desconocido y no pueden ser explicados únicamente mediante un control glacioeustático.

Un rasgo característico en ambos sectores, es que la periodicidad de todas las secuencias (tanto las de rango mayor como menor) aumenta a lo largo del Moscoviense,

coincidiendo también con un aumento de pendiente en las curvas de subsidencia elaboradas, indicando que ésta, influenciada por el avance hacia el E del frente de deformación, pudo jugar un papel muy importante en el desarrollo de la ciclicidad.

La continuidad lateral de los ciclos de 5º orden es de escala kilométrica, sugiriendo un fuerte control glacioeustático, aunque se ha comprobado que alguno de los ciclos se acuña lateralmente y de forma más o menos rápida hasta desaparecer. Este último hecho, se asocia con la topografía irregular del fondo marino, motivada fundamentalmente por la geometría monticular de las facies micríticas bioconstruidas.

En Piedrafita-Lillo los ciclos muestran un espesor medio de 17,8 m (n=146), mientras que en Lois-Ciguera es de 12,12 m (n=209). Esta diferencia de espesor se atribuye a la mayor presencia en Piedrafita-Lillo de material terrígeno, que constituye por norma general ciclos más potentes, donde las lutitas varían fuertemente de espesor y las areniscas se mantienen más o menos constantes.

A partir de las diferentes escalas temporales observadas en las secuencias, se interpreta que la arquitectura estratigráfica de la sucesión estuvo fuertemente controlada por la subsidencia y las progradaciones de cuñas clásticas desde el continente, aunque las variaciones glacioeustáticas, asociadas al hielo y deshielo de los glaciares continentales de Gondwana, tuvieron también cierta importancia en el desarrollo de las secuencias T-R y los ciclos de alta frecuencia.

Análisis de cuencas. Síntesis sedimentaria

La sedimentación del Grupo Lena tuvo lugar en las partes más distales del *foredeep* en una cuenca de antepaís periférica, desarrollada en el margen N de Gondwana durante la orogenia Hercínica. Las curvas de subsidencia elaboradas, muestran dos etapas diferentes en el relleno de la cuenca durante el carbonífero:

a) Tournaisiense-Visense: representa la sedimentación condensada en el *foredeep* distal y se caracteriza por una subsidencia muy reducida, correspondiendo a la etapa de tránsito entre las sucesiones pre y sinorogénicas.

b) Serpukhoviense-Moscoviense: corresponde a la etapa sinorogénica en esta parte de la cuenca sedimentaria y se caracteriza por un incremento considerable en la pendiente de las curvas, como respuesta al hundimiento flexural de la litosfera tras el emplazamiento de cargas tectónicas en el frente orogénico. Las curvas, en los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, muestran dos episodios de subsidencia diferentes y de carácter diacrónico, algo que se ha interpretado como respuesta a una migración del depocentro de la cuenca en función de su posición respecto al frente orogénico.

Durante el Serpukhoviense, en la Zona Cantábrica se desarrolló un surco profundo, paralelo a línea de costa, con sedimentación turbidítica que enlazaba hacia la cuenca con las calizas de la Fm Barcaliente. Durante el Bashkiriense, se identifica además la presencia de un umbral carbonatado (Fm Valdeteja) y una cuenca tras umbral, formada por depósitos fundamentalmente lutíticos (Fm Fresnedo y Fm Lutitas de Lois) con desarrollo aislado y esporádico de calizas (miembro Calizas de Yordas). Durante el Moscoviense inferior, la cuenca se encontraba colmatada parcialmente. El umbral es sobrepasado y sepultado por la progradación de material terrígeno desde el continente, depositándose en el *foredeep* potentes sucesiones cíclicas de material terrígeno y carbonatado de carácter marino somero (Grupo Lena). En el Podolskiense/Myachkoviense, tiene lugar en el sector Piedrafita-Lillo el tránsito gradual entre el Grupo Lena y Grupo Sama, mientras que en las partes más distales de la Cuenca, en Lois-Ciguera, continuó la sedimentación del Grupo Lena a lo largo del Myachkoviense inferior.

A photograph of a mountain range with a prominent peak, overlaid with a semi-transparent text box containing the chapter title. The mountain is rugged and rocky, with some green vegetation on the lower slopes. The sky is clear and blue.

CAPÍTULO 7

**REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS**

7.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S. y Guilford, C.** (1984): *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Logman, 1º Eds., 104 pp.
- Adaro, L. De** (1926): atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana. *Publ. Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid, 14: 9-79.
- Adaro, L. De** (1914): Emplazamiento de sondeos para investigar la prolongación de las series hulleras por debajo de los terrenos mesozoicos. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, XIV, 9-79.
- Águeda, J. A., Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Salvador, C.I., Barba, P. y Barba, F.J.** (1986-1987): Facies generadoras de carbón en el Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Acta Geol. Hispanica*, 21-22: 131-139.
- Águeda, J. A., Bahamonde, J. R., Barba, F. J., Barba, P., Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Salvador, C.I y Vera, C.** (1991): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (2): 325-333.
- Ahr, W. M.** (1973): The Carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 23: 221-225.
- Aigner, T. y Reineck, H.** (1982): Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senck. Marit.*, 14: 183-215.
- Allen, P.A. y Allen, J.R.L.** (1990): *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 451 pp.
- Allen, P.A., Homewood, P. y Williams, G.D.** (1986): Foreland basins: an introduction. En: *Foreland Basins* (Allen, P.A. y Homewood, P., Eds). *IAS Spec. Publ.*, 8: 3-12.
- Aller Manrique, J. A.** (1986): *La estructura del sector meridional de las Unidades del Áramo y Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Consejería de Industria y Energía. Principado de Asturias. 180 pp.
- Alonso-Herrero, E.** (1981): Estudio geológico de la zona Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, 43-44, 30 pp.

- Alonso, J. L. y Marcos A.** (2001): Modelización estructural del área de Salamón. Universidad de Oviedo, informe interno de Siemcalsa (inédito).
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A.** (2006): Structure and organization of the Porma mélangé: Progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *Am. Jour. Sci.*, 306: 32-65.
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A.** (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 4: 451-473.
- Álvarez-Marrón, J. y Pérez-Estaún, A.** (1990): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 79 (Puebla de Lillo)*. Segunda serie (Magna), primera edición, 60 pp.
- Aramburu, C.** (1989): *El Cambro-Ordovícico de La Zona Cantábrica (N.O. de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, (inédita), 531 p.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P. and Gómez-Barreiro, J.** (2007): Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): distribution, characteristics and meaning. En *4-D framework of continental crust* (Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. y Martínez Catalán, J.R., Eds.), Geol. Soc. Am. Memoir 200, 425-444.
- Babcock J.A.**(1986): The puzzle of alga-like problematica, or rummaging around in the algal wastebasket. En *Problematic Fossil Taxa* (Hoffman A. y Nitecki M.H., Eds.), Oxford Univ. Press, Oxford, 12–26.
- Bahamonde, J. R.** (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero medio y superior de la Región del Manto del Ponga, (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, (inédita), 215 p.
- Bahamonde, 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. y Colmenero, J.R.** (1993): Análisis estratigráfico del Carbonífero medio y superior del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Trab. Geol.*, Univ. de Oviedo, 19: 155-193.
- Bahamonde, J. R., Colmenero, J. R. y Heredia, N.** (1988): Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero Superior de la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5: 48-50.

- Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. y Carmen, V.** (1997): Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sed. Geol.*, 110: 99-122.
- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O. y Heredia, N.** (2007): A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology*, 198: 167-193.
- Bahamonde, J.R., Della Porta, G. y Merino-Tomé, O.** (2009): *Ice-house carbonate cycles in a pennsylvanian carbonate platform of the Cantabrian Zone (The Escalada Fm., Northern Spain)*. 27th IAS meeting, Alghero, Italia.
- Barrois, Ch.** (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice. Mem. Soc. Geol. Nord., 2 (1): 630 pp.
- Barba, P.** (1983): Estratigrafía y sedimentología de la serie Westfaliense entre Santa Cruz de Mieres y Caborana (Cuenca Carbonífera Central). Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo (inédita).
- Barba, P.** (1991): *Estratigrafía y Sedimentología de la sucesión westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo: 237 pp (inédita).
- Barba, P.** (2003): Estudio estratigráfico-sedimentológico del yacimiento de oro de Salamón (León). Universidad de Salamanca, informe interno de Siemcalsa, (inédito).
- Barba Regidor, F. J. y Sánchez de la Torre, L. M.** (1985): La sedimentación carbonífera en el área del Cellón (Puerto de Pajares, Asturias-León). X Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Madrid, 1983, 3, 311-322.
- Barba, P. y Colmenero, J.R.** (1994): Estratigrafía y Sedimentología de la sucesión Westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, N de España). *Stud. Geol. Salmant.*, 30: 139-204.
- Barba, P., Heredia, N. y Villa, E.** (1991): Estratigrafía y edad del grupo Lena en el sector Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4: 61-77.
- Becq-Giraudon, J.F., Montenat, C. y Van Den Driessch, J.** (1996): Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122: 227-241.

- Berger, A. y Loutre M.F.** (1994): Astronomical forcing through geological time. En *Orbital forcing and cyclic sequences* (de Boer, P.L. y Smith, D.G., Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 19: 15-24.
- Blakey, R.** (2005): Global plate tectonics and paleogeography. Northern Arizona University, <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>
- Bless M. J. M.** (1967): Sobre las facies de ostrácodos del Carbonífero Superior y su uso para correlaciones en las Cuencas Hullerras. *Acta Geol. Hispánica*, II (2), 3-4.
- Bless M. J. M.** (1968): On two Hollinoid ostracode genera from the Upper Carboniferous of northwestern of Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 157-212.
- Bless M. J. M.** (1971): Note on the cyclic sedimentation in the Central Carboniferous Basin of Asturias. *Trabajos de Geología*, 3, 41-52.
- Brouwer, A. y Van Ginkel, A. C.** (1964): La sucesión Carbonifère dans la partie méridionale des montagnes Cantabriques (Espagne Nord-Ouest). *Comptes Rendus*, 5^{ème} Congrès sur le Carbonifère, Paris 1963, 1, 307-319.
- Bond, G.C. y Kominz, M.A.** (1984): Constructions of tectonic subsidence curves for the Early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 155-173.
- Bosellini, A.** (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites (Northern Italy). *Sedimentology*, 31: 1-24.
- Bosence, D.** (2005): A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sed. Geol.*, 175: 49-72.
- Boss, S.K. y Rasmussen, K.A.** (1995): Misuse of Fischer plots as sea-level curves. *Geology*, 23: 221-224.
- Boggs, S.** (2001): *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 3rd Ed., Prentice Hall, 726 pp.
- Bowman, M. B.J.** (1979): The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian/Westphalian), Cantabrian Mountains, NW Spain. *Sed. Geol.*, 24:25-43.

- Bowman, M.B.J.** (1980): *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Sheffield, 316 pp (inédita).
- Bowman, M.B.J.** (1983): The Genesis of Algal Nodule Limestones from the Upper Carboniferous (San Emiliano Formation) of N.W. Spain. En: *Coated Grains* (Perry, T.M. Ed.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, Tokyo: 409-423.
- Burchette, T.P., Wright, V.P. y Faulkner, T.J.** (1990): Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sed. Geol.*, 68: 87-115.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P.** (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.*, 79: 3-57.
- Caride, C., Gervilla, M., Ortuño, G. y Velando, F.** (1975): Hoja nº53 (Mieres). MAGNA 1: 50000
- Casillas-Castañón, F.** (1984): Estudio estratigráfico de la serie Westfaliense del Valle del Río Negro (Aller). Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo.
- Catuneanu, O.** (2006): *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier. 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., y Winker, C.** (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Clarkson, E.N.K.** (1998): *Invertebrate Paleontology and Evolution* (4th edition). Blackwell Science, 452 pp.
- Craig, H.** (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.
- Cross, T.A.** (1991): High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. En *Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings* (Dolson, J. Ed). Rocky Mountain Association of Geologists, Short Course Notes, 28-41.
- Crowley, T.J. y North, G.R.** (1991). *Paleoclimatology*. New York: Oxford University Press. 339 pp.

- Coleman, J.M.** (1976): *Deltas: Processes of deposition and models for exploration*. Burgess Publishing Co. CEPCO Division, Minneapolis, 124 pp.
- Coleman, J.M. y Wright, L.D.** (1975): Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: *Deltas, Models for Exploration* (Broussard, M.L., Ed.). Houston Geol. Soc., Houston, 99-149.
- Colmenero, J.R. y Prado, J.G.** (1993): Coal basins in the Cantabrian Mountains, northwestern Spain. *Int. J. Coal Geol.* **23**, 215–229.
- Colmenero, J. R., Agueda, J. A., Fernández, L. P., Salvador, C. I., Bahamonde, J. R. y Barba, P.** (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. En *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings* (Nemec, W. y Steel, R. J., Eds.), Blackie and Son, 267-285.
- Colmenero, J. R., Agueda, J. A., Bahamonde, J. R., Barba, F. J., Barba, P., Fernández, L. P. y Salvador, C.I.** (1993): Evolución de la Cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NW de España. *C. R. XII Inter. Congr. Carbonif. Perm. Stratigr. Geol. Buenos Aires, 1991*, 2: 175-190.
- 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* (Gibbons W. y Moreno T., Eds), The Geological Society (London), 93-116.
- Connoly, W.M., Lamnert, L.L. y Stanton Jr., R.J.** (1989): Paleocology of lower and Middle Pennsylvanian (Middle Carboniferous) Chaetetes in North America. *Facies*, 20: 139-168.
- Corrochano, D.** (2006): *Litofacies y evolución isotópica de la sucesión Podolskiense-Myachkoviense del Grupo Lena en el Sector Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca, 151 pp. (inédita).
- Corrochano, D. y Barba, P.** (2007): Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense (sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica). *Studia Geologica Salmanticensis*, 43 (1), 67-114.
- Corrochano, D. y Barba, P.** (2008): Secuencias de alta frecuencia (ciclotemas) pensilvanienses en el borde SE de la Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica (España). *Geotemas*, VII Congreso Geológico de España.

- Corrochano, D., Barba, P. y Colmenero, J.R. (2009):** Distribución de facies y evolución de un margen de plataforma carbonatada pensilvaniense en el Sector Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana (Zona Cantábrica). *Geogaceta*, 46: 63-66.
- Cózar, P., Somerville, I. D., Rodríguez, S., Mas, R. y Medina-Varea, P. (2006):** Development of a late Viséan (Mississippian) mixed carbonate/siliciclastic platform in the Guadalmellato Valley (southwestern Spain). *Sed. Geol.*, 183: 269-295.
- DeMaris, P. (2000):** Formation and distribution of coal balls in the Herrin Coal (Pennsylvanian), Franklin County, Illinois Basin, USA. *Jour. Geol. Soc.*, 157 (1): 221-228.
- Dawson, W.C. y Carozzi, A.V. (1986):** Anatomy of a phylloid algal buildup, Raytown Limestone, Iola Formation, Pennsylvanian, Southeast Kansas, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 47: 221-261.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A. (1996):** Foreland basin systems. *Basin Res.*, 8: 105-123.
- Della Porta, G. (2003):** *Depositional anatomy of a Carboniferous high-rising carbonate platform (Cantabrian Mountains, NW Spain)*. Tesis Doctoral. Vrije Universiteit: 249 pp.
- 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: 149-168.
- 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., Kenter, J. y Bahamonde, J. (2004):** Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain). *Sedimentology*, 51, 267-295.
- Della Porta, G., Villa, E. y Kenter, J. (2005):** Facies distribution of fusulinida in a bashkirian-moscovian (pennsylvanian) carbonate platform top (Cantabrian Mountains, NW Spain). *J. Foramin. Res.*, 35 (4), 344-367.
- Denizot, M. (1968) :** *Les algues Floridees Encroutantes (à l'exclusion des Corallinacees)*. Laboratoire de Cryptogamie, Musée National d'Histoire Naturelle, Paris. 310 pp.
- Dickson, J. A. D. (1966):** Carbonate identification and genesis revealed by staining. *J. Sed. Petrol.*, 36: 491-505.

- Dickinson, W.R.** (1974): Plate tectonics and sedimentation. En: *Tectonics and Sedimentation* (Dickinson W.R., Ed.). Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 22: 1-27.
- Dorobek, S.** (1995): Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. En *Stratigraphic evolution of foreland basins* (Dorobek, S. y Ross, G. Eds), SEPM, Special Publication, 52: 127-148.
- Dott, R.H.Jr. y Burgeois, J.** (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 663-680.
- Dunham, R.J.** (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of carbonate rocks*. AAPG Mem. 1: 108 – 121.
- Eichmüller, K.** (1985): The Valdeteja Formation: Environment and History of an Upper Carboniferous Carbonate Platform (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Facies*, 13: 45-154.
- Embry, A. F.** (1993). Transgressive-Regressive (T-R) sequence analysis of Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 301-320.
- Embry, A.F.** (2002): Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and application Histories. En *22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation, Bob F. Perkins Research Conference, Conference Proceedings* (Armentrout, J. M. y Rosen N. C, Eds.), 151-172.
- Embry, A. F. y Klovan, J. E.** (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19 (4): 730-781.
- Embry, A. F. y Johannessen, E. P.** (1992): T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. En *Arctic Geology and Petroleum Potential* (Vorren, T.O.; Bergsager, E.; Dhal-Stamnes, O. A.; Holter, E.; Johansen, B.; Lie, E. y Lund, T. B. Eds.). Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 2: 121-146.
- Enpu, G. , Samankassou, E. , Changqing, G. , Yongli, Z. y Baoliang, S.** (2007): Paleoecology of Pennsylvanian phylloid algal buildups in south Guizhou, China. *Facies*, 53: 615-623.
- Evers, H. J.** (1967): Geology of the Leonidas between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.

- Ezquerro Del Bayo, J., Garcia, F., Amar De La Torre, R. y Bauza, F.** (1831): *Descripción geognóstica del terreno de carbón de piedra de la provincia de Asturias*. En: Minas de carbón de piedra de Asturias, por una Comisión de Facultativos. Madrid, 62 p.
- Fadón, O.** (2007): *Las mineralizaciones hidrotermales de Au-As (Sb, Zn, Cu-Ni-Co, Hg, U) del Distrito Minero de Salamón (NE León)*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. 334 pp. (inédita).
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez-Catalán, J.R., Pablo-Maciá, J.G. y RodríguezFernández, L.R.** (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Ciénc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Fernández, L.P.** (1990): Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la región de Riosa, Quiros y Teverga-San Emiliano. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 322 pp (inédita).
- Fernández, L.P.** (1993): La formación San Emiliano (carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 19, 97-122.
- Fernández, L.P.** (1995): el Carbonífero. En: Geología de Asturias (Aramburu, C. y Bastida, F. Eds.). Trea S.L., Gijón: 63-80.
- Fernández, L. M.** (2006): Estratigrafía, sedimentología y arquitectura de las Calizas de Pando (Moscoviense de la Unidad del Pisuerga Carrión, Zona Cantábrica). Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo, 40 pp. (inédita).
- Fernández, L. P., Agueda, J. A., Colmenero, J. R., Salvador, C. I. y Barba, P.** (1988): A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. En *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings* (Nemec, W. y Steel, R. J., Eds.), Blackie and Son, 286-325.
- Flügel, E.** (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 633 pp.
- Flügel, E.** (2004): *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, 976 pp.
- Folk, R. L.** (1974): *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphills, Austin, Texas, 184 pp.

- Forsythe, G.** (2003): A new synthesis of Permo-Carboniferous phylloid algal reef ecology. En *Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs* (Ahr, W., (Mitch) Harris, P.M., Morgan, W.A., Somerville, I.D., Eds.). Society for Sedimentary Geology Special Publication, 78: 171-188.
- Galloway, G.E.** (1975): Processes framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: *Deltas: Models for exploration* (Broussard, M.L. Ed.). Geol. Soc. Houston, 87-98.
- Galloway, G.E.** (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 37: 125-142.
- García Loygorri, A., Ortuño, G., Caride De Liñan, C., Gervilla, M., Greber, Ch. y Feys, R.** (1971): El Carbonífero de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 3: 101-150.
- García Loygorri, A.** (1974): Caracteres généraux du Bassin Central des Asturias (Espagne). *VII Int. Congr. Strat. Geol. Carb.* Krefeld, 1971, 111-127.
- Gasparrini, M.** (2003): *Large-scale hydrothermal dolomitisation in the southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): causes and controls of the process and origin of the dolomitising fluids*. Tesis Doctoral. Univ. de Heidelberg. 193 pp (inédita).
- Gordon, C.J., Anderson, T.F. y Phillips, T.L.** (1997): *Petrography and Geochemistry of North American and European Coal Balls: Implications for coal ball origins*. Abstracts with Programs, North-Central Section, 29 (4).
- Gianniny, G.L. y Simo, J.A.** (1996): Implications of unfilled accommodation space for sequence stratigraphy on mixed carbonate-siliciclastic platforms: an example from the lower Desmoinesian (Middle Pennsylvanian), Southwestern Paradox Basin, Utah. En *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region* (Longman, M.W. y Sonnenfeld, M.D., Eds.). Rocky Mountain Section, SEPM, 213-234.
- Ginkel, A. C. van** (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 34: 1-225.
- Ginkel, A. C. van** (1973): Carboniferous fusulinids of the Sama Formation (Asturias, Spain). *I. Hemifusulina*. *Leidse. Geol. Meded.*, 47: 115-161.

- Ginkel, A. C. van** (1987): Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wed.*, Ser. B., 90 (3): 189-276.
- Ginkel, A. C. van y Villa, E.** (1996): Paleontological data of the San Emiliano Formation and their significance in the Carboniferous chronostratigraphy. *Geobios* 29 (2), 149-170.
- Glantzboeckel, C. y Rabaté, J.** (1964): *Microfaunes et Microfacies du Permo-Carbonifere du Sud Tunisien*. Tuta Sub Aegide Pallas, 45 pp, 108 planxes.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfschoten, T., Veizer, J. y Wilson, D.** (2004): *A Geologic Time Scale 2004* (Gradstein, F.M.; Ogg, J.G. y Smith, A.G Eds.). Cambridge University Press, 589 pp.
- Granados, L.M., Solovieva, M.N., Reitlinger, E.A., y Martínez Díaz, C.** (1985): The Bashkirian-Moscovian Boundary Problems in the Asturias (Northwest Spain). *C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 1: 27-34.
- Goldhammer, R.K.** (1987): Platform carbonate cycles, Middle Triassic of northern Italy: the interplay of local tectonics and global eustasy. Tesis Doctoral, Johns Hopkins University, Baltimore, 468 pp. (inérita).
- González Lastra, J. (1978)**: Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10: 249-265.
- Gutiérrez Alonso, G.** (1996): Strain partitioning in the footwall of the Somiedo Nape: Structural evolution of the Narcea Tectonic Window, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 18 (10): 1217-1229.
- Gutiérrez Alonso, G., Fernández Suarez, J. y Weil, A. B.** (2004): Orocline triggered lithospheric delamination. En: *Orogenic Curvature* (A. J. Sussman y A. B. Weil. Eds.). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 383: 121-130.

- Hammer, Ø., Harper, D.A.T. y Ryan, P. D.** (2001): Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4 (1): art. 4, 9 pp., 178kb.
- Haq, B.U. y Schutter, S.R.** (2008): A Chronology of Paleozoic Sea-Level Change. *Science*, 322: 64-68.
- Heckel, P.** (1977): Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of mid-continent North America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61 (7): 1045-1068.
- Heckel, P.** (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53 (3): 733-759.
- Heckel, P.** (1986): Sea level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, 14: 330–334
- Heckel, P.** (1994): Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects. En: *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles* (Denninson J.M, Etensohn F.R. Eds.). SEPM Concept. Sediment. Palaeontol., 4: 65–87.
- Heckel, P. y Cocke, J.** (1969): Phylloid algal –mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of Mid-Continent. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 53: 1058-1074.
- Heredia, N.** (1991): Estructura geológica de la región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). Doctoral, Universidad de Oviedo, 320 pp (inédita).
- Heredia, N.** (1998): Los cabalgamientos del Sector Suroriental de las unidades del Ponga y de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 20: 53-127.
- Homewood, P., Allen, P. A., y Williams, G. D.** (1986): Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. *IAS Spec. Publ.*, 8: 199-217.
- Husinec, A., Basch, D., Rose, B. y Read, J.F.,** (2008): FISCHERPLOTS: an Excel spreadsheet for computing Fischer plots of accommodation change in cyclic carbonate successions in both the time and depth domain. *Computers & Geosciences*, 34, 269-277.

- Immenhauser, A., Kenter, J.A.M., Ganssen, G., Bahamonde, J. R., Van Vliet, A. y Saher, M.H.** (2002): Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain). *J. Sed. Rocks*, 72 (1): 82-94.
- Immenhauser, A., Della Porta, G., Kenter, J. y Bahamonde, J. R.** (2003): An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Sedimentology*, 50: 953-959.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L. y Lenaker, P.A.** (2003): Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem? En *Extreme Depositional Environments* (Chan, M.A. y Archer, A.W. Eds.). Mega End Members in Geologic Time: Geological Society of America, Special Paper, 370: 5-24.
- Izart, A., Stephenson, R., Vai, G., Vachard, D. , Le Nindre, Y. , Vaslet, D. , Fauvel, P-J. , Su, P. , Kossovaya, O., Chen, Z., Maslo, A. y Stovba, S.** (2003) : Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 196: 59-84.
- James, N.P., Wray, J.L. y Ginsburg, R.N.**, (1988): Calcification of encrusting aragonitic algae (Peyssoneliaceae): implications for the origin of late Paleozoic reefs and cements. *Jour. Sed. Petrol.* 58, 291-303.
- Johnson, J.H.** (1956): *Archaeolithophyllum*, a new genus of Paleozoic coralline algae. *Journal of Paleontology*, 30 (1): 53-55.
- Johnson, G. D., Raynolds, R. G. H. y Burbank, D.W.** (1986): Late Cenozoic tectonics and sedimentation in the north-western Himalayan foredeep: I. Thrust ramping and associated deformation in the Potwar region. En: *Foreland Basins* (Allen, P. A. y Homewood, P., Eds.). Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 8, 273–291.
- Jones, F.G. y Wilkinson, B.H.** (1978): Structure and growth of lacustrine pisoliths from Recent Michigan marl lakes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 1103-1110.
- Julivert, M.** (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. J. Sci.*, 270: 1-29.
- Kavanov, P.B., Alekseev, A.S., Baranova, D.V., Gorjunova, R.V., Lazarev, S.S. y Malkov, V.G.** (2003): Biotic changes in a Eustatic Cyclothem: Domodedovo Formation (Moscovian,

- Carboniferous) of Peski Quarries, Moscow Region. *Paleontological Journal*, 40 (4), 351-368.
- Keller, M.** (2000): La cuenca de antepaís Cantábrica, ¿un fenómeno Devónico o Carbonífero?, *Geotemas* 1, 285–288.
- Kelling, G.** (1988): Silesian sedimentation and tectonics in the South Wales Basin: a brief review. En: *Sedimentation in a synorogenic Basin Complex the Upper Carboniferous of Northwest Europe* (Besly, B. y Kelling, G., Eds). Blackie. Glasgow and London: 38-42.
- Kendall, C. G. St. C. y Schlager, W.** (1981): Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44, 181-212.
- 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): analogs of hydrocarbon reservoirs in the Pricaspian basin (Kazakhstan). En: *Paleozoic Carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS): Subsurface Reservoirs and Outcrop Analogs* Special Publication-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Zempolich, W.G. and Cook, H.E., Eds.), 74: 181–203.
- Kenter, J., Harris, P. y Della Porta, G.** (2005): Step microbial boundstone-dominated platform margins- examples and implications. *Sed. Geol.* 178, 5-30.
- Kershaw, S.** (1994): Classification and geological significance of biostromes. *Facies*, 31: 81-91.
- Kershaw, S. y West, R.R.** (1991): Chaetetid growth form and its controlling factors. *Lethaia*, 24: 333–346.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Aigner T.** (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- Klein, G.** (1977): *Clastic tidal facies*. CEPCO, Champaign Illinois, 149 pp.
- Klein, G.** (1990): Pennsylvanian time scales and cycle periods. *Geology*, 18 (5): 455-457.
- Klein, G. y Willard, D.A.** (1989): Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothems of North America. *Geology*, 17; 152-155.

- Klein, G. y Kupperman, J.** (1992): Pennsylvanian cyclothems: Methods of distinguishing tectonically induced changes in sea level from climatically induced changes. *Geol. Soc. Am. Bull.* (104): 166-175.
- Kutzbach, J.E. y R.G. Gallimore** (1989): Pangaeen Climates: Megamonsoons of the Megacontinent. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 3341-3358.
- Kylin, H.** (1956): Die Gattungen der Rhodophyceen: Gleerups, Lund.
- Lees, A. y Miller, J.** (1995): Waulsortian banks. En *Carbonate mud mounds their origin and evolution*. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 23: 191-271.
- Leyva F. y Gervilla M.** (1983): El Carbonífero Medio de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana y zonas adyacentes. X Cong. Int. Geol. Estrat. Carb. Madrid, 200 pp.
- Leyva F., Granados, L.F., Solovieva, M.N., Laveine, J.P., Loboziak, L.M.S., Martínez-Díaz, C., Brousmiche, C., Candilier, A.M. y García-Cortés, A.** (1985): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Área de los Tornos-Villoria-Colladona (Sector Oriental de Cuenca Central). *C.R. X. Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 1, 231-248.
- Lozte, F.** (1945): Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, 6: 78-92.
- Luque, C., Gervilla, M., saézn de Santa María, J.A., Leyva, F., Laveine, J.P., Lobociak, S. Y Martínez Chacón, M.L.** (1985): Características sedimentológicas y paleontológicas de los paquetes productivos en el corte de La Inverniza- El Cabo. *C.R. X. Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 1, 281-302.
- Madi, A., Bourque, P.A. y Mamet, B.L.** (1996): Depth-related ecological zonation of a Carboniferous carbonate ramp: Upper Visean of Bechar Basin, Western Algeria. *Facies*, 35, 59-80.
- Magara, K.** (1980): Comparison of porosity-depth relationships of shale and sandstone. *J. Petrol. Geol.*, 3: 175-185.
- Mamay, S.H. y Yochelson, E.L.** (1962): Occurrence and significance of marine animal remains in American coal balls. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354-I, 193-224.
- Mamet, B.** (1991): Carboniferous Calcareous Algae. En: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding, Ed.). Springer-Berlag, Berlín, 370-451.

- Marcos, A. y Pulgar, F. J.** (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of Cantabrian thrust and Fol. Belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 163: 256-260.
- Marcus, E.** (1970): *The structural pattern and the stratigraphic relationships within the middle Carboniferous of the Lois-Ciguera Region, Cantabrian Mountains, Spain.* Intern Raport, Rijksmuseum Geol., Min., Leiden.
- Martínez Álvarez, J. A.** (1962): Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Inst. Est. Ast.*, 1-229.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J.** (1997): Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25: 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J.** (1999): Allochthonous units in the Variscan belt of NW Iberia. Terranes and accretionary history. En: *Basement Tectonics* (Sinha, A.K. Ed.). Kluwer, 13, 65-84.
- Maslov, V.P.** (1960): Stromatolites, their genesis, method of study, relationship with facies and geological importance based on the example of the Ordovician of the Siberian Plateau. *Acad. of Sci. USSR, Geol. Inst. Trudy*, 41, 188 pp.
- McCrea, J. M.** (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperatures scale. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- Meijer, De J.J.** (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, León, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 47: 1-97.
- Menning, M, Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I., Davydov, V. I., Devuyst, F. X., Forke, H. C., Grunt, T. A., Hance, L., Heckel, P. H., Izokh, N.G., Jin, Y. G., Jones, P. J., Kotlyar, G. V., Kozur, H. W., Nemyovska, T. I., Schneider, J.W., Wang, X. D., Weddiger, K., Weyers, D. y Workt D. M.** (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 240: 318-372.

- Merino-Tomé, O. A.** (2004): Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la región de Picos de Europa (Zona Cantábrica). Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca: Vol. I, 295 pp. y Vol. II, 109 pp. (inédita).
- Merino-Tomé, O, Bahamonde, J, Samankassou, E. y Villa, E.** (2009a): The influence of terrestrial run off on marine biotic communities: An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennsylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 278(1-4): 1-23.
- Merino-Tomé, O. Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N. y Villa, E.** (2009b): Emplacement of the Cuera and the Picos de Europa Imbricate System at the core of the Iberan-Armorican Arc. Fieldtrip guide and conference abstracts, The Iapetan and Rheic margin of northwest Gondwana, and the Evolution of the Iberian-Armorican Arc, IGCP 497-574 Meeting, 312-313.
- Miall, A.D.** (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D., Ed.). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 597-604.
- Mitchum, R.M.Jr. y Vail, P.R.** (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (Payton C.E. Ed.). AAPG Mem. 26, 53-62.
- Mitchum, R.M.Jr. y Van Wagoner, J.C.** (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R. y Thompson, S.** (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (Payton C.E. Ed.). AAPG Mem., 26, 53-62.
- Monty, C.L.V.** (1995): The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. En *Carbonate mud mounds their origin and evolution*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., vol. 23, 11-48.

- Moshier, O. y Kirkland, B.** (1993): Identification and diagenesis of a Phylloid Alga: *Archaeolithophyllum* from the Pennsylvanian Providence Limestone, Western Kentucky. *Jour. Sed. Petrol.* 63 (6): 1032-1041.
- Motis, K., Colmenero, J. R., Fernández, L. P. y Heredia, N.** (2001): Estratigrafía, sedimentología y significado tectonoestratigráfico de la Formación Calizas de Panda (Moscoviense superior, Sector Occidental de la Región de Pisuerga Carrión, Zona Cantábrica, NO de España). *Stud. Geol. Salmant.*, 37: 141-180.
- Mutti, E.** (1992): *Turbidite sandstones*. San Donato Milanese, AGIP Instituto di Geologia, Univ. Parma, 275 pp.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C.** (1996): The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol.*, 48, 233–291.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D. y Cavanna, G.** (2003): Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.*, 20: 733–755.
- Nemec, W.** (1990): Deltas- remarks on terminology and classification. En: *Coarse-Grained Deltas* (Colella, A. y Prior, D.B. Eds.). Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 10: 3-12.
- Nemec, W. y Steel, R.J.** (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Koster, E.H. y Steel, R.J., Eds). Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir 10: 1-31.
- Olszewski, T.D. y Patzkowsky, M.E.** (2003): From Cyclothems to Sequences: The Record of Eustasy and Climate on an Icehouse Epeiric Platform (Pennsylvanian-Permian, North American Midcontinent). *Jour. Sed. Res.*, 73 (1):15-30.
- Osleger, D.A. y Read, J.F.** (1991): Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, USA. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 1225-1252.
- Paillard, D.L., Labeyrie, L. y Yiou, P.** (1996): Macintosh program performs time-series analyses. EOS, Transactions, *American Geophysical Union*, 77, 379 pp.
- Pello Muñoz, J.** (1968): Nuevos datos sobre la estratigrafía y tectónica del borde NO de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Bol. Geol. Min.*, LXXIX-II: 115-119.

- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A.** (1988): A thin-skinned tectonics mode for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iber-Armorican Arc). *Tectonics*, 7 (3): 517-537.
- Pratt, B. R.** (1995): Origin, biota and evolution of deep water mud-mounds. En: *Carbonate mud mounds their origin and evolution*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.:23, 49-123.
- Pray, L.C. y Wray, J.L.** (1963): Porous algal facies (Pennsylvanian), Honaker Trail, San Juan Canyon, Utah. En *Shelf Carbonates of the Paradox Basin* (Bass, R. O, ed.). Four Corners Geological Society, Symposium, Fourth Field Conference, 204-234.
- Pomar, L.** (2001): Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Res.*, 13: 313-334.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M.** (1992): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76: 1687-1709.
- Racz, L.** (1964): Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León, NW Spain). *Leidse. Geol.. Meded.*, 31: 1-112.
- Rahmani R.A. y Flores, R.M.** (1984): Sedimentology of coal and coal-bearing sequences of North America: a historical review. En: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Rahmani, R.A. y Flores, R.M., Eds.). Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 7: 3-12.
- Reid, S. K. y Dorobek, S. L.** (1993) Sequence stratigraphy and evolution of a progradational, foreland carbonate ramp, Lower Mississippian Missian Canyon Formation and stratigraphic equivalents, Montana and Idaho. En *Carbonate Sequence Stratigraphy – Recent Development and Applications* (Loucks, R. G. y Sarg, J.F., Eds.), Mem. Am. Ass. petrol. Geol., 57, 327–352.
- Read, J. F.** (1980): Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. *AAPG Bull.*, 64: 1575-1612.
- Read, J.F.** (1982): Geometry, facies, and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia, Appalachians. *AAPG Bull.*, 66: 189-209.
- Read, J. F.** (1985): Carbonate platform facies. *AAPG Bulletin*, 69 (1): 1-21.

- Read, J. F.** (1998): Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modelling studies. En: *Carbonate Ramps* (Wright, V.P. y Burchette, T. P., Eds). Geological Society, London, Special Publications, 149: 107-135.
- Read, J.F., Koerschner, W.F., Osleger, D.A., Bollinger, G.A. y Coruh, C.** (1991): Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians—reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 647-652.
- Riding, R.** (1977): Problems of affinity in Palaeozoic calcareous algae. En *Fossil algae, recent results and developments* (E. Flügel, Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 202-211.
- Riding, R.** (1978): *Donezella* bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 3: 787-794.
- Riding, R.** (2000): Microbial carbonates: the geologic record of calcified bacterialalgal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47 (1): 179-214.
- Riding, R.** (2002): Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Sci. Rev.*, 58: 163-231.
- Riding, R. y Tomás, S.** (2006): Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ precipitated peloid microspar? *Sedimentology*, 53: 23-34.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P** (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13 (3): 194-197.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P.** (1988): Late Paleozoic Transgressive-Rgressive deposition. En *Sea Level Changes: an integrated approach* (Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. Eds.). SEPM, Special Publication 42: 227-247.
- Rygel, M.R, Fielding, C.R., Frank, T.D y Birgenheier, L.P.** (2008): The Magnitude of Late Paleozoic Glacioeustatic Fluctuations: A Synthesis. *Journal of Sedimentary Research*, 78 (8): 500-511.
- Sáenz de Santa-María, J.A., Luque, C., Gervilla, M., Laveine, J.P., Loboziak, S., Brousmiche, C., Coquel, R. y Martínez-Díaz, C.** (1985): Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Carbonífero productivo de la Cuenca Central Asturiana. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Martínez-Díaz, C., Ed.). X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, IGME, Madrid, España, 303-326.

- Sadler, P.M., Osleger, D.A. y Montañez, P.**, (1993): On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots. *Journal of Sedimentary Research*, 63: 360-368.
- Salvador, C. I.** (1989): Estratigrafía y sedimentología del norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo (inédita), 201 pp.
- Salvador, C. I.** (1991): La Caliza de Peña Redonda (Westfaliense A-B): Evolución tectonosedimentaria (Cuenca Carbonífera Central). *Geogaceta*, 9: 53-56.
- Samankassou, E.** (1997): Palaeontological response to sea-level change: Distribution of fauna and flora in cyclothems from the Lower Pseudoschwagerina limestone (Latest Carboniferous, Carnic Alps, Austria). *Geobios*, 30 (6), 785-796.
- Samankassou, E.** (1999): Drowning of algal mounds: records from the Upper Carboniferous Lower Pseudoschwagerina Limestone, Carnic Alps, Austria. *Sed. Geol.*, 127: 209–220.
- Samankassou, E.** (2001): Internal structure and depositional environment of Late Carboniferous mounds from the San Emiliano Formation, Cármenes Syncline, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Sed. Geol.*, 145: 235-252.
- Samankassou, E.** (2003): Upper Carboniferous-Lower Permian buildups of the Carnic Alps, Austria-Italy. En *Permo-Carboniferous platforms and reefs* (Ahr W.M., Harris P.M., Morgan W.A., Somerville I.D. Eds) . SEPM/AAPG Spec. Publ. 78:201–217.
- Samankassou, E. y West, R.R.** (2002): Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in Pennsylvanian of Kansas, USA. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 185: 379-389.
- Samankassou, E. y West, R. R.** (2003): Constructional and accumulational modes of fabrics in selected pennsylvanian algal-dominated build-ups in eastern Kansas, Midcontinent, USA. *SEPM Spec. Publ.*, 78: 219-237.
- Sánchez de la Torre, L., Águeda, J. A., Colmenero, J. R., González, J. A. y Martín, J.** (1981): Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas, en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturias). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 11: 191-201.
- Schlager, W.**, (1993): Accommodation and supply; a dual control on stratigraphic sequences. *Sed. Geol.* 86, 111-136.

- Schlager, W.** (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int..J. Earth Sci.*, 92: 445–464.
- Schlager, W. (2005):** *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 8, 200 pp.
- Schmoker, J.G. y Halley, R.B.** (1982): Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *AAPG Bull.*, 66 : 2561-2570.
- Scholle, P.T.** (1978): *A Color-Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements and Porosities of sandstones and associated rocks*. AAPG Mem., 27, 241 pp.
- Schulz, O.** (1837): Esquisse géologique des Asturies. *Bull.Soc Geol. France*, VIII: 328-352.
- Schulz, G.** (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Impr. José González, Madrid. 138 pp.
- Sclater, J.G. y Christie, P.A.F.** (1980): Continental stretching : an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, 85: 3711-3739.
- Scotese, C. R.** (2002): *PALEOMAP project*. <http://www.scotese.com>
- Scott, A.C. y Rex, G.M.** (1985): The formation and significance of Carboniferous coal balls. *Philos. Trans. R. Soc. London B*, **311**: 123-137.
- Selley, R. C.** (1982): *An introduction to Sedimentology*. Academic Press, 2ª edición, Nueva York, 417 pp.
- Sinclair, H.D.** (1997): Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 109: 324-346.
- Sitter, L. U.** (1949): The development of the Paleozoic in NW Spain. *Geol. Mijn.*, 11-12, 312-319.
- Sjerp, N.** (1967): The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). Leide. *Geol. Meded.*, 39: 55-128.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C. y Dapples, E. C.** (1949): Integrated facies analysis. En: *Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwell, Ed.). Geological Society of America Memoir, 39: 91-124.
- Smith, L.B.Jr. y Read, J.F.** (2000): Rapid onset of late Paleozoic glaciation on Gondwana: Evidence from Upper Mississippian strata of the Midcontinent, United States. *Geology*, 28 (3): 279-282.

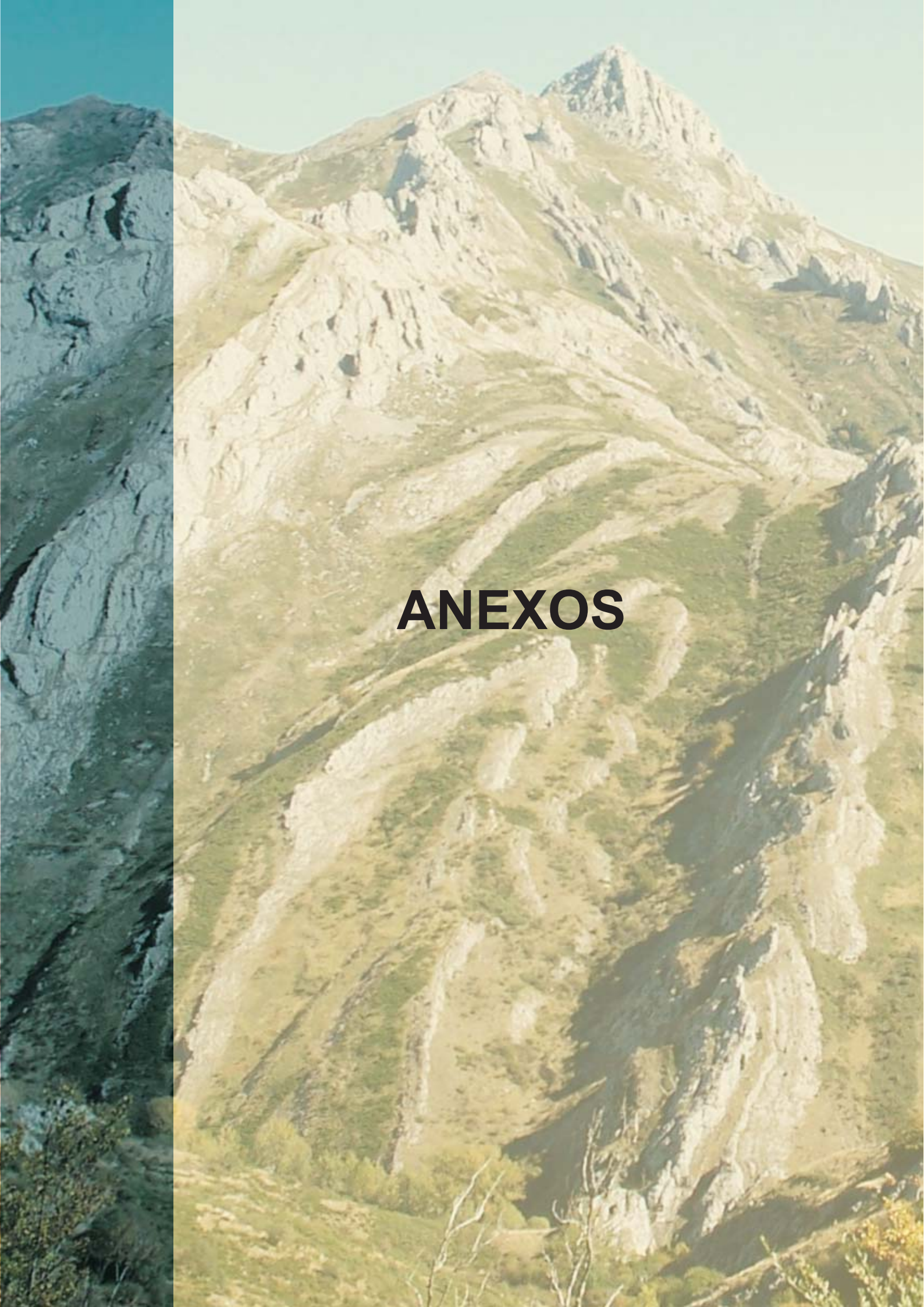
- Soreghan, G.S.** (1994): The impact of glacioclimatic change on Pennsylvanian cyclostratigraphy. En *Pangea: global environments and resources* (Embry, A.F.; Beauchamp, B. y Glass, D.J., Eds.). Can. Soc. Petr. Geol., 17: 523-543.
- Soreghan, G.S. y Giles, K.A.** (1999): Amplitudes of Late Pennsylvanian glacioeustasy. *Geology*, 27 (3): 255-258.
- Soria-Mingorance, J.M.** (1995): *Análisis cuantitativo de la subsidencia en Cuencas Sedimentarias*, 48 pp.
- Stam, B., Gradstein, F.M., Lloyd, P. y Gillis, D.** (1987): Algorithms for porosity and subsidence history. *Comput. Geosci.*, 13: 317-349.
- Stearn, C.W.** (2007): The relationship of the stromatoporoids to the sclerosponges. *Lethaia*, 5 (4): 369-388.
- Steckler, M. S. y Watts, A. B.** (1978): Subsidence of atlantic-type continental-margin off New-York. *Earth planet Sci. Lett.*, 41 (1): 1-13.
- Suárez, A., Alonso, J.L. y Marcos, A.** (1996). La colocación de los klippen del área del Porma (Zona Cantábrica, NO de España). *Geogaceta*, 20, 871-874.
- Tabor, N.J. y Montañez, I.P.** (2002): Shifts in late Palaeozoic atmospheric circulation over western equatorial Pangaea: insights from pedogenic mineral $\delta^{18}\text{O}$ compositions. *Geology*, 30: 1127-1130.
- Tabor, N.J. y Poulsen, C.J.** (2008): Paleoclimate across the Late Pennsylvanian-Early Permian tropical paleolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to paleophysiographic climate factors. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**: 293-310.
- Tankard, A.J. (1986)**: On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. En: *Foreland Basins* (Allen P.A. y Homewood, P. Eds). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8: 369-392.
- Termier, H., Termier, G. y Vachard, D.** (1977): On Moravaminida and Aoujgaliida (Porifera, Ischyrospongia): Upper Paleozoic "pseudo-algae". En *Fossil algae, recent results and developments* (Flügel, E., Ed), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 215-219.

- Truyols, J.** (1983): La Cuenca Carbonífera Central. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Martínez-Díaz, C., Ed.). X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, IGME, Madrid, España, 60-81.
- Truyols J. y Sánchez Posada, L. C.** (1983): El Carbonífero Inferior y Medio de la Región de Pliegues y Mantos. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Martínez-Díaz, C., Ed.). X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, IGME, Madrid, España, 39-59.
- Truyols, J., Álvarez, F., Arbizu, M.A., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedía, I., Méndez Fernández, J.R., Menendez, J.R., Sánchez de Posada, L. y Soto, F.** (1984): Memoria del Mapa Geológico de España E: 1:50000. Hoja 104 (Boñar). (Magna), 75 pp.
- Toomey, D.F.** (1980): History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. *Lethaia*, 13: 249-267.
- Toomey, D.F.** (1983): The paleoecology of a "Middle Limestone Member" (Leavenworth) of and Upper Carboniferous (Stephanian) cyclothem, midcontinent U.S.A. *Facies*, 8: 113-190.
- Tucker, M.** (2003): Mixed Clastic–Carbonate Cycles and Sequences: Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*, 19-37.
- Tucker, M. y Wright, P.** (1990): Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.
- Tucker, M., Gallagher, J. y Leng M.J.** (2008): Are beds in shelf carbonates millennial-scale cycles? An example from the mid-Carboniferous of northern England... *Sedimentary Geology*, 214: 19-34.
- Van Der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Hagmaier, M., Bahamonde, J.R., Samankassou, E. y Merino-Tomé, O.** (2007): Marine Red Staining of a Pennsylvanian Carbonate Slope: Environmental and Oceanographic Significance. *J. Sed. Res.*, 77 (12): 1026-1045.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R.M.Jr., Champion, K.M. y Rahmanian, V.D.** (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, pp. 55.

- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M.Jr., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J.** (1988): An overview of sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (Wilgus, C. K; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. Eds.). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42: 39-45.
- Veevers, J. J. y Powell, C. McA.** (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98: 475-487.
- Vera, C., Martín, J. y Colmenero, J.** (1984): Estudio sedimentológico de algunos bancos carbonatados presentes en la serie moscoviense de Coballes-Tanes (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 14, 45-52.
- Vera, J. A.** (1994): *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Ed. Rueda, 806 pp.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaèulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D. W., Muñoz, J. A. y Giménez-Montsant, J.** (1998): Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masclé, A., Puigdefàbregas, C.; Luterbacher H.P. y Fernández, M. Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 107–134.
- Villa, E. y Heredia, N.** (1988): Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (cordillera Cantábrica, NO de España). *Boletín Geológico y Minero*, 757-769.
- Von Allmen, K.** (2006): Composition, growth dynamics and controlling factors of Carboniferous carbonate buildups in the Puebla de Lillo area (Cantabrian Mountains, Northern Spain). Master Thesis, 168 pp. (inédita).
- Wagner, R. H.** (1962): An Upper Westphalian flora from the mine Inés, near the pass of Pajares, on the Leonese-Asturian boundary (NW Spain). *Notas y Comunicaciones I.G.M.E*, 68, 79-102.
- Wagner, R. H.** (1963): A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Boletín I.G.M.E*, 74, 1-159.
- Wagner, R.H., Wrinkler Prins C.F. y Reading, R.E.** (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 4: 603-663.

- Wanless, H. R. y Weller, J. M.** (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of America Bulletin*, 43(4): 1003-1016.
- Webb, G.E.** (2001): Famennian mud-mounds in the proximal fore-reef slope, Canning Basin, Western Australia. *Sed. Geol.*, 145: 295-315.
- Weedon, G.**, (1989): The detection and illustration of regular sedimentary cycles using Walsh power spectra and filtering, with examples from the Lias of Switzerland. *Journal of the Geological Society*, 146, 133–144.
- Weil, A. B., Van der Voo, R. y Van der Pluijm, B. A.** (2001): Oroclinal bending and evidence against the Pangea Megashear. The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29 (11): 991-994.
- Weil, A. B.** (2006): Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 25: 1-23.
- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G. y Conan, J.** (2010): New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Jour. Geol. Soc.*, 167(1): 127-143.
- Weller, J.M.** (1930): Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *Journal of Geology*, 38: 97-135.
- West, R.R. y Clark G.R.** (1983): Chaetetids. En *Sponges and Spongiomorphs* (Rigby, J.K y Stearn, C.W., Eds.), University of Tennessee, Knoxville, 130-140.
- Willis, B.J.** (2005): Deposits of tide-influenced river deltas. En: *River Deltas - Concepts, Models and Examples* (Giosan L. y Bhattacharya J.P., Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub., **83**: 87-129.
- Wilson, J.L.** (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer Verlag, Berlín, 471 pp.
- Winn, T. y Read, J.F. (2008)**: Three-dimensional sequence analysis of a subsurface carbonate ramp, Mississippian Appalachian foreland basin, West Virginia, USA. *Sedimentology*, 55 (2): 357-394.
- Wiberg, T.L. y Smith, G.A.** (1994): Pennsylvanian glacioeustasy recorded in a carbonate ramp succession, Ancestral Rocky Mountains, New Mexico. *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 17: 545-556.

- Wray, J.L.** (1964): *Archaeolithophyllum*, an abundant calcareous algae in limestones of the Lansing Group (Pennsylvanian), southeastern Kansas. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 170 (1): 1-13.
- Wray, J.L.** (1977): *Calcareous Algae. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 4. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam: 185 pp.
- Wright, V.P.** (1983): Morphogenesis of Oncoids in the Lower Carboniferous Llanely Formation of South Wales. En: *Coated Grains* (Perry, T.M. Ed.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, Tokyo: 424-434.
- Wright, V. P. y Burchette, T.P** (1998): Carbonate ramps: an introduction. En: *Carbonate Ramps* (Wright V. P. y Burchette, T. P. Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 149 : 1-5.
- Yang, W., Mazzullo S.J. y Teal, C.S.** (2004): Sediments, facies tracts, and variations in sedimentation rates of Holocene platform carbonate sediments and associated deposits, northern Belize—implications for “representative” sedimentation rates. *Journal of Sedimentary Research*, 74:498–512
- Youle, J. C., Watney, W.L. y Lambert, L.L.** (1994): Stratal hierarchy and sequence stratigraphy; Middle Pennsylvanian, southwestern Kansas, USA. En: *Pangea; paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent* (Klein, G.D. Ed.), Special Paper 288, Geological Society of America, 267-285.
- Zecchin, M.** (2007): The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors. *Earth-Science Reviews* , 84: 21–55.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L. y Rowley, D.B.** (1997): Permian world topography and climate. En: *Late Glacial and Post-Glacial Environmental Changes — Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic* (Martini, I.P. Ed.). Oxford University Press, Oxford, 111-146.



ANEXOS

ANEXO 1

MAPAS Y CORTES

GEOLÓGICOS

MAPA 1.- SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

MAPA 2.- SECTOR LOIS-CIGUERA

CORTE I-I' pág. 5

CORTE II-II' pág. 7

CORTE III-III' pág. 9



UNIVERSIDAD
DE SALAMANCA

MAPA 1

Mapa geológico de la parte oriental del sector Piedrafita-Lillo

Diego Corrochano Fernández 2010

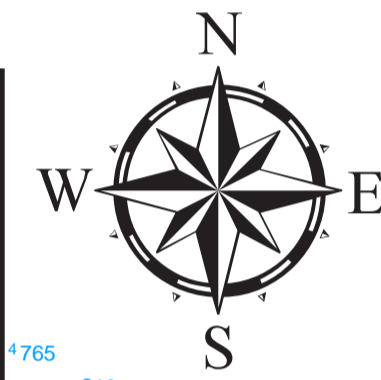
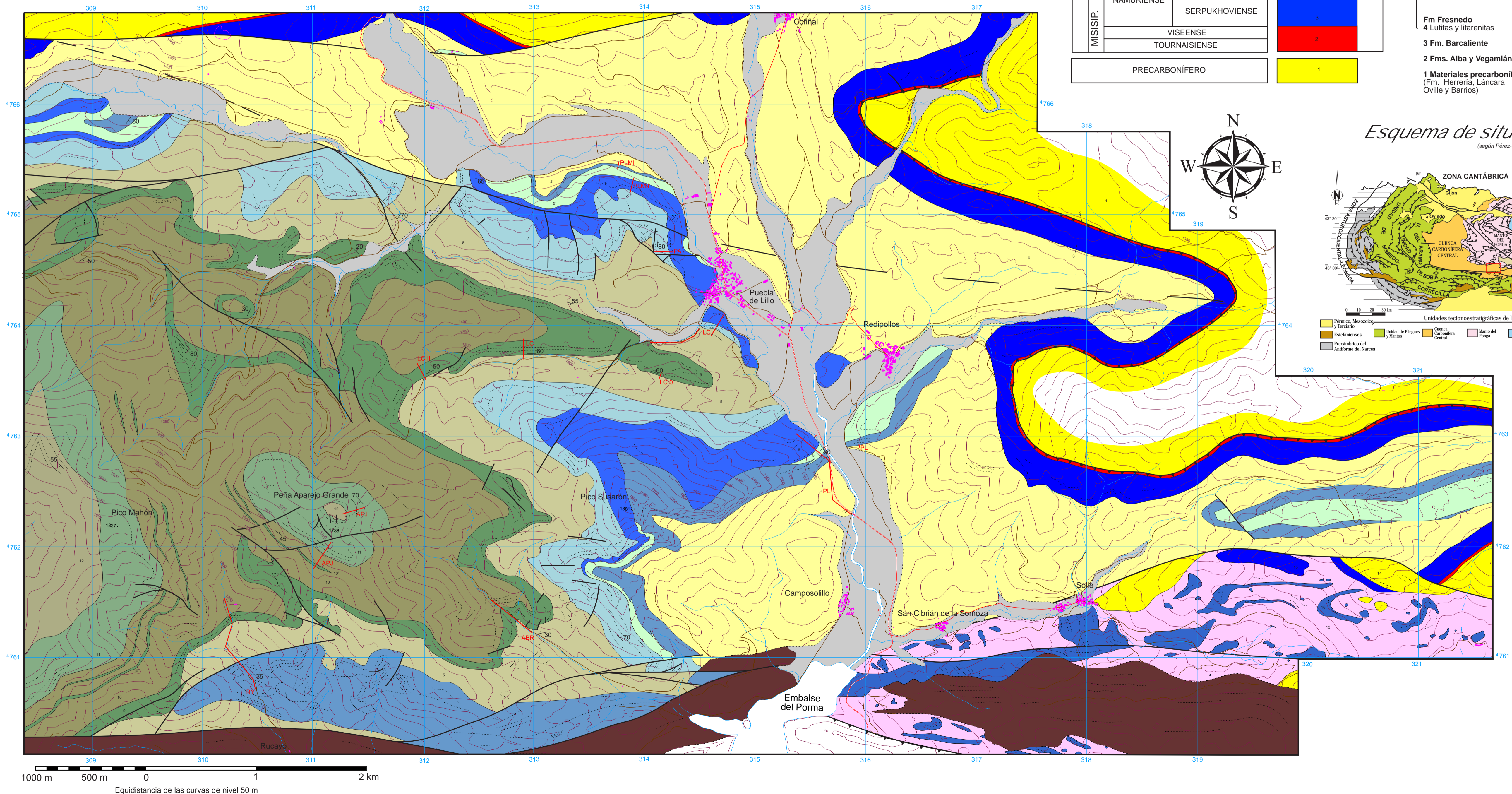
Signos convencionales

Contacto normal	—	Carretera	—
Contacto discordante	- - - - -	Pista forestal	—
Traza de capa	· · · · ·	Ríos y embalses	—
Falla	—	Poblaciones y edificaciones	■
Falla supuesta	- - - - -	Curvas de nivel	—
Cabalgamiento	—	Secciones estratigráficas	— PA
Dirección y buzamiento	↖ 60		

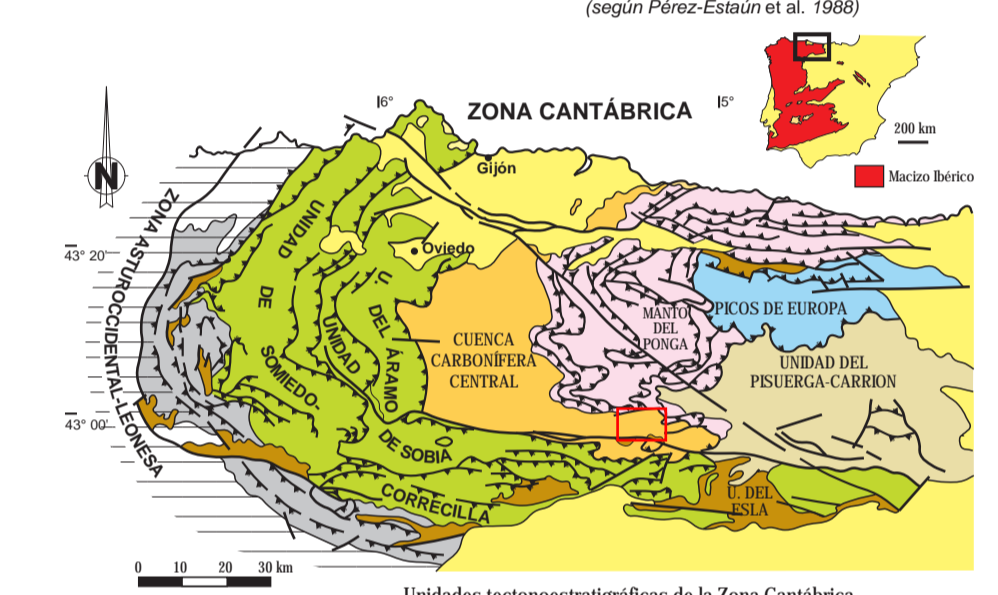
Leyenda

CUATERNARIO				
CARBONIFERO	PENSILVANIENSE	AUTUNIENSE	GZELIENSE	
		ESTEFANIENSE	KASIMOVIIENSE	
			D	MYACHKOVIIENSE
		WESTFALIENSE	C	PODOLSKIENSE
			B	KASHIRIENSE
	A			VEREYENSE
	MISISIP.	NAMURIENSE	BASHKIRIENSE	
			SERPUKHOVIENSE	
			VISEENSE	
			TOURNAIENSE	
		PRECARBONIFERO		

- Estefaniense B**
17 Conglomerados, areniscas y lutitas
- Fm Maraña**
16 Olistolitos de calizas carboníferas
15 Olistolitos de la Fm Barcaliente
14 Olistolitos precarboníferos
13 Lutitas y areniscas
- Fm Tendeyón**
12 Areniscas, lutitas, carboneros y calizas dispersas
11 Alternancia de calizas, lutitas y litarenitas
10 Calizas
10 Lutitas y litarenitas
Caliza de la Cervatina
9 Calizas
- Fm Llanón**
8 Areniscas, lutitas, carboneros y calizas dispersas
- Fm Levenco**
7 Alternancia de calizas, litarenitas y lutitas
Caliza de Peña Redonda
6 Calizas masivas
5 Alternancia de calizas, litarenitas y lutitas
5 Calizas masivas
- Fm Fresnedo**
4 Lutitas y litarenitas
- 3 Fm. Barcaliente**
- 2 Fms. Alba y Vegamián**
- 1 Materiales precarboníferos**
(Fm. Herrería, Láncara Oville y Barrios)

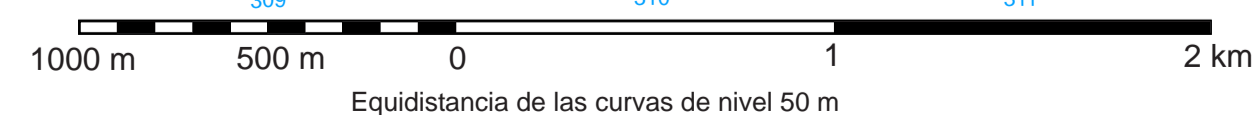


Esquema de situación



Unidades tectonoestratigráficas de la Zona Cantábrica

- Pérmico, Mesozoico y Terciario
- Estefanienses
- Precarbonífero del Antiforme del Narcea
- Unidad de Plegues y Mantos
- Cuenca Carbonífera Central
- Manto de Ponga
- Unidad de Picos de Europa
- Unidad del Pisuerga-Carrion





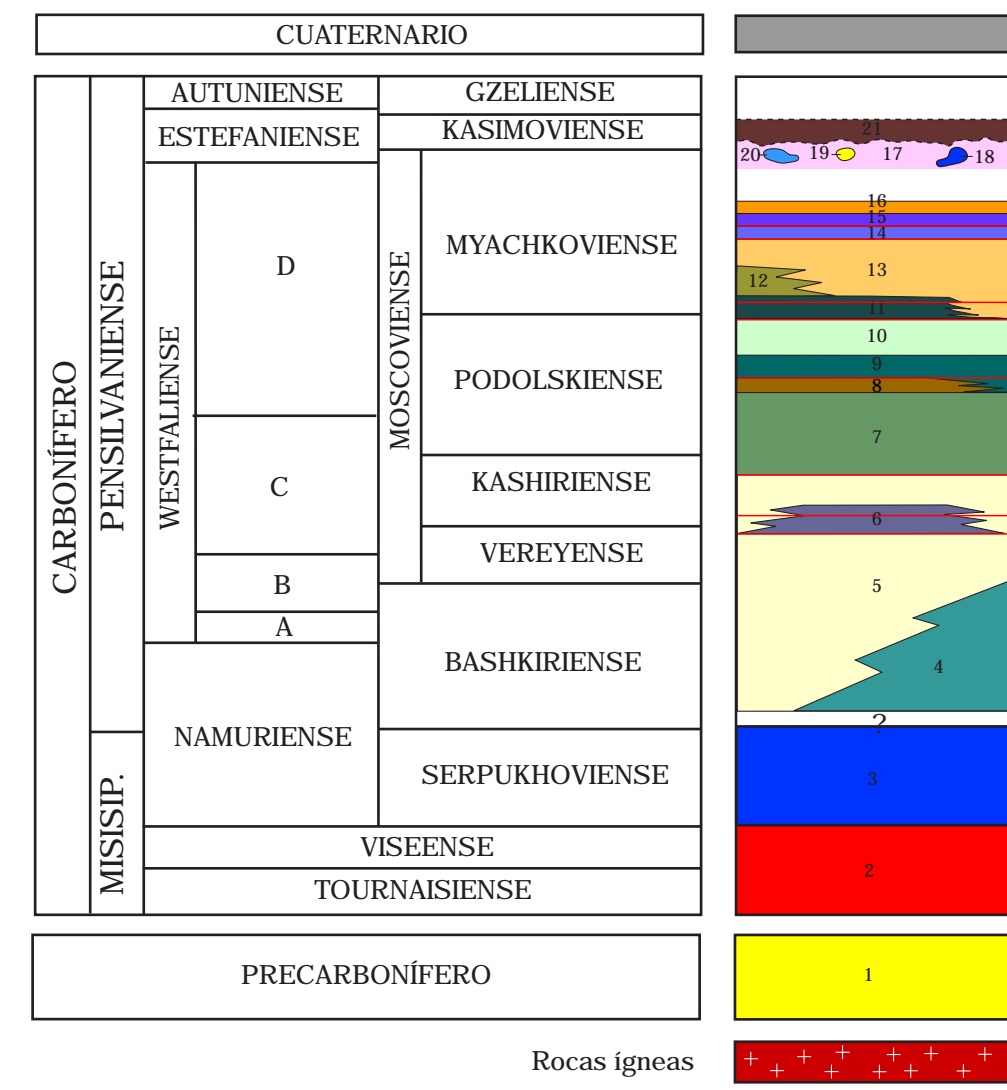
VNIVERSIDAD
DSALAMANCA

MAPA 2

Mapa geológico del sector Lois-Ciguera

Diego Corrochano Fernández 2010

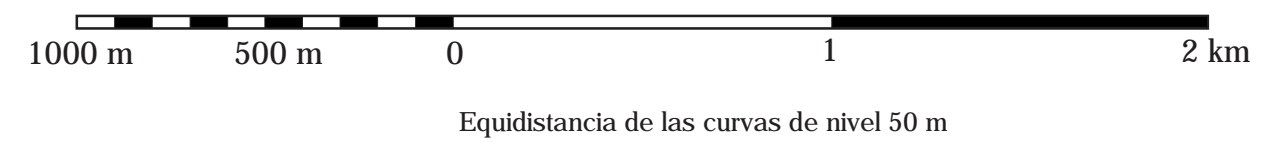
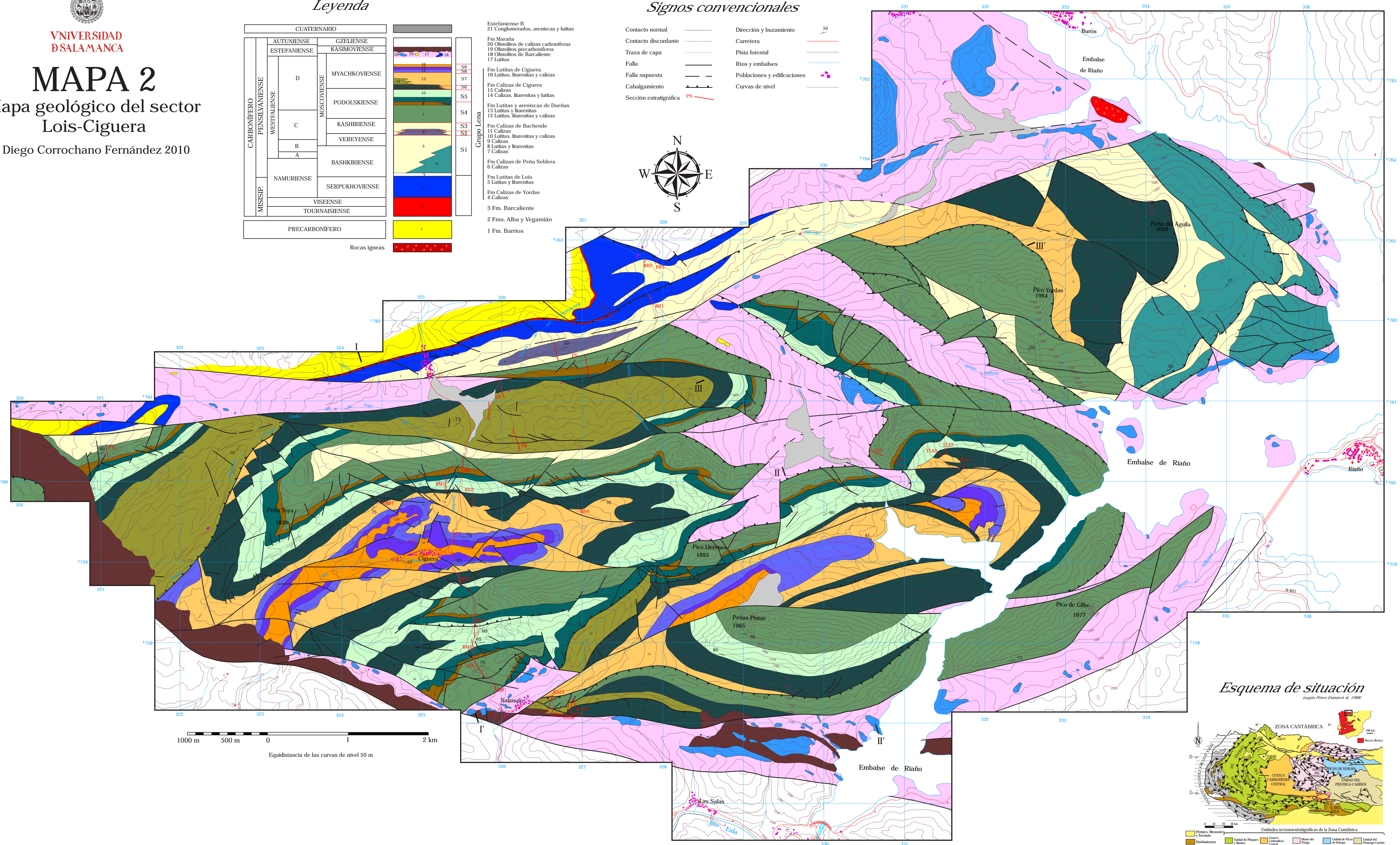
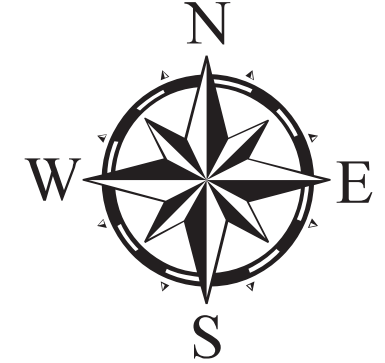
Leyenda



- Estefaniense B
21 Conglomerados, areniscas y lutitas
- Fm Maraña
20 Oolitos de calizas carboníferas
19 Oolitos precarboníferos
18 Oolitos de Barcaliente
17 Lutitas
- Fm Lutitas de Ciguera
16 Lutitas, litarenitas y calizas
- Fm Calizas de Ciguera
15 Calizas
14 Calizas, litarenitas y lutitas
- Fm Lutitas y areniscas de Dueñas
13 Lutitas y litarenitas
12 Lutitas, litarenitas y calizas
- Fm Calizas de Bachende
11 Calizas
10 Lutitas, litarenitas y calizas
9 Calizas
8 Lutitas y litarenitas
7 Calizas
- Fm Calizas de Peña Neblera
6 Calizas
- Fm Lutitas de Lois
5 Lutitas y litarenitas
- Fm Calizas de Yordas
4 Calizas
- 3 Fm. Barcaliente
- 2 Fms. Alba y Vegamán
- 1 Fm. Barrios

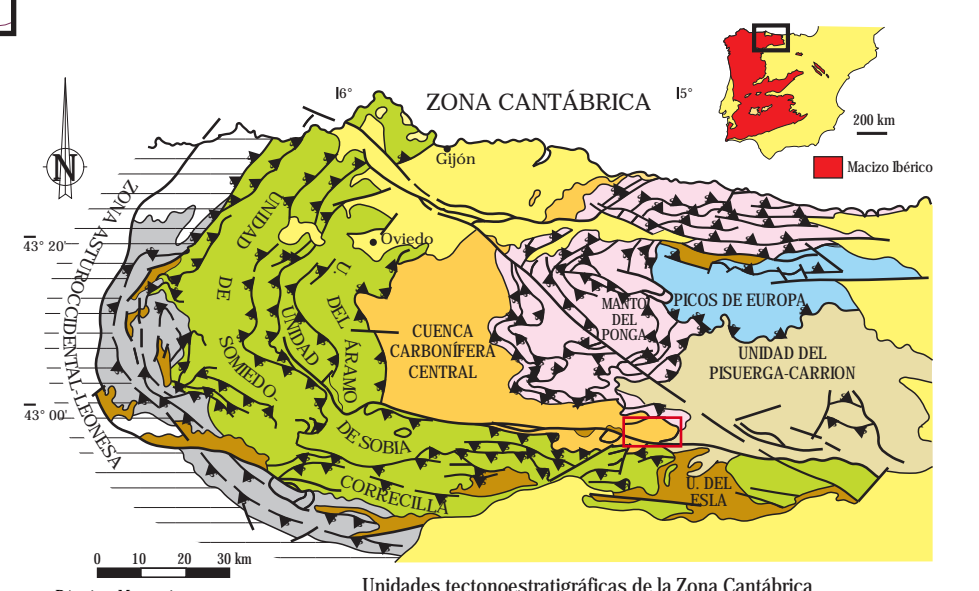
Signos convencionales

- Contacto normal ————
- Contacto discordante - - - - -
- Traza de capa ————
- Falla ————
- Falla supuesta - - - - -
- Cabalgamiento ————
- Sección estratigráfica PN
- Dirección y buzamiento 50
- Carretera ————
- Pista forestal ————
- Ríos y embalses ————
- Poblaciones y edificaciones
- Curvas de nivel



Equidistancia de las curvas de nivel 50 m

Esquema de situación



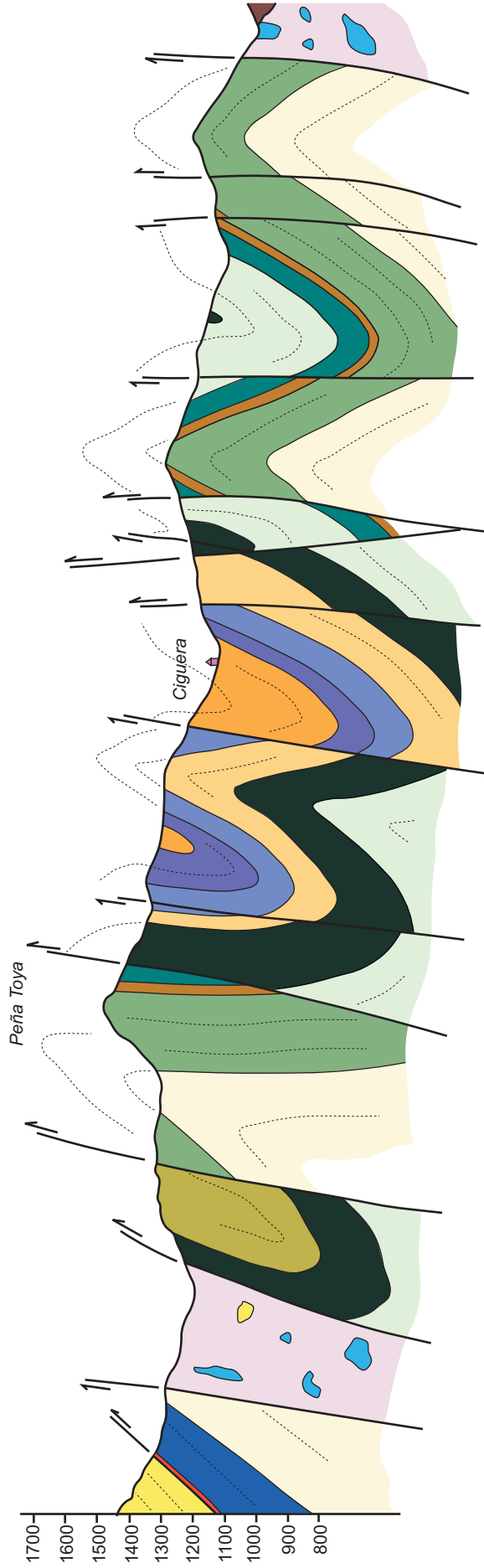
Unidades tectonoestratigráficas de la Zona Cantábrica

- Pirénico, Mesozoico y terciario
- Estefanienses
- Precámbrico del Antiforme del Noroeste
- Unidad de Plegados y Sinclinal
- Cuenca Cantábrica Central
- Horno del Pico de Anso
- Unidad de Pico de Anso
- Unidad de Pico de Anso
- Unidad de Pico de Anso

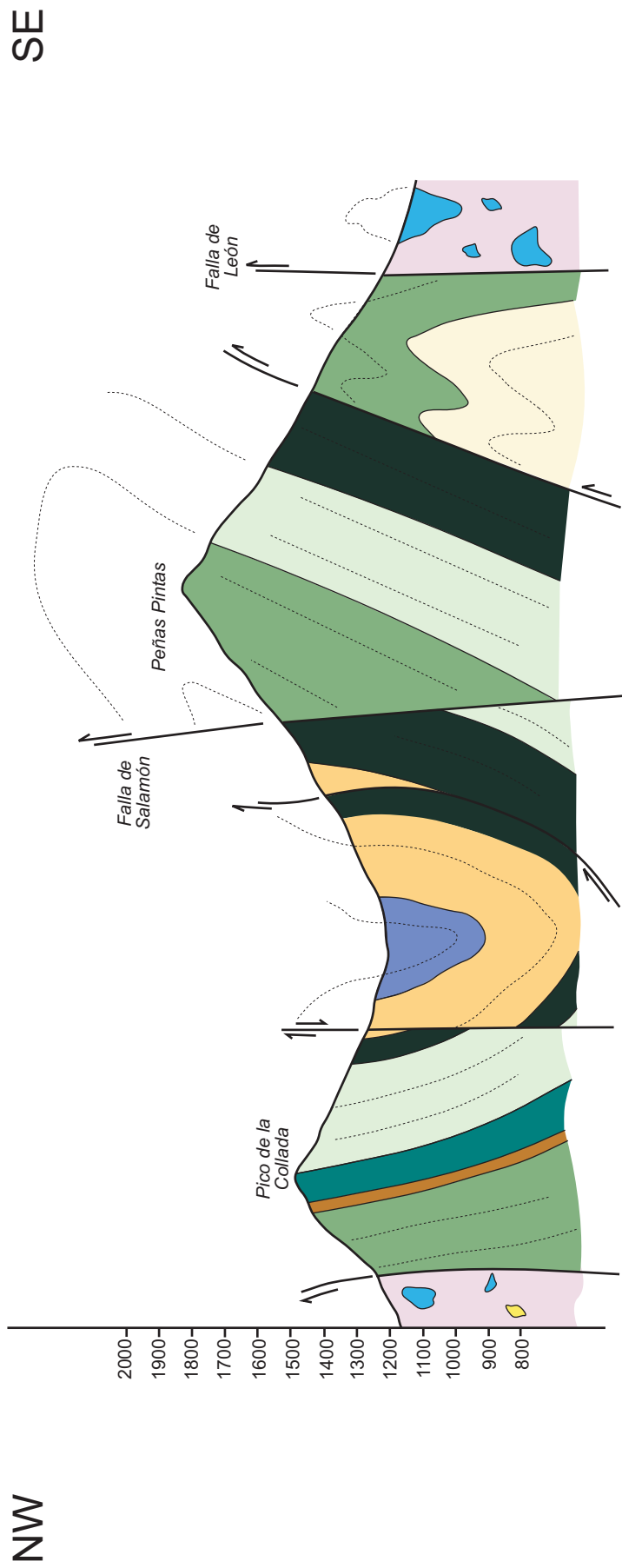
CORTE I-I'

SE

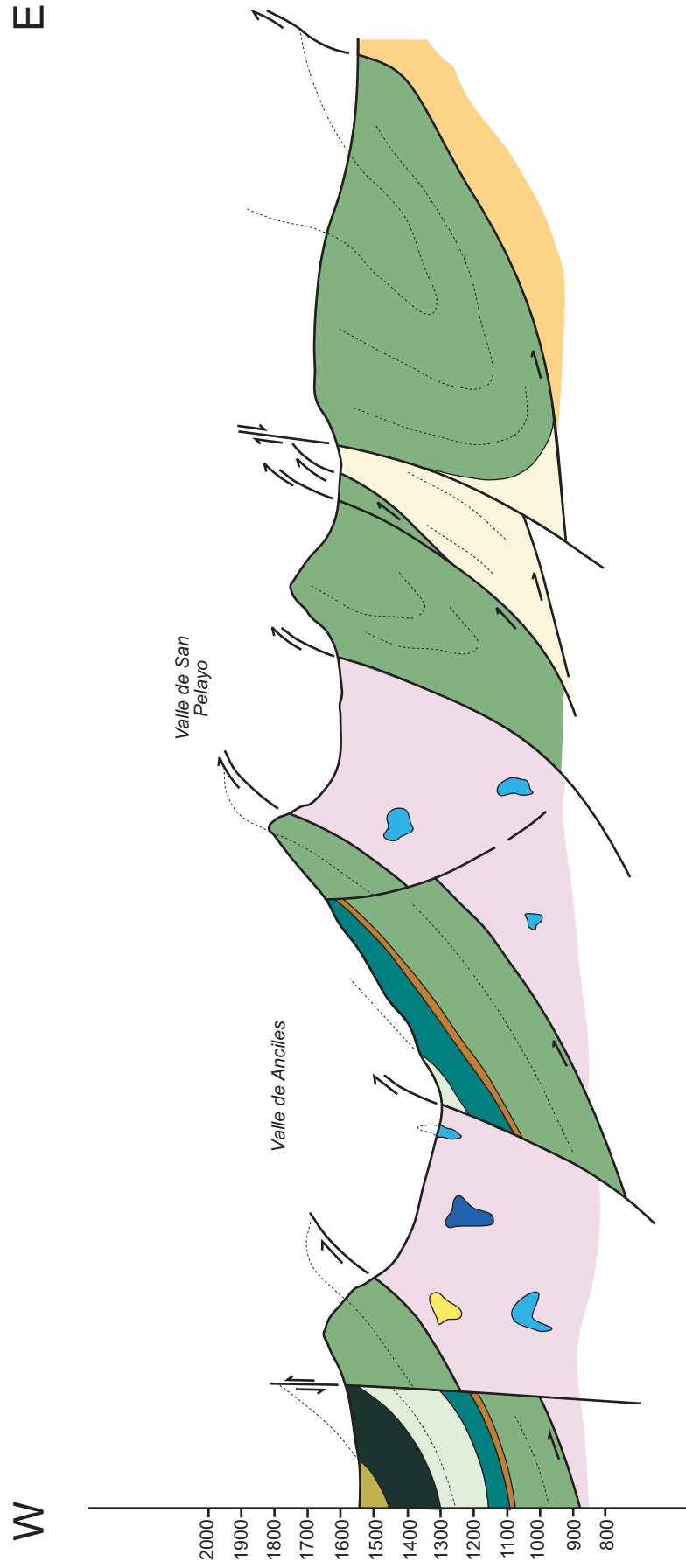
NW



CORTE II-II'



CORTE III-III'



ANEXO 2

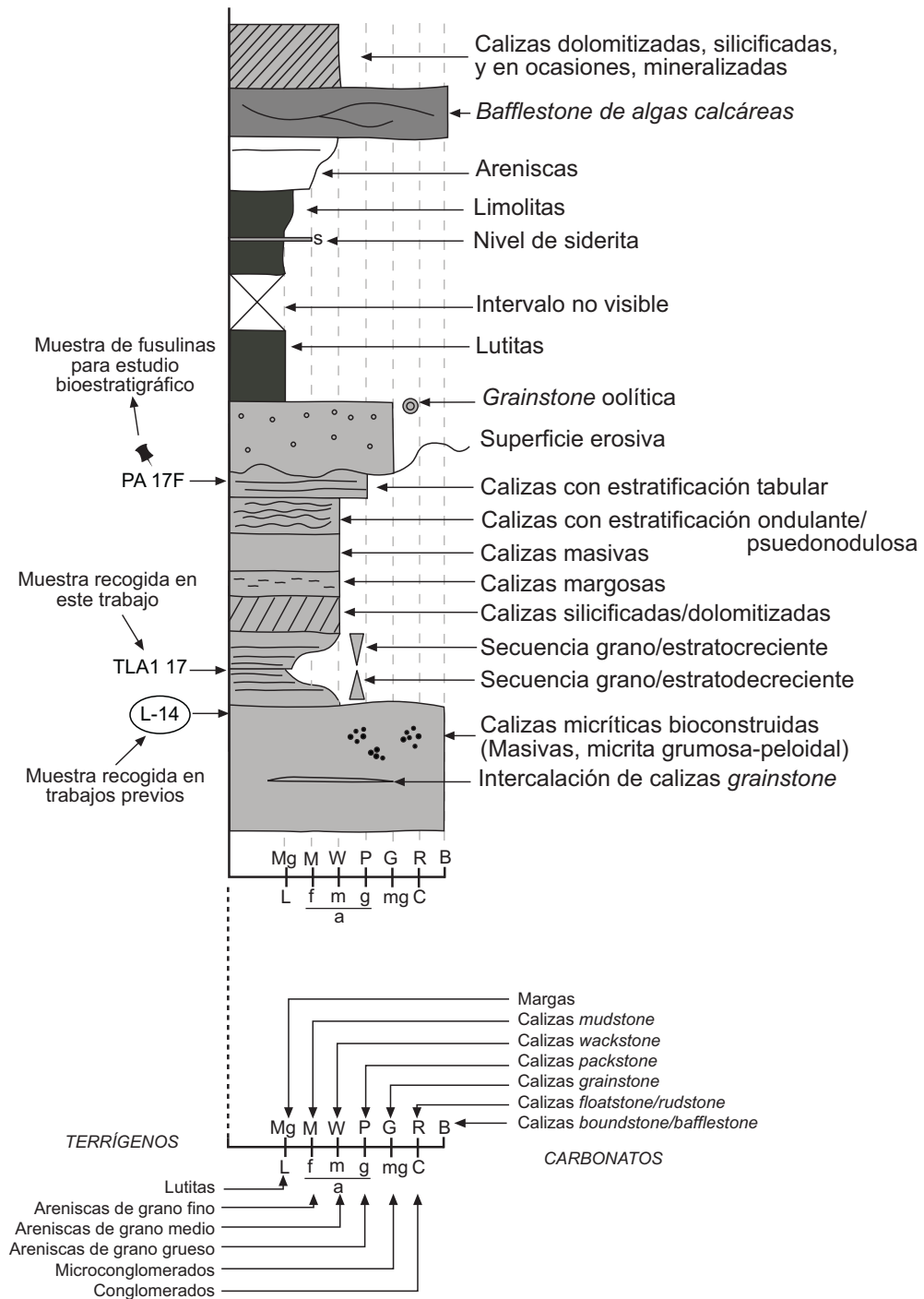
COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

- SECTOR PIEDRAFITA-LILLO
- SECTOR LOIS-CIGUERA

LEYENDA PARA LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

NOMBRE DE LA SECCIÓN







Localización en coordenadas UTM

















SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

COMPONENTES FÓSILES








-  Fauna en general
-  Gasterópodos
-  Braquiópodos
-  Bivalvos
-  Crinoideos
-  Ostrácodos
-  Conchas en general
-  Corales solitarios rugosos
-  Corales masivos rugosos
-  Corales ramosos
-  *Chaetetes*
-  Algas filoides
-  Algas dasicladáceas
-  *Loisphyllum*
-  Algas rojas
-  *Donezella*
-  *Beresella*
-  *Girvanella*
-  Calciesferas
-  Briozoos ramosos
-  Briozoos fenestélidos
-  Esponjas
-  Espículas de esponja
-  Siringopóridos
-  Foraminíferos

-  Fusulínidos
-  Foraminíferos tubulares
-  *Thartharella*
-  *Tubiphytes*
-  Fragmentos de Trilobites
-  Restos vegetales











OTROS COMPONENTES

-  Oncoides de tipo Osagia
-  Lumps algales
-  Peloides
-  Oolitos
-  *Coated grains*
-  Intraclastos
-  Zoophycus
-  Bioturbación
-  Pistas
-  Raíces
-  Granos de carbón
-  Granos de cuarzo
-  Cantos blandos
-  Clastos carbonatados
-  Clastos siliciclásticos

POROSIDADES, CEMENTOS Y PROCESOS DIAGENÉTICOS

-  *Stromatactis*
-  Cementos fibrosos
-  Porosidad biomóldica
-  Nódulos de siderita
-  Nódulos de chert
-  Sulfuros
-  Relleno geopetal

ESTRUCTURAS DE CORRIENTE

-  Estratificación cruzada en surco
-  Estratificación cruzada planar
-  Estratificación cruzada *hummocky*
-  Laminación paralela
-  *Ripples* de corriente
-  *Ripples* de oleaje
-  Laminación flaser
-  Estructuras de carga
-  *Flute cast*
-  Marcas de arrastre

SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

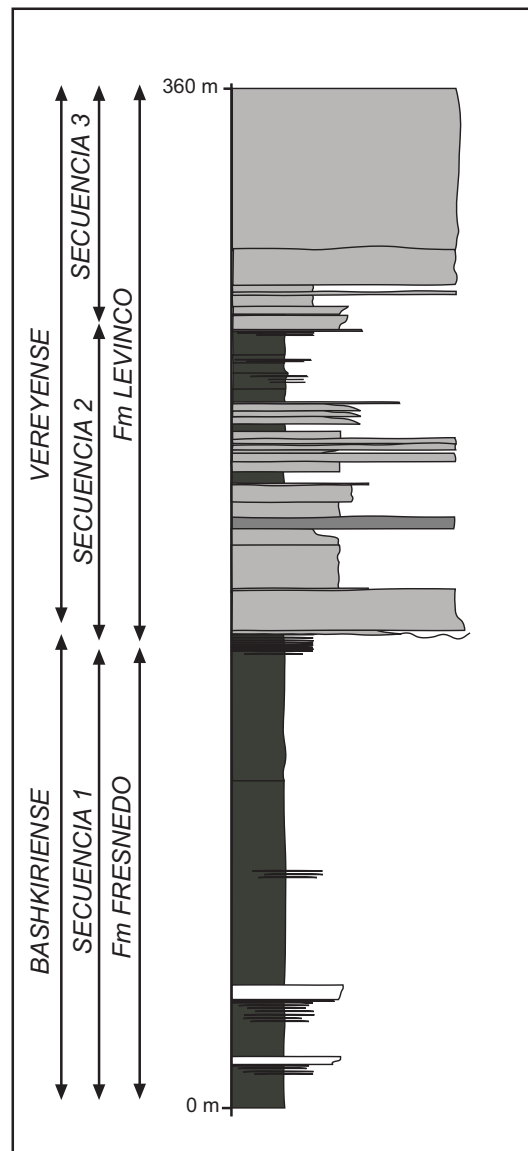
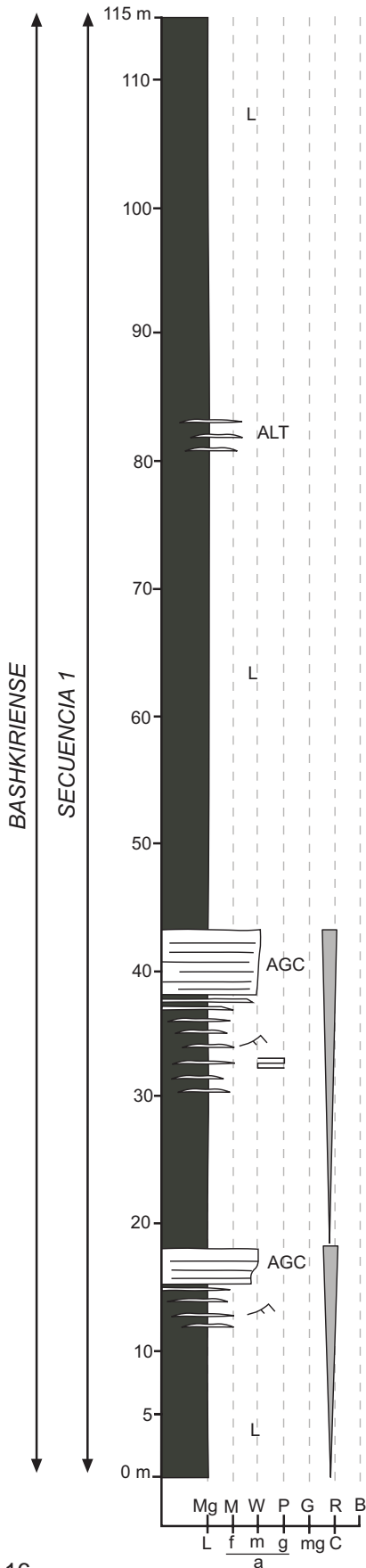
- PUEBLA DE LILLO (PL)pág. 16
- PEÑA DEL ÁGUILA (PA)pág. 19
- PUEBLA DE LILLO MOUNDS I (PLMI)pág. 20
- PUEBLA DE LILLO MOUNDS II (PLMII)pág. 21
- LA CERVATINA 0 (LC0)pág. 22
- LA CERVATINA (LC)pág. 23
- LA CERVATINA II (LCII)pág. 28
- ARROYO DE BARBADILLO (ABR)pág. 29
- RUCAYO (RY)pág. 31
- VILLAVERDE DE LA CUERNA (VC)pág. 35
- APAREJO (APJ)pág. 43

(Localización de las secciones en el mapa geológico 1)

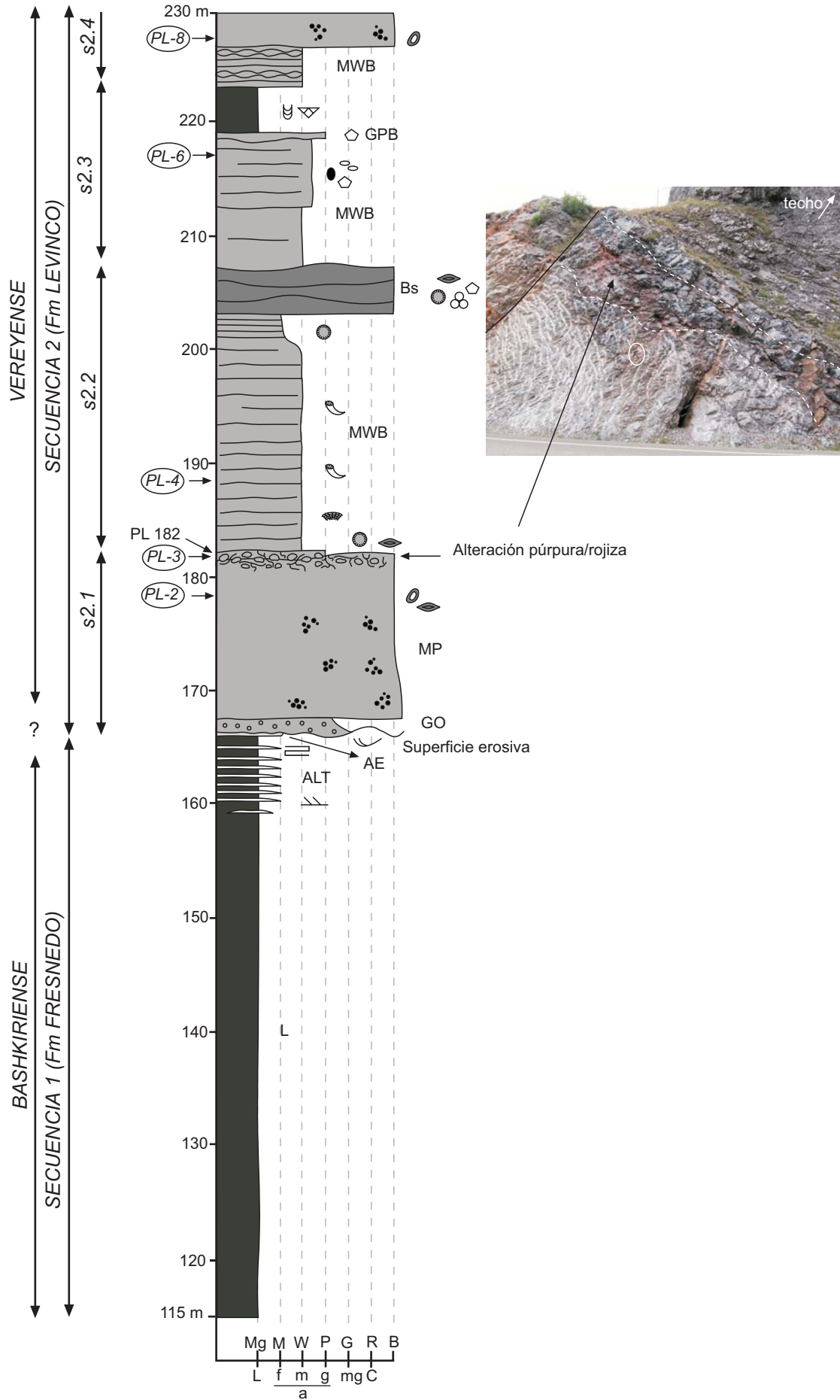
SECCIÓN PUEBLA DE LILLO (PL)

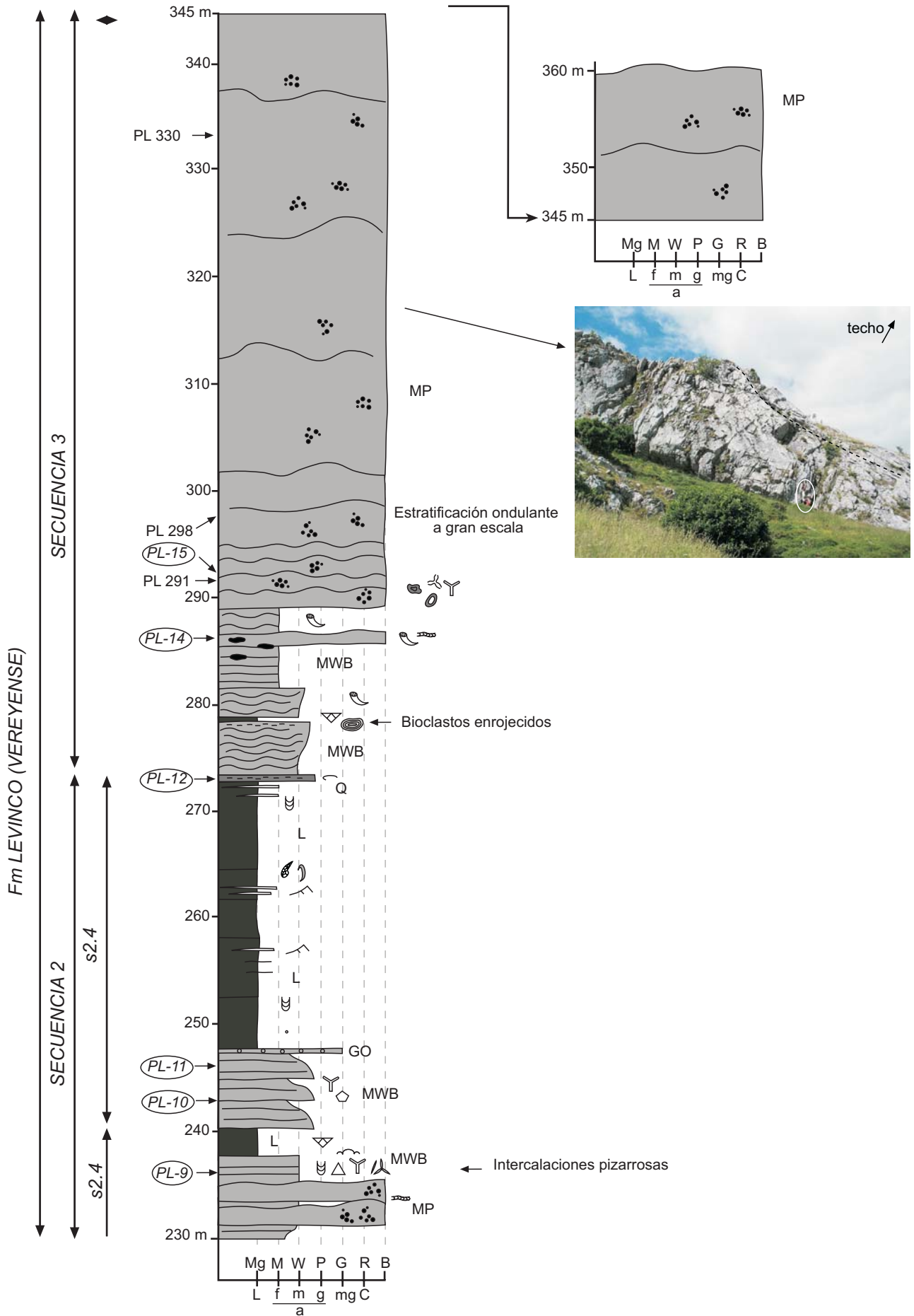
30T 315544 4762587

(continúa en la pág. siguiente)



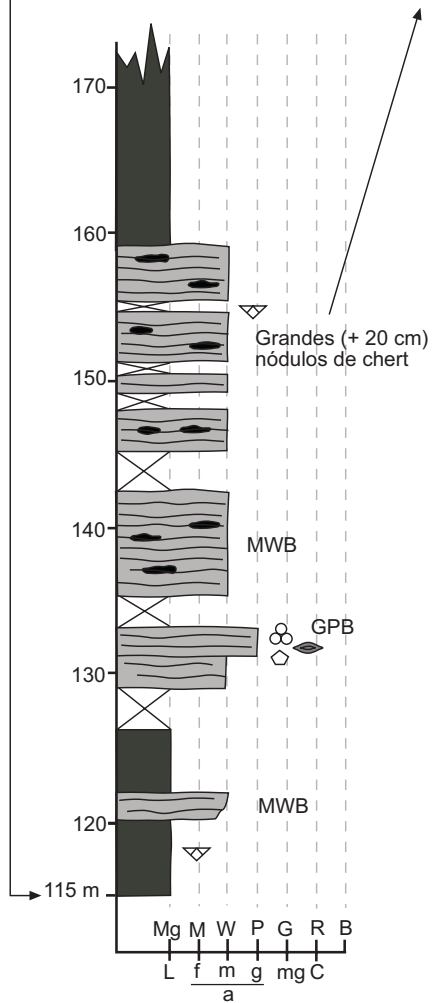
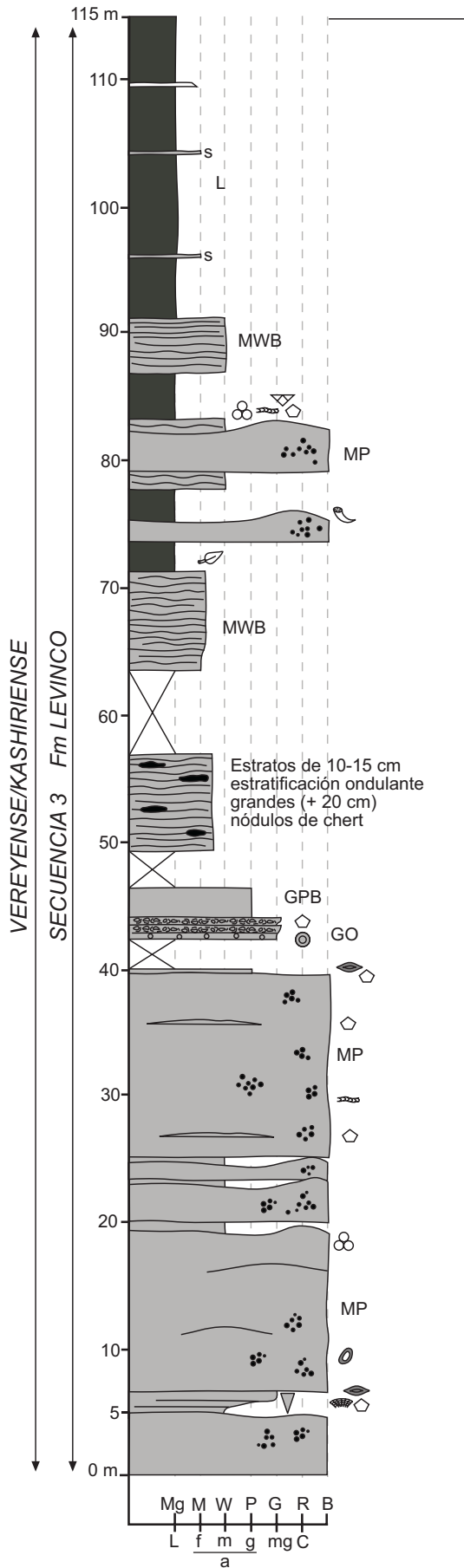
(continúa en la pág. siguiente)





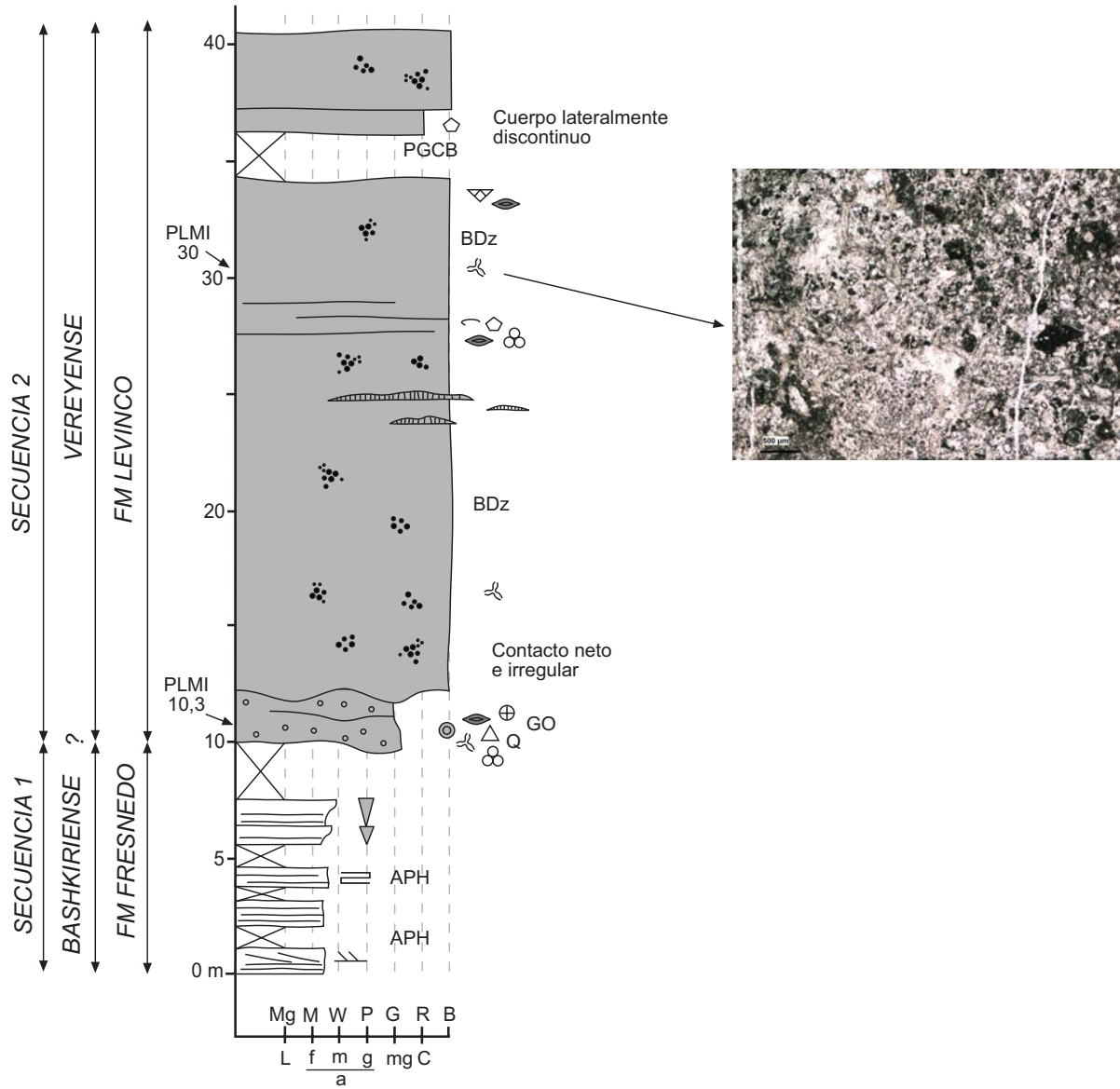
SECCIÓN PEÑA DEL ÁGUILA (PA)

30T 3141754 4764358



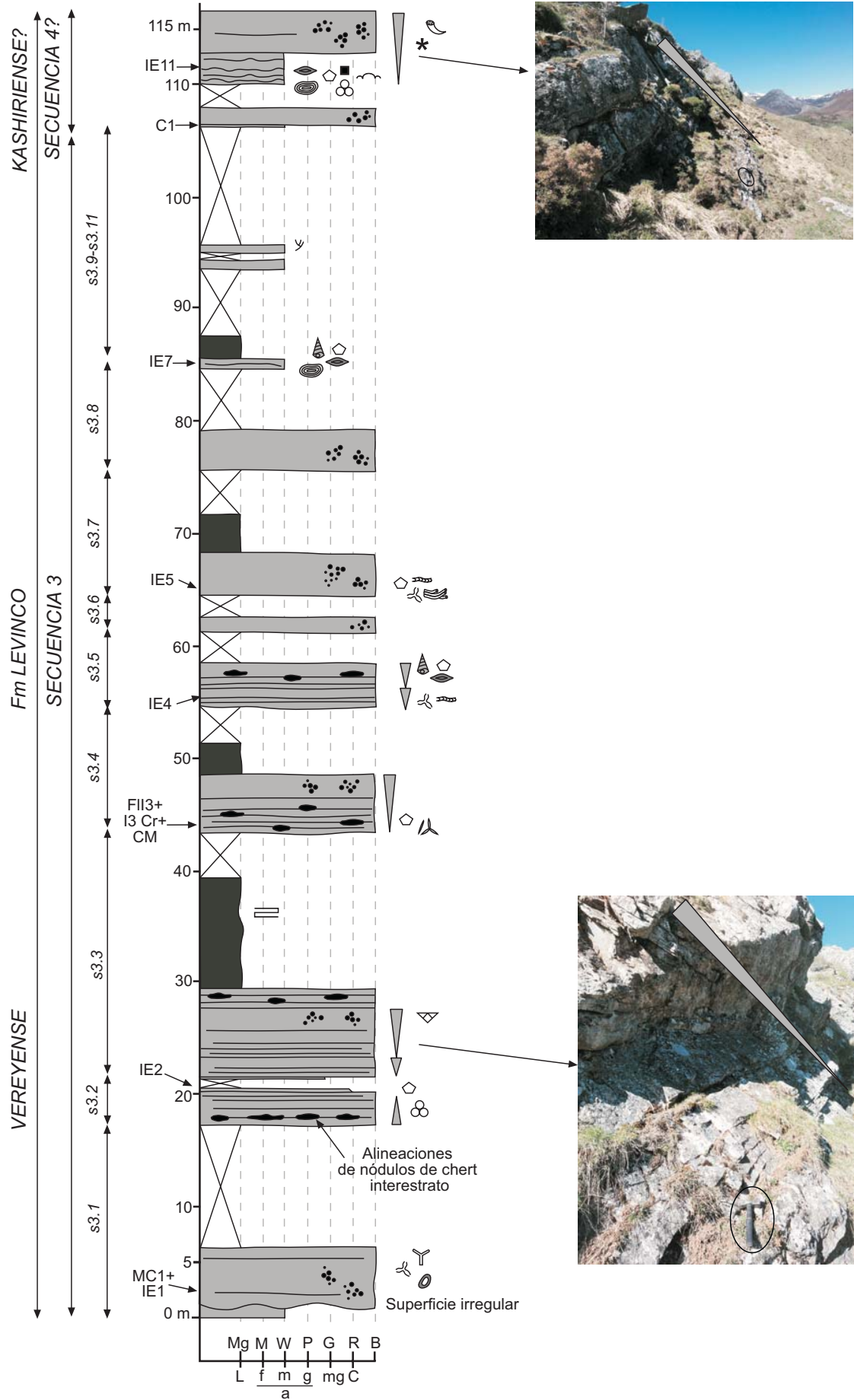
SECCIÓN PLMI

30T 313585 4765261



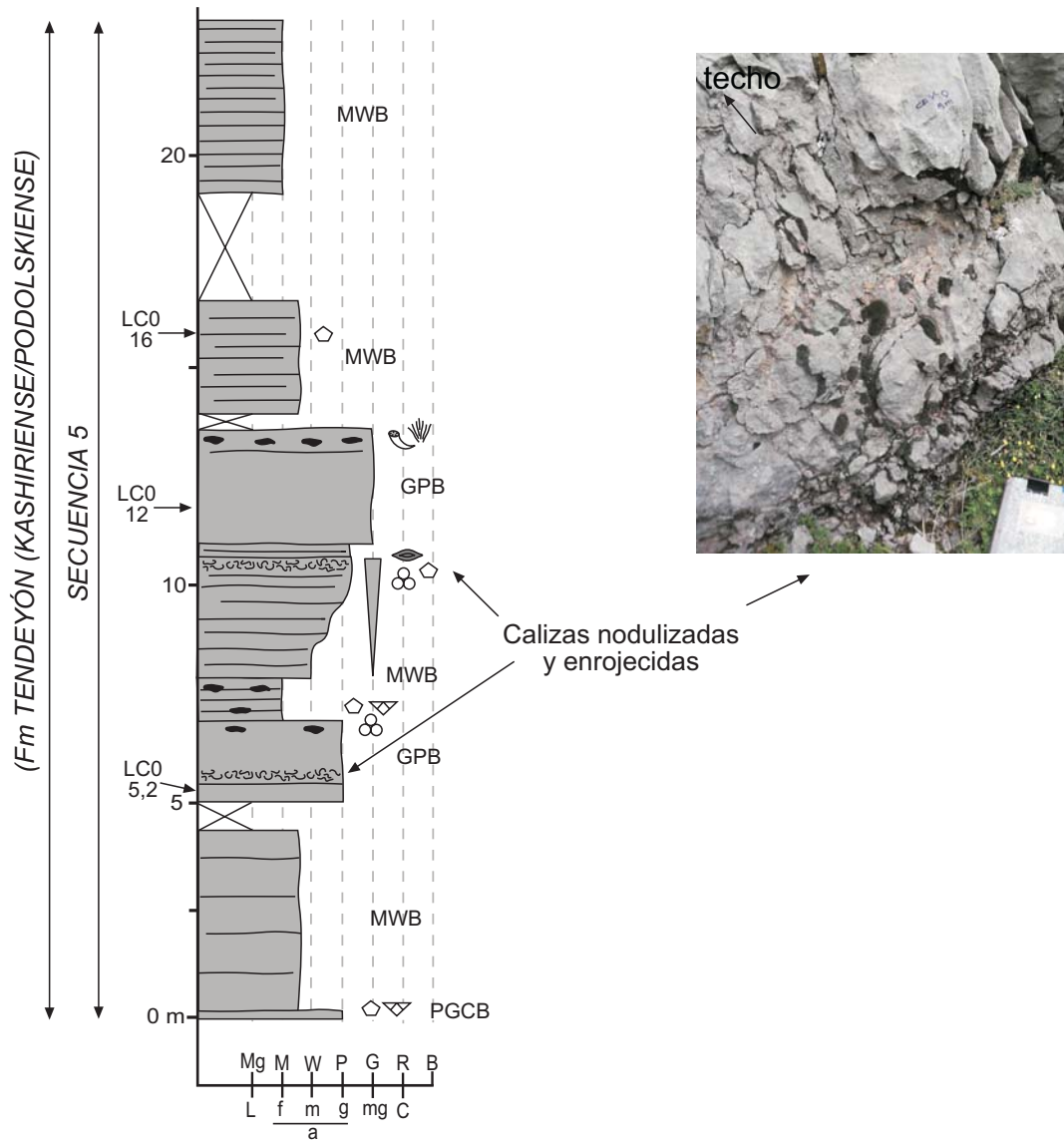
SECCIÓN PLMII

30T 3137525 4765124



SECCIÓN LA CERVATINA 0

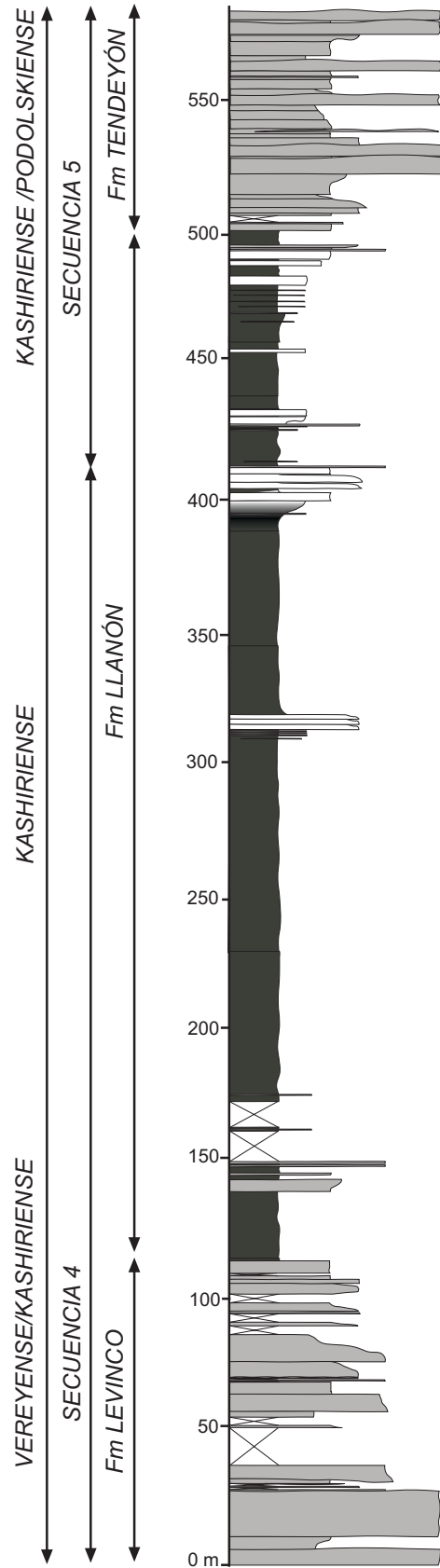
30T 313970 4763362



SECCIÓN LA CERVATINA (LC)

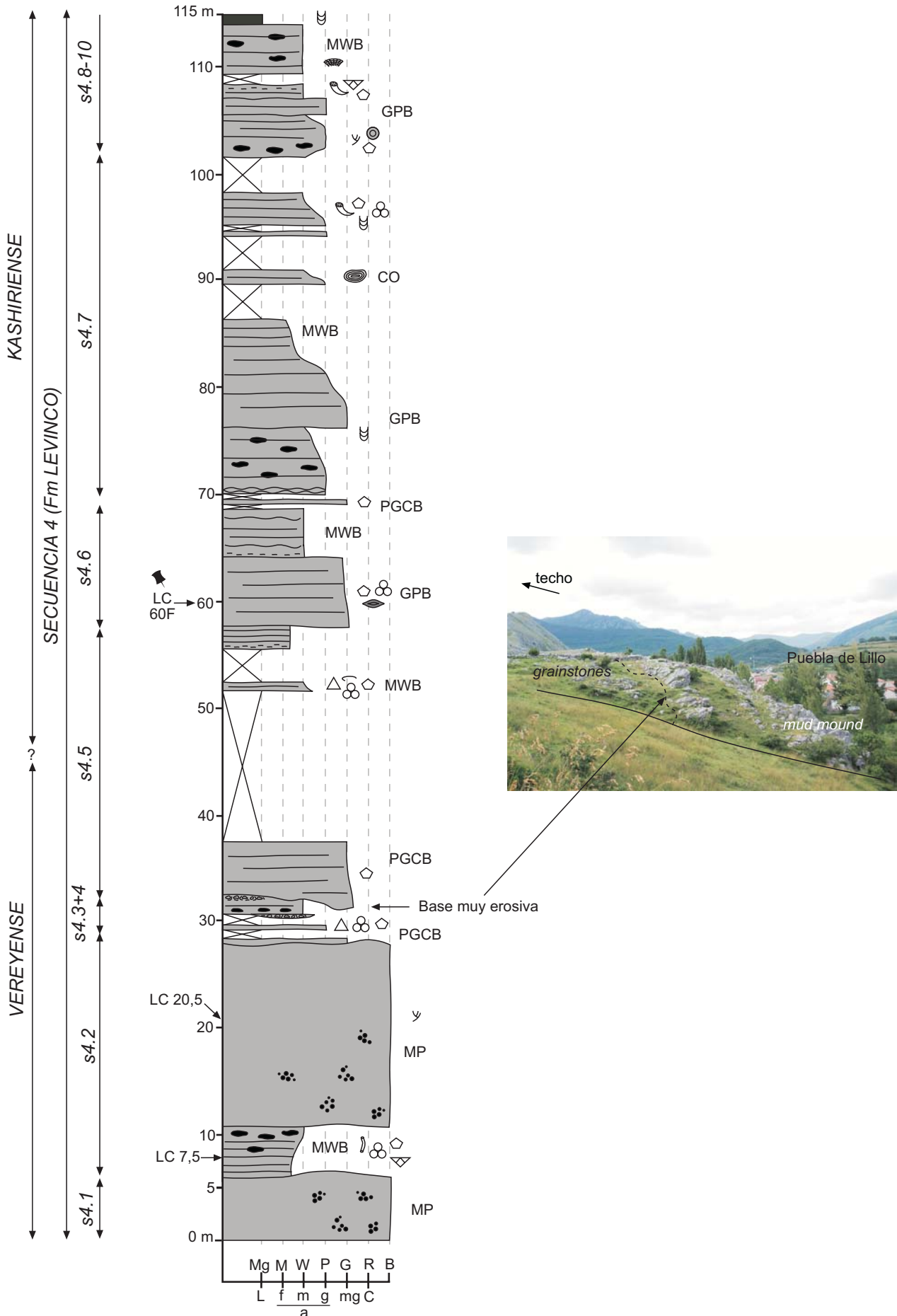
30T 310403 4760553

(continúa en la pág. siguiente)

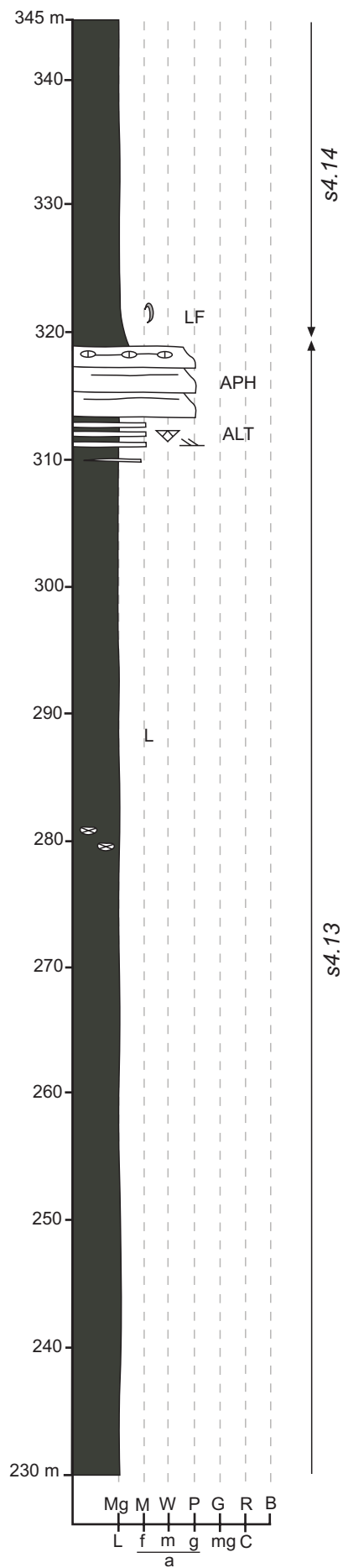
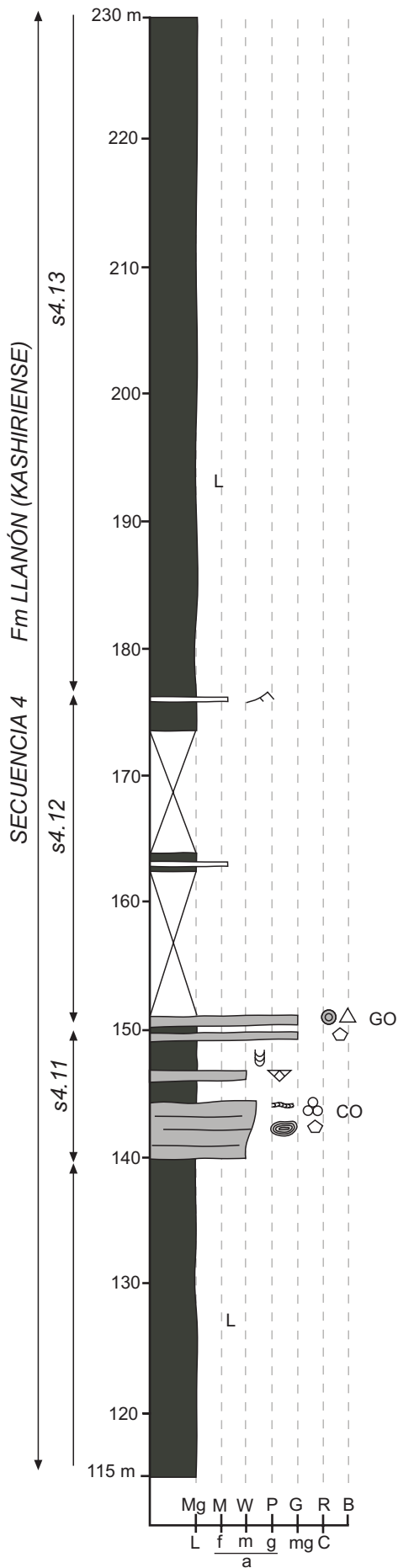


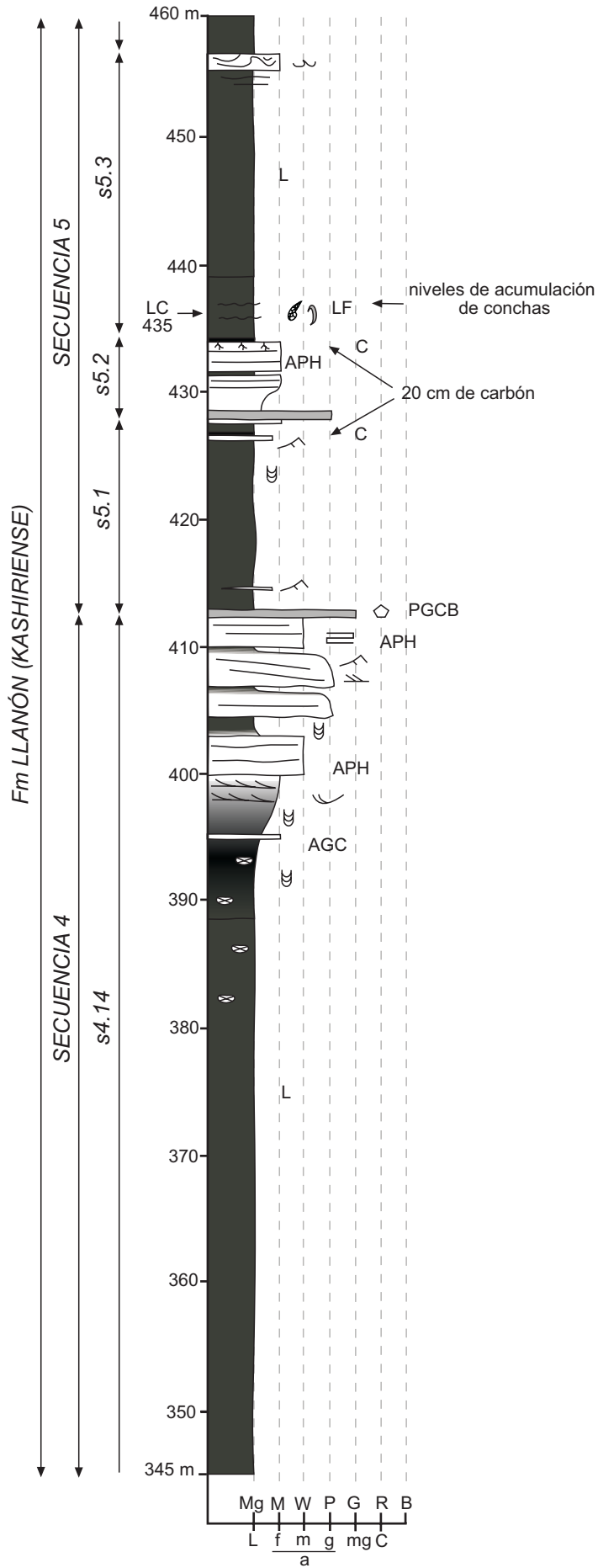
SECCIÓN LA CERVATINA (LC)

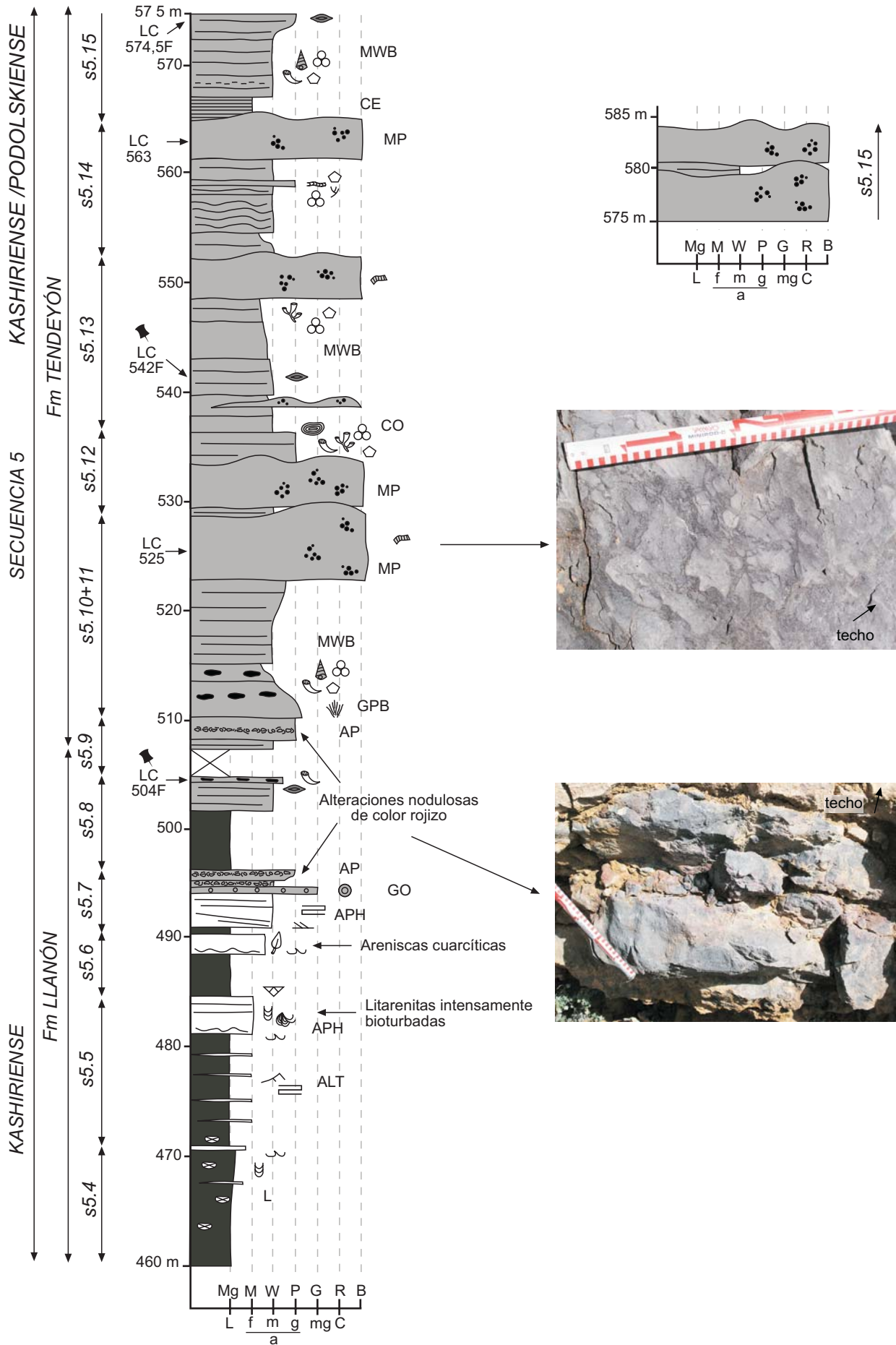
(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)

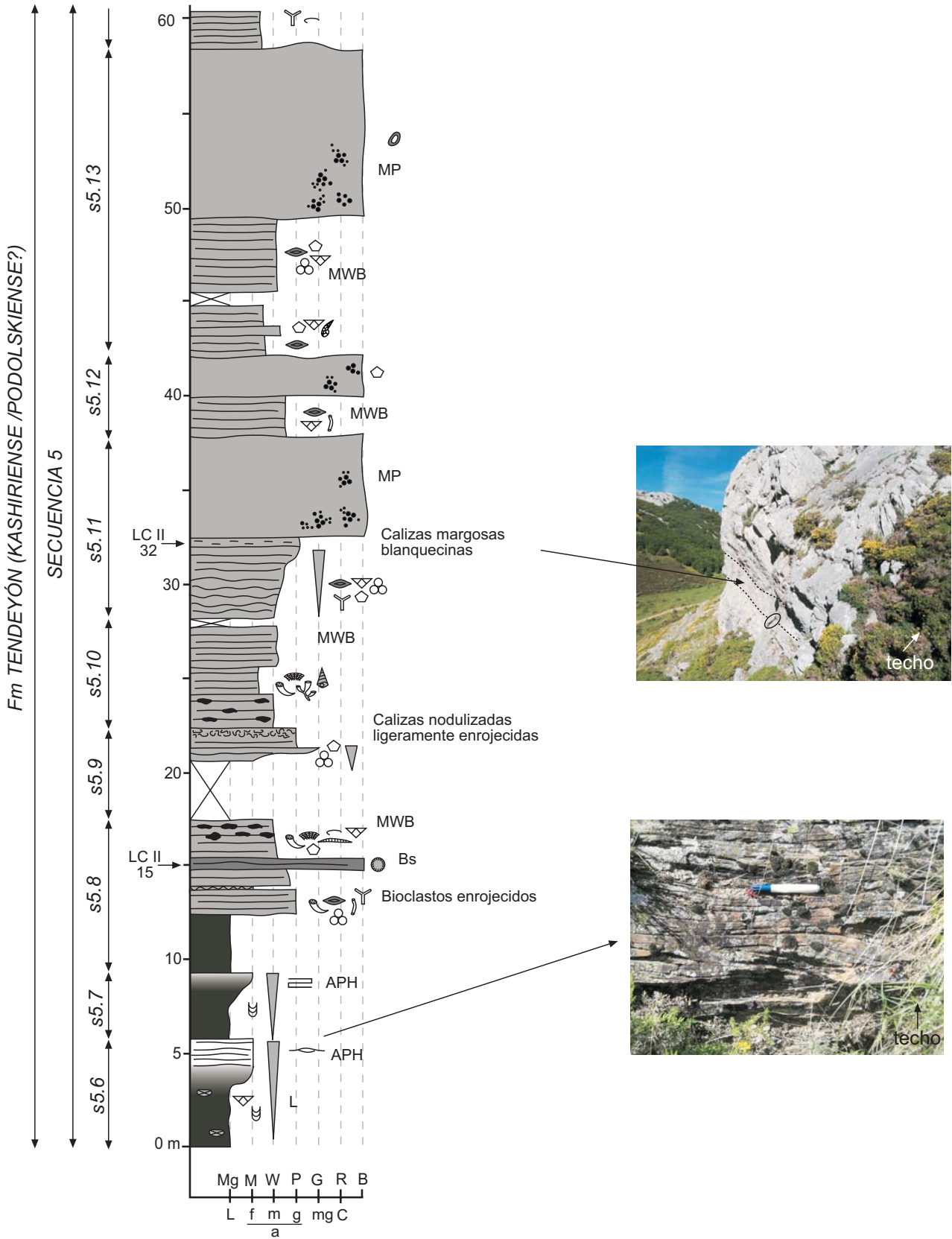






SECCIÓN LA CERVATINA II

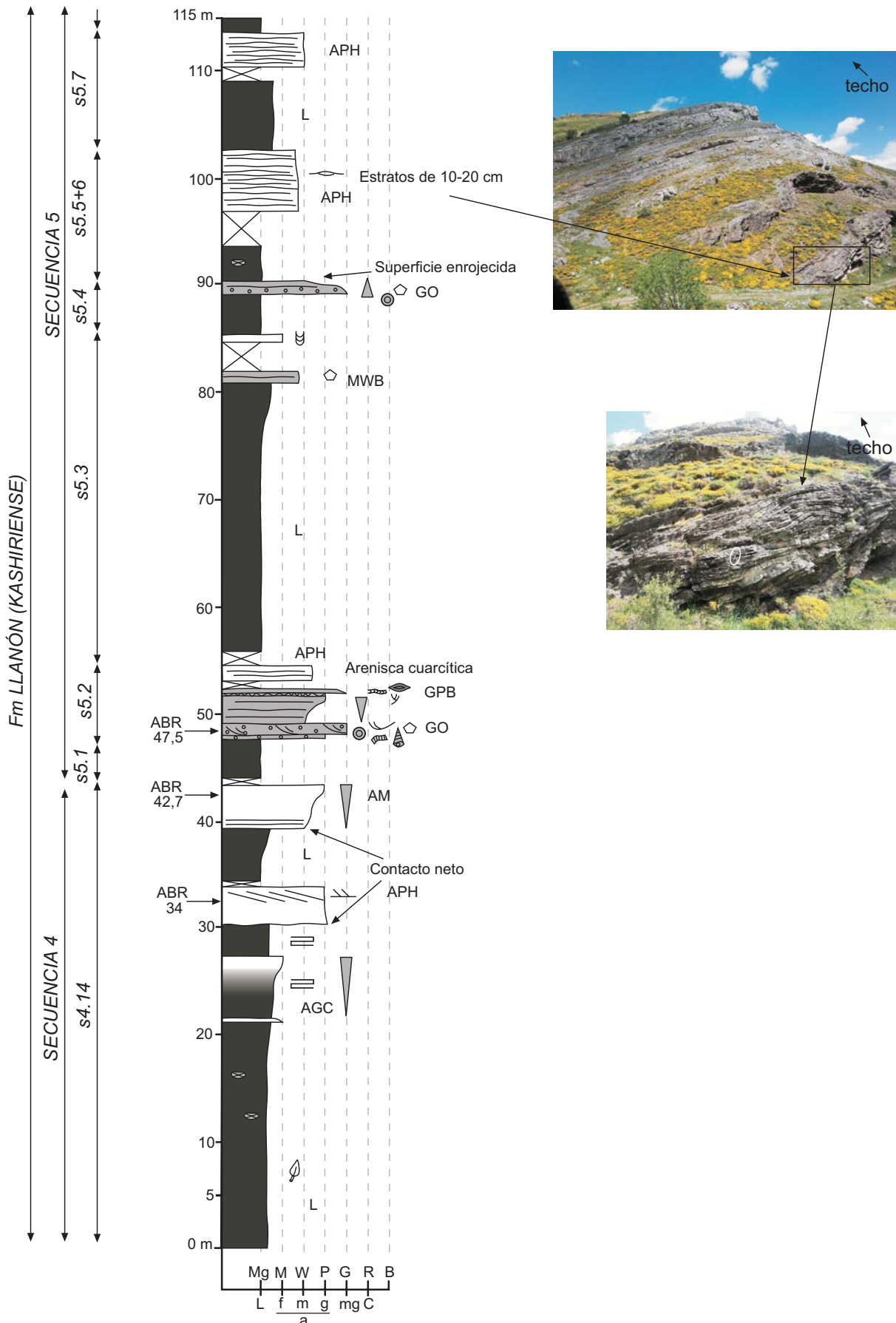
30T 311955 4763374

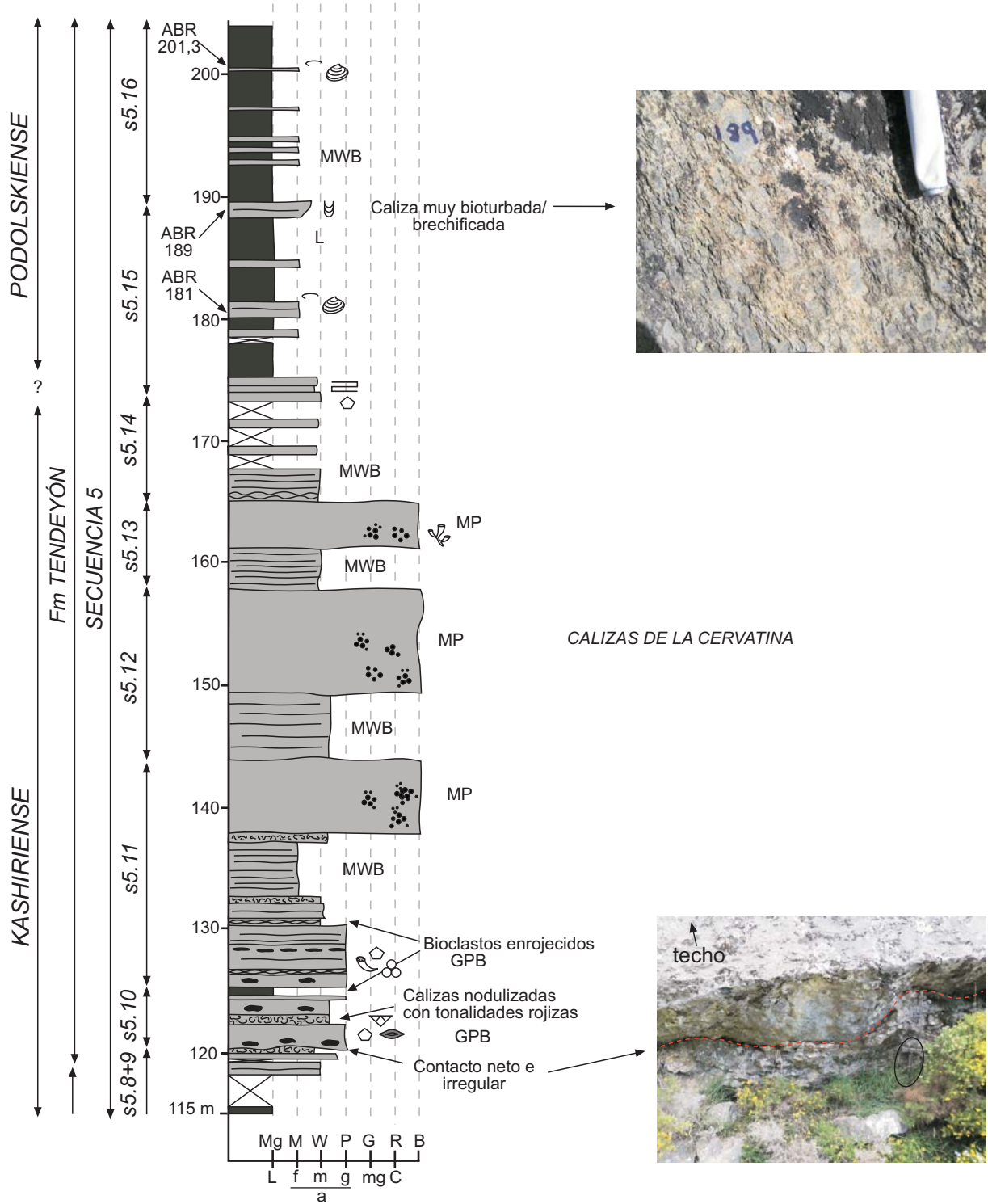


SECCIÓN ARROYO DE BARBADILLO (ABR)

30T 312965 4760977

(continúa en la pág. siguiente)

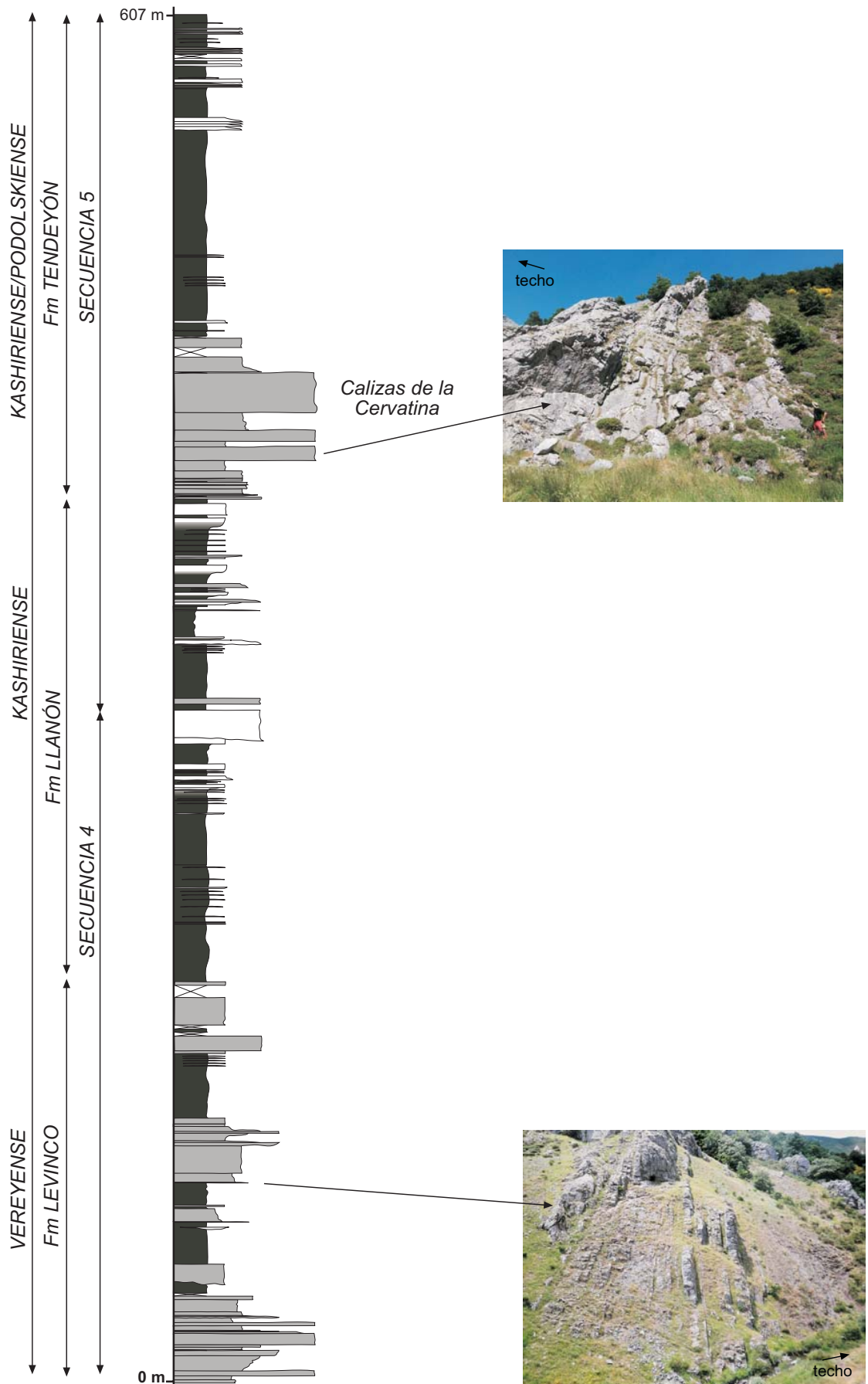




SECCIÓN RUCAYO (RY)

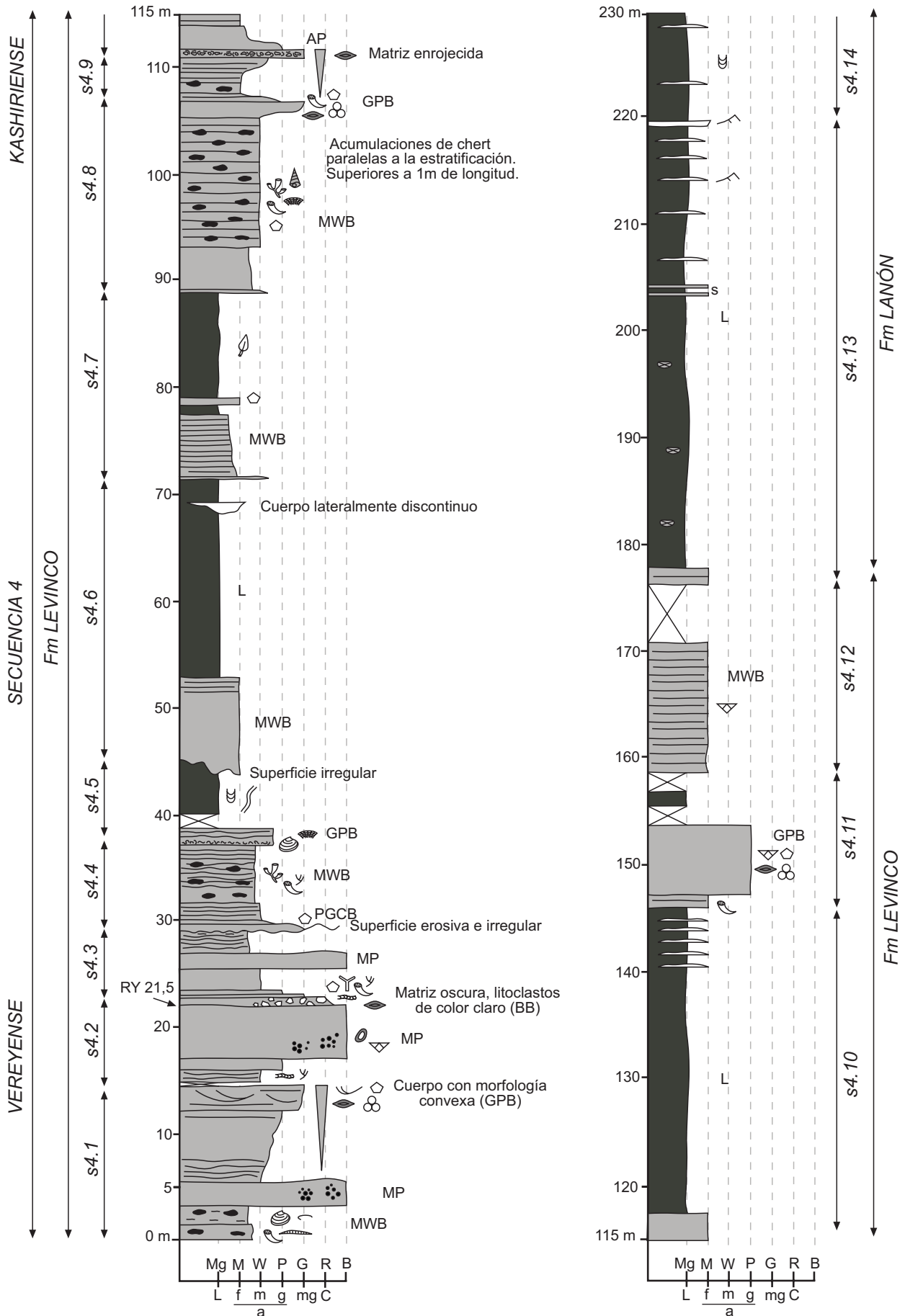
30T 310403 4760553

(continúa en la pág. siguiente)

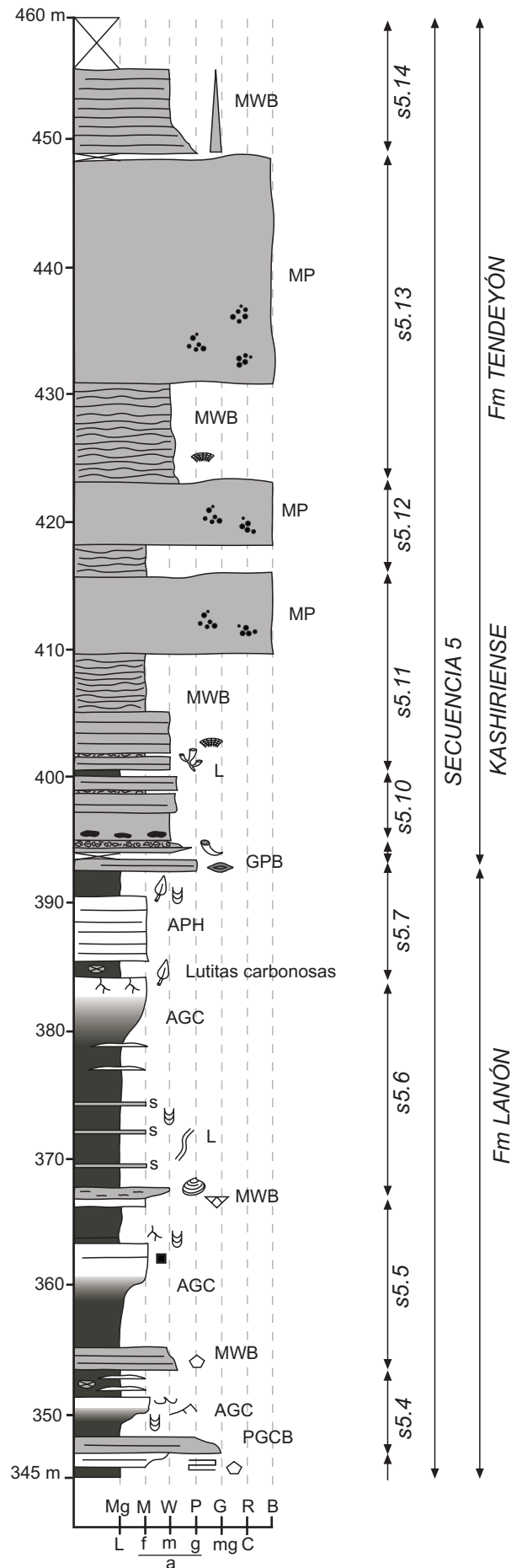
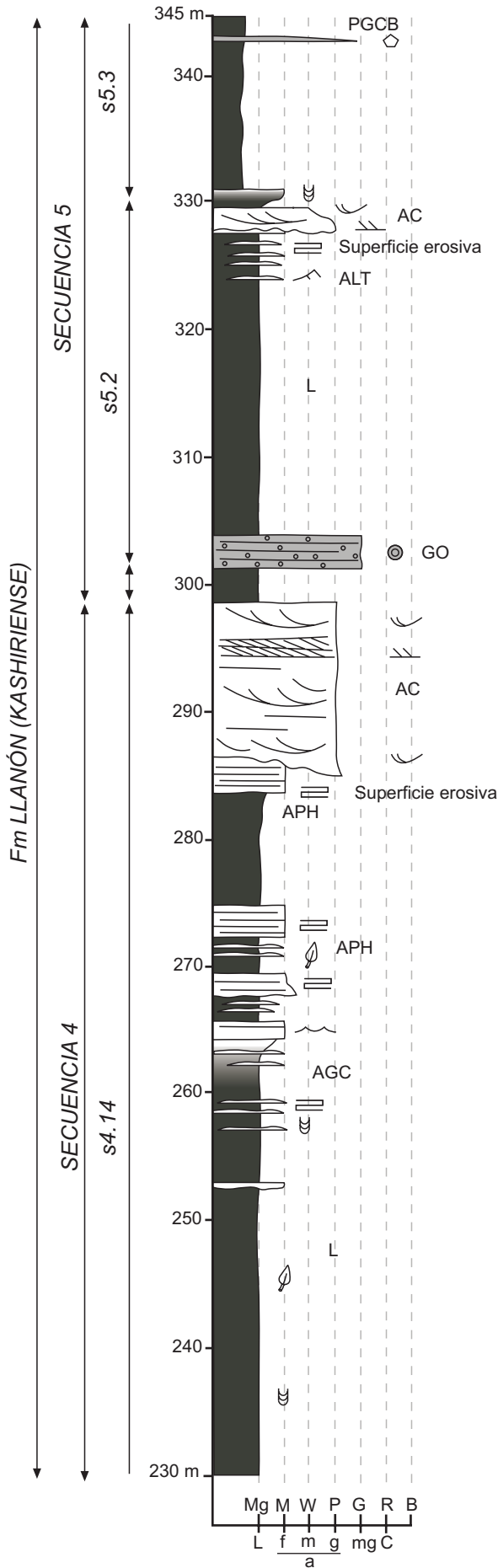


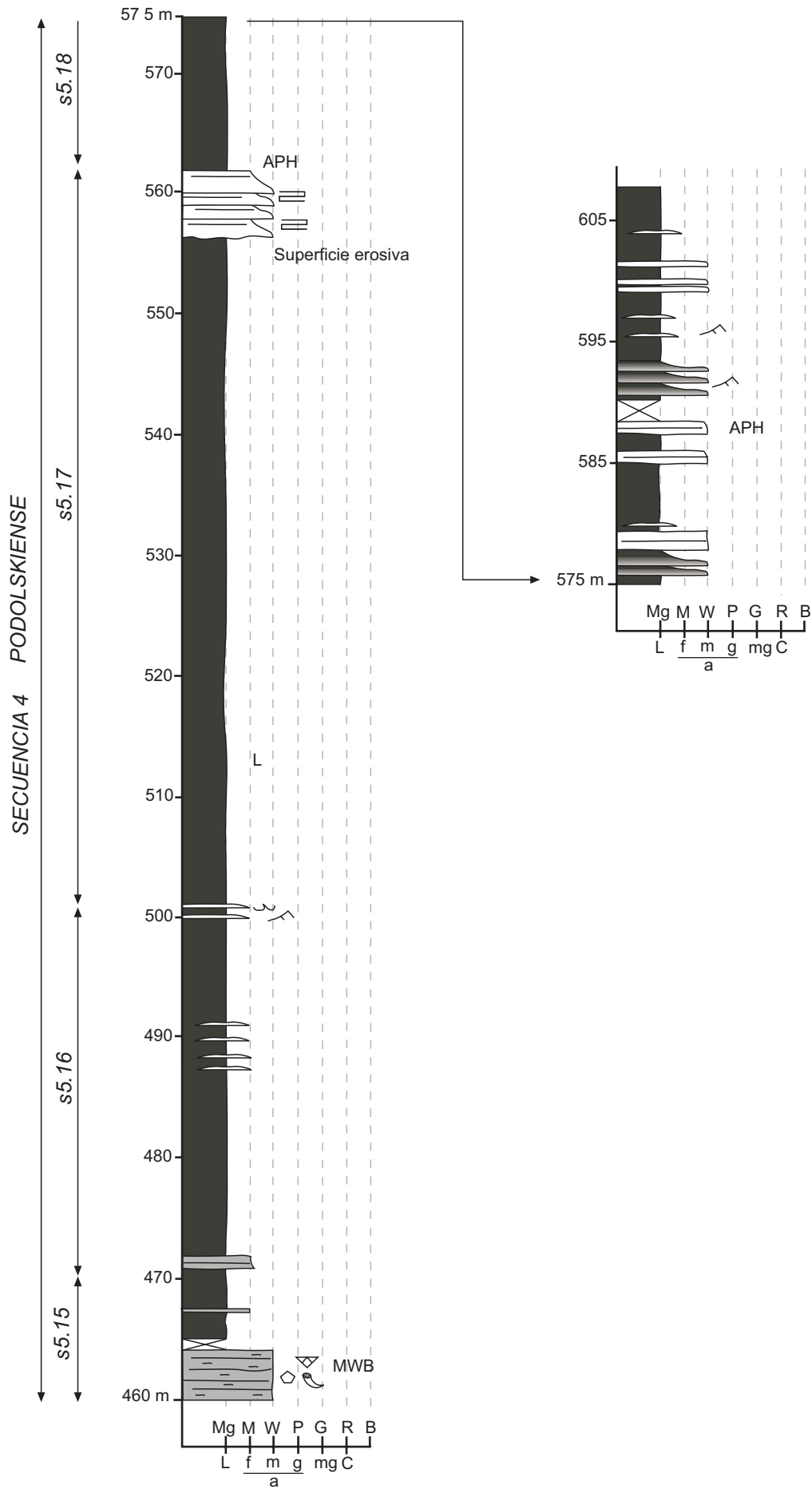
SECCIÓN RUCAYO (RY)

(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)

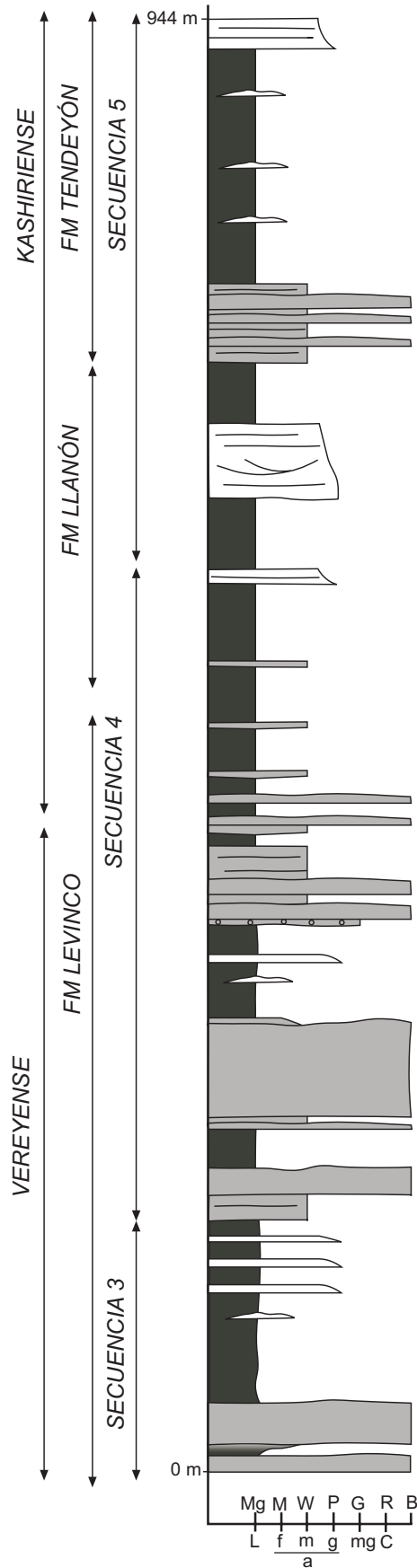




SECCIÓN VILLAVERDE DE LA CUERNA (VC)

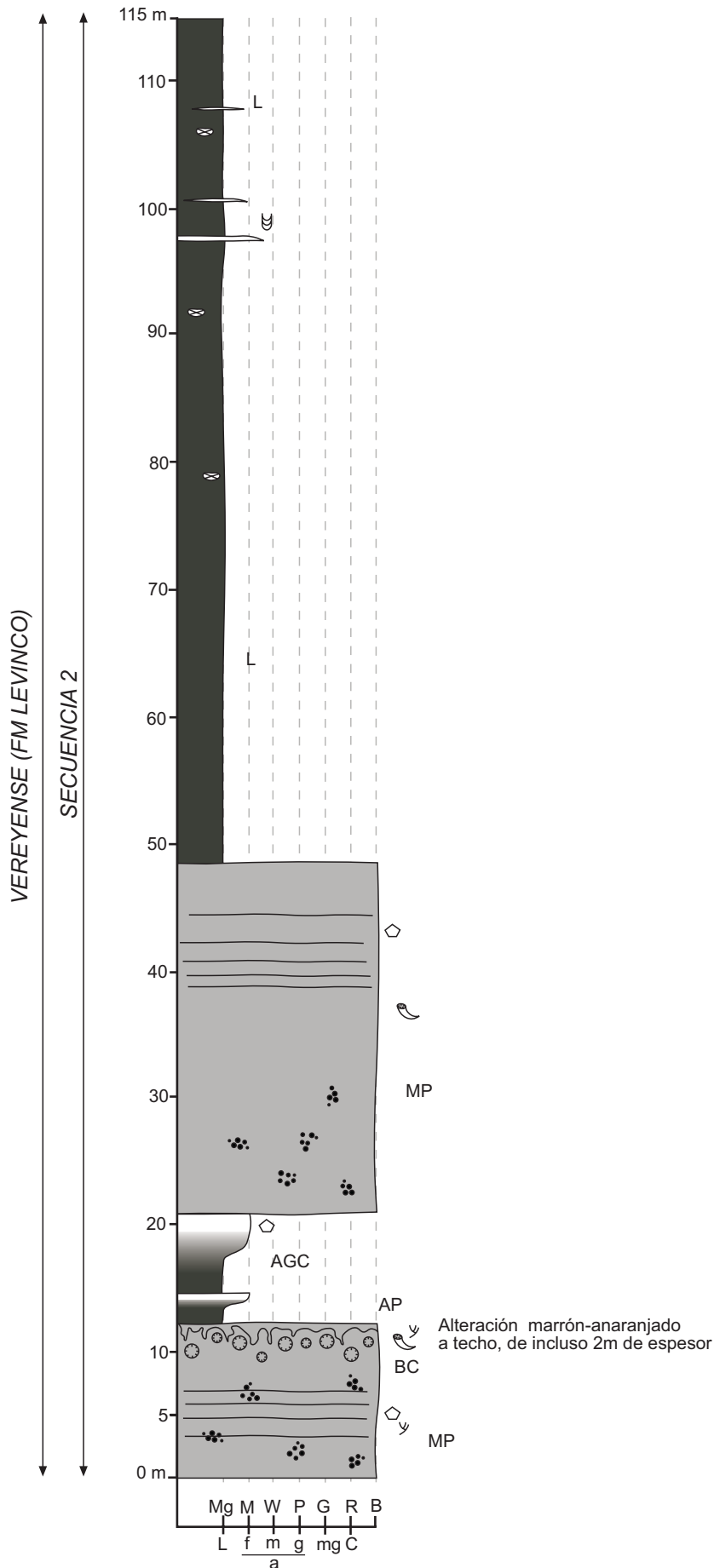
30T 305614 4765611 (localizada fuera del mapa 1)

(continúa en la pág. siguiente)

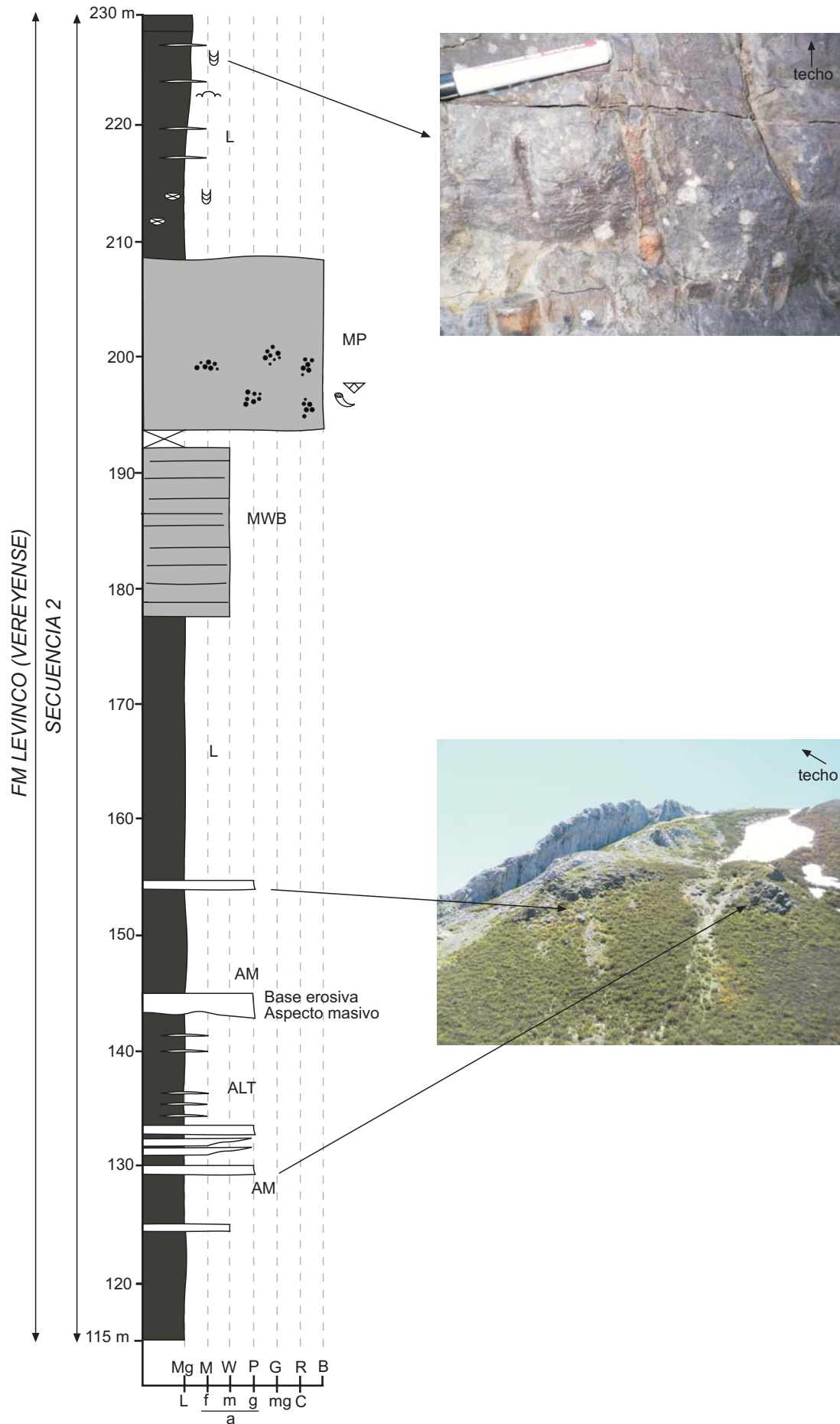


SECCIÓN VILLAVERDE DE LA CUERNA (VC)

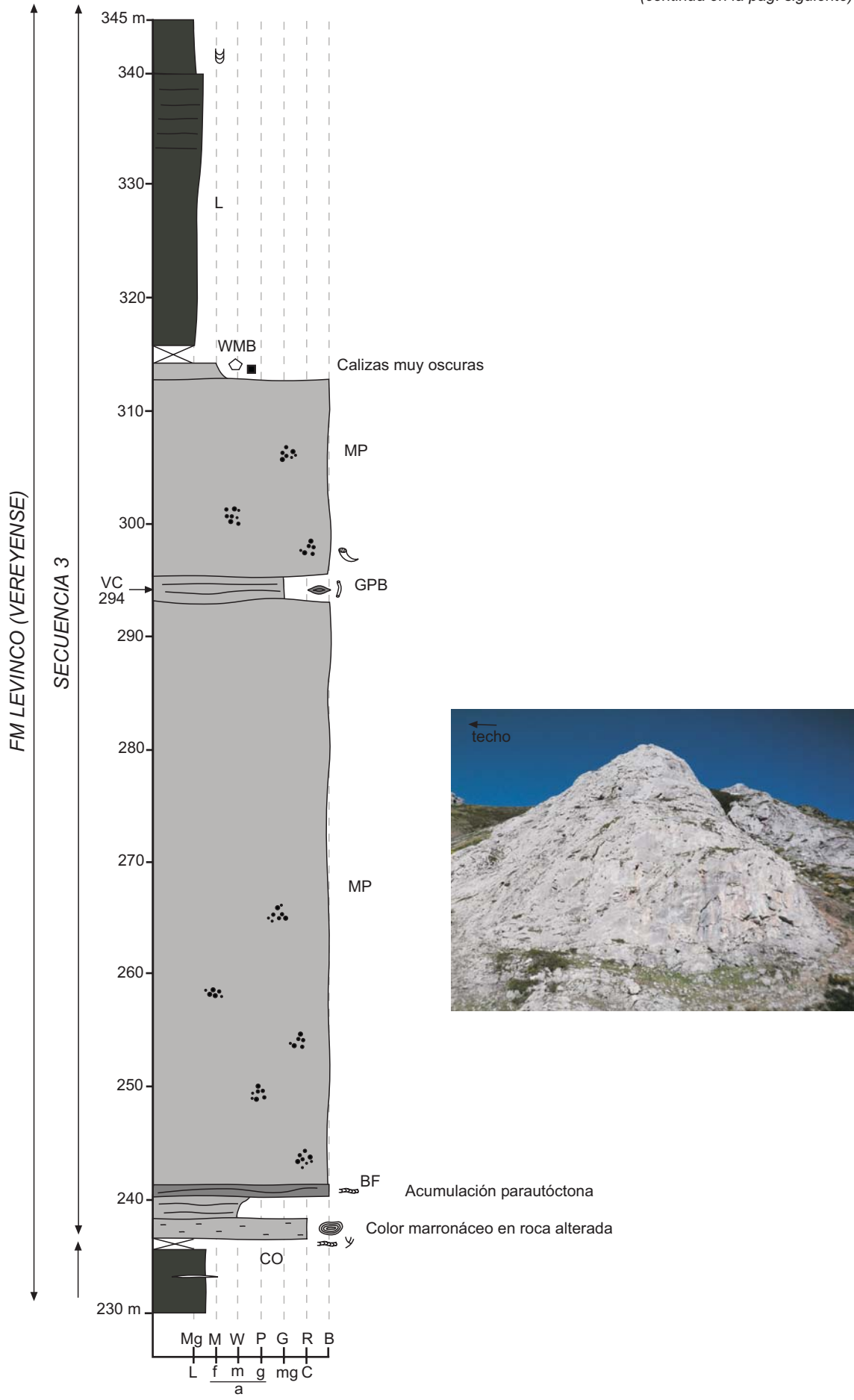
(continúa en la pág. siguiente)



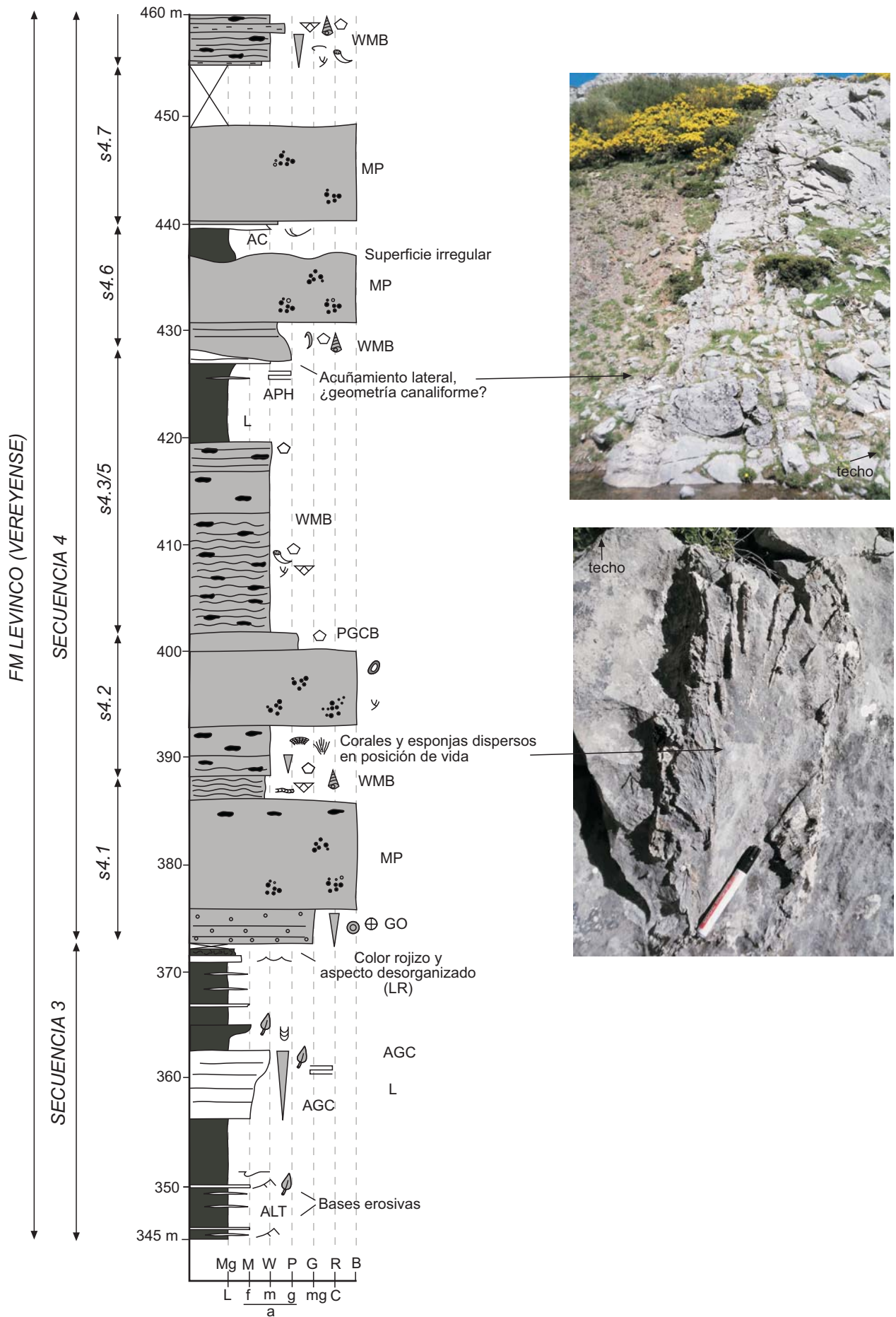
(continúa en la pág. siguiente)



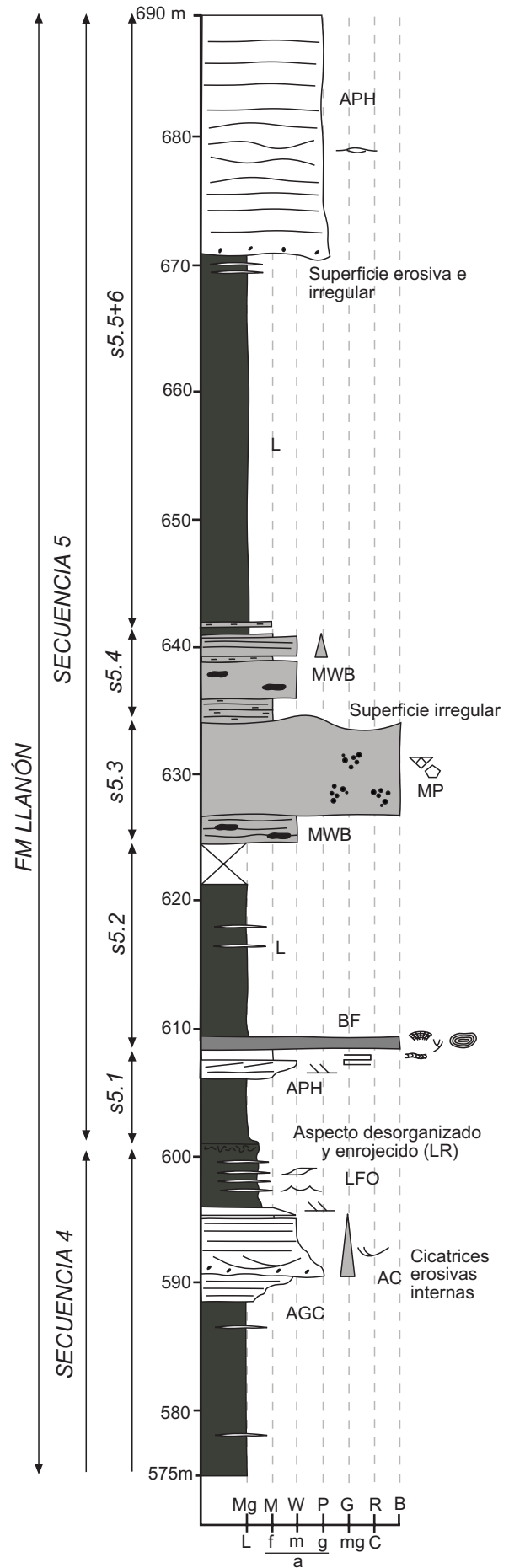
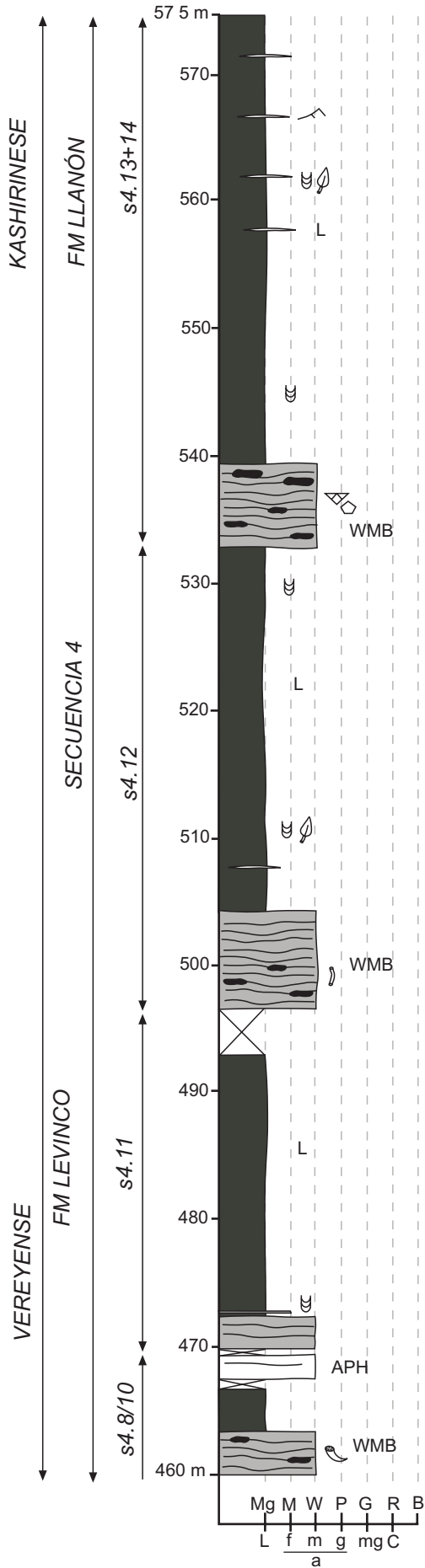
(continúa en la pág. siguiente)



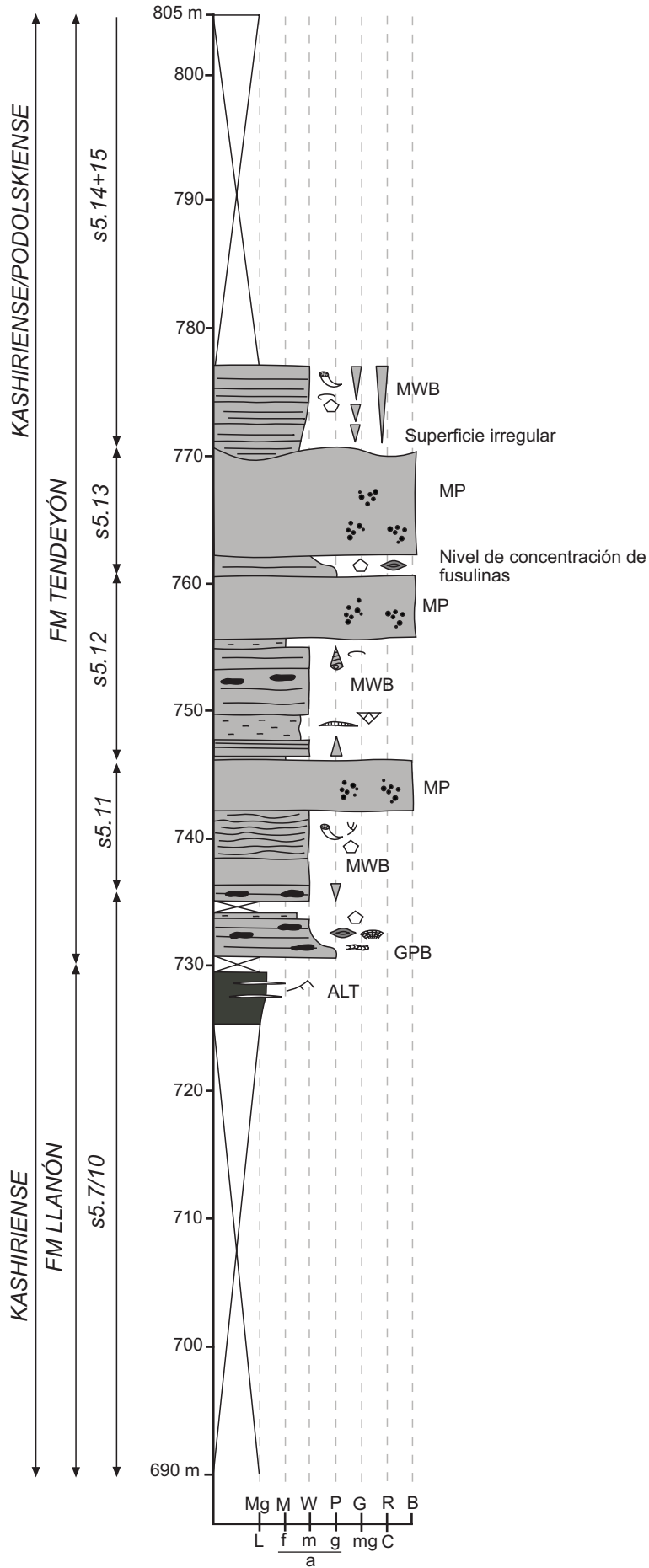
(continúa en la pág. siguiente)

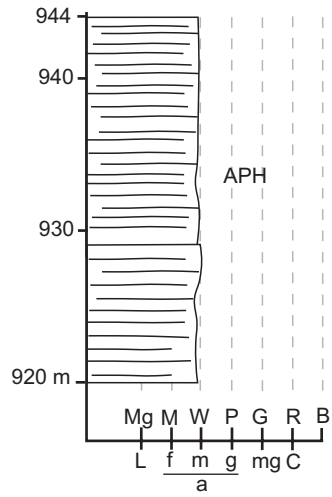
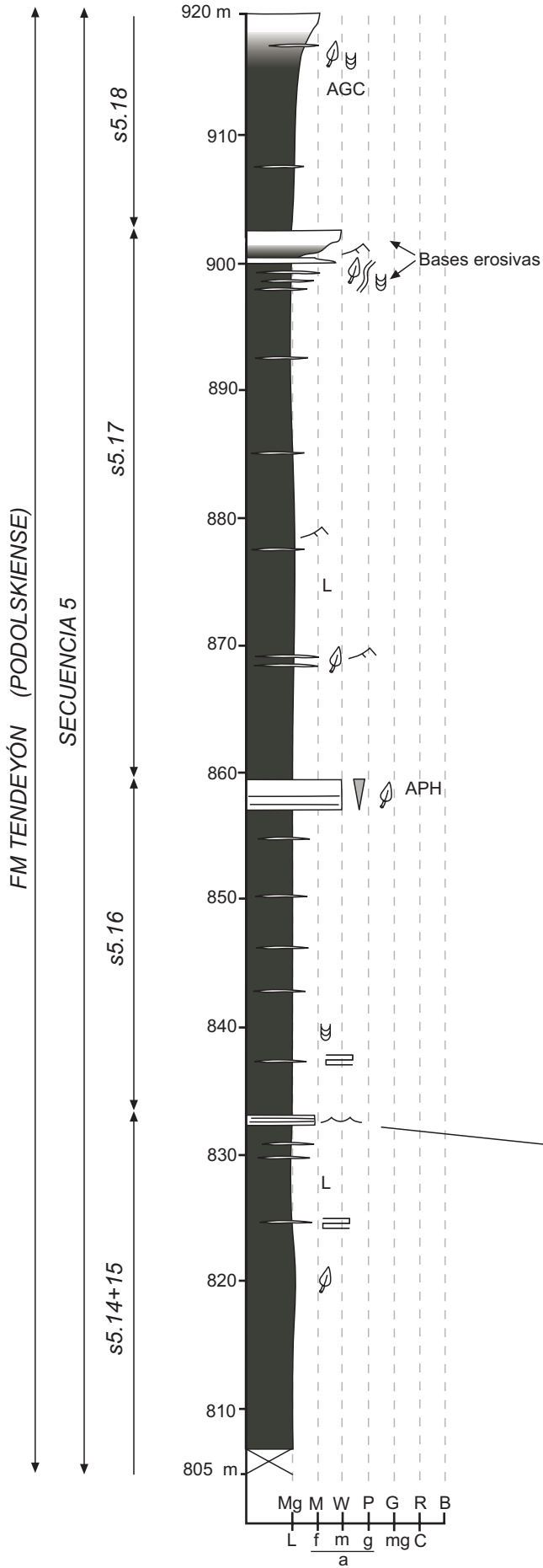


(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)



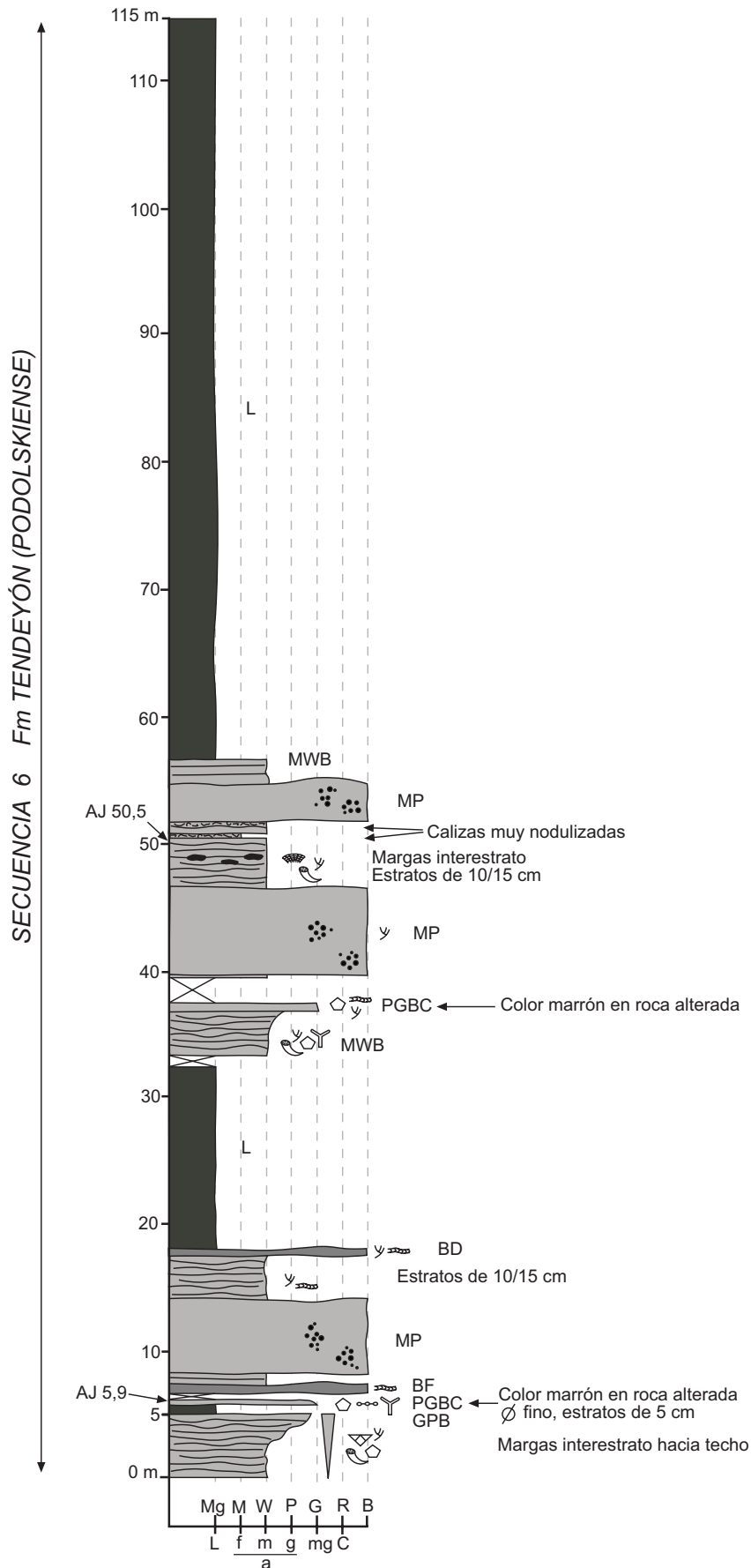


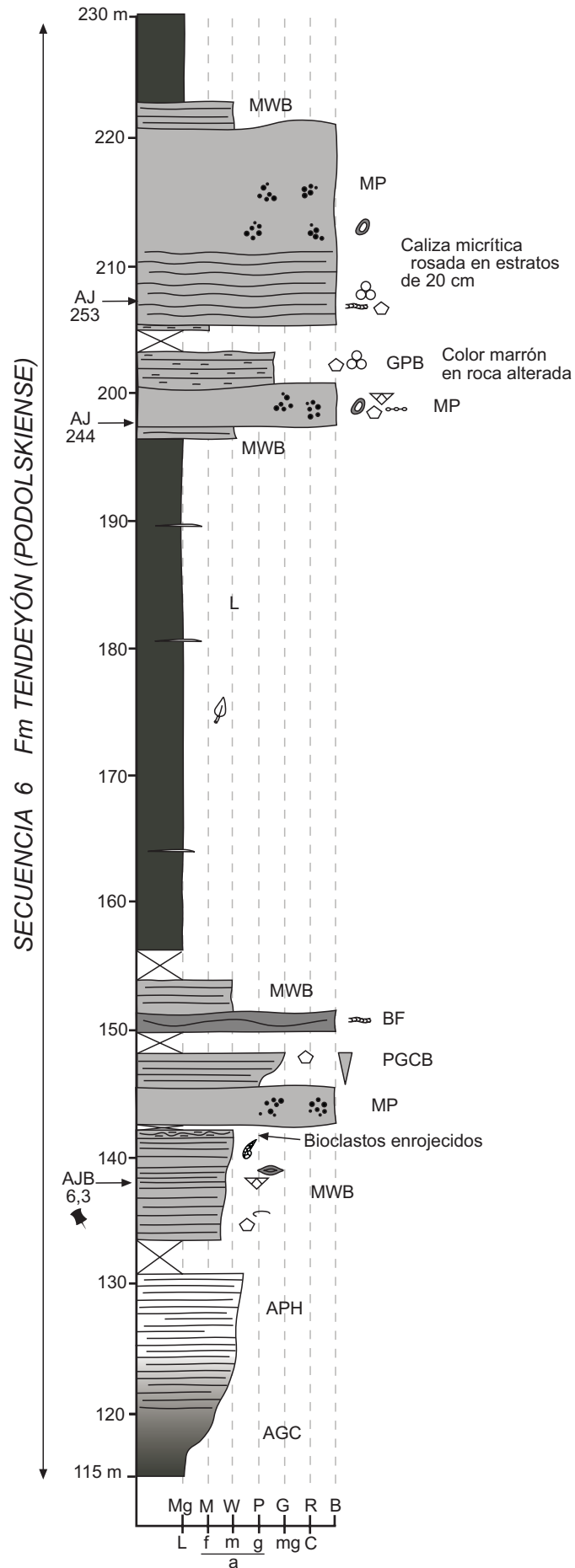
SECCIÓN EL APAREJO (AP J)

30T 311104 4761633

30T 311226 4762189

(continúa en la pág. siguiente)





SECTOR LOIS-CIGUERA

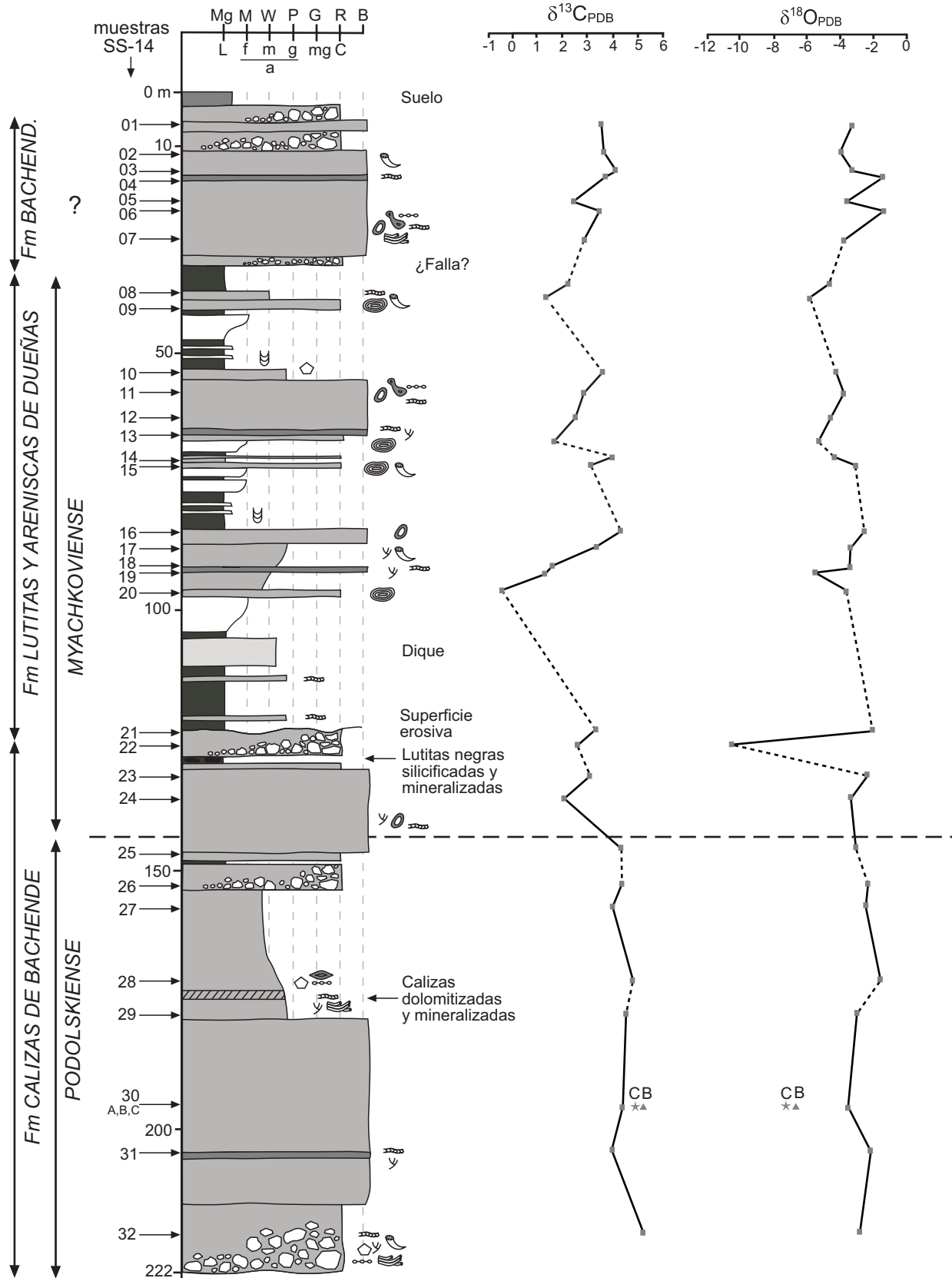
- SONDEO SS-14	pág. 46
- SONDEO SS-16	pág. 47
- SONDEO SS-23	pág. 48
- SONDEO SS-29	pág. 49
- SONDEO SS-58	pág. 50
- BARCALIENTE 1 (BR1)	pág. 51
- BARCALIENTE 2 (BR2)	pág. 53
- BARCALIENTE 3 (BR3)	pág. 54
- PEÑA NEBLERA (PN)	pág. 55
- BACHENDE INFERIOR 1 (BI1)	pág. 59
- BACHENDE INFERIOR 2 (BI2)	pág. 61
- BACHENDE INFERIOR 3 (BI3)	pág. 62
- PUERTO LINARES (PTL)	pág. 63
- LOMASTERA I (LTI)	pág. 64
- BACHENDE MEDIO 1 (BM1)	pág. 65
- BACHENDE MEDIO 2 (BM2)	pág. 68
- BACHENDE MEDIO 3 (BM3)	pág. 72
- LOMASTERA II (LTII)	pág. 76
- BACHENDE SUPERIOR 1 (BS1)	pág. 77
- BACHENDE SUPERIOR 2 (BS2)	pág. 78
- BACHENDE SUPERIOR 3 (BS3)	pág. 79
- BACHENDE SUPERIOR 4 (BS4)	pág. 80
- TALUD ANCILES 1 (TLA1)	pág. 81
- TALUD ANCILES 2 (TLA2)	pág. 82
- TALUD ANCILES 3 (TLA3)	pág. 83
- LOIS (LS)	pág. 84
- LAS SARRONAS (SR)	pág. 85
- ANCILES 1 (AN1)	pág. 86
- ANCILES 2 (AN 2)	pág. 91
- CIGUERA 1 (C1)	pág. 93
- CIGUERA 2 (C2)	pág. 96

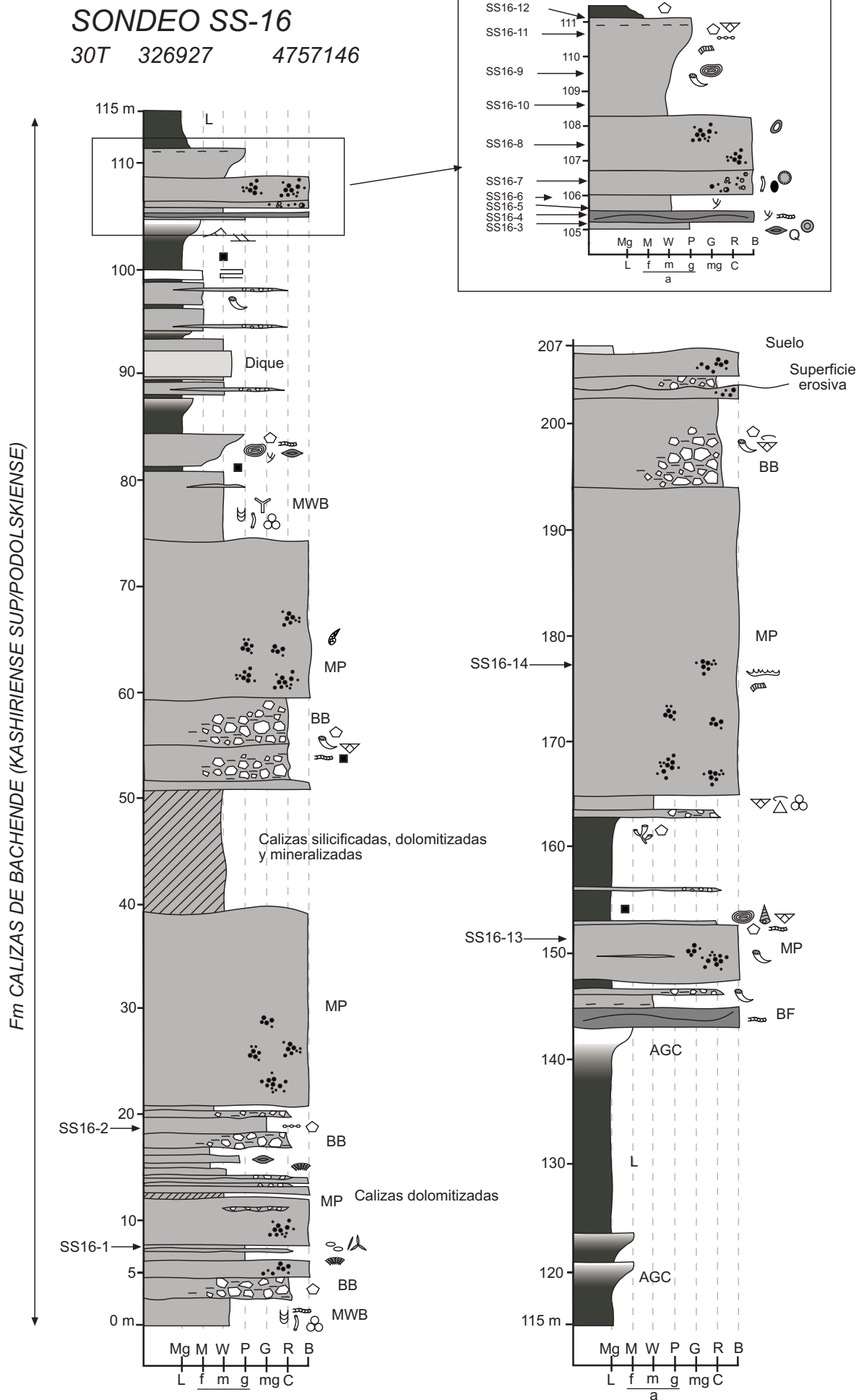
(Localización de las secciones en el mapa geológico 2)

SONDEO SS-14

30T 326875 4757154

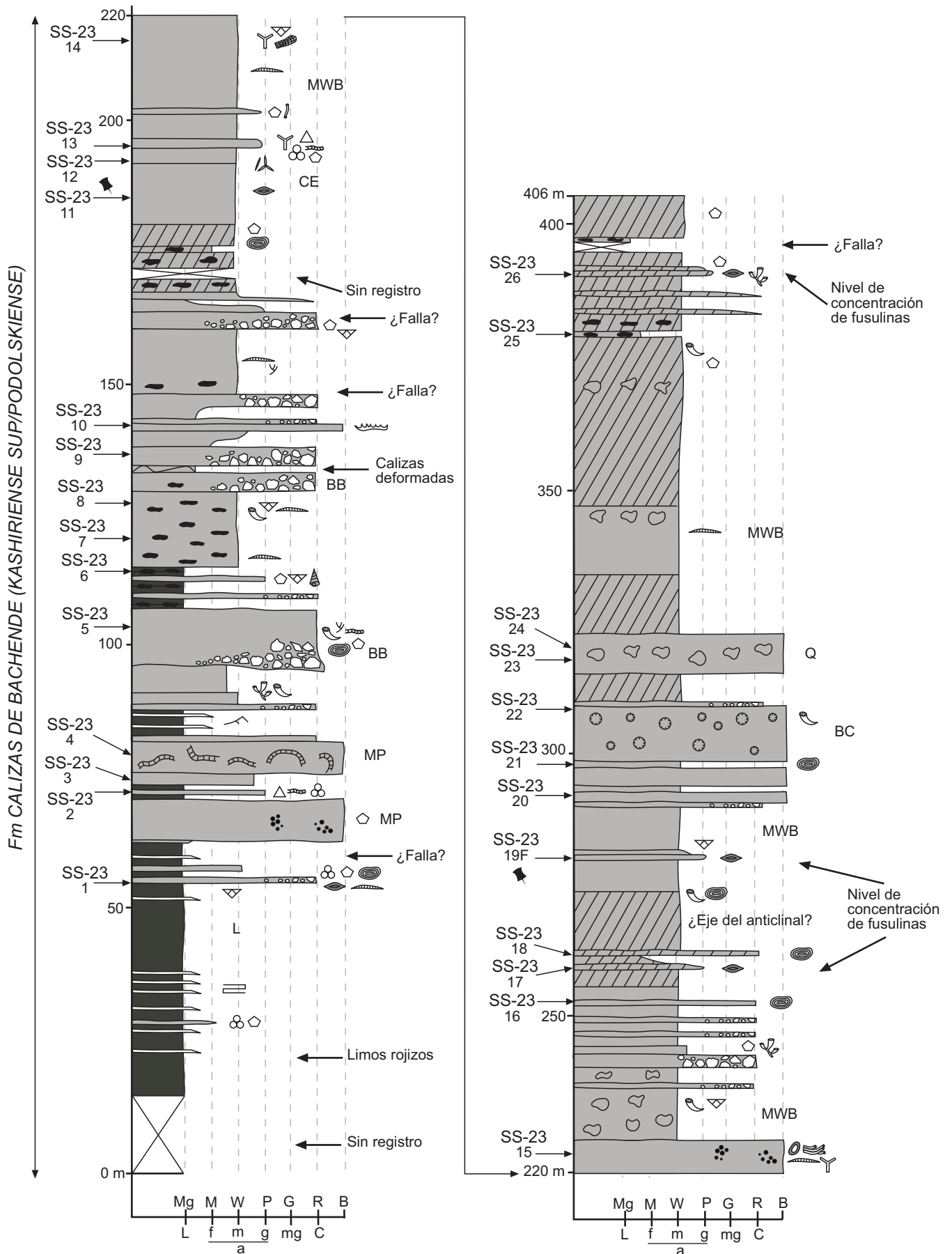
modificado de Corrochano (2006)





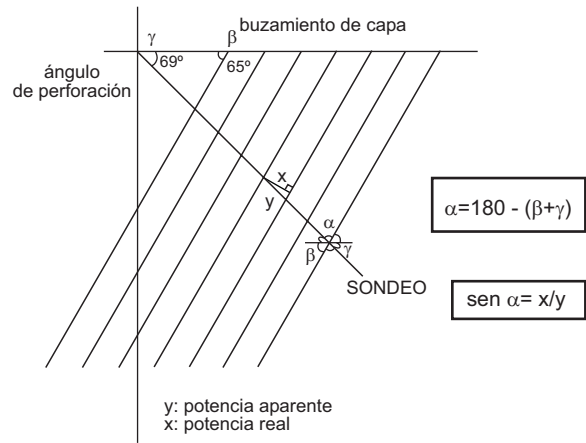
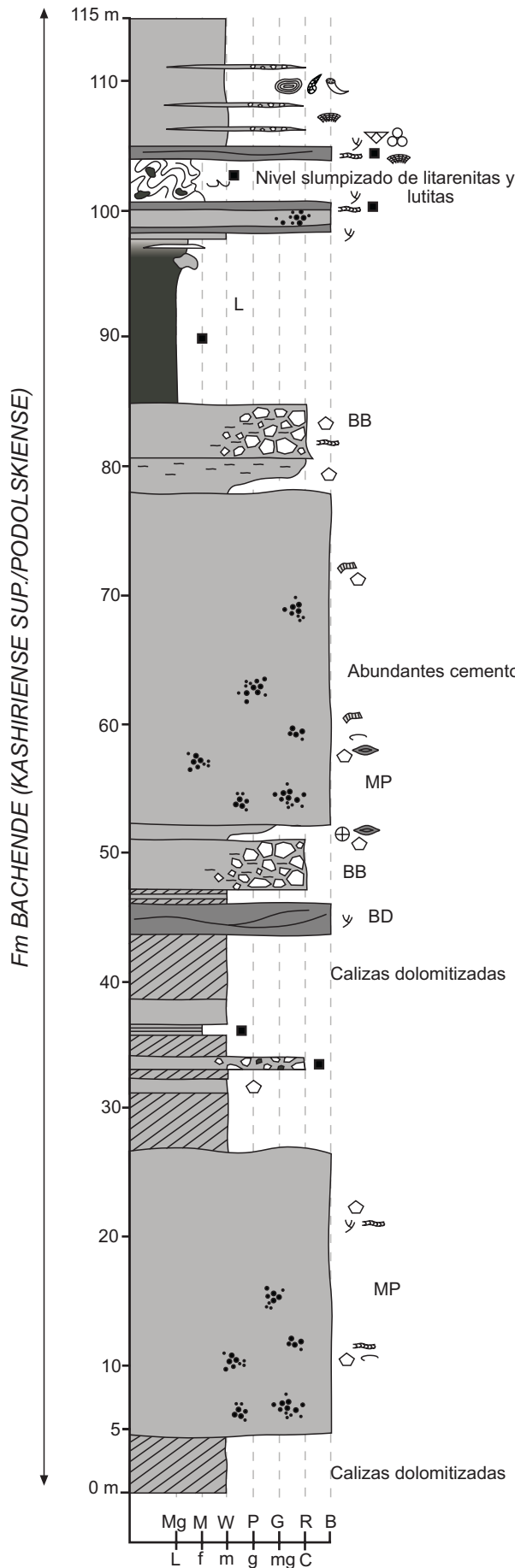
SONDEO SS-23

30T 326500 4757299



Sondeo SS-29

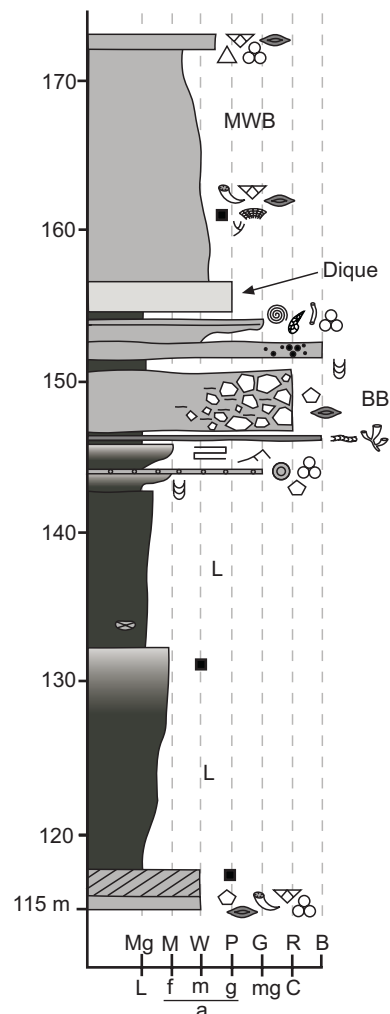
30T 326587 4757147



SS-29; potencia de sondeo (aparente)= 173 m

$\alpha = 46^\circ$; $\text{sen } 46 = 0,71$

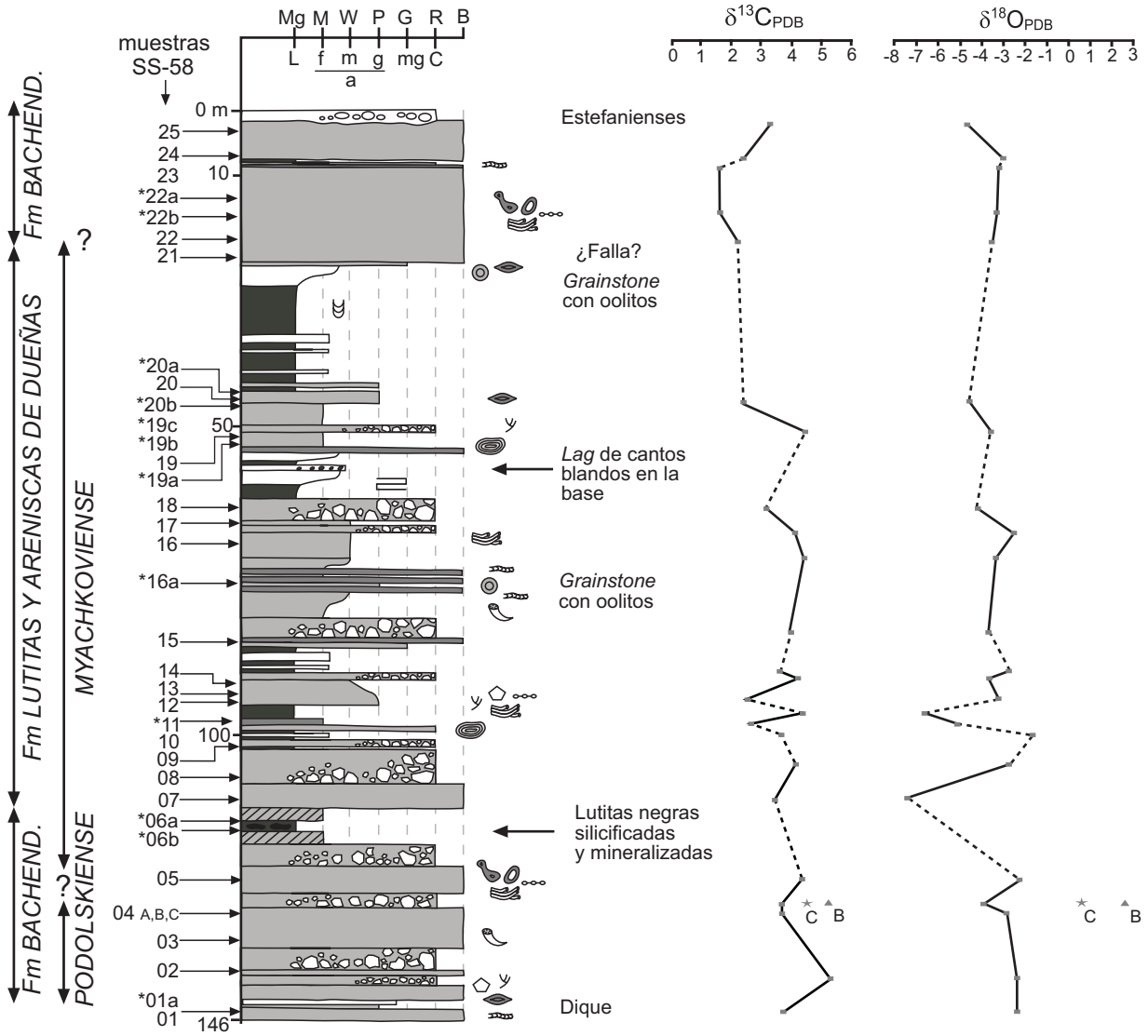
$x = 0,71 \times 173 = 124 \text{ m potencia real}$



SONDEO SS-58

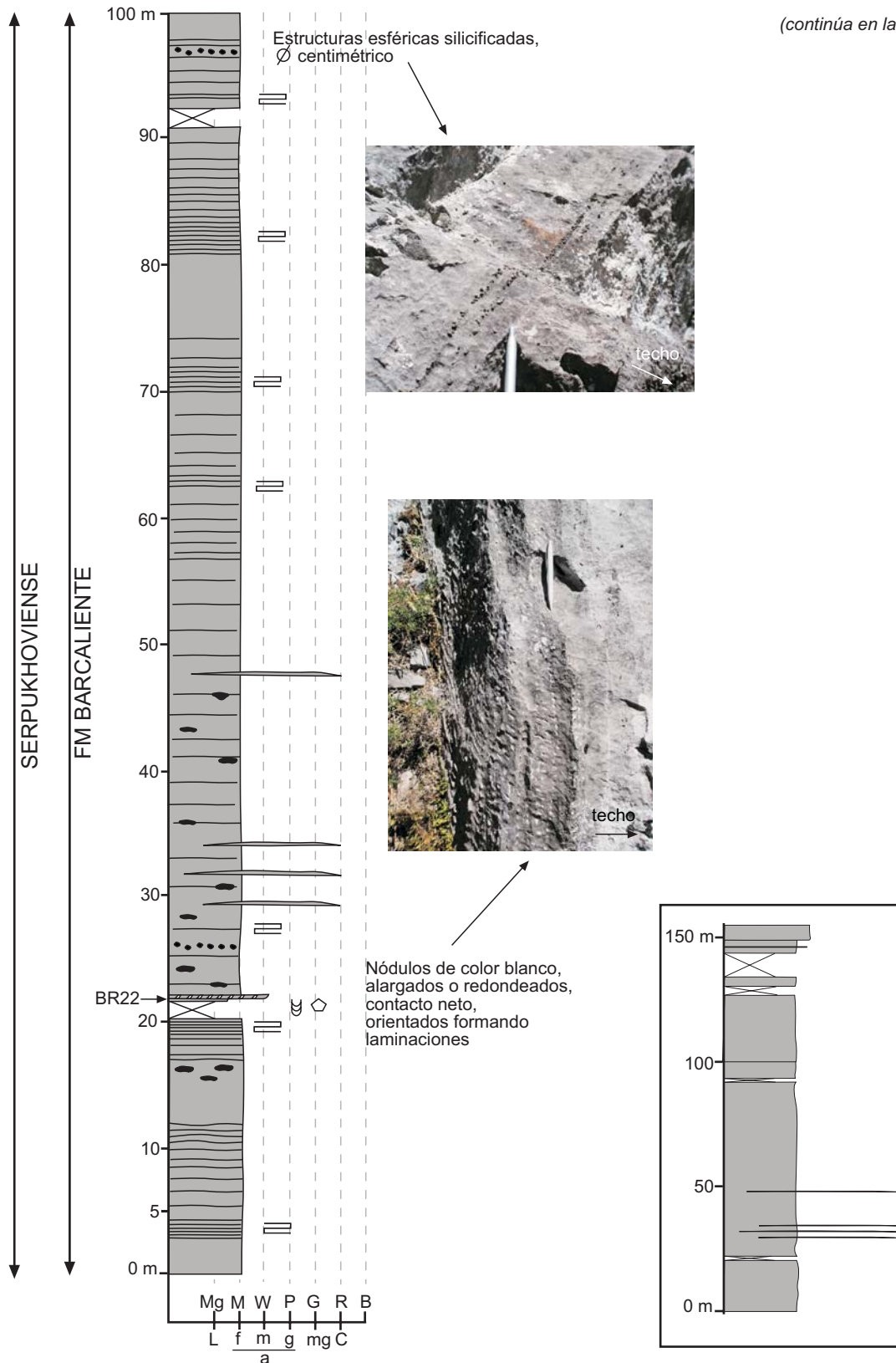
30T 326806 4757110

modificado de Corrochano (2006)

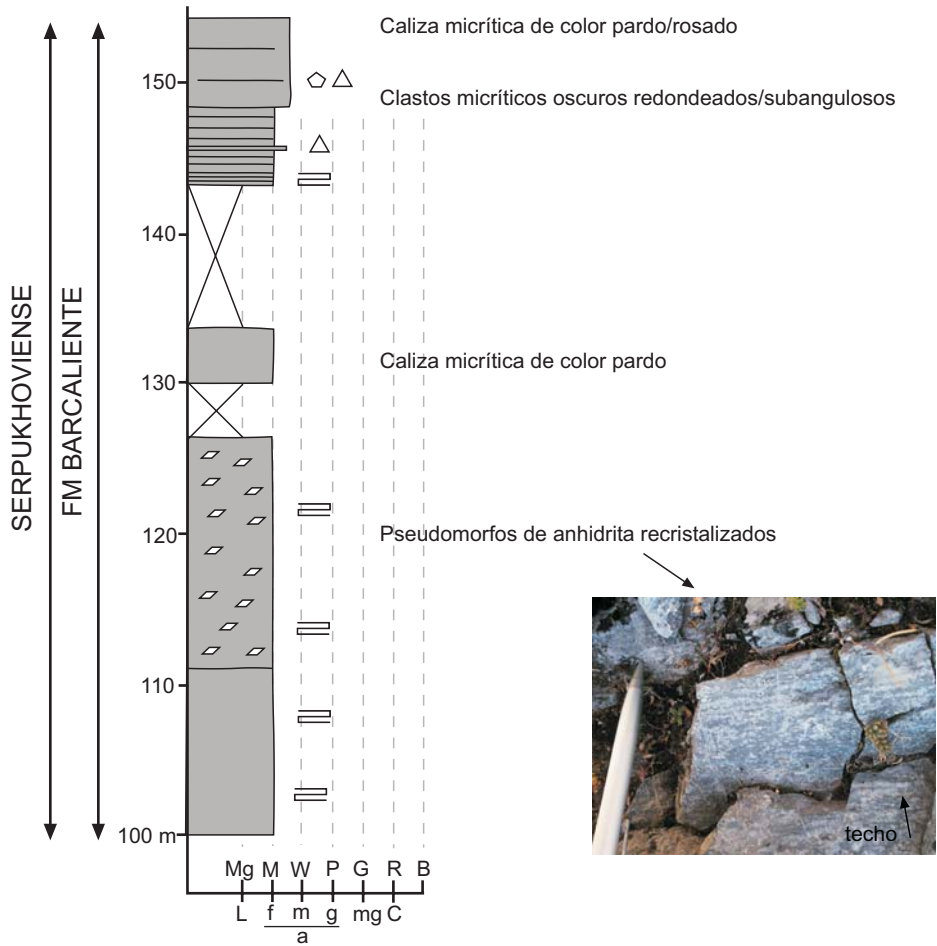
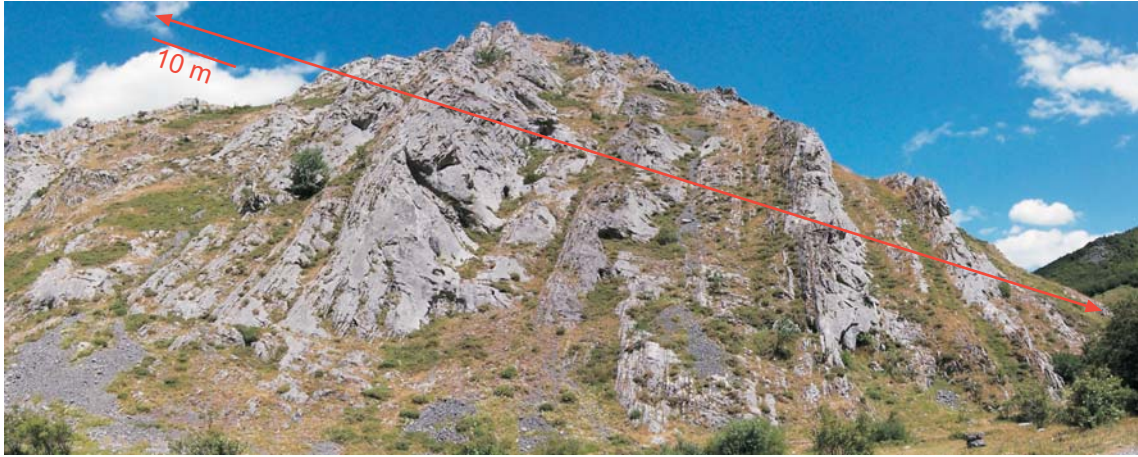


SECCIÓN BR1

30T 327830 4762358

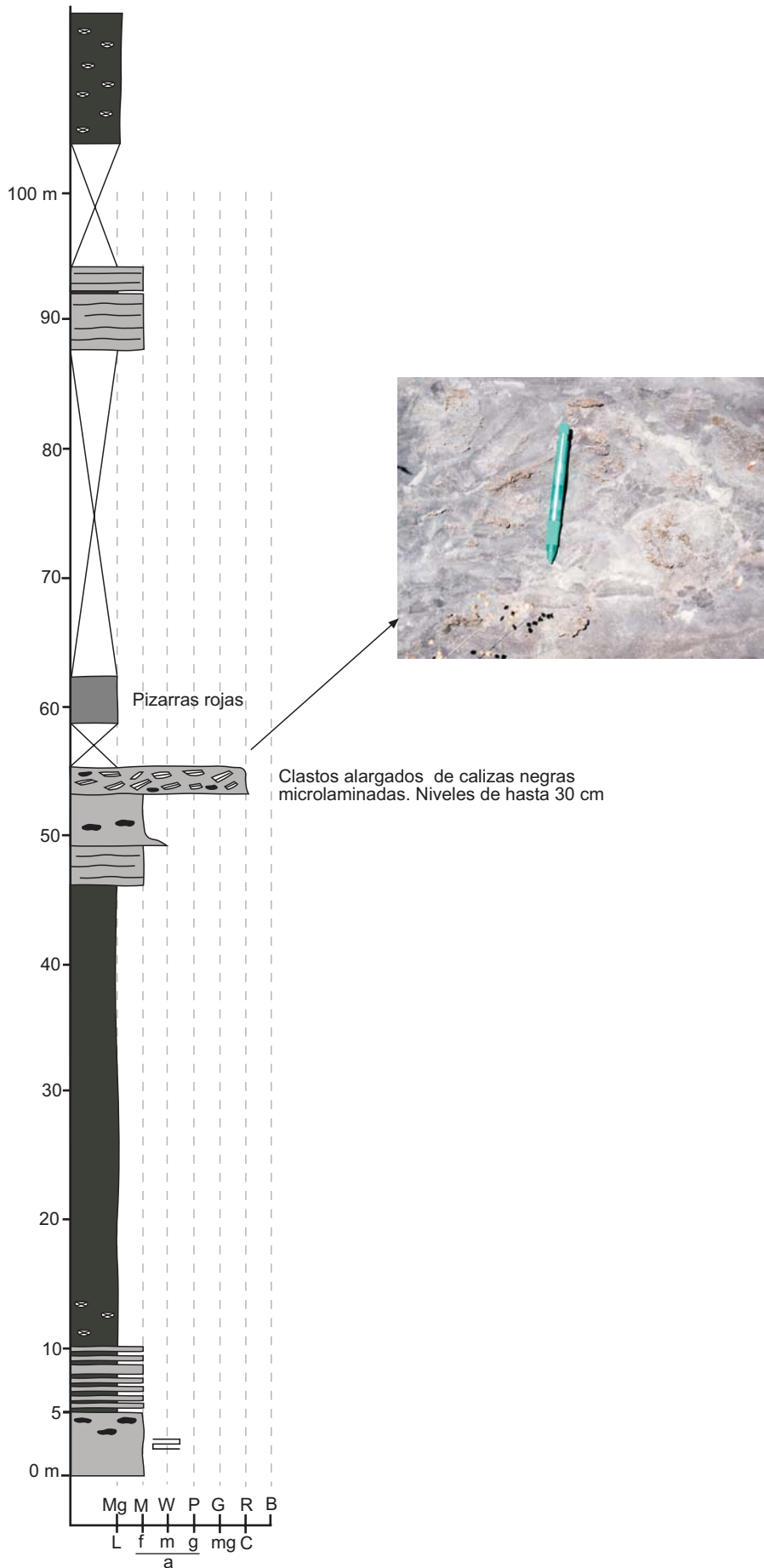


(continúa en la pág. siguiente)



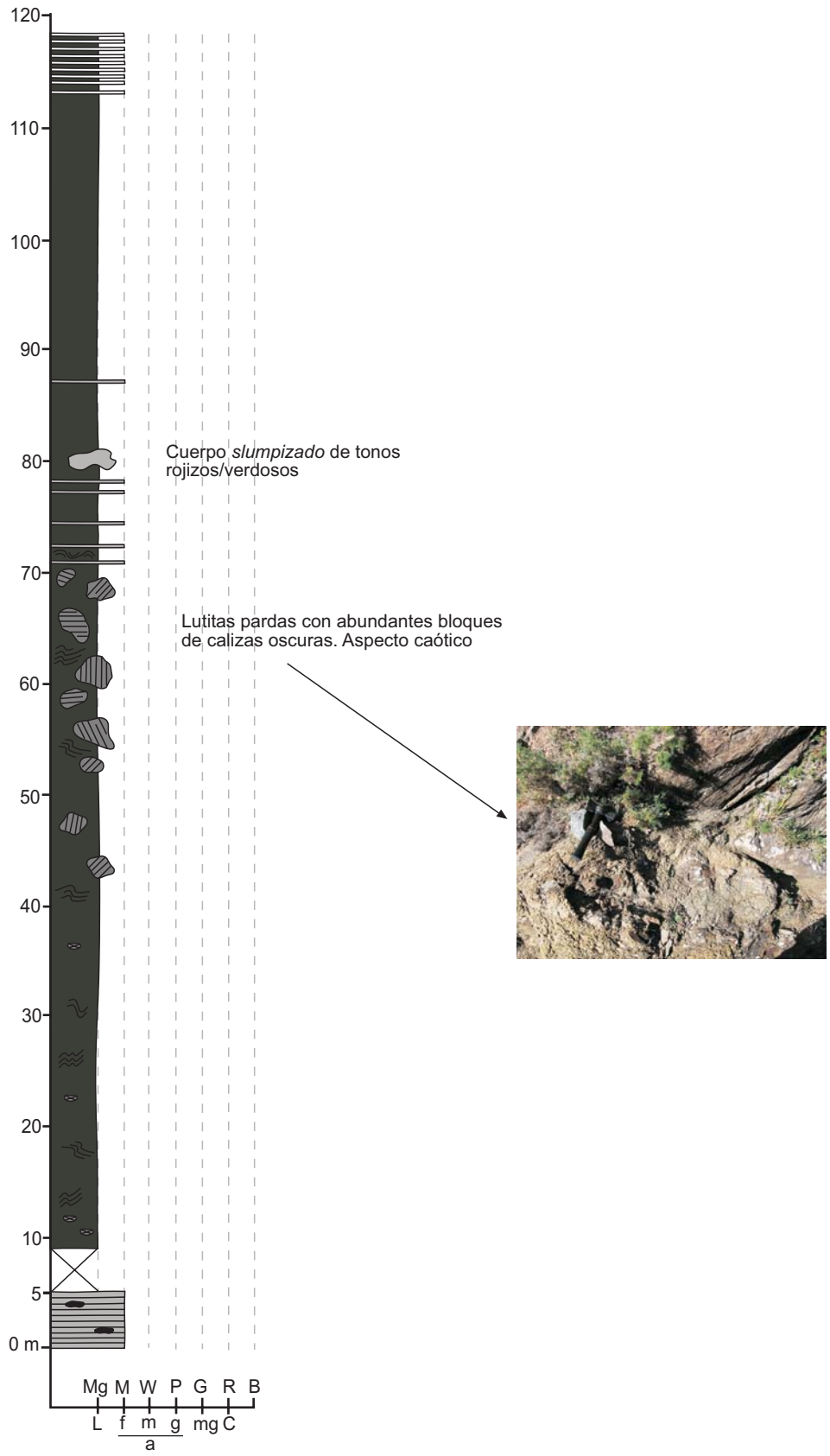
SECCIÓN BR2

30T 327828 4762811



SECCIÓN BR3

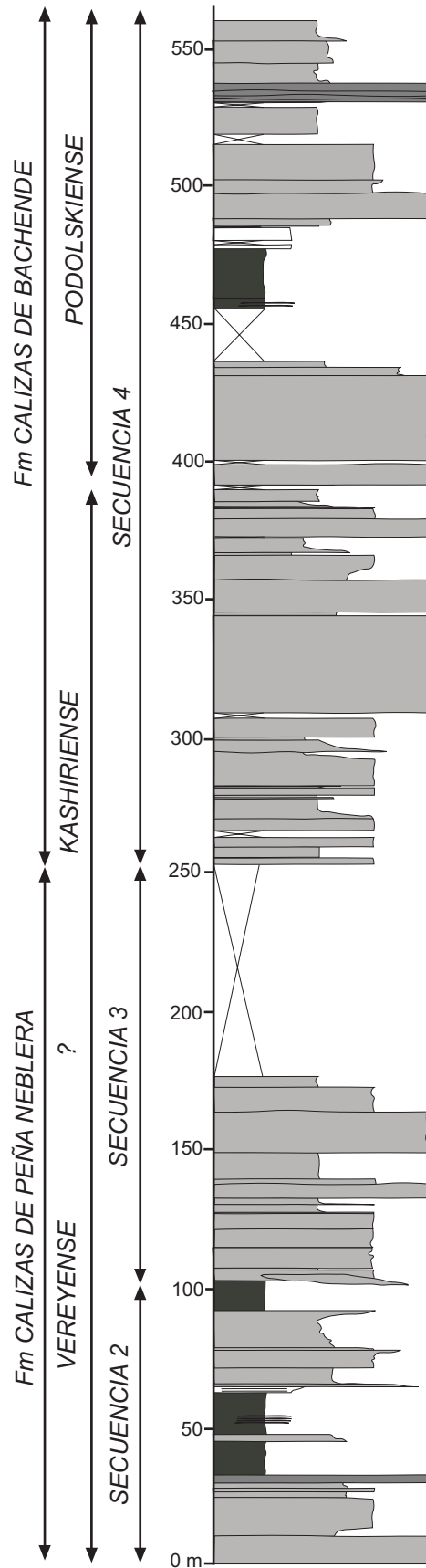
30T 327951 4762721



SECCIÓN PEÑA NEBLERA (PN)

30T 326722 4761535

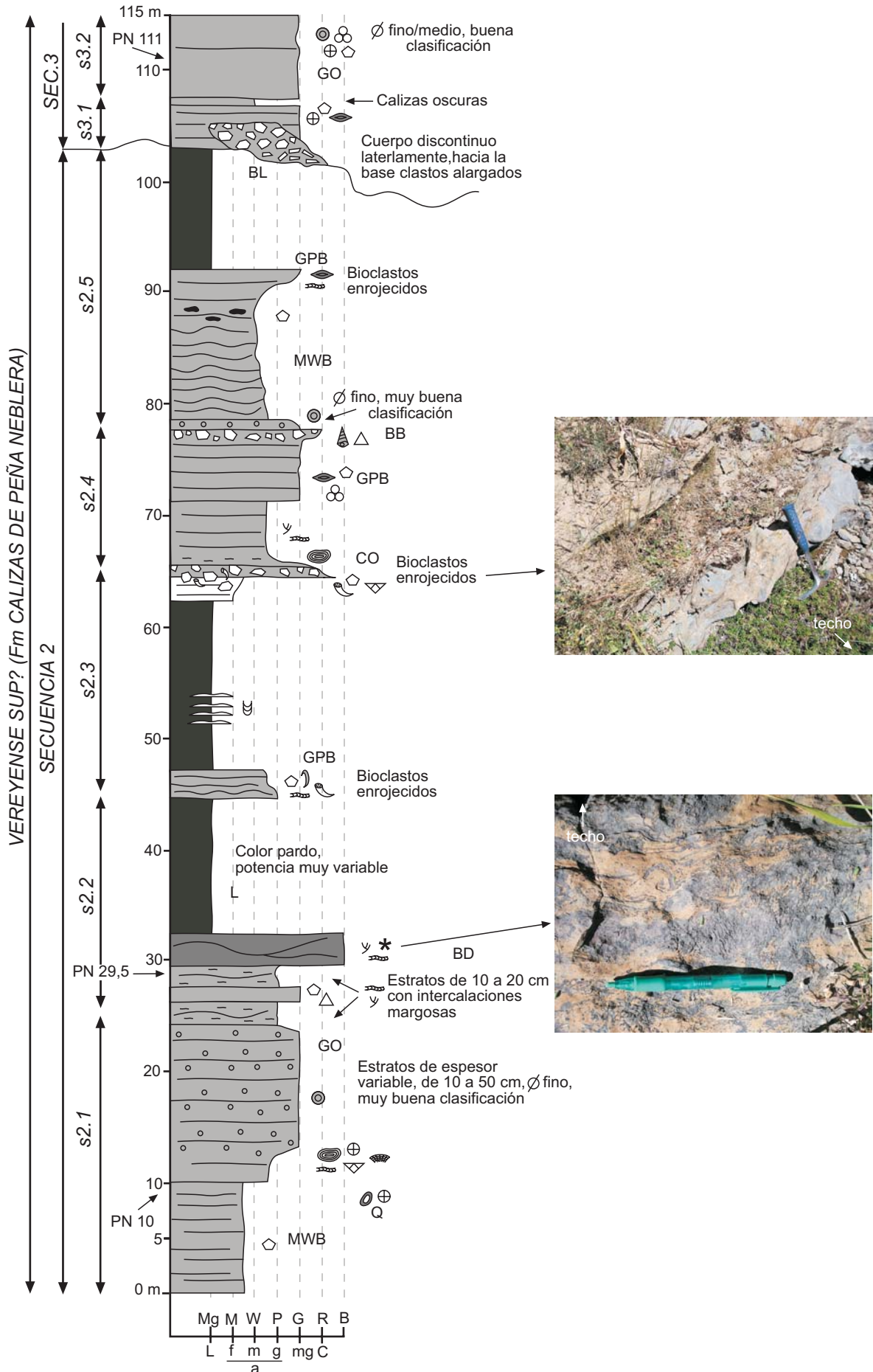
(continúa en la pág. siguiente)



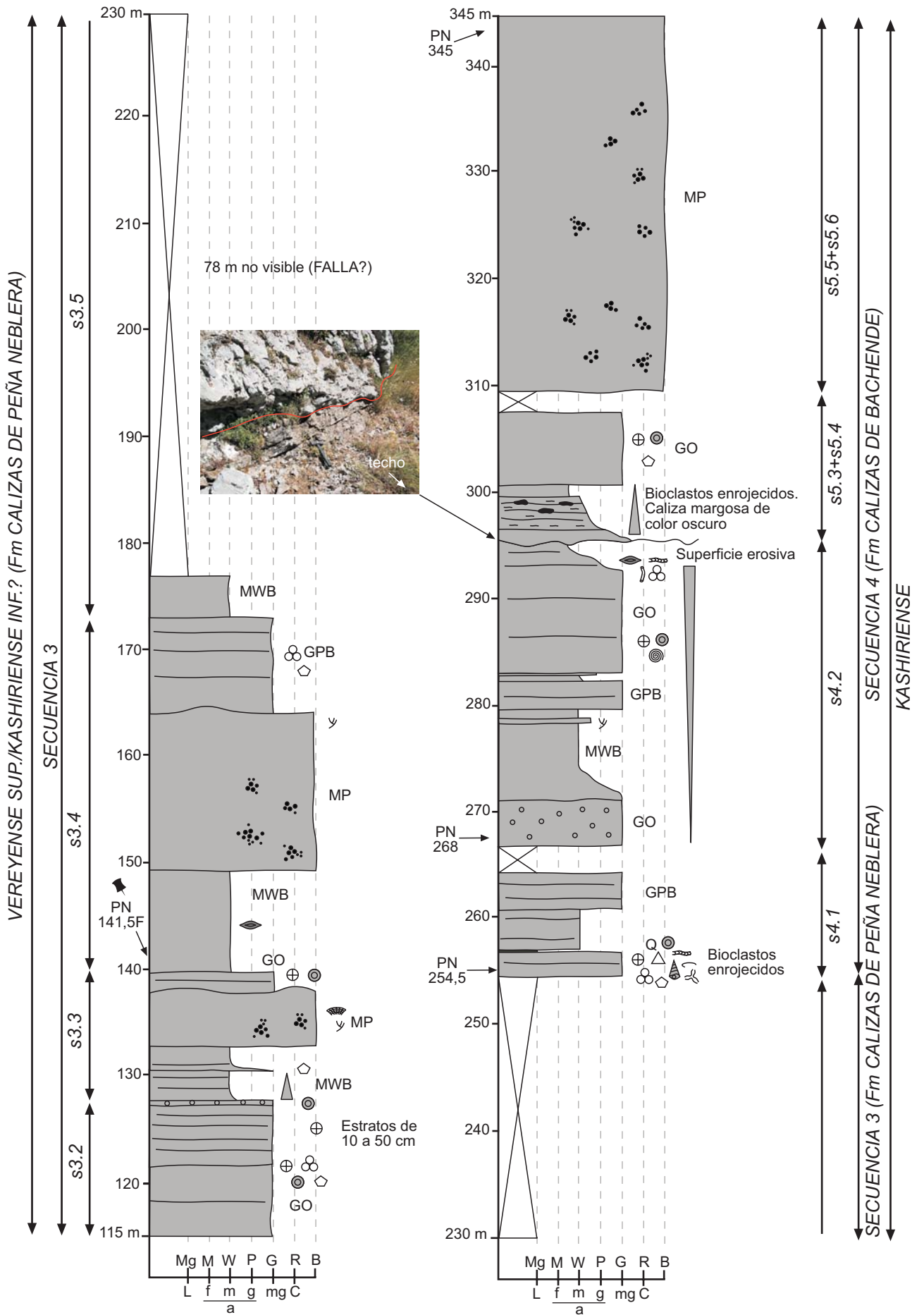
SECCIÓN PEÑA NEBLERA (PN)

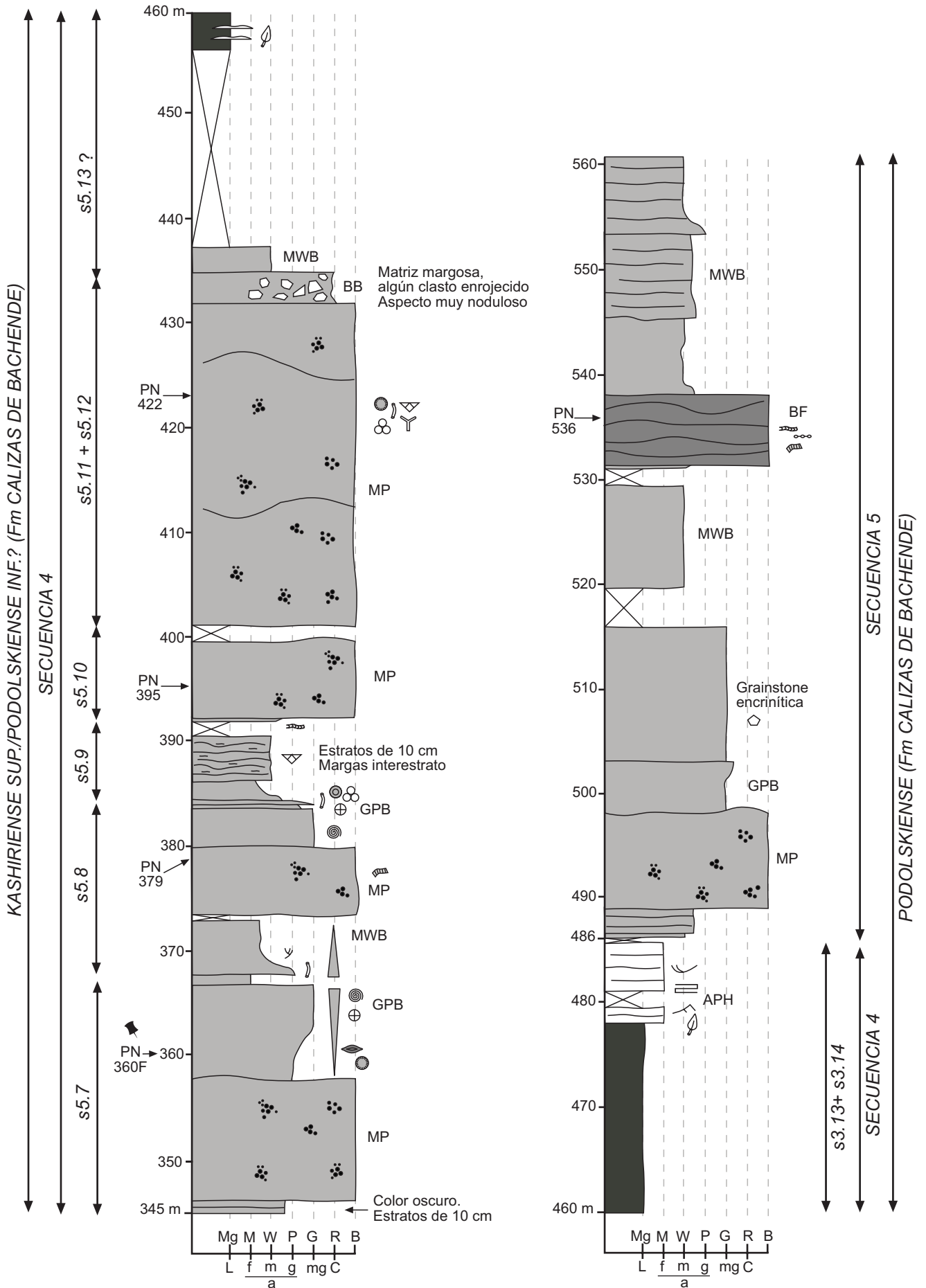
326722 E UTM
4761535 N

(continúa en la pág. siguiente)



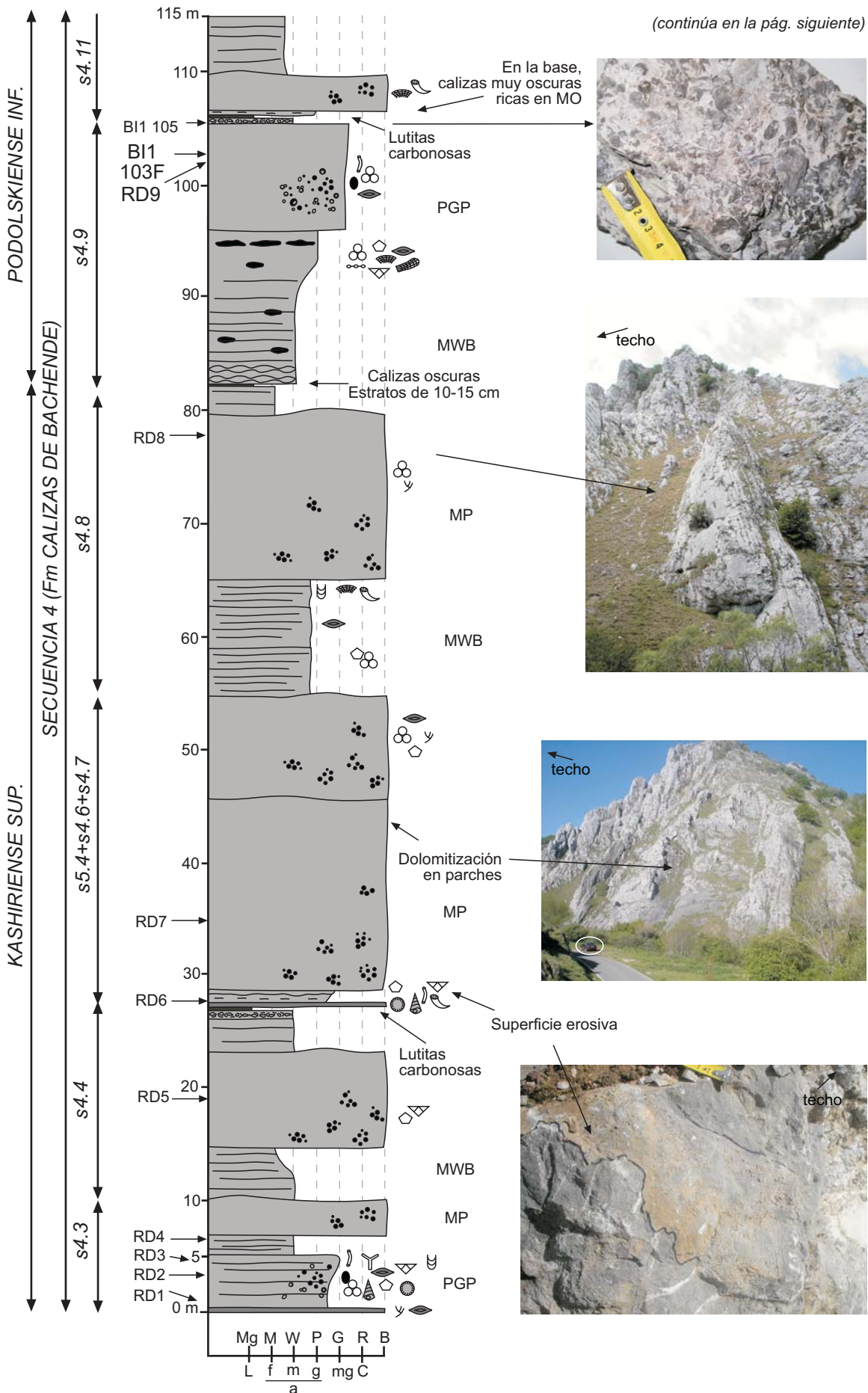
(continúa en la pág. siguiente)



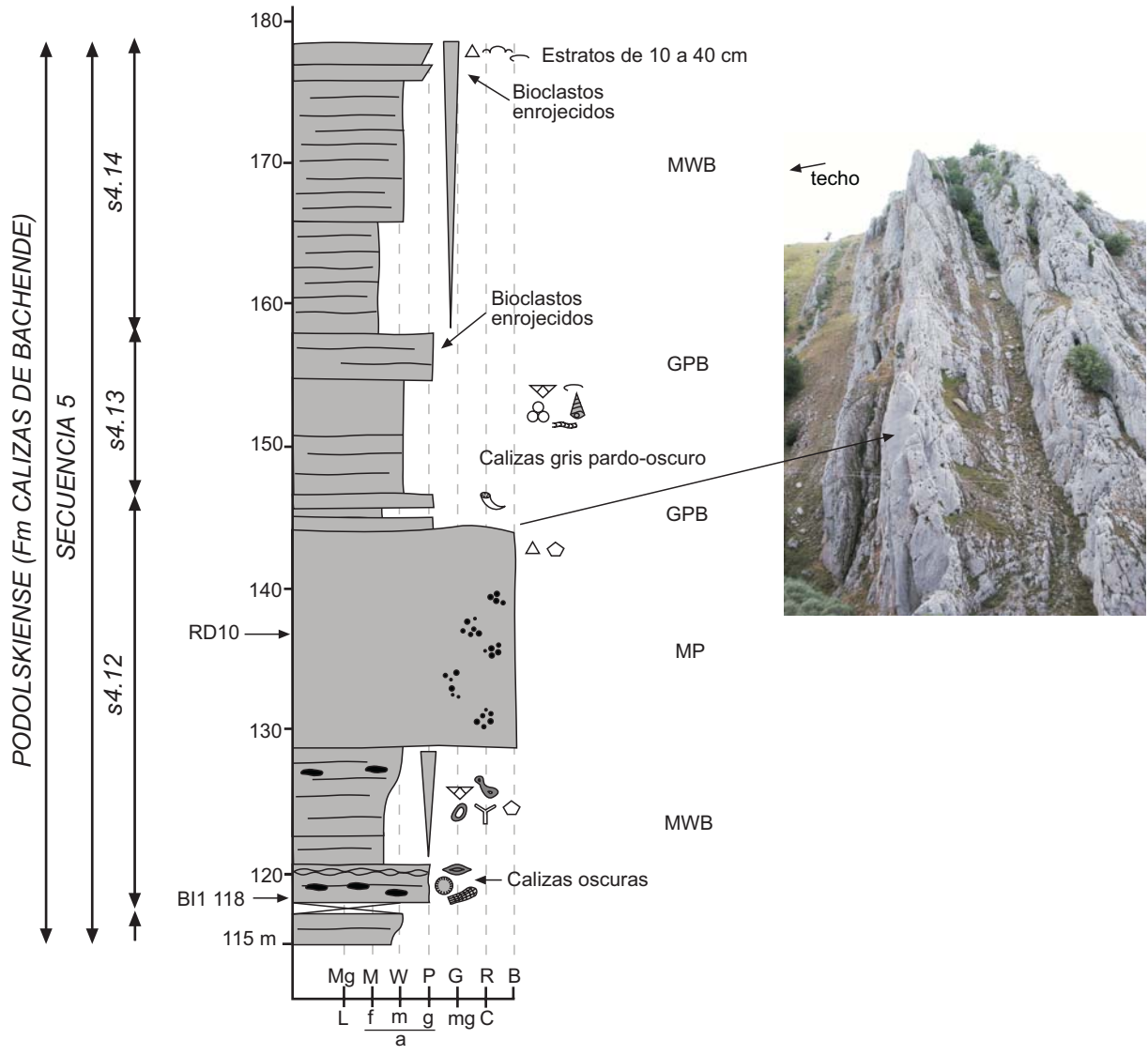


SECCIÓN BI1

30T 325455 4760119

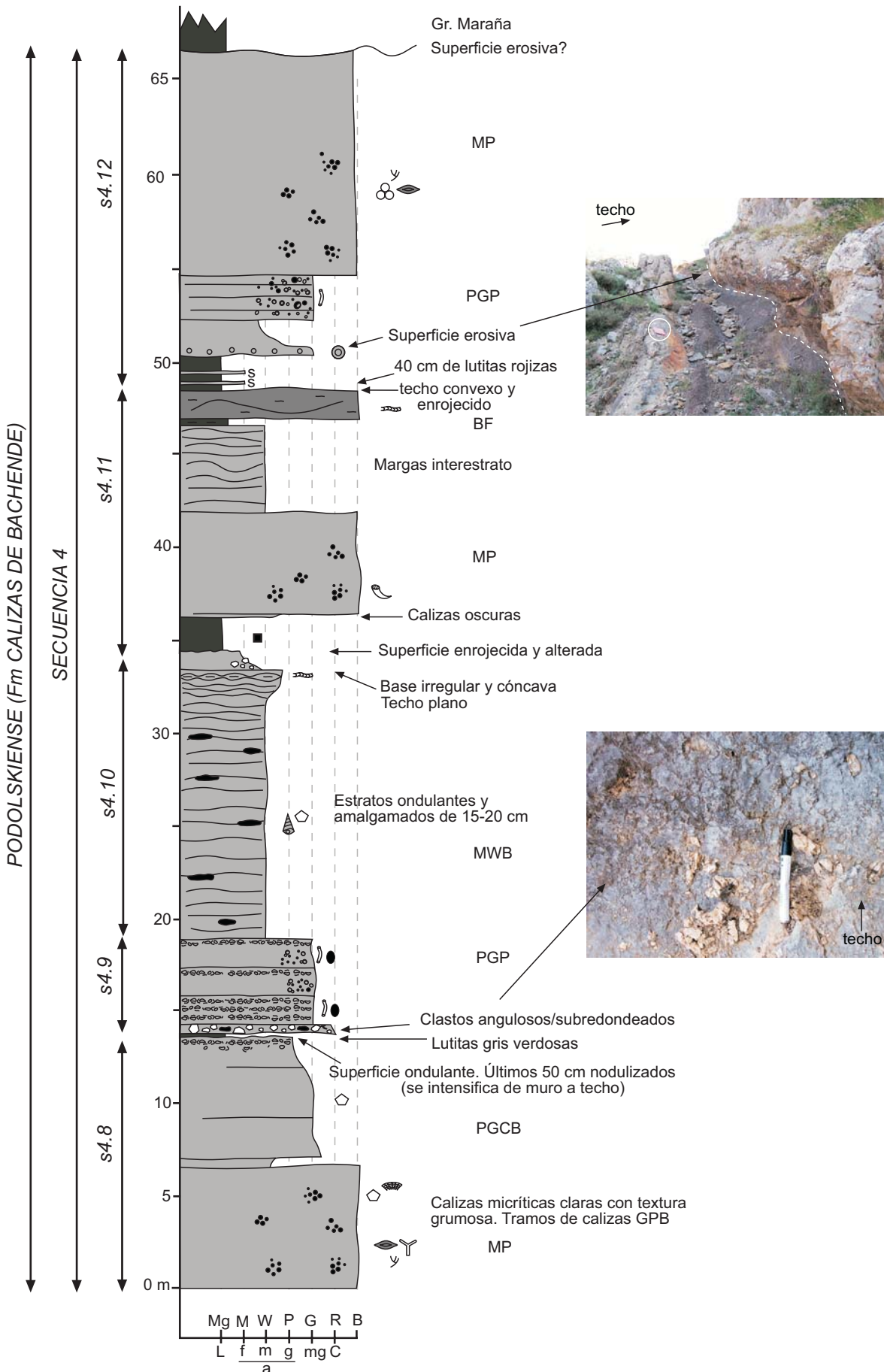


(continúa en la pág. siguiente)



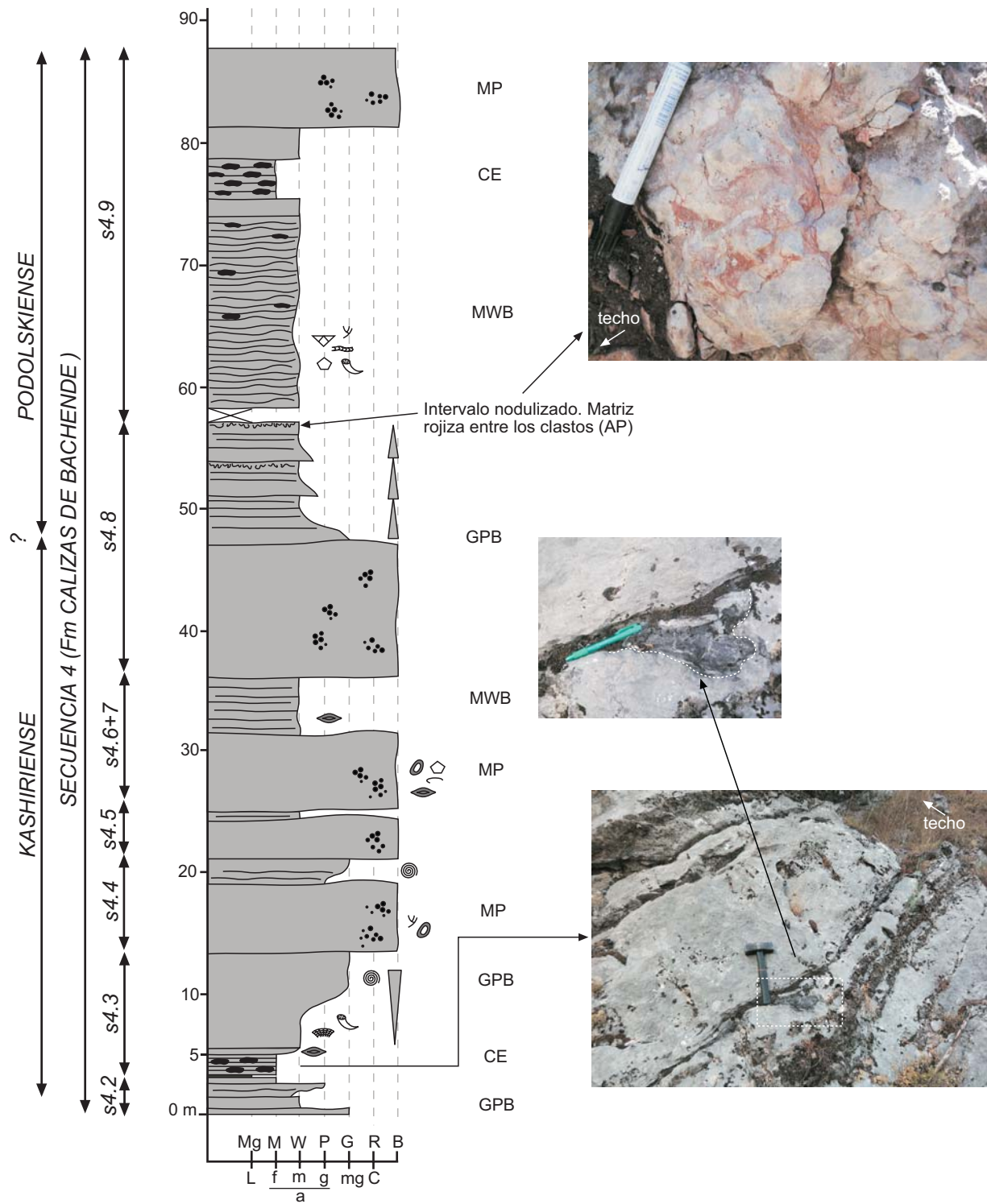
SECCIÓN B12

30T 325804 4757254



SECCIÓN BI3

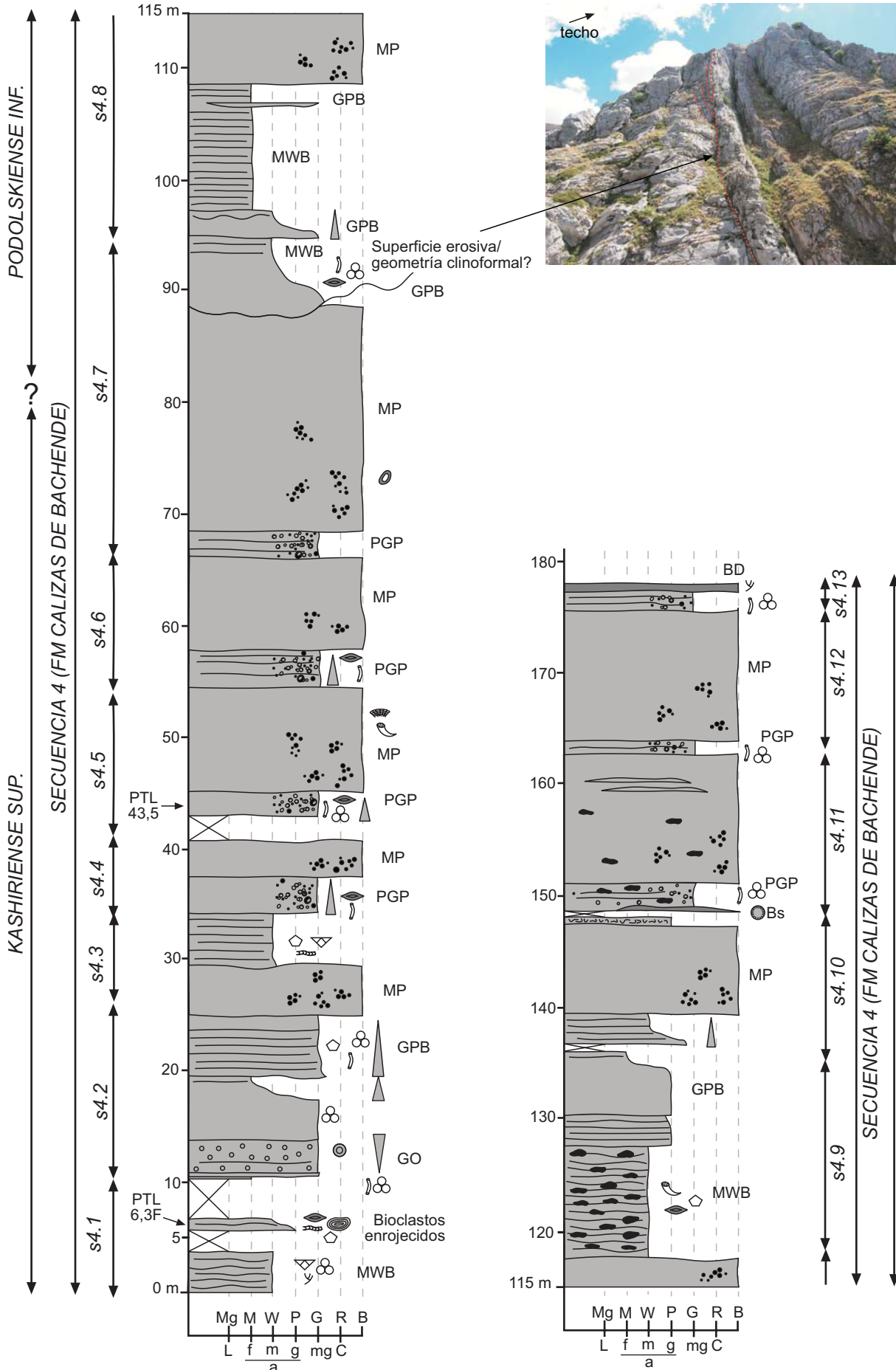
30T 325655 4757407



SECCIÓN PUERTO DE LINARES (PTL)

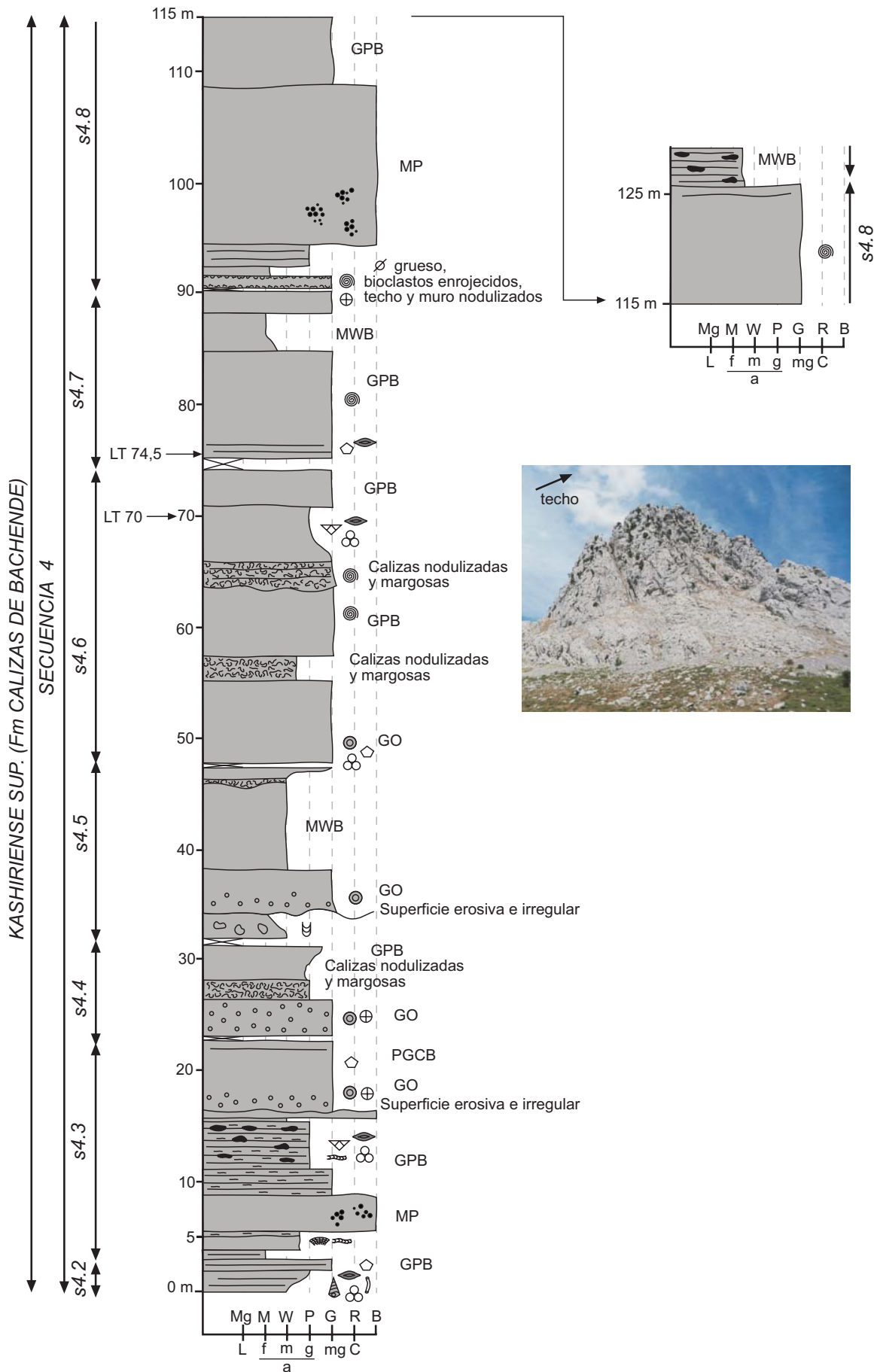
320961 E
4760240 N

UTM



SECCIÓN LOMASTERA I (LT I)

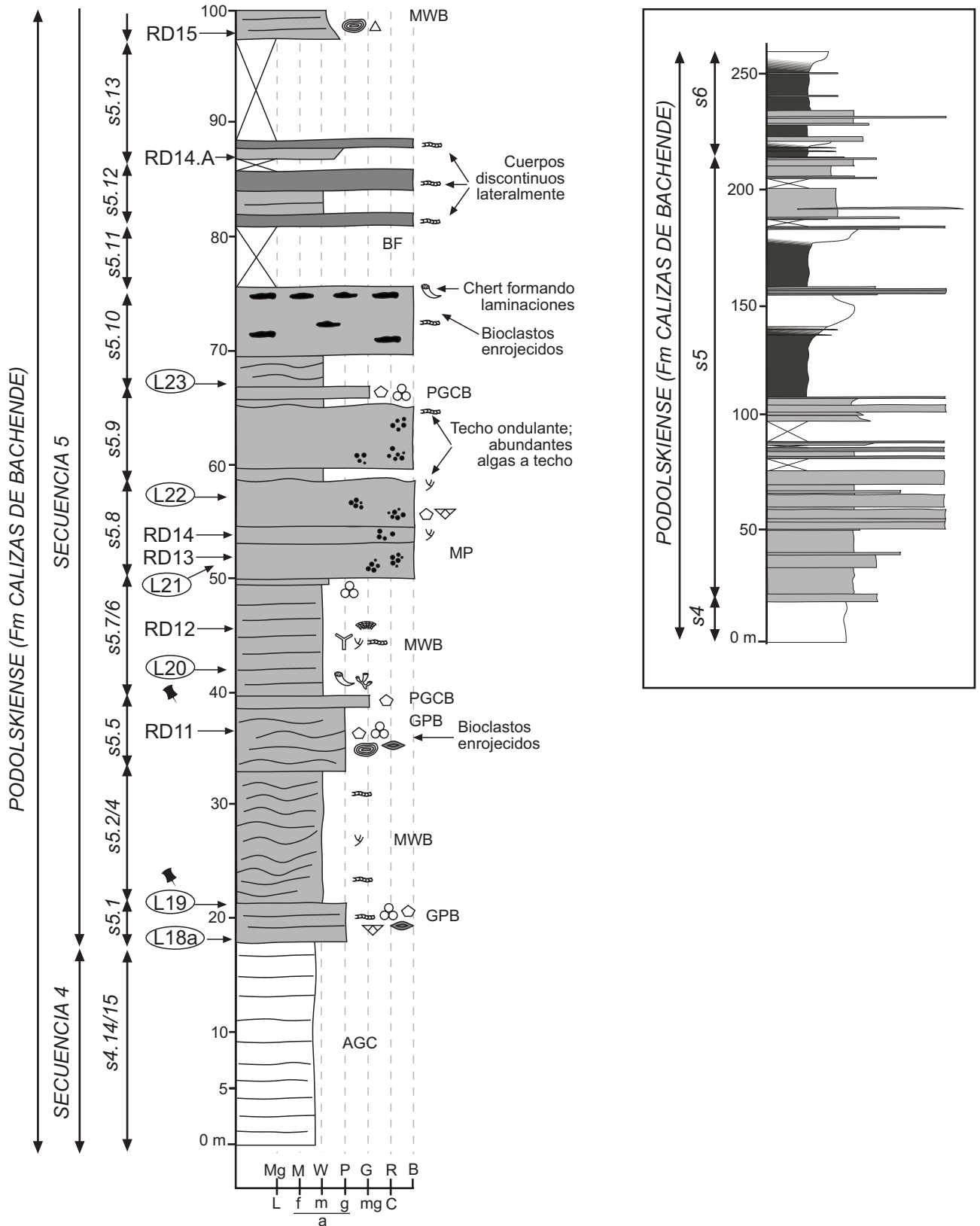
30T 330518 4760152



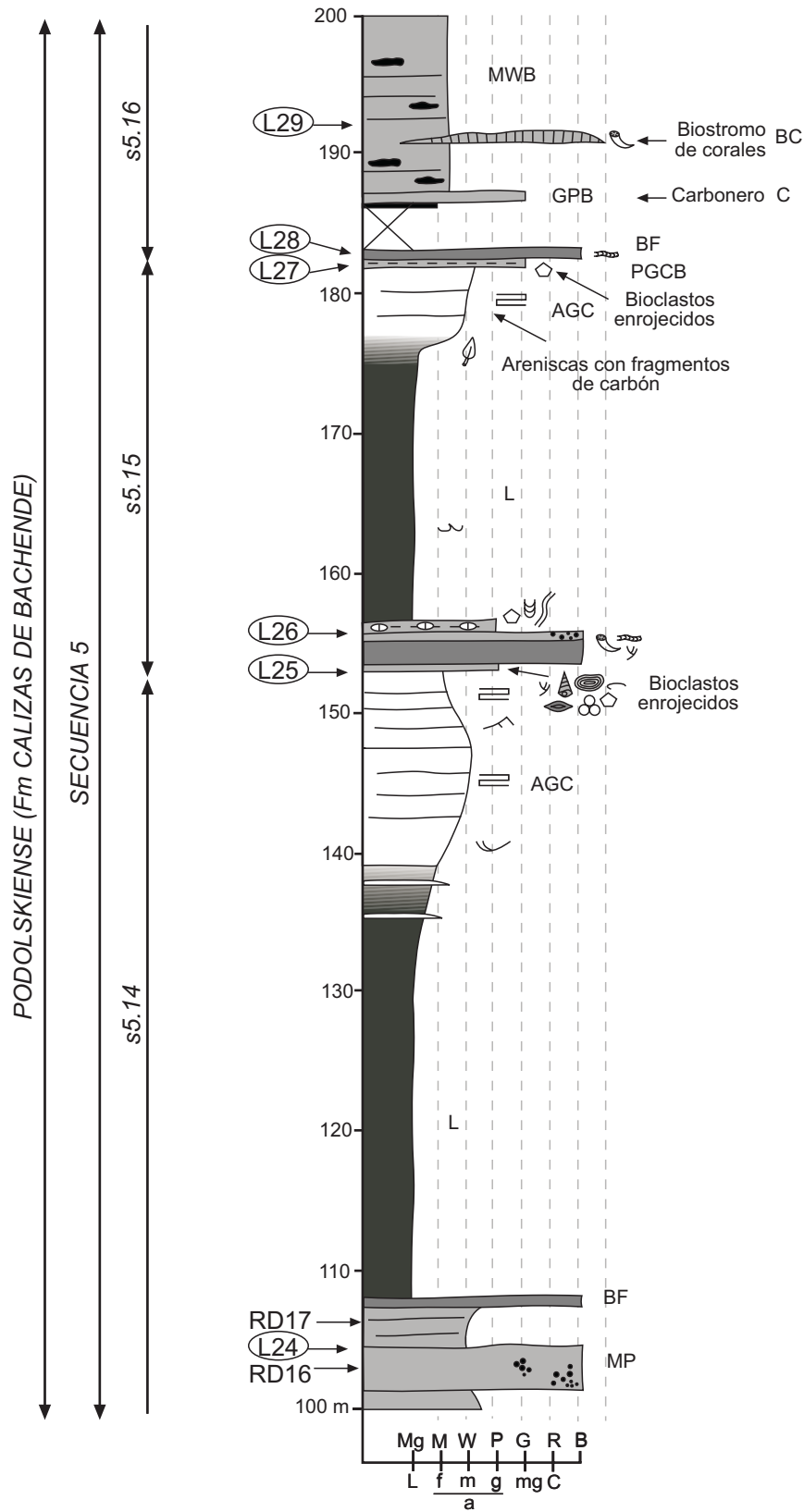
SECCIÓN BM1

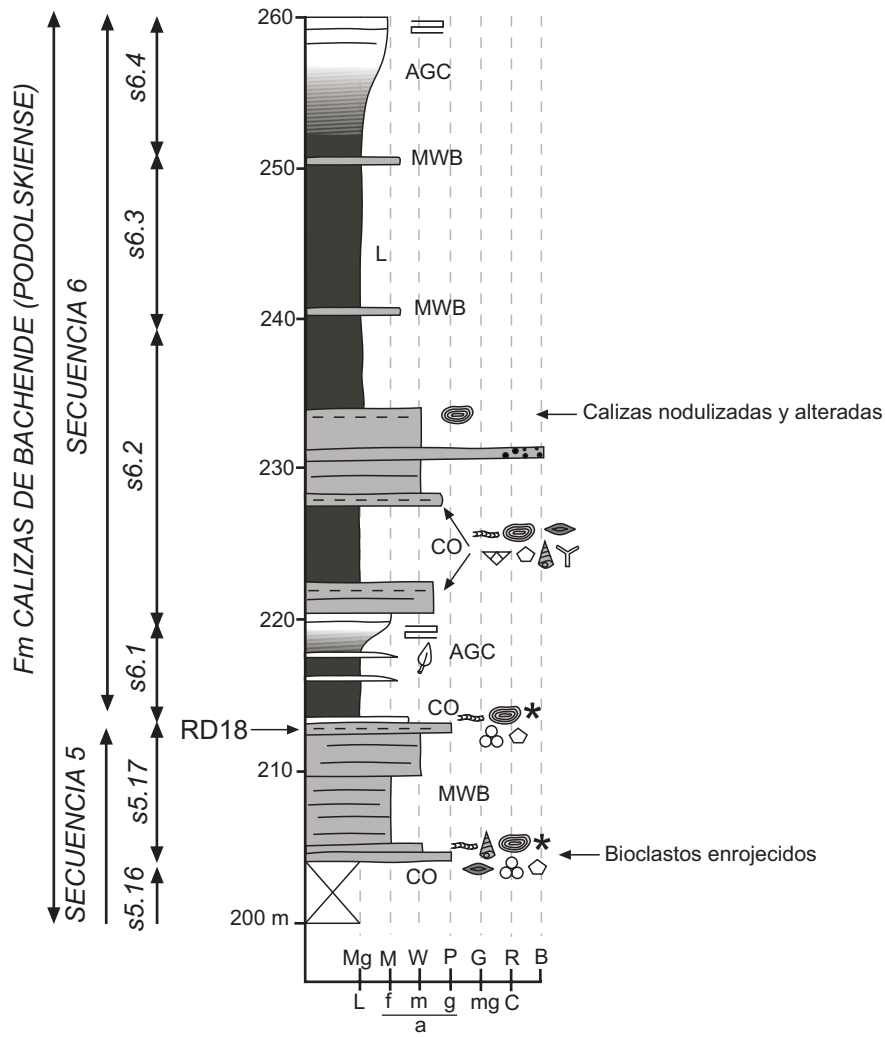
30T 325431 4759959

(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)

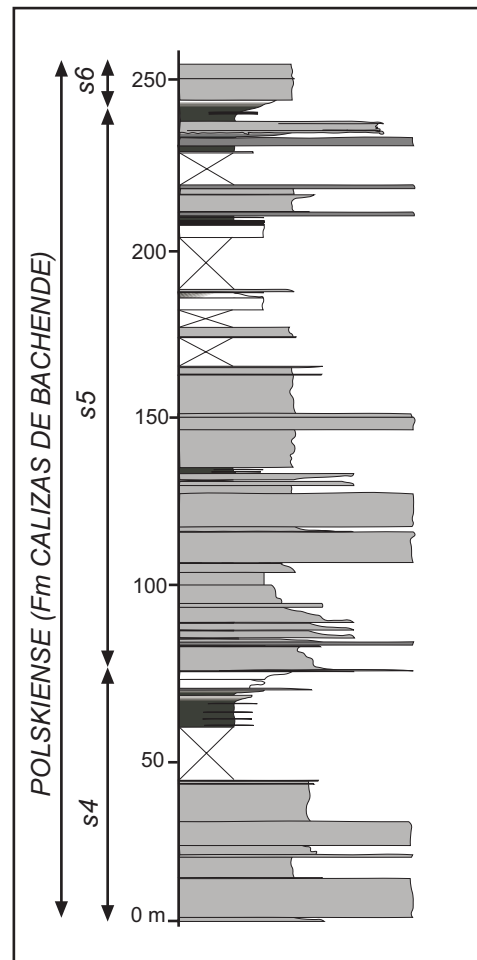
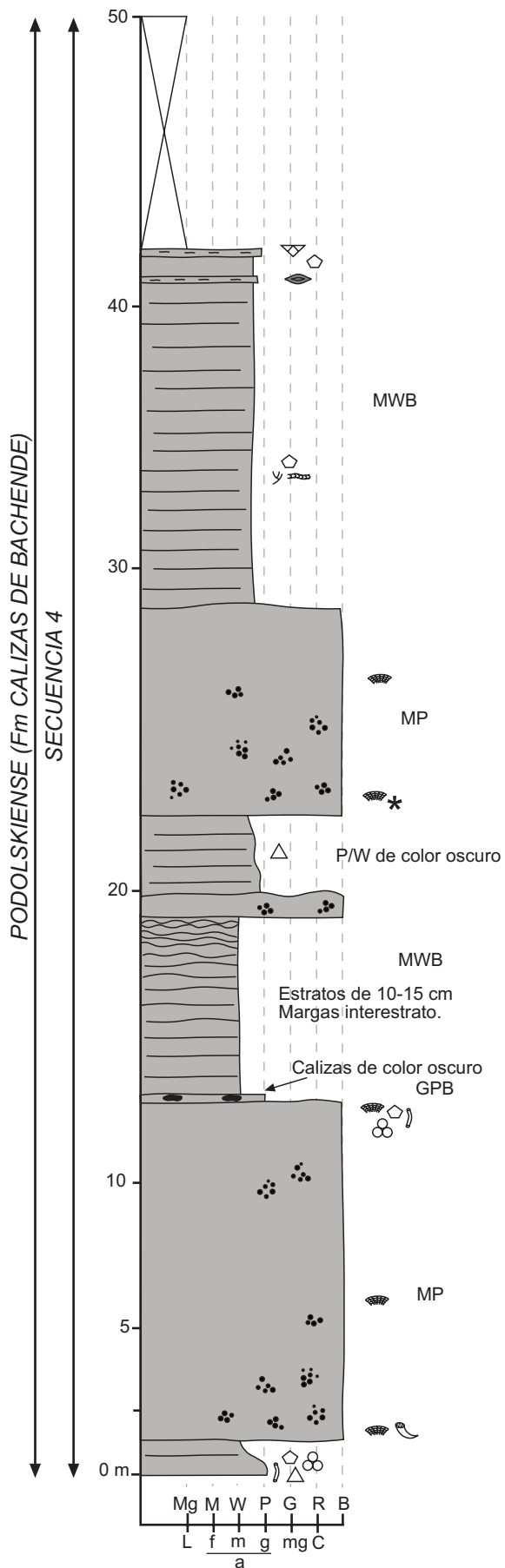




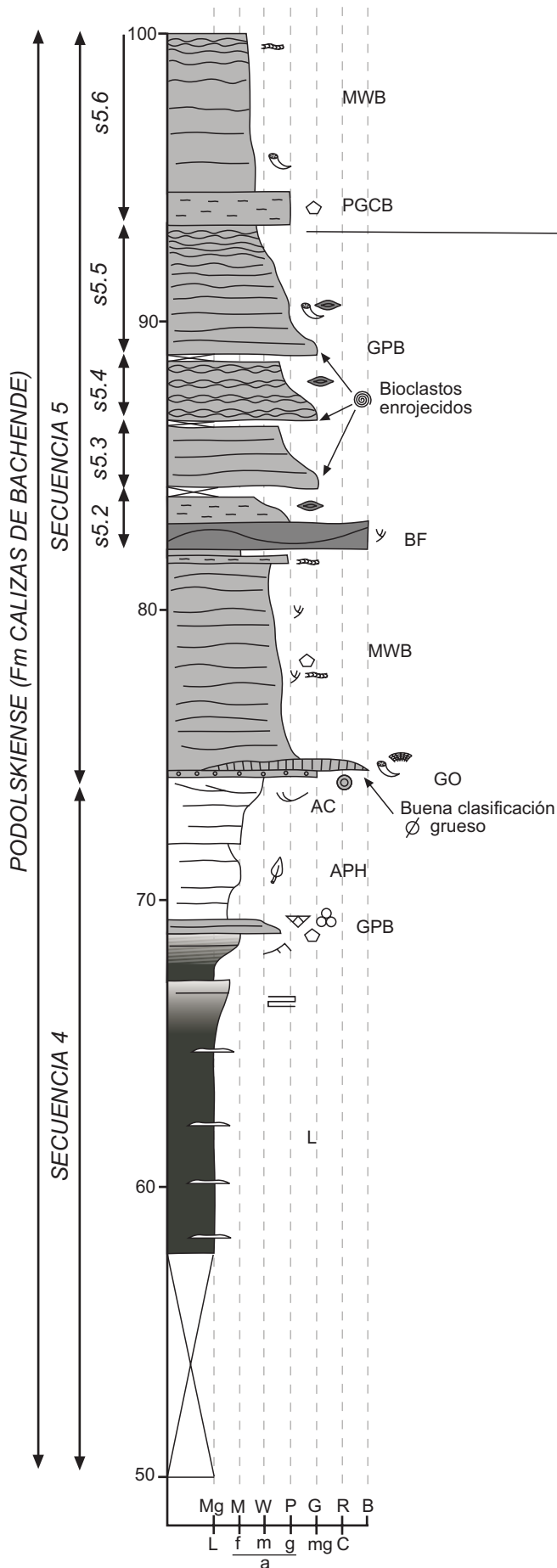
SECCIÓN BM2

30T 325491 44757587

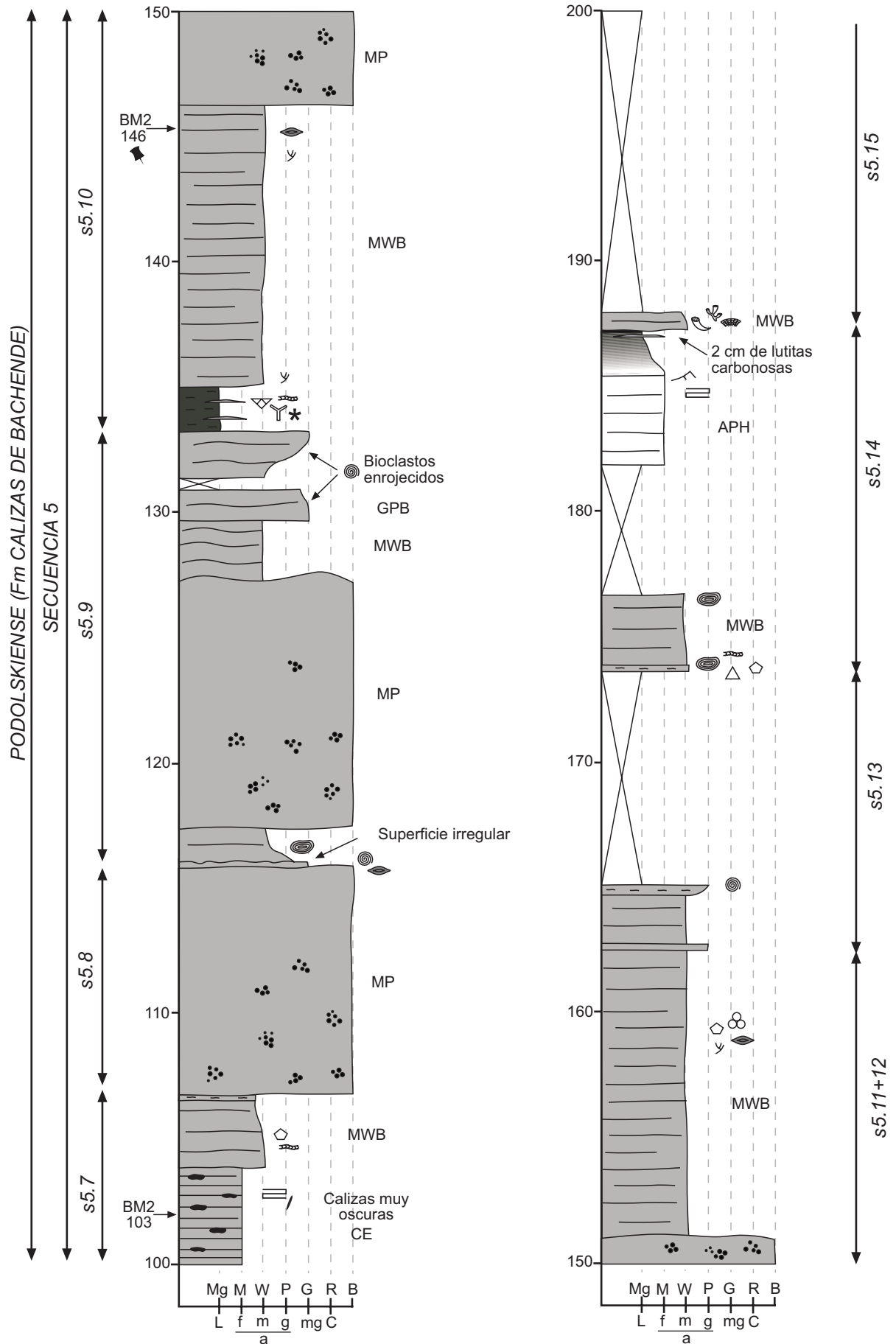
(continúa en la pág. siguiente)

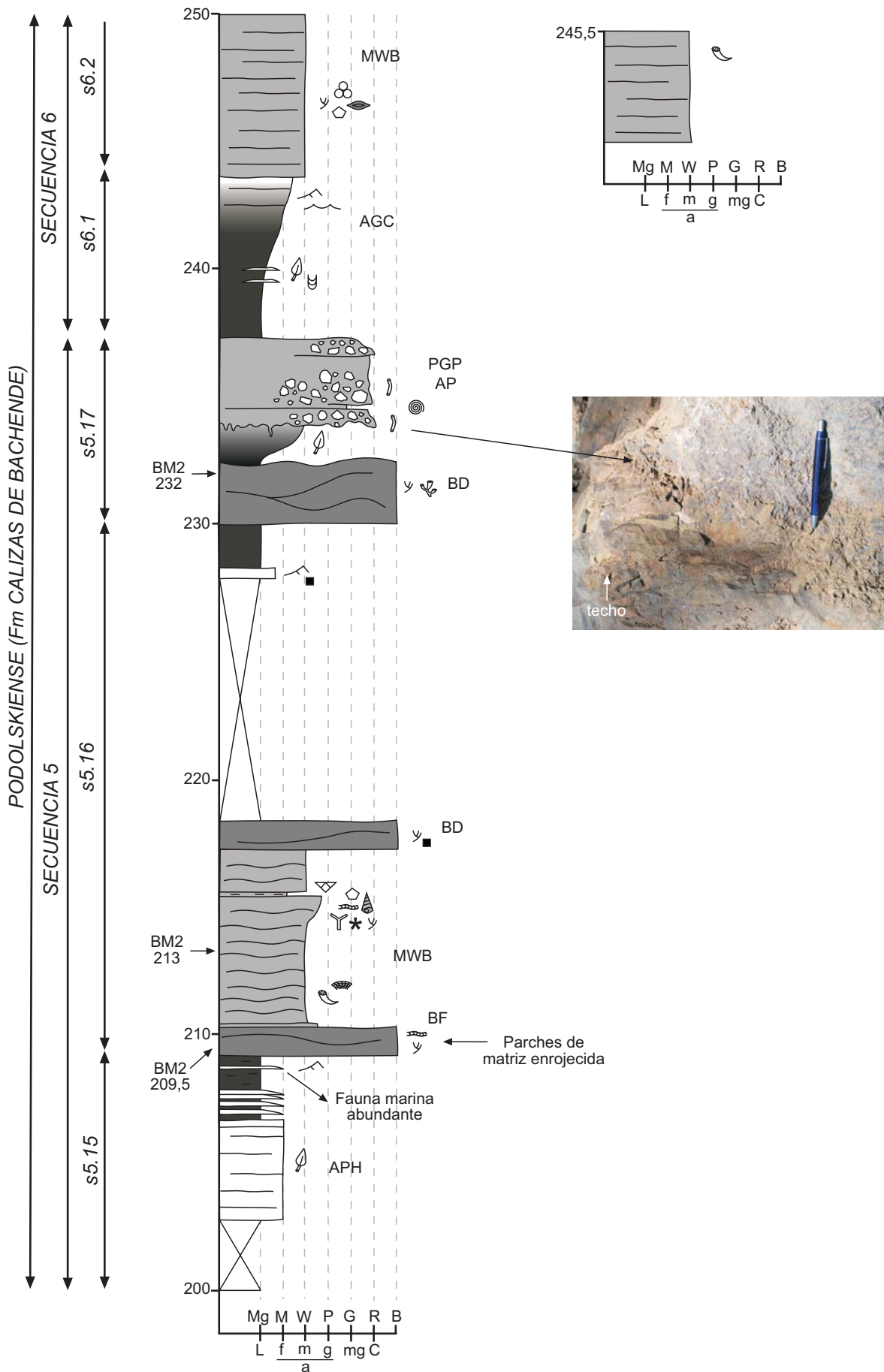


(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)

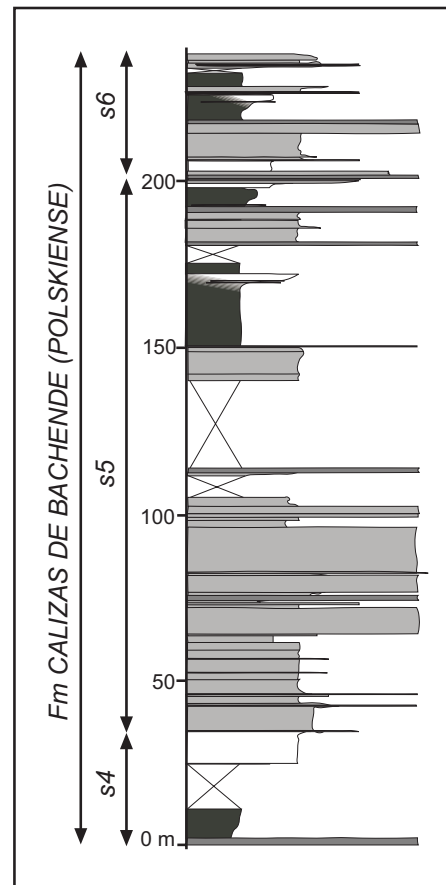
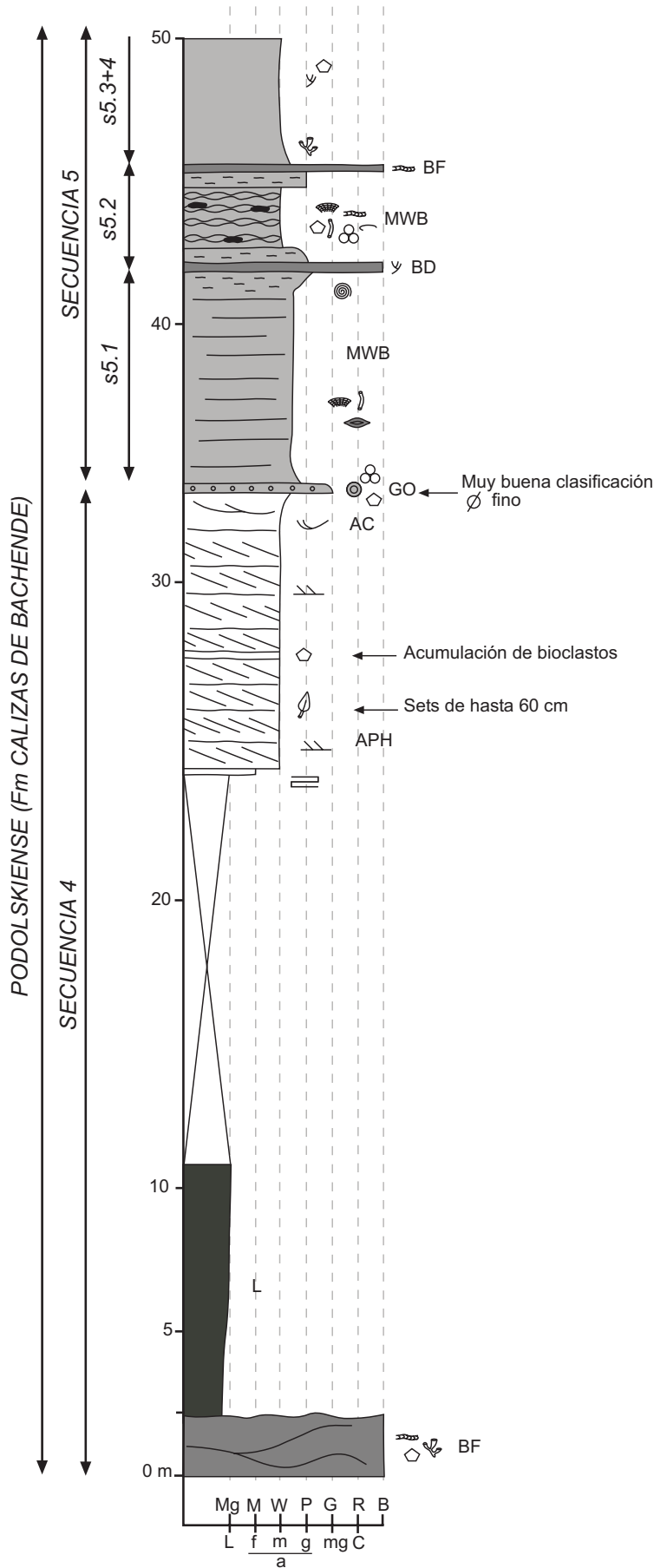




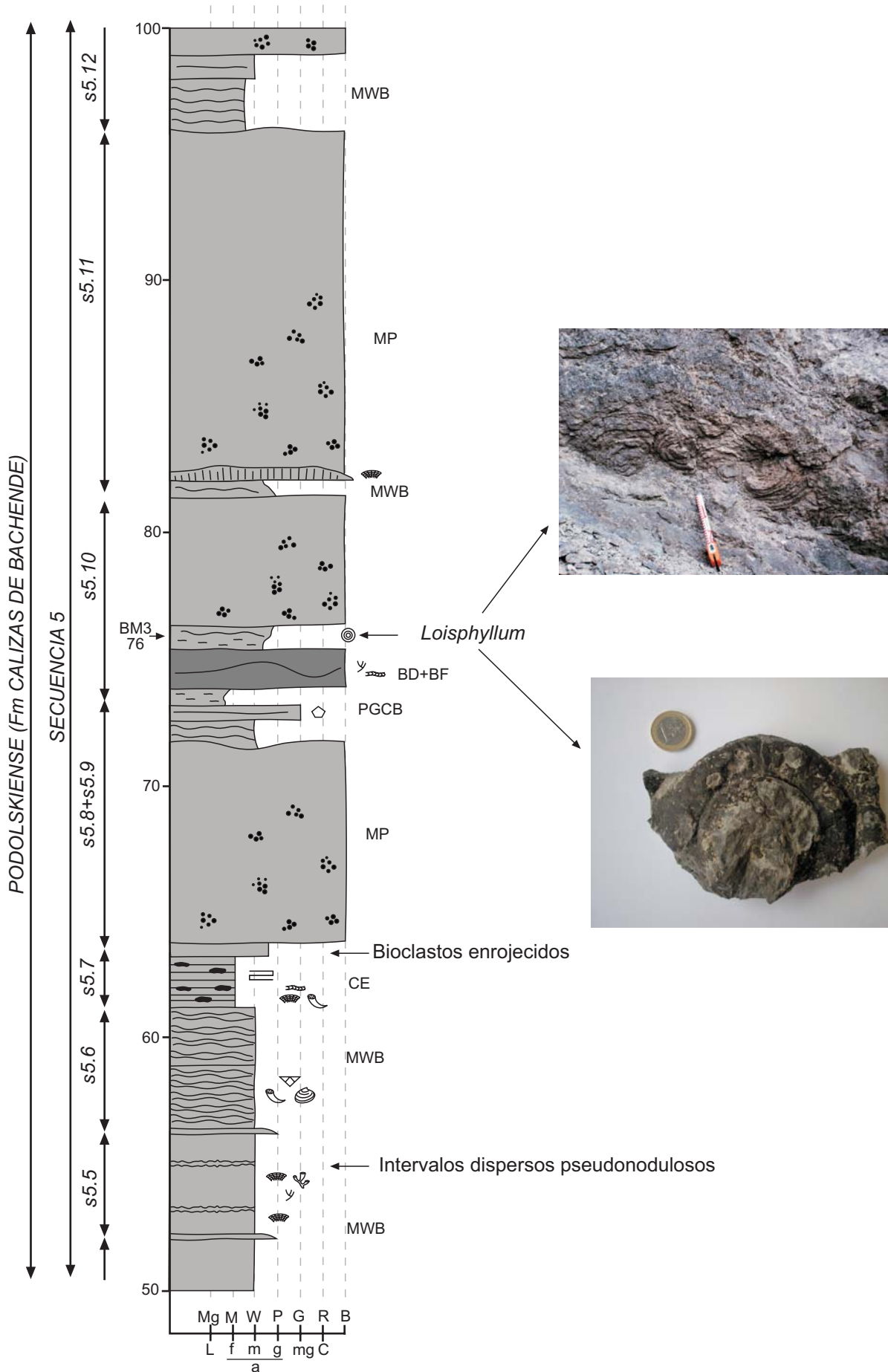
SECCIÓN BM3

30T 325545 4758087

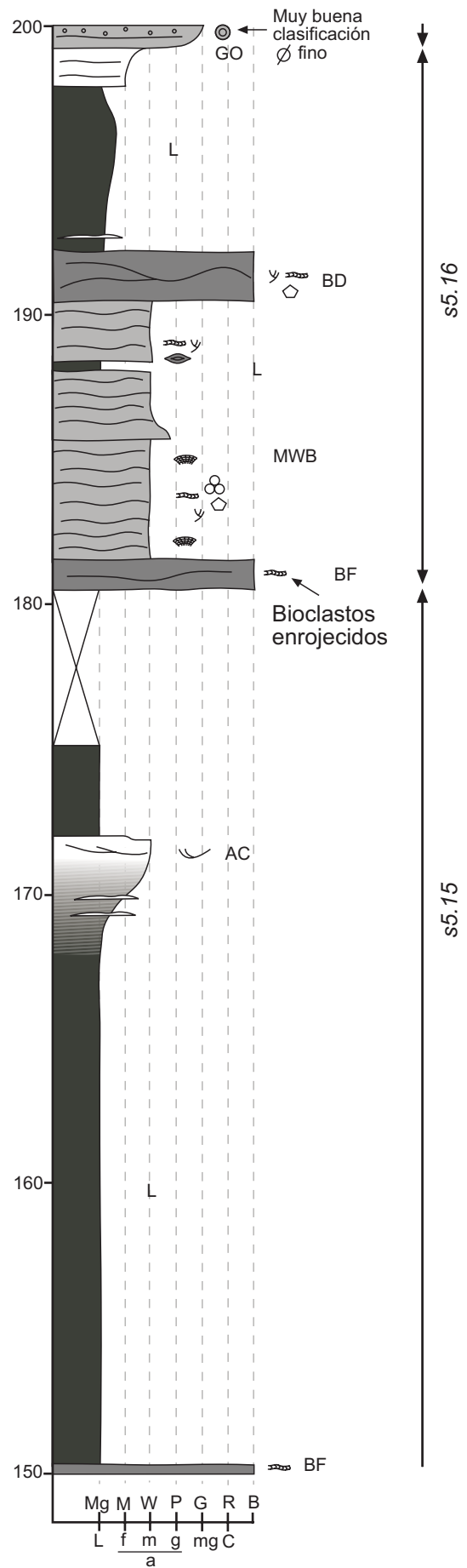
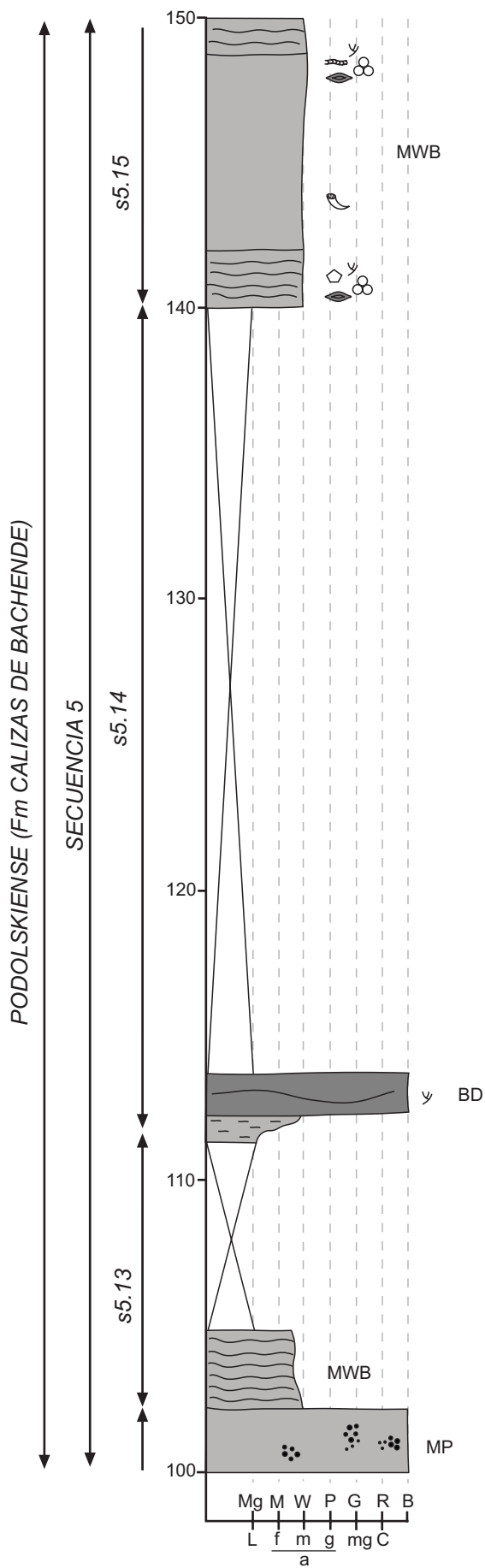
(continúa en la pág. siguiente)

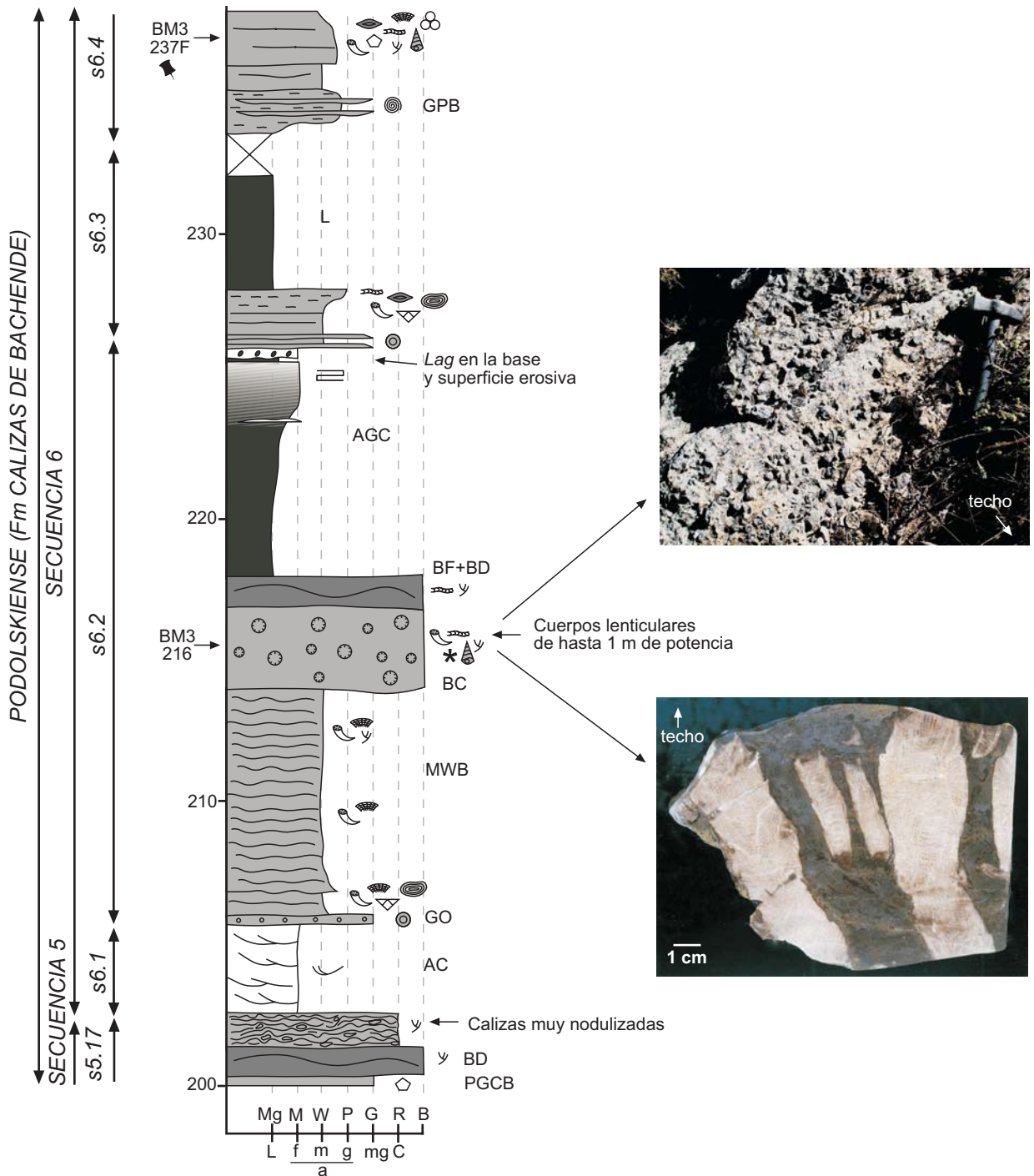


(continúa en la pág. siguiente)



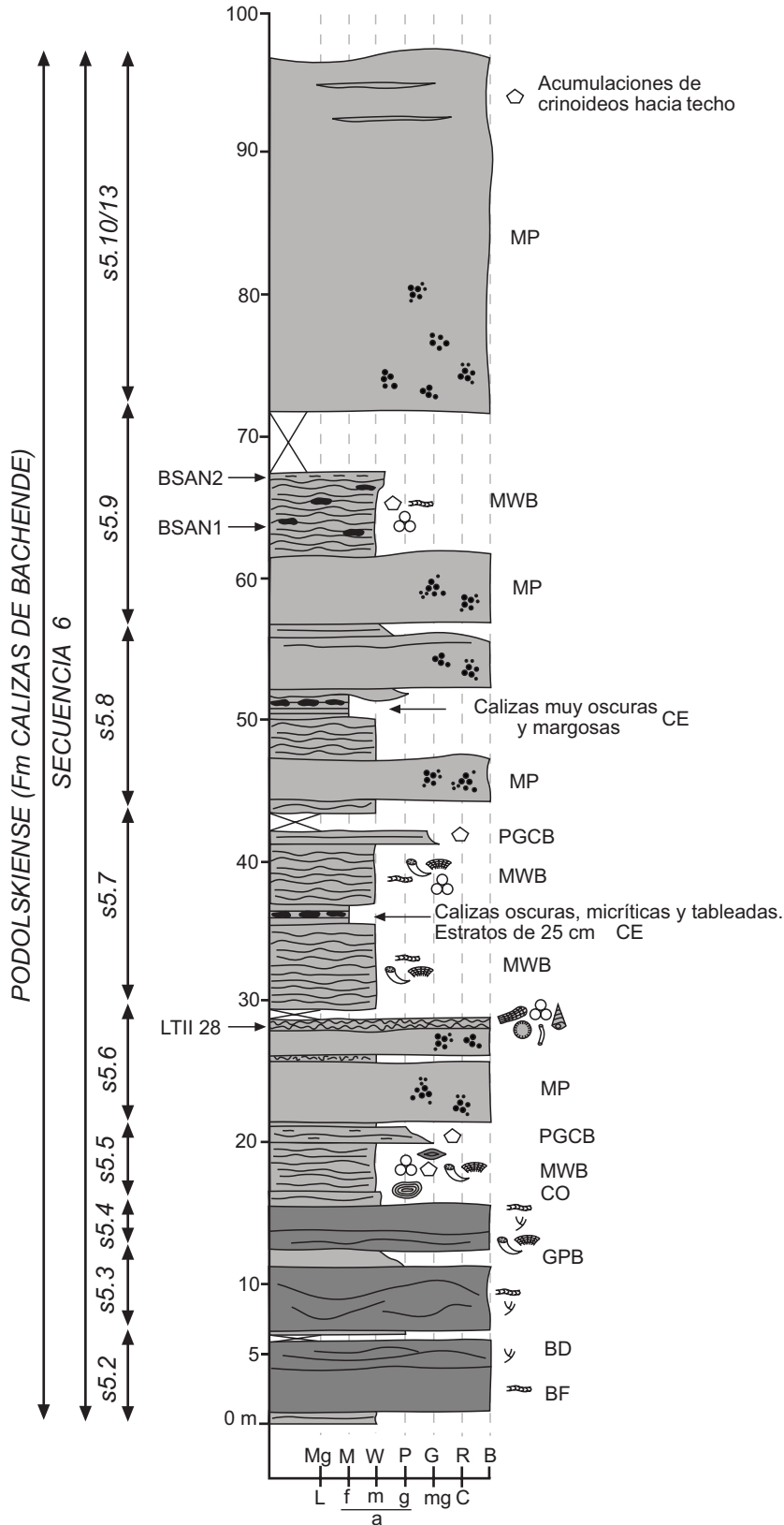
(continúa en la pág. siguiente)





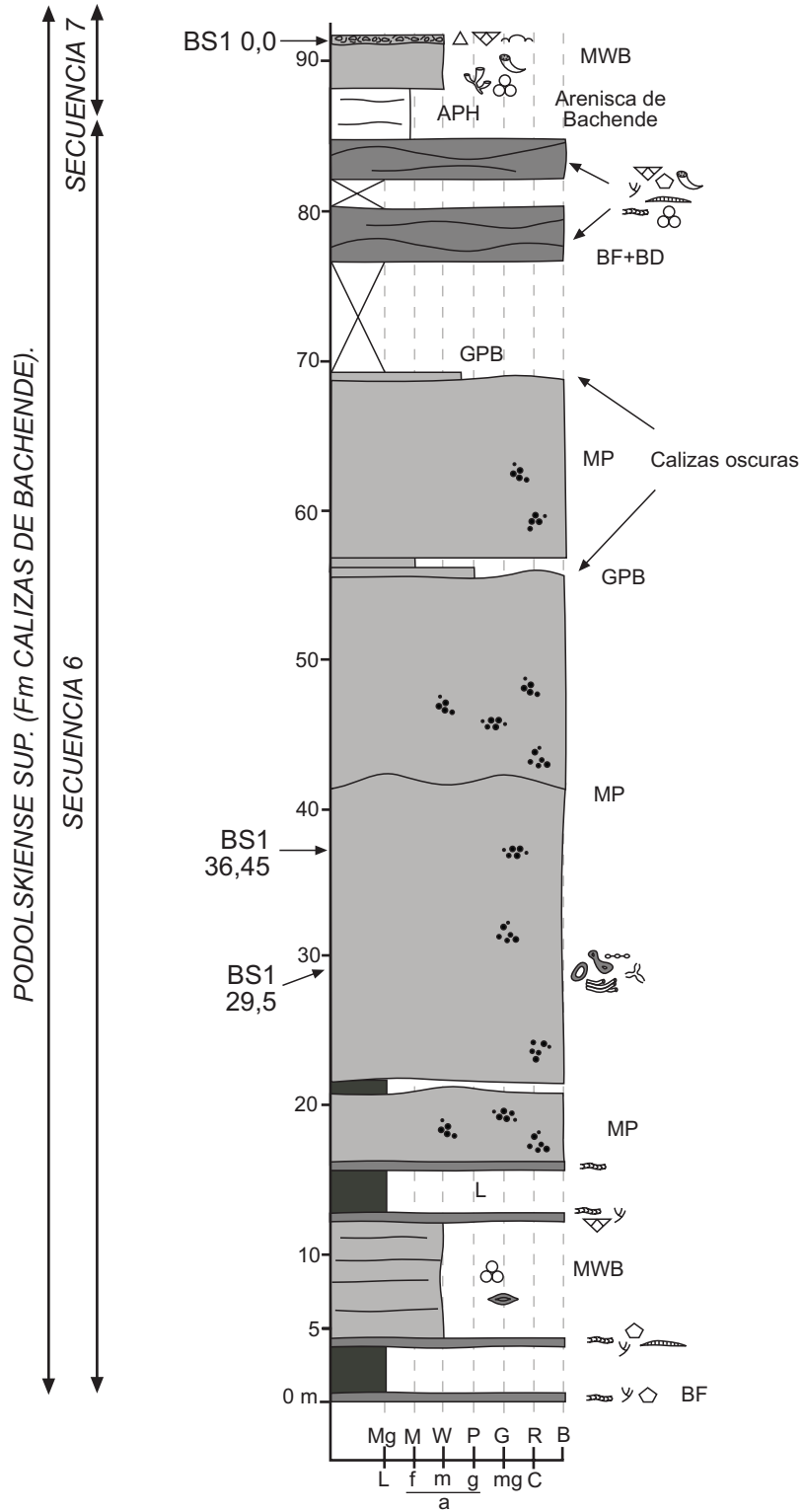
SECCIÓN LOMASTERA II (LT II)

30T 330816 4760071



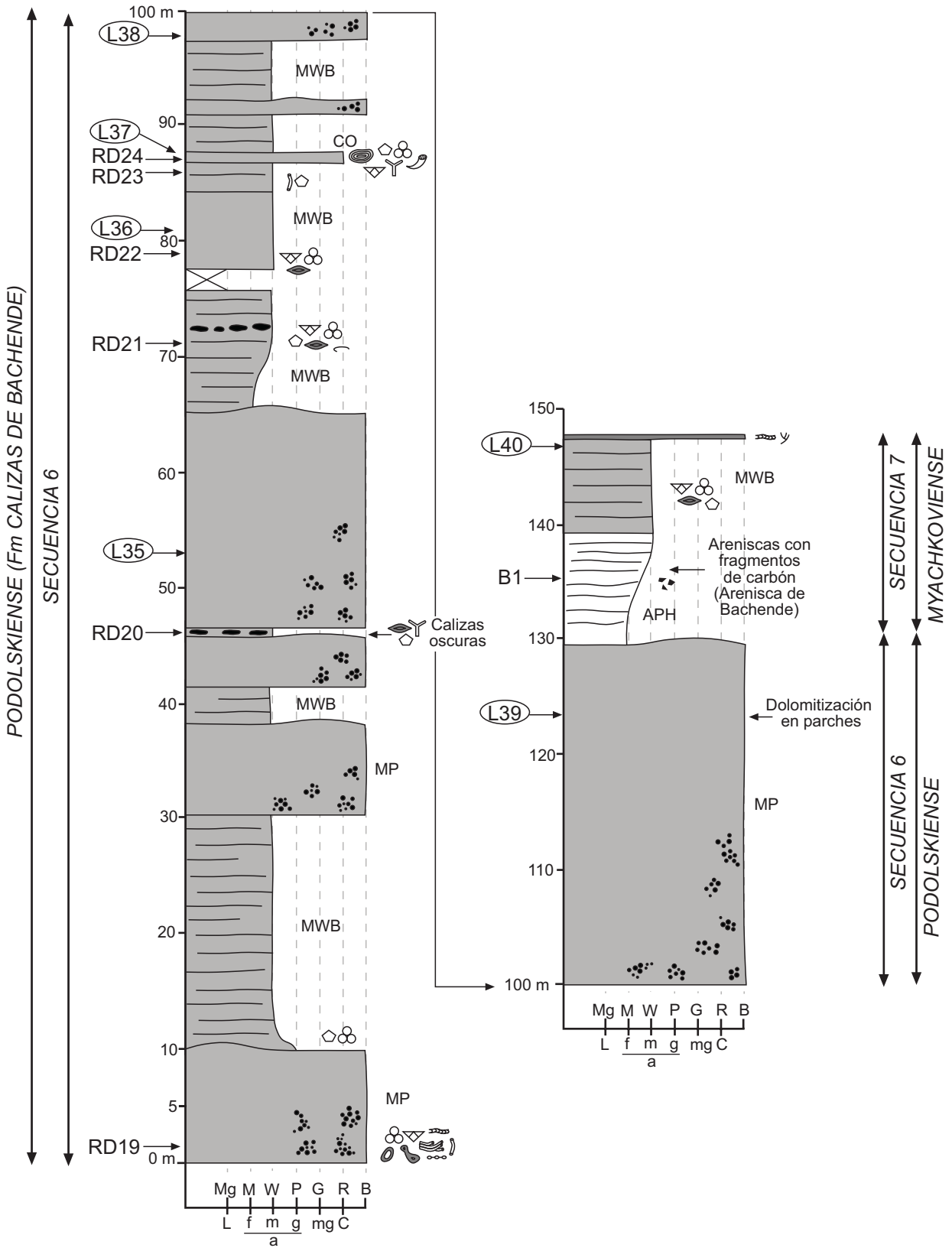
SECCIÓN BS1

30T 325384 4759582



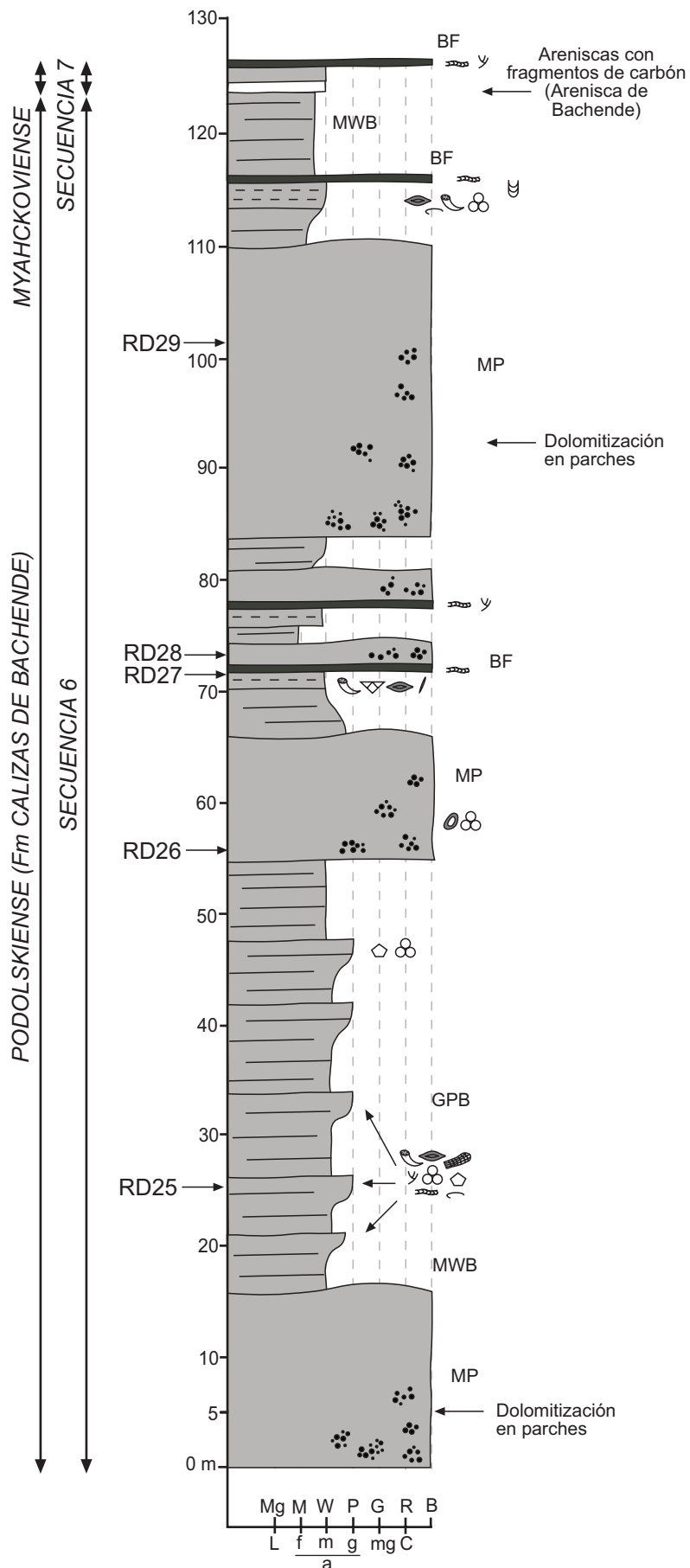
SECCIÓN BS2

30T 325384 4759659



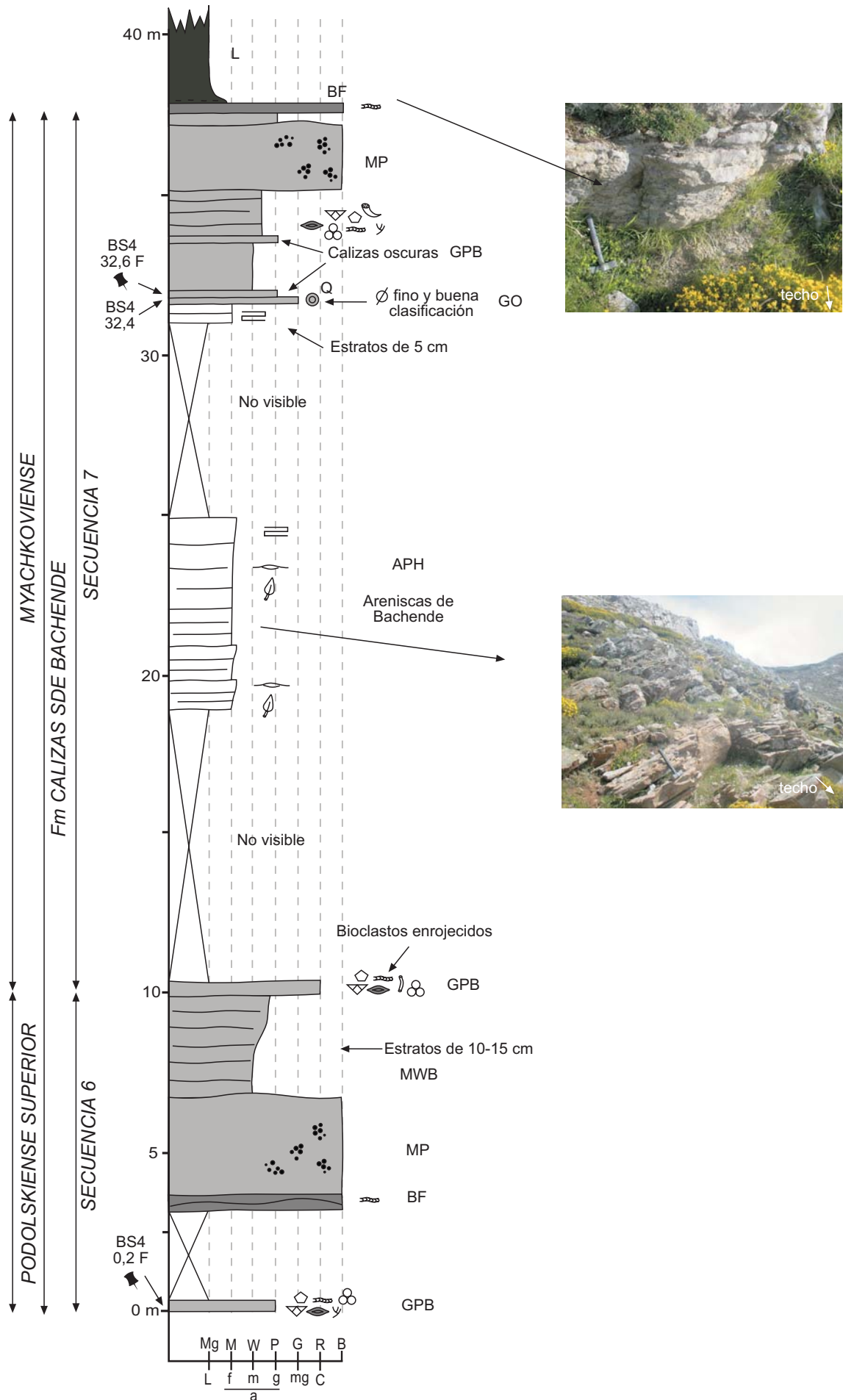
SECCIÓN BS3

30T 325376 4758553



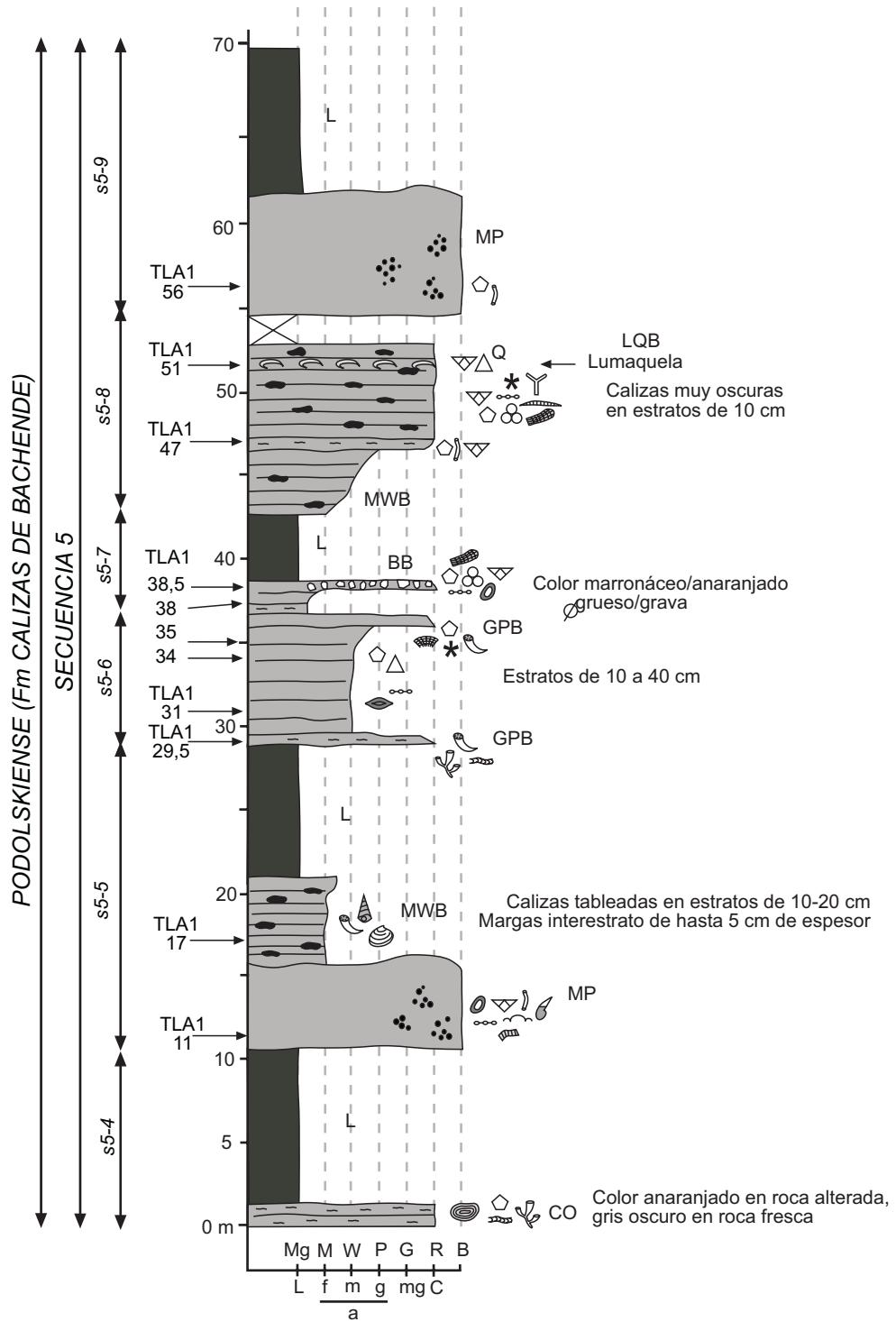
SECCIÓN BS4

30T 326817 4759482



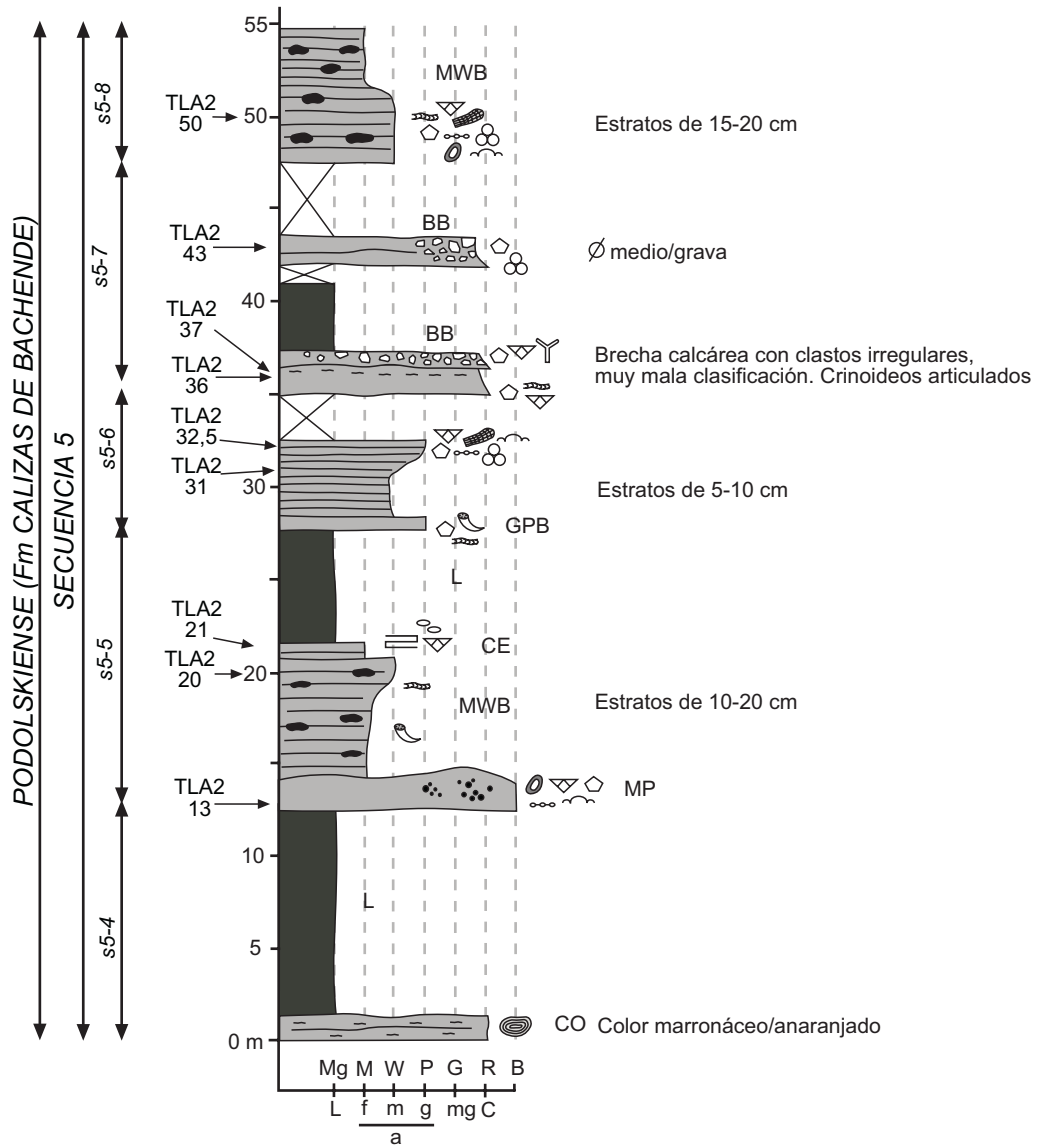
SECCIÓN TLA-1

30T 331442 4760161



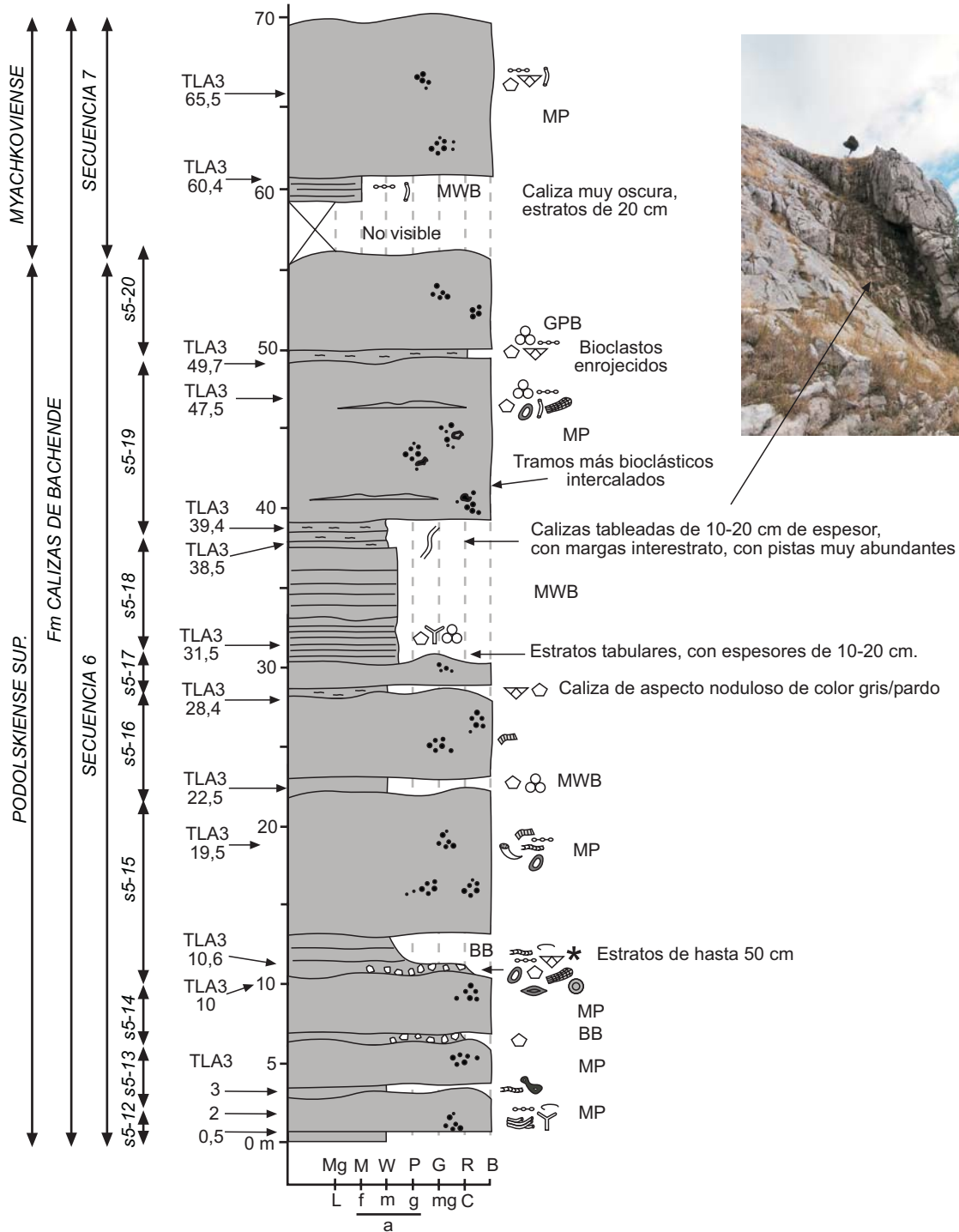
SECCIÓN TLA-2

30T 331379 4760137



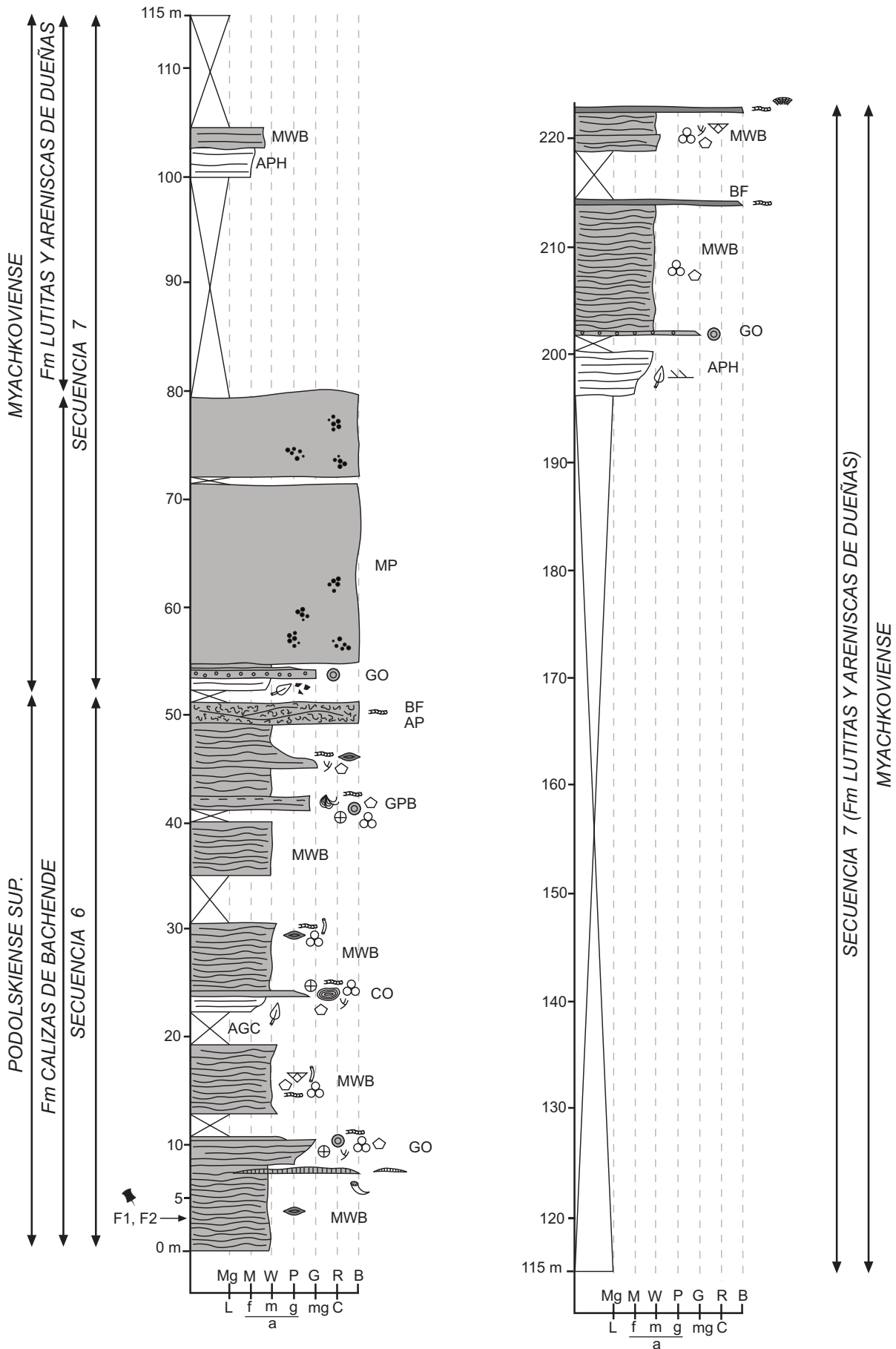
SECCIÓN TLA-3

30T 331624 4760030



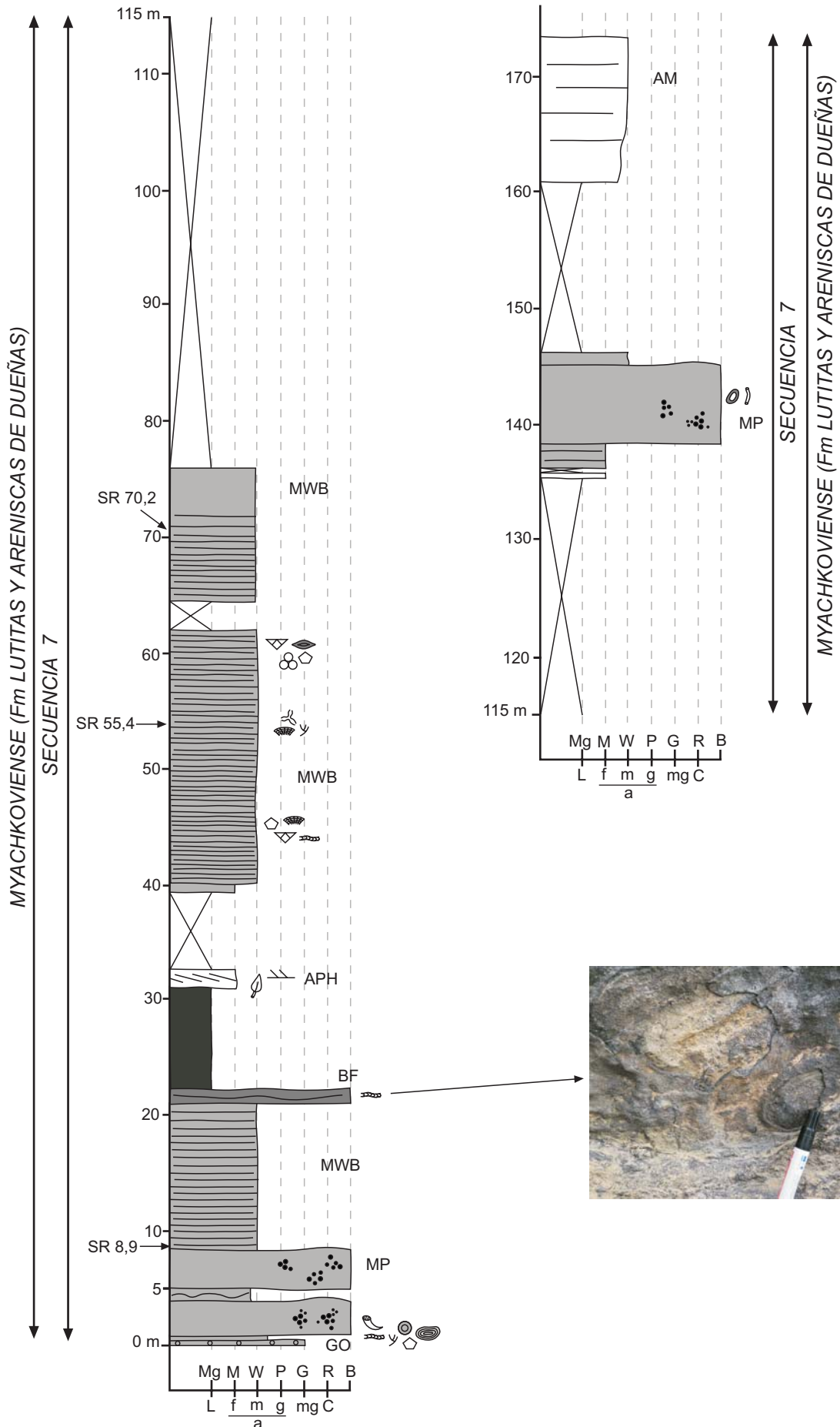
SECCIÓN LOIS (LS)

30T 325591 4760923



SECCIÓN LAS SARRONAS (SR)

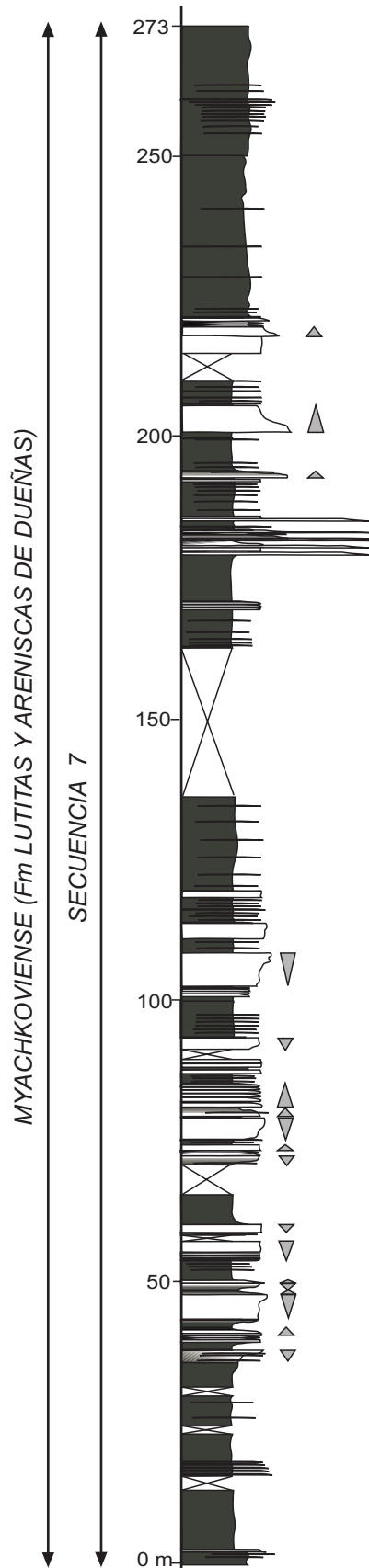
30T 325877 4760269



SECCIÓN AN1

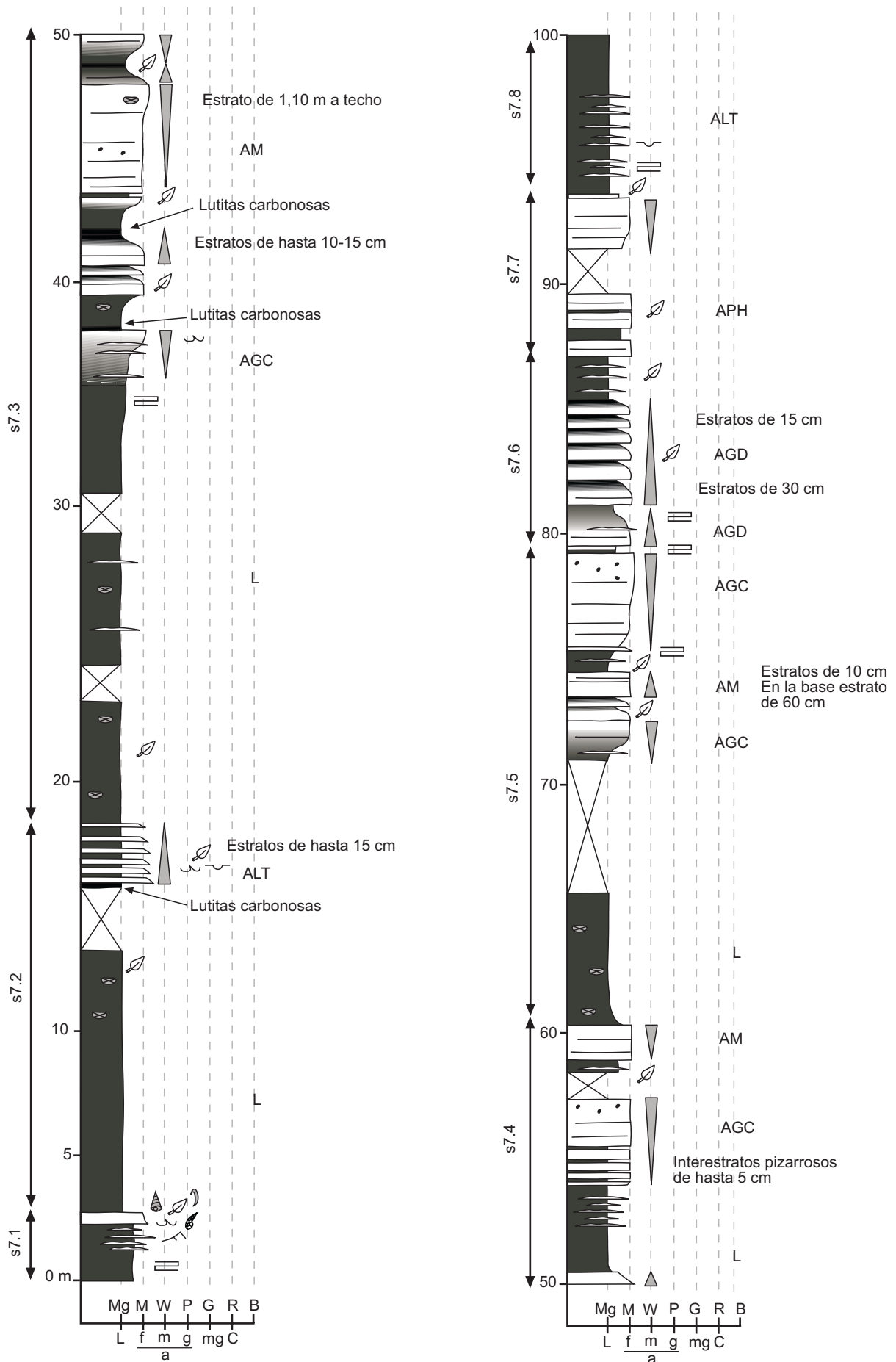
30T 330731 4759486

(continúa en la pág. siguiente)

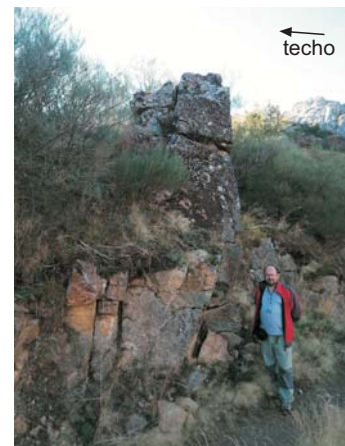
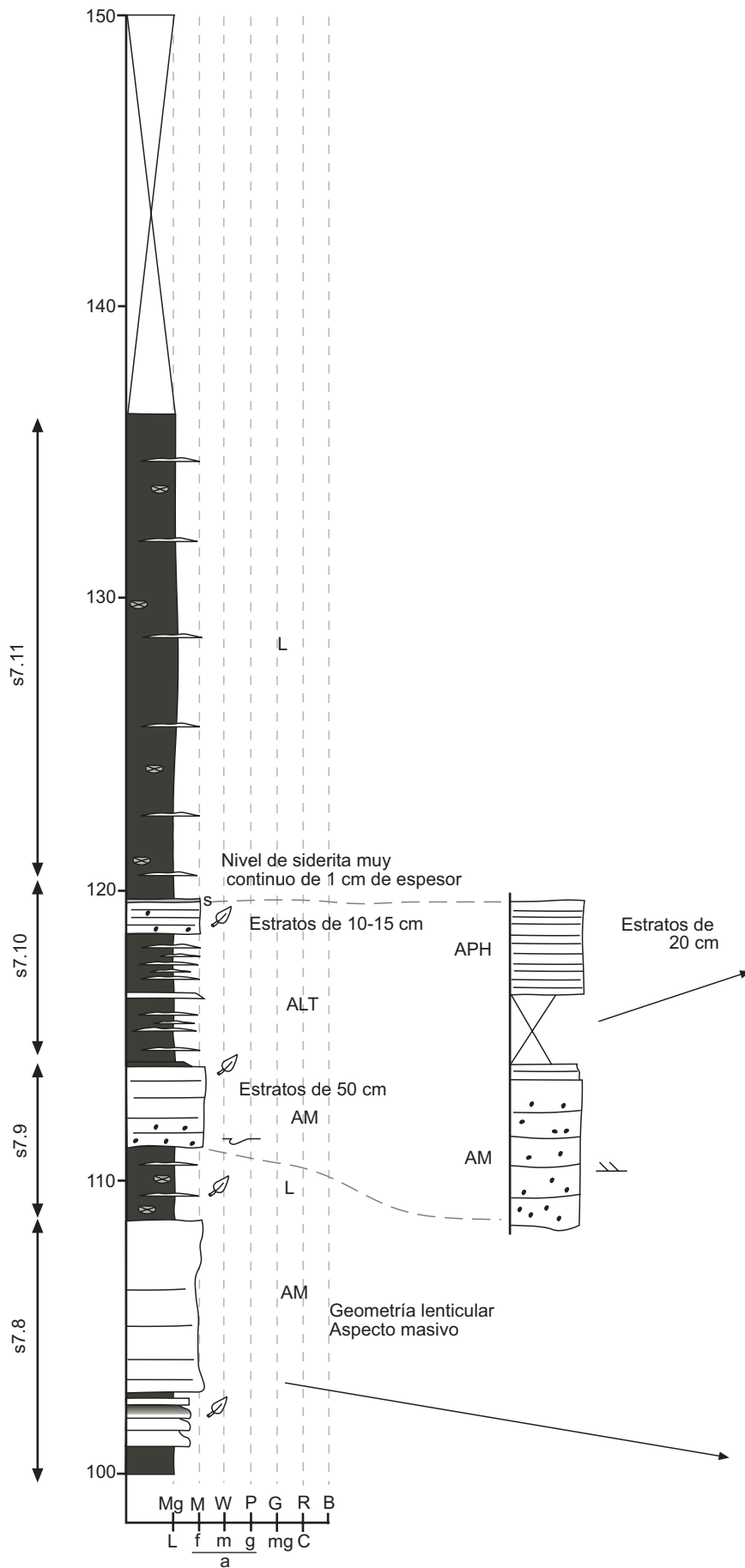


SECCIÓN AN1

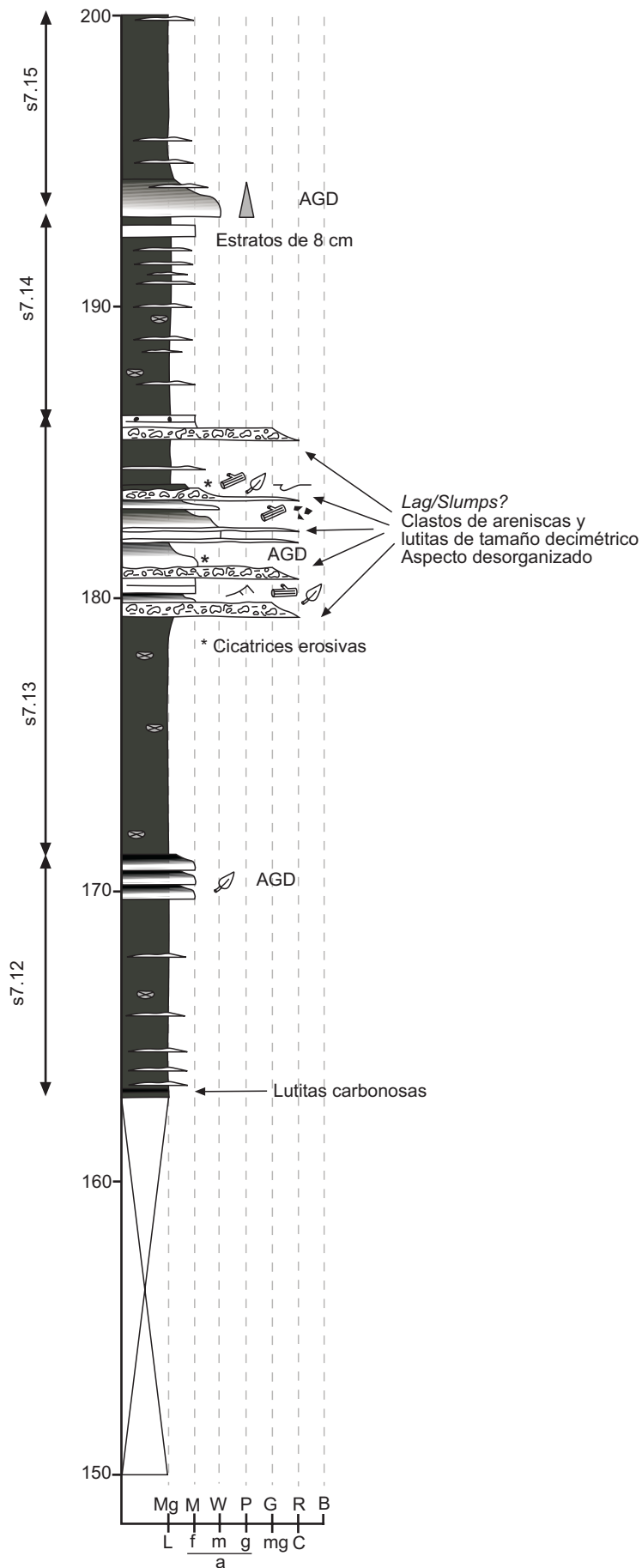
(continúa en la pág. siguiente)

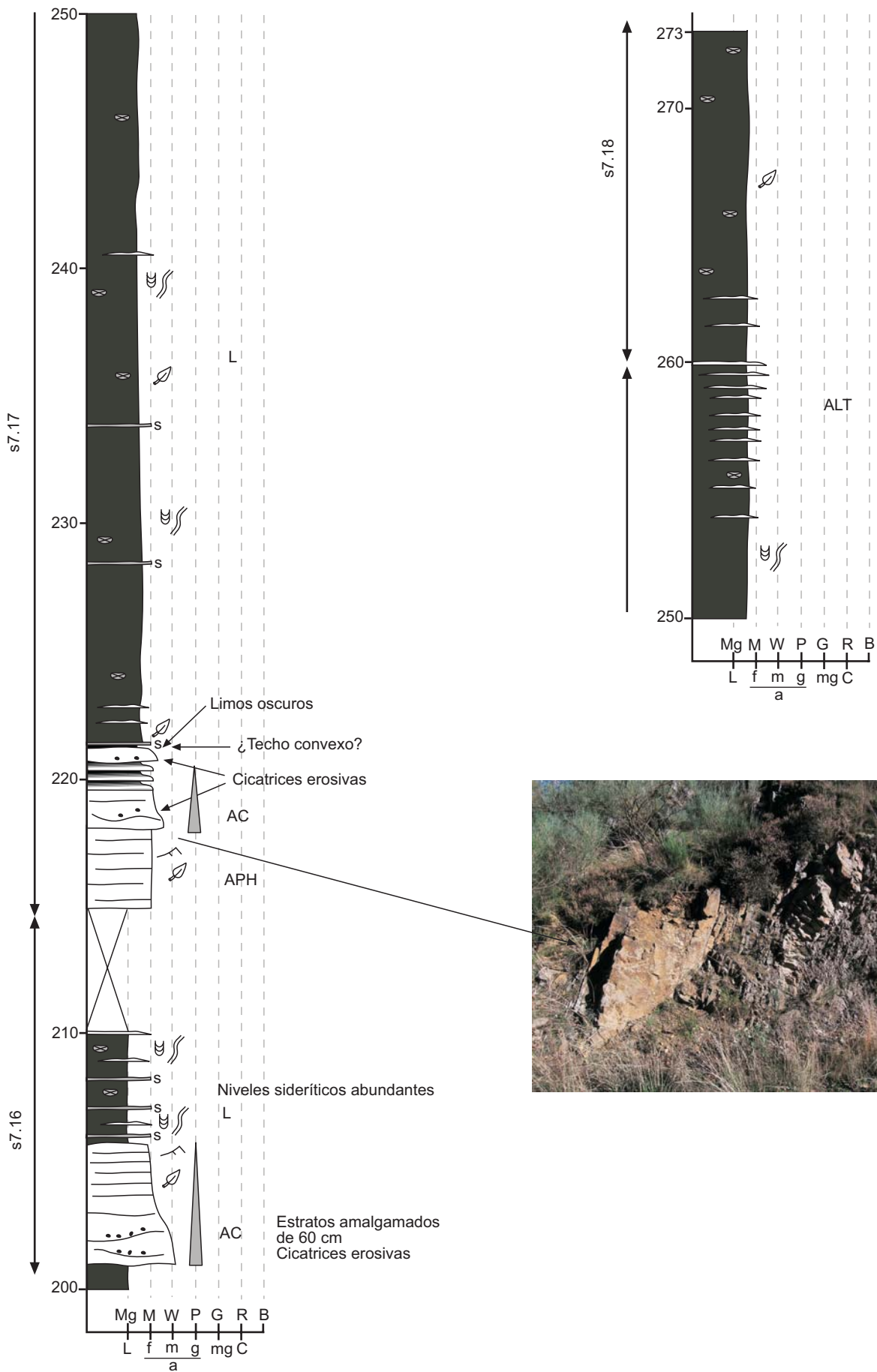


(continúa en la pág. siguiente)



(continúa en la pág. siguiente)

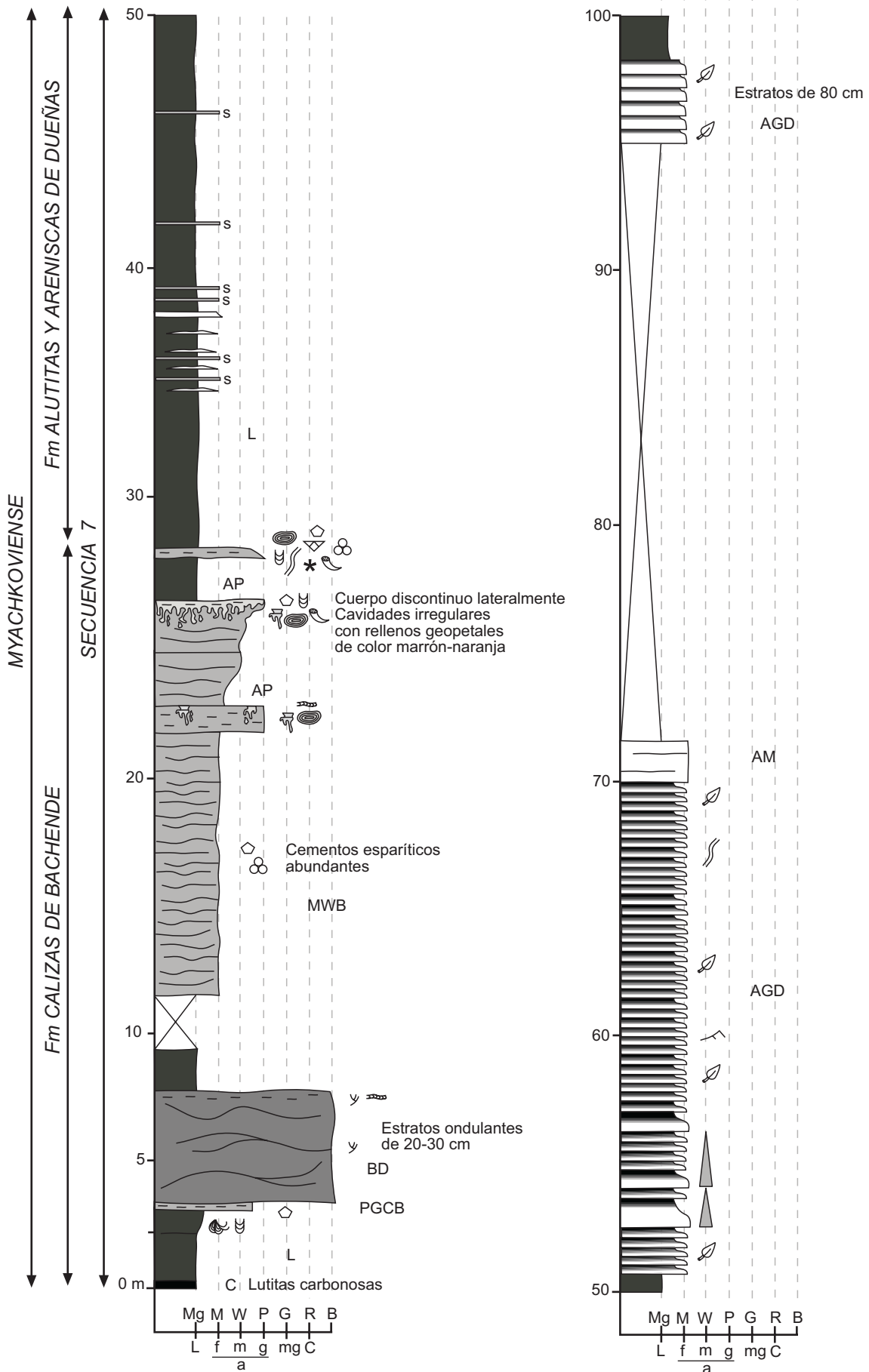


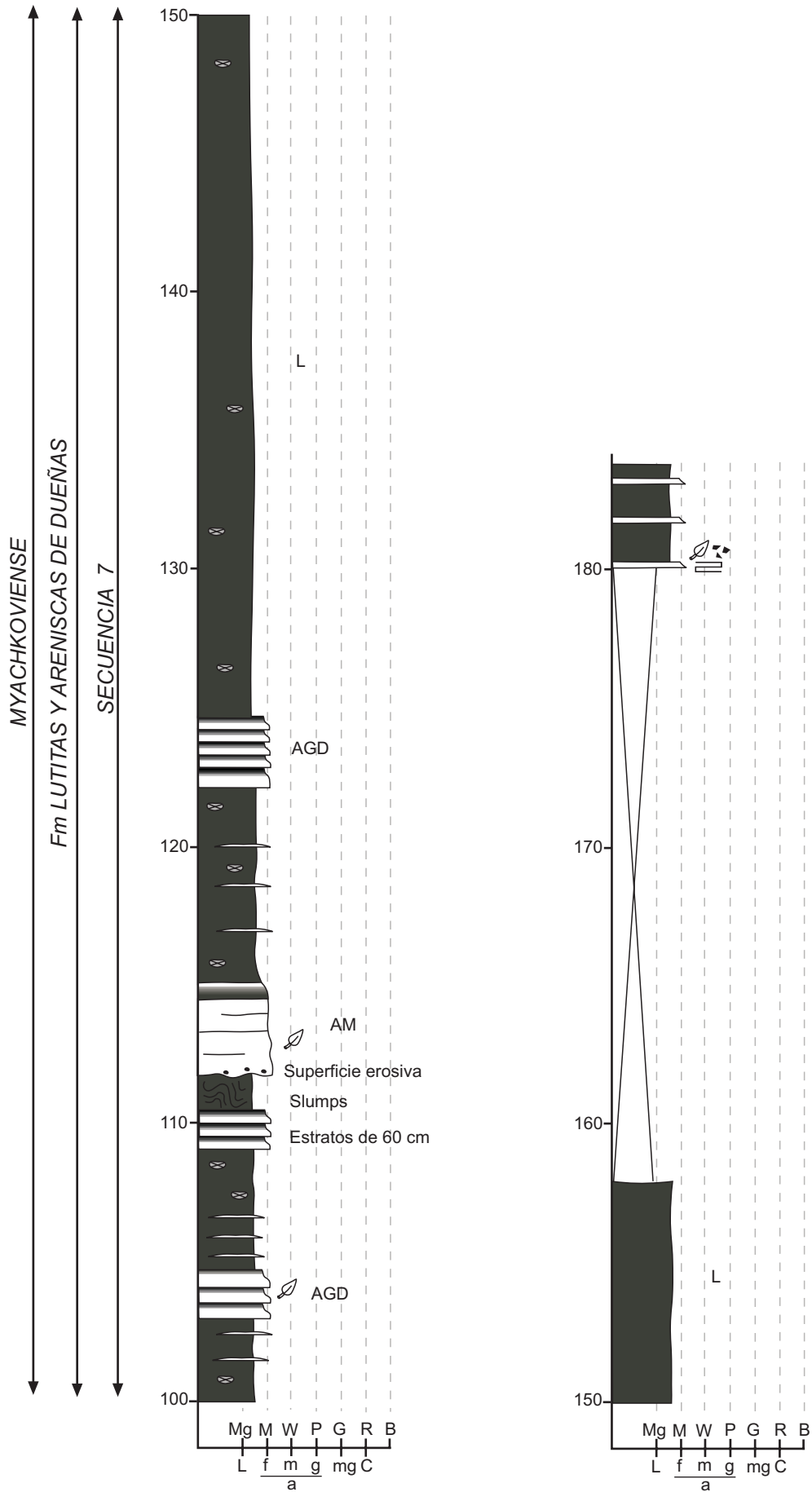


SECCIÓN AN2

30T 332684 4759406

(continúa en la pág. siguiente)

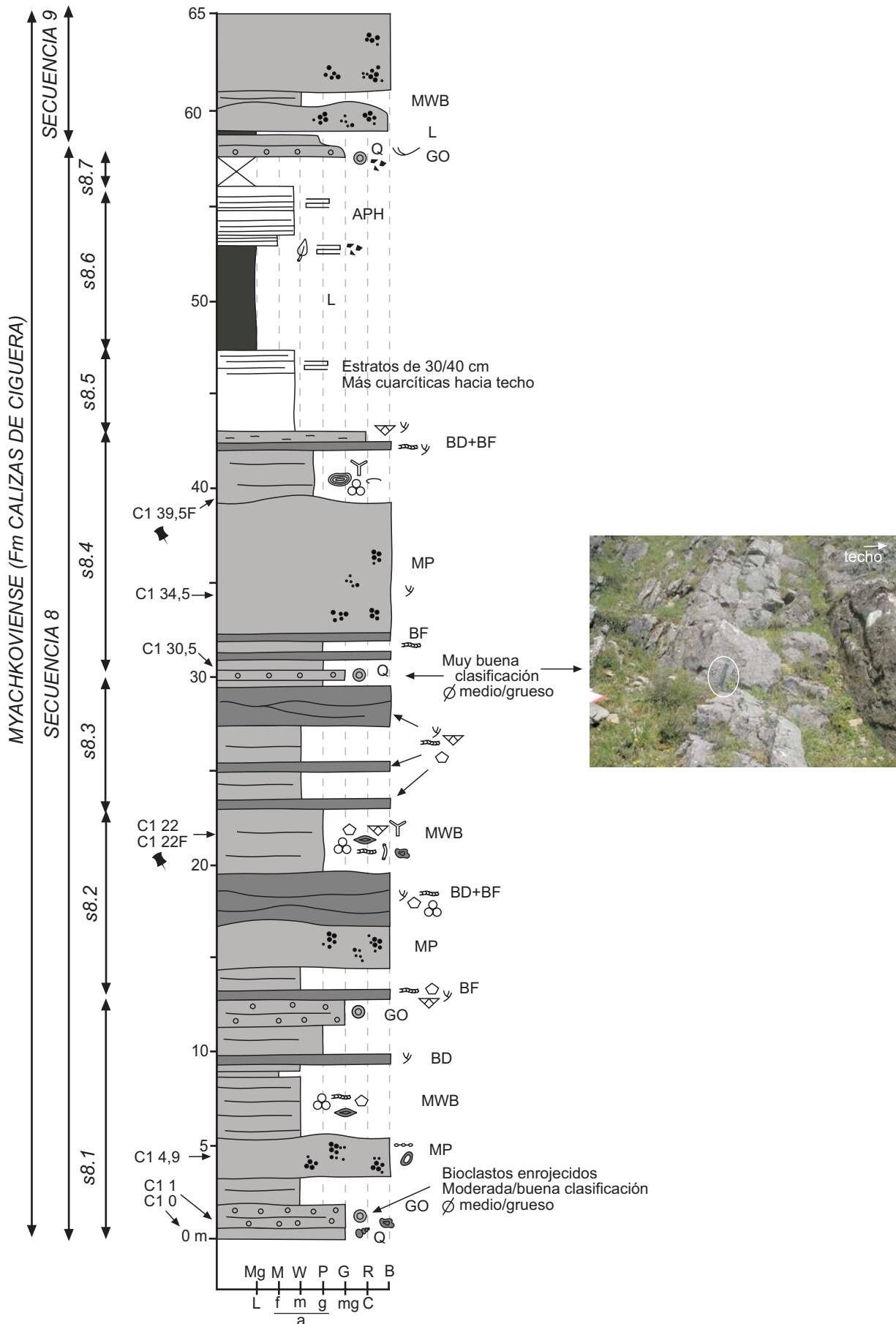




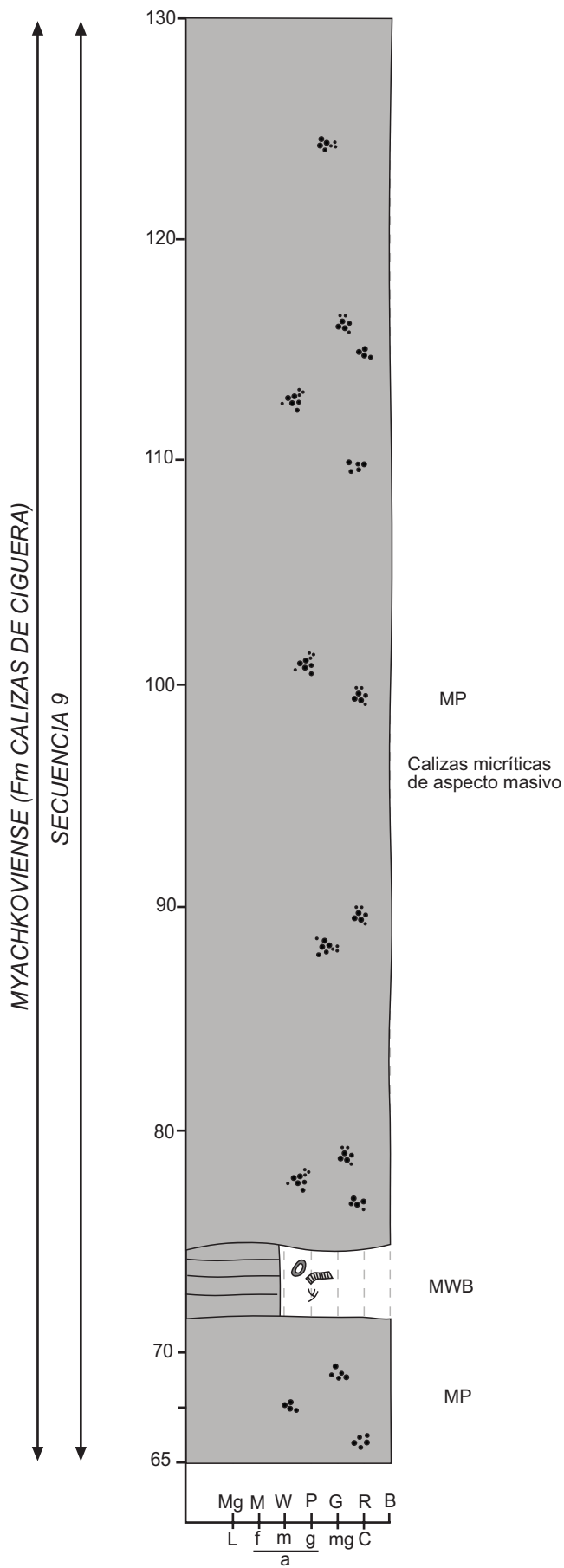
SECCIÓN C1

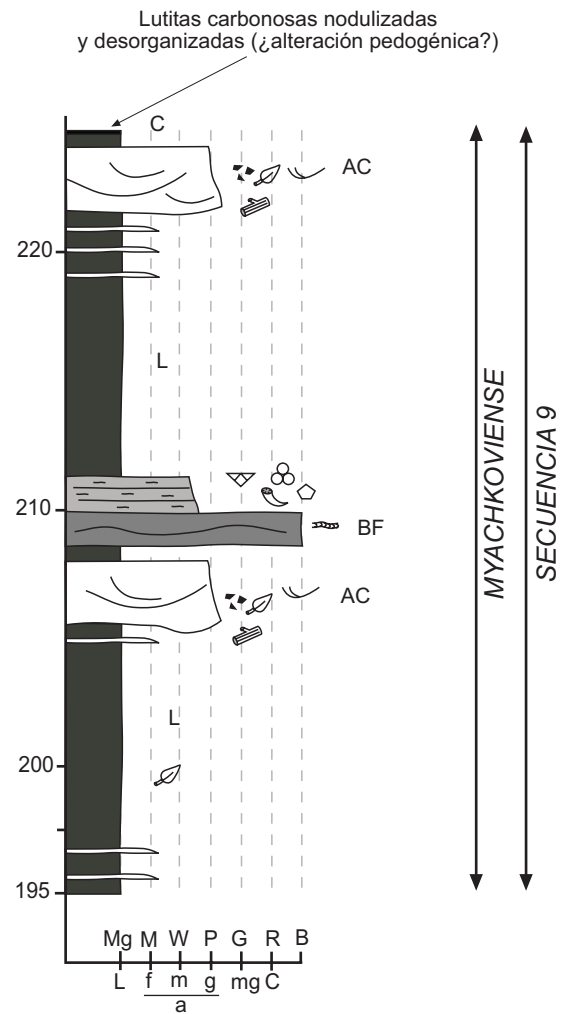
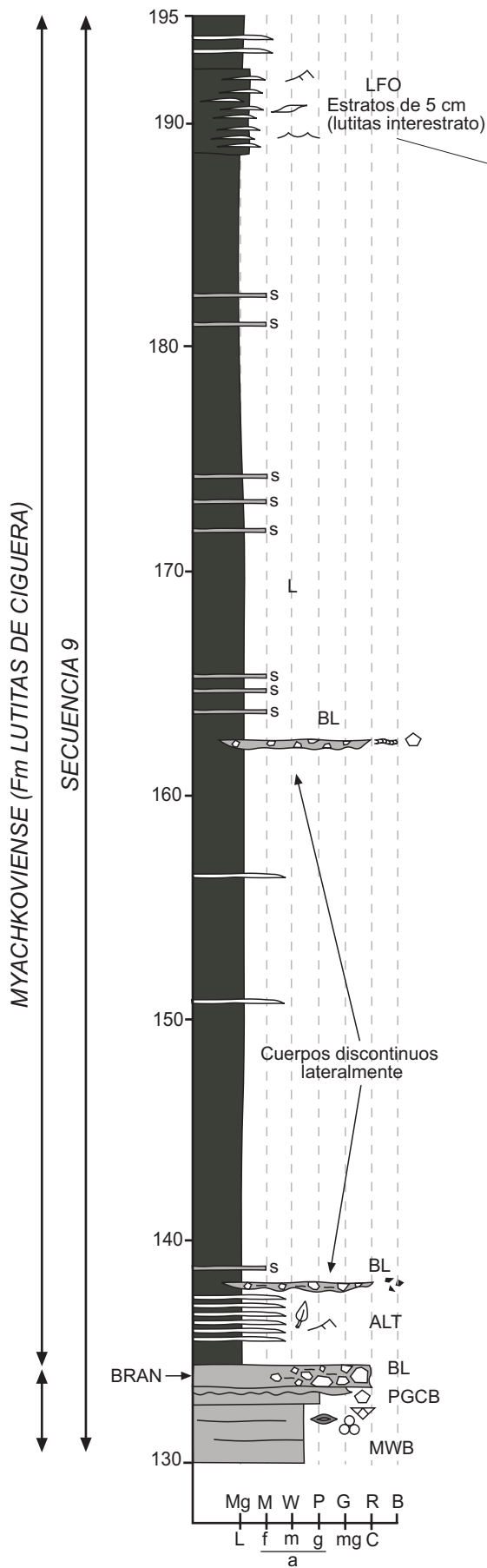
30T 325301 4759146

(continúa en la pág. siguiente)



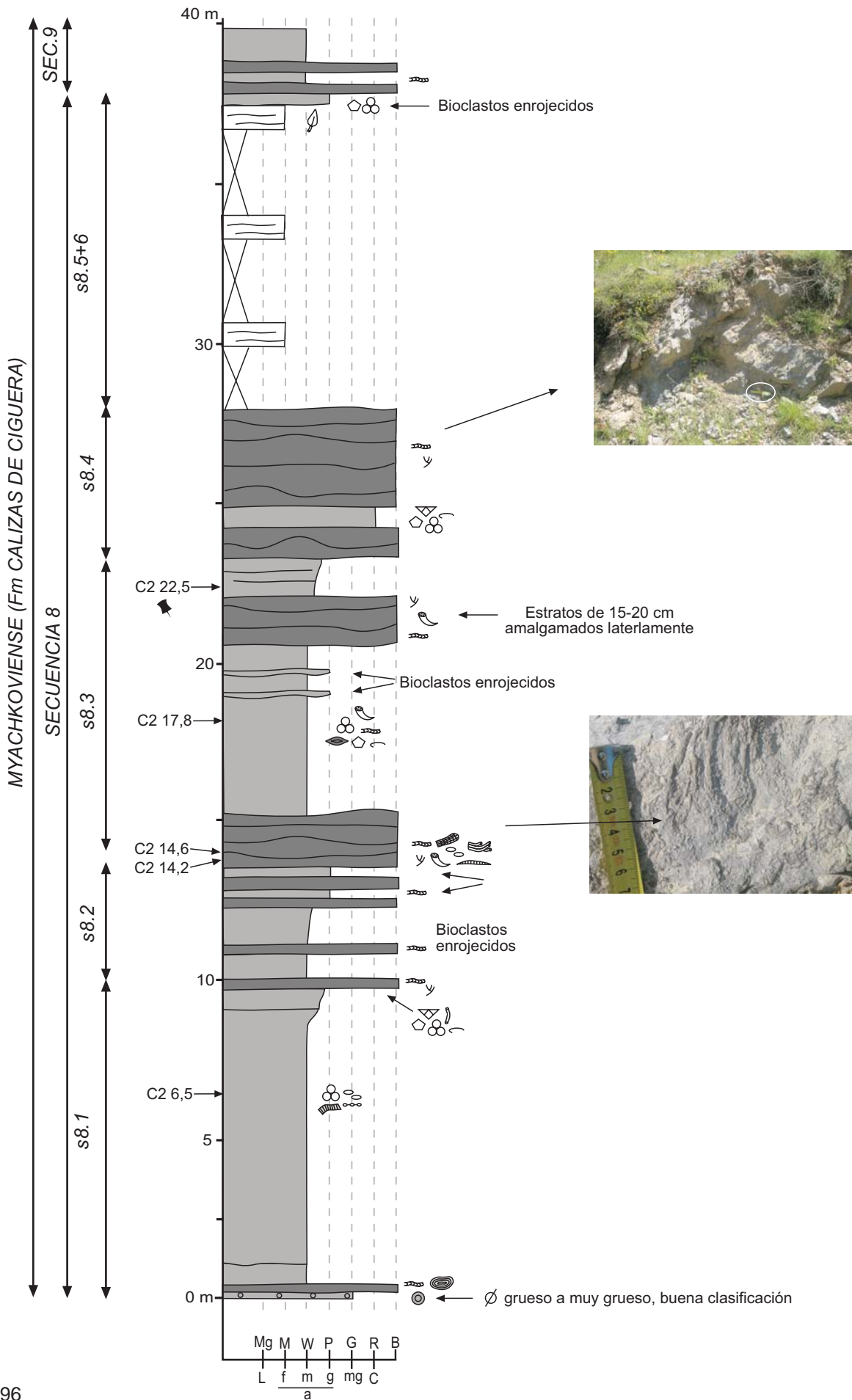
(continúa en la pág. siguiente)





SECCIÓN C2

30T 325286 4758734



ANEXO 3

ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICO

ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICO DE MUESTRAS DE FUSULINAS

Realizado por la Dra. Elisa Villa, de la Universidad de Oviedo.

(Únicamente se han reflejado en este anexo aquellas muestras que han podido ser correctamente localizadas en los mapas 3 y 4.)

SECTOR LOIS CIGUERA (ver mapa 3 al final del volumen)

Recogidas en la elaboración de este trabajo

- Muestra F1 (en sección LS)

Fusulina ex gr. *agujasensis*

Fusulina ex gr. *cotarazoe*

Edad: Moscoviense superior, Podolskiense superior/ Myachkoviense.

- Muestra F2 (en sección LS)

Fusulina ex gr. *agujasensis*

Fusulina ex gr. *cotarazoe*

Edad: Moscoviense superior, Podolskiense superior/ Myachkoviense.

- Muestra F3

Fusulina ex gr. *cotarazoe*

Fusulinella ex gr. *bocki*, *beedeina* y *pseudotriticites*

Edad: Moscoviense superior, Myachkoviense.

- Muestra SS-23-11 (sección SS-23)

Ozawainella sp.

Pseudostaffella ex gr. *ozawai*

Hemifusulina sp.

Edad: Moscoviense, Kashiriense/Podolskiense?

- Muestra SS-23-19 (sección SS-23)

Fusulina ex gr. *cotarazoe*

Fusulinella ex gr. *pseudobocki*

Taitzeoella ex gr. *librovitchi*

Pseudostaffella sp.

Edad: Moscoviense superior, probablemente Myachkoviense.

- Muestra BM3 237 F (sección BM3)

Fusulina ex gr. *kamensis* (cf. *F. agujasensis*)

Ozawainella ex gr. *mosquensis*

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea*

Taitzeoella sp.

Edad: Moscoviense Superior, probablemente Podolskiense superior.

- Muestra BM2 146 F (sección BM2)

Fusulina ex gr. *kamensis* (cf. *F. agujasensis*)

Edad: Moscoviense Superior, probablemente Podolskiense superior.

- Muestra PN 141,5 F (sección PN)

Profusulinella cf. *timanica*

Profusulinella *prisca*

Profusulinella? cf. *dubia*

Aljutovella sp.

Schubertella sp.

Edad: Moscoviense Inferior (Vereyense superior o Kashiriense inferior).

- Muestra PN 360 F (sección PN)

Fusulinella ex gr. *praebocki*

Fusulinella ex gr. *bocki*

Taitzeoella cf. *pseudolibrovitchi*

Taitzeoella sp.

Schubertella ex gr. *obscura*

Edad: Moscoviense (Kashiriense superior o Podolskiense inferior).

- Muestra C1 22F (sección C1)

Staffella sp.

Fusulinella ex gr. *bocki*

Fusulinella aff. *superba*

Beedeina cf. *samarica*

Beedeina ex gr. *elegans*

Schubertella ex gr. *kingi*

Schubertella ex gr. *obscura*

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea*

Taitzeoella sp.

Fusiella sp.

Eostaffella sp.

Edad: Moscoviense Superior (Myachkoviense, probablemente inferior).

- Muestra C1 39,5F (sección C1)

Fusulinella ex gr. *bocki* (cf. *F. bocki timanica*)

Fusulinella aff. *superba*

Fusulinella spp.

Schubertella ex gr. *obscura*

Fusulina sp.

Edad: Moscoviense Superior (Myachkoviense, probablemente inferior).

- Muestra C2 22,5F (sección C2)

Fusulinella ex gr. *bocki*

Beedeina cf. *paradistenta*

Fusulinella aff. *superba*

Taitzeoella librovitchi

Staffella sp.

Edad: Moscoviense Superior (Myachkoviense inferior).

- Muestra BI1 103F (sección BI1)

Fusulinella ex gr. *schubertellinoides*

Fusulinella ex gr. *praebocki*

Beedeina ex gr. *schellwieni*

Schubertella ex gr. *obscura*

Edad: Moscoviense (Kashiriense superior o Podolskiense).

- Muestra BS4 0,2F (sección BS4)

Putrella? sp.

Pseudostaffella sp.

Fusulina ex gr. *cotarazoe*

Taitzeoella sp.

Ozawainella ex gr. *mosquensis*

Edad: Moscoviense Superior (Podolskiense superior o más alto).

- Muestra BS4 32,6 F (sección BS4)

Beedeina ex gr. *elegans*
Beedeina cf. *samarica*
Pseudostaffella (*Quasistaffella*) sp.
Edad: Moscoviense Superior (Podolskiense superior o más alto).

- Muestra PTL-2 (sección PTL)

Beedeina pseudoelegans
Beedeina aff. *apokensis*
Beedeina ex gr. *schellwieni*
Pseudostaffella syzranica
Pseudostaffella ozawai ozawai
Pseudostaffella ozawai compacta
Pseudostaffella cf. *confusa*
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea*
Pseudostaffella spp.
Fusiella praetypica
Schubertella ex gr. *subkingi*
Schubertella ex gr. *paraobscura*
Ozawainella ex gr. *mosquensis*
Ozawainella spp.
Edad: Moscoviense Superior (Podolskiense inferior)

- Muestra PTL-6,3 (sección PTL)

Eofusulina triangula
Profusulinella pseudorhomboides
Profusulinella sp.
Pseudostaffella sp.
Staffellidae indet
Edad: Moscoviense Inferior (probablemente Kashiriense inferior)

Publicadas en trabajos previos:

Corrochano (2006)

- Muestra D1 (S5)

Ozawainella sp.
Eostaffella sp.
Beedeina? sp. nov.
Hemifusulina sp.
Fusiella ex gr. *typica*
Schubertella ex gr. *kingi*
Edad: Moscoviense superior (probablemente Myachkoviense)

- Muestra 58-1A (S1) (sección SS-58)

Fusulina cf. *mjachkovensis*
Fusulina ex gr. *kamensis*
Pseudostaffella ex gr. *ozawai*
Schubertella acuta callosa
S. ex gr. *obscura*
Schubertella sp.
Edad: Moscoviense superior (Podolskiense superior o Myachkoviense)

- Muestra 58-19C (S2) (sección SS-58)

Ozawainella cf. *kumpani*

Pseudostaffella sp.

Fusulina aff. *rossoschanica*

Fusulina cf. *cotarazoe*

Edad: Moscoviense superior (Myachkoviense)

- Muestra 58-20A (S3) (sección SS-58)

Fusulina cotarazoe

Pseudostaffella sp.

Edad: Moscoviense superior (Myachkoviense)

- Muestra 58-20B (S3) (sección SS-58)

Fusulina cotarazoe

Edad: Moscoviense superior (Myachkoviense)

- Muestra 58-21A (S4) (sección SS-58)

Hemifusulina sp.

Edad: Moscoviense superior (Myachkoviense)

- Muestra 58-21B (S4) (sección SS-58)

Hemifusulina cf. *mosquiterensis*

Hemifusulina spp.

Fusiella sp.

Edad: Moscoviense superior (Myachkoviense)

Alonso y Marcos (2001)

- Muestra A1

Pseudostaffella cf. *syzranica*

Pseudostaffella ex gr. *parashpaeroidea*

Profusulinella dubia

Fusiella sp.

Edad: Podolskiense inferior, próxima al límite Kashiriense/Podolskiense

- Muestra B1

Schubertella sp.

Fusulina ex gr. *kamensis*

Edad: Podolskiense Superior o Myachkoviense

- Muestra B2

Ozawainella aff. *kumpani*

Ozawainella ex gr. *mosquensis*

Pseudostaffella ex gr. *ozawai*

Fusulina cf. *cotarazoe*

Fusulina sp.

Fusulinella? sp.

Beedeina (*Pseudotriticites?*) sp.

Edad: Probable Myachkoviense

- Muestra B3

Schubertella ex gr. *obscura*

Fusulina ex gr. *kamensis*

Edad: Podolskiense superior o Myachkoviense

- Muestra B6

Ozawainella ex gr. *mosquensis*

Fusulina sp.

Fusiella sp.

Eostaffella? sp.

Edad: Moscoviense superior (Podolskiense/Myachkoviense)

- Muestra B7

Schubertella ex gr. *obscura*

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea*

Fusiella cf. *praelancetiformis*

Fusulinella ex gr. *bocki*

Fusulinella sp.

Stafella sp.

Edad: Myachkoviense

- Muestra B8

Fusulina ex gr. *agujasensis*

Edad: Podolskiense superior o Myachkoviense

- Muestra B9

Schubertella ex gr. *obscura*

Fusiella sp.

Fusulinella ex gr. *bocki*

Beedeina cf. *nytvica*

Fusulina sp.

Edad: Podolskiense superior o Myachkoviense (propaplemente Myachkoviense)

- Muestra C1

Fusulinella sp.

Edad: Datos insuficientes (sólo se puede decir que es Kashiriense Superior o más alto; dada la edad de las muestras siguientes probablemente Podolskiense).

- Muestra C2

Hemifusulina truncatula

Schubertella ex gr. *obscura*

Pseudostaffella sp.

Edad: Podolskiense

- Muestra C3

Fusulinella ex gr. *vozghalensis*

Edad: Podolskiense (probablemente superior)

- Muestra C4

Fusulina ex gr. *agujasensis*

Fusulinella ex gr. *bocki*

Schubertella ex gr. *obscura*

Taitzeoella sp.

Pseudostaffella ex gr. *parasphaeroidea*

Pseudostaffella sp.

Millerella sp.

Edad: Podolskiense superior

- Muestra C5

Beedeina ex. gr. *elshanica*
Fusulina ex gr. *agujasensis*
Schubertella ex gr. *obscura*
Pseudostaffella cf. *rostovzevi*
Fusulinella sp.
Fusiella sp.

Edad: Podolskiense Superior o Myachkoviense Inferior, probablemente Podolskiense Superior.

- Muestra D1E (sección BI2)

Beedeina ex gr. *schellwieni*
Pseudostaffella ozawai compacta
Pseudostaffella subquadrata
Ozawainella sp.
Millerella sp.
Eostaffella sp.

Edad: Kashiriense superior

- Muestra D2E (sección BI2)

Beedeina ex gr. *rauserae*
Edad: *Podolskiense inferior*

- Muestra D3E (sección BI2)

Pseudostaffella khotunensis
Pseudostaffella ex gr. *ozawai*
Fusiella ex gr. *typica*
Schubertella ex gr. *obscura*
Eostaffella sp.
Pseudoendothyra sp.

Edad: Podolskiense inferior

- Muestra D1W (sección BI3)

Fusulinella ex gr. *subpulchra*
Profusulinella ex gr. *ovata*
Schubertella ex gr. *obscura*
Pseudostaffella ex gr. *parashpaeroidea*
Taitzeoella ex gr. *taitzeoensis*
Eofusulina (*Paraeofusulina*) sp.
Beedeina? sp.
Eostaffella sp.
Pseudoendothyra sp.

Edad: Kashiriense superior

- Muestra D2W (sección BI3)

Fusulinella ex gr. *schubertellinoides*
Profusulinella cf. *pseudorhomboides*
Profusulinella ex gr. *prisca*
Profusulinella dubia
Aljutovella ex gr. *priscoidea*
Taitzeoella ex gr. *taitzeoensis*
Fusiella ex gr. *praecursor*
Ozawainella ex gr. *digitalis*
Edad: Kashiriense superior

- Muestra E1

Fusulina cotarazoe
Fusulinella bocki timanica
Pseudostaffella ex gr. sphaeroidea
Pseudostaffella rostovzevi
Taitzeoella cf. librovitchi perseverata
Fusulinella sp.
Edad: Myachkoviense inferior

- Muestra E2

Fusulina agujasensis
Taitzeoella librovitchi
Fusulinella ex gr. bocki
Ozawainella sp.
Edad: Podolskiense Superior o Myachkoviense Inferior (probablemente Myachkoviense Inferior más bajo, es decir, una edad ligeramente más antigua que la muestra E3).

- Muestra E3

Fusulina sp.
Pseudostaffella ex gr. sphaeroidea
Beedeina (Pseudotriticites?) sp.
Ozawainella sp.
Edad: Myachkoviense.

- Muestra E4

Fusulina agujasensis
Pseudostaffella ex gr. rostovzevi
Pseudostaffella aff. umbilicata
Taitzeoella sp.
Ozawainella ex gr. mosquensis
Ozawainella ex gr. angulata
Edad: Podolskiense superior o Myachkoviense inferior

Barba et al. (1991)

- Muestra L-2 (sección BI1)

Fusulinella ex gr. subpulchra
F. ex gr. *schubertellinoides*
Profusulinella ex gr. romboides
Ozawainella ex gr. stellae
Edad: Kashiriense superior

- Muestra LO-4 (sección PN)

Pseudostaffella cf. Subquadrata
Aljutovella cf. *Splendida*
Edad: Kashiriense inferior

- Muestra LO-8 (sección PN)

Profusulinella aff. acustissima
Schubertella ex gr. obscura
Edad: Kashiriense inferior

- Muestras L-9 y L-10 (sección BI1)

Eofusulina

Ozawainella ex gr. *stellae*

Edad: Podolskiense inferior

- Muestra L-13 (sección BI1)

Pseudostaffella ex gr. *parasphaeroidea*

Edad: Podolskiense

- Muestra L-15 (sección BI1)

Pseudostaffella *ozawai*

Ozawainella cf. *vozhgalica*

Edad: Podolskiense

- Muestra L-19 (sección BM1)

Pseudostaffella ex gr. *ozawai*

Ozawainella cf. *kumpani*

Taitzeoella cf. *prolibrovichi*

Edad: Podolskiense

- Muestra L-20 (sección BM1)

Beedeina ex gr. *schellwieni*

B. aff. paradistenta

Edad: Podolskiense

- Muestra L-32 (sección BS2)

Fusulina *agujasensis*

Schubertella ex gr. *obscura*

Edad: Podolskiense Superior.

- Muestra L-41 (sección C1)

Schubertella ex gr. *mjachkovensis*

Beedeina ex gr. *elegans*

Fusulinella cf. *bocki timanica*

Edad: Myachkoviense

- Muestra L-44 (sección C1)

Fusulinella cf. *bocki timanica*

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea*

Taitzeoella ex gr. *librovichi*

Edad: Myachkoviense

- Muestras 1001 y 1002

Fusulina *cotarazoe*

Fusulinella ex gr. *bocki*

Edad: Myachkoviense inferior

- Muestra HC 1012 (sección LT)

Profusulinella *biconiformis*

Fusulinella sp

Edad: Kashiriense superior

- Muestra HC 1025

Edad: Podolskiense inferior

- Muestra HC 1028

Fusulina cf. *agujesensis*

Schubertella sp.

Fusiella sp.

Edad: Podolskiense

- Muestra HC 1037

Fusulinella ex gr. *subpulchra*

Beedeina ex gr. *schellwieni*

Profusulinella aff. *Quasiparva*

Eofusulina (*Paraeofusulina*) sp.

Edad: Kashiriense superior/Podolskiense inferior?

- Muestra HC1049 (muestra estudiada por J. R. Menéndez-Alvarez y L. C. Sánchez Posada, de la Universidad de Oviedo; estudio de conodontos y ostrácodos).

Idiognathodus magnificus

Tetrasacculus sp.

Edad: Marsdeniense-Yeadoniense (Namuriense B-C/Bashkiriense)

- Muestra HC1050

Fusulinella ex gr. *kamensis*

Fusulinella ex gr. *bocki*

Edad: Myachkoviense

- Muestra HC 1064

Mollerites lopsniensis

Profusulinella ex gr. *parva*

Schubertella ex gr. *obscura*

SECTOR DE PIEDRAFITA-LILLO (ver mapa 4 al final del volumen)

Recogidas en la elaboración de este trabajo

- Muestra LC 60 F (sección LC)

Profusulinella sitteri

Profusulinella ex gr. *prisca*

Profusulinella spp.

Pseudoendothyra spp.

Schubertella ex gr. *obscura*

Edad: Moscoviense Inferior (Vereyense)

- Muestra LC 504 F (sección LC)

Profusulinella pseudorhomboides

Profusulinella parafittsi

Profusulinella mutabilis

Profusulinella aff. *arta*

Profusulinella spp.

Pseudostaffella spp.

Aljutovella? sp.

Eofusulina sp.

Schubertella sp.

Ozawainella sp.

Edad: Moscoviense Inferior (Vereyense superior o Kashiriense inferior)

- Muestra LC 542 F (sección LC)

Profusulinella becharensis

Profusulinella cf. *mutabilis*

Profusulinella parafittsi

Profusulinella cf. *arta*

Profusulinella spp.

Aljutovella sp.

Mollerites sp.

Schubertella gracilis

Edad: Moscoviense Inferior (techo de Vereyense o Kashiriense inferior-medio, probablemente el segundo)

- Muestra LC 574,5 F (material fósil mal conservado) (sección LC)

Profusulinella ex gr. *mutabilis*

Pseudostaffella sp.

Aljutovella sp.

Edad: Moscoviense Inferior (techo de Vereyense o Kashiriense inferior-medio, probablemente el segundo)

- Muestra AJB-6,3 (sección AJB)

Beedeina ex gr. *schellwieni*

Taitzehoella sp.

Pseudostaffella cf. *confusa*

Pseudostaffella ex gr. *ozawai*

Pseudostaffella sp.

Owainella ex gr. *mosquensis*

Ozawainella spp.

Schubertella ex gr. *subkingi*

Edad: Moscoviense Superior (Podolskiense)

Van Ginkel (1987) (muestras de fusulinas estudiadas por el autor)

- Muestra L1-1

Endostaffella ex gr. *parva*

Mediocris aff. *breviscula*

Planoendothyra sp.

Millerella acuta

Millerella aff. *transita*

Profusulinella Viteri

Verilla transiens

Edad: Vereyense

- Muestra L1-3

Eofusulina (Paraeofusulina) sp.

Eofusulina triangula

Profusulinella sitteri

Profusulinella cf. *prisca*

Staffella (Parastaffelloides) ex gr. *parasphaeroidea*

Edad: Vereyense superior o Kashiriense inferior. Probablemente el primero, muy próximo al límite V/K.

- Muestra L1-4

Aljutovella sp.

Staffella (Parastaffelloides) ex gr. *pseudosphaeroidea*

Edad: Vereyense superior o Kashiriense inferior. Probablemente el segundo.

- Muestra L1-5

Eofusulina aff. *triangula fusiformis*

Edad: Kashiriense inferior

- Muestra L1-6

Eofusulina sp.

Profusulinella sp.

Profusulinella cf. *pseudorhomboides*.

Edad: Kashiriense medio

- Muestra L7-1

Millerella acuta nana

Millerella (Pseudonovella) cf. keltmensis

Ozawainella cf. paralenticula

Ozawainella digitalis

Ozawainella cf. kumpani

Schubertella obscura mmosquensis

Schubertella ex gr. *obscura*

Pseudostaffella ex gr. *parasphaeroidea*

Profusulinella ex gr. *simples*

Aljutovella sp.

Taitzeoella ex gr. *pseudolibrovichi*

Fusulinella ex gr. *itoi*

Eofusulina aff. *triangula gissarica*

Edad: Límite Kashiriense medio/superior

- Muestra L7-2

Pseudostaffella ozawai

Edad: ¿Límite Kashiriense/Podolskiense?

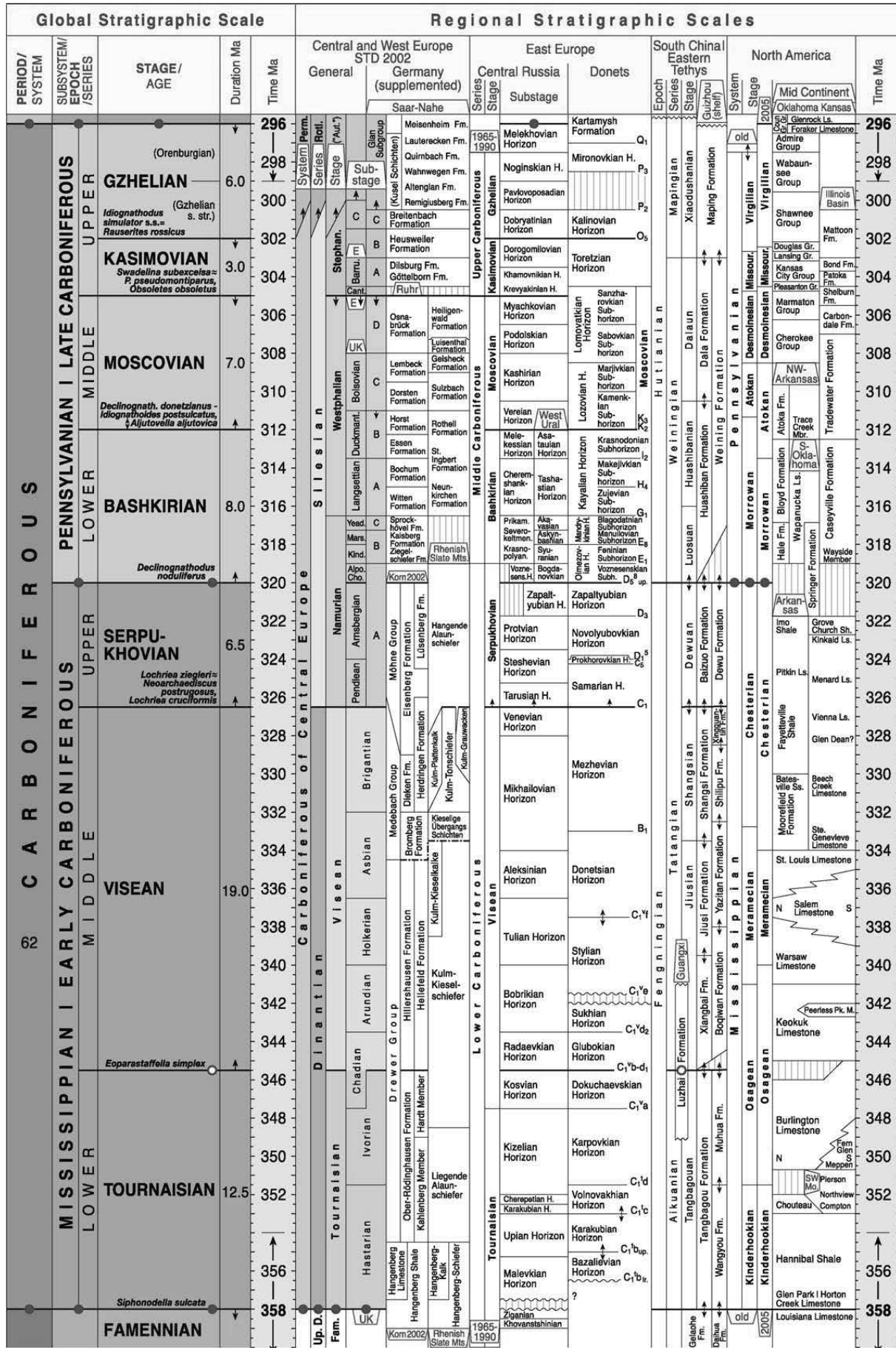


Tabla cronestratigráfica propuesta por Menning et al. (2006)

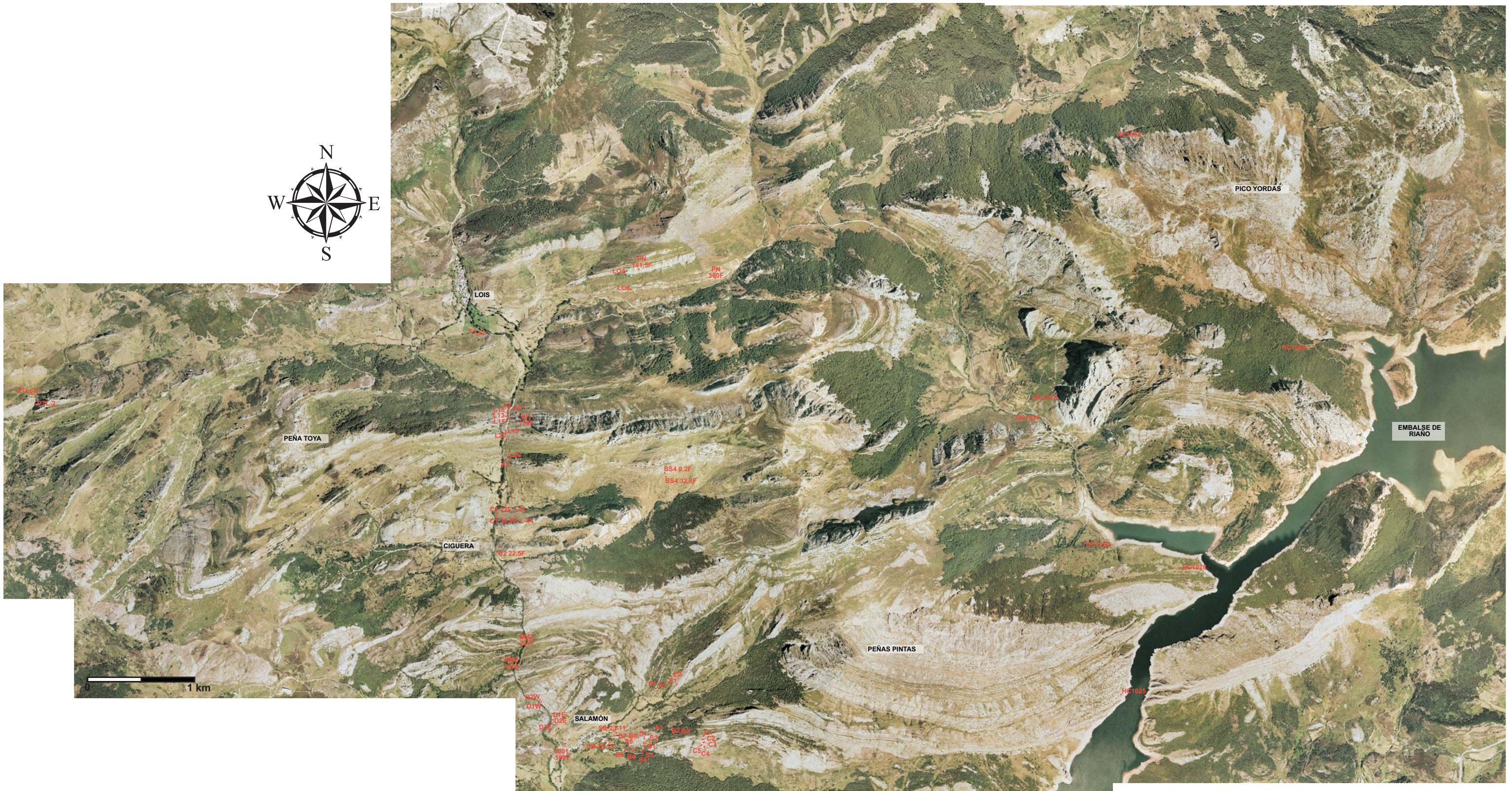
Carboniferous Regional Subdivisions							
AGE (Ma)	Stage	Boundary-defining event	Russian Platform	Western Europe	North America	South China	
300-315	Permian	FAD <i>S. isolatus</i>	Sjuranian	Autunian	Lebach	Bursumian	Mapingian
			Melekhovian	Stephanian	Kuzel	Virgilian	Xiaodushanian
	Noginian		Stephanian C				
	Gzhelian		Pavlovoposadian	Stephanian	Stephanian B	Missourian	Desmoinesian
			Rusavkian		A Barruelian		
	Kasimovian		Dorogovilovian	Stephanian	Cantabrian	Atokan	Dalanian
			Khamovnichean		D Asturian		
	Moscovian		Krevyakian	Westphalian	Bolsovian	Morrowan	Luosuan
			Peskovian		C		
	Bashkirian		Myachkovian	Westphalian	B Duckmantian	Morrowan	Huashibanian
Podolskian		A Langsetian					
Serpukhovian	Kashirian	Westphalian	Yeadonian	Morrowan	Dewunian		
	Tsninian		Marsdenian				
Visean	Vereian	Westphalian	Kinderscoutian	Morrowan	Shangsian		
	Melekesian		Alportian				
315-360	Bashkirian	FAD <i>D. noduliferus</i>	Cheremshanian	Namurian	Chokierian	Chesterian	Luosuan
			Prikarnian		Arnsbergian		
	Serpukhovian		Severokeltmenian	Namurian	Pendleian	Chesterian	Shangsian
			Krasnopolyanian		Brigantian		
	Visean		Voznesenian	Namurian	Asbian	Meramecian	Jiusian
			Zapaltyubian		Holkerian		
	Tournaisian		Protvian	Namurian	Arundian	Osagean	Tangbagouan
			Steshevian		Chadian		
	Devonian		Tarussian	Namurian	Ivorian	Kinderhookian	Gelahean
			Venevian		Hastarian		
Devonian	Mikhailovian	Namurian	Famennian	Chatauquan	Gelahean		
	Aleksian						
Devonian	Tulian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		
	Bobrikovian						
Devonian	Radaevian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		
	Kosvinian						
Devonian	Kizolovian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		
	Cherepetsian						
Devonian	Karakubian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		
	Upinian						
Devonian	Malevian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		
	Gumerovian						
Devonian	Ziganian	Namurian		Chatauquan	Gelahean		

Tabla cronoestratigráfica propuesta por Gradstein et al. (2004)

MAPA 3

Localización de muestras de fusulinas

Sector Lois-Ciguera



MAPA 4

Localización de muestras de fusulinas. Sector Piedrafita-Lillo



MAPA 5

Localización de muestras petrográficas en Peñas Pintas Sector Lois-Ciguera

