

Estratigrafía y evolución sedimentaria de las unidades carbonatadas del tránsito Jurásico-Cretácico en el sector septentrional de la Sub-cuenca de Morella



Álvaro García Peñas

Dir. Marcos Aurell y Beatriz Bádenas

Índice:

<u>1. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS:</u>	<u>1</u>
<u>2. METODOLOGÍA:</u>	<u>2</u>
<u>3. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA:</u>	<u>3</u>
SITUACIÓN GEOGRÁFICA:	3
MARCO GEOLÓGICO:	4
<u>4. LITOESTRATIGRAFÍA:</u>	<u>9</u>
<u>5. SEDIMENTOLOGÍA:</u>	<u>17</u>
DESCRIPCIÓN DE FACIES:	17
RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL:	21
<u>6. ANÁLISIS SECUENCIAL:</u>	<u>26</u>
DESCRIPCIÓN DE SECUENCIAS:	26
PROPUESTA DE CORRELACIÓN:	29
<u>7. DISCUSIÓN:</u>	<u>32</u>
POSIBLE CONTROL ORBITAL DE LAS PARASECUENCIAS	32
EQUIVALENCIA CON LA SUBCUENCA DE GALVE:	34
<u>8. CONCLUSIONES:</u>	<u>35</u>
<u>9. BIBLIOGRAFÍA:</u>	<u>37</u>
<u>10. ANEXOS</u>	

Abstract:

The Upper Jurassic shallow-water carbonates of the Morella Subbasin have not yet been the subject of a local and systematic stratigraphic analysis. There is room for improvement with regard to the stratigraphical characterization of the Jurassic-Cretaceous boundary, as well as the lithostratigraphical and sequential characterization of the Upper Jurassic deposits. The present study presents a stratigraphical and sedimentological study on the Tithonian shallow carbonate series of the Western Morella Subbasin.

The materials of the study area have been divided into four lithological intervals: basal laminate carbonates, assigned to the Pleta Fm.; dolostones and well-stratified limestones, assigned to the Bovalar Fm, and upper laminate limestones, assigned to the Pleta Fm. The depositional environment has been interpreted as a tidal flat-restricted/protected lagoon, integrated into an Upper Jurassic Iberian carbonate ramp depositional system.

A sequential analysis has been performed, which has allowed for the identification of three large-scale sequences, each of which contains two bundles of shallowing-upwards parasequences. The bundles show a possible orbital control, while the parasequences are strongly influenced by autocyclical processes derived from the interplay of the tidal flat and lagoon subenvironments.

There is enough evidence to propose the Villar del Arzobispo Fm. (Galve Subbasin) as a lateral equivalent of the Pleta and Bovalar Formations.

Resumen:

La serie de materiales marinos someros del Jurásico Superior de la Subcuenca de Morella apenas ha sido objeto de trabajos estratigráficos sistemáticos de carácter local, por lo que existen numerosas imprecisiones en cuanto a la caracterización estratigráfica del límite Jurásico-Cretácico y la asignación litoestratigráfica y secuencial de dichos materiales. El presente estudio tiene como objetivo la caracterización estratigráfica y sedimentológica de la serie carbonatada del Titoniense en el Sector Occidental de la Subcuenca de Morella.

El estudio estratigráfico y sedimentológico de la serie ha permitido diferenciar cuatro tramos litológicos bien definidos: un tramo basal de calizas con laminación algal que se ha asignado a la Fm. Pleta, un segundo tramo dolomítico y un tercer tramo de calizas tableadas que se han asignado a la Fm. Bovalar, y un último tramo de calizas laminadas a techo, asignado también a la Fm. Pleta. Se ha interpretado que se depositaron en un ambiente de llanura mareal carbonatada-lagoon restringido/protegido, integrado dentro de un sistema de rampa carbonatada típico del Jurásico Superior de la Cuenca Ibérica.

El análisis secuencial de la serie ha permitido identificar tres grandes secuencias, integradas por lotes de parasecuencias somerizantes en los que se reconoce un posible control orbital. Las parasecuencias que integran los lotes muestran la influencia de procesos autocíclicos propios de la dinámica del sistema lagoon-llanura mareal.

La serie estudiada parece ser equivalente lateral de los materiales detríticos y carbonatados de la Fm. Villar del Arzobispo en la vecina Subcuenca de Galve.

1. Planteamiento y objetivos:

El marco estratigráfico general de las unidades marinas del tránsito Jurásico-Cretácico de la Cordillera Ibérica centro-oriental (Cuenca del Maestrazgo) es relativamente bien conocido, gracias a trabajos de investigación a escala de cuenca (en particular, las tesis doctorales de Bulard, 1972; Canerot, 1974; Salas, 1987; Aurell, 1990). Sin embargo, es necesario todavía hacer precisiones en lo concerniente a la evolución sedimentaria en determinadas zonas complejas, que todavía carecen de estudios sistemáticos litoestratigráficos, sedimentológicos y de estratigrafía secuencial de los materiales de dicho periodo temporal.

Existen zonas de la Cuenca del Maestrazgo que han sido ya objeto de estudios recientes, y en las cuales que se dispone de datos estratigráficos y sedimentológicos de las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico. Este es el caso de las subcuenca más orientales de la Penyagolosa (Bádenas *et al.*, 2004) o de Galve (Aurell *et al.*, 2016). En contraste, la Subcuenca de Morella apenas ha sido objeto de estudios estratigráficos locales, y existen todavía numerosos interrogantes concernientes a la asignación litoestratigráfica y secuencial de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, así como de la posición estratigráfica concreta de dicho límite.

El objetivo principal del presente trabajo es llevar a cabo la caracterización estratigráfica y sedimentológica de las calizas marinas someras del tránsito Jurásico-Cretácico en la parte septentrional de la Subcuenca de Morella, a partir del estudio de dos afloramientos que se encuentran en el entorno de las localidades de La Algecira (Ladruñán) y Luco de Bordón (provincia de Teruel). Con este fin se ha llevado a cabo un análisis estratigráfico-sedimentológico y secuencial de dos perfiles levantados en ambos afloramientos. También se ofrece una propuesta de correlación entre ambos perfiles, con el objetivo de ilustrar las variaciones en la horizontal y la vertical de las facies y secuencias identificadas. Por último, se pretende establecer un modelo de sedimentación de las facies marinas carbonatadas presentes en la zona de estudio, y definir su relación con las facies mixtas detríticas y carbonatadas del tránsito Jurásico-Cretácico, depositadas en el mismo intervalo temporal en la vecina Subcuenca de Galve, al Oeste de la zona de estudio.

2. Metodología:

Para la consecución de los objetivos marcados, se ha seguido una metodología consistente en revisión bibliográfica, trabajo de campo y trabajo de laboratorio y gabinete.

Revisión bibliográfica:

Con el fin de obtener un conocimiento general de la estratigrafía e historia geológica de la zona de estudio, se ha llevado a cabo un análisis de la bibliografía concerniente a los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, tanto aquella de carácter general, a escala de cuenca (e.g. Aurell *et al.*, 1994, 2010; Salas *et al.*, 2001; Bádenas y Aurell, 2001), como la más específica y relativa a la zona de estudio (e.g. Ipas *et al.*, 2005).

Para el conocimiento de la cartografía geológica se ha consultado el mapa del Plan Magna a escala 1:50000 que abarca la zona estudiada (hoja 519, Aguaviva, Canerot y Pignatelli, 1979) Asimismo, para la descripción e interpretación de las facies se ha consultado bibliografía relativa a la caracterización de carbonatos (e.g. Flügel, 2010)

Trabajo de campo:

Los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico de la zona de Ladruñán-Luco de Bordón se han caracterizado mediante dos perfiles individuales con una potencia total acumulada de aproximadamente 400 metros.

- Del primero, denominado Perfil Luco de Bordón, se disponía de 62 láminas delgadas que estaban bien situadas en un perfil estratigráfico a detalle, que fue presentado de forma sintética en Ipas *et al.* (2005). Se han dedicado dos jornadas de campo para establecer la ubicación exacta del perfil y las muestras en campo y completar la información disponible con nuevos datos puntuales relativos a la textura, las estructuras sedimentarias y el contenido fósil de los materiales.
- Se han dedicado tres jornadas adicionales para levantar un nuevo perfil en el entorno de Ladruñán, denominado Perfil La Algecira, que consta de dos secciones estudiadas en detalle a base y techo, y una sección central con baja resolución de datos debido a la pobre calidad del afloramiento. En este perfil se han estudiado en detalle los rasgos de estratificación, litología, textura, componentes y estructuras sedimentarias y se han tomado 25 muestras para su posterior estudio en láminas delgadas.

- En ambos perfiles se tomaron fotografías de los aspectos generales y específicos de las series, así como tomaron datos de dirección y buzamiento.

Trabajo de gabinete y laboratorio:

Esta fase ha involucrado el tratamiento y el estudio de las muestras y de los datos obtenidos durante las jornadas de campo, incluyendo:

- La elaboración de una cartografía geológica local de ambas zonas de estudio. (Anexo 3)
- La realización de un corte geológico de la serie estudiada en la zona de La Algecira, con el fin de establecer la potencia de los tramos cubiertos del perfil correspondiente.
- El estudio con microscopio petrográfico y la toma de fotografías de 62 láminas delgadas tomadas sobre el Perfil Luco de Bordón, y 25 nuevas láminas tomadas sobre el Perfil La Algecira. Para su clasificación se ha seguido la clasificación textural de Dunham (1962).
- La interpretación y síntesis de los datos tomados, incluyendo la elaboración de los modelos y figuras que componen el apartado gráfico de la memoria del trabajo .

3. Situación geográfica y geológica:

Situación geográfica:

Las zonas estudiadas se localizan en el entorno de las localidades de La Algecira y Luco de Bordón, en la provincia de Teruel (España). Ambas localidades son accesibles desde Zaragoza tomando la carretera N-232 en dirección Alcañiz, y posteriormente la carretera A-1415 en dirección a Andorra, donde se toma las carreteras locales A-223/A-225/A-226 hacia Castellote. Desde esta carretera, se accede a La Algecira tomando el desvío hacia Dos Torres de Mercader-Ladruñán, y a Luco de Bordón mediante el desvío de Castellote-Bordón.

El perfil *Luco de Bordón* se sitúa a unos 200 m al noroeste del pueblo, siguiendo el barranco del Río Bordón. Las coordenadas de la base son 30T 727930 4509890 y las del techo, 30T 728342 4509273 (*datum ETRS89*).

El perfil *La Algecira* se sitúa a unos 500 m al suroeste de la localidad correspondiente, siguiendo el barranco del Río Guadlope en dirección a Las Fuentes de Fonseca. Las coordenadas de la base son 30T 719318 4510839 y las del techo, 30T 719696 4511203 (*datum* ETRS89).

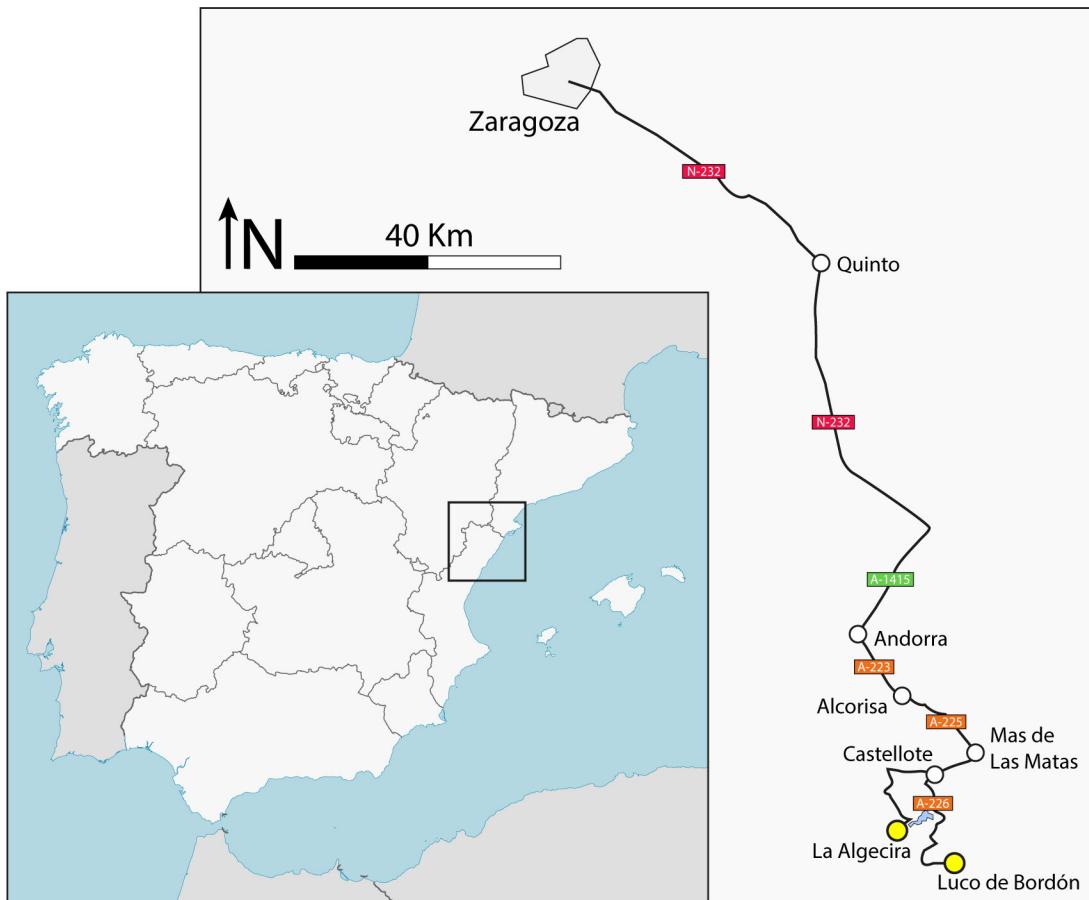


Fig. 1 Situación geográfica de Ladruñán y Luco de Bordón, indicando los accesos por carretera y las localidades más relevantes.

Marco geológico:

Las zonas de estudio se localizan en la Cordillera Ibérica Oriental, en el dominio de sedimentación de la Subcuenca de Morella, perteneciente a la Cuenca del Maestrazgo, que es, a su vez, una subdivisión del dominio sedimentario de la Cuenca Ibérica, localizado al noreste de la Península Ibérica (Salas *et al.*, 2001; Liesa *et al.*, 2017).

Paleogeografía:

Durante el Jurásico Superior, la zona occidental de Europa estaba integrada por numerosas zonas emergidas separadas entre sí por plataformas marinas epicontinentales

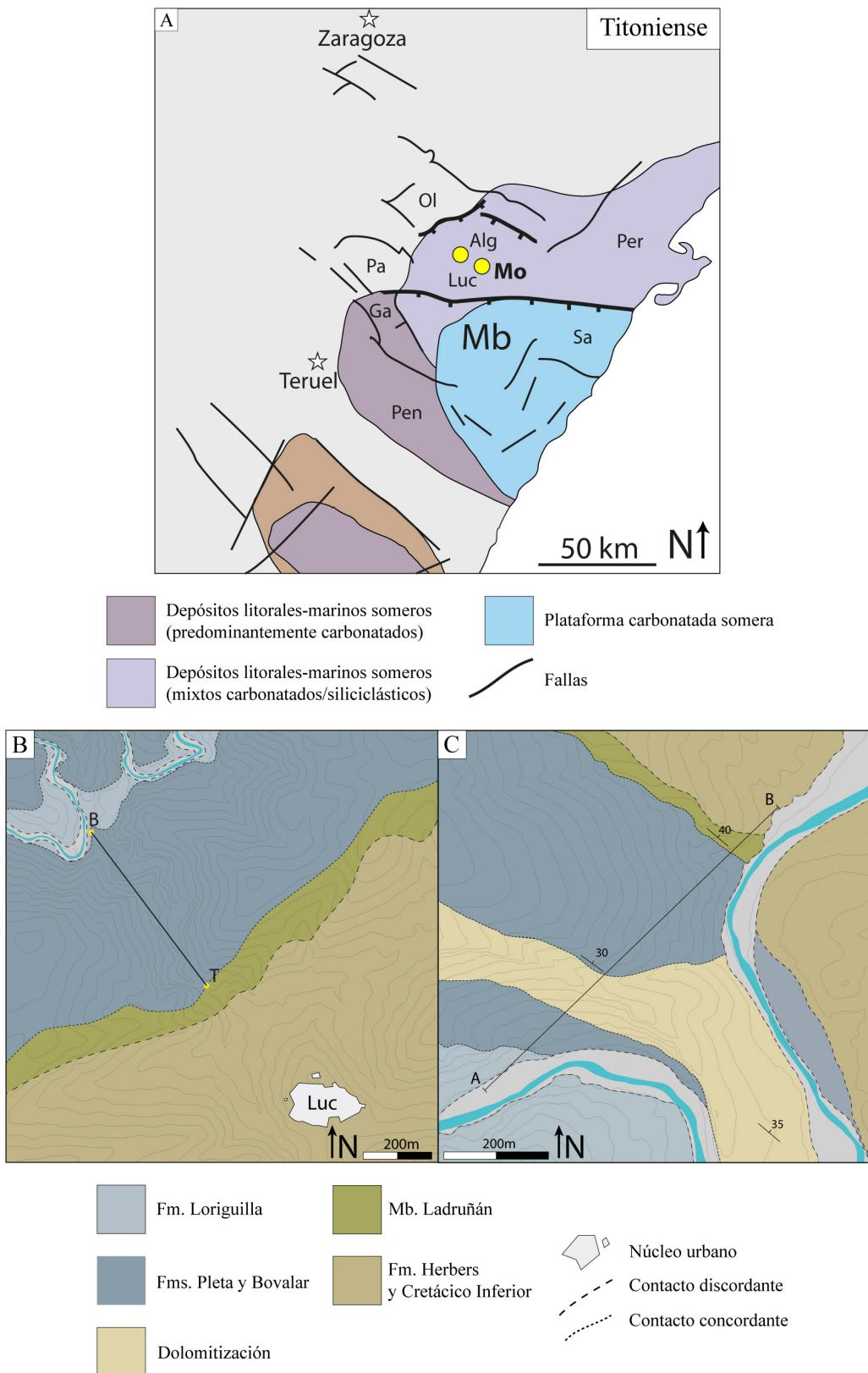


Fig. 2 (A) Contexto geológico de las localidades de estudio (Ladruñán, Lad; Luco de Bordón, Luc) dentro de la Cuenca del Maestrazgo (Mb). Se muestran los dominios sedimentarios principales, así como la división en subcuenca de la Cuenca [Oliete (Ol), Parras (Pa), Galve (Ga), Penyagolosa (Pen), Salzedella (Sa), Perellón (Per) y Morella (Mo)]. (B, C) Cartografía geológica simplificada de Luco de Bordón y La Algecira, respectivamente. Se indica la base (B) y techo (T) de los perfiles levantados.

someras, y rodeadas por las zonas marinas profundas del Mar de Tethys. La actual Península Ibérica constaba de dos zonas emergidas, denominadas Macizo Ibérico y Macizo del Ebro, rodeadas por tres cuencas marinas someras: la Cuenca Ibérica, la Cuenca Pirenaica y la Cuenca Vasco-Cantábrica. Hasta el Kimmeridgiense inferior, la Cuenca Ibérica y la Vasco-Cantábrica estuvieron conectadas por un brazo de mar somero conocido como Estrecho de Soria. En el Kimmeridgiense superior-Titóniense inferior, ambas cuencas quedaron desconectadas (Bulard, 1972; Bádenas *et al.*, 2001).

Durante el Jurásico Superior, la Cuenca Ibérica estuvo ocupada por amplias plataformas marinas de tipo rampa abiertas hacia el Tethys, con una pendiente deposicional de bajo ángulo inclinada hacia el Este (Aurell *et al.*, 2010). En las zonas someras dominaban las facies oolíticas, oncolíticas, bioclásticas y arrecifales, organizadas en cinturones de orientación aproximada Norte-Sur. En zonas profundas tenía lugar el depósito de sedimento carbonatado fino. Ambos tipos de facies se interdigitaban en los dominios intermedios de las plataformas.

Evolución tectónica:

La Cuenca Ibérica se formó durante un episodio de *rifting* que abarcó la mayor parte del Mesozoico, y fue resultado del régimen de esfuerzos distensivo regional, relacionado con el comienzo de la separación de América del Norte y África durante el Triásico. La actividad de este Rift Ibérico puede dividirse en dos grandes ciclos: el primer ciclo comprende una primera etapa de *rifting* durante el Pérmico Superior-Triásico Superior, y una primera etapa de *Post-rift* durante el Jurásico Inferior y Medio; el segundo ciclo comprende una segunda etapa de *rifting* durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior y una segunda etapa de *post-rift* durante el Cretácico Superior (Salas *et al.*, 2001; Liesa *et al.*, 2017).

La lenta subsidencia flexural que actuó a nivel regional durante la primera etapa de *post rift* permitió el desarrollo de las amplias rampas carbonatadas características del Jurásico de la Cuenca Ibérica. A partir del Kimmeridgiense, el comienzo de la segunda etapa de *rifting* provocó la alteración de la geometría de las plataformas y la formación de surcos y umbrales a favor de sistemas de fallas normales (Bádenas y Aurell, 2001; Salas *et al.*, 2001). La progresiva deformación tectónica provocó, durante el Titoniense superior y el Cretácico Inferior, la fragmentación definitiva de las amplias plataformas

jurásicas y la división estructural de la Cuenca Ibérica en un nuevo sistema de cuencas menores que incluye las cuencas de Cameros, El Maestrazgo, Las Columbretes y la Cuenca Suribérica (Salas *et al.*, 2001). Estas cuencas menores estaban, a su vez, fragmentadas internamente en subcuencas. La Subcuenca de Morella, a la cual concierne el presente trabajo, es una subdivisión de la Cuenca del Maestrazgo.

Estratigrafía secuencial:

En la serie sedimentaria del Jurásico Superior de la Cuenca Ibérica se diferencian secuencias de depósito de diverso orden (e.g. Aurell *et al.*, 2003; Aurell *et al.*, 2010; Bádenas *et al.*, 2004; Bádenas *et al.*, 2008):

1. Una supersecuencia de primer orden con una duración de alrededor de 15 Ma que abarca desde el Oxfordiense medio hasta el Berriasiense inferior.
2. Cinco secuencias de segundo a tercer orden, de entre 1,5 y 6,5 Ma de duración, entre las que se incluyen las secuencias Ti-1 y Ti-2 del Titoniense.
3. Varias secuencias de tercer orden dentro de las anteriores, con una duración comprendida entre 0,5 y 1,5 Ma.
4. Secuencias de alta frecuencia relacionadas con ciclos orbitales de excentricidad de largo y corto término (0,1 a 0,4 Ma).

Las secuencias Ti-1 y Ti-2:

Dentro del Titoniense de la Cuenca Ibérica oriental se identifican dos grandes secuencias de segundo orden, denominadas Ti-1 y Ti-2, divididas por una gran superficie de discontinuidad (Aurell *et al.*, 2010). La secuencia Ti-1 abarca el Titoniense inferior, y la Ti-2, el Titoniense medio y superior. El paso de una a otra está marcado por la aparición del foraminífero bentónico *Anchispirocyclina lusitanica* (Ipas *et al.*, 2005; Aurell *et al.*, 2010). La secuencia Ti-1 presenta un incremento gradual de espesor hacia la zona central de la cuenca, lo que es indicativo de una tasa de subsidencia constante en toda la cuenca. La secuencia Ti-2, sin embargo, presenta potentes sucesiones de carbonatos hacia el Este de la Cuenca Ibérica que indican la existencia de una fuerte subsidencia diferencial ligada a la reactivación tectónica del *rift* Ibérico (Aurell *et al.*, 2010).

La secuencia Ti-1 comprende tres secuencias de tercer orden, numeradas correlativamente como Til-1 a Til-3. La secuencia Ti-2 presenta espesor y duración

temporal mayores, y abarca cinco secuencias de tercer orden, numeradas Ti2-1 a Ti2-5 (Aurell *et al.*, 2010; Bádenas *et al.*, 2004).

Unidades litoestratigráficas:

La serie estratigráfica del Titoniense de la zona de estudio abarca las siguientes unidades:

- **Fm. Loriguilla:** esta unidad, definida por Gómez (1979), es de amplia distribución a lo largo de todo el dominio sedimentario de la Cuenca Ibérica (Aurell, 1990; Bádenas, 1999). Comprende una sucesión de ritmitas calcáreas, con margas y calizas tableadas con textura *mudstone* depositadas en la zona más externa de las rampas, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. Su techo es diacrónico a escala de cuenca, y en la subcuenca de Morella se sitúa en la biozona *hybonotum* del Titoniense inferior (Aurell *et al.*, 2010). Esta formación se sitúa a base de las dos columnas estratigráficas analizadas en este trabajo.
- **Fm. Bovalar:** definida por Salas (1987) en oriental de la Cordillera Ibérica (subcuencas de La Salzedella y de Morella), ha sido también estudiada en la subcuenca de la Penyagolosa (Bádenas *et al.* 2004). Está integrada por calizas de textura dominante granosostenida, bien estratificadas, ocasionalmente con intercalaciones de facies no granosostenidas y micríticas con laminación, y dispuestas en bancos decimétricos a métricos. Se ha interpretado como depósitos de plataforma somera (Ipas *et al.*, 2004; Bádenas *et al.*, 2004).
- **Fm. Pleta:** definida por Salas (1987) en la zona nororiental de la Cordillera Ibérica (subcuenca del Garraf), su uso fue extendido posteriormente a la parte septentrional de la subcuenca de Morella (Martín-Closas, 1989; Aurell, 1990). Está integrada por calizas mudstone laminadas, localmente con dolomitizaciones e intercalaciones de facies granosostenidas, estratificadas en bancos decimétricos a métricos.
- **Ud. de Ladruñán:** definida informalmente por Martín-Closas (1989), se considera formalmente como un miembro de la Fm. Pleta (Aurell *et al.*, 1994). Se trata de una sucesión margosa-lutítica con carofitas del Berriasiense inferior-medio e intercalaciones de calizas margosas con texturas granosostenidas y no granosostenidas. Se interpreta como depósitos marinos restringidos a lacustres (Ipas *et al.*, 2004).

4. Litoestratigrafía:

La representación detallada de los perfiles de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico en Luco de Bordón y La Algecira se ofrece en los Anexos 1 y 2, respectivamente, y de forma resumida en la . El levantamiento de los perfiles estratigráficos ha permitido reconocer una serie de tramos litológicos en cada uno de ellos, cuya comparación posterior ha permitido asignarlos a unidades litoestratigráficas.

Perfil Luco de Bordón:

Las calizas someras del tránsito Jurásico-Cretácico en el perfil de Luco de Bordón presentan 193 metros de potencia. Se disponen de manera concordante sobre la Fm. Loriguilla, que en la zona está integrada por calizas estratificadas en niveles tabulares decimétricos, con textura *mudstone* sin granos carbonatados ni estructuras sedimentarias apreciables (Fig. 6A). A techo están en contacto concordante con las calizas y margas de la Unidad de Ladruñán, sobre las cuales se disponen discordantemente las calizas lacustres de la Formación Herbers (Fig. 6F).

El perfil Luco de Bordón puede sintetizarse en 5 grandes tramos litológicos (Fig. 7A). El tramo basal tiene una potencia de 58,5 m, y está integrado principalmente por calizas *mudstone* con laminación horizontal de origen algal (Fig. 6B-C) dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos (“calizas laminadas” en Fig. 7A). En muestra de mano, estas calizas apenas presentan bioclastos, exceptuando fragmentos macroscópicos de ostreídos, y presentan porosidad fenestral ocasional. Sin embargo, numerosos niveles de calizas muestran evidencias de bioturbación (bases y techos irregulares y/o con galerías verticales, estratificación de aspecto noduloso, variaciones en la coloración, variaciones texturales). Además de los *mudstone* laminados, ocasionalmente se observan calizas más margosas y disgregables, sin laminación, dispuesta en niveles tabulares métricos.

El segundo tramo está integrado por 44,5 metros de dolomías ocres de grano grueso dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos (“dolomías masivas semicubiertas”) en Fig. 7A. Presentan cristales de dolomita idiomorfos observables con lupa de mano, y generalmente no presentan estructura interna; sin embargo, se encuentran niveles con tenue laminación horizontal, y fantasmas de ooides y de bioclastos. También presentan intercalaciones ocasionales calizas *grainstone* de ooides con bioclastos.

El tercer tramo lo integran 31 metros de calizas grisáceas con textura granosostenida y no granosostenida, dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos (“dolomías tableadas” en Fig. 7A). Algunos niveles presentan evidencias de bioturbación (techos con galerías verticales, variaciones en la tonalidad, aspecto “removilizado” de la textura interna, niveles con aspecto noduloso). En lámina delgada se observan ooides, intraclastos y bioclastos de diverso tipo (bivalvos, gasterópodos, equinodermos, miliólidos, lituólidos). El tramo está, en general, bastante afectado por una dolomitización de grano medio que confiere una tonalidad ocre a varios, y en ocasiones llega a enmascarar la textura original. A techo de este tramo se registra la primera aparición del foraminífero bentónico *Anchispirocyclina lusitanica*.

Los tramos cuarto y quinto están formados por calizas tableadas que apenas presentan dolomitización (Fig. 6D). El cuarto tramo está formado por 50 metros de calizas grisáceas de textura granosostenida, dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos. En muestra de mano y lámina delgada se observan ooides e intraclastos, así como restos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos y algas dasicladáceas. Se observan intercalaciones ocasionales de niveles no granosostenidos, ocasionalmente con laminación horizontal, que se hacen progresivamente más abundantes y potentes hacia techo. En general, los materiales de este tramo están menos bioturbados que en tramos anteriores; la bioturbación tiende a ser más abundante en los niveles no granosostenidos.

El quinto tramo del perfil tiene una potencia de 11 metros, y está formado por calizas no granostenidas de color grisáceo, dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos. Muchos niveles presentan porosidad fenestral y una laminación algal horizontal fina, y otros varios presentan techos bioturbados con galerías verticales. En muestra de mano se observan restos de bivalvos y girogonitos de caráceas. Este último tramo presenta una litología general muy similar al tramo basal. El tramo está coronado por un nivel de brecha calcárea con clastos centimétricos aplanados y angulosos, que se ha escogido como techo local del perfil (Fig. 4E). Por encima de la brecha calcárea se produce un tránsito gradual hacia los materiales lutíticos y carbonatados del Miembro Ladruñán (Fig. 4F).

Perfil La Algecira:

En este perfil, las calizas someras del tránsito Jurásico-Cretácico presentan 235 metros de potencia (ver perfil detallado en Anexo 2 y aspecto de campo en la Fig 7B). De modo similar a lo que ocurre en el perfil Luco de Bordón, la serie se sitúa en concordancia sobre las calizas tableadas de la Fm. Loriguilla (que en esta zona presenta un aspecto anómalo, observándose niveles de morfología irregular y bancos métricos masivos sin estratificación apreciable) y bajo las calizas y margas del Miembro Ladruñán. En conjunto, el Perfil La Algecira puede dividirse en cuatro tramos con litologías bien diferenciadas:

El primer tramo está integrado por 67,5 metros de calizas fangosas de color grisáceo, dispuestas en estratos tabulares decimétricos a métricos. Muchos niveles presentan una laminación algal fina, en ocasiones de aspecto irregular o crenulado, y porosidad fenestral (“calizas laminadas”, en Fig 7B). En muestra de mano se distinguen ocasionalmente intraclastos, así como fragmentos de bivalvos y otros bioclastos de pequeño tamaño no identificables, presentes sobre todo en los niveles sin laminación. Algunos niveles presentan evidencias de bioturbación (bases y techos con galerías verticales, aspecto noduloso, y/o pérdida de la laminación). En este tramo se reconocen también intercalaciones de: alternancias finas de niveles milimétricos a centimétricos de margas blanquecinas y calizas *mudstone* con laminación algal, con estructuras de desecación (*mudcracks*, estructuras *tepee*) y porosidad fenestral; margas grises-blanquecinas dispuestas en niveles centimétricos a métricos, con intercalaciones ocasionales de calizas margosas muy disagregables; y calizas granosostenidas de color grisáceo dispuestas en niveles decimétricos que se agrupan formando bancos métricos, con restos microscópicos de bivalvos, gasterópodos y otros bioclastos, ocasionalmente en grandes acumulaciones, que localmente pasan de manera gradual a las alternancias finas marga-caliza previamente descritas. Hacia techo se hacen más abundantes los niveles sin laminación y los niveles de calizas con textura granosostenida.

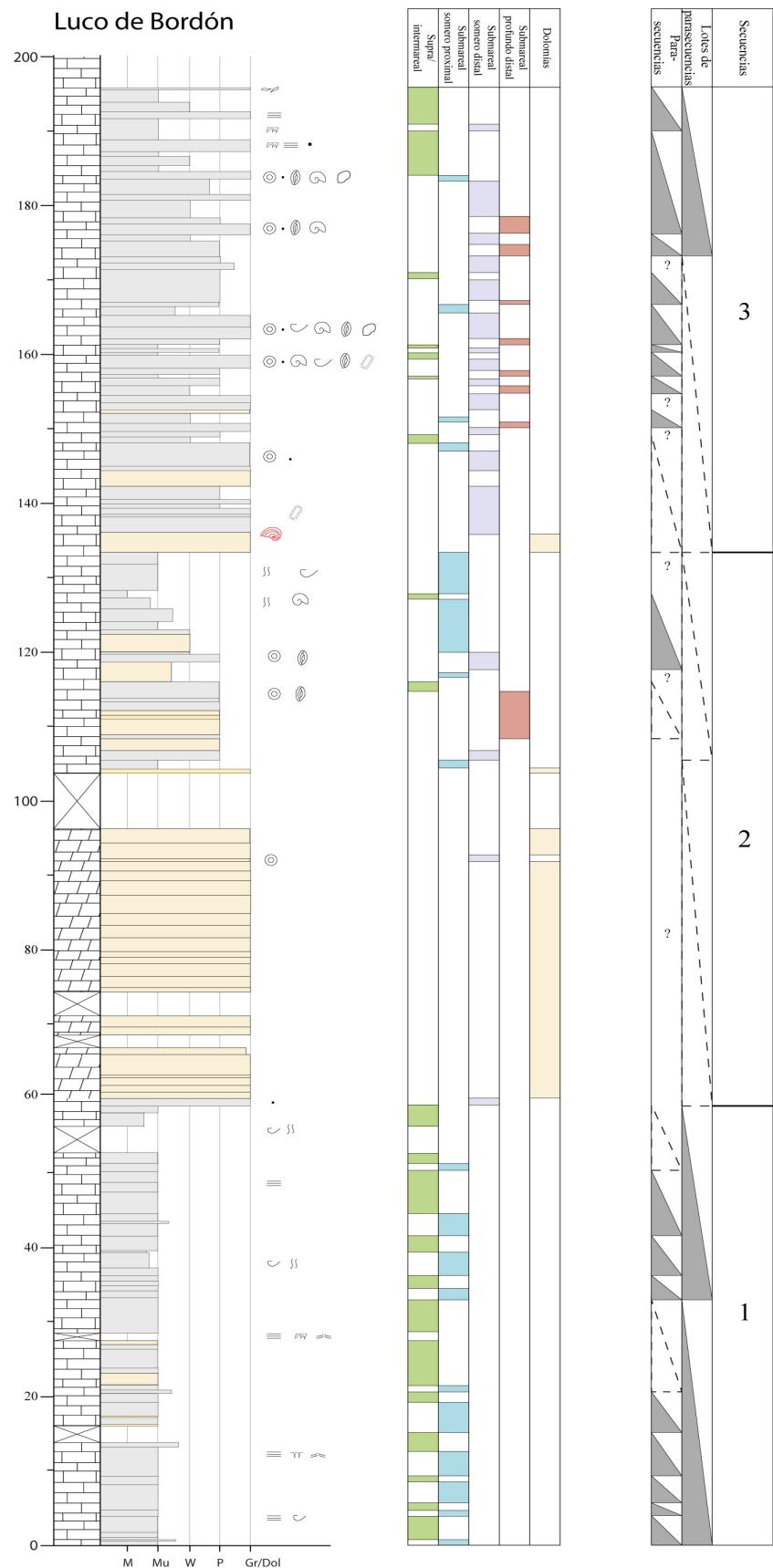


Fig. 3 Litología, distribución de facies y secuencias del Perfil Luco de Bordón

La Algecira

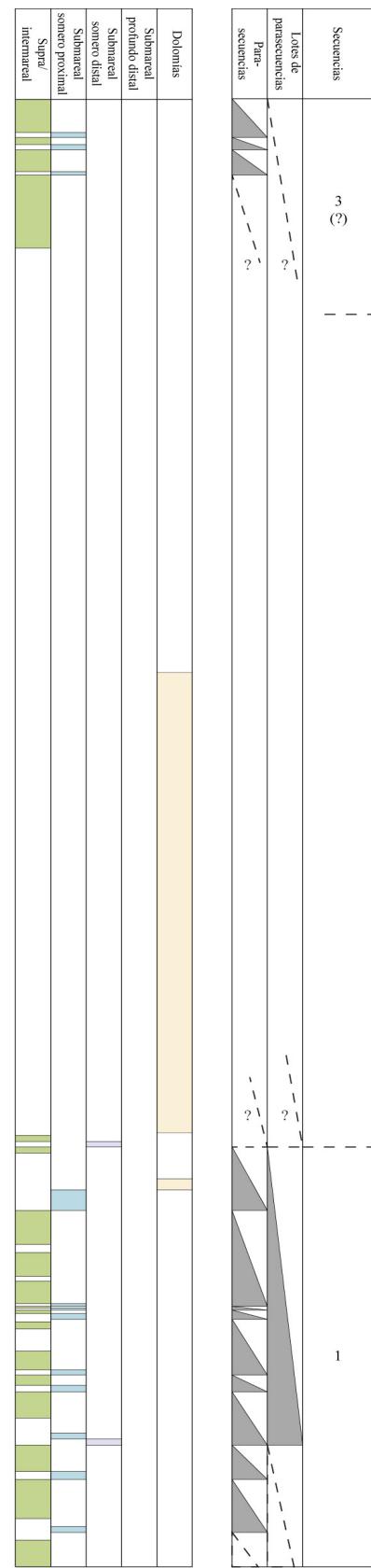
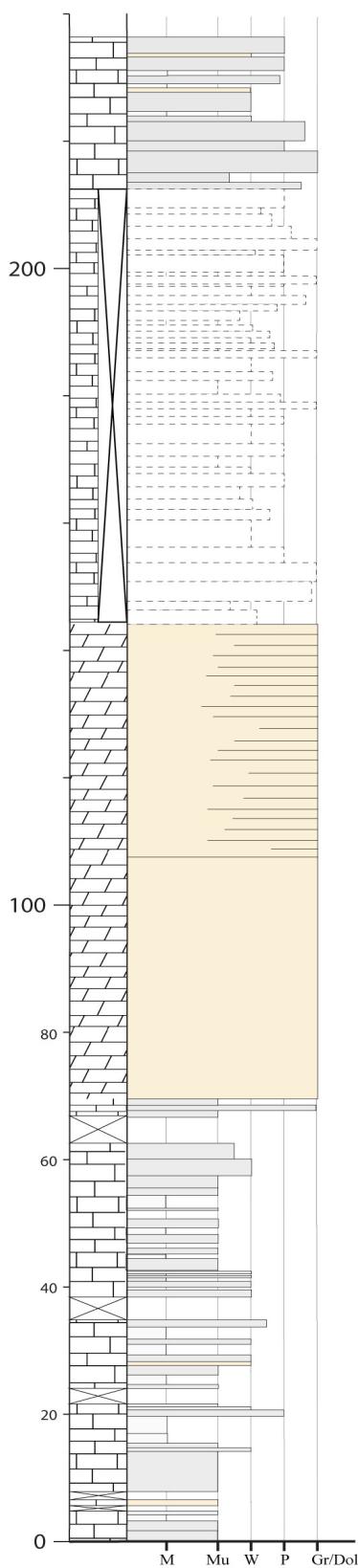


Fig. 4 Litología, distribución de facies y secuencias del Perfil La Algecira.

Calizas			
Margas			
Dolomías	Porosidad fenestral	• Peloides	○ Gasterópodos
Litología inferida	== Laminación horizontal algal	○ Ooides	○ Milióridos
	≈ Estructuras teepee	○ Bivalvos	○ Lituólidos
Facies proximales someras	VV Muderacks	○ Intraclastos	○ Dasicladáceas
Dolomitización	jj Bioturbación		
Facies distales			

Fig. 5 Leyenda de los perfiles representados en las Figs. 3 y 4.

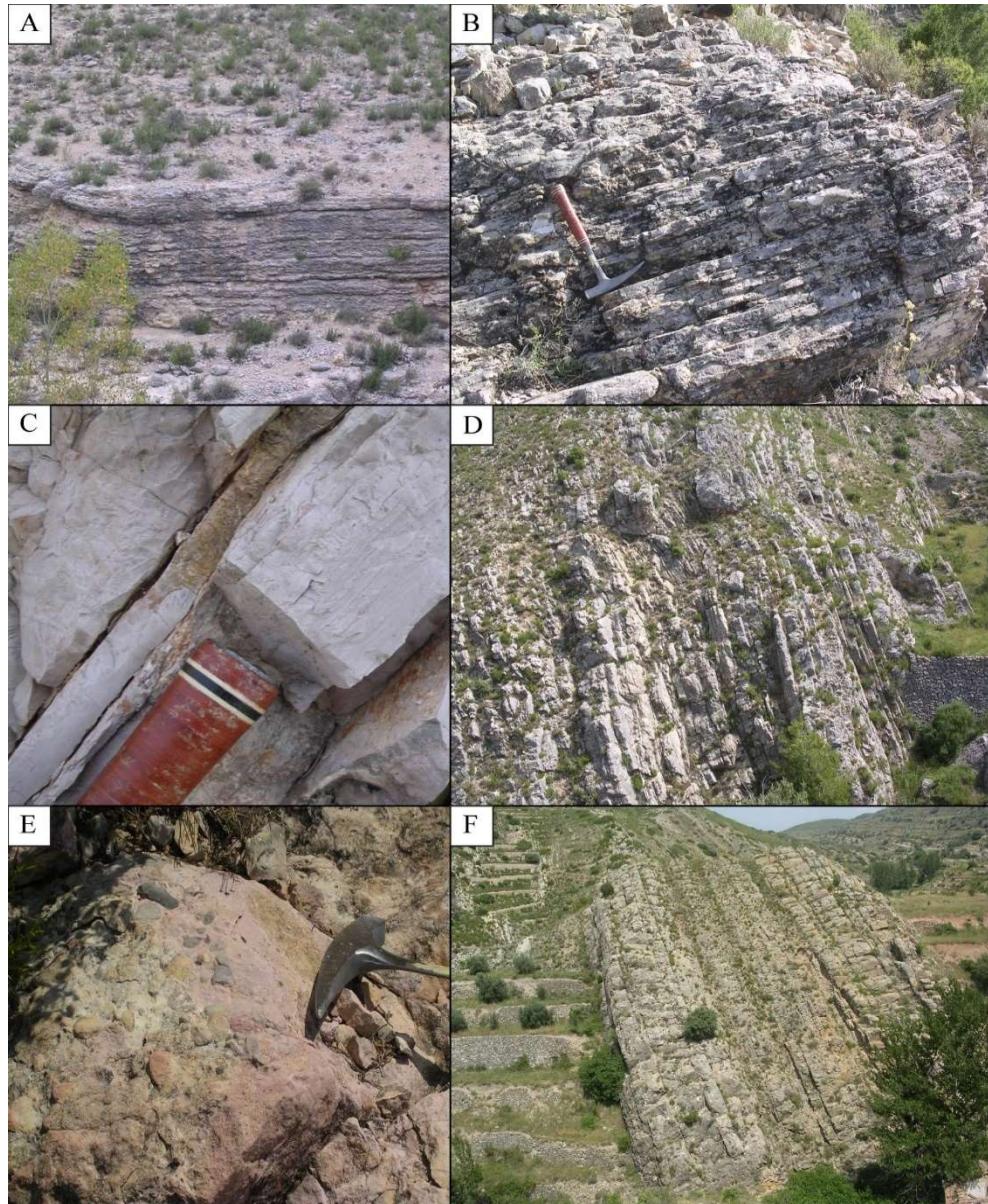


Fig. 6(A) Aspecto tableado de la Formación Loriguilla a base del perfil Luco de Bordón. (B) Calizas bien estratificadas, con laminación horizontal y porosidad fenestral, situadas en la zona inferior del perfil. (C) Detalle de la laminación horizontal- (D) Aspecto tableado de las calizas situadas sobre el tramo dolomítico. (E) Brecha calcárea situada a techo del Perfil Luco de Bordón. (F) Aspecto en campo del Miembro Ladruñán (izda.) y las calizas lacustres de la Fm.Herbers (paquete calcáreo a la dcha.).

El segundo tramo tiene una potencia de 77,5 metros, y está integrado por dolomías de color blanquecino a ocre, dispuestas en niveles decimétricos a métricos. No tienen estructuración interna visible, y en muestra de mano presentan cristales idiomorfos de dolomita (textura sacaroidea). Este tramo puede subdividirse en un paquete basal de niveles dolomíticos masivos (“dolomías masivas semicubiertas”, en Fig. 7B), con una potencia de 37 metros, y un tramo superior tableado (“dolomías tableadas”, ver Fig. 7B) con una potencia de 40,5 metros.

El tercer tramo mide 70 metros, y está mayormente cubierto en las zonas accesibles. La mayoría de las zonas no cubiertas presentan pendientes con gran inclinación que imposibilitan el acceso. Se trata de un tramo tableado (“calizas tableadas”, en Fig. 7B). En las zonas accesibles se distinguen ocasionalmente niveles decimétricos a métricos de calizas de textura granosostenida con ooides y bioclastos, así como niveles no granosostenidos con laminación horizontal, haciendo éstos últimos más abundantes hacia techo.

El cuarto tramo tiene una potencia de 24 metros y no presenta diferencias litológicas apreciables con respecto al tercero, quedando su límite inferior definido por las condiciones de afloramiento. Se trata de una sucesión de calizas grisáceas de textura granosostenida y no granosostenida, dispuestos en niveles tabulares decimétricos a métricos. Los niveles granosostenidos son más abundantes y potentes en la parte inferior del tramo, formando puntualmente bancos masivos de espesor métrico, y presentan porosidad fenestral y bioclastos de diverso tipo. Los niveles no granosostenidos suelen presentar laminación horizontal fina y porosidad fenestral, sobre todo hacia techo del tramo, y ocasionalmente contienen bioclastos y, puntualmente, intraclastos ocreos y caráceos. Algunos niveles están débilmente dolomitizados, y presentan una tonalidad ocre. También se observan intercalaciones decimétricas de margas y algunos niveles que presentan nodulización debida a la acción de raíces.

Por encima de este tramo se sitúan en tránsito gradual los materiales lutíticos y carbonatados de la Unidad de Ladruñán (Fig. 6F).

Asignación de los tramos diferenciados a unidades litoestratigráficas:

A partir de la descripción incluida en los apartados anteriores, se puede observar que los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico presentan aproximadamente las mismas características litológicas en los perfiles Luco de Bordón y La Algecira, lo que permite diferenciar de base a techo tres grandes conjuntos con litología definida y aspecto similar en afloramiento (Fig.7) que se han asignado a las unidades litoestratigráficas definidas en la zona de estudio en trabajos previos (Fm. Pleta y Fm. Bovalar; Ipas *et al.*, 2005):

- El primer conjunto, integrado en ambos perfiles por el tramo inferior de calizas tableadas con laminación algal horizontal y evidencias de exposición subaérea (porosidad fenestral, *mudcracks*, estructuras *tepee*), se ha asignado a la Fm. Pleta.
- El segundo conjunto, integrado en Luco de Bordón por los tramos 2, 3 y 4, y en La Algecira por los tramos 2 y 3, se ha asignado a la Fm. Bovalar por su similitud litológica con ella (predominio de calizas granosostenidas bioclásticas dispuestas en bancos bien estratificados). En ambos perfiles, el aspecto de las dolomías de la base de este conjunto es similar: las dolomías masivas forman un paquete basal de color blanquecino, semicubierto, mientras que las dolomías tableadas representan un segundo conjunto de color ocre-grisáceo, que resaltan topográficamente.
- El tercer conjunto (tramo 6 en Luco de Bordón, tramo 4 en La Algecira), está integrado en ambos perfiles por calizas tableadas con intercalaciones margosas, laminación algal horizontal, y evidencias de exposición subaérea (porosidad fenestral, *mudcracks*). Por su semejanza con las calizas presentes en el tramo basal, esta sucesión se han asignado también a la Fm. Pleta.

5. Sedimentología:

Descripción de facies:

La diferenciación de facies en las formaciones Pleta y Bovalar en los perfiles Luco de Bordón y La Algecira se ha basado en el estudio con microscopio óptico de las láminas delgadas elaboradas a partir de muestras de mano tomadas en campo, y se ha completado con las observaciones de campo de los materiales no muestrados. La interpretación de las facies se ha realizado atendiendo a las observaciones de campo y microscopio, así como a su distribución en la vertical en los perfiles estudiados (ver Anexos 1 y 2 y Figs. 3 y 4).

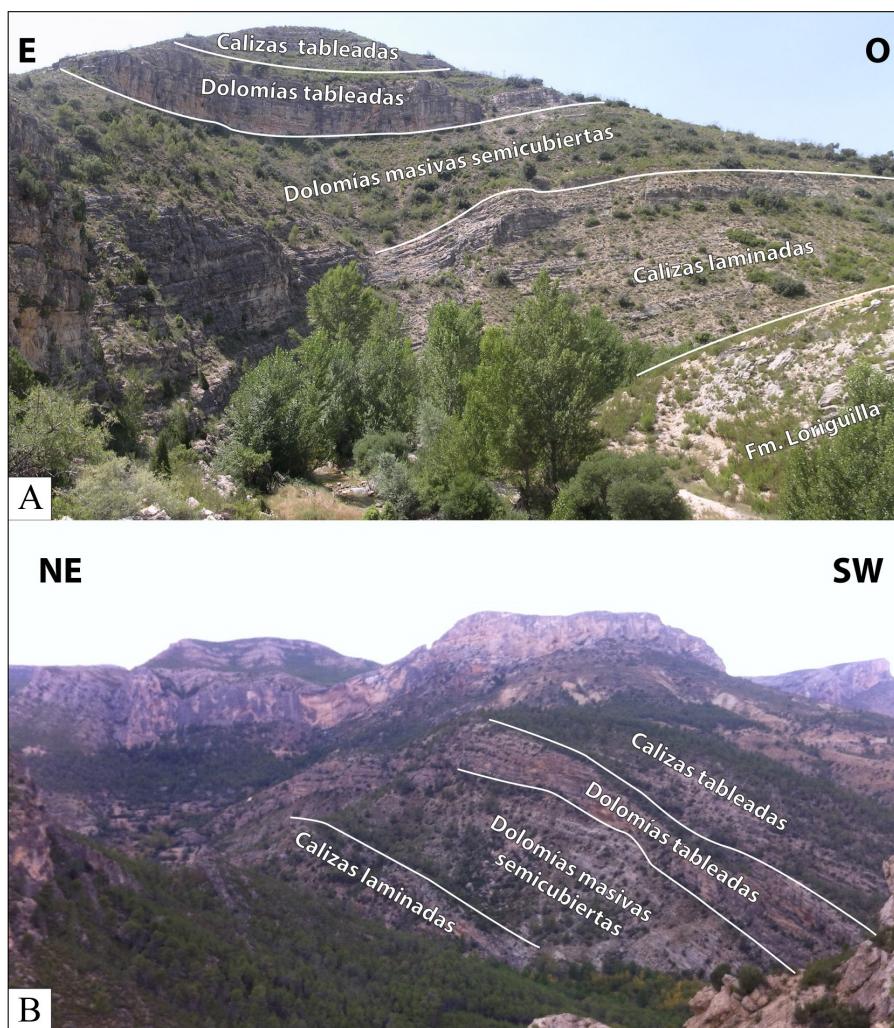


Fig. 7 Aspecto general de la serie de Luco de Bordón (A) y La Algecira (B), mostrando la organización en cuatro tramos de características diferenciables a escala de afloramiento.

Facies margosas:

- **M1:** Margas y calizas con laminación horizontal fina y estructuras de desecación.

Está constituida por una alternancia de niveles tabulares centimétricos de mudstones grisáceos y margas blanquecinas (Fig 8A). Ambas litologías presentan una laminación horizontal fina, con estructuras de desecación (*mudcracks*, estructuras *tepee*). Pueden presentar restos de bivalvos y gasterópodos.

- **M2:** margas grises con intercalaciones de caliza mudstone margosa.

Está constituida por margas grisáceas-blanquecinas dispuestas en paquetes tabulares métricos masivos, que pueden presentar intercalaciones ocasionales de calizas *mudstone* margosas muy disgragables, dispuestas en niveles decimétricos tabulares (Fig. 8B). Pueden presentar restos de gasterópodos y bivalvos en proporciones muy pequeñas.

Facies calcáreas:

***F1: Mudstone* laminado con peloides, bioturbación y porosidad fenestral:**

Son calizas grisáceas dispuestas en niveles tabulares métricos. Por lo general, apenas presentan granos carbonatados, tan sólo escasas láminas con acumulación de peloides, galerías llenas por peloides y cemento esparítico, y ocasionalmente intraclastos. Bastantes niveles presentan porosidad fenestral, y algunos presentan estructuras de desecación de tipo *teepee* y *mudcracks*. Presentan una laminación horizontal de tipo algal, distorsionada por desecación (Fig. 8C). Cada lámina está integrada por una sublámina inferior de fango micrítico oscuro con porosidad fenestral (lámina algal), y una superior formada por fango micrítico sin estructuras. Pueden presentar bioturbación.

***F2: Mudstone-Wackestone* con bioclastos y bioturbación.**

Se trata de calizas grisáceas dispuestas en niveles tabulares decimétricos. Presentan escasos restos desarticulados y fragmentados de bivalvos, gasterópodos y equinodermos (0-20%) como componentes texturales principales. Pueden presentar intraclastos micríticos de tamaño milimétrico y galerías llenas por cemento esparítico (Fig. 8F). Algunos niveles presentan una dolomitización relativamente intensa, que puede llegar a enmascarar la textura original.

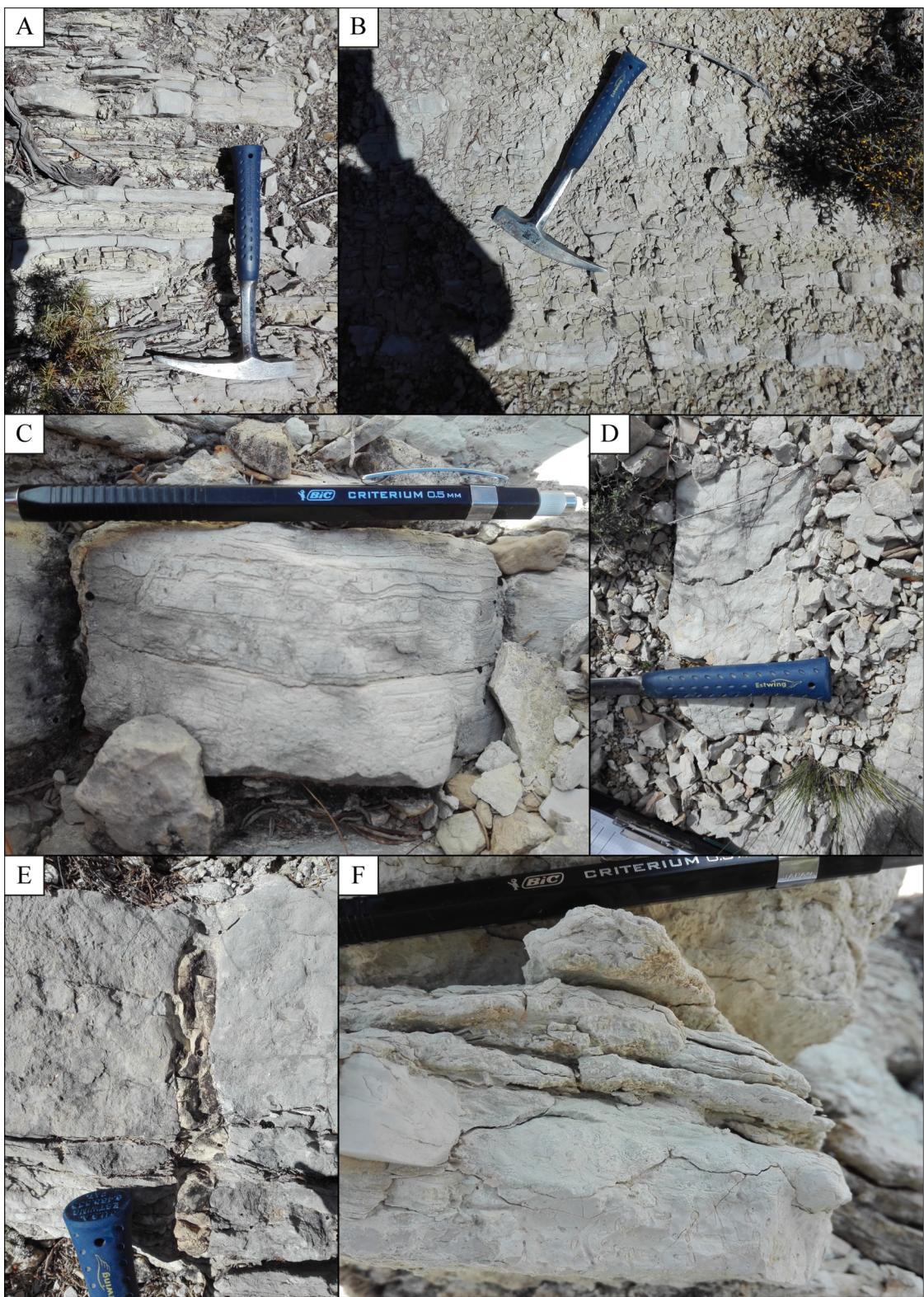


Fig. 8 A) Alternancia finamente tableada de mudstones laminados y margas blanquecinas. (B) Margas grises con intercalaciones de mudstone margoso muy disgregable (a base). (C) Mudstone con laminación horizontal de tipo algal, corrugada por desecación. (D) Intraclastos en un nivel de caliza granosostenida. (E) Galería vertical en un nivel de caliza granosostenida. (F) Estrato de caliza con base bioturbada con galerías.

F3: *Mudstone-Wackestone* de caráceas.

Son calizas de color ocre dispuestas en niveles tabulares decimétricos. Presentan restos de tallos y girogonitos de caráceas ($\approx 10\%$) como componente principal. Otros componentes accesorios incluyen fragmentos de ostrácodos y pequeños bivalvos. Presentan bioturbación, evidenciada por cambios de tonalidad en la matriz micrítica y un aspecto removilizado.

F4: *Mudstone-Wackestone* con porosidad fenestral.

Se trata de una facies ocasional, constituida por calizas de color grisáceo u ocre dispuestas en niveles tabulares decimétricos a métricos, que pueden ser masivos o presentar un tableado centimétrico. Su componente textural principal son fragmentos de bivalvos, gasterópodos pequeños y ostrácodos (0-15%). Todas los niveles asignados a estas facies presentan porosidad fenestral en proporciones variables. Se reconocen localmente galerías llenas de cemento esparítico. Pueden presentar una dolomitización que enmascara parcialmente la textura original.

F5: *Wackestone-Packstone* de bioclastos.

Corresponden a calizas grisáceas dispuestas en niveles tabulares decimétricos. Presentan una gran cantidad y variedad de bioclastos (gasterópodos, bivalvos, miliólidos, lituólidos, dasicladáceas, espículas de equinordemo) como componente principal (20-65%). Otros componentes accesorios incluyen peloides, ooides e intraclastos.

Gr1: *Packstone-Grainstone* de peloides con bioclastos.

Son calizas grisáceas dispuestas en niveles decimétricos de morfología variable (tabulares a irregulares). En ocasiones presentan un tableado centimétrico. Su componente textural principal son peloides ($>60\%$); también presentan un elevado contenido en bioclastos de diverso tipo: fragmentos desarticulados de ostreidos, foraminíferos bentónicos (lituólidos y miliólidos), gasterópodos y equinodermos. Ocionalmente presentan cortoides (núcleos bioclásticos recristalizados con envueltas micríticas no laminadas) e intraclastos. Presentan galerías (Fig. 8E) y textura bioturbada, evidenciada por la distribución irregular de la matriz micrítica.

Gr2: *Packstone-grainstone* de peloides con porosidad fenestral.

Son calizas grisáceas u ocres dispuestas en niveles métricos masivos con morfología tabular, o en niveles tabulares decimétricos que pueden presentar tableado centimétrico.

Los componentes texturales principales son peloides (>60%), que por su tamaño homogéneo y redondeamiento se han clasificado como *pellets* fecales. También aparecen numerosos restos fragmentados de pequeños bivalvos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y equinodermos. Algunas muestras presentan además intraclastos como componente accesorio (Fig. 8D). La mayoría de los niveles asignados a estas facies muestran evidencias de bioturbación (aspecto removilizado con cambios texturales).

Gr3: *Packstone-Grainstone* de peloides y ooides con intraclastos y bioclastos.

Se trata de calizas grisáceas dispuestas en niveles tabulares decimétricos. Sus componentes texturales principales son peloides (40-60%), ooides (5-20%) e intraclastos milimétricos (10-20%). También presentan una gran cantidad y variedad de bioclastos (gasterópodos, bivalvos, miliólidos, lituólidos, dasicladáceas, espículas de equinodermo).

Facies dolomíticas:

D1: Dolomías masivas con textura sacaroidea.

Dolomías de color ocre-grisáceo dispuestas en bancos masivos de gran potencia. Presentan una textura sacaroidea con cristales de dolomita idiomorfos, y un tacto grueso y arenoso. No presentan estructura interna.

Reconstrucción paleoambiental:

El análisis de las facies diferenciadas en los materiales de las formaciones Pleta y Bovalar en los perfiles Luco de Bordón y La Algecira han permitido interpretar los subambientes de sedimentación en los que se depositaron, situados dentro de la zona más proximal de un sistema de rampa carbonatada del Jurásico Superior. En concreto, las facies se han asignado a un modelo de llanura mareal-lagoon restringido, con bajíos oolíticos-peloidales (Fig. 9).

Se han diferenciado varios subambientes en función de las facies identificadas (Tabla 1):

Llanura de mareas (subambiente supramareal-intermareal):

Corresponde a las facies M1, F1, F3, F4, M2 y Gr2..

La facies M1 (margas y calizas con laminación horizontal fina y estructuras de desecación) se interpreta como depósitos supramareales a intermareales de baja energía, con influencia de aportes detríticos finos procedentes del continente. Presenta niveles de *mudstone* con porosidad fenestral y una laminación algal fina, que en muchas muestras presenta un aspecto corrugado, probablemente por efecto de la desecación; además, se identifican niveles con estructuras *tepee* y *mudcracks*, que evidencian una exposición subaérea relativamente prolongada.

La facies F1 (mudstone laminado con peloídes, bioturbación y porosidad fenestral) formaría parte de la zona intermareal *s.s.* Presenta porosidad fenestral y laminación algal corrugada, pero carece de estructuras de desecación *s.s* (*e.g. mudcracks, teepees*); esto indica que estaban sometidas a exposición subaérea ocasional, pero no de manera prolongada como en el caso de la facies M1. Las facies F4 se encuentran sólo de manera ocasional, y se interpreta como una variante de la facies F1 con la laminación enmascarada por bioturbación.

Las facies F3 (*Mudstone-Wackestone* de caráceas) se han interpretado como depósitos submareales, correspondientes a charcas o *ponds* localizados en la zona intermareal y supramareal, en los que se habrían desarrollado una flora de algas caráceas y una fauna integrada por ostrácodos y pequeños bivalvos y gasterópodos.

La facies M2 (margas grises con intercalaciones de caliza mudstone margosa.) son depósitos de baja energía con una fracción lutítica de origen continental. Se ha interpretado como depósitos submareales someros, correspondientes a charcas o *ponds* localizados en la zona intermareal en los que se habría depositado fango micrítico con una fracción siliciclastica aportada desde el continente y/o por tormentas y mareas desde las zonas costeras próximas.

La facies Gr2 (*Packstone-grainstone* de peloídes con porosidad fenestral) aparecen hacia techo de las dos columnas estratigráficas, intercalados con las facies F1 y F3. Están

			Símbolo y color	Componentes texturales	Estratificación/estructuras sedimentarias
Facies calcáreas	Facies margosas	Facies margosas			
		M1	Accesorios: bioclastos (<5%).	Margas y calizas con laminación horizontal y estructuras de desecación	Alternancia de niveles milimétricos a centimétricos de margas blanquecinas y mudstone gris, dispuestos en bancos tabulares de espesor métrico. Estructuras: Fina laminación horizontal, afectada por estructuras de desecación de tipo <i>tepee</i> . También presentan <i>mudcracks</i> .
		M2	Accesorios: bioclastos (<5%).	Margas con intercalaciones de calizas mudstone margosas	Niveles tabulares métricos de marga gris, con intercalaciones ocasionales de calizas <i>mudstone</i> disgregables
		F1	peloides (<10%). Accesorios: intraclastos.	Mudstone laminado con peloides, bioturbación y porosidad fenestral	Niveles tabulares decimétricos Estructuras: bioturbación (galerías). <i>Mudcracks</i> y <i>tepees</i> ocasionales.
		F2	Principales: bioclastos (bivalvos, gasterópodos, equinodermos) (0-20%) Accesorios: intraclastos.	Mudstone-Wackestone con bioclastos y bioturbación.	Niveles tabulares decimétricos de color grisáceo. Estructuras: bioturbación (galerías, removilización y variaciones en la coloración).
		F3	Principales: fragmentos de tallos y oogonios de carácea (≈10%). Accesorios: fragmentos de ostrácodos y bivalvos pequeños.	Mudstone-Wackestone de caráceas.	Niveles tabulares decimétricos de color ocre. Estructuras: bioturbación (variaciones en la tonalidad, matriz de aspecto removilizado).
		F4	Principales: fragmentos de bivalvos, gasterópodos y ostrácodos (0-15%).	Mudstone-Wackestone con porosidad fenestral.	Niveles tabulares decimétricos de color grisáceo y ocre. Estructuras: Porosidad fenestral, bioturbación (aspecto removilizado, galerías)
		F5	Principales: fragmentos de bivalvos, gasterópodos, miliólidos, lituólidos, dasicladáceas y equinodermos (20-65%). Accesorios: peloides y ooides resedimentados.	Wackestone-Packstone de bioclastos	Niveles tabulares decimétricos de color grisáceo. Estructuras: bioturbación (galerías, aspecto removilizado).
	Granosostenidas	Gr1	Principales: peloides (>60%) Secundarios: fragmentos desarticulados de ostreidos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y equinodermos Accesorios: intraclastos, cortoides	Packstone-Grainstone de peloides con bioclastos	Niveles tabulares a irregulares decimétricos, ocasionalmente tableados, de color grisáceo. Estructuras: bioturbación (variaciones de tonalidad, aspecto removilizado).
		Gr2	Principales: peloides (>70%) Secundarios: fragmentos desarticulados de bivalvos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y equinodermos. Accesorios: intraclastos.	Packstone-Grainstone de peloides con porosidad fenestral	Niveles tabulares decimétricos a métricos, desde masivos a tableados, de color grisáceo u ocre. Estructuras: porosidad fenestral, bioturbación (aspecto removilizado).
		Gr3	Principales: peloides (40-60%), ooides (5-20%), intraclastos (10-20%). Secundarios: fragmentos desarticulados de gasterópodos, bivalvos, miliólidos, lituólidos, dasicladáceas, espículas de equinodermos.	Packstone-Grainstone de peloides y ooides con bioclastos e intraclastos	Niveles tabulares decimétricos de color grisáceo.
Facies dolomíticas	D1		Cristales idiomorfos de dolomita		Bancos masivos de gran potencia y color ocre.

Tabla 1 Descripción de las facies identificadas en los materiales de los perfiles de La Algecira y Luco de Bordón. En el Anexo XX se muestra una serie de fotografías representativas de cada facies. Se incluye el código de colores utilizado en los Anexos X y X.

integrados por *pellets* fecales y presentan porosidad fenestral y una gran variedad y cantidad de restos fósiles. Se han interpretado como depósitos intermareales, con granos

procedentes de un ambiente menos restringido que el registrado en la base de la columna (ver abajo), posiblemente de tipo lagoon protegido, que habría presentado una mayor conexión con mar abierto y un fondo bien oxigenado, en el que se habrían desarrollado importantes comunidades de detritívoros bentónicos.

Lagoon restringido (subambiente submareal somero proximal):

Corresponde a la facies F2 (Mudstone-Wackestone con bioclastos y bioturbación). Esta facies son depósitos de muy baja energía con escasos bioclastos y poca bioturbación. Se habrían depositado en un lagoon restringido, en el que la poca movilidad de las aguas podría haber favorecido condiciones de baja oxigenación o hipersalinidad que habrían actuado como factores limitantes para el desarrollo de las comunidades biológicas. La escasez de fauna bentónica que retrabajara el fondo, unida a la baja energía del medio, habría impedido la formación de granos (peloides, ooides), y habría favorecido la acumulación de fangos micríticos. El origen de estos fangos es incierto, pero podría proceder de la resedimentación por mareas y tormentas desde zonas submareales abiertas. La presencia ocasional de peloides, acarreados desde el submareal (facies granosostenidas) reflejaría estos procesos de resedimentación.

Barras y bajíos (subambiente submareal somero distal):

Corresponde a las facies Gr1 y Gr3.

Las facies Gr3 (*Packstone-Grainstone* de peloides y ooides con intraclastos y bioclastos) se interpretan como depósitos de barras oolíticas de alta energía que separarían el subambiente de lagoon restringido de zonas más abiertas (lagoon protegido/rampa). En la zona intermedia del perfil Luco de Bordón, estas facies forman bancos métricos, que indica que se trataba de barras de tamaño medio. Las facies peloidales Gr1 (*Packstone-Grainstone* de peloides con bioclastos) se encuentran asociadas con las Gr3, y representan también depósitos de alta energía. Es posible que correspondan a las zonas del lagoon más cercanas a las barras oolíticas, o bien a barras peloidales.

Submareal profundo distal:

Corresponde a la facies F5 (*Wackestone-Packstone* de bioclastos), interpretada como depósitos de una zona marina más abierta y profunda que el subambiente de lagoon restringido, desarrollada más allá de los bajíos o barras. Presentan una gran cantidad y

variedad de bioclastos, que indica unas condiciones de salinidad/oxigenación adecuadas para el desarrollo de una fauna variada. La matriz es micrítica y no contiene apenas granos. Esto indica unas baja energía del medio. Es posible que se depositaran bajo el nivel de oleaje de buen tiempo o bien sobre el nivel de oleaje de buen tiempo, en un subambiente protegido separado del mar abierto por un hipotético segundo conjunto de bajíos, no registrados en las facies identificadas. La presencia de algas dasicladaceas, que proliferan en aguas someras, apuntaría a esta segunda hipótesis. No obstante, para confirmar o desmentir esta hipótesis sería necesario un análisis sedimentológico más detallado en otros perfiles de la Subcuenca de Morella.

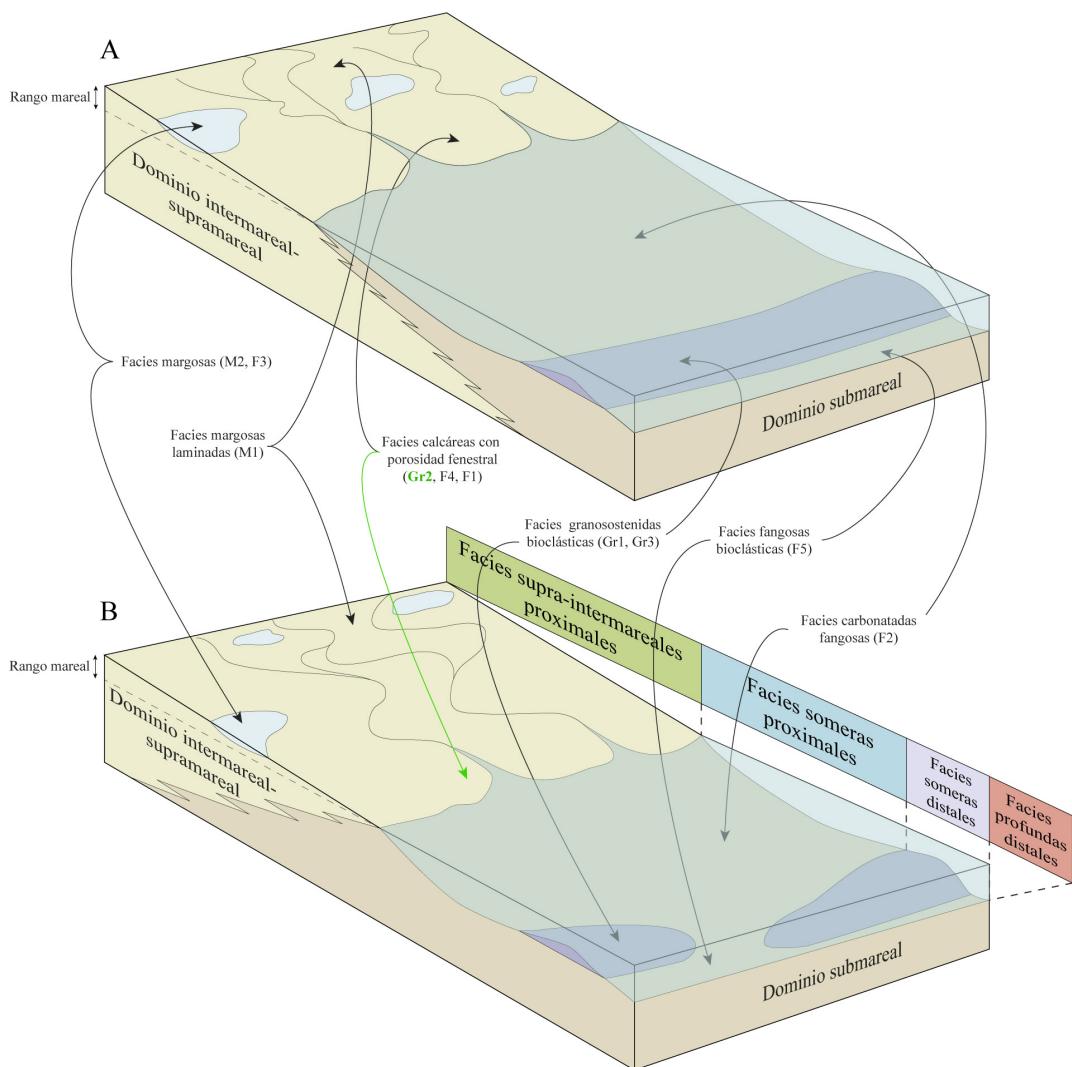


Fig. 9 (A) Reconstrucción del medio de depósito de la base de la serie estudiada, incluyendo la distribución de facies dentro del mismo. (B) Reconstrucción del medio de depósito para la zona superior de la columna. Se observa un cambio a un ambiente más abiertos

6. Análisis secuencial:

Se ha llevado a cabo un análisis secuencial de los dos perfiles levantados, con el objetivo de estudiar la evolución sedimentaria en la vertical y, se ha interpretado la posible correlación de las secuencias, como base para discutir aspectos relacionados con la evolución sedimentaria general a escala de subcuenca, y comparación con subcuenca próximas.

Descripción de secuencias:

El análisis secuencial se ha llevado a cabo con los siguientes criterios:

- Se ha representado la sucesión vertical de facies de cada perfil, agrupando las mismas según su posición dentro del medio de depósito, establecida en el apartado anterior (ver Fig. 9). Las facies más proximales son las correspondientes a la llanura de mareas (medio supramareal-intermareal), y las más distales, las correspondientes al ambiente marino protegido (submareal profundo).
- Se han definido parasecuencias, basándose en las relaciones verticales observables entre las facies. Los límites de parasecuencia son superficies de inundación que separan facies someras, de facies relativamente más distales superpuestas a ellas.
- Se han definido lotes de parasecuencias, establecidos en función de la evolución vertical a gran escala de las facies. Se trata de tramos litológicos que presentan un predominio relativo de facies relativamente distales en la base, y de proximales en el techo.
- Los lotes de parasecuencias se han agrupado en secuencias, atendiendo a la evolución vertical de las facies a escala de perfil y a la presencia de superficies de inundación más significativas que las usadas para dividir parasecuencias.
- No se ha concedido relevancia a las superficies de detención sedimentaria (superficies de estratificación netas, superficies ferruginosas) debido a su pobre representación y la dificultad de su identificación. Además, en los tramos bien estratificados no se reconoce una jerarquía de superficies de estratificación (netas vs. difusas), ya que la mayoría son superficies netas y bien definidas, lo que impide la identificación de *bundles* de estratos.

Perfil Luco de Bordón:

En este perfil se han definido tres secuencias, integradas por seis lotes de parasecuencias y un total de 28 parasecuencias individuales. (ver Anexo 1 y Fig. 3)

La secuencia 1 corresponde exactamente con el primer tramo litológico de calizas tableadas definido en el perfil. Agrupa dos lotes de parasecuencias: el basal está integrado por seis parasecuencias, y el superior por cuatro. Las parasecuencias superiores de ambas parasecuencias tienen carácter tentativo. La secuencia está caracterizada por una evolución general agradante, que involucra a facies de la orla inter-supramareal y submareal somero proximal de lagoon restringido. Los lotes son a su vez somerizantes, con un predominio de las facies inter-supramareales a techo. El techo de la secuencia es una superficie de inundación de gran entidad, que marca la aparición en la serie de las facies granosostenidas distales en la base de la secuencia 2 sobre facies inter-supramareales del techo de la secuencia 1.

La secuencia 2 está integrada por dos lotes de parasecuencias y un número impreciso de parasecuencias. Muestra una evolución general somerizante, con predominio de facies submareales de alta energía (bajíos o barras) y facies de lagoon en la parte inferior, y facies de orla inter-supramareal en la parte superior. El lote de parasecuencias basal es de carácter tentativo, ya que corresponde al conjunto de dolomías masivas y tableadas con textura enmascarada. Sin embargo, se encuentran algunos niveles que conservan su textura original, en facies granosostenidas distales peloidales y ooidales. La evolución del lote es somerizante, con predominio de facies proximales hacia techo. En el metro 103 se observa un nivel de caliza en facies de lagoon restringido e, inmediatamente después, un paso brusco a facies distales, que constituye el límite superior del lote.

El lote situado a techo también es tentativo, ya que abarca una sucesión tableada de calizas en la que muchos niveles están intensamente dolomitizados, y dos de las tres parasecuencias que lo componen están incompletas. Al igual que en aquél, se observa un predominio de facies distales en la base, y un paso a facies más proximales a techo. El techo del lote y límite de la secuencia 2 lo forma una superficie de inundación que superpone facies granosostenidas distales (bajíos o barras, con restos del foraminífero

bentónico *Anchispirocyclina lusitanica*) sobre facies fangosas proximales (lagoon restringido).

La secuencia 3 muestra también una evolución somerizante, y está integrada por dos lotes de parasecuencias que agrupan un número impreciso de parasecuencias. El lote basal tiene carácter tentativo, ya que algunas de las parasecuencias que lo integran están incompletas, debido en parte a la presencia de niveles intensamente dolomitizados en la base del lote. La evolución vertical del lote es menos clara que en los ejemplos anteriores, pero se observa una tendencia general somerizante, evidenciada por el predominio a base de facies granosostenidas distales y la aparición de niveles en facies proximales en la zona media y a techo. El límite superior del lote lo constituye una superficie de inundación brusca que marca de nuevo el paso a niveles de facies granosostenidas distales.

El segundo lote está integrado por tres parasecuencias, y presenta una evolución vertical somerizante muy clara, con un paso gradual desde facies distales hasta facies laminadas inter-supramareales a techo. El límite superior de esta tercera secuencia se sitúa en el nivel de brecha calcárea que marca el techo de la columna y da paso a las calizas y margas de la Unidad de Ladruñán.

Perfil La Algecira:

Este perfil presenta una intensa dolomitización y un tramo semicubierto de difícil acceso en la zona superior, en el cual no ha sido posible llevar a cabo un análisis de facies. Esto ha dificultado la indentificación de secuencias. En el Anexo 2 se ofrece una versión detallada del análisis secuencial. Para una versión sintética, ver Fig. 4).

A base del perfil se ha diferenciado una primera secuencia, que equivale al tramo litológico inferior de calizas tableadas. Está integrada por dos lotes de parasecuencias; el lote inferior agrupa tres parasecuencias y tiene carácter tentativo, ya que la parasecuencia inferior está incompleta. Hacia techo del lote predominan las facies proximales. El límite superior del lote es una superficie de inundación que superpone facies granosostenidas distales sobre las laminadas proximales.

El segundo lote agrupa siete parasecuencias, y presenta una evolución vertical regresiva clara, desde una base con niveles de facies granosostenidas distales hasta el techo , que presenta un presominio de facies proximales. El techo del lote y de la

secuencia es una superficie de inundación que marca el paso al tramo dolomítico de la zona media de la columna.

Las dolomías presentan una recrystalización muy acusada que no ha permitido la diferenciación de facies.

Por encima de las dolomías se sitúa un nivel semicubierto que tampoco ha podido ser objeto de un análisis de facies detallado, dadas sus malas condiciones de afloramiento y lo arriesgado del acceso a las zonas aflorantes.

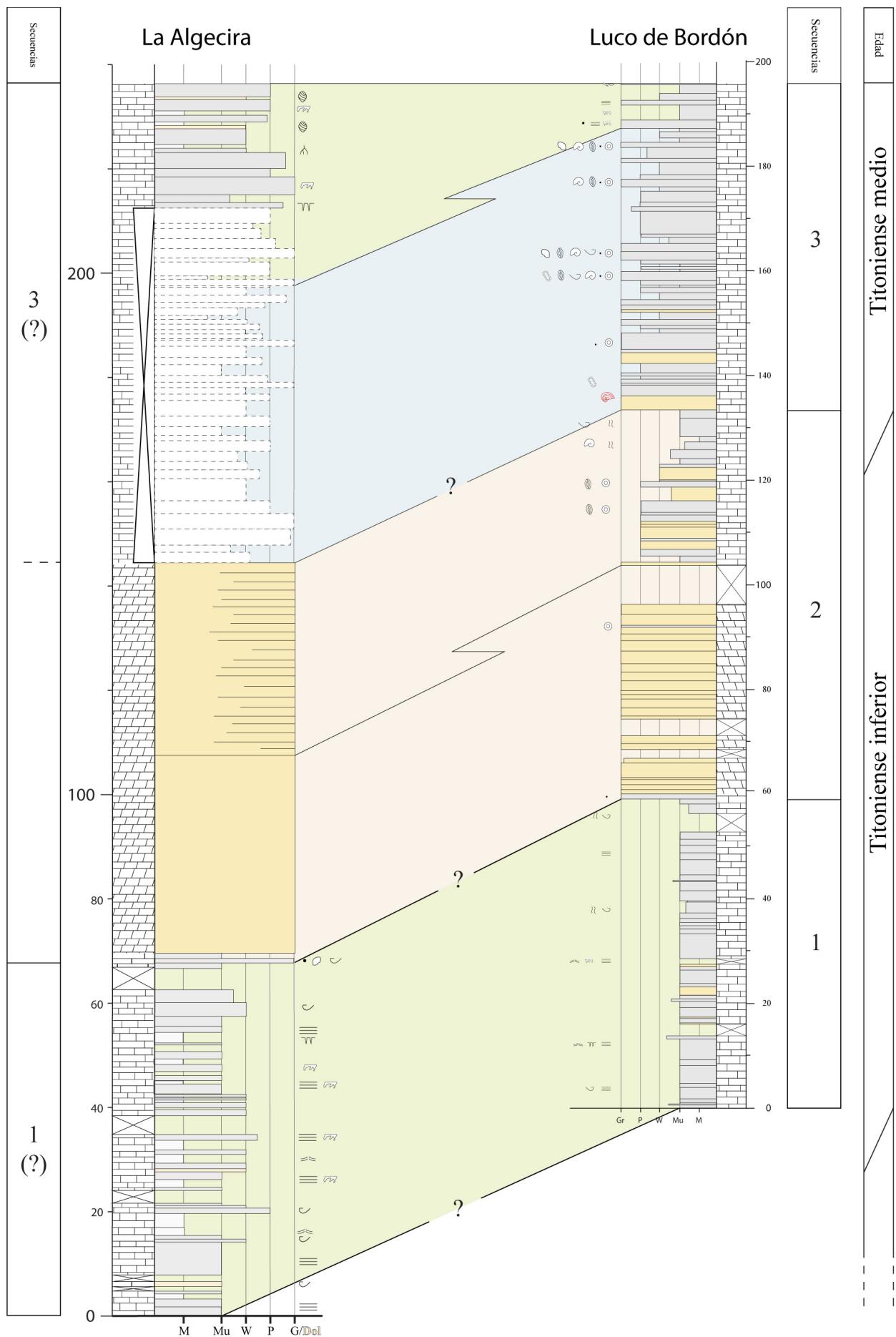
A techo de la columna se identifican cuatro parasecuencias. Las tres superiores presentan una evolución somerizante clara, pero la inferior está incompleta. No han podido ser agrupadas en un lote, debido a la falta de criterios para establecer un límite inferior.

Propuesta de correlación:

Se ha llevado a cabo una correlación litoestratigráfica de los perfiles de La Algecira y Luco de Bordón, basada en el análisis secuencial presentado previamente, y apoyada por la división en tramos litológicos observada en ambos perfiles (Fig. 8).

La base de ambos perfiles se ha considerado como una superficie isócrona, teniendo en cuenta su relativa proximidad espacial y que en ambos casos se observa la brusca superposición de facies depositadas en ambientes perimareales (Fm. Pleta inferior) sobre las facies micríticas con fósiles de la Fm Loriguilla, depositadas en ambientes de plataforma abierta. Esta hipótesis de correlación fue también planteada en Ipas *et al.* (2004). Sin embargo, esta isocronia se realiza de forma tentativa, ya que hay que tener en cuenta que el techo de la Formación Loriguilla es diacrónico a escala de cuenca (Aurell *et al.*, 2010).

La posición del límite entre las secuencias 1 y 2, que marca también un brusco cambio litológico y sedimentológico, se ha podido definir de forma precisa en ambos perfiles, por lo que dicho límite se ha considerado isócrono. La correlación planteada se refuerza por el hecho de que los materiales de la secuencia 1 corresponden en ambos perfiles a calizas perimareales con intervalos de laminación horizontal de origen algal, que presenta un espesor total similar (en torno a 60 m) en ambos perfiles.



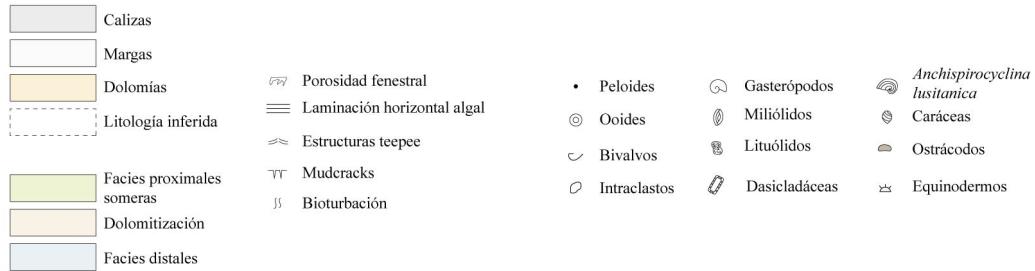


Fig. 10 Correlación secuencial de los perfiles de La Algecira (izq.) y Luco de Bordón (dcha.). Se presenta un anclaje temporal tentativo, basado en la aparición de *Anchispirocyclina lusitanica* y las edades de Formación Loriguilla y el Miembro Ladruñán, detalladas en apartados previos

Los paquetes dolomitizados que constituyen la paete media y superior de ambos perfiles se han considerado equivalentes laterales, con techo y base isócronas, de manera tentativa. Esto se debe a que la dolomitización es de origen hidrotermal (Nadal, 2001) y probablemente tuvo un cierto control litoestratigráfico, afectando preferentemente a tramos determinados de la serie, seguramente a las zonas con mayor proporción de facies distales granosostenidas, con escasos o nulos interestratos margosos. Este tipo de facies típicamente presenta mayor porosidad y mayor potencial de disolución y recristalización ante la acción de fluidos hidrotermales, y se habría dolomitizado de manera más fácil y pervasiva que las facies proximales más margosas que aparecen a base y techo de ambos perfiles (Nadal, 2001). Se ha considerado que existe una relación de cambio lateral de facies entre las dolomías masivas y las dolomías tableadas, porque la diferencia entre ambos tramos puede deberse a variaciones en la intensidad de la dolomitización en uno y otro sector de la subcuenca de Morella, y puede no reflejar la estructura original de las calizas que reemplazan.

La secuencia 3 abarca en Luco de Bordón las calizas tableadas que se sitúan sobre el paquete dolomitizado. En La Algecira no se ha muestrado gran parte del tramo tableado debido a que se trata de un intervalo semicubierto de difícil acceso, y por lo tanto no se dispone de información secuencial que permita llevar a cabo una correlación fiable. Tampoco se puede ubicar el nivel de aparición de *Anchispirocyclina lusitanica*. Al igual que en Luco de Bordón, en la zona basal del tramo de calizas tableadas, se observa un predominio de niveles en facies granosostenidas distales, mientras que a techo predominan las facies laminadas proximales. En la Algecira, la base del conjunto laminado de techo no ha podido ser ubicada con precisión, y su posición se ha estimado en base a observaciones de campo. Sí es seguro que se sitúa más bajo en la serie que en

Luco de Bordón, lo cual es coherente con la posición relativa de ambos perfiles, dado que la serie de La Algecira se situaba en una zona más proximal al borde de la subcuenca que Luco de Bordón. Así, se ha definido un cambio lateral de facies entre las calizas laminadas proximales (La Algecira) y las calizas en facies granosostenidas submareales (Luco de Bordón).

7. Discusión:

Possible control orbital de las parasecuencias

En Cicloestratigrafía, se considera que la existencia de repeticiones sucesivas de lotes de estratos y/o parasecuencias es un buen criterio de campo para inferir la existencia de un control orbital sobre la ciclicidad litológica. En las vecinas subcuenca de Morella y de La Salzedella, se ha considerado que los ciclos orbitales de excentricidad de rango corto ejercieron un papel importante en la organización cíclica observada en el Titoniense-Berriasiense medio (Fm Bovalar; Bádenas et al., 2004).

El análisis secuencial presentado en este trabajo se ha basado en la identificación de lotes de parasecuencias en las series analizadas. Los lotes bien definidos (*e.g.* lotes de la Secuencia 1 y lote superior de la Secuencia 3, Fig.) agrupan un número de parasecuencias que varía entre 3 y 7. Los lotes peor definidos (*e.g.* lote base de la secuencia 3, Fig.) agrupan un número muy variable de parasecuencias de potencia dispar.

Para comprobar la existencia de influencia de los ciclos orbitales sobre la sedimentación, es necesario suponer que la tasa de acumulación se mantiene constante en el tiempo y que no existen lagunas en la serie sedimentaria (sean debidas a erosión o a no depósito). En los sistemas carbonatados someros de tipo rampa-lagoon, esto presenta importantes dificultades, debido a que la producción de sedimento se concentra en una zona submareal bastante somera, y es prácticamente nula en la zona supramareal. En medios de este tipo, pequeñas bajadas del nivel del mar, no significativas a nivel orbital, pueden provocar importantes alteraciones y paradas en la sedimentación. Además, la sedimentación en estos ambientes puede presentar un marcado control autocíclico, debido a la interacción entre el lagoon y la llanura de mareas. La producción en el subambiente de lagoon es elevada, y generalmente supera las tasas de subsidencia de la cuenca. El sedimento

producido es aportado a la llanura mareal y ésta prograda, tendiendo a ocupar el lagoon. Llegado un cierto punto, el lagoon queda tan reducido que la mayor parte del sistema corresponde a la zona supramareal, en la que no se produce sedimento, y el sistema queda estancado. Esta situación se mantiene hasta que se produce una nueva inundación marina y la producción se recupera (con un desfase temporal, o hiato, que puede abarcar varios miles de años) (Hardie and Shinn, 1986; Schlager, 2005). Este tipo de autociclicidad da lugar a una alternancia sucesiva de facies submareales someras de lagoon sobre facies intermareales-supramareales, similar a la que se observa en las parasecuencias de la secuencia 1 (mejor conservada, y con carácter agradante) en los dos perfiles estudiados. Teniendo en cuenta los puntos anteriores, es razonable suponer que las parasecuencias de la secuencia 1 presentan numerosos hiatos no identificados, que enmascaran el posible registro de la ciclicidad orbital. La disparidad de potencia de las parasecuencias podría explicarse también por el error inducido por estas detenciones sedimentarias, así como por la presencia de tramos cubiertos en la serie, sin litología identificada.

No obstante, las secuencias de evolución vertical somerizante definidas a partir de los lotes de parasecuencias dentro de las secuencias 1, 2 y 3 tienen mayor fiabilidad que las evoluciones de las parasecuencias individuales, ya que no se ve tan afectada por la autociclicidad del sistema lagoon-llanura mareal descrita previamente. Los espesores observados de los lotes, así como su evolución vertical somerizante, permiten atribuirlos tentativamente a los ciclos orbitales de excentricidad, tal y como han postulado Bádenas *et al.* (2004) para otros sectores de la Cuenca del Maestrazgo. Cada secuencia consta de 2 lotes de parasecuencias, y puede atribuirseles tentativamente una ciclicidad orbital de mayor orden, múltiplo de 400 Ky.

Equivalencia con la subcuenca de Galve:

La Subcuenca de Galve (Fig. 2, Ga) se encuentra situada al oeste de la Subcuenca de Morella, y está separada de ella por una zona elevada sin registro sedimentario del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, generada por el movimiento de la falla normal de Aliaga-Miravete, denominada Umbral del Maestrazgo Occidental (Liesa *et al.*, 2017). La serie sedimentaria de la Subcuenca de Galve ha sido revisada recientemente en el trabajo de Aurell *et al.* (2016), con la definición de dos Formaciones nuevas limitadas por discordancias angulares, denominadas Fm. Aguilar del Alfambra y Fm. Galve. La primera abarca materiales previamente asignados a los niveles superiores de la Fm. Villar del Arzobispo, y la segunda, materiales de la base de la Fm. El Castellar.

Las Formaciones Villar del Arzobispo y Aguilar del Alfambra son equivalentes temporales aproximados de la serie estratigráfica estudiada en el presente trabajo. La primera tiene una edad aproximada Titoniense inferior-medio, como indica la presencia del foraminífero bentónico *Anchispirocyclina lusitanica*. La Fm. Aguilar del Alfambra está datada como Titoniense superior-Berriasiense medio por la presencia a techo de la carácea *Globator maillardii incrassatus* (Aurell *et al.*, 2016). Ambas Formaciones comprenden materiales detríticos-carbonatados interpretados como depósitos de medios transicionales de tipo llanura mareal mixta-lagoon.

En la zona estudiada de la Subcuenca de Morella, la Fm. Pleta abarca el intervalo Titónico medio-superior completo formando una orla de calizas perimareales que enmarcan las calizas marinas de la Fm. Pleta, las cuales quedan restringidas al tránsito Titónico medio-superior (Fig. 11). Las lutitas y margas del Miembro Ladruñán contienen la carofita *Globator maillardii horrida*, perteneciente a la biozona de *Globator maillardii maillardii*. Esto lo convierte probablemente en equivalente lateral de la Fm. Aguilar del Alfambra.

Dado que en la zona estudiada la Fm. Loriguilla tiene una edad Titoniense inferior (biozona *Hybonotum*; Aurell *et al.*, 2010), la equivalencia temporal de las Fms. Aguilar del Alfambra y Ladruñán convertiría, a falta de dataciones más precisas, a la Fm. Villar del Arzobispo en equivalente lateral de las Fms. Pleta y Bovalar en la zona estudiada.

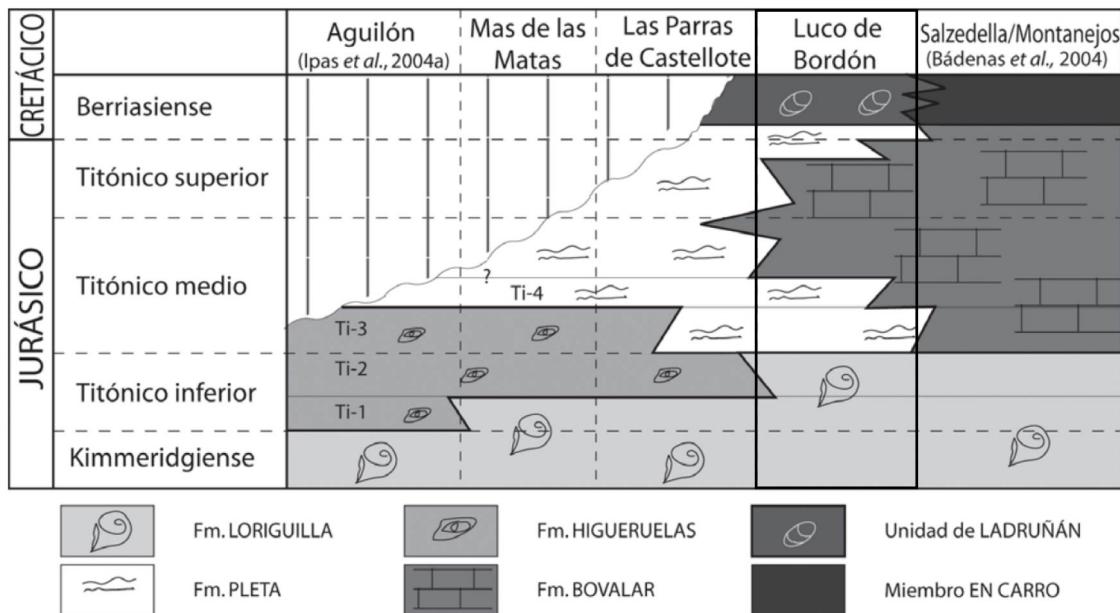


Fig. 11 Litoestratigrafía del intervalo Jurásico-Cretácico del entorno de Luco de Bordón en relación con el resto de la Cuenca Ibérica. Tomado de Ipas et al. (2004).

8. Conclusiones:

La serie estratigráfica del Titoniano medio-superior del entorno de La Algecira (Ladruñán) y de Luco de Bordón se sitúa de manera concordante sobre las calizas de plataforma abierta de la Fm. Loriguilla, que en la zona está datada como Titónico inferior, y bajo la Unidad de Ladruñán, integrada por lutitas, margas y calizas continentales del Berriasiense inferior-medio. La serie se puede dividir en ambas localidades en cuatro litologías generales de base a techo: calizas tableadas con laminación horizontal, asignadas a la Fm. Pleta; dolomías sacaroideas y calizas tableadas, asignadas a la Fm. Bovalar, y calizas tableadas con laminación horizontal, asignadas a la Fm. Pleta.

El estudio sedimentológico de la serie ha permitido diferenciar 11 facies, que se han asignado a un medio sedimentario de tipo llanura mareal carbonatada-lagoon restringido, que hacia techo se hace más abierto. Las facies se han asignado a cuatro subambientes de sedimentación: Zona intermareal-supramareal (facies margosas y fangosas M1, M2, F1, F4, F3), zona submareal restringida/protegida (facies fangosas F2), zona de barras y bajíos (facies granosostenidas Gr1, Gr3) y zona submareal protegida/abierta (facies F5).

Se ha llevado a cabo un análisis secuencial de la serie atendiendo a la evolución vertical de las facies. Se han identificado tres grandes secuencias de potencia similar; la primera

de ellas corresponde al tramo litológico basal (calizas tableadas con laminación horizontal); la segunda, al tramo de dolomías sacaroideas y calizas tableadas, y la tercera, a los dos tramos superiores (calizas tableadas y calizas tableadas con laminación horizontal). Cada secuencia está formada por dos lotes de parasecuencias con evolución vertical somerizante, que pueden estar relacionados con ciclos de excentricidad larga (400 Ky). Las parasecuencias que componen los ciclos de la secuencia 1 (calizas tableadas con laminación horizontal) pueden estar controladas por autociclicidad relacionada con la dinámica interna del sistema subambiente intermareal.

Las dataciones existentes de las formaciones situadas a base y techo de la serie permiten asignarle una rango de edad Titónico inferior-medio a Titónico superior-Berriasiense, lo que la convierte en equivalente de la Fm. Villar del Arzobispo de la vecina Subcuenca de Galve.

9. Bibliografía:

- Aurell, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca.* Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 510 pp. (inédita).
- Aurell, M., Bádenas, B., Ipas, J., Ramajo, J. (2010): Sedimentary Evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NE Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, 329: 89-111.
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A., Salas, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 369-396.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271.
- Aurell, M.; Bádenas, B.; Gasca, J.M.; Canudo, J.I.; Liesa, C.L., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M. y Najes, L. (2016): Stratigraphy and evolution of the Galve sub-basin (Spain) in the middle Tithonian-early Barremian: Implications for the setting and age of some dinosaur fossil sites. *Cretaceous Research*, 65: 138-162.
- Bádenas, B., Aurell, M. (2001): Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 291-310.
- Bádenas, B., Aurell, M., Ipas, J., Espílez, E. (2008): Evolución de facies y secuencias de alta frecuencia en las plataformas del final del Jurásico al surueste de la provincia de Teruel. *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, 92: 67-96.
- Bádenas, B., Salas, R., Aurell, M. (2004): Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 144-162.

Bulard, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Tesis doctoral, Universidad de Niza, 702 pp.

Canerot, J. y Pignatelli, R. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 519 (Aguaviva) y memoria*. IGME, Madrid, 38p.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (W.E. Ham Ed.), Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 1, 108–121.

Embry III, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 19: 730-781.

Flügel, E. (2010): *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlín, 976p.

Gómez, J.J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 683p.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., De Gracianski P.C., Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (De Gracianski P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R., eds.). SEPM (Society for Sedimentary Geology) Pub. Spec. 60, gráficos 1–8.

Hardie, I.A. y Shinn, E.A. (1986): Carbonate depositional environments, modern and ancient. *Colorado School of Mines Quarterly*, 80: 74.

Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B. (2005): Las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico del Maestrazgo septentrional (NE de Teruel). *Geogaceta*: 38, 7-10.

Liesa, C.L., Soria, A.R., Casas, A., Aurell, M., Meléndez, N., Bádenas, B., Fregenal-Martínez, M., Navarrete, R., Peropadre, C. y Rodríguez-López, J.P. (2017): The Late Jurassic–Early Cretaceous rifting stage at the central and eastern Iberian Basin. En: *Geology of Iberia: a Geodynamic Approach* (C. Quesada Ed.). Springer-Verlag, Berlin, (In press).

Martín-Closas (1989): *Els caròfits del Juràssic superior i Cretaci inferior de la Península Ibèrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 581p.

Nadal, J. (2001): *Estudi de la dolomitització del Juràssic Superior-Cretaci Inferior de la Cadena Ibèrica Oriental i de la Cadena Costanera Catalana: relació amb la segona etapa de rift mesozoica*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 416 pp.

Salas (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà: anàlisi de conca*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 345pp.

Salas, R.; Guimerà, J.; Más, R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversions (Iberian chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Thethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Ziegler, P.A.; Cavazza, W.; Robertson, A.H.F. y Crasquin-Soleau, S., eds). Mém. Mus. Natn. Hist. nat., 186: 145-185.

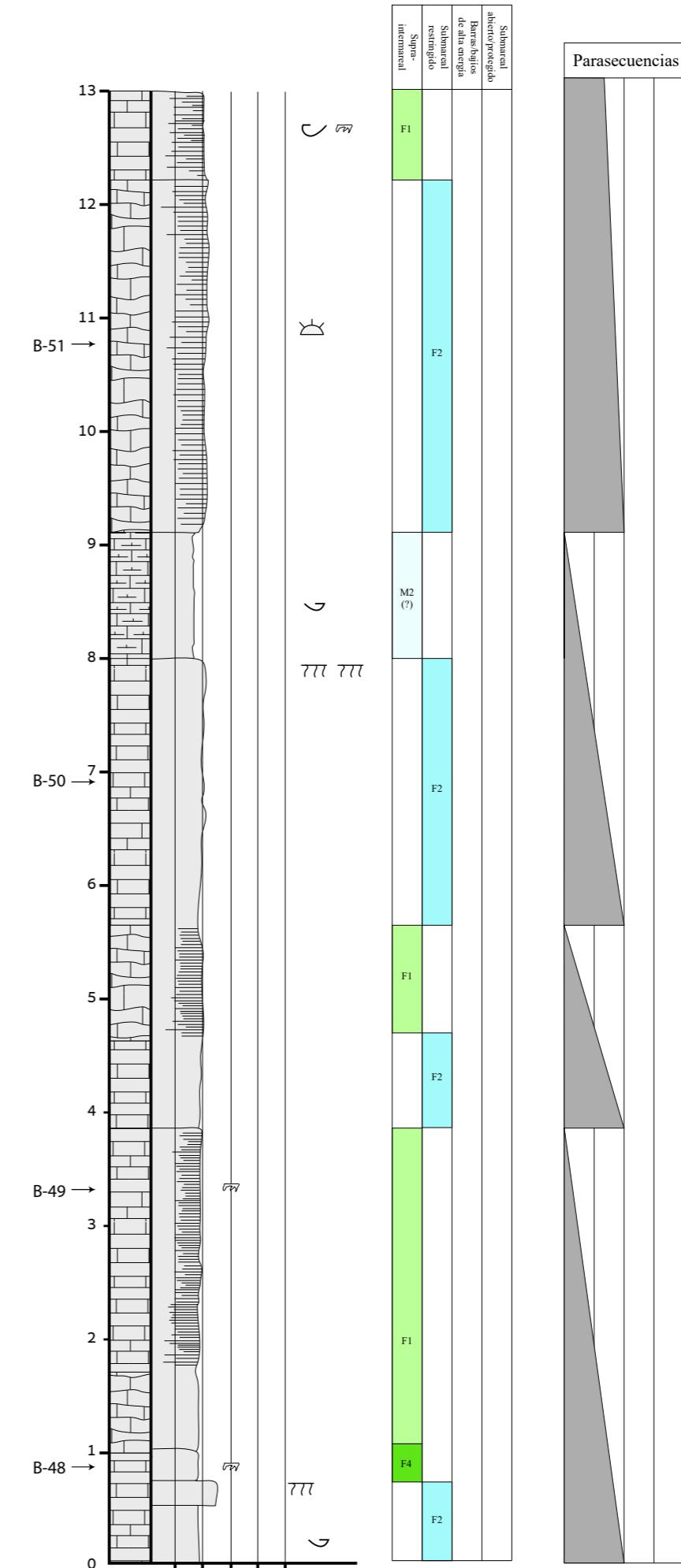
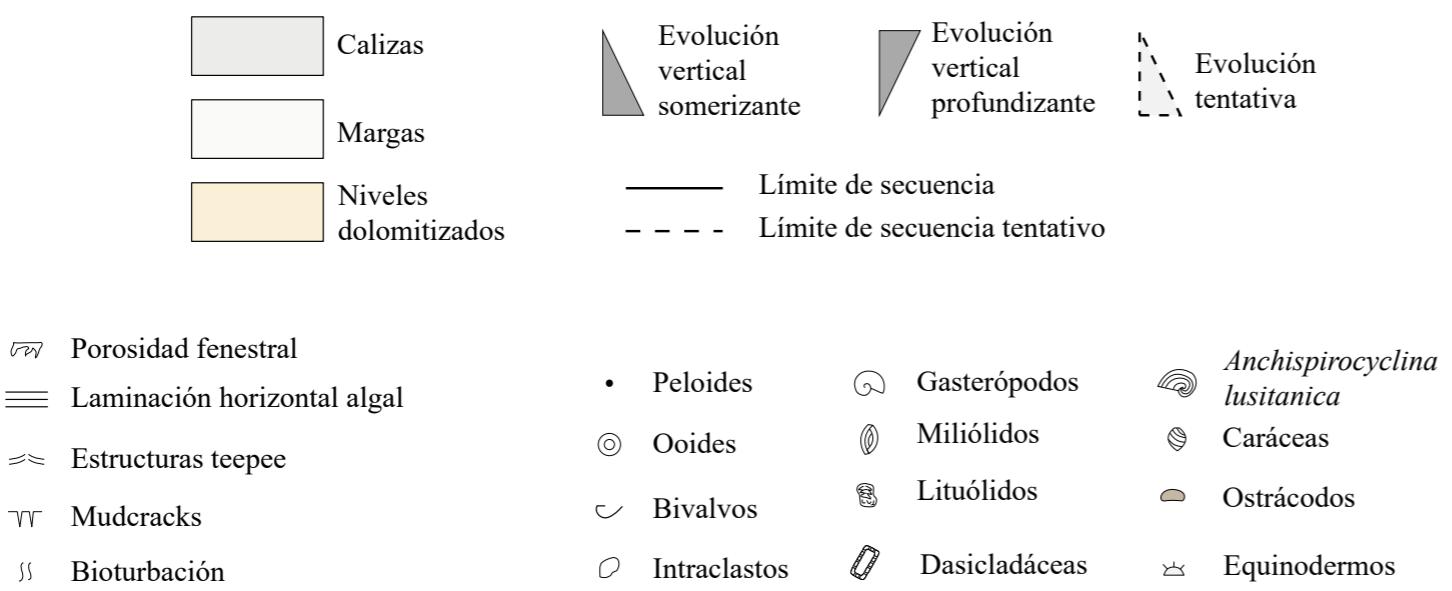
10. Anexos

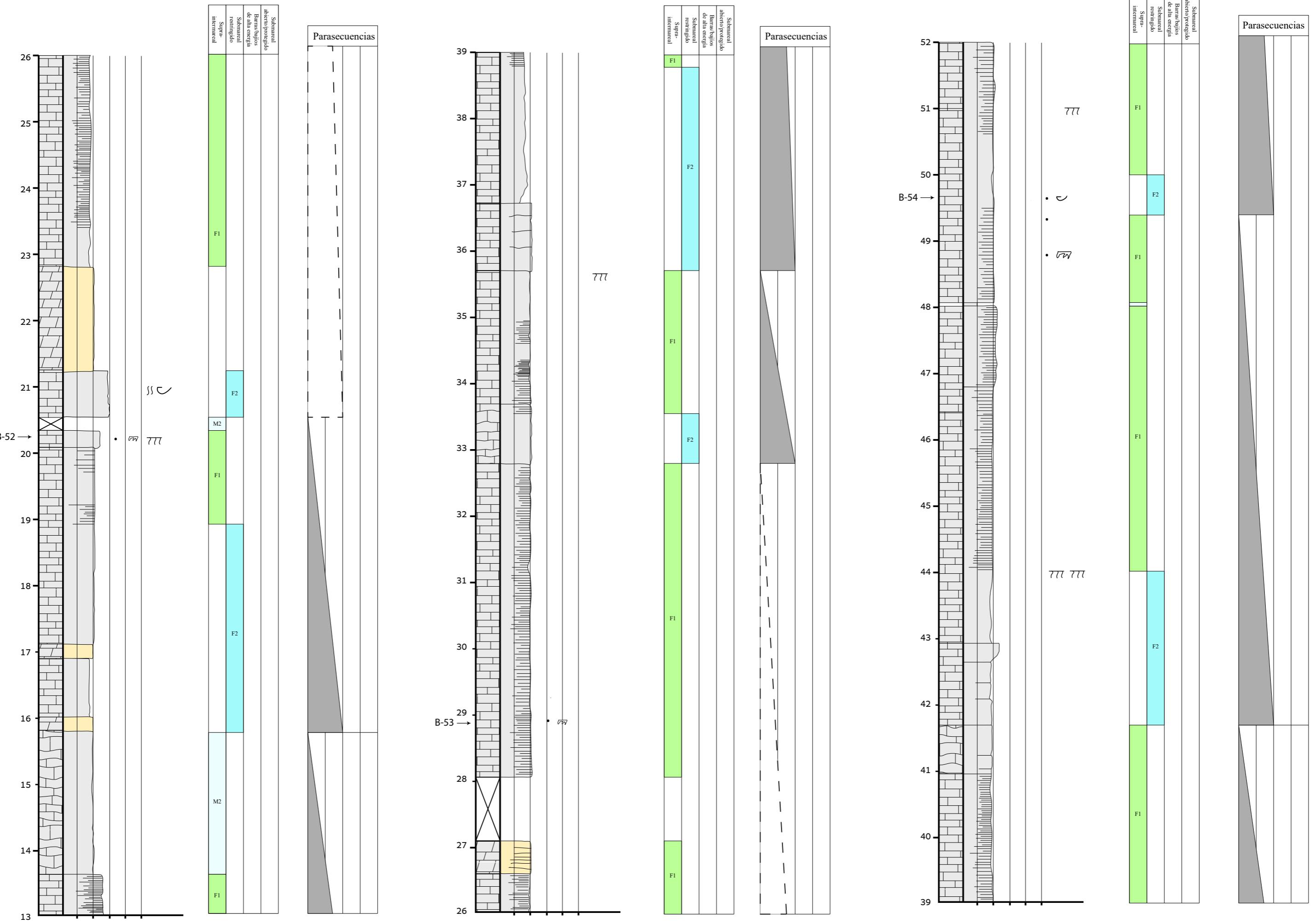
Anexo 1:

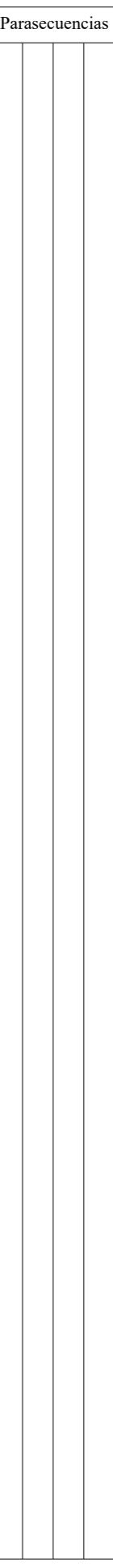
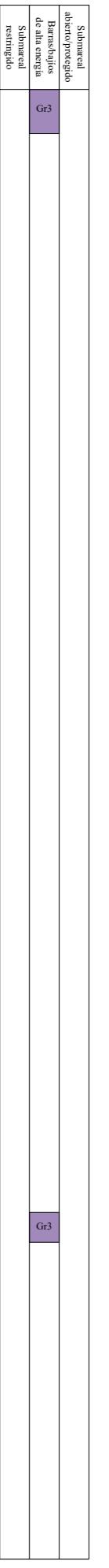
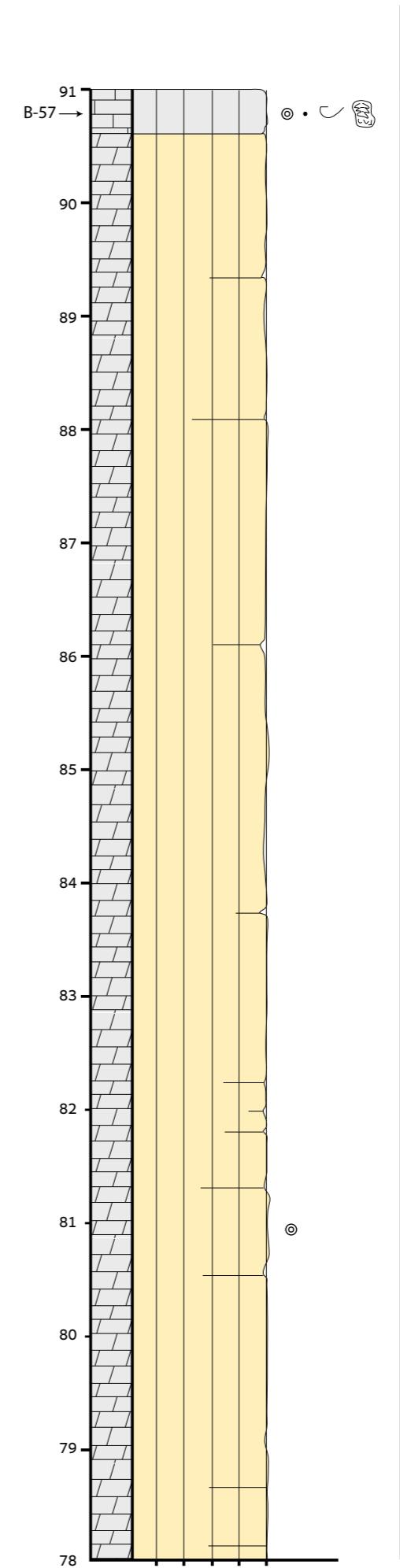
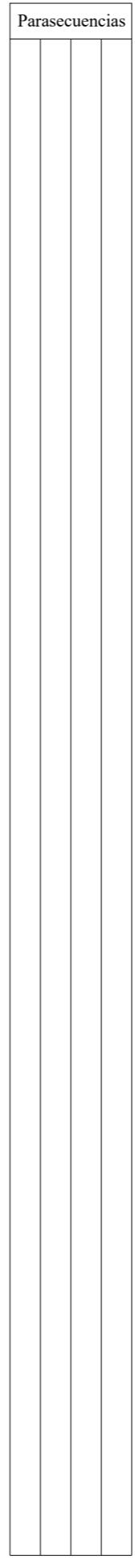
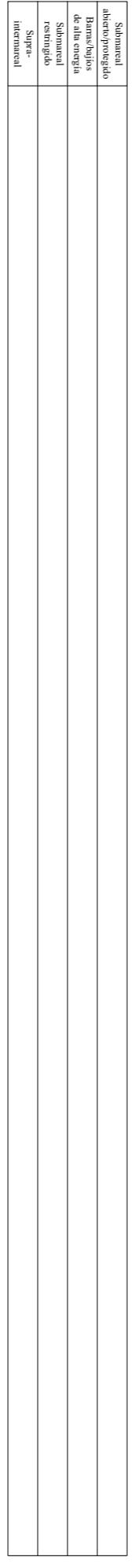
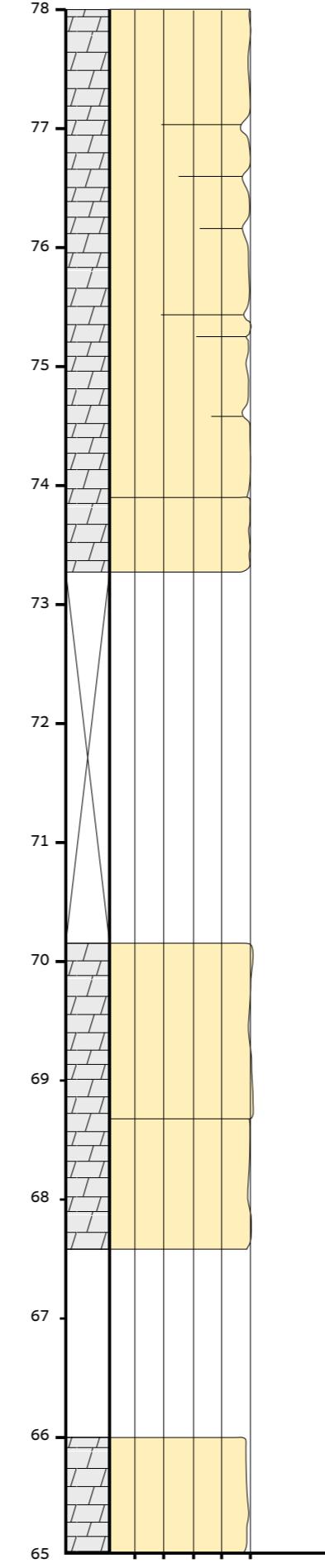
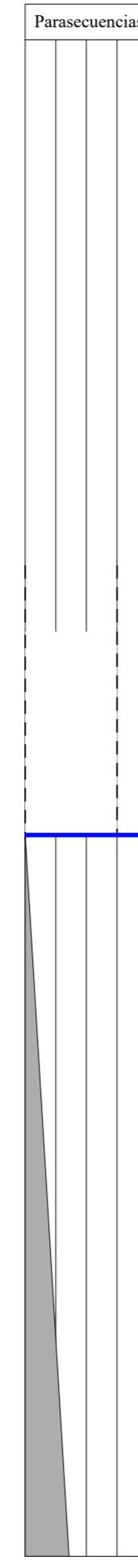
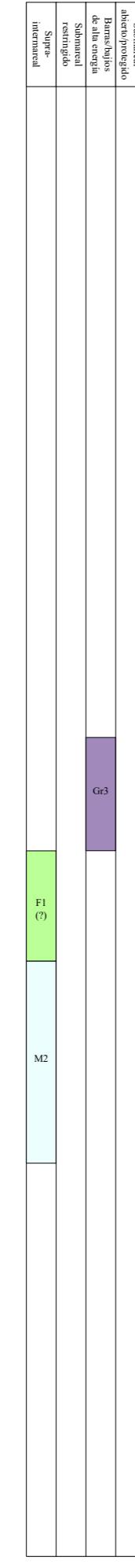
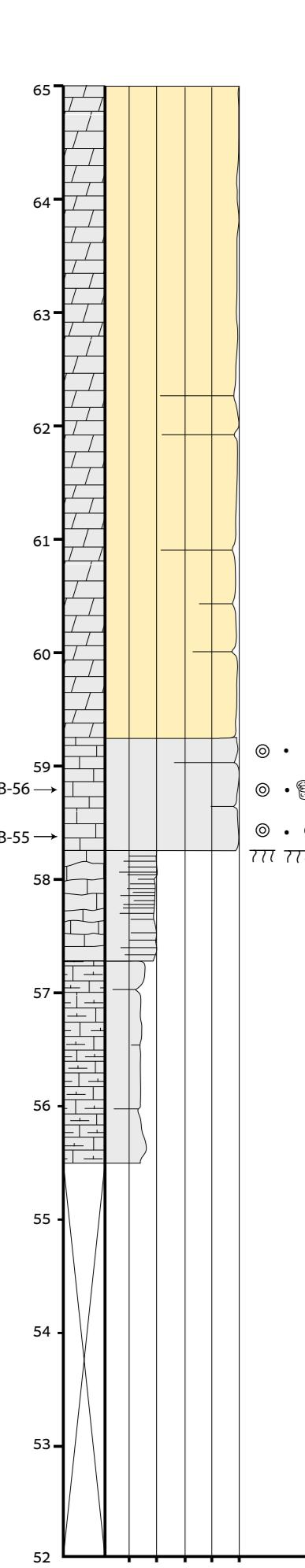
Perfil luco de Bordón

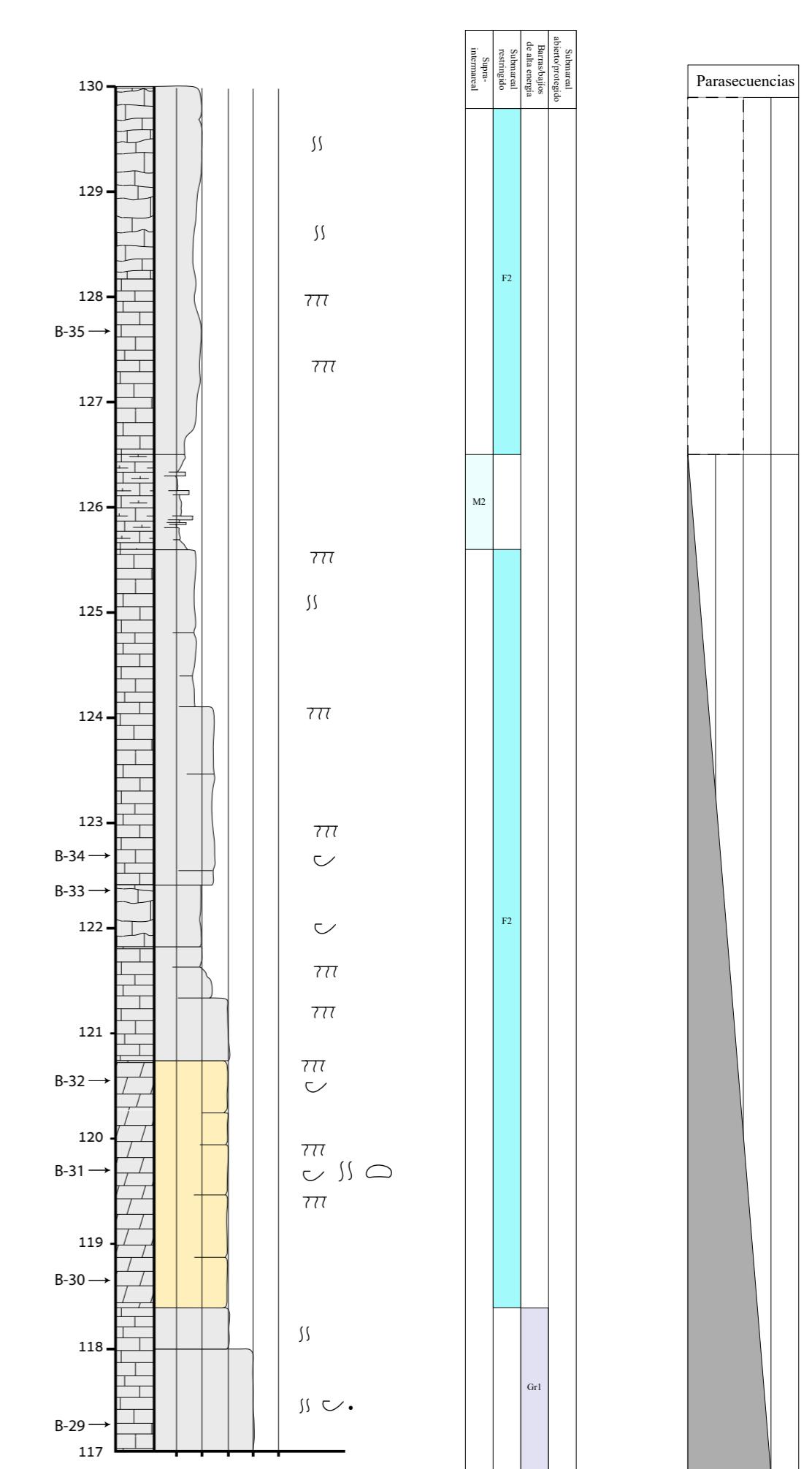
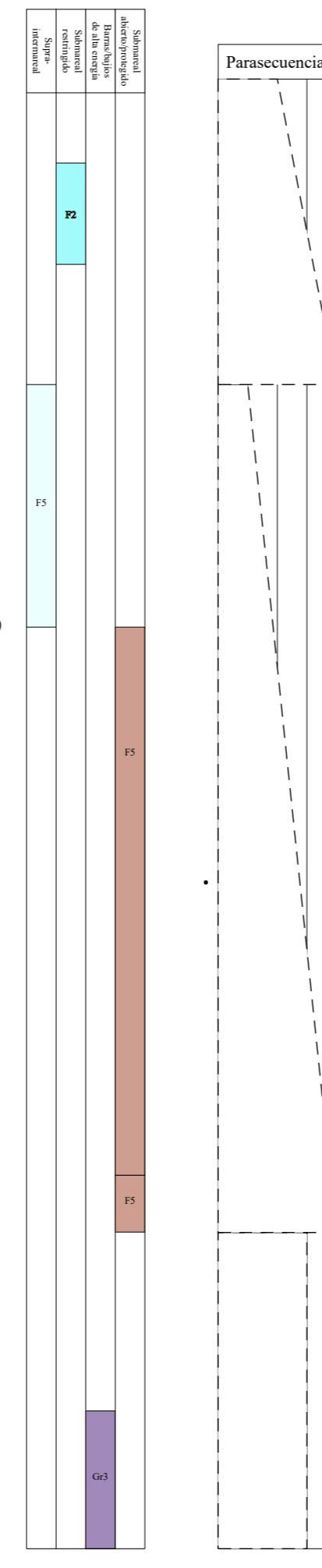
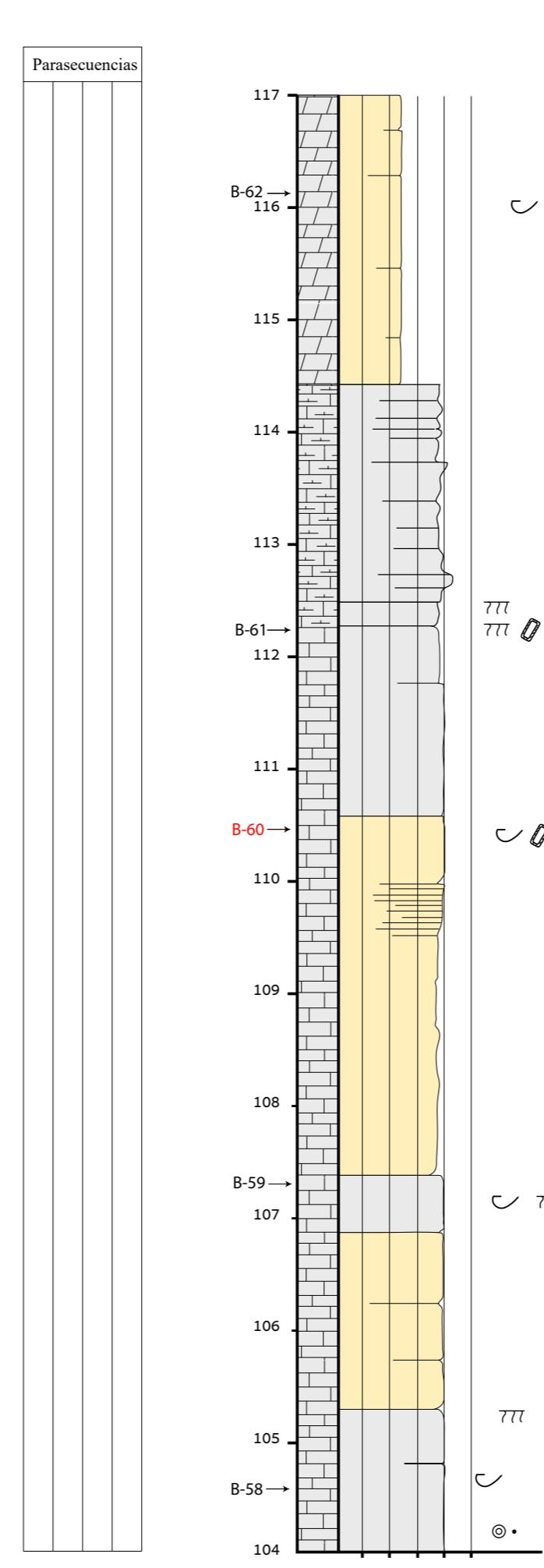
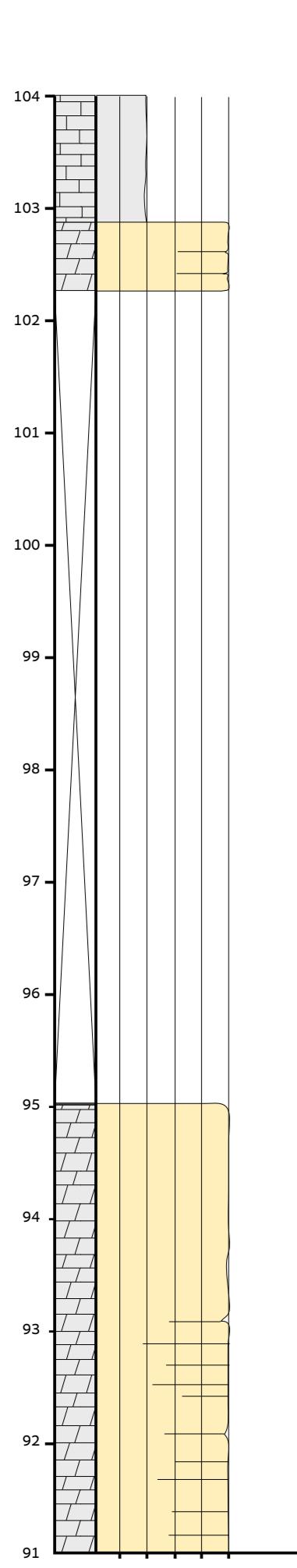
Se presenta la versión completa del perfil Luco de Bordón, incluyendo la localización de las muestras disponibles, la distribución vertical detallada de facies, y la división en parasecuencias.

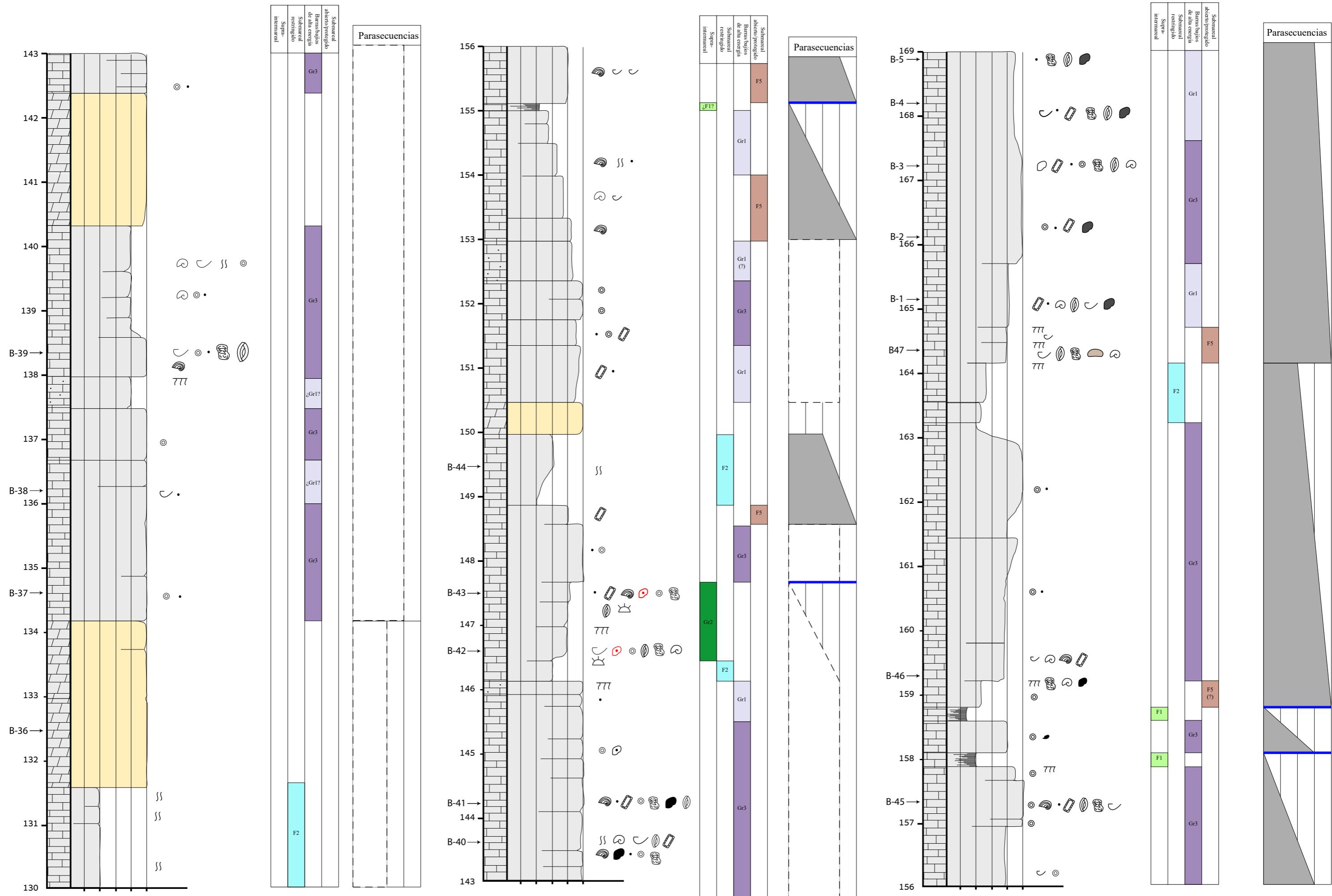
Leyenda:

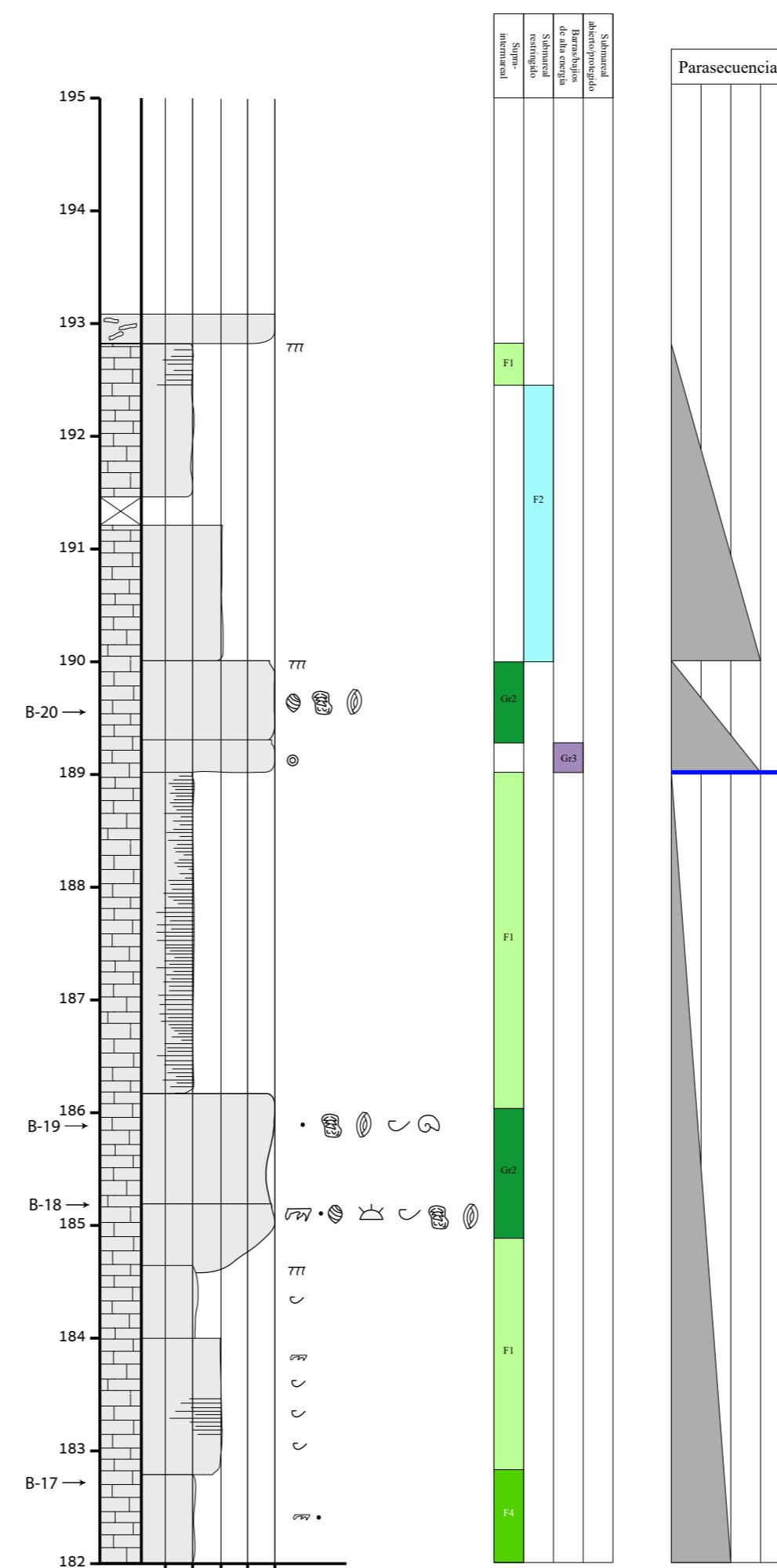
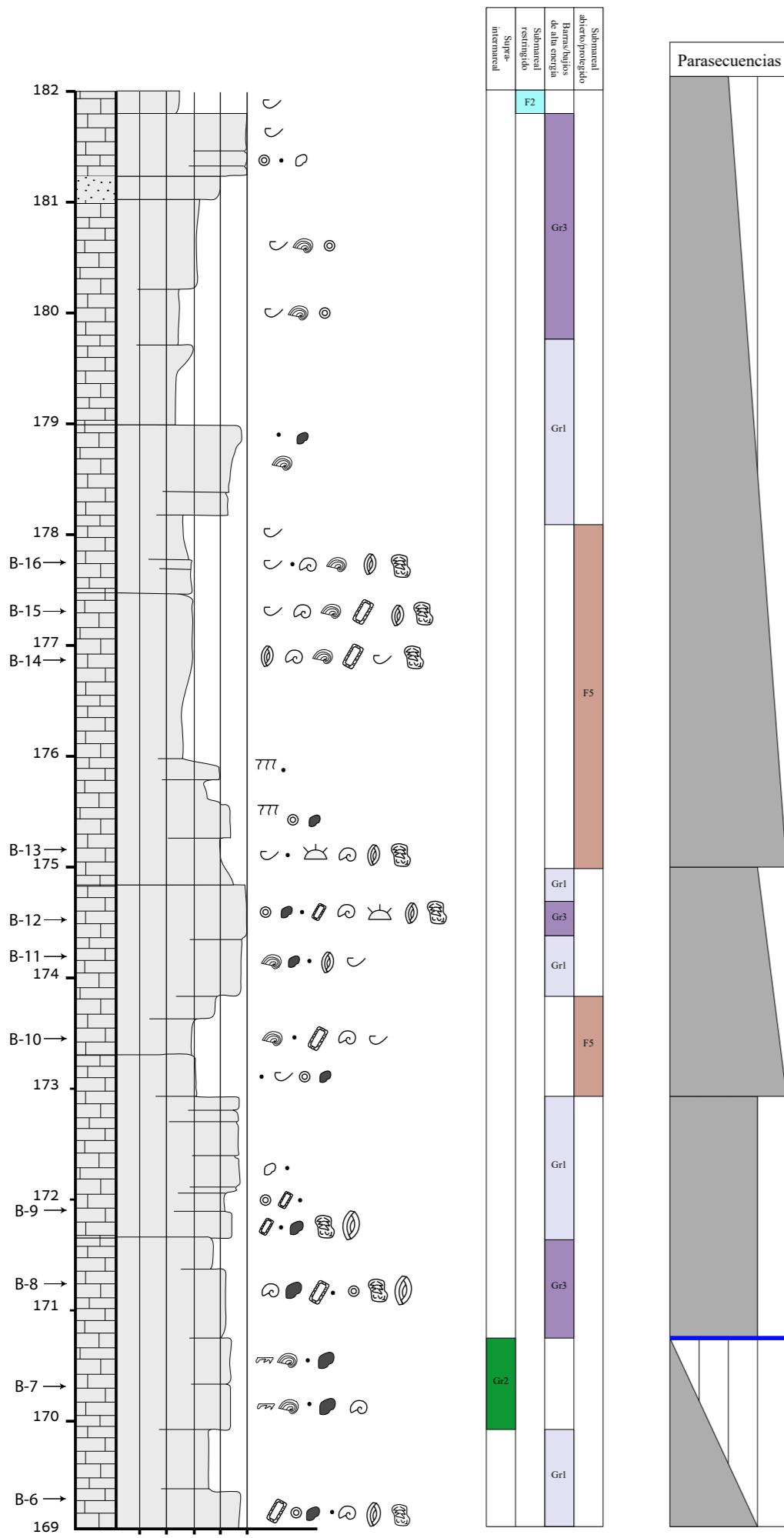












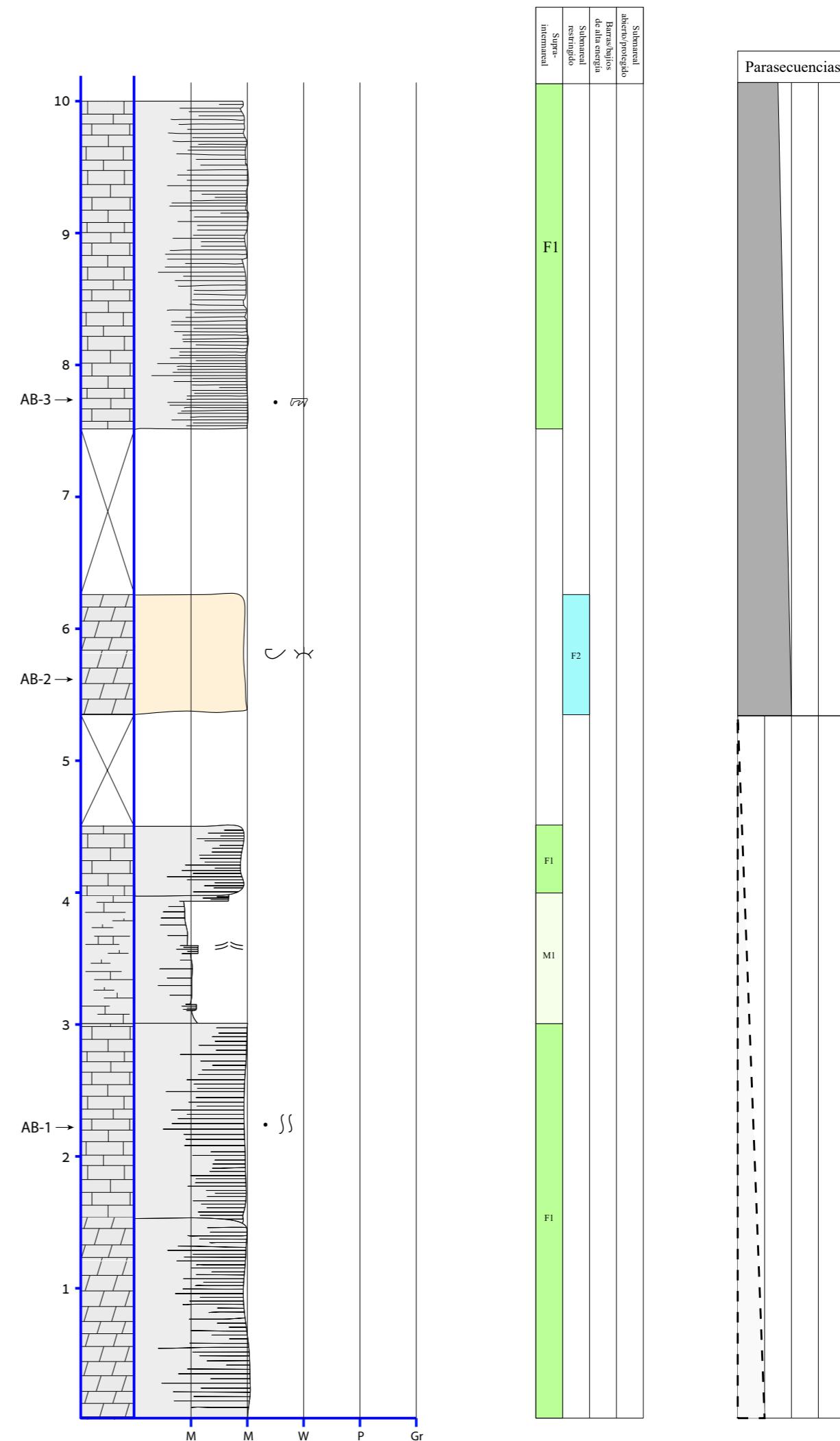
Anexo 2:

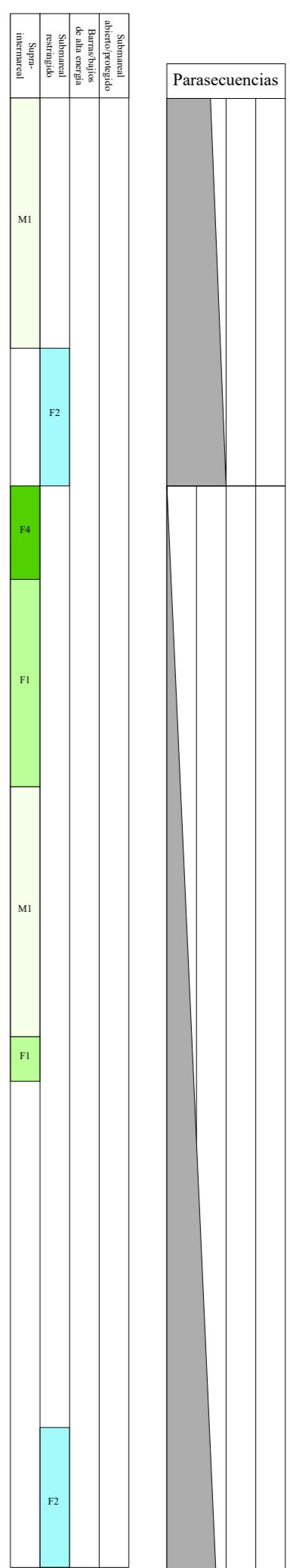
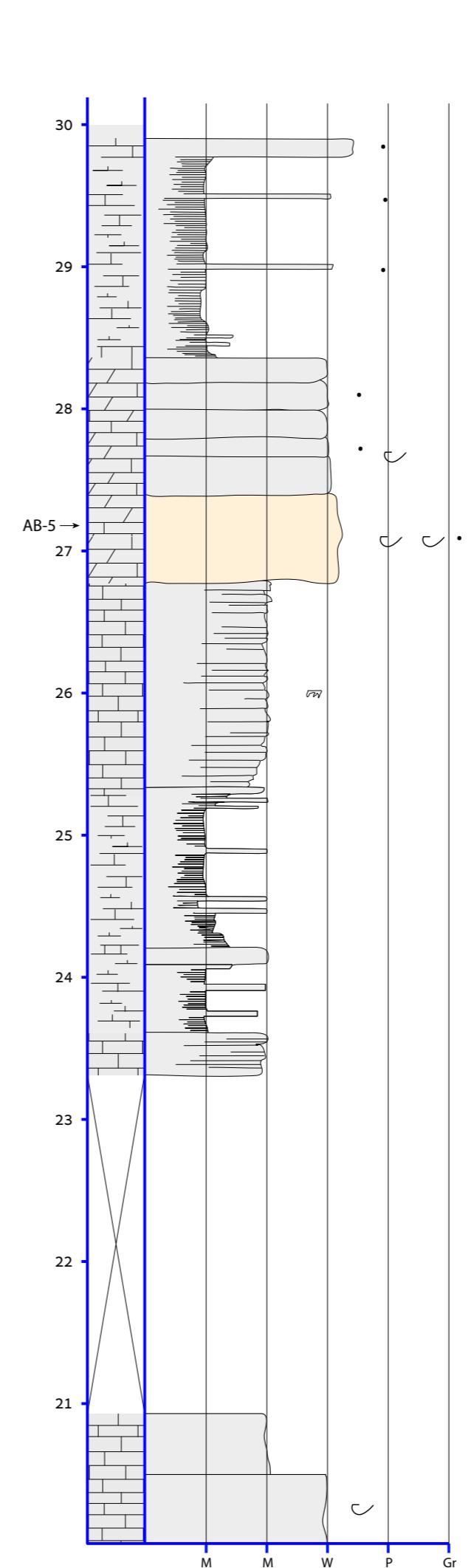
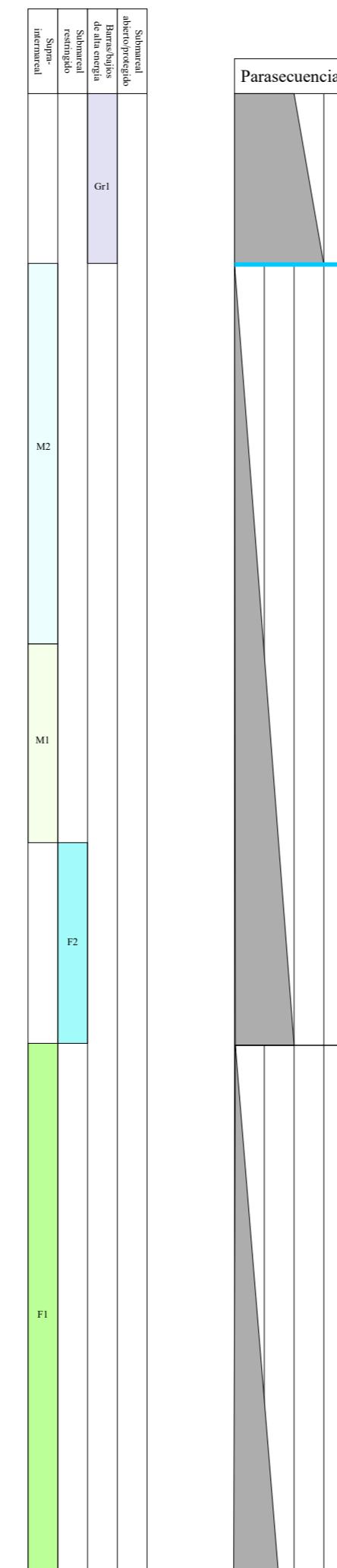
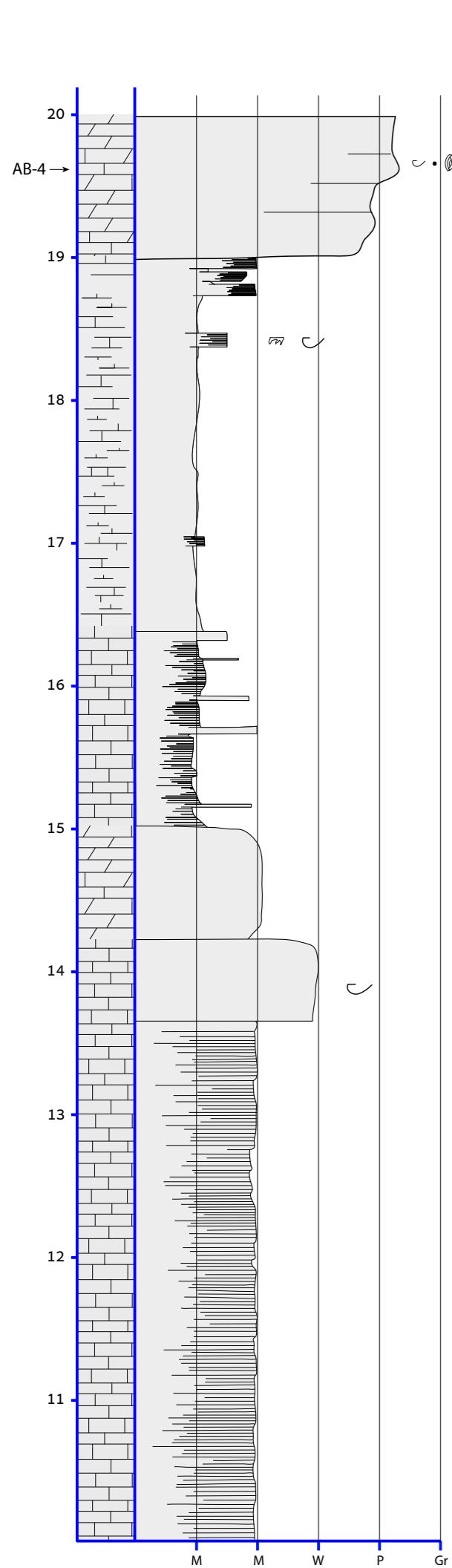
Perfil La Algecira

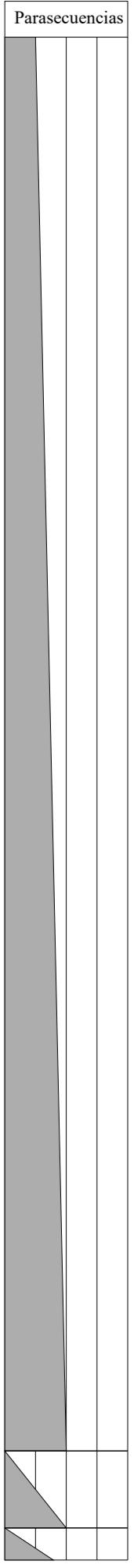
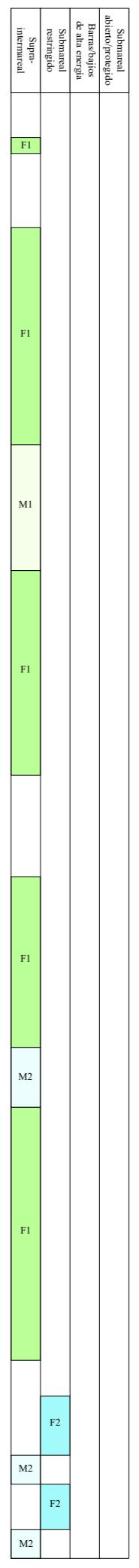
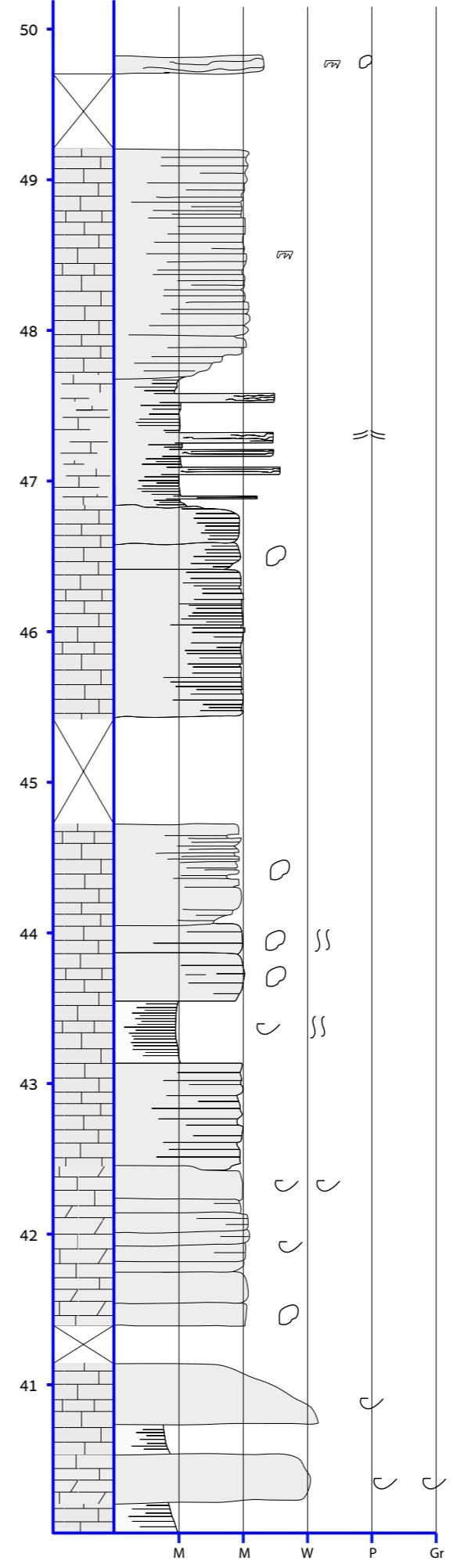
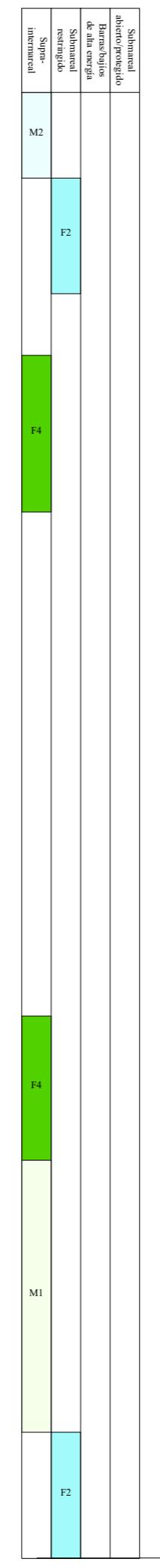
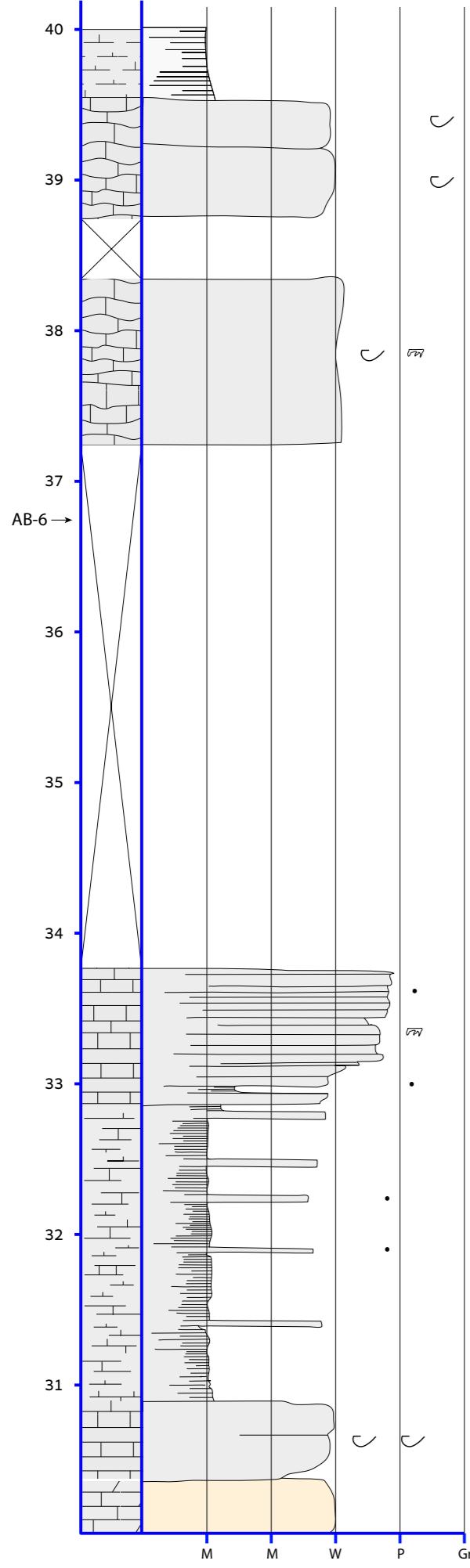
Se presenta la versión completa del perfil La Algecira, incluyendo la localización de las muestras disponibles, la distribución vertical detallada de facies, y la división en parasecuencias. Para la descripción y código de colores de facies, consultar Tabla 1 en el cuerpo del trabajo.

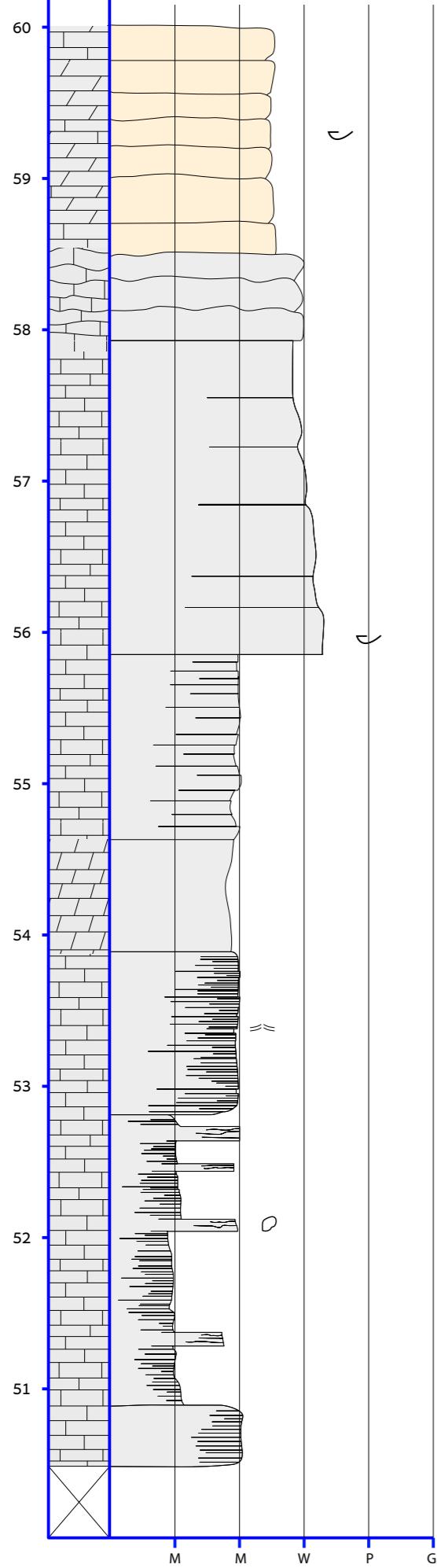
Leyenda:

Calizas	Evolución vertical somerizante	Evolución vertical profundizante	Evolución tentativa
Margas			
Niveles dolomitizados			
<hr/>			
Porosidad fenestral	— Límite de secuencia		
— Laminación horizontal algal	- - - Límite de secuencia tentativo		
— Estructuras teepee			
— Mudcracks			
— Bioturbación			
<hr/>			
• Peloides	○ Gasterópodos	— <i>Anchispirocyclina lusitanica</i>	
○ Ooides	○ Miliólidos	○ Caráceas	
○ Bivalvos	○ Lituólidos	○ Ostrácodos	
○ Intraclastos	○ Dasicladáceas	○ Equinodermos	

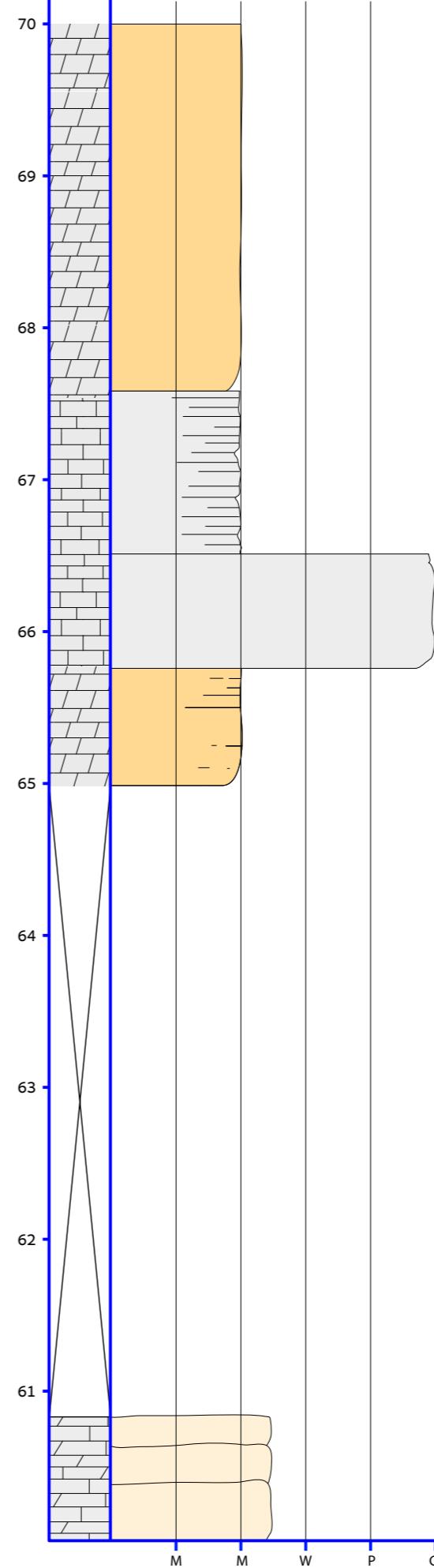
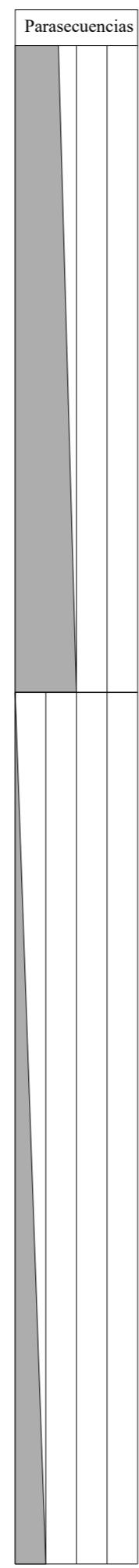




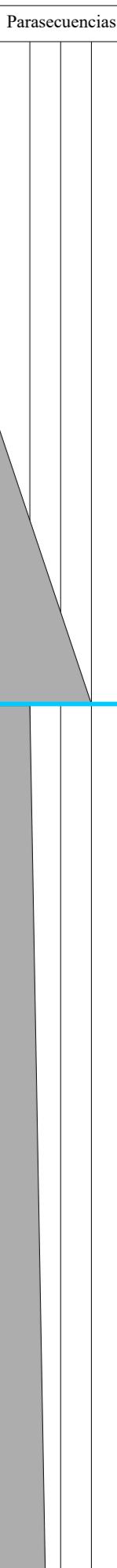


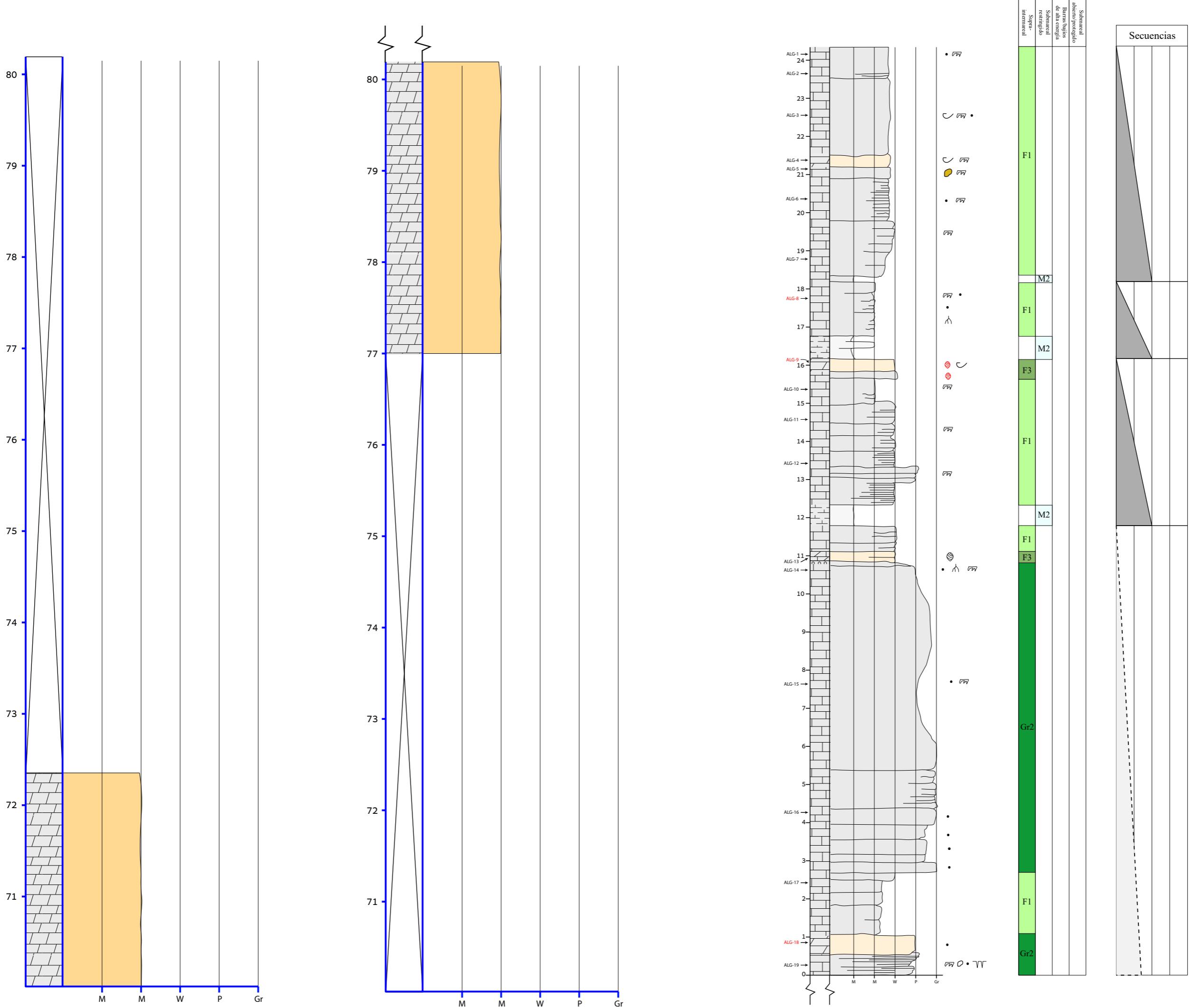


Parasecuencias	
Subbancal abierto/protegido	
Bancos de alta energía	
Subbancal restringido	
Supra- intumecida	



Parasecuencias	
Subbancal abierto/protegido	
Bancos de alta energía	
Subbancal restringido	
Supra- intumecida	



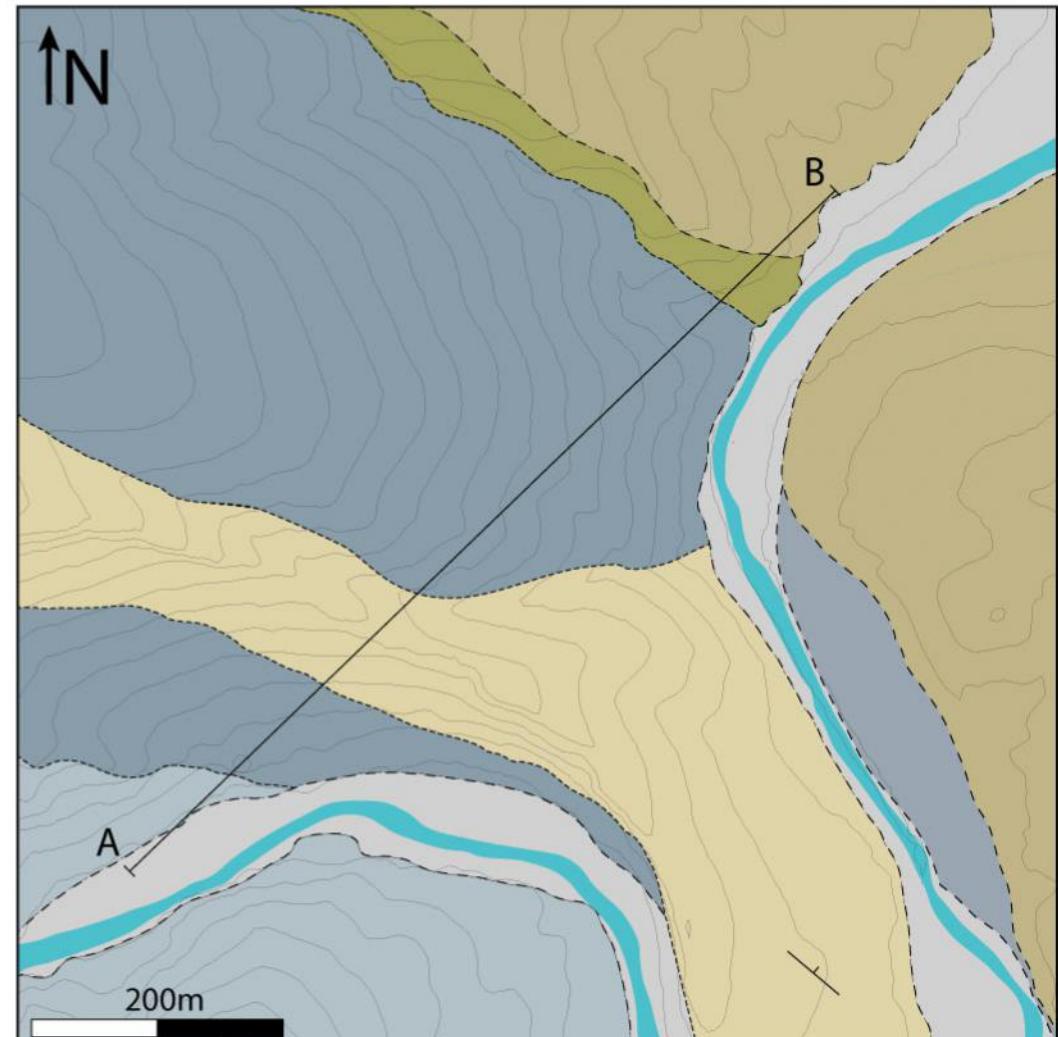
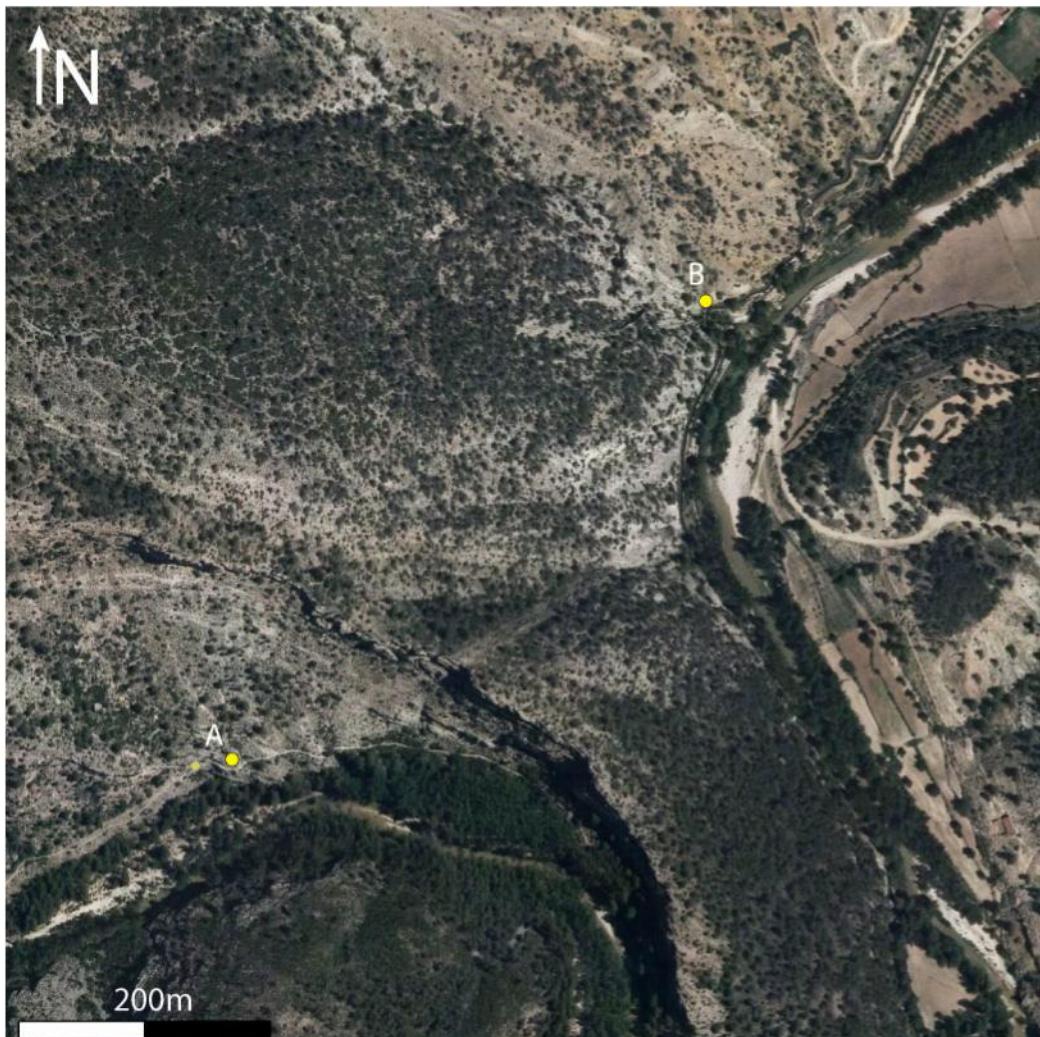


Anexo 3:

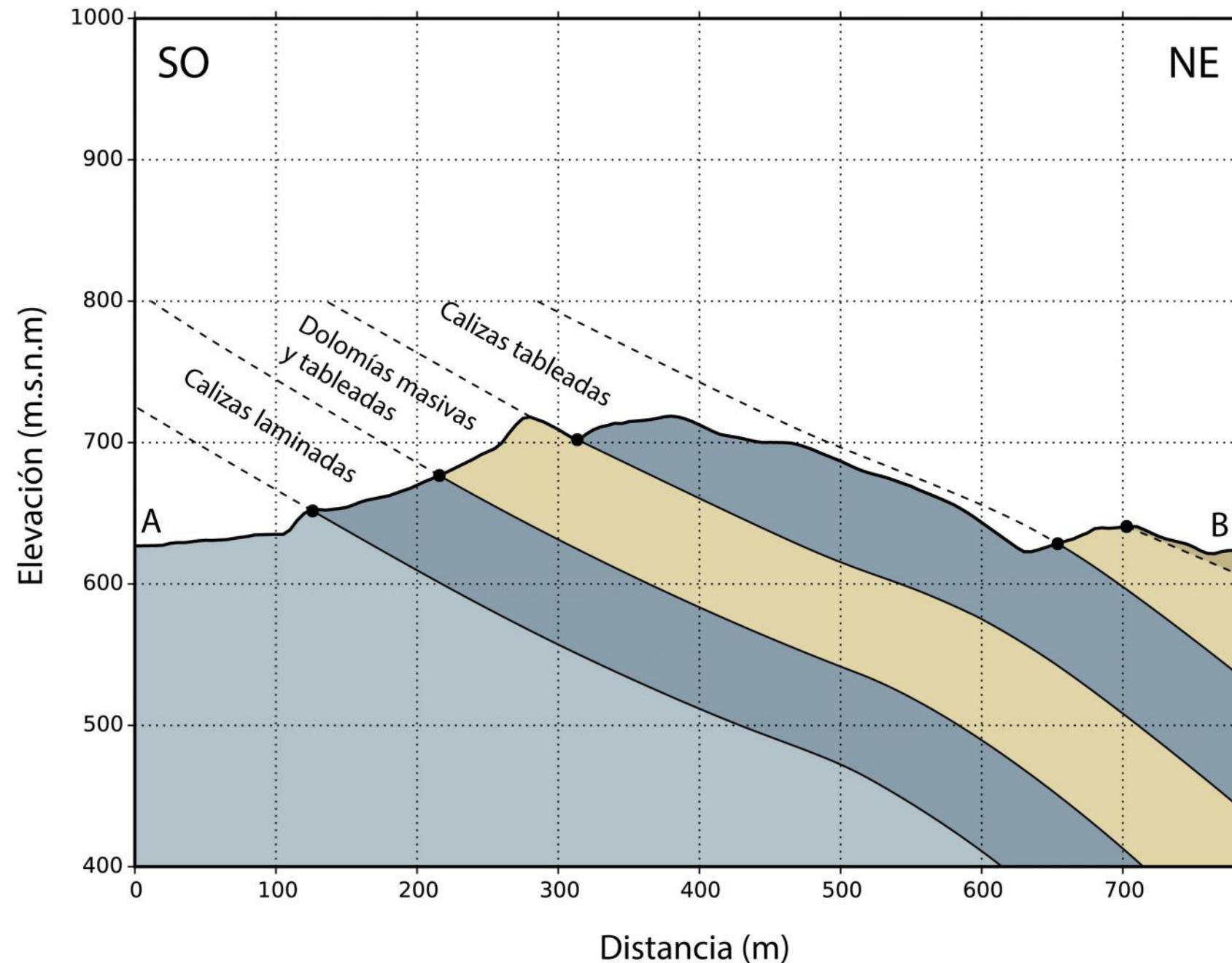
Cartografía geológica del afloramiento de La Algecira

Leyenda

	Fm. Loriguilla y uds. subyacentes
	Fms. Pleta y Bovalar
	Dolomitización



Corte geológico



Anexo 4:

Fotos de microscopio
representativas de las facies identificadas

