



Sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en Miravete (Teruel, Cordillera Ibérica)



Codirectores:

Dña. Ana Rosa Soria de Miguel
Don. Carlos Luis Liesa Carrera

Autor: Alfonso Ibáñez Lorient



Universidad
Zaragoza



Zaragoza, 8 de septiembre de 2014

Al tribunal de evaluación de los TFG 2013/2014 del Grado en Geología

La Dra. Ana Rosa Soria de Miguel y el Dr. Carlos Luis Liesa Carrera, directores del trabajo Fin de Grado presentado por Alfonso Ibáñez Lorient y titulado **“Sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en Miravete (Teruel, Cordillera Ibérica)”** consideran que dicho trabajo se ajusta a la normativa específica establecida a tal fin por el Departamento de Ciencias de la Tierra y por la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, por lo que damos nuestra aprobación para la exposición y defensa pública de dicho trabajo por parte de su autor.

Atentamente

Fdo: Ana Rosa Soria de Miguel

Fdo: Carlos Luis Liesa Carrera

RESUMEN

En este trabajo se estudia la sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve. Para ello se ha realizado el levantamiento del perfil CAMINO MIRAVETE, situado entre las localidades de Aliaga y Miravete de la Sierra, y la cartografía local de zona de estudio. El perfil tiene un espesor de 165 metros, divididos en 31 tramos de campo que han sido agrupados en 3 tramos de mayor orden. El tramo I (90 m) consiste en una alternancia de margas y calizas. El tramo II (46,5 m) está caracterizado por el dominio de margas masivas con intercalaciones de niveles arenosos y bioclásticos y de areniscas con estratificación cruzada *hummocky*. El tramo III (28 m) constituye una alternancia de margas y calizas.

El estudio sedimentológico de campo junto con datos petrográficos y texturales de las muestras tomadas han permitido diferenciar cuatro asociaciones de facies: *lagoon* carbonatado, delta de flujo, rampa media proximal y rampa media distal. Éstas permiten caracterizar un modelo sedimentario de rampa carbonatada afectada por tormentas.

La sucesión de asociaciones de facies a lo largo del perfil permite caracterizar una evolución vertical de la Fm. Artoles en 3 estadios. Un estadio basal caracterizado por un subambiente de *lagoon* carbonatado restringido (carofitas y ostrácodos), un estadio intermedio en el cual se instala bruscamente depósitos propios de rampa media distal con niveles de tempestitas que, posteriormente retrograda hacia subambientes más proximales de la rampa media con depósitos arenosos con estratificación cruzada *hummocky*. Hacia techo del perfil se produce la implantación de otro *lagoon* carbonatado, con mejor comunicación con mar abierto.

Los resultados obtenidos han permitido discutir los factores alocíclicos que pudieron provocar la rápida profundización reconocida a mitad del perfil, proponiendo para ello variaciones eustáticas y/o un incremento en la actividad tectónica sinsedimentaria.

Resumen

ÍNDICE

Abstract	2
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1. Planteamiento y objetivos	3
1.2. Situación geográfica y geológica	3
1.3. Metodología.....	6
2. ESTRATIGRAFÍA.....	7
2.1. Situación y localización del perfil	8
2.2. Descripción del perfil.....	10
3. SEDIMENTOLOGÍA.....	14
3.1. Asociación de facies	14
- <i>Asociación de facies de lagoon carbonatado</i>	14
- <i>Asociación de facies de delta de flujo</i>	17
- <i>Asociación de facies de rampa media proximal</i>	17
- <i>Asociación de facies de rampa media distal</i>	19
3.2. Modelo de Sedimentación	20
4. DISCUSIÓN.....	21
4.1. Evolución vertical de la Fm. Artoles.....	21
4.2. Factores de control.....	23
5. CONCLUSIONS.....	26
6. BIBLIOGRAFIA.....	27
7. ANEXO I	30

ABSTRACT

The essay has carried out a study about the sedimentology and synsedimentary tectonic of Artoles formation (Upper Barremian) in sub-basin of Galve. Therefore, a stratigraphic column has been made, CAMINO MIRAVETE, located between Aliaga and Miravete de la Sierra districts; a local mapping of the studied area has also been made. Column has 165 meters of thickness, divided in 31 field sections which have been grouped in 3 ones of higher order. Section I (90 m) consists of an alternation of marl and limestone, generally of wackestone texture, with occasional sandstones and bioclastic limestones, with ostracods, charophytes, bivalves and ostreoids. Section II (46.5 m) is characterized by the dominance of massive marls with intercalation of sandy and bioclastic levels, there is sandstone with hummocky cross-stratification towards the top. Section III (28 m) is an alternation of marl and limestone of a dominant texture packstone, with bivalves and ostreoids and echinoderms and benthic foraminifera towards the top.

The combination of sedimentological and petrographic studies together with textural data of the samples (polished sections and thin sections) has enabled the differentiation of four facies associations: carbonate lagoon, flood delta and proximal and distal middle ramp. These facies associations permitted the characterization of a sedimentary model, in a carbonate ramp affected by storms.

The succession of facies associations along with the column gave allowance to the interpretation of the evolution of the Artoles formation in 3 stages. A basal stage characterized by a sub-environment with a restricted carbonate lagoon (charophytes and ostracods); an intermediate stage, which is installed abruptly by deposits of distal middle ramp with tempestites that subsequently retrograde to sub-environments of proximal middle ramp, including deposits of sandstone with hummocky cross-stratification. Finally, almost at the top, another carbonated lagoon is implanted, although it is better communicated with the open sea (echinoderms and benthic foraminifera).

The results obtained have risen a question about the main allocyclic factors that could cause the fast deepening recognized about the half of the column. As a result, eustatic variations and/or an increase in the synsedimentary tectonic activity have been proposed.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento y objetivos

Aparte de los estudios estratigráficos regionales que se han hecho en las unidades del Cretácico Inferior de este sector de la Cordillera Ibérica (Aguilar *et al.*, 1971; Canerot, 1974; Ginkel y Mekel, 1976; Cervera *et al.*, 1976; Canerot *et al.*, 1982; García-Ramos, 1985; Salas, 1987; Salas *et al.*, 1991 y 1995; Salas y Guimerà, 1996 y Soria, 1997), existen muy pocos estudios sedimentológicos de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve y los que existen son muy generales.

En este sentido García-Ramos (1985) identificó para la Fm. Ares del Maestre una llanura mareal fangosa y mixta surcada por canales de marea, que evoluciona a *lagoon* y plataforma interna. Además, clasificó una serie de foraminíferos bentónicos (*Orbitolinopsis kiliani*, *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Nautiloculina cretacea*, *Evertycyclammina greigi*, *Pseydocyclammina hedbergi*, *Debarina hahounerensis*), algas (Dasycladáceas, *Cylindroporella annulata*, *S. dinarica*, *Heteroporella cylindrica* y *Munieria baconica*) y ostrácodos marinos (*Cytherella pyriformis*, *Macrocypris horatiana* y *Centrocythere bordety*). Por la asociación de foraminíferos, ostrácodos y algas citadas asignó a la Fm Artoles una edad de Barremiense superior. Salas (1987) redefine la Fm. Ares del Maestre y le da el nombre de Fm. Margas y Calizas de Artoles, interpretándola como carbonatos marinos de aguas someras y amplía el techo de la unidad al Aptiense basal. Soria (1997) establece para esta unidad una plataforma tipo *lagoon* de zonas interiores protegidas. Posteriormente a partir de las dataciones de las unidades suprayacentes, Peropadre (2012) da esta unidad como Barremiense superior.

En esta memoria del Trabajo de Fin de Grado se presenta el estudio realizado sobre la sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en la subcuenca cretácica de Galve (Cordillera Ibérica Central), en las inmediaciones de la localidad de Miravete. Esta unidad se desarrolla dentro de la segunda etapa de *rifting* mesozoico (Salas, 1987). En concreto, se ha realizado un análisis detallado de la arquitectura estratigráfica de esta unidad con el objetivo de establecer el medio de sedimentación de la misma e identificar las variaciones de dicha unidad a lo largo del Barremiense superior. Además, se tendrá en cuenta la tectónica sinsedimentaria en las inmediaciones del área de estudio, con el fin de conocer si ésta modifica la disposición de los sub-ambientes sedimentarios.

1.2. Situación geográfica y geológica

El área objeto de estudio se sitúa en la provincia de Teruel, concretamente en la comarca del Maestrazgo, entre los municipios turolenses de Aliaga y Miravete de la Sierra,

comunicados a través del Camino de Miravete (Fig. 1). El área estudiada queda comprendida en la hoja de Mapa Geológico de España del IGME a escala 1:50.000 de Villarluego (n° 543) (Gautier, 1980).

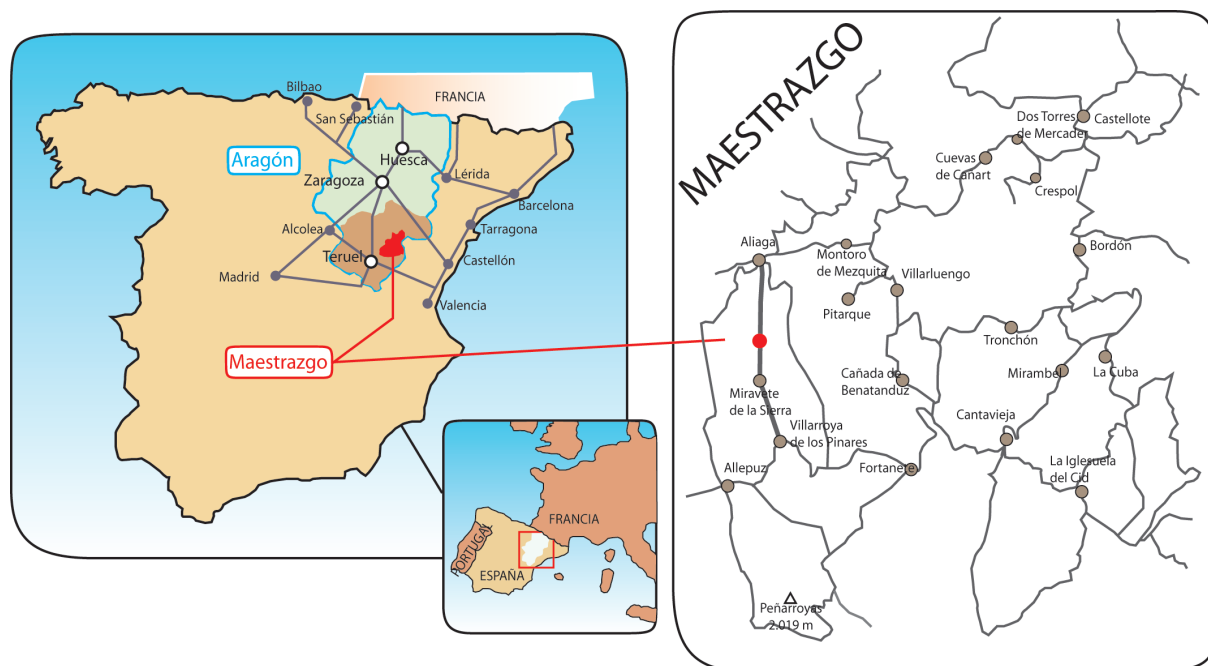


Figura 1. Situación geográfica del área de estudio.

Los materiales de la Fm. Artoles quedan enmarcados en su totalidad dentro del sector noroeste de la subcuenca de Galve. La subcuenca de Galve está situada en el este de Iberia, dentro del sector central de la Cordillera Ibérica, y representa un área de sedimentación marginal en la parte oeste de la Cuenca cretácica del Maestrazgo (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997). Esta subcuenca incluye el conjunto de afloramientos cretácicos que se sitúan entre las localidades de Aliaga-Galve y Alcalá de la Selva, extendiéndose hacia el sur hasta la localidad de Gúdar (Pico de Peñarroyas) y limitada físicamente al sureste por La Sierra de Moratilla (Anticlinal de Alcalá de la Selva) (Fig. 2 A y B). El límite oriental está constituido por el Umbral de “Ejolve-Fortanete”, en el que afloran los materiales del Cretácico superior. El límite septentrional de esta subcuenca coincide con el meridional de la subcuenca de Las Parras. En esta cuenca de sedimentación del Cretácico inferior se apoya siempre discordantemente sobre la Fm. Villar del Arzobispo.

La sedimentación cretácica *sinrift* en la subcuenca de Galve abarca desde el Hauteriviense tardío al Albiense temprano y está constituida por la siguientes unidades (Salas, 1987; Soria, 1997; Salas *et al.*, 2001): (1) una serie aluvial y lacustre (Fm. El Castellar); (2) arcillas rojas y areniscas (Fm. Camarillas) interpretadas como un sistema de estuario (Rocío Navarrete 2014, *com. pers.*) que evoluciona a un sistema de isla-barrera lagoon (Navarrete *et al.*, 2013); (3) margas y calizas (Fm. Artoles) ricas en algas calcáreas, foraminíferos

bentónicos y moluscos, interpretados como depósitos de un medio carbonatado somero; (4) una serie de plataformas siliciclásticas y/o carbonatadas (Fms. Morella, Chert, Forcall, Villarroya de los Pinares y Benasal) que caracterizan la sedimentación durante el Aptiense (Peropadre, 2010); y (5) series transicionales siliciclásticas con capas de carbón (Fm. Escucha) (Rodríguez-López, 2008).

La estructura extensional de la subcuenca cretácica de Galve fue caracterizada por un *graben* de dirección NNO-SSE definido por fallas normales de misma dirección, nombradas como La Falla de Miravete y La Falla de Alpeñés-Ababuj (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2006; Fig. 2C). Este *graben* principal estaba compartimentado por un conjunto de fallas normales lítricas ENE-OSO (Fallas de Campos, Santa Bárbara, Aliaga, Remenderuelas, Camarillas y Jorcas) resultando en un sistema menor transverso de *grabens* y *semi-grabens* (Fig. 2C). Este sistema de fallas determinó la configuración de la cuenca con una geometría alargada N-S. Posteriormente se produjo la reactivación, con inversión parcial o total, de estas fallas, como las fallas de Miravete y Camarillas, y la nucleación en esta última de pliegues y cabalgamientos E-O afectando la serie mesozoica y terciaria (Liesa *et al.*, 2004).

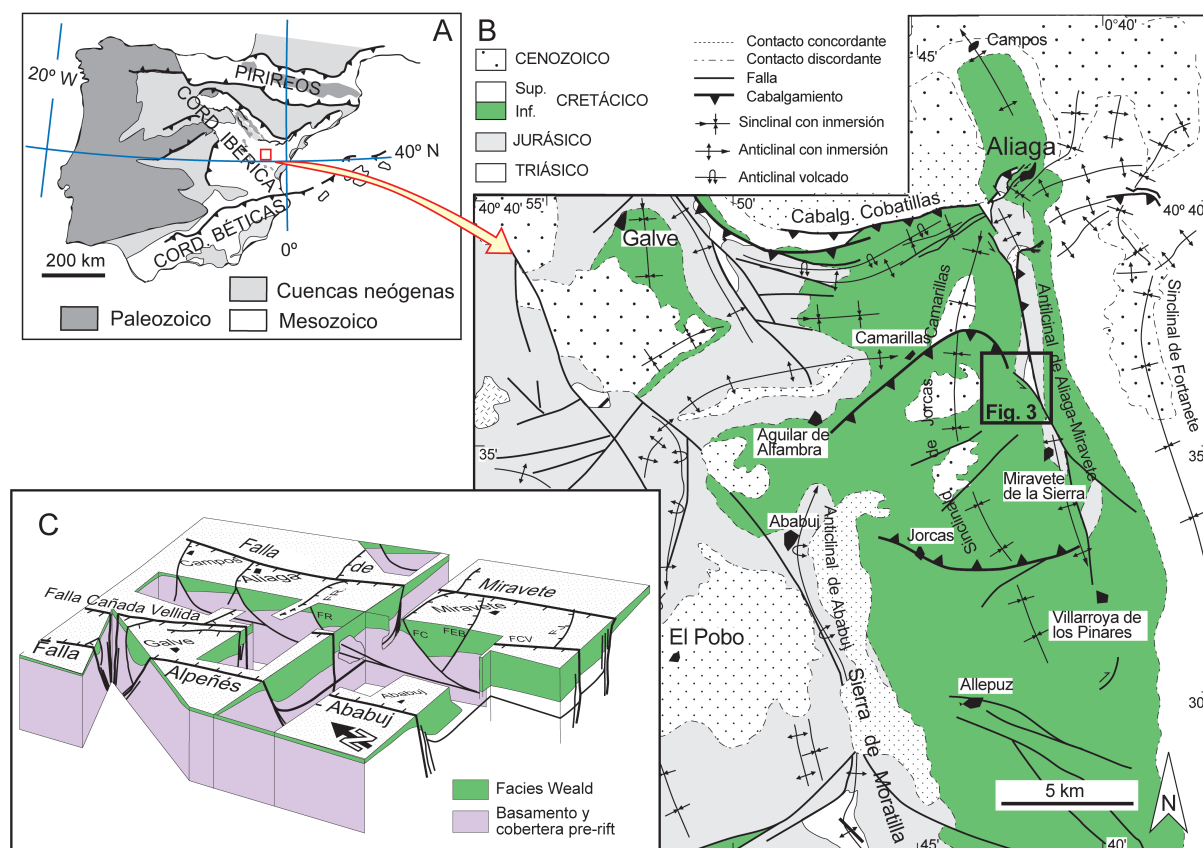


Figura 2. A y B. Localización geológica del área de estudio. C. Bloque diagrama de la estructura de la subcuenca de Galve durante la sedimentación cretácica de las Fms. El Castellar, Camarillas y Artoles (Facies Weald) (modificado de Liesa *et al.*, 2006). FR, FC, FEB, FJ y FCV: Fallas de Remenderuelas, Camarillas, El Batán, Jorcas y Cañada Vellida, respectivamente.

1.3. METODOLOGÍA

La metodología seguida para la realización de este trabajo incluye:

Trabajos previos: Recopilación y consulta de bibliografía relacionada con el tema de estudio, como información y material de referencia para la investigación.

Trabajos de campo: Los trabajos de campo se han centrado en el levantamiento detallado capa a capa de una columna estratigráfica (perfil CAMINO MIRAVETE) en los materiales del Cretácico inferior de la Fm. Artoles en el Camino de Miravete, y en la realización y revisión de cartografías geológicas. El perfil se ha realizado estableciendo diferentes tramos en campo, atendiendo a criterios sedimentológicos (variaciones litológicas y de facies, cambios texturales, etc). Estos tramos han sido agrupados en otros de mayor orden para simplificar la descripción de la columna estratigráfica. Las medidas de potencia se han realizado con cinta métrica y vara de Jacob. Por otra parte, se han realizado en el campo el mayor número de observaciones posibles, tanto de carácter litológico como sedimentológico (características de facies y asociaciones de facies, geometrías de los cuerpos, texturas y estructuras), junto con la realización de fotografías del afloramiento, tanto a pie de afloramiento como en desde el aire usando un *drone* fotográfico. Se han medido diversas estructuras sedimentarias, centrándonos básicamente en medidas de dirección y buzamiento de planos de estratificación cruzada y planar, así como direcciones de crestas en trenes de ripples. En cada uno de estos puntos se ha medido la dirección y buzamiento del plano de estratificación, con el fin de obtener resultados puntuales para la deducción de las direcciones de paleocorrientes, sin llegar a ser considerados como definitivos, debido al escaso número de medidas que podían tomarse en cada depósito o estación. Simultáneamente al levantamiento del perfil se ha realizado el muestreo de los mismos. La recogida de muestras se ha efectuado con criterios sedimentológicos. Se han tomado muestras de calizas para hacer secciones pulidas y láminas delgadas y también de margas para levigados.

Por otra parte, con la ayuda de la ortoimagen a escala 1:5000 del SITAR y trabajos de campo se ha realizado una cartografía geológica, con el fin de intentar deducir las estructuras tectónicas que han actuado durante el depósito de la Fm. Artoles en el área de estudio. En estos casos, se han realizado cortes geológicos explicativos, así como la dirección y buzamiento de planos de fallas, indicando, siempre que era posible, el sentido de desplazamiento de las mismas.

Trabajos de Laboratorio: En los trabajos de laboratorio se han analizado las muestras tomadas en el campo, con el objetivo de ampliar los datos recogidos en las campañas de campo. Las muestras de calizas se cortaron y pulieron para obtener una superficie pulida

que permitiera identificar su textura mediante la lupa binocular. Se han realizado un total de 63 secciones pulidas que fueron elaboradas en régimen de autoservicio. De entre todas ellas se seleccionaron 18 representativas de las diferentes facies presentes en esta unidad para realizar láminas delgadas, preparadas en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza, que fueron estudiadas con el microscopio petrográfico de luz transmitida. Se les aplicó el tratamiento de teñido de rojo de alicerina con el fin de determinar procesos de dolomitización. El estudio de láminas delgadas ha permitido efectuar precisiones texturales e identificar la presencia de determinados grupos microfósiles y de granos no esqueléticos. Para la clasificación textural de las muestras carbonatadas se ha seguido los criterios de terminología establecidos por Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971). Las muestras de margas se han tratado por medio de técnicas de levigados. El estudio de estas muestras está dirigido hacia la separación e identificación de su contenido micropaleontológico (carófitas, ostrácodos, foraminíferos, etc.).

Trabajos de Gabinete: En el trabajo de gabinete se agrupan las tareas que suponen el tratamiento, preparación e interpretación de los datos obtenidos de campo y laboratorio, y que culminan con la redacción de esta memoria. Entre ellas se incluyen:

- La realización en detalle de una columna representativa de la Fm. Artoles, en las proximidades de la localidad turolense de Miravete de la Sierra.
- Descripción de las características estratigráficas de la unidad litoestratigráfica estudiada.
- El estudio cartográfico de la zona de trabajo, con toma de datos estructurales y toma de muestras.
- Estudio y determinación de las diferentes facies y sus asociaciones.

En esta fase de representación se utilizó el programa Adobe Illustrator CS5.1 para la elaboración de las figuras y los gráficos, y el procesador de textos Word 2010 para la redacción.

CAPÍTULO 2: ESTRATIGRAFÍA

El estudio efectuado se basa en la realización de una columna estratigráfica de detalle de la Fm. Artoles en las inmediaciones de la localidad de Miravete de la Sierra, junto con la realización de mapas cartográficos detallados de escala regional y local.

2.1. Situación y localización del perfil

El perfil CAMINO MIRAVETE se sitúa entre las localidades de Aliaga y Miravete de la Sierra, en la provincia de Teruel. Abarca la totalidad de la Fm. Artoles, con un espesor de 165 m y cuyas coordenadas UTM ETRS89 Huso 30 de base son X: 693815.27, Y: 4496774.7 y de techo X: 693488.67, Y: 4496856.44.

Con el apoyo del mapa del IGME nº 453 de Villarluego (Gautier, 1980) y el trabajo de campo se ha realizado una cartografía geológica del área de estudio (Fig. 3). En esta cartografía, el perfil se sitúa en el flanco W del anticlinal de Aliaga-Miravete, donde los estratos presentan buzamientos sub-verticales ($>65^\circ$). Se han caracterizado dos familias de fallas principales que estructuraron la subcuenca de Galve durante el periodo de *sinrift* del Cretácico inferior (Liesa *et al.*, 2004), con direcciones principales:



Figura 3. Cartografía del área de estudio.

- La falla de Aliaga-Miravete de dirección NNO-SSE, que aparece reactivada como cabalgamiento vergente al oeste y constituyendo el núcleo del anticlinal de Aliaga-Miravete.
- Un conjunto de fallas, sub-transversas a la de Aliaga-Miravete, con direcciones ENE-OSO, como la Falla de Camarillas. Esta falla determina la falta de continuidad del Jurásico y del Cretácico inferior a lo largo del flanco. Esta falla presenta un buzamiento al sur y poseen una geometría lístrica, afectando esencialmente a las facies Weald y tiene asociada una falla normal antitética. Estas fallas han sufrido procesos de reactivación, con y sin inversión estructural y la nucleación en la Falla de Camarillas de pliegues y cabalgamientos E-O (Liesa *et al.*, 2004).

En la cartografía de detalle (Fig. 4A) se han reconocido dos fallas que afectan al perfil estudiado. Estas fallas en afloramiento son caracterizadas como inversas (Fig. 4B y 4C).

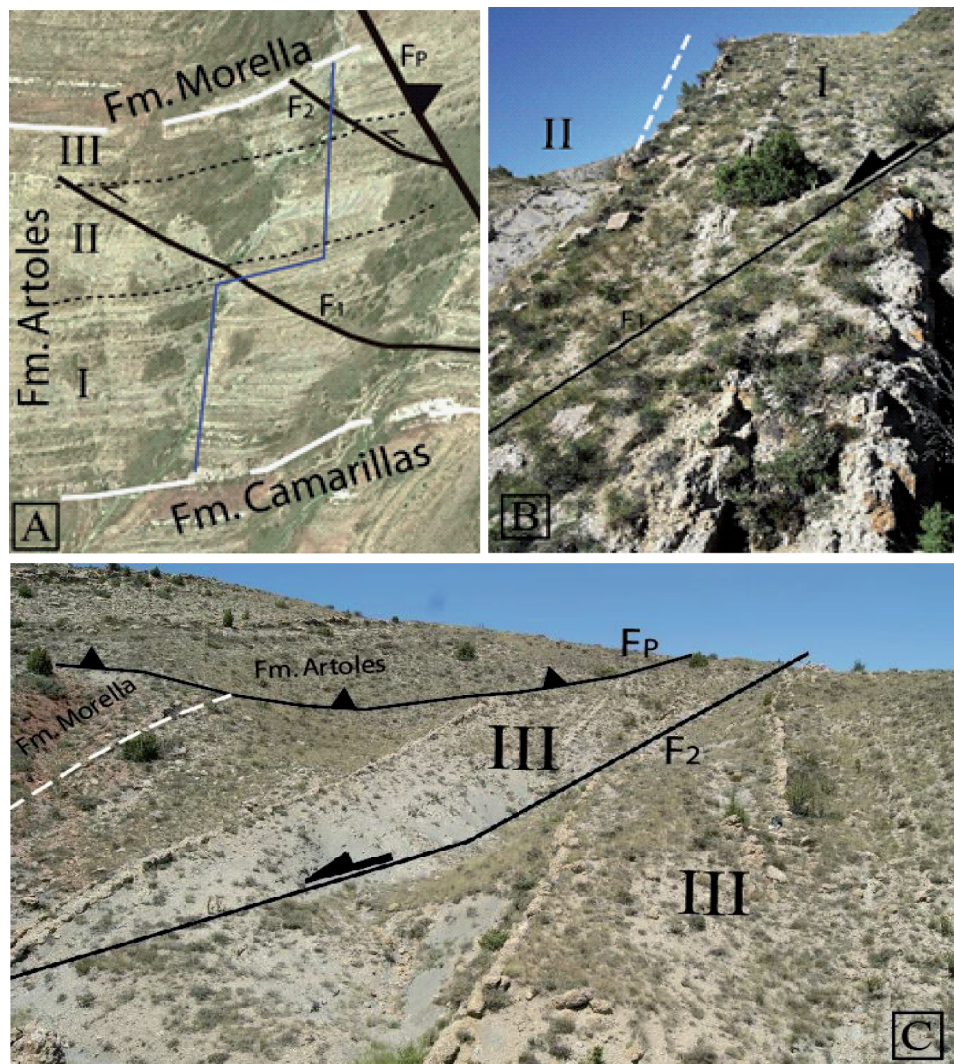


Figura 4. A. Cartografía de detalle con la localización del perfil estratigráfico estudiado (ver situación en Fig. 3). B y C. Aspectos de campo de las fallas inversas reconocidas en el afloramiento.

No obstante, el hecho de que se enraícen en la falla principal (FP) y que a su vez conecten con un segmento de falla que conserva un desplazamiento como falla normal, hace pensar que se trata de fallas normales en origen, que fueron posteriormente reactivadas como inversas, recuperando todo el salto normal (inversión total). Además, debido a las distintas estructuras identificadas en campo, se ha concluido el carácter sin-sedimentario de estas fallas, ya que se observan diferencias entre los distintos bloques que separan las fracturas como: variaciones de espesor, tipos de depósitos, acuñamientos, etc. (Ver apartado de discusión).

2.2. Descripción del perfil

La serie estudiada tiene 165 m de espesor y, en campo, se han identificado un total de 31 tramos cuya leyenda y representación detallada se puede ver en la Fig. 5 (A y B) y Anexo I. No obstante, para simplificar la descripción estratigráfica del perfil, se han agrupado dichos tramos de campo en tres tramos de mayor orden.

Tramo I: 90 m. Tramo parcialmente cubierto constituido por la alternancia de margas grises azuladas y grises oscuras y calizas ocreas, con intercalaciones de areniscas pardas, calizas lumaquéllicas grises y bioconstrucciones de ostréidos grises. Incluye los tramos de campo del 1 al 27.

Las margas, masivas y ocasionalmente laminadas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia decimétrica a métrica. Contienen ostrácodos y carofitas y ocasionalmente restos óseos de vertebrados y restos vegetales.

Las calizas masivas y, ocasionalmente, nodulosas, son de textura *mudstone* a *wackestone* y evoluciona verticalmente a *packstone*. Se disponen en estratos de geometría tabular, de potencia decimétrica a métrica. Contienen ostrácodos, carofitas y restos de bivalvos. Hacia techo del tramo, abundan sobre todo los ostreidos. Ocasionalmente hay presencia de gasterópodos. En la base se reconocen restos carbonosos, intraclastos y extraclastos. Hay presencia de bioturbación por raíces y trazas fósiles de hábito vertical indeterminadas y de hábito horizontal, de tipo *Thalassinoides* y de escala decimétrica, así como huellas de dinosaurios en la base de algunos cuerpos.

Las areniscas, de grano medio a grueso, constituyen cuerpos de geometría tabular, con bases erosivas canaliformes, de potencia decimétrica a métrica. Presentan estratificación cruzada en surco y, ocasionalmente, *ripples* asimétricos y laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Contienen, esporádicamente, restos vegetales carbonosos. La dirección de la paleocorriente obtenida a partir de las crestas de los *ripples* es hacia el sur.

Las calizas lumaquéllicas, correspondería a *rudstone/packstone* de ostreidos, se disponen en cuerpos de geometría tabular y de hasta 1 m de espesor. Ocasionalmente presentan estratificación cruzada planar y *ripples* asimétricos. Esporádicamente muestran bioturbaciones de hábito horizontal tipo *Thalassinoides*. La dirección de la paleocorriente obtenida a partir de las crestas de los *ripples* es hacia el este.

Las bioconstrucciones de ostreidos tienen textura *bafflestone* y se disponen en un único cuerpo de geometría lenticular de base plana y techo convexo. Están embebidos en matriz micrítica y no presentan una importante cementación.

Tramo II: 46,5 metros de margas ocre y grises con intercalaciones de calizas y areniscas ocre y areniscas pardas. Corresponden los tramos de campo 28 y 29.

Las margas, masivas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia decimétrica a métrica. Contienen foraminíferos bentónicos y dientes de peces.

Las calizas ocre son de textura *packstone* y se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica. Ocasionalmente muestran bases y techos ondulados. Contienen abundantes bivalvos y ostreidos, la mayoría de los cuales suelen ponerse orientados paralelos a la estratificación. Muestran con frecuencia laminación paralela.

Las areniscas ocre, de grano medio, se presentan en estratos tabulares de potencia centimétrica. Presentan estratificación cruzada en surco y *ripples* asimétricos. Contienen abundantes bivalvos y ocasionalmente, ostrácodos, foraminíferos bentónicos e intraclastos. La dirección de paleocorriente obtenida a partir de las crestas de los *ripples* es hacia el Sur.

Las areniscas pardas, de grano medio-grueso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias decimétricas a métricas. Presentan estratificación cruzada *hummocky*. Contienen hacia techo ostreidos reabajados y bioturbación vertical de invertebrados.

Tramo III: 28 m. Tramo parcialmente cubierto constituido por una alternancia de margas grises y calizas ocre que intercalan ocasionalmente areniscas pardas y bioconstrucciones de ostreidos. Incluye los tramos de campo 30 y 31.

Las margas, masivas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia de decimétrica a métrica. Presentan laminación paralela hacia techo.

Las calizas, *wackestone* a *packstone*, se disponen en geometrías tabulares y lenticulares de potencia centimétrica a métrica. Contienen ostreidos, restos de bivalvos y foraminíferos bentónicos (miliólidos y choffatelas) y equinodermos. Ocasionalmente se identifican corales, ooides e intraclastos. Hay presencia de bioturbación por raíces y

trazas fósiles de hábito horizontal de tipo *Thalassinoide*, de gran escala y, ocasionalmente, de hábito vertical tipo *Arenicolites*.

Los bioconstrucciones de ostreidos, de textura bafflestone, se disponen en un único cuerpo de geometría lenticular y potencia decimétrica. Presenta matriz micrítica.

Las areniscas pardas, de grano medio, se disponen en cuerpos con geometría tabular, ocasionalmente con bases y techos ondulados, de espesores centimétricos. Contienen abundantes ostreidos. La dirección de la paleocorriente obtenida a partir de las crestas de los ripples asimétricos es hacia el sur.

A

LEYENDA

FACIES	CONTENIDO PALEONTOLÓGICO		ESTRUCTURAS ORGÁNICAS
<div></div> Marga	<div></div> Bivalvos	<div></div> Peces	<div></div> Bio. hábito vertical indet.
<div></div> Mudstone	<div></div> Ostreidos	<div></div> Foramin. bentónicos	<div></div> Bio. hábito horizontal, tipo Talassinoides
<div></div> Wackestone	<div></div> Carofitas	<div></div> Corales	<div></div> Bio. por raíces
<div></div> Packstone	<div></div> Gasterópodos	<div></div> Equinodermos	<div></div> Aracolites/deprocrerium
<div></div> Lumaquela	<div></div> Ostrácodos	<div></div> Restos de vertebrados	<div></div> Scolitos
<div></div> Mixtas	<div></div> Braquiópodos	<div></div> Algas calcáreas	
<div></div> Arenisca			
<div></div> Tempestita			

COMPONENTES Y OTROS	ESTRATIFICACIÓN Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	TIPOS DE MUESTRAS
<div></div> Intraclastos	<div></div> Estratíf. cruz. bajo ángulo	<div></div> Seccion pulida
<div></div> Extraclastos	<div></div> Estratíf. cruz. planar	<div></div> Lámina delgada
<div></div> Ooides	<div></div> Estratíf. cruz. en surco	<div></div> Levigado
<div></div> Restos vegetales	<div></div> Estratíf. cruz hummocky	
<div></div> Icnitas vertebrados	<div></div> Laminación paralela	
<div></div> Proc. micritización	<div></div> Laminación cruzada	
<div></div> Dirección y sentido de paleocorriente	<div></div> Ripples asimétricos	
	<div></div> Escape de fluidos	
	<div></div> Lajeadas	
	<div></div> Tempestitas	
	<div></div> Scour	

ASOCIACIÓN DE FACIES	
<div></div>	Lagoon carbonatado
<div></div>	Delta de flujo
<div></div>	Rampa media proximal
<div></div>	Rampa media distal

Figura 5. A. Leyenda utilizada en la representación del perfil estudiado . B. Columna estratigráfica resumida del perfil CAMINO DE MIRAVETE (ver columna de detalle en anexo /).

CAPÍTULO 3: SEDIMENTOLOGÍA

3.1. Asociaciones de facies

Las siguientes asociaciones de facies han sido diferenciadas dentro de la Fm. Artoles.

- Asociación de facies de *lagoon* carbonatado

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por margas y calizas (Fig. 6A, B y C). que intercalan calizas lumaquéticas y ocasionalmente niveles de arenisca. Se localiza tanto en la base como a techo de la serie estudiada, tramo I (Fig. 6C y D) y III respectivamente.

Las margas son de color gris azuladas a gris oscuro, masivas y ocasionalmente laminadas, se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica. El contenido fósil se compone principalmente de ostrácodos y carofitas (Fig. 6E) y restos óseos de vertebrados. Ocasionalmente también se identifican bivalvos y fragmentos vegetales.

Las calizas son de color gris a ocre. Dominan las texturas micríticas (*mudstone* a *wackestone* bioclásticos), aunque también se han identificado texturas de *packstone*. Se presentan en estratos tabulares y nodulosos de potencia decimétrica a métrica. Contiene principalmente ostrácodos, carofitas, bivalvos y ostreidos (Fig. 6F y G). En menor medida se identifican gasterópodos, fragmentos de corales, restos vegetales carbonosos, intraclastos y cuarzo detrítico. En las facies del tramo III son muy frecuentes los foraminíferos bentónicos (miliólidos y choffatelas) y los equinodermos (Fig. 6H). En ocasiones están bioturbadas. Se identifica tanto bioturbación de hábito vertical asociada a raíces, como bioturbaciones verticales (tipo *Arenicolites*) y horizontales (tipo *Thalassinoides*) (Fig. 6I). Con frecuencia las calizas más bioclásticas muestran superficies de *ripples* (simétricos y asimétricos).

Las calizas lumaquéticas (Fig. 6J) corresponden normalmente a *rudstone* y *packstone* de ostréidos que se disponen en estratos tabulares de espesores decimétricos. Están constituidos exclusivamente por ostreidos que se encuentran en distintos grados de fragmentación y que normalmente se encuentran orientados paralelamente a la estratificación, mostrando una laminación interna grosera. Ocasionalmente la facies de *packstone* muestran estratificación cruzada planar y *ripples* asimétricos. Esporádicamente se observan bioturbaciones horizontales de difícil identificación.

Ocasionalmente estas calizas lumaquéticas corresponden a *bafflestone* (Fig. 6K) de ostreidos, en el cual los ostréidos se encuentran en posición de vida y empastado dentro de una matriz micrítica. Éstos se disponen en dos cuerpos de geometría lenticular de base plana y techo convexo de potencia decimétrica a métrica.

De manera ocasional se identifican capas de areniscas pardas, de grano medio a grueso, de geometría tabular y de unos pocos centímetros de espesor. Presentan laminación paralela y cruzada por migración de *ripples*. Frecuentemente contienen fragmentos bioclásticos.

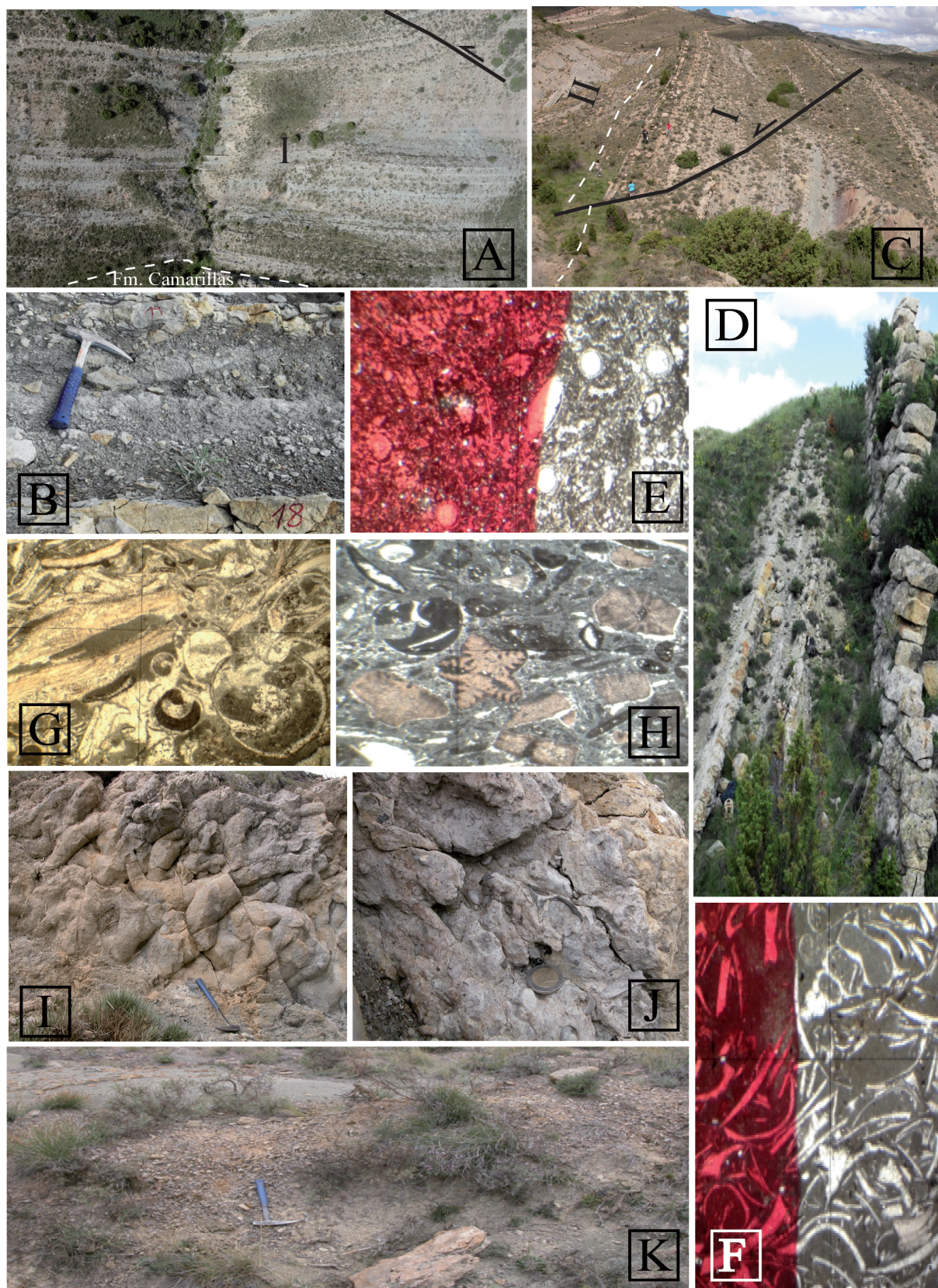
Interpretación

La presencia de margas y calizas de texturas *mudstone* y *wackestone* y con escasa diversidad faunística y en la que dominan especialmente carofitas, ostrácodos, bivalvos y ostreidos son interpretadas como depósitos de *lagoon* (Sanders y Höfling, 2000; Lee *et al.*, 2001) en un ambiente de baja energía. Por otra parte la presencia en el tramo III de gran cantidad de foraminíferos bentónicos y equinodermos, hace pensar que el *lagoon* que se instala a techo de la unidad muestra unas condiciones más abiertas que el que se desarrolla en la base de la unidad (tramo I). La existencia de calizas y margas indicarían alternancia de diferentes periodos de sedimentación en dicho *lagoon* que serían función de variaciones en el aporte clástico del mismo (Fig. 6F y G). En estas condiciones de baja energía se podrían generar pequeñas acumulaciones de ostreidos de tipo *bafflestone*, escasamente cementadas y que generarían bancos de escaso relieves (Díaz Molina y Yébenes, 1987). Aunque hay varias especies de ostreidos, Soria (1997) sólo ha podido identificar *Vertinimia coquandi*.

La presencia de niveles con bioturbación del tipo *Arenicolites* y *Thalassinoides*, podría estar en relación a la llegada de material siliciclástico y nutrientes al *lagoon* que favorecería la proliferación de organismos endobentónicos que colonizarían el fondo del *lagoon* (Navarrete *et al.*, 2013).

La presencia de niveles bioclásticos (*packstone*) con *ripples* y los niveles de calizas lumaquéticas (*rudstone* y *packstone*) indicarían eventos de mayor energía dentro de *lagoon*, posiblemente en relación a episodios de tormentas (Aigner, 1985). Así mismo, los niveles arenosos tabulares con laminación paralela y cruzada se interpretan como niveles de tormenta siliciclásticos que interrumpen la sedimentación carbonatada de baja energía del *lagoon* y que procederían de la erosión de los depósitos siliciclásticos de isla barrera que lo delimitarían (Navarrete *et al.*, 2013; Lee y Kim, 1992).

Figura 6. A) Fotografía aérea del tramo I realizada con el drone. B) Aspecto de campo, de la alternancia de margas y calizas de esta asociación. C) Fotografía general del tramo I, donde se muestra el límite con el tramo II. D) Detalle de los niveles que se observan en la base de la Fm. Artoles. E) *Wackestone* de ostrácodos y carofitas, con ocasionales algas calcáreas (M-14.2). F) Caliza lumaquética con bivalvos, ostreidos y gasterópodos (M-20.4). G) *Packstone* de gasterópodos, foraminíferos, ostreidos y bivalvos (M-30.1). H) *Packstone* de equinodermos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y ostreidos (M-31.5).



Continuación pie de figura 6. I) Aspecto de campo algunos de los niveles con *Thalassinoides*. J) Aspecto de campo de las calizas lumaquéllicas. K) Detalle de una de las bioconstrucción de ostreidos.

Por otra parte la existencia de bioturbación de hábito vertical atribuida a raíces, juntos con la presencia de huellas de dinosaurios y restos de vertebrados (lentejones de arcillas rojas) se interpreta como momentos de bajada relativa de la lámina de agua del *lagoon* en relación, posiblemente, a procesos de progradación y variaciones relativas del nivel del mar (Wright, 1994).

- **Asociación de facies de delta de flujo**

Descripción

Esta asociación de facies está localizada próxima a la base de la secuencia estratigráfica de la formación. Está formada por un cuerpo arenoso, de evolución vertical granocreciente, de 1 metro de espesor, intercalado dentro de la asociación de facies carbonatadas de *lagoon*. Este cuerpo muestra una geometría lenticular, con base convexa y erosiva, ocasionalmente con bioturbación de hábito vertical, y techo plano y brusco (Fig. 7A). Internamente, la arenisca muestra estructuras como estratificación cruzada en surco y *ripples* asimétricos. La dirección de la paleocorriente obtenida es hacia el sur.

Interpretación

Esta asociación, que está únicamente representada en la base de este perfil, pertenece al intervalo de tránsito entre las Fms. Camarillas y Artoles, estudiado por Navarrete *et al.* (2013). Estos autores interpretan esta facies como un delta de flujo encajonado en depósitos carbonatados de *lagoon*. La presencia de estratificación cruzada en surco y de los *ripples* asimétricos es interpretada como una rampa afectada por los flujos mareales, donde habría variación en la energía de los flujos.

- **Asociación de facies de rampa media proximal**

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por una alternancia de margas y areniscas, que se localiza en la parte superior del segundo tramo de la columna estratigráfica (Fig. 7B).

Las margas son de color gris azuladas, masivas, y se presentan en cuerpos tabulares de potencia métrica. El contenido fósil se compone principalmente por foraminíferos bentónicos y dientes de peces. Ocasionalmente también se identifican bivalvos y trazas fósiles tipo *Thalassionides*, en posiciones donde las margas tengan un mayor contenido carbonatado.

Las areniscas pardas, de grano medio-grueso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias decimétricas a métricas. Presentan estratificación cruzada *hummocky* (Fig. 7C y D). Contienen bivalvos y ostreidos reabajados y bioturbación vertical de invertebrados tipo *Arenicolites*.

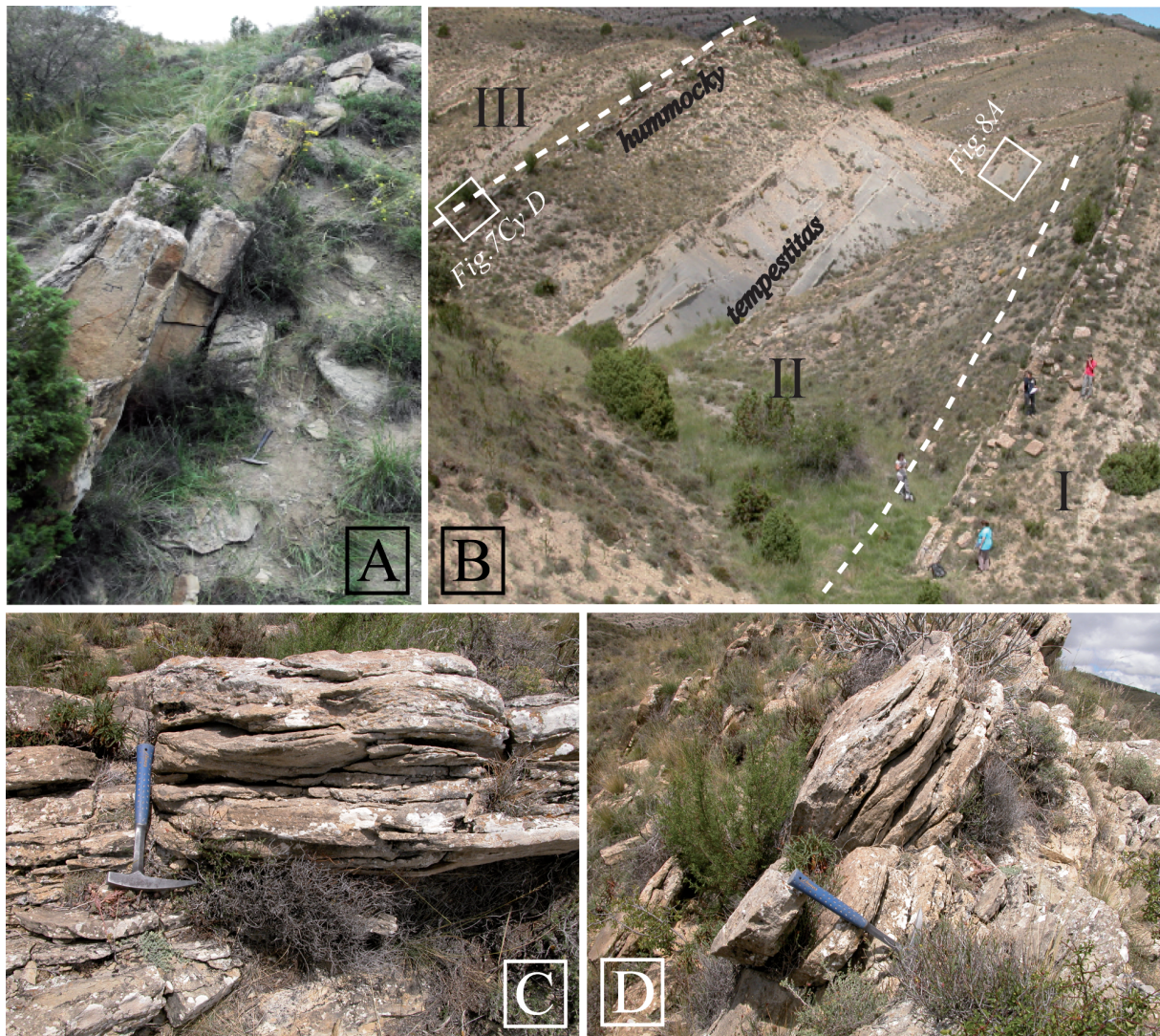


Figura 7. A) Aspecto de campo de la asociación de facies de delta de flujo. B) Aspecto de campo del tramo II del perfil estudiado, que contiene las asociaciones de facies de rampa media proximal y distal. Los recuadros blancos muestran la situación estratigráfica de detalles que se muestran en las fig. 7C y D y 8A. C) y D) Aspecto de campo de las areniscas con estratificación cruzada hummocky (ver situación en fig. 7B).

Interpretación

La alternancia de margas y areniscas con estratificación cruzada *hummocky* son interpretadas como facies de rampa carbonatada media proximal, en un ambiente situado entre el nivel de base del oleaje de buen tiempo (NBOBT) y por encima del nivel de base del oleaje de tormenta (NBOT) (Bádenas, 1997). En este dominio el fondo marino está afectado por las olas de tormenta pero no por las olas de buen tiempo. En este contexto, las margas que son interpretadas como depósitos de buen tiempo, cuyo origen está discutido entre diferentes hipótesis: actividad microbiana (Dromart, 1989; y Leinfelder *et al.*, 1993), sedimentación pelágica a partir de nannoplancton calcáreo (Tucker y Wright, 1990) y/o fango transportado y acumulado desde zonas someras de la rampa (Bádenas *et al.*, 1993; y

Aurell y Bádenas, 1995). En este ambiente los sedimentos de la rampa media pueden ser retrabajados por olas de tormenta, originando depósitos arenosos con estructuras tipo *hummocky*, cuyo contenido fósil de ostreidos y bivalvos se encuentra fracturados. Estas arenas han podido ser transportadas desde medios mas proximales (posiblemente desde los depósitos arenosos de las islas barrera) hasta la rampa media por carga en suspensión (Bádenas, 1997).

- **Asociación de facies de rampa media distal**

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por margas grises con intercalaciones de calizas ocre y areniscas pardas (Fig. 8A y B), que ocupan mas de la mitad inferior del tramo II de la serie estudiada (Fig. 7A).

Las margas son de color gris azuladas, masivas, y se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica. El contenido fósil se compone principalmente por foraminíferos bentónicos y dientes de peces.

Las areniscas pardas, de grano medio-grueso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias centimétricas (Fig. 8C). Presentan laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco y *ripples* asimétricos. Contienen fragmentos bivalvos y ostreidos y foraminíferos bentónicos (Fig. 8D).

Las calizas ocre bioclásticas, de textura *packstone*, se disponen en cuerpos de geometría tabular con bases planas y techos ondulados de espesores centimétricos. Presentan internamente una laminación paralela debida a la orientación de los bioclastos (Fig. 8E). El contenido fósil es fundamentalmente de ostreidos y bivalvos retrabajados.

Interpretación

La presencia de niveles arenosos y carbonatados bioclásticos de poco espesor intercalados dentro de las margas masivas es interpretada como depósitos de rampa media carbonatada distal (Bádenas, 1997). Este ambiente se sitúa entre el nivel de base de oleaje de buen tiempo y el nivel de base del oleaje de tormenta.

Las margas corresponderían a depósitos propios de buen tiempo, cuya génesis es similar a la comentada anteriormente. En rampas afectadas por tormentas, durante los huracanes y tormentas mayores, las elevaciones del mar sobre la línea de costa pueden ser hasta de 5 o 7 m de altura. En este caso, la corriente de retorno está dirigida mar adentro. Esta corriente arrastra el sedimento litoral, tanto carbonatado como arenoso, lo que origina una corriente densa de sedimento que se transporta hacia ambientes más profundos, en ocasiones incluso por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas (Bádenas, 1997; Pérez y Pérez,

2012). Los depósitos resultantes se denominan capas de tormentas (*storm beds*) o tempestitas. En este caso, se determinan como tempestitas de posiciones distales dentro de la rampa media debido a que, generalmente, se presentan en capas delgadas de grano fino, intercaladas entre los fangos carbonatados (Aigner, 1985), a diferencia de tempestitas más proximales que, normalmente, se presentan en mayores espesores y tamaños de grano. La presencia de *ripples* asimétricos hacia techo se debe a la fase de relajación de la tormenta donde predominan los flujos oscilatorios (Badenas, 1997). No obstante, hay autores que interpretan los cuerpos de tempestitas más distales como tempestitas turbidíticas distales asociadas a huracanes en medios aún mas distales (rampa distal/*offshore*) (Pérez y Pérez, 2012).

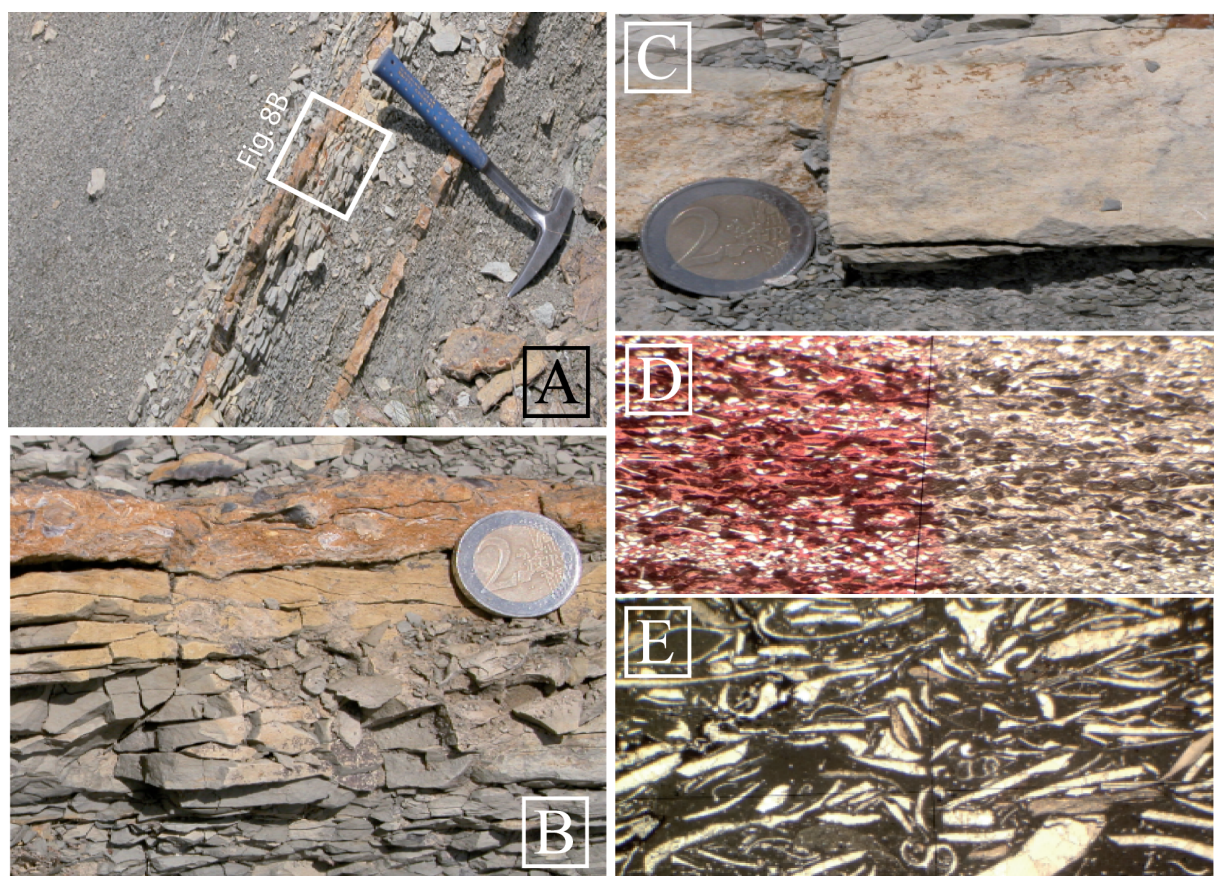


Figura 8. A) Aspecto en campo de los niveles arenosos y calcáreos intercalados entre las margas de la asociación de facies de rampa media distal (ver situación en fig. 7B). B) y C) Detalle de los niveles arenosos de esta asociación. D) Lámina delgada de estos niveles arenosos mostrando una alternancia de láminas bioclásticas orientadas y láminas arenosas (M-24.1). E) Lámina delgada de uno de estos niveles carbonatado, correspondiente a un packstone bioclástico, cuyos fósiles están orientados (M-20.3).

3.2. Medio sedimentario

Todas las características sedimentológicas que se han identificado en las facies de la Fm. Artoles, en este perfil, llevan a la interpretación de un sistema de rampa carbonatada, de

escasa pendiente (normalmente $<1^\circ$), afectada por tormentas (Fig. 9). Dentro de esta rampa se identifican claramente las facies de *lagoon* (situadas en el interior de la rampa interna) y facies de rampa media, dentro de la cual se observa tanto facies de rampa media proximal con depósitos con estratificación cruzada *hummocky*, como facies de rampa media distal donde dominan las margas con tempestitas distales.

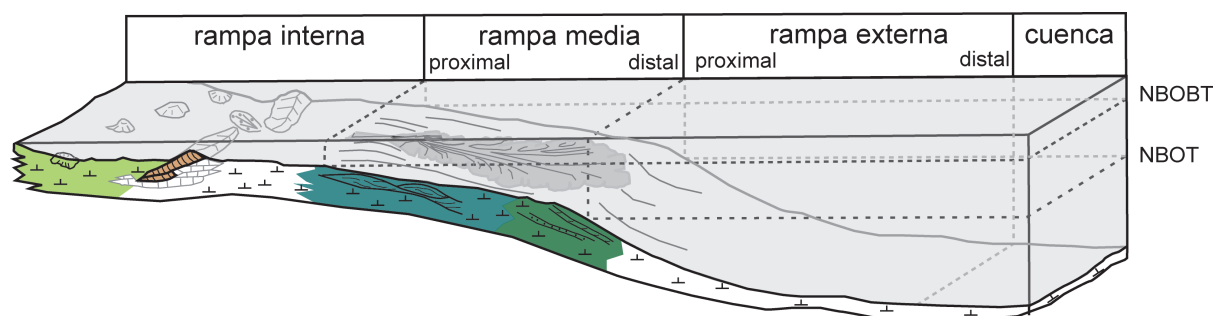


Figura 9. Modelo conceptual del medio sedimentario interpretado para la Fm. Artoles en el perfil de CAMINO MIRAVETE.

4. DISCUSIÓN

El objetivo de este capítulo es discutir la evolución vertical de la Fm. Artoles a lo largo del Barremiense superior en base a la distribución vertical de las asociaciones de facies identificadas e interpretadas en el capítulo 3 de esta memoria, así como al modelo sedimentario deducido. Además, se debatirá sobre los posibles factores alocíclicos que han podido condicionar tal evolución vertical.

4.1 Evolución vertical de la Fm. Artoles

Las características y la distribución de los diferentes tipos de asociaciones de facies estudiadas en la zona de estudio, permiten observar el paso desde unos dominios de rampa interna (*lagoon*), en la base del perfil, que evolucionan en primer lugar hacia dominios más distales de rampa media y posteriormente a dominios rampa media proximal. Hacia techo de la serie, se instala nuevamente un *lagoon* carbonatado. Estos cambios de subambientes vienen representados y delimitados en el perfil estratigráfico de la Fig. 5 y del Anexo I. A partir de esta evolución vertical se pueden identificar tres estadios evolutivos para este perfil.

Estadio I: Instalación de un ambiente de *lagoon* carbonatado restringido de rampa interna

Continuando con la propuesta de Navarrete *et al.* (2013), la base de la Fm. Artoles está en continuidad sedimentaria con el techo de la Fm. Camarillas (intervalo de transición), de tal manera que los depósitos de *lagoon* carbonatado de la base de la Fm. Artoles están

relacionados lateral y verticalmente con el sistema de isla-barrera definido para el techo de la Fm. Camarillas, mostrando en conjunto una evolución progradante.

Este *lagoon* está caracterizado por una alternancia de margas y calizas de textura, generalmente, *wackestone*, cuyo contenido fósil dominante es de carofitas, ostrácodos, bivalvos y ostreidos, caracterizando un ambiente bastante restringido y protegido dentro la rampa proximal. Esta interpretación está reforzada con la presencia de depósitos de delta de flujo, intercalados dentro de las facies del *lagoon*. Estos deltas se situarían en la salida de los canales (hacia el *lagoon*) que cortan las islas barrera (*inlet*) y que sirven de comunicación entre las zonas interiores del *lagoon* y las zonas marinas más abiertas. A través de los *inlets* se canalizarían tanto las mareas como los flujos de tormenta.

Estadio II: Profundización del medio: Paso a subambientes de rampa media

Estos depósitos de *lagoon* se ven netamente interrumpidos como consecuencia de una brusca profundización del medio, de tal manera que sobre dicho depósitos se superponen depósitos de rampa media distal. Este es un límite muy claro dentro de la unidad, que lleva asociado un salto brusco en la evolución del medio de sedimentación y que puede seguirse a lo largo de buena parte del flanco occidental del anticlinal de Miravete.

Estos depósitos de rampa media distal están constituidos por margas que intercalan abundantes niveles bioclásticos o arenosos interpretados como tempestitas distales. Esta rápida profundización del medio viene seguida por una ligera retrogradación de las facies, y posteriormente una progradación de las mismas. Así, sobre las facies de rampa media distal se identifican los niveles arenosos con estratificación cruzada *hummocky* que caracterizan la rampa media proximal, en las inmediaciones al nivel de base del oleaje de tormentas.

Estadio III: Nueva instalación de un lagoon carbonatado, relativamente bien comunicado

Posteriormente, sobre los depósitos de rampa media proximal, se vuelven a instalar facies de *lagoon*, caracterizadas por alternancia de calizas y margas, continuando la evolución progradante que ya se había iniciado en el estadio II. En estas facies se observan diferencias importantes en el contenido fósil con respecto a las facies del *lagoon* del estadio I. Se observa que prácticamente desaparecen las carofitas, mientras que hay abundante presencia de equinodermos, foraminíferos bentónicos e incluso dientes de peces (ausentes en el *lagoon* del estadio I). Estas características hacen pensar que ese *lagoon* estuviese mejor comunicado con medio marinos mas abiertos. Este subambiente también estaría afectado por tormentas, como lo atestigua la presencia de niveles intercalados de tempestitas dentro de sus facies.

En este perfil no se encuentra ningún depósito que pudiese ser interpretado como algún tipo de isla-barrera o de barras que limitasen el *lagoon*. No obstante, Soria (1997) identifica a

techo de esta unidad, en un perfil situado más al sur, niveles bioclásticos de potencia métrica con estratificación cruzada planar que interpreta como barras submareales que podrían ser las responsables del cierre parcial de este *lagoon*.

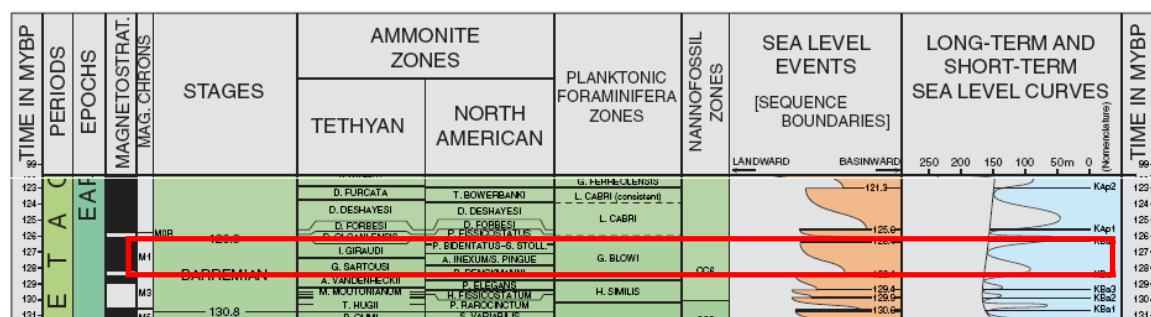
El estadio de *lagoon* finaliza con una entrada importante de detríticos en la zona de estudio, fundamentalmente arcillas rojas, asociadas a la base de la Fm. Morella.

4.2 Factores de control

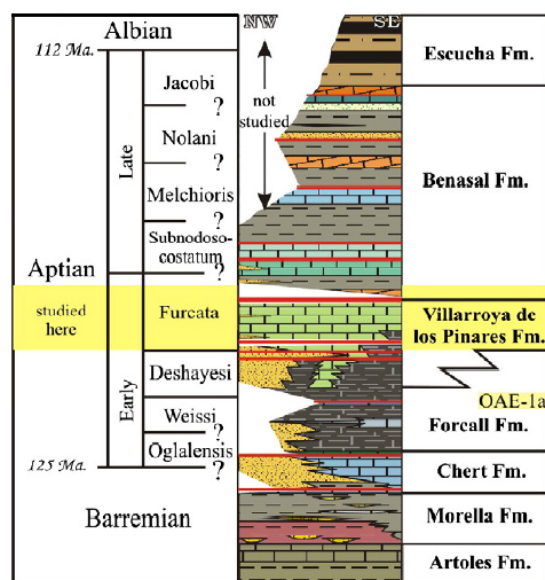
En este apartado se van a discutir los factores alocíclicos responsables de los cambios más significativos en la evolución vertical de la Fm. Artoles en este punto de la Cuenca Ibérica. En la evolución descrita destaca la brusca profundización relativa al inicio del estadio II, que separa las asociaciones de facies de *lagoon* y las de rampa media distal. Esta profundización del medio de depósito puede estar relacionada con un ascenso eustático y/o un incremento en la actividad tectónica extensional que produjera una rápida subsidencia en la zona de estudio.

Respecto a las variaciones del nivel del mar, recientemente Haq (2014) han propuesto una serie de variaciones de éste durante el Cretácico. Uno de estos ciclos se produce en el Barremiense superior (a los 128.4 m.a), de modo que tras un descenso brusco del nivel del mar se registra una progresiva transgresión (Fig. 10A). Aunque no se tenga un buen control de la edad de la Fm. Artoles, las dataciones paleontológicas mas recientes existentes en las unidades aptienses (p.ej., Peropadre, 2012; Peropadre *et al.*, 2013) indican que la base de la Fm. Chert se sitúa en el Barremiense terminal, con lo cual buena parte de la Fm. Artoles (unidades y estadios II y III) podría correlacionarse, de manera tentativa con uno de los últimos ciclos barremiense de Haq (2014). Así, partiendo de los datos anteriormente expuesto, puede interpretarse que la regresión que ocurre en 126.4 m.a. está relacionada con el periodo de transición entre las formaciones Artoles y Morella (Fig. 10A y B). En este sentido, la profundización que ocurre al inicio del episodio II podría relacionarse con el anterior ciclo eustático de estos autores cuya base datan en 128.4 m.a. En el caso que nos ocupa, no quedaría registro en este punto de los sedimentos que reflejan el momento de mayor caída eustática de este ciclo, quedando registro únicamente de los intervalo transgresivo y la estabilización del nivel del mar.

La otra causa que podría explicar dicha profundización podría estar relacionada con una reactivación de las fallas de *rift* que provocarían una rápida subsidencia de la subcuenca de Galve. En este sentido, se han reconocido varias fallas que afectan a la zona de estudio, las cuales tienen asociadas diferencias de espesor de los niveles margosos del tramo II a ambos lados de la misma.



A



B

Figura 10. A) Variaciones eustáticas del nivel del mar según Haq (2014) El recuadro rojo marca el ciclo barremiense, correlacionable con los estadios II y III de este trabajo. B) Marco estratigráfico de la Cuenca del Maestrazgo después según Peropadre et al. (2013).

Además, asociado al plano de falla (F1), unos pocos metros por debajo de esta profundización, se ha reconocido un encajamiento erosivo en el bloque norte, es decir, el bloque superior de la falla (Fig. 11A y B). Esta disposición sugiere que dicha falla se movió con movimiento normal durante la sedimentación. El cambio de relieve producido por dicho movimiento pudo canalizar el flujo de manera que se produjo la cicatriz erosiva en el bloque hundido de la falla. Posteriormente se produciría el relleno con calizas bioclásticas. Este movimiento permitió la entrada de un flujo canalizado, que se acuña a ambos lados, refrendando el carácter sinsedimentario de la misma. Este ejemplo permite indicar que existió una tectónica extensional activa durante el depósito de la Fm. Artoles, como también ha sido indicado por otros autores (p.ej., Soria, 1997; Liesa et al., 2004). Aunque en el campo no se observan saltos significativos en estas fallas que puedan producir una profundización brusca del medio, el hundimiento de la cuenca pudo ser más general y asociado a las fallas principales que limitan la cuenca (p.e., las fallas de Miravete y Camarillas).

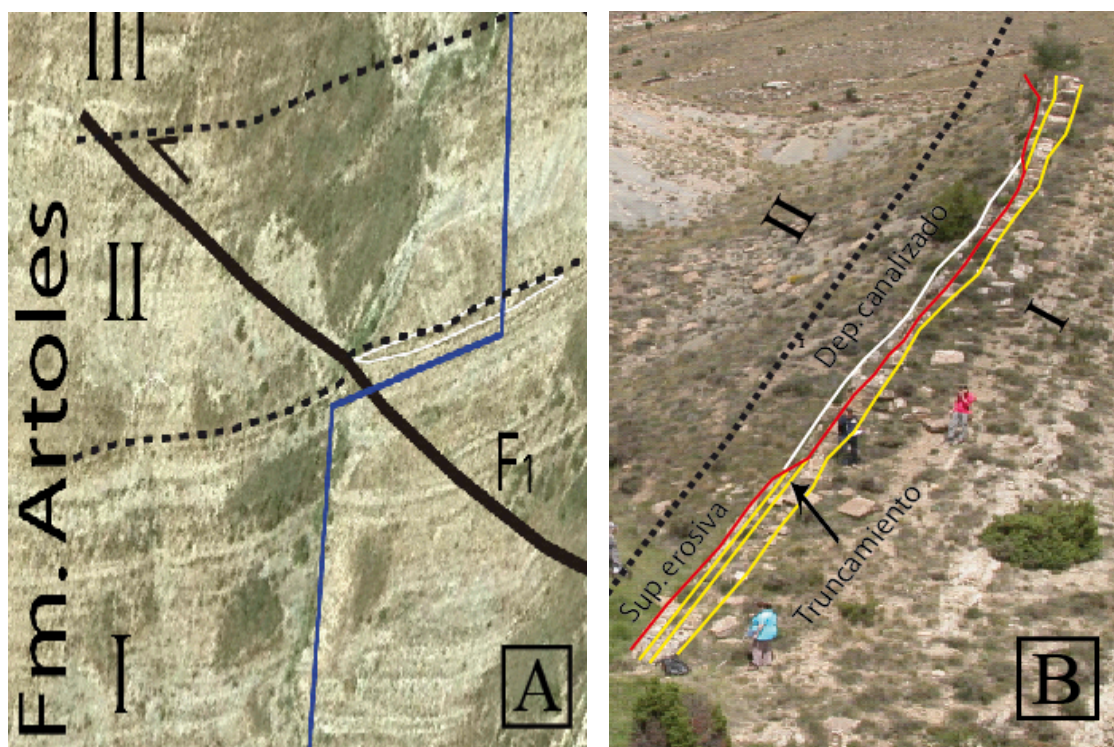


Figura 11. A) Cartografía del depósito canalizado en ortoimagen. B) Fotografía de campo.

5. CONCLUSIONS

In the Artoles formation study, in the CAMINO MIRAVETE profile, 31 field sections have been distinguished, grouped in 3 sections of increasing arrangement.

The facies analysis of this unit has enabled the recognition of 4 different facies associations:

- Facies association of carbonate lagoon.
- Facies association of flood delta.
- Facies association of proximal middle ramp with sandstones of hummocky cross-stratification.
- Facies association of distal middle ramp with tempestites.

These associations characterise a environment of sedimentation corresponding to a carbonate ramp affected by storms, which shows both shallow marine environments and more distal and relatively deep environments.

The vertical evolution of the Artoles formation in this profile can be defined by 3 stages, starting by a restricted carbonate lagoon, on which facies associations of distal middle ramp are arranged in a very neat way, as a consequence of a rapid deepening of the environment. During the second stage, the middle ramp subenvironments displaying a retrogradation-progradation evolution are settled, progressively changing to proximal middle ramp. The progradable evolution culminates in the third stage, with the installation of a new carbonate lagoon better connected with the open sea.

Regarding the control factors which might have caused the abrupt deepening that mark the beginning of the second stage, both eustatic and tectonic factors have been proposed. In relation to the eustasy, eustatic cycles from the highest part of Berramiense might be correlated to both the first and the second stages. With regard to the tectonic, synsedimentary movements at a local scale have been found, which cannot be responsible of that abrupt deepening on their own, but which might be associated with major movements in the main faults of the sub-basin.

6. BIBLIOGRAFÍA

Aguilar, M.J., Ramirez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.

Aigner, T. (1985): *Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences*. Lecture notes in Earth Sciences, 3, Springer-Verlag, Berlín, 17 p.

Aurell, M. y Bádenas, B. (1995): Las rampas carbonatadas del Jurásico Superior en las Sierras de Albarracín y Palomera. En: *XIII Congreso Español de Sedimentología, Guía de Excursiones*: 7-57.

Bádenas, B., Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 57-75.

Bádenas, B. (1997): *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada Kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza): implicaciones a escala de cuenca*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 120 p.

Canerot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaines ibériques et catalane (Espagne)*. These Doctoral. Sc. Nat. Toulouse, ENADISMA, trabajos de tesis, 517 p.

Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982): Ibérica Central y Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Univ. Comp. Madrid, 273-344.

Cervera, A., Pardo, G. y Villena, J. (1976): Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación lignitos de Escucha. *Tecniterrae*, 14: 25-33.

Diez Molina, M. y Yébenes, A. (1987): La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico inferior. Sinclinal de Galve (Teruel). *Strata*, 2: 155-182.

Dromart, G. (1989): Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestone in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 69: 23-43.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: E.E. Hern (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks* (E.E. Hern, Ed). A.A.P.G. Memoir, 1: 108-121.

Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern bank island, Northwest territories. *Can. Petrol. Geologist Bull.*, 19: 730-781.

- García Ramos, J.C. (1985):** Sedimentología de detríticos y carbonatos (Buntsandstein y Cretácico inferior). En: *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 47 (Teruel)*. IGME, Madrid, Memoria, 81-105.
- Gautier, F. (1980):** *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 543 (Villarluengo)*. Serv. Pub. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Ginkel, A.C. y Mekel, J.F.M. (1976):** Geological Maps of the Montalbán Region. *ITC Publications*, 2: 66 p.
- Haq, B.U. (2014):** Cretaceous eustasy revisited. *Sedimentary Geology*, 113: 44-58.
- Lee, Y.I., Hyeong, K. y Yoo, C.M. (2001):** Cyclic sedimentation across a Middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation). *Korea. Facies*, 44: 61-74.
- Lee, Y.I. y Kim, J.C. (1992):** Storm influenced siliciclastic and carbonate ramp deposit, the lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea, *Sedimentology*, 39: 951-969.
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D. y Werner, W. (1993):** Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195-230.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004):** Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C., Soria, A.R., Eds). Sociedad Geológica de España, Zaragoza. Geo-Guías, 1:151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N., Meléndez, A. (2006):** Extension fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve, sub-basin, Spain. *Geological Society of London*, 163: 487-498.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Veloso, F.M.L. (2013):** Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 289: 44-61 pp.
- Pérez, A y Pérez, F (2012):** Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59: 646-678.
- Peropadre, C. (2012):** *El Aptiense del margen occidental de la Cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 649 p.

Peropadre, C., Liesa, C.L. y Meléndez, N. (2013): High-frequency, moderate to high-amplitude sea-level oscillations during the late Early Aptian: Insights into de Mid-Aptian event (Galve sub-basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 294: 233-250.

Rodríguez-López, J.P. (2008): *Sedimentología y evolución del sistema desértico arenoso (erg) desarrollado en el margen occidental del Tethys durante el Cretácico Medio. Cordillera Ibérica. Provincias de Teruel y Zaragoza*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 640 p.

Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesi. Doct. Univ. de Barcelona, 345 p.

Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.

Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X. Guimerà, J. y Roca, E. (1991): Evolución tectosedimentaria de las cuencas del Maestrat y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior. En: *Guía de campo del III Coloquio del Cretácico de España*. Morella, 135 p.

Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X. Guimerà, J. y Roca, E. (1995): Evolución tectosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior. En: *El Cretácico Inferior del Nordeste de Iberia* (R. Salas y C. Martín-Closas, Coord). Guía de campo de las excursiones científicas del III Coloquio del Cretácico de España (Morella, 1991): 13-94. Publications Universitat de Barcelona.

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 Cenozoic inversión (Iberian Chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Ziegler, P.A.; Cavazza, W.; Robertson, A.F.H; Crasquin-Soleaus, S., Eds.). Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 145-185.

Sanders, D. y Höfling, R. (2000). Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 137: 127-146.

Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 363 p.

Turker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Publ. Oxford-London, 482 p.

Wright, WP. (1994): Early Carboniferous carbonate systems: an alternative to the Cenozoic paradigm. *Sedimentary Geology*, 93: 1–5

7. ANEXO I: Columna estratigráfica detallada

