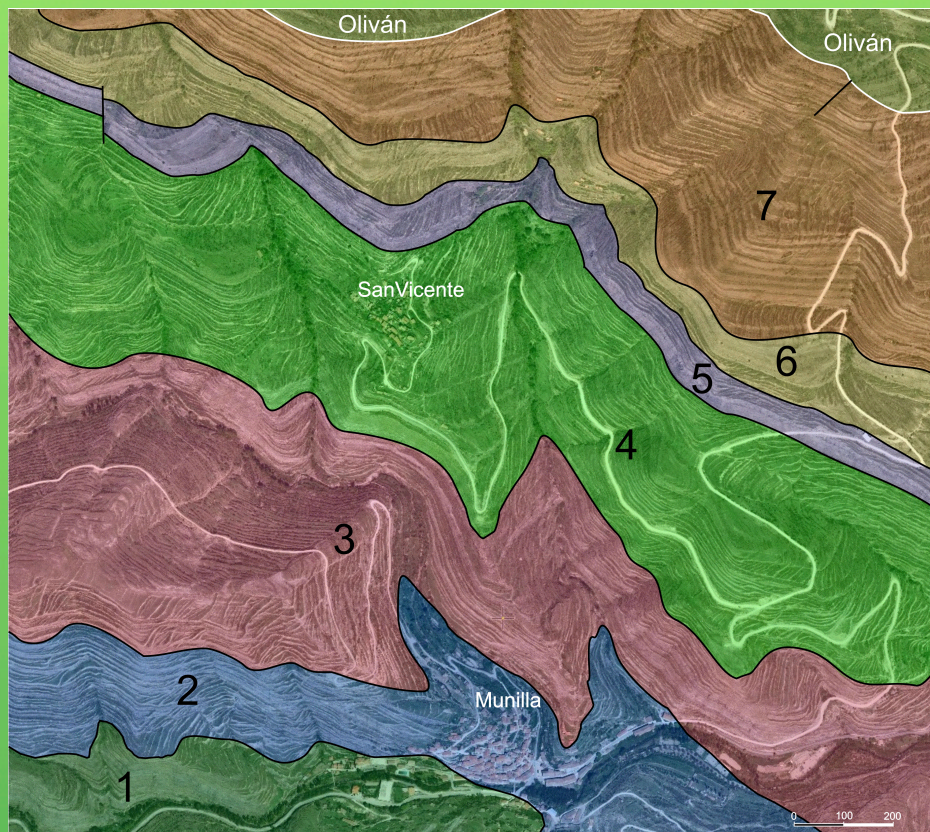


"Análisis de la ciclicidad climática de baja frecuencia en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso (Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie".



TRABAJO DE FIN DE MÁSTER

Por: Ana Angulo Moreno

Director: Arsenio Muñoz Jiménez

Universidad de Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra

Área de Estratigrafía

ÍNDICE

1	Introducción.....	3
1.1	Situación geográfica	3
1.2	Situación geológica	3
1.3	Antecedentes	8
1.3.1	Datos estratigráficos y bioestratigráficos.....	8
1.3.2	Datos tectónicos.....	13
1.3.3	Datos paleoclimáticos	15
1.4	Interés	16
1.5	Objetivo	17
1.6	Metodología	17
2	Estratigrafía	20
2.1	Columna estratigráfica de munilla	20
2.1.1	Localización	20
2.1.2	Descripción.....	21
2.1.3	Caracterización de unidades estratigráficas y cartografía.....	25
2.2	Sedimentología.....	26
2.2.1	Definición de facies.....	26
2.2.2	Cadenas de Markov	29
2.2.3	Análisis secuencial	30
2.2.4	Índice de profundidad- Relación espesor/profundidad	32
3	Análisis espectral-cicloestratigrafía	36
4	Identificación de ciclicidades en la banda de frecuencia de Milankovitch. Calibración temporal del grupo enciso	41
4.1	Ciclos de Milankovitch.....	41
4.2	Variaciones eustáticas	44
5	Conclusiones	47
6	Bibliografía	49

Fuera de texto:

- Fig.- 10: Columna estratigráfica.
- Lámina de fotos 1, 2, 3 y 4.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra situada en las proximidades de Munilla, localidad perteneciente a la Comunidad Autónoma de La Rioja. Se localiza a unos 80 km al SSE de Logroño, en la sierra del Camero Viejo (Fig. 1).

Desde el punto de vista administrativo la zona de estudio queda comprendida en la hoja nº 242 (Munilla) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.



Fig. 1.- Mapa geográfico de la zona de estudio. (fuente: Google maps).

1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra en la Sierra de Cameros que, junto con la Sierra de la Demanda, constituyen la terminación noroccidental de la Cordillera Ibérica. La Cuenca de Cameros fue, durante el Cretácico inferior, una cuenca sin-rift rellena de sedimentos continentales con alguna incursión marina. Actualmente, constituye un relieve positivo debido a su inversión durante el Terciario, (fig 2).

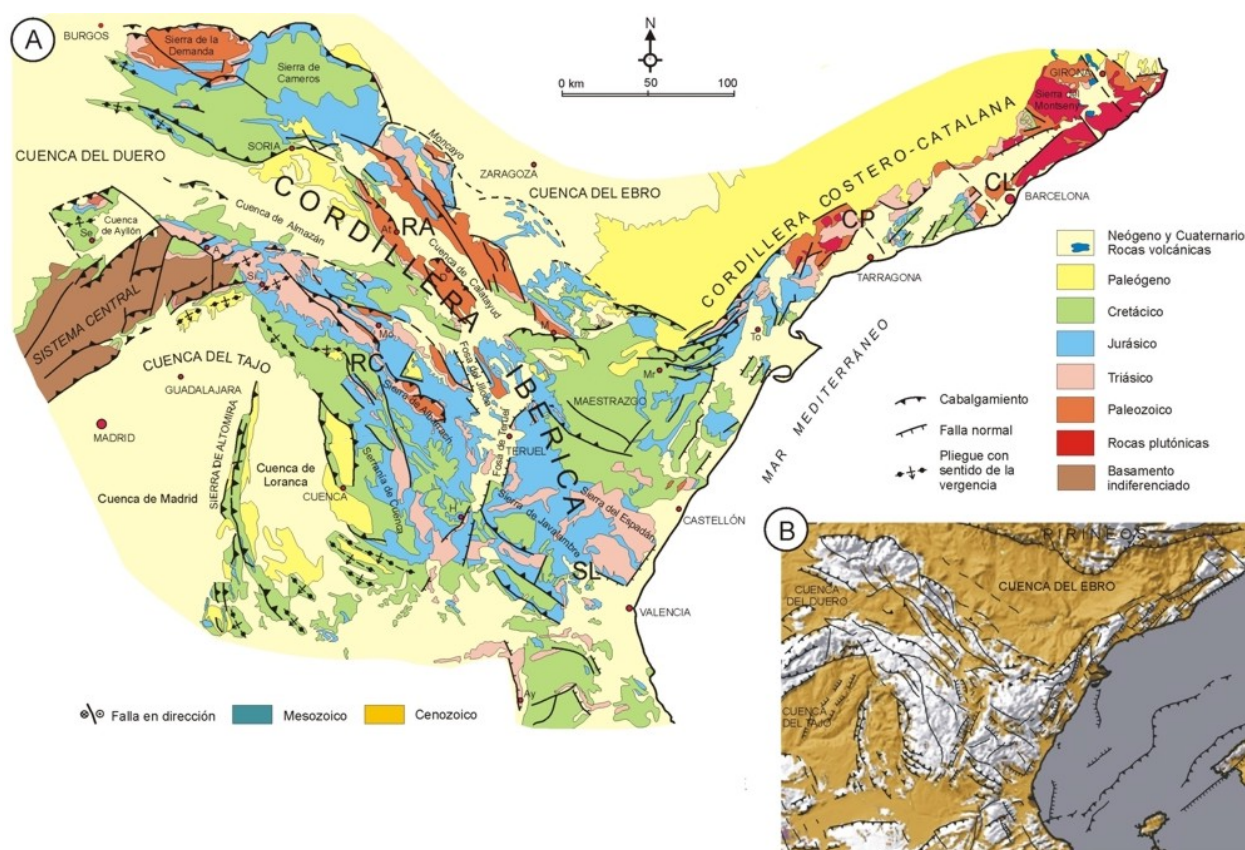


Fig. 2.- A.- Mapa geológico general donde se muestran las principales unidades morfoestructurales de las Cadenas Ibéricas. B.- Principales fracturas que conforman la estructura de las Cadenas Ibéricas. (SOPENA y DE VICENTE, 2004).

La Cuenca de Cameros limita al norte con los depósitos terciarios del Surco Riojano, que constituye el extremo occidental de la Cuenca del Ebro (MUÑOZ-JIMÉNEZ y CASAS-SAINZ, 1997), y al sur con la Cuenca de Almazán, también rellena por depósitos terciarios (CASAS et al., 2000), mientras que al oeste y este está llimitada por dos elevaciones del zócalo paleozoico, Demanda y Moncayo respectivamente. (Fig. 2). Cameros es una de las cuencas que integra el sistema de Rift Mesozoico Ibérico (MAS et al. 1993, GUIMERÁ et al. 1995, SALAS et al. 2001), junto con las cuencas del Maestrazgo, Las Columbretes y Sur Ibérica (fig. 8).

La historia sedimentaria registrada en los materiales del macizo de Cameros comienza en el Triásico, con la sedimentación de los depósitos en facies Buntsandstein y Muschelkalk, actualmente aflorantes al sur de la Sierra de la Demanda, y en el entorno de la Sierra del Moncayo. Las facies Keuper varían fuertemente su espesor de unas zonas y otras y, sobre todo, cuando han servido

como nivel de despegue regional para el sistema de cabalgamientos terciario. Durante esta etapa la sedimentación fue similar al resto de la Cordillera Ibérica.

Entre el Triásico superior y el Jurásico superior la sedimentación marina también es similar a la del conjunto de la Cordillera Ibérica, con espesores cercanos a los 800 m. Sin embargo, a partir del Calloviense se producen cambios de potencia de las series sedimentarias muy bruscos. El Jurásico marino culmina con los niveles arrecifales de la Fm. Torrecilla (ALONSO y MAS, 1990), por encima de la cual aparecen ya los primeros sedimentos continentales, todavía de edad Jurásica, de la Cuenca de Cameros.

Esta sedimentación continental se divide clásicamente en cinco grupos litoestratigráficos (TISCHER, 1965): Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. La litología de estos grupos sedimentarios es muy homogénea, con secuencias monótonas de areniscas y lutitas para las unidades de origen fluvial (Tera, parte de Oncala, Urbión y Oliván), y de limolitas y calizas para las unidades donde predomina la sedimentación lacustre (la mayor parte de Oncala y Enciso).

Por encima del grupo Oliván aparecen sedimentos calcáreos referibles a las facies Urgon del resto de la Cordillera Ibérica (MUÑOZ et al., 1997), sobre ellos los materiales de la Fm. Utrillas, también con espesor y facies homogéneas y similares a las del resto de la cordillera y encima la sedimentación carbonatada del Cretácico superior. Estas tres últimas unidades formarían la secuencia post-rift del relleno de la Cuenca de Cameros.

La inversión generalizada de la cuenca mesozoica tuvo lugar durante el periodo de compresión terciaria (Eoceno superior-Mioceno) a la que estuvo sometida la placa Ibérica.

Tradicionalmente, la Cuenca de Cameros se ha dividido en dos sectores con características sedimentarias y tectónicas diferentes: el sector occidental (en las provincias de Soria y Burgos), en el que las series sedimentarias sin-rift (Jurásico-Cretácico) son menos potentes, no existe metamorfismo de bajo grado y además aparecen numerosos pliegues y cabalgamientos, en general con vergencia sur (GUIMERÀ et al., 1995); y el sector oriental, localizado fundamentalmente entre los ríos Leza y Alhama, donde el espesor de la serie sedimentaria sin-rift mesozoica cuadruplica al del sector oriental y, además, existen pocas estructuras

(prácticamente concentradas en las proximidades del borde norte de la cuenca) y los cabalgamientos presentan vergencia norte (CASAS-SAINZ, 1993).

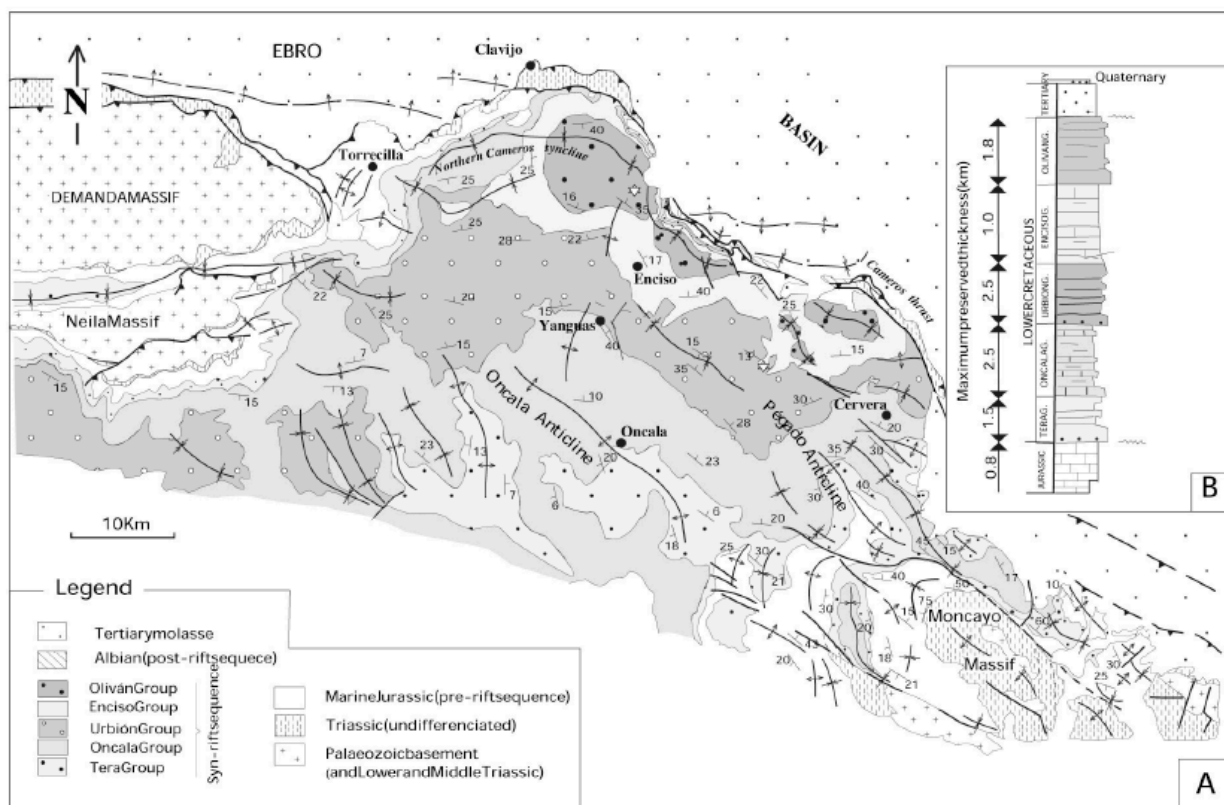


Fig 3.- Mapa geológico de la Cuenca de Cameros, donde se muestran las principales estructuras tectónicas. (MATA et al., 1996)

Centrándonos en la zona de estudio, en el sector de Arnedillo se observan las secuencias pre y sin-rift de la cuenca de Cameros, que se disponen en contacto cabalgante sobre las rocas terciarias de la cuenca del Ebro mediante una estructura compleja desde el punto de vista tectónico (fig. 3). En el límite entre ambas unidades se observa un conjunto de estructuras que pueden ser explicadas por la sucesión de etapas distensivas y compresivas. Sobre las calizas oolíticas del Oxfordiense aparecen materiales detríticos y carbonatados en facies Purbeck/Weald (F. Torrecilla, grupos Tera, Urbión y Enciso) de escasa potencia, que forman varios pliegues de escala hectométrica y dirección ONO-ESE y NE-SO.

Al sur de los afloramientos citados se contempla el conjunto del sinclinal norte de Cameros, cuya traza en esta zona presenta orientación NO-SE. Los Grupos de Enciso y Oliván se adelgazan considerablemente en el flanco norte del sinclinal,

mientras que en el flanco sur muestra un espesor 4 veces mayor. El Grupo Enciso aflora prácticamente en toda la zona visible del fondo del valle, mientras que el grupo de Urbión, situado estratigráficamente por debajo, forma las cimas altas situadas hacia el Sur.

Sobre la Fm. Torrecilla, de carácter detrítico en la zona de Arnedillo, aparecen areniscas y conglomerados referibles a la Fm. Jubera (ALONSO y MAS, 1992), atribuida por estos autores al Grupo Urbión y por CLEMENTE (2010) al Grupo Tera. El Grupo Urbión, como ya hemos citado, fue definido por TISCHER (1966) y según MAS et al. (1993), su edad es Berriasiense terminal-Aptiense inferior. Se reconoce en toda la Cuenca de Cameros y se trata de una unidad de carácter predominantemente siliciclástico que llega a alcanzar los 3.100 m de potencia en su área depocentral. En el Sector Oriental de la Cuenca de Cameros, dentro de este grupo pueden diferenciarse cuatro subunidades que corresponden respectivamente a cuatro secuencias deposicionales distintas. La secuencia superior, Unidad D de edad Barremiense superior-Aptiense inferior, es la más extensiva y llega a alcanzar los 1.500 m de potencia. Está formada por areniscas en cuerpos canalizados y tabulares, conglomerados y lutitas, con un predominio de los materiales más gruesos hacia el Oeste y de los más finos hacia el Este. Dentro de esta secuencia, en el Sector Oriental, se identifica la Formación Jubera (ALONSO y MAS, 1992) que ocupa el borde septentrional. En general, el grupo Urbión representa sistemas fluviales que son de carácter más proximal y normalmente trenzados cuanto más hacia el Suroeste de la cuenca y más distales y de carácter esencialmente meandriforme cuanto más hacia el Este, donde a su vez se desarrollaban ambientes palutres y lacustres carbonatados en relación con las llanuras de inundación.

El Grupo Enciso fue definido por TISCHER (1966) y MAS et al. (1993), su edad según estos últimos autores es Barremiense superior-Aptiense inferior. Se reconoce en el sector oriental de la Cuenca de Cameros. Se trata de un grupo de carácter fundamentalmente carbonatado, aunque en algunas áreas presenta una influencia siliciclástica muy importante. Está formado principalmente por margas y calizas micríticas con bioclóstos. También aparecen biocalcarenitas con ostrácodos y bivalvos y esporádicamente, calizas estromatolíticas. Los tramos siliciclásticos están formados por lutitas y areniscas de grano fino. El contenido paleontológico está constituido por ostrácodos, carófitas, bivalvos y gasterópodos y son muy frecuentes

los niveles con huellas de dinosaurios, algunos de los cuales constituyen yacimientos de gran reconocimiento e interés científico. En menor proporción, también aparecen restos de peces, de otros vertebrados y restos vegetales. Esta unidad llega a alcanzar los 1.100 m de potencia en su área depocentral. En general, el Grupo Enciso representa sistemas lacustres y palustres de carácter mixto carbonatado-siliciclástico que conectaban con los sistemas fluviales distales representados en la parte superior del Grupo Urbión (Urbión D de MAS et al., 1993).

Dentro del Grupo Enciso se identifica, en el sector oriental, la formación Leza, definida por ALONSO y MAS (1992) y MAS et al. (1993), de edad Barremiense superior-Aptiense inferior, según estos autores. Está formada, sobre todo, por calizas micríticas de tonos oscuros con frecuentes niveles nodulizados y brechificados y, además, por calcarenitas con numerosos oncolitos, calizas estomatolíticas y dolomías con pseudomorfos de yeso, margas, lutitas y algún nivel de areniscas intercalado. En general presenta abundantes carófitas, ostrácodos y gasterópodos y esporádicamente, además, algas dasicladales y foraminíferos bentónicos. Está restringida a la parte más septentrional del Sector Oriental de la Cuenca de Cameros, donde yace sobre la Fm. Jubera. Su espesor alcanza los 400 m en el depocentro. Representa sistemas lacustres y palustres carbonatados con escasa influencia clástica que hacia el Sur y Suroeste conectaban con los sistemas lacustres de carácter mixto carbonatado-siliciclástico del Grupo Enciso. Estas zonas predominantemente lacustres recibían, ocasionalmente, incursiones marinas que entraban a lo largo del Surco Ibérico, desde el SE.

1.3 ANTECEDENTES

Son numerosas y diversas las publicaciones que se han realizado sobre la Cuenca de Cameros. En este apartado revisaremos las más señaladas dividiéndolas en temas fundamentales relacionados con este trabajo. Además, también destacaremos los trabajos relevantes sobre ciclicidad climática a escala regional.

1.3.1 Datos estratigráficos y bioestratigráficos

Fueron varios geólogos alemanes los primeros en hacer una descripción en detalle de la estratigrafía de la Sierra de Cameros. BEUTHER (1966) estableció tres

grupos estratigráficos en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Tera, Oncala y Urbión) y TISCHER (1966 a y b) estableció cinco en el oriental (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván). Estos autores se basaron en el marco cronoestratigráfico establecido por KNEUPER-HAACK (1966) quién, basándose en la distribución bioestratigráfica de los ostrácodos, consideró el relleno de la cuenca como Kimmeridgiense-Valanginiense.

Con posterioridad, SALOMÓN (1982) estudia la estratigrafía de la cuenca en su conjunto, diferenciando los dos sectores y ampliando el intervalo estratigráfico del relleno de la cuenca: Kimmeridgiense-Aptiense. Basándose en criterios litoestratigráficos estableció ciclos y megaciclos de naturaleza tectono-sedimentaria (fig. 4).

La primera propuesta moderna de modelo de cuenca se debe a GUIRAUD Y SEGURET (1985). Dividen el relleno sedimentario en cinco ciclotemas, desde el Kimmeridgiense al Aptiense. Señalan que cada uno de estos ciclotemas comienza con depósitos clásticos de grano grueso y origen fluvial, pasando hacia techo a carbonatos lacustres o marinos someros, (fig. 4).

BRENNER, 1976	BEUTHER, 1966 TISCHER, 1966	GUIRAUD Y SEGURET, 1985	SALOMON, 1982
FORMACION UTRILLAS			
			IV BARREMIENSE, APTIENSE (Grupo Solas)
APTIENSE	OLIVAN	Formaciones OLIVAN	III _B
BARREMIENSE	ENCISO	ENCISO	III
HAUTERIVIENSE	URBION	VALDEMADERA URBION YANGUAS	III _A
VALANGINIENSE	ONCALA	VALDEPRADO AGUILAR	II _D
		HUERTELES	II _C
BERRIASIENSE	TERA	MATUTE	II _B
		MAGAÑA	II _A
KIMMERIDGIENSE		TERA	I
	TODA LA CUENCA	ZONA ORIENTAL	TODA LA CUENCA

Fig. 4.- Equivalencias entre las distintas unidades según diversos autores (Modificado de CLEMENTE y ALONSO, 1990).

En cuanto a las divisiones del relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros, como ya hemos comentado, son muchos los autores que se han dedicado a ello. ALONSO y MAS (1991) establecen 4 secuencias de depósito. Con posterioridad MAS et. al (1993) definen 6 secuencias de depósito, quedando el Grupo Enciso en el techo de la secuencia de depósito 5, y asignándole una edad de Barremiense superior- Aptiense.

MAS et. al. (2002) establecen en la Supersecuencia o Megaciclo Jurásico terminal-Cretácico inferior ocho secuencias deposicionales (fig. 5) limitadas por discontinuidades que se suelen manifestar como discordancias (MAS et al., 1993; MAS et al., 1997; MARTÍN i CLOSAS et al., 1998; ARRIBAS et al., 2003). Este registro sedimentario es de carácter esencialmente continental (sistemas aluviales y lacustres) con muy esporádicas incursiones marinas. Normalmente, las secuencias deposicionales se organizan en ciclos que comienzan por depósitos clásticos aluviales que pasan hacia techo a calizas de origen lacustre. El Grupo Enciso pasa a estar en el techo de la secuencia 7, sin variar su edad respecto a los trabajos anteriores.

CLEMENTE (2010) revisa la estratigrafía del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros, señalando que la estratigrafía en Cameros Occidental está condensada pero tiene un desarrollo paralelo a la del depocentro de la cuenca y que han sido identificados los mismos grupos. Este trabajo evidencia la continuidad y relación genética de las asociaciones de facies fluviales y lacustres a

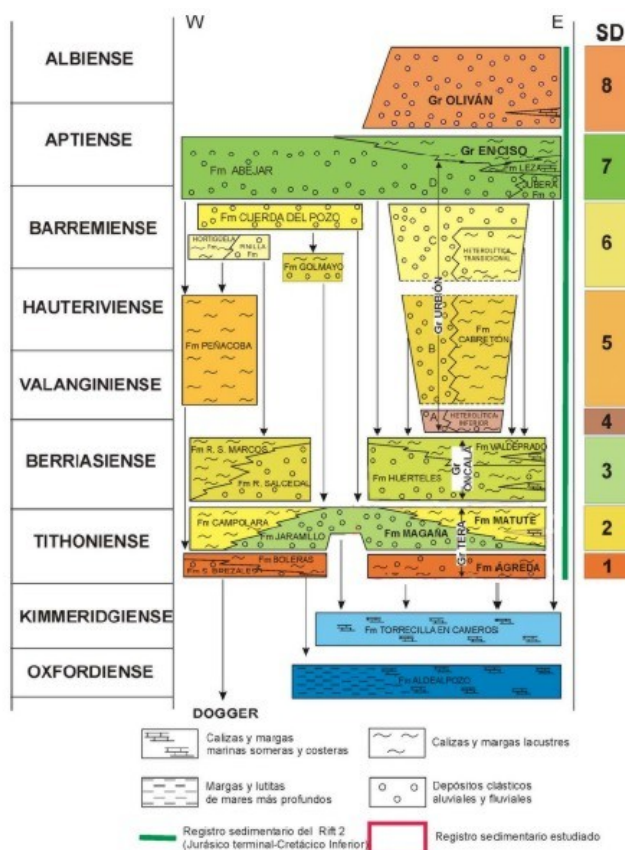


Fig. 5.- Estratigrafía de la Cuenca de Cameros en la que se muestra las unidades genéticas y edades. (Modificado de P. CLEMENTE, 2010).

escala de la cuenca, así como el desarrollo sincrónico del rifting en el depocentro principal, depocentros secundarios y márgenes flexurales poco subsidentes de la cuenca. A los materiales del grupo Enciso les asigna una edad de Hauteriviense superior- Barremiense. (fig. 6)

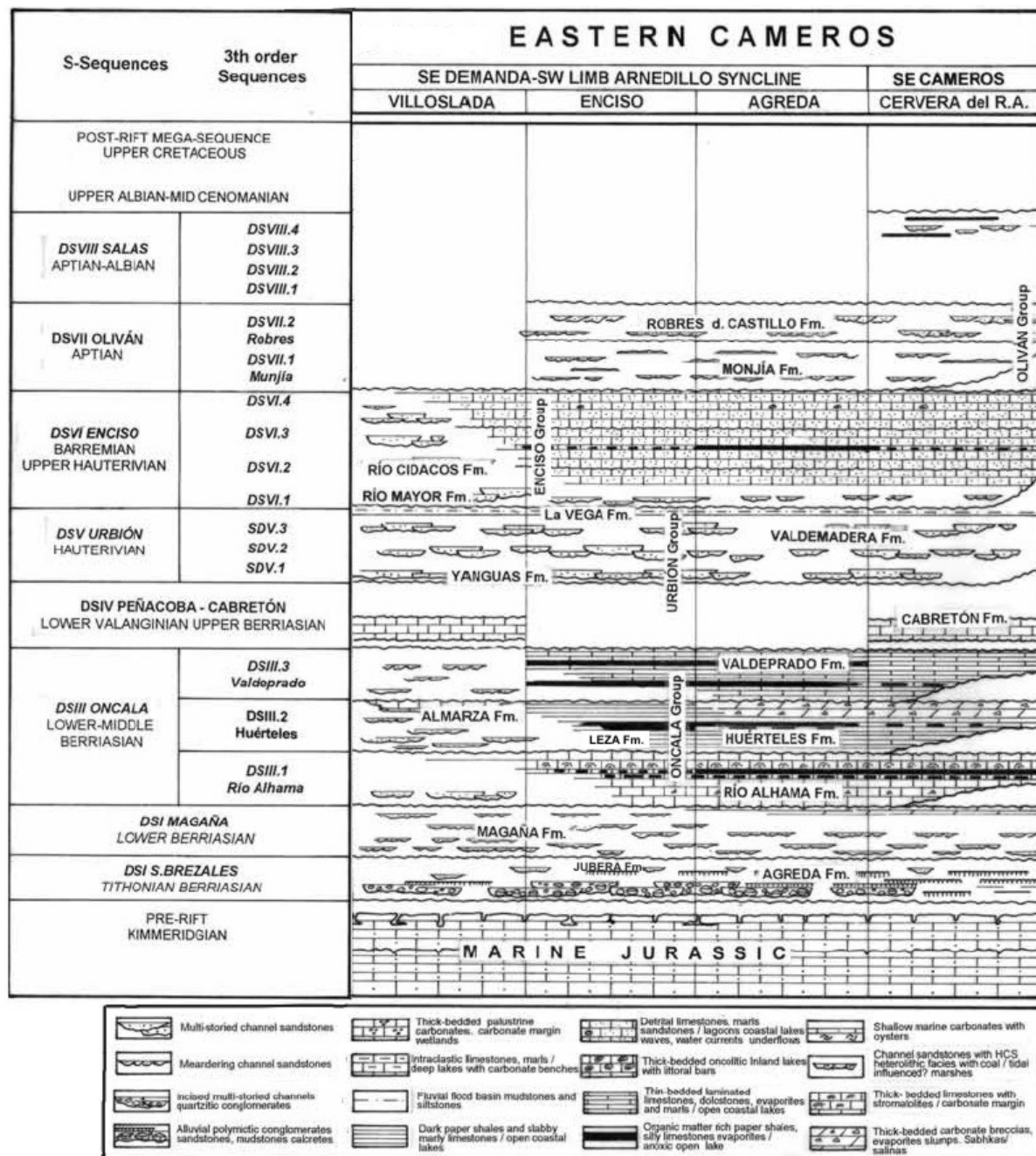


Fig. 6.- Estratigrafía de la Cuenca de Cameros en la que se muestra las unidades genéticas y edades. (Modificado de CLEMENTE, 2010).

SCHUDACK y SCHUDACK (2009) estudiando las asociaciones de ostrácodos del Cretácico inferior (marino y no marino) establecen la correlación

cronoestratigráfica de las unidades, predominantemente no marinas, de las subcuencas de Cameros, Maestrazgo y Suribéricas. En la mayoría de los casos, los nuevos datos son consistentes con los esquemas de correlación previos, basados en otras fuentes bioestratigráficas y en la estratigrafía secuencial. Sin embargo, en algunos casos, los resultados son diferentes de los esquemas establecidos, sobre todo para los grupos Urbión y Enciso de la subcuenca oriental de Cameros (fig. 7).

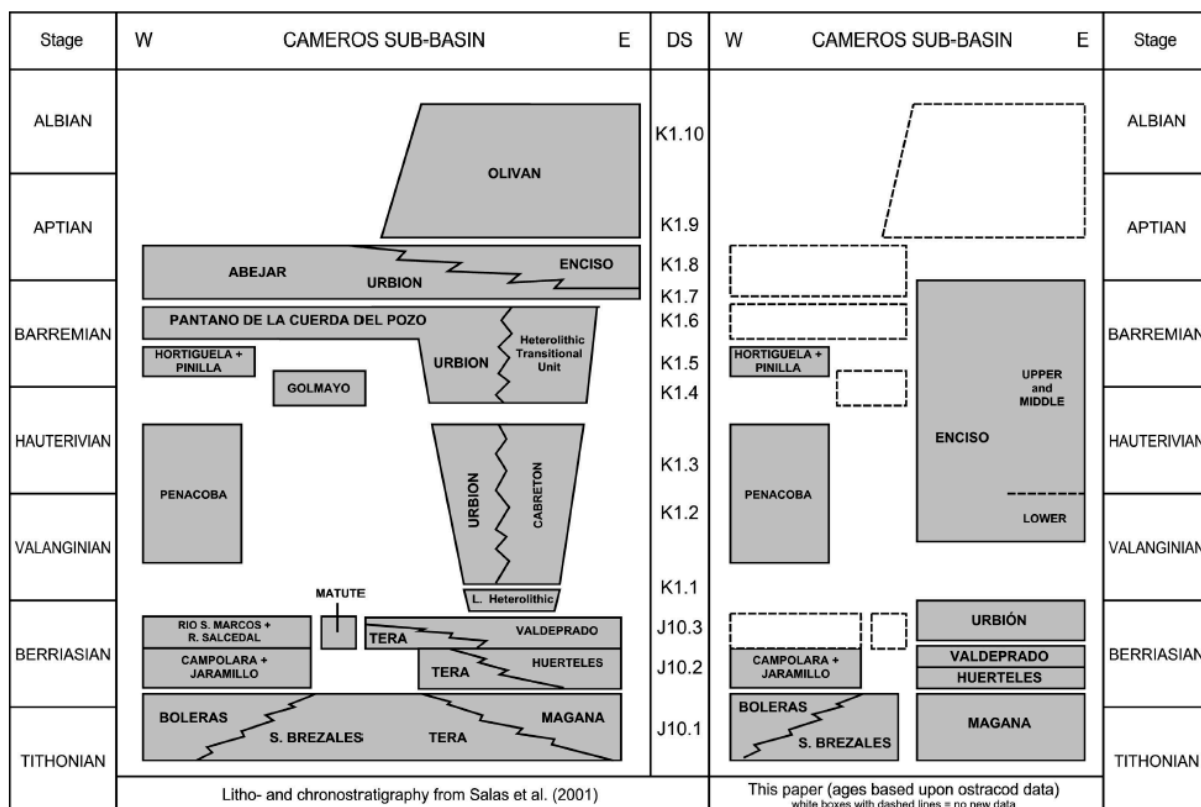


Fig. 7.- Izquierda: Cuadro cronoestratigráfico de la cuenca de Cameros durante el estadio de rifting Jurásico superior-Cretácico inferior, con las secuencias deposicionales y las unidades litoestratigráficas (formaciones). Simplificado y basado en SALAS et al., (2001). Derecha: Correlaciones bioestratigráficas para algunas formaciones (en gris) basadas en los ostrácodos.

DOUBLET et. al., (2003), estudian varios perfiles y secciones y diferencian tres asociaciones de facies dentro del Grupo Enciso. Estas asociaciones son:

- Asociación de facies de ambiente lacustre abierto.
- Asociación de facies de ambiente lacustre marginal siliciclástico.
- Ambiente lacustre marginal de facies carbonatada.

A lo largo del tiempo se alternan dos tipos de margen lacustre: uno siliciclástico, dominado por la acción del oleaje, y otro carbonatado según un modelo de rampa suavemente inclinada.

También son muchos los trabajos existentes en la zona centrados en las icnitas de dinosaurios, dada la gran cantidad y calidad de los afloramientos, especialmente en el Grupo Enciso. Podemos destacar los trabajos de PÉREZ LORENTE (1993, 2001 y 2002), MORATALLA y HERRÁN (2008 y 2010) y CASANOVAS et al. (1995) donde se estudia el yacimiento de La Canal, situado en la localidad de Munilla. En el trabajo de ROMERO, et al. (2001), se tratan las estructuras asociadas a las huellas de dinosaurio en La Rioja.

1.3.2 Datos tectónicos

En el trabajo de GUIRAUD y SEGURET (1985) se considera la cuenca como un gran sinclinal sinsedimentario de unos 50 km de ancho, cuya génesis estaría relacionada con la tectónica extensional que dio origen a la cuenca sedimentaria. Consideran el cabalgamiento del norte de la cuenca (cabalgamiento de Cameros) como el resultado de la inversión tectónica de una gran falla normal generada al inicio del Cretácico, que alcanzase las facies Keuper del Triásico. Dicha falla generaría un semigraben sobre el basamento, desplazándose los sedimentos jurásicos marinos sobre las arcillas y los yesos del Keuper, que actuarían como nivel de despegue, lo que explicaría la migración hacia el Norte de los sucesivos depocentros y el onlap sobre el Jurásico marino. Por lo tanto, esta geometría sería la respuesta a un proceso de deformación sinsedimentaria, y no a una progradación.

En la Cordillera Ibérica han sido definidos varios estadios evolutivos de tectónica distensiva. El marco evolutivo más complejo define cuatro estadios (SALAS et al., 2001, MAS et al., 2002) (Fig. 8):

- Una primera etapa de rifting triásica (Pérmico superior-Hettangiense).
- Una etapa post-rift, durante el Jurásico inferior y medio (Sinemuriense-Oxfordiense).
- Una segunda etapa de rifting, desde el Jurásico superior al Cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense inferior), relacionada con la apertura del Atlántico Norte y del golfo de Vizcaya.

- Una etapa post-rift del Cretácico superior (Albiense superior, Maastrichtiense).

Las cuatro cuencas citadas que conforman el sistema de Rift Mesozoico Ibérico (Cameros, Maestrazgo, Las Columbretes y Sur Ibérica) se formaron dentro de la segunda fase de rifting, siendo la Cuenca de Cameros la que presenta una posición más occidental.

La sedimentación continental, de la secuencia sin-rift, se extiende pues desde el Jurásico superior (secuencia del Tithónico-Berriensiense) hasta el Albiense-Cenomaniense (MAS et al., 1994; MUÑOZ et al., 1997), con potencias acumuladas de sedimentos que se sitúan en torno a los 8.000 metros.

(MUÑOZ-JIMÉNEZ y CASAS-SAINZ, 1997), CASAS-SAINZ (1992, 1993), CASAS-SAINZ y SIMÓN GÓMEZ (1992), CASAS-SAINZ y GIL-IMAZ (1998), CASAS-SAINZ et al., (1995) y MATA et al., (2001) estudian la estructura de la Cuenca de Cameros. Consideran la existencia de una falla lístrica con buzamiento sur generada a favor de las facies Keuper. Dicha falla se invertiría durante la

compresión alpina, con un desplazamiento máximo hacia la depresión del Ebro de 29 km. El desplazamiento vertical máximo del cabalgamiento de Cameros está en torno a los 5 km, magnitud que se corresponde con el espesor de sedimentos terciarios, contemporáneos con la compresión, en el borde sur del Surco Riojano.

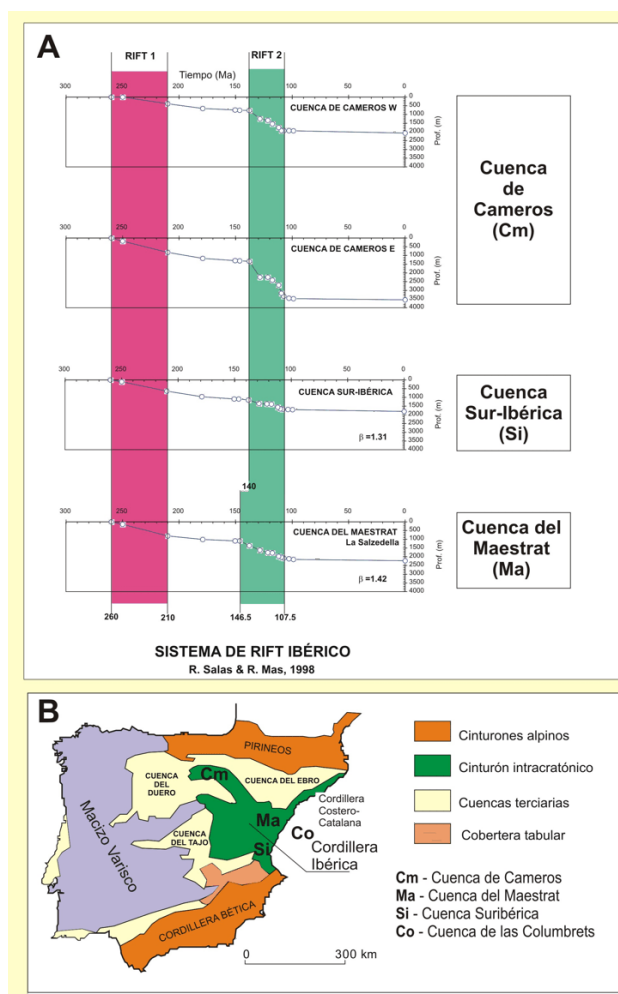


Fig. 8.- A. Comparación entre la subsidencia tectónica de las cuencas de Cameros, Ibérica Sur y Maestrazgo. Las fases de rifting del Triásico y Jurásico superior-Cretácico inferior se han diferenciado en rosa y verde respectivamente. B. Mapa geológico simplificado de la Península Ibérica en la que se han representado las cuatro cuencas más subsidentes desarrolladas durante el rifting ibérico.

En los trabajos de MAS et al., (1993, 1997b, 2002, 2003) y GUIMERÀ et al. (1995) se propone un nuevo modelo de cuenca para Cameros. Estos autores consideran que la hipótesis de GUIRAUD y SEGURET (1985) resulta improbable desde un punto de vista mecánico. Como hipótesis alternativa proponen que se trate de una cuenca sinclinal formada sobre una rampa con buzamiento sur en una falla horizontal extensiva (*extensional ramp basin*). La diferencia fundamental con el modelo de GUIRAUD y SEGURET (1985) reside en la profundidad de la falla generadora de la cuenca sedimentaria. En este modelo la falla se encuentra en el basamento, a varios kilómetros de profundidad, mientras que para GUIRAUD y SEGURET (1985) esta falla llega hasta la superficie.

1.3.3 Datos paleoclimáticos

Los registros lacustres han sido considerados en las últimas décadas una herramienta especialmente útil en el estudio de cambios paleoambientales (STREET-PERROT, 1980; STREET-PERROT y HARRISON, 1985; DIGERFELDT, 1988; TALBOT, 1990; PRENTICE et al., 1992; GUIOT et al., 1993; HARRISON Y DIGERFELDT, 1993; HARRISON et al., 1993, 1996; MAGNY, 1993; PÉREZ OBIOL Y JULIÀ, 1994; DIGERFELDT et al., 1997; ROCA Y JULIÀ, 1997; VALERO GARCÉS et al., 1998, 2000a y b, 2003, 2004; LAMB et al., 1989; 1999, 2000, 2004; SÁNCHEZ GOÑI y HANNON, 1999; MAGNY et al., 2001, 2003; REED et al., 1999, 2001; DAVIS et al., 2003; LENG y MARSHALL, 2004; GONZÁLEZ SAMPÉRIZ et al., 2005, 2006, 2008; LUZÓN et al., 2008a y b). Se trata de una importante fuente de información sobre cambios climáticos a escalas milenarias o submilenarias debido a que son sistemas que incluyen parámetros muy sensibles (biológicos, físicos y químicos) y, además, en muchos casos, no presentan discontinuidades notables, lo que los hace especialmente valiosos como archivos del pasado.

Los trabajos sobre paleoclimatología en sistemas lacustres someros son muy escasos. A nivel de las cuencas de rift de la cordillera Ibérica hay que destacar los trabajos de SORIA (1997), LIESA et al., (2006), MELÉNDEZ et al., (2009), y GIL et al., (2009). SORIA et al (2012, en prensa) encuentran ciclicidades en la frecuencia de Milankovitch en el Cretácico inferior de la subcuenca de Aguilón.

Sin embargo en la Cuenca de Cameros estos trabajos son muy escasos, teniendo en cuenta el abundante registro existente. A este respecto, GÓMEZ-

FERNÁNDEZ Y MELÉNDEZ (1994), establecen ciclicidades a diferentes escalas para el Grupo Oncala (Aloformación Huérteles) en relación con cambios humedad/aridez. En el trabajo de DOUBLET et al. (2003), se estudian los materiales del Grupo Enciso depositados a una paleolatitud estimada en 20-30°N (ZIEGLER, 1988; STAMPFLI Y BOREL, 2002), y se señala que la alternancia de los dos sistemas lacustres descritos por estos autores en el apartado 1.3.1. (datos estratigráficos y bioestratigráficos) están controlados por factores climáticos.

1.4 INTERÉS

El estudio del significado paleoambiental de los depósitos lacustres del Grupo Enciso en el sector de Munilla (La Rioja), puede suministrar datos de utilidad en la reconstrucción de la historia climática de la comarca del Camero Viejo, durante el Cretácico inferior.

Es bien conocido que los sistemas de sedimentación continental son excelentes indicadores de las condiciones medioambientales y de su evolución en una zona determinada. Los sedimentos generados responden a los factores climáticos y geodinámicos reinantes y registran sus variaciones en distintas escalas temporales. Estas variaciones, que en muchos casos están ligadas a cambios globales en el pasado, se archivan en los sedimentos a través de modificaciones en diferentes parámetros (*proxies*) como litología, textura, color, ..., que es necesario estudiar con detalle. Desde un punto de vista de análisis del clima, mediante el estudio de estos sedimentos se pueden reconocer fenómenos globales controlados por ciclos orbitales. Sin embargo, no debemos olvidar que las características de los depósitos están también influenciadas por las condiciones geológicas existentes en la región, de manera que sus efectos interfieren y pueden incluso enmascarar la influencia del clima (BACK et al., 2000; LUZÓN et al., 2007a y b; 2008a y b).

En este sentido, y debido a sus características específicas, el sistema lacustre que se desarrolló durante el Cretácico inferior en la cuenca de Cameros, plantea una serie de posibilidades extraordinarias relacionadas con la reconstrucción paleoambiental durante este periodo. Resulta evidente que los resultados del estudio paleoclimático que se propone en este trabajo, aunque tenga carácter local,

constituye una pieza importante en la reconstrucción paleoambiental del NE peninsular y será útil en la validación de propuestas de evolución climática futura.

1.5 OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo es discriminar las señales climáticas en la sedimentación de una cuenca extensional tectónicamente activa sobre la base de un análisis espectral basado en el rango de profundidad asignada a diferentes facies lacustres. Esto permite estimar el intervalo de tiempo y la velocidad de sedimentación promedio de una serie continental con muy baja resolución de datos bioestratigráficos.

También se persigue la elaboración de un modelo de evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Cretácico inferior, concretamente entre el Barremiense superior y el Aptiense, en el área del Camero Viejo a partir del estudio de los depósitos lacustres del sector de Munilla (La Rioja). El modelo propuesto incluirá datos paleoambientales referidos a:

1. Identificación de secuencias paleoclimáticas cíclicas de alta frecuencia y su interpretación sedimentológica.
2. Caracterización de secuencias paleoclimáticas cíclicas de baja frecuencia y su correlación a escala regional.
3. Anclaje (*Tuning*) de la ciclicidad de alta y baja frecuencia con las curvas eustáticas (HAQ et al., 1988) y de LASKAR (2004, 2010) lo que permitirá avanzar en los procesos de correlación y datación de la serie y en el cálculo de las tasas de sedimentación.

1.6 METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos, el trabajo se inicia con el estudio de la fotografía aérea de la zona para identificar la localización de los mejores afloramientos donde levantar el perfil en los depósitos lacustres situados en el entorno de Munilla (La Rioja). Los materiales lacustres son adecuados para este tipo de estudios, ya que se desarrollan en los momentos de mínima actividad tectónica y, por tanto, la señal climática no está enmascarada por la componente tectónica que, generalmente, tiene una mayor influencia sobre la sedimentación.

Durante el levantamiento del perfil se procede a la recogida de muestras de acuerdo con los objetivos planteados. El muestreo se planifica para recoger muestras que sean representativas de toda la variabilidad de las facies presentes en la columna, siguiendo criterios litológicos y sedimentológicos.

Con las muestras obtenidas se inician los trabajos de laboratorio y gabinete:

Los trabajos de laboratorio se encaminan a la caracterización de las facies mediante la realización de secciones pulidas y láminas delgadas.

En el trabajo de gabinete se caracterizan las facies y se establecen las secuencias tipo, en base a las cuales se elaboran diferentes series de tiempo (rango de profundidad, proximidad o lejanía de la línea de costa lacustre, detritismo, productividad biológica,...). Las diferentes series de tiempo elaboradas se procesan con programas de análisis espectral (REDFIT, Wavelet). A partir de las ciclicidades periódicas obtenidas (en el caso de que aparezcan) se analizan las relaciones entre ellas para asignarlas a las diferentes frecuencias de Milankovitch. Por último, se procede al anclaje con la curva eustática (HAQ et al., 1988) y de insolación de LASKAR et al., (2004, 2010), lo que nos permite progresar en los objetivos de datar la serie y calcular las tasas de sedimentación.

El esquema metodológico que proponemos para el desarrollo del trabajo incluye los siguientes puntos:

1. Recopilación bibliográfica regional y temática.
2. Reconocimiento de la foto aérea de la zona de trabajo e identificación de los mejores afloramientos para el levantamiento de la columna estratigráfica.
3. Trabajo de campo:
 - 3.1. Levantamiento de un perfil litológico detallado.
 - 3.2. Toma de muestras de los materiales más representativos.
4. Trabajo de laboratorio:
 - 4.1. Reconocimiento y descripción de láminas delgadas y secciones pulidas de las muestras tomadas.
5. Trabajo de gabinete:
 - 5.1. Identificación y caracterización de facies.
 - 5.2. Diferenciación de tramos y su cartografía.
 - 5.3. Establecimiento de secuencias tipo, con la metodología de las Cadenas de Markov.
 - 5.4. Elaboración de las series de tiempo.
 - 5.5. Análisis espectral.

- 5.6. Caracterización de ciclos de Milankovitch.
- 5.7. Anclaje (tuning) para datación y cálculo de tasas de sedimentación.
- 6. Elaboración de la memoria. Síntesis y conclusiones paleoambientales y paleoclimáticas.

2 ESTRATIGRAFÍA

El estudio paleoclimático del Grupo Enciso, uno de los principales objetivos de este trabajo, se basa en el análisis estratigráfico y sedimentológico de los materiales que lo integran. Para alcanzar este objetivo, se ha levantado un perfil estratigráfico detallado (a escala 1:200) que, posteriormente, ha sido analizado desde un punto de vista sedimentológico para identificar las facies, establecer las secuencias, elaborar las series de tiempo y realizar la interpretación sedimentológica y paleoclimática.

2.1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE MUNILLA

2.1.1 Localización

La base del perfil se sitúa a unos 500 m al Oeste de Munilla, en la confluencia de un barranco lateral procedente del NE con el río Manzanares, a una cota de 820 m y su techo 1,7 km al NNE de Munilla, a una cota de 1089 m (fig. 9).

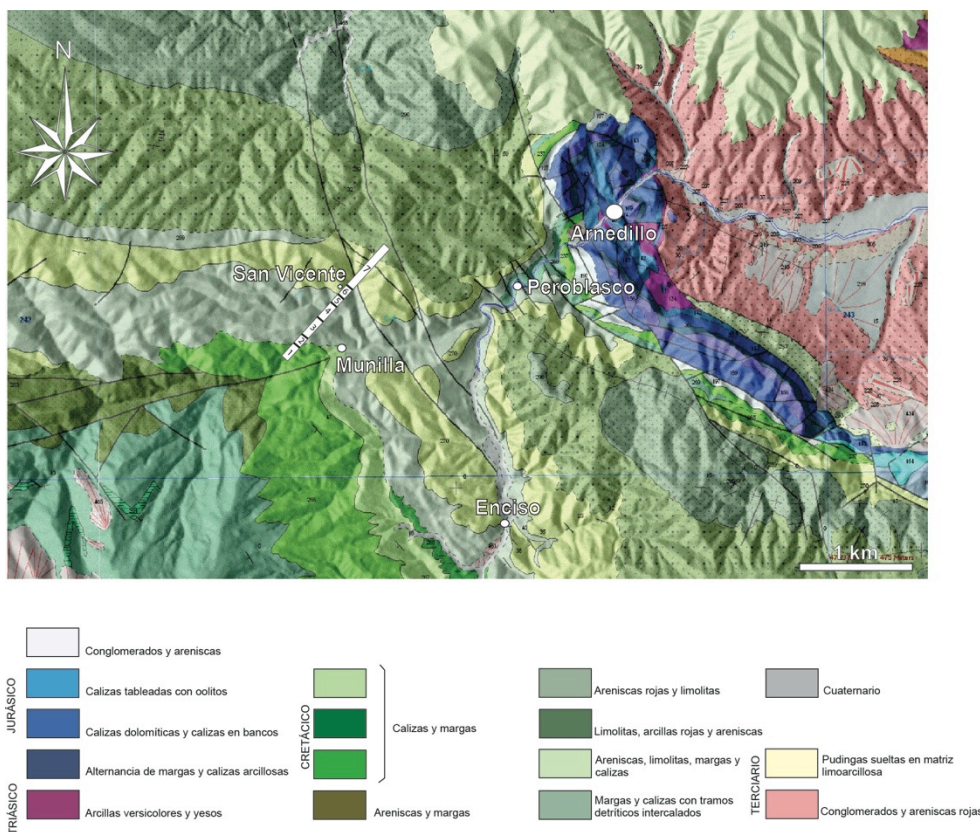


Fig 9.- Mapa geológicos de la zona y ubicación del perfil. Fuente:GEODE

Las coordenadas de la base y el techo son las siguientes:

Coordenada	Base	Techo
X	557.311,86	558.828,11
Y	4.670.796,45	4.672.561,84

Datum: ETRS89; UTM30

La longitud total del perfil es de 996 m que se ha dividido en 7 tramos para su descripción y que se muestra en la fig. 10, (fuera de texto) representado a escala 1:500 para facilitar su visualización. También se ha realizado una cartografía de la zona considerando estos tramos, (fig. 11).

2.1.2 Descripción

Tramo 1 (0-147 m)

Areniscas de color gris con intercalaciones de limolitas y calizas que muestran diferentes tonos grises.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano fino. Se presentan en estratos tabulares, localmente con base canaliforme, de hasta 0,7 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 5 m de espesor que, frecuentemente, muestran una evolución granocreciente. Presentan laminación paralela y cruzada, ripples, estratificación cruzada, bioturbación, huellas de artrópodos, óxidos de hierro y estructuras de escape de fluidos.

Las limolitas se disponen en estratos tabulares de hasta 3 m de potencia y, a veces, forman paquetes de hasta 7 m de espesor. Presentan laminación horizontal, bioturbación, óxidos de hierro y estructuras de escape de fluidos.

Las calizas corresponden a micritas y biomicritas, generalmente *mudstone-packstone*, localmente *grainstone* (bioesparitas) con ostrácados, gasterópos y restos de bivalvos. Se disponen en estratos tabulares, ocasionalmente con base canaliforme, de hasta 1,1 m de espesor que se agrupan en paquetes de hasta 3 m de potencia. También presentan estructuras de escape de fluidos.

Hay que señalar que, esporádicamente, estas litologías presentan intercalaciones de margas grises, localmente laminadas y con pasadas de ostracoditas que se disponen en estratos tabulares de hasta 70 cm de potencia.

Tramo 2 (147-217 m)

Calizas grises oscuras con intercalaciones de margas grises.

Las calizas corresponden a micritas, localmente limosas, generalmente *mudstone* y localmente *wackestone-packstone* (biomicritas e intramicritas) con pasadas de ostrácodos. Se disponen en estratos tabulares, frecuentemente con bases irregulares, de hasta 1,2 m de potencia, agrupándose en paquetes de hasta 13 m de espesor. Presentan algo de laminación y bioturbación, estructuras de escape de fluidos y piritas.

Las margas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 2,5 m de potencia.

Tramo 3 (217-325 m)

Alternancia de calizas grises oscuras y margas grises, con intercalaciones de areniscas grises y limolitas del mismo color.

Las calizas corresponden a micritas, biomicritas e intramicritas, generalmente *mudstone-packstone*, localmente *grainstone* (bioesparitas) con ostrácodos, gasterópos y restos de bivalvos. También son frecuentes las laminaciones de ostrácodos. Se disponen en estratos tabulares, ocasionalmente con bases irregulares, de hasta 1,3 m de potencia; agrupándose en paquetes de hasta 6 m de espesor. Presentan algo de laminación, piritas y óxidos de hierro.

Las margas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 2 m de potencia.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano fino, aunque a techo del tramo son frecuentes las de grano medio. Se presentan en estratos tabulares, de hasta 1,2 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 6 m de espesor. Presentan laminación paralela y cruzada, ripples, estratificación cruzada, bioturbación y óxidos de hierro.

Las limolitas son generalmente masivas y, ocasionalmente laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,8 m de potencia. Presentan bioturbación, óxidos de hierro y, localmente, clastos micríticos de tamaño centimétrico.

Tramo 4 (325-528 m)

Facies heterolíticas de tonos grises y ocreos con intercalaciones de areniscas grises, calizas grises oscuras y limolitas grises.

Las facies heterolíticas están constituidas por una alternancia de niveles de areniscas de grano fino, limolitas, calizas y margas, de espesor milimétrico, apilados en paquetes de hasta 10 m de potencia. Estos paquetes intercalan también pasadas de ostracoditas y óxidos de hierro y, puntualmente, presentan bioturbación. De forma frecuente muestran bandeados de color de tonos ocres.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano fino. Se presentan en estratos tabulares, de hasta 0,4 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 5 m de espesor que localmente muestran una evolución granocreciente. Presentan laminación paralela y cruzada, ripples, estratificación cruzada, bioturbación y óxidos de hierro.

Las calizas corresponden a micritas y biomicritas, generalmente *mudstone-packstone*, localmente *grainstone* (bioesparitas) con ostrácodos, gasterópos y restos de bivalvos; también son frecuentes las laminaciones de ostrácodos y los estromatolitos. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1 m de potencia, agrupándose en paquetes de hasta 3,5 m de espesor. Presentan algo de laminación paralela y grietas de desecación. Ocasionalmente, a techo de los estratos, presentan pasadas de areniscas de grano fino de color ocre de unos 5 cm de potencia, con ripples.

Las limolitas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 0,4 m de potencia formando paquetes de hasta 3 m de espesor. Presentan laminación paralela y cruzada, bioturbación y óxidos de hierro.

Ocasionalmente aparece alguna intercalación de margas grises masivas dispuestas en estratos tabulares de hasta 0,4 m de potencia.

Tramo 5 (528-595 m)

Areniscas grises con intercalaciones de calizas grises oscuras y limolitas grises.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano medio. Se presentan en estratos tabulares, de hasta 1,3 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 8 m de espesor que, localmente, muestran una evolución granocreciente. Presentan laminación paralela y cruzada, ripples, estratificación cruzada, bioturbación, grietas de desecación, huellas de dinosaurios, piritas y óxidos de hierro. Localmente, las de grano más fino muestran un aspecto pizarroso, sobre todo a techo del tramo.

Las calizas corresponden a micritas y biomicritas, generalmente *mudstone-packstone*, con ostrácados, a veces dispuestos en láminas y, ocasionalmente, con estromatolitos. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,1 m de potencia, agrupándose en paquetes de hasta 3,5 m de espesor. Presentan laminación, pasadas de areniscas, piritas y óxidos de hierro.

Las limolitas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 0,8 m de potencia formando paquetes de hasta 2,5 m de espesor, mostrando de forma ocasional una evolución granocreciente. Presentan laminación, bioturbación y óxidos de hierro. Localmente muestran un aspecto pizarroso.

Tramo 6 (595-677 m)

Alternancia de limolitas y calizas grises oscuras con intercalaciones margosas grises en la base del tramo y, a techo, areniscas grises con intercalaciones de limolitas del mismo color.

Las limolitas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,2 m de potencia y se agrupan formando paquetes de hasta 5 m de espesor. Presentan bioturbación, óxidos de hierro y localmente pasadas de areniscas de grano fino. En este tramo es frecuente que las limolitas presenten aspecto pizarroso.

Las calizas corresponden a micritas, *mudstone*. Se disponen en estratos tabulares, de hasta 0,6 m de potencia, agrupándose en paquetes de hasta 2,5 m de espesor. Presentan pasadas de areniscas.

Las margas se encuentran parcialmente cubiertas pero se observa su aspecto masivo y se disponen en estratos tabulares con un espesor máximo de 7 m.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano fino. Se presentan en estratos tabulares de hasta 1,3 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 5 m de espesor que ocasionalmente muestran una evolución granodecreciente. Presentan laminación paralela, ripples, bioturbación y óxidos de hierro. Frecuentemente, las areniscas de grano más fino presentan un aspecto pizarroso.

Tramo 7 (677-996 m)

Areniscas grises con intercalaciones de limolitas grises y, esporádicamente, de calizas de igual color.

Las areniscas son de grano fino a grueso, predominando las de grano fino. Se presentan en estratos tabulares, localmente con base canaliforme (sobre todo al techo del tramo), de hasta 1,5 m de potencia y se agrupan en paquetes de hasta 9 m de espesor que, ocasionalmente, muestran una evolución granodecreciente. Presentan laminación paralela y cruzada, ripples, estratificación cruzada, bioturbación y óxidos de hierro. Frecuentemente, las areniscas de grano más fino presentan un aspecto pizarroso.

Las limolitas son generalmente masivas y, ocasionalmente, laminadas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 2,9 m de potencia y se agrupan formando paquetes de hasta 10 m de espesor. Presentan bioturbación, óxidos de hierro y localmente pasadas de areniscas de grano fino. En este tramo las limolitas presentan aspecto pizarroso.

Las calizas corresponden a micritas y biomicritas, localmente limosas, generalmente *mudstone* y, ocasionalmente, *wackestone-packstone* con pasadas de ostrácodos y bivalvos. Se disponen en estratos tabulares, ocasionalmente con base canaliforme, de hasta 0,7 m de potencia, agrupándose en paquetes de hasta 3 m de espesor. Presentan algo de laminación paralela.

2.1.3 Caracterización de unidades estratigráficas y cartografía

Los tramos en los que se ha subdividido la columna estratigráfica de Munilla responden a la variabilidad de los subambientes sedimentarios que han quedado registrados en las facies. En el tramo 1 dominan los ambientes fluviales y deltaicos. Se identifican facies referibles a canales fluviales, llanuras de inundación y lóbulos deltaicos emplazados en los márgenes de áreas lacustres carbonatadas. El tramo 2 presenta facies referibles a lagos carbonatados someros con abundante desarrollo biológico. En el tramo 3 se observa una alternancia de los subambientes sedimentarios descritos en los tramos 1 y 2, mientras que el tramo 4 muestra facies lacustres laminadas referibles a subambientes más profundos, por lo general alejados de la zona de enraizamiento de las plantas, aunque localmente alternan son subambientes lacustres más someros e incluso con ambientes deltaicos. El tramo 5 representa una vuelta a los ambientes predominantemente deltaicos. El tramo 6 comienza con un subambiente de lago carbonatado profundo con facies lacustres laminadas que paulatinamente pasa a ambientes deltaicos a techo del tramo, mientras que el tramo 7 muestra una lenta transición hacia las facies fluviales del Grupo Oliván.

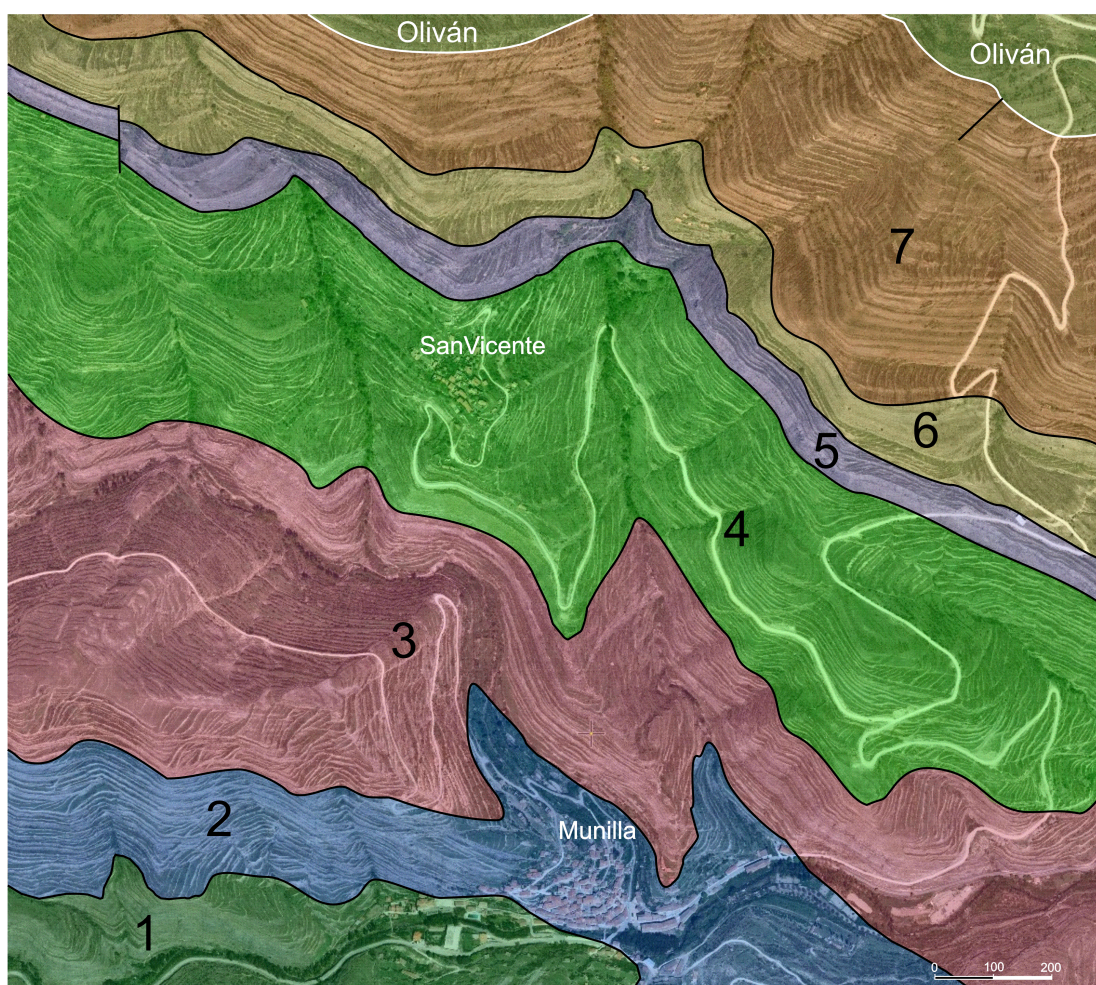


Fig.-11 Cartografía de los tramos diferenciados en el perfil del sector de Munilla. Foto satélite tomada de Sigpac Rioja.

2.2 SEDIMENTOLOGÍA

En el apartado de sedimentología se definen las facies presentes en el perfil de Munilla para establecer después las secuencias tipo, a través de las cadenas de Markov. A partir de las secuencias tipo se elaborará un modelo tridimensional que recoja los diferentes subambientes sedimentarios identificados y que se tomará como base para la elaboración de una serie de tiempo basada en el índice de profundidad interpretado para cada una de las facies presentes.

2.2.1 Definición de facies

Las facies que a continuación se detallan tienen entidad suficiente como para que sus características litológicas, geométricas y estructurales puedan ser la respuesta a una parte o incluso al conjunto de procesos de un sector de un medio sedimentario.

Facies		Descripción	Procesos	
a	Areniscas en estratos canaliformes + limolitas	Alternancia de areniscas y limolitas grises. Las areniscas van desde grano fino a grueso, tienen cemento carbonatado, y se disponen en estratos canaliformes integrando paquetes de hasta 2 m de espesor, (lámina 1B). Presentan laminación horizontal, (lámina 1C) y cruzada, (lámina 1F), ripples, estratificación cruzada en surco, (lámina 1D) y óxidos de hierros a techo de los estratos. Las limolitas se presentan masivas, localmente con laminación horizontal y, hacia el techo de la columna muestran aspecto pizarroso. Localmente presentan óxidos de hierro.	Canales fluviales/distributarios	Sistema Fluvial
	Areniscas en estratos tabulares + Limolitas	Alternancia de areniscas y limolitas grises. Las areniscas son de grano fino a grueso. Se disponen en estratos tabulares de hasta 2 m de potencia, formando paquetes de hasta 7 m, a veces con evolución vertical granodecreciente. Presentan laminación horizontal y cruzada, estratificación cruzada, (lámina 1E), ripples, canalizaciones basales, óxidos de hierro y localmente bioturbación, (lámina 1A). Las limolitas aparecen con textura masiva o laminada, a techo de la columna muestran aspecto pizarroso. Presentan óxidos de hierro, bioturbación y finas pasadas de areniscas (Lámina 2E).	Llanura de inundación	
b	Areniscas en estratos sigmoidales + limolitas	Alternancia de areniscas y limolitas grises. Las areniscas son de grano fino a grueso, (lámina 2B), dispuestas en estratos sigmoidales o irregulares de hasta 2 m de potencia, formando paquetes de hasta 7 m de espesor, (lámina 2A), con evoluciones verticales granocrecientes, ocasionalmente con morfología de lóbulo, (lámina 2D). Presentan laminación horizontal y cruzada, estratificación cruzada, ripples, estructuras de escape de fluidos, bioturbación por raíces y galerías, canalizaciones basales, huellas de pisadas de dinosaurios, (lámina 2F), grietas de desecación y óxidos de hierro. Las limolitas son masivas, a veces laminadas. A techo de la columna muestran aspecto pizarroso. Presentan bioturbación, finas pasadas de areniscas y óxidos de hierro.	Delta	Sistema deltaico
c	Limolitas + areniscas en estratos tabulares	Limolitas de color gris oscuro con intercalaciones de areniscas del mismo color. Las limolitas se disponen en estratos tabulares de hasta 3 m de espesor, formando paquetes que alcanzan los 7 m de potencia. Localmente presentan bioturbación, laminación paralela y pasadas de arenisca. Las areniscas son de grano fino, a veces medio y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica.	Prodelta	

d	Calizas + Limolitas	Alternancia de calizas y limolitas grises y grises oscuras. Las calizas corresponden a micritas, intramicritas y biomicritas, generalmente <i>mudstone-packstone</i> , localmente <i>grainstone</i> (bioesparitas) con ostrácodos, (lámina 4A), gasterópos y restos de bivalvos, (láminas 3F, 4C y D), y, ocasionalmente, laminaciones estromatolíticas, (láminas 3E y 4E). Presentan laminaciones de ostrácodos, por lo general concentradas en el techo de los estratos, (lámina 3A). Localmente muestran bioturbación, laminación horizontal y grietas de desecación. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,2 m de espesor y se agrupan en paquetes que alcanzan los 6 m de potencia. Las limolitas son masivas, localmente, algo laminadas. Se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica y decimétrica.	Lago mixto detrítico/carbonatado	Sistema lacustre
e	Heterolíticas	Alternancia de limolitas y areniscas de color ocre, con calizas y margas grises. Las limolitas presentan laminación horizontal. Las areniscas, de grano fino y muy fino, presentan laminación horizontal. Las calizas son generalmente micritas y biomicritas <i>mudstone-packstone</i> , muy ocasionalmente <i>grainstone</i> (bioesparitas). Todas estas litologías se disponen en niveles milimétricos, apilados en paquetes de hasta 10 m de espesor. Presentan pasadas de ostracoditas, óxidos de hierro y bioturbación. Localmente presentan bandeados de tonos ocres. (Lámina 2C).	Lago con influencia detrítica	
f	Calizas + margas	Calizas grises y grises muy oscuras, con intercalaciones de margas grises. Las calizas corresponden a micrita ocasionalmente fétidas y raramente biomicrita (<i>mudstone-packstone</i>) con ostrácodos, restos de gasterópodos, pasadas de ostracoditas y de areniscas de grano fino. Se presentan en estratos tabulares de hasta 1,5 m de espesor y se agrupan formando paquetes de hasta 12 m de potencia con bioturbación, laminación horizontal, óxidos de hierro, piritas y estructuras de escape de fluidos. Las margas son masivas, localmente algo laminadas. De forma ocasional presentan pasadas de areniscas de grano fino y de calizas grises oscuras con ostrácodos. Se disponen en estratos tabulares de hasta 4,6 m de espesor (láminas 3B, C y D y lámina 4F).	Lago con influencia carbonatada	
g	Calizas	Calizas grises, localmente limosas, que corresponden a micritas, intramicritas y biomicritas, generalmente <i>mudstone-packstone</i> , localmente <i>grainstone</i> (bioesparitas) con ostrácodos, gasterópos y bivalvos, (lámina 4B). Se disponen en estratos tabulares, a veces con base irregular, de hasta 1,2 m de espesor. Se apilan en paquetes de hasta 6 m de potencia. Ocasionalmente presentan laminación horizontal, canalizaciones basales y grietas de desecación.	Palustre/Lago carbonatado	

Tabla I.- Descripción e interpretación de las facies presentes en los materiales del Grupo Enciso (sección de Munilla).

2.2.2 Cadenas de Markov

Una vez realizada la descripción de las facies hay que observar como se relacionan, para luego poder establecer las secuencias tipo. Para ello hay que contar las veces que una facies pasa a las demás, teniendo en cuenta también los límites de secuencia.

Para realizar esta tabulación de las facies se utilizan las cadenas de MARKOV (1971), en las que se construye una matriz A (tabla II) en la que se contabiliza el número de transiciones entre facies.

	LS	a	b	c	d	e	f	g	Ri
LS		16	2	15	12	16	8	7	76
a	2		10	2	3	0	0	0	17
b	51	0		4	0	1	3	0	30
c	5	1	15		7	0	2	2	32
d	4	0	10	7		2	3	3	29
e	6	0	19	0	4		0	1	59
f	2	0	3	6	1	2		7	21
g	5	0	2	2	1	5	5		20
Rj	75	17	61	36	28	26	21	20	284

Tabla II.-Matriz A de Markov.

Después se elaboran una serie de matrices hasta obtener la matriz B (tabla III) que muestra los resultados finales del análisis, es decir, los valores que muestran la probabilidad de transición entre dos facies, siendo más probables aquellas que tengan un valor más elevado y no válidas las que tengan valor 0 o negativo.

	LS	a	b	c	d	e	f	g
LS		0,129	-0,267	0,024	0,023	0,086	0,004	-0,004
a	-0,163		0,360	-0,017	0,072	-0,097	-0,079	-0,075
b	0,531	-0,076		-0,092	-0,124	-0,099	-0,042	-0,089
c	-0,141	-0,036	0,227		0,108	-0,103	-0,021	-0,017
d	-0,156	-0,067	0,106	0,100		-0,033	0,021	0,025
e	-0,095	-0,067	0,393	-0,142	0,023		-0,083	-0,045
f	-0,190	-0,065	-0,089	0,149	-0,059	-0,004		0,257
g	0,010	-0,064	-0,205	-0,110	-0,093	-0,014	-0,014	

Tabla III.-Matriz con los resultados del análisis de las cadenas de Markov.

A partir de esta matriz se ha construido el diagrama de flujo que se muestra en la fig. 12 donde se incluyen todas las transiciones posibles entre facies.

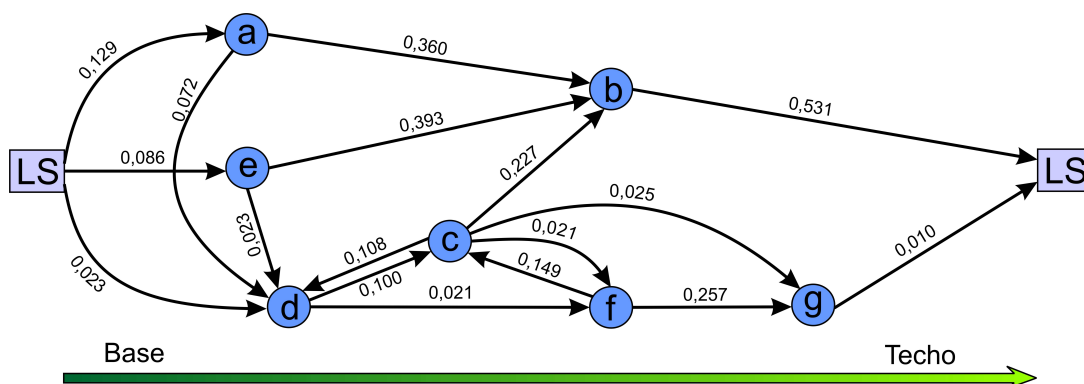


Fig 12.- Diagrama de flujo en el que se muestran los resultados de las transiciones entre facies representativas según el análisis de Markov.

Analizando este diagrama (fig. 12) se pueden establecer las secuencias tipo que luego permitan caracterizar el medio sedimentario.

2.2.3 Análisis secuencial

De la interpretación de las cadenas de Markov se deducen que es imposible integrar todas las facies en una única secuencia tipo. Siguiendo la metodología de las cadenas de Markov se han establecido las siguientes secuencias tipo:

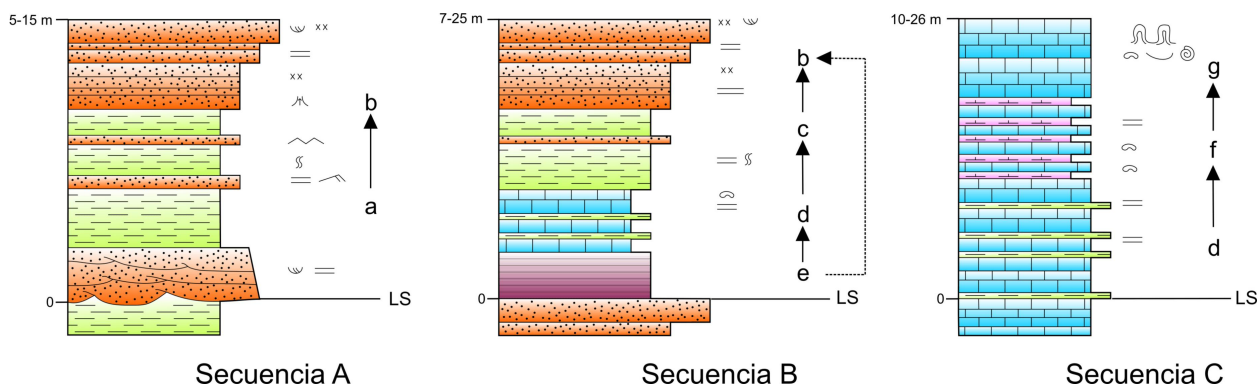


Fig 13.- Secuencias tipo diferenciadas

La secuencia A, con espesores que oscilan entre 5 y 15 metros, muestra una evolución vertical profundizante y representa el paso de ambientes fluviales con canales y depósitos de llanura de inundación (con abundante laminación horizontal, ripples y bioturbación) a la parte proximal de un sistema deltaico donde son frecuentes las estructuras de escape de fluidos, las costras ferruginosas y la bioturbación, que junto con la evolución vertical granocreciente, caracterizan los

lóbulos deltaicos.

La secuencia B, con espesores entre 7 y 25 metros, muestra una evolución vertical somerizante. Representa diferentes subambientes dentro de un lago predominantemente de carácter siliciclástico. La secuencia se inicia con facies heterolíticas, finamente laminadas, localizadas en la parte más profunda que pasan a calizas con lutitas, también laminadas y éstas a las facies de prodelta, terminando la secuencia con las facies proximales deltaicas. Tal y como se muestra en la figura 13, también es frecuente el paso directo de las facies heterolíticas a las facies deltaicas, sin registro de facies carbonatadas, lo que se puede interpretar como lagos predominantemente de carácter siliciclástico, con escasa o nula presencia de subambientes carbonatados.

La secuencia C, con espesores entre 10 y 26 metros, muestra una evolución vertical somerizante y representa la sedimentación en un ambiente de lago carbonatado. Sobre el límite de secuencia aparecen facies de lutitas y calizas laminadas que pasan a calizas con margas donde se reconoce laminación horizontal y ostrácodos y termina con calizas lacustres marginales con gasterópodos, bivalvos y laminaciones estromatolíticas.

A partir de la relación vertical de las facies descritas en el apartado 2.2.1 y de su interpretación, se propone el modelo sedimentológico que se muestra en la fig. 14. En este esquema se puede observar la posición relativa de las distintas facies respecto a la línea de costa lacustre. Este aspecto es el que ha sido utilizado para la elaboración de la serie de tiempo en la que se basa el análisis espectral.

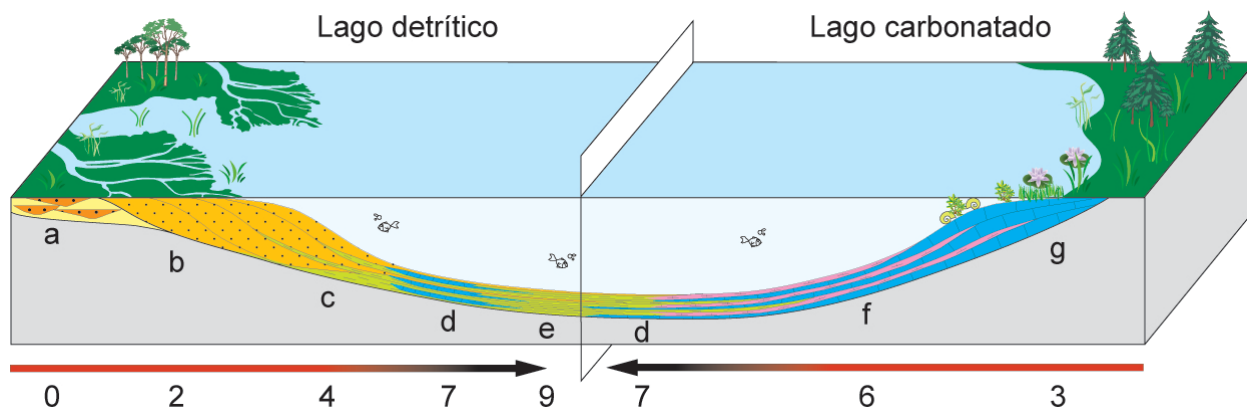


Fig. 14.- Modelo de facies y ambientes sedimentarios con las facies que los integran y propuesta de rangos de profundidad para elaborar la serie de tiempo.

De la interpretación de las secuencias tipo se deduce los siguientes subambientes sedimentarios (fig. 14):

- Fluvial distal: representado por canales arenosos y llanuras de inundación.
- Lacustre siliciclástico: con sistemas deltaicos instalados en los márgenes del lago.
- Lacustre carbonatado: con plataformas de alta productividad biológica.

En la columna estratigráfica de Munilla (fig. 10), se han identificado las facies presentes (a-g) y, a partir de las asociaciones que se observan, se han definido 74 ciclos cuyos espesores se muestran en el histograma de la figura 15. Se observa que la moda aparece en la clase 11-15 metros, siendo 13,45 m el espesor promedio de los ciclos y que la distribución de espesores muestra una cierta asimetría hacia valores de espesor más altos. Estos ciclos corresponden a las secuencias más fácilmente identificables en campo y son referibles a las secuencias tipo definidas a partir del análisis de cadenas de Markov.

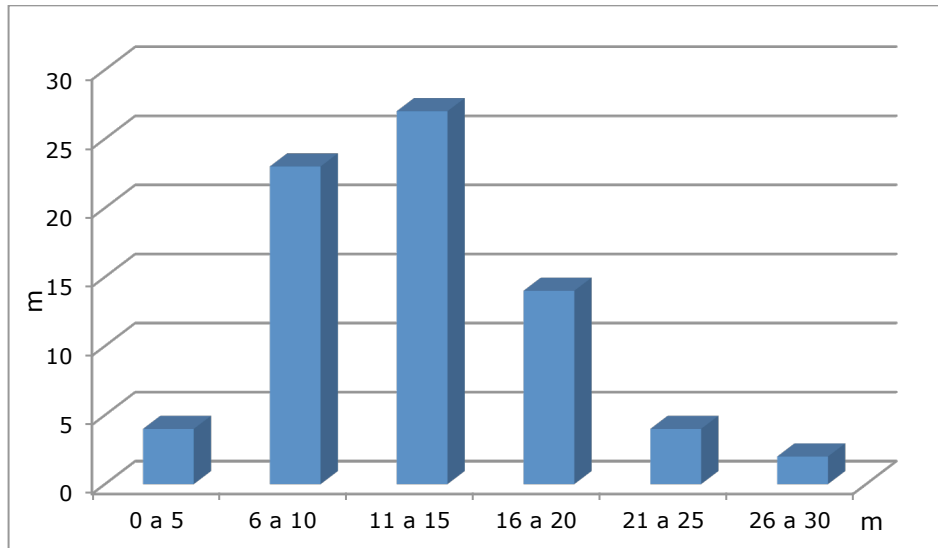


Fig 15.- Histograma con la distribución de espesores de los 74 ciclos identificados.

2.2.4 Índice de profundidad- Relación espesor/profundidad

A partir de los ciclos identificados se ha calculado el índice ponderado de profundidad en función de las facies que los integran, el rango de profundidad asignado a cada una de ellas (de 0 a 9, ver modelo de la fig. 14) y el espesor de

cada una de las facies en cada ciclo. La variación de este índice a lo largo del tiempo muestra (ver fig. 16) como el ambiente sedimentario va profundizándose desde la base de la serie hasta un máximo relativo situado en el ciclo 35. Tras una breve etapa con una acusada somerización, aparece reflejada una profundización gradual hasta el ciclo 50, donde se alcanza el valor más elevado para luego mostrar una rápida somerización, acentuándose el proceso a techo de la serie, donde son más frecuentes las facies fluviales.

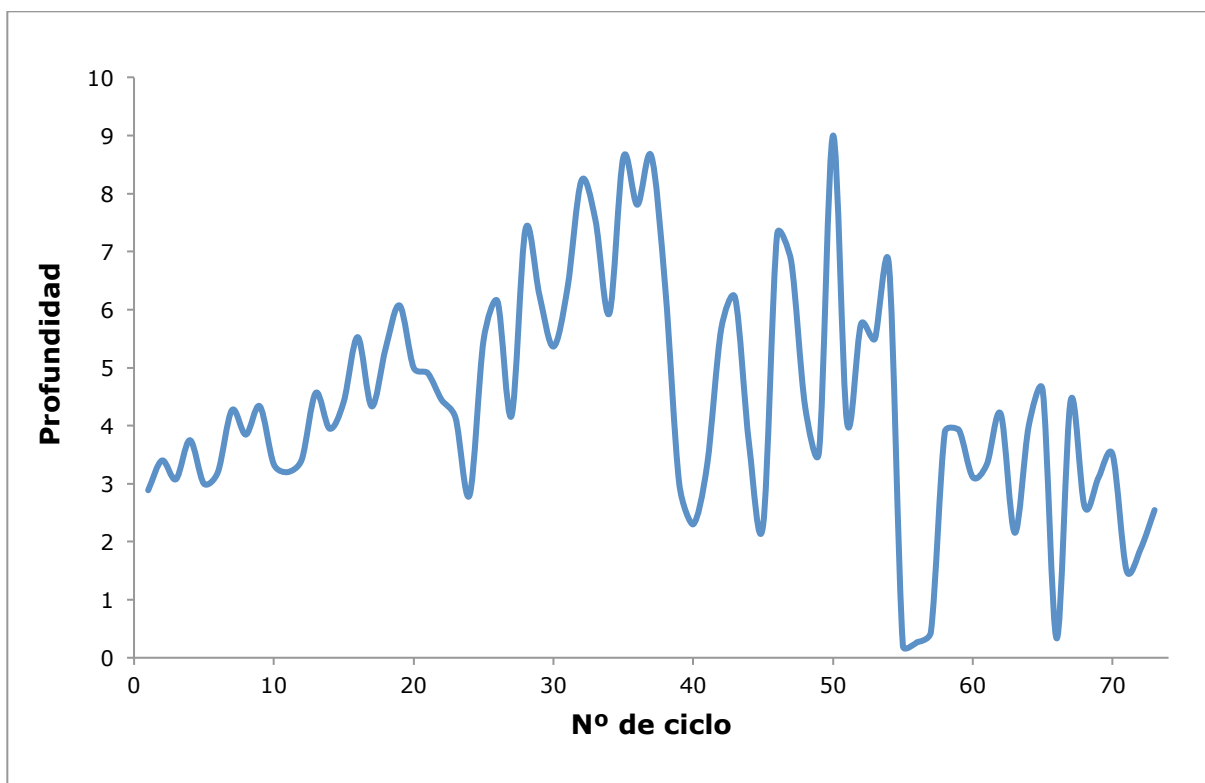


Fig 16.- índice de profundidad calculado para cada uno de los ciclos. Se observan profundizaciones graduales (ciclos 1 a 38 y 40 a 50) separados por bruscos descensos del índice de profundidad.

La relación entre el espacio de acomodación y el espesor de los diferentes ciclos identificados se puede analizar en una gráfico (fig. 17) que muestre las desviaciones del espesor de cada ciclo en relación con el espesor promedio calculado para toda la columna, siguiendo la metodología establecida por SCHWARZACHER (2005). Durante la sedimentación de los materiales del Grupo Enciso es evidente la presencia de una tectónica distensiva que se manifiesta por la aparición de fallas normales con orientación NE-SO, de escala decamétrica, fosilizadas por sedimentos más modernos del Grupo Enciso, ver algunos ejemplos

cartografiables en la figura 11.

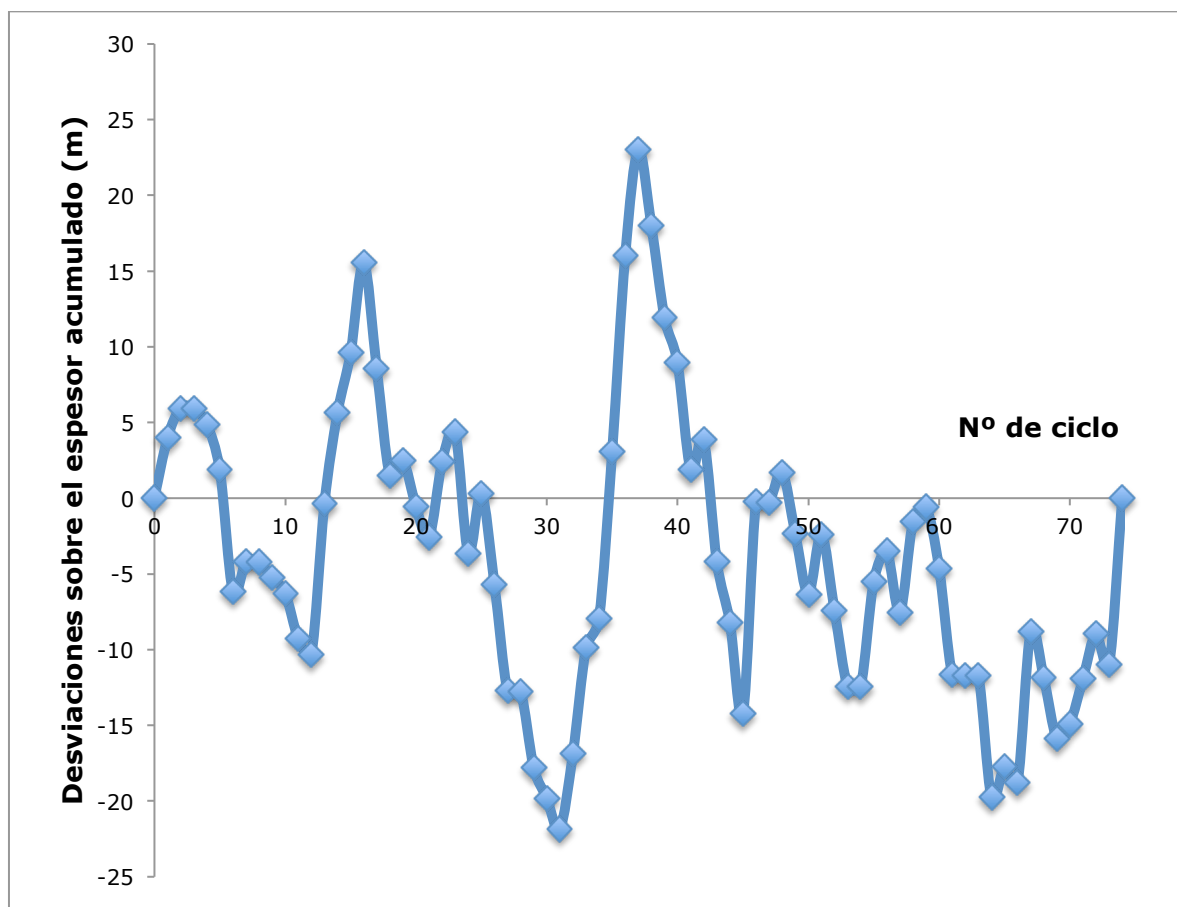


Fig. 17.- Desviaciones sobre el espesor promedio de los ciclos identificados en el Grupo Enciso (perfil de Munilla) siguiendo la metodología de SCHWARZACHER (2005). En el gráfico se observan de forma muy clara largas etapas con disminución gradual del espacio de acomodación, separadas por cortas etapas con fuertes incrementos que podemos referir a momentos de aumento de la subsidencia de la cuenca por causas tectónicas.

En el gráfico de la figura 17 se observan dos momentos en los que el espacio de acomodación en la cuenca crece de forma muy importante (ciclos 13 al 16 y 32 a 37, con una nueva reactivación en el techo de la columna). Estos momentos de máxima creación de espacio de acomodación están separados por largos intervalos donde el espacio de acomodación decrece de forma gradual. La interpretación de estos bruscos aumentos en el espacio de acomodación, puede relacionarse con etapas de subsidencia anormalmente alta o con elevaciones importantes y rápidas del nivel de base lacustre. Una forma de discriminar entre estas dos hipótesis de partida es representar gráficamente en un diagrama de dispersión el espesor de cada ciclo frente a su índice ponderado de profundidad, de forma que si los ciclos

con mayor índice de profundidad son los de mayor espesor, estarán relacionados con la tectónica, mientras que si los ciclos con mayor índice de profundidad no guardan relación con el espesor de los mismos, el rango de profundidades tendrá un control climático (fig. 18).

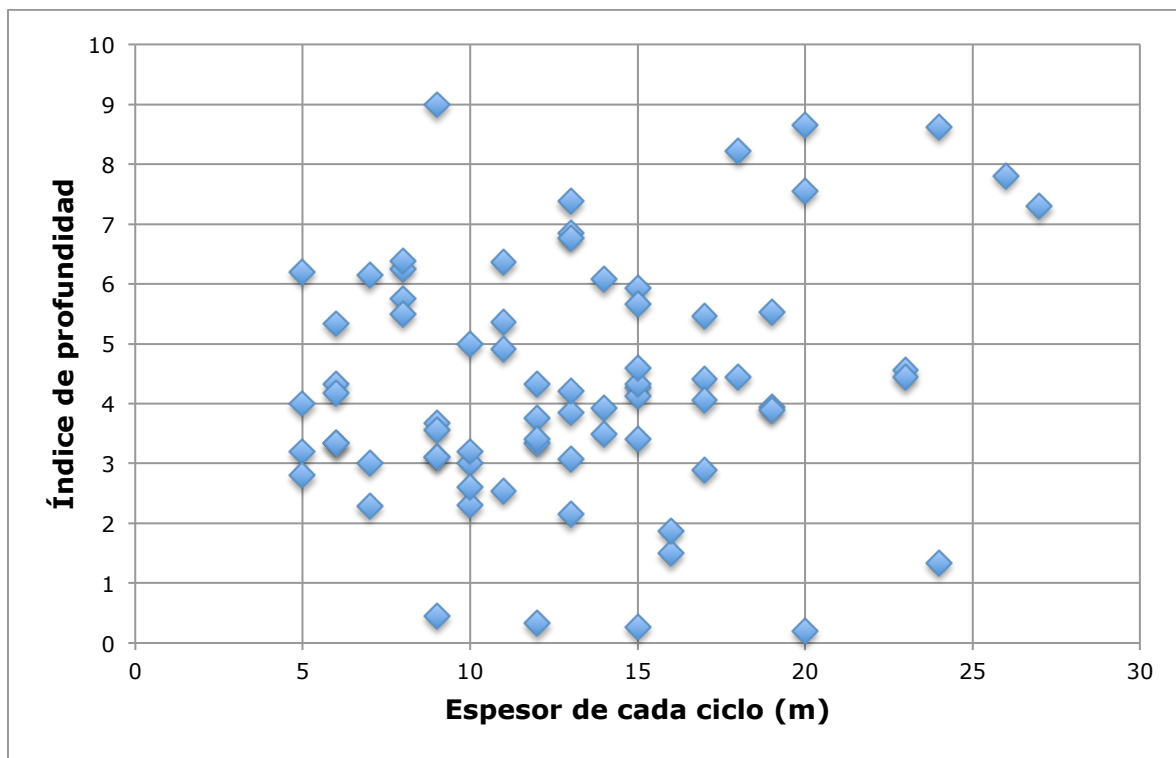


Fig. 18.- Relación entre el espesor de los ciclos y su índice ponderado de profundidad. Como puede observarse en el gráfico, no existe una correlación entre los parámetros representados por lo que la profundidad de cada ciclo tiene un control fundamentalmente de tipo climático.

Como puede observarse en la fig. 18 no se observa una clara relación entre los ciclos más potentes y una mayor profundidad, por lo que el índice de profundidad de los ciclos fue controlada por factores climáticos.

3 ANÁLISIS ESPETRAL-CICLOESTRATIGRAFÍA

Uno de los principales objetivos de este estudio es poner de manifiesto, mediante análisis estadísticos, los ciclos climáticos de alta y baja frecuencia que hayan quedado registrados durante la sedimentación, principalmente lacustre, del Grupo Enciso. Una vez que ha quedado patente el control climático sobre la sedimentación de los materiales del Grupo Enciso, a pesar de que se depositan en una cuenca de rift tectónicamente activa, el siguiente paso es analizar e interpretar la señal climática registrada en los sedimentos.

A partir del modelo sedimentológico de la fig. 14, como ya se ha explicado anteriormente, se ha asignado a cada facies un valor numérico de profundidad que varía entre 0 (facies fluviales) y 9 (facies lacustres profundas). Con el rango de profundidades establecido para estas facies se ha elaborado una serie de tiempo con un intervalo de muestreo de 1 metro, obteniéndose una serie de tiempo de 967 datos una vez eliminados los tramos cubiertos (fig. 19).

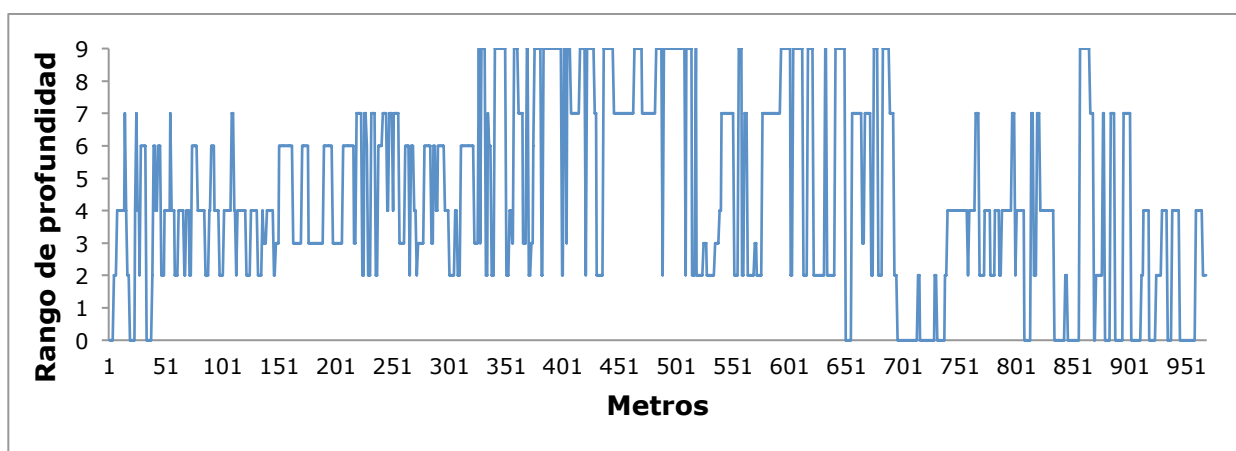


Fig 19.- Serie de tiempo construida a partir de la interpretación de las variaciones en la profundidad de las facies que integran los ciclos.

El análisis espectral de la serie de tiempo (construida a partir de las variaciones de la profundidad del lago) se ha realizado mediante los programas de análisis espectral REDFIT (SCHULZ & MUDELSEE, 2002) y Wavelet (TORRENCE & COMPO, 1998) englobados en el software PAST (PAleontological STatistics V. 2.15).

A la serie de tiempo se le ha aplicado un test tipo Bonferroni para garantizar que nuestro análisis tiene la protección de la corrección del efecto del contraste múltiple, para evitar los falsos positivos (fig. 20). En esta figura se observa que de los dos picos del espectro que superan la banda de confianza del 99,9%, el que aparece definido de una forma más clara corresponde a un periodo de 16,66 m. Este pico del espectro será nuestro punto de anclaje para la interpretación de los ciclos de Milankovitch.

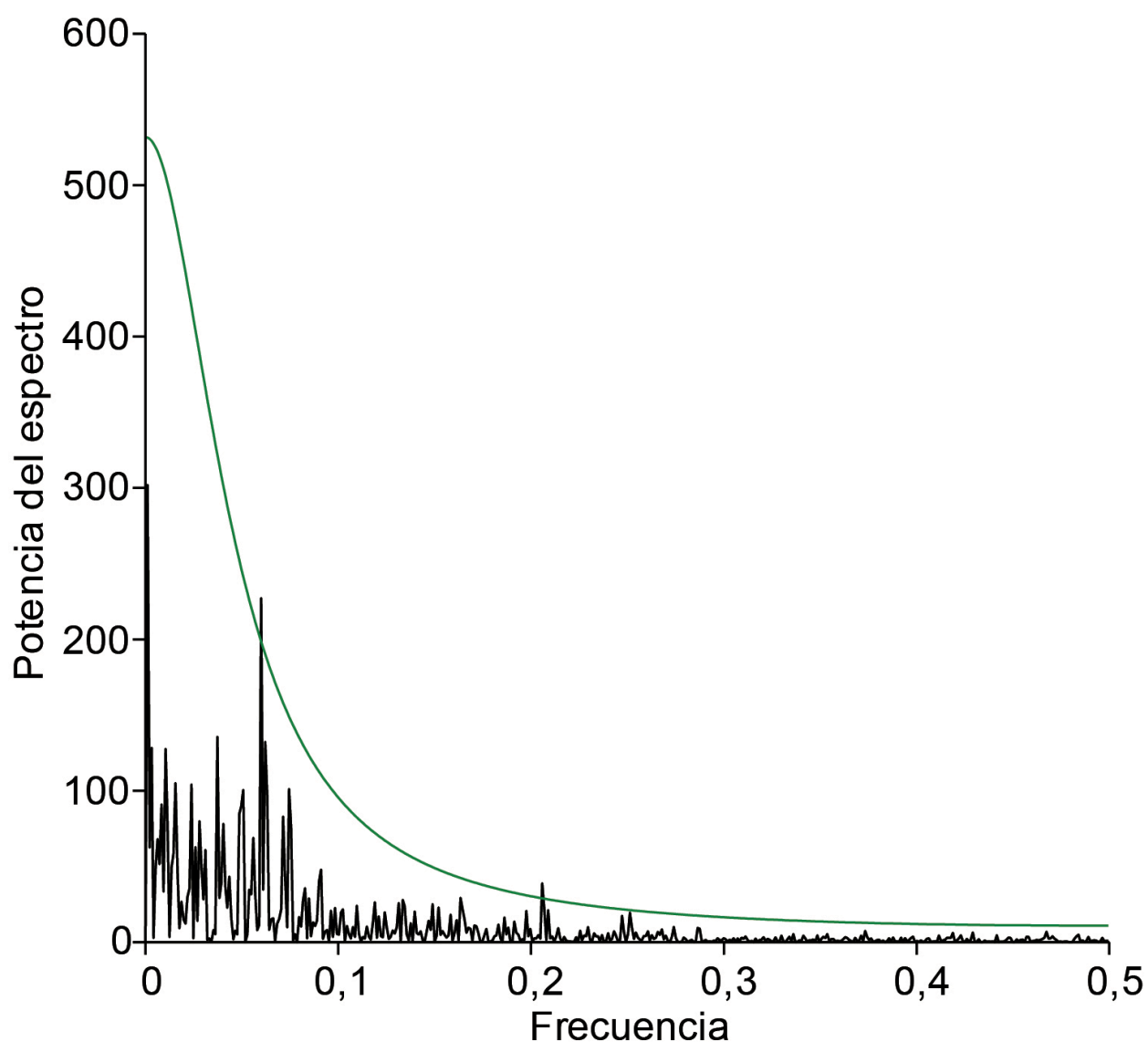


Fig. 20.- Test tipo Bonferroni aplicado a la serie de tiempo del rango de profundidades establecido para los materiales del Grupo Enciso en Munilla. La línea verde corresponde a una banda de confianza del 99,9%. El pico más representativo de la serie corresponde a un periodo de 16,67 m.

Apartir del análisis mediante REDFIT de la serie de tiempo del rango de profundidades, analizada en tres tramos con una superposición del 50% y ventana rectangular, se identifican 5 máximos correspondientes a ciclos sedimentarios periódicos, en 90,56m, 16,66m, 7,14m, 5,37m y 3,93m; 4 de los cuales sobrepasan el nivel de confianza del 99%, (fig. 21).

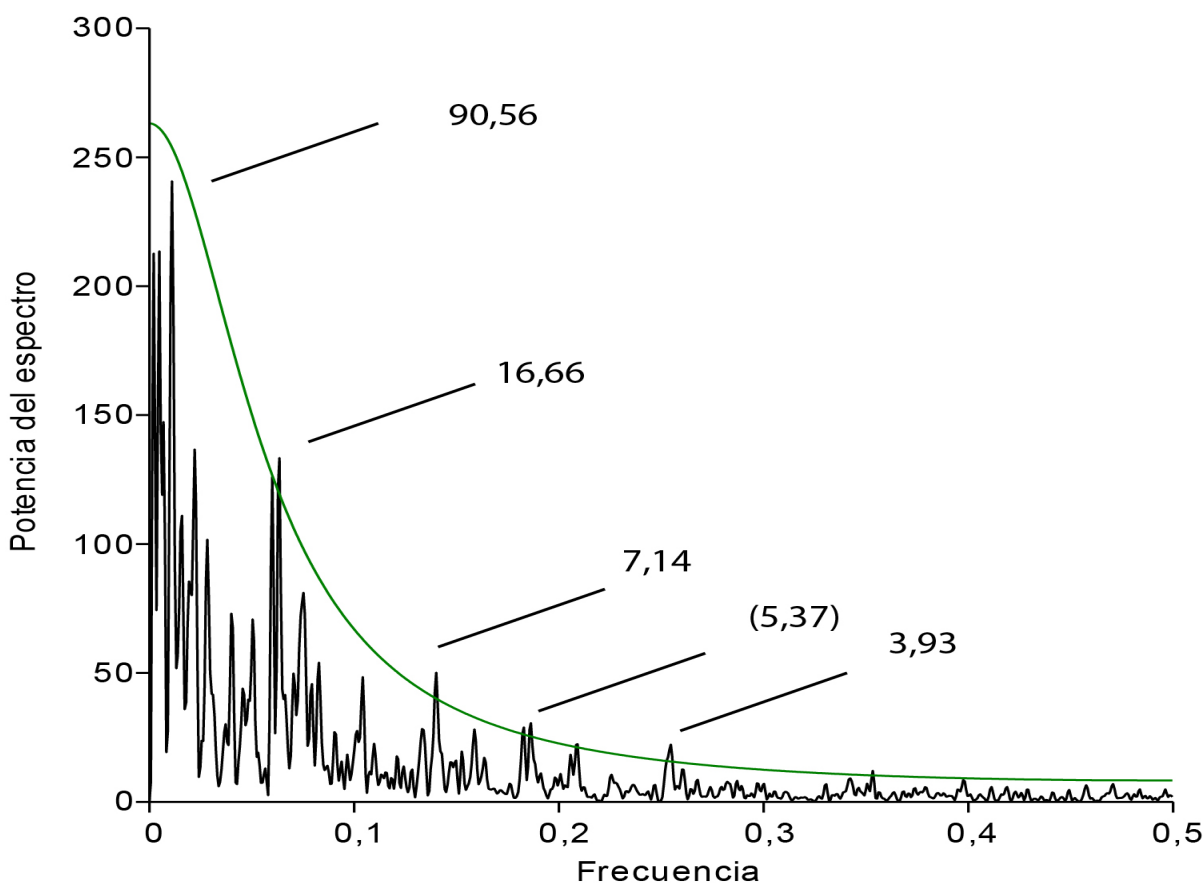


Fig 21.- Espectro de potencia de la serie de tiempo de la figura 19 construida a partir de las variaciones en la profundidad de las facies. Banda de confianza del 99% (línea verde).

Para comprobar la fiabilidad de estos ciclos periódicos, hemos realizado un análisis paralelo de la serie de tiempo utilizando la simulación Monte Carlo para calcular las bandas de confianza. El resultado se muestra en la fig. 22 donde se puede comprobar que todos los ciclos superan la banda de confianza del 99%.

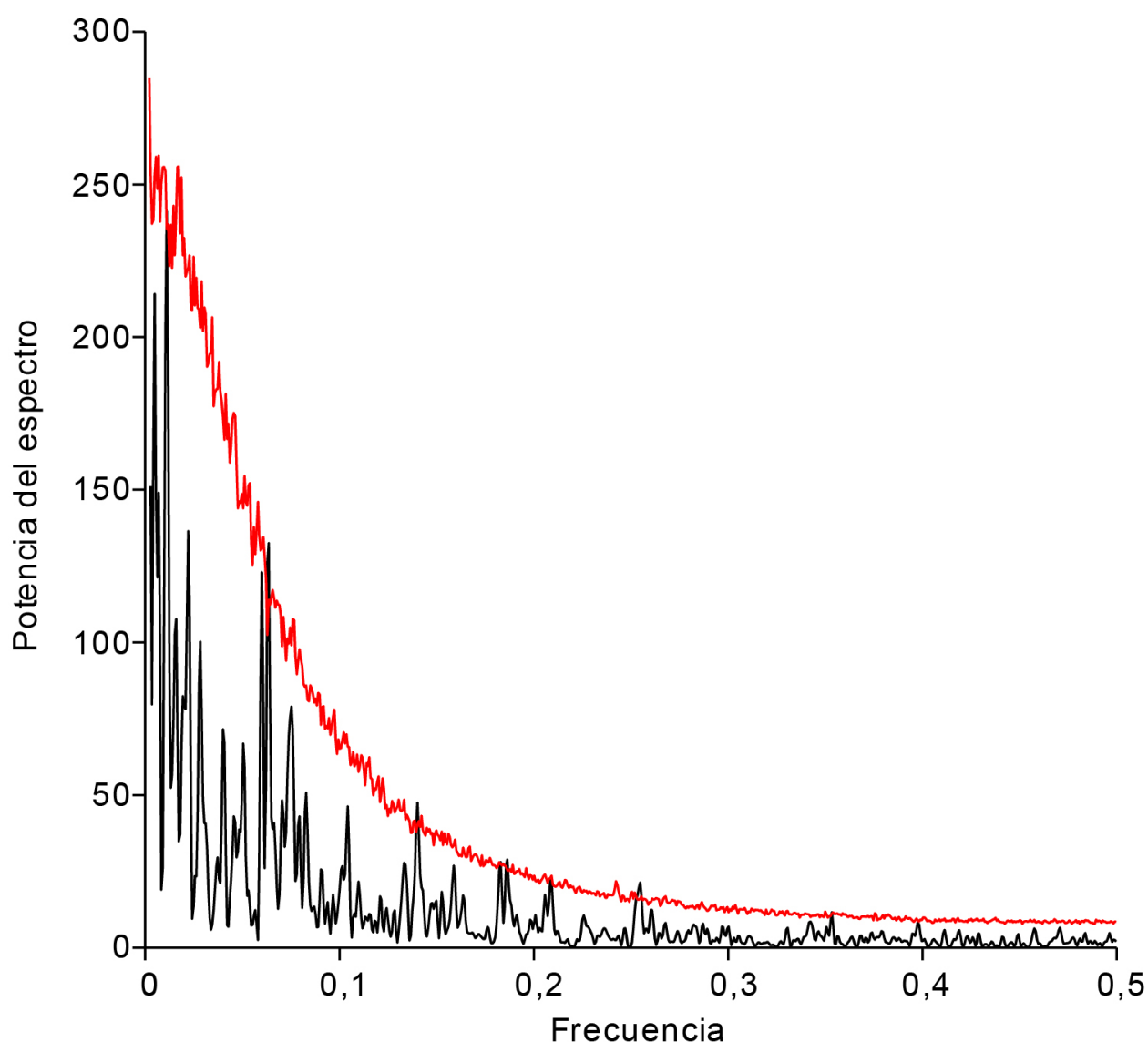


Fig. 22.- Espectro de potencia de la serie de tiempo de la figura19 construida a partir de las variaciones en la profundidad de las facies. Banda de confianza del 99% (línea roja) calculada mediante la simulación de Monte Carlo.

También hemos analizado la serie de tiempo mediante la transformada de Wavelet (TORRENCE & COMPO, 1998), (fig. 23). En este gráfico, en el eje X se representan los datos de la serie de tiempo (1 a 967) mientras que en el eje Y se representa el periodo de los ciclos periódicos expresado en potencias de 2. Los colores simbolizan la potencia de los ciclos (rojo, alta; azul, baja, ver escala) y la línea negra en torno a los diferentes colores representa la banda de confianza al 95%. Las líneas simétricas de color negro a ambos lados del diagrama simbolizan el cono de influencia, fuera del cual los valores carecen de fiabilidad estadística. En

este gráfico no solo podemos ver la periodicidad de los ciclos (que se manifiesta por la persistencia en la horizontal de colores amarillos y rojizos) sino también en qué parte de la serie de tiempo aparece la ciclicidad periódica. Para facilitar la interpretación del gráfico, se han trazado líneas blancas coincidiendo con el periodo de los máximo obtenidos mediante el análisis espectral REDFIT. De esta forma, se aprecia claramente que el periodo de 2^4 , correspondiente al ciclo de 16 metros aparece, aunque de forma discontinua, en toda la serie de tiempo, mientras que el periodo de $2^{6,5}$ correspondiente al ciclo de 90 metros, solamente aparece en la mitad superior de la serie de tiempo, aproximadamente, a partir del dato 400.

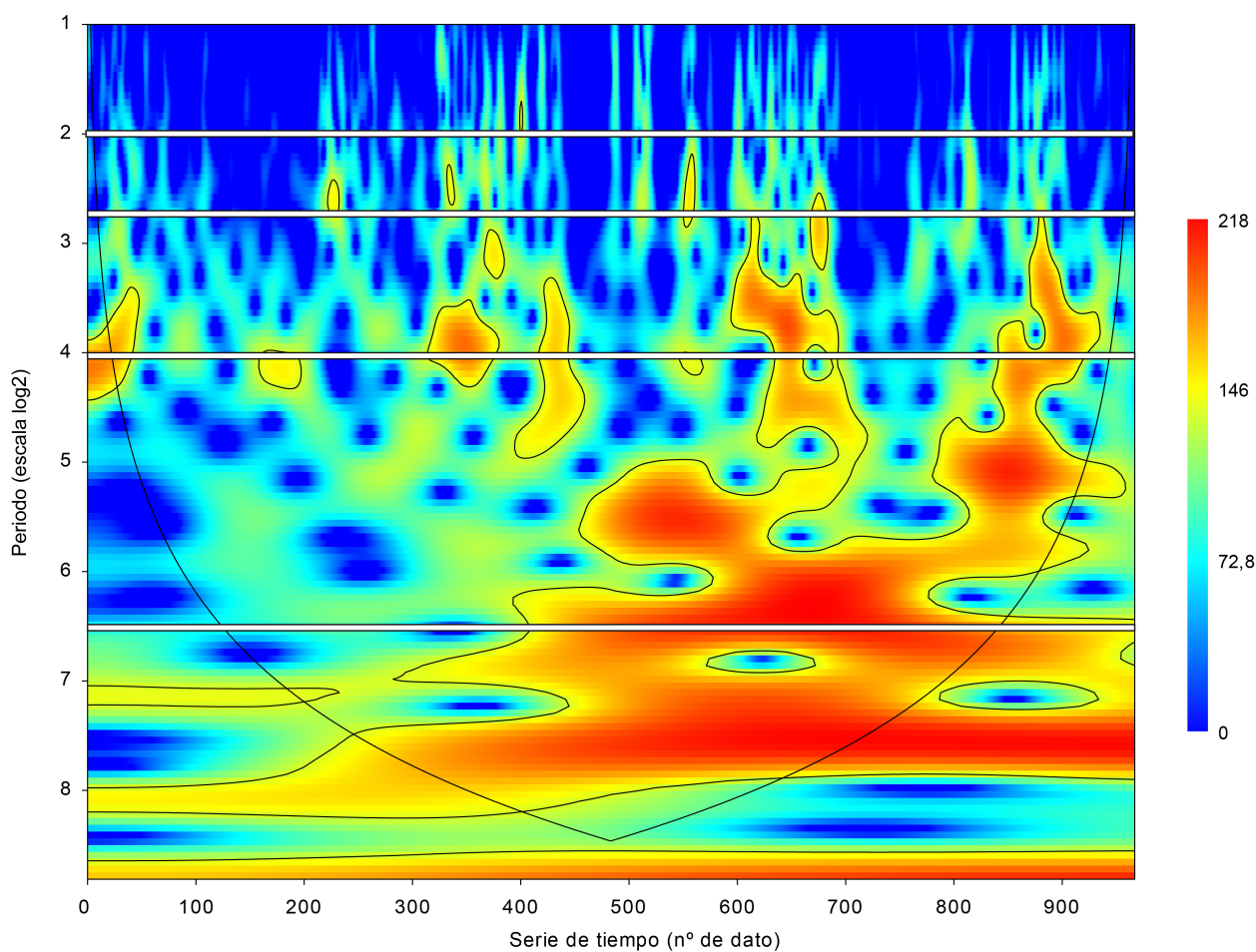


Fig 23.- Análisis de la serie de tiempo mediante Wavelet. Las líneas blancas corresponden a los máximos obtenidos mediante el análisis de REDFIT (fig. 19).

4 IDENTIFICACIÓN DE CICLICIDADES EN LA BANDA DE FRECUENCIA DE MILANKOVITCH. CALIBRACIÓN TEMPORAL DEL GRUPO ENCISO

4.1 CICLOS DE MILANKOVITCH

En la tabla IV se muestran los máximos obtenidos mediante el análisis espectral de la serie de tiempo definida en los materiales del Grupo Enciso y las relaciones existentes entre ellos. En la tabla V se muestran las relaciones existentes, durante el Cretácico inferior, entre las principales modas de los ciclos de Milankovitch. El análisis comparativo de los valores es la herramienta fundamental para identificar y correlacionar los ciclos encontrados en nuestro análisis con las frecuencias de Milankovitch.

El punto de partida de este análisis, en base a los valores obtenidos en el test de tipo Bonferroni, es el ciclo de 16,66 m; ciclo que, por otra parte, es el que con mayor facilidad se identifica sobre el terreno y constituye la base del análisis secuencial que se muestra en la figura 10. Del análisis comparativo de las tablas IV y V se deducen dos posibles interpretaciones para este ciclo: (i) que corresponda al ciclo de excentricidad corta (94.800 años) o (ii) que sea una de las modas del ciclo de precesión.

m	90,6	16,66	7,14	5,37	3,93
90,6	1	5,44	12,69	16,87	23,05
16,66		1	2,33	3,10	4,24
7,14			1	1,33	1,82
5,37				1	1,37
3,93					1

Tabla IV.- Relaciones entre los máximos obtenidos en el análisis espectral (REDFIT).

ka	Excentricidad	Oblicuidad	Precesión		
	405,0	94,8	37,1	22,3	18,1
405,0	1	4,27	10,92	18,16	22,38
94,8		1	2,56	4,25	5,24
37,1			1	1,66	2,05
22,3				1	1,23
18,1					1

Tabla V.- Relaciones entre los ciclos de Milankovitch calculados para el Cretácico inferior a partir de los valores de insolación de LASKAR et al., 2004 y 2010).

- i) Si el ciclo básico de 16,6 m es el de excentricidad (94,8 ka), el de 90,6 m sería el de excentricidad larga (404 ka); mientras que el de 7,14 m sería el de oblicuidad (36,5 ka) aunque, en las latitudes a las que se depositó el Grupo Enciso (intertropicales), este ciclo debería tener escasa representatividad. Finalmente, los ciclos de 5,37 y 3,93 corresponderían a las dos modas principales del ciclo de precesión.
- ii) Si el ciclo de 16,6 m es el de precesión, el ciclo de 90,6 m sería el de excentricidad corta (94,8 ka), mientras que los ciclos más pequeños estarían por debajo de las frecuencias de Milankovitch.

La primera interpretación tiene como puntos a favor que todos los ciclos periódicos identificados en los sedimentos del Grupo Enciso son refereribles a alguna de las frecuencias establecidas por Milankovitch. Además, las tasas de sedimentación que se pueden calcular a partir de esta interpretación (16,6 metros en 94,8 ka) proporcionan valores que aunque elevados (175 m/Ma), no lo son tanto debido a las especiales características de la subsidencia en el sector oriental de la Cuenca de Cameros, y serían compatibles con las cuencas de tipo rift según ALLEN & ALLEN (2005). Otro punto fuerte de esta interpretación es que, a pesar de que los valores numéricos de las relaciones entre ciclos no siempre son coincidentes con los valores deducidos de las relaciones entre las frecuencias de Milankovitch calculadas para el Cretácico inferior (intervalo 110-118 Ma según los datos de LASKAR et al., 2004, 2010) sí que son valores aproximados y además son muchos los valores comparados, lo que aporta una mayor fiabilidad a la interpretación. Las

variaciones en estos valores pueden justificarse por el ruido sedimentario (variaciones en la velocidad de sedimentación, interrupciones sedimentarias, etapas erosivas, ...) asociadas a cualquier proceso sedimentario. A partir de la tasa de sedimentación obtenida con esta interpretación (175 m/Ma) y considerando el espesor de la columna (996 m), se puede estimar que la duración temporal de los sedimentos del Grupo Enciso en Munilla se sitúa en torno a 5,7 Ma, valor que resulta compatible con el obtenido por otros autores para el Grupo Enciso:

Autor	Datación del Grupo Enciso
TISCHER (1966)	Valanginiense sup.-Barremiense inf.
MAS et al. (2002)	Barremiense superior-Aptiense
SCHUDACK y SCHUDACK (2009)	Valanginiense-Barremiense límite Aptiense
CLEMENTE (2010)	Hauteriviense superior-Barremiense

Tabla VI.- Datación del Grupo Enciso según diversos autores.

La segunda interpretación es mucho más simple, ya que solamente los ciclos de 16,6 y 90,6 m estarían dentro del rango de frecuencias de Milankovitch (precesión y excentricidad corta, respectivamente) y el valor de la relación entre estos ciclos sedimentarios (5,44) está muy próxima a la relación entre las frecuencias de Milankovitch (5,24). Las debilidades de esta interpretación es que no explica las ciclicidades encontradas por debajo de 16,6 m y que la tasa de sedimentación resultante (16,6 m en 18,1 ka) arroja un valor de 917 m/Ma, muy por encima de los valores normales en cuencas de tipo rift, incluso en situaciones excepcionales de subsidencia como la del sector oriental de la Cuenca de Cameros, siendo éste un valor propio de las cuencas más subsidentes de tipo *strike-slip* (ALLEN & ALLEN, 2005). De acuerdo con esta interpretación, teniendo en cuenta la tasa de sedimentación obtenida (917 m/Ma) y considerando el espesor de la columna (996 m), la duración temporal de los sedimentos del Grupo Enciso en Munilla se situaría en 1,09 Ma, valor que resulta muy inferior al obtenido por otros autores para el Grupo Enciso, ver tabla VI.

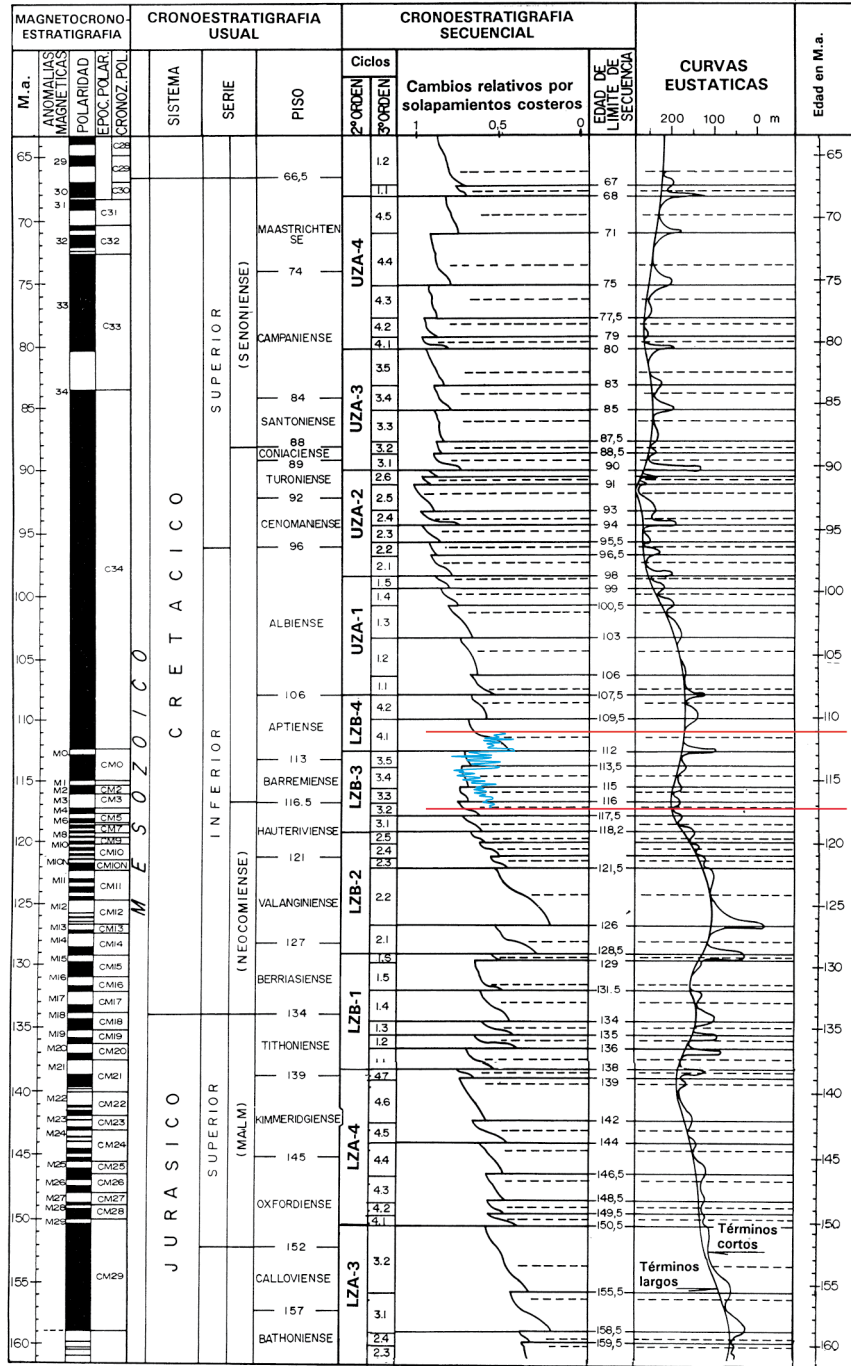
4.2 VARIACIONES EUSTÁTICAS

En base a los resultados obtenidos en este estudio la primera interpretación (ciclo de 16,6 m correspondiente a excentricidad corta, 100 ka) es la que presenta una mayor coherencia, aunque tendrán que ser estudios más amplios los que certifiquen o descarten esta interpretación. Los resultados obtenidos en este estudio han permitido establecer la influencia de la tectónica y el clima sobre la sedimentación, así como calcular la tasa de sedimentación y el intervalo temporal correspondiente a la sedimentación del Grupo Enciso en el sector oriental de la Cuenca de Cameros. Uno de los objetivos de este trabajo era avanzar también en el establecimiento de una datación para esta unidad y se planteaba como metodología de trabajo el anclaje de la serie a las curvas de insolación de LASKAR et al., (2004 y 2010) y a la curva eustática de HAQ et al., (1988).

La similitud de los ciclos de insolación en el Cretácico inferior (LASKAR et al., 2004 y 2010), no permite encontrar elementos distintivos que permitan su anclaje con la curva de variaciones en el índice de profundidad, por lo que será necesario disponer de un control temporal más preciso de la serie (a partir de magnetoestratigrafía si todavía se conserva la señal magnética primaria tras la remagnetización que sufrió la serie en el Albiense).

Sin embargo, el control eustático reconocido por ALONSO y MAS (1993) en la sedimentación de los depósitos sinrift de la Cuenca de Cameros y MAS et al., (1993) en la Fm Leza, según estos autores perteneciente al Grupo Enciso, permite realizar un intento de anclaje de la curva de variación del índice de profundidad con la curva de HAQ et al. (1988), ver figura 24. A partir de esta correlación se comprueba un estrecho paralelismo entre la curva del índice de profundidad determinado para el Grupo Enciso (fig. 16) en el perfil de Munilla y la curva de variaciones eustáticas, en base al cual se puede confirmar la existencia de un control eustático del nivel de base lacustre durante la sedimentación de esta unidad. De acuerdo con la correlación establecida la sedimentación del Grupo Enciso se iniciaría en el techo del Hauteriviense y finalizaría hacia la parte central del Aptiense. Esta correlación supondría un lapso temporal de 6,1 Ma (ver líneas horizontales rojas en la figura 24 ampliada), valor muy similar al obtenido mediante

la correlación de los ciclos sedimentarios periódicos procedentes del análisis espectral con las frecuencias de Milankovitch (5,7 Ma).



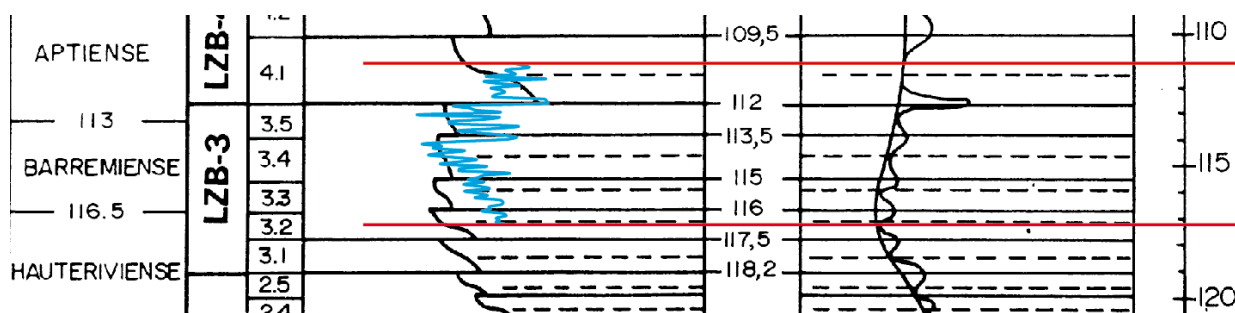


Fig. 24.- Propuesta de correlación del índice de profundidad calculado para el Grupo Enciso en el perfil de Munilla y la curva de variaciones eustáticas de HAQ et al., (1988) y detalle de la correlación.

5 **CONCLUSIONES**

En este apartado se exponen de forma sintetizada las conclusiones más importantes alcanzadas a partir de la realización de este trabajo.

- El perfil litológico levantado en la localidad de Munilla ha descrito aproximadamente 1.000 m de materiales del Grupo Enciso, que ha sido dividido en 74 ciclos sedimentarios.
- El análisis secuencial de los sedimentos del Grupo Enciso en la zona de Munilla (sector oriental de la Cuenca de Cameros) permite discriminar la señal climática en un contexto de cuenca de rift muy activa desde un punto de vista tectónico.
- La sedimentación del Grupo Enciso es simultánea con un proceso tectónico distensivo que se manifiesta por la formación de fallas sinsedimentarias (NE-SO) con salto métrico y decamétrico.
- Se han diferenciado 7 facies referibles a tres subambientes sedimentarios: fluvial, lacustre siliciclástico y lacustre carbonatado y se ha elaborado un modelo sedimentario para el Grupo Enciso.
- Los cambios en la profundidad del lago tienen un claro control climático.
- El análisis espectral de la serie de tiempo elaborada a partir del rango de profundidad establecido para los sedimentos del Grupo Enciso en la columna de Munilla utilizando el software REDFIT y Wavelet ha permitido identificar ciclos sedimentarios periódicos referibles a los ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad de las frecuencias de Milankovitch.
- El ciclo sedimentario periódico de 16,66 m es el que con mayor facilidad se identifica sobre el terreno y constituye la base del análisis secuencial.
- La tasa de sedimentación calculada para la sedimentación del Grupo Enciso es de 175 m/Ma.
- La sedimentación del Grupo Enciso se extiende desde el techo del Hauteriviense hasta la parte central del Aptiense.
- El intervalo temporal abarcado por el Grupo Enciso se sitúa en torno a los 6 Ma.

Agradecimientos:

En primer lugar tengo que agradecer a Arsenio Muñoz, el haber confiado de nuevo en mi, y volver a ser mi director, y por esas conversaciones con FaceTime tan clarificantes, que han hecho que la distancia no sea un problema.

A mis padres por hacer de niños, cada vez que lo necesitaba y por supuesto a Carlos.

Y por último al Grupo de Investigación de la DGA "Análisis de cuencas sedimentarias continentales" y al Instituto de Estudios Riojanos por subvencionar este trabajo.

6 BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (2005). Basin analysis. Principles and applications. (2ª Ed.) Blackwell Sci. Pub., Oxford, 549 pp.
- ALONSO, A. Y MAS, J.R. (1993). Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. Cuadernos de Geología Ibérica, nº 17, 285-310.
- ALONSO, A., MENENDEZ, N. Y MAS, J.R. (1991). Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. Acta Geológica Hispánica, v. 26, págs. 35-54.
- ARRIBAS, J; ALONSO, A . ; MAS, R.; TORTOSA, A.; RODAS, M.; BARRENECHEA, J F.; ALONSO AZCÁRATE, J y ARTIGAS, R (2003).- Sandstone Petrography of Continental
- Depositional Sequences of an intraplate Rift Basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Jouma! 01 Sedimentary Research.* (73), 309-327.
- BACK, S., STRECKER, MR., DE BATIST, M., VANHAUWAERT, P. (2000). Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia: Comment. *Geology* 28, 18.
- BERGER, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.*, 9, 139-167.
- BEUTHER, A., 1965.- Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas. Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestlich Iberischen Kette), *Geologisches Jahrbuch Biehefte*, (44), 103-121 .
- CASANOVAS, L., EZQUERRA, R., FERNÁNDEZ, A., MONTERO, D., PÉREZ-LORENTE, F., SANTAFÉ, J.V., TORCIDA, F., VIERA, L.I., (1995). El yacimiento de Ca Canal (Munilla, La Rioja, España). La variación de velocidad en función del tamaño del pie de los ornitópodos. *Zubía monográfico nº 13*, 55-81.
- CASAS, A.M., GIL-IMAZ, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversión of the Eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geol Rundsch* 86, 802-818.
- CASAS SAINZ A.M., CORTES-GRACIA A.L., MAESTRO-GONZALEZ, A., (2000).- Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazan Basin. *Tectonics.* (9), 2, 258-289.
- CASAS SAINZ, A.M. (1992). El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía, monográfico*, (4), Instituto de Estudios Riojanos.
- CASAS SAINZ, A.M., (1993).- Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, (6), 202-216.
- CASAS, A., CORTES, A., GIL, A., MAESTRO, A., MUÑOZ, A., POCOVI, A., MARTINEZ, B., OLIVA, B., LIESA, C., CASTILLO, E., PUEYO, E., MILLÁN, H., SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L., AURELL, M., MATA, M.P., TENA, S. Y ROMÁN, T. (1995). Estructura y evolución mesozoica-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). VII Reunión Comisión de Tectónica SGE, 113.
- CASAS SAINZ, A.M., SIMÓN GÓMEZ, J.L., (1992).- Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain) *JOU1'nal of Structural Geology*, (14), 5, 521-530.

- CLEMENTE, P. (2010). Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy in western Cameros Basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), 101-143.
- DAVIS, BAS., BREWER, S., STEVENSON, AC., GUIOT, J. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- DIGERFELDT, G. (1988). Reconstruction and regional correlation of holocene lake-level fluctuations in lake bysjon, south Sweden. *Boreas* 17, 165-182.
- DIGERFELDT, G., DE BEAULIEU, J.-L., GUIOT, J. AND MOUTHON, J., (1997). Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger Haute Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136,231-258.
- DOUBLET, S., GARCÍA, J.-P., GUIRAUD, M., MÉNARD, A. (2003). Sedimentación siliciclástica dominada por la acción del oleaje y carbonatada en un lago del Cretácico Inferior (Cuenca de Cameros, norte de España). *Journal of Iberian Geology* 29, 11-28.
- GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F., MATEOS, R., SEGURA, M. (2009). Orbital cycles in a Late Cretaceous shallow platform (Iberian Ranges, Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274 40-53,
- GONZALEZ-SAMPERIZ, P., VALERO-GARCES, B.L., CARRION, J.S., PENA-MONNE, J. L., GARCIA-RUIZ, J. M., MARTI-BONO, C. (2005). Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain: New data and a review. *Quaternary International* 140, 4-20.
- GONZALEZ-SAMPERIZ, P., VALERO-GARCES, B.L., MORENO, A., JALUT, G., GARCIA-RUIZ, J.M., MARTI-BONO, C., DELGADO-HUERTAS, A., NAVAS, A., OTTO, T., DEDOUBAT, J.J.(2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence, *Quaternary Research* 66, Issue 1, 38-52.
- GONZALEZ-SAMPERIZ, P., VALERO-GARCES, B.L., MORENO, A., MORELLON, M., NAVAS, A., MACHIN, J., DELGADO-HUERTAS, A. (2008). Vegetation changes. and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 157-181.
- GUIMERÀ, J, ALONSO, A. y MAS, R., 1995 .- Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: JG. Buchanan y P.G. Buchanan (eds.), Basin Inversion. Geological Society Spec Publ. , (88), 433-453.
- GUIOT, J., HARRISON, S.P., COLIN PRENTICE, I. (1993). Reconstruction of Holocene Precipitation Patterns in Europe Using Pollen and Lake-Level Data. *Quaternary Research* 40, 139-149.
- GUIRAUD, M. y SEURET, M. (1985): A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publ.*, 37, 159-175.
- HAQ, B.L., HARDENBOL, J. AND VAIL, P., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-level Changes: an integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner, eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 42, 71-108.

- HARRISON, S.P., DIGERFELDT, G. (1993). European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews* 12, 233-248.
- HARRISON, S.P., PRENTICE, I.C., GUIOT, J. (1993). Climatic controls on Holocene lake-level changes in Europe. *Climate Dynamics*. 8, 189-200.
- HARRISON, S.P., YU, G., TARASOV, P.E. (1996). The late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quaternary Research* 45 (2), 138-159.
- KNEUPER-HAACK, F. (1966): Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). Beihefte geologisches Jahrbuch , 44: 165-209.
- LAMB, AL., LENG, MJ., LAMB, HF., MOHAMMED, MU. (2000). A 9000-year oxygen and carbon isotope record of hydrological change in a small Ethiopian crater lake. *Holocene* 10,167-177
- LAMB, AL., LENG, MJ., MOHAMMED, MU., LAMB, HF. (2004). Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and delta C-13) of lacustrine organic matter,
- LAMB, H., ROBERTS, N., LENG, M., BARKER, P., BENKADDOUR, A., VAN DER KAARS, S. (1999). Lake evolution in a semi-arid montane environment: response to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology* 21,325-343.
- LAMB, H.F., EICHER, U., SWITSUR, V.R. (1989). An 18,000-year record of vegetation, lake-level and climate change from Tigelmine, Middle Atlas, Morocco. *Journal of Biogeography* 16, 65-74.
- LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A. C. M. AND LEVRARD, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285.
- LASKAR, J., FIENGA, A., GASTINEAU, M., MANCHE, H.: (2010), La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astron. Astrophys.*, Volume 532, A89. 1-15.
- LENG MJ, MARSHALL JD (2004). Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quatern Sci Rev* 23, 811-831.
- LIESA, C.L., SORIA, A.R., MELÉNDEZ, N. And MELÉNDEZ, A., (2006). Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 163, 487-498.
- LUZÓN, A., MAYAYO, M.J., COLOMA, P., PÉREZ, A., SÁNCHEZ, J.A., SORIA A.R. (2007b). Hydrological pattern and sedimentary record of the Holocene Añavieja organic-rich wetland (Iberian Range, NE Spain). 4th International Limnogeology Congress. Barcelona.
- LUZÓN, A., MAYAYO, M.J., PÉREZ, A. (2008a). Stable isotope characterization of co-existing carbonates from the Holocene Gallocanta lake (NE Spain): palaeolimnological implications. *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-008-0308-1.
- LUZÓN, A., PÉREZ, A., GONZÁLEZ, A., SÁNCHEZ, J.A., COLOMA, P., SORIA, A.R. (2008b). Caracterización sedimentaria de los depósitos holocenos de la laguna de Añavieja (Soria). NE de España. *Geotemas* 10, 207-210.
- LUZÓN, A., PÉREZ, A., MAYAYO, M.J., SORIA, A.R., SÁNCHEZ, J.A., ROC, A.C. (2007a) Palaeogeographical changes since 11,000 yr BP in the Gallocanta lacustrine basin. Iberian Range. NE Spain. *The Holocene*, 17, 649-663.

- MAGNY, M. (1993). Holocene fluctuations of lake level in the French Jura and Subalpine ranges and their implications for past general circulation pattern. *The Holocene* 3, 306-313.
- MAGNY, M., BÉGEOT, C., GUIOT, J., PEYRON, O. (2003). Constrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1589-1596.
- MAGNY, M., MARGUE, A., CHASSEPOT, G., RICHARD, H., BILLAUD, Y. (2001). Early and late Holocene water-level fluctuations of Lake Annecy, France: sediment and pollen evidence and climatic implications. *Journal of paleolimnology* 25, 215-227.
- MARKOV, A.A., 1971. Extension of the limit theorems of probability theory to a sum of variables connected in a chain. Reprinted in Appendix B of: R. Howard. *Dynamic Probabilistic Systems*, volume 1: Markov Chains. John Wiley and Sons.
- MARTÍN-CLOSAS, M., ALONSO MILLÁN, A. , (1998).- Estratigrafía y Bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (11), 253-269.
- MAS, J.R., ALONSO, A., Y GUIMERA, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4).
- MAS, JR, GUIMERA, J y ALONSO, A. (1997).- Evolution of a mesozoic intraplate extensional basin: the Cameros Basin (North Spain)". Annual Meeting o/IGCP Project No. 369 Comparative Evolution o/ Peri-Tetbyan Rift Basins, (1), 33-36.
- MAS, R.; BENITO, M.I.; ARRIBAS, J. ; SERRANO, A. ; GUIMERA, J. ; ALONSO, A. y ALONSO AZCÁRATE, J. (2003).- The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to Tertiary Contractional Inversion-Implications of Hydrocarbon Exploration. Northwest Iberian Chain, North Spain. *Geol. Field Trip 11*, AAPG
- MAS, J.R., ALONSO, A., BENITO, M.I., (1997).- Depositional and diagenetic evolution of late Jurassic coral reefs in Northern Iberian Ranges (North Spain). *Bol. Real Soc. Geol. Hist. Nat. (Secc. Geol.)*, (92), 1-4, 143-160.
- MAS, R.; BENITO, M.I.; ARRIBAS, J. ; SERRANO, A. ; GUIMERA, J. ; ALONSO, A. y ALONSO AZCÁRATE, J. (2002).- la cuenca de cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria - implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía Monográfico* 14, 9-64.
- MATA, M.P. , CASAS, A.M. , CANALS, M.A., GIL, A., POCOVI, A. 2001.- Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*. (13), 91-111.
- MELÉNDEZ, N., LIESA, C.L., SORIA, A.R. and MELÉNDEZ, A., 2009. Lacustrine system evolution during early rifting: El Castellar Formation (Galve sub-basin, Central Iberian Chain). *Sediment. Geol.*, 222, 64-77.
- MILANKOVITCH, M., (1941). *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Academie Royale Serbe, Edition Spéciales, Tome CXXXIII, Section des Sciences Mathématiques et Naturelles, Tome 33. Stamparija Mihaila Curcica-Beograd.
- MORATALLA, J.J. y HERRÁN, J. ,(2008). Los Cayos S y D: dos afloramientos con icnitas de saurópodos, terópodos y ornitópodos en el Cretácico inferior del área de Los Cayos (Cornago, La Rioja, España). *Estudios Geológicos*, 64(2), 161-173.

- MORATALLA, J.J. y HERRÁN, J. ,(2010). Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295: 116–130
- MUÑOZ, A., SORIA, A., CANUDO, J.I., CASAS, A.M., GIL, A. y MATA, M.P., 1997. Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 139 – 163.
- MUÑOZ-JIMÉNEZ, A. & CASAS-SAINZ, A.M., 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65 – 85.
- PÉREZ-LORENTE, F. (2002). La distribución de yacimientos y de tipos de huellas de dinosaurio en la Cuenca de Cameros (La Rioja, Burgos, Soria, España). *Zubía*, ISSN 0213-4306, Nº Extra 14, 2002 , págs. 191-210.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1993). Dinosaurios plantígrados en La Rioja. *Zubía monográfico* nº 5, 189-228.
- PÉREZ-LORENTE, F. (2001). Introducción y análisis de algunos yacimientos de sus huellas en La Rioja...
- PÉREZ-LORENTE, F., ROMERO, M.M. (2001) Icnitas terópodos del crétacío Inferior de La Rioja (España). *Zubía* 19, 115-138.
- PÉREZ OBIOL, R., JULIÀ, R. (1994). Climatic change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research* 41, 91-98.
- PRENTICE, I.C., GUIOT, J., HARRISON, S.P. (1992). mediterranean vegetation, lake levels and paleoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature* 360, 658-660. .
- REED, J.M., STEVENSON, A.C., LUGGINS, S. (2001). A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene* 11(6), 707-719.
- REED, J.M., ROBERTS, N., LENG, M.J. (1999). An evaluation of the diatom response to Late Quaternary environmental change in two lakes in the Konya Basin, Turkey, by comparison with stable isotope data. *Quaternary Science Reviews* 18, 631-646.
- ROCA, J.R., JULIÀ, R. (1997). Late-glacial and Holocene lacustrine evolution based on ostracode assemblages in southeastern Spain. *Geobios* 30(6), 823-830.
- ROMERO, M.M., PÉREZ-LORENTE, F., RIVAS, P. (2001). Estructuras asociadas con huellas de dinosaurio en La Rioja (España). *Zubía* 19, 61-69.
- SÁNCHEZ GOÑI, M.F., HANNON, G.E. (1999). High-altitude vegetational pattern on the Iberian mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene* 9, 39-57.
- SALAS, R. , GUIMERÁ, J. , MAS, R. , MARTÍN-CLOSAS, C , MELÉNDEZ, A. y ALONSO, A. 2001 .Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain). En: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Eds. W. Cavazza, A.H.F.R. Roberston and P. Ziegler). *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, (186), 145-185.
- SALOMON, J. (1982b): El Cretácico inferior. In *El Cretácico en España* (Universidad Complutense, Madrid Ed.), 345-390.
- SÁNCHEZ GOÑI, M.F., HANNON, G.E. (1999). High-altitude vegetational pattern on the Iberian mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene* 9, 39-57.

- SCHUDACK, U. and SCHUDACK, M. 2009. Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 35, 141-168.
- SCHULZ, M. & M. MUDELSEE. 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 28:421-426.
- SCHWARZACHER, W., 2005. Stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lophers, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). *Sed. Geol.*, 181: 93-106.
- STAMPFLI, G.M. and BOREL, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17-33.
- STEENBRINK, J., VAN VUGT, N., KLOOSTERBOER, M. L. AND HILGEN, F.J., 2000. Refinement of the Messinian APTS from sedimentary cycle patterns of the lacustrine Lava section (Servia Basin, NW Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 161-173.
- STREET-PERROT, F.A. (1980). The relative importance of climate and hydrogeological factors in influencing lake level fluctuations. *Palaeoecologia of Africana* 12, 137-158.
- STREET-PERROT, F.A., HARRISON, S.P. (1985). Lake levels and climate reconstruction. En: *Paleoclimate Analysis and Modeling*. Hecht et al. (Eds). Wiley, New York. 291-340.
- SOPEÑA, A y DE VICENTE, G. ,2004. Rasgos generales. Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 467-470.
- SORIA, A.R., 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 363 pp.
- SORIA A. R., MUÑOZ, A., LIESA, C.L., LUZÓN, A., MELÉNDEZ, A. & MELÉNDEZ, M. N., (2012, en prensa). Climate-driven cyclicity in an Early Cretaceous synrift lacustrine series (Aguilón sub-basin, NE Spain). *Terra Nova* (doi: 10.1111/j.1365-3121.2012.01080.x).
- TISCHER, G. (1966, a). Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*44:123-164.
- TISCHER, G. (1966, b). El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Coms. Del Int. Geol. Y Min. De Esp.* Nº81: 53-78
- TORRENCE, C. & G.P. COMPO 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79:61-78.
- VALERO GARCÉS, B., ZEROUAL, E., KELTS, K. (1998). Arid phases in the western Mediterranean region during the last glacial cycle reconstructed from lacustrine records. In: Benito, G., Baker, V.R and Gregory, K.J. editors. *Palaeohydrology and environmental change*. John Wiley and Sons, 67-80.
- VALERO GARCÉS, B.L., GONZÁLEZ-SAMPERIZ, P., DELGADO-HUERTAS, A., NAVAS, A., MACHÍN, J., KELTS, K. (2000a). Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada mediana, central Ebro basin, Spain. *Quaternary International* 73/74, 29-46.

- VALERO-GARCÉS, B.L., DELGADO-HUERTAS, A., NAVAS, A., MACHÍN, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., KELTS, K. (2000b). Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake; Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* 47 (6), 1135-1156.
- VALERO-GARCÉS, B.L., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., NAVAS, A., MACHÍN, J., DELGADO-HUERTAS, A., PEÑA-MONNÉ, J.L., SÁNCHEZ-MARCÉN, C., STEVENSON, T., DAVIS, B. (2004). Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International* 122, 43-55.
- VALERO-GARCÉS, B.L., NAVAS, A., MATA, P., DELGADO-HUERTAS, A., MACHÍN, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORENO CABALLUD, A., SCHWALB, A., ARIZTEGUI, D., SCHNELLMANN, BAO, R, GONZÁLEZ-BARRIOS, A. (2003). Sedimentary facies analyses in lacustrine cores: from initial core descriptions to detailed paleoenvironmental reconstructions. A case study from Zoñar Lake (Córdoba province, Spain). In Valero Garcés B.L., editor. *Limnology in Spain: a tribute to Kerry Kelts*, Biblioteca de Ciencias CSIC Madrid 14, 385-414.
- ZIEGLER, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Memoir 43, Tulsa, 198 p.

Figura 10.- Columna estratigráfica de los materiales del Grupo Enciso (sección de Munilla)

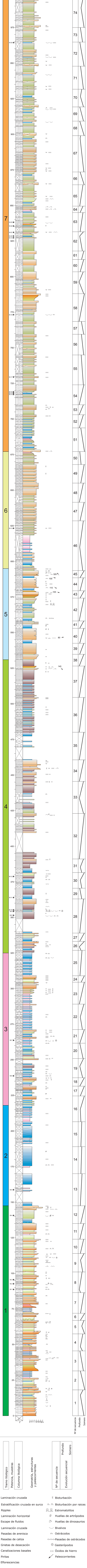


Figura 10.- Columna estratigráfica de los materiales del Grupo Enciso (sección de Munilla)

"Análisis de la ciclicidad climática de baja frecuencia en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso, Cretácico inferior, (Cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie".

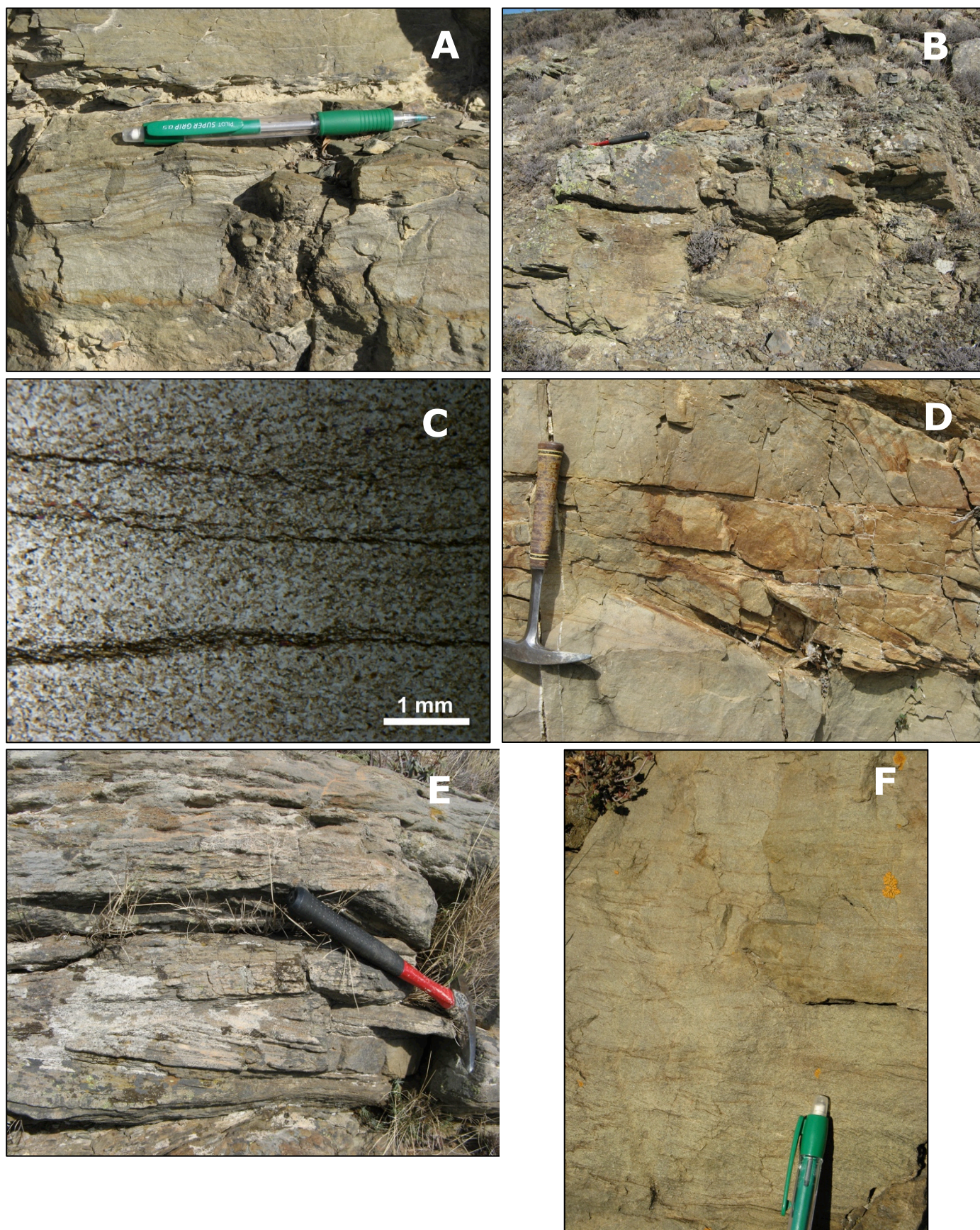


Lámina 1.- Asociación de facies fluviales. A.-Areniscas de grano fino con laminación horizontal y cruzada, también presentan huellas de bioturbación. B.- Areniscas de grano fino con intercalaciones de limolitas (en la parte superior de la foto). Las areniscas se disponen en estratos con base canaliforme. C.-Lámina delgada de la muestra M-13, (nícoles paralelos): arenisca de grano fino compuesta principalmente por granos de cuarzo. La laminación viene dada por la concentración de niveles de micas. D.- Areniscas de grano fino con estratificación cruzada en surco, dentro de un estrato con base canaliforme. E.- Areniscas de grano medio-grueso con estratificación cruzada en surco y, a techo, laminación horizontal. F.- Areniscas de grano muy fino con laminación cruzada.

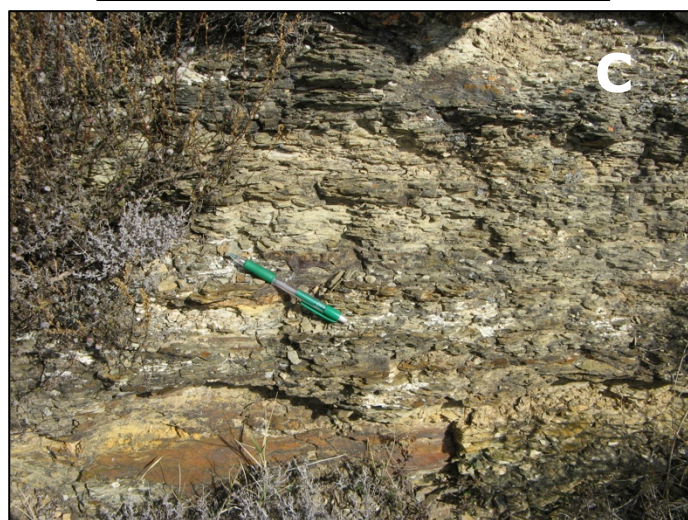
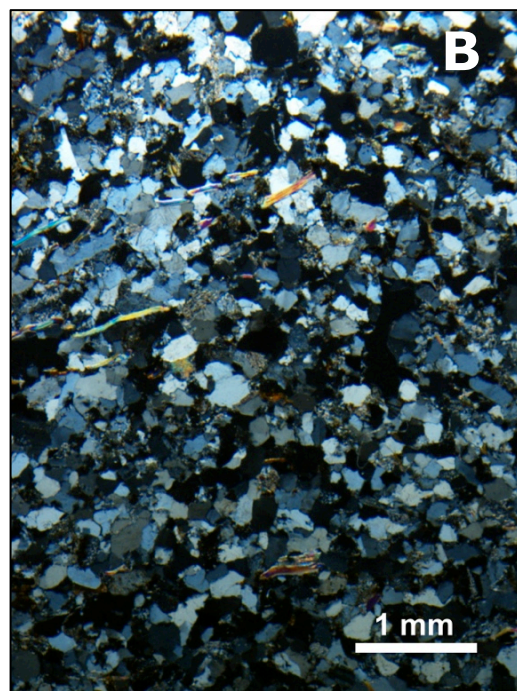


Lámina 2. Asociación de facies de lago siliciclástico. A.-Paquete de areniscas de grano fino con laminación horizontal y cruzada en estratos tabulares, con intercalaciones de limolitas con aspecto pizarroso. B.- Lámina delgada, (nícoles cruzados) de areniscas de grano grueso compuestas principalmente por granos de cuarzo. Las micas aparecen orientadas (muestra M-17). C.- Facies heterolíticas: alternancia de areniscas de grano muy fino con limolitas y calizas gris oscuro, en niveles de potencia milimétrica. D.- Lóbulo deltaico entre facies heterolíticas. E.- Limolitas bioturbadas con aspecto pizarroso. F.- Areniscas de grano fino y, en el techo del estrato, icnitas de Terápodo. Yacimiento La Canal.

"Análisis de la ciclicidad climática de baja frecuencia en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso, Cretácico inferior, (Cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie".

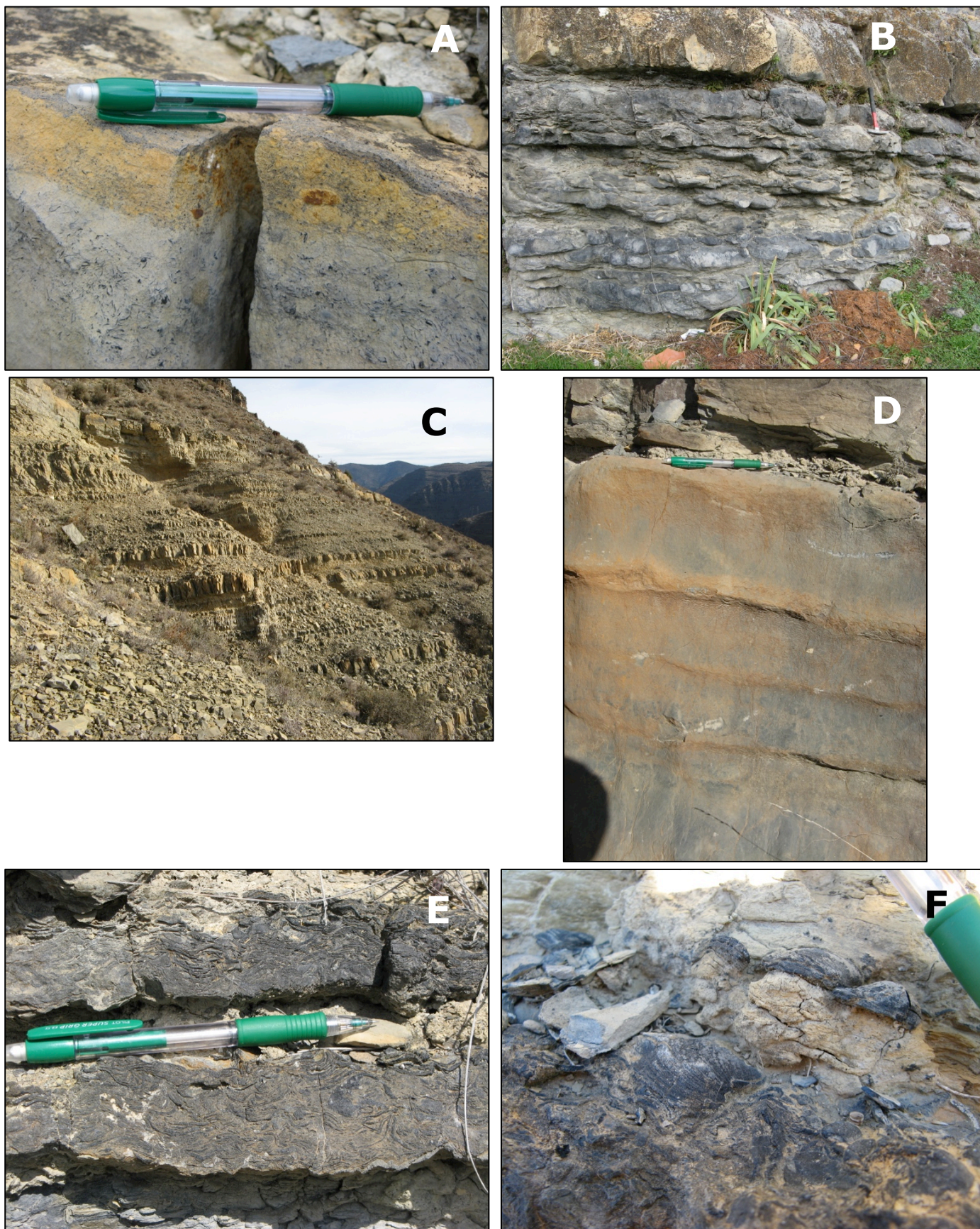


Lámina 3.- Asociación de facies de lago carbonatado. A.-Estrato de biomicrita con gasterópodos y bivalvos. Se puede observar como a techo del estrato aparece una laminación de ostrácodos. B.-En la parte inferior de la foto, alternancia de calizas y margas (facies f) y en la parte superior estrato de caliza (micrita, *mudstone*) de color gris oscuro, amarillo en superficie (facies d). C.- Alternancia de calizas (micrita, *mudstone*) y facies heterolíticas. D.- Estrato de calizas grises oscuras con algo de laminación (facies d). E.- Calizas grises oscuras (biomicritas) constituidas por restos de bivalvos y laminaciones estromatolíticas. F.- Detalle de la foto E donde se observa las conchas de los bivalvos.

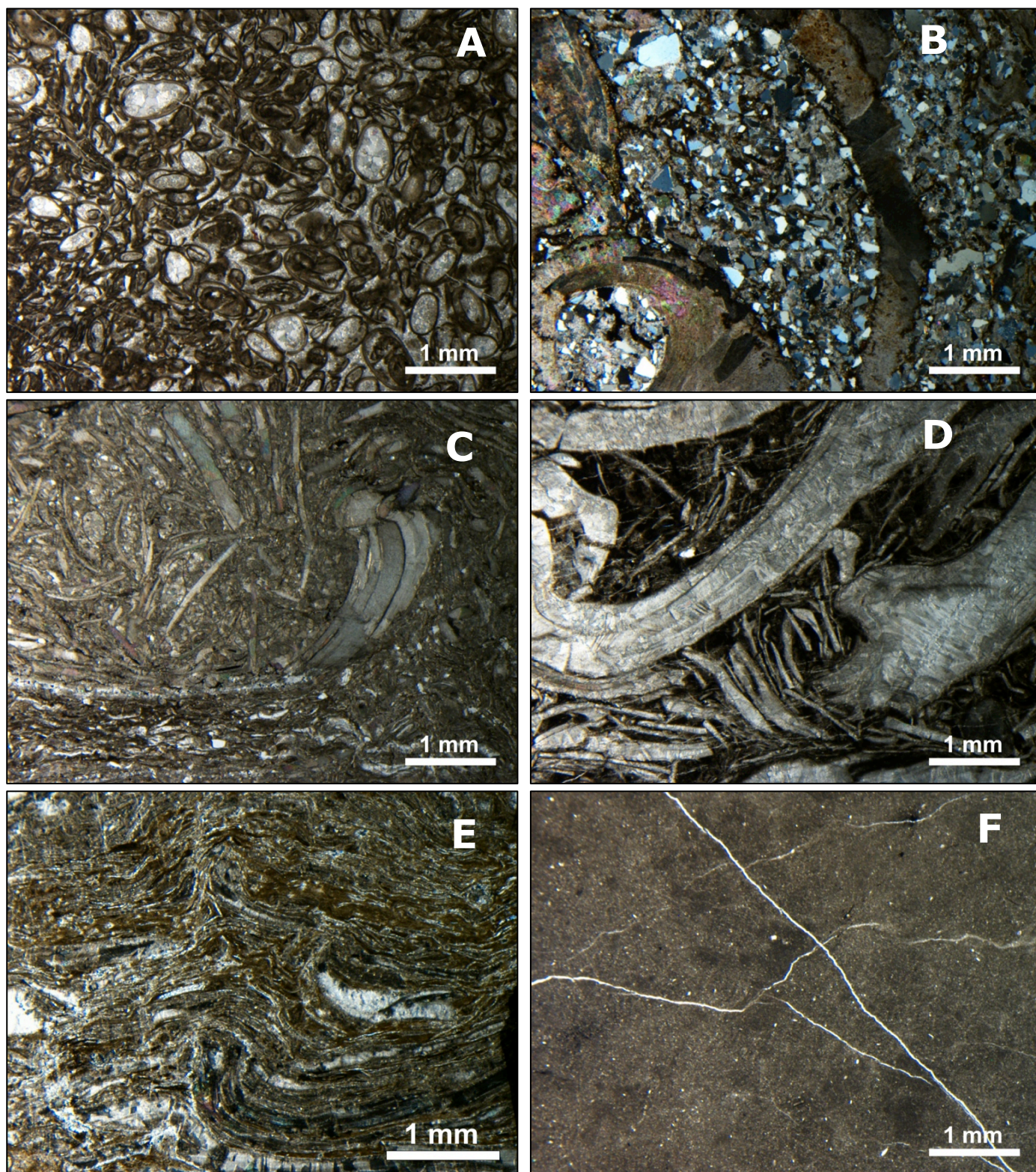


Lámina 4.- Asociación de facies de lago carbonatado. A.- Lámina delgada (con nícoles paralelos) de una biosparita (muestra M-1) constituida por ostrácodos. B.- Lámina delgada (con nícoles cruzados) de una arenisca de grano medio con gran cantidad de restos de bivalvos y gasterópodos (muestra M-2). C.- Lámina delgada (con nícoles cruzados) biomicrita, *packstone* con restos de bivalvos y ostrácodos (muestra M-7). D.- Lámina delgada (con nícoles cruzados) de una micrita, *packstone* con restos de bivalvos de gran tamaño (muestra M-10). E.- Lámina delgada (con nícoles cruzados) de laminaciones estromatolíticas (muestra M-9). F.- Lámina delgada (con nícoles paralelos) de caliza micrítica (*mudstone*) (facies f, muestra M-5).