

TRABAJO DE FIN DE MÁSTER



LAS UNIDADES MIOCENAS EN EL SECTOR SURORIENTAL DE LA CUENCA DEL CALATAYUD: ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD TECTÓNICA

CELIA MIELGO RUIZ

Directores:

- Aránzazu Luzón Aguado
- José Luis Simón Gómez



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

ÍNDICE	
ABSTRACT	3
1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
2 CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	5
3 METODOLOGÍA	10
4 RESULTADOS.....	13
4.1 Descripción de perfiles.....	13
4.2 Asociaciones de litofacies	24
4.3 Facies Carbonatadas	36
4.4 Correlación litoestratigráfica	40
4.5 Correlación cronoestratigráfica.....	42
4.6 Análisis cicloestratigráfico basado en los valores de susceptibilidad magnética (SM) 44	
5 DISCUSIÓN	47
5.1 Evolución paleogeográfica	47
5.2 Evolución a escala megasecuenial y correlación con las unidades tectosedimentarias (UTS) definidas en la Cuenca del Ebro.....	49
5.3 Modelo estructural de la Cuenca de Calatayud.....	50
5.4 Modelo evolutivo del sector de la cuenca estudiado	51
6 CONCLUSIONES	55
7 BIBLIOGRAFÍA	56
ANEXO I: MUESTRAS	61
ANEXO II: ASOCIACIÓN DE LITOFACIES	71
ANEXO III: COMPOSICIÓN MINERALÓGICA	73
ANEXO IV: CICLOESTRATIGRAFÍA.....	74

ABSTRACT

The region between the southern part of the Calatayud Basin is characterized by a system of alluvial fans and carbonate lakes, in which tectonic influence is manifested in alluvial and lacustrine-palustrine successions. This study provides a summary and update of the stratigraphic and sedimentological information of these units in the Lechago area, establishing their sequential evolution and characterizing the associated sedimentary environments. Detailed stratigraphic profiles have been constructed, and comprehensive facies analyses have been conducted, allowing for a deeper understanding of the sedimentary processes in the region. Additionally, a facies association map has been created, revealing the lithological variability and depositional dynamics across different paleoenvironmental contexts. This work not only contributes to the geological characterization of the area but also establishes correlations with nearby tectosedimentary units, providing a broader framework for understanding the interactions between the sedimentary evolution and the tectonic kinematics of both margins of the Calatayud Basin.

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las cuencas cenozoicas de la Península Ibérica ofrecen excelentes ejemplos de continuidad del registro estratigráfico mioceno a escala europea (Calvo et al., 1993; Friend y Dabrio, 1996; Muñoz et al., 2002). Son varios los dominios, en particular las tres grandes cuencas cenozoicas interiores (Ebro, Duero y Tajo), donde el registro sedimentario de esta edad aparece representado de forma muy completa en facies continentales (Riba y Pérez González, 1983; Anadón y Cabrera, 1989; Friend y Dabrio, 1996; Busson y Schreiber, 1997; Muñoz et al., 2002; Pardo et al., 2004; Huerta, 2007; Alonso-Gavilán et al., 2004; Alonzo-Zarza et al., 2004; Ezquerro, 2017). El relleno neógeno continental en el NE la Península Ibérica, tanto en la Cuenca del Ebro como en otras de extensión más reducida (e.g. Calatayud o Teruel), ha sido objeto de numerosos estudios de carácter estratigráfico, sedimentológico y paleontológico que han permitido elaborar síntesis utilizables como referencia para análisis posteriores (e.g. López-Martínez et al., 1987; Asensio, 1989; Daams et al., 1987; Calvo et al., 1993; Muñoz et al., 2002; Alcalá, et al., 2000; Sanz Rubio, 2003; Azanza et al. 2004; Ezquerro., 2017; Simón, et al., 2021; Peiro, 2022; Peiro et al., 2024). En las últimas dos décadas son numerosos los trabajos realizados en la Cuenca de Calatayud y Teruel, pero son muy escasos los realizados, en particular, en la zona sur de la Cuenca de Calatayud, que además son mayoritariamente paleontológicos y tectónicos, y no inciden en la relación entre la tectónica y la sedimentación.

El propósito principal de este trabajo es aportar más información sobre la zona meridional de la Cuenca de Calatayud, especialmente sobre la evolución estratigráfica-paleogeográfica y su relación con la actividad tectónica en la región. Es por ello, que el trabajo se ha centrado especialmente en los materiales miocenos que afloran en los alrededores de la localidad de Lechago (Teruel), donde se desarrollaron sistemas aluviales y lacustres-palustres en un contexto tectónicamente activo (Hernández et al., 1983). Ello permitirá, además, conocer mejor uno de los Lugares de Interés Geológico de Aragón, “Estratotipo del Ramblense en Calamocha” (ARP100), que está catalogado como Geosite (TC005), cuyos materiales son correlacionables con los estudiados en este trabajo y que se encuentra inmediatamente al sur.

Principalmente, se pretende caracterizar los materiales desde el punto de vista estratigráfico-sedimentológico, reconstruir los ambientes de sedimentación que se desarrollaron en esta zona durante el Mioceno, así como el esquema paleogeográfico, e

integrar la evolución paleogeográfica en el marco geodinámico. Se plantean unos objetivos más concretos.

- Establecer y caracterizar los subambientes y procesos sedimentarios.
- Precisar la edad de los materiales objeto de estudio.
- Establecer la evolución secuencial a megascale y correlacionar la serie estudiada con unidades tectosedimentarias definidas en zonas próximas.
- Proponer un modelo de evolución paleogeográfica e integrarlo en la evolución tectónica de la Cuenca de Calatayud.

2 CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La zona de estudio, de unos 5,5 km², se localiza en los alrededores de Lechago, una pedanía de Calamocha, perteneciente a la comarca turolense del Jiloca, en la comunidad autónoma de Aragón, España (Fig. 1a, b y c).

Desde el punto de vista geológico, se localiza en el margen suroccidental de la cuenca neógena de Calatayud, de dirección NW-SE, cerca del contacto con la Fosa del Jiloca, de dirección NNW-SSE (Fig. 2). Se encuentra en el sector NE de la hoja del mapa geológico a escala 1:50000 número 491 (Calamocha).

Se sitúa en la parte central de la Cordillera Ibérica (Fig. 2a), cadena montañosa intraplaca, de dirección NW-SE y aproximadamente 450 km de longitud, localizada en el NE de la Península Ibérica, que se extiende desde la Sierra de la Demanda, en Burgos y La Rioja, hasta el mar Mediterráneo, en Castellón y Valencia. Esta cadena constituye una banda de pliegues y cabalgamientos formada por materiales paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos, flanqueada por las cuencas cenozoicas del Ebro, al noreste, y las cuencas del Duero y Tajo, al oeste y suroeste. En el sector central de la cordillera existen varias depresiones rellenas por sedimentos neógeno-cuaternarios: la Cuenca de Calatayud, el semigraben de Munébrega y la Cuenca de Gallocanta, el semigraben de Daroca, la Fosa del Jiloca y la Cuenca de Teruel, la Cuenca de Sarrión-Mijares y el sistema de fosas del Maestrat (Fig. 2b).

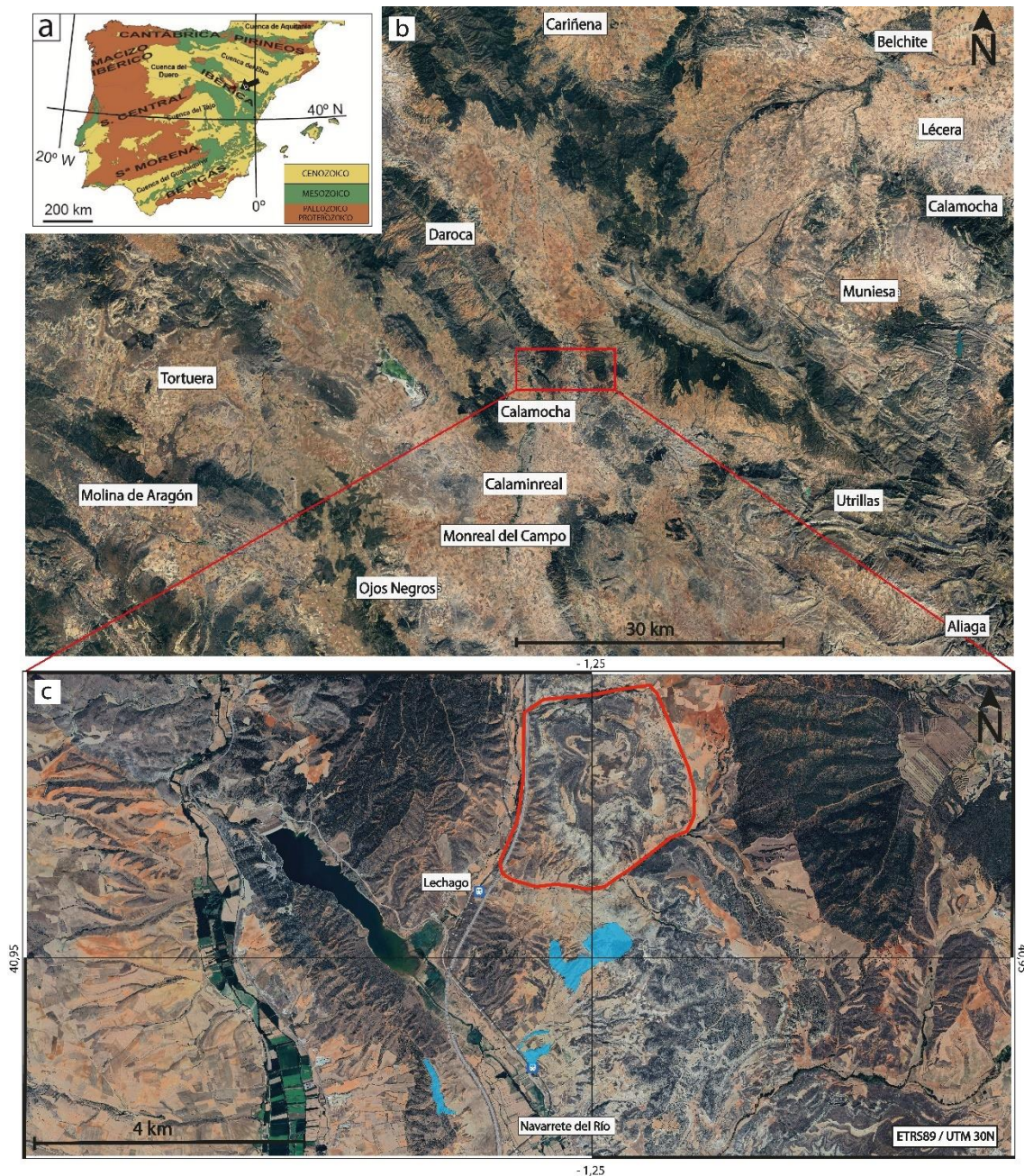


Figura 1. a) Localización geográfica de la zona de estudio en la Península Ibérica. b) Localización más precisa de la zona de estudio (rectángulo rojo). c) Ampliación de la zona de estudio (polígono rojo), con los perfiles estratigráficos levantados en línea negra (1: perfil Barranco Sur, 2: perfil Barranco Este y 3: perfil Barranco Norte) y de azul la zona del LIG “Estratotipo del Ramblense en Calamocha”.

La Cordillera Ibérica representa la inversión tectónica positiva de la Cuenca Ibérica mesozoica (Liesa et al., 2018). Durante el Mesozoico, la Cuenca Ibérica estuvo sometida a una dinámica extensional relacionada con la apertura del Atlántico Norte y la expansión del Tetis hacia el oeste, que dio lugar a sucesivas fases de *rifting*. Se distinguen dos grandes ciclos, caracterizados cada uno por un estadio de *rift* y otro de *postrift*, que se desarrollaron durante el Pérmico superior-Jurásico medio y Jurásico superior-Cretácico,

respectivamente (Álvaro, 1987; Salas y Casas, 1993; Capote et al., 2002). Como resultado de estos episodios, y esencialmente durante la etapa de *rift* del Jurásico superior-Cretácico inferior, la Cuenca Ibérica quedó fragmentada en distintas subcuencas controladas por grandes fallas NW-SE y NE-SW, alguna de ellas heredadas de las etapas de deformación hercínica y tardihercínica (Álvaro et al., 1979; Vegas et al., 1979; Capote et al., 2002).

La inversión estructural de la Cuenca Ibérica se produjo *grosso modo* en el tránsito del Mesozoico al Cenozoico, en relación con el inicio de la convergencia entre África y Eurasia y la formación del orógeno pirenaico, por la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática. El régimen tectónico compresivo dio lugar a la inversión tectónica positiva de las estructuras heredadas del Paleozoico y Mesozoico, configurándose una cadena intraplaca de doble vergencia (Guimerà y Álvaro, 1990; Álvaro et al., 1979; Vegas et al., 1979; Salas y Casas, 1993; Casas et al., 2000; Capote et al., 2002). La deformación alpina afectó a los materiales que componían la Cuenca Ibérica, así como a los materiales cenozoicos sinorogénicos.

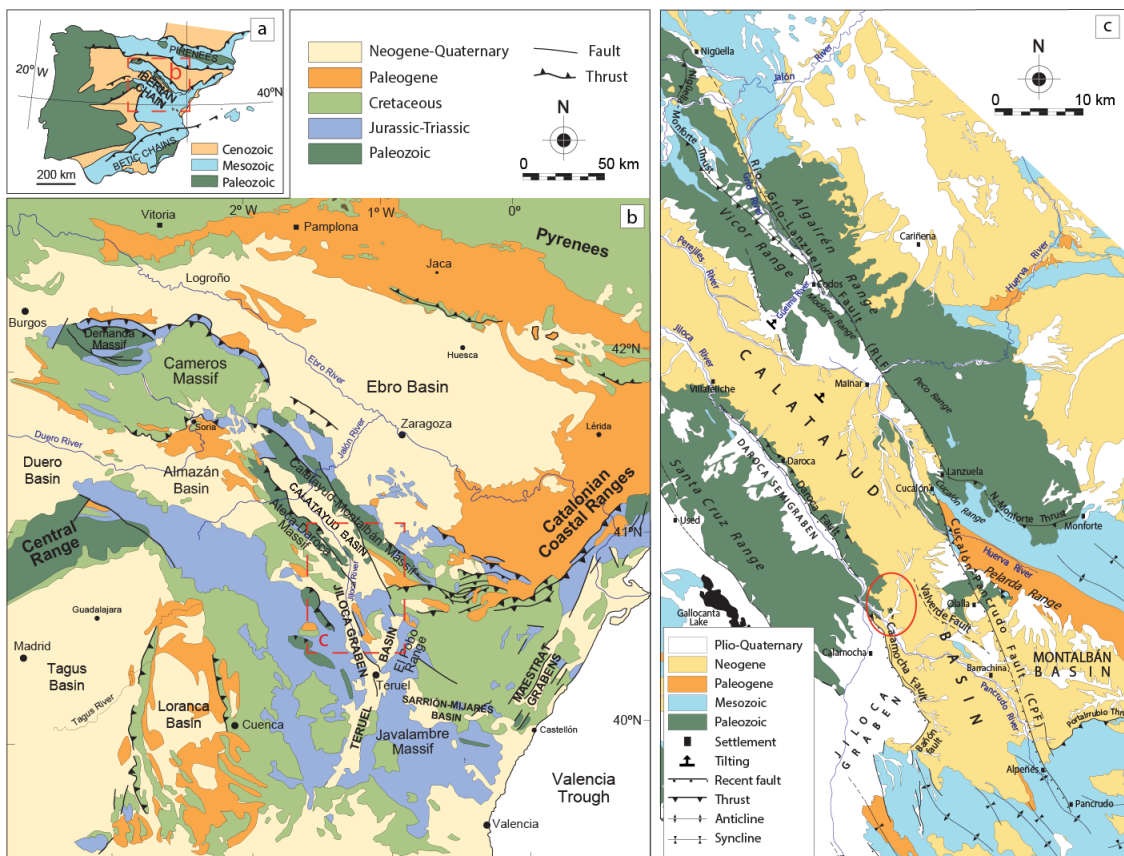


Figura 2. a) Localización de la Cordillera Ibérica en la Península Ibérica. b) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica, en el que se señalan las principales cuencas extensionales neógeno-cuaternarias. c) Mapa geológico simplificado de la Cuenca de Calatayud y de la Fosa del Jiloca; con un óvalo rojo se señala la zona de estudio (Modificado de Peiro et al., 2022).

La evolución a partir del Mioceno medio está marcada por una nueva fase extensional dominada por el *rifting* asociado al Surco de Valencia, que se propagó tierra adentro desde el Mediterráneo hasta la parte central de la Cordillera Ibérica (Álvaro et al., 1979; Vegas et al., 1979; Simón, 1984). Este régimen distensivo produjo una nueva reactivación de las principales fallas heredadas, así como la neoformación de fallas normales con una geometría general lítrica y un nivel de despegue común situado en niveles medios de la corteza, a 13-15 km de profundidad (Roca y Guimerà, 1992). En este proceso extensional se distinguen tres etapas, que se diferencian por pequeños cambios en el campo de esfuerzos y en la orientación de las estructuras generadas. La primera de ellas, Mioceno inferior-medio, es la responsable de la formación del sistema de fosas con dirección NNE-SSW en el Maestrazgo oriental y el sector sur de la Fosa de Teruel (Fig. 1c) (Simón, 1982; Anadón y Moissenet, 1996). Durante la segunda etapa, Mioceno superior-Plioceno inferior, se desarrolla el sector norte de la Fosa de Teruel, de dirección NNE-SSW, semigraben con borde activo al este (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988). En la última etapa (Plioceno superior-Cuaternario) se produce la reactivación de fallas normales en casi todos los bordes de las fosas neógenas y la formación de la Fosa del Jiloca (Simón, 1989).

La Cuenca de Calatayud (de orientación NW-SE), se origina probablemente en el tránsito Oligoceno-Mioceno en un contexto compresivo, y sufre también una reactivación extensional a partir del Mioceno superior (Fig. 2c) (Simón, 1983; Gracia et al., 1989). La Cuenca de Calatayud tiene una longitud de 65 km y dirección NW-SE, presenta dos márgenes de origen contractivo, aunque ambos con vergencia hacia el NE. En el margen SW se encuentra el cabalgamiento de Daroca, donde las rocas cámbricas se encuentran sobre depósitos continentales del Mioceno inferior, y en el margen NE se localiza el cabalgamiento de Nigüella-Monforte, la zona de falla transpresiva de Río Grío-Pancrudo y el sistema de cabalgamientos de Sierra Pelarda (Fig. 2c).

La Fosa del Jiloca (Fig. 2c) es una depresión alargada de 70 km de longitud que corta la directriz ibérica con dirección NNW-SSE. Presenta una estructura claramente asimétrica: con un límite occidental que tiene un basculamiento suave hacia el este y se articula con algunos escalones de falla, mientras que su margen oriental es el resultado directo de la disposición escalonada diestra de las fallas normales de dirección Ibérica de Calamocha, Sierra Palomera y Conclud (Simón, 1983, 1989; Lafuente, 2011; Lafuente et al., 2011a).

Los materiales de la zona de estudio (Fig. 3) se corresponden en edad con las unidades detríticas inferior y superior y la unidad calcáreo-margosa de Bañón (Hernández et al., 1983), representando ambientes de depósito aluviales medios-distales y facies palustres y lacustres someras desarrolladas en una cuenca cerrada en condiciones climáticas semiáridas, donde la precipitación de carbonatos ocurrió en zonas lacustres con fluctuaciones en el nivel del agua. Más en concreto, las muelas del NE de Lechago, donde se centra este estudio (Fig. 3), están integradas por una serie estratigráfica formada por una alternancia de materiales detríticos y carbonatados, dominando en la parte inferior facies más detríticas y en la parte superior más carbonatadas. Su edad se ha asignado al Mioceno inferior (Ramblense) a medio (Aragoniense) por Hernández et al. (1983) y Daams et al. (1987).

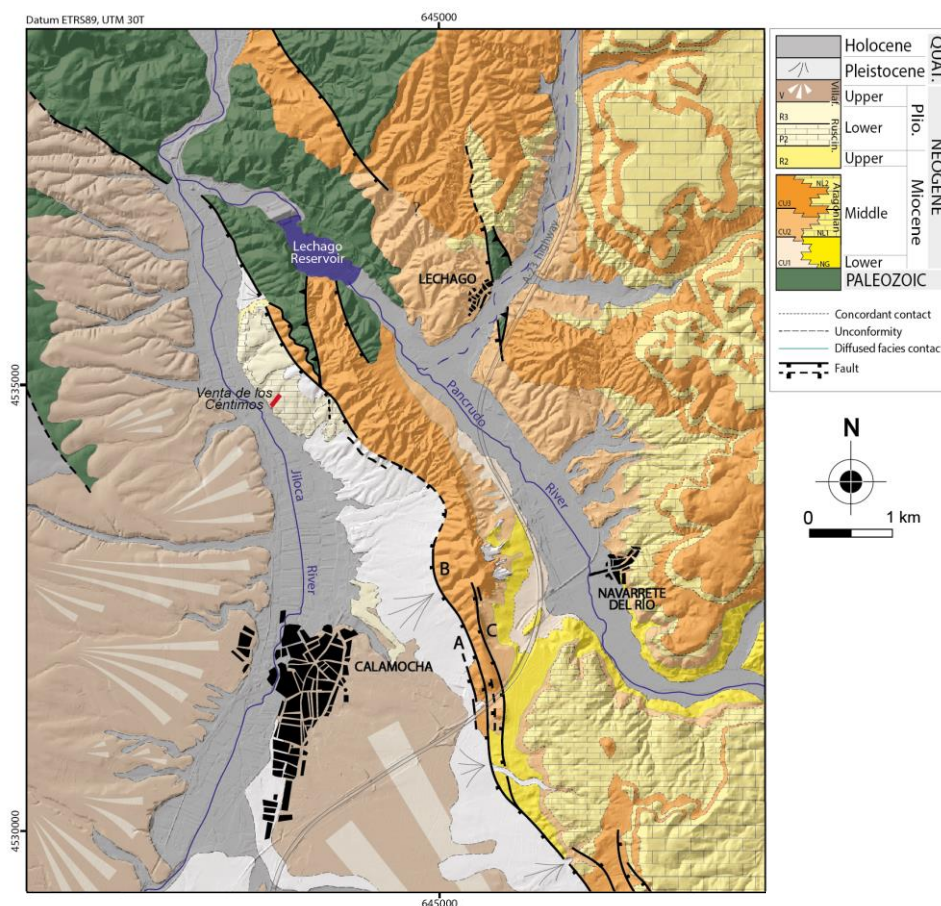


Figura 3. Mapa geológico de los alrededores de la zona de estudio. Modificado de Peiro et al. (2022). El estudio se ha llevado a cabo esencialmente al NE de Lechago, en concreto en las muelas que se extienden al NE de la localidad. Los materiales del Aragoniense, representados como CU2 (naranja claro), CU3 (naranja) y NL1 y NL2 (amarillo). CU2: conglomerados cuarcíticos, limolitas y arcillas rojas, CU3: conglomerados cuarcíticos con intercalaciones de limolitas rojas, y NL1 Y NL2: calizas y margas.

En el entorno de Lechago destaca un afloramiento de materiales paleozoicos (pizarras, areniscas y areniscas cuarcíticas) rodeado por materiales neógenos, con los cuales está

contacto a través de una falla normal al oeste y un plano de cabalgamiento al este, estructuras que muestran una traza de orientación NNW-SSE. En otros puntos los materiales cenozoicos son discordantes sobre el afloramiento paleozoico.

3 METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados se ha llevado a cabo un trabajo de revisión bibliográfica, de campo, laboratorio y gabinete.

Revisión bibliográfica

De forma previa al trabajo de campo, y durante el mismo, se ha consultado la cartografía MAGNA 1:50.000 (hojas 491 y 465) y sus respectivas memorias, para conocer aspectos generales y relacionados con la disposición de las unidades estratigráficas. Además, se ha recopilado información bibliográfica sobre la geología de la zona de estudio y alrededores, que incluye especialmente estudios relacionados con la tectónica, estratigrafía, sedimentología y paleontología, habiéndose constatado que existe más información de los alrededores que de la zona de estudio.

Trabajo de campo

Se han levantado tres columnas estratigráficas (Fig. 1c) que se han denominado Barranco sur, de 153 m de espesor, Barranco este, de 105 m, y Barranco norte, de 127 m, utilizando la vara de Jacob (Fig. 4a) y cinta métrica (Fig. 4b). La selección de las zonas en que se levantó cada una se basó en la observación mediante fotografía aérea, así como mediante la inspección *in situ*, durante visitas a la zona de trabajo. Además, también se tomaron fotografías que muestran distintos aspectos de la serie estratigráfica.

Sobre la columna Barranco sur, la más potente y con mayor variedad litológica, se cogieron 33 muestras que fueron sigladas como M1 a M26. Siete muestras se siglaron de forma diferente: 2 carbonatadas (M15a y M15b) que se recogieron en prácticamente en el mismo punto que M15, a unos centímetros entre ellas, por sus diferentes características texturales, otra carbonatada que se cogió después de la muestra 26 y al localizarse entre la muestra 7 y 8 se sigló como 7', y las areniscosas (EM1 a EM4).

En la misma columna también se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética cada 50 cm, utilizando un susceptómetro portátil modelo KT10 (TerraPlus) (Fig. 4c), con objeto de realizar un análisis cicloestratigráfico posterior.

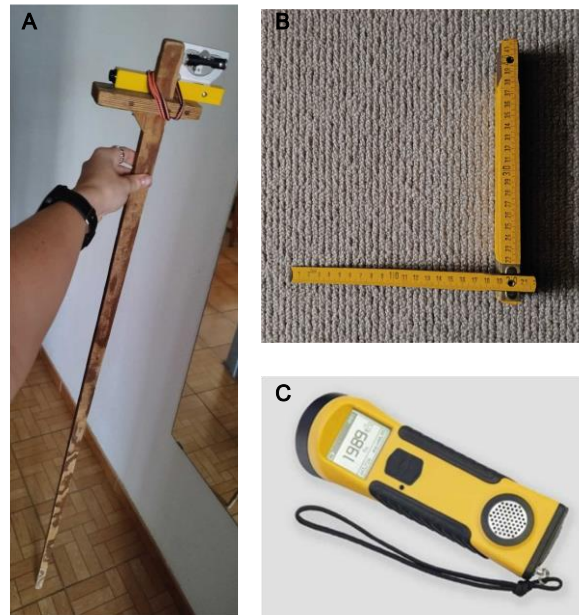


Figura 4. A) Vara de Jacob. B) Cinta métrica. C) Susceptómetro portátil.

TRABAJO DE LABORATORIO

Se realizaron 29 secciones pulidas de muestras de calizas para observación descripción de facies *de visu* y 11 láminas delgadas para caracterizar la textura mediante observaciones en el microscopio óptico utilizando un microscopio petrográfico (Olympus BX41) de la Universidad de Zaragoza.

Con objeto de determinar la composición mineralógica, 29 muestras se trituraron con trituradora de mandíbulas, y una fracción representativa de cada una se tamizó con un tamiz de luz de malla de 53 micras. La composición mineralógica de las muestras se determinó por difracción de rayos-X (DRX) con un difractómetro de polvo Philips PW 1710, con radiación CuK α , operando a 40 Kv y 30 mA. El registro se llevó a cabo entre 3 y 80 $^{\circ}2\theta$, con el software Xpoder (Martín, 2006). Para el análisis semicuantitativo se utilizaron los valores de poderes reflectantes de Hillier (2000). Además, sobre tres muestras carbonatadas (M2, M13 y M25) cubiertas con oro, se realizaron observaciones en un microscopio electrónico de barrido de emisión de campo Carl Zeiss Merlin equipado con un detector EDS Inca 35, de los servicios de apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza. Las imágenes fueron tomadas en modo de electrones secundarios.

Se han realizado análisis granulométricos sobre 4 muestras de areniscas (EM1 a EM4) por tamizado en seco en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Zaragoza

utilizando un conjunto de mallas entre 1,25 y 4,75 Φ (con intervalos $\frac{1}{4}$ de Φ de entre ellas). Después de secar las muestras a 100°C, se montaron y agitaron durante veinte minutos en la torre de tamizado acoplada a un dispositivo de AMP0.40W220 HZ59 CISA. La representación gráfica de la curva de tamaño-frecuencia (logarítmica/probabilista o lineal) y el análisis estadístico y geométrico han proporcionado información sobre los procesos sedimentarios (Visher, 1969; Syvitski, 1991).

TRABAJO DE GABINETE

A partir de las observaciones en el campo, *de visu* y de microscopio se ha realizado un análisis, caracterización e interpretación de facies y asociaciones de litofacies, esto último considerando la abundancia relativa de cada litología, así como las características texturales, las estructuras sedimentarias y las geometrías de los cuerpos sedimentarios. Tras haber realizado las observaciones microscópicas y macroscópicas, y dadas sus características, las muestras carbonatadas se han interpretado teniendo en cuenta la propuesta de Wright (1992) y de Alonso-Zarza (2003). También se ha elaborado un mapa de asociaciones de litofacies que, tal y como se han definido, tienen entidad suficiente para ser el reflejo de una parte o del conjunto de procesos que se desarrollan en un sector concreto de un medio sedimentario y son cartografiables. Se han cartografiado a partir de fotografía aérea y trabajo de campo.

Además, se ha realizado un panel litoestratigráfico mediante el seguimiento de niveles fotogeológicos que son la base de la correlación entre los perfiles y del establecimiento de las relaciones laterales y verticales entre distintas asociaciones de facies. Sobre él se han localizado estratigráficamente los yacimientos paleontológicos existentes en la zona (Daams et al., 1987) que permiten, por su parte, atribuir un marco temporal al conjunto. A partir de ello y del panel litoestratigráfico se ha elaborado un panel cronoestratigráfico. Basándonos en todo lo anterior, se ha propuesto la evolución paleogeográfica, así como la correlación temporal con la Cuenca del Ebro, que permite proponer con qué unidades tectosedimentarias (UTS) se corresponden los materiales estudiados.

Se llevó a cabo un análisis ciclostratigráfico, únicamente de los 111 metros superiores, ya que tras las mediciones se detectó una discontinuidad estratigráfica de importante entidad, procesando con el programa PAST 4.03 los datos de susceptibilidad magnética que se han digitalizado en Excel y posteriormente en archivos de texto (.txt). Los datos se han organizado en columnas, donde una columna representa las litofacies estudiadas y otra

los valores de susceptibilidad magnética. Se han utilizado distintas aproximaciones (periodograma simple, transformada de Fourier y análisis *wavelet*) para identificar ciclos significativos.

El análisis tectónico y estructural de la Cuenca de Calatayud, se ha abordado desde un enfoque hipotético. Para ello, se ha llevado a cabo una revisión exhaustiva de la bibliografía disponible, con el objetivo de sustentar la hipótesis de reactivación de cabalgamientos durante la orogenia alpina en la región. Se ha consultado diversas fuentes que examinan las estructuras tectónicas en la Cordillera Ibérica.

4 RESULTADOS

4.1 Descripción de perfiles

Perfil Barranco Sur (Fig. 5)

La columna se ha levantado en el Barranco de Valhondo y a unos dos kilómetros al este de la Localidad de Lechago. Su base se localiza a 924 m de altitud y el techo a 1077 m.

Sus coordenadas UTM (ETRS89/WGS84) son:

Base: 30T 646876.684 4535725.21

Techo: 30T 647188.784 4536242.551

De base a techo se han identificado los siguientes tramos.

Tramo 0. Yacente. No se observa todo el conjunto litológico, solo un metro de margas grises masivas.

Tramo 1. 15 m de lutitas versicolores y marrones (éstas limosas) con intercalaciones de conglomerados rojizos, areniscas ocre y muy ocasionales de calizas blancas.

Las lutitas se disponen en cuerpos tabulares de espesor métrico y aunque generalmente son masivas, en ocasiones están bioturbadas.

Los conglomerados son granosostenidos y con matriz arenosa de grano medio. Los cantos son heterolíticos (cuarcíticos y carbonatados), de subredondeados a subangulosos y muy heterométricos con unos ejes que llegan hasta 20 cm. Se disponen tanto en niveles tabulares, generalmente decimétricos a métricos como canaliformes, normalmente de potencia métrica, con base erosiva.

Las areniscas, de grano fino a medio, son masivas y están cementadas. Se disponen en niveles generalmente tabulares de espesor centimétrico a métrico.

Las calizas, mudstone, se presentan niveles tabulares de potencia centimétrica y están bioturbadas.

Las lutitas, a veces arenosas, son generalmente masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica; en ocasiones están bioturbadas. En zonas concretas presentan motas negras que se corresponden con óxidos de manganeso.

Las calizas arenosas presentan bioclastos (gasterópodos, algas y plantas, peloides y carofitas) y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica.

Tramo 4. 19 m de alternancia de lutitas marrones o versicolores y con alguna intercalación de conglomerados rojizos o marrones hacia la base.

Las lutitas son masivas, integran paquetes tabulares de potencia generalmente métrica. En ocasiones presentan moteado negro. Pueden intercalar nódulos carbonatados centimétricos ocreos.

Las areniscas, masivas y de grano fino a medio, están muy cementadas. Se presentan en estratos laxamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Se reconoce laminación paralela o cruzada.

Los conglomerados son granosostenidos con matriz limosa o arenosa de grano fino rojiza. Los cantos son heterolíticos (cuarcíticos y carbonatados), de subredondeados a subangulosos con ejes hasta de 12 cm en el nivel inferior y de hasta 2 cm en los superiores. El nivel inferior es canaliforme de espesor métrico, presenta cicatrices internas canaliformes, estratificación cruzada en surco y base erosiva. En la base y en los laterales, se encuentran lutitas bioturbadas con estructura prismática, que luego se transforman lateralmente en carbonatos con nódulos (donde se observa un conglomerado gris encajado) y lutitas. Los niveles superiores conforman tres niveles tabulares que conjuntamente tienen un espesor de 2 m.

Tramo 5. 6 m de lutitas marrones-amarillas masivas con nódulos esféricos blanquecinos carbonatados que se corresponden con calizas muy nodulosas por intensa bioturbación, de manera que no se reconocen las superficies de estratificación de estos niveles.

Tramo 6. 13 m compuestos por una alternancia de calizas que varían desde el blanco hasta el crema y margas verdes, rojas, blancas, negras y versicolores.

Las calizas son mudstone, y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación planas o irregulares y con laminación paralela, bioturbación vertical y nodulización.

Las margas, masivas o laminadas, conforman paquetes irregulares de hasta 1,5 m de espesor.

Hacia la mitad de este tramo se encuentra el nivel de correlación o fotogeológico 1.

Tramo 7. 5 m de lutitas marrones-amarillas y versicolores con nódulos de carbonato. Son masivas, con nódulos esféricos blanquecinos carbonatados que se corresponden con calizas muy nodulosas por intensa bioturbación de manera que no se reconocen las superficies de estratificación.

Tramo 8. 9 m de calizas blancas y crema, y calizas arenosas color ocre que intercalan margas grises.

Las calizas (mudstone-wackestone) y las calizas arenosas se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica. Alternan calizas masivas y bioturbadas y a veces se reconoce nodulización y calcretas. En lámina delgada se observa presencia de fosfato, porosidad fenestral y estromatolitos.

Las margas, masivas, aparecen en niveles de potencia métrica.

En la base de este tramo se encuentra el nivel de correlación 2.

Tramo 9. 42 m de lutitas marrones con nódulos de carbonato e intercalaciones de calizas blanquecinas y crema.

Las lutitas son masivas con nódulos esféricos blanquecinos carbonatados. Forman niveles tabulares de 0,5 a casi 10 m de espesor.

Las calizas, con textura mudstone-packstone, se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica a métrica, son masivas o con bioturbación vertical. Contienen gasterópodos, ostrácodos y otros.

Tramo 10. 16 m de calizas blancas con intercalaciones de margas grises.

Las calizas son de textura wackestone a packstone y se disponen en capas tabulares de potencia centimétrica a métrica con óxidos de hierro (manchas rojizas) y óxidos de manganeso (manchas negras). Son generalmente masivas o con escasa bioturbación vertical y nodulización incipiente. Contienen gasterópodos, ostrácodos, intraclastos con envueltas microbianas y carofitas.

Las margas, masivas, se presentan en niveles tabulares de espesor centimétrico a métrico.

En la base de este tramo se encuentra el nivel de correlación 3 que permite correlacionarlo con el tramo 10 del perfil Barranco Sur.

Consideraciones

Los yacimientos que se corresponderían con este perfil son: 5 (Valhondo 1), 8 (Valhondo 3A), 6 (Valhondo 5) y 7 (Valhondo 4), siendo 5 y 8 del Ramblense, y 6 y 7 del Aragoniense medio. En función de las características litológicas y su posición estratigráfica, los materiales de este perfil se corresponden con las formaciones Valhondo, Agreda y Peñalba (Daams, et al., 1987).

La evolución megasecuencial del perfil muestra una transición entre diferentes ambientes a lo largo del tiempo. Se inicia con depósitos de ambiente aluvial medio-distal (Tramo 1), con lutitas, conglomerados y areniscas, que evoluciona hacia un ambiente palustre (Tramos 2 y 3) caracterizado por de lutitas bioturbadas y desarrollo de calizas nodulosas que corresponden a paleosuelos. El Tramo 4 representa de nuevo un ambiente aluvial medio-distal, con depósitos clásticos, que inciden de forma notable sobre depósitos previos. A partir de ese tramo, se produce una alternancia entre depósitos de zonas lacustres internas y marginales o palustres, con depósito de calizas y margas.

Perfil Barranco Este (Fig. 6)

La columna se ha levantado en el Barranco de Valhondo y a unos 2,64 kilómetros al este de la localidad de Lechago. Su base se localiza a 971 m de altitud y el techo a 1066 m.

Sus coordenadas UTM (ETRS89/WGS84) son:

Base: 30T 647884.514 4535953.205

Techo: 30T 647937.555 4536647.627

Tramo 1. 10 m de alternancia de lutitas limosas rojas y marrones y conglomerados marrones rojizos.

Las lutitas son masivas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

Los conglomerados son granosostenidos y con matriz arenosa de grano medio. Los cantos son heterolíticos (cuarcíticos y carbonatados) de subredondeados a subangulosos y de hasta 4 cm de eje mayor en la base y 15 cm a techo. Se disponen en niveles tabulares, presentando de potencia decimétrica a métrica.

Tramo 2. 42 m de lutitas marrones-amarillas con nódulos carbonatados y marrones con intercalaciones de calizas blanquecinas y crema, y escasas margas grises.

Las lutitas son masivas y se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico.

Las calizas, de textura mudstone- wackestone, se disponen en estratos tabulares, a veces con base irregular, de potencia centimétrica a métrica; están bioturbadas, en ocasiones muy intensamente, dando lugar a nódulos carbonatados esféricos blanquecinos.

Las margas son masivas y se presentan en niveles centimétricos a métricos de geometría tabular.

Hacia los metros 30 y 41 del perfil, en este tramo, se localizan los niveles de correlación 1 y 2 respectivamente. Ello permite correlacionar la parte superior de este tramo con los tramos 5 a 7 del perfil Barranco Sur.

Tramo 3. 13 m de calizas crema con escasas intercalaciones lutitas marrones.

Las calizas, de textura mudstone- wackestone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica; son masivas o bioturbadas.

Las lutitas son masivas y se presentan en niveles tabulares de espesor centimétrico.

Tramo 4. 11 m de lutitas marrones-amarillas. Son masivas con nódulos de carbonato conformando un estrato de geometría tabular y de espesor métrico.

Tramo 5. 6 m de calizas blancas o crema. Presentan textura mudstone - wackestone se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica. Son masivas o están muy bioturbadas.

Tramo 6. 11 m de lutitas marrones-amarillas con nódulos carbonatados blanquecinos e intercalaciones de caliza con color crema hacia la mitad del tramo.

Las lutitas son masivas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

Las calizas de textura wackestone, están bioturbadas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

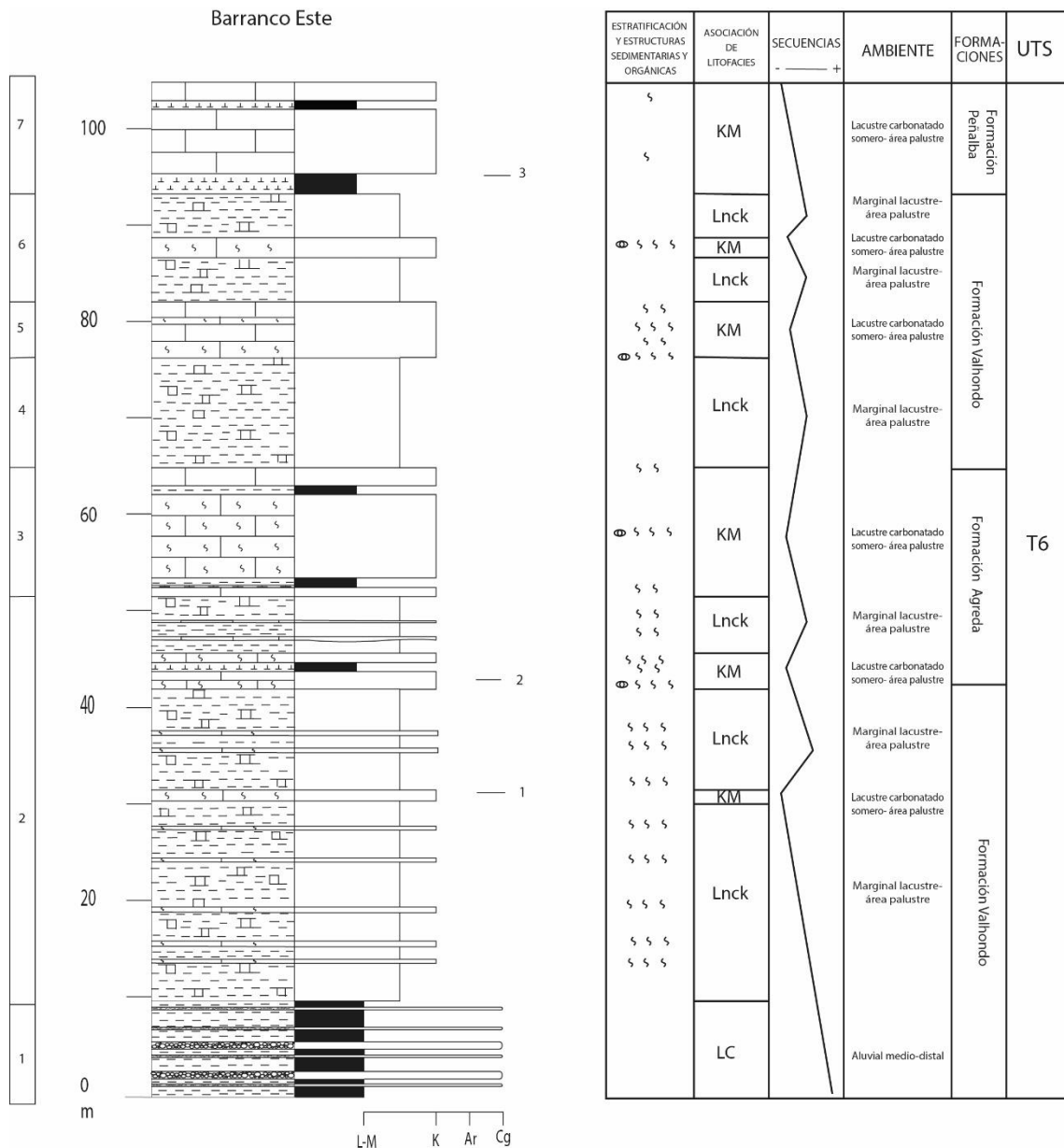


Figura 6. Columna estratigráfica Barranco Este; se señalan estructuras sedimentarias y orgánicas, fósiles y otros, asociación de litofacies, secuencias, subambiente y UTS.

Tramo 7. 12 m de calizas color blanquecinas con intercalaciones de margas grises.

Las calizas de textura wackestone-packstone se disponen en capas tabulares de potencia de decimétrica a métrica. Presentan ocasionalmente bioturbación.

Las margas, masivas, integran niveles de espesor centimétrico y geometría tabular.

En la base de este tramo, se localiza el nivel de correlación 3 que permite correlacionarlo con el tramo 10 del perfil Barranco Sur.

Consideraciones

En función de las características litológicas y su posición estratigráfica, los materiales de este perfil se corresponden con las formaciones Valhondo, Agreda y Peñalba (Daams, et al., 1987).

Esta sucesión refleja fluctuaciones en la dinámica sedimentaria y cambios en la energía del sistema a lo largo del tiempo. Al igual que el perfil anterior, su evolución megasecuencial muestra una transición entre distintos subambientes, en este caso desde zonas aluviales medio-distales (Tramo 1), con lutitas y conglomerados, hacia un sistema más complejo en el que alternan condiciones lacustres someras-palustres con lutitas y nódulos carbonatados y ambiente lacustre carbonatado menos marginal, si bien la evolución general es hacia facies lacustres.

Perfil Barranco Norte (Fig. 7)

La columna se ha levantado en el Barranco del Regajo y a unos 2,75 kilómetros al noreste de la Localidad de Lechago. Su base se localiza a 944 m de altitud y el techo a 1071 m.

Sus coordenadas UTM (ETRS89/WGS84) son:

Base: 30T 646459.620 4537946.315

Techo: 30T 646976.780 4537595.027

Tramo 1. 13 m de conglomerados marrón rojizo con intercalaciones de lutitas rojas.

Los conglomerados, granonosostenidos y de matriz arenosa de grano medio, presentan cantos son heterolíticos (cuarcíticos y carbonatados) de subredondeados a subangulosos con unos ejes de hasta 12 cm. Se presentan en cuerpos tabulares, de potencia métrica, o canaliformes, de espesor decimétrico a métrico, con cicatrices internas irregulares a canaliformes. Se reconoce estratificación cruzada planar y en surco, y una evolución granodecreciente.

Las lutitas son masivas y se disponen en paquetes tabulares de potencia centimétrica a métrica.

Las lutitas con nódulos carbonatados son masivas y forman estratos tabulares de espesor métrico.

Las calizas, mudstone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica.

Las margas son masivas y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica.

Tramo 4. 13 m de alternancia de calizas blanquecinas a crema y margas grises.

Las calizas de textura mudstone-wackestone se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica. Las calizas blanquecinas son masivas y las de color crema bioturbadas.

Las margas son masivas y aparecen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica.

En la base de este tramo se localizan los niveles 1 y 2 que permiten correlacionarlo con los tramos 5 y 7 del perfil Barranco Sur y los tramos 1 y 2 del perfil Barranco este.

Tramo 5. 27 m de lutitas marrones-amarillas con nódulos carbonatados blanquecinos e intercalaciones de calizas blancas-crema.

Las lutias son masivas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

Las calizas, de textura mudstone, están bioturbadas y se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica a métrica.

Tramo 6. 14 m de lutitas marrones-amarillas con nódulos carbonatados blanquecinos e intercalaciones de caliza con color crema por debajo de la mitad del tramo.

Las lutias son masivas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

Las calizas de textura wackestone, están bioturbadas y se disponen en estratos tabulares de potencia métrica.

Tramo 7. 15 m de alternancia entre calizas blancas y margas de color gris.

Las calizas de textura wackestone-packstone se disponen en capas tabulares de potencia de decimétrica a métrica. Presentan ocasionalmente bioturbación.

Las margas, masivas, se presentan en niveles tabulares de espesor métrico.

En la base de este tramo se localiza el nivel de correlación 3 que permite correlacionarlo con el tramo 10 del perfil Barranco Sur y con el tramo 7 del perfil Barranco Este.

Consideraciones

Los yacimientos que se corresponden con este perfil son: 3 (Moratilla), 4 (Muela alta), 1 (Regajo 1) y 2 (Regajo 2), siendo 3 del Ramblense, y 4,1 y 2 del Aragoniense medio. En función de las características litológicas y su posición estratigráfica, los materiales de este perfil se corresponden con los Conglomerados de Lechago y las formaciones Valhondo, Agreda y Peñalba (Daams, et al., 1987).

Al igual que los otros dos perfiles, a escala de megasecuencia, el perfil muestra una alternancia de materiales depositados bajo distintas condiciones y en distintos ambientes

sedimentarios. Los depósitos inferiores se corresponden con un ambiente aluvial proximal-medio (Tramo 1), con conglomerados marrón rojizo y lutitas rojas. El seguimiento de líneas de capa (Fig. 10) muestra que el tramo 2 se deposita sobre una superficie cóncava erosiva de 24 m de altura que se observa bien en un afloramiento próximo en la autovía (Fig.8). Se trata de facies palustres, lutitas marrones-amarillas con nódulos carbonatados y calizas blanquecinas, a menudo bioturbadas. El conjunto, por tanto, forma una disconformidad. En esta zona predominan estas facies, aunque en algunos intervalos (Tramos 4 y 7) se encuentran capas intercaladas de calizas y margas que indican un ambiente lacustre somero, con influencia de áreas palustres.



Figura 8. Disconformidad en la columna perfil Barranco Norte, con un contacto fuertemente erosivo (línea negra) entre el Tramo 1 y el Tramo 2, tal como se observa en un talud de la Autovía Mudéjar (ver situación en Fig. 16).

El seguimiento de niveles guía permite plantear que la parte superior de los tres perfiles levantados sería aproximadamente equivalente (Fig. 9). Además, la superficie del tránsito entre los tramos 1 y 2 del perfil norte se corresponde con la superficie de erosión del tránsito entre los tramos 3 y 4 del perfil sur, pero probablemente no se encuentre representada en el perfil este.

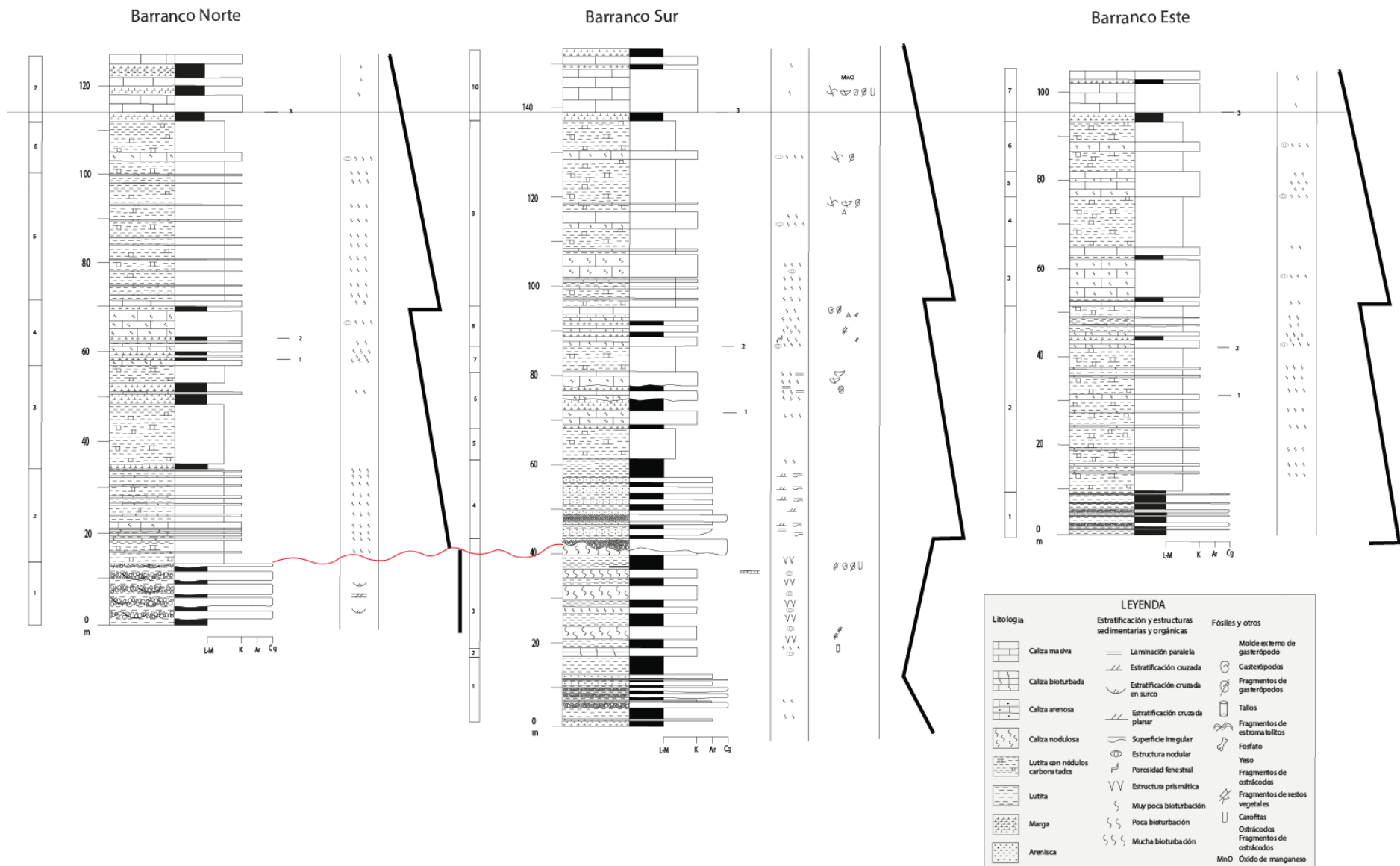


Figura 9. Correlación de los tres perfiles. La capa de correlación 3 se usa como datum 1. En rojo está representada la disconformidad y a la derecha de cada perfil la evolución megasecuenial.

4.2 Asociaciones de litofacies

Se han definido asociaciones de litofacies en función de la composición litológica, las características texturales, la geometría de los cuerpos sedimentarios y las estructuras sedimentarias; tienen una extensión suficiente para ser cartografiadas y representan distintos subambientes sedimentarios. La relación lateral y vertical entre diferentes litofacies genéticamente relacionadas permite definir el modelo sedimentológico para esta zona de la cuenca. A la hora de definir las no se ha tenido en cuenta únicamente los perfiles levantados, sino también las observaciones realizadas en los alrededores, en afloramientos tanto al sur como al norte de Lechago.

Las asociaciones de litofacies presentadas en este estudio son de naturaleza heterogénea y han sido cuantificadas, de modo que su principal diferenciación se basa en la abundancia relativa de las diversas litologías. Se han distinguido cinco asociaciones de litofacies (Tabla 1; Anexo II): conglomerados y lutitas (CL), lutitas y conglomerados (LC), carbonatos nodulosos (P), lutitas con nódulos carbonatados y calizas (LncK), y calizas y margas (KM). A continuación, se proporciona la descripción e interpretación de cada una de estas asociaciones, aunque sus características principales (composición, textura, geometría, estructura interna, etc.) y su interpretación también se resumen en la tabla 1.

Conglomerados y lutitas (CL) (Fig. 10)

Está integrada por conglomerados (60-80%) y lutitas (20-40%); se encuentra ampliamente desarrollada en el sector oeste-suroeste de la zona de estudio.

Los conglomerados, marrones rojizos, son granosostenidos, con matriz arenosa de grano medio. Están compuestos por cantos cuarcíticos y con menor abundancia carbonatados, subredondeados a subangulosos de hasta 12 cm de eje mayor. Se disponen cuerpos tabulares extensos (Fig. 10a, c, d), a veces con bases localmente canalizadas (Fig. 10c), o canaliformes de espesor decimétrico a métrico (Fig. 10a y b). Estos últimos presentan superficies internas también canaliformes que individualizan secuencias granodecipientes de potencia centimétrica a decimétrica. Los niveles tabulares no muestran organización interna o son granodecipientes. Los niveles canaliformes presentan con frecuencia estratificación horizontal, cruzada en surco (Fig. 10b) y cruzada planar.

Las lutitas son rojas, masivas, y aparecen en estratos tabulares de potencia centimétrica a métrica (Fig. 10a).

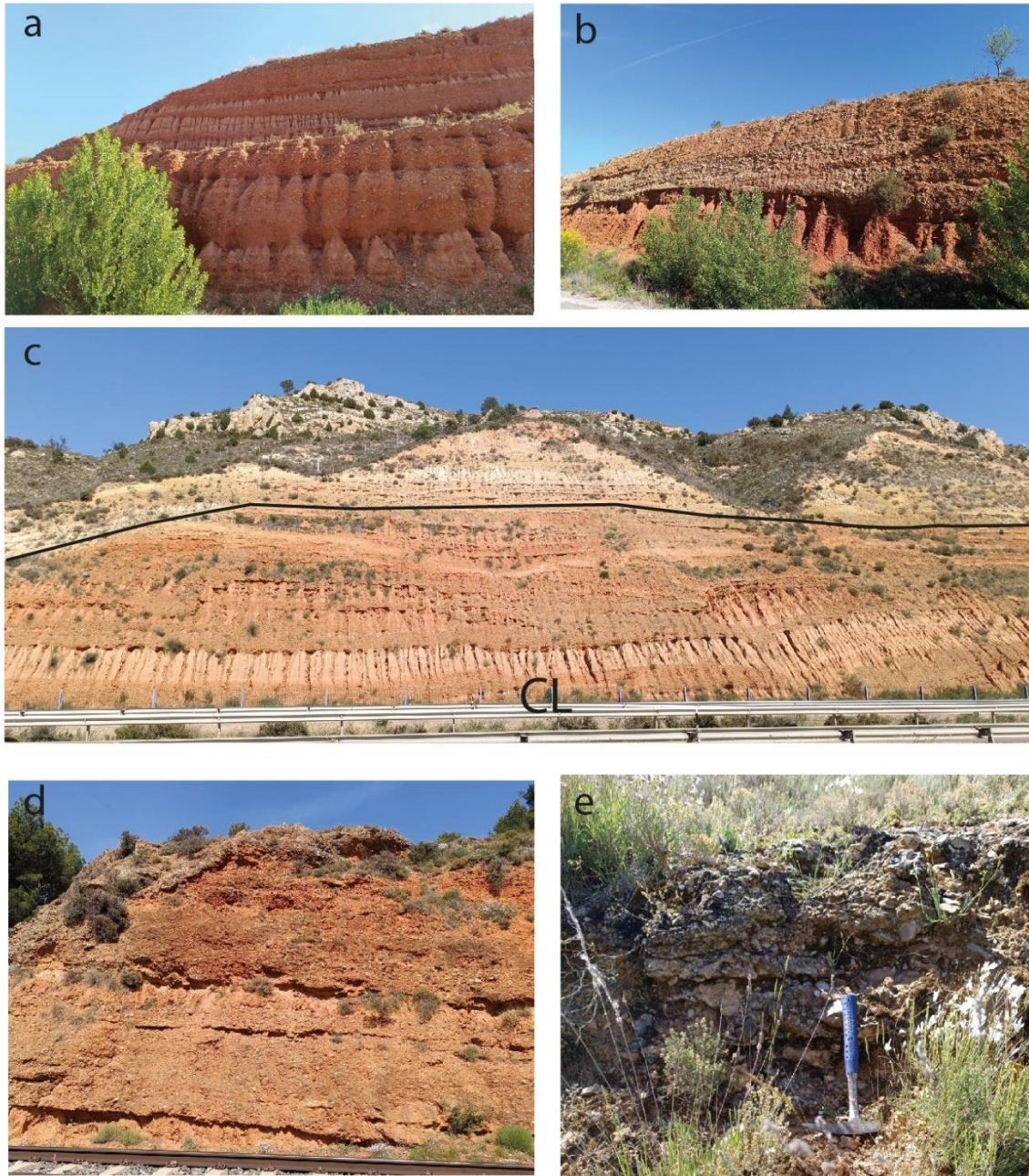


Figura 10. Aspecto en campo de la asociación Conglomerados y lutitas (CL). a) Conglomerados granosostenidos en cuerpos tabulares o canaliformes. b) Cuerpos canaliformes de conglomerados con cicatrices internas y con estratificación cruzada. c) Cuerpos tabulares y canaliformes con alas de expansión lateral, de conglomerados, que se encuentran bajo la disconformidad reconocida en el perfil Barranco Norte. d) Conglomerados dispuestos en cuerpos tabulares con intercalaciones de lutitas. e) Detalle de los conglomerados, en este caso de cantos angulosos.

INTERPRETACIÓN

Los depósitos corresponden a las zonas medias de un sistema aluvial, con flujos acuosos semiperennes de alta energía. Estos flujos, principalmente tractivos, transportaron y depositaron sedimentos terrígenos, como cantos cuarcíticos y carbonatados o arenas, en cuerpos tabulares poco organizados en momentos de avenida, o en momentos de menor

descarga en canales; estos canales pudieron migrar lateralmente y relacionarse con eventos erosivos significativos. La estratificación horizontal y cruzada sugiere la formación de barras de grava longitudinales y transversales y la angulosidad de los cantos evidencia poco transporte. Las bases erosivas y las secuencias granodecrecientes reflejan cambios en la energía del flujo, erosión y relleno posterior de los canales. Los materiales finos se depositaron durante episodios de baja descarga, a veces infiltrándose entre los materiales más gruesos de canales y barras o cubriéndolos (Miall, 1978, 1996).

Las lutitas rojas sugieren decantación bajo lámina de agua y condiciones oxidantes, en llanuras de inundación adyacentes a los canales fluviales, aguas abajo de los mismos o en periodos de menos descarga y baja energía.

Según las características descritas y su interpretación, la asociación de litofacies Conglomerados y Lutitas (CL) se relaciona con el sector medio de abanicos aluviales (Colombo, 1989).

Lutitas y conglomerados (LC) (Fig. 11)

Está formada por lutitas (50-60%), conglomerados (30-40%), areniscas (15-30%) (Fig. 11a) y escasas calizas (0-5%).

Las lutitas, masivas o bioturbadas (Fig. 11b), son limosas, rojas, marrones o versicolores, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica.

Los conglomerados son granosostenidos con cantos cuarcíticos y carbonatados de subredondeados a subangulosos y matriz arenosa y limosa de grano fino a medio. Aparecen en estratos tabulares o canaliformes (Fig. 11b), de espesor centimétrico a métrico, con base erosiva y cicatrices internas, presentando a veces estratificación en surco; se reconocen secuencias granodecrecientes de espesor decimétrico.

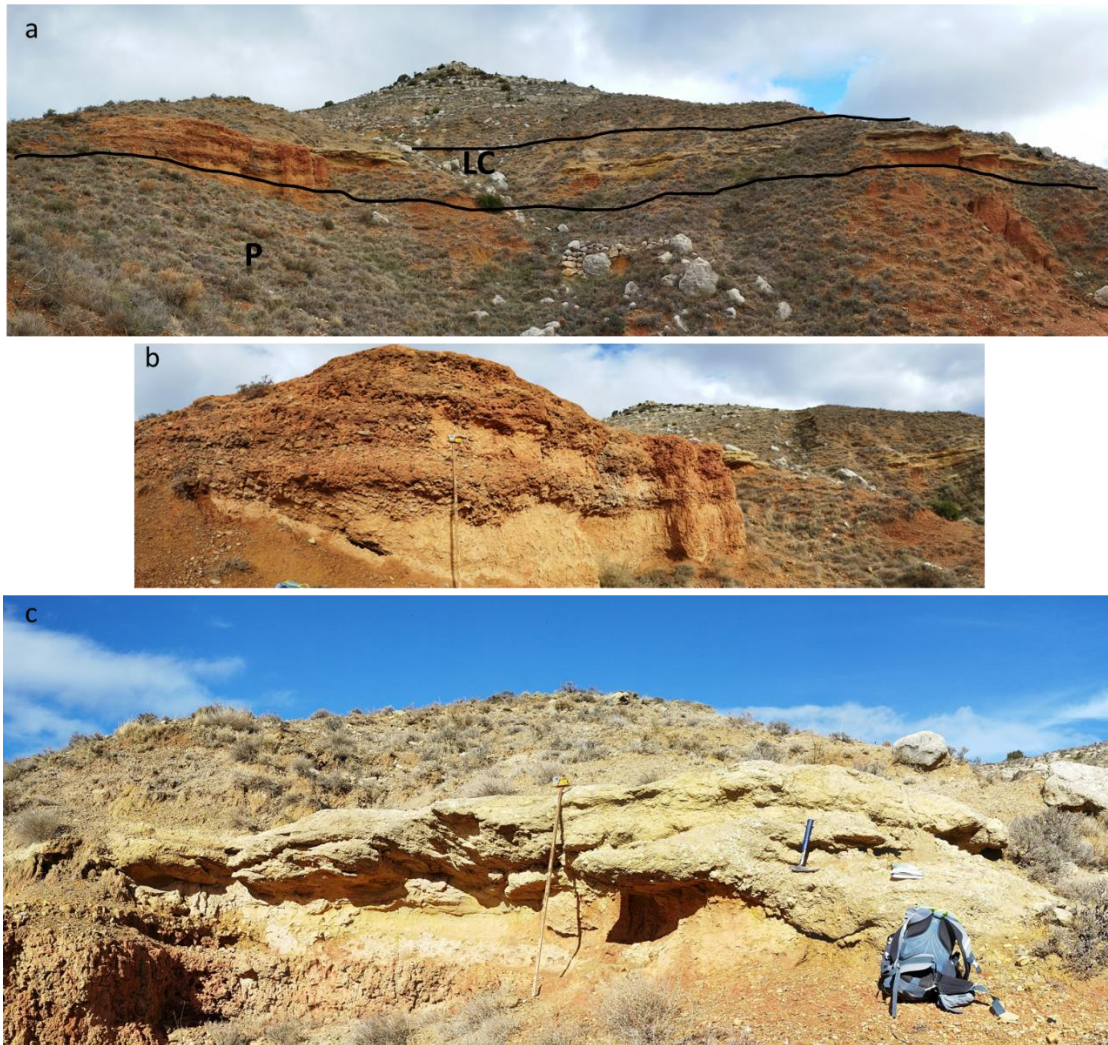


Figura 11. Lutitas y conglomerados (LC). a) El conjunto de lutitas, conglomerados y areniscas que se encuentra sobre la asociación de carbonatos nodulosos (P). b) Conglomerados en cuerpos tabulares y canaliformes y lutitas bioturbadas. c) Areniscas y conglomerados en un nivel canaliforme con un relleno asociado a la migración de barras.

Las areniscas son masivas, ocre, de grano fino y están cementadas; se disponen en estratos tabulares o laxamente canaliformes (Fig. 11c) de potencia centimétrica a métrica con laminación paralela y cruzada. Los análisis granulométricos (Fig. 12) el perfil Barranco Sur indican que, en general, domina el transporte en saltación, con un porcentaje de tracción inferior al 2%. El punto de truncadura de gruesos se encuentra entre el rango 0,1-1,4 Φ y 0,1- 2% en peso, y el de finos en el rango 3,3-4,5 Φ y 81- 97% en peso. La no muy elevada selección sugiere un proceso de sedimentación homogéneo, típico de corrientes acuosas tractivas, donde las condiciones del flujo permiten el transporte eficiente de sedimentos sin una fuerte segregación (Visser, 1969).

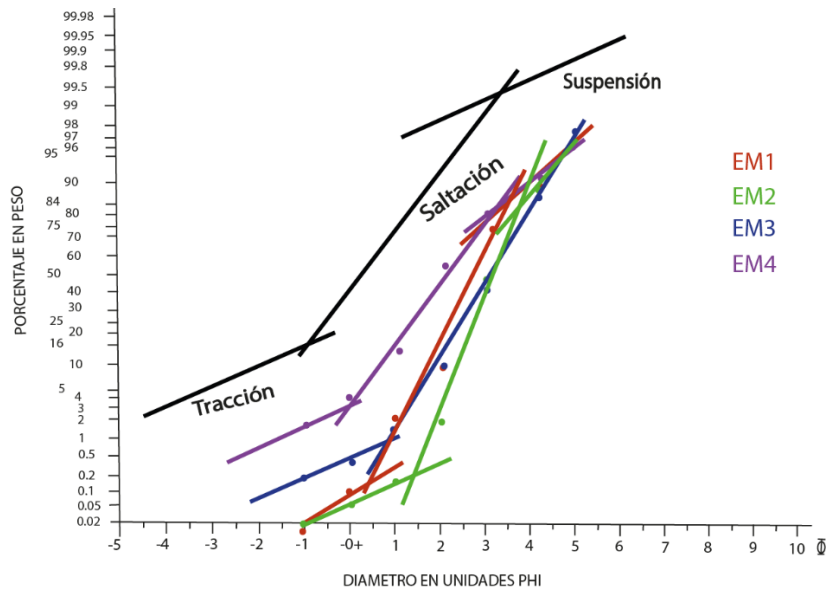


Figura 12. Representación gráfica de la curva de tamaño-frecuencia de las 4 muestras de areniscas.

Las calizas, mudstone, son rojizas a grises. Se disponen en niveles tabulares de potencia centimétrica. Es frecuente la bioturbación vertical y en lámina delgada se observa recristalización de la matriz, nódulos micríticos-microesparíticos subredondeados, de escala milimétrica a centimétrica, separados por grietas y cavidades con cemento calcítico, y patinas de óxidos de hierro. En ocasiones las calizas presentan cantos cuarcíticos y carbonatados de tamaño milimétrico-centimétrico.

INTERPRETACIÓN

Los materiales terrígenos más finos representan decantación en llanuras de inundación laterales o aguas abajo de los canales. Las lutitas bioturbadas, en particular, indican zonas de baja energía y baja tasa de sedimentación, con desarrollo de vegetación. Los colores rojizos y marrones sugieren condiciones oxidantes, mientras que la presencia de colores versicolores indica fluctuaciones en las condiciones redox, posiblemente asociadas con cambios en el nivel freático.

Los niveles de conglomerados se corresponden especialmente con canales en los que corrientes de alta energía transportan y depositan sedimentos gruesos, principalmente en eventos de flujo rápido, como crecidas; ocasionalmente flujos hiperconcentrados en relación con los niveles poco seleccionados. Las cicatrices internas con forma de canal indican que los canales se rellenaron en múltiples episodios (e.g. Friend et al., 1979; Reading, 1996), con etapas de erosión y depósito alternantes. La matriz arenosa y limosa indica infiltración en momentos de menor energía del flujo, y los cuerpos arenosos

episodios de descenso en la descarga, con desarrollo ocasional de ripples. Los cuerpos tabulares reflejan flujos desconfiados.

Las calizas representan zonas encharcadas de baja energía, permitiendo la precipitación de micrita y soportando vida bentónica; posteriormente estos depósitos fueron modificados por procesos pedogénicos (nodulización y bioturbación en relación con desarrollo de vegetación). Los granos de cuarzo reflejan aportes desde las zonas aluviales, y la presencia de pequeñas grietas y óxidos de hierro fluctuaciones en el nivel del agua, en condiciones muy someras y episodios de desecación. La recristalización de la micrita y las cavidades con cemento reflejan cambios post-deposicionales sobre el sedimento relacionados con fluctuaciones en el nivel freático, en relación con condiciones alternantes de desecación y encharcamiento.

Según las características descritas y su interpretación, la asociación de litofacies Lutitas y Conglomerados (LC) sugiere un entorno en el sector medio-distal de un abanico aluvial (Colombo, 1989). Refleja un entorno deposicional de llanura de inundación con aguas desconfiadas y depósito de material más fino surcado por canales activos aislado, donde se sedimentaron los sedimentos más gruesos. Las facies palustres reflejan áreas encharcadas de baja pendiente y menor aporte de sedimentos clásticos y desarrollo de procesos pedogénicos.

Carbonatos nodulosos (P) (Fig. 13)

Constituida predominantemente por carbonatos nodulosos (60-70%), o calcretas pedogénicas, con intercalaciones de lutitas (30-40%) y muy escasas calizas arenosas (<1%). Se encuentra especialmente en la base del perfil Barranco Sur.

Los carbonatos nodulosos son rojizos (con matriz lutítica) y blancos y conforman niveles tabulares de espesor métrico (Fig. 13a y b). Son nódulos con estructura prismática o esféricos que se desarrollan en un encajante lutítico. En sección pulida y lámina delgada se observa desarrollo de nódulos micríticos menores y cemento calcítico.

Las lutitas son masivas, versicolores, marrones o rojas y ocasionalmente con moteado negro, y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica.

Las calizas, a menudo de colores abigarrados, contienen restos vegetales y fragmentos de gasterópodos, carofitas y bivalvos. En lámina delgada se observan fragmentos de cuarzo,

restos de plantas así como evidencias de desarrollo y destrucción de costras carbonatadas. Aparecen en estratos tabulares de potencia centimétrica, a menudo con bioturbación.



Figura 13. Carbonatos nodulosos (P). a) Carbonatos nodulosos blancos en niveles tabulares y lutitas versicolores masivas. b) Carbonatos nodulosos rojizos en niveles tabulares con estructura prismática.

INTERPRETACIÓN

Las lutitas indican inundaciones y decantación de material terrígeno fino en llanuras aluviales afectadas por ciclos de oxidación y reducción asociados a cambios en la humedad del suelo, como periodos alternantes de inundación y exposición por oscilaciones del nivel freático. Las areniscas representan episodios de llegada de avenidas acuosas algo más energéticas.

Los carbonatos nodulosos se desarrollan en un encajante lutítico reflejando la precipitación de carbonato en suelos sometidos a fluctuaciones de humedad y nivel freático (Alonso Zarza, 2003). Puede asimilarse al proceso de cementación nodular descrito por Macchette (1985), quien relaciona estos carbonatos con ambientes de baja energía y desarrollo de bioturbación, donde la precipitación de carbonato se ve afectada por cambios en las condiciones ambientales.

Según las características descritas y su interpretación, la asociación de litofacies Carbonatos nodulosos (P) representaría una zona área aluvial distal de baja energía, caracterizada por la decantación de lutitas y el desarrollo de procesos pedogénicos en relación con fluctuaciones del nivel freático, formación de suelos y precipitación de carbonatos en torno a raíces. En estas zonas los ciclos de inundación-exposición ejercen un importante control en las características del sedimento (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

Lutitas con nódulos carbonatados y calizas (LncK) (Fig. 14)

Formada por lutitas con nódulos carbonatados (30-60%), calizas (30-50%), margas (5-15%) y lutitas (0-10%) (Fig. 15a). Esta asociación se ha reconocido en toda en la zona de estudio especialmente al NW y SE.

Las lutitas son masivas de color marrón-amarillo con nódulos carbonatados esféricos (Fig. 14a y b) de diámetro centimétrico o versicolores. Forman generalmente niveles tabulares de espesor centimétrico a métrico.

Las calizas, de textura mudstone-wackestone (peloidal e intraclástico), son blancas a gris oscuro y se disponen en niveles tabulares de espesor centimétrico a métrico. Son masivas, bioturbadas o con estructura nodular. Presentan fracturas y grietas rellenas de cemento calcítico, y la matriz incluye bioclastos como bivalvos, ostrácodos y gasterópodos. Se escasos granos de cuarzo y fragmentos de raíces.

Las margas son masivas (Fig. 14b), de color gris, y se presentan en estratos tabulares de espesor centimétrico.

INTERPRETACIÓN

Las lutitas se depositaron por decantación en zonas de poca pendiente y energía, donde se produjo también la precipitación de nódulos carbonatados en suelos, en el entorno de raíces de plantas. El color marrón-amarillo y la presencia de nódulos versicolores son indicativas también de cambios en la humedad del suelo y fluctuaciones en las condiciones redox.

Las calizas indican precipitación de carbonato en un ambiente lacustre muy somero y transformación posterior por procesos pedogénicos; se generaron en un ambiente con abundante vida como bivalvos, ostrácodos y gasterópodos; el pequeño porcentaje de cuarzo indica aporte terrígeno limitado. Los peloides en las calizas se originan a menudo como fragmentos de materia orgánica o microorganismos, y su presencia puede indicar ambientes con condiciones propicias para la precipitación de carbonatos, como aguas cálidas y poco profundas (Tucker et al., 1990; Talbot, 1990; Gierlowski, 2000). Los intraclastos, por su parte, podrían ser indicativos de desecación y removilización de sedimentos, sugiriendo episodios de fluctuación en el nivel del agua. Estas condiciones podrían haber llevado a la desecación del sedimento, seguido de su posterior redistribución durante eventos de llegada de agua. Las fracturas rellenas de cemento

calcítico sugieren procesos diagenéticos tempranos relacionados con oscilaciones del nivel freático (Wright, 1992).

Las margas grises representan decantación en charcas o áreas lacustres someras de baja energía, donde coexisten precipitación de carbonatos y la decantación de arcillas, en condiciones subacuosas.



Figura 14. Lutitas con nódulos carbonatados y calizas (LncK). a) Aspecto de esta asociación de litofacies entre resaltes de caliza de la asociación de litofacies calizas y margas (KM). b) Margas/Lutitas grises con nódulos carbonatados en la base.

Esta asociación representa la zona de transición entre ambientes lacustres y palustres de escasa pendiente, con precipitación de carbonatos bajo lámina de agua o en relación con desarrollo de suelos. La baja energía, frecuentes fluctuaciones del agua por cambios en el nivel freático, exposición subaérea y la actividad biológica controlaron las características finales del sedimento. La precipitación de carbonatos, bioturbación y nodulización reflejan la interacción entre la actividad biológica, las condiciones químicas y las variaciones en la disponibilidad de agua, típicas de este tipo de ambientes (Talbot, 1990; Gierlowski, 2000; Machel, 2001).

Calizas y margas (KM) (Fig. 15)

Integrada por calizas (50-70%) y margas (15-30%), se encuentra especialmente culminando las partes altas de las muelas.

En función de la presencia o ausencia de bioturbación a escala macroscópica se reconocen calizas masivas y calizas bioturbadas (Fig. 15a). Las calizas masivas (km) (Fig. 16d), de color blanco, presentan textura predominantemente *mudstone*, aunque también se encuentran términos *wackestone*. Se disponen en estratos tabulares con potencia generalmente centimétrica a métrica, con superficies de estratificación planas o, en ocasiones, irregulares. En algunos niveles, el contenido de fragmentos de gasterópodos

es elevado, aunque los ejemplares completos son poco frecuentes. En menos ocasiones, se observan ostrácodos y caráceas. En algunas muestras se observa nodulización incipiente. Hay niveles arenosos (ka), blancos, con mayor contenido en granos de cuarzo angulosos y bioclastos; en ellos se han localizado restos de micromamíferos. Las calizas bioturbadas (kb) (Fig. 15b, c y d), de color blanco y crema, tienen una textura predominantemente *wackestone*, y en menos casos *mudstone*. Forman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación irregulares, y están agrupados en paquetes de mayor potencia. La bioturbación suele mostrar hábito vertical y ocasionalmente horizontal, provocando brechificación en los casos en que es muy intensa. En general, estas calizas incluyen bioclastos como ostrácodos, gasterópodos, carofitas y fragmentos de plantas.

Las margas, rojas, grises, verdosas, versicolores y negras, son generalmente masivas, ocasionalmente laminadas, y se presentan en estratos tabulares, con superficies de estratificación irregulares, de espesor decimétrico a métrico.

INTERPRETACIÓN

Las calizas representan la precipitación de carbonato en zonas lacustres, en general, de baja energía. La textura y presencia de fragmentos de gasterópodos, ostrácodos y caráceas indica condiciones bien oxigenadas, poco turbulentas y luminosidad; en momentos de cierta energía fueron movilizados. Las calizas bioturbadas sugieren áreas donde la fauna bentónica remueve el sedimento, reflejando un ambiente oxigenado y activo, o el desarrollo de vegetación enraizada en zonas someras. Las calizas arenosas evidencian aportes de sedimentos terrígenos.

Las margas reflejan la llegada y decantación de material terrígeno y la precipitación de carbonatos; los cambios en el color del sedimento se asocian con variaciones en la oxigenación y el nivel del agua.



Figura 15. Calizas y margas (KM). a) Calizas bioturbadas casi con brechificación. b) Caliza bioturbada que muestra a techo fragmentos de tallos. c) Caliza masiva sobre caliza bioturbada.

Esta asociación de litofacies representa un ambiente lacustre poco profundo-área palustre con variaciones en la energía, fluctuaciones en el nivel del agua y cambios en las condiciones ambientales (Platt, 1985; Talbot, 1990; Wright, 1992; Gierlowski, 2000).

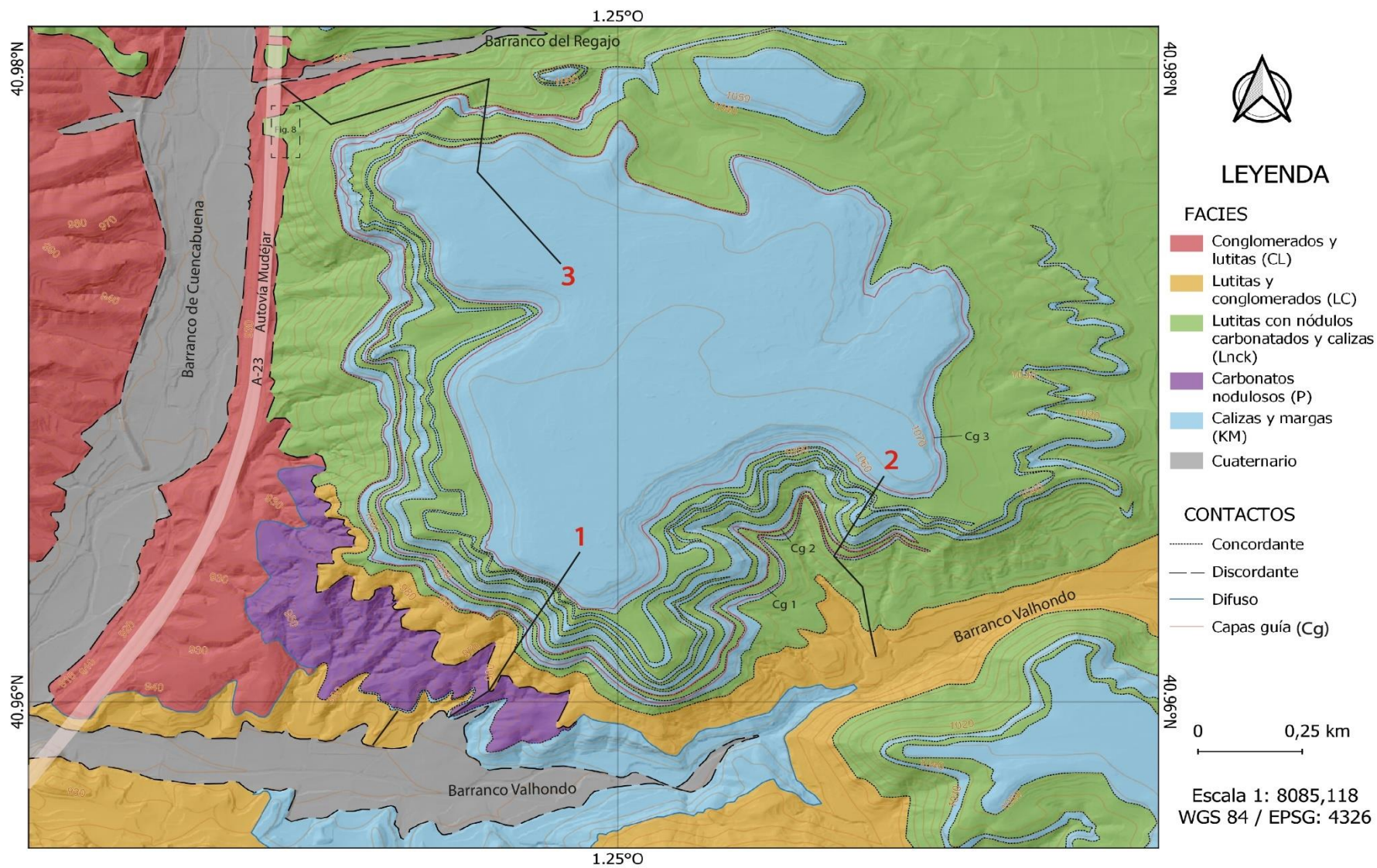


Figura 16. Cartografía de las asociaciones de litofacies identificadas en la zona de estudio. Perfiles estratigráficos levantados marcados con una línea negra (1: perfil Barranco Sur, 2: perfil Barranco Este y 3: perfil Barranco Norte)

4.3 Facies Carbonatadas

Las muestras carbonatadas estudiadas (Anexo I) en muestra de mano y lámina delgada pertenecen a diferentes asociaciones de litofacies de las descritas anteriormente. Su posición en la serie estratigráfica se recoge en la figura 5. En la asociación LC se localizan las muestras 1 y 27, en P las muestras de 3-7, en Lnck la muestra 23 y en KM las muestras de 9-22 y de 24-26. Estas muestras se corresponden esencialmente con calizas palustres o con calcretas pedogénicas en el sentido de Freytet (1984), Wright y Tucker (1991) o Alonso Zarza (2003), trabajos que se han tomado de referencia para su clasificación e interpretación. A partir del estudio de afloramiento, secciones pulidas y láminas delgadas se han reconocido las siguientes facies.

1) Calizas lacustres (Fig. 17g)

Calizas de tonos grises y textura mudstone formada por carbonatos micríticos homogéneos; pueden contener restos fauna y flora preservadas (gasterópodos, caráceas, tapices de algas, etc.).

Indican un ambiente lacustre de aguas poco profundas y escasa energía donde precipitan carbonatos ligados a procesos de bioinducción (Tucker y Wriqth, 1991).

2) Calizas nodulares y brechificadas (Fig. 17a, b, i, j y k y Fig. 18a, b y d)

Generalmente de tonos grises a rojizos, se caracterizan por la presencia de nódulos micríticos-microesparíticos subredondeados de diámetro milimétrico a centimétrico, separados por pequeñas grietas en las que ha precipitado cemento calcítico, trazas de bioturbación, pátinas delgadas rojizas y, en algún caso, pátinas oscuras. En algunos casos, los nódulos son claramente visibles, pero en otros la nodulización es incipiente y solo se observa en lámina delgada. Es común encontrar intraclastos de tamaño milimétrico, restos de gasterópodos o carofitas, peloides y fragmentos vegetales; contenido en cuarzo escaso.

Representa la precipitación de carbonato en condiciones subacuáticas de baja energía, en una zona que experimentó variaciones en el nivel de agua, lo que favoreció la desecación del sedimento (Wriqth, 1992, Alonzo-Zarza, 2003), cambios en la química del agua y el desarrollo de cemento calcítico posterior en grietas. El proceso de nodulización se debe a la desecación y la formación de fisuras planas a curvas (Freytet, 1973).

3) Calizas abigarradas (Fig. 17e y f)

Mudstone a wackestone peloidal o intraclástico de color grisáceo con un característico moteado versicolor (amarillento a rojizo). Presentan nodulización muy incipiente con nódulos redondeados de diámetro milimétrico rodeados por pátinas de óxidos de hierro y manganeso (perceptible en lámina delgada). La bioturbación es moderada, y se encuentran fragmentos de cuarzo y restos vegetales oxidados, junto con trazas de raíces. Las grietas suelen ser verticales y rellenas de cemento calcítico esparítico.

Representan el depósito de carbonato en un ambiente lacustre sometido a cambios en la lámina de agua. Su característico moteado versicolor está en relación con la removilización del hierro por cambios en la lámina de agua (Freytet, 1973) y las huellas de bioturbación evidencian el papel de la vegetación en la formación de nódulos. La presencia de óxidos de hierro y manganeso indica procesos de oxidación asociados a la desecación del sedimento.

4) Calizas con bioturbación por raíces (Fig. 17c y d y Fig. 18c)

Calizas grises a rojizas con textura mudstone-wackestone, en algún caso ricas en gasterópodos e intraclastos, con trazas de bioturbación con disposición predominantemente vertical que se corresponden con raíces y abundantes fragmentos vegetales. Se diferencian nódulos carbonatados. En lámina delgada se observan nódulos subredondeados rodeados en ocasiones por una pátina negruzca o rojiza y en algunos casos granos de cuarzo.

Indica un ambiente con intensa actividad vegetación que tuvo un papel importante en la génesis y modificación del sedimento carbonatado. Evidencian un entorno con cierta humedad y nivel freático cerca de la superficie, favoreciendo la bioturbación y la precipitación de carbonato en torno a la rizosfera (Wright y Tucker, 1991).

5) Calizas con pseudo-microkarst (Fig. 17h)

Integradas por mudstone (micrita-microesparita), presentan pequeñas cavidades irregulares y complejas que se asemejan a un sistema kárstico; son en su mayoría cilíndricas y alargadas verticalmente y pueden estar rellenas de cemento calcítico.

Este tipo de facies es propio también de ambientes palustres con vegetación, fluctuaciones en el nivel del agua y desecación y exposición suabáerea prolongada; el relleno de las cavidades por el propio material se asocia a momentos de lluvias intensas (Plaziat y Freytet, 1978). El prefijo “pseudo” se relaciona con el hecho de que el agrandamiento de

cavidades es un proceso mecánico, más que un resultado de la disolución (Alonso-Zarza, 2003), que es un proceso de menor entidad, aunque las cavidades más alargadas verticalmente podrían haberse ampliado por disolución.

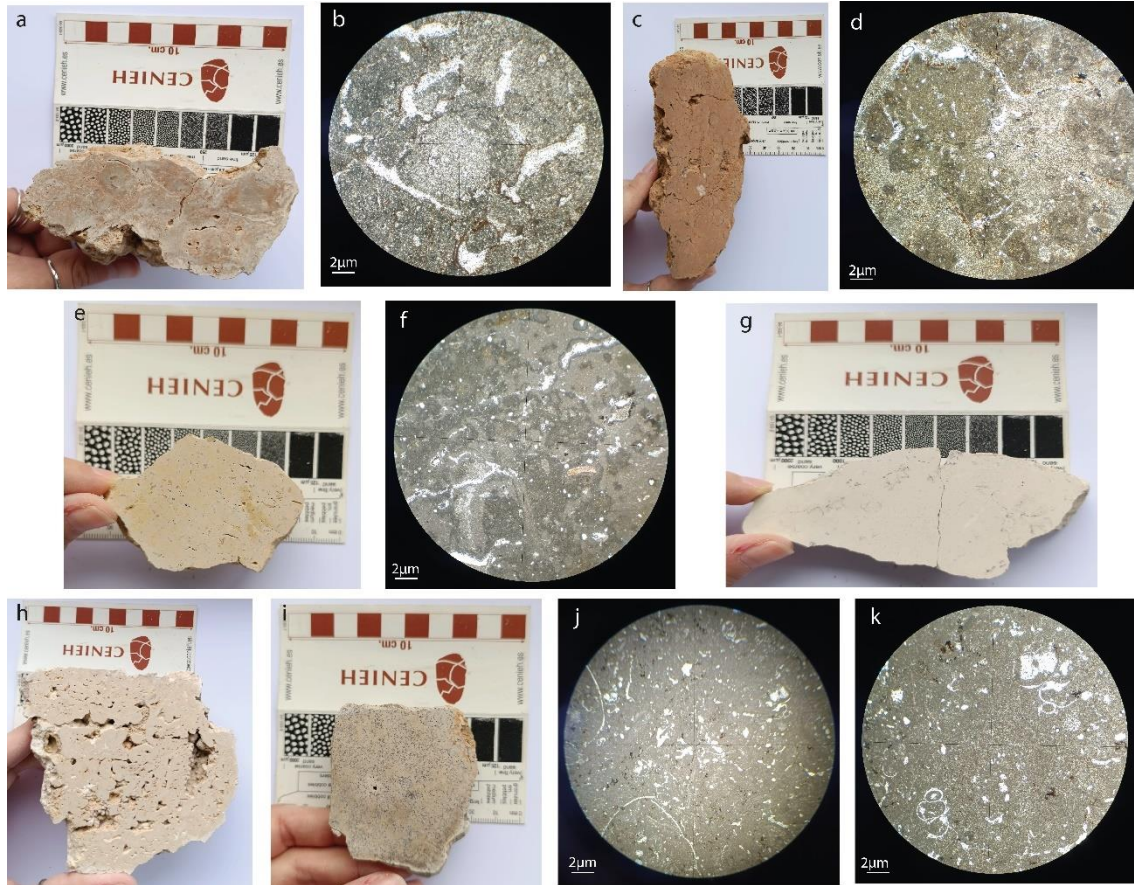


Figura 17. Ejemplos de las distintas facies descritas. Fotos de muestras de mano y de microscopio (objetivo 3,2x/0,06). a) M1, facies nodular-brechificada. b) M1 al microscopio. Se observan nódulos micríticos-microesparíticos subredondeados separados por pequeñas grietas rellenas de cemento calcítico esparítico o con pátinas de hierro. c) M4, facies bioturbada. d) M4 al microscopio. Se observa cemento calcítico en las grietas y trazas de bioturbación, además de nódulos. e) M14, facies moteada. f) M14 al microscopio. Se observan grietas con cemento calcítico, óxidos de manganeso y de hierro y un fragmento de hueso. g) M15A, facies lacustre. h) M15B, facies pseudomicrokarst. i) M25, facies nodular. j) M25 al microscopio. Se observan gasterópodos enteros (con cemento en el interior) y fracturados, restos de ostrácodos, carofitas, peloides con envuelta calcítica, bivalvos, cuarzo y grietas con cemento calcítico. k) M25 al microscopio. Se observan gasterópodos enteros (con cemento en el interior) y fracturados, bioclastos de ostrácodos, carofitas, cuarzo redondeado, óxidos de hierro o manganeso y grietas con cemento calcítico.

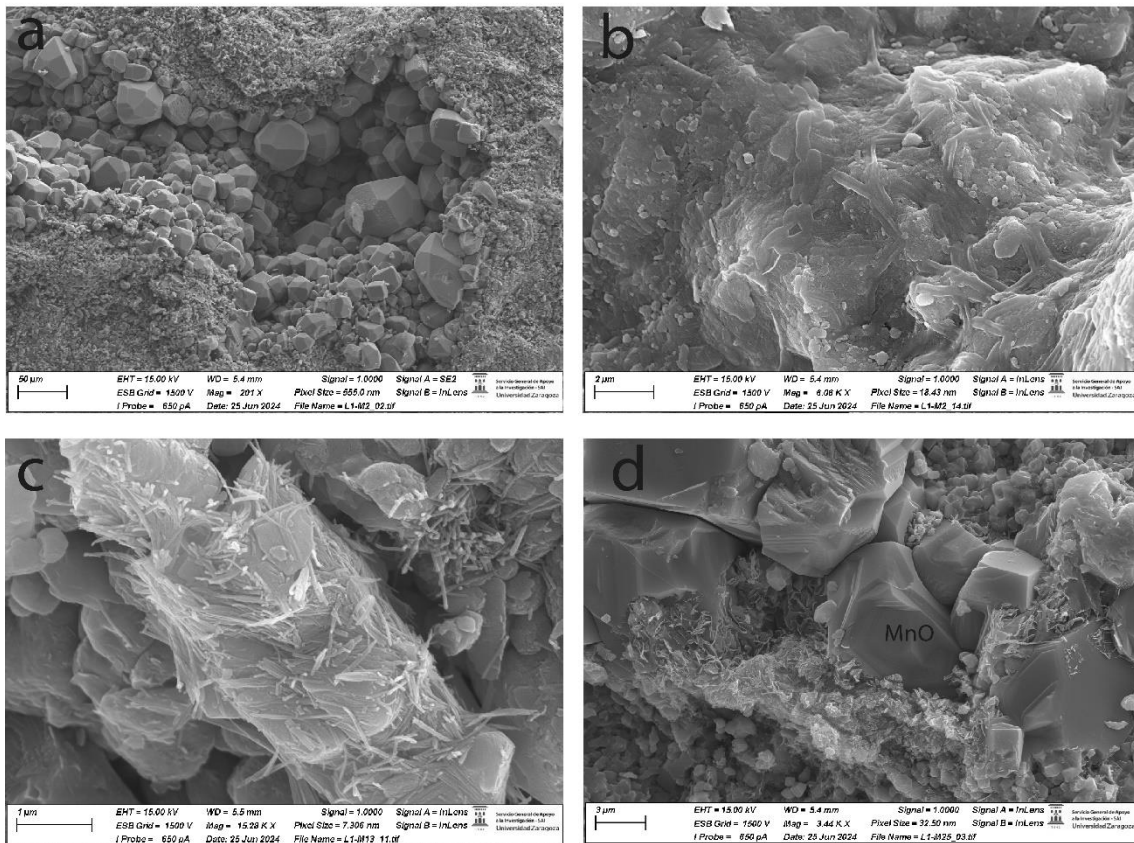


Figura 18. Imágenes de FESEM. a) Muestra 2, grietas rellenas de cristales de calcita de tamaño superior (pon tamaño cristales) a la matriz predominantemente micrítica (pon tamaño). b) Muestra 2, morfologías microbianas. c) Muestra 13, cristales de carbonato cálcico y fibras de paligroskita (mineral de la arcilla, que las fibras permiten interpretar que es de neoformación). d) Muestra 25, cristales de carbonato cálcico de distintos tamaños y óxidos de manganeso.

El conjunto de facies refleja un entorno lacustre-palustre de bajo gradiente y baja energía (Fig. 19), en relación con charcas efímeras aisladas en el interior de la llanura de inundación o zonas lacustres someras, en ambos casos con importante desarrollo de vegetación. Bajo estas condiciones, el fango carbonatado depositado as se modificó por cambios del nivel freático en relación con procesos pedogénicos (Platt, 1985; Talbot, 1990; Wright, 1992; Gierlowski, 2000).

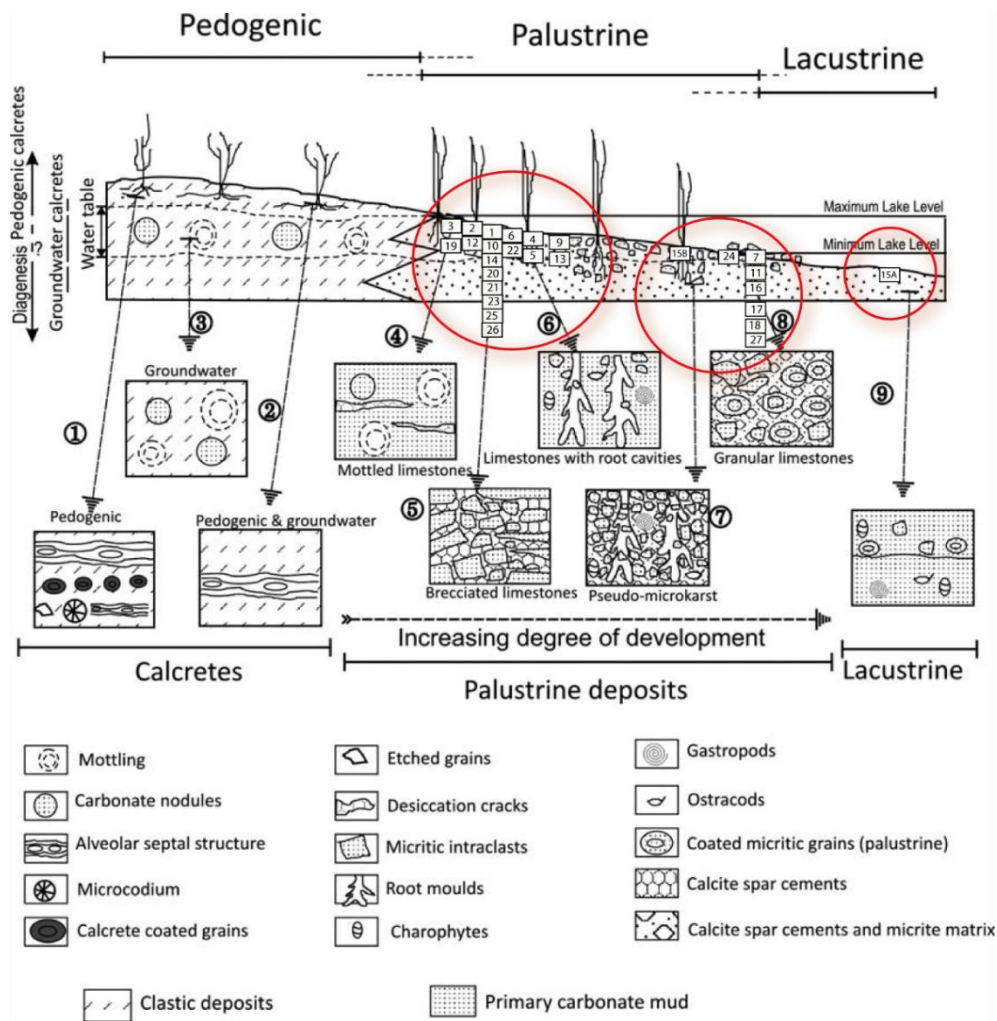


Figura 19. Modelo de facies de área palustre-lacustre (Alonso-Zarza; 2003). Se ha posicionado en el modelo cada una de las muestras estudiadas en función sus características macro y microscópicas.

4.4 Correlación litoestratigráfica

Teniendo en cuenta la correlación de los perfiles que se observa en la figura 8, y considerando las asociaciones de litofacies, se ha elaborado un panel de correlación litoestratigráfica (Fig. 20). Este panel incluye la discontinuidad estratigráfica que se ha detectado en los perfiles Sur y Norte. Se observa que las litofacies bajo el nivel erosivo y sobre él son claramente diferentes. La correlación entre los perfiles de Barranco Norte, Barranco Sur y Barranco Este muestra una continuidad de facies por encima de la discontinuidad, debido a que se observan los materiales a lo largo de todos los afloramientos. Sin embargo, por debajo de este nivel erosivo, la continuidad de las facies se ve dificultada ya que no existen afloramientos en algunos puntos.

En el perfil Barranco Sur la serie es más completa y bajo la discontinuidad estratigráfica, que representa un periodo erosivo, se encuentra la asociación LC y sobre ella un nivel de

calizas KM y por encima calizas nodulosas (P), que son un cambio lateral desde la litofacies Conglomerados y lutitas (CL) al norte. Por lo tanto, de norte a sur hay un cambio lateral del sector medio de abanico aluvial hacia aluvial distal con desarrollo de procesos pedogénicos.

Sobre el nivel erosivo se encuentra en el perfil Barranco Sur la asociación LC, la cual presenta continuidad entre este perfil y el de Barranco Este. Hacia Barranco Norte se observa un cambio lateral a la asociación Lutitas con nódulos carbonatados y calizas (LncK). Es decir, de norte a sur se pasa de zona marginal lacustre-área palustre a un sector medio-distal aluvial con zonas palustres localizadas.

Por encima de este conjunto se observa una alternancia entre las asociaciones de litofacies Lutitas con nódulos carbonatados y calizas (LncK) y Calizas y margas (KM). KM domina en el perfil Barranco Sur y lateralmente, tanto hacia el perfil Barranco Norte como hacia el perfil Barranco Este, pasan lateralmente a LncK. A pesar de ello, hay periodos en los que KM es más extensa (parte intermedia y parte superior de la serie) y otros en los que LncK abarca más extensión (parte baja y media alta). Se puede interpretar, por tanto, que tras la etapa de erosión que representa la disconformidad hay una alternancia de ambientes de zona marginal lacustre –lacustre interna/área palustre

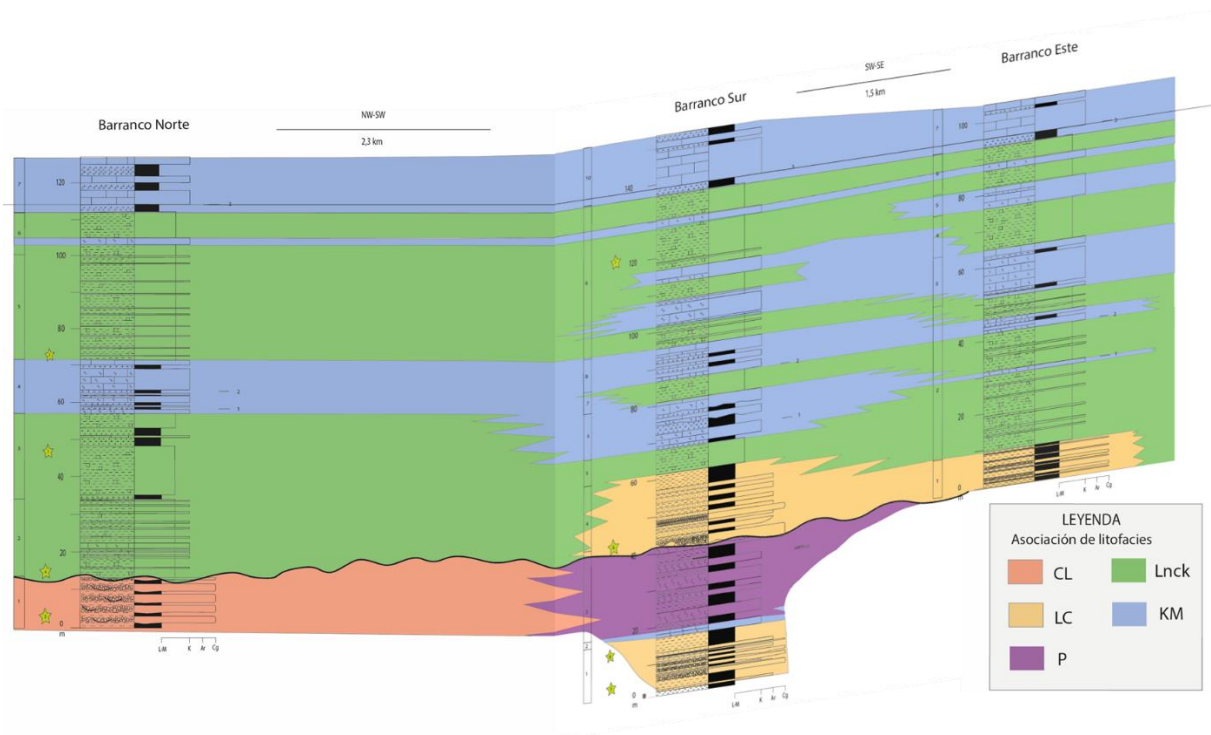


Figura 20. Correlación litoestratigráfica. CL: conglomerados y lutitas, LC: lutitas y conglomerados, P: calizas nodulosas, LncK: lutitas con nódulos carbonatados, y KM: calizas y margas.

4.5 Correlación cronoestratigráfica

El panel cronoestratigráfico (Fig. 21) se ha elaborado proyectando los yacimientos de Daams et al. (1987) en las series estratigráficas levantadas, permitiendo de esta forma conocer en relación con qué biozonas se depositaron los materiales de objeto de estudio. Las biozonas identificadas por estos autores, que se han podido localizar en las columnas son, Z, A y D (Fig. 22). Por el contrario, en el trabajo de estos autores no se encuentran yacimientos asignables a las biozonas B y C del Aragoniense inferior. Se puede comprobar que la falta de esas biozonas B y C se corresponde con la discontinuidad observada en la parte inferior de los perfiles del Barranco Norte y Barranco Sur, por lo que consideramos que responde a un periodo de erosión y posteriormente de no depósito en la zona. La discontinuidad estratigráfica se situaría en el Mioceno inferior (Aragoniense inferior). Además, se aprecia que las asociaciones de litofacies CL, LC y P predominan en el Mioceno inferior (Ramblense) y las asociaciones KM y Lnck en el Mioceno medio (Aragoniense medio).

La datación absoluta de los materiales estudiados está basada en la correlación de las biozonas a las que corresponden los yacimientos de micromamíferos de Daams *et al.*, 1987 con la escala de polaridad magnética global que presenta Pérez Rivarés et al. (2018). Sobre esa base, la correlación con los perfiles estudiados aquí indica que, en conjunto, estos depósitos abarcan un intervalo temporal de aproximadamente 6 Ma. La discontinuidad estratigráfica detectada está integrada por un vacío erosional (que representa aproximadamente 1 Ma) y un hiato (que representa en algunas zonas 1 Ma).

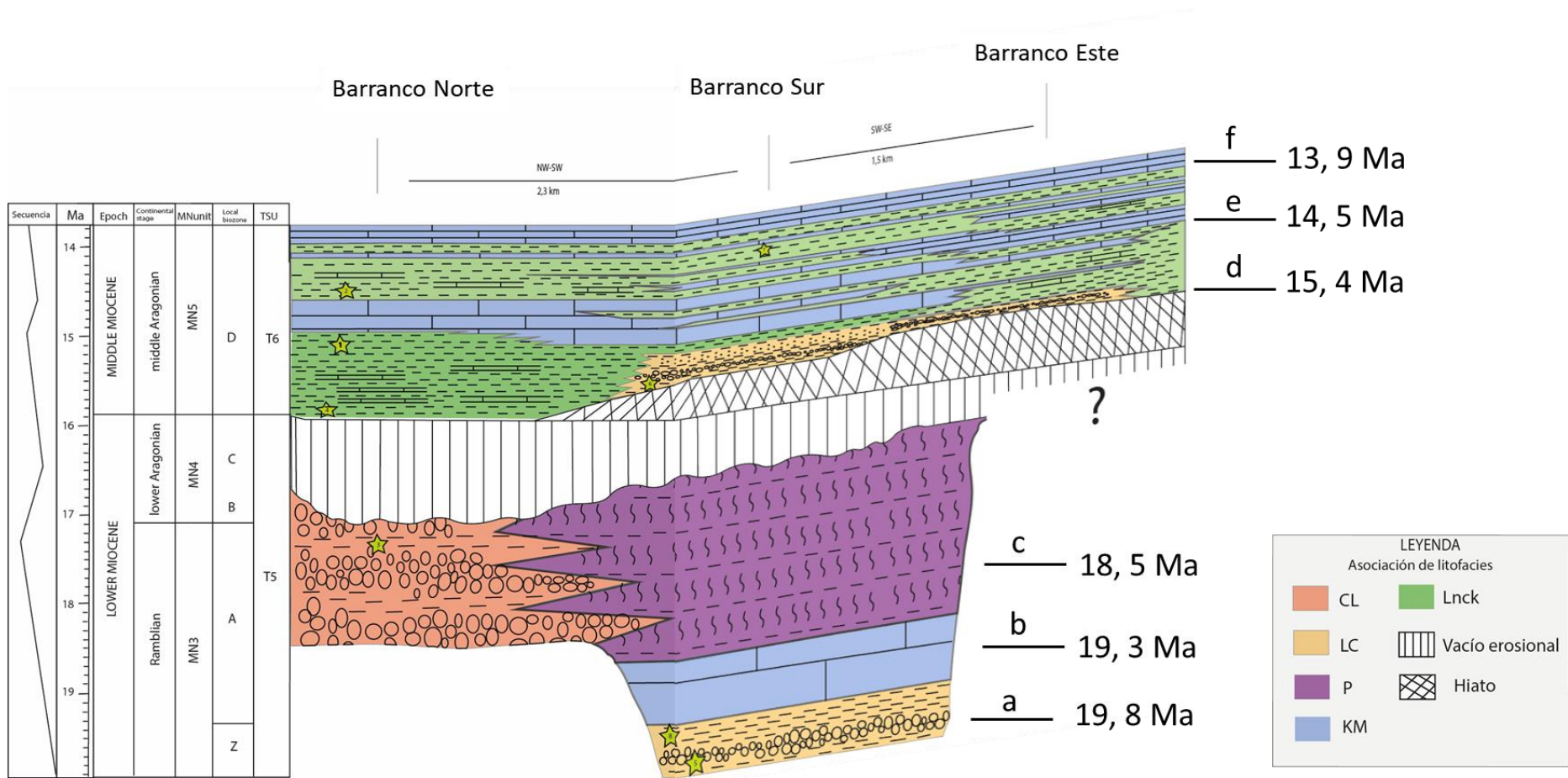


Figura 21. Panel de correlación cronoestratigráfico. Para la asignación de la edad absoluta de los materiales se ha utilizado la correlación de las biozonas con la escala de tiempo absoluto propuesta por Pérez Rivarés et al., (2018) en la C del Ebro. a, b, c, d y e representan los momentos que se representan en el apartado de paleogeografía.

con más lutitas (Fig, 23). Este cambio es acorde con las diferentes condiciones ambientales: un entorno aluvial en el Ramblense y palustre-lacustre en el Aragoniense.

Los datos de difracción de rayos-X de muestra total (Tabla 2 (Anexo III), Fig. 23), mucho menores en número a los de susceptibilidad, muestran que dominan caliza, cuarzo y minerales de la arcilla. Comparándolos con el gráfico obtenido de susceptibilidad magnética se puede observar la relación entre ellos, que es coherente con la interpretación anterior, por cuanto muestra también el mismo cambio sedimentario. El porcentaje de calcita es menor bajo la discontinuidad, y mayor el porcentaje de cuarzo y minerales de la arcilla. Por encima ocurre lo contrario: domina la calcita, en general en torno a 99 % (+/-1).

Los datos utilizados para el análisis cicloestratigráfico son los que se encuentran sobre la discontinuidad ya que esta representa unos 2 millones de años. Además, y aunque la dinámica de los sistemas aluviales está influenciada por el clima (Oliva Urcia et al., 2016), a priori, las facies carbonatadas resultan más adecuadas para este tipo de estudios. Estos datos abarcan 111 m de la columna, y corresponden aproximadamente a 1,8 Ma, con una tasa de sedimentación promedio de 0,062 mm/1000 años (16216 años/m).

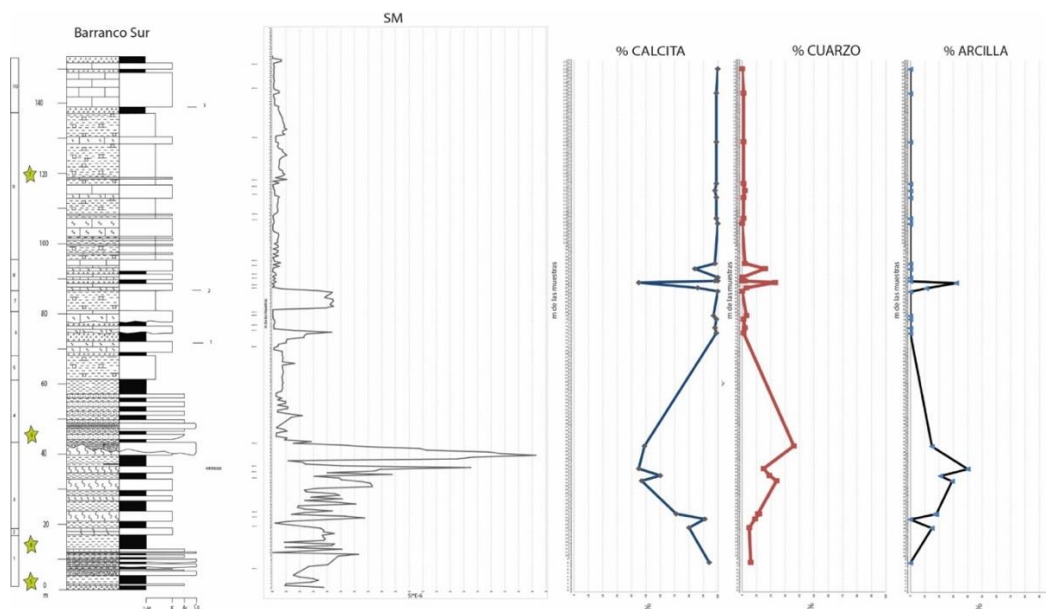


Fig. 23. Perfil estratigráfico del Barranco Sur con los datos de susceptibilidad (poner unidades) y composición mineralógica (DRX). Se observa el pico de susceptibilidad a la par que la bajada del porcentaje de calcita y subida de cuarzo y arcilla.

Se ha incluido en cada una de las gráficas el pico resultante del análisis con PAST4 (Fig. 24); asimismo los datos se recogen en la tabla 3(Anexo IV). El periodograma simple muestra la densidad espectral de potencia de una señal, es decir, cómo se distribuye la

potencia de una señal en función de las distintas frecuencias. Se observan 3 picos que sobrepasan la banda de confianza de 99%. El análisis REDFIT -Redundant Fourier Transform- estima la densidad espectral de potencia de una señal, particularmente en presencia de ruido, y proporciona estimaciones más robustas y precisas en comparación con el anterior. En este caso 4 picos superan la banda de 95% (frecuencias: 0,0234, 0,0602, 0,1205 y 0,174). El diagrama de Wavelet, permite una localización en el tiempo y en la frecuencia, útil cuando la señal es no estacionaria (componentes de diferentes frecuencias en momentos distintos). En el cono de influencia se diferencian tres bandas con mayor concentración de datos (4,7, 5,25 y 5,5).

Los datos obtenidos no arrojan resultados muy precisos sobre el reflejo de los ciclos de Milankovitch en la sedimentación. No se reconocen picos en los espectros asimilables a los ciclos de Precesión (23000) y quedan algo lejos valores de los ciclos de Oblicuidad (41000) y Excentricidad (100000 y 410000) (Tabla 3; Anexo IV).

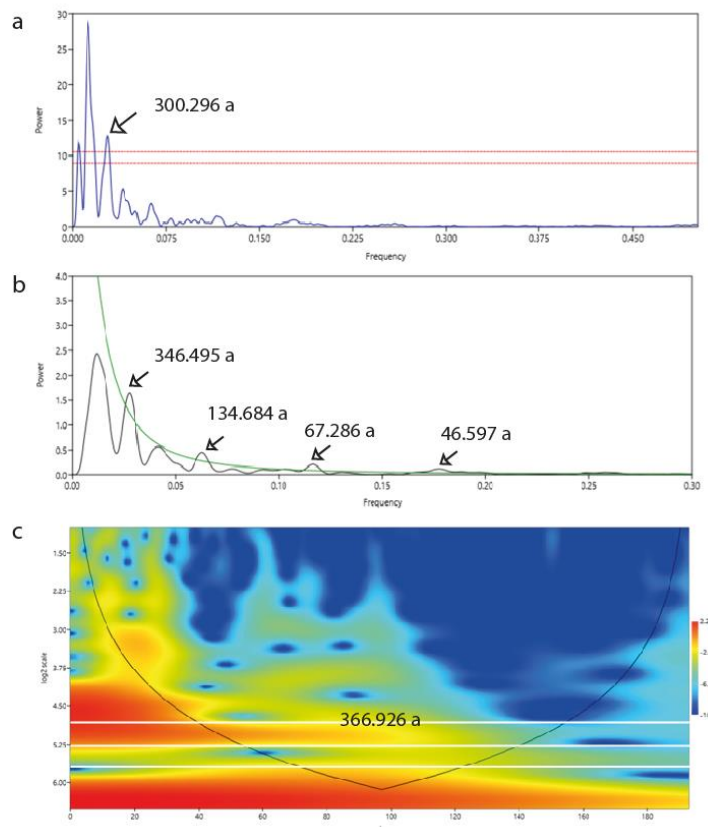


Figura 24. Resultados del análisis cicloestratigráfico mediante análisis espectral con PAST 4 correspondiente a los valores de SM de los 111m superiores de la columna Barranco Sur. a) Periodograma simple. b) REDFIT. c) Wavelet.

5 DISCUSIÓN

5.1 Evolución paleogeográfica

Basándonos en la interpretación de las asociaciones de litofacies, su distribución en la zona de estudio y su correlación, se han elaborado los esquemas paleogeográficos que se presentan en la figura 25. Los momentos seleccionados han sido: a. biozona MN3-Z (+/- 19,8 Ma), b. biozona MN3-límite Z/A (+/- 19,2 Ma), c. biozona MN3-A (+/- 18,5 Ma), d. biozona MN5-D (+/-15,4 Ma), e. biozona MN5-D (+/-14,5 Ma) y f. biozona MN5-D (+/- 13,9 Ma). De esta forma se representan los principales cambios paleogeográficos.

Durante la parte baja del Ramblense (MN3-Z) se desarrolló un sistema aluvial con área fuente en el oeste que se expandió hacia el este (Fig. 25A). El área fuente se encontraría en los relieves paleozoicos de la Sierra de Sta. Cruz. En esta zona solo se reconocen las zonas medias-distales, y la parte más proximal queda cubierta por materiales más recientes en el bloque hundido de la falla de Calamocha. Dominan conglomerados (corrientes acuosas) y lutitas al oeste de esta zona y lutitas y conglomerados hacia el este, en zonas más distales.

Avanzado el Ramblense (biozona MN3-A), y tras una expansión lacustre cuya extensión areal es difícil de precisar por la falta de afloramiento (Fig. 21B), se observa en el perfil Barranco Norte (P3) conglomerados y lutitas (Fig. 25C) de zonas aluviales medias-distales y en el entorno del perfil Barranco Sur (P1), lutitas y paleosuelos carbonatados (P), que indican menos energía y desarrollo de vegetación enraizada hacia el oeste, en relación con una disminución de la pendiente.

La discontinuidad estratigráfica refleja una importante fase de erosión (Fig. 21) en el Aragoniense inferior (biozona MN4) que elimina parte de los sedimentos previamente depositados y deja una superficie topográfica irregular.

Tras el evento erosivo, durante el Aragoniense medio (biozona MN5-D), se reanuda el depósito sobre un relieve irregular. Las asociaciones de litofacies en los perfiles Barranco Sur (P1) y Barranco Este (P3) reflejan zonas aluviales más distales que en la etapa anterior, y un cambio en la localización del área fuente, ahora más al suroeste, quizá en relación con un abanico de mayor longitud y área fuente más alejada. Hacia el norte y el este predominan la asociación Lutitas con nódulos carbonatados y calizas (Lnck), que refleja un ambiente lacustre-palustre de escasa pendiente con vegetación, en el que cambios en las condiciones ambientales, provocaron frecuentes fluctuaciones en el nivel freático.

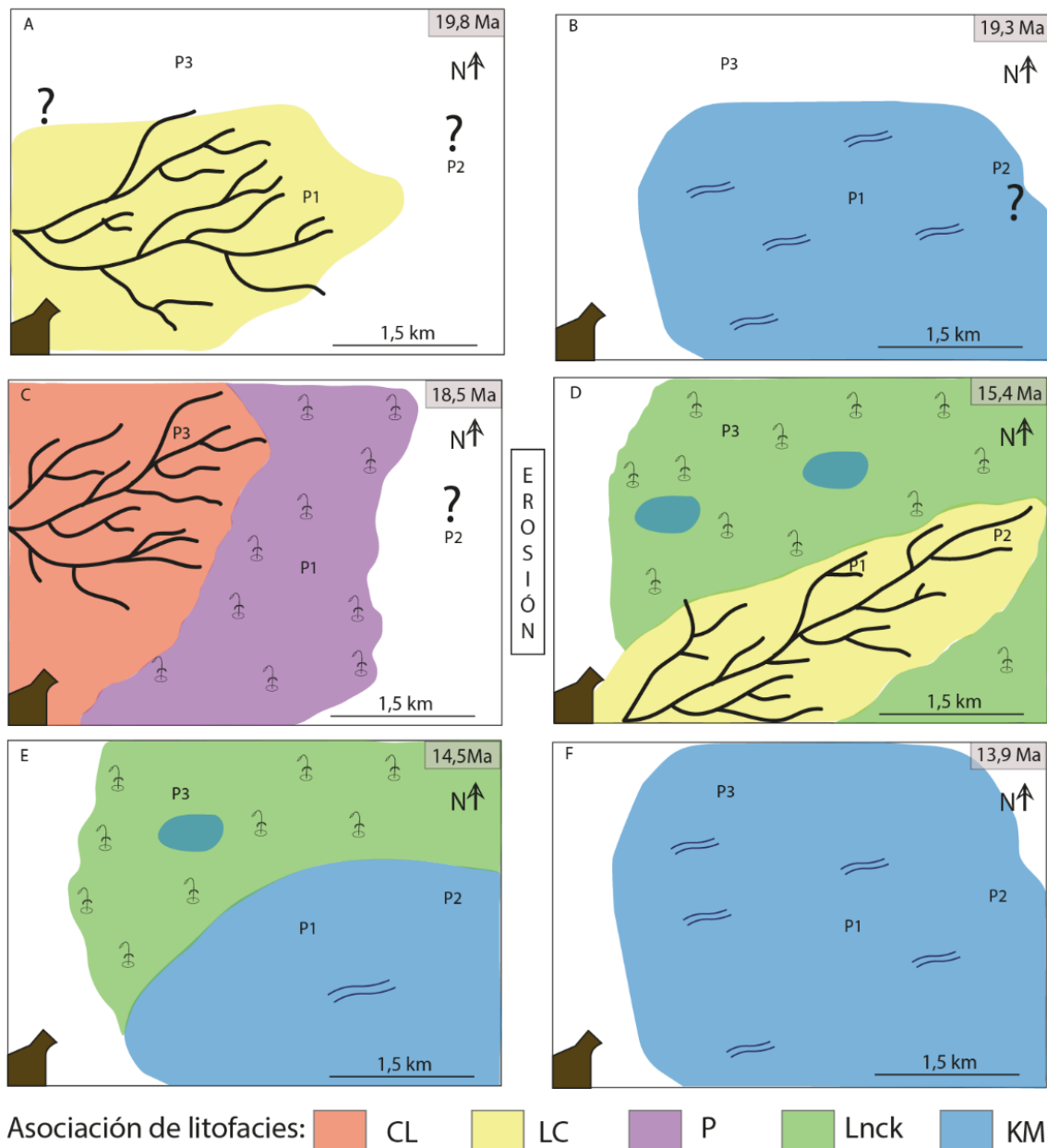


Figura 25. Esquema de evolución paleogeográfica desde el Ramblense medio hasta el Aragonense medio.

Con el tiempo (Fig. 25E), el sistema aluvial retrograda y el paisaje está dominado por áreas palustres (Lnck) y lacustres someras (KM), en relación con un sistema lacustre localizado hacia el sur (pues el espesor de la asociación KM aumenta en esa dirección). Se desarrollaron lutitas con nódulos carbonatados (paleosuelos) y en la zona lacustre, de baja energía, se depositaron calizas y margas. Durante el Aragonense medio alternan condiciones lacustres y palustres, representadas por las asociaciones KM y Lnck. Finalmente (Fig. 25F), el lago somero y de aguas tranquilas, en el que se depositan calizas y margas, se expande en toda la zona.

5.2 Evolución a escala megasecuencial y correlación con las unidades tectosedimentarias (UTS) definidas en la Cuenca del Ebro

La correlación de los perfiles Barranco Sur, Este y Norte proporciona una visión integral que permite entender la evolución de los sistemas sedimentarios y realizar una aproximación a los factores alocíclicos de control. La evolución megasecuencial (secuencias de 2º o 3º orden de Einsele, 1992) permite proponer la existencia de dos UTS separadas por una discontinuidad estratigráfica que supone unos 2 Ma y que impide plantear la evolución completa de la unidad inferior. Se puede simplificar en una evolución retrogradante-progradante bajo la discontinuidad y una evolución general retrogradante, integrada por secuencias de menor espesor también retrogradantes (Fig. 9).

Atendiendo a la propuesta de UTS de la Cuenca del Ebro que sugieren Muñoz et al. (2002) y a la datación de la serie estudiada, se puede establecer una correlación preliminar entre las unidades identificadas en Lechago y las UTS en la Cuenca del Ebro. Atendiendo a esta edad, se plantea la correlación con las unidades T5 y T6 (Fig. 26).

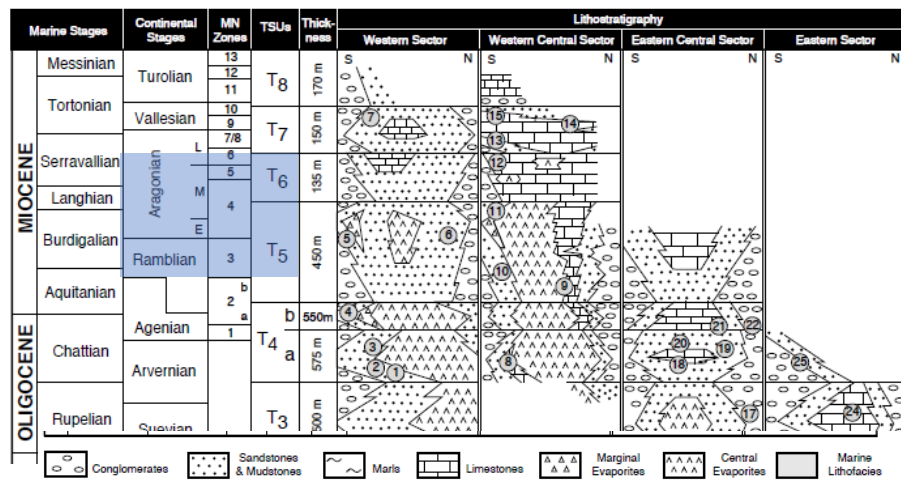


Figura 26. Propuesta de UTS de la Cuenca del Ebro (Muñoz et al., 2002) (editado). El recuadro azul indica las UTS correlacionables con las identificadas en este trabajo.

La UTS 5 es retrogradante-progradante en la Cuenca del Ebro. La equivalente en Lechago, estaría representada por la acumulación de depósitos aluviales en un sistema que retrograda en el tiempo y una expansión lacustre, a la que sigue una nueva progradación, indicando una reducción y más tarde un aumento significativo en el aporte de sedimentos gruesos. Los depósitos más altos de la megasecuencia progradante están erosionados. En contraste, la UTS T6 se manifiesta a través de una fase general retrogradante. Igual ocurre con la unidad superior en Lechago, evolucionando de

depósitos aluviales hacia depósitos más finos típicos de ambientes palustre-lacustres. Este cambio indica una disminución en el suministro de sedimentos gruesos.

La disconformidad, evidente en el perfil Barranco Sur es un elemento clave en la interpretación de esta evolución, ya que representa un cambio significativo en la cuenca. Supone un descenso abrupto del nivel de base que favorece una importante erosión de materiales previamente depositados y un cambio brusco de facies, con superposición de sedimentos palustres sobre el paquete de facies más groseras.

Dada la lejanía de la línea de costa, estos cambios pudieron estar relacionados con la tectónica o el clima. El marco geodinámico durante este tiempo, con importante actividad tectónica relacionada con la convergencia de Iberia y Eurasia, sugiere que esta fue un factor relevante. Asimismo, la curva de cambios de temperatura (Zachos et al., 2001, indica un aumento de temperaturas a escala global (hipertermal del Mioceno Medio), que podría haber actuado en el mismo sentido, a través de un descenso en las precipitaciones.

Respecto a la tectónica hay que evaluar el mecanismo concreto y su congruencia en el contexto tectónico de la Cuenca de Calatayud. Se tiene en cuenta, además, el cambio de la tasa de sedimentación antes y después del proceso erosivo, con una gran variación del Ramblense al Aragoniense medio. Se han reconocido 40 m de serie del Ramblense por debajo de la discontinuidad (Fig. 18), que representan unos 3 Ma (Fig. 19), por lo que se puede calcular una tasa de sedimentación de unos 13,5 mm/1000 años. Sobre la discontinuidad hay registrado un espesor de 114 m de serie del Aragoniense, que representan unos 2 Ma, siendo la tasa de sedimentación de unos 52 mm /1000 años.

5.3 Modelo estructural de la Cuenca de Calatayud

La Cuenca de Calatayud (de orientación NW-SE), es la cuenca interior más importante de la Cordillera Ibérica. Se le atribuye un origen compresivo o transpresivo, ya que al menos una buena parte de su margen SW está constituido por estructuras cabalgantes (Colomer y Santanach, 1988; Simón et al., 2021). La cuenca se sitúa sobre un anticlinal complejo vergente al NE y sufre también una reactivación extensional a partir del Mioceno superior (Simón, 1983; Gracia et al., 1989). Esta cuenca no parece responder a un modelo estructural simple, más bien es una cuenca compleja, y a nuestro parecer mixta.

Estructuralmente presenta dos márgenes de origen contractivo, ambos con estructuras de cabalgamiento vergentes hacia el NE (Fig. 2b). En el margen SW se encuentra el cabalgamiento de Daroca (Colomer y Santanach, 1988; Simón et al., 2021), y cerca de la

zona de estudio el cabalgamiento de Calamocha y el de Lechago con una dirección NNW-SSE a N-S (Corral, 2014; Peiro et al., 2022) (Fig. 3). En el margen NE se localiza el cabalgamiento de Nigüella-Monforte, la zona de falla transpresiva de Río Grío-Pancrudo y el sistema de cabalgamientos de Sierra Pelarda (Peiro, et al, 2024). La Cuenca de Calatayud se podría interpretar por tanto como una cuenca de antepaís respecto al cabalgamiento de Daroca, al suroeste, y como una cuenca de *piggy-back* respecto a un cabalgamiento situado en su borde noreste.

El trabajo de Casas et al. (2016) sobre la deformación varisca, tardivarisca y alpina indica que las estructuras variscas han sido modificadas durante la orogenia alpina, lo que sugiere que podrían haber experimentado reactivación. La identificación de estructuras contractivas y transpresivas sugiere un entorno tectónico activo que ha estado sujeto a distintos episodios de deformación (Peiro et al., 2024). Por ejemplo, la falla Nigüella-Monforte presenta características de un cabalgamiento varisco que ha podido reactivarse durante la orogenia alpina. Esto implica que las estructuras en la región tienen un potencial significativo para reactivaciones tectónicas, lo que proporciona un marco para entender los cambios en la sedimentación.

5.4 Modelo evolutivo del sector de la cuenca estudiado

La hipótesis de la reactivación de un cabalgamiento al noreste de la cuenca, proporciona un marco valioso para explorar la dinámica tectónica y sus implicaciones en la sedimentación. Se propone que la actividad de un cabalgamiento ubicado al noreste podría haber influido en la sedimentación de la cuenca, provocando un cambio de nivel de base que habría sido la causa de la erosión entre el Ramblense y el Aragonense.

Durante el Ramblense (biozona MN3), la región estuvo dominada por un sistema aluvial (Fig. 25A) que sugiere la existencia de una fuente activa de sedimentos en el oeste, específicamente en los relieves paleozoicos de la Sierra de Santa Cruz, lo cual favoreció la expansión aluvial en dirección este. La presencia de materiales transportados por corrientes de alta energía indica un contexto de fuerte pendiente compatible con un sistema aluvial progradante (megasecuencia superior UTS 5). Esta situación es coherente con una activación contractiva del borde SW de la cuenca (Fig. 27a); el movimiento del cabalgamiento de Daroca habría podido generar los relieves y pendientes que propiciaron el avance del sistema aluvial en la cuenca, que funcionaría como cuenca de antepaís.

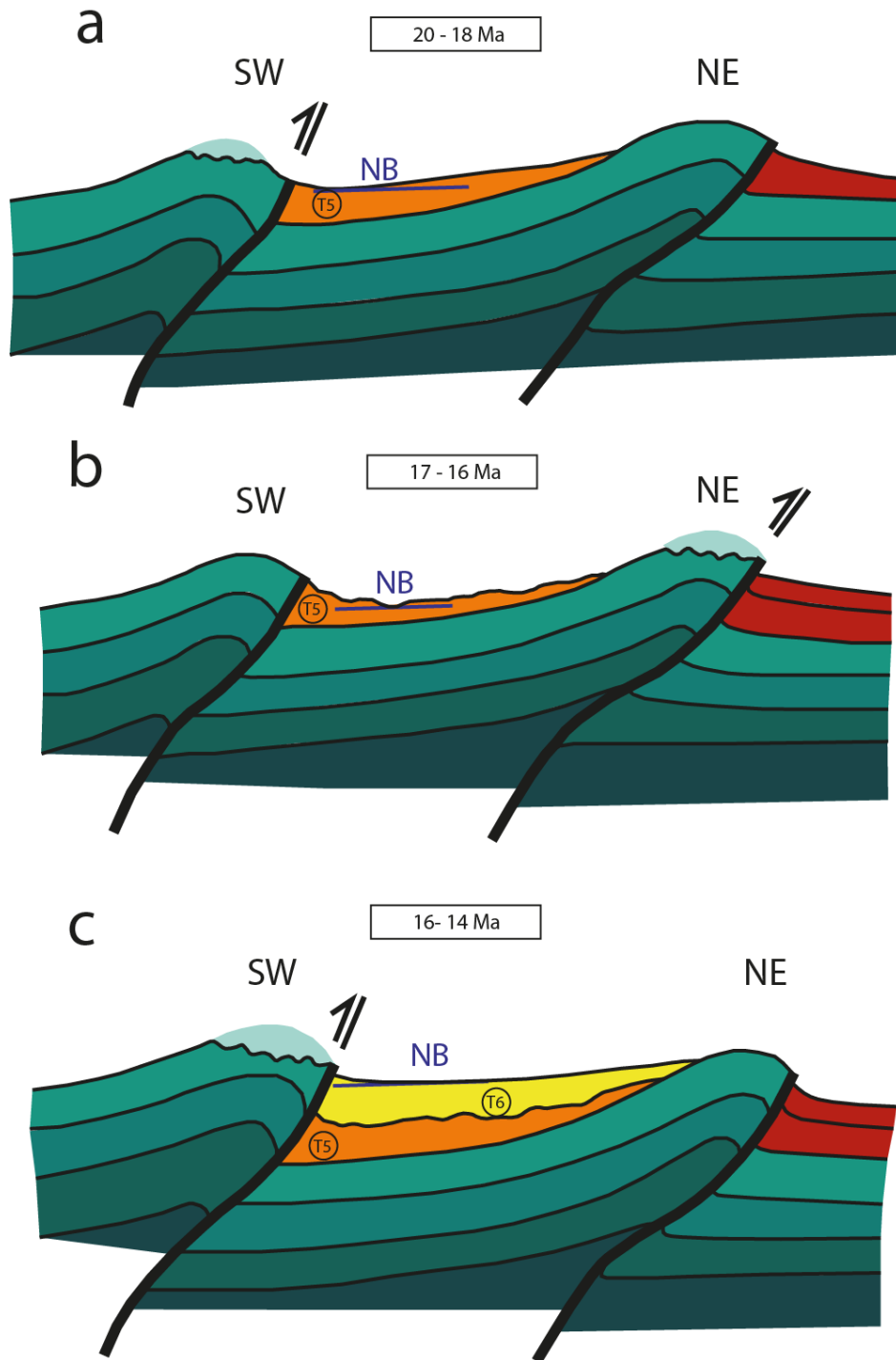


Figura 27. Cortes geológicos que representan tres etapas distintas de la evolución de la cuenca. a) Activación del cabalgamiento SW (cabalgamiento Daroca). b) Activación del cabalgamiento NE. c) Última actividad del cabalgamiento Daroca. Las unidades coloreadas en rojo no se han depositado en la zona de estudio.

La evidencia de una importante discontinuidad estratigráfica en el Aragoniense inferior (biozona MN4) denota una fase de erosión significativa, vinculada probablemente a la actividad tectónica, con una bajada del nivel de base que favorece una erosión intensa de sedimentos previamente depositados. Este evento erosivo generó una superficie irregular sobre la que se depositaron los materiales de la UTS 6.

Durante el período de 17 a 16 millones de años, que es lo que abarca la laguna estratigráfica detectada, se sugiere que el cabalgamiento NE pudo haber experimentado movimiento, lo que habría llevado a un levantamiento del bloque, afectando al nivel de base y a la dinámica sedimentaria de la cuenca y provocando una etapa de erosión en la zona de estudio (Fig. 27b).

Justo antes (biozona MN3-A) se produce: (a) Un cambio en las condiciones sedimentarias, disminución de la energía en las corrientes y desarrollo de paleosuelos en llanuras aluviales distales y áreas lacustres-palustres, asociado a una menor pendiente en esta parte de la cuenca. (b) Una desaceleración en la tasa de sedimentación. Todo ello puede atribuirse a la misma causa: los sedimentos depositados anteriormente fueron ya influenciados por el inicio de la actividad del cabalgamiento NE y el consiguiente ascenso del bloque en el que se encuentra la cuenca. Durante este episodio, esta ocupa una posición de cuenca de *piggy-back* en relación con el cabalgamiento activo, aunque no hay evidencia de que se produjese sedimentación en ella, sólo erosión.

Tras la discontinuidad sedimentaria de la etapa anterior, la sedimentación se reanuda. Entre 15 y 14 millones de años se produjo el último episodio de actividad del cabalgamiento de Daroca (Fig. 28; Simón et al., 2021). Se puede considerar que esto alteró la evolución de la cuenca, pasando de una fase de levantamiento a una de hundimiento relativo, actuando de nuevo como cuenca de antepaís del cabalgamiento de Daroca (Fig. 27c). la sedimentación se reanuda en el Aragoniense medio (biozona MN5-D), y se generalizan los sistemas palustres y lacustres de baja energía, con acumulación de lutitas, desarrollo de paleosuelos y depósito de calizas en un entorno de baja pendiente. Este cambio en las condiciones deposicionales sugiere una mayor estabilización tectónica, permitiendo la sedimentación de materiales finos y el desarrollo de una vegetación más densa. Desde el punto de vista tectónico, cabe pensar que el cabalgamiento de Daroca, aunque experimentase movimiento, lo haría con una tasa relativamente baja, o estaría creando poco relieve. El hecho de que su última manifestación de actividad en Daroca (15-14 Ma) sea la de un cabalgamiento epiglíptico

(subhorizontal o incluso con un suave buzamiento en el sentido del movimiento; Simón et al., 2021) es coherente con esta interpretación.

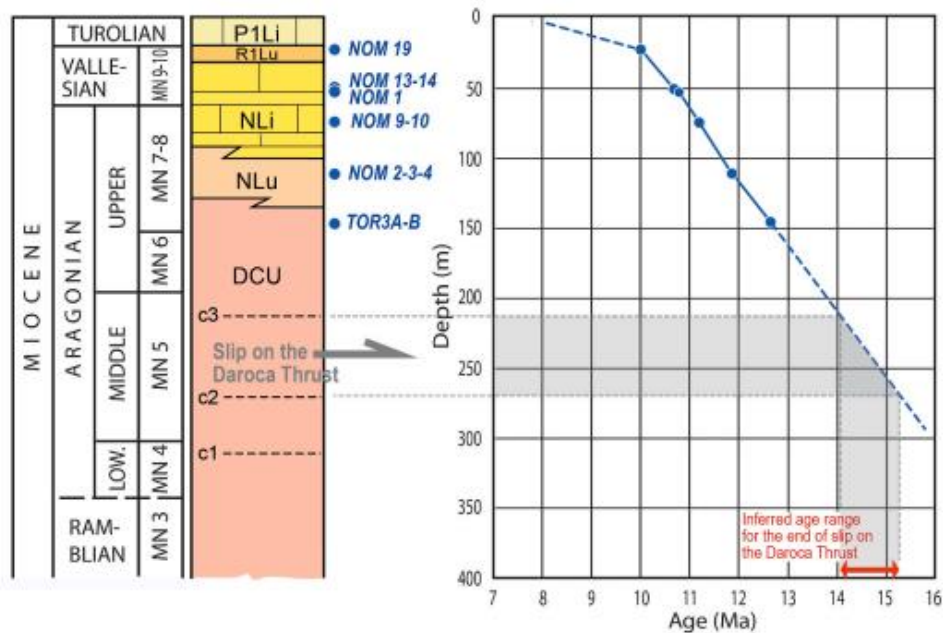


Figura 28. Síntesis estratigráfica y modelo de edad para la sucesión Miocena en el área de Daroca-Nombrevilla. DCU a P1Li: unidades informales miocenos en la C. de Calatayud; c1, c2, c3: capas guía; TOR3A-B, NOM 2-3-4, NOM 9-10, NOM1, NOM13-14, NOM19: sitios de mamíferos. Modelo de edad basado en la datación de yacimientos de mamíferos realizada por Van Dam et al. (2014) y permite aproximar el momento en el que cesó el desplazamiento del cabalgamiento de Daroca (Simón et al., 2021).

La actividad tectónica puede ser la causante de que los resultados del análisis cicloestratigráfico no sean satisfactorios. Teniendo en cuenta que nos encontramos en una zona de actividad tectónica intensa y compleja, muy cerca del área fuente, y considerando que tanto la tectónica como el clima influyen en la evolución de la cuenca, la señal climática obtenida podría estar enmascarada resultando datos poco concluyentes en el análisis espectral. Además, al momento de tomar los datos de SM, no se conocía el rango de edad exacto que abarca la serie, y las muestras se tomaron con un espaciado que, si bien es adecuado para una serie que abarcara menos tiempo, no lo es para esta. Quizá una mayor densidad de datos hubiera dado mejores resultados. A pesar de estas limitaciones, los resultados obtenidos a través de la susceptibilidad magnética parecen mostrar ciclos que podrían estar relacionados con los ciclos de Milankovitch. En la Tabla 3 (Anexo IV), el gráfico de REDFIT muestra picos que corresponden a edades cercanas a esos ciclos. Sin embargo, existen varias razones por las que los resultados no sean perfectos:

1. La serie puede no tener los 1.800.000 años que se han estimado, ya que se basa en biozonas continentales y no en técnicas magnetoestratigráficas o de datación absoluta. Además, las biozonas pueden ser ligeramente heterócronas entre cuencas, lo que podría generar discrepancias.
2. La actividad tectónica podría estar enmascarando la señal climática, dificultando su identificación.
3. La susceptibilidad magnética (SM) podría estar influenciada por procesos relacionados tanto con el aporte de sedimentos como con el crecimiento de minerales diagénéticos (condiciones palustres), pudiendo reflejar los datos de SM procesos distintos que se superponen, lo que añade mayor complejidad a la interpretación.

6 CONCLUSIONES

A través del análisis de las asociaciones de litofacies y su distribución en la zona de estudio, se ha podido reconstruir la evolución paleogeográfica y tectónica del sector de Lechago de la cuenca de Calatayud durante el Mioceno. Los resultados obtenidos muestran una evolución compleja, influenciada tanto por procesos tectónicos como climáticos, que se reflejan en la variabilidad de los ambientes sedimentarios. Durante el Ramblense temprano (MN3-Z), la cuenca estuvo dominada por un sistema aluvial progradante con área fuente en el oeste, con una importante influencia de los relieves paleozoicos de la Sierra de Sta. Cruz. Los sedimentos predominantes fueron conglomerados y lutitas en zonas distales. En el Ramblense avanzado (MN3-A) se produjo una expansión lacustre, y un paso posterior a zonas palustres con desarrollo de paleosuelos carbonatados en zonas distales del sistema aluvial. En el Aragoniense inferior (MN4), una erosión significativa da lugar a una discontinuidad, causada muy probablemente por actividad tectónica. Esta fase de erosión creó una superficie irregular sobre la cual se reanudó la sedimentación en el Aragoniense medio (MN5-D), dominada por ambientes lacustres y palustres de baja energía.

En términos de evolución megasecuencial, las unidades estudiadas se correlacionan con las UTS 5 y 6 de la Cuenca del Ebro, con un patrón retrogradante-progradante en la UTS 5, seguido de una etapa de erosión y un cambio hacia una fase retrogradante en la UTS 6, reflejando la disminución en el aporte de sedimentos gruesos y una transición hacia ambientes de baja energía

Desde el punto de vista estructural la cuenca puede interpretarse como una cuenca de antepaís respecto al cabalgamiento de Daroca y de *piggy-back* frente a la banda de estructuras cabalgantes del noreste. Desde el punto de vista tectónico, la reactivación de un cabalgamiento al noreste de la cuenca de estudio representa un factor clave en la evolución tectónica y sedimentaria de la región. El levantamiento del bloque de Calatayud al activarse el cabalgamiento NE produjo un descenso relativo del nivel de base, que causó una disminución en la tasa de sedimentación y, posteriormente, una disconformidad erosiva. Las etapas de levantamiento y hundimiento sucesivos también modificaron los sistemas sedimentarios, pasando de un ambiente aluvial en el Ramblense a un sistema lacustre-palustre de baja energía en el Aragonense.

A pesar de las limitaciones en la precisión de los resultados y la influencia de la actividad tectónica sobre el registro de la señal climática, los resultados cicloestratigráficos sugieren la presencia de ciclos que, dada su frecuencia, podrían estar relacionados con los de Milankovitch. Sin embargo, posibles diferencias en la edad absoluta del intervalo analizado, los efectos de la tectónica y procesos diagénéticos complican la interpretación de los datos.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, L., Alonso Zarza, A.M., Álvarez-Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., Van Dam, J., Garcés, M., Krijgsman, W., Van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez Campomanes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz-Rubio, E. (2000). El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel: Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2), 323 p.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G., Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V. P. (2010). Palustrine carbonates. En A. M. Alonso-Zarza & L. H. Tanner (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 61), 103-131. Elsevier.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., Rodríguez, J. (2004). Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14, 172-177.
- Álvaro, M. (1987). La subsidencia en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta* 3, 4-37.

- Alonso-Zarza, A. M., Armenteros, I., Braga, J. C., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E., Aguirre, J., Alonso-Gavilán, G., Arenas, C., Baceta, J. I., Carballeira, J., Calvo, J. P., Corrochano, A., Fornós, J. J., González, Á., Luzón, A., Martín, J. M., Pardo, G., Payros, A., Pérez, A., Pomar, L., Rodríguez, J. M., y Villena, J. (2002). Tertiary. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons & T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, pp. 293–334.
- Anadón, P., Moissenet, E. (1996). Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En: *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.). The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 68-76.
- Asensio, B. A. (1989). Los cervidae (artiodactyla, mammalia) del mioceno de las cuencas del Duero, Tajo, Calatayud-Teruel, y Levante (Doctoral dissertation, Universidad de Zaragoza). 376 p.
- Azanza, B., Alonso-Zarza, AM, Álvarez-Sierra, M. Á., Calvo, JP, Fraile, S., García-Paredes, I., Hoyos, M., López-Guerrero, P., Martínez- Pérez, R., Morales, J. y Soria, D. (2004). Los yacimientos de vertebrados continentales del Aragoniense superior (Mioceno medio) de Toril, Cuenca de Calatayud-Daroca. *Geo-Temas*, 6 (2), 271 p.
- Blatt, H., Middleton, G., y Murray, R. (1980). *Origin of Sedimentary Rocks* (2ª ed.). Englewood Cliffs, Nueva Jersey: Prentice-Hall. Páginas: 782 p.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain*. W. Gibbons y T. Moreno (Eds.). *Geol. Soc. (London)*, 367-400.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, Th. (2000). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta* 1, 1-17.
- Colomer, M., Santanach, P., (1988). Estructura y evolución del borde sur-Occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta* 4, 29–31.
- Daams, R., Freudenthal, M., Álvarez Sierra, M.A. (1987). Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 65(4), 297-308.
- Einsele, G. (1992), *Sedimentary basins*, Springer-Verlag, Berlín, 627 p.
- Ezquerro, L. (2017). El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación (Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza). 470 p.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. (2000). Sedimentary environments in lacustrine systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 70(3), 673-690.
- González, M.B.C. (2014). Estructura y relaciones tectónica-sedimentación en el contacto del Paleozoico de Villafeliche-Calamocha y la cuenca neógena de Calatayud. Trabajo Fin de Grado. Universidad de Zaragoza. 30 p.

- Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Simón, J.L. (1989). Memoria y Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España 1: 200.000, hoja nº 40 (Daroca). IGME-IGN, Madrid, 37 p.
- Guimerà, J., Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine Dans la Chaîne Cotiere Catalane (Espagne). Bull. Soc. Géol. France, 8, 339-348.
- Hernandez, A., Olivé, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Portero, J.M., Gutiérrez, M., Aguilar, M.J., Leal, M.C. (1983): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº. 491 (Calamocha) y memoria. IGME, Madrid, 73 p.
- Hillier, S. (2000) Accurate Quantitative Analysis of Clay and Other Minerals in Sandstones by XRD: Comparison of a Rietveld and a Reference Intensity Ratio (RIR) Method and the Importance of Sample Preparation. Clay Minerals, 35, 291-302.
- Hjulström, F. (1939). Transport of Sediment by Water. Geografiska Annaler, 21(1-2), 69-107 p.
- Hurtado, P. H. (2007). Paleógeno de la Cuenca de Almazán: relleno de una cuenca piggyback (Doctoral dissertation, Universidad de Salamanca). 400 p.
- Krumbein, W. C., y Pettijohn, F. J. (1938). Manual of sedimentary petrology. Appleton-Century-Crofts. Inc., New York, 549 p.
- Lafuente, P. (2011). Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concu (Cordillera Ibérica central). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 272 p.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2011a). Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concu fault (Iberian Chain, Eastern Spain). International Journal of Earth Sciences 100 (7), 1713-1732.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., y Casas, A.M. (2018). La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 31 (2), 23-50 p.
- Machel, H.G. (2001). Organic matter and bioturbation in carbonates: Their role in sedimentary environments. Journal of Sedimentary Research, 71(4), 567-577 p.
- Martín, J.D. (2006): X Powder. Programa para análisis cualitativo, cuantitativo y microtextural por difracción de rayos X. Macla 4/5, 35- 44.
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C., Soto, R., Pueyo, E.L., Pardo, G., (2016) New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications, in: Pueyo, E.L., Cifelli, F., Sussman, A.J., Oliva-Urcia, B. (Eds.), Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society, London, Special Publications, 107–128.
- Pardo, G., Villena, J., y Rodríguez, A. (1989). Contribución a los conceptos ya la aplicación del análisis tectosedimentario. Ruptura y unidades tectosedimentarias como

- fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2(3), 199-219.
- Peiro Chamarro, A (2022). L. Fallas activas de la cordillera Ibérica Centro-Oriental. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 232 p.
- Peiro, A., Arlegui, L. E., Liesa, C. L., Luzón, A., Medialdea, A., Pueyo, Ó., Soriano, M.A., y Simón, J.L. (2024). Structural inheritance, morphotectonics and Holocene activity of the Cucalón-Pancrudo extensional fault (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 187 p, 105234.
- Pérez-Rivarés, F.J., Arenas, C., Pardo, G., Garcés, M. (2018). Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: examples from the Ebro Basin, Spain. *Earth-Science Reviews*, 178, 136-153.
- Platt, N.H. (1985). Facies and sedimentary processes in shallow lacustrine environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(4), 639-650.
- Roca, E., Guimerà, J. (1992), The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.
- Salas, R., Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain. *Tectonophysics* 228, 33-55.
- Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Abdul-Aziz, H., Calvo Sorando, J.P., Cuezva, S., Mazo Pérez, A.V., Rouchy, J.M., Sesé Benito, C., y Van Dam, J. (2003). Síntesis de la cronoestratigrafía y evolución sedimentaria de los sistemas lacustres evaporíticos y carbonatados neógenos de la Cuenca de Calatayud-Montalbán. *Estudios Geológicos*, 59(1), 81-94.
- Simón, J.L. (1982). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. De Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 1984, 269 p.
- Simón, J.L. (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón, J.L. (1984). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Instituto de estudios Turolenses, Teruel, 269 p.
- Simón, J.L., Paricio, J. (1988). Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 44, 271-283.
- Simón, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11, 285-294.
- Simón, J.L., Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (2021). Controversial epiglyptic thrust sheets: the case of the daroca thrust (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 145 p, 104298.

- Talbot, M.R. (1990). Sedimentation and paleoenvironmental reconstruction in lacustrine systems. *Sedimentology*, 37(2), 257-272.
- Tucker, M. E., Wright, V. P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. 365 p.
- Van Dam, J. A., Krijgsman, W., Abels, H. A., Alvarez-Sierra, M. A., García-Paredes, I., Lopez-Guerrero, P., ... & Ventra, D. (2014). Updated chronology for middle to late Miocene mammal sites of the Daroca area (Calatayud-Montalbán Basin, Spain). *Geobios*, 47(5), 325-334.
- Van Straaten, L. (1974). *Sedimentary Processes in Fluvial Systems*. Elsevier. 360 p.
- Vegas, R., Fontboté, J.M., Banda, E. (1979). Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings Symposium Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, EGS, Viena. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Special Publication 201, 109-128.
- Wright, V. P., y Tucker, M. E. (1991). *Calcretes: An introduction*. En M. E. Tucker (Ed.), *Calcretes* (1–22). Blackwell Scientific Publications.
- Wright, V P. (1992). Sedimentology of lacustrine environments: A review of the controls on facies distribution and diagenesis. *Sedimentology*, 39(5), 741-764.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686-693

ANEXO I: MUESTRAS

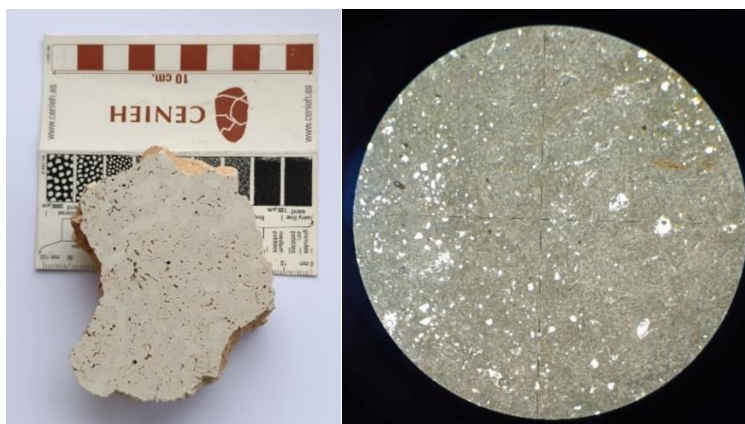
MUESTRA 1.

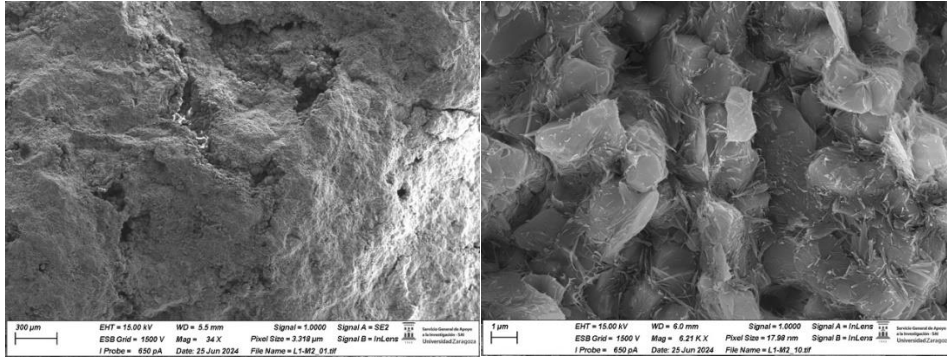
La muestra procede de la Litofacies LC. Es versicolor, con tonalidades rojizas y grises. Está integrada por nódulos micríticos-microesparíticos subredondeados de escala milimétrica a centimétrica separados por pequeñas grietas y trazas de bioturbación. En lámina delgada se observa parcialmente recristalizada y, que en los huecos y grietas ha precipitado cemento calcítico esparítico o pátinas de óxidos de hierro. Se reconocen escasos granos de cuarzo de menos de 1mm. A partir de estas características se incluye en la facies nodular-brechificada.



MUESTRA 2.

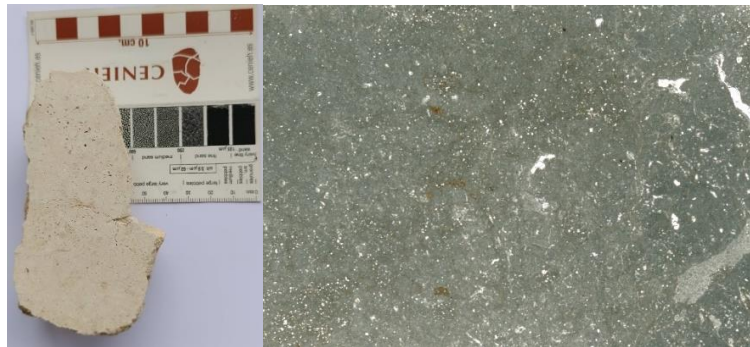
La muestra procede de la Litofacies KM. Tiene color grisáceo y está integrada predominantemente por pequeños nódulos micríticos de color gris con un delgado relleno rojizo entre nódulos, solo observable a microscopio o cemento calcítico. Localmente se mantiene la textura original, con un fango más blanquecino. Se reconocen escasos granos de cuarzo (5%) de menos de 1mm. Se incluye en la Facies moteada-nodular.





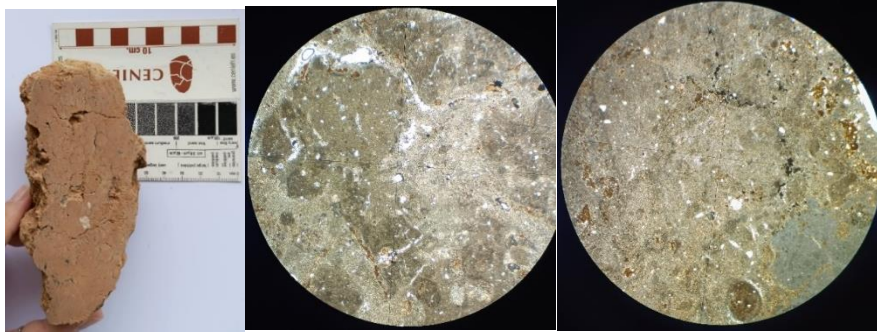
MUESTRA 3

La muestra, de color blanquecino en muestra de mano, pero muy oscura en lámina delgada, procede de la Litofacies P. Textura mudstone-wackestone de peliodes. Nodulización muy incipiente e individualización de nódulos redondeados de diámetro milimétrico entre los que se aprecian óxidos de hierro (solo en lámina delgada). Las grietas y oquedades están rellenas de cemento esparítico. Se reconocen granos de cuarzo inferiores a 1 mm ($< 10\%$), trazas de bioturbación y escasos restos vegetales. Correspondería a la facies moteada.



MUESTRA 4

La muestra procede de la Litofacies P. La muestra tiene un color marrón rojizo y está integrada por nódulos subsféricos micríticos subredondeados rodeados en ocasiones por una pátina negruzca (probablemente óxidos de manganeso) o más rojiza (óxidos de hierro) que se corresponden con rellenos entre grietas que tienen disposición predominantemente vertical. En lámina delgada también se aprecia cemento calcítico en las grietas y las trazas de bioturbación. Se reconocen escasos granos de cuarzo de menos de 1mm (10%) y abundantes fragmentos vegetales oxidados. Se corresponde con la facies bioturbada.



MUESTRA 5

La muestra procede de la Litofacies P. Muestra de color marrón rojizo, con zonas más claras y grietas rellenas de cemento calcítico. Se corresponde con la Facies bioturbada.



MUESTRA 6

La muestra procede de la Litofacies P. Tiene color marrón rojizo con zonas de un tono más claro. Se reconoce nodulización relacionada con el desarrollo de grietas, muy evidentes, especialmente paralelas a la estratificación, donde ha precipitado cemento calcítico. Se corresponde con la Facies nodular-bioturbada.

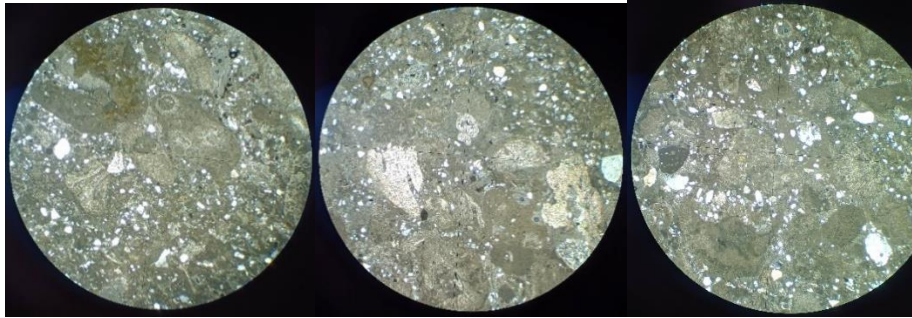


MUESTRA 7

La muestra procede de la Litofacies P. Es una caliza arenosa, gran porcentaje de intraclastos carbonatados, cuarzo, biotita y feldespatos de tamaño variado de menos de 1 mm y tanto redondeados (los más pequeños) como angulosos (los más grandes), con fragmentos de láminas carbonatadas retrabajadas, gasterópodos (tanto enteros con recristalización en el interior como fragmentos), carofitas, fragmentos de plantas, pisoides y restos de raíces rodeados. Parcialmente



recristalizada y pseudomorfos de yeso. Representa la formación de calcretas en un sedimento carbonatado encajante que era lacustre.



MUESTRA 7'

La muestra procede de la Litofacies LC. Caliza rojiza con cantos de varios colores de tamaño milimétrico, cuarcíticos y carbonatados. Presenta fracturas por la zona exterior. Se corresponde con la Facies calcreta.



MUESTRA 9

La muestra procede de la Litofacies KM. Es una caliza Mudstone con un color grisáceo en el que se aprecia una nodulización incipientes por la presencia de otros tonos verticales que corresponden a zonas bioturbadas y desestructuradas. Tiene una porosidad formada por unas bioturbaciones esféricas milimétricas, fracturas irregulares y lineales, además de moldes externos de gasterópodos mm. Se corresponde con la Facies bioturbada.



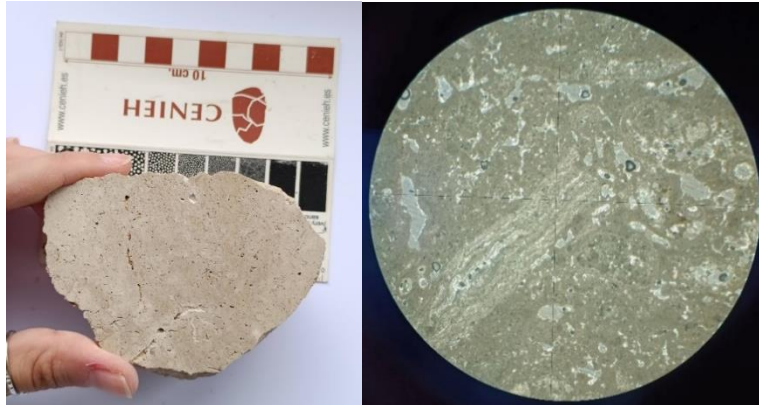
MUESTRA 10

La muestra procede de la Litofacies KM. Es una caliza Mudstone con un color grisáceo que varía en tonalidades de claro en el exterior a más oscuro hacia el interior, teniendo unos intraclastos con un gris más oscuro. Se corresponde con la Facies moteado incipiente.



MUESTRA 11

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Mudstone de color gris-beige con bioturbaciones milimétricas esféricas, grietas perpendiculares a la estratificación, nodulización incipiente y cemento calcítico. En lámina micrita muy oscura localmente recristalizada, zonas wackestone peloidal, 10 % de bioclastos de estromatolitos y bivalvos, además de 1 % de Qz (< 1 mm) redondeados y parches negros. Representa la formación de calcretas en un sedimento carbonatado encajante que era lacustre.



MUESTRA 12

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra mudstone de color gris-beige con bioturbaciones milimétricas esféricas y bioclastos. También presenta fracturas perpendiculares a la estratificación y poros esféricos debido a bioturbaciones. Se corresponde con la Facies moteada-nodular.



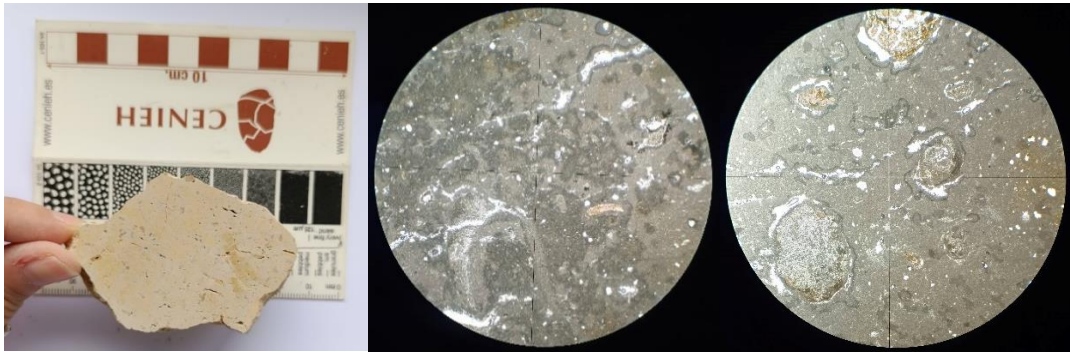
MUESTRA 13

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Wackestone gris y beige con nodulización, intraclastos no reconocibles a visu y bioturbaciones milimétricas esféricas. La nodulización se aprecia por la variación de tonos de grises. Se corresponde con la Facies nodular-bioturbada.



MUESTRA 14

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra de color crema con unas fracturas paralelas a la estratificación, porosidad fenestral, intraclastos y unas bioturbaciones milimétricas esféricas. Mudstone-wackestone pelioidal con nodulización. Grietas con cemento calcítico. Presenta 3 % de Qz redondeado de < 1mm, restos vegetales rodeados de esparita y fragmento de fosfato, además de óxido de manganeso y óxido de hierro. Se corresponde con la Facies moteadas.



MUESTRA 15A

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra gris con una fractura perpendicular a la estratificación y alguna otra recristalizada. Mudstone con nodulización muy incipiente e intraclastos no identificables a visu. Se corresponde con la Facies de caliza lacustre.



MUESTRA 15B

La muestra procede de la Litofacies KM. Color beige con restos de vegetación entre las porosidades. Además de cavidades irregulares y complejas que se asemejan a un sistema kárstico en el que las cavidades son pequeñas, en su mayoría cilíndricas y alargadas verticalmente. Se corresponde con la Facies pseudomicrokarst.



MUESTRA 16

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra con unos colores beige y marrón, este segundo representado por crecimiento microbiano. Presenta bioturbaciones milimétricas esféricas, intraclastos y nodulización incipiente. Se corresponde con la Facies nodular inicialmente que luego se da lugar la formación de calcretas en un sedimento carbonatado encajante que era lacustre.



MUESTRA 17

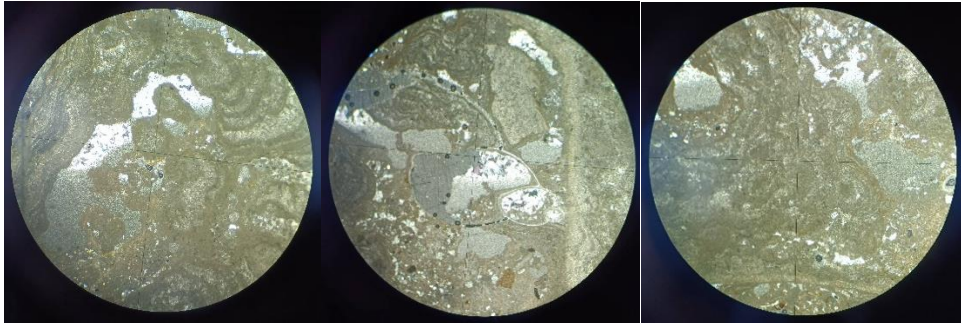
La muestra procede de la Litofacies KM. Caliza arenosa de matriz carbonatada y además de cuarzo, granos calcáreos, un hueso de microvertebrado y un grano de yeso. Se corresponde con la Facies nodular-formación de calcretas incipiente en un sedimento carbonatado encajante que era lacustre.



MUESTRA 18



La muestra procede de la Litofacies KM. Localmente se ve la textura original que es calcarenítica. Zonas con laminación (láminas micríticas oscuras y esparíticas claras). Gasteropodos en los que ha crecido cemento en los huecos. Grietas grandes rellenas de cemento calcítico. Además de 2 % de Qz de menos de 1 mm redondeado. Se corresponde con la Facies de formación de calcretas en un sedimento carbonatado encajante que era lacustre.



MUESTRA 19

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Mudstone de color beige fracturada, grietas recristalizadas y una nodulización incipiente. Se corresponde con la Facies moteado-nodular.



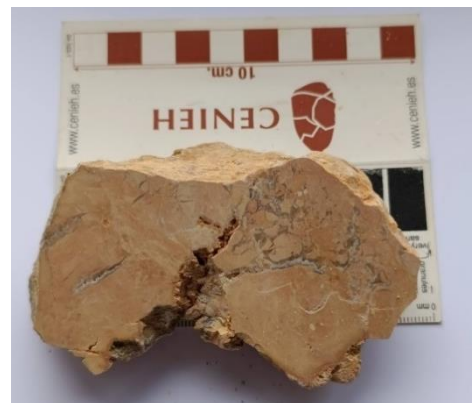
MUESTRA 20

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Mudstone de color beige con fracturas paralelas a la estratificación y recristalizadas. Se aprecian intraclastos milimétricos no identificables en muestra de mano y con nodulización incipiente. Se corresponde con la Facies nodular-brechificada.



MUESTRA 21

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Mudstone con un color marrón rojizo y muy fracturada, estando estas recristalizadas. Además, tiene unas bioturbaciones milimétricas esféricas e intraclastos milimétricos no reconocibles en muestra de mano. Se corresponde con la Facies brechificada.



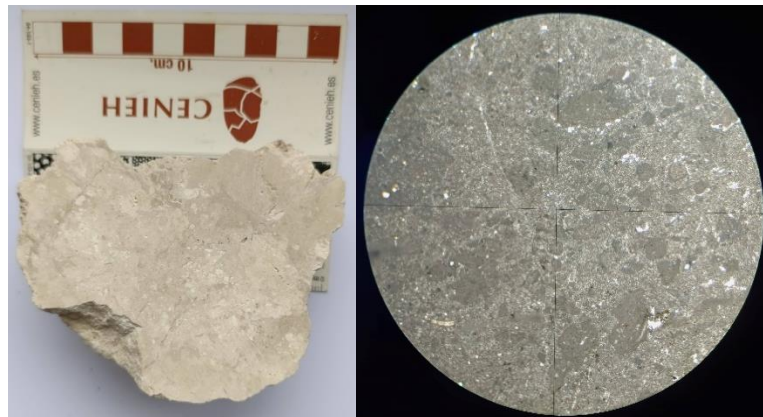
MUESTRA 22

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Wackestone de color beige con bioturbaciones esféricas y fracturas en direcciones variadas, además de intraclastos no reconocibles en muestra de mano y nodulización. Se corresponde con la Facies nodular-bioturbada.



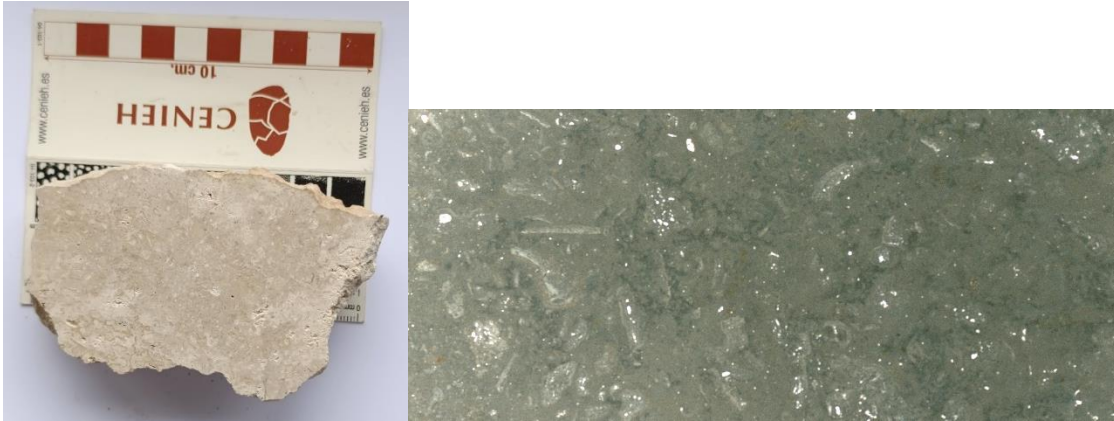
MUESTRA 23

La muestra procede de la Litofacies Lnck. Muestra de color oscuro, pero con cambios de tonalidad debido a la nodulización incipiente, grises y blanco, bioturbaciones esféricas, fracturas e intraclastos, además de grietas rellenas de cemento y matriz muy recrystalizada. Wackestone peloidal e intraclástico con bioclastos: restos de bivalvos, ostracódos, gasterópodos y 1 % de Qz redondeado de menos de 1 mm. Se corresponde con la Facies brechificada.



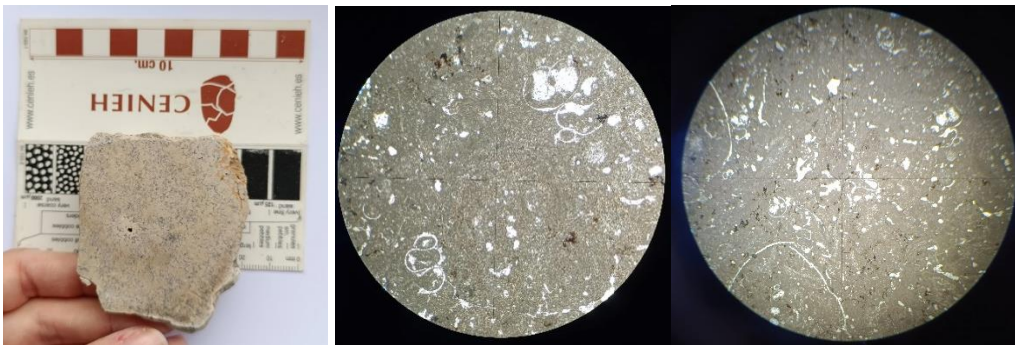
MUESTRA 24

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra de color beige en muestra de mano, pero muy oscura en lámina delgada. Presenta bioclastos, bioturbaciones milimétricas esféricas y fracturas. Packstone con una matriz micrítica con granos de Qz redondeado (2 % y < 1 mm) y bioclastos de ostrácodos, gasterópodos y otros. Además, presenta nodulización incipiente. Se corresponde con la Facies nodular y luego formación de una calcreta.



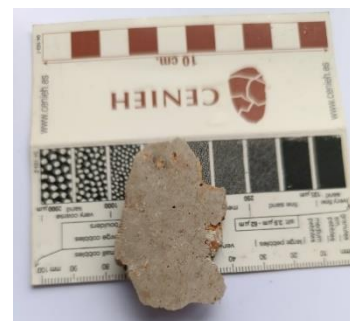
MUESTRA 25

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra de color beige cubierta de manchas negras que representan la nodulización, además de bioturbaciones esféricas milimétricas y bioclastos y fósiles. Packstone con gasterópodos enteros (con cemento en el interior) y fracturados, bioclastos de ostrácodos, carofitas, peloides con envuelta calcítica, bivalvos, cuarzo redondeado (< 1 % y < 1 mm) y óxidos de hierro o manganeso. Además, presenta nodulización incipiente, grietas con cemento calcítico y nódulos con una envuelta esparítica. Se corresponde con la Facies nodular.



MUESTRA 26

La muestra procede de la Litofacies KM. Muestra Wackestone gris oscuro con intraclastos milimétricos no identificables en muestra de mano, bioturbaciones esféricas, nodulización incipiente y patinas de óxido de manganeso. Se corresponde con la Facies nodular.



ANEXO II: ASOCIACIÓN DE LITOFACIES

ASOCIACIÓN DE LITOFACIES	LITOLOGÍA, TEXTURA Y ESTRUCTURAS	GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN
<p>Conglomerados y lutitas (CL) Conglomerados 60-80% Lutitas 20-40%</p>	<p>Conglomerados granonosostenidos de matriz arenosa de grano medio. Cantos cm heterolíticos (cuarcíticos y carbonatados) de subangulosos a subredondeados. Estratificación horizontal, cruzada planar o en surco. Secuencias granodecrecientes cm-dm.</p> <p>Lutitas rojas masivas.</p>	<p>Cuerpos canaliformes (espesor dm a m) extensos, o tabulares con bases localmente canalizadas; con cicatrices internas irregulares a canaliformes.</p> <p>Cuerpos tabulares a irregulares de espesor cm a m.</p>	<p>Flujos acuosos tractivos de alta energía con desarrollo canales y barras de grava. Decantación de material fino.</p> <p><i>Sector medio de abanico aluvial</i></p>
<p>Lutitas y conglomerados (LC) Lutitas 50-60% Conglomerados 30-40% Areniscas 15-30% Caliza 0-5%</p>	<p>Lutitas rojas a versicolores masivas o bioturbadas.</p> <p>Conglomerados granonosostenidos de matriz arenosa. Cantos cm heterolíticos (cuarcíticos, carbonatados) subredondeados-subangulosos. Estratificación en surco. Secuencias granodecrecientes de espesor dm.</p> <p>Areniscas ocre masivas de grano fino. Laminación paralela o cruzada.</p> <p>Calizas (<i>mudstone</i>) con escasos granos detríticos. Bioturbación vertical, óxidos de hierro y nodulización.</p>	<p>Cuerpos tabulares de espesor dm a m.</p> <p>Niveles tabulares o canaliformes con base erosiva y cicatrices internas. Potencia de cm a m.</p> <p>Niveles tabulares o laxamente canaliformes de espesor cm a m.</p> <p>Niveles tabulares de potencia cm.</p>	<p>Flujos acuosos tractivos en canales o desconfiados. La bioturbación indica periodos de reducción de aportes en los que se desarrolló vegetación enraizada. Localmente Charcas con producción de carbonato en zonas de llanura de inundación.</p> <p><i>Sector medio-distal del abanico aluvial-áreas palustres localizadas</i></p>
<p>Carbonatos nodulosos (P) Carbonatos nodulosos 60-70% Lutitas 30-40% Caliza arenosa <1%</p>	<p>Carbonatos nodulosos rojizos y blancos. Estructura prismática o nódulos esféricos. En lámina delgada nodulización y nodulización incipiente.</p> <p>Lutitas masivas, versicolores, marrones o rojas con moteado negro.</p>	<p>Cuerpos tabulares de espesor m.</p> <p>Cuerpos tabulares de potencia dm a m.</p>	<p>Decantación de material fino y desarrollo de paleosuelos. Zona con oscilaciones del nivel freático. Precipitación ocasional de carbonato en charcas someras.</p>

	Calizas arenosas abigarradas con bioclastos (gasterópodos, fragmentos de gasterópodos, algas, plantas, peloides y carofitas).	Niveles tabulares de potencia cm.	Sector aluvial distal con procesos pedogénicos
Lutita con nodulos carbonatados y calizas (LncK) Lutita con nodulos carbonatados 30-60% Caliza 30-50% Marga 5-15% Lutita 0-10%	Lutitas masivas marrones-amarillas y versicolores con nodulos carbonatados esféricos de diámetro cm. Calizas (<i>mudstone-wackestone</i>), masivas o con intensa bioturbación vertical. En lámina delgada nodulización incipiente. Restos de bivalvos, ostrácodos, gasterópodos y 1 % de Qz de menos de 1 mm. Margas masivas grises. Lutitas masivas, versicolores, marrones	Niveles generalmente tabulares de espesor cm a m. Estratos tabulares de potencia cm a m. Niveles de espesor cm. Niveles tabulares de potencia cm.	Decantación de material fino aluviales distales con poca energía con y precipitación de carbonato en zonas lacustres someras o como nodulos en relación con raíces. Fluctuaciones en el nivel del agua y la química del ambiente. Zona marginal lacustre – Área Palustre
Calizas y margas (KM) Caliza 50-70% Marga 15-30%	Calizas (<i>mudstone-wackestone</i>), masivas o con bioturbación vertical y calizas arenosas. Trazas de bioturbación rellenas por limo. En lámina delgada: intraclastos, peloides y cuarzo subanguloso de < 1 mm (<5%), grietas y nodulización incipiente. Ostrácodos, gasterópodos, carofitas y fragmentos de plantas. Margas, masivas o laminadas, de color verde, rojas, negras y versicolores.	Estratos tabulares dm a m, con superficies de estratificación planas o irregulares; las arenosas niveles tabulares cm. Estratos irregulares de potencia dm a m.	Precipitación de carbonato y decantación de material fino en zonas lacustres someras con fluctuaciones en el nivel del agua. Lago carbonatado somero-Área palustre

Tabla 1. Resumen de las características e interpretación de las asociaciones de litofacies identificadas y cartografiadas.

ANEXO III: COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

metro	MUESTRAS LECHAGO	% calcita	%cuarzo	%arcillas
150.5	M26	100	0	0
143.5	M25	99	1	0
129.5	M24	99	1	0
117.5	M23	99	1	0
115.5	M22	98	2	0
113.5	M21	99	1	0
107.5	M20	99	1	0
106	M19	100	0	0
94.5	M18	98	2	0
93	M17	84	16	0
90.5	M16	100	0	0
89.5	M15A	98	2	0
89.5	M15B	100	0	0
89	M15	45	23	32
87.5	M14	86	3	11
86.5	M13	100	0	0
79.5	M12	97	3	0
78.5	M11	99	1	0
76	M10	98	2	0
74.5	M9	99	1	0
42	M7'	49	36	15
35.5	M7	45	15	40
33.5	M6	60	19	21
32	M5	47	24	29
22.5	M4	71	11	18
22.5	M4'	71	12	17
21	M3	91	9	0
18.5	M2	80	5	15
8.5	M1	94	6	0

Tabla 2: Resultados de la composición mineralógica de las muestras recogidas.

ANEXO IV: CICLOESTRATIGRAFÍA

Periodograma simple				
Frecuencia	Periodo	Metros	Años	C. Milankovitch cercano
0,009	111	55,5	900888	Ninguno
0,01237	80,84	40,42	655456	Ninguno
0,027	37	18,5	300296	Excentricidad Larga ¿?
REDFIT				
Frecuencia	Periodo	Metros	Años	C. Milankovitch cercano
0,0234	42,7	21,36	346495	Excentricidad Larga
0,0602	16,61	8,3	134684	Excentricidad Corta
0,1205	8,29	4,14	67286	Oblicuidad modulado por Excentricidad
0,174	5,74	2,87	46597	Oblicuidad
Wavelet				
Log2	Periodo	Metros	Años	C. Milankovitch cercano
2 ^{5,5}	45,25	22,62	366926	Excentricidad Larga
2 ^{5,25}	38	19	308546	Excentricidad Larga ¿?
2 ^{4,7}	25,99	12,99	210743	Excentricidad Corta ¿?

Tabla 3: Resultados del análisis cicloestratigráfico en PAST.