

# TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones  
Curso 2022-23

## **Estratigrafía y sedimentología del Oligoceno medio-Mioceno inferior del sector suroriental de la Cuenca de Villarcayo (Burgos, Pirineos Vasco-Cantábricos)**

*Stratigraphy and sedimentology of the Middle Oligocene-Lower Miocene of the southeastern sector of the Villarcayo Basin (Burgos, Basque-Cantabrian Pyrenees)*

**Autor:**

*Asier Valenzuela Borreguero*

**Directores:**

*María Concepción Arenas Abad  
Juan Ignacio Baceta Caballero*



Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
**Universidad Zaragoza**

erman la zabal zazuz



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

ZIENTZIA  
ETA TEKNOLOGIA  
FAKULTATEA  
FACULTAD  
DE CIENCIA  
Y TECNOLOGÍA



## RESUMEN

Este Trabajo Fin de Máster representa una contribución inicial al estudio de la estratigrafía y sedimentología de la sucesión sedimentaria continental de edad Oligoceno medio-Mioceno inferior que aflora de manera extensa en el sector suroriental de la Cuenca de Villarcayo, ubicada en Burgos, dentro de los Pirineos Vasco-Cantábricos. El levantamiento de 4 perfiles estratigráficos a lo largo del área de estudio ha permitido identificar 3 litofacies, equiparables a asociaciones de facies, que han sido cartografiadas detalladamente gracias a un minucioso seguimiento de líneas de capa. El seguimiento de líneas de capa en cartografía también ha posibilitado la identificación de una serie de niveles estratigráficos, los cuales han facilitado la correlación de los perfiles en una transversal bidimensional. El estudio sedimentológico de cada asociación ha llevado a la interpretación de un sistema aluvial dominado por flujos en masa, un sistema fluvial con canales efímeros y esporádicos, y una playa que funciona como subambiente fluvial distal, con un desarrollo extensivo de calcretas.

El análisis de los resultados sugiere una primera fase de colmatación progresiva del sector suroriental de la cuenca debido a la disminución de la actividad tectónica. Esto resulta en la retrogradación y/o relevo de los sistemas aluviales y fluviales hacia el noroeste, llegando a desarrollar un ambiente de playa en la parte más distal. Una segunda fase, identificada por una sutil inflexión en la parte superior del panel de correlación, sugiere una reorganización de la red de drenaje debida a factores tectónicos, lo que resultaría en un desplazamiento abrupto de todos los ambientes sedimentarios hacia el noreste debido a la entrada de un nuevo aporte fluvial desde el sureste. Todo esto se daría en un contexto climático semiárido a árido.

## **ABSTRACT**

*This Master's Thesis represents an initial contribution to the study of the stratigraphy and sedimentology of the continental sedimentary succession of Middle Oligocene-Lower Miocene age that extensively outcrops in the southeastern sector of the Villarcayo Basin, located in Burgos, within the Basque-Cantabrian Pyrenees. The logging of 4 stratigraphic profiles across the study area has allowed for the identification of 3 lithofacies, comparable to facies associations, which have been meticulously mapped thanks to thorough layer line tracing in cartography. This layer line tracing has also facilitated the identification of a series of stratigraphic levels, enabling the correlation of the profiles in a two-dimensional cross-section. The sedimentological study of each association has resulted in the interpretation of an alluvial system dominated by mass flows, a fluvial system with ephemeral and sporadic channels, and a playa that functions as a distal fluvial subenvironment, exhibiting an extensive development of calcretes.*

*The analysis of the results suggests a first phase of progressive colmatation of the southeastern sector of the basin due to the decrease in tectonic activity. This results in the retrogradation and/or relaying of the alluvial and fluvial systems to the northwest, eventually developing a playa environment in the most distal part. A second phase, identified by a subtle inflection in the upper part of the correlation panel, suggests a reorganization of the drainage network due to tectonic factors, which would result in an abrupt displacement of all sedimentary environments to the northeast due to the entrance of a new fluvial input from the southeast. All this would occur in a semi-arid to arid climatic context.*

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. Planteamiento y objetivos</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2. Antecedentes</b> .....	<b>1</b>
<b>1.3. Marco geográfico</b> .....	<b>2</b>
<b>1.4. Situación geológica</b> .....	<b>3</b>
1.4.1. La Cuenca de Villarcayo.....	3
1.4.2. La sucesión a estudiar.....	6
<b>2. METODOLOGÍA</b> .....	<b>6</b>
<b>2.1. Trabajo de gabinete inicial</b> .....	<b>6</b>
<b>2.2. Trabajo de campo</b> .....	<b>7</b>
<b>2.3. Trabajo de laboratorio</b> .....	<b>8</b>
<b>2.4. Trabajo de gabinete final</b> .....	<b>8</b>
<b>3. RESULTADOS</b> .....	<b>9</b>
<b>3.1. Cartografía</b> .....	<b>9</b>
<b>3.2. Estratigrafía</b> .....	<b>11</b>
3.2.1. Perfil de Carretera Trespaderne .....	12
3.2.2. Perfil de Arroyo Tabanera.....	15
3.2.3. Perfil de Plágaro .....	18
3.2.4. Perfil de Necrópolis .....	21
3.2.5. Correlación estratigráfica .....	23
<b>3.3. Sedimentología</b> .....	<b>27</b>
3.3.1. Asociación aluvial (A).....	27
3.3.2. Asociación fluvial (B).....	32
3.3.3. Asociación de playa (C).....	37
<b>3.4. Paleocorrientes</b> .....	<b>41</b>
<b>4. DISCUSIÓN</b> .....	<b>43</b>
<b>4.1. Modelo sedimentario</b> .....	<b>43</b>
<b>4.2. Evolución paleogeográfica</b> .....	<b>45</b>
<b>4.3. Controles alocíclicos</b> .....	<b>46</b>
4.3.1. Tectónica.....	46
4.3.2. Clima .....	48
<b>5. CONCLUSIONES</b> .....	<b>48</b>
<b>6. REFERENCIAS</b> .....	<b>49</b>



## **1. INTRODUCCIÓN**

### **1.1. Planteamiento y objetivos**

Este Trabajo Fin de Máster se centra en la estratigrafía y sedimentología de la sucesión sedimentaria continental de edad Oligoceno medio-Mioceno inferior del sector suroriental de la Cuenca de Villarcayo, ubicada en Burgos, dentro de los Pirineos Vasco-Cantábricos. Esta serie aflora de manera extensa en la terminación oriental del sinclinal de Villarcayo, en el municipio burgalés del Valle de Tobalina, siendo atravesada por el río Ebro.

Mediante la integración de diversas técnicas (campo, laboratorio y programas informáticos) este estudio tiene como objetivo caracterizar el medio de sedimentación y contexto paleogeográfico de dicho conjunto, así como su evolución a lo largo del tiempo y la relación con factores como el clima y la tectónica. Con el propósito de lograr este objetivo, se aplican conocimientos geológicos adquiridos en el Grado y Máster en Geología, dedicando una especial atención a la distribución, relaciones e interpretación de los elementos arquitecturales y facies sedimentarias que conforman la sucesión.

### **1.2. Antecedentes**

La cantidad de trabajos que abarcan de alguna u otra forma las series continentales de la Cuenca de Villarcayo es realmente reducida, y aún menos comunes son aquéllos enfocados específicamente en su análisis estratigráfico y sedimentológico. Entre estos últimos destaca el de Montes Santiago *et al.* (1989), el cual abarca algunos de los depósitos paleógenos continentales del noroeste de la cuenca. Dreikluft (1996), en su tesis doctoral, propone una subdivisión preliminar del relleno de la cuenca en fases y unidades genéticas, muy similar a la realizada por Hernaiz Huerta y Solé Pont (2000). Otros estudios sobre estas sucesiones son los de Pujalte (2013) y Belenguer Oliver *et al.* (2021).

Las hojas 110 (Medina de Pomar), 109 (Villarcayo), 137 (Miranda de Ebro) y 136 (Oña) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA 50) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) son trabajos de referencia esenciales. Estas hojas fueron elaboradas por Martín Alafont *et al.* (1977), Carreras Suárez *et al.* (1978) y Olivé Davo *et al.* (1978 y 1980), respectivamente, cubriendo la totalidad de la cuenca. Actualmente, son los únicos trabajos que abordan la sucesión objeto de estudio; las hojas 137 y 136 ocupan el sector suroriental de la cuenca, donde aflora ampliamente dicha serie.

### 1.3. Marco geográfico

El área de estudio se sitúa en el municipio del Valle de Tobalina, al norte de la provincia de Burgos, dentro de la comunidad autónoma de Castilla y León. Comprende aproximadamente 10 km<sup>2</sup> en la margen norte del río Ebro, entre las localidades de San Martín de Don, Plágaro y Pajares, ubicándose a 2 km al noroeste de la ya clausurada Central nuclear de Santa María de Garoña. El río continúa su curso aguas abajo hacia el desfiladero de Sobrón, en dirección a Miranda de Ebro, a unos 20 km de distancia. El paraje que rodea la zona de estudio es montañoso, siendo los picos más destacados de la zona El Cueto (1362 m), al norte, y el Monte Umión (1437 m), al sur (Fig. 1).

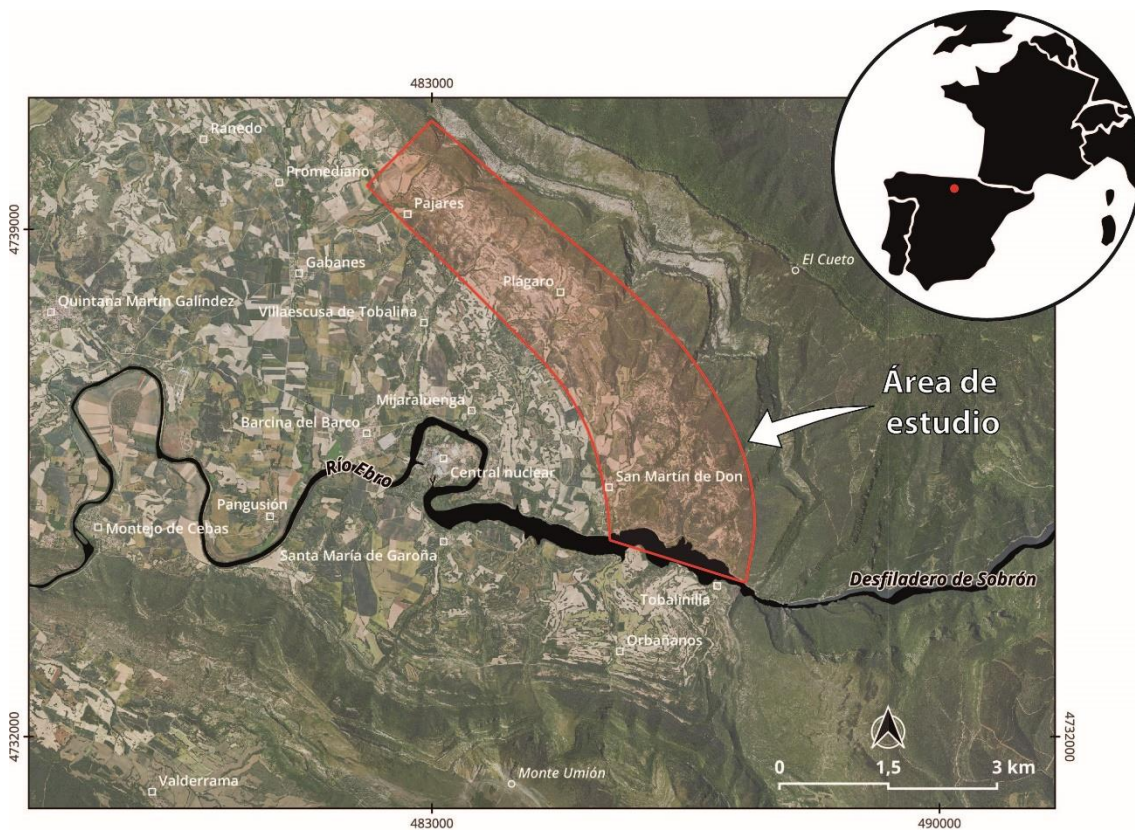


Figura 1. Vista aérea del área de estudio y sus alrededores. SRC: ETRS89 / UTM zone 30N (EPSG: 25830). Fuente de los datos espaciales: Instituto Geográfico Nacional (IGN).



#### 1.4. Situación geológica

Durante el Paleógeno y Neógeno inferior, la orogenia alpina se manifestó en la península ibérica con la deformación, levantamiento y emersión de las potentes sucesiones sedimentarias del Mesozoico y Paleógeno inferior. Este proceso resultó en la formación de múltiples cadenas montañosas, y asociadas a ellas, cuencas intermontañosas que se rellenaron por potentes sucesiones de sedimentos continentales, como son las cuencas del Ebro y Duero (Civis, 2004), y numerosas cuencas intramontañosas. En el caso de los Pirineos, el estilo tectónico de piel fina que prevalece en gran parte del cinturón de pliegues y cabalgamientos surpirenaico, favoreció el desarrollo de diversas cuencas intramontañosas de tipo *piggy-back*, asociadas al despegue y emplazamiento de láminas cabalgantes (Muñoz, 2019). Dentro de los Pirineos Vasco-Cantábricos, al oeste de la falla de transferencia de Pamplona, existen dos grandes surcos sinclinales alineados que actuaron como cuencas de *piggy-back* durante el emplazamiento del frente cabalgante surpirenaico: las cuencas de Villarcayo y Miranda-Treviño (Fig. 2A; Hernaiz Huerta y Solé Pont, 2000; Muñoz, 2019).

##### 1.4.1. La Cuenca de Villarcayo

La Cuenca de Villarcayo o Medina de Pomar consiste en un sinclinal abierto con aproximadamente 45 km de longitud, 15 km de anchura y una superficie de 450 km<sup>2</sup>. Su dirección es NW-SE, en consonancia con el resto de las directrices estructurales de la región. Se encuentra sobre la unidad cabalgante de la Sierra de la Tesla, una de las estructuras que definen la prolongación occidental del cabalgamiento frontal surpirenaico (Pedrera *et al.*, 2021). El cabalgamiento de Tesla tiene asociado un importante anticlinal de núcleo salino que es el que actúa como el límite sur de la cuenca. Por el norte la limita otro anticlinal salino: el de Salinas de Rosío-Lahoz-Sobrón, el cual, tras un giro horario de unos 50° en la dirección de su eje, actúa como límite entre las cuencas de Villarcayo y la de Miranda-Treviño (Figs. 2A y B; Hernaiz Huerta y Solé Pont, 2000; Cámara, 2017).

El relleno de la cuenca consiste en casi 3000 m de sedimentos fluvio-aluviales y palustres-lacustres de edades entre el Eoceno superior y el Mioceno superior-Plioceno (Martín Alafont *et al.*, 1977; Carreras Suárez *et al.*, 1978; Olivé Davo *et al.*, 1978 y 1980; Hernaiz Huerta y Solé Pont, 2000). Referido al espesor, su relleno fue claramente asimétrico. Estos depósitos forman parte de diferentes unidades estratigráficas genéticas separadas por discontinuidades que se manifiestan como bruscos cambios de facies.

Hernaiz Huerta y Solé Pont (2000) las identifican con tres etapas evolutivas principales de relleno (Fig. 2B):

- 1) La primera, está representada por depósitos continentales del Eoceno superior-Oligoceno inferior expuestos a lo largo del flanco sur y el sector noroeste de la cuenca. Se disponen discordantes sobre las series marinas carbonatadas del Paleoceno y Eoceno basal. Hacia el núcleo del sinclinal, estos depósitos superan los 500 m de espesor, mientras que en el flanco norte quedan ocultos y parcialmente erosionados por las sucesiones suprayacentes. Registra un fuerte desarrollo de facies carbonatadas y detríticas palustres-lacustres y fluviales, en relación con los primeros pulsos compresivos de la zona, previo a la configuración actual de la cuenca.
- 2) La unidad representativa de la segunda fase evolutiva ocupa la mayor parte del sinclinal y es consecuencia directa del levantamiento de los anticlinales contiguos y adquisición de la configuración actual de la cuenca. Comprende sedimentos del resto del Oligoceno y Mioceno inferior-medio, alcanzando un espesor de más de 2000 m. Consiste esencialmente de depósitos conglomeráticos y arenosos vinculados a sistemas aluviales y fluviales.
- 3) La unidad más joven preservada, del Mioceno superior-Plioceno, se extiende con una disposición subhorizontal a lo largo del eje de la cuenca sinclinal, truncando en discordancia los depósitos infrayacentes. Está compuesta principalmente por facies conglomeráticas aluviales con un espesor que no supera los 100 m. Representa el cese de la actividad tectónica y la posterior apertura de la cuenca, la cual culminaría con el drenado hacia la Cuenca de Miranda-Treviño, situada al este.

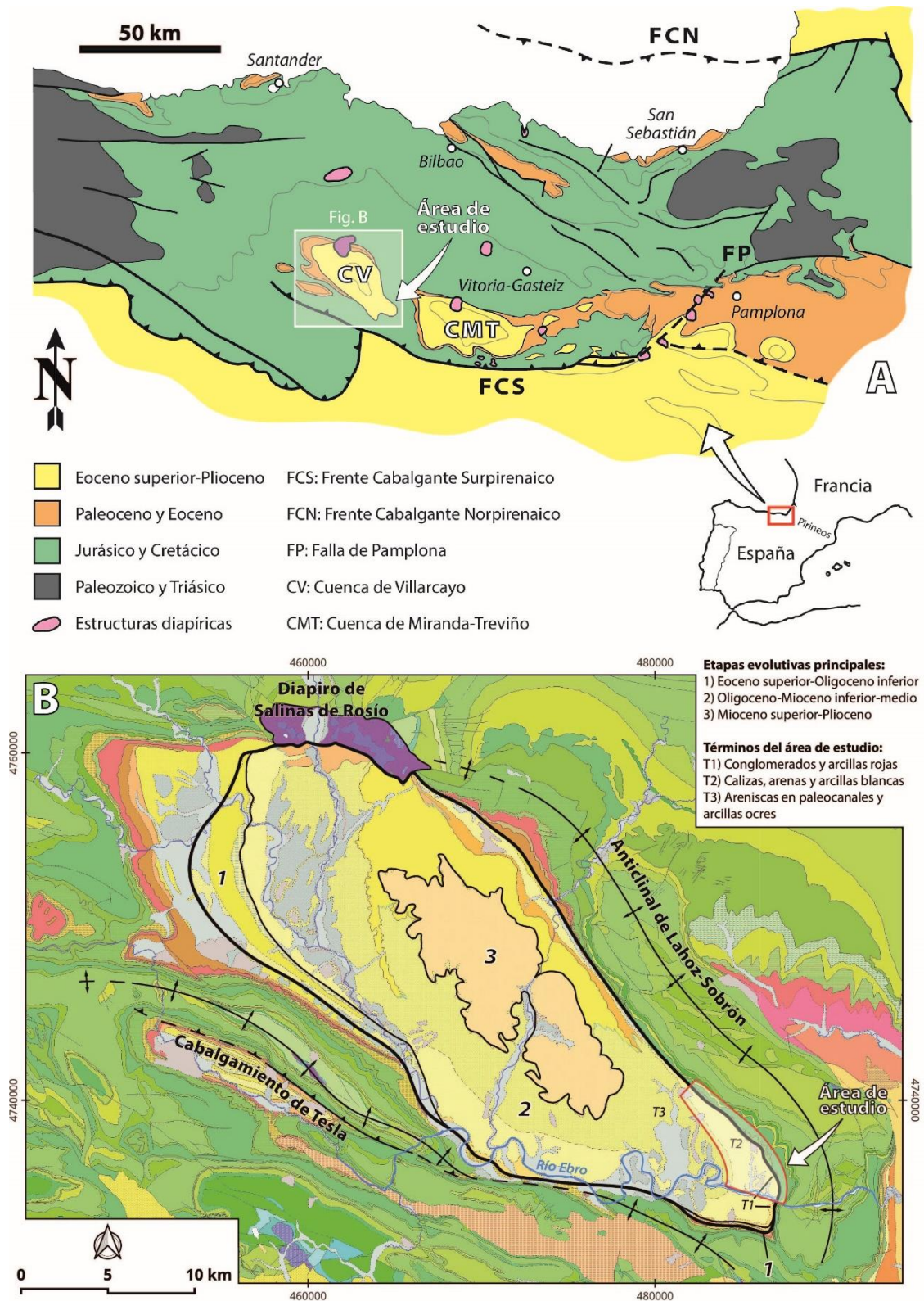


Figura 2. A) Mapa geológico esquemático de los Pirineos Vasco-Cantábricos. B) Mapa geológico de la Cuenca de Villarçayo y sus alrededores (modificado de IGME, en línea). Se han marcado las tres etapas evolutivas principales de relleno descritas por Hernaiz Huerta y Solé Pont (2000). SRC: ETRS89 / UTM zone 30N (EPSG: 25830).

#### 1.4.2. La sucesión a estudiar

La sucesión objeto de estudio constituye la parte basal de la segunda etapa evolutiva de Hernaiz Huerta y Solé Pont (2000), encontrándose ampliamente expuesta en toda la terminación suroriental de la cuenca. Al norte del río Ebro, en el área de estudio, mantiene unos buzamientos suaves hacia el W-SW, definiendo el flanco norte y el cierre del sinclinal de manera continua y sin la presencia de fallas significativas (Fig. 2B).

Según las cartografías de Olivé Davó *et al.* (1978 y 1980), la serie en el flanco norte descansa discordantemente sobre diferentes unidades marinas, principalmente carbonatadas del Cretácico superior (Coniaciense-Maastrichtiense). En el flanco sur, en cambio, se apoya sobre unidades carbonatadas y detríticas fluvio-lacustres del Eoceno superior-Oligoceno inferior, correspondientes a la etapa evolutiva anterior. La sucesión a estudiar se le asigna una edad Chattiense-Burdigaliense (Oligoceno medio-Mioceno inferior) según los datos paleontológicos disponibles. Se compone de dos términos distintos: (T1) “conglomerados y arcillas rojas” en la base, y (T2) “calizas, arenas y arcillas blancas” en el resto. Su espesor es variable, siendo máximo en la charnela del sinclinal y adelgazándose en dirección noroeste en ambos flancos. A techo está cubierta de manera discordante por el término de (T3) “areniscas en paleocanales y arcillas ocreas” (Fig. 2B).

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Trabajo de gabinete inicial

Durante la primera fase del trabajo de gabinete, se llevó a cabo una búsqueda bibliográfica de trabajos previos realizados en la zona a estudiar. Como resultado, se concluyó que los únicos trabajos que abordan el área de estudio son las hojas 137 (Miranda de Ebro) y 136 (Oña) del plan MAGNA 50 del IGME (Olivé Davó *et al.*, 1978 y 1980). Además, se buscaron y recopilaron trabajos previos tanto de áreas cercanas y/o relacionadas como de temas relacionados con la investigación en cuestión.

Paralelamente, se adquirió toda la información geográfica de la zona de estudio disponible, proporcionada por la Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León (IDECyL) y el Instituto Geográfico Nacional (IGN). En el caso de las ortofotografías, se seleccionaron aquellas pertenecientes al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), incluyendo tanto las de máxima actualidad como las históricas disponibles, además de

otras provenientes de vuelos adicionales. Para el modelo digital del terreno (MDT), se eligió el correspondiente al año 2019, con una resolución de 2 m. Las ortofotografías se integraron en el programa *QGIS 3.28* mediante el uso del servicio *Web Map Service (WMS)*, mientras que el MDT fue agregado manualmente con el fin de procesarlo y generar un mapa de sombras.

Todos los datos se integraron en el programa, junto al MAGNA 50 en su versión digital, con el propósito de realizar un reconocimiento y análisis fotogeológico preliminar. Para ello, se prestó especial atención al seguimiento de líneas de capa y niveles fotogeológicos distintivos, así como a la diferenciación de tramos litológicos y sus variaciones laterales. Finalmente, se realizó la selección de los afloramientos y secciones potencialmente más interesantes para los trabajos de campo.

## **2.2. Trabajo de campo**

El trabajo de campo comenzó con la exploración general de toda el área de estudio, centrándose especialmente en los lugares preseleccionados durante el trabajo de gabinete. Posteriormente, en función de la continuidad y la calidad de los afloramientos, se eligieron cuatro lugares para levantar sendos perfiles estratigráficos, a escala 1:250. De SE a NW, los perfiles son: Carretera Trespaderne, Arroyo Tabanera, Plágaro y Necrópolis (Anexo 1).

Todos los perfiles se levantaron poniendo énfasis en las características composicionales y sedimentológicas de los estratos. Algunos perfiles presentan mayor detalle que otros, lo cual está condicionado por la calidad de los afloramientos. Además, se realizaron medidas de dirección y buzamiento de los estratos y, cuando fue posible, de dirección y sentido de las paleocorrientes, a partir de estructuras sedimentarias.

A medida que se levantaban las columnas y se realizaba la exploración, se recogieron muestras de las distintas litologías presentes. Se muestrearon los perfiles de Carretera Trespaderne y Plágaro. Otras muestras, tomadas fuera de los perfiles, fueron recopiladas como puntos de control, junto con observaciones puntuales. Se recolectó un total de 41 muestras, 38 de roca y dura y 3 de roca blanda, con el objetivo de procesarlas y/o estudiarlas a posteriori en el laboratorio.

Las labores de campo han consistido en 10 jornadas de campo, 6 bajo la supervisión de los tutores del estudio, que han supuesto aproximadamente un total de 80 horas de trabajo de campo.

### **2.3. Trabajo de laboratorio**

Las 38 muestras de roca dura se procesaron en el servicio de preparación de rocas y materiales duros del Servicio General de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza (SAI). El técnico de laboratorio cortó en secciones orientadas las seleccionadas, a partir de las cuales se elaboraron 38 láminas delgadas y 52 secciones pulidas de roca.

El estudio petrográfico de las láminas delgadas se realizó en el servicio de microscopía óptica e imagen del SAI, donde también se llevó a cabo un fotografiado. Las secciones pulidas se analizaron en el laboratorio de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra utilizando una lupa binocular. Para la descripción de las muestras detríticas, se utilizó la nomenclatura propuesta por Pettijohn *et al.* (1973), y para los carbonatos se siguió la clasificación de Dunham (1962), con la modificación de Embry y Klovan (1971).

Las 3 muestras blandas se analizaron para conocer el contenido en carbonato usando un manocalcómetro (Geoservices, Francia), basado en el método de Scheibler, disponible en el laboratorio de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza.

### **2.4. Trabajo de gabinete final**

Tras finalizar las labores de campo y laboratorio, los datos recopilados fueron integrados, sintetizados e interpretados en función de los objetivos del estudio. Los gráficos e imágenes digitales del trabajo fueron elaborados con los programas *Adobe Illustrator* y *Adobe Photoshop* del año 2022. Finalmente, la memoria se ha redactado mediante *Microsoft Word 2021*.

- Representación gráfica de las cuatro columnas estratigráficas a escala 1:250, y diferenciación y descripción de tramos litológicos en cada una de ellas.
- Síntesis de las columnas a escala 1:2000 para su posterior correlación, basada en el seguimiento de líneas de capa que se realizó durante la primera fase de gabinete.
- Distinción de litofacies, equivalentes a asociaciones de facies con valor cartográfico.

- Integración de los datos estratigráficos y cartográficos de campo para la elaboración de la cartografía geológica final con el programa *QGIS 3.28*.
- Interpretación del ambiente de depósito que representa cada asociación, a partir del análisis sedimentológico de los elementos arquitecturales y facies identificadas en ellas, utilizando datos de campo y laboratorio.
- Modelización del medio de sedimentación, paleogeografía e inferencia de los controles climáticos y tectónicos en la evolución del sistema.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Cartografía

La integración de los datos estratigráficos y de campo recopilados, junto con el análisis fotogeológico preliminar, ha posibilitado la realización de una cartografía geológica de detalle a escala 1:17500, utilizando el software *QGIS 3.28* (Anexo 1).

Se han distinguido 3 litofacies cualitativas con relevancia cartográfica. Éstas han sido representadas en el mapa mediante colores distintos:

- Litofacies A: conglomerados grises, lutitas ocre-rojizas y areniscas grisáceas. Generalmente, los conglomerados suelen presentarse como cuerpos tabulares a ligeramente lenticulares, mostrando una buena continuidad lateral. Esto contribuye a que sean responsables de la mayor parte de las crestas topográficas que se pueden cartografiar como líneas de capa.
- Litofacies B: areniscas grisáceas, lutitas ocre-amarillentas y calizas grises. En este caso suelen ser las areniscas las que generan en topografía líneas de capa cartografiables. No obstante, debido a que se organizan en cuerpos canaliformes de poca extensión lateral y en cuerpos tabulares discretos menos resaltantes, su seguimiento lateral requiere un mayor esfuerzo.
- Litofacies C: calizas grises, lutitas beiges-amarillentas y areniscas grisáceas. Destacan algunas de las capas de calizas, que por su endurecimiento y excepcional continuidad lateral, sobresalen en topografía, creando relieves en cuesta a veces muy pronunciados, es decir, son barras calizas. Estas capas resultan ideales para trazar niveles cartográficos de alta fiabilidad. Para representarlas se ha utilizado un color más intenso.

A partir de lo identificado sobre el terreno, el seguimiento de líneas de capa ha permitido delimitar con relativa precisión las diferentes litofacies y determinar sus relaciones laterales y verticales. Además, se logró identificar y cartografiar otra serie de niveles estratigráficos de menor continuidad lateral. De esta manera, se ha obtenido una visión bastante clara de la arquitectura estratigráfica general de la sucesión a estudiar, así como de sus relaciones con el sustrato y los depósitos suprayacentes.

Si bien lo referente a la arquitectura estratigráfica se tratará con mayor detalle en el apartado 3.2.5, la nueva cartografía revela cambios laterales de litofacies bastante importantes. Estos cambios laterales son acompañados por una notable disminución del espesor de la serie hacia el noroeste, además de un solapamiento expansivo (*onlap*) de los niveles cartográficos inferiores hacia el noroeste. La discontinuidad basal sobre el borde de la cuenca es bastante irregular y define la existencia de un paleorelieve erosivo sobre las sucesiones infrayacentes. Atendiendo a la diferencia entre los buzamientos de las unidades del sustrato y los de la serie objeto de estudio, se puede observar su carácter variable: en el sector sureste del área de estudio se presenta como una disconformidad (Fig. 3; Perfil de Carretera Trespaderne), que de manera gradual evoluciona hacia una discordancia angular de hasta 20° en el sector más noroeste (Perfil de Necrópolis).

En cuanto a las unidades del sustrato, aparte de las del Cretácico superior, también se han identificado dolomías de grano fino de edad presumiblemente Paleoceno, las cuales, debido al carácter erosivo de la discontinuidad basal, afloran de manera discontinua en algunos puntos de la zona central de la cartografía. Por otra parte, no se ha podido reconocer un contacto neto y evidente entre el conjunto a estudiar y el término suprayacente, tal y como se indica en las cartografías del MAGNA (Olivé Davó *et al.*, 1978 y 1980); aunque no se descarta que pueda encontrarse más al suroeste, fuera del área de estudio. Los depósitos del Cuaternario se han agrupado en dos categorías: por un lado, los de origen fluvial, que siguen la red de drenaje actual, y, por otro, depósitos correspondientes a terrazas y glaciares colgados. Estos últimos, sobre todo, recubren grandes extensiones de la parte central y meridional de la cartografía. Localmente, también se identifican depósitos tobáceos, habitualmente mal preservados y muy recortados por la erosión actual (Fig. 3).



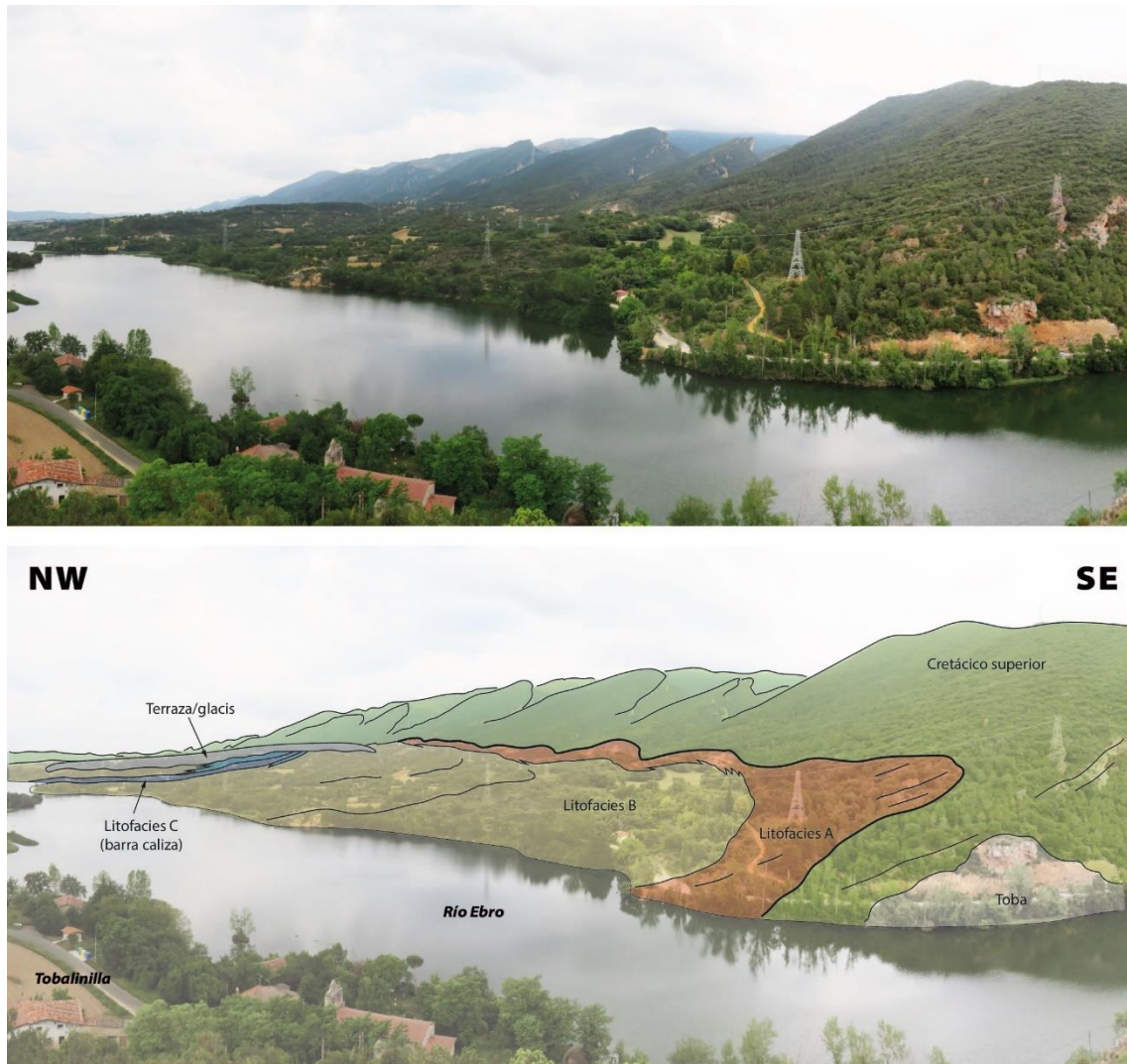


Figura 3. Vista panorámica interpretada del área de estudio desde el margen sur del río Ebro. Las torres de alta tensión tienen 20 m de altura.

### 3.2. Estratigrafía

Aquí se exponen los cuatro perfiles levantados, detallando su ubicación, espesor y los distintos tramos litológicos que los conforman. La descripción de los perfiles seguirá un orden desde el más meridional hasta el más septentrional, abordando posteriormente su correlación. Los perfiles están disponibles para su consulta en el Anexo 2, representados a una escala de 1:250. Su ubicación precisa se ha indicado en el mapa del Anexo 1. Todos comienzan sobre calizas del Cretácico superior y/o del Paleoceno.

### 3.2.1. Perfil de Carretera Trespaderne

Este perfil se ha levantado a lo largo de la carretera BU-530, en dirección Trespaderne, entre los kilómetros 22 y 21. Las coordenadas UTM zone 30N de la base del perfil son X: 487136 e Y: 4734255, y las del techo son X: 485761 e Y: 4734871, teniendo un espesor total de 363 m. El perfil ha sido dividido en 16 tramos.

Tramo 1: 11 m de conglomerados de color grisáceo-anaranjado. Se organizan en capas aparentemente granodecrecientes de 2-3 m de manera muy difusa y desorganizada, con base irregular. Estos conglomerados son granosostenidos y de matriz arenosa. Los cantos son principalmente carbonatados (calizas y dolomías), y en menor medida, cuarcíticos, con una morfología subangulosa. Son muy heterométricos, con diámetros que varían entre 5 cm y 1 m (con una moda de 9 cm).

Tramo 2: 17 m cubiertos.

Tramo 3: 9 m de areniscas grises a ocre, lutitas de color rojizo y calizas grises. Las areniscas se disponen en paquetes tabulares con espesores de 1,5 a 2,5 m, mostrando estratificación interna o siendo completamente masivas; pueden definir granoselecciones positivas con tamaños de grano que varían de gruesos a finos. Las lutitas forman intervalos de espesor decimétrico a métrico y no presentan ninguna estructura sedimentaria. El techo está limitado por una capa de caliza arenosa de 0,5 m de espesor, muy nodular, con nódulos alargados verticalmente.

Tramo 4: 47 m cubiertos.

Tramo 5: 35 m de lutitas con intercalaciones de limolitas, ambas de tonos ocre con moteado de color grisáceo-rojizo, y areniscas de color gris. Las lutitas se disponen en conjuntos de espesor métrico; las limolitas forman estratos centimétricos a decimétricos; incluyen nódulos de carbonato cálcico dispersos y trazas subverticales de raíces. Las areniscas, de grano medio a fino, forman un paquete tabular de 2 m de espesor subdividido en múltiples estratos tabulares de varios decímetros. Tanto los estratos como el paquete son granodecrecientes. Este tramo abarca dos intervalos cubiertos (de 2,5 m y 8,5 m).

Tramo 6: 44 m de lutitas y limolitas de tonos ocre-amarronados con moteado en colores gris y rojizo, en las que se intercalan areniscas y calizas en tonos grisáceos. Tanto las lutitas como las limolitas conservan las mismas características que las del tramo

anterior. En este caso, se disponen en paquetes tabulares con potencias que varían de 1 a 5 m. Los nódulos de éstas habitualmente convergen verticalmente en capas de calizas arenosas con un espesor máximo de 0,5 m. Estas calizas, siempre de textura *mudstone*, son muy nodulares, pudiendo llegar a presentar estructuras prismáticas. Las areniscas son litarenitas que abarcan desde grano grueso hasta fino. Se disponen tanto en estratos tabulares de escasos decímetros de espesor como en cuerpos lenticulares a canaliformes de hasta 3 m de potencia, mostrando granoselección positiva. Estos últimos tienen morfologías muy incisivas, con unos pocos metros de continuidad lateral. Dentro de los cuerpos canaliformes, localmente, junto a una estratificación cruda, se pueden observar estratificaciones cruzadas en surco y planares de escala decimétrica. Ocasionalmente, su techo puede estar bioturbado y nodulizado por raíces; también se ha observado otro tipo de bioturbaciones y fragmentos de oncolitos. El tramo incluye dos intervalos cubiertos de unos pocos metros. La evolución vertical es granocreciente.

Tramo 7: 36 m cubiertos.

Tramo 8: 14 m areniscas grises con intercalaciones de lutitas y limolitas de tonalidad ocre con moteado gris y rojizo, y de calizas grisáceas. Las areniscas, de grano grueso a fino, están dispuestas en cuerpos tabulares y canaliformes. Los tabulares se organizan en paquetes con un espesor de 1 m; pueden estar subdivididos internamente en varias capas decimétricas, definiendo granoselecciones normales. Los canaliformes incluyen oncolitos centimétricos; alcanzan los 2 m de potencia; presentan estratificación cruzada planar y en surco. Las lutitas forman paquetes de hasta 1,5 m de espesor, con intercalaciones de limolitas decimétricas. Ocasionalmente, contienen nódulos de carbonato de calcio y muestran bioturbación por raíces. Las calizas conforman intervalos tabulares similares a los del tramo 6, de hasta 0,5 m. La evolución vertical del tramo es granodecreciente.

Tramo 9: 15 m cubiertos.

Tramo 10: 6 m de areniscas grises con intercalaciones de calizas grisáceas y lutitas y limolitas ocre. Las areniscas, de grano medio a fino, forman cuerpos tabulares y canaliformes. Los cuerpos tabulares son paquetes de 2 m, internamente subdivididos en varias capas de hasta 0,5 m. Las calizas son *mudstones*, con un espesor mínimo de 0,25 m, nodulares con estructuras prismáticas similares a los tramos anteriores. Las lutitas y

limolitas forman intervalos de hasta 1 m; presentan moteado en colores grises y abundantes nódulos de carbonato cálcico.

Tramo 11: 39 m cubiertos.

Tramo 12: 14 m de lutitas de tonalidad ocre-anaranjada, intercaladas con areniscas y calizas grisáceas. Las lutitas y calizas son prácticamente iguales a las de los tramos anteriores. Las areniscas, de grano fino, se disponen tanto en cuerpos tabulares como lenticulares con bases cóncavas, siendo ambos de hasta 1 m de espesor. Incluye dos intervalos cubiertos de aproximadamente 2-3 m.

Tramo 13: 16 m de lutitas y calizas beige y grisáceas con intercalaciones de areniscas grises. Las lutitas conforman intervalos que varían de 0,5 a 3 m de espesor; aquéllas en la parte inferior tienen numerosos nódulos de carbonato cálcico y un moteado de color amarillento, mientras que las de la parte superior no. Los nódulos de las primeras incrementan en cantidad y tamaño hacia la parte superior, fusionándose en un segmento de varios metros en su mayoría carbonatado, aunque con algunas interrupciones. Se trata de calizas con una textura *mudstone* que pueden contener una fracción detrítica significativa y manifestarse como arenosas o limosas. Por lo general, son más puras hacia la parte superior de dicho segmento, siendo los últimos 2,5 m los que definen la única barra caliza que aflora en la zona de la carretera. Su estructura varía desde nodular hasta completamente masiva, donde apenas se distingue estratificación. Las areniscas que se intercalan entre estos carbonatos y lutitas son litarenitas de tamaño de grano fino a grueso que forman estratos de geometrías tanto tabulares como cuneiformes, con bases ligeramente irregulares. Sus espesores varían de 0,5 a 1 m. Pueden exhibir granoselección positiva y mostrar bioturbación causada por raíces.

Tramo 14: 12 m de lutitas ocre, con intercalaciones de limolitas, alternando con areniscas de tonos similares, incluyendo grisáceos. Las lutitas constituyen paquetes tabulares de hasta 1 m de espesor; las limolitas forman capas con un espesor que varía entre 0,25 y 0,75 m. Las areniscas muestran un tamaño de grano que oscila entre medio y fino; contienen fragmentos carbonosos de plantas. Se disponen en intervalos tabulares de 0,25 a 0,75 m, conformando tanto estratos individuales como paquetes compuestos. También constituyen cuerpos lenticulares de bases cóncavas que llegan hasta 1,5 m de espesor. Ambas pueden exhibir granoselecciones positivas, y una estratificación cruda.

Tramo 15: 17 m cubiertos.

Tramo 16: 30 m de lutitas con intercalaciones de limolitas en tonos ocre-amarronados y grisáceos, junto con intercalaciones de areniscas ocre a grisáceas. Las lutitas se presentan en paquetes de unos pocos decímetros a 2,5 m de espesor; las limolitas forman capas de unos pocos decímetros. Ambas pueden exhibir un cierto moteado y bioturbación por raíces. Las areniscas son litarenitas y forman dos tipos de cuerpos: tabulares y canaliformes. Los primeros, con un tamaño de grano generalmente fino, varían desde unos pocos decímetros hasta 0,5 m de grosor, ya sea como capas aisladas o en forma de paquetes. Los segundos son de grano grueso y medio; pueden presentar geometrías más o menos incisivas, generalmente con un espesor que ronda los 2 m. Su estructura interna no es clara; se observan trazas de estratificación, y muy localmente se ha identificado estratificación cruzada en surco en sets de potencia decimétrica. Todas las areniscas están bioturbadas en mayor o menor medida, y en algún caso tienen nodulización, generalmente hacia techo. La evolución vertical del tramo es claramente granocreciente.

### 3.2.2. Perfil de Arroyo Tabanera

El perfil del Arroyo de Tabanera se encuentra aproximadamente a 2 km al norte del perfil anterior, pudiéndose acceder a él a través de diferentes pistas forestales. Abarca un espesor de 225 m, y sus coordenadas en el sistema UTM zone 30N son X: 486243 e Y: 4736890 para la base, y X: 485626 e Y: 4736401 para el techo. Se han identificado 7 tramos litológicos principales, que se explican a continuación.

Tramo 1: 34 m de lutitas de color ocre-rojizo y moteado grisáceo con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonos similares, y de cuerpos conglomerático-arenosos grisáceos. Además de incluir un intervalo cubierto de 4,25 m, la mitad inferior del tramo aflora en muy malas condiciones. Las lutitas forman intervalos tabulares de 0,5 a 1,5 m de espesor; las limolitas conforman niveles o capas de hasta 0,25 m de espesor. Las areniscas son litarenitas de grano fino a grueso; forman cuerpos tabulares de 0,25 a 1 m de espesor, y cuerpos canaliformes, de hasta 0,5 m de espesor. En general, no se observan estructuras sedimentarias internas. Los conglomerados exhiben fábricas granosostenida y no granosostenida, con clastos de composición principalmente carbonatada, redondeados a subredondeados, aunque localmente pueden ser más angulosos. Su diámetro promedio es de 3 cm, y pueden llegar a tamaños de hasta 30 cm. Los granos de arena que constituyen

tanto la matriz de los conglomerados como los que no forman parte de ella, presentan una composición idéntica a la de los cantos. Los cuerpos conglomerático-arenosos que tienden a ser tabulares no presentan una fábrica granosostenida y pueden mostrar o no una evolución granocreciente. Su espesor oscila entre 0,75 y 2 m, y su base desde plana hasta irregular y erosiva. Internamente pueden estar compartimentados por superficies erosivas entrecortadas, que dan paso, a su vez, a granoselecciones negativas internas. Algunos cuerpos conglomeráticos canaliformes se asocian a cuerpos lenticulares de areniscas constituyendo paquetes de hasta 1,25 m de potencia, con evolución granocreciente. Tienen granoselección notablemente mejor que los otros. La evolución vertical del tramo es granodecreciente.

Tramo 2: 51 m de lutitas de color ocre, marrón claro y rojizo con intercalaciones de limolitas de colores similares, areniscas ocre-grises y, localmente, conglomerados grisáceos. La zona intermedia del tramo aflora en malas condiciones, además de poseer un intervalo de 10 m completamente cubierto. Las lutitas forman paquetes tabulares de 1 y 5 m de espesor. Incluyen nódulos dispersos de carbonato cálcico con diámetros inferiores a 1 centímetro, mientras que a techo del tramo destacan unas marcas de raíces muy bien desarrolladas. Las limolitas, en cambio, forman capas de espesor decimétrico. Las areniscas son litarenitas de tamaño de grano medio a fino y, en ciertas áreas, grueso. Se disponen en cuerpos tabulares y canaliformes; los primeros con un espesor de entre 0,25 y 1,5 m, y los segundos de hasta 3 m. Los tabulares no tienen una evolución definida y muestran ocasionalmente cierta bioturbación por raíces; adicionalmente, los de mayor espesor pueden estar formados por múltiples estratos apilados. Los cuerpos canaliformes tampoco suelen tener una evolución clara, excepto el más potente, siendo el único que, con una base conglomerática evoluciona hacia techo a arenisca gruesa. Los clastos de este conglomerado son idénticos a los del tramo anterior, tanto en composición como en tamaño, teniendo una fábrica granosostenida. Estos cuerpos son masivos y/o muestran una estratificación cruda, y rara vez se discierne estratificación cruzada (planar y en surco) de orden decimétrico. Se trata de un tramo sin una evolución vertical definida.

Tramo 3: 32 metros de lutitas de color ocre-amarronado y tinciones rojizas con intercalaciones de limolitas de colores similares, areniscas de tonos ocre a grisáceos y calizas de un matiz gris claro. Las lutitas se disponen intervalos tabulares con un espesor que varía entre 0,75 y 4 m, y las limolitas en capas de 0,25 m de potencia. Ambas

presentan un moteado de tonos grises que frecuentemente recuerdan a trazas de raíces. Las primeras, principalmente, suelen contener una cantidad apreciable de nódulos de carbonato cálcico con diámetros en torno a 1 cm. Estos nódulos tienden a incrementar su tamaño y a confluir verticalmente hacia arriba en estratos de calizas arenosas de textura *mudstone*, con estructura nodulosa, y espesor máximo de 0,5 metros. Las areniscas se disponen en estratos tabulares, con un espesor de hasta 1,5 m, y canaliformes, con un grosor de hasta 1 m. Los primeros, de grano fino, son los más predominantes; los estratos individuales aislados suelen mostrar una bioturbación y nodulización importantes. Únicamente se ha detectado un cuerpo canaliforme de arenisca de grano medio, en la parte superior del tramo, con estratificación cruzada en surco en sets de potencia decimétrica. La evolución vertical del tramo es granocreciente.

Tramo 4: 39 m de lutitas con intercalaciones de limolitas en tonos ocre-amarronado, areniscas en matices ocres-grises y, localmente, calizas de color gris claro. Las lutitas se disponen en paquetes tabulares que pueden alcanzar 2,5 m de espesor, mientras que las limolitas forman capas en el rango decimétrico. Las dos muestran el moteado característico del tramo anterior, aunque la cantidad de nódulos de carbonato cálcico es significativamente menor. En este caso solo se distingue un nivel nodular de caliza arenosa, hacia el metro 135. Las areniscas son litarenitas con un tamaño de grano medio a fino, organizadas en cuerpos tanto tabulares como canaliformes; sus espesores son de hasta 1,25 m y 1,5 m, respectivamente. Los tabulares presentan bioturbación, particularmente en la mitad inferior del tramo. En los canaliformes no se han reconocido estructuras sedimentarias; a veces presentan evolución granodecreciente. Los cuerpos canaliformes aparecen a partir de la mitad superior del tramo e intersectan algunas de las capas tabulares de arenisca. La evolución vertical del tramo es granocreciente.

Tramo 5: 39 m de lutitas con intercalaciones de limolitas en tonos beige y grisáceo, calizas en tono gris claro y ocasionalmente areniscas gris-ocres. Las lutitas y limolitas forman intervalos tabulares de hasta 4 m y de escala decimétrica, respectivamente. El moteado de color gris que parece delinear trazas de raíces está ampliamente presente, así como los nódulos de carbonato cálcico. Éstos convergen verticalmente hacia arriba en niveles de caliza de geometría tabular, cuya potencia va desde 0,5 hasta 3 m. Pueden variar desde calizas arenosas hasta calizas limosas, y rara vez son totalmente puras, siempre con una textura *mudstone*. Por lo general, cuanto más puras son, más endurecidas,

y cuanto más impuras, más endebles. Así, dos de las capas más puras y de mayor potencia se reconocen como niveles cartográficos de gran fiabilidad. Pueden mostrar estructuras completamente nodulares hasta prismáticas e incluso masivas. Las areniscas son litarenitas de grano medio a fino, similares a las de los tramos anteriores, pero en este caso, las que se organizan en canales de hasta 1,25 m de espesor son más abundantes, careciendo de estructuras sedimentarias discernibles. Este tramo no muestra una evolución vertical definida.

Tramo 6: 15 m cubiertos.

Tramo 7: 11,5 m de lutitas con intercalaciones de limolitas en tonos beige y grisáceo, además de calizas de color gris claro y areniscas gris-ocres. Se asemeja mucho al tramo 5, pero en este caso, los estratos de caliza pueden alcanzar un grosor de hasta 2 m, mientras que las areniscas canaliformes no superan los 0,5 m de espesor. La evolución vertical del tramo es granodecreciente.

### 3.2.3. Perfil de Plágaro

El perfil estratigráfico se ha levantado adyacente al pueblo abandonado de Plágaro, ubicado aproximadamente a 2 km al noroeste del Perfil de Arroyo Tabanera. Las coordenadas UTM zone 30N de la base son X: 484896 e Y: 4738449, mientras que las del techo son X: 484198 e Y: 4737936, y comprende un espesor de 255 m. Se han diferenciado 8 tramos litológicos de mayor orden.

Tramo 1: 30 m de lutitas y limolitas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y areniscas. Las lutitas, limolitas y areniscas de grano fino presentan una tonalidad rojiza con un moteado gris similar, mientras que los conglomerados y areniscas de grano grueso exhiben una tonalidad grisácea. Este tramo aflora en malas condiciones y comprende 8 m cubiertos. Las lutitas se organizan en intervalos masivos de hasta 3 metros de espesor; las limolitas y areniscas finas, en cambio, en capas de espesor decimétrico a centimétrico. Suelen contener cantos calcáreos y cuarcíticos de 1-2 cm dispersos. El moteado que tienen estas capas a menudo se asemeja a trazas de raíces. Los conglomerados y areniscas gruesas, a veces asociados verticalmente, forman paquetes y estratos cuyo espesor varía entre 1 y 3 m, con una base que puede ser tanto plana como irregular y erosiva. Los conglomerados tienen una fábrica no clastosoportada, donde los cantos de composición mayoritariamente calcárea (calizas y dolomías bioclásticas) y en menor medida



cuarcítica, exhiben una forma subredondeada a subangulosa. El tamaño de estos cantos varía entre 1 y 7 cm (4 cm de media), llegando a alcanzar los 35 cm. Tanto los granos que constituyen la matriz de los conglomerados como los de las areniscas, presentan un tamaño que varía desde grueso hasta microconglomerático, con una composición idéntica a la de los cantos. Pueden mostrar una disposición granocreciente o no, y su estructura interna puede estar compartimentada por superficies subhorizontales erosivas. La evolución vertical del tramo es granocreciente.

Tramo 2: 40 m de lutitas y limolitas de tonos rojizos y con moteado gris, con intercalaciones de conglomerados y areniscas de color gris. Las lutitas y limolitas constituyen intervalos tabulares de espesor métrico y decimétrico, respectivamente. Los conglomerados, no granosostenidos, tienen composición y tamaño de los cantos, al igual que la de la matriz, idéntica a la del tramo anterior. Se pueden identificar cuerpos tabulares y lenticulares, sobre todo canaliformes, con bases cóncavas simples o múltiples, de decímetros hasta 1,75 m potencia. Algunos de éstos se agrupan y, junto a cuerpos arenosos, alcanzan los 4,3 m de espesor. Pueden ser granocrecientes, granodecrecientes o sin evolución. En un caso se observan *scour marks*. Las areniscas son de grano fino a grueso, dispuestas en estratos tabulares y lenticulares, a veces con bases marcadamente canaliformes, de espesor decimétrico a métrico. Pueden aparecer en la base y en el techo de cuerpos conglomeráticos. La evolución vertical del tramo es granocreciente.

Tramo 3: 10 m cubiertos.

Tramo 4: 48 m de lutitas y limolitas de color ocre con moteado gris, con intercalaciones de areniscas de tonos similares, y ocasionalmente de conglomerados de color gris-ocre. Las condiciones de afloramiento de este tramo no son favorables. Las lutitas forman paquetes tabulares con un espesor de hasta 4 m, y las limolitas tienen un espesor decimétrico. Pueden contener trazas de bioturbación por raíces. Las areniscas son de grano fino a grueso, con clastos de 1 cm ocasionalmente. Están dispuestas en estratos y paquetes tabulares con un espesor que varía entre 0,25 y 1,5 m. Muestran frecuente bioturbación. Los conglomerados son no granosostenidos, con clastos carbonatados y silíceos, de hasta 20 cm, redondeados y subredondeados con matriz de la misma composición. Constituyen dos cuerpos tabulares de 1 y 5 m de grosor. El más potente está

formado por múltiples cuerpos lenticulares, en cuya base presentan bioturbación. La evolución vertical del tramo es granocreciente hasta la mitad y luego granodecreciente.

Tramo 5: 30 m cubiertos.

Tramo 6: 31 m de lutitas con tonalidad beige-grisácea, con intercalaciones de calizas de color gris claro a rosado y, de vez en cuando, limolitas y areniscas de tono grisáceo. Las lutitas se presentan en paquetes tabulares, alcanzando un espesor de hasta 4 m, masivos con un abundante moteado y bioturbación por raíces. Suelen contener una cantidad considerable de nódulos y rizotúbulos de carbonato cálcico, con un diámetro de aproximadamente 1 cm y una longitud de unos pocos centímetros. Estos suelen converger verticalmente hacia arriba hasta formar estratos de calizas con espesores que oscilan entre 0,25 y 2,5 m, presentando estructuras predominantemente nodulares y prismáticas. Se trata de calizas *mudstones*, pero con una fracción detrítica arenosa a limosa relativamente importante, siendo en pocas ocasiones puras. En general, cuanto más puras, más compactas y potentes tienden a ser, por lo que generan en la topografía niveles cartográficos de gran continuidad lateral. Las areniscas son de grano fino y forman estratos tabulares decimétricos. La composición tanto de la fracción detrítica de las calizas como la de las areniscas tabulares de grano fino es principalmente lítica. El tramo no tiene una evolución vertical definida.

Tramo 7: 14 m de lutitas con intercalaciones de limolitas, ambas en tonos amarillento-beige, acompañadas de areniscas de color grisáceo-ocre y calizas en tono gris claro. Las lutitas y limolitas constituyen, en conjunto, intervalos de hasta 2 m de potencia y exhiben moteado, bioturbación y abundantes nódulos y rizotúbulos. Las areniscas son litarenitas con un tamaño de grano medio a fino; se presentan tanto en estratos lenticulares como tabulares. Los tabulares tienen un espesor variable desde unos pocos decímetros hasta alrededor de 0,5 m. Por lo general, tienen una base plana, aunque ocasionalmente también puede ser cóncava. Los lenticulares tienen una base cóncava, que puede o no ser irregular, junto con un techo plano, y un espesor de hasta 1,25 m. Las calizas, que culminan el tramo, son iguales a las del tramo anterior, presentando también una estructura nodular a prismática. Estas últimas dan origen a uno de los niveles cartográficos de gran relevancia. La evolución vertical del tramo es claramente granodecreciente.

Tramo 8: 52 m de lutitas y escasas limolitas de tonos beige-amarillentas con intercalaciones de areniscas grisáceas y calizas de color gris claro. Incluye tres intervalos cubiertos de 4 a 7 m de espesor. Las lutitas conforman cuerpos tabulares de 0,3 a 4,5 m de espesor; en contraste, las limolitas alcanzan no más de 0,25 m. Siguen manteniendo las mismas características que en los dos tramos anteriores (tramos 6 y 7). En esta instancia, las areniscas, de grano medio a fino, se organizan exclusivamente en cuerpos tabulares, con espesores de hasta 1 m. Las calizas son *mudstones* arenosos, con densa estructura nodulosa, formando estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico; dos capas de 1,5 m suscitan en topografía buenos niveles cartográficos. Se trata de un tramo que carece de una evolución vertical definida.

#### 3.2.4. Perfil de Necrópolis

Denominado así por haberse levantado desde la Necrópolis Peña del Mazo, un importante yacimiento arqueológico de la zona. Es el perfil más septentrional elaborado y se localiza aproximadamente a 1,5 km al noroeste del Perfil de Plágaro, y a unos 5,5 km del Perfil de Carretera Trespaderne. Con un espesor de 197 m, las coordenadas UTM zone 30N de la base son X: 483545 e Y: 4739492, y para el techo son X: 482998 e Y: 4739273. Se han identificado 8 tramos distintos en este perfil.

Tramo 1: 30 m mal expuestos y cubiertos. Se pueden distinguir conglomerados y areniscas de color gris, que en algunos lugares parecen alternar con delgados intervalos de lutitas rojizas. Los primeros presentan una fábrica no granosostenida y pueden albergar clastos calcáreos del sustrato de hasta 20 cm de tamaño. Son similares a los encontrados en la base de los perfiles de Arroyo Tabanera y Plágaro. Las areniscas son de grano grueso, y afloran en un intervalo de aproximadamente 1 m de potencia. Las lutitas, en intervalos decimétricos a 1 m de espesor, muestran moteado gris, acompañado de pequeños cantos calcáreos dispersos que rondan el centímetro.

Tramo 2: 65 m de lutitas rojizas con intercalaciones de limolitas rojizas, areniscas rojizas y grises y conglomerados grisáceos. Las lutitas forman intervalos tabulares de hasta unos pocos metros de espesor. Las limolitas y areniscas rojizas de grano fino contienen pequeños cantos dispersos, y forman niveles con un espesor que varía desde centímetros hasta decímetros. Muestran moteado y bioturbación. Las areniscas grises son de grano medio y grueso. Forman estratos tabulares de hasta 1 m de espesor con

bioturbación por raíces. Los conglomerados tienen composición principalmente calcárea, con tamaños promedio de clastos de 4 cm. Son predominantemente de fábrica no granosostenida y con gradación inversa. De forma más localizada, se distinguen estratos tabulares y canaliformes, con espesor máximo de 0,75 m, con una fábrica granosostenida y gradación normal. Los cuerpos canaliformes muestran una geometría extraordinariamente incisiva, con apenas 0,5-2 m de continuidad lateral. Esta geometría se conoce como *gutter cast* (Myrow, 1992). El tramo tiene una evolución granocreciente.

Tramo 3: 20 m de lutitas de color ocre-amarronado con intercalaciones de areniscas y limolitas de color ocre-gris. Las lutitas se organizan en paquetes tabulares de hasta 2 m; las limolitas en finas capas de escasos decímetros. Las areniscas, litarenitas de grano fino a medio, forman cuerpos tabulares de 0,25 a 1,75 m de espesor, en un caso constituidos por estratos tabulares de potencia decimétrica. Algunos están fuertemente bioturbados por raíces. No es común identificar estructuras sedimentarias, aunque el más potente muestra estratificación cruzada planar. La evolución vertical del tramo es granodecreciente.

Tramo 4: 26 m de calizas grises, lutitas de color beige y areniscas grises. Incorpora un intervalo de 9 m cubiertos en la parte intermedia. Las calizas son de textura *mudstone* y comúnmente arenosas, formando estratos tabulares, alguno con techo ondulado por erosión, con espesores que varían desde 0,3 a 2 m. Son desde masivas a nodulares y prismáticas e incluso algunas llegan a tener la parte más superior con cierta laminación muy irregular y difusa. Las lutitas abundan en la parte inferior del tramo, formando paquetes de espesor métrico; tienen una considerable cantidad de moteado, nódulos y rizotúbulos, que aumentan en tamaño y espesor verticalmente hacia las calizas. En la parte superior del tramo, las calizas se intercalan con litarenitas de grano medio a fino, dispuestas en estratos tabulares y lenticulas de geometría cóncavo-plana; no superan los 0,75 m de espesor. Los lenticulares muestran granoselección positiva. El tramo tiene una evolución vertical granocreciente.

Tramo 5: 8 m cubiertos.

Tramo 6: 16 m de lutitas y limolitas de color beige, areniscas grises y calizas grises. Las lutitas forman cuerpos tabulares de espesor métrico y las limolitas de decimétricos. Presentan nódulos de caliza hacia techo del tramo. Las areniscas, de grano fino a grueso, están dispuestas exclusivamente en cuerpos tabulares, a veces agrupados, con un espesor

del orden de 1 m. Las calizas y calizas arenosas son *mudstones*. Forman dos intervalos tabulares, uno de decímetros y otro de 2,5 m de potencia, ambos con estructura nodulosa. El más potente corona el tramo y constituye uno de los niveles cartográficos de gran continuidad lateral. Este tramo presenta una evolución granodecreciente.

Tramo 7: 12 m cubiertos.

Tramo 8: 20 m de lutitas beige-amarillentas con intercalaciones de calizas grises y areniscas grises. Las lutitas conforman paquetes de espesor decimétrico a métrico; presentan moteado, bioturbación y nódulos de carbonato cálcico que se agrupan en capas. Las calizas, una vez más, son *mudstones*, predominantemente arenosas, dispuestas en estratos y paquetes de estratos, de espesor decimétrico a métrico. Exhiben una estructura nodular muy desarrollada. Se reconocen varios paquetes potentes o barras de calizas con un espesor aproximado de 2 m en la parte alta del tramo. Las areniscas, generalmente de grano fino a medio, se disponen principalmente en capas y paquetes tabulares de 0,25 a 2 m, careciendo de granoselección y estructuras sedimentarias. Se ha identificado un cuerpo canaliforme, con un espesor máximo de 3 m, que incide tanto en los estratos de caliza como en los de arenisca. Tiene una granoselección positiva desde grano grueso hasta grano fino. El tramo no muestra una evolución vertical claramente definida.

### 3.2.5. Correlación estratigráfica

Los cuatro perfiles levantados han sido sintetizados a una escala de 1:2000 y se han dispuesto en un panel bidimensional, de acuerdo con la distancia horizontal entre ellos (Fig. 4). La correlación de los perfiles se ha fundamentado en el seguimiento de todos los niveles guía identificados en campo y cartografía. En función de su continuidad lateral, calidad y grado de fiabilidad, se han categorizado en tres órdenes. Los niveles cartográficos de primer orden son las principales barras calizas identificadas en la sucesión, que debido a su continuidad lateral y baja variabilidad en espesores, son los niveles más apropiados para anclar los perfiles y ser empleados como *datums* prácticamente subhorizontales. Pueden tener una continuidad lateral de hasta 5 km, atravesando prácticamente toda el área de estudio. Los de segundo orden son aquellos niveles que permiten correlacionar intervalos litológicos concretos entre diferentes columnas con una alta fiabilidad, a pesar de que cambien lateralmente de litología. Los niveles cartográficos de tercer orden no suelen alcanzar una segunda columna y además

presentan una fiabilidad menor, ya que solo se pueden seguir en cartografía, pero con dificultad, a lo largo de unos cientos de metros. Teniendo en cuenta la descripción de perfiles realizada, sus tramos han sido categorizados en las siguientes litofacies o asociaciones de facies:

- Litofacies A: tramo 1 de Carretera Trespaderne, tramo 1 de Arroyo Tabanera, tramos 1 y 2 de Plágaro y tramos 1 y 2 de Necrópolis.
- Litofacies B: tramos 2-12 y 14-16 de Carretera Trespaderne, tramos 2-4 de Arroyo Tabanera, tramos 3-5 de Plágaro y tramo 3 de Necrópolis.
- Litofacies C: tramo 13 de Carretera Trespaderne, tramos 5-7 de Arroyo Tabanera, tramos 6-8 de Plágaro y tramos 4-8 de Necrópolis.

A partir de estos datos se ha construido el panel de correlación que se ilustra en la Figura 4. Este panel de correlación, al igual que la cartografía, pone claramente en evidencia la importante disminución del espesor de la serie hacia el noroeste, resultante de un *onlap* progresivo de la sucesión sobre el sustrato que define el borde norte de la cuenca. De acuerdo a esta relación general de la base, las litofacies, en conjunto, experimentan una evolución oblicua hacia el noroeste. Por lo tanto, la secuencia de facies general observable implica que la litofacies A da paso vertical y lateralmente a la litofacies B y, a su vez, esta última cede paso a la C en dirección sureste, definiendo así un cinturón de litofacies completo.

La evolución vertical a gran escala identificable en todos los perfiles es granodecreciente, desde facies conglomeráticas gruesas a facies carbonatadas de grano fino. En la parte superior de cada perfil se identifica una sutil inflexión que da paso a una evolución vertical granocreciente, que puede ser más o menos pronunciada. Esta inflexión es considerablemente más destacada en el Perfil de Carretera Trespaderne, donde además se pueden identificar otros posibles cambios de tendencia a menor escala. Debe tenerse en cuenta que hay tramos potentes cubiertos, por lo que se precisaría estudiar otras zonas próximas para confirmar o modificar estas tendencias. A priori, parece haber un desfase de unos 20 m entre el sector sureste (Carretera Trespaderne y Arroyo Tabanera) y noroeste (Plágaro y Necrópolis); si bien en el noroeste dicho cambio de tendencia comprende un intervalo más amplio.

A partir del cambio de tendencia se identifican dos relaciones estratigráficas adicionales: (1) la litofacies B da paso a la C, ahora también en dirección noroeste, y (2) el tránsito vertical desde la litofacies A y la C se vuelve más abrupto en el sector noroeste (Perfil de Necrópolis).

Respecto a la organización secuencial de las litofacies a menor escala, destaca la litofacies B, con una organización interna considerablemente buena en el sector sureste, pero no en el noroeste. Algunos tramos descritos en los perfiles de Arroyo Tabanera (p. ej. tramos 3 y 4) y Carretera Trespaderne (p. ej. tramos 6 y 16) representan secuencias granocrecientes de espesores entre 30 y 40 m, con o sin continuidad entre ambos perfiles. En la litofacies C el techo de las barras calizas suele terminar con secuencias granodecrescentes de aproximadamente 20 m, con una muy buena continuidad lateral.

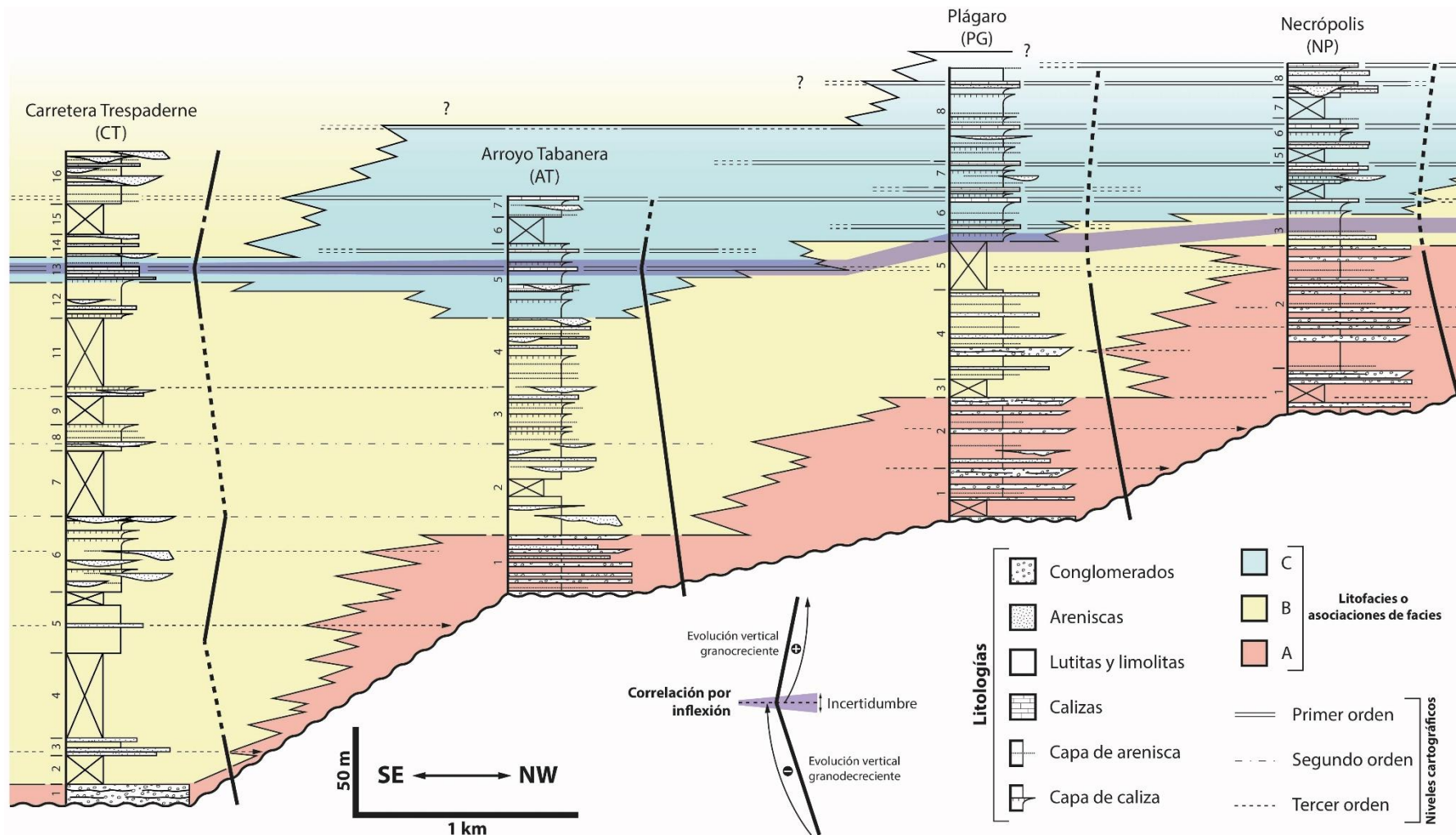


Figura 4. Correlación de los perfiles estratigráficos sintéticos a partir del seguimiento de niveles guía en cartografía. Junto a cada perfil, se ha trazado la evolución vertical a gran escala correspondiente.



### 3.3. Sedimentología

Tal y como se ha indicado con anterioridad, las litofacies que se han distinguido y detallado en las secciones previas equivalen a asociaciones de facies con relevancia cartográfica. La litofacies A se corresponde con una asociación aluvial, la B con una asociación fluvial y la C con una asociación de playa. En este apartado, se hará el análisis sedimentológico de cada asociación mediante la descripción e interpretación de los diferentes elementos arquitecturales que las conforman. A su vez, estos pueden estar formados por diferentes facies o por una única. Para los elementos detríticos se ha empleado la nomenclatura de facies de Miall (1996).

#### 3.3.1. Asociación aluvial (A)

##### ➤ Conglomerados desorganizados (A1)

Se han identificado únicamente en los primeros 11 m del Perfil de Carretera Trespaderne, correspondientes al tramo 1. Son conglomerados granosostenidos, de color grisáceo-anaranjado, y con una cantidad variable de matriz arenosa (facies Gcm). Dispuestos en paquetes amalgamados, aparentemente tabulares, de 2-3 m de espesor y de base irregular y difusa, son bastante caóticos, aunque puede apreciarse granoselección positiva grosera (Fig. 5A). Los clastos son principalmente carbonatados (calizas y dolomías), y en menor medida, cuarcíticos, presentando una morfología subangulosa a subredondeada. Son muy heterométricos, con diámetros que varían entre 5 cm y 1 m; la moda es de 9 cm y el centilo alcanza los 30 cm (Fig. 5B). Es raro observar imbricación.

Interpretación: representarían el depósito de flujos acuosos no canalizados, altamente energéticos y turbulentos, formados en lapsos de tiempo cortos. Podrían tratarse tanto de *debris-flows* no cohesivos como de flujos hiperconcentrados, en este segundo caso evidenciado por la presencia de estructuras tractivas (Sohn *et al.*, 1999). Se desarrollarían durante episodios de grandes tormentas, normalmente en las zonas cercanas al ápice de abanicos aluviales, en posiciones próximas al área fuente de material resedimentado (Blair y McPherson, 1998).

➤ Cuerpos conglomerático-arenosos tabulares a lenticulares (A2)

Son facies características en los perfiles de Arroyo Tabanera, Plágaro y Necrópolis. Son de color grisáceo y están compuestos principalmente por gravas soportadas por la matriz, que pueden mostrar granoselección inversa o ser masivas (facies Gmg y/o Gmm), con cantidades variables de matriz arenosa de grano grueso y, ocasionalmente, por gravas clastosoportadas (facies Gcm). También comprenden capas o intervalos de areniscas masivas de grano grueso, con cantos dispersos o en hiladas (facies Sm). Constituyen capas tabulares a lenticulares de aproximadamente 1 a 3 m de espesor, con una continuidad lateral de centenares de metros. Su base varía desde plana a irregular y erosiva, mientras que el techo tiende a ser neto o gradual y de morfología plana (Fig. 5C). Las facies A2 puede presentar o no granoselección negativa; su estructura interna puede ser simple (Fig. 5D) o estar compartimentada por superficies erosivas irregulares que se amalgaman o entrecortan entre sí (Figs. 5C y E).

Los cantos tienen tamaños que oscilan entre 1 y 7 cm; la moda es de 3 cm y el centilo alcanza los 35 cm. Su forma es redondeada a subredondeada, aunque, localmente, pueden ser subangulosos. La imbricación es poco frecuente. Tanto los cantos como la arena son de composición mayoritariamente carbonatada (90%) y en menor medida cuarcítica (10%). Los primeros son cantos y fragmentos retrabajados de calizas y dolomías del Cretácico superior que pueden incluir ooides y restos de foraminíferos (miliólidos), equinodermos, briozoos y bivalvos. Entre los granos de tamaño arena, es común encontrar cristales detríticos de dolomita (Figs. 6D y E).

Interpretación: se trata de depósitos de flujos principalmente gravitacionales de tipo *debris-flow*, que pueden ser tanto cohesivos como no cohesivos. Se producirían después de intensas lluvias, a partir de flujos de carácter laminar con moderado-bajo potencial erosivo que se desplazaban y depositaban su carga en las partes medias-distales de los abanicos aluviales, donde se expandirían a modo de pequeños lóbulos (Blair y McPherson, 1994; Arenas y Pardo, 1996; Moscariello, 2018). El hecho de que presenten superficies erosivas internas amalgamadas y/o entrecortadas, puede ser indicativo tanto de un carácter multiepisódico como de procesos de *bypass* o de segregación de la carga sedimentaria por cambios marcados en la velocidad del flujo.

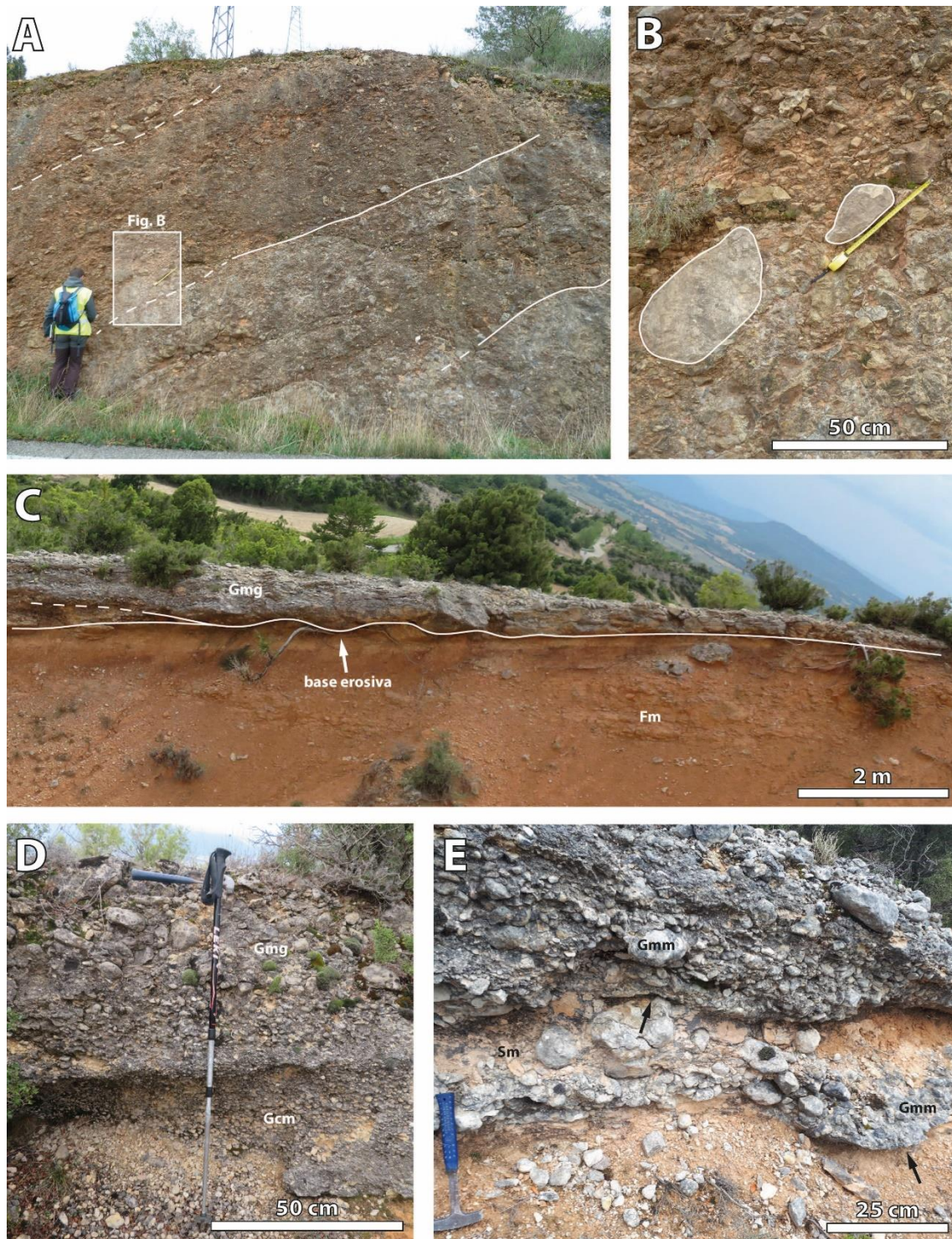


Figura 5. Fotografías de campo de los conglomerados desorganizados (A y B) y cuerpos conglomerático-arenosos tabulares a lenticulares (C, D y E) de la asociación aluvial. A) Paquetes amalgamados, de base irregular y difusa, que parecen definir granoselecciones positivas. Persona de escala. B) Detalle del tamaño, redondez y disposición de los clastos. C) Cuerpo de geometría lenticular. Se observa, además de un entrecorte, cómo su base pasa de ser plana a erosiva. D) Se observa una granoselección negativa en el conjunto, con imbricaciones presentes; la fábrica de la parte inferior es clastosoportada. E) Detalle de la base erosiva y de una superficie erosiva interna.

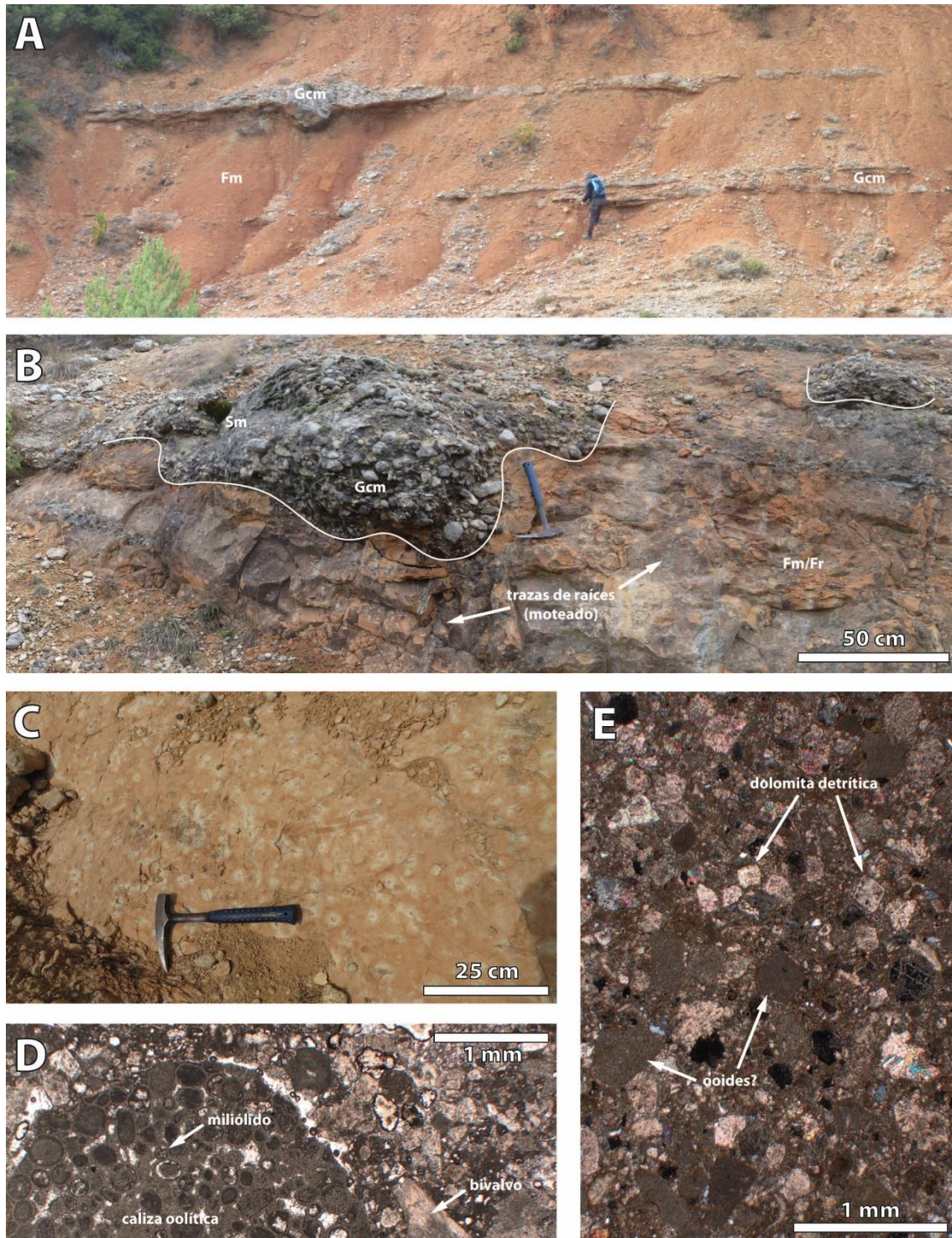


Figura 6. Fotografías de campo y de lámina delgada de la asociación aluvial. A) Cuerpos conglomerático-arenosos canaliformes tendidos con scour marks en la base. Persona de escala. B) Cuerpos conglomerático-arenosos canaliformes con geometría de gutter cast. C) Detalle del moteado por trazas de raíces en el techo de una arenisca rojiza. D) Grano redondeado de caliza oolítica que incluye miliólidos, rodeado por una matriz arenosa de grano grueso con fragmentos de bivalvos. E) Los granos de la arena están compuestos principalmente por fragmentos de ooides y cristales detríticos de dolomita.

➤ Cuerpos conglomerático-arenosos canaliformes (A3)

Son comunes en los tres últimos perfiles, con un carácter mucho más localizado que los cuerpos A2. Son, nuevamente, de color grisáceo y están compuestos por gravas de fábrica granosostenida, con una cantidad variable de matriz arenosa (facies Gcm). Por lo general, no presentan granoselección, y en caso de tenerla, esta tiende a ser positiva. Además, en menor medida, contienen intervalos de arenas masivas con cantos (facies Sm). Se disponen en cuerpos canaliformes de 0,5-1,5 m de espesor, con una continuidad lateral de 2-5 m. La base es completamente neta y erosiva, pudiendo mostrar *scour marks*, y el techo tiende a ser gradua (Fig. 6A). Su geometría puede variar en su grado de incisión, llegando a ser extraordinariamente incisiva. En estos casos corresponden a *gutter casts* (Fig. 6B; Myrow, 1994). Los cantos de estas facies son idénticos a los de los cuerpos conglomerático-arenosos previos, tanto en composición como en diámetro promedio, pero muestran una granoselección notablemente mejor.

Interpretación: representarían pequeños canales o *gullies*, rellenos por gravas y arenas retrabajadas provenientes de otros depósitos de más arriba del abanico, por ejemplo, de *debris-flows* (Blair, 2000; Moscariello, 2018). De esta manera, serían el resultado de las cicatrices de *bypass* que se observan en los cuerpos A2 anteriores. Su relleno se daría en unos pocos episodios y de manera rápida, a partir de flujos tractivos altamente energéticos, con arrastre de cantos. En caso de desarrollarse sobre un sustrato arcilloso, podrían dar lugar a la formación de canales con geometrías de *gutter cast* (Myrow, 1994).

➤ Lutitas, limolitas y areniscas tabulares ocre-rojizas (A4)

Son el conjunto mayoritario de los perfiles de Arroyo Tabanera, Plágaro y Necrópolis. Consiste en paquetes tabulares de hasta 10 m de espesor, formados principalmente por lutitas, que presentan intercalaciones de limolitas y areniscas en capas centimétricas a decimétricas. Las areniscas corresponden a litarenitas de grano medio a fino y tienen una composición similar a los cuerpos conglomerático-arenosos. Se disponen en cuerpos tabulares a ligeramente lenticulares, con un espesor que varía desde decimétrico hasta 1,5 m, y con bases y techos no demasiado definidos. Los intervalos tabulares de mayor potencia pueden estar internamente subdivididos en varios estratos, ocasionalmente con gradación normal y/o un *lag* de gravas (facies Gcm). Tanto las lutitas como las limolitas y areniscas son habitualmente masivas, contienen cantos dispersos que rondan el centímetro y presentan un color ocre a rojo intenso con un frecuente moteado de tonos

grises que da la impresión de formar trazas de raíces (hidromorfía; Fig. 6C). También presentan bioturbación en grados variables (facies Sm, Fm y/o Fr).

Interpretación: representan el depósito de flujos acuosos de energía moderada–baja y carácter expansivos sobre las zonas medias-distales de los abanicos aluviales, incluyendo zonas inter-abanico (Blair y McPherson, 1994; Moscariello, 2018). Estos depósitos quedarían expuestos durante periodos prolongados y experimentarían una importante oxidación, hidromorfía y bioturbación.

### 3.3.2. Asociación fluvial (B)

#### ➤ Cuerpos arenosos canaliformes (B1)

Abundan, sobre todo, en el Perfil de Carretera Trespaderne (tramos 6 y 14), y en menor medida en el de Arroyo Tabanera (tramos 2 y 4). Presentan un color grisáceo y, por lo general, tienen una continuidad lateral de 1-20 m y una potencia de hasta 2-3 m. En el sentido de Huerta (2006), su geometría canaliforme suele ser acintada (*ribbon*), con relaciones anchura/profundidad bajas (4/1 de media); localmente, adoptan una forma más lenticular, con relaciones anchura/profundidad más altas (Figs. 7A, B y C). A nivel interno, se caracterizan por estratificación difusa y discontinua, más evidente en su parte superior. Esta estratificación, generalmente horizontal, parece delimitar unidades de acreción vertical que, muy ocasionalmente, presentan sets de estratificación cruzada planar o en surco de escala decimétrica (Figs. 7B y C). Su techo está comúnmente afectado por bioturbación por raíces, llegando en algunos casos a exhibir una notable nodulización (Fig. 7A). Están formados por arenas de tamaño de grano medio a fino, eventualmente grueso (facies St, Sp y Sm), y en algunos casos muestran *lags* de gravas en la base (facies Gcm). Algunos ejemplos presentan una clara granoselección positiva. De forma localizada también incorporan estromatolitos a techo (punto de control del mapa del Anexo 1; Fig. 8A), oncolitos enteros o fragmentados, fragmentos carbonosos de plantas y bioturbación de insectos.

En lámina delgada, los granos de arena principalmente corresponden a extraclastos carbonatados subangulosos a subredondeados (40-80%) y a granos de cuarzo angulosos (20-60%), con muy poca matriz, lo que los clasifica como litarenitas. Su tamaño promedio oscila entre 500 y 100  $\mu\text{m}$ , mostrando una granoselección notable. Entre los extraclastos se reconocen restos transportados de foraminíferos (alveolinas y miliólidos), de placas de

equinodermos y de estromatolitos y oncolitos. Estos últimos tienden a ser significativamente mayores, alcanzando aproximadamente los 5 mm.

Interpretación: representan el depósito de corrientes tractivas canalizadas de baja sinuosidad a través de llanuras de inundación fluvial *sensu lato* y/o zonas distales de abanicos aluviales. La limitada interconexión entre los cuerpos, su espesor discreto y su relleno más o menos simple, sugieren una formación y actividad corta en el tiempo, culminando con una rápida avulsión, probablemente ligada a la migración lateral de la zona activa de flujos, mediante mecanismos de compensación sedimentaria (Miall, 1996; Huerta, 2006)

➤ Cuerpos arenosos tabulares (B2)

Se pueden encontrar en cualquiera de los cuatro perfiles estudiados, con una abundancia comparable a la de los cuerpos canaliformes. Son paquetes tabulares, eventualmente lenticulares, con espesores entre 1 y 1,5 m. Desarrollan una continuidad lateral de decenas de metros, presentando nuevamente un color grisáceo. Su base suele ser neta y varía desde neta y plana a ligeramente irregular, evidenciando cierto carácter erosivo. El techo tiende a ser más gradual. Están formados por areniscas de tamaño de grano medio a fino. Internamente pueden estar subdivididos en varios estratos de grosor decimétrico, que en ocasiones definen conjuntamente una granoselección negativa. Localmente se reconoce estratificación cruzada planar (facies Sp). Pueden mostrar bioturbación, generalmente hacia el techo, y a veces nodulización (facies Sm).

Composicionalmente son similares a las facies B1. En lámina delgada pueden ser tanto granosostenidas como no granosostenidas, y el tamaño de grano es, en promedio, ligeramente menor, pudiendo alcanzar un mínimo de 50  $\mu\text{m}$ . Esto dificulta reconocer con certeza la naturaleza de los extraclastos.

Interpretación: se trataría de depósitos de desbordamiento próximos a las zonas activas de canales. La información de que se dispone no permite discernir si se tratan de depósitos de dique de canal (*levees*) o de lóbulos de derrame (*crevasse splays*; Miall, 1996).

➤ Lutitas y limolitas ocre-amarronadas con areniscas en finos estratos (B3)

Este conjunto es el predominante en toda la asociación de facies fluvial. Consiste en paquetes de orden métrico, de hasta 15 m de espesor, compuestos principalmente por

lutitas con intercalaciones de limolitas y areniscas de espesores centimétricos a decimétricos. Las areniscas, de tamaño de grano fino y color grisáceo a ocre, son masivas y pueden o no encontrarse bioturbadas por raíces (facies Sm). Las lutitas y limolitas, en cambio, muestran características similares: son masivas, tienen un color ocre-amarronado con un moteado en tonos grises y rojizos que forma trazas subverticales atribuibles a raíces (hidromorfía), y además incluyen nódulos de carbonato cálcico dispersos de alrededor de 1 cm (facies Fm y/o Fr). Estos nódulos, algunos de los cuales tienen morfologías alargadas, como rizotúbulos, tienden a aumentar su tamaño y a converger verticalmente en capas, o gradar lateralmente a encrostramientos de carbonato (elemento B4), que se tratan a continuación.

Analizándolas en detalle, las areniscas muestran una composición idéntica a las de las facies B1 y B2. Por lo general, están sostenidas por la matriz y tienen un tamaño de grano de entre 50 y 100  $\mu\text{m}$ , llegando a incluir una fracción de tamaño de grano limo.

Interpretación: serían depósitos finos, característicos de zonas de llanura de inundación relativamente alejadas de las áreas ocupadas por canales fluviales activos. La abundancia de rasgos pedogenéticos, tales como bioturbación, hidromorfía y nódulización, indicaría la existencia de superficies estables a lo largo del tiempo, con importante colonización vegetal e intensa evaporación que eventualmente recibían depósitos finos a favor de *sheetfloods* esporádicos (Miall, 1996).

➤ Encrostramientos carbonatados (B4)

Aparecen de forma intermitente en los perfiles de Carretera Trespaderne y Arroyo Tabanera. Se trata de capas o encrostramientos de calizas con un espesor de hasta 0,5 m, morfología tabular y con una continuidad lateral de decenas de metros. Son de colores grisáceos claros y en ocasiones muestran un marmoleado con tonalidades rosadas y amarillentas. Por lo general, presentan una estructura interna nodular, a menudo con nódulos alargados verticalmente que preservan geometrías de raíces, es decir, rizotúbulos, y eventualmente desarrollan claras estructuras prismáticas (Figs. 7A, B y D).



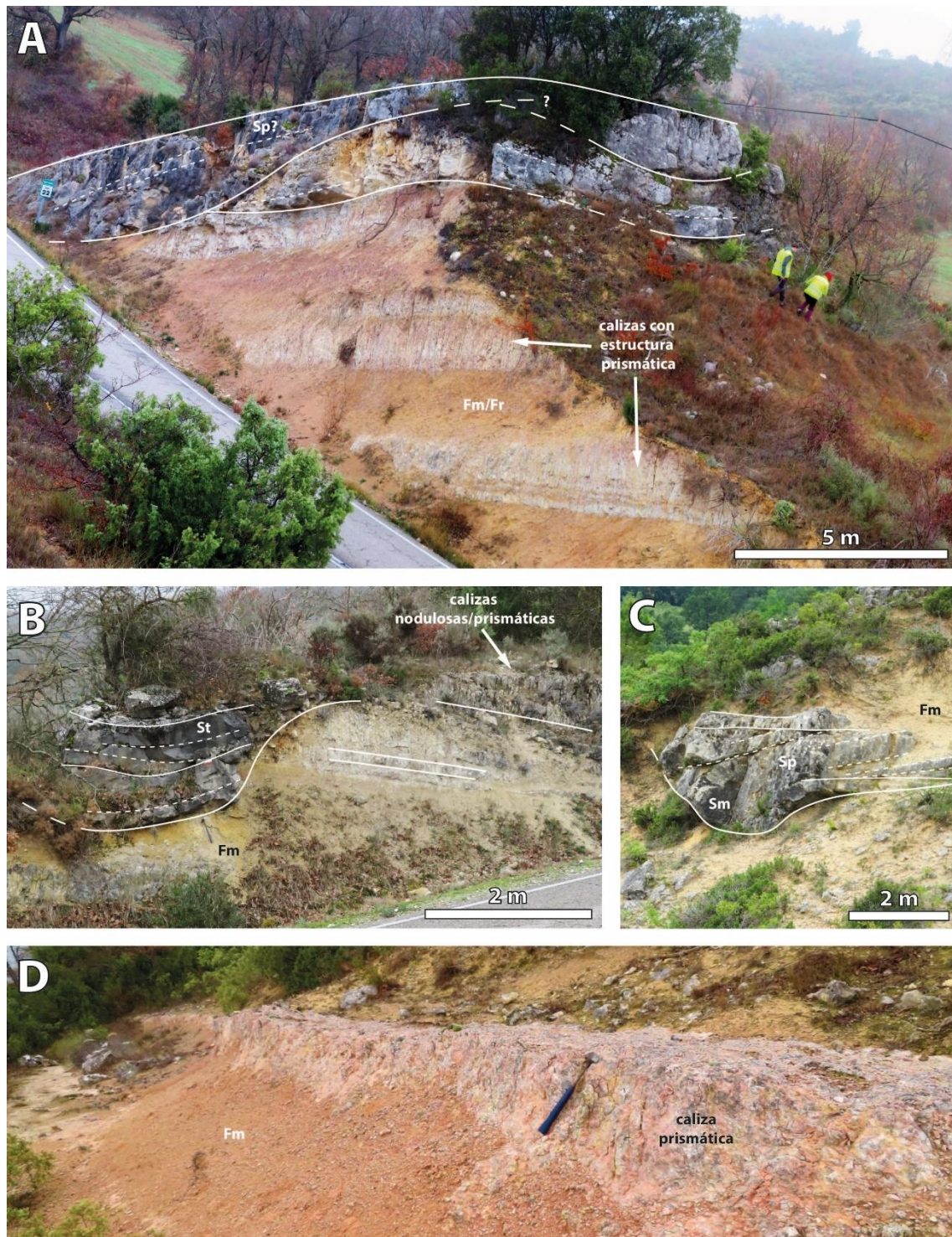


Figura 7. Fotografías de campo de la asociación fluvial. A) Amalgama compleja de cuerpos canaliformes. No se llega a discernir la estructura interna por la abundante bioturbación y nodulización. B) Cuerpo canaliforme acintado de muy baja relación anchura/profundidad. Es posible identificar un set de estratificación cruzada en surco en su interior. C) Cuerpo canaliforme acintado con un set de estratificación cruzada planar en su parte superior, mientras que la inferior es masiva. D) Detalle de una capa de caliza con estructura prismática y nodular, y marmoleado en colores rosados, amarillentos y grises. El martillo mide 33 cm.

Petrologicamente corresponden a calizas *mudstone* que contienen una fracción detrítica considerable, de tamaño de grano variable (desde arena a limo). La fracción detrítica es de la misma composición que los demás cuerpos detríticos y su tamaño máximo es de 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 8C). Ocasionalmente, en lámina delgada, se visualizan nódulos que oscilan alrededor de 500  $\mu\text{m}$ , con las zonas centrales teñidas de rojo, y pueden estar rodeados total o parcialmente por fracturas circumgranulares (Figs. 8B y C). También se reconocen grietas irregulares, probablemente asociadas a bioturbación por raíces, rellenas de calcita microesparítica a esparítica (Fig. 8B).

Interpretación: son depósitos asociados a la adición de cantidades importantes de bicarbonato y calcio, con precipitación de calcita de forma desplazante y/o reemplazante dentro de un sustrato previo, generalmente arcilloso-limoso, favorecido por las altas tasas de evaporación y/o evapotranspiración (Wright y Tucker, 1991). Todo ello implicaría el desarrollo en la llanura de inundación de lapsos de tiempo dominados por bajas tasas de sedimentación, que favorecerían la formación extensiva de paleosuelos carbonatados tipo calcreta (Alonso-Zarza, 2003; Huerta y Armenteros, 2005). Serían perfiles inmaduros que se equipararían a los estadios evolutivos II y III de Machette (1985).

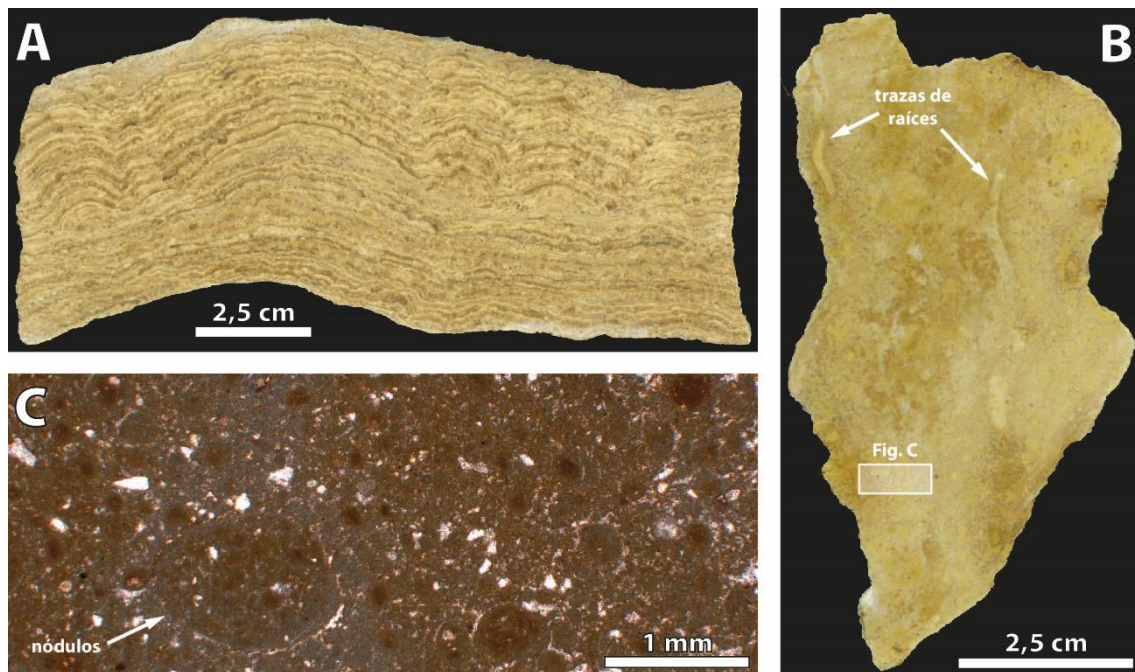


Figura 8. Fotografías de secciones pulidas y de lámina delgada de la asociación fluvial. A) Estromatolito encontrado a techo de un cuerpo arenoso canaliforme. B) Encostramiento carbonatado donde, además de trazas de raíces, se aprecia la variabilidad textural. C) Detalle de la textura nodular presente en la propia sección pulida de la Figura B. Se observa cómo los nódulos están total o parcialmente aislados por fracturas circumgranulares.

### 3.3.3. Asociación de playa (C)

Esta asociación comparte una notable similitud con la asociación fluvial, lo que permite considerarla como representativa de un subambiente de ésta. Por lo tanto, algunos de los elementos arquitecturales que incluye son similares a los mencionados anteriormente. Sin embargo, existen algunas diferencias sustanciales que permiten considerarla como una categoría aparte.

#### ➤ Cuerpos arenosos canaliformes (C1)

Son equivalentes a los cuerpos canaliformes de la asociación fluvial, aunque alcanzan menor desarrollo y afloran de manera dispersa. En general, se trata de cuerpos con morfología lenticular poco acentuada, que presentan bases cóncavas y espesores que no superan 0,5 m. Localmente, también se han reconocido algunos ejemplos de cuerpos similares a los mencionados anteriormente, de morfología acintada y relaciones anchura/profundidad muy bajas (2/1 de media), y con espesores promedio de hasta 2 m. En relación a su estructura interna, solamente en los casos de morfología acintada es posible discernir una estratificación interna horizontal o cruzada, que generalmente es evidente en la parte superior de los cuerpos, separando estratos decimétricos a métricos masivos. Los cuerpos de morfología más lenticular son esencialmente masivos. Todos ellos están formados por arena de grano medio a fino que se ordena con granoselección normal (facies Sm). Litológicamente, son muy similares a los depósitos detríticos de la asociación fluvial.

Interpretación: corresponden a depósitos de flujos tractivos generalmente poco encauzados, de muy baja sinuosidad, desarrollados sobre una llanura de inundación estable. Estos canales se formarían y rellenarían en unos pocos episodios o de manera súbita, sin tener una actividad prolongada (Miall, 1996). La escasa capacidad de incisión de la mayoría de los canales sugiere un medio de depósito próximo al nivel de base de los sistemas de toda la zona.

#### ➤ Cuerpos arenosos tabulares (C2)

Son abundantes en todos los perfiles, siendo más numerosos que los cuerpos canaliformes. Pueden constituir estratos aislados de 0,25 a 1,5 m o paquetes formados por múltiples estratos de hasta 2 m de espesor. Usualmente presentan morfologías tabulares, con una continuidad lateral de algunas decenas de metros, y en ocasiones adoptan formas

cuneiformes. Sus bases son planas, y en algunos casos ligeramente irregulares, mientras que el techo es gradual y esencialmente plano. Siempre son masivos, presentan bioturbación por raíces en diversos grados y rara vez muestran granoselección positiva (facies Sm). Están compuestos por areniscas de grano medio a fino, que litológicamente no presentan diferencias significativas en comparación con los cuerpos arenosos fluviales mencionados anteriormente, pudiendo ser tanto granosostenidas como no granosostenidas.

Interpretación: depósitos asociados a flujos expansivos que alcanzarían una llanura de inundación relativamente estable y que formarían acumulaciones de geometría en planta lobulada. Los flujos generadores se producirían, esencialmente, por desbordamientos desde zonas canalizadas y darían lugar a depósitos similares a los *terminal splays* (Miall, 1996; Fisher *et al.*, 2008). Ello también indicaría una posición próxima al nivel de base de los sistemas de dispersión en la zona.

➤ Lutitas y limolitas beige-amarillentas con areniscas en estratos delgados (C3)

Constituyen el conjunto predominante en esta asociación. Forman paquetes de espesor métrico, donde las lutitas son predominantes, y presentan intercalaciones de capas limolitas y areniscas en capas centimétricas a decimétricas. Las areniscas, de tonalidad beige a grisácea, masivas y con un tamaño de grano fino, presentan ocasionalmente bioturbación por raíces (facies Sm). Las lutitas y limolitas son masivas y muestran una tonalidad que va desde el beige hacia el amarillento o gris claro. En todas ellas son comunes el moteado y bioturbación por raíces (facies Fm y/o Fr). Suelen contener una cantidad considerable de nódulos de carbonato cálcico, algunos con forma de raíces, rizotúbulos, con diámetros de 1 cm y longitud de algunos pocos centímetros. Habitualmente, los nódulos convergen hacia arriba hasta formar estratos o encostramientos de calizas.

Interpretación: representan el conjunto de depósitos finos de la llanura de inundación, una zona sujeta a *sheetfloods* distales de forma ocasional. Durante los períodos de estabilidad en la llanura, estos depósitos experimentarían colonización vegetal y procesos de pedogénesis más o menos intensa (Miall, 1996).

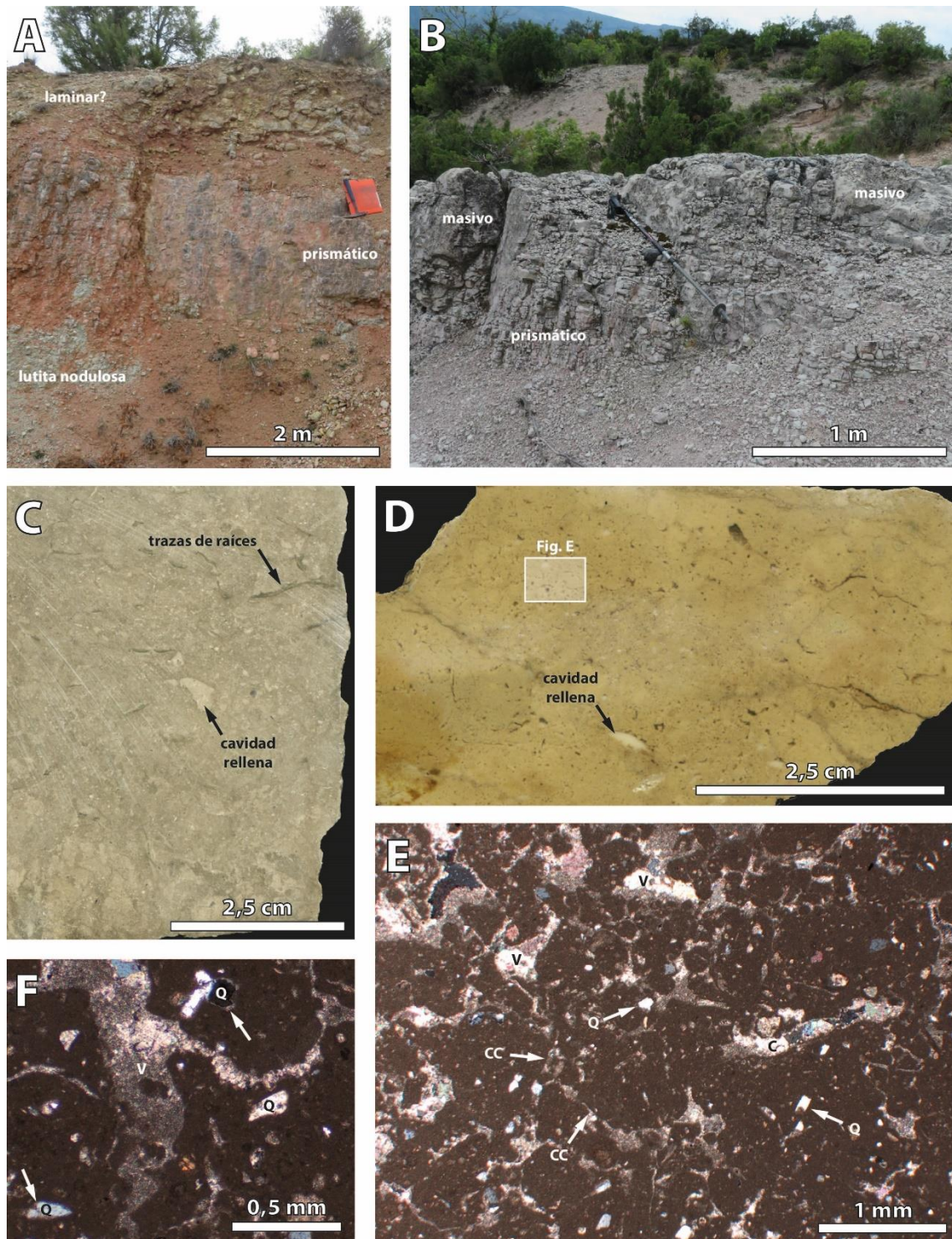


Figura 9. Fotografías de campo, sección pulida y lámina delgada de las calizas y encostramientos carbonatados de la asociación de playa. A) Se observa cómo las lutitas nodulosas gradan verticalmente a un horizonte prismático y, posteriormente, a uno laminar. B) Un horizonte masivo se dispone sobre uno prismático, coronando el paquete. El contacto entre ambos es muy irregular. C) Porosidad de cavidad y por trazas de raíces rellena. D) Se aprecia la variabilidad textural, además de cavidades rellenas y otras fracturas. E) Detalle de la textura "grumosa" presente en la Figura D. F) Detalle de cómo algunos granos de cuarzo están siendo sustituidos por calcita microesparítica. Q: cuarzo; V: porosidad de cavidad; C: porosidad de canal (por raíces); CC: grietas circumgranulares.

➤ Calizas y encostramientos carbonatados (C4)

Sin duda, constituyen el elemento más distintivo de la asociación de facies de playa. Son abundantes y están bien desarrolladas en prácticamente todos los perfiles, pero especialmente en el sector noroeste (perfiles Plágaro y Necrópolis). Se trata de cuerpos sedimentarios de hasta 3 m de espesor que suelen extenderse lateralmente desde cientos de metros a kilómetros. Algunos de dichos cuerpos son muy compactos, apareciendo como barras calizas prominentes en la topografía que se extienden en algún caso hasta 5,5 km en la lateral. Suelen aparecer intercaladas o en tránsito lateral gradual a intervalos de lutitas beiges-amarillentas (Fig. 9A). Su techo es generalmente neto, dando paso más o menos brusco a lutitas, limolitas y/o cuerpos y capas arenosas de la misma asociación. Los intervalos carbonatados suelen ser de color grisáceo, aunque en algunos casos llegan a presentar un moteado en tonos amarillos y rosados, a modo de marmoleado. Exhiben estructuras predominantemente nodulares, con nódulos que se alargan verticalmente siguiendo morfologías de raíces, llegando a formar estructuras prismáticas más compactas. También pueden evolucionar a masivas e incluso mostrar, en algunos casos puntuales, una laminación irregular y difusa en la parte más superior (Fig. 9A y 9B).

Petrológicamente, son calizas con textura *mudstone* que incorporan, con frecuencia, una fracción detrítica arenosa a limosa, compuesta principalmente por granos de cuarzo de hasta 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 9E). Estos granos pueden estar rodeados por un borde de microesparita, lo que parece indicar una sustitución y, por lo tanto, que son relictos (Fig. 9F). En ningún caso se han identificado fósiles ni ningún otro tipo de aloquímico. Se reconocen diversos tipos de porosidad, cavidad (*vug*), por raíces (*channel*) y grietas circumgranulares, generalmente rellena de calcita esparítica a microesparítica, que localmente presenta rellenos geopetales (Figs. 9C, D, E y F). Las microfracturas proporcionan a la matriz micrítica una textura “grumosa” (Figs. 9D y E).

Interpretación: en su mayoría se trata de depósitos carbonatados o mixtos interpretables como calcretas pedogénicas, nodulares o masivas, desarrolladas por la introducción de carbonato y calcio que precipita como calcita de forma desplazante y/o reemplazante dentro de depósitos finos de llanura de inundación o aluvial distal (Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza y Arenas, 2004). Su formación se produciría en periodos o momentos de disminución marcada del aporte fluvial o aluvial, y acercamiento del nivel freático a la superficie jalonado por episodios de fuerte

evaporación. No se descarta, en algún caso, la precipitación de calcita dentro de un cuerpo de agua somero y efímero. Consecuentemente, junto con condiciones semiáridas o eventualmente áridas, se incrementaría la evaporación y evapotranspiración del suelo, favoreciendo así la precipitación de calcita (Huerta y Armenteros, 2005; Armenteros y Huerta, 2006). Los perfiles de desarrollo que muestran las barras calizas evidencian desarrollo prolongado y cierto grado de madurez, siendo comparables con el estadio IV de Machette (1985) debido a la presencia de horizontes masivos y laminares; aunque las más frecuentes son las calcretas inmaduras (estadios II y III).

#### **3.4. Paleocorrientes**

En la asociación aluvial, las medidas de paleocorrientes se han determinado empleando el eje de los cuerpos conglomerático-arenosos canaliformes y/o sus *scour marks* o *casts*. En ciertos casos, también se han considerado las imbricaciones de cantos presentes en cuerpos conglomeráticos. En las asociaciones fluvial y playa, se han considerado las elongaciones de los ejes de los cuerpos canaliformes acintados. El sentido se dedujo a partir de la estratificación cruzada interna. Las paleocorrientes cercanas iguales se combinaron (Fig. 10).

Se observa cómo las paleocorrientes despegan desde el borde norte de la cuenca con un sentido de transporte hacia N200E y N210E en la asociación aluvial. Progresivamente van adoptando un sentido hacia el sureste en las asociaciones fluvial y de playa, llegando finalmente a alrededor de N130E y N150E, en los afloramientos que definen el eje de la cuenca sinclinal (afloramientos del Perfil de Cerretera Trespaderne).

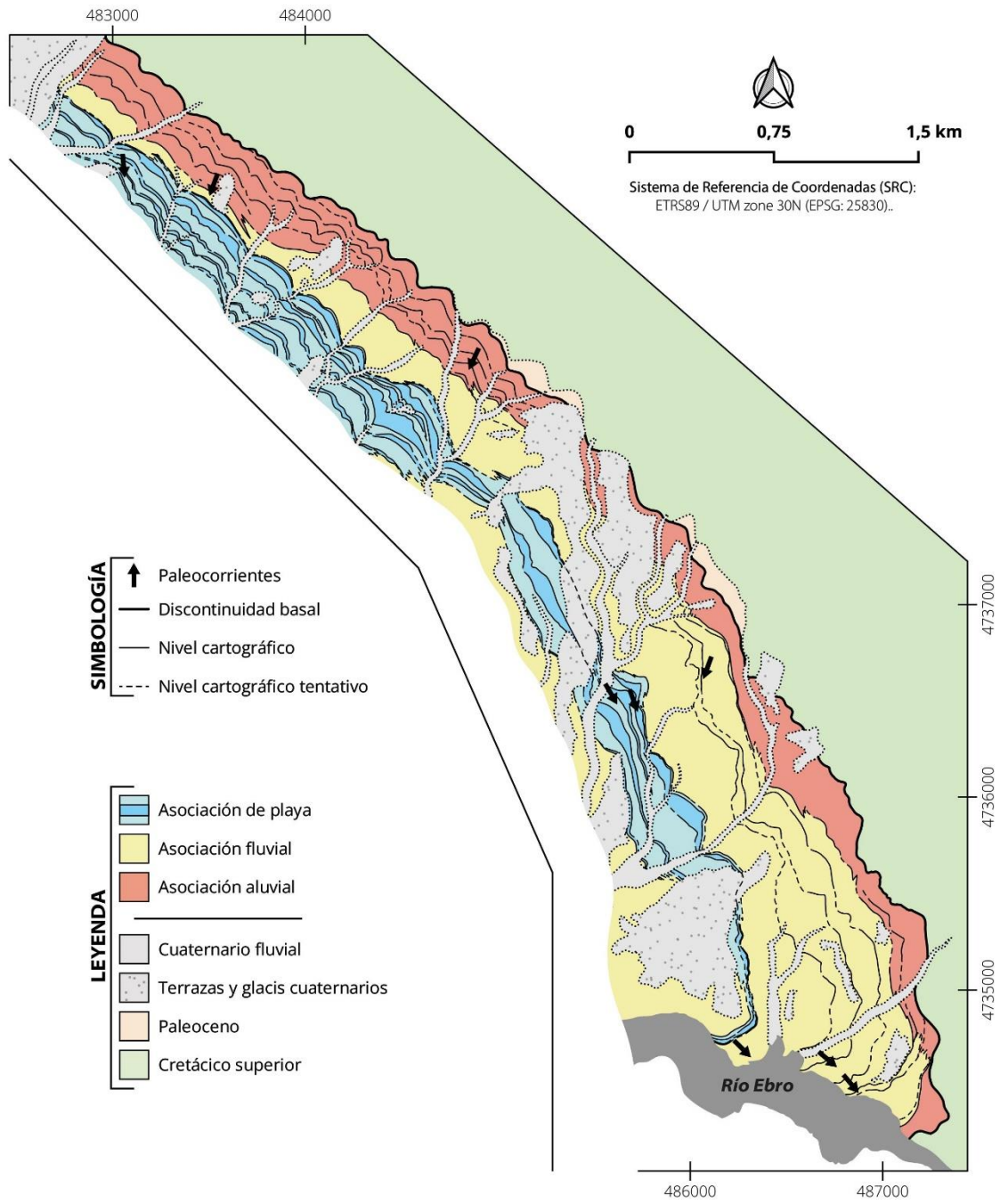


Figura 10. Mapa geológico simplificado del Anexo 1 con la representación de las paleocorrientes medidas.



## 4. DISCUSIÓN

En este capítulo, se busca la integración de todos los datos extraídos de la cartografía, estratigrafía, sedimentología y análisis de paleocorrientes, junto con algunos de los trabajos previos de la Cuenca de Villarcayo. Para comenzar, se planteará un modelo sedimentario, luego se abordará la evolución paleogeográfica y, finalmente, se tratará de inferir los controles tectónicos y climáticos en la evolución del sistema.

### 4.1. Modelo sedimentario

Partiendo con la asociación de facies A, esta representa abanicos aluviales marginales de pequeña escala, con un radio no superior a 1 km, que se encontrarían adosados al margen norte de la cuenca, transportando sedimentos hacia el sur-suroeste (Fig. 11). Estarían dominados por procesos de flujos en masa, principalmente *debris-flows*, encajando así muy bien con uno de los modelos de Blair y McPherson (1994). En la zona proximal de los abanicos, los flujos serían principalmente acuosos con una gran carga de sedimento, no estarían canalizados y serían altamente energéticos y caóticos, correspondiendo probablemente a flujos hiperconcentrados (Blair y McPherson, 1998). Hacia las partes medias y distales, pasarían a organizarse como flujos esencialmente gravitacionales de tipo *debris-flow*, dejando depósitos más expansivos y de morfología lobular en planta. A las zonas distales y de inter-abanico, solo llegarían flujos hídricos no confinados y relativamente poco energéticos. Los depósitos de las partes proximales y medias sufrirían habitualmente un retrabajamiento, con el desarrollo de pequeños canales erosivos asociados a procesos de *gullying* (Blair y McPherson, 1994; Moscariello, 2018). Mediante tránsito gradual e interdigitación los abanicos aluviales marginales darían paso hacia el suroeste al sistema fluvial representado por la asociación de facies B. Esta se interpreta principalmente como representativa de la parte media-distal de un sistema de dispersión mayor que se localizaría varios kilómetros al noroeste de la zona de estudio (Fig. 11; Martín Alafont *et al.*, 1977; Olivé Davo *et al.*, 1978 y 1980; Dreikluft, 1996) aunque no se descarta que una parte sustancial de la asociación de facies B corresponda a depósitos distales de los abanicos marginales de procedencia septentrional.

En conjunto, las facies de la asociación B caracterizan un sistema fluvial con llanuras de inundación relativamente extensas, atravesadas por cauces fluviales efímeros con marcada polaridad hacia el sureste, hacia la zona de charnela del sinclinal (Fig. 11). De acuerdo a su geometría y relleno, los canales tendrían una baja sinuosidad, serían de poca

anchura y bastante incisivos. Tendrían un funcionamiento muy irregular y episódico, que culminaría con un abandono por avulsión relativamente rápido, presumiblemente ligado a procesos de compensación sedimentaria bajo un régimen de descarga muy irregular (Miall, 1996; Huerta, 2006). En las zonas proximales y distales de las llanuras de inundación adyacentes, los depósitos de desbordamiento proximales y distales a las zonas de canal experimentarían bioturbación por colonización vegetal y una pedogénesis más o menos intensa, principalmente durante los períodos de menor descarga y aporte detrítico. Dichos períodos de baja sedimentación serían recurrentes y estarían representados por los niveles y capas de encostramientos carbonatados, atribuibles a calcretas inmaduras (Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Huerta y Armenteros, 2005).

En la parte más distal del sistema, asentada en la zona de charnela del sinclinal, el sistema fluvial daría paso a un subambiente de playa, es decir, a una llanura de inundación más estable y casi de nula pendiente (Fig. 11). Correspondería a una zona donde los depósitos detríticos de grano grueso-medio solo llegarían esporádicamente, mediante flujos canalizados o expansivos de moderada-baja energía. Los pequeños cauces fluviales presentes en esta zona tendrían una capacidad de incisión muy limitada, con una actividad muy limitada en el tiempo. Esto, junto con la presencia de depósitos expansivos y lobulares, ya sea debido a desbordamientos de los pocos flujos canalizados o a su debilitamiento e infiltración, indicaría que la superficie sedimentaria estaría próxima al nivel de base del sistema de dispersión general. Por tanto, sería una zona en la que fundamentalmente dominaría la agradación sedimentaria (Miall, 1996). Sin embargo, la sedimentación sería frecuentemente interrumpida, lo que causaría un importante desarrollo de calcretas maduras e inmaduras debido al consecuente aumento del nivel freático y las altas tasas de evaporación y evapotranspiración (Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003). En algún momento, el nivel freático podría haber intersecado con la superficie, creando un cuerpo de agua somero más o menos extenso (Huerta y Armenteros, 2005, Armenteros y Huerta, 2006), que en nuestro caso no se ha logrado identificar.

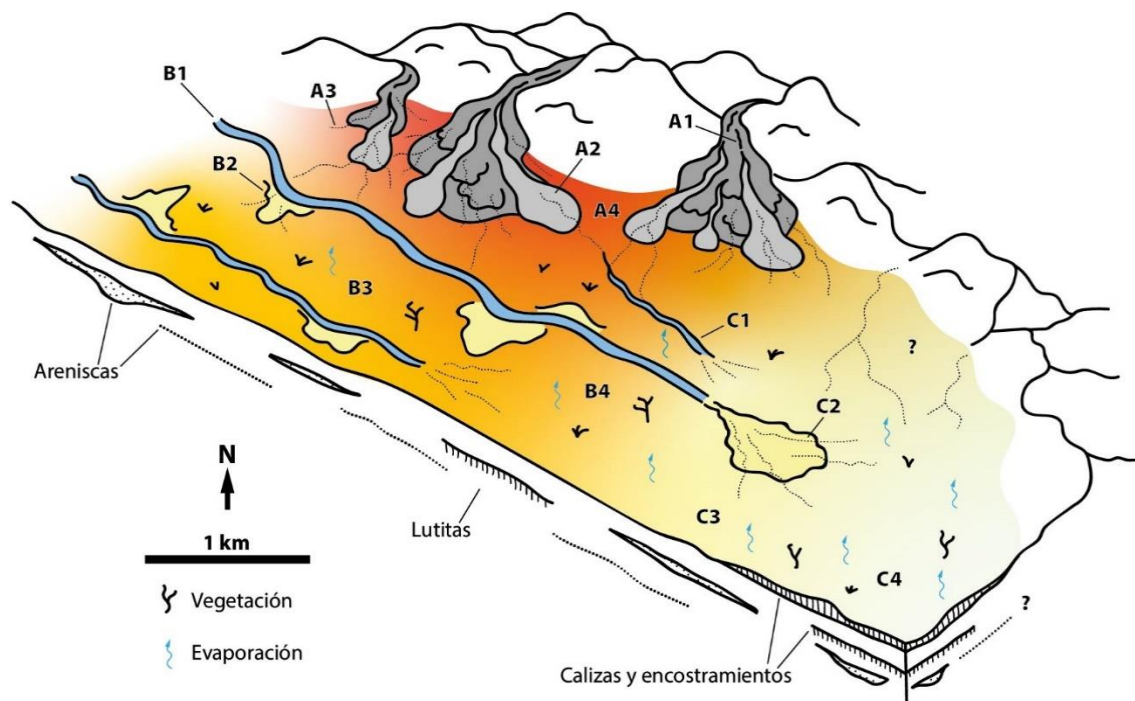


Figura 11. Modelo sedimentario interpretado para los depósitos del área de estudio. A1-A4: elementos de la asociación aluvial; B1-B4: elementos de la asociación fluvial; C1-C4: elementos de la asociación de playa. Estos elementos arquitecturales se encuentran descritos e interpretados en el apartado de sedimentología.

## 4.2. Evolución paleogeográfica

Aunque no se dispone de datos precisos de edad para realizar una reconstrucción precisa de la evolución paleogeográfica del área de estudio, gracias al panel de correlación se pueden identificar dos grandes etapas: una previa y otra posterior a la inflexión en la tendencia sedimentaria reconocida en la parte superior de los perfiles (Fig. 4).

### ➤ Etapa previa a la inflexión

Los abanicos aluviales comienzan a desarrollarse muy cerca de charnela del sinclinal, desde el margen norte, en dirección sur-sureste y oeste, evolucionando hacia un sistema fluvial o aluvial distal de dimensiones bastante limitadas (Fig. 12). Conforme la zona de charnela se llena, los abanicos aluviales van retrogradando y/o relevándose hacia el noroeste, dando lugar a un sistema fluvial cada vez más desarrollado que culmina en el área de cierre del sinclinal. Justo en el momento previo a la inflexión, se logra desarrollar un ambiente de playa en la parte más distal del sistema fluvial, en el sector sureste del área de estudio (Fig. 12A). Este contexto es el que se representa en el modelo sedimentario del apartado anterior (Fig. 11).

➤ Etapa posterior a la inflexión

El subambiente de playa comienza a expandirse y desplazarse hacia el noroeste por la entrada de un nuevo aporte fluvial, presumiblemente de componente norte o noroeste, que podría provenir tanto del flanco sur como de la propia zona de charnela del sinclinal. Sincrónicamente se da un brusco desplazamiento de los sistemas aluvial y fluvial de origen noroeste, lo que se interpreta como una reorganización de la red de drenaje de este sector de la cuenca (Fig. 12B).

Aunque no se hayan interceptado paleocorrientes con sentido norte o noroeste en la parte superior de la inflexión, lo que se observa en el panel de correlación podría sugerir ese comportamiento (Figs. 4 y 10). Para confirmar esta hipótesis, sería necesario realizar un número mayor de medidas de paleocorrientes, así como extender el estudio a los afloramientos equivalentes a la sucesión estudiada al sur del Río Ebro, que caracterizarían el borde sur de la cuenca de sedimentación.

### **4.3. Controles alocíclicos**

#### 4.3.1. Tectónica

El control tectónico durante la sedimentación de la serie estudiada debería ser particularmente significativo, ya que se trata de una cuenca compresiva y estrecha que, durante el Oligoceno y Mioceno inferior-medio, experimentaría intensos cambios que culminarían en su configuración actual de cuenca sinclinal deformada (Dreikluft, 1996; Hernaiz Huerta y Solé Pont, 2000).

La evolución general granodecreciente de la serie, con un paso vertical de un sistema aluvial a uno fluvial y finalmente a uno de playa, indica una paulatina disminución de las relaciones entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario, es decir, de la actividad tectónica (Huerta *et al.*, 2011; Valero *et al.*, 2015). Como resultado de esta disminución, se produciría la colmatación del sector sureste de la Cuenca de Villarcayo.

La inflexión observada en la parte superior de los perfiles, interpretada en el apartado anterior como una reorganización de la red de drenaje del sector sureste de la cuenca, se debería indudablemente a causas tectónicas, específicamente a un mayor levantamiento del flanco sur en comparación con el del norte. Podría deberse a un ligero basculamiento de la lámina cabalgante que transporta la cuenca; no obstante, este movimiento, aun

siendo mínimo, implicaría la formación de una discordancia, que no se ha llegado a identificar. A nivel tentativo, se interpreta que tal discordancia puede corresponder a la que separa la sucesión estudiada del conjunto suprayacente, ya documentada en las cartografías del plan MAGNA (Olivé Davó *et al.*, 1978 y 1980).

No se puede determinar con certeza si las variaciones a menor escala, a nivel secuencial, dentro de las litofacies B y C obedecen a un control tectónico o climático. Sin embargo, debido a la asimetría que presentan la gran mayoría, se podrían asignar a un tectonismo de alta frecuencia.

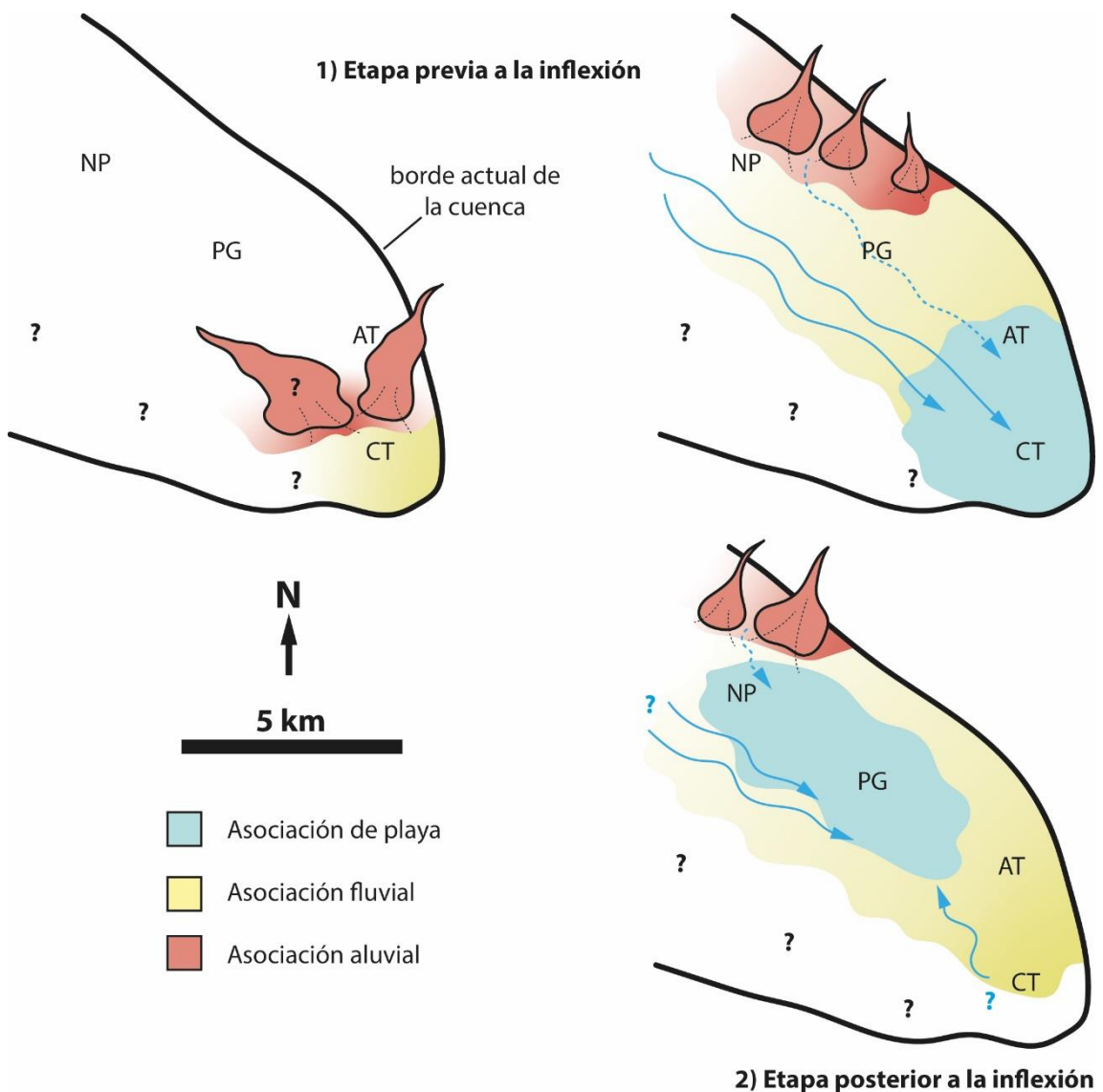


Figura 12. Mapas paleogeográficos esquemáticos que ilustran la etapa previa y posterior a la inflexión registrada.

#### 4.3.2. Clima

Los depósitos de abanicos aluviales no son buenos indicadores paleoambientales, a pesar de que en el pasado se utilizase con frecuencia la distinción entre abanicos húmedos y áridos (Schumm, 1977); serían equivalentes a los dominados por procesos de flujos hídricos y en masa, respectivamente, de Blair y McPherson (1994). Por ende, el hecho de que los abanicos estudiados estén mayoritariamente dominados por procesos de flujos en masa, especialmente *debris-flows*, no es en sí mismo indicativo de un clima árido.

No obstante, las calcretas presentes tanto en el ambiente fluvial como en el de playa son excelentes indicadores paleoambientales. El significativo desarrollo de calcretas en estos dos ambientes indica condiciones climáticas áridas a semiáridas (Wright y Tucker, 1991). El análisis de isótopos estables de O y C en estas calcretas aportaría mayor información sobre el paleoclima, la paleovegetación y la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> (Alonso-Zarza, 2003).

### 5. CONCLUSIONES

El estudio estratigráfico y sedimentológico de la sucesión de edad Oligoceno medio-Mioceno inferior en el flanco norte del sector suroriental de la Cuenca de Villarcayo ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

- 1) El levantamiento de 4 perfiles estratigráficos de entre 197 y 363 m ha permitido diferenciar y cartografiar detalladamente 3 litofacies cualitativas, equivalentes a asociaciones de facies, junto a un minucioso seguimiento de líneas de capa.
- 2) El seguimiento de líneas de capa ha permitido diferenciar niveles cartográficos que se han clasificado en tres niveles en función de su continuidad lateral, calidad y fiabilidad. Estos niveles han servido para realizar la correlación de los perfiles, después de sintetizarlos a una escala manejable.
- 3) En la correlación, además de una evolución vertical granodecreciente y de un progresivo *onlap* de la serie contra el borde norte de la cuenca, en la parte superior se ha identificado una sutil inflexión que da lugar a un granocrecimiento. Este último hace desplazar el cinturón de litofacies bruscamente hacia el noroeste, dando nuevas relaciones estratigráficas.
- 4) El estudio sedimentológico de cada asociación ha permitido interpretar un sistema aluvial dominado por flujos en masa, un sistema fluvial con canales efímeros y

esporádicos dominado por llanuras de inundación, y una playa, a modo de subambiente fluvial distal, con un desarrollo extensivo de calcretas.

- 5) Este último, junto con el estudio de las paleocorrientes, indica que el sistema aluvial se encontraría en una posición marginal en relación con el sistema fluvial de origen noroeste. Este último fluiría a lo largo de la zona axial del sinclinal hacia el sector sureste de la cuenca, donde daría paso a un subambiente de playa.
- 6) La sutil inflexión detectada en el panel de correlación señala la diferencia entre dos estadios. El primero se caracteriza por una colmatación progresiva del sector sureste de la cuenca, culminando en el desarrollo de un ambiente de playa. El segundo está marcado por la entrada de un nuevo aporte fluvial, aparentemente de componente norte, que desplazaría todos los ambientes previos hacia el noroeste. Este nuevo aporte implicaría una reorganización de la red de drenaje en este sector de la cuenca debido a causas tectónicas.
- 7) El significativo desarrollo de calcretas en las asociaciones fluvial y de playa sugiere un contexto climático semiárido a árido.

## **6. REFERENCIAS**

- Alonso-Zarza, A.M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4): 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M. y Arenas, C. (2004): Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, 167(1-2): 91-108.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1996): Late Oligocene-Early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: facies models and structural controls. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21: 277-296.
- Armenteros, I. y Huerta, P. (2006): The role of clastic sediment influx in the formation of calcrete and palustrine facies: a response to paleographic and climatic conditions in the southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain). En: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, eds.). Geological Society of America's Special Papers 416, Boulder, 119-132.

- Belenguer Oliver, J., Ferrer, O. y McClay, K. (2021): El Diapiro de Salinas del Rosío (Cuenca Vasco-Cantábrica). En: X Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 18: 38.
- Blair, T.C. (2000): Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132(3-4): 233-262.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3): 450-489.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1998): Recent debris-flow processes and resultant form and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5): 800-818.
- Cámara, P. (2017): Salt and Strike-Slip Tectonics as Main Drivers in the Structural Evolution of the Basque-Cantabrian Basin, Spain. En: *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins* (J.I. Soto, J.F. Flinch y G. Tari, eds.). Elsevier, *Ámsterdam*, 371-393.
- Carreras Suárez, F., del Olmo Zamora, P. y Ramírez del Pozo, J. (1978): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 109 (Villarcayo) y memoria. IGME, Madrid. 45 p.
- Civis, J. (2004): Capítulo 6: Cuencas cenozoicas. En: *Geología de España* (J.A. Vera ed.). SGE-IGME, Madrid, 530-586.
- Dreikluft, A. (1996): Die fazielle Entwicklung des kontinentalen Tertiärs in den Becken von Medina de Pomar und Miranda-Trevino (Nordspanien): Alluviale Fächer, "braided river", lakustrin-palustrine Abfolgen und Paläobodenbildung. Tesis Doctoral, Universidad de Friburgo, 473 p.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks - A Symposium* (W.E. Ham, ed.). *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 108-121.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NW Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730-781.



- Fisher, J.A., Krapf, C.B., Lang, S.C., Nichols, G.J., y Payenberg, T.H. (2008): Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology*, 55(6): 1915-1930.
- Hernaiz Huerta, P.P. y Solé Pont, J. (2000): Las estructuras del diapiro de Salinas de Rosío y del alto de San Pedro-Iglesias y sus implicaciones en la evolución tectónica de la transversal burgalesa de la Cordillera Vascocantábrica-Cuenca del Duero. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4): 471-486.
- Huerta, P. (2006): El Paleógeno de la cuenca de Almazán. Relleno de una cuenca *piggyback*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 340 p.
- Huerta, P. y Armenteros, I. (2005): Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: a response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 177(3-4): 253-270.
- Huerta, P., Armenteros, I. y Silva, P.G. (2011): Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology*, 58(7): 1716-1736.
- IGME (en línea): GEODE - Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España (fecha de consulta: 14/07/2023). Disponible en: <<https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode.aspx>>
- Machette, M.N. (1985): Calcic soils of southwestern United States. En: *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States* (D.L. Weide, ed.). Geological Society of America's Special Papers 203, Boulder, 1– 22.
- Martín Alafont, J.M., Ramírez del Pozo, J. y Carreras Suárez, F.J. (1977): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 110 (Medina de Pomar) y memoria. IGME, Madrid. 45 p.
- Miall, A.D. (1996): *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Heidelberg, 582 p.
- Montes Santiago, M.J, Alonso Gavilán, G. y Dabrio, C.J. (1989): Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico terminal-Paleógeno del borde suroeste de la Cuenca de Villarcayo (Burgos). *Stvdia Geológica Salmanticensia*, volumen especial 5: 71-87.

- Moscariello, A. (2018): Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. En: *Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives* (D. Ventra y L.E. Clarke, eds.). Geological Society's Special Publications 440, Londres, 215-243.
- Muñoz, J.A. (2019): Alpine Orogeny: Deformation and Structure in the Northern Iberian Margin (Pyrenees s.l.). En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (C. Quesada y J.T. Oliveira, eds.). Volume 3: *The Alpine Cycle* (J. Vergés y J.C. Kullberg, coords.). Springer, Berlín, 433-451.
- Myrow, P.M. (1992): Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6): 992-1007.
- Olivé Davó, A., Aguilar Tomás, M. y Ramírez del Pozo, J. (1980): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 136 (Oña) y memoria. IGME, Madrid. 43 p.
- Olivé Davó, A., Ramírez del Pozo, J. y Riba Arderiu, O. (1978): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 137 (Miranda de Ebro) y memoria. IGME, Madrid. 45 p.
- Pedrera, A., García-Senz, J., Peropadre, C., Robador, A., López-Mir, B., Díaz-Alvarado, J. y Rodríguez-Fernández, L.R. (2021): The Getxo crustal-scale cross-section: Testing tectonic models in the Bay of Biscay-Pyrenean rift system. *Earth-Science Reviews*, 212: 103429.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1973): *Sand and Sandstones*. Springer, Nueva York, 618 p.
- Pujalte, V. (2013): La cuenca de recepción como factor de control en el desarrollo y degradación de abanicos aluviales: ejemplos recientes, sub-recientes y antiguos. *Geogaceta*, 54: 23-26.
- Schumm, S.A. (1977): *The fluvial system*. Wiley, Nueva York, 338 p.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. y Kim, B.C. (1999): Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *The Journal of Geology*, 107(1): 111-132.

Valero, L., Huerta, P., Garcés, M., Armenteros, I., Beamud, E. y Gómez-Paccard, M. (2015): Linking sedimentation rates and large-scale architecture for facies prediction in nonmarine basins (Paleogene, Almazán Basin, Spain). *Basin Research*, 27: 1-20.

Wright, V.P. y Tucker, M.E. (1991): Calcretes: an introduction. En: *Calcretes* (V.P. Wright y M.E. Tucker, eds.). International Association of Sedimentologists Reprint Series 2, Blackwell, Oxford, 1-22.