

Modelo sedimentario y evolución
tectosedimentaria de los materiales cenozoicos
localizados al sur de Galve



Roberto Deacon Sebastián

Índice

| | |
|--|----|
| 1. Abstract..... | 2 |
| 2. Introducción..... | 2 |
| 2.1. Localización geográfica y geológica..... | 3 |
| 2.2. Objetivos..... | 5 |
| 2.3. Antecedentes..... | 5 |
| 2.4. Metodología..... | 6 |
| 3. Estratigrafía..... | 7 |
| 3.1. Descripción de las columnas..... | 7 |
| 3.2. Litología y unidades cartografiables..... | 15 |
| 4. Tectónica..... | 18 |
| 5. Discusión de resultados..... | 21 |
| 5.1. Reconstrucción paleoambiental..... | 21 |
| 5.2. Evolución paleogeográfica y tectónica de la cuenca..... | 22 |
| 6. Conclusiones..... | 23 |
| 7. Bibliografía..... | 24 |

1. Abstract

To the South of the village of Galve, in the Spanish province of Teruel, there lies a deposit of Cenozoic-aged sedimentary materials, predominantly conglomerates and clay-type rocks. The precise nature and origin of these deposits has not yet been studied profusely, and so now this work attempts to shine a light on these materials.

From a sedimentologic and stratigraphic point of view, these materials consist of two main lithologies: conglomerates and fine-grain deposits. The latter are mostly homogeneous in appearance across the studied area and are predominantly found in the eastern-lying deposits, presenting an orange colour and frequently hidden by vegetation, usually grasses or low-lying shrubs. The former form the bulk of the westernmost deposits, consisting of varying-sized grains of limestone found in tightly-bound structures, with little matrix, that is frequently calcified. The distribution and nature of these deposits indicate they belong to alluvial fans stemming from the older limestone rocks in the surrounding hills, stemming from the Southwest of the area and with more distal facies towards the North and the East. This distribution has also permitted the construction of a map of the area showing the distribution of different lithologies.

From the tectonic standpoint, the deposits are embedded in the alpine structure of the Iberian Chain and are in fact partially affected by the compression that caused the rise of said mountain chain. The relationships between the fold structures present in the underlying Mesozoic rocks and those structures that affect the more modern rocks permit the identification of a temporal window in which the alluvial fans were deposited, moving the old estimate of Oligocene-aged deposits to a more recent Early Miocene, based on the interfering patterns of the deposits with two directions of folding, one that has been eroded by the fan's deposits that dates from the end of the Oligocene, and another group of folds that affect the deposits, dating from the Early Miocene.

2. Introducción

Al sur del municipio de Galve afloran una serie de materiales detríticos de edad cenozoica, ocupando un área de unos 16 km². Estos no se encuentran apenas estudiados en la literatura. Este trabajo busca caracterizar dichos depósitos, y resolver dudas acerca de su edad y de las condiciones en las que se formaron, así como la relación que mantienen con otros depósitos de edad cenozoica del entorno.

Los estudios de cuencas en la zona de la Cordillera Ibérica turolense solían centrarse en las grandes cuencas extensionales que se pueden encontrar en ella, tales como la Fosa de Teruel (Ezquerro et al., 2019) o la Cuenca de Calatayud-Daroca (Busquets, 1987; Busquets y Santanach, 1988), o bien en cuencas de menor tamaño pero mayor interés por su valor geológico o patrimonial, como sería la cuenca de Aliaga (Arenas et al., 1989). Sin embargo, en las cubetas menores como la de Galve se ha analizado en profundidad el sustrato mesozoico, pero no el relleno cenozoico que presentan.

En el caso específico de los materiales cenozoicos del entorno de Galve, los estudios generales de la zona que quedaron plasmados en los mapas de la serie MAGNA del IGME (Gautier, 1979; Olivé et al, 1981) trataron de forma excesivamente somera dichos depósitos. Según las cartografías geológicas realizadas en la zona de estudio (es decir, las hojas 542, Alfambra, y 543, Villaluengo, de la serie MAGNA 1:50000), se consideró que los materiales eran homogéneos, incluyéndose todos dentro de una única unidad litológica de materiales conglomeráticos. Además, se equiparaban a depósitos cenozoicos cercanos con los que no comparten relación, tales como el depósito de detríticos rojos que se ubica a lo largo de la cresta del anticlinal de Aguilar del Alfambra, a unos 3 km al sudeste de la zona de estudio, o los materiales que se encuentran al oeste de la localidad de Ababuj, en el denominado Cerro de la Umbría, a unos 5 km al sur-sudeste de los materiales de Galve.

Por otro lado, la atribución temporal de los materiales tampoco fue realizada con gran precisión. En los dos mapas en los que aparecen los materiales cenozoicos de Galve se les atribuye edades distintas, ya que los estudios de su edad no se basaban en criterios observables en los depósitos, sino que, a falta de ellos, se consideraban como depósitos contemporáneos a los demás depósitos cenozoicos de la zona, como los materiales anteriormente mencionados de Ababuj y Aguilar del Alfambra. Según la memoria de la hoja 542

de Alfambra (Godoy et al, 1981), los depósitos de Galve tienen una edad aproximada del Oligoceno Superior, basada en la aparición puntual de fósiles de gasterópodos. Según la memoria de la hoja 543 de Villarluengo (Gautier, 1979), sin embargo, como los materiales se consideran equivalentes en edad a los encontrados en otros afloramientos en el entorno de Ababuj y de Aguilar del Alfambra, la edad indicada se extiende desde el Oligoceno Superior (de forma tentativa) hasta el Mioceno.

Por ello, en este trabajo se analizan, no los materiales plegados y afectados por fallas que conforman el sustrato de una cubeta formada durante la Orogenia Alpina, sino los materiales detríticos que se formaron en y rellenaron la susodicha cubeta. Se busca diferenciar las litofacies que se observan dentro de los depósitos, para así definir el sistema de sedimentación y la evolución secuencial del depósito, así como las relaciones que guardan con las distintas estructuras tectónicas del entorno del área de estudio.

Además, se procura resolver los problemas de datación que presentan estos materiales, que son tradicionalmente complicados de datar debido a que no son depósitos que propicien la conservación de fósiles *in situ*, ni se encuentran dispuestos de forma concordante y en continuidad sedimentaria con formaciones con posibilidad de dataciones más fiables. Por tanto, se recurre al empleo del estudio de la relación entre los materiales y la tectónica que ha afectado a la zona para buscar indicios de la edad de los materiales, analizando si los depósitos son pre-, post- o sintectónicos con uno o varios de los accidentes estructurales que se encuentran en la zona de estudio.

2.1. Localización geográfica y geológica

La zona de estudio se encuentra en el término municipal de Galve, un pueblo ubicado en la provincia de Teruel, de la comunidad autónoma de Aragón. Este municipio se encuentra en el noreste de la comarca Comunidad de Teruel, limítrofe con la comarca de Cuencas Mineras, a unos 38 km al NNE de la capital turolense.

Geológicamente, los materiales estudiados se encuentran en la Cordillera Ibérica, una cordillera montañosa del noreste de la Península Ibérica (Fig. 1), que se encuentra estrechamente ligada con el ciclo orogénico alpino. El ciclo alpino de la Península Ibérica comienza en el Pérmico, con el comienzo de la separación de Pangea. En la zona de estudio, el primer momento de importancia que dio lugar al paisaje que se observa hoy fue la gran etapa de *rifting* que ocupó la gran parte de la era mesozoica (Guimerà et al., 2004). Esta etapa distensiva tuvo dos grandes consecuencias para la geología de la Cordillera Ibérica en general. Por una parte, los mares que se abrieron durante este intervalo de tiempo, especialmente los jurásicos, fueron

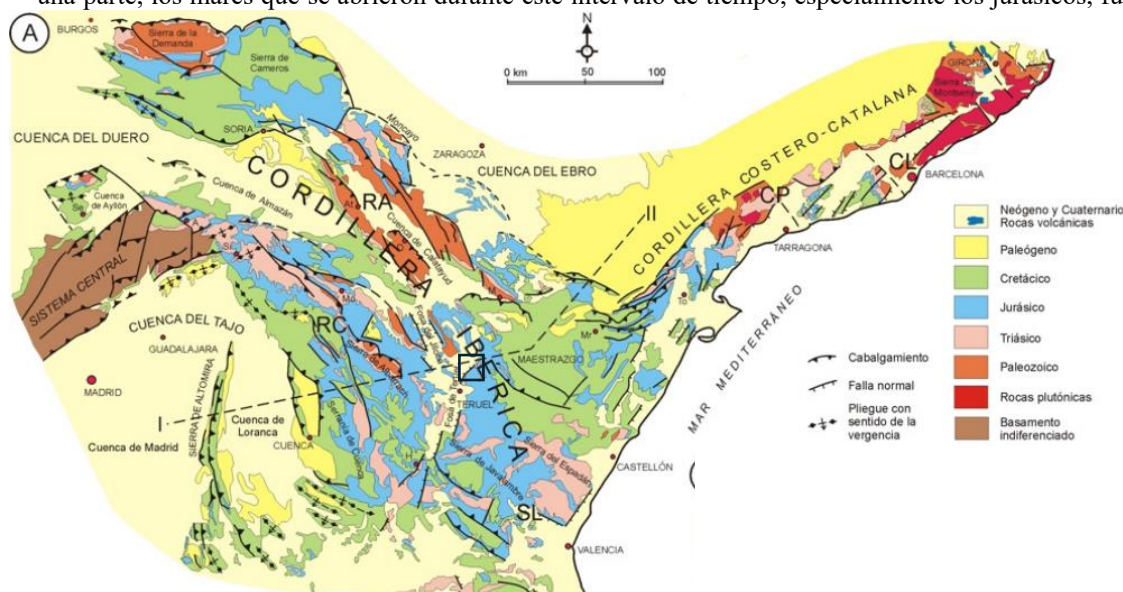


Fig. 1 Mapa de la Cordillera Ibérica, con la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Vera, 2004.

el ambiente de depósito de potentes series de calizas que ahora forman los relieves de la zona. Por otra parte, en la época de extensión más activa (Jurásico Superior- Cretácico Inferior) se formaron una serie de sistemas de *grabens* limitados por fallas normales que en la posterior etapa compresiva se reactivaron y dieron lugar a los cabalgamientos que acomodan el acortamiento y el engrosamiento de esta cadena. En el entorno del área de estudio, fue esta época la que dio lugar a la mayoría de los materiales que afloran.

Tras esta etapa de *rifting* hubo una etapa de subsidencia térmica, más tranquila, durante la cual continuó el depósito de materiales. Durante este periodo se depositan los materiales del Cretácico Superior, que tienen una potencia menor que las formaciones jurásicas y cretácicas más antiguas debido a que la subsidencia de la zona se produjo de forma más paulatina.

Tras este episodio de calma, a finales del Cretácico o comienzos del Paleógeno se inicia la etapa compresiva del ciclo alpino, relacionada con el movimiento convergente de las placas africana y euroasiática, lo que empuja a la placa ibérica hacia el norte y hace que colisione con la placa euroasiática (Liesa y Simón, 2009). Durante esta etapa compresiva, se levantan los relieves de la Cordillera Ibérica, principalmente por la reactivación de fallas antiguas formadas durante la etapa de *rift* jurásica y cretácica inferior (Guimerà, 2018). En el área de estudio, los cabalgamientos vienen acompañados por una serie de plegamientos, primero pliegues de dirección NNW-SSE, y posteriormente una serie de pliegues de dirección WSW-ENE. Es durante este periodo cuando se erosionan los relieves levantados, dando lugar al depósito de materiales

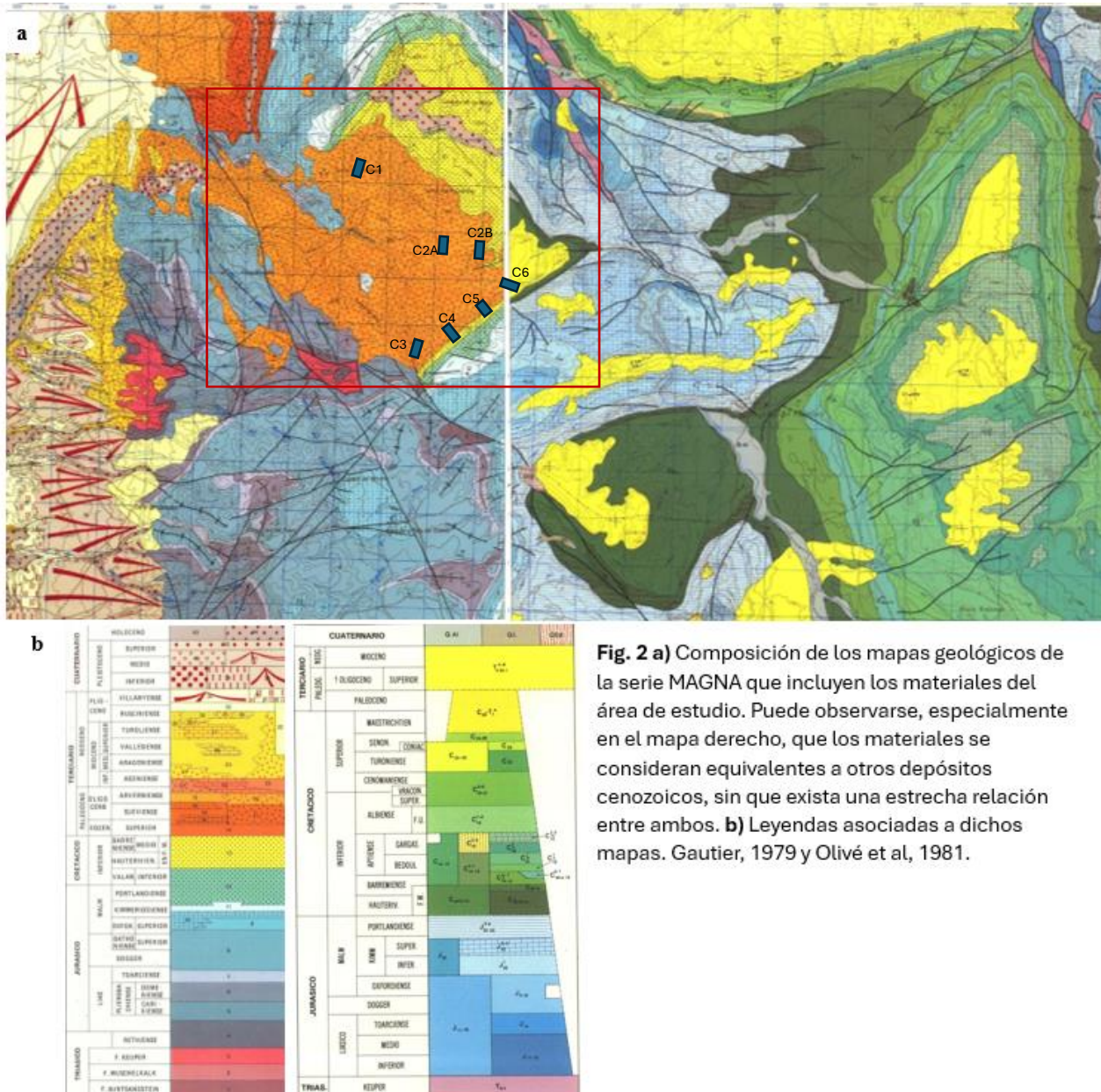


Fig. 2 a) Composición de los mapas geológicos de la serie MAGNA que incluyen los materiales del área de estudio. Puede observarse, especialmente en el mapa derecho, que los materiales se consideran equivalentes a otros depósitos cenozoicos, sin que exista una estrecha relación entre ambos. **b)** Leyendas asociadas a dichos mapas. Gautier, 1979 y Olivé et al, 1981.

detríticos cenozoicos en la zona, siendo plegados algunos de los materiales por etapas compresivas posteriores a su depósito.

La compresión de la orogenia alpina se atenúa a mediados del Mioceno, y en momentos posteriores la erosión en la zona lleva a un arrasamiento de la superficie, generando una serie de altiplanos que corresponden a una superficie de aplanamiento de gran extensión, la SEF (Superficie de Erosión Fundamental) datando del Plioceno Medio (Peña et al., 1984; Gracia-Prieto et al., 1988; Simón Porcar, 2017). Este último arrasamiento del relieve y el encajamiento de la red fluvial da lugar al paisaje que se observa hoy en día (**Fig. 2**), y permite que se observen en afloramiento las formaciones más antiguas, como es el caso de las formaciones jurásicas.

Dentro de la Cordillera Ibérica, los materiales objeto de estudio se encuentran en la vertiente oriental de la Sierra del Pobo, unos relieves de materiales mesozoicos que se levantaron por la reactivación de fallas normales durante la extensión neógena, y en los cuales se encaja el río Alfambra. Esta sierra se encuentra en el margen oriental de la cuenca de Teruel, una de las cuencas extensionales formadas durante el Neógeno en el interior de la Cordillera Ibérica.

La zona que ocupan los materiales cenozoicos estudiados ha sido tradicionalmente usada como campos de labor, y al norte de ellos hay una mina de arcillas que explota las unidades del Cretácico Inferior sobre las que se asienta el depósito cenozoico. El acceso a la zona se obtiene siguiendo el camino de la mina desde el pueblo, una vez pasada la zona de trabajo de la misma.

2.2. Objetivos

En este trabajo, se busca caracterizar los depósitos cenozoicos detríticos que se encuentran al sur del municipio de Galve, Teruel (**Fig. 2**), para así poder obtener información sobre el ambiente en el que fueron depositados, así como determinar las formaciones de las que proceden dichos materiales detríticos y la paleogeografía que representan los depósitos.

También se busca obtener la edad de los materiales, mediante la identificación de la evolución de los mismos y su relación con las estructuras tectónicas de la zona de estudio.

2.3. Antecedentes

No existen trabajos anteriores en los que se haya analizado en profundidad el origen de los materiales cenozoicos que se observan al sur de Galve, ni que estudien sus características y las implicaciones que éstas pueden tener respecto a la evolución geológica. Aunque las cartografías del MAGNA correspondientes a las hojas 542 (Olivé et al., 1981) y 543 (Gautier, 1979) incluyen los depósitos de estudio, éstos son caracterizados de forma excesivamente somera. La mayoría de los trabajos que se han realizado en la zona de Galve se centran en los materiales mesozoicos, en parte porque son una conocida fuente de fósiles de dinosaurio, siendo ésta la localidad donde se hallaron los primeros restos descritos de dinosaurios de España (Lapparent, 1960).

A raíz de este tipo de descubrimientos, se han hecho una gran cantidad de investigaciones en torno a los materiales jurásicos y cretácicos de la zona, buscando concretar la edad exacta y el ambiente de depósito de los mismos (Godoy et al., 1983; Aurell et al., 2016; García-Penas y Aurell, 2017), lo que ha llevado a la definición de nuevas formaciones dentro de los materiales del Cretácico Inferior: formaciones Cedrillas, Aguilar del Alfambra y Galve (García-Penas y Aurell, 2017). Sin embargo, este tipo de estudio no se ha realizado para los materiales detríticos cenozoicos.

Sí que se han hecho estudios en otras formaciones cenozoicas en el entorno de la Sierra del Pobo, notablemente en Cobatillas (Arenas et al., 1989), en la Cuenca de Teruel (Ezquerro et al., 2019) y en los materiales cenozoicos de la depresión de El Pobo (Simón Porcar, 2017). En ambos casos, se han podido obtener resultados de la edad y ambiente de formación de los depósitos: los materiales de El Pobo se corresponden con sedimentos aluviales o fluvio-aluviales entre los 9 y los 3,8 millones de años, siendo coronados por depósitos lacustres someros (Simón Porcar, 2017), mientras que los depósitos de Cobatillas consisten en un abanico aluvial correspondiente a la unidad T5 de Aliaga; es decir, del Mioceno Inferior (Arenas et al., 1989)

2.4. Metodología

Con el fin de alcanzar los objetivos planteados, se han empleado una serie de técnicas, tanto en estudio de gabinete como en estudio en el campo.

Como trabajo de campo, se han estudiado los materiales que afloran en los depósitos desde un punto de vista tanto estratigráfico como estructural.

Desde la estratigrafía, los procedimientos básicos que se han empleado son el levantamiento de columnas estratigráficas en distintos afloramientos del área de estudio y la identificación y descripción de las distintas facies que pueden ayudar a componer una imagen de las condiciones de formación de dichos depósitos.

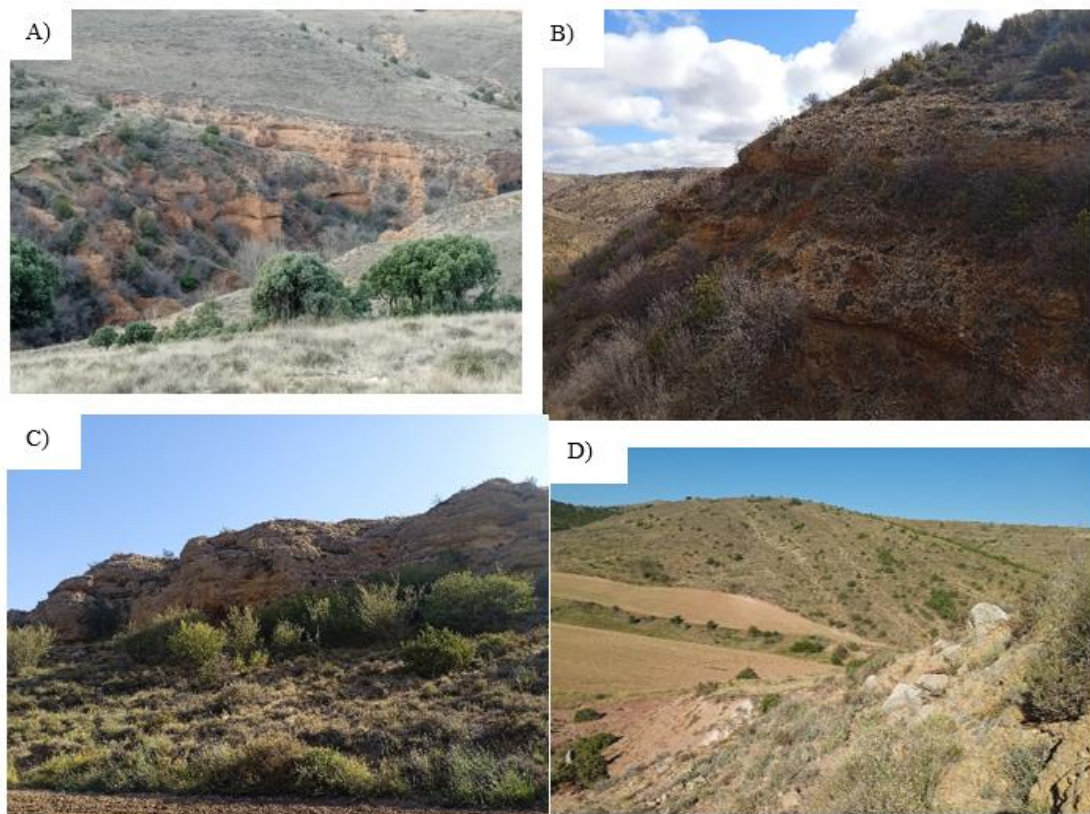


Fig. 3 Afloramientos donde se han levantado las columnas estratigráficas. A) Barranco Hondo (Columna 1). B) Barranco del Pelejón (Columna 2a). C) Barranco de Valdeabril (Columna 5). D) Abrevadero Sur (Columna 4)

El levantamiento de columnas estratigráficas se ha realizado en siete puntos del área de estudio (**Fig. 3**), mostrados en la cartografía final (Ver Anexo I). Estos puntos han sido elegidos por observarse en ellos claramente las litologías que forman el depósito, además de por encontrarse distribuidas por la zona de estudio. De estas columnas, las de mayor interés (por su potencia de materiales expuestos) son las que se encuentran en la denominada Abrevadero Sur (Columna 4) y en el Barranco de Valdeabril (Columna 3). Además de éstas, se han levantado columnas en el Barranco Hondo (Columna 1), en el Barranco del Pelejón (Columnas 2a y 2b) y, de menor detalle, en las zonas del sudeste del área de estudio (Columnas 5 y 6).

El estudio de las facies presentes tiene por su parte una doble vertiente, con estudio en campo y en gabinete. En el campo, se busca la identificación de las litofacies presentes, en función de su tamaño de grano, su color, las texturas que tienen y las estructuras sedimentarias que contienen, empleando la nomenclatura de Miall (1996), buscando poder reconstruir los procesos sedimentarios que ocurrieron durante el depósito de los materiales. En gabinete, se han reconocido las secuencias que están conformadas por las distintas litofacies y que tienen una polaridad definida, lo que permite reconstruir el subambiente de depósito y la

historia evolutiva de la cuenca a medida que se rellenaba. Además, se ha realizado una cartografía de distribución de las asociaciones de litofacies identificadas que permite, con ayuda de las columnas levantadas en distintos puntos, caracterizar las partes del sistema sedimentario, así como su limitación geográfica y la evolución de la cuenca.

Desde el punto de vista estructural, los datos tomados en campo se centran principalmente en la identificación de accidentes tectónicos (fallas y pliegues) tanto en afloramiento como a escalas más amplias. Se han medido direcciones y buzamientos de planos de estratificación, tanto en el Mesozoico como en el Cenozoico, con el objetivo de reconstruir las estructuras, particularmente los pliegues y su orientación.

En gabinete, también se puede distinguir entre métodos más relacionados con la geología estructural y métodos afines a la estratigrafía, pero también se ha realizado una síntesis entre ambas disciplinas para dar lugar a un mapa geológico de la zona estudiada.

Por un lado, se han procesado los datos de orientaciones de la estratificación obtenidos en campo por medio del programa *Stereonet*, con la finalidad de poder realizar un análisis geométrico y cinemático para algunas de las estructuras tectónicas, y a partir de estos análisis interpretar su vinculación con las distintas familias de estructuras contractivas cenozoicas.

Por otro lado, se han realizado dos cartografías del territorio estudiado, una de las capas observables en campo y otra de las facies, empleando tanto imágenes obtenidas de *Google Earth* como el programa ArcGis. En estas cartografías, se ha buscado seguir líneas de capa observables dentro del depósito desde fotografías aéreas, empleándolas para buscar la correlación entre las columnas levantadas en campo. Además, se han cartografiado las zonas en las que se observan las litofacies definidas en campo, dividiendo así los depósitos cenozoicos en extensiones indicativas de distintos ambientes. En la cartografía se han plasmado también los pliegues y las fallas que afectan notablemente a la zona. Estas cartografías pueden verse en los anexos.

Empleando tanto la cartografía realizada como los resultados estratigráficos y las estructuras tectónicas, se ha buscado reconstruir la historia geológica de la zona de estudio, haciendo especial hincapié en el ambiente en el que se depositaron los materiales cenozoicos, así como en su relación con las estructuras tectónicas, lo que sería indicativo de su edad.

3. Estratigrafía

3.1. Descripción de las columnas

A continuación, se describen las columnas levantadas durante el trabajo de campo. La leyenda (**Fig. 4**) es la misma para todas ellas.

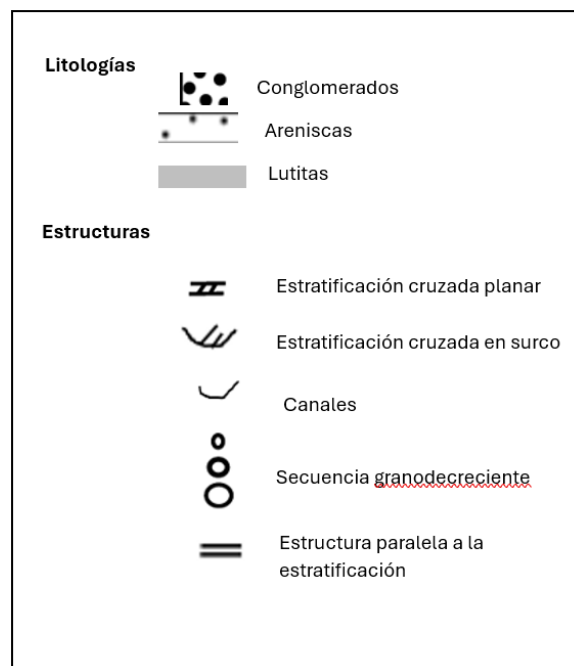
Columna 1a, Barranco Hondo S

Las dos columnas de la zona del Barranco Hondo, localizado 2.5 km al sur de la localidad de Galve han sido denominadas columna 1a y 1b. Se encuentran en márgenes opuestos de dicho barranco, ya que se observa un cambio lateral entre ellas, lo que permitiría correlacionar las dos columnas.

La columna 1a (**Fig 5**) se ha levantado en el margen izquierdo del barranco. Las coordenadas UTM son:

- Base: 30T 679358 4500068
- Techo: 30T 679346 4500032

Se puede dividir en cuatro tramos:



Tramo 1: Serie de lutitas de color anaranjado y aspecto masivo, de la que aflora el último metro y medio.

Fig. 4. Leyenda de las columnas

Tramo 2: 70 cm de conglomerados ocre claro granosostenidos bien cementados, con matriz lutítica también cementada. Los cantos son en su mayoría calcáreos y varían entre los 2 y los 7 cm de diámetro, con una morfología de subangulosa a subredondeada.

Tramo 3: 1m de lutitas anaranjadas masivas.

Tramo 4: 2 m de conglomerados ocre granosostenidos, bien cementados y con cantos calcáreos de 2-7 cm de diámetro, similares a los observados en el Tramo 2.

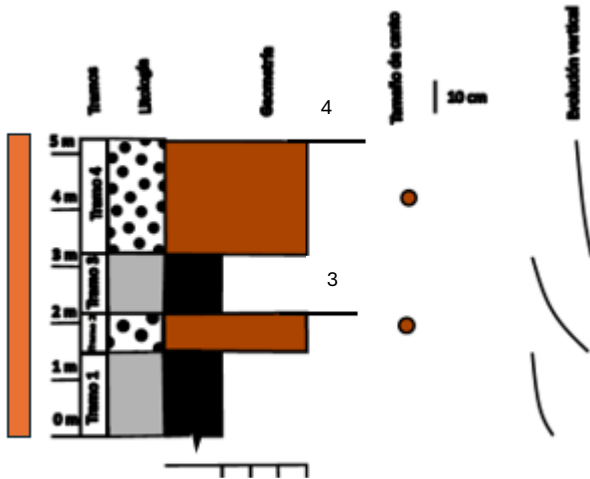


Fig. 5. Columna estratigráfica 1a (Barranco Hondo)

Columna 1b, Barranco Hondo

N

La columna 1b (Fig. 6) se ha levantado en el margen derecho del barranco. Las coordenadas UTM son

- Base: 30T 679358 4500068
- Techo: 30T 679394 4500147

Aunque tiene aproximadamente la misma potencia que en la columna anterior, se pueden distinguir seis tramos.

Tramo 1: Equivalente al tramo 1 de la columna sur. 1'5 m aflorantes de lutitas anaranjadas masivas.

Tramo 2: 1.2 m de conglomerados ocre de cantos calcáreos, subangulosos o subredondeados, de 2-7 cm de diámetro, con textura granosostenida y con presencia de matriz lutítica, todo ello bien cementado. Forman dos capas con presencia de canales de unos 50 cm de espesor que localizadas a base y a techo, entre las que se intercala un nivel de 20 cm de lutitas masivas de color anaranjado.

Tramo 3: 40 cm de lutitas anaranjadas masivas.

Tramo 4: 1,5 m de conglomerados de color ocre-anaranjado con un nivel de arenicas de 15 cm a techo.

Los conglomerados presentan textura granosostenida, pero la matriz se hace más importante a techo, y es de carácter lutítico. Los cantos son de naturaleza calcárea y subangulosos a subredondeados de hasta 10 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo tabular con base canalizada y con cicatrices internas irregulares.

Las areniscas tienen un tamaño de grano grueso (hasta 1-2 mm de diámetro), son de color amarillo y se observan en un cuerpo tabular que presenta estratificación cruzada planar.

Tramo 5: 30 cm de lutitas anaranjadas masivas.

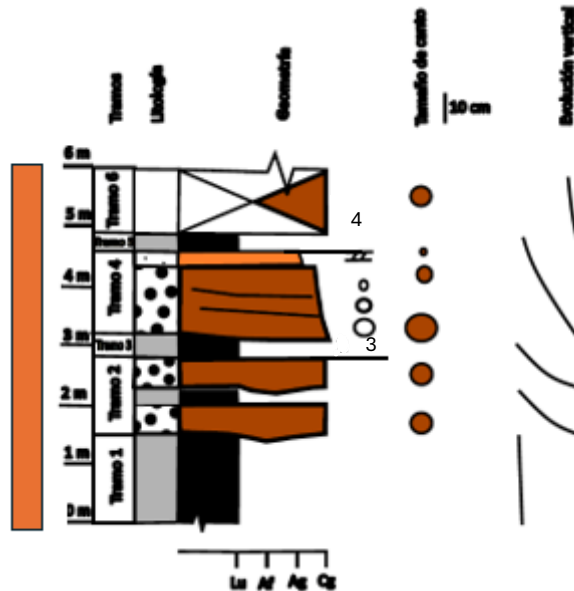


Fig. 6. Columna estratigráfica 1b (Barranco Hondo)

Tramo 6: Serie cubierta, de 1 m de potencia. Por afloramientos puntuales, se puede observar que se trata de un cuerpo de conglomerados de cantos calcáreos de 5-7cm, granosostenidos, bien cementados y con matriz lutítica.

Columna 2a, Barranco del Pelejón W

Las columnas 2a y 2b se levantaron en el Barranco del Pelejón, en el este de la zona de estudio. Estas columnas se encuentran separadas por un centenar de metros, y muestran un importante cambio lateral de facies entre ellas.

En la columna 2a (**Fig. 7**), que se encuentra más hacia el oeste, a unos 4.25 km al SSE de Galve. Sus coordenadas UTM son

- Base: 30T 680796 4498828
- Techo: 30T 680820 4498749

Se vuelve a observar una alternancia entre capas conglomeráticas y capas de materiales detríticos más finos de carácter lutítico. Se han dividido en cuatro tramos.

Tramo 1: 2m de lutitas masivas anaranjadas. La potencia total del tramo podría ser mayor, pero se encuentra cubierto.

Tramo 2: 4,25 m de conglomerados de color ocre a anaranjado. Los primeros 2 m del tramo consisten en conglomerados granosostenidos, muy bien cementados, con escasa matriz lutítica. Los cantos son redondeados a subredondeados, generalmente calcáreos aunque ocasionalmente cuarcíticos, y de 2-10 cm de diámetro. No se aprecian estructuras sedimentarias. Le siguen 1,5 m de conglomerados, con mayor contenido en matriz que los del nivel anterior. Tamaño de cantos entre 2 y 4 cm de diámetro, cementados y redondeados o subredondeados. Por último, a techo se encuentran 75 cm de conglomerados soportados por la matriz con intercalaciones de arenas gruesas de menos de 5 cm de espesor, que muestran estratificación cruzada indicando paleocorriente hacia el este.

Tramo 3: 2m de lutitas, de color anaranjado y de textura masiva.

Tramo 4: 3,25 m de conglomerados muy bien cementados de color gris-blanquecino. Son granosostenidos aunque algunas zonas se encuentran soportados por la matriz, que es lutítica. Los cantos son redondeados a subangulosos, de naturaleza calcárea o, más raramente, cuarcítica y de unos 7 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo tabular de base localmente canalizada, que indica la existencia de paleocorrientes de dirección E-W. Tramo parcialmente cubierto.

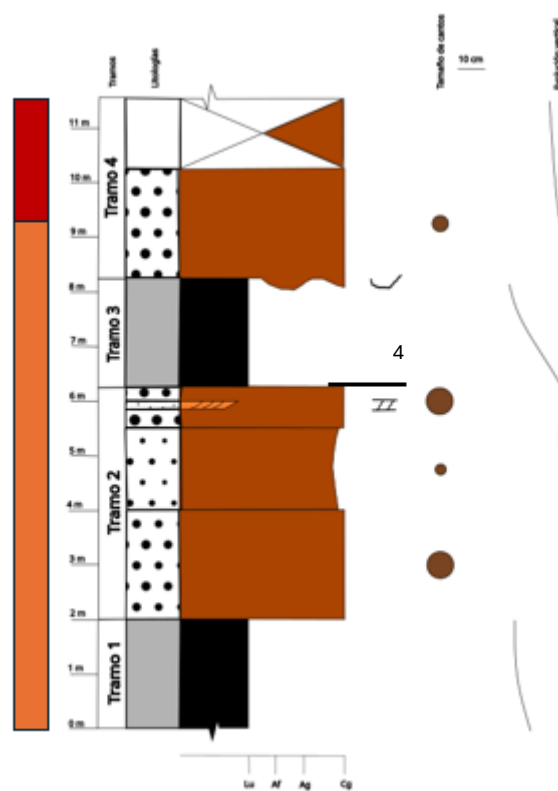


Fig. 7. Columna estratigráfica 2a (Barranco del Pelejón)

Columna 2b, Barranco del Pelejón E

La columna 2b, de Barranco de Pelejón (**Fig. 8**) se encuentra más al este, a unos 4.5 km al SSE de Galve. Sus coordenadas UTM son

- Base: 30T 681247 4498867

- Techo: 30T 681229 4498826

La serie que se observa es más simple, con solamente dos tramos diferenciados, dispuestos sobre las lutitas de la Formación Camarillas.

Tramo 1: 10 m de lutitas anaranjadas masivas.

Tramo 2: 1 m de conglomerados ocre granosostenidos de cantos calcáreos, subangulosos a redondeados, de 4-10 cm de diámetro y con matriz lutítica.

Columna 3, Barranco de Valdeabril

La columna 3 (Fig. 9) se levanta en el Barranco de Valdeabril, a unos 5.5-6 km al S de Galve. Sus coordenadas UTM son

- Base: 30T 679530 4497077
- Techo: 30T 679963 4496994

Debido a que se han tomado datos de la columna a lo largo del barranco en cuestión, existe una importante variación lateral de la potencia de algunos de los tramos que componen esta serie. Es una de las series más importantes que se ha levantado, y se puede dividir en seis tramos.

Tramo 1: 2,2 m de conglomerados ocre. Los conglomerados presentan textura granosostenida y se encuentran muy cementados. Los clastos, de entre 2 y 30 cm de diámetro, dispuestos de forma poco ordenada, son calcáreos y varían entre subangulosos y subredondeados, o en ocasiones redondeados. Se disponen en dos estratos de 1 m y de 50 a 70 cm de potencia, separados por 0,5 m de lutitas anaranjadas masivas.

Tramo 2: 5 a 8 m de lutitas anaranjadas de aspecto masivo. Se encuentra parcialmente cubierto de vegetación.

Tramo 3: 5-6 m de conglomerados ocre, divididos en dos capas de 2-3 m cada una, con una ligera evolución granodecreciente. Son granosostenidos con cantos subangulosos a subredondeados, principalmente calcáreos y de 4 a 20 cm de diámetro, pero se pueden observar bloques de más de 0,5 m de diámetro.

Tramo 4: 4-5m de lutitas masivas anaranjadas.

Tramo 5: Tramo de conglomerados gris-anaranjados granosostenidos que varía entre 1,5 m y los 4 m de potencia. Los cantos son subangulosos a subredondeados, de entre 3 y 20 cm de diámetro y de naturaleza calcárea. Se reconoce una ligera selección granodecreciente. La matriz es lutítica, muy cementada, y es más abundante en la base del tramo.

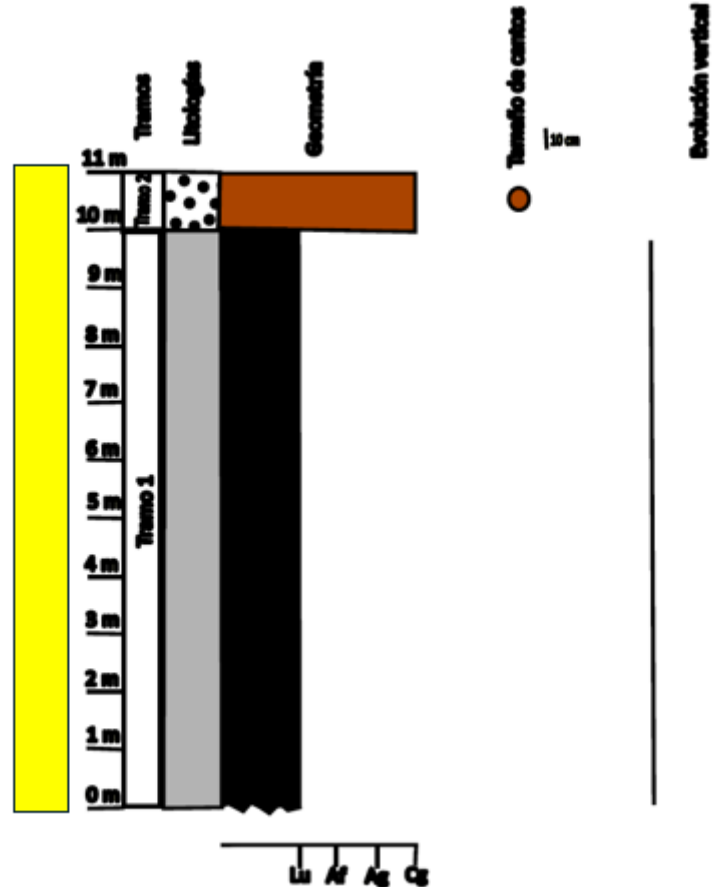
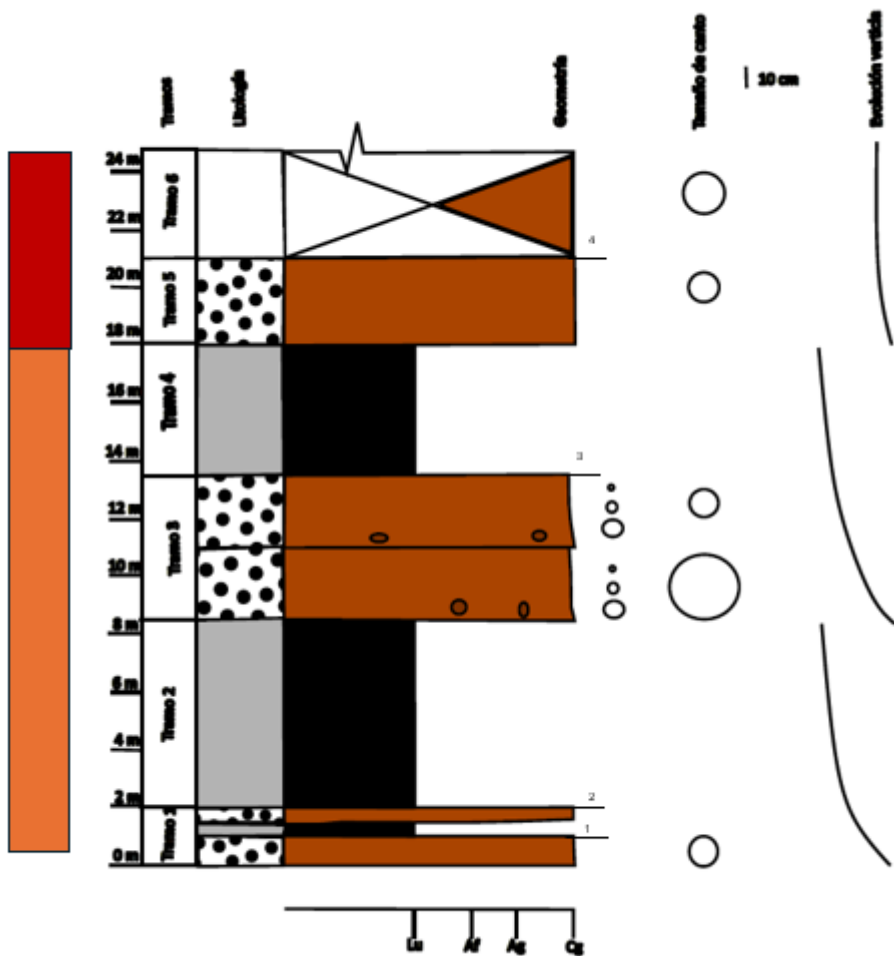


Fig. 8. Columna estratigráfica 2b (Barranco del Pelejón)



Tramo 6: 4 m parcialmente cubiertos. Conglomerados gris-blancuecinos grano-sostenidos muy bien cementados con matriz lutítica muy cementada. Cantos de angulosos a subredondeados, calcáreos, de gran variedad de tamaños, de 3 cm hasta unos 30-40 cm de diámetro.

Columna 4, Abrevadero Sur

La columna 4 (Fig. 10) se levanta en el sur del área de estudio, en la zona del Abrevadero Sur, a unos 5.5 km al SSE de Galve. Sus coordenadas UTM son:

- Base: 30T
681038 4497535
- Techo: 30T
680903 4497710

Fig. 9. Columna estratigráfica 3, del Barranco de Valdeabril

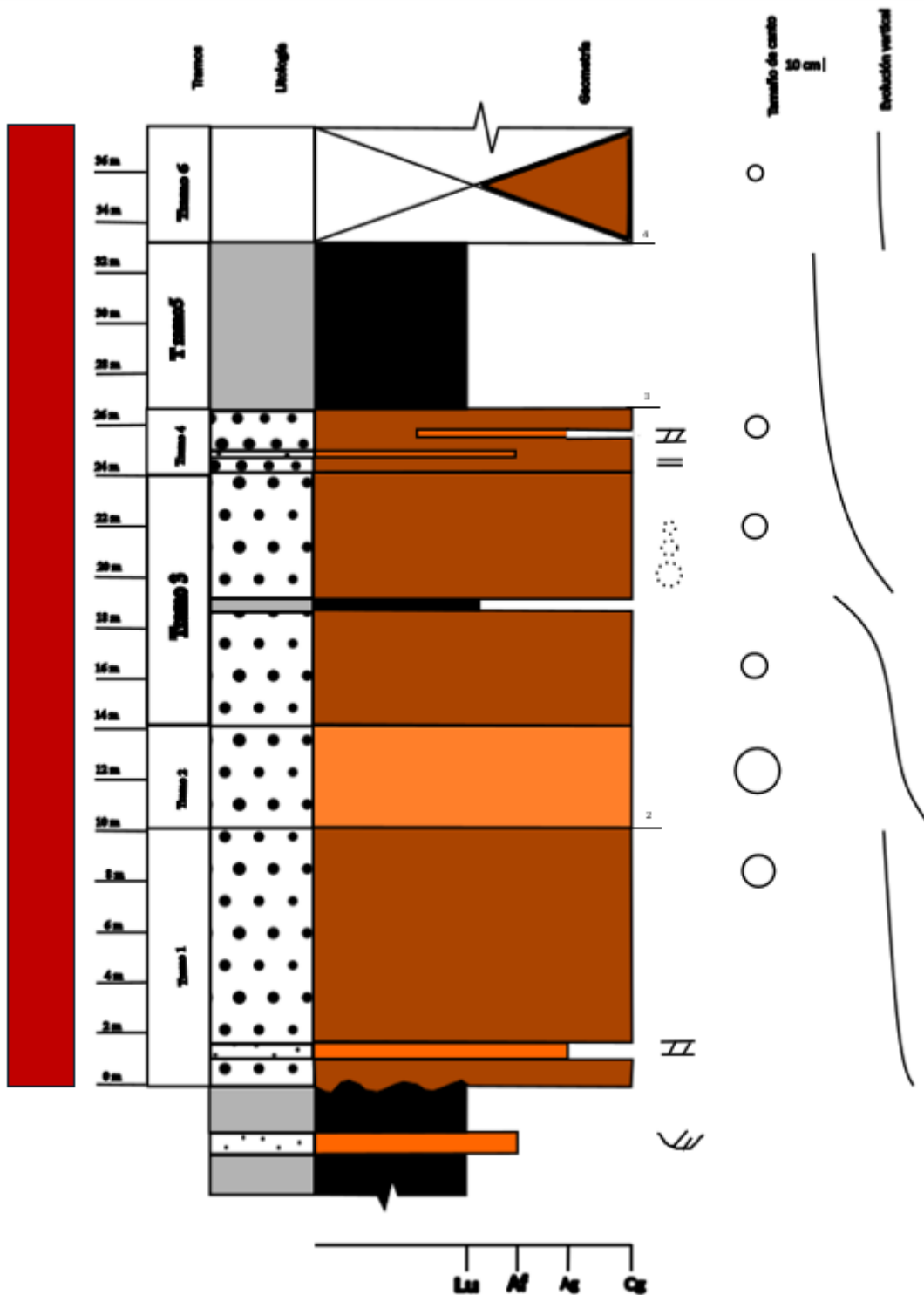


Fig. 10. Columna estratigráfica 4, de Abrevadero Sur

En esta columna se puede ver bien el límite entre los materiales cenozoicos y la formación Camarillas inferior. Es también una columna potente, y se divide en seis tramos.

Tramo 1: 10 m de conglomerados ocre-anaranjados de cantos fundamentalmente calcáreos, con matriz lutítica o arenosa, bien cementados y granosostenidos. Los cantos tienen entre 5 y 30 cm de diámetro, y son subangulosos a subredondeados. A base del tramo, se pueden observar niveles de arenisca gruesa en un estrato tabular de potencia centimétrica, que presentan estratificación cruzada en surco.

Tramo 2: 4 m de conglomerados, que se distinguen por presentar una matriz de color amarillento, que contrasta con las matrices rosadas o blancas que se encuentran en el resto de los materiales, debido a que la matriz es más areniscosa. Los conglomerados son granosostenidos y con cantos subangulosos a subredondeados, calcáreos en general, con un tamaño normalmente oscilando entre 4cm y 30 cm de diámetro, aunque hay algunos cantos de 70 cm de diámetro.

Tramo 3: 10 m de conglomerados grisáceos granosostenidos y con matriz lutítica, todo ello bien cementado. Los cantos son subangulosos a subredondeados, principalmente calcáreos de 4-20 cm de diámetro. A mitad del tramo, se puede observar una intercalación de unos 10 cm de lutitas.

Tramo 4: 2 m de conglomerados gris-rosados, con intercalaciones de areniscas ocreas.

Los conglomerados son granosostenidos con cantos angulosos a subredondeados, de entre 3 y 15 cm de diámetro y principalmente calcáreos, aunque hay presencia de cantos cuarcíticos. La matriz es lutítica, y se encuentra muy cementada. Se disponen en estratos tabulares de 1 m de potencia. Dentro de las capas, se puede observar una textura planar, probablemente debido a actividad tectónica.

Tramo 5: 6 m de lutitas anaranjadas masivas. Parcialmente cubiertas.

Tramo 6: Potencia indeterminada de conglomerados cubiertos, con matriz lutítica y cantos subangulosos calcáreos muy cementados.

Columna 5, Camino Sur W

La columna 5 (Fig. 11) se levanta al este de la columna 4, a unos 5,15 km al SSE de Galve. Sus coordenadas UTM son:

- Base: 30T 681916 4498300
- Techo: 30T 681999 44984465

Esta columna se puede dividir en tres tramos.

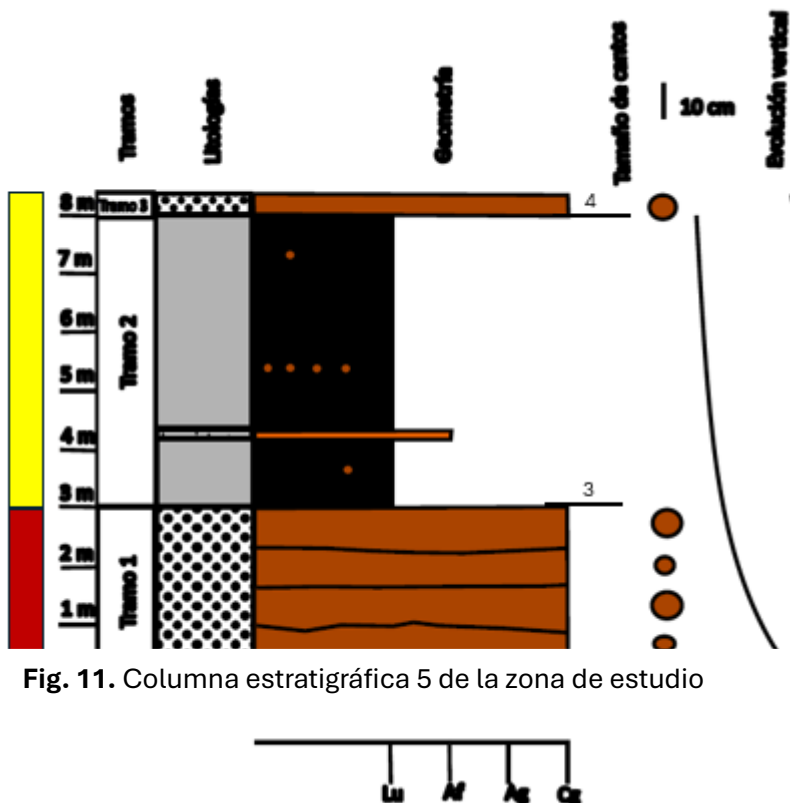


Fig. 11. Columna estratigráfica 5 de la zona de estudio

Tramo 1: 3 m de conglomerados anaranjados. Son granosostenidos, con matriz lutítica, muy cementados, los cantos son fundamentalmente calcáreos con ocasionales cantos cuarcíticos, y tienen morfologías subangulosas. Se disponen en capas de unos 70 cm de espesor con distinto tamaño de cantos, algunas de ellas de cantos de 3-7 cm de diámetro, y otras con cantos de mayor tamaño de 5 a 20 cm.

Tramo 2: 5 m de lutitas anaranjadas masivas, con intercalaciones ocasionales de arenisca, cantos dispersos de tamaño decimétrico y delgadas capas de conglomerados.

Tramo 3: 40 cm de conglomerados ocreos granosostenidos cementados con cantos calcáreos de 3-10 cm, subangulosos a subredondeados, y matriz lutítica.

Columna 6, Camino Sur E

La columna 6 (Fig. 12) se levanta en el sudeste de la zona de estudio, a unos 5.5 km al SE de Galve. Sus coordenadas UTM son:

- Base: 30T 682186 4498438
- Techo: 30T 682141 4498537

Dicha columna puede dividirse en cuatro tramos.

Tramo 1: 1 m de conglomerados anaranjados granosostenidos con escasa matriz lutítica cementada. Los cantos son generalmente calcáreos, subredondeados y de 3 a 10 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo tabular

Tramo 2: 5-6 m de conglomerados gris-anaranjados granosostenidos con muy poca matriz, dispuestos en un nivel algo acuñado hacia el oeste. Los cantos son subredondeados, de material fundamentalmente calcáreo de entre 3 y 20 cm de diámetro. Las capas presentan una estratificación cruzada marcada hacia el oeste.

Tramo 3: 6 m de lutitas masivas anaranjadas con presencia de niveles pequeños de arenisca anaranjada de grano fino y de cantos.

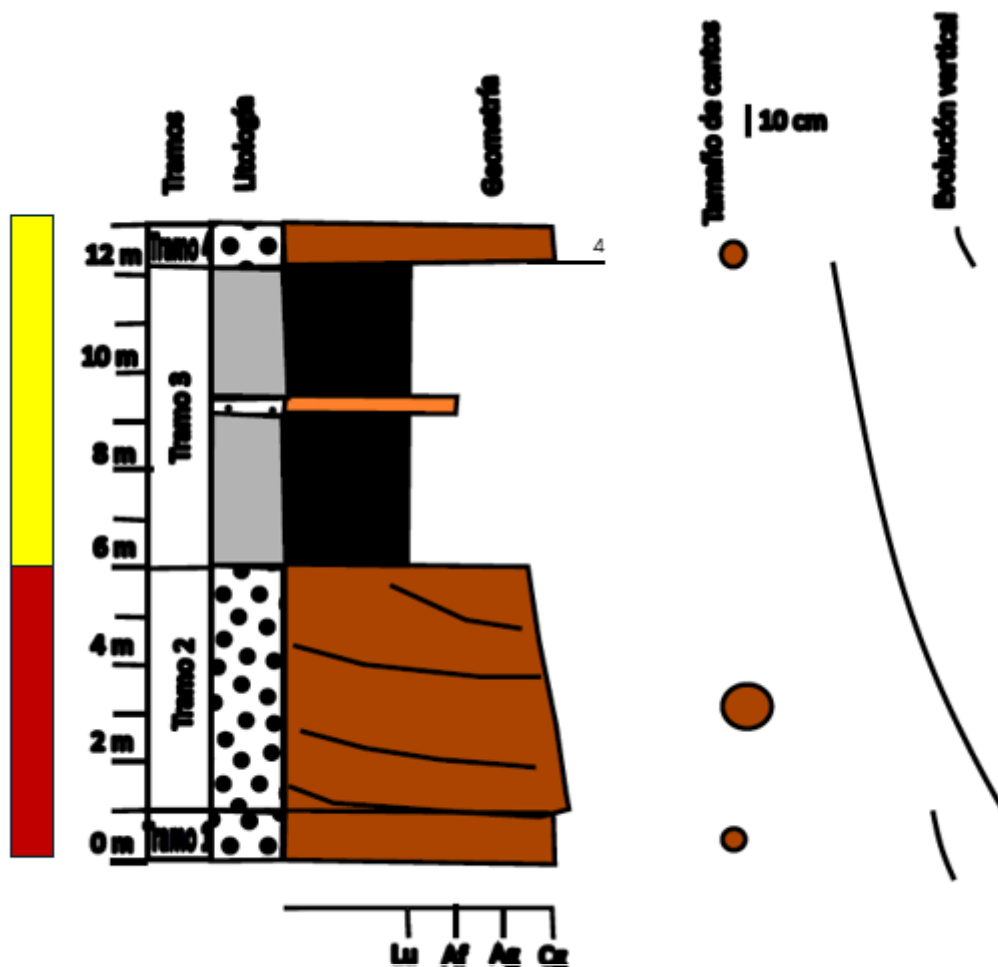


Fig. 12. Columna 6, del sudeste de la zona de estudio

Tramo 4: 1 m de conglomerados ocre granosostenidos cementados con cantos calcáreos de 3-10 cm, subangulosos a subredondeados, y matriz lutítica. El estrato es tabular, y se presenta coronando el paisaje.

3.2. Litología y unidades cartografiables



Los materiales cenozoicos de Galve se disponen de forma subhorizontal sobre el fondo de la cubeta, excepto en el extremo sur de la misma, dónde pasan a tener buzamientos muy elevados y a disponerse de forma casi vertical en el contacto con el Mesozoico. Se pueden distinguir distintas litofacies dentro de la serie cenozoica de Galve, observándose variación en el tamaño y disposición de los granos que la conforman, contrariamente a lo que se indica en los trabajos antiguos que tratan sobre esta zona.

El material lutítico que se encuentra en la zona es relativamente homogéneo y de color anaranjado (Fig. 13). No presenta rasgos distintivos, y suele mostrarse cubierto en campo. Esta litología correspondería a la litofacies Fm (finos con aspecto masivo) dentro de la clasificación de Miall (1996), lo que se asociaría a un proceso de decantación prolongado y homogéneo en el tiempo. O bien que ha sido homogeneizado por bioturbación, con el color anaranjado producto de exposición subaérea. Los únicos casos en los que se puede observar una variación sobre él son en los materiales del sudeste, en los que se pueden observar algunos cantos aislados incluidos dentro de la matriz lutítica, y que podría corresponder a un proceso de inundación repentina que transporte material

Fig. 13 Lutitas típicas de la zona de estudio



Fig. 14 Canto de gran tamaño incluido en materiales conglomeráticos.

grosero.

En los conglomerados, se observan distintas litofacies. En el sur de la zona de estudio, los conglomerados son granosostenidos y muy heterométricos, con cantos calcáreos redondeados a subangulosos oscilando entre los 3 y los 50 cm (Fig. 14). Además, se encuentran pobremente organizados, aunque los cantos especialmente grandes suelen encontrarse en la parte baja de sus niveles, que suelen ser tabulares o con bases canalizadas. Estos conglomerados se asocian a las facies Gcm o Gcg de Miall (1996), lo que correspondería a flujos de detritos de alta densidad, característicos de las zonas proximales del abanico aluvial.

Más al norte, los conglomerados siguen teniendo calcáreos y con una morfología redondeada a subredondeada, pero su tamaño es mucho menor (suele estar en torno a los 5 cm, con pocos superando los 15 cm de diámetro) y hay mayor presencia de matriz lutítica, llegando a ser soportados por la matriz (Fig. 15). Además, estas capas de conglomerados pueden presentar bases canalizadas (Fig. 16), y en ocasiones niveles de arenas gruesas con

estratificación cruzada. Estas facies de conglomerados se relacionan con las litofacies Bmm, que son indicadoras de zonas más distales en ambientes de abanico.

Todo esto evidencia un sistema de abanico aluvial con el ápice en el sur de la zona de estudio, en el que ocurren avenidas esporádicas que depositan grandes cantidades de sedimento muy grueso, mientras hacia el norte y el este el abanico pierde energía y se van depositando facies características de flujos más perennes, como los conglomerados en canales y las lutitas.

En las columnas se pueden observar secuencias de creación y abandono de canales del abanico aluvial, que se identifican como secuencias con un tramo inferior conglomerático (que sería indicativo de la



Fig. 15 Conglomerados típicos del norte del área de estudio

presencia de un paleo canal) que pasa a techo a facies lutíticas (indicando flujos más desconfiados), ocasionalmente (como en la columna 1b) con arenas entre ambos depósitos.

Con el fin de realizar una cartografía más detallada de la zona de estudio, se han identificado tres asociaciones de litofacies que pueden observarse a escala cartográfica y que son indicativas de distintos ambientes de depósito. Estas litofacies cartografiadas son las que han sido empleadas para realizar las divisiones cartográficas de los depósitos cenozoicos del término municipal de Galve.



Fig. 16 Morfologías de canal en conglomerados del Barranco del Pelejón.

Las tres litofacies cartografiadas se han definido en función a la proporción de cada litología presente en los materiales detríticos: una litofacies predominantemente conglomerática, otra con predominancia lutítica y una tercera en la que existe un porcentaje similar de conglomerados y de lutitas. Como la presencia de depósitos de tamaño arena es anecdótica a gran escala, no se ha tenido en cuenta la presencia de areniscas a la hora de determinar las litofacies cartografiadas.

La **litofacies conglomerática** se ha definido como una asociación de litofacies en la que más de un 60% de los materiales en la potencia son de tamaño conglomerado. A pesar de que los depósitos conglomeráticos se pueden encontrar

también en ambientes fluviales de alta energía, la morfología de los depósitos de Galve y su situación son indicativos de depósitos de origen aluvial, ya que poseen una forma en planta de abanico característico de este tipo de ambientes, además de encontrarse en una cuenca endorreica de escasa extensión. Por ende, la litofacies conglomerática correspondería a las zonas más proximales de los abanicos aluviales, en los que la energía del ambiente sería mayor. La gran extensión de zonas con predominio conglomerático indica que este sistema de abanicos aluviales probablemente tuviese una gran energía.

La **litofacies lutítica** se define, asimismo, como las zonas donde la secuencia de materiales presenta más de un 60% de material fino. Dentro de un sistema aluvial como el que aquí se observa, estas facies son las características de las zonas más distales de los abanicos, donde la energía cinética del medio ya ha sido gastada y solamente llega a transportar los materiales más finos.

Por último, la **litofacies mixta** se define como aquella en la que la proporción de materiales de grano grueso como los conglomerados y los de grano fino como las lutitas son similares (ninguno ostenta más del 60% en la potencia). Como puede deducirse de su posición intermedia entre las litologías extremas de las otras dos litofacies, se relaciona con las zonas intermedias de los abanicos aluviales, en los que hay tanto depósito de materiales finos como, en momentos de avenidas u otros eventos que aumenten la energía del medio, depósito de materiales conglomeráticos.

También se han conseguido seguir algunas líneas de capa que relacionan las distintas columnas levantadas. Estas capas se han numerado en las columnas anteriormente. A escala de cubeta, se puede observar que existe una evolución progradante del medio de sedimentación, que se deduce por la secuencia general granocreciente que tiene. Este cambio es evidente en los distintos barrancos de la zona, en los que los tramos inferiores tienen un mayor contenido lutítico que los superiores.

La cartografía (Fig. 17) recoge tanto las asociaciones de litofacies como los materiales cenozoicos y las estructuras que afectan a la zona. En los anexos se pueden ver en más detalle tres cartografías distintas: una específica de las asociaciones de litofacies, la cartografía geológica con los buzamientos que se observan en campo y la localización de las columnas, y una ortoimagen en la que se observan y numeran las líneas de capa que se han empleado para correlacionar columnas.

Las características de los depósitos detríticos que se observan al sur de Galve contrastan con los que se observan en otras zonas cercanas. Un ejemplo de esto es el depósito conglomerático que se encuentra en el

núcleo del anticlinal de Aguilar del Alfambra. Los materiales que conforman este depósito se observan en campo como una serie predominantemente conglomerática, aunque hay presencia de niveles de arenisca. Los conglomerados que conforman este depósito tienen un color rojo intenso, y se diferencian claramente de los conglomerados observados en Galve por tener una presencia mayor de matriz lutítica roja, así como por tener un tamaño de grano menor que los materiales de Galve (con un diámetro de 2-3 cm), y se encuentran mucho mejor seleccionados, aunque siguen siendo de composición calcárea. Además, los cantos que conforman estos materiales tienen una forma más angulosa que los que se encuentran en el abanico aluvial de Galve. Esto permite inferir que se trata de depósitos de distinto origen, no equivalentes como se supuso en la cartografía realizada para la serie MAGNA (Gautier, 1979).

Los materiales jurásicos de la zona son los más abundantes en la zona, y la gran mayoría de los relieves que se observan corresponden a esta serie de formaciones. Son de especial relevancia en la zona de estudio porque son el área fuente de los cantos que se observan en los conglomerados, como puede deducirse por el hecho de que éstos sean de naturaleza calcárea, y los materiales jurásicos son casi exclusivamente calizas y margas. En las zonas circundantes al área de estudio, los materiales más relevantes corresponden a la Formación Aguilar del Alfambra (Aurell et al, 2016), una formación calcárea del Jurásico Superior. Los materiales jurásicos se encuentran afectados de forma notable por la orogenia alpina, como puede constatarse con el hecho de que la serie presenta una importante serie de pliegues, notablemente al sur de la zona de capas verticalizadas.

Por encima de estas capas de calizas, se puede encontrar una serie formada por una alternancia de materiales arenosos, de tamaño arcilla, y barras calcáreas, en ocasiones con fósiles de bivalvos. Esta serie se presenta invertida en la zona sur del área de estudio, pero más al sur muestra una serie de sinclinales y anticlinales y acaba colocándose de forma normal sobre los relieves jurásicos que forman la orografía del territorio. Al este de los materiales cenozoicos, se vuelven a observar las formaciones cretácicas, en este punto formando parte de un tren de pliegues de dirección de eje N-S.

Los más modernos de estos materiales son un depósito de materiales finos, principalmente arenas y lutitas, que forman parte de la Formación Camarillas. Se caracteriza por estar formada por arenas de color blanco o blanco amarillento, muy bien clasificadas y de grano generalmente fino, junto con series de lutitas de color morado a rojo vinoso. En la zona de estudio, estos materiales afloran en la base de las secuencias observadas en la zona de capas verticalizadas y en el Barranco del Pelejón. En el barranco se presentan como una capa continua, que destaca por tener el techo de la formación encostrada, siendo la arena más oscura y más compacta.

4. Tectónica

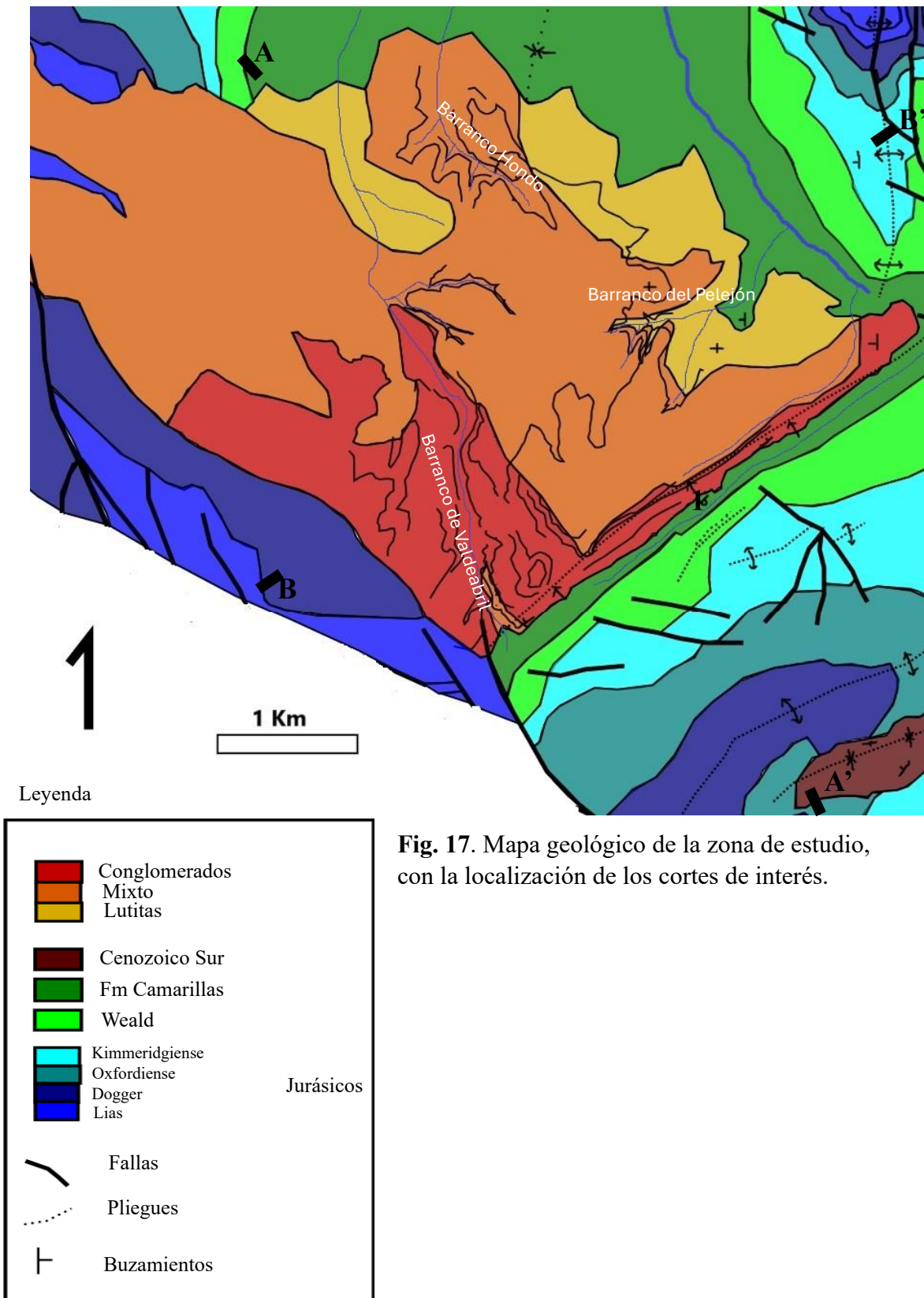


Fig. 17. Mapa geológico de la zona de estudio, con la localización de los cortes de interés.

En la figura 17 se puede ver un mapa geológico del área de estudio, en el que además de los materiales que conforman la litología se observan las fallas y los pliegues que les afectan. Son especialmente intensos los

pliegues que se observan en los materiales mesozoicos del este, en la zona sur de los depósitos cenozoicos, y en el extremo sudeste del mapa, que correspondería al anticlinal de Aguilar del Alfambra y a la unidad detrítica que se asienta sobre su cresta.

La mayor parte de los materiales de la zona de estudio se encuentran dispuestos de forma casi horizontal, probablemente en posición de depósito original o en una disposición cercana a ella. Sin embargo, se puede constatar que la zona ha sufrido deformaciones tectónicas durante su historia. Evidencia clara de ello es la presencia de capas de conglomerados y lutitas verticalizadas en el sector sur, además de la deformación notable en las capas mesozoicas que se encuentran formando la base de la serie en la que se asientan los depósitos aluviales.

Como puede observarse en la cartografía geológica y los cortes asociados a ella (Fig. 18), las macroestructuras más importantes en la zona de estudio son dos series de pliegues: un tren de pliegues de dirección E-W que afecta al sustrato mesozoico y a los materiales detríticos, y uno de dirección N-S que solamente afecta a los materiales mesozoicos. También se observan en el mapa varios sistemas de fallas, que afectan fundamentalmente a los materiales del Mesozoico.

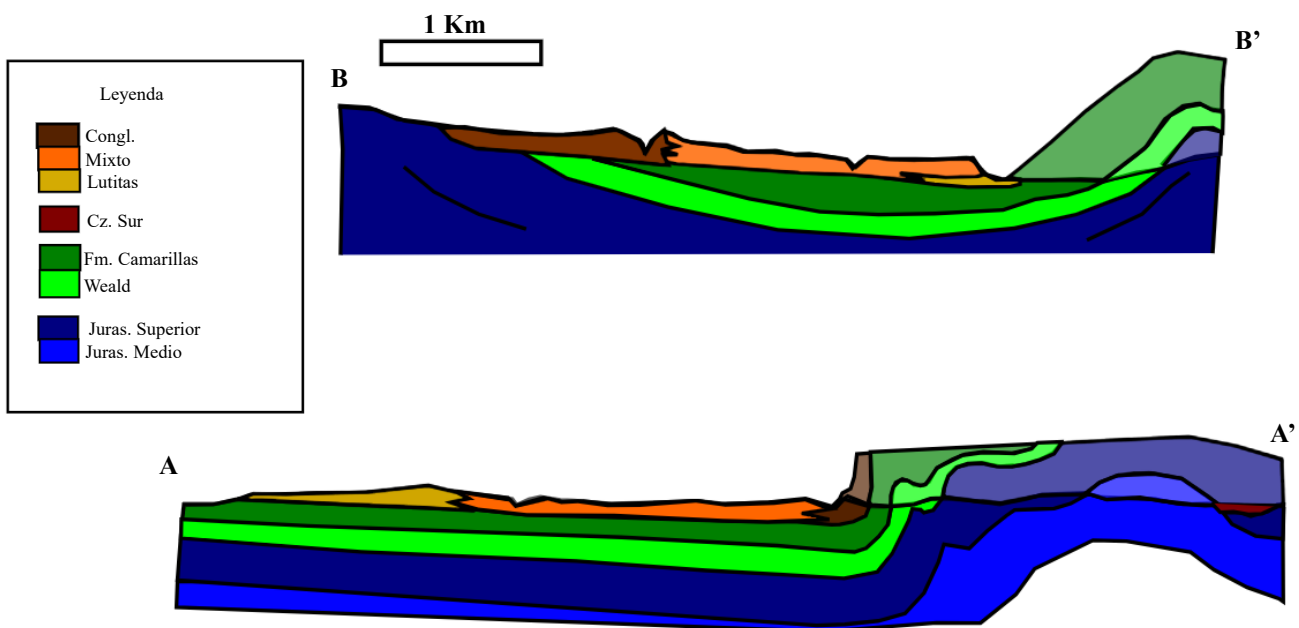


Fig. 18 Cortes geológicos de la zona estudiada. A-A' de norte a sur, B-B' de oeste a este

Para analizar la tectónica general que ha sufrido la zona, y debido a la ausencia de una zona de charnela clara dentro de los materiales cenozoicos que permita caracterizar su geometría, se ha estudiado principalmente la serie de pliegues que se encuentran en los materiales mesozoicos. Los datos de buzamiento tomados de los flancos del pliegue 1, marcado en el mapa, se muestran en el estereograma de la Figura 19. A partir de los polos de la estratificación se define un pliegue de eje subhorizontal de dirección N070°E. Las capas verticalizadas de los conglomerados, que se encuentran casi concordantes con el Mesozoico, pertenecerían al flanco norte de este pliegue.

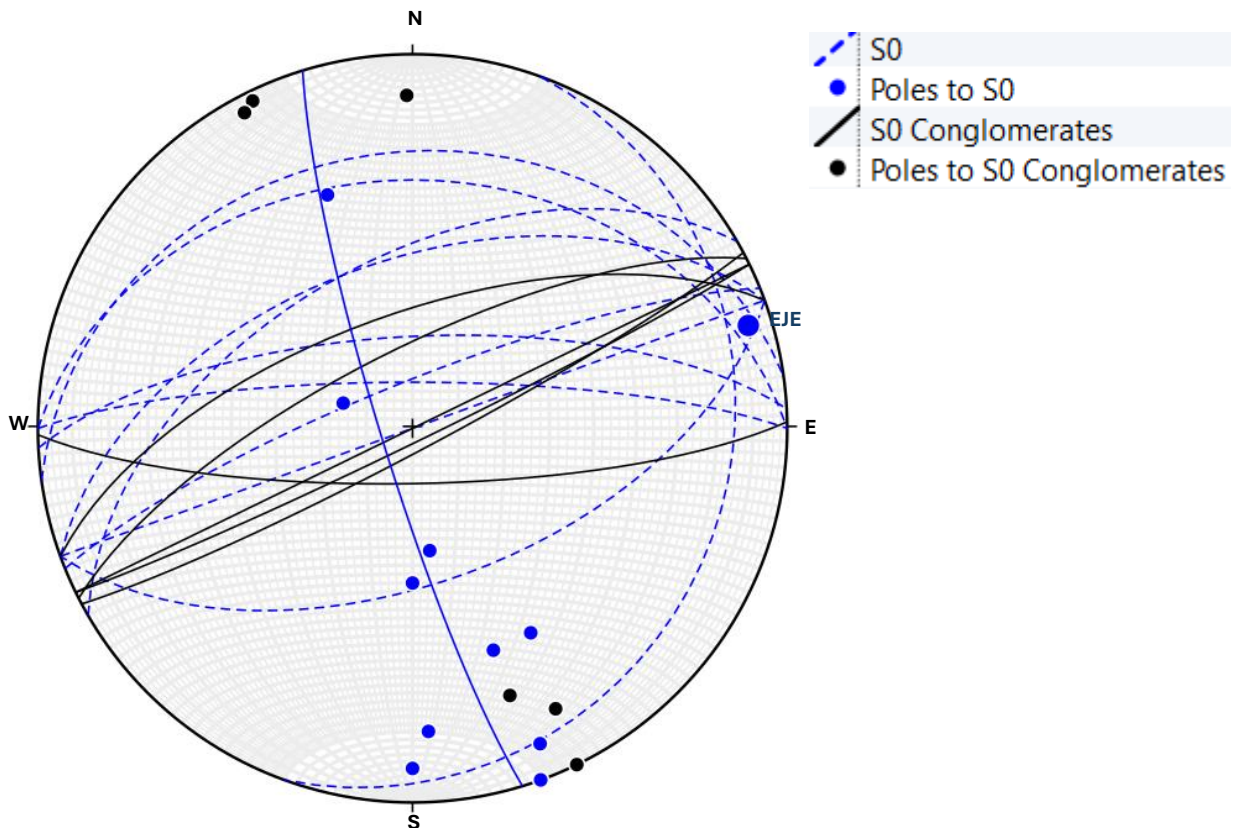


Fig. 19 Estereograma mostrando la orientación de los flancos del pliegue en materiales mesozoicos y su plano de movimiento (en azul, ajustado a los polos de S_0), así como el buzamiento de las capas de conglomerados de la zona verticalizada (en negro). Nótese la compatibilidad entre ambos grupos de planos.

En otras zonas del entorno de Galve se pueden observar evidencias de plegamientos en otras direcciones afectando al Mesozoico. El pliegue más importante se puede observar en los alrededores del Corral de Barranco del Pelejón. Los materiales se encuentran plegados en dirección N-S, y corresponden a una secuencia de calizas y lutitas, con presencia de areniscas, correspondientes al Cretácico inferior (facies Weald). Junto a los materiales cretácicos, afloran los materiales jurásicos en el núcleo del pliegue, posiblemente ayudados por un pequeño cabalgamiento.

Sin embargo, en los materiales cenozoicos propiamente dichos la única evidencia clara de deformación, como ya hemos descrito, son las capas prácticamente verticales que se encuentran en la zona sur del área de estudio. Estas capas tienen un buzamiento concordante con el mostrado por el flanco norte del anticlinorio de Aguilar del Alfambra, y pierden rápidamente buzamiento hacia el norte y hacia el oeste. Hacia el oeste, se observa cómo las capas que se encuentran verticalizadas pasan a tener un ligero buzamiento hacia el norte en el corte del Barranco de Valdeabril. Hacia el norte, aunque el tramo se encuentra cubierto, el siguiente afloramiento en el que se pueden observar fácilmente las capas es el afloramiento del oeste del Barranco del Pelejón, en el que las capas se encuentran casi horizontales. Hacia el este, se puede observar a pie del camino como la secuencia cambia lateralmente de buzamiento.

En su zona nororiental, las capas cenozoicas se disponen de forma prácticamente horizontal, y no se encuentran afectadas por las deformaciones contractivas que levantaron el pliegue N-S que afecta a los materiales mesozoicos.

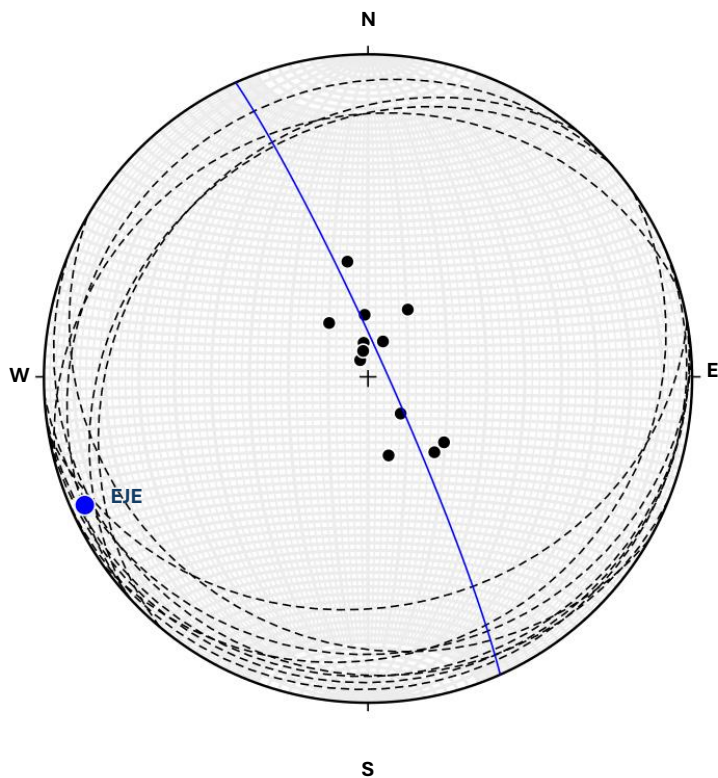


Fig. 20 Estratificación y polos de la estratificación de los materiales del sinclinal al SE del depósito principal, que definen un eje de plegamiento subhorizontal de dirección N070E.

de tamaños de más de 50 cm de diámetro, a litofacies predominantemente lutíticas, con algunas intercalaciones de areniscas o conglomerados de pequeño tamaño, pasando por secuencias de alternancia entre una litología y otra (Fig. 18).

Este tipo de distribución de facies es característico de un medio direccional que pierde energía (como ríos o abanicos aluviales), con los tamaños de grano de los cantos siendo seleccionados en función de la energía necesaria para su transporte. En vista de la escasa extensión de los depósitos, y el corto espacio en el que se observan los cambios, además de una geometría en planta relativamente equidimensional, la formación de los depósitos debió de ser en un medio de abanico aluvial.

Las morfologías de un abanico aluvial son muy características, con una distribución de facies en la horizontal en cinturones, desde un ápice proximal donde se encuentran las litologías más gruesas, y con cambios radiales en los que va disminuyendo el tamaño de grano de los depósitos. Esta distribución puede observarse fácilmente en el área de estudio.

Como puede observarse, los materiales conglomeráticos se encuentran principalmente en el sur de la zona, sobre todo en el entorno del Barranco de Valdeabril y cerca de la columna de Abrevadero Sur. Esta localización precisa indicaría el ápice de los abanicos aluviales, colocándolo en el sur del Barranco de Valdeabril, donde se conectaría con vaguadas provenientes de los relieves jurásicos, siendo esta zona un lugar con alta energía y donde se acumularon las potentes series de conglomerados de cantos gruesos que se observan hoy en día.

Más alejadas del área fuente, se observan facies distales del abanico con predominancia lutítica. Estas facies se observan sobre todo al este del área de estudio, lo que indicaría las dimensiones del abanico, que alcanza los 3,5 km de radio. En las zonas más distales del abanico, donde la energía del medio es mucho menor, llegarían avenidas ocasionales que depositaron las intercalaciones de arenisca y de conglomerados que se observan.

Además de la distribución de las litofacies en el depósito, existen otras evidencias que apuntan a un transporte de dirección W a E. Las más relevantes son morfologías de canal que muestran un eje de dirección aproximada W-E, que se observan sobre todo en el norte. Otra estructura indicadora de flujos

Los materiales cenozoicos que se observan sobre la cresta del anticlinal de Aguilar del Alfambra se encuentran encajados dentro de un sinclinal de dirección E-W que pliega los materiales jurásicos infrayacentes y afecta ligeramente a esos conglomerados. Los datos de estratificación tomados de los flancos de ese sinclinal (Fig. 20) indican que tiene una dirección similar a la del propio anticlinal (N070°E), lo que parece indicar una dirección de acortamiento también parecida, con dirección NNW-SSE.

5. Discusión de resultados

5.1. Reconstrucción paleoambiental

Para caracterizar un depósito sedimentario, es necesario conocer el ambiente de depósito de los materiales que lo conforman.

En el caso del depósito de Galve, se observa una serie de materiales detríticos que varían lateralmente de asociaciones de litofacies con una clara predominancia de conglomerados, algunos con cantos

sería la estratificación cruzada que puede observarse en cuerpos de arenisca intercalados en material conglomerático, que indican paleocorrientes en dirección ENE.

Observando los cantos de los conglomerados de la zona, se puede ver que los materiales tienen una naturaleza predominantemente calcárea, así como una angulosidad alta para tratarse de materiales fácilmente erosionables, y se observa un cambio lateral de facies proximales a distales importante en poca distancia, lo que evidencia un ambiente de abanico aluvial sobre fluvial. Debido a que los depósitos de abanico aluvial suelen provenir de los materiales circundantes, la presencia de estos cantos indicaría que el área fuente serían los materiales mesozoicos del margen.

5.2. Evolución paleogeográfica y tectónica de la cuenca

Por otra parte, además de caracterizar el ambiente de formación, es de interés conocer la edad de los materiales y la evolución que ha tenido la cubeta.

El principal problema que tiene el depósito es que la ausencia de calizas y margas, así como la desconexión con otros depósitos de la zona, dificulta los métodos normales para determinar la edad de los materiales, como fósiles guía o correlación con facies en continuidad lateral. Los fósiles que se pudieran encontrar en los depósitos serían probablemente reelaborados, o bien encontrarse en los cantos de los conglomerados, lo que no daría la edad de los materiales, sino la edad de las rocas madre de los mismos. Tampoco hay continuidad lateral que permita comparar el depósito con otros materiales más fácilmente datables (como calizas fosilíferas en otras cuencas, por ejemplo).

Sin embargo, una aproximación que puede hacerse para estimar la edad de los materiales cenozoicos es observar sus relaciones con los pliegues de la zona. Se observan dos trenes principales de pliegues que afectan a los materiales mesozoicos. El primero es una serie de pliegues de dirección NNW-SSE, con un pliegue notable perteneciendo a este tren al este del Cenozoico, afectando a los materiales cretácicos y jurásicos. Esta dirección de plegamiento es consistente con una serie de pliegues que pueden encontrarse en diversos puntos de la Cordillera Ibérica turolense, y que Liesa y Simón (2009) hacen coincidir con un pulso especialmente intenso de deformación alpina ocurrida durante el Oligoceno superior.

La segunda familia de pliegues tiene una dirección más ENE-WSW, y se observa de forma notable al sur del Cenozoico, aunque se puede observar su continuidad hasta el Anticlinal de Aguilar del Alfambra, en el que se localiza el segundo depósito de detríticos. Esta dirección de plegamiento estaría relacionada con un cambio de dirección de la tectónica alpina sobre la Cordillera Ibérica, también coherente con un cambio de dirección de la compresión que Lisa y Simón (2009) datan en el Mioceno Inferior.

Por tanto, se puede deducir la edad aproximada de los materiales detríticos teniendo en cuenta su relación con las estructuras tectónicas mencionadas. En la zona este, aunque no aflora la conexión entre los materiales cenozoicos y el pliegue en los materiales mesozoicos, se observa que las capas de detríticos terminan de forma muy horizontal, y por tanto no se verían afectados por el plegamiento NNW-SSE. Sin embargo, en la zona sur las capas conglomeráticas muy verticalizadas estarían afectadas por el pliegue ENE-WSW. A partir de estas relaciones, se concluye que la edad de los materiales sería posterior al primer tren de pliegues y anterior al segundo, lo que los situaría claramente en el Mioceno Inferior.

Los materiales cenozoicos del sur de Galve serían, por tanto, equivalentes a la unidad T5 de la vecina cubeta cenozoica de Aliaga, que es también posterior al pliegue NNW-SSE de Aliaga-Miravete (puede constatarse al estar en discordancia angular sobre una unidad T4 plegada en el flanco oeste del pliegue), y anterior a pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-WSW que forman el borde meridional de la cubeta en la zona de Cobatillas (Simón, 2004; Simón et al., 1998). En el caso de Aliaga, al contrario que en Galve, las dos familias de pliegues llegan a interferir y desarrollar estructuras de superposición notables que también, por sí mismas, demuestran la posterioridad de los pliegues ENE-WSW respecto a los NNW-SSE.

Su relación con los pliegues de segunda fase también permite determinar que el depósito de materiales cenozoicos que se encuentra en la cresta del Anticlinal de Aguilar del Alfambra no es coetáneo a los materiales de Galve. Además de presentar una litología diferente, con mayor cantidad de matriz arcillosa y cantos más angulosos, y un color rojo en contraposición al color anaranjado que presentan los detríticos de Galve, estos materiales se encuentran dispuestos de forma erosiva sobre la cresta del anticlinal de Aguilar del Alfambra. Por tanto, son posteriores a la formación del anticlinal, pero aún están afectados ligeramente

por el plegamiento ENE-WSW, concretamente por un estrecho sinclinal formado como una “arruga menor” sobre la cresta del anticlinal. La edad de estos materiales correspondería al final de la etapa de plegamiento, mientras que los materiales de Galve, con su base concordante con el Mesozoico y plegada conjuntamente con él, sería completamente anterior.

Por tanto, se podría resumir la historia geológica de la cuenca de la siguiente forma (Fig. 21):

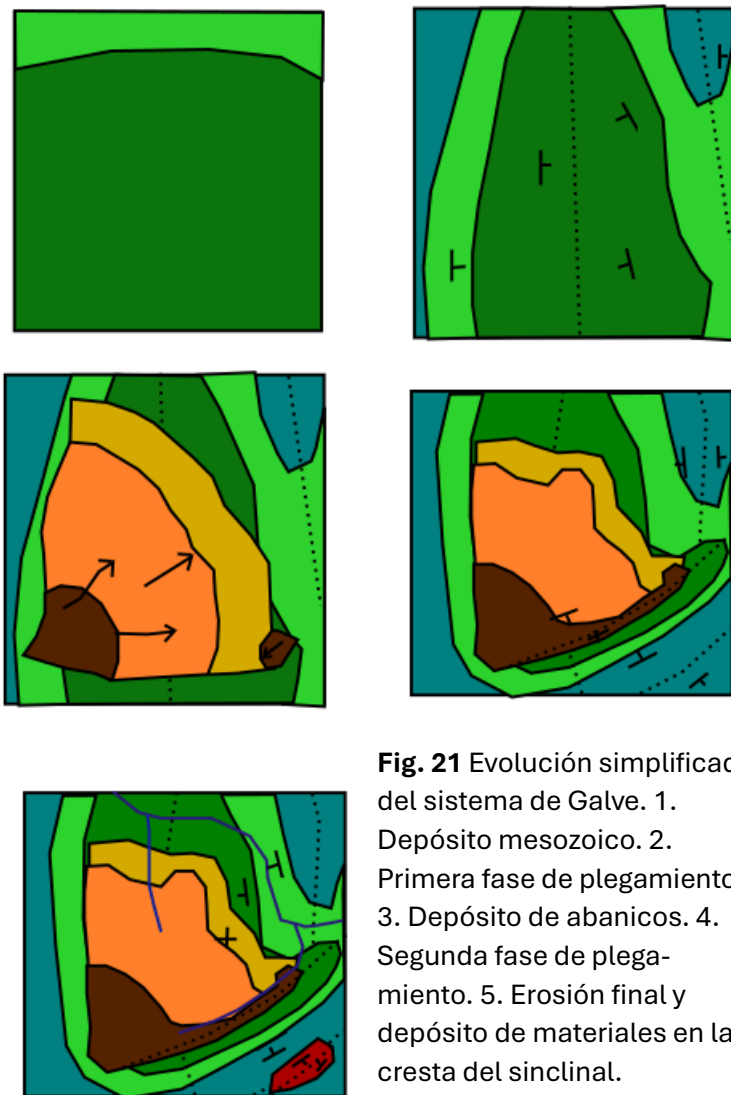


Fig. 21 Evolución simplificada del sistema de Galve. 1. Depósito mesozoico. 2. Primera fase de plegamiento. 3. Depósito de abanicos. 4. Segunda fase de plegamiento. 5. Erosión final y depósito de materiales en la cresta del sinclinal.

- Durante el Mesozoico, en etapas de *rift* y posterior subsidencia térmica, se depositan los materiales que conforman el sustrato de la zona.
- Durante la orogenia alpina, los materiales mesozoicos se pliegan. A finales del Oligoceno, se encuentran plegados con trenes de pliegues de dirección NNW-SSE.
- La erosión de los materiales jurásicos al oeste del área de estudio y su movilización hacia el este deja depósitos de abanico aluvial en el sinclinal.
- La continuación de la orogenia durante el Mioceno inferior genera una serie de pliegues E-W, que afectan a los materiales depositados.
- Durante esta etapa de plegamiento, se erosiona la cresta del Anticlinal de Aguilar del Alfambra, y en ella se depositan materiales detríticos que son ligeramente plegados en forma de sinclinal.

6. Conclusions

Based on the evidence that has arisen from the analysis of the stratigraphy and the tectonic structures in and

around the area of the Cenozoic deposits to the South of the village of Galve, a clearer paleogeographical and evolutionary picture than older information permitted can be obtained.

Analysing the stratigraphical columns that have been drawn in different locations, as well as observing the continuity that some strata present and that help link the columns, it can be ascertained that the deposits were formed in an alluvial fan, with its apex near the SW of the present-day deposits, and progressively finer and more distal deposits radiating northwards and eastwards. These correlations and columns also help reconstruct the different subsystems that made up the alluvial fan, such as old canal beds and zones with outwash currents. An updated facies map of the area highlights the differences between coarser and finer deposits in the area.

The study of folds that affect the Cenozoic deposits and the Mesozoic rocks underneath them have also helped modernize the view on the tectonic structure and its age, as they help reduce the age bracket during which the conglomerates and silts were deposited. Previous studies, based loosely on the ages of nearby deposits, and some anecdotal fossil evidence (which, coming from a detritic area, might well be reworked)

gave the Galve deposits a Late Oligocene age. However, observing the relationships between the deposits and geological structures, it can be observed that the deposits date from the Early Miocene, as they overlap structures that are already Late Oligocene, but are affected by Early Miocene folding. This means that the deposits have more in common with the Miocene-aged rocks in the Aliaga T5 deposits than to the nearby breccia that form a small syncline on the ridge of the Aguilar del Alfambra anticline, which would be slightly younger than the Galve deposits.

7. Bibliografía

Arenas, C., Pardo, G., González, A. y Villena, J. (1989): El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 41-54.

Aurell, M., Bádenas, B., Gasca, J.M., Canudo, J.I., Liesa, C.L., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M. y Najes, L. (2016): Stratigraphy and evolution of the Galve sub-basin (Spain) in the middle Tithonian-early Barremian: Implications for the setting and age of some dinosaur fossil sites. *Cretaceous Research*, 65: 138-162. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.04.020>

Busquets, M.C. (1987): *Estudi geològic de la vora sud-oest de la Fossa de Calataiud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocho*. Tesis lincenciatura, Universidad de Barcelona.

Busquets, M.C. y Santanach, P. (1988): Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29-31.

Ezquerro, L., Simón, J.L., Luzón, A. y Liesa, C.L. (2019): Alluvial sedimentation and tectono-stratigraphic evolution in a narrow extensional zig-zag basin margin (northern Teruel Basin, Spain). *Journal of Paleogeography*, 8, 29-53. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0044-4>.

García-Penas, A. y Aurell, M. (2017): Tectono-sedimentary evolution around the Jurassic-Cretaceous transition in Galve (Aguilar del Alfambra Formation, Teruel, Iberian Chain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30(2): 79-90.

Gautier, F. (1979): Cartografía Serie MAGNA, Hoja 543 (Villarluengo). Instituto Geológico y Minero de España

Gautier, F.; Barnolas, A. (supervisor) (1979): Memoria de la Hoja 543 de la serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España.

Godoy, A., Olivé, A. y Moissenet, E.; Gutiérrez, M., Aguilar, M.J., Ramírez, J., Aragonés, E., Giner, J. y Portero, J.M. (colabs) (1983): Memoria de la Hoja 542 de la serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España.

Gracia-Prieto, F.J., Gutiérrez, M. y Lerános, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 135-142.

Guimerà, J. (2018): Structure of an intraplate fold-and-thrust belt: The Iberian Chain. A synthesis. *GeologicaActa*, 16 (4): 427-438. DOI: 10.1344/GeologicaActa2018.16.4.6

Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, A. (2004): Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, 161(2): 291-303. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-055>

Lapparent, A.F. de (1960): Los dos Dinosaurios de Galve, *Teruel*, 24, 1-21.

Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009): Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474 (1-2): 144-159.

Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Berlin, Heilderberg.

Olivé, A., Godoy, A. y Moissenet, E. (1981): Cartografía Serie MAGNA, Hoja 542 (Alfambra). Instituto Geológico y Minero de España.

Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Teruel, Instituto de Estudios Turolenses.

Simón, J.L. (2004): Superposed buckle folding in the Eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26, 1447-1464.

Simón, J.L. (coord.), Arenas, C., Arlegui, L., Aurell, M., Gisbert, J., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. y Soriano, A. (1998). *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ayto. de Aliaga-CDMATE-Departamento de Geología Universidad Zaragoza, 155 p.

Simón Porcar, G. (2017): *Estudio stratigráfico y estructural de los sedimentos neógenos al este de la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica)*. Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Zaragoza.

Vera, J. A. (2004): *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 884 p.