



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

**Guillermo
Simón Porcar**

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL DE
LOS SEDIMENTOS NEÓGENOS AL ESTE DE
LA SIERRA DEL POBO (CORDILLERA IBÉRICA)



- Trabajo de fin de grado -
Curso 2016-2017

ÍNDICE

<i>ABSTRACT</i>	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Planteamiento y objetivos del trabajo	3
1.2. Situación geográfica y geológica	3
1.3. Antecedentes	4
1.4. Metodología	5
2. LOS MATERIALES CENOZOICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
3. ESTRATIGRAFÍA	6
3.1. Introducción	6
3.2. Columnas estratigráficas	8
3.3. Correlación e interpretación sedimentológica y paleogeográfica	13
4. ESTRUCTURA	14
4.1. Estructura general de la zona	14
4.2. Estructura en afloramientos	15
4.3. Análisis de paleoesfuerzos	18
5. GEOMORFOLOGÍA	19
5.1. Superficies de erosión y evolución del relieve	19
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	21
7. CONCLUSIONS	23
8. BIBLIOGRAFÍA	24

ABSTRACT

The El Pobo Basin is a Cenozoic sedimentary basin placed within the El Pobo Depression, whose formation responds to erosive and tectonic processes. The area is limited at its margins by the Sierra de El Pobo (that separates our basin from the Teruel-Alfambra Basin) to the west, the Sierra de Gúdar to the east, the Aguilar del Alfambra anticlinorium to the north, and Mesozoic outcrops in the area near to Monteagudo del Castillo and Allepuz, to the south. Inside the El Pobo basin widespread outcrops of Cenozoic materials appear along two subbasins that are separated by the Ababuj anticline relief, which was created by the reactivation of Cretaceous extensional structures as compressive ones during the Alpine Orogeny.

The objective of this work was to study these Cenozoic outcrops at their geological context, from sedimentological, structural and geomorphological viewpoints, in order to know if they can be considered as a proper basin, and to analyze the development and evolution of that hypothetical basin.

The Cenozoic materials of the El Pobo Depression were never studied in depth, only vaguely mapped and defined as a single unit. However, there exist many studies that analyze sedimentology and structure of adjacent Mesozoic and Cenozoic rocks. They have been useful in order to define the age of our basin, relating sediment characteristics with the present deformation structures and with the erosive surfaces along the depression. The procedure followed during the study of the basin consisted on a conscientious fieldwork, after bibliographic revision, recognizing the material features and their setting, and also their relationship with the deformation structures. Several data have been taken in order to elaborate the maps, the stratigraphic schemes and to analyze the stress system.

Along this report the results for the work accomplished are reflected, showing several evidences of a proper basin evolution at the El Pobo Depression. The basin is divided into two sectors, separated by the mentioned Ababuj anticline. The sedimentological study for both sectors has showed different deposit devices for each one. The western subbasin presents a predominant alluvial character, with a concentric drainage, while in the eastern one the sediment characteristics indicate a fluvial-alluvial system, with an axial drainage orientated to the north. Within an isolated Cenozoic area at the north of the western subbasin (Muela de la Umbría), evidence of a lacustrine system has been noticed. In every sector of the basin an interpretation of megasequential evolution was made and correlated with the sequences interpreted by Ezquerro (2017) for the northern sector of the Teruel Basin.

The relationship between Cenozoic materials and deformation structures indicates that sedimentation occurred within the framework of several extensional episodes. Also, at the depression and its surroundings we found indications of several erosive surfaces, among which the most remarkable are the SEI and the SEF (the last one divided into three surfaces). The SEF upper sublevel seems to mark the limit of sedimentation at most of the basin, and later the SEF itself leveled the tilted deposits. Between a surface and the next the sediments were deformed by an extensional episode. Only at the northern area of the basin the SEF itself could be the upper limit of basin filling.

With all these data, and with the age of the SEI set at 11,2 Ma, and at 3,8 Ma and 3,5 Ma for the upper sublevel of SEF and the SEF itself, respectively (Ezquerro, 2017), we could frame the El Pobo basin between a lower limit placed at 9 Ma, and an upper limit at 3,8 Ma, with a possible continuation of sedimentation in the northern sector until 3,5 Ma.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento y objetivos del trabajo

En la Depresión de El Pobo, zona comprendida entre la Sierra de El Pobo y la Sierra de Gúdar (en sentido E-W) y entre el norte de Aguilar del Alfambra y Allepuz (en sentido N-S), existen una serie de afloramientos cenozoicos de cierta entidad que no han sido estudiados ni desde el punto de vista estratigráfico ni estructural. Todos ellos están incluidos en una unidad paleógeno-neógena en la cartografía del Mapa Geológico de España de Villarluengo (Gautier, 1979), y tampoco existe un modelo genético y evolutivo para ellos. El planteamiento de este trabajo se enfoca a averiguar si estos depósitos representan los restos del relleno de una cuenca neógena (si pudiera considerarse como tal) situada en la Depresión de El Pobo, y en tal caso a caracterizar su estructura y su evolución.

El estudio geológico se centrará principalmente en los aspectos sedimentarios, estructurales y geomorfológicos, de cara a interpretar el origen y evolución de los depósitos, enmarcándolo en el contexto regional de ese sector de la Cordillera Ibérica. Los objetivos concretos son:

- Realizar un estudio estratigráfico de los materiales neógenos presentes en la Depresión de El Pobo, interpretando su origen y su posible relación con el precursor del Río Alfambra.
- Hacer un estudio estructural de la cuenca, enmarcado en el contexto tectónico regional, y averiguar en qué grado la tectónica condicionó su formación.
- Elaborar un mapa geológico detallado en el que se diferencien las distintas unidades terciarias presentes en la cuenca, así como cortes geológicos a escala de la zona de trabajo en los que se represente su estructura.
- Elaborar un mapa geomorfológico para analizar la relación de la estructura actual con las distintas superficies de erosión presentes en la zona, desarrolladas a lo largo del Neógeno.
- Conseguir precisar la edad de la cuenca.

1.2. Situación geográfica y geológica

La zona estudiada se sitúa en la provincia de Teruel, a unos 40 km de la capital hacia el noreste, en el entorno de las localidades de Aguilar del Alfambra, Ababuj, el Pobo, Jorcas, Allepuz y Monteagudo del Castillo (fig. 1). La Depresión de El Pobo se encuentra inmediatamente al este de la Sierra de El Pobo, al oeste del alto de Camarillas-Jorcas y al norte de la Sierra de Gúdar, y se encuentra a su vez surcada por el Río Alfambra, en su curso alto.

Geológicamente, la Depresión de El Pobo se encuentra en la rama oriental de la Cordillera Ibérica, al este de la Cuenca neógena de Teruel, en el bloque oriental levantado de la zona de falla de la Sierra de El Pobo (fig. 1c). Si en general las estructuras de esta cadena siguen una dirección NW-SE, en este sector las principales estructuras son N-S: de oeste a este, el anticlinorio de la Sierra de El Pobo, el anticlinal de Ababuj-Alcalá de la Selva, el sinclinal de Camarillas y el anticlinal de Aliaga-Miravete. A estas estructuras N-S se les superponen en algunas zonas otras de dirección E-W, formando estructuras de superposición de pliegues, como las que aparecen en Aliaga (Simón, 2004) y en la Sierra de El Pobo (Liesa, 2011b). Estas estructuras están controladas por fallas extensivas mesozoicas y del zócalo varisco (Álvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993; Liesa et al., 2000; Capote et al., 2002). Durante el cambio de régimen, de extensional a compresivo, que tuvo lugar en el tránsito Cretácico-Cenozoico, las principales estructuras que dominan en nuestro sector fueron controladas por fallas extensionales cretácicas (p. ej. fallas de Ababuj y Miravete; fig. 1b), que sufren una inversión positiva durante la orogenia. La falla de Ababuj limitó por el oeste la subcuenca de Galve (Soria, 1997; Liesa et al., 2000). Durante la orogenia tiene lugar el depósito de sedimentos aluviales y lacustres continentales que son deformados, a su vez, por las estructuras compresivas.

Durante el Neógeno, y especialmente a partir del Mioceno medio, las condiciones geodinámicas cambian y se inicia un periodo extensional postorogénico en el que se forman cuencas extensionales de orientación N-S (p. ej., Cuenca de Teruel), transversales al edificio orogénico (Capote et al., 2002). En este periodo se han distinguido dos episodios extensionales principales, uno en el Mioceno superior y otro en el Plioceno superior-Pleistoceno (Viallard, 1973; Simón, 1982).

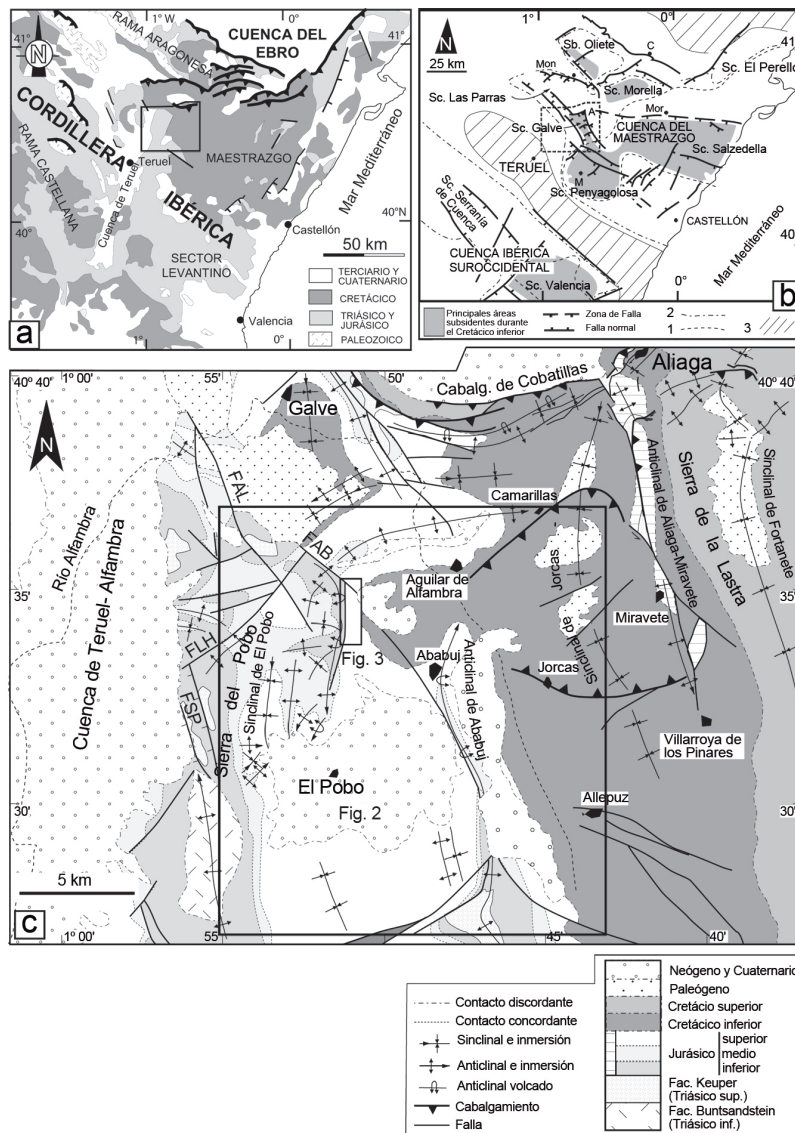


Fig. 1. Situación geográfica y geológica del área de estudio. Modificado de Liesa (2011a).

materiales han sido atribuidos a una única unidad. Por ello, trabajos centrados en otras cuencas terciarias de la Cordillera Ibérica pueden ser de gran utilidad de cara a datar los materiales cenozoicos de El Pobo, así como para establecer una posible correlación con las de otros sectores de la Cadena Ibérica.

En ese sentido, es interesante resaltar los trabajos de Arenas *et al.* (1989), que analizan la estratigrafía y sedimentología de los materiales aluviales de la cubeta de Cobatillas, y González y Guimerà (1993), quienes hacen un estudio completo de la cuenca terciaria de Aliaga, diferenciando seis unidades tectosedimentarias que abarcan en edad desde el Paleoceno hasta el Mioceno inferior. De dichas unidades, las dos más recientes (T5 y T6) aparecen sólo en el sector occidental, y es T5 la que constituye el sistema aluvial de Cobatillas.

Por su parte, la cuenca de Alfambra-Teruel ha sido extensamente estudiada desde los años 60 debido sobre todo a su riqueza en yacimientos de vertebrados. Weerd (1976) definió las formaciones Peral, Alfambra, Tortajada y Escorihuela en el sector norte de la cuenca. Godoy *et al.* (1983) establecen unas unidades informales (Rojo 1, Páramo 1, Rojo 2, Páramo 2, Rojo 3) que han sido utilizadas con frecuencia en la mayoría de las cartografías geológicas. Alcalá *et al.* (2000) realizan una síntesis bioestratigráfica de toda la cuenca recogiendo la información de los yacimientos paleontológicos y

1.3. Antecedentes

El sector de la Cordillera Ibérica en el que se sitúa este trabajo ha sido objeto de estudio por varios autores, tanto desde el aspecto estratigráfico y estructural como desde el geomorfológico.

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales estudiados nunca han sido investigados en profundidad, dado que la mayoría de los trabajos se centran en el Mesozoico. Soria (1997) y Liesa *et al.* (2000) estudian las cuencas del Cretácico inferior del Maestrazgo, analizan la sedimentología de sus unidades y reconstruyen las fallas principales que las delimitan (fig. 1b). En particular, identifican la denominada falla de Ababuj, localizada en el núcleo del anticlinal de Ababuj, como el límite oeste de la subcuenca de Galve.

Sobre los materiales cenozoicos no se han realizado estudios estratigráficos que los caractericen. En la cartografía realizada por el IGME (Gautier, 1978, 1979; Godoy *et al.*, 1983) todos esos

contrastándola con datos paleomagnéticos. Por último, Ezquerro (2017) elabora un modelo general de la cuenca que incluye la reconstrucción completa de su estratigrafía, la definición de unidades genéticas acotadas cronológicamente y la interpretación de los factores tectónicos y climáticos que la han condicionado.

En cuanto a los aspectos estructurales, los estudios realizados se han centrado también en los sectores situados al norte y al oeste de la Depresión de El Pobo. En la zona de Aliaga, destacan los estudios sobre superposición de plegamientos en los que se pone de manifiesto que las estructuras de orientación N-S son más antiguas que las de orientación E-W a ENE-WSW (Simón, 1980, 2004). Guimerà (1988) interpreta esa misma relación de superposición y la extiende a varios pliegues E-W sobrepuestos al sinclinal de Camarillas en el margen oriental de la Depresión de El Pobo. Liesa (2011a, b) identifica estructuras de superposición similares en el Mesozoico de la Sierra de El Pobo, a la vez que realiza un exhaustivo estudio de la fracturación (fundamentalmente heredada del Mesozoico) y de la evolución de los campos de esfuerzos.

Dentro de la cubeta de Cobatillas, la unidad cenozoica T5 se dispone discordante sobre el flanco del anticlinal N-S de Campos-Aliaga-Villarroya de los Pinares, y es afectada por el cabalgamiento ENE-WSW de Cobatillas, mientras que la unidad T6 es discordante sobre pliegues de eje vertical pertenecientes a la generación de pliegues superpuestos ENE-WSW (Simón, 2004). Todo ello permite establecer unas relaciones cronológicas entre estructuras y unidades cenozoicas en las que nos basaremos para interpretar la evolución de nuestra área de estudio.

En el aspecto geomorfológico destacan los trabajos de Lozano (1983) y Pailhé (1984), que estudian y cartografían el relieve de la Depresión de El Pobo, localizada fundamentalmente sobre los materiales blandos de las facies Purbeck y Weald, entre el Jurásico de la Sierra de El Pobo y el Cretácico inferior marino del sinclinal de Camarillas. Pailhé (1984) define las superficies de erosión de la zona y distingue entre una superficie más antigua, que se sitúa en las zonas más elevadas, y una superficie más moderna y extensa, en altitudes en torno a 1400-1500 m. Esta última correspondería a la que Peña *et al.* (1984) denominan Superficie de Erosión Fundamental (SEF) de la Cordillera Ibérica, y que tanto estos autores como Simón (1983) consideraban como superficie casi única que arrasaba todo el relieve. Recientemente, Ezquerro (2017) reconoce en la Sierra de El Pobo el aplanamiento principal de la SEF y un desdoble de la misma que se sitúan topográficamente más alto, y a partir de sedimentos correlativos en la Cuenca de Teruel data dichas superficies de erosión en 3,5 y 3,8 Ma, respectivamente. Pérez y Simón (2014) evalúan los factores condicionantes del relieve de la zona y proponen un modelo de evolución geomorfológica para la cuenca alta del río Alfambra.

1.4. Metodología

La principal carga de trabajo para la realización de este Trabajo de Fin de Grado ha sido el estudio de campo, reconociendo la zona y los materiales cenozoicos en su conjunto, y estudiando afloramientos en detalle. Además ha habido un trabajo previo, de documentación, y otro posterior, en gabinete, analizando los datos y elaborando los distintos mapas y gráficos.

El **trabajo previo** ha consistido en el estudio de mapas geológicos realizados en la región, así como de trabajos sobre la evolución de la cordillera en ese sector. Al no existir mucha documentación sobre el Terciario, ha servido más para conocer el contexto en el cual se enmarcan las cuencas, de cara a su estudio en profundidad.

El **trabajo de campo** ha consistido en realizar una cartografía detallada de los límites de los materiales terciarios y de las fallas, especialmente de aquéllas que afectan a los materiales neógenos, así como el estudio en detalle: 1) de los sedimentos presentes en las series cenozoicas de la cuenca, con el levantamiento de columnas estratigráficas, 2) de las relaciones en afloramiento entre materiales terciarios y fallas en los bordes de la cuenca, y 3) las relaciones geomorfológicas en afloramientos entre los materiales neógenos con las superficies de erosión. Asimismo, durante el trabajo de campo se procedió a la toma de datos, especialmente de dirección y buzamiento de estratos, orientación de planos y estrías de las fallas, medidas de lineaciones de disolución en cantos estriados y datos de orientación de estructuras sedimentarias para la interpretación de paleocorrientes.

A partir de la información obtenida durante el trabajo de campo, el **trabajo de gabinete** ha permitido analizar los datos tomados y elaborar los materiales presentados en los distintos apartados de los que consta el informe. El trabajo de gabinete ha incluido: 1) la elaboración de columnas estratigráficas, interpretación de direcciones de paleocorrientes y estudio sedimentológico de los distintos materiales, su clasificación en diferentes unidades, e interpretación de su origen para la elaboración de la reconstrucción paleogeográfica; 2) la elaboración de la cartografía de detalle de la zona de trabajo, utilizando tanto los datos de campo como fotografías aéreas y ortoimágenes; 3) la elaboración del mapa de las superficies de erosión, principalmente a partir del trabajo sobre fotografía aérea; 4) la elaboración de cortes geológicos que representen la estructura de la región; 5) el análisis de las medidas de fallas y cantos estriados de cara a la interpretación de la evolución tectónica, y 6) la interpretación de los resultados y la elaboración final del informe.

2. LOS MATERIALES CENOZOICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La región de estudio es un área donde los materiales blandos del Jurásico final-Cretácico inferior (fundamentalmente las Fms. Villar del Arzobispo, Aguilar de Alfambra, Galve, El Castellar y Camarillas; Liesa, 2011a, Aurell *et al.*, 2016) que afloran entre los materiales calcáreos del Jurásico de la Sierra de El Pobo y del Cretácico inferior marino del Macizo de Gúdar han sido rebajados por la erosión (Pailhé, 1984) (fig. 2). Esta depresión relativa queda separada en dos sectores (occidental y oriental) por el alto que forman los materiales jurásicos del núcleo del anticlinal N-S de Ababuj. Cada uno de estos sectores aparece recubierto en amplias extensiones por materiales cenozoicos, encajados en las facies del Cretácico inferior. Otros afloramientos más reducidos de Terciario se localizan en los márgenes norte (norte de Aguilar de Alfambra) y nororiental (Muela de Camarillas) de la depresión.

Existe una clara diferencia estructural entre los materiales cenozoicos que forman las manchas aflorantes más al norte (Muela de Camarillas y norte de Aguilar del Alfambra) y el dominio principal de la Depresión de El Pobo, en el que se centra este trabajo. Las primeras se encuentran claramente deformadas por pliegues de dirección ENE-WSW y N-S (Gautier *et al.*, 1978, 1979). En el caso de la Muela de Camarillas y del afloramiento situado al sur de ella, sus buzamientos locales cerca de los bordes revelan que se encuentran afectados por pliegues y cabalgamientos superpuestos al sinclinal de Camarillas (Guimerà, 1988; Simón *et al.*, 1998). El afloramiento cenozoico situado al norte de Aguilar del Alfambra se alarga siguiendo un sinclinal ENE-WSW que, a su vez, se sobrepone a un anticlinal de la misma orientación que afecta a los materiales jurásicos (Fig. 2). El resultado es un anticlinorio en “M”, cuya antiforma más meridional es atravesada por el Río Alfambra, formando la *cluse* de la ermita de la Virgen de la Peña (Pérez y Simón, 2014). Estas estructuras de plegamiento no son, en cambio, reconocidas en los materiales cenozoicos situados en la Depresión del Pobo. Dichos materiales están claramente discordantes sobre las estructuras de plegamiento, y en ellos se reconocen, como veremos, deformaciones asociadas a fallas normales.

3. ESTRATIGRAFÍA

3.1. Introducción

Como se ha mencionado, los materiales cenozoicos existentes al este de la Sierra de El Pobo incluyen tres retazos situados en los márgenes de la Depresión de El Pobo y afectados por pliegues, lo que indicaría que son relativamente más antiguos (ver fig. 2). Dentro ya de la depresión aparecen las extensiones de mayor entidad de depósitos terciarios, totalmente discordantes sobre las estructuras de plegamiento. El estudio estratigráfico se centra únicamente en estos últimos materiales, los cuales se disponen en los dos sectores de la depresión.

Para la caracterización litológica e interpretación sedimentológica, además de un reconocimiento en campo de estos materiales en la región de estudio, se han levantado tres columnas estratigráficas (C1, C2 y C3; ver situación en fig. 2). La columna C1 (Puerto de Monteagudo) se ha realizado siguiendo la carretera A-226, y barrancos cercanos, desde la base próxima al Río Alfambra hasta la coronación del puerto de Monteagudo. Abarca la serie completa correspondiente al sector oriental. La columna C2

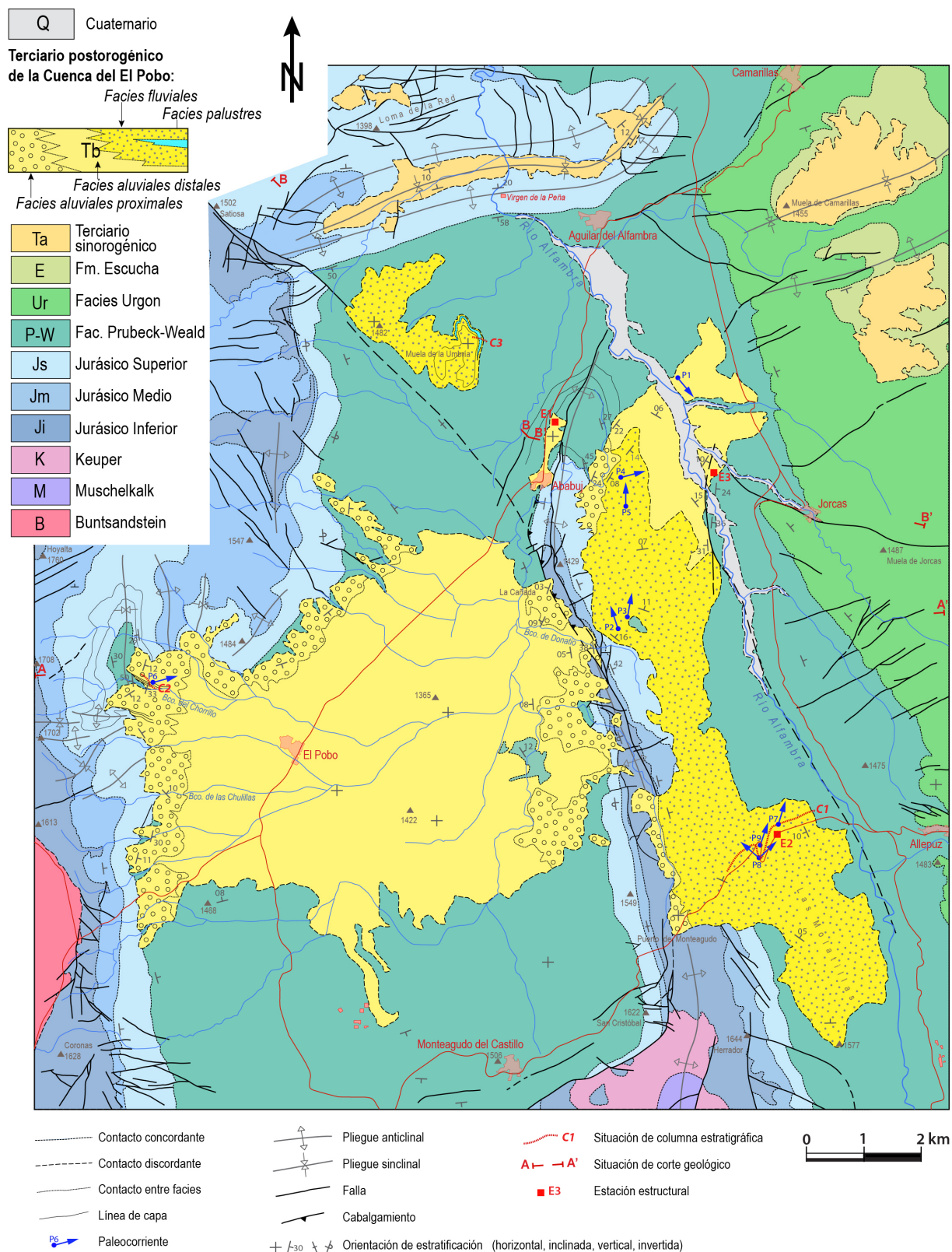


Fig. 2. Mapa geológico de la zona de estudio.

(Barranco del Chorrillo) se hizo siguiendo la margen izquierda de este barranco situado al oeste de El Pobo, y abarca el espesor visible de los materiales del margen oeste del sector occidental. La columna C3 (Muela de la Umbria) se levantó en la ladera este de dicha muela, situada en el extremo norte del sector occidental, comenzando en el contacto con la Fm Camarillas hasta la coronación.

3.2. Columnas estratigráficas

C1. Puerto de Monteagudo

Descripción

Los materiales neógenos se apoyan discordantes sobre areniscas y arcillas de la Formación Camarillas, con las que existe un límite difuso. En esta serie de 116 m se han distinguido 29 tramos (Fig. 3):

- T1.** 2,5 m de arcillas masivas de color marrón anaranjado.
- T2.** 4,1 m de conglomerados granosostenidos formados por cantos subredondeados, entre 2 y 30 cm. La matriz es arenosa. Hacia techo se intercalan niveles de arenas de grano grueso y estratificación cruzada planar. El contacto con el tramo 1 es neto.
- T3.** 4,4 m de lutitas similares a las del tramo 1.
- T4.** 1,3 m de conglomerados, similares a los del tramo 2, con textura granosostenida de matriz arenosa y cantos de hasta 40 cm.
- T5.** 3,4 m de tramo cubierto con algunos niveles de entre 10-15 cm de areniscas hacia la mitad.
- T6.** 3,5 m de lutitas como las de los tramos anteriores.
- T7.** 4,4 m de conglomerados intercalados a techo con niveles de areniscas. Los conglomerados son similares a los de los tramos anteriores, pero en éste se observan niveles con granoselección y *sets* de estratificación cruzada planar. Este tramo se encuentra dividido hacia la mitad por un nivel de areniscas de grano medio, y a techo se intercala con niveles menores de arenas gruesas.
(1,2 m de cubierto)
- T8.** 5,3 m de conglomerados semejantes a los anteriores. Hacia techo se observan intercalaciones de pequeños niveles de arenas de grano medio-grueso.
- T9.** 4,2 m de lutitas marrones. Hacia techo se aprecia una secuencia granocreciente, siendo el final del tramo casi arenoso.
- T10.** 3,4 m de conglomerados granosostenidos. El tamaño de los cantos es en general menor que el que observamos en tramos anteriores (la mayoría de los cantos son menores de 20 cm). Se intercalan pequeños niveles limosos (en torno a 15 cm de potencia).
- T11.** Tramo de 17,6 m en total. Los primeros 5,6 m consisten en lutitas alternando con algunos niveles decimétricos de areniscas de grano medio a grueso (en algunos casos llegan a ser microconglomerados con cantos de hasta unos 2 cm). También existen algunas intercalaciones de conglomerados granosostenidos como los de los tramos anteriores. Los 12 metros restantes son lutitas similares a las anteriores.
- T12.** 5,7 m de conglomerados granosostenidos. El tramo esta formado por dos paquetes separados por un nivel de 40 cm de arcillas. Los conglomerados de este tramo se encuentran notablemente más cementados que los descritos hasta el momento.
- T13.** 3,7 m de conglomerados granosostenidos. Se aprecia que los cantos son más redondeados que en tramos anteriores. Encontramos *sets* de estratificación cruzada planar.
- T14.** 1,3 m de lutitas limosas marrones anaranjadas.
- T15.** 3 m de conglomerados granosostenidos. Existe una granoselección positiva, con cantos de 10 cm como máximo en la base, y que aumentan conforme avanzamos dentro del tramo, hasta alcanzar los 30-40 cm a techo. Se encuentran intercalaciones arcillosas, especialmente en la mitad inferior del tramo, y hacia la mitad se observa un nivel de arenas con algún canto milimétrico hasta 1 cm.
- T16.** 7,5 m de lutitas. Tramo cubierto.
- T17.** Tramo compuesto por 3 cuerpos diferenciados de conglomerados (fig. 4):
 - +17a: 2,3 m en total. Los primeros 70 cm corresponden a un *set* de conglomerados granosostenidos con cantos de 10 cm como máximo, seguidos por 1,6 m de arenas gruesas que presentan algún canto de hasta 1 cm. Las arenas presentan laminación cruzada planar. Este nivel a techo pasa a convertirse en limos.
 - +17b: 2,2 m de conglomerados granosostenidos de cantos entre 20 y 30cm. Se sitúan sobre una base erosiva. Hacia techo presenta niveles con diferente granoselección, algunos de los cuales presentan estratificación cruzada planar.
 - +17c: 1,4 m de conglomerados granosostenidos con cantos de hasta 25 cm, separados del subtramo anterior por un nivel decimétrico de limos.

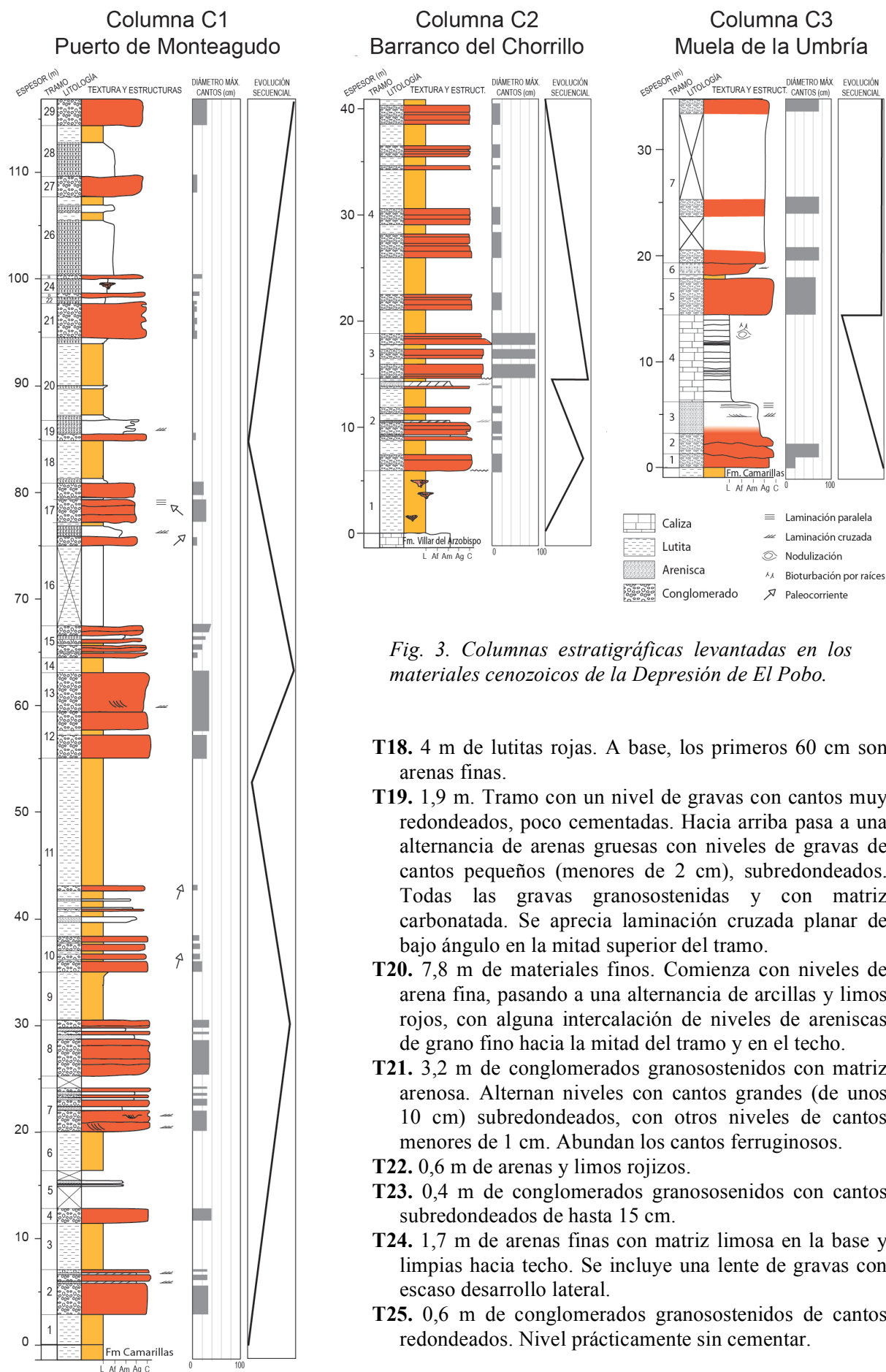


Fig. 3. Columnas estratigráficas levantadas en los materiales cenozoicos de la Depresión de El Pobo.

T18. 4 m de lutitas rojas. A base, los primeros 60 cm son arenas finas.

T19. 1,9 m. Tramo con un nivel de gravas con cantos muy redondeados, poco cementadas. Hacia arriba pasa a una alternancia de arenas gruesas con niveles de gravas de cantos pequeños (menores de 2 cm), subredondeados. Todas las gravas granosostenidas y con matriz carbonatada. Se aprecia laminación cruzada planar de bajo ángulo en la mitad superior del tramo.

T20. 7,8 m de materiales finos. Comienza con niveles de arena fina, pasando a una alternancia de arcillas y limos rojos, con alguna intercalación de niveles de areniscas de grano fino hacia la mitad del tramo y en el techo.

T21. 3,2 m de conglomerados granosostenidos con matriz arenosa. Alternan niveles con cantos grandes (de unos 10 cm) subredondeados, con otros niveles de cantos menores de 1 cm. Abundan los cantos ferruginosos.

T22. 0,6 m de arenas y limos rojizos.

T23. 0,4 m de conglomerados granosostenidos con cantos subredondeados de hasta 15 cm.

T24. 1,7 m de arenas finas con matriz limosa en la base y limpias hacia techo. Se incluye una lente de gravas con escaso desarrollo lateral.

T25. 0,6 m de conglomerados granosostenidos de cantos redondeados. Nivel prácticamente sin cementar.

T26. 6,8 m materiales finos. Los primeros 5 m son arenas finas, que hacia techo pasan a arcillas y limos, con una pequeña secuencia de nuevo granocreciente en torno al metro 6 del tramo, para volver a arenas finas. A techo finalmente vuelven a ser limos.

T27. 1,9 m de conglomerados granosostenidos, con cantos subredondeados menores a 10 cm.

T28. 4,8 m. Los primeros 2,6 m del tramo corresponden a arenas finas con matriz limosa que pasan a 1,1 m de arcillas marrones con restos de materia orgánica. Hacia techo se convierten en 0,7 m de lutitas anaranjadas que presentan encostramiento en forma de nódulos. Por último, hasta el techo del tramo encontramos arcillas marrones.

T29. 2,5 metros de conglomerados granosostenidos.

Consideraciones

La superficie de erosión fundamental arrasa el techo de esta serie. En cuanto a la interpretación sedimentológica, podemos agrupar los tramos de la serie en dos grandes unidades (tramos 1–16 y 17–29, respectivamente). En la unidad inferior alternan paquetes de conglomerados de cantos subredondeados a redondeados (que intercalan algunos niveles finos de areniscas con estructuras de corriente) con paquetes de lutitas masivas. En los conglomerados aparecen ocasionalmente cantos imbricados, lo que indica corrientes de agua con suficiente energía para transportar gravas intercaladas con episodios de menor energía durante los cuales se depositaron las lutitas. La unidad superior muestra mayor proporción de niveles arenosos, geometrías canalizadas en muchos de los paquetes de conglomerados (fig. 4), cantos imbricados y estratificaciones cruzadas que sugieren acreción lateral. Todo esto indica características más propias de un medio fluvial que en la unidad inferior.

Por otra parte, las variaciones de granulometría a lo largo de la serie (el tamaño de grano general y, especialmente, el de los cantos mayores) permiten establecer su evolución megasecuencial. Esta se refleja en la curva dibujada a la derecha de la columna (columna C1 en la fig. 3), que muestra una sucesión de cinco secuencias en este orden: granocreciente, granodecreciente, granocreciente, granodecreciente y granocreciente.

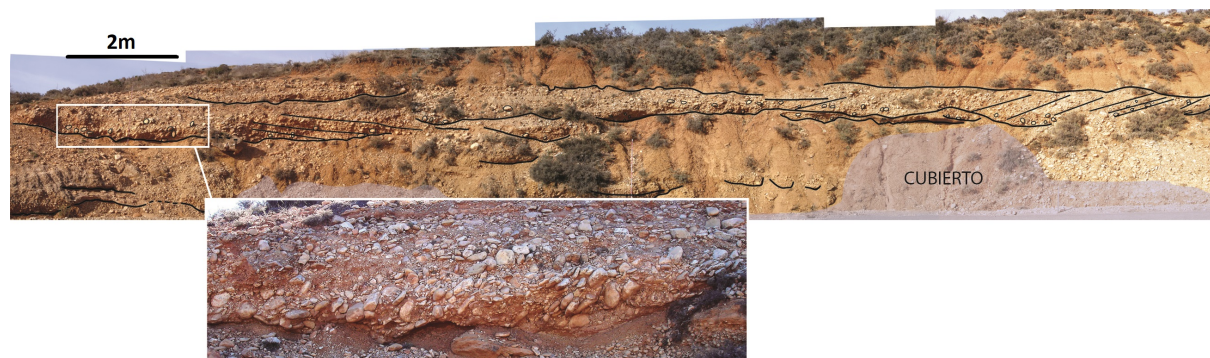


Fig. 4. Paleocanales fluviales observados en el tramo 17 de la columna C1. El detalle ilustra un conjunto de cantos imbricados, que indican una paleocorriente hacia el norte (hacia la derecha)

En afloramientos de facies similares a éstas, localizados más al norte (puntos P2 y P3 y P5 en la fig. 2), se han encontrado más evidencias que indican la presencia de un medio fluvial, tales como barras de acreción longitudinal (fig. 5). Las paleocorrientes interpretadas en los tramos de la columna 1 (estaciones P7, P8 y P9), así como en el afloramiento que acabamos de mencionar (estación P3) y en otro situado más al norte (P5), todas ellas en sedimentos con las mismas características fluviales y basadas en la orientación de cantos imbricados, se orientan preferentemente hacia el norte (fig. 2).

C2. Barranco del Chorrillo

Descripción

Los materiales neógenos se encuentran discordantes sobre calizas de la Formación Villar del Arzobispo, del Jurásico Superior, y en esta columna de 41 m se han distinguido 4 tramos (fig. 3):

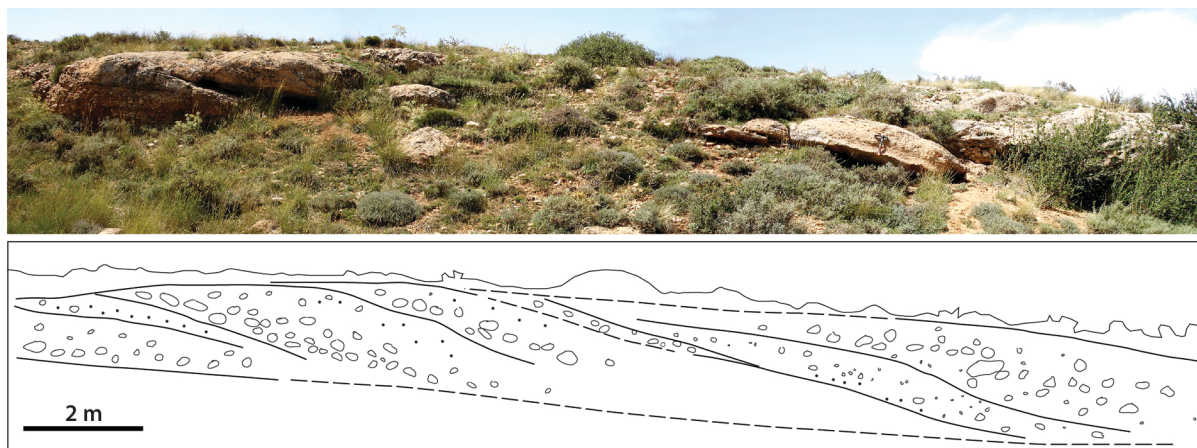


Fig. 5. Barras de acreción longitudinal correspondientes a la estación P3 de medida de paleocorrientes (el norte se sitúa hacia la derecha).

- T1.** 5 m de limos rojos. En su interior, en varios puntos, encontramos acanaladuras rellenas de conglomerados granosostenidos de cantos decimétricos.
- T2.** 8,6 m de una alternancia de niveles tabulares de conglomerados y limos rojos. Los conglomerados se encuentran en estratos decimétricos (máximo 60 cm), y están bien cementados. Están formados por cantos calcáreos subangulosos, de entre 1 y 20 cm. En la base son granosostenidos pero hacia el techo se van encontrando niveles matrizsostenidos, con matriz de arena media-gruesa. Hacia la mitad del tramo encontramos niveles con clasificación por tamaños, en general en secuencias granocrecientes. Se aprecian también estratificaciones cruzadas planares en niveles de arenas.
- T3.** 4,1 m de conglomerados granosostenidos formados por cantos muy angulosos y mal clasificados. Incluyen cantos casi métricos. Se intercalan niveles de entre 10 y 20 cm de lutitas marrones.
- T4.** 22,2 m de lutitas anaranjadas, con numerosas intercalaciones de estratos decimétricos de conglomerados granosostenidos, muy similares a los de la parte baja del tramo 2.

Consideraciones

Los tramos 2 y 3 se encuentran separados por una leve discordancia angular, y la parte alta de la serie se dispone en *onlap* sobre los materiales mesozoicos de la Sierra de El Pobo. En cuanto a la evolución vertical e interpretación genética, en esta columna se aprecia el carácter aluvial de los sedimentos, así como un paso desde facies más distales en la parte baja de la columna hacia más proximales a techo.

El tramo 1 correspondería a facies aluviales de llanura lutítica, en la parte más distal de un sistema aluvial. Los canales de conglomerados corresponderían con surcos que atravesarían esta llanura de forma episódica arrastrando materiales más groseros. Los tramos 2, 3 y 4 de la columna indicarían una alternancia entre periodos de mayor y menor energía (alternancia entre conglomerados y lutitas), con flujos no canalizados que discurrirían por todo el piedemonte de la Sierra de El Pobo, generando depósitos típicos de *debris flow* sin canalizar (fig. 6). Estas arroyadas depositarían extensos mantos tabulares de gravas en las épocas de crecida; las del tramo 2 contienen cantos mucho más angulosos que en los tramos 3 y 4.

Al finalizar las avenidas, como consecuencia de la pérdida de energía del flujo, se depositarían las lutitas, por decantación, durante el tiempo que perdurase la lámina de agua. La escasa presencia tanto de niveles de arena con estratificación cruzada como de paleocanales indica que las corrientes.

Al finalizar las avenidas, como consecuencia de la pérdida de energía del flujo, se depositarían las lutitas, por decantación, durante el tiempo que perdurase la lámina de agua. La escasa presencia tanto de niveles de arena con estratificación cruzada como de paleocanales indica que las corrientes canalizadas tuvieron poca relevancia dentro de este sistema aluvial. Una paleocorriente interpretada a partir de la orientación de cantos imbricados (estación P6), en un punto cercano al Barranco del Chorrillo, muestra una orientación hacia 075.



Fig. 6. Aspecto de los depósitos de debris flow en el Barranco del Chorrillo.

Al finalizar las avenidas, debido a la pérdida de energía del flujo, se depositarían las lutitas por decantación, durante el tiempo que perdurase la lámina de agua. La escasa presencia tanto de niveles de arena con estratificación cruzada como de paleocanales indica que las corrientes canalizadas tuvieron poca relevancia dentro de este sistema aluvial. Una paleocorriente interpretada a partir de la orientación de cantos imbricados (estación P6), en un punto cercano al Barranco del Chorrillo, tiene orientación 075.

Respecto a la evolución megasecuenal de la serie, la curva muestra una megasecuencia granocreciente seguida por otra granodecreciente que termina en la discordancia interna que separa los tramos 2 y 3 (columna C2 en la fig. 3). En ese punto se produce un salto brusco en la evolución, encontrándose bloques de tamaño casi métrico, que dan paso a una secuencia granodecreciente.

C3. Muela de la Umbría

Descripción

Los materiales neógenos se encuentran discordantes sobre arcillas y areniscas de la Formación Camarillas sobre un contacto erosivo neto muy plano. En esta columna de 35 m de espesor se han distinguido siete tramos (Fig. 3):

- T1.** 1,3 m de conglomerados matriz-sostenidos con cantos calcáreos y de arenisca de entre 10 y 20 cm, sin clasificación. Matriz de arena gruesa a microconglomerado con tamaño de grano de 0,1-0,2 cm.
- T2.** 1,9 m de conglomerados grano-sostenidos con cantos calcáreos bien redondeados y sin clasificar, de tamaños entre 1 y 70 cm. Tiene una base muy erosiva y lateralmente presenta cambios de espesor muy notables. En la parte baja existe una estratificación muy burda que separa dos secuencias granodecrecientes, de las cuales la superior sustituye lateralmente a la parte baja del tramo 3.
- T3.** 3 m de areniscas de grano grueso a muy grueso. El límite con el tramo 2 es difuso, asemejándose a una continuación de la matriz del conglomerado de este tramo. Hacia techo existen laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo.
- T4.** 8,2 m de calizas blancas y rosadas bien cementadas (Fig. 7). Presentan porosidad fenestral. En la base son más bien masivas o con estratificación nodulosa muy grosera. Entre el metro 2,6 y el 2,8 del tramo existe un nivel con restos ferruginosos. A partir de los 3 m presenta una estratificación mejor definida, también nodulosa. Esta parte del tramo pasa lateralmente a niveles de rellenos vadosos que pasan a areniscas. Entre los 5,5 y los 6,3 m las calizas presentan una laminación paralela fina y bien definida, con señales de bioturbación; a partir de este punto pasa a encontrarse nodulizada por la acción de procesos de pedogenización, hasta los 6,6 m. El tramo 4 en su parte baja presenta un paso lateral a las areniscas del tramo anterior.
- T5.** Se sitúa sobre un contacto neto y plano con las calizas del tramo 4. Son 3,5 m de conglomerados grano-sostenidos muy similares a los del tramo 2, con cantos redondeados entre 1 y 65 cm.
- T6.** Tramo de 1,5 m que comienza en la base con 30 cm de lutitas con partículas de mayor tamaño dispersas en su interior. Lateralmente estas lutitas desaparecen. El resto del tramo consiste en areniscas con laminaciones cruzadas de bajo ángulo hacia su techo.
- T7.** 15,7 m de conglomerados, similares a los de los tramos 2 y 5, muy cubiertos, formados por cantos de 1 cm a 1 m. Se prolongan hasta la coronación de la muela, donde son arrasados por la SEF.



Fig. 7. Calizas lacustres/palustres del tramo 4 en la columna de la Muela de la Umbría. El detalle muestra la textura nodulosa producida por pedogenización .

Consideraciones

El techo de esta columna, en la coronación de la muela, coincide con la SEF, si bien no se puede precisar si esta superficie los ha arrasado (dado que no se aprecia en ellos ningún basculamiento) o es correlativa de su depósito.

La evolución vertical para esta columna sugiere que los conglomerados del tramo inferior se depositaron a partir de arroyadas en manto dentro de un sistema aluvial que probablemente proviniera de la Sierra de El Pobo. Los materiales de los tramos 2 y 3 corresponden a depósitos en un ambiente fluvial, al igual que ocurre con los tramos 5, 6 y 7 (este último representaría episodios de grandes avenidas). En medio se encuentran las calizas del tramo 4, que indican sedimentación en un medio lacustre que hacia arriba pasa a palustre (evidencias de pedógenesis y bioturbación; fig. 7).

La evolución megasecuencial (columna C3, fig. 3) muestra una primera secuencia granodecreciente a la que sigue un salto brusco en el que se inicia una segunda parte en la que se mantiene una granulometría muy gruesa sin tendencia secuencial definida.

3.3. Correlación e interpretación sedimentológica y paleogeográfica

El estudio de campo de estos materiales ha permitido reconocer en gran parte de sus límites características de borde de cuenca. Así, en dichos límites se reconocen facies conglomeráticas groseras que se apoyan discordantes sobre el Mesozoico infrayacente, tanto en el límite de los afloramientos con la Sierra de El Pobo como a ambos lados del anticlinal de Ababuj (fig. 2). Hacia el centro del sector occidental (área de El Pobo) existe un tránsito a materiales detríticos finos, de manera que este sector se configura como una subcuenca aluvial con facies proximales en sus bordes que pasan a distales hacia el centro. Por el contrario, en el sector oriental ese tránsito desde el borde se produce hacia facies conglomeráticas de carácter más fluvial-aluvial, excepto en el extremo norte en el cual aparecen también facies aluviales distales. El borde este de los materiales en este sector oriental es un límite erosivo determinado por el encajamiento del Río Alfambra. Por otra parte, dentro del sector oeste, aunque esté separado por la erosión del resto de materiales cenozoicos, el cuerpo de calizas intercalado en materiales conglomeráticos de la Muela de la Umbría evidencia un pequeño sistema lacustre-palustre.

Esta interpretación de las diferentes facies en cada área es corroborada por las paleocorrientes deducidas de los datos (puntos P1 a P9 en la fig. 2). Para el caso de las facies fluviales del sector oriental, las medidas a lo largo de la subcuenca indican un drenaje axial, con el sistema drenado hacia el norte, posiblemente con canales formando un sistema *braided*. En los puntos de zonas interpretadas como facies aluviales la dirección de las paleocorrientes interpretadas en las estaciones P6 y P1 también han

sido coherentes con su orientación respecto a los bordes de cuenca y con áreas fuente situadas al oeste y noroeste, en la Sierra de El Pobo en el anticlinorio de Aguilar del Alfambra, respectivamente.

En cuanto a una posible correlación entre las columnas levantadas, apenas existen nexos que permitan establecer la contemporaneidad entre los diferentes tramos, debido a la distancia que hay entre las columnas y a los numerosos cambios laterales de facies que se producen a lo largo de la cuenca. Los únicos aspectos que permitirán realizar una datación de la edad de la cuenca son el hecho de que el límite superior de todas las columnas lo marque la SEF, así como la evolución megasecuencial de cada columna, que sí permite cierta correlación con estudios realizados en cuencas adyacentes, como el de Ezquerro (2017). Estos aspectos serán tratados en la discusión de los resultados (apartado 6). Otro aspecto interesante es la presencia de un paleorrelieve importante en la base de la serie cenozoica. En la zona NW de la subcuenca oriental, adosado al flanco este del anticlinal de Ababuj, llega a apreciarse un paleovalle que podría haber conectado ambos sectores de la cuenca en sus inicios.

4. ESTRUCTURA

4.1. Estructura general de la zona

La estructura general de la zona de El Pobo, tanto de los materiales neógenos como de los materiales mesozoicos que forman el sustrato de la cuenca en profundidad, queda reflejada en los dos cortes geológicos realizados (cortes A-A' y B-B', fig. 8).

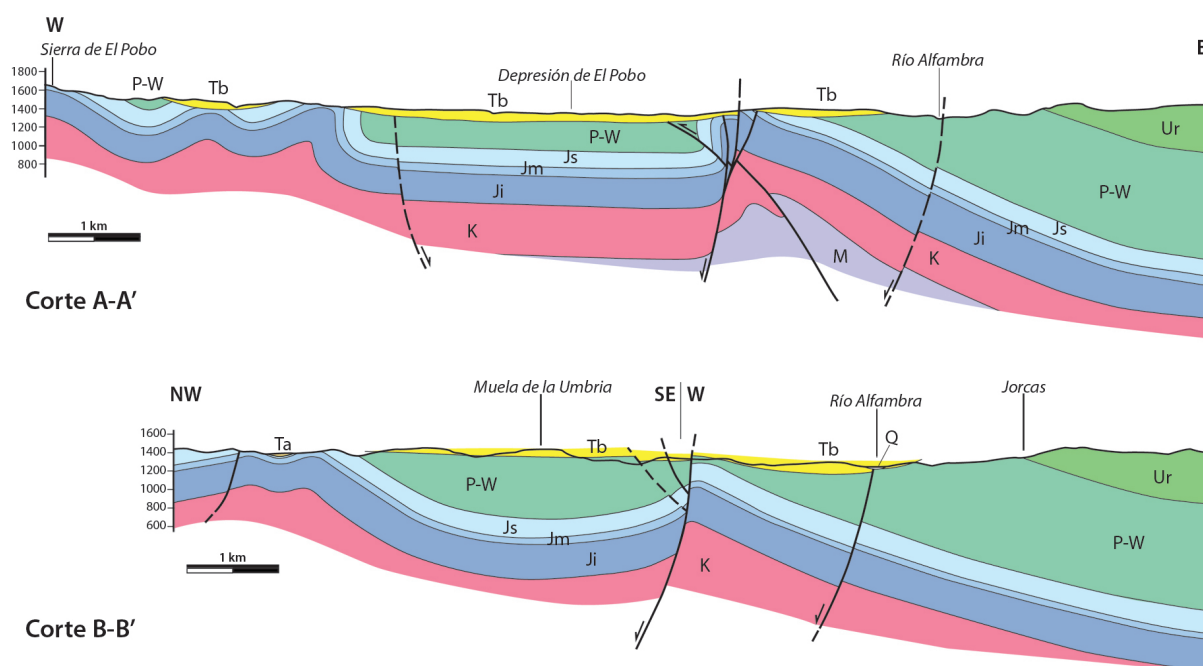


Fig. 8. Cortes geológicos a través de la zona de estudio. Ver situación en la fig. 2. M: Muschelkalk; K: Keuper; Ji: Jurásico Inferior; Jm: Jurásico Medio; Js: Jurásico Superior; P-W: facies Purbeck-Weald; Ur: facies Urgon; Ta: Terciario sinorogénico; Tb: Terciario postorogénico; Q: Cuaternario.

En el corte A-A', situado más al sur, comenzando desde el extremo oeste se encuentra la Sierra de El Pobo, caracterizada por una serie del Jurásico-Cretácico basal con buzamiento general hacia el este, pero en la que se distinguen varios pliegues de escala hectométrica. El relleno cenozoico cubre en discordancia las unidades mesozoicas plegadas; se ha interpretado que debajo del Cenozoico nos encontraríamos Cretácico inferior algo más moderno (facies Weald), que habría sido erosionado previamente a la sedimentación terciaria. Al llegar al borde oriental de esta subcuenca encontramos el alto estructural que la separa de la subcuenca oriental. Las principales estructuras que lo originaron fueron el anticlinal de Ababuj y la zona de falla de Ababuj, que lo rompe en la charnela. El anticlinal y

alguna de las fallas (de componente inversa) se encuentran fosilizados por los depósitos cenozoicos más marginales de la subcuenca. Sin embargo, otras fallas han rejugado como normales y una de ellas forma el límite de la cuenca. El flanco oeste del pliegue en esta zona se encuentra subvertical, incluso ligeramente invertido más hacia el sur. El flanco oriental, más tendido, se encuentra atravesado por otras fallas sintéticas con la zona de falla de Ababuj, algunas de las cuales son fosilizadas por la subcuenca oriental. El sector tiene menos extensión en dirección este-oeste, y termina, en la mayor parte de su límite oriental, en un borde erosivo determinado por el encajamiento del río Alfambra. Este borde dista de lo que sería el margen original de la subcuenca, que se interpreta que podría situarse cerca del cauce actual del río Alfambra, en la prolongación de una falla de borde que se reconoce más al norte y se describe en el corte siguiente. Llegando al extremo este del corte se reconocen las unidades marinas del Cretácico inferior (facies Urgon).

El corte B-B' (fig. 8) comienza al NNW de la Depresión de El Pobo, en el anticlinorio de Aguilar del Alfambra en el que se incrusta el estrecho sinclinal relleno de materiales cenozoicos más antiguos. El Cenozoico de la Depresión de El Pobo se sitúa discordante sobre las unidades jurásicas y, hacia el sur, sobre el Cretácico inferior. La traza del corte atraviesa, dos extensiones menores de Cenozoico aisladas por la erosión: al norte la que corona la Muela de la Umbría, y al sur, en las proximidades de Ababuj, otro pequeño retazo. En este último afloran las fallas que más claramente se han podido ver afectando al Cenozoico (estación E1 en fig. 2), que serán descritas más adelante (apartado 4.2). Pegado a este punto se encuentra el alto que separa las dos subcuencas, descrito ya en el corte 1. Pasando a la subcuenca oriental, los materiales muestran un espesor que se interrumpe bruscamente contra una falla normal situada cerca del cauce del Alfambra al oeste de Jorcas. El corte termina de nuevo con las facies Urgon aflorando en el margen este de la Depresión de El Pobo.

4.2. Estructura en afloramientos

En los materiales cenozoicos de la Depresión de El Pobo se reconocen diversas evidencias de deformación, aunque afloran en escasos lugares. A partir de las estructuras podemos prolongar su actuación a otras zonas en los bordes de cuenca. En la mayor parte de su extensión, las capas aparecen horizontales o muy levemente basculadas. Los contactos del Cenozoico con el Mesozoico en los bordes de cuenca se presentan en general en forma de discordancia angular y una característica geometría en *onlap*. En dichos bordes son pocas las fallas que se han observado, probablemente porque la disposición en *onlap* de los materiales más recientes las ha recubierto y sólo en los barrancos más pronunciados ha sido posible reconocerlas.

Encontramos deformación en el propio Terciario, llegando a existir ligeras discordancias internas entre distintos tramos. Ello indica que las primeras unidades depositadas habrían basculado más que las siguientes, es decir, que la deformación sería sinsedimentaria.

Así se aprecia en el Barranco del Chorrillo (fig. 9), en el borde occidental de la subcuenca oeste aluvial, donde encontramos los materiales cenozoicos basculados hasta un máximo de 33° en su parte inferior, y formando un *onlap* sobre el Mesozoico de la Sierra del Pobo. En este caso el *onlap* fosiliza un pliegue sinclinal que afecta a unidades del Jurásico superior y tránsito al Cretácico. Se aprecia cómo los materiales del Terciario se encuentran divididos en dos tramos separados entre sí por una leve discordancia, con un ángulo entre ellos de unos 20°.

En el Barranco de las Chulillas, situado al sur del Barranco del Chorrillo, encontramos otro ejemplo muy claro de *onlap* sobre materiales mesozoicos erosionados (fig. 10). Los materiales jurásicos de la Sierra de El Pobo subyacentes buzan hacia el W, y los cenozoicos se apoyan sobre su superficie erosionada. En este caso, al igual que ocurre en el Barranco del Chorrillo, los materiales superiores del Cenozoico, ligeramente inclinados, se encuentran arrasados por una superficie de erosión.

En el límite este del sector occidental (en el que también predomina el dispositivo en *onlap*) se encuentra prácticamente un único punto donde hemos apreciado un borde de cuenca controlado por una falla (fig. 11). Se localiza en el Barranco de Donatio, que atraviesa el Jurásico del anticlinal de Ababuj cerca de su punto más estrecho. En afloramiento se observan capas inferiores de conglomerados muy groseros, con bloques de hasta 1,5 m y una inclinación de hasta 38°. Estos materiales se

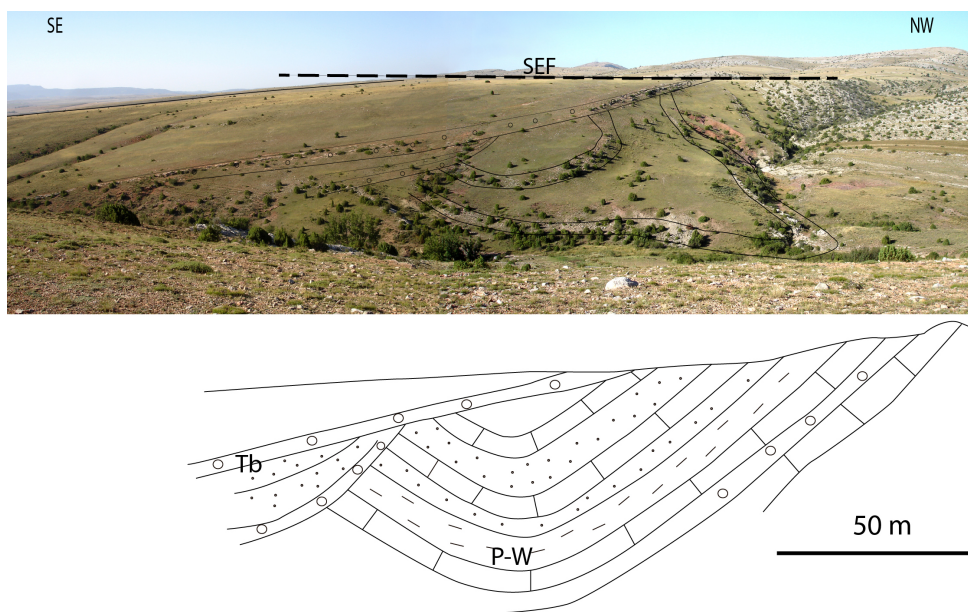


Fig. 9. Panorámica de campo y corte esquemático de la estructura del borde oeste de la subcuenca occidental en el Barranco del Chorrillo, que representa el onlap de los materiales cenozoicos (Tb) sobre el Mesozoico plegado (P-W, Fm. Villar del Arzobispo). Dentro de Tb existe una ligera discordancia interna, mientras la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) bisela las capas más altas.

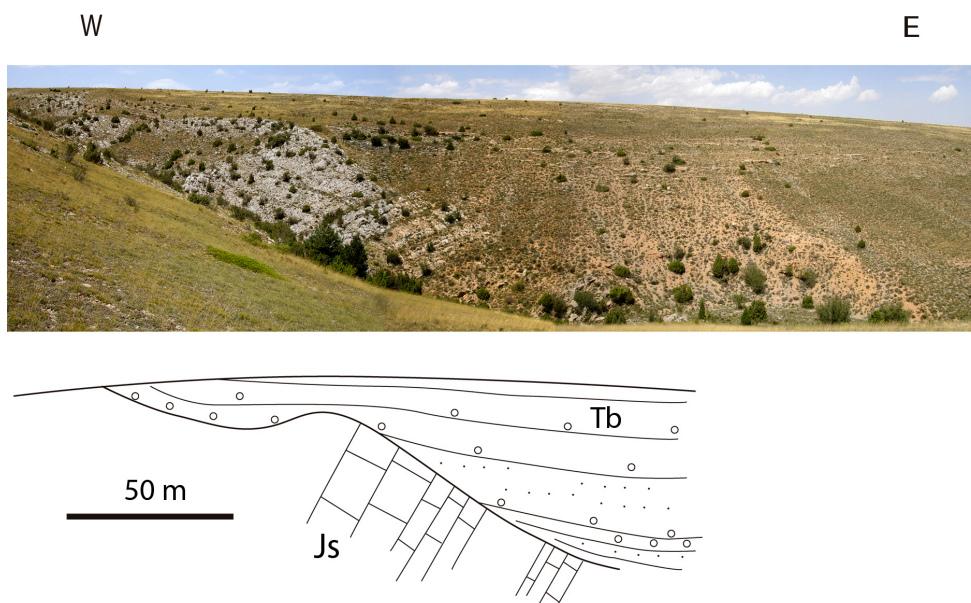


Fig. 10. Panorámica de campo y corte esquemático en el Barranco de las Chulillas, que refleja como se disponen los materiales cenozoicos (Tb) sobre una base erosiva por encima del Mesozoico (Js, Jurásico Superior). La Superficie de Erosión Fundamental (SEF) bisela las capas más altas.

encuentran en contacto mecánico con el Jurásico a través de una falla (cartografiada en el Mapa Geológico de España 1:50.000) y que forma parte del conjunto de fallas del núcleo del anticlinal de Ababuj. Hacia arriba los estratos pierden buzamiento dibujando un abanico de capas. Al norte de este punto aflora el cabalgamiento en el Mesozoico, representado en el corte A-A' de la figura 7. En la fotografía de la figura 12 se puede apreciar cómo dicho cabalgamiento sitúa las unidades del Jurásico superior por encima del Cretácico. Este cabalgamiento actuó como precursor del anticlinal de Ababuj, como una pieza fundamental en la formación del alto estructural.

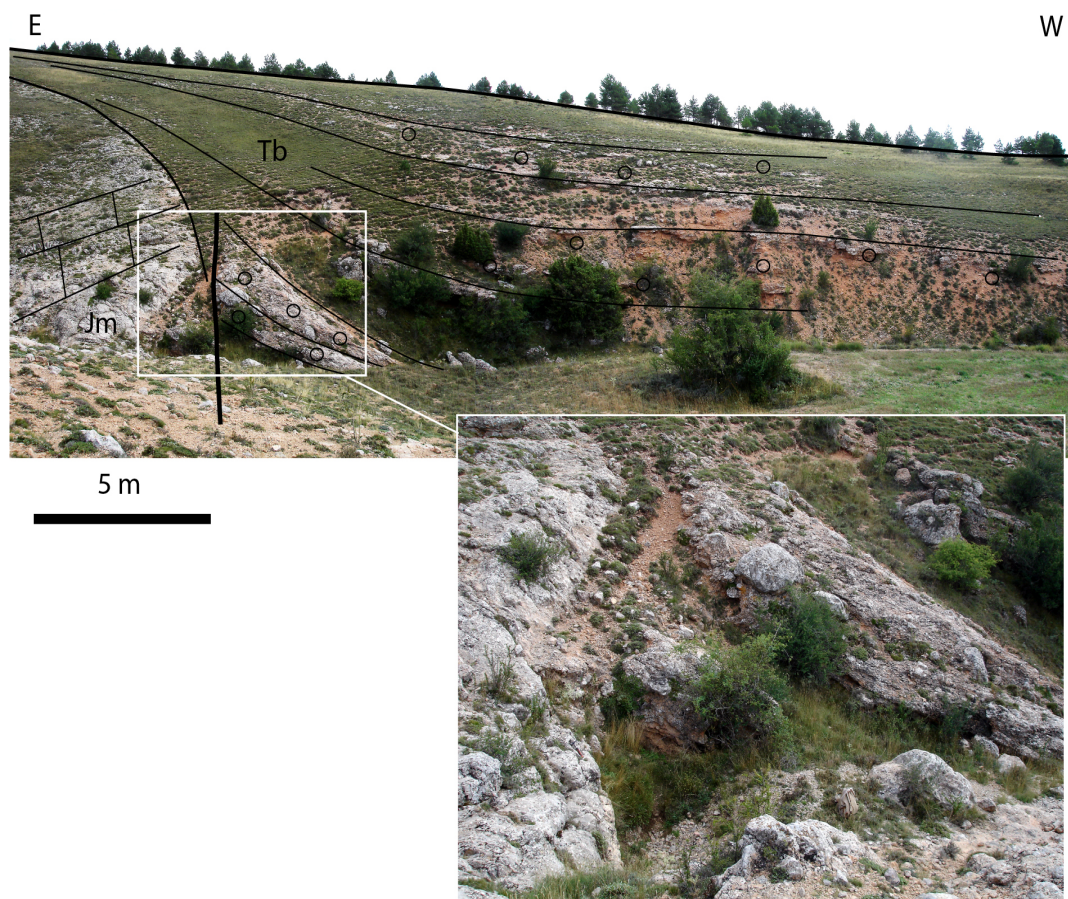


Fig. 11. Esquema de la estructura en el Barranco de Donatio, que refleja la falla situada en el borde oeste de la cuenca occidental, limitando con el alto estructura. La ampliación muestra un detalle del plano de falla.



Fig. 12. Afloramiento del cabalgamiento que forma parte de la zona de falla de Ababuj, superponiendo el Jurásico Superior (Js) a las facies Purbeck-Weald del Cretácico inferior (P-W).

Además de la falla representada en la figura 11, en otros puntos de ese borde de cuenca encontramos más evidencias de deformación sinsedimentaria. En la figura 13 se representa un abanico de capas desarrollado en los depósitos cenozoicos del borde oriental de la cuenca oeste, lo que revela un hundimiento de la cuenca contemporáneo a la sedimentación de esas capas.



Fig. 13. Esquema de la estructura en el área de La Cañada, en el que el Cenozoico (Tb) forma un abanico de capas, discordante a su vez sobre el Mesozoico (P-W).

Finalmente, en una cantera de arcilla en las proximidades de la zona de falla de Ababuj y del cierre periclinal del pliegue, se ha observado la familia de fallas pequeñas a la que nos referíamos anteriormente (estación E1 en fig. 2), que presumiblemente no tengan mucha prolongación en planta ni en profundidad, y que provocan muy poco desplazamiento (Fig. 14). Genéticamente son fallas antitéticas respecto a la zona falla de Ababuj, con una orientación paralela a esta y que serán interpretadas más adelante (apartado 4.3) en relación con el sistema de paleoesfuerzos.

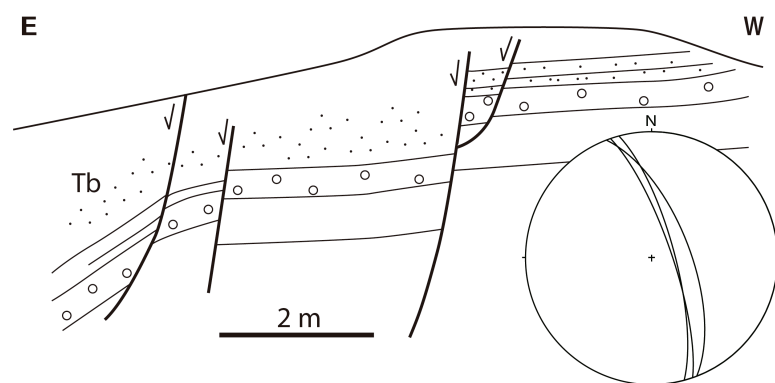


Fig. 14. Esquema de las fallas analizadas presentes en la cantera al norte de Ababuj (Estación E1) y proyección estereográfica de sus orientaciones.

4.3. Análisis de paleoesfuerzos

De cara a analizar el régimen de esfuerzos que experimentó la zona de El Pobo a lo largo del período durante el que se produjo la sedimentación en la cuenca cenozoica, se tomaron medidas de lineaciones de disolución en cantos, en la serie del Puerto de Monteagudo (estación E2 en fig.2). El carácter de estos sedimentos, principalmente conglomeráticos de facies fluviales, los hace idóneos para la aparición de este tipo de estructuras, debido a su matriz arenosa. También se tomaron datos de planos de fractura con geometría conjugada en un afloramiento de la subcuenca oriental en las proximidades del Río Alfambra (estación E3).

Dentro de la estación E2 se tomaron datos de lineaciones de disolución en un total de siete afloramientos, nombrados según el tramo de la columna a la que corresponde cada uno. La primera estación se ubica prácticamente en la base y la última ya en el tercio superior. En los últimos 35 m de serie no se observaron este tipo de microestructuras. Las direcciones medidas en cada tramo se representan en la Fig. 15.

Los resultados indican que predomina la dirección subvertical en las lineaciones a lo largo de todas las estaciones, existiendo sólo dos (4 y 17) en las que la dirección resultante es horizontal. Por tanto, el régimen de esfuerzos predominante durante el desarrollo de la cuenca fue de carácter extensional, siendo así ya desde que comenzó la sedimentación. Dentro de este marco extensivo se producirían en momentos concretos episodios compresivos, con una dirección de compresión poco definida y cambiante, que representarían la actividad residual de la compresión anterior.

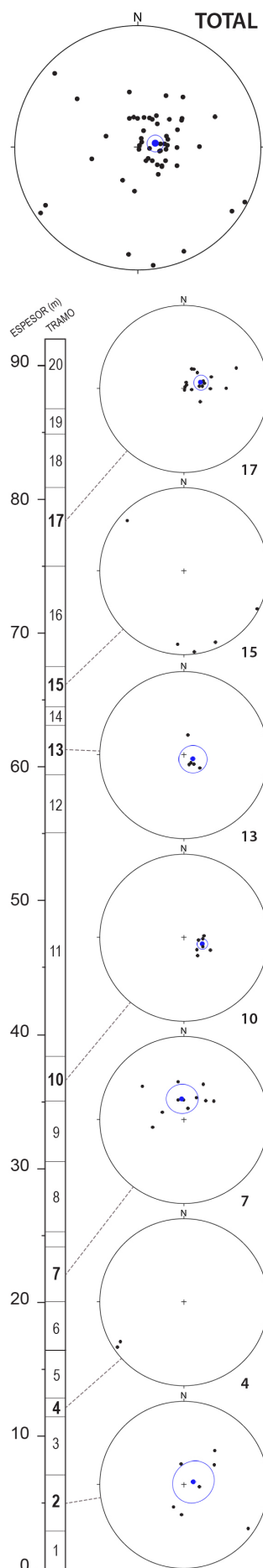
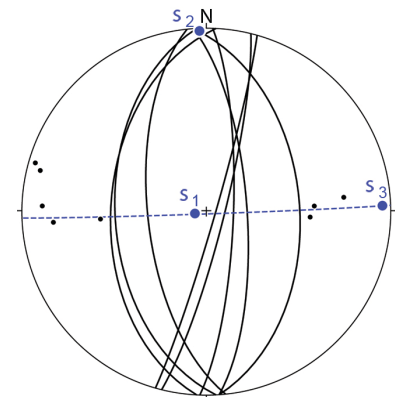


Fig. 15. Proyección estereográfica de los picos de disolución en cantos de conglomerado para cada afloramiento de la estación E2.

Los datos de orientación de las fracturas en la estación E3 han sido representados en proyección estereográfica (fig. 16), y muestran una geometría de fracturas conjugadas que, a pesar de no contener estrias de deslizamiento, permiten analizarlas siguiendo el modelo de Anderson (1951). De esta manera se obtiene tentativamente la orientación de los tres ejes de esfuerzos compatibles con ellas: σ_1 subvertical, en la bisectriz aguda de las dos familias de fracturas; σ_2 en la línea de intersección entre ambas; σ_3 horizontal en dirección aproximada E-W. No se han tenido en cuenta para el análisis dos fracturas cuya dirección NNE-SSW no coincide con la del sistema de fracturas conjugadas.

Fig. 16. Proyección estereográfica de los planos de fractura medidos en la estación E3 e interpretación de sus ejes de esfuerzos según el modelo de fallas conjugadas.



Los resultados del análisis de los datos de las estaciones E2 y E3 son coherentes entre sí y permiten caracterizar un sistema de esfuerzos extensional con los tres ejes orientados de acuerdo a los que se han interpretado en la estación E3. Por otra parte, las fallas observadas en la estación F1 (fig. 8), de dirección también próxima a N-S, aunque no han sido analizadas en este apartado por tratarse únicamente de una sola familia, son igualmente compatibles con el sistema de esfuerzos resultante.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Superficies de erosión y evolución del relieve

El rasgo geomorfológico más significativo de la Depresión de El Pobo y de los macizos montañosos que la rodean es la presencia de varias superficies de erosión, así como de los relieves residuales que no fueron arrasados por ellas. Estas superficies se desarrollaron contemporáneamente con la cuenca, a lo largo del tiempo durante el que esta fue rellenada y posteriormente vaciada. Por ello, su estudio puede contribuir a establecer su modelo evolutivo.

Todas estas superficies se encuentran cartografiadas en el mapa de la figura 16. La superficie que más área abarca a lo largo de la Depresión de El Pobo y su entorno es la Superficie de Erosión Fundamental, según Peña *et al.* (1984), que en la actualidad se encuentra biselando la parte alta de muchos afloramientos terciarios (fig. 9). La SEF se sitúa a una

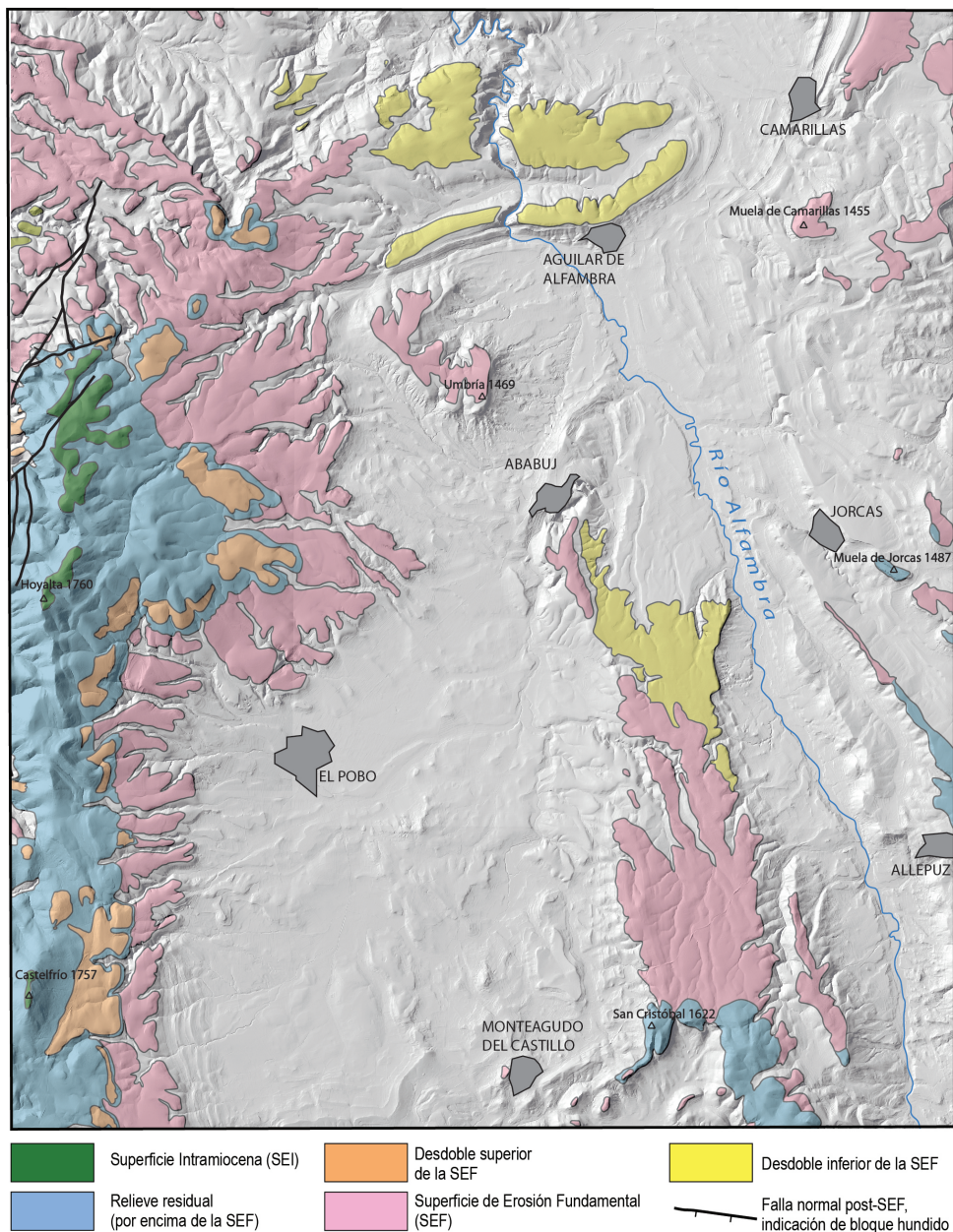


Fig. 17. Mapa de superficies de erosión en la Depresión de El Pobo.

cota entre 1400 y 1550 m de altitud. A unos 20 o 30 por encima, hacia el oeste, existe otra superficie que forma un replano intermedio entre ella y la Sierra de El Pobo. En zonas hacia el centro de la cuenca se halla otra superficie, inferior a la SEF, situada a entre 10 y 50 metros de altitud por debajo de esta. Aparentemente se encuentra encajada, al haber formado una plataforma incidida por la erosión, que se encuentra rodeada por zonas donde perdura la SEF. Esta plataforma se abre hacia el norte siguiendo el curso del Río Alfambra. El conjunto de estas superficies de erosión fue identificado en un principio como SEF, pero a raíz de la cartografía realizada en este trabajo se puede concluir que no se trata de una sola superficie, sino que se han sucedido una serie de encajamientos en el relieve. La evolución del relieve es, por tanto, más compleja de la que se propuso en trabajos anteriores (Simón, 1982; Pailhé, 1984; Peña *et al.*, 1984).

Por encima de todas estas superficies de erosión se encuentra el relieve residual de la Sierra de El Pobo, al oeste de la depresión. Este relieve se encuentra coronado a su vez por otra superficie de erosión más antigua, la Superficie Intramiocena (SEI), que se sitúa a una cota de 1700 a 1750 m. En la otra vertiente de la Sierra de El Pobo, todas estas superficies de erosión se encuentran afectadas por fallas, a lo largo de la zona de falla que hunde la semifosa de Alfambra-Teruel (Ezquerro, 2017).

Hacia el sureste de la depresión encontramos otros relieves residuales de menor entidad, como el de San Cristóbal, al este de Monteagudo del Castillo, sin que exista sobre ellos ningún resto de la SEI. Todos los relieves residuales que encontramos en la zona son formados por materiales mesozoicos, salvo en un punto (Las Molatillas, relieve situado al este de San Cristóbal que culmina a 1577 m de altitud) en el que el relieve está formado por materiales terciarios que presentan un ligero basculamiento, y a partir del cual arranca la SEF hacia el norte. Esto revela claramente que los materiales de la Cuenca de El Pobo terminaron de depositarse y fueron deformados, al menos en el sector sur, antes de que se terminara de elaborar la SEF.

El resto de los rasgos geomorfológicos corresponden al encajamiento entre sí de todas estas superficies de erosión, generándose el relieve final debido a la incisión fluvial durante el Cuaternario y produciéndose el vaciado general de los materiales para dar lugar a la Depresión de El Pobo.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

A la vista de todo lo estudiado, definimos en el ámbito de la Depresión de El Pobo una cuenca cenozoica como tal, separada en la actualidad en dos sectores o subcuencas distintas. Los sedimentos de ambas subcuencas presentan características distintivas que permiten diferenciarlos en varias facies que representan cambios laterales de depósitos y ambientes. Así pues, la configuración consiste en una subcuenca occidental de carácter aluvial y una oriental de carácter más fluvial-aluvial (fig. 18a). Los márgenes de ambas subcuencas son similares, correspondiendo los bordes occidentales a dispositivos en *onlap* discordantes sobre el Mesozoico de la Sierra del Pobo (sector occidental) y del alto del anticlinal de Ababuj (sector oriental), que actuarían como áreas fuente de estos depósitos aluviales. Los bordes orientales, en cambio, se interpreta que están formados por fallas normales resultado del régimen extensivo, configurándose así un doble semigraben. Son fallas de orientación en torno a N-S que son compatibles con el sistema de esfuerzos extensional con σ_3 E-W interpretado a escala mesoestructural a partir de fallas conjugadas (estación E3). Estas fallas de borde son sintéticas con respecto a la zona de falla de la Sierra de El Pobo, que delimita la Cuenca de Teruel, situada al oeste de nuestra área de estudio. En la subcuenca occidental hay un drenaje y transporte principalmente perpendicular a las fallas y convergente hacia el centro, con sistemas de abanicos aluviales adosados a ambos márgenes que pasan a una llanura lutítica. En la subcuenca fluvial-aluvial oriental, por el contrario, los flujos procedentes del drenaje axial de dirección norte discurrieron paralelos a dichas fallas. La abundancia de arenas en las facies de esta subcuenca, probablemente provenientes de los tramos arenosos de la Fm Camarillas, indica su excavación en las facies del Cretácico inferior.

Cabe interpretar que la zona de falla de Ababuj, que actualmente discurre cerca del núcleo del anticlinal de Ababuj, fue formada durante el Cretácico y posteriormente invertida durante la orogenia. En la reconstrucción que presentan Soria (1997) y Liesa et al. (2004) es considerada como una falla normal buzando al este que constituye el borde oeste de la subcuenca cretácica de Galve. Bajo esa hipótesis, debemos pensar que habría sido completamente invertida pasando a cabalgamiento, y que habría inducido así la formación del anticlinal; la vergencia al oeste del pliegue sería coherente con esa inversión. La reactivación reciente sería de otro plano diferente de falla normal que cortaría hipotéticamente al cabalgamiento y formaría el borde este de la subcuenca oriental (falla observada en el Barranco de Donatio).

Aunque existen indicios de control tectónico sobre el hundimiento de la cuenca, en su formación también ha tenido influencia un vaciado erosivo producido en las facies blandas del Purbeck y Weald, del Cretácico inferior. Estas aparecen a ambos lados del anticlinal de Ababuj, en las áreas en las que luego se instalan y conservan los sedimentos cenozoicos. Esta erosión incide sobre la SEI, que habría quedado casi desmantelada, reducida a retazos aislados en la Sierra de El Pobo. Una vez que termina el relleno los materiales son ligeramente basculados, y más tarde la cuenca es arrasada por la SEF, que bisela los depósitos cenozoicos en numerosos puntos. Entre el final de la sedimentación y el desarrollo de la SEF se produce, por tanto, un episodio de deformación importante, que llega a levantar la zona más meridional del relleno sedimentario. La parte más levantada no es arrasada completamente y permanece como el relieve residual de Las Molatillas.

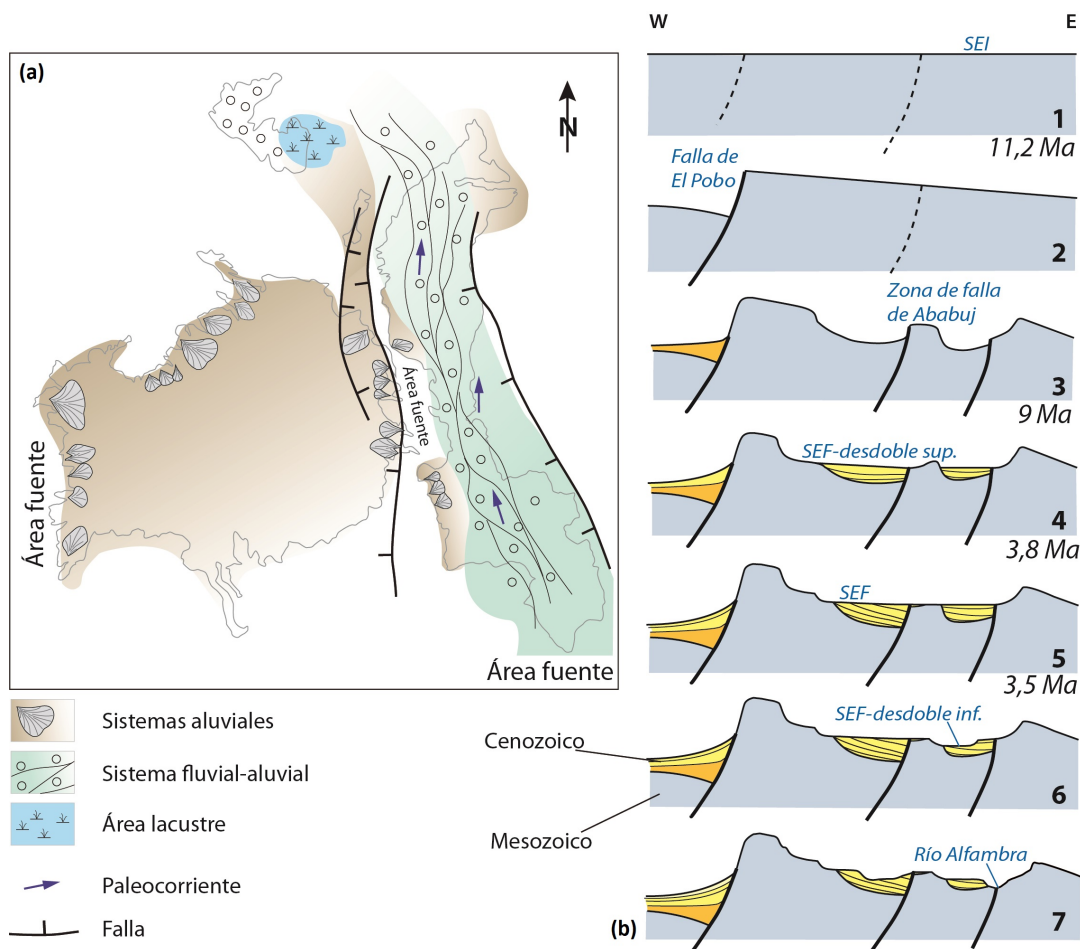


Fig. 18. (a) Esquema paleogeográfico de la Cuenca de El Pobo. (b) Modelo evolutivo (explicación en el texto, apartados 6 y 7).

Los análisis realizados sobre las evidencias de deformación en la cuenca nos han indicado que la serie cenozoica se depositó íntegramente a partir del inicio del régimen extensivo del Mioceno, y no antes como ocurre en otras cuencas adyacentes, como la de Teruel-Alfambra y la de Aliaga. La Cuenca de Teruel presenta todavía, en sus inicios a comienzos del Vallesense, síntomas de una compresión próxima a N-S que activa fallas de desgarre (Ezquerro, 2017). En su extremo norte, Ezquerro y Simón (2017) interpretan el paso de esa compresión N-S a un sistema de extensión E-W mediante el análisis de picos de disolución en cantos de conglomerados; dicho paso se produciría en el Vallesense inferior. En la Cuenca de Aliaga se distinguen seis unidades tectosedimentarias que van desde el Paleoceno hasta el Mioceno inferior (González y Guimerà, 1993). Las dos más modernas (T5 y T6) registran también la compresión N-S, mediante picos de disolución en los conglomerados (Simón, 2006). A partir de todo esto se deduce que el comienzo del desarrollo de la Cuenca de El Pobo es posterior a la colmatación de la Cuenca de Aliaga y al inicio de la Cuenca de Teruel. Esto último está corroborado por la relación que presentan nuestra cuenca y la de Teruel con la SEI: mientras que para la Cuenca de Teruel la SEI quedó hundida por la falla de El Pobo y supone la superficie basal de los sedimentos que contiene (cuyo depósito comenzó inmediatamente después, hace 11,2 Ma; Ezquerro, 2017), en la Cuenca de El Pobo existió un episodio de vaciado erosivo entre la formación de la SEI y el comienzo de la sedimentación.

A su vez, de la relación de nuestra cuenca con la SEF se deducen una serie de evidencias sobre el final de la sedimentación. En la parte occidental de la cuenca, como en la Muela de la Umbría o al oeste de El Pobo, la SEF puede relacionarse lateralmente incluso con la superficie de colmatación de los depósitos. No obstante, en la parte sur de la cuenca la serie es arrasada por la SEF, que bisela los materiales ligeramente basculados. Esta última relación demuestra la existencia de una etapa de basculamiento posterior a la colmatación de la cuenca en esta zona, y anterior a la formación de la

SEF. Fue posiblemente esta etapa de deformación la que indujo el escalón con el cual la SEF se encaja en el replano intermedio en el interior de la Sierra de El Pobo, mediante un incremento del basculamiento que modificó el gradiente del relieve y desencadenó un reajuste erosivo. En la Cuenca de Teruel Ezquerro (2017) sitúa la edad de dicho replano en 3,8 Ma, y la SEF en 3,5 Ma, y correlativamente a esta última se produce la colmatación de las zonas lacustres y palustres, aunque posteriormente continúa la sedimentación (ahora de carácter aluvial) hasta el tránsito Plioceno-Pleistoceno. Por todo lo anterior, para la Cuenca de El Pobo cabe hacer la interpretación de que la colmatación probablemente se produjo en torno a la edad de la formación del replano intermedio en la Sierra de El Pobo (3,8 Ma), quizá en una etapa de menor actividad tectónica en la que se instala el sistema lacustre al norte. Sería anterior, por lo tanto, a la colmatación de la Cuenca de Teruel y a la formación de la SEF.

La comparación de las curvas de evolución megasecuencial interpretadas en ambas cuencas también confirma esta cronología general. Al comparar la evolución megasecuencial de nuestra columna más completa (C1, Puerto de Monteagudo), se observa un paralelismo con las megasecuencias M3 a M7 establecidas por Ezquerro (2017) para Teruel. Esto acotaría finalmente la edad de estos materiales entre el final del Vallesiense (9 Ma) y el final del Rusciniense (3,8 Ma), al menos para el sector meridional. En el norte, esa edad de 3,8 Ma, podría corresponder a la colmatación de la cuenca con las calizas lacustres, mientras que los conglomerados que hay encima serían por tanto algo más modernos, correlativos ya de la SEF (3,5 Ma).

El principal proceso ocurrido después es el encajamiento que supone el desdoble inferior de la SEF, que formaría una vaguada centrada en el sector oriental y abierta hacia el norte. Por esa vaguada discurriría el drenaje local, que en el conjunto de la región iría organizándose tras la deformación de la SEF (Simón, 1989; Pérez y Simón, 2014). En resumen, a lo largo de la historia geológica se repiten sucesivos dispositivos de drenaje hacia el norte en la mitad oriental de la zona de estudio: un posible paleovalle al inicio del relleno de la cuenca, el sistema fluvial-aluvial que rellenan la subcuenca oriental, la vaguada encajada en la SEF y, finalmente, justo por la misma zona, el valle alto del actual Río Alfambra.

7. CONCLUSIONS

The El Pobo Cenozoic basin matches with the present-day El Pobo Depression, in an area where lower Cretaceous soft materials are lowered by erosion, and limited in their edges by the Jurassic calcareous reliefs from Sierra de El Pobo and the marine lower Cretaceous from Macizo de Gúdar. At the northern and northeastern borders of the depression several Cenozoic outcrops appear, all of them affected by ENE-WSW folding structures. They are unrelated with the El Pobo Basin materials.

The basin is divided into two different sectors, western and eastern, by the structural high of Jurassic rocks of the Ababuj anticlinal core, which shows a N-S trend and west vergence. This fold was produced from inversion of a Cretaceous normal fault.

In both sectors, vast extensions of Cenozoic sediments discordantly cover Mesozoic folded materials. Each one shows different filling characteristics. The western subbasin fill has an alluvial character, with concentric drainage, while in the eastern sector is fluvial-alluvial, with an axial drainage to the north.

The western edges of both subbasins show predominantly onlap devices on the discordant contacts over the Mesozoic sediments. The eastern edges, however, are controlled by N-S normal faults, which are synthetic with the El Pobo fault zone. Those faults are compatible with an extensional stress system with E-W σ_3 orientation.

Several erosion surfaces were excavated into the basin and its surroundings: the SEI and the SEF surfaces. SEF is divided into the SEF itself and two sublevels, upper and lower from it. Topographic ladders between 10 and 50 m high separate those three surfaces. The lower sublevel creates a trough, which opens to the north.

From the Alpine formation of the Iberian Chain, the following succession of events has been interpreted occurring in the El Pobo Depression (fig. 18b):

- 1) SEI development, levelling the folded surface of Mesozoic materials.
- 2) First extensional event, during late Miocene, by which the Teruel basin sinks by the El Pobo fault movement. SEI sinks into the basin and acts as the basal surface for the following basin sedimentation.
- 3) In the footwall block, erosive incision started, leaving a residual relief at the Sierra de El Pobo. At the same time the El Pobo basin forms because of the action of two N-S trending west-dipping normal faults, synthetic to the El Pobo fault. This happened into an extensional regime with an E-W σ_3 axis, producing two halfgrabens.
- 4) The fill of the sedimentary subbasins began, roughly around 9 Ma, on both sides from the Ababuj anticline (alluvial sediments to the west and fluvial-alluvial to the east). At 3,8 Ma (Pliocene) the basin was filled and a lacustrine system placed northwards. This is contemporary with the SEF upper sublevel development of the at Sierra de El Pobo, probably during a tectonic stability period.
- 5) During and after sedimentation of the Cenozoic materials, an intense tilting episode in relation to fault activity took place, which could have favoured the alluvial progradation over the lacustrine deposits. Then, at 3,5 Ma (late Pliocene) tilted materials were levelled by the SEF.
- 6) After the SEF, the lower sublevel developed, creating a trough opened to the north.
- 7) Finally, Quaternary fluvial network sets in, modelling the present-day basin relief.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R. y Sanz, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323–343.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 206 p.
- 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. 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.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine tectonics: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds.). Geological Society, London, 367-400.
- Ezquerro, L. (2017): *El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 494 p.
- Ezquerro, L. y Simón, J.L. (2017): El tránsito compresión-extensión en la cuencas cenozoicas de la Cordillera Ibérica oriental: registro mediante lineaciones de disolución en el norte de la Cuenca de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30: en prensa.
- Gautier, F. (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 568 (Alcalá de la Selva)*. IGME, Madrid.
- Gautier, F. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 543 (Villarluengo)*. IGME, Madrid.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez Mir, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.

- González, A. y J. Guimerà (1993): Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 151-165.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Liesa, C.L. (2011a): Fracturación extensional cretácica en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 31-48.
- Liesa, C.L. (2011b): Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 49-68.
- Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (2000): Lacustrine evolution in a basin controlled by extensional faults: the Galve subbasin, Teruel, Spain. En: *Lake basins through space and time* (Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, eds). AAPG Studies in Geology, 46, 295-302.
- Lozano, M. (1983): Estudio geomorfológico de la depresión El Pobo-Cedrillas (prov. de Teruel). *Teruel*, 69: 109-210.
- Pailhé, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux, 682 p.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 p.
- Pérez Cueva, A. y Simón, J.L. (2014): Evolución morfotectónica del macizo de Gúdar-Maestrazgo. Superficies de erosión, red fluvial y modelado estructural. En: *48º Curso de Geología Práctica* (J.L. Simón, ed.). Universidad de Verano de Teruel, 83-94.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Simón, J.L. (1980): Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 15: 137-140.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses (1984), 269 pp.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. (2004): Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.
- Simón, J.L. (2006): El análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estriados: precisiones metodológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 153-162.
- Simón, J.L., Arenas, C., Arlegui, L.E., Aurell, M., Gisbert, P., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R. y Soriano, A. (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ayuntamiento de Aliaga, Centro para el Desarrollo del Maestrazgo de Teruel y Departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, 155 p. y 1 mapa.
- Soria, A.R. (1997): La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Viallard, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale*. Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse, 445 p.
- Weerd, A. van de (1976): *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropaleontology Bulletin, Special Publication, 2, 217 p.

Agradecimientos

En este párrafo me gustaría agradecer su ayuda y colaboración a las personas que me han ayudado durante la realización de este trabajo, comenzando por mi director Carlos Liesa, por su buena y paciente tutela. A Lope Ezquerro cuya tesis doctoral ha servido en muchas ocasiones como pilar fundamental de este trabajo, y por su colaboración a la hora de interpretar diversos aspectos de este. A mi padre José Luis Simón por su ayuda e intensa guía a lo largo del proceso. A Luis Arlegui por enseñarme a elaborar el montaje de imágenes georeferenciadas sin el cual no podría haber elaborado las cartografías. Y por último a Maillén Raimondi por convencerme de dejarle diseñar la portada de este trabajo, con un magnífico resultado.