



Superficies de erosión y evolución morfotectónica de un sector de la Cordillera Ibérica oriental

Pablo Sierra Campos

Director: José Luis Simón Gómez

Trabajo Fin de Grado. Septiembre 2016

ÍNDICE

1. Abstract	3
2. Introducción	3
2.1. Situación geográfica	3
2.2. Situación geológica	4
2.3. Planteamiento y objetivos	5
2.4. Antecedentes	5
2.5. Metodología	6
3. Resultados	6
3.1. Estratigrafía	6
3.2. Estructura general	10
3.3. Modelado del relieve: las superficies de erosión	11
3.4. Las deformaciones de la superficie de erosión inferior	14
4. Interpretación y discusión	20
5. Conclusiones	21
6. Bibliografía	22

1. Abstract

Throughout the entire Iberian Chain, flattened areas can be found at high altitudes, corresponding to planation surfaces. In the Ejulve area, the northern piedmont of the Majalinos mountains shows a piedmont modeled by a planation surface. This work contributes to clarify the relationship of this erosional surface with the Majalinos relief and to determine their age and their possible deformations. In this area two different erosion surfaces are distinguished, one on top of the Sierra de Majalinos, about 1500 m above sea level, and the other one in the piedmont, at 1240 to 1100 m. Cenozoic materials that are part of the Berge Basin are gently folded before being leveled by this second erosion surface. It corresponds to the *Superficie de Erosión Fundamental* (SEF), that would have an age between latest Miocene and early Pliocene. This erosion surface does not end abruptly against the Majalinos relief: the line between them is irregular and has embayments that indicate that the erosion surface is engaged into the Majalinos relief. Therefore, the Majalinos mountains represent a residual relief that was not flattened by the SEF. Minor faults showing nearly E-W directions and arranged along a band at the foot of the Majalinos mountain front offset the SEF.

2. Introducción

2.1 Situación geográfica

La zona estudiada se encuentra en los alrededores de las localidades de Ejulve y La Zoma, en la provincia de Teruel. La zona se sitúa en el sector oriental de la Cordillera Ibérica, ocupando la vertiente norte de la Sierra de Majalinos y su piedemonte (fig. 1). El punto más alto de la sierra se encuentra a 1618 m de altitud, mientras que su piedemonte se encuentra a una altitud comprendida entre 1200 m y 1100 m de altitud. Al noreste de Ejulve, dentro de la zona de estudio, discurre el río Guadalopillo que se encuentra encajado unos 100 m en el piedemonte.



Figura 1: Localización geográfica del sector estudiado (modificado de Google Earth).

2.2 Situación geológica

La zona estudiada se encuentra en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. En este sector afloran materiales del Mesozoico y del Cenozoico deformados por la Orogenia Alpina. Los materiales del Mesozoico se encuentran muy plegados y, en el sector sur de la zona de estudio, afectados por una sucesión de cabalgamientos que forman parte del arco de Portalrubio-Vandellós (Guimerà, 1988). Estas estructuras tienen aproximadamente una dirección NW-SE, que corresponde con la dirección Ibérica, aunque también existen otras estructuras superpuestas de dirección E-W a ENE-WSW (fig. 2).

En el sector norte de la zona se encuentra el borde meridional de la cubeta de Berge, de edad cenozoica. Esta cubeta está rellena por materiales continentales que conforman 4 unidades tectosedimentarias diferentes (González *et al.*, 1991), que se correlacionarían con las unidades tectosedimentarias T1, T2, T3 y T5 de la cubeta de Alloza. La primera unidad, T1, tiene una edad Ilerdiense-Luteciense; T2, Bartonense-Priabonense; T3, Oligoceno inferior, y por último, la cuarta unidad, correlacionada con T5, tiene una edad Mioceno inferior. En esta parte de la cubeta de Berge afloran materiales de la cuarta unidad, correlacionada con T5, por lo que datan del Mioceno inferior.

Los materiales aflorantes en el piedemonte al norte de la sierra de Majalinos, tanto los mesozoicos como los cenozoicos, están enrasados bajo una extensa superficie de erosión, bien conservada, que se sitúa a cotas entre 1240 m y 1100 m de altitud. En ella se encuentra encajada hasta 100 m la red fluvial del río Guadalopillo.

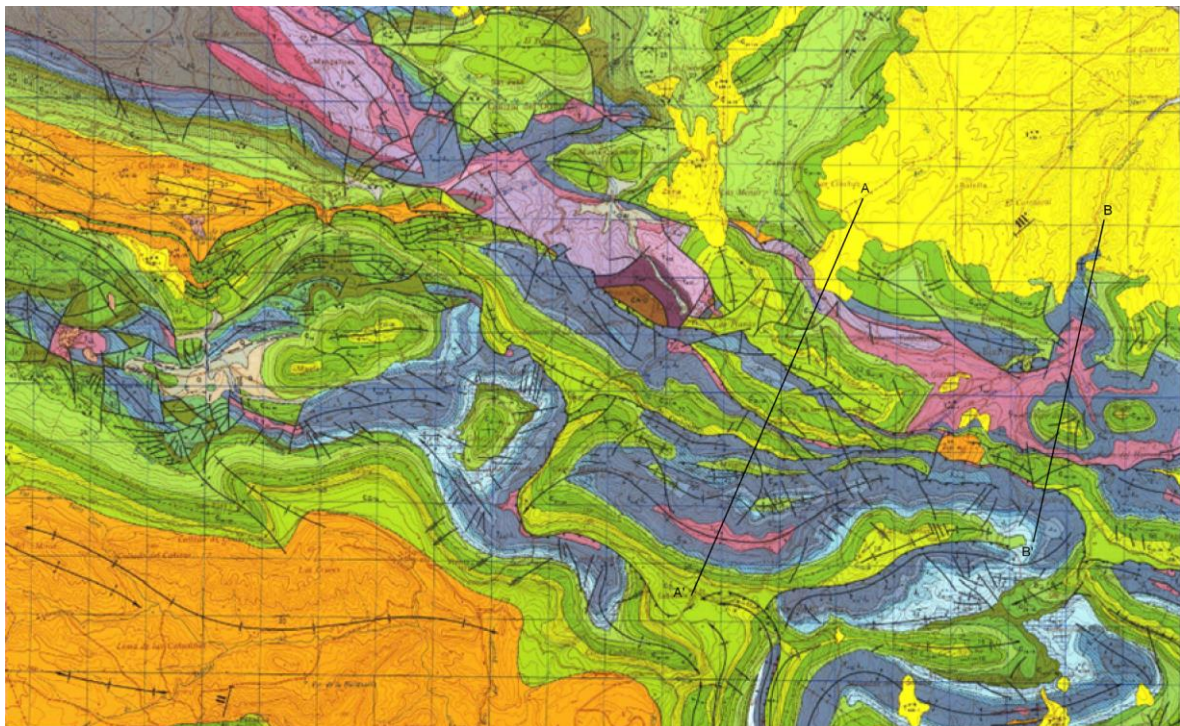


Figura 2: Mapa geológico a escala 1:50.000 de la zona estudiada (tomado de la hoja magna 518, Montalbán, de la cartografía MAGNA (Canérot *et al.*, 1979)

2.3 Planteamiento y objetivos

En toda la Cordillera Ibérica se encuentran zonas aplanadas a cierta altitud que corresponden a superficies de erosión. En las últimas décadas se han realizado muchos estudios sobre estas superficies de erosión, en los que los diferentes autores no se ponen de acuerdo en cuanto al número de superficies ni en cuanto a su edad. Hay autores (Pailhé, 1984; Guimerà y González, 1998; Casas y Cortés, 2002) que defienden que hay distintas superficies de erosión a diferentes alturas y edades. En cambio, otros autores defienden que existe básicamente una superficie de erosión (*Superficie de Erosión Fundamental*; Simón, 1982; Peña *et al.*, 1984) que se encuentra desplazada por fallas y este es el motivo por el que se encuentra a diferentes alturas.

En la sierra de Majalinos existe un relieve, un piedemonte arrasado por una superficie de erosión y el paso a una cuenca cenozoica. También en lo alto de Majalinos existen retazos de una superficie de erosión, pero se desconoce si es la misma del piedemonte (en cuyo caso existiría una falla que la desnivela los metros de diferencia que hay entre la altura de la sierra y la altura del piedemonte) o, por el contrario, la superficie de erosión se encuentra encajada en el relieve de Majalinos y éste es un relieve residual. En este trabajo se intentará aclarar esto con criterios geomorfológicos y estructurales. Por otra parte, la relación que guarda la superficie de erosión con los sedimentos de la cuenca cenozoica de Berge permitirá acotar su edad y la de sus posibles deformaciones.

2.4 Antecedentes

En esta zona y sus proximidades se han hecho numerosos estudios de diferentes ramas de las Ciencias de la Tierra como sedimentológicos, estructurales, mineros... Los primeros trabajos relevantes fueron los de Moissenet *et al.* (1972) y Canérot (1974). Estos trabajos definieron la estratigrafía general de la zona y los rasgos principales de su evolución paleogeográfica. En particular, Canérot (1974) definió el llamado "umbral de Ejulve", un accidente formado durante la tectónica extensional que tiene lugar en el Jurásico medio, por el cual la serie Jurásica sufre cambios notables de espesor e incluso llega a desaparecer en algunas zonas. Tanto este último autor como otros más recientes estudian también los materiales cretácicos. Soria (1997) subdivide la cuenca cretácica del Maestrazgo en subcuencas compartimentadas por estructuras extensionales, quedando nuestra zona de estudio entre el umbral de Montalbán-Ejulve y la subcuenca de Oliete.

En la Orogenia Alpina estas estructuras se invierten y las fallas que limitan la cuenca del Maestrazgo por el norte dan lugar al arco de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós (Guimerà, 1988). Áreas próximas a la nuestra en las que se han realizado estudios de detalle de dichas estructuras son la de Aliaga y La Cañadilla, donde Simón (2004) reconstruye numerosas estructuras de superposición de pliegues, y el cabalgamiento de Utrillas, cuya reconstrucción geométrica y cinemática ha sido abordada por Casas *et al.* (2000) y Simón y Liesa (2011). González *et al.* (1991) estudian la cubeta cenozoica de Berge y definen en ellas varias unidades tectosedimentarias contemporáneas y posteriores a dichas estructuras compresivas.

También existen publicaciones que han abordado los aspectos geomorfológicos de la zona, en particular las superficies de erosión. Pailhé (1984), en la zona de Ejulve y la sierra de

Majalinos, diferencia dos superficies de erosión: una en la vertiente sur de la sierra de Majalinos, a la que llama *Superficie de Erosión Antigua*, y otra en la vertiente norte y su piedemonte (*Superficie de Erosión Reciente de los Piedemontes*). En cambio, otros autores consideran que existe una sola superficie de erosión a la que llaman *Superficie de Erosión Fundamental* (Peña *et al.*, 1984). Sin embargo, estos autores no indican si la sierra de Majalinos es un relieve residual.

2.5 Metodología

El primer paso a la hora de realizar este trabajo ha sido la búsqueda y recopilación de información bibliográfica sobre la zona de estudio. Para ello se han revisado artículos que se han llevado a cabo en las proximidades de esta zona o que tratasen temas afines.

Una vez recopilada la información, se realizaron salidas de campo para describir materiales y tomar datos de direcciones y buzamientos de la estratificación en los diferentes materiales, sobre todo a ambos lados del contacto entre el Cenozoico y el Mesozoico, así como datos de fallas y fracturas. Los datos obtenidos han sido utilizados para la realización de cortes geológicos, han sido representados en estereogramas y se han utilizado para el levantamiento de una columna estratigráfica. Se ha hecho un especial hincapié en la observación en campo de las relaciones entre la superficie de erosión, las estructuras y la cuenca cenozoica.

Una vez conocida la estructura general de la zona, se procedió a realizar una cartografía de superficies de erosión mediante foto aérea que ha sido digitalizada posteriormente. Con las superficies de erosión ya delimitadas, se han buscado diferencias significativas de altitud entre retazos de superficie de erosión que se encuentren próximos, con el fin de detectar posibles deformaciones de la misma. Para ello se han contado con la información de mapas topográficos a escalas 1:50.000 y 1:25.000, así como de un Modelo Digital de Elevaciones (DEM) procedente del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y preparado para nuestra zona de estudio gracias a la colaboración del profesor Luis Arlegui, del área de Geodinámica Interna. Sobre este DEM se han realizado perfiles topográficos con el objetivo de localizar zonas donde puedan existir cambios bruscos en la altitud a la que se encuentra la superficie de erosión. Con estas zonas ya localizadas se volvió a ir al campo con el objetivo de buscar posibles fallas que pudieran ser las causantes de esos cambios.

Finalmente, con todos los datos ya recogidos, se procede a elaborar la interpretación final y la redacción de la memoria.

3. Resultados

3.1 Estratigrafía

La serie estratigráfica en la zona de estudio comienza por el Triásico, del que afloran dos unidades distintas. La primera es el Muschelkalk, una formación principalmente carbonatada con un tramo intermedio de margas y yesos. Por encima se sitúa el Keuper, una formación evaporítica formada por lutitas versicolores, yesos y sales.

La serie jurásica comienza por la Fm. Cortes de Tajuña, principalmente dolomítica y de potencia variable. El Jurásico inferior se encuentra representado por la Fm. Cuevas Labradas, seguida de las Formaciones Cerro del Pez y Barahona finalizando con la Fm. Margas de Turmiel. La formación del Dogger que aflora es la Fm. Carbonatada de Chelva. Del Jurásico superior se diferencian la Fm. Loriguilla y la Fm. Higuieruelas. Hacia el norte el espesor de la serie jurásica va decreciendo, sobre todo del Dogger y del Malm, hasta llegar a desaparecer en su totalidad en algunas zonas próximas a Ejulve (umbral de Ejulve, definido por Canérot, 1974).

En esta zona la serie cretácica comienza por la Fm. Utrillas (C₁₆ según la nomenclatura de la hoja MAGNA), que se apoya discordantemente sobre todos los materiales de la serie triásica y jurásica. La Fm. Utrillas está compuesta por areniscas, arenas y arcillas versicolores. Por encima de estos materiales se encuentra la Fm. Mosqueruela, seguida de las dolomías de la Fm. Barranco de los Degollados y, por encima, la Fm. Órganos de Montoro.

Finalmente se depositan los materiales cenozoicos discordantes sobre toda la serie mesozoica. Los materiales cenozoicos son detríticos (casi exclusivamente conglomeráticos) y van a ser descritos más detalladamente a continuación, ya que tienen una relevancia especial en la realización de este trabajo.

En esta zona afloran conglomerados en dos lugares diferentes. Unos afloran al norte de Ejulve, en la zona de Las Clochas (CLO), Balsilla (BAL), El Carrascal (CAR) y en el río Guadalopillo, que forman parte de la cubeta de Berge. Los otros se encuentran al suroeste de Ejulve, en una zona comprendida entre las carreteras de La Cañadilla y Villarluego, en la margen derecha del río Majalino, al pie de la sierra de Majalinos. No se conoce si existe relación entre estos conglomerados y los de la cubeta de Berge, por lo que se van a describir en apartados separados.

Para los conglomerados situados al norte de Ejulve se ha levantado una columna estratigráfica (fig. 3) en el río Guadalopillo, en la que se diferencian dos tramos. El primer tramo tiene un espesor de 15 m y es, en general, más masivo. El espesor del segundo es de 70 m y está algo más estratificado, aunque también se encuentra algún estrato masivo de una gran potencia intercalado entre estratos de menor espesor.

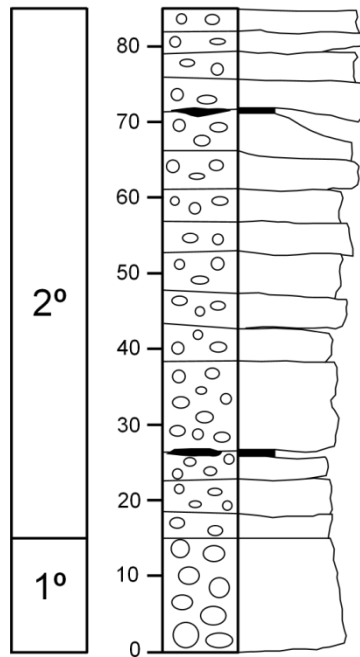


Figura 3: Columna estratigráfica de la serie cenozoica en el valle del río Guadalopillo (espesor en metros)

Serie cenozoica del valle del río Guadalopillo

- Tramo 1:

Conglomerado masivo, en general no granosostenido, con zonas granosostenidas de matriz lutítica. La evolución es granodecreciente. El tamaño máximo de los bloques es de 2,5 m y su tamaño medio es de 50-100 cm. En los primeros 5-10 metros de conglomerado se encuentran cantos métricos y decimétricos sostenidos en una matriz de lutita y cantos centimétricos (fig. 4a). En los metros siguientes el tamaño de los cantos es menor pero sigue siendo de escala decimétrica en una matriz arcillosa con cantos de escala centimétrica. La mayor parte de los cantos tienen una composición calcárea; hay también cantos con composición silíceo (los bloques más grandes), y se observa algún canto con una composición arenosa de color rojizo. La estratificación está mal definida y, cuando se aprecia, es subtabular.

- Tramo 2:

Conglomerado masivo, en general granosostenido, con poca matriz arenosa a microconglomerática de clastos milimétricos. Se encuentra separado en estratos, en cada uno de los cuales suele haber una secuencia granodecreciente: se observan cantos decimétricos en la base, mientras que a techo hay cantos centimétricos e incluso milimétricos (fig. 4b). La mayor parte de los cantos son de composición calcárea; hay también cantos silíceos y alguno aislado arenoso de color rojizo. Ocasionalmente se intercala algún nivel fino de lutita. La geometría de los estratos es subtabular, con algunas bases canalizadas de poca amplitud.

Ambos tramos descritos se incluyen dentro de la unidad tectosedimentaria T5, del Mioceno inferior, definida por González *et al.* (1991).

Conglomerados al suroeste de Ejulve

- Tramo 1:

Conglomerado estratificado gransostenido, sin matriz o con muy poca matriz carbonatada un poco cementada. Los cantos son centimétricos y alguno decimétrico; el tamaño máximo de los cantos es 15 cm y el tamaño medio se sitúa en torno a 5 cm (fig. 4c). La forma de los cantos es subangulosa. Su composición es calcárea y la de la matriz es carbonatada. La geometría de los estratos es subtabular.

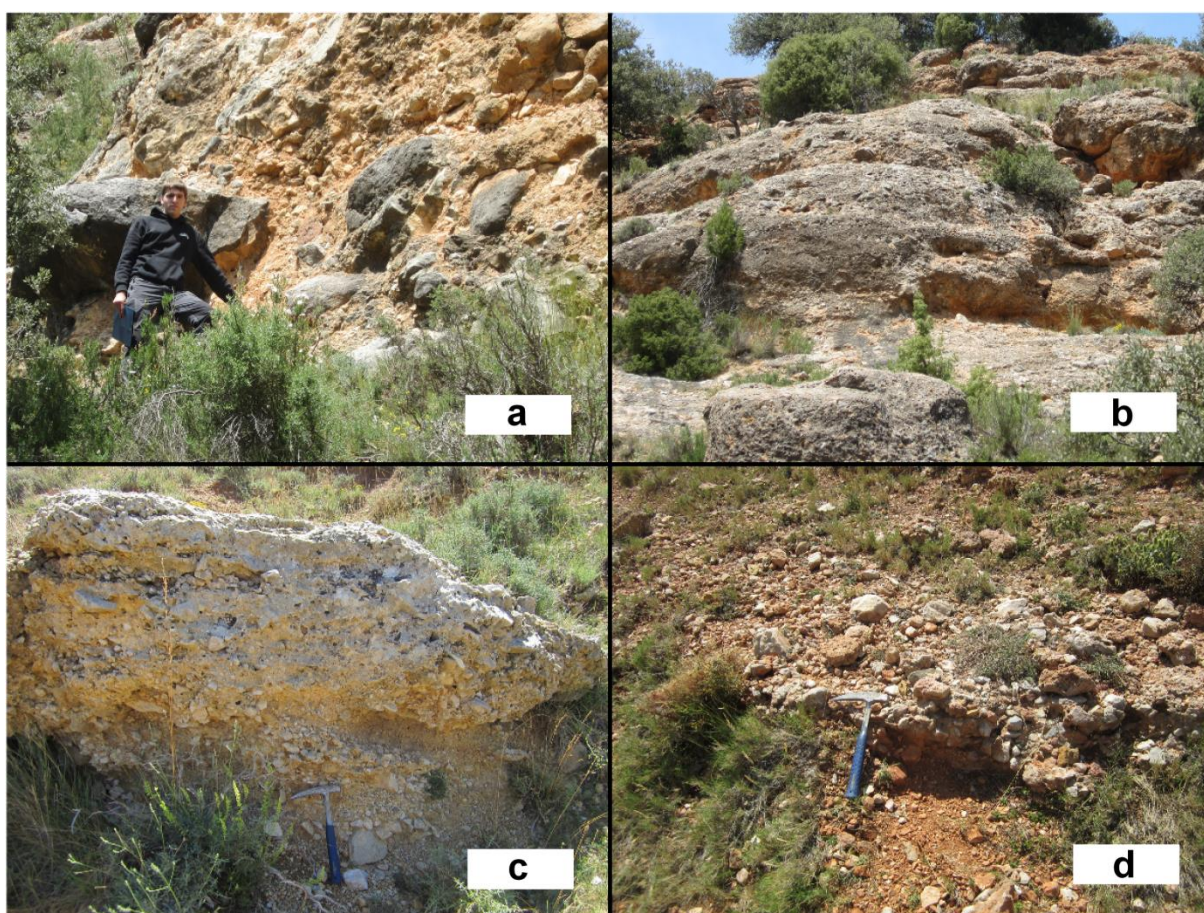


Figura 4: Imágenes de los conglomerados cenozoicos; a: Tramo 1 de la serie del valle del río Guadalopillo; b: Tramo 2 de la serie del valle del río Guadalopillo; c: Tramo 1 de los conglomerados al suroeste de Ejulve; d: Tramo 2 de los conglomerados al suroeste de Ejulve.

- Tramo 2:

Alternancia de conglomerados y lutitas en estratos métricos. Las lutitas son de color rojizo. Los conglomerados son gransostenidos con matriz de composición lutítica y

carbonatada bastante cementada. Los cantos son subredondeados – subangulosos. Los cantos tienen un tamaño centimétrico, con un tamaño medio de 7-8 cm y un tamaño máximo de 20 cm. También se intercalan algunos estratos microconglomeráticos (fig. 4d). La naturaleza de los cantos es variada; hay cantos calcáreos y otros silíceos. La geometría de los estratos en algunas zonas está mal definida pero en otras zonas se observa una geometría subtabular.

3.2 Estructura general

En la zona de estudio se encuentran pliegues y cabalgamientos con una dirección dominante aproximada NW-SE a WNW-ESE. También se encuentran estructuras superpuestas con dirección E-W a ENE-WSW. Las estructuras principales de la zona son una sucesión de cabalgamientos que forman parte del arco de Portalrubio-Vandellós. Esta sucesión de cabalgamientos, tres o cuatro, varía en función de la transversal (fig. 5).

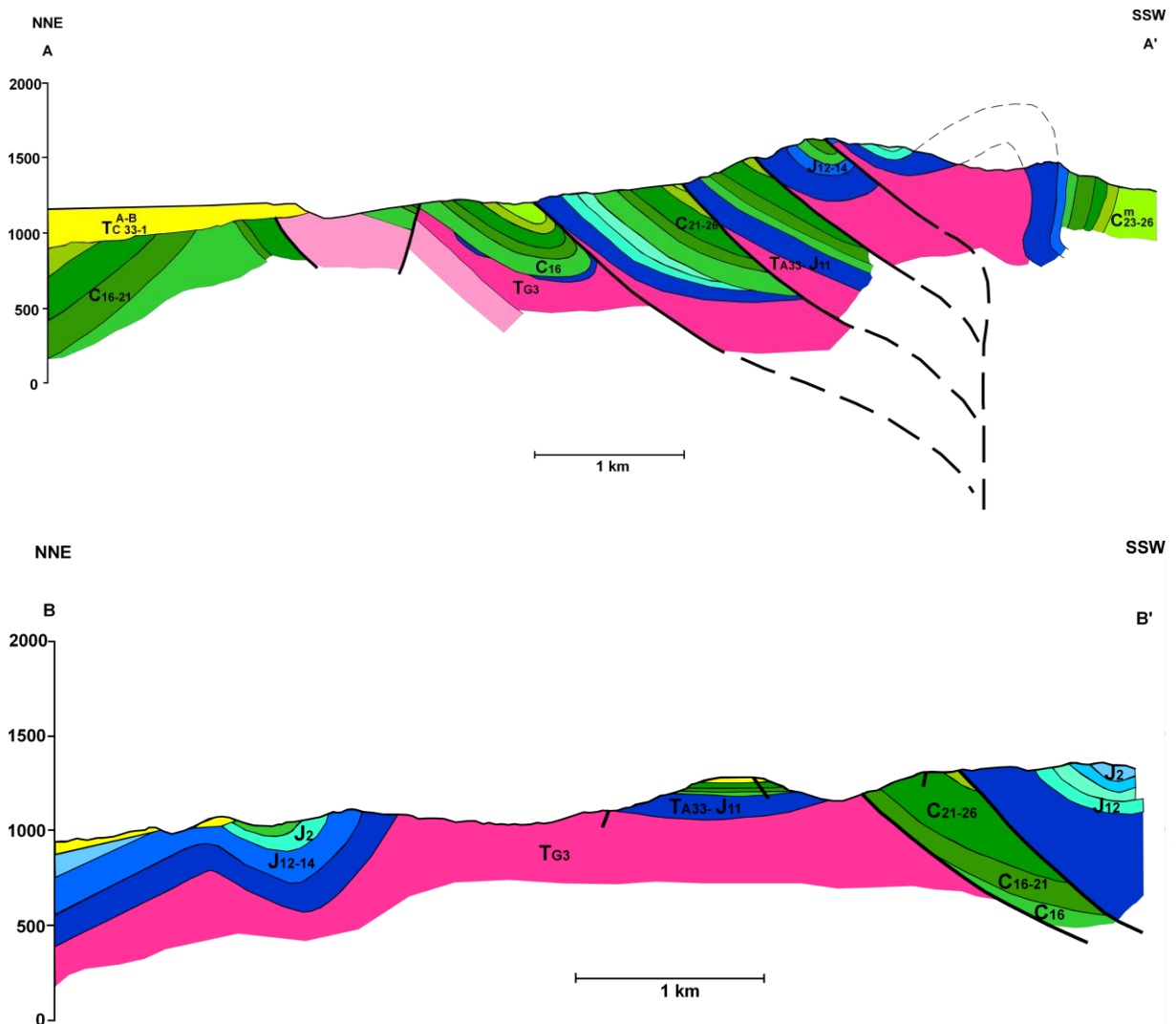


Figura 5: Cortes geológicos de la zona estudiada. Ver situación (A-A' y B-B') en la figura 2.

Los cabalgamientos, en superficie, presentan poca pendiente y tienen una vergencia norte. Forman un sistema imbricado, separando láminas en las que la serie se mantiene normal, si bien se interpreta que en profundidad puede haber algún flanco invertido de sinclinal. En la vertiente sur de la sierra de Majalinos aparece un anticlinal de gran amplitud que tiene vergencia sur, por lo que la estructura presenta doble vergencia (corte A-A' de la figura 5). La interpretación que se le da a esta disposición es de una estructura en flor positiva, debido al probable enraizamiento de los cabalgamientos en una falla de zócalo subvertical que funcionaría como una falla transpresiva como ocurre en otras zonas de la Cordillera Ibérica (Casas *et al.*, 1998).

Se han tomado medidas de direcciones y buzamientos de los materiales del Cenozoico y Mesozoico en las proximidades de su contacto, observando que los materiales cenozoicos se asientan discordantes sobre los materiales mesozoicos. Se han medido más exhaustivamente los buzamientos en materiales del Cenozoico. El plano medio de la estratificación del Cenozoico en el borde sur de la cubeta de Berge es 072, 11 N, aunque sufre variaciones, y justo al norte de Ejulve la dirección y buzamiento es 099, 07 S. La representación de todos estos datos en proyección estereográfica (fig. 6) muestra que los materiales cenozoicos sufren un ligero plegamiento de eje subhorizontal con dirección próxima a E-W.

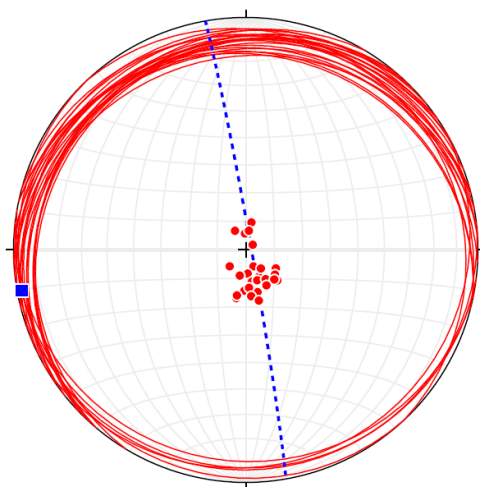


Figura 6: Proyección estereográfica de la dirección y buzamiento de la estratificación del Cenozoico al norte de Ejulve. En azul: plano de movimiento y eje de plegamiento.

3.3 Modelado del relieve: las superficies de erosión

La figura 7 expresa gráficamente el relieve de la zona estudiada, donde se distinguen la sierra de Majalinos y su piedemonte. Mediante foto aérea y datos de campo se ha elaborado un mapa morfoestructural específico (mezcla de mapa geomorfológico y geológico) en el que se representan las superficies de erosión y las fallas que las afectan (fig. 8). En él se puede distinguir un retazo de superficie de erosión en lo alto del relieve de Majalinos, en

torno a 1500 m de altitud, que arrasa materiales del Cretácico superior. Por otro lado está la extensa superficie de erosión que ocupa el piedemonte, enrasando materiales tanto del Mesozoico como del Cenozoico. En la parte sur no se encuentra de manera continua, sino en retazos; en la parte norte se puede seguir la superficie de erosión con más continuidad, está mejor conservada.

Esta superficie de erosión tiene una ligera pendiente hacia el norte. La superficie comienza al pie de la Sierra de Majalinos a una cota en torno a 1240 m de altitud, y desde allí va descendiendo de cota hasta los 1100-1120 m de altitud a que se sitúa en la zona de El Campillo (CAM). Esta superficie inferior se corresponde con la que Peña *et al.* (1984) definen y cartografían como *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)*, que tendría una edad entre el Mioceno terminal y el Plioceno Inferior.

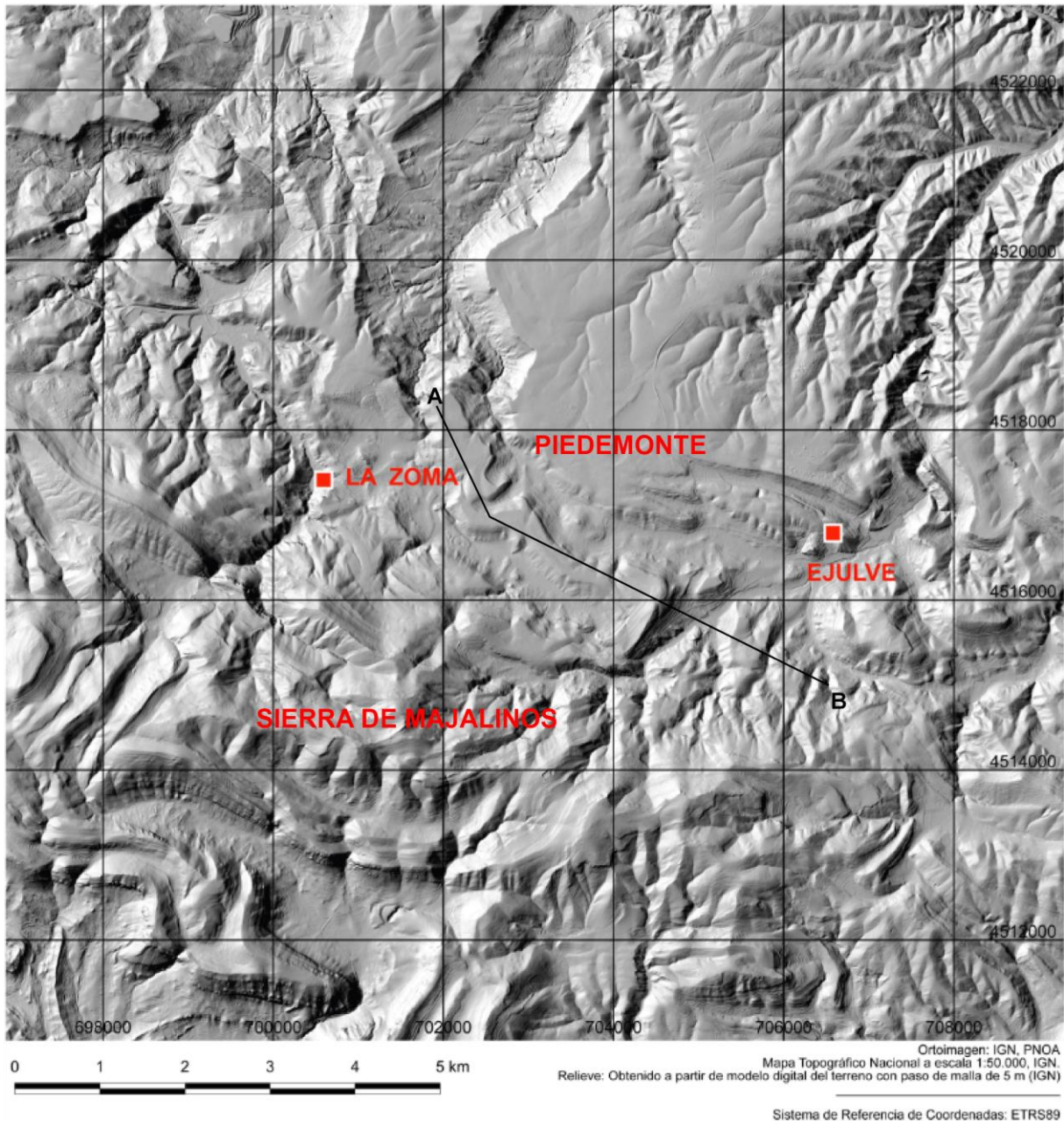


Figura 7: Modelo digital de elevaciones (DEM) de la zona estudiada.

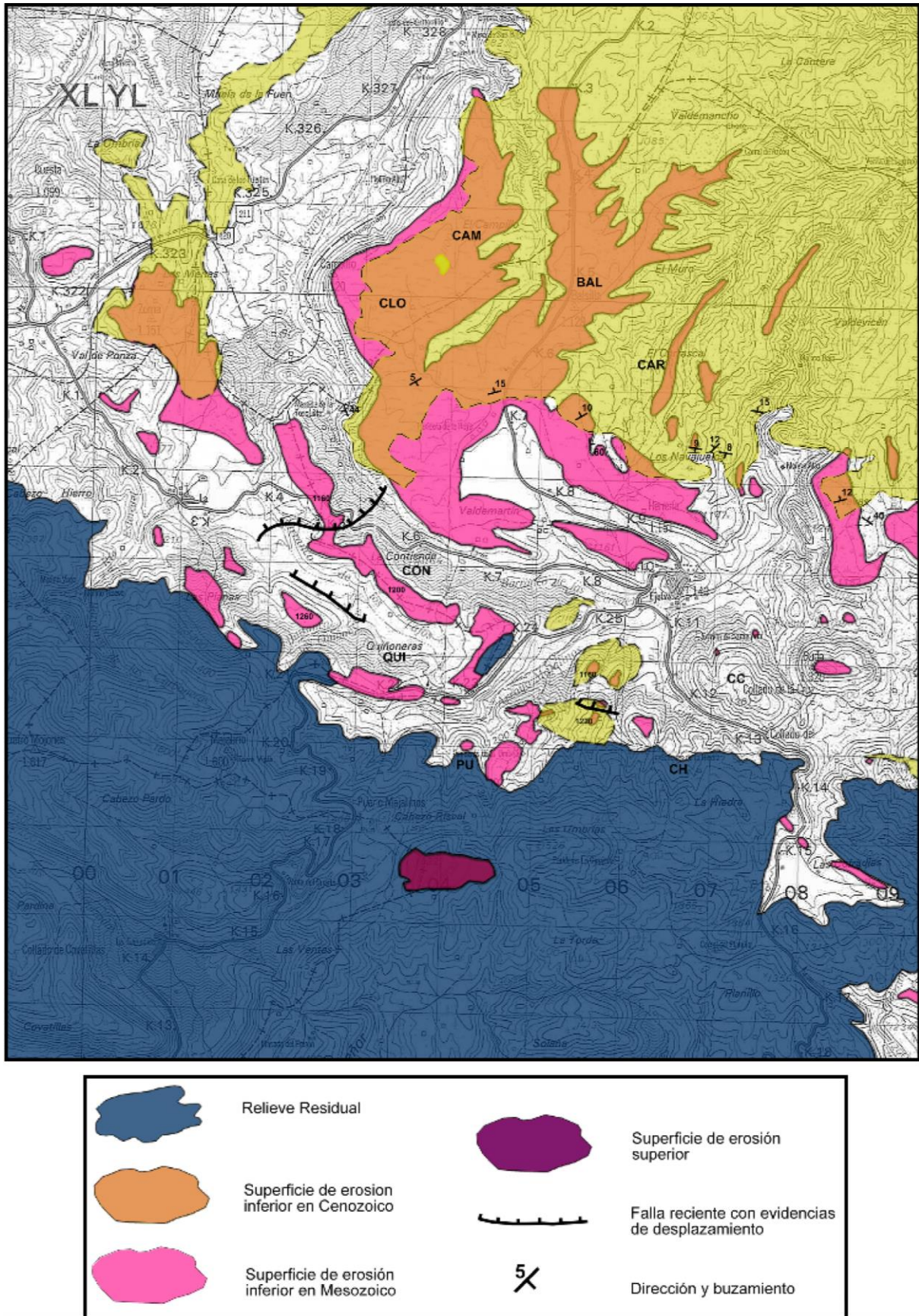


Figura 8: Mapa morfoestructural de la zona estudiada

Es interesante observar la relación que guarda la superficie inferior con el relieve de la sierra de Majalinos (fig. 9). Ésta no parece que acabe de forma brusca contra dicho relieve. La línea que los separa es irregular, y tiene unos entrantes o *embayments* que indican que la superficie de erosión está encajada en el relieve de Majalinos. Por lo tanto, se trata de un relieve residual que no fue arrasado por la superficie de erosión inferior, y la superficie que aparece dentro de él hay que atribuirle a un nivel de erosión más antiguo. Éste podría corresponderse con la conocida como *Superficie de Erosión Intramiocena* (Peña *et al.*, 1984). En la cuenca de Teruel la edad de ésta ha sido situada a comienzos del Mioceno Superior, ya que se corresponde con la discordancia basal de los depósitos que rellenan dicha cuenca, y que han sido datados con precisión gracias a los numerosos yacimientos paleontológicos (Gutiérrez y Peña, 1976).



Figura 9: Foto panorámica que muestra la relación entre la superficie de erosión y la sierra de Majalinos.

También es fundamental observar la relación que guarda la superficie de erosión inferior con los materiales cenozoicos de la cubeta de Berge. Recordemos que éstos se encuentran discordantes sobre los materiales del Mesozoico previamente plegados; que se correlacionan con la unidad tectosedimentaria T5 de la cubeta de Alloza, del Mioceno inferior (González *et al.*, 1991), y que están deformados por pliegues muy laxos de dirección E-W. La superficie de erosión bisela las capas de conglomerados cenozoicos que se encuentran buzando hacia el norte en el borde de la cubeta (fig. 10).

3.4 Las deformaciones de la superficie de erosión inferior

Una vez realizado el mapa de superficies de erosión, se han buscado evidencias geomorfológicas y estructurales acerca de sus posibles deformaciones, principalmente sobre el carácter o no de escalón tectónico que podría tener el propio frente montañoso de Majalinos.

Lo primero que se ha buscado ha sido si el frente de Majalinos es una falla o línea de fallas. La línea que traza el frente de la sierra es irregular, además de que presenta unos *embayments*, lo que indica que no es una falla que desplace la superficie inferior, sino que ésta se encuentra encajada en el relieve residual que forma la sierra de Majalinos. Sin embargo, sí que se encuentran indicios de fallas menores que siguen la línea que forma el frente montañoso pero presentan un salto pequeño.



Figura 10: Fotografía panorámica y en detalle donde se observa la relación entre los materiales cenozoicos y la superficie de erosión inferior en la zona del río Guadalopillo. A la derecha de la imagen (sur) se observa un sinclinal en Cretácico superior arrasado por dicha superficie. A la izquierda (norte) la superficie bisela capas ligeramente inclinadas del Cenozoico de la cubeta de Berge.

En la carretera de La Cañadilla, en el tramo que se sitúa al sur de Quiñoneras (QUI), se han encontrado fallas con una dirección E-W a ESE-WNW (fig. 11). Estas fallas son fallas menores, habiendo un gran número de fallas normales que presentan un salto pequeño. Los ejes de esfuerzos son coherentes con el movimiento general de las fallas (Gracia *et al.*, 1989). Estos autores estudiaron una muestra de estas fallas e interpretaron a partir de ellas un estado de esfuerzos con σ_1 muy verticalizado, σ_2 con una dirección aproximada E-W y σ_3 con una dirección NNW-SSE. Este estado de esfuerzos sería coherente con el movimiento reciente de las fallas normales de dirección próxima a E-W.

Asimismo, en la carretera de Villarluego, en el tramo al sur del Collado de la Cruz (CC), también se han encontrado fallas menores con una dirección E-W y con poco salto.

Los materiales del Cenozoico que se encuentran al SW de Ejulve no están horizontales, tienen una ligera inclinación tanto al norte como al sur, por lo que presentan un ligero plegamiento formando un sinclinal con dirección ESE-WNW. En estos conglomerados se observan bandas que presentan una cementación notablemente mayor que el conjunto de la roca (fig. 12a). Estas bandas de cementación preferente tienen una orientación definida: son subverticales y tienen una dirección dominante ESE-WNW (fig. 12b). Se interpreta que están

generadas por fracturas, aunque sus superficies de rotura no se puedan distinguir. Formarían parte del mismo sistema de fracturación E-W a ESE-WNW que domina en esta zona de contacto entre Majalinos y su piedemonte.

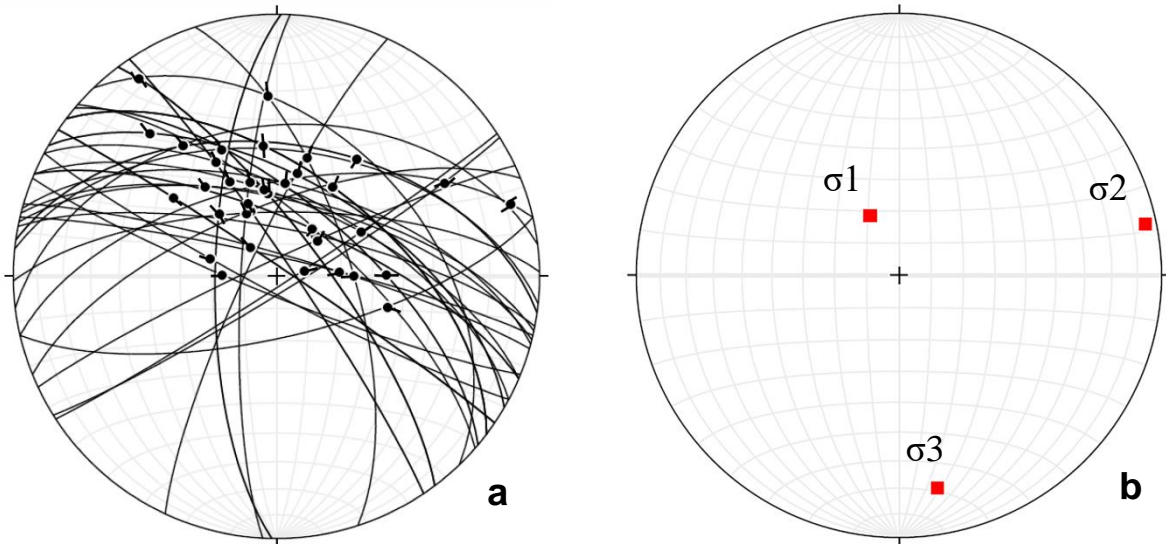


Figura 11: a: estereograma de los planos y estrías de falla medidos en la carretera de La Cañadilla, b: ejes de esfuerzos.

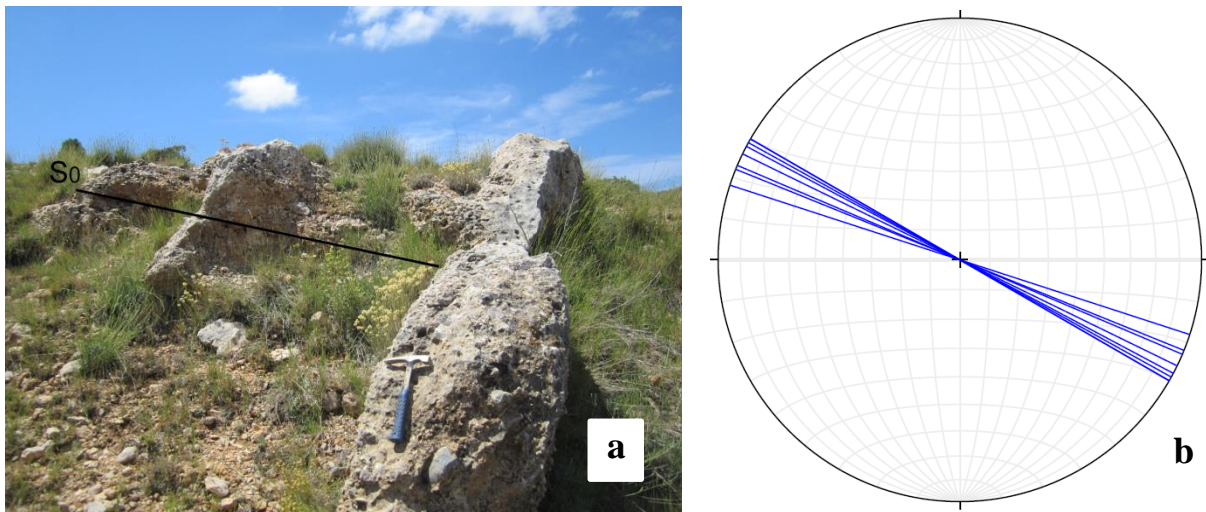


Figura 12: (a) Imagen de bandas de cementación preferente en los conglomerados situados al SW de Ejulve e interpretadas como fracturas subverticales. (b) Direcciones de esas bandas de cementación preferente.

Algo más al sur que estos conglomerados, entre las Parideras de la Umbría (PU) y los Corrales de la Hiedra (CH), afloran unos carbonatos del Cenozoico peculiares. Son travertinos formados por láminas convolucionadas que podrían ser de origen bacteriano, que

ocupan una banda de 5-6 m de anchura y disposición subvertical, y que forman un pequeño escarpe (fig. 13). Este escarpe tiene una dirección ENE-WSW y una geometría en forma de banda transversal a la estratificación del entorno. Ello sugiere que los carbonatos se habrían originado en una zona de falla con circulación de fluidos, de forma similar a las bandas de cementación preferente de los conglomerados al SW de Ejulve. El escarpe, además, coincide con un pequeño escalón en la superficie de aplanamiento inferior de unos 15 m, por lo que se interpreta que se trataría de una de las fallas que deforman esta superficie.



Figura 13: A la izquierda, escarpe asociado a la banda de carbonatos de Corrales de la Hiedra (señalado con una flecha). A la derecha, imagen en detalle de dichos carbonatos.

Se han encontrado asimismo sospechas de otros saltos bruscos dentro de la superficie de erosión que también podrían ser debidos a fallas. Dichos escalones han tratado de caracterizarse mediante análisis en fotografía aérea y con la ayuda de perfiles topográficos trazados automáticamente sobre el DEM para visualizar mejor los cambios de altitud.

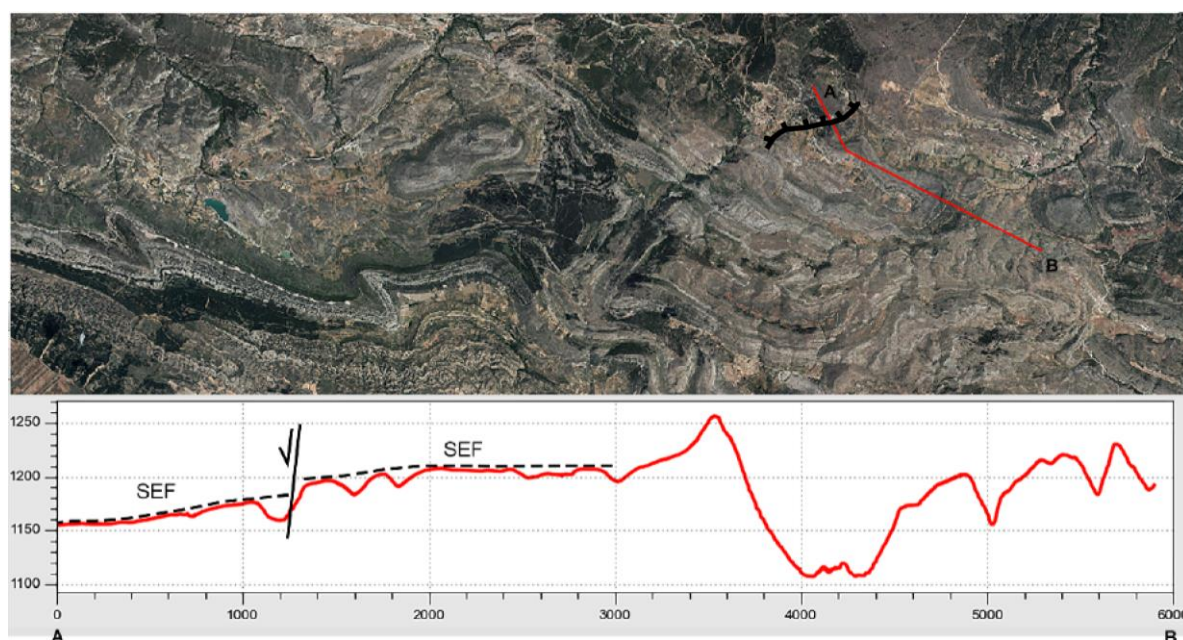


Figura 14: Perfil topográfico en la loma de La Contienda (CON). Ver situación en la ortomagen superior y en la figura 7.

Uno de ellos (fig. 14) muestra cómo la superficie de erosión sufre un descenso brusco de altitud de unos 30 m en un área próxima a la carretera de Ejulve a La Zoma. En un largo afloramiento, localizado en los taludes de la carretera y en un escarpe contiguo, se han observado varios planos de fallas y fracturas que forman una banda de fracturación que coincide con dicho escalón.

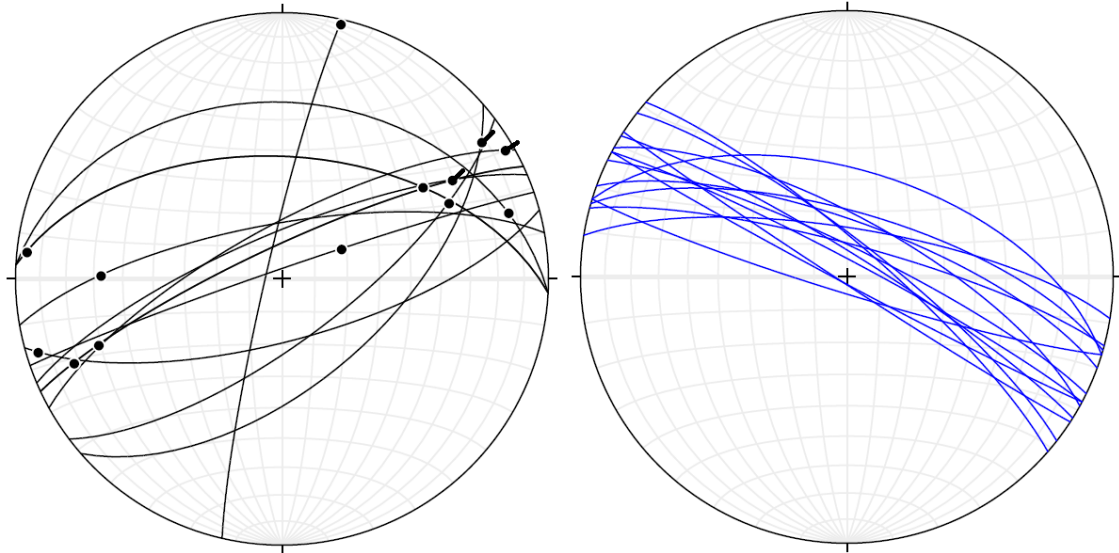


Figura 15: A la izquierda representación en estereograma de las fallas medidas en la carretera de La Zoma. A la derecha, representación de las fracturas.

Como puede observarse en la figura 15, las fallas tienen una dirección aproximada E-W a ENE-WSW. Los cabeceos de estrías son bajos por lo general, por lo que estas fallas tienen una gran componente de desgarre. En muy pocas fallas se puede definir su sentido porque apenas se observan marcadores que sirvan para identificarlo. Entre ellas cabe destacar una falla de orientación 049, 58 S con estrías de cabeceo 12 E y sentido sinistral. Esta falla tiene una escala decamétrica a hectométrica, presenta un espejo irregular con alabeamientos y una brecha de falla (fig. 16).



Figura 16: Plano de falla 049, 58 S; 12 E, perteneciente a la zona de falla próxima a la carretera de La Zoma.

En cuanto a las fracturas, tienen una dirección ESE-WNW, una continuidad métrica y presentan apertura centimétrica por lo general (fig. 17). Las fracturas suelen tener un relleno de diferente composición; algunas presentan relleno de lutitas con carbonatos, posiblemente acumulado en condiciones vadosas; otras contienen recristalizaciones de calcita.

La banda de fracturación se habría generado ya en la etapa compresiva (estrías de desgarre) y reactivado durante la extensión (fracturas abiertas). La orientación de estas últimas es coherente con la dirección del escalón, y su carácter extensional es coherente con el régimen tectónico vigente en tiempos recientes. Serían estas últimas las que se relacionarían con el movimiento de la falla que desplaza dicha superficie.



Figura 17: Fractura situada en la zona de falla junto a la carretera de La Zoma.

Otro claro ejemplo del desplazamiento de la superficie inferior se encuentra en un barranco próximo a la carretera de La Zoma (barranco de las Quiñoneras), donde se puede apreciar la superficie de erosión encajada en los relieves residuales y cómo sufre un desplazamiento en el piedemonte de unos 20-30 m (fig. 18).



Figura 18: Fotografía panorámica de la superficie de erosión inferior desplazada en la zona del barranco de las Quiñoneras.

4. Interpretación y discusión

Gracias al mapa de superficies de erosión podemos comprobar cómo la superficie de erosión inferior no termina de forma brusca con la sierra de Majalinos, sino que la línea que los separa es una línea irregular, tiene entrantes o *embayments*. Esto indica que la superficie de erosión inferior se encuentra encajada en la sierra y que ésta es un relieve residual. Tampoco se encuentra ningún escalón entre los retazos de superficie inferior identificados como *embayments* y el resto del piedemonte. Por tanto, el relieve de la sierra de Majalinos no se comporta como bloque levantado sobre su piedemonte. Por lo tanto, la línea que separa el relieve residual de la superficie de erosión inferior no es una gran falla con desplazamiento hectométrico como podría inferirse si las dos superficies identificadas, la superior y la inferior, fuesen la misma.

En el piedemonte no se han encontrado retazos de superficie de erosión encajados en otros, ni a alturas muy dispares que se puedan interpretar como superficies de erosión diferentes. Todo esto indica que en el piedemonte de Majalinos solo se encuentra una superficie de erosión. En cambio, en lo alto de la sierra de Majalinos sí se encuentra un retazo de otra superficie de aplanamiento, en torno a 1500 m de altitud, que sería más antigua que la superficie inferior.

La relación de la superficie de aplanamiento inferior con los materiales de la cubeta de Berge indica que estos conglomerados cenozoicos fueron depositados y deformados ligeramente antes de desarrollarse dicha superficie. Esto supone que la superficie de erosión tuvo lugar después de los últimos episodios de plegamiento de este sector de la cordillera, que tienen edad Mioceno inferior (Simón y Liesa, 2011).

Por otro lado, esta superficie inferior se encuentra desplazada en algunas zonas por fallas normales. Hemos identificado y cartografiado tres de ellas, con dirección entre E-W y ESE-WNW. Estas fallas no tienen una gran longitud ni presentan un gran salto, pero tienen una entidad suficiente como para hacer apreciable el desplazamiento de la superficie. Ocupan una banda al pie del relieve de Majalinos, cerca del arranque del piedemonte, en la que también se encuentran numerosas fallas y fracturas a escala de afloramiento que siguen la misma dirección (figs. 11, 12 y 15).

Estas fallas no serían compatibles con el campo de esfuerzos extensional que domina el rifting del Mioceno superior (extensión ESE-WNW), y sí, en cambio, con el campo de extensión radial o multidireccional que se establece a partir del Plioceno superior (Simón, 1982, 1989). Dentro de este último, sería compatible el estado local de esfuerzos interpretado a partir de las fallas de la carretera de La Cañadilla (fig. 11). Esto sugiere que la superficie de aplanamiento inferior se desarrolló después del estadio de *rifting* del Mioceno superior y antes del estadio Plioceno superior-Cuaternario, lo que permite acotar su edad como Mioceno terminal – Plioceno inferior.

Con todos estos datos se puede interpretar que la superficie de erosión inferior se correspondería con la *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)* definida por Peña *et al.* (1984), con cuya edad coincide. La superficie de erosión superior es anterior a la SEF, y por la altura a la que se encuentra se puede correlacionar con la *Superficie de Erosión Intramiocena* (Peña *et al.*, 1984), así que dataría del inicio del Mioceno Superior. No obstante, no puede descartarse que se tratase de otra superficie de erosión anterior al final

de la tectónica compresiva y hubiese podido ser levantada por los últimos episodios de cabalgamiento en el frente de Majalinos, tal como sugería Pailhé (1984).

Con todo esto, puede reconstruirse la siguiente evolución tectónica, sedimentaria y geomorfológica:

- 1) La formación de los cabalgamientos que forman la sierra de Majalinos y el levantamiento de la misma tiene lugar desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina (Casas *et al.*, 2000; Simón, 2004; Simón y Liesa, 2011).
- 2) La cubeta de Berge va rellenándose de sedimentos detríticos a la vez que se produce la orogenia (González *et al.*, 1991), y éstos son aún levemente deformados por pliegues E-W en sus últimos estadios.
- 3) El relieve creado en Majalinos es arrasado parcialmente a finales o poco después de la compresión, probablemente durante el Mioceno.
- 4) En el Mioceno terminal – Plioceno inferior se desarrolla la *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)*, que modela el piedemonte de Majalinos enrasando los materiales mesozoicos y los cenozoicos de la cubeta de Berge.
- 5) Posteriormente el régimen de esfuerzos cambia y da paso a un régimen tectónico extensional, que forma fallas normales y fracturas abiertas a lo largo de una banda de fracturación de dirección próxima a E-W localizada en el tránsito de la sierra al piedemonte. Algunas de estas fallas desplazan la SEF produciendo en ella escalones de amplitud decamétrica. Esta deformación de la SEF comenzaría en el Plioceno superior y podría haber continuado hasta la actualidad debido a que el mismo régimen tectónico extensional se mantiene vigente hasta la actualidad (Herraiz *et al.*, 2000).

5. Conclusions

Geological and geomorphological evidence indicates the relationship between the SEF with the Majalinos mountains and its piedmont, as well as their deformation and age:

1. The entire erosion surface that makes the piedmont corresponds to the *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)*. The SEF has an age between the latest Miocene and the early Pliocene.
2. The SEF is engaged into the Majalinos mountains, which indicates that the latter represent a residual relief.
3. The Majalinos mountains do not behave as a uplifted block, so the line that separates this relief from its piedmont is not a major fault that offsets the SEF.
4. The SEF is displaced by minor faults with E-W to ESE-WNW directions and decametre-scale net slip, which are arranged in a fracture band at the foot of the Majalinos mountain front.

6. Bibliografía

Canerot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane (Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Toulouse. 517 p.

Canerot, J., Crespo Zamorano, A., Navarro Vázquez, D. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 518 (Montalbán) y memoria*. IGME, Madrid, 31 p.

Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002): Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.

Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, Th. (2000): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold finematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinámica Acta*. 1, 1-17.

Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T. y Román Berdiel, T. (1998): Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 331-344.

González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1991): Análisis tectosedimentario del terciario de la cubeta de Berge (Provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 361-369.

Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Simón, J.L. (1989): *Mapa neotectónico y sismotectónico de España, Hoja nº 40 (Daroca)*. 37 p. + 4 mapas, 1989. IGME-ENRESA, Madrid.

Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Univ. Barcelona. 600 p.

Guimerà, J. y González, A. (1998): Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24, 155-158.

Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1976): Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min*, 87, 561-570.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Península. *Tectonics*, 19, 762-786.

Moissenet, É., Canerot, J. y Pailhé, P. (1972): Géologie et relief dans la région de Montalbán (Province de Teruel). *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 8, 5-50.

Pailhé, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doct., Univ. Bordeaux, 682 p.

Peña, J.L.; Gutiérrez, M.; Ibáñez, M.; 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.

Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. PhD Thesis. Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 11, 285-294.

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

Simón, J.L. y Liesa C.L. (2011): Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 349, 77-97.

Soria, A. R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. PhD thesis, Universidad de Zaragoza, Spain.