

Edad Oligoceno superior - Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón. (Provincia de Teruel, España).

Late Oligocene-Early Miocene age of the erosional surfaces preserved in the southwestern limb of the Bordón Basin (Teruel province, Spain)

A. González*, J. Guimerà** y A. Luzón*

* Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

** Grup de Geodinàmica i anàlisi de conques. Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Univ. de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona.

ABSTRACT

In the northeast Iberian Chain, a widespread erosional surface developed on top of the external -northern- imbricate thrust-system which involves the Mesozoic cover and developed during the Alpine contraction (Palaeogene to Early Miocene). This surface was subsequently covered by Lower Miocene rocks. Both the erosional surface and the Lower Miocene rocks still experienced a slight contractional deformation. To the S, higher reliefs are present, in some parts containing erosional surfaces at about 1750 m. Only contractional structures separate both areas. We conclude that the relative topographic height of those different erosional surfaces and their covering rocks have not noticeable changed since the early Miocene and, therefore, this part of the Iberian Chain have not experienced significant erosion nor uplift since this time.

Key Words: erosional surfaces, contractional structures, Oligocene-Miocene, Linking Zone, Iberian Chain, Spain

Geogaceta, 24 (1998), 155-158
ISSN: 0213683X

Introducción

Desde hace ya varias décadas se ha reconocido en la Cordillera Ibérica oriental una superficie de erosión a la que, dada su amplia extensión, se ha denominado en la literatura geológica como «penillanura fundamental». Se considera en la actualidad que el final de su elaboración sucede durante el Plioceno (Peña *et al.*, 1984; y Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997). Por otra parte es conocida la existencia de otras superficies de erosión. Así, para el Terciario, Gutiérrez Elorza y Gracia (1997) citan una superficie de erosión en la base del Mioceno; González y Guimerà (1997) una de edad intra-Mioceno inferior, que muy probablemente coincida con la anterior; Gutiérrez y Peña (1976) citan otra en la base del Mioceno superior; por último también han sido citadas superficies de erosión de edad cuaternaria.

También es tradicional considerar que la importancia morfológica actual de las superficies de erosión anteriores a la penillanura fundamental es prácticamente nula (Peña *et al.* 1984) y que la penillanura fundamental conformaba una superficie de arrasamiento cuasi plana de la Cordillera, en la que

sobresalían esporádicos relieves residuales. Este carácter casi plano de la penillanura fundamental ha sido utilizado con frecuencia (Solé y Riba, 1952; Birot, 1959; Gutiérrez y Peña, 1975; Moissenet, 1980; Peña *et al.* 1984 y Simón 1984) para detectar deformaciones posteriores a la finalización de su elaboración, es decir cuaternarias, pues en la actualidad los

retazos atribuidos a la penillanura fundamental preservados de la erosión cuaternaria se encuentran unas veces a diferentes cotas y otras se interpreta que han sido basculados.

La cubeta de Bordón es un sinclinorio con un núcleo de materiales terciarios situado sobre el cinturón frontal de cabalgamientos que constituye el límite septentrional de la Zona de Enlace entre la

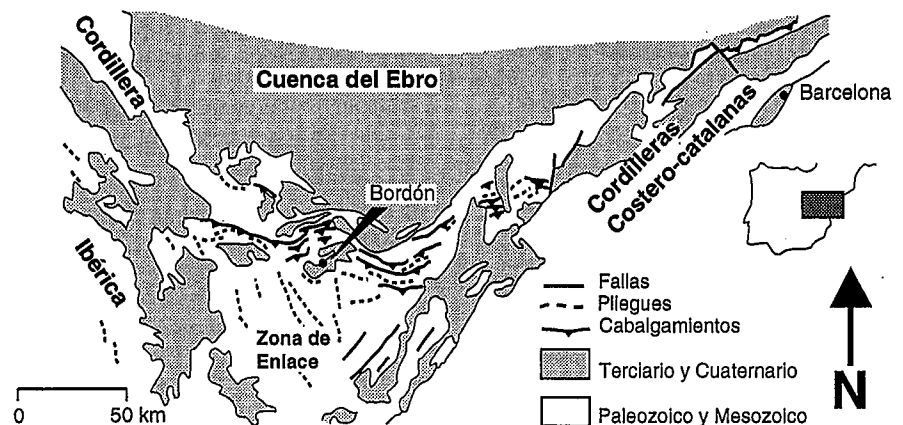


Fig. 1- Esquema geológico de situación

Fig. 1- Geological location

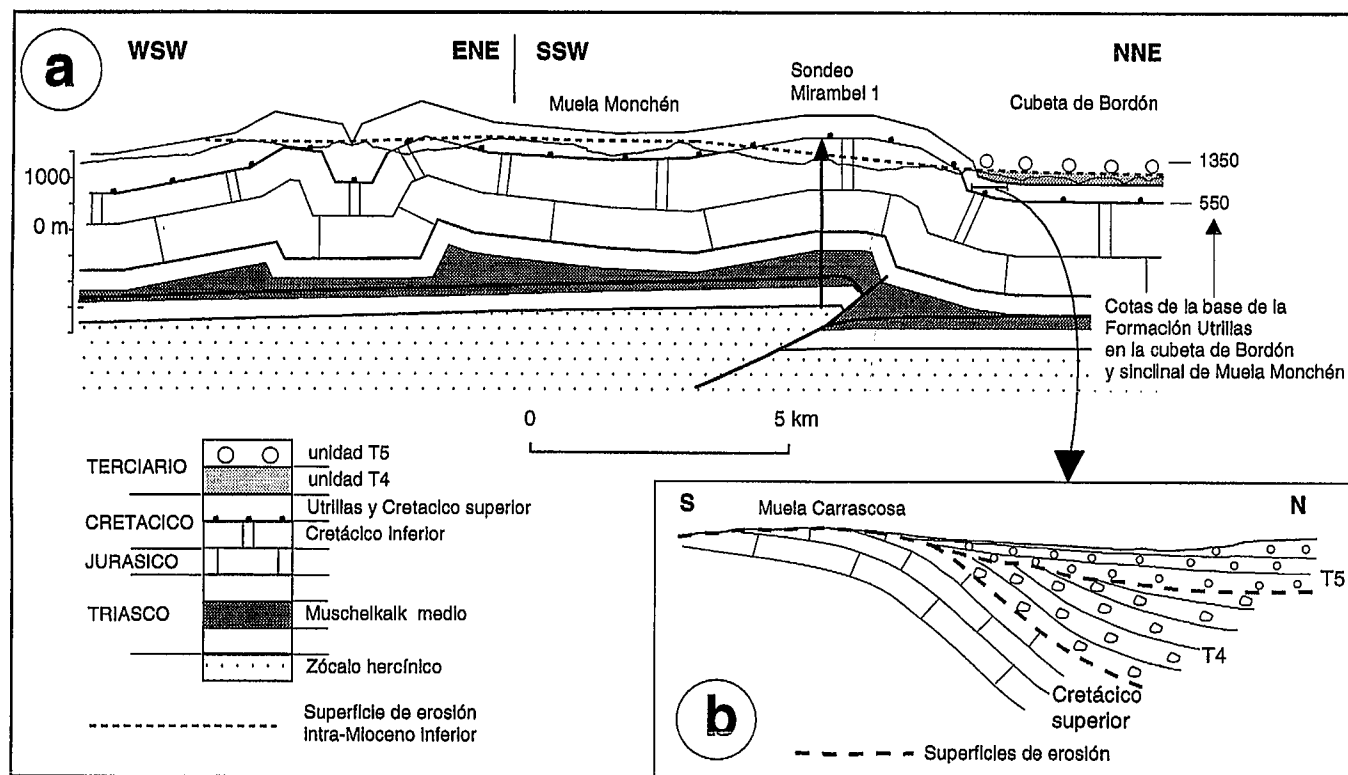


Fig. 2- a Geological cross section of the study region showing the structural step caused by the contractional structure and its topographic expression at present; b Detail of the geometric relationships between the erosional surfaces and Tertiary strata in Muela Carrascosa.

Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero-catalana (Guimerà, 1984) (Fig. 1). En el flanco suroccidental de esta cubeta se han reconocido diversos retazos de superficies de erosión (Pailhe, 1974; Peña *et al.* 1984; Simón 1984) sin que exista unanimidad sobre su datación, Pailhe (1974) atribuye estos retazos a dos superficies de erosión, la más moderna de edad Mioceno terminal y otra más antigua; mientras que para el resto de los autores citados la superficie más antigua sería intrapliocena y existirían otras ya cuaternarias.

Presentación y análisis de datos

La construcción de un corte geológico en el sector suroccidental de la cubeta de Bordón y estribaciones orientales de la Sierra de Gúdar, pone de manifiesto que la deformación alpina que ha sufrido este sector de la Cordillera Ibérica ha provocado un escalón estructural entre la sierra y la cubeta que, tomando como referencia horizontal la base de la Formación Utrillas y medido entre el núcleo sinclinal de Muela Monchén y la cubeta de Bordón, es de 800 m. En la figura 2a se pone de

manifiesto que bajo los sedimentos terciarios de la cubeta de Bordón la base de la Formación Arenas de Utrillas se encuentra a una cota de 550 m. por encima del nivel del mar, mientras que en la charnela del sinclinal de Muela Monchén este nivel se encuentra a 1350 m de altitud.

La estructura que provoca esta diferencia topográfica es una estructura contractiva que se manifiesta en superficie como un anticlinal vergente hacia el NNE con un flanco frontal subvertical y un flanco caudal suavemente inclinado hacia el SSW. En profundidad esta estructura se interpreta como un cabalgamiento que involucra al zócalo hercínico (Fig. 2a).

Esta deformación es perfectamente datable por las relaciones que se observan entre la estructura y los materiales terciarios conservados en la cubeta de Bordón. González (1989) incluye estos materiales terciarios en dos unidades tectosedimentarias; la inferior (unidad T4) la data como Oligoceno superior- intra MN2 (Oligoceno superior- intra MN2 (Oligoceno superior en la actualidad), y la superior (unidad T5) la data como intra MN2-intra MN4 (Mioceno inferior en la

actualidad). Esto implica que el propio inicio de formación de la cuenca, como lugar donde se acumulan y conservan sedimentos, así como el inicio de formación de un área elevada, adyacente a la cuenca, de donde procederán los terrígenos que en ella se acumulan, ocurre al principio del Oligoceno superior. Esta deformación se prolonga durante el depósito de los materiales terciarios conservados en la cubeta ya que se articulan en el sector SW de la cuenca, en relación con el flanco frontal del pliegue, en una discordancia sintectónica (Fig. 2b), en la que los materiales de la unidad T5 se disponen subhorizontales y en onlap, en discordancia angular sobre materiales de la unidad T4 y del Cretácico superior, por lo que la finalización de la deformación sería sincrónica con el depósito de los materiales de la unidad T5. La fosilización del flanco frontal del pliegue es perfectamente visible en la Muela Carrascosa (5 km. al NW de la localidad de Tronchón) y en la Muela Todolella (4 km. al NE de la localidad de Olocau del Rey) (Fig. 3). No obstante se reconoce también una deformación más antigua, previa a la formación de la cuenca, puesto que la base de la unidad T4 se revela como una dis-

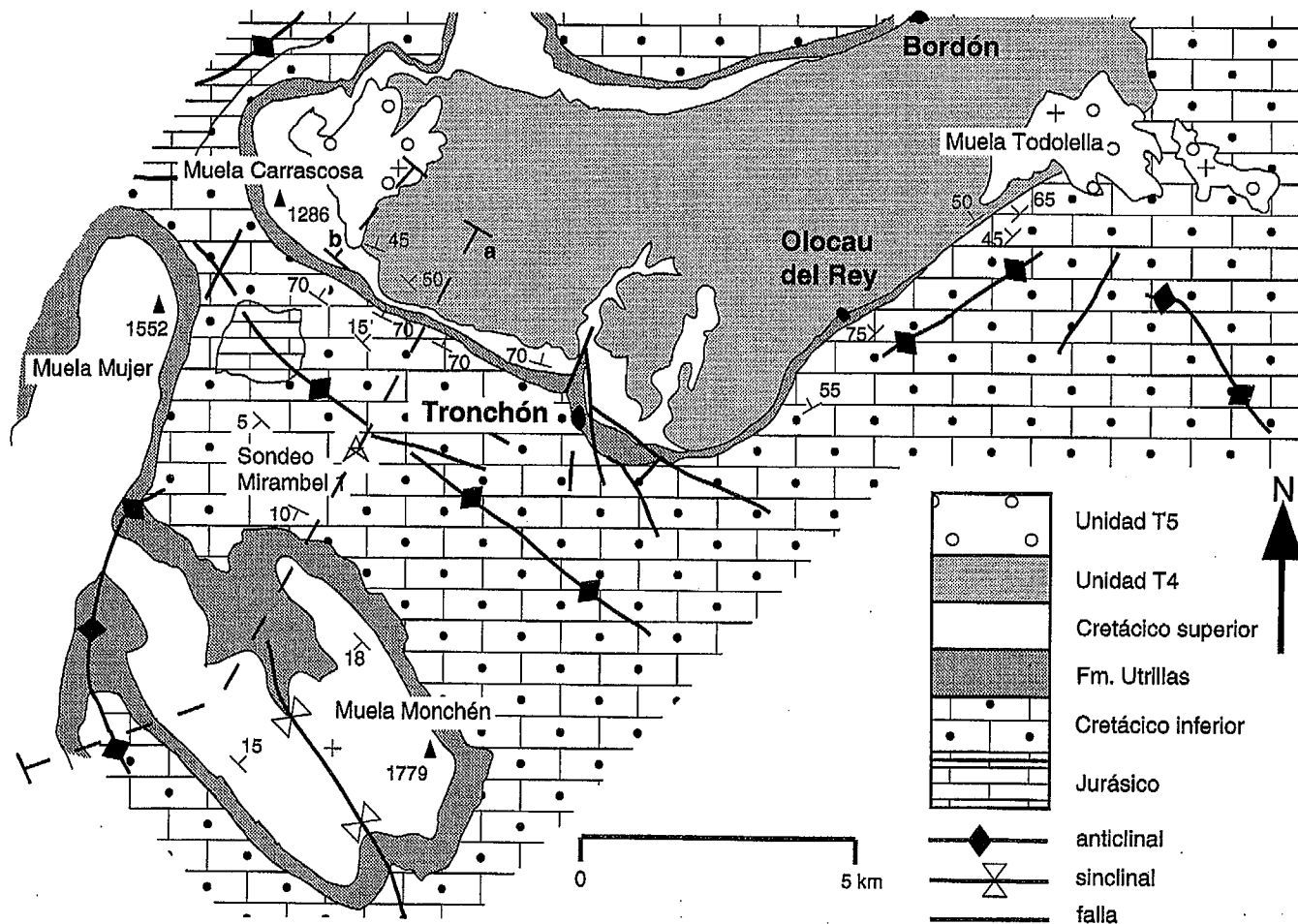


Fig. 3- Mapa geológico con la situación de los cortes geológicos de la figura 2.

Fig. 3- Geological map with location of the geological cross-sections of figure 2

cordancia cartográfica ya que, si bien a escala de afloramiento se observa una aparente concordancia geométrica entre los materiales basales de la unidad y los materiales cretácicos subyacentes, en la cartografía puede observarse como la unidad T4 se apoya sobre diversos términos de la serie subyacente, tanto del Cretácico superior como del inferior.

Por otra parte en el sector que nos ocupa se reconocen diversas superficies de erosión. Así en la figura 2b puede detectarse la presencia de dos superficies de erosión, una en la base de la unidad tectosedimentaria T4, que en la actualidad se encuentra muy deformada, y otra en la base de la unidad T5 prácticamente sin deformar. De esta última superficie de erosión González y Guimerà (1997) describieron su geometría y extensión en la práctica totalidad de la mitad occidental de la Zona de Enlace entre la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-catalanas. Además se conservan diversos fragmentos de estas u otras superficies de erosión

que se desarrollan sobre materiales mesozoicos, en concreto sobre materiales del Cretácico superior. Entre estos fragmentos descritos por otros autores podemos citar: el conservado en Muela Monchén a 1750 m. de altitud, el conservado en Muela Mujer a 1500 m. de altitud y el conservado en la Muela Carrascosa a 1250 m. de altitud. Como ya hemos señalado en la introducción, para algunos autores (Peña *et al.* 1984; Simón, 1984) todos estos retazos de superficie de erosión son fragmentos de la penillanura fundamental desnivelados en la actualidad por deformaciones producidas con posterioridad a su elaboración. Para Pailhe (1974) existiría una superficie de erosión antigua en la que se encontrarían encajadas el resto de superficies de erosión.

Consideraciones

Las estribaciones orientales de la Sierra de Gúdar son elevadas respecto a la

cubeta de Bordón, al menos desde el Oligoceno superior, como consecuencia de una deformación contractiva que produce un salto estructural de 800 m. entre la cubeta de Bordón y la charnela del sinclinal de Muela Monchen (Fig. 2a). Hay que señalar que estos 800 m de salto estructural son un salto mínimo, pues teniendo en cuenta que como la base de la unidad tectosedimentaria T4 es una discordancia cartográfica y los materiales de esta unidad se apoyan hacia el SW sobre materiales cada vez más modernos, debemos pensar que la serie mesozoica presentaba un ligero buzamiento hacia el SW previo al depósito de la unidad T4. La fosilización de esta deformación se produce durante el Mioceno inferior y no existen otras estructuras tectónicas en este sector capaces de provocar, posteriormente, movimientos relativos entre las estribaciones orientales de la Sierra de Gúdar y la cubeta de Bordón. Este salto estructural que se está produciendo crea un escalón topográfico que tiende a ser

compensado por la erosión del sector que se eleva (estribaciones orientales de la Sierra de Gúdar) y por la sedimentación en el sector deprimido (cubeta de Bordón). Si consideramos que la creación del salto estructural finaliza en el Mioceno inferior y que en la actualidad existe un escalón morfológico, entre la sierra y la cubeta de Bordón, de 500 m. debemos concluir que la erosión de la sierra y la sedimentación en la cubeta nunca consiguieron compensar la diferencia de relieve creada por las estructuras contractivas y, que desde el Mioceno inferior hasta la actualidad ha existido el escalón morfológico en este sector. Este hecho se produce básicamente por la ausencia de erosión en la sierra ya que, todavía se conservan en ella todos los marcadores que permiten estimar el salto estructural.

En la figura 2b se observan las relaciones geométricas existentes entre el retazo de superficie de erosión de Muela Carrascosa, la superficie de erosión de la base de la unidad T5 y los depósitos de esta unidad y resulta que, existe una superficie de erosión que está siendo fosilizada por el depósito de los materiales de la unidad T5. Al sur de este depósito la superficie puede seguir siendo elaborada ligeramente hasta que es fosilizada por materiales más modernos de la unidad T5 que se disponen sobre ella en onlap y esto ocurre sucesivamente mientras dura el depósito de los materiales atribuidos a la unidad T5. El resultado final es una superficie de edad tanto más moderna, en su finalización, cuanto más al sur nos situemos sobre ella. La superficie de erosión no corta a los niveles más altos de la unidad T5, hecho ya manifestado por Pailhe (1974) y por lo tanto es una superficie que comienza a elaborarse previamente al depósito de la unidad T5 y termina su elabo-

ración (fragmento de superficie conservado en Muela Carrascosa) coincidiendo con el depósito de los niveles superiores de la unidad T5. Esta superficie está, por tanto, ligada genéticamente con el depósito de dicha unidad. Esta relación geométrica, aquí descrita, entre los depósitos de la unidad T5 y el margen suroccidental de la cubeta de Bordón fue ya puesto de manifiesto por González (1989) en los márgenes de todas las cubetas ibéricas marginales: Alloza, Berge, Cuevas de Cañart, Bordón y Aguaviva, lo cual implica por extensión que todos los retazos de superficie de erosión conservados en los márgenes de estas cubetas también están ligados genéticamente con el depósito de la unidad T5.

La superficie de erosión reconocida en la base de la unidad T4 es previa a la generación del salto estructural reconocible entre la cubeta de Bordón y el sinclinal de Muela Monchén y por lo tanto será desplazada por él. La diferencia de cotas entre la superficie de erosión de Muela Monchén y la superficie de erosión de la base de la unidad T4 en la cubeta de Bordón es de 850 m, similar al salto estructural, por lo que consideramos que ambas superficies son correlacionables. Ello implicaría además una manifiesta ausencia de erosión en Muela Monchén donde se conservan casi todos los materiales atribuidos al Cretácico superior.

Conclusiones

Con los datos expuestos consideramos:

- 1.- La finalización de la deformación alpina en este sector se produce durante el Mioceno inferior
- 2.- La deformación contractiva provoca un escalón morfológico que permanece como tal desde el Mioceno inferior hasta la actualidad

3.- Se reconocen dos superficies de erosión, la más antigua está fosilizada por materiales del Oligoceno superior y fuertemente deformada por la estructura alpina, la más moderna está ligada genéticamente con el depósito de los materiales del Mioceno inferior y sólo ligeramente deformada por la estructura alpina.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB93-0580 y PB94-0908 de la DGICYT

Referencias

- Birot, P. (1959): *Bull. Comité Trav. Hist. et Sciences. Sec. Géographie*, 72: 101-130
- González, A. (1989): *Tesis Doctoral*, Univ. Zaragoza, 507 p.
- González, A. y Guimerà, J. (1997): *Com. III Congr. G.E.T.*; 97-100
- Guimerà, J. (1984): *Geol. Mag.*, 121: 413-420
- Gutiérrez Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997): *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 120: 147-158
- Gutiérrez, M y Peña, J.L. (1975): *Bol. Geol. Min.*, 86: 561-572
- Gutiérrez, M y Peña, J.L. (1976): *Bol. Geol. Min.*, 87: 561-570
- Moissenet, E. (1980): *Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, 51: 315-344
- Pailhe, P. (1974): *Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, 45: 33-52
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibañez, 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*, Ed. Inst. Est. Turolenses, 149 p.
- Simón, J.L. (1984): *Tesis Doctoral*, Univ. Zaragoza. Ed. Inst. Est. Turolenses, 269 p.
- Solé, L. y Riba, O. (1952): *Teruel*, 7: 7-22