

# Las unidades marinas del Tortonense colgadas en Sierra Nevada occidental: historia de movimientos verticales

*The perched Tortonian marine units in western Sierra Nevada: history of vertical movements*

Hugo Corbí, Fernando Pérez Valera, Jesús M. Soria y José E. Tent-Manclús

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante.  
hugo.corbi@ua.es, fperez@ua.es, jesus.soria@ua.es, je.tent@ua.es

## ABSTRACT

*In several places inside the Sierra Nevada range, marine Tortonian units of the Granada Basin crop out. Our study is focused on the Cerro Sevilla (1425 metres of altitude) stratigraphic section. Foraminifers-based biostratigraphic and palaeobathymetric data reveal three main aspects concerning to the history of vertical movements in the area: i) the initial subsidence phase (from 8.35 to 7.84 Ma) concludes in an epybathyal bathymetric range; ii) the uplift phase starts at 7.84 Ma, recorded by a shallowing until inner-neritic conditions; and iii) the exhumation and erosion of the Nevado-Filábride Complex takes place at ca. 7.69 Ma, when the first inputs from this complex are recorded in the marine basin.*

**Key-words:** Tortonian, foraminifers, vertical movements, Sierra Nevada, Granada Basin.

## RESUMEN

*En varios puntos del interior de Sierra Nevada afloran las unidades marinas del Tortonense de la Cuenca de Granada. Nuestro estudio se centra en la sección estratigráfica de Cerro Sevilla (1425 metros de altitud). Los datos bioestratigráficos y paleobatimétricos basados en foraminíferos revelan tres fases en la historia de los movimientos verticales en el área: i) la fase inicial de subsidencia (de 8,35 a 7,4 Ma) concluye en un rango batimétrico de dominio epibatial; ii) la fase de levantamiento comienza a 7,84 Ma, registrada por una somerización hasta condiciones neríticas internas; y iii) la exhumación y erosión del Complejo Nevado-Filábride ocurre a ca. 7,69 Ma, cuando se registran los primeros aportes de este complejo en la cuenca marina.*

**Palabras clave:** Tortonense, foraminíferos, movimientos verticales, Sierra Nevada, Cuenca de Granada

*Geogaceta*, 62 (2017), 35-38  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 29 de diciembre de 2016  
Revisión: 24 de marzo de 2017  
Aceptación: 26 de abril 2017

## Introducción

A partir del trabajo de Sanz de Galdeano y López Garrido (1999a) se dan a conocer varios afloramientos de sedimentos marinos del Tortonense de la Cuenca de Granada actualmente situadas en la parte occidental de Sierra Nevada. Estos se localizan a altitudes de hasta 1830 metros, y representan un valioso indicador tanto para evaluar las tasas de movimientos verticales de esta cadena montañosa (Braga *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), como para precisar el momento de la exhumación del Complejo Nevado-Filábride en el núcleo de Sierra Nevada. Nuestro trabajo se centra en la sección estratigráfica del Cerro Sevilla, la más completa de todos los afloramientos colgados y la más adecuada para su caracterización estratigráfica y correlación con las unidades marinas del interior de la Cuenca de Granada. A partir de los datos obtenidos en esta sección se

ha realizado un análisis bioestratigráfico y paleobatimétrico mediante las asociaciones de foraminíferos. Los datos obtenidos permiten reconstruir la historia de subsidencia y levantamiento para el intervalo de tiempo de sedimentación marina en la Cuenca de Granada (Tortonense, *sensu* Fernández *et al.*, 1996).

## Contexto geológico y síntesis estratigráfica

La terminación occidental de Sierra Nevada presenta una estructura antiforme de orientación NNE-SSO (Martínez-Martínez *et al.*, 2002). El núcleo está ocupado por el Complejo Nevado-Filábride y el flanco oeste por el Complejo Alpujárride (Fig. 1). El contacto entre estos complejos es una superficie de despegue denominada falla de Mecina por Galindo-Zaldívar *et al.* (1989), definiendo un sistema extensional típico en el cual el bloque de muro (Nevado-Fi-

lábride) es expuesto por colapso gravitacional del bloque de techo (Alpujárride). Según Martínez-Martínez *et al.* (2002), la orientación N-S del núcleo de la antiforma corresponde a la de un pliegue de rebote isostático (anticlinal de tipo *rolling-hinge*) causado por la exhumación extensional del Complejo Nevado-Filábride.

El contacto entre la Cuenca de Granada y Sierra Nevada está constituido en su mayor parte por fallas extensionales de alto ángulo. En puntos más localizados, los materiales del relleno de la cuenca reposan discordantemente sobre el Complejo Alpujárride (Fig. 1). Interesa indicar que en ningún sitio los sedimentos de la Cuenca de Granada están en contacto directo con el Complejo Nevado-Filábride. La estratigrafía marina de la cuenca, sobre la que versa nuestro estudio, fue ilustrada en los rasgos litoestratigráficos por Rodríguez Fernández (1982) y recientemente actualizada en materia bioestratigráfica por Corbí *et al.* (2012) aplicando la escala de foraminíferos

planctónicos de Lourens *et al.* (2004). Corbí *et al.* (2012) diferencian tres unidades, que se describen a continuación (Fig. 2).

Unidad I

Corresponde a la Formación Quéntar (Rodríguez-Fernández, 1982). Reposa en discordancia sobre el Complejo Alpujárride o sobre la Formación La Peza (Serravaliense – Tortoniense basal) (Rodríguez-Fernández, 1982). Consta de un miembro inferior de conglomerados aluviales o costeros y de calcarenitas marinas someras (Ia), y de otro superior de margas marinas hemipelágicas (Ib), ambos superpuestos en tránsito gradual. En conjunto, la Unidad I define una secuencia transgresiva o de profundización. La procedencia de los clastos es exclusivamente del Complejo Alpujárride. La edad del miembro inferior se ha establecido mediante el bioevento FP0 (primera aparición de *Globigerinoides extremus*). Este bioevento ocurre a 8,35 Ma y coincide con un evento transgresivo regional reconocido en otras cuencas de la Cordillera Bética (Lorca, Fortuna y Bajo Segura; Corbí *et al.*, 2012). La edad del miembro superior se ha precisado por los bioeventos FP 1 (*influx* de *Globorotalia mediterranea*: 7,89 Ma) y FP2 (primera aparición de *Globorotalia suterae*: 7,84 Ma).

Unidad II

Se superpone en concordancia con la Unidad I. Está compuesta por la Formación Dúdar (IIa) (Rodríguez-Fernández, 1982), representada por depósitos deltaicos marinos de grano grueso, y por margas hemipelágicas correlativas en el centro de la cuenca (IIb). Esta unidad corresponde a una etapa de nivel del mar alto y registra por primera vez aportes procedentes del Complejo Nevado-Filábride. Su edad está bien acotada, en su muro por el bioevento FP3 (*influx* de *Neogloboquadrina acostaensis* dextra: 7,69 Ma) y a techo por el bioevento FP4 (*influx* de *Globorotalia menardii*, grupo II, formas dexas: 7,37 Ma) (Corbí *et al.*, 2012).

Unidad III

Esta unidad está únicamente representada en el centro de la cuenca, donde reposa en concordancia sobre la Unidad II. Está constituida por evaporitas costeras inter y supramarales (*sabkha*). Esta unidad marca la restricción marina de la cuenca en un contexto de nivel del mar bajo. Su edad ha sido asignada al Tortoniense terminal (ca. 7,34 – 7,24 Ma; Corbí *et al.*, 2012), compatible con la edad

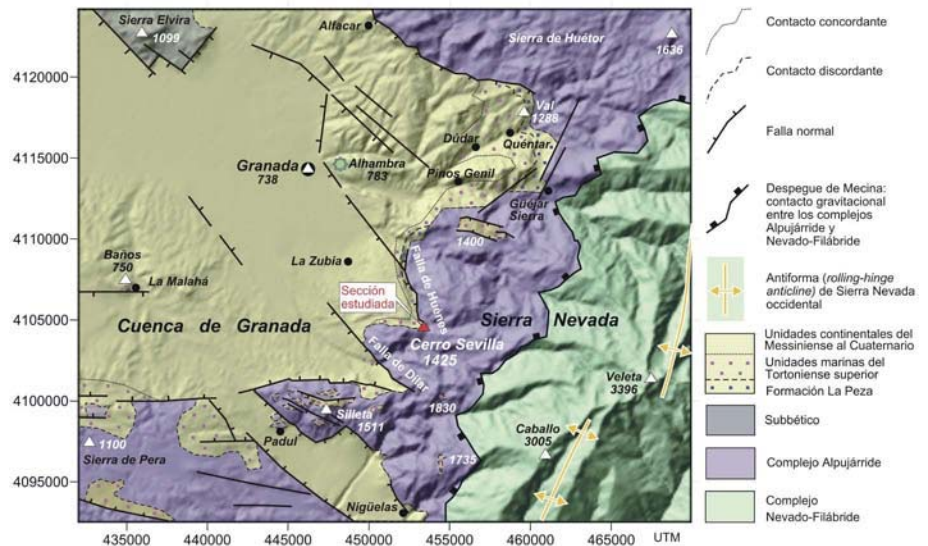


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la terminación oeste de Sierra Nevada (con datos de Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999a), donde se muestra la ubicación de la sección de Cerro Sevilla. Ver figura en color en la web

Fig. 1.- Simplified geological map of the western end of Sierra Nevada (with data from Sanz de Galdeano and López Garrido, 1999a), where the position of the Cerro Sevilla section is indicated. See color figure in the web.

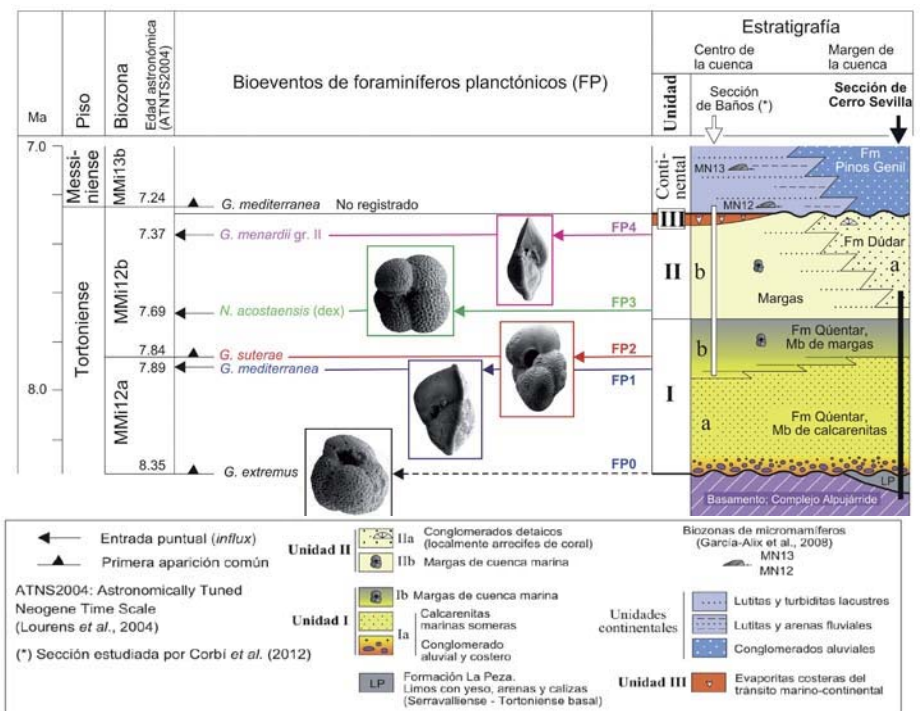


Fig. 2.- Síntesis estratigráfica del relleno marino de la Cuenca de Granada (basada en Corbí *et al.*, 2012) y unidades representadas en la sección de Cerro Sevilla. Ver figura en color en la web

Fig. 2.- Stratigraphic synthesis of the marine infill of the Granada Basin (based on Corbí *et al.*, 2012) and units represented in the Cerro Sevilla section. See color figure in the web.

Turolense medio (biozona MN12) de los primeros depósitos continentales de la Cuenca de Granada (García-Alix *et al.*, 2008).

La sección de Cerro Sevilla

Esta sección se localiza a 1425 metros de altitud (Fig. 1). Los afloramientos miocenos es-

tudiados aparecen cartografiados en el mapa geológico de González Donoso *et al.* (1980). La síntesis estratigráfica de la misma está representada en la figura 3A. Los términos litológicos inferiores corresponden a la Formación La Peza, constituida por limos y calizas continentales que se superponen tectónicamente sobre el Complejo Alpujárride. El resto de unidades miocenas

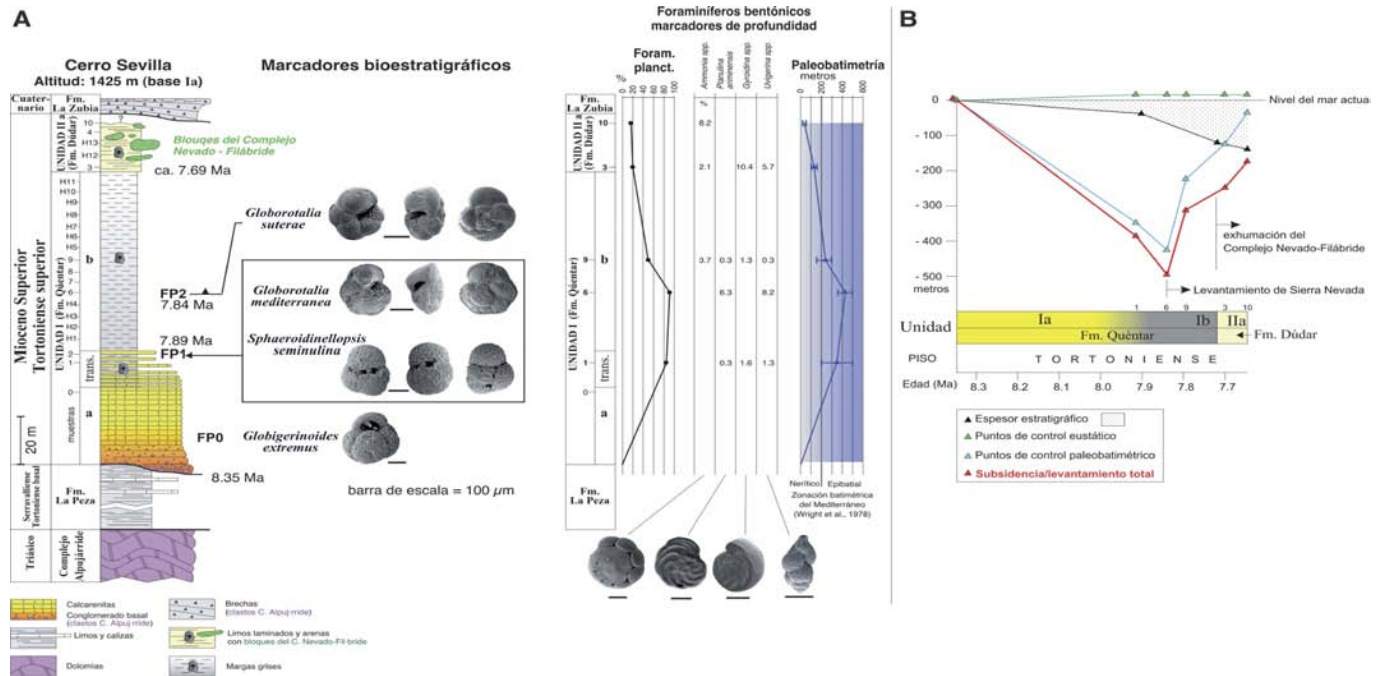


Fig. 3.- Sección de Cerro Sevilla. A: datos estratigráficos, bioestratigráficos y paleobatimétricos. B: gráfico de movimientos verticales. Ver figura en color en la web  
Fig. 3.- The Cerro Sevilla section. A: stratigraphic, biostratigraphic and palaeobathymetric data. B: Graphic of vertical movements. See color figure in the web.

representadas son la totalidad de la Unidad I y la parte inferior de la Unidad IIa. El techo de la sección es la aquí denominada informalmente Formación La Zubia, también conocida como abanico aluvial de La Zubia, de edad Cuaternario (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999b).

La Unidad I (Formación Quéntar) comienza con un intervalo basal de conglomerados de 10 metros de espesor. Estos conglomerados muestran una estratificación horizontal definida por cambios graduales en el tamaño de grano, están pobremente clasificados y exhiben frecuentes clastos imbricados. La morfología bien redondeada de los clastos indica una alta madurez textural y un largo transporte a través de canales del sistema alimentador. Hacia la parte superior, este intervalo basal reduce su tamaño de grano y contiene clastos perforados por litóforos, ostreidos, briozoos y algas rojas. La composición de los clastos corresponde a dolomías y esquistos procedentes del Complejo Alpujárride. Se interpretan como depósitos aluviales ligados a flujos hiperconcentrados subaéreos que evolucionan a flujos subacuáticos en un contexto costero (*fan deltas*). Hacia arriba en la sucesión, los conglomerados basales pasan a areniscas de grano grueso y microconglomerados (30 metros de espesor), bien estratificadas y cementadas, de composición mixta terrígena-bioclastica. Los componentes terrígenos son fragmentos de cuarzo, feldespato, rocas carbonáticas y esquistos derivados del Complejo Alpujárride. Los componentes esqueléticos son briozoos, algas rojas y foraminíferos, indicando un contexto deposi-

cional de plataforma marina de aguas templadas con una fuerte influencia de aportes desde relieves emergidos de Sierra Nevada. Ambos intervalos (conglomerados y areniscas) representan la Unidad Ia de la Cuenca de Granada o miembro de calcarenitas de la Formación Quéntar (Fig. 3). Gradualmente en la vertical, las areniscas mixtas pasan a un tramo de 80 metros de margas grises muy ricas en foraminíferos y conchas de escafópodos (*Dentalium* spp.). Este tramo corresponde a la Unidad Ib o miembro de margas de la Formación Quéntar.

La Unidad IIa (Formación Dúdar) está constituida por 20 metros de limos micáceos y arenas, finamente laminados y de color amarillo-azul, ricos en foraminíferos, que incluyen grandes bloques de rocas metamórficas derivadas del Complejo Nevado – Filábride. El carácter erosivo del techo de esta unidad en la sección estudiada impide conocer su espesor original.

*Aspectos metodológicos*

Para la determinación de los bioeventos de foraminíferos planctónicos, y sus correspondientes edades, se han adoptado los criterios descritos por Corbí *et al.* (2012) en la sección de Baños (La Malahá) (Fig. 2).

Los cálculos de paleobatimetría (Fig. 3A) se han basado en dos fuentes de datos complementarias. Primera, el porcentaje de foraminíferos planctónicos con respecto al total de la asociación de foraminíferos; esta ratio, expresada como %P, aumenta con la profundidad

y distancia a la costa (van Hinsbergen *et al.*, 2005). Así, la curva de %P indica la tendencia de profundización/somerización a lo largo del tiempo en la sección estudiada. Segunda, el porcentaje de taxones bentónicos marcadores de batimetría. De toda la asociación de foraminíferos bentónicos se han elegido los taxones cuyo rango de profundidad está ilustrado en van Hinsbergen *et al.* (2005). Así, nuestros cálculos se han centrado en *Ammonia* spp., típicamente nerítica, y tres taxones del dominio batial: *Gyroidina* spp., *Planulina ariminensis* y *Uvigerina* spp. La zonación de dominios batimétricos corresponde a Wright (1978).

En la sección estudiada se ha cuantificado la subsidencia y levantamiento (Fig. 3B) mediante los espesores estratigráficos actuales, aplicando las correcciones paleobatimétricas (Fig. 3A) y eustáticas (Fig. 3B; según Haq *et al.*, 1987). Para la corrección paleobatimétrica se ha considerado el punto medio del rango de profundidad de los taxones antes indicados. La compactación por carga sedimentaria es despreciable debido al escaso espesor de las unidades estratigráficas suprayacentes; de hecho, los restos fósiles (macro y micro) que contienen las unidades muestran su morfología original, sin evidencias de deformación por carga litostática. Las curvas de subsidencia/levantamiento corregidas (Fig. 3B) corresponden a la subsidencia y levantamiento total; *i.e.* la suma de los efectos de la tectónica y de la carga sedimentaria más la columna de agua.

## Resultados

En relación con la historia de movimientos verticales, en la sección estudiada (Fig. 3B) se reconoce una etapa inicial de fuerte subsidencia que comienza a 8,35 Ma (base de la Unidad Ia; conglomerado basal de la Formación Quéntar), en coincidencia con la transgresión regional y que termina a 7,84 Ma (parte media de la Unidad Ib; miembro de margas de la Formación Quéntar), cuando la cuenca adquiere la máxima batimetría (200-500 metros) dentro del dominio epibatial (Fig. 3A). A partir de este momento se inicia una etapa de levantamiento que termina a ca. 7.69 Ma (Unidad IIa; Formación Dúdar) en condiciones batimétricas neríticas (100-150 metros en la parte inferior y 20-50 metros en la parte superior de la sección estudiada; Fig. 3A). Ya iniciado el levantamiento a 7,84 Ma, ligeramente más tarde, cerca de 7,69 Ma, tiene lugar la brusca aparición de bloques derivados del Complejo Nevado-Filábride. Este suceso indica la exhumación tectónica de este complejo, posiblemente en relación con la generación del anticlinal de tipo *rolling-hinge* de Sierra Nevada occidental (asumiendo el modelo de Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

Respecto a la cuantificación de movimientos verticales, el levantamiento del sector de Cerro Sevilla se inicia cuando la base de la Unidad Ia (Formación Quéntar) se presenta a -500 metros y a una edad de 7,84 Ma (Fig. 3B) y termina a 1425 metros de elevación actual, resultando así una tasa de ca. 245 m/Ma.

## Discusión

Nuestro estudio permite la comparación de los diversos procedimientos empleados por otros autores para ilustrar la historia del levantamiento de Sierra Nevada occidental, en particular sobre las tasas de levantamiento y sobre el momento de la exhumación del Complejo Nevado-Filábride.

Sobre el primer aspecto, Braga *et al.* (2003) utilizan la posición altitudinal mayor (1830 metros) de las calcarenitas marinas someras (Formación Quéntar en este trabajo), de menos de 30 metros de profundidad y de 9,2 Ma de edad, para valorar una tasa máxima de levantamiento promedio de hasta 200 m/Ma. Según la edad de la base de las calcarenitas considerada en nuestro estudio (8,35 Ma), tal tasa sería de 220 m/Ma. Si bien los datos son casi coincidentes, nosotros no hemos aplicado tal procedimiento por desconocer los valores de la subsidencia que siguió a la sedimentación de tales depósitos marinos someros en el afloramiento de 1830 metros.

En relación al segundo aspecto, relativo a la exhumación del Complejo Nevado-Filábride, varios autores han usado los termocronómetros (trazas de fisión en apatito y circón) para datar el momento del enfriamiento de las rocas del Complejo Nevado-Filábride. La aplicación de esta técnica ofrece la edad a la cual el Complejo Nevado-Filábride es expuesto en Sierra Nevada occidental por procesos de despegue extensional. Las edades obtenidas son muy diversas: 9-8 Ma (Johnson *et al.*, 1997),  $5,7 \pm 1,2$  Ma (Reinhardt *et al.*, 2007), 9-10 Ma (Clark y Dempster 2009), 8-6 Ma (Vázquez *et al.*, 2011). Con esta enorme disparidad de datos es muy difícil encajar nuestros resultados de edad para el inicio de la exhumación del Complejo Nevado-Filábride, registrada por la primera aparición de bloques de este complejo en la Cuenca de Granada (Formación Dúdar) a ca. 7,69 Ma. La mejor opción sería los resultados de Vázquez *et al.* (2011), pero el rango termocronológico es demasiado amplio.

## Conclusiones

En el presente trabajo se resalta la importancia de los microfósiles marinos para precisar la edad y paleobatimetría de las unidades del Tortoniense colgadas en el seno de Sierra Nevada. Estas dos fuentes de datos permiten reconstruir la historia de movimientos verticales de la sección del Cerro Sevilla (1425 metros de altitud) que contiene el registro estratigráfico más completo de todos los afloramientos colgados. Según los datos obtenidos en esta sección, la etapa inicial de subsidencia que comienza a 8,35 Ma, culmina a 7,84 Ma con el desarrollo de condiciones marinas hemipelágicas dentro del dominio batimétrico epibatial. A partir de 7,84 Ma comienza la etapa de levantamiento de los actuales relieves de Sierra Nevada, puesta de manifiesto por la somerización de la cuenca hasta condiciones neríticas internas. La exhumación e inicio de la erosión del Complejo Nevado-Filábride en Sierra Nevada occidental se inicia ligeramente después, a ca. 7,69 Ma, cuando se incorporan a la cuenca bloques derivados de este complejo. La tasa de levantamiento del sector estudiado respecto a la actualidad es de 245 m/Ma.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en marco del Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante "Cambios Paleoclimen-

tales". Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos, que han mejorado la calidad del presente estudio.

## Referencias

- Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003). *Geomorphology* 50, 3-26.
- Clark, S.J.P. y Dempster, T.J. (2009). *Journal of the Geological Society, London* 166, 87-100.
- Corbí, H., Lancis, C., García-García, F., Pina, J.A., Soria, J.M., Tent-Mandlús, J.E. y Viseras, C. (2012). *Geobios* 45, 249-263.
- Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1996). En: *Tertiary Basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend and C.J. Dabrio, Eds.) Cambridge University Press, 353-365.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989). *Geodinamica Acta* 3, 73-85.
- García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martín Suárez, E. y Martín, J.M. (2008). *Lethaia* 41, 431-446.
- González Donoso, J.M., Gallegos, J.A. y Sanz de Galdeano, C. (1980). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1026 (Padul) y memoria*. IGME, Madrid, 42 p.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., y Vail, P. R. (1987). *Science* 235(4793), 1156-1167.
- Johnson, C., Harbury, N. y Hurford, A.J. (1997). *Tectonics* 16, 2, 189-204.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J. y Wilson, D. (2004). En: Gradstein, M.M., Ogg, J.G., Smith, A.A. (Eds.). pp. 409-440. Cambridge University Press, Cambridge.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002). *Tectonics* 21, 3, 1-20.
- Reinhardt, L.J., Dempster, T.J., Shroder, J.F. y Persano, C. (2007). *Tectonics* 26, TC3001.
- Rodríguez Fernández, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 224 p.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). *Geomorphology* 63, 175-190.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (1999a). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12 (2), 187-198.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (1999b). *Geomorphology* 30, 259-272.
- van Hinsbergen, D.J.J., Kouwenhoven, T.J. y Van der Zwaan, G.J. (2005). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221 (3), 245-265.
- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L. y Stuart, F.M. (2011) *Terra Nova* 23, 4, 257-263.
- Wright, R. (1978). *Init. Repts. DSDP* 42, 837-847.