

DE LOS PIRINEOS AL ATLAS: TOPOGRAFÍA Y MODELACIÓN ANÁLOGA

From the Pyrenees to the Atlas: Topography and Analogue Modelling

J. Fernández (*), (**); G. De Vicente (**); D. Sokoutis, E. Willingshofer(*) y S. Cloetingh (**)

RESUMEN

El estudio de la Geología incorpora cada vez técnicas de estudio más depuradas y de última generación (ablación laser, estudio de huellas de fisión, métodos de prospección sísmica, etc.). Sin embargo, algunas de las metodologías más convencionales siguen siendo un recurso de primera mano en la interpretación de los procesos geológicos tanto internos como externos que llevan al modelado de la topografía. Uno de estos ejemplos lo constituye la Modelación Análoga¹, cuyos orígenes se remontan a principios del S.XIX. El fin último de este tipo de experimentos es el llegar a entender el por qué y el cómo en la formación de los relieves montañosos que observamos hoy en día, en nuestro caso aplicado a la Península Ibérica y su posible conexión con las cadenas montañosas que forman el Atlas marroquí. Este proceso podría estar relacionado con pliegues de gran longitud de onda que afectan a toda la litosfera.

ABSTRACT

Earth Science integrates recent and new refined techniques (laser ablation, FT analyses, applied geophysics methods, etc). However, the most conventional methodologies still continue being relevant on the interpretation concerning both internal and external geodynamic processes that shape the landscape. Analogue Modelling was born in the beginning of the 19th Century and constitutes one of the main resources of geologic knowledge. We applied this technique to gain insight into the observable mountain building processes like those of the Iberian Peninsula and the connection with mountains that shapes the Moroccan Atlas. The process of mountain building might be linked to folding of the entire lithosphere.

Palabras clave: Geología, Península Ibérica, Atlas marroquí, formación de la topografía, levantamiento de cadenas montañosas, plegamiento litosférico.

Keywords: Earth Science, Iberian Peninsula, Moroccan Atlas, mountain building, mountain ranges uplift, lithospheric folding.

INTRODUCCIÓN

Los orígenes de la Modelación Análoga¹ se remontan a principios de 1815, cuando Sir. James Hall tras observar unos estratos plegados en la costa Suroriental de Escocia definió el plegamiento de dichas capas como resultado último de la compresión tectónica, resultado al que llegó tras realizar una serie de experimentos análogos. Los primeros modelos se realizaron con telas de algodón y arcilla permitiendo observar el proceso de acortamiento en tiempo real (Fig.1). Posteriormente, en 1889 Cadell llevó a cabo los primeros modelos análogos de forma sistemática usando diferentes tipos de arcillas (Schellart, 2002).

Hoy en día, la gran mayoría de los trabajos llevados a cabo tienen como fin último la investigación sobre los procesos terrestres que modelan la

superficie de la Tierra. Sin embargo, en los últimos años la aplicación en la enseñanza de las Ciencias de la Tierra ha cobrado gran interés, siendo de gran utilidad en la educación secundaria y el bachillerato (como los trabajos publicados en esta misma revista de Crespo (2004), Crespo y Murcia (2006), Barreiras et al. (2006), De Vicente y Vegas (2007), García Cruz (2008) o Murcia y Crespo (2008). El aprendizaje de los fenómenos tanto externos como internos que dan lugar a las cordilleras o a los terremotos genera gran interés y expectación en los estudiantes y público en general, y es por ello que técnicas como la modelación análoga permiten al estudiante aprender de manera didáctica y divertida llegando a comprender los fenómenos geológicos.

Desde sus orígenes hasta hoy en día, la técnica de la modelación análoga no ha sufrido grandes

(1) El término modelación análoga o análogica hace referencia al modelado de formas o estructuras que adoptan un aspecto semejante o comparten una relación de analogía aunque no sean homólogos. Ambos términos pueden ser utilizados si bien es cierto que el primero tiene un uso más extenso, probablemente por la traducción literal del término inglés "analogue". Probablemente la falta de consenso reside en la utilización del término como nombre o como adjetivo (e.g. obsérvese la diferencia entre la función como nombre o como adjetivo en el análogo a la realidad o el reloj analógico).

(*) Department of Tectonics and Structural Geology, VU University (Amsterdam).

(**) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. E-mail: javier.fernandez@falw.vu.nl

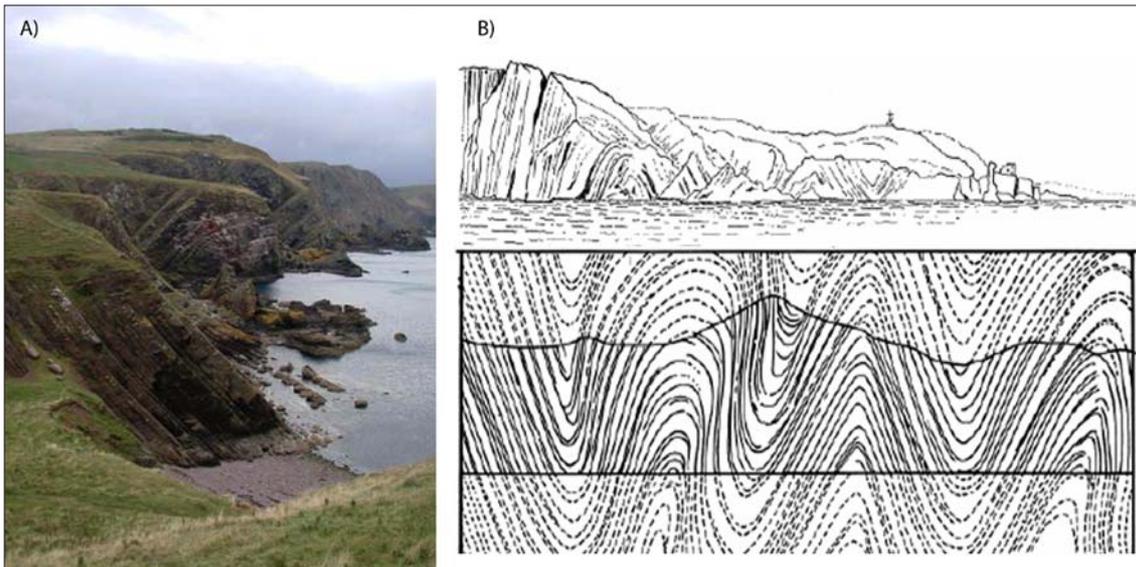


Fig. 1. A) Plegamiento de rocas en la costa este de Escocia (Berwickshire) en los que Sir James Hall inspiró sus modelos. B) Comparación entre los afloramientos estudiados y los resultados obtenidos con uno de sus experimentos utilizando arcilla para la modelación. Dichos resultados pusieron de manifiesto el plegamiento como respuesta a los esfuerzos compresivos horizontales a los que las rocas de la costa escocesa fueron sometidos.

cambios. Su utilización permite comprender y estudiar procesos geológicos internos de larga duración (desde estructuras que ocurren en apenas horas o días, como deslizamientos, a procesos que requieren de miles a millones de años como colisiones entre placas, etc.) que llevan al levantamiento y evolución de los sistemas montañosos y de las estructuras tectónicas de primer orden.

Cabe destacar que esta técnica, basada en premisas tanto de tipo reológico, como geométrico, y temporales lleva implícito el concepto de escalado (Fig.2), tanto desde el punto de vista geométrico donde hay una relación de proporción entre las unidades en la naturaleza (escala kilométrica) y aque-

llas utilizadas en los modelos (escala de centímetros). Por otro lado en la realización de estos modelos ha de tenerse en cuenta el espacio temporal en el que se desarrollan y evolucionan los fenómenos geológicos (conocido como similitud cinemática), las relaciones entre distintas fuerzas que actúan en la naturaleza y aquellas que serán de mayor relevancia en el desarrollo de los modelos, como la gravedad, viscosidad, etc. (y que se conoce como similitud dinámica). Finalmente la similitud reológica permite mediante la utilización de materiales con propiedades muy parecidas a las de las rocas en profundidad (en cuanto a viscosidades y densidades) representar las distintas capas que constituyen el interior terres-

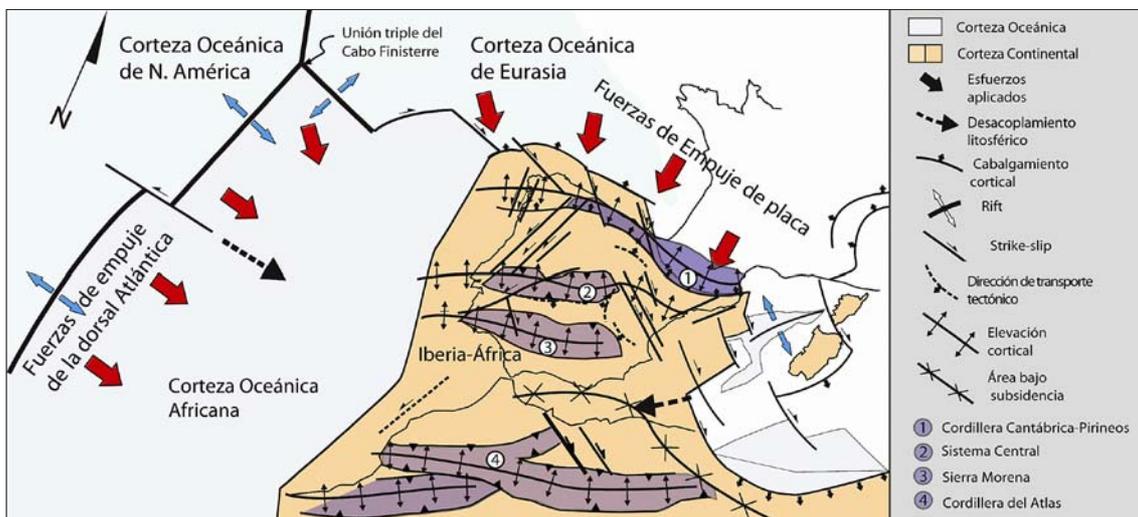


Fig.2. Mapa tectónico del Oligoceno-Mioceno inferior donde se muestran los principales elementos estructurales, así como las fuerzas que actúan desde los bordes de placa y las principales zonas sometidas a levantamiento y subsidencia (Modificado de De Vicente y Vegas, 2009).

tre (corteza y manto). Todos estos parámetros se fundamentan en las proporciones entre las longitudes del prototipo natural (l_n) y del análogo (l_a), las velocidades (v_n/v_a), fuerzas (r_n/r_a) y propiedades de los materiales empleados para modelar el interior terrestre (Ramberg, 1967; Weijermars, 1986; Weijermars and Schmelling, 1986).

MODELADO ANÁLOGO PARA LA RESOLUCIÓN DE PROBLEMAS GEOLÓGICOS

Los modelos análogos se realizan con materiales como arena, silicona, ceras, parafinas, etc., que presentan propiedades similares o que simulan aquellas de las rocas en profundidad. Existen básicamente dos tipos de modelos, aquellos llamados de “caja de arena” (sand-box) y aquellos conocidos como litosféricos. Los primeros se emplean normalmente para observar el comportamiento y la evolución de procesos a escala cortical y ya han sido desarrollados con fines educativos por Crespo (2004), Crespo y Murcia (2006), Barreiras et al. (2006), García Cruz (2008) o Murcia y Crespo (2008). Sin embargo, los segundos simulan los procesos que tienen lugar a nivel de toda la litosfera (sea oceánica o continental, Burg et al., 1994; Brun, 1999; Sokoutis et al., 2005). Desde el punto de vista didáctico, y habiendo sido publicados diversos trabajos con carácter educativo relacionados con procesos que ocurren a escala cortical como formación de pliegues o fallas, nosotros ofrecemos la posibilidad de enseñar una técnica que permite estudiar procesos a mayor escala que afectan inclusive al manto terrestre y que permitirían conocer el desarrollo y modelado de la superficie terrestre desde un enfoque global a escala de Tectónica de Placas. En este número de la revista mostramos los resultados de la modelación análoga litosférica aplicada a la formación de relieves en la Península Ibérica y el Norte de África.

En general, los procesos geológicos se caracterizan por llevar implícita una carga temporal que puede alcanzar desde días a miles e incluso millones de años (ejemplos son los deslizamientos o mantos de corrimiento, convergencia de placas, formación de orógenos, etc.). El hecho de que los modelos análogos permitan observar y estudiar en pocas horas, procesos que para su desarrollo y evolución requieren de grandes periodos de tiempo, los hace adecuados para la investigación de procesos geológicos. Este tipo de experimentos permiten llevar a cabo la introducción de múltiples variables, tanto geométricas como reológicas, pero así mismo llevan implícitas una serie de restricciones como la imposibilidad de aplicación de procesos geomorfológicos relacionados con erosión/sedimentación, procesos de metamorfismo y reacciones químicas asociadas a procesos geotérmicos. Así mismo, el conocimiento del comportamiento reológico de las rocas en profundidad no se comprende del todo, lo que conlleva un conocimiento limitado de las pro-

iedades de las rocas a diferentes condiciones de presión y temperatura en el interior terrestre.

Con todo ello, los modelos análogos resultan una herramienta imprescindible para el conocimiento de los procesos tanto internos como externos para el estudio de la dinámica del planeta Tierra. Es por ello que diversos países europeos como Holanda, Suecia, Italia o Francia incluyen durante los cursos de Master impartidos, diversas asignaturas relacionadas con modelación análoga. Por ello esta publicación trata de ser un compendio de reclamos hacia la introducción en España de esta técnica como herramienta básica en la enseñanza de Ciencias de la Tierra y su utilización en el sistema educativo universitario español.

Así mismo, mostramos los primeros resultados que muestran el probable mecanismo que daría lugar a la distribución y regularidad de los relieves montañosos en la Península Ibérica y el Norte de África mediante la técnica de modelación análoga siguiendo la línea de artículos como los de De Vicente y Vegas (2007), Alonso et al. (2007) integrados en el volumen nº 15.2 de 2007 de esta misma revista.

EVOLUCIÓN DE LA CADENA IBERO-ATLÁNTICA DURANTE EL CENOZOICO

La Península Ibérica y el Norte de África se caracterizan por mantener una historia tectónica relacionada desde el ciclo Varisco y Alpino hasta nuestros días. En general, las cadenas montañosas que observamos hoy en día son el resultado del levantamiento y reactivación Alpina del basamento metamórfico Varisco y reactivación de cuencas de rift mesozoico, así como de procesos de rift pasivo que llevó al levantamiento de las franjas Atlánticas de los continentes Ibérico y Noordafricano, así como de su extremo Mediterráneo más septentrional durante el inicio del Mioceno (De Vicente y Vegas, 2009; Vegas, 2008; Teixell et al., 2003; El Harfi et al., 2007).

Recientemente, De Vicente y Vegas (2007) asocian el actual modelado del relieve de la Península Ibérica y el Atlas con procesos a escala litosférica relacionados con plegamiento por acortamiento durante los primeros compases de la Orogenia Alpina (Ciclo Pirenaico). Datos obtenidos por análisis de trazas de fisión en zircones tanto en la Cordillera Cantábrica (Martín-González et al., 2008), Sistema Central (De Bruijne y Adriessen, 2000), Montes de Toledo (Barbero et al., 2005) o el Sistema de Atlas (Meseta Occidental, Atlas y Anti-Atlas, Ghorbal, 2009) muestran una evolución tectónica muy parecida entre todos ellos con edades entorno a Eoceno y Oligoceno para los primeros y más avanzados estados de levantamiento tectónico.

Dicha hipótesis establece la presencia de grandes pliegues que afectarían al manto y la corteza desacoplados con signatura en superficie² definida por la localización de cadenas montañosas asocia-

(2) El término signatura en superficie hace referencia al efecto provocado por la deformación que afecta a las capas dúctiles de la tierra (plegamiento de la corteza inferior y manto superior) en la superficie terrestre.

das a estructuras corticales de borde, como cabalgamientos o estructuras de desgarre (Fig.2). Dichos pliegues formarían corredores N-S (estos corredores de dirección E-W que se extienden de norte a sur están definidos en la Fig.2 mediante números y son los que constituyen los Pirineos, el Sistema Central Español, Sierra Morena y la cadena del Atlas) afectando a la Placa Ibérica desde los Pirineos hacia el sur, extendiéndose y afectando la Cadena del Atlas marroquí en el Norte de África. Dichos pliegues serían el resultado del acortamiento producido durante la colisión Pirenaica entre la Placa Ibérica y Europea a principios del Cenozoico (De Vicente y Vegas, 2009).

La longitud de onda de dichos pliegues vendría controlada por la estructura y resistencia litosférica basada en un modelo de tres capas compuesto por una corteza superior frágil, corteza inferior dúctil y manto sublitosférico dúctil más resistente que la anterior. Modelos numéricos obtenidos por ordenador muestran que los pliegues de escala litosférica pueden alcanzar longitudes de onda entre 50-80 km los más pequeños, que afectarían a estructuras corticales donde se localizan las principales cadenas montañosas y entre 250 y 500 km aquellos que afectarían a toda la litosfera (Cloetingh et al., 2002).

La destrucción por colapso de dichos pliegues tiene lugar 20 My después de su formación, durante los cuales la topografía estaría en equilibrio isostático gracias a la geometría en arco de dichos pliegues. Una vez alcanzada la relajación térmica de la litosfera, dichos pliegues serían destruidos por colapso orogénico³ o reequilibrio isostático (Cloetingh et al., 1999).

RESULTADOS DE LA MODELACIÓN ANÁLOGA

En este trabajo se describen varios experimentos llevados a cabo en la Universidad Libre de Ámsterdam que pueden utilizarse con facilidad en el laboratorio para que los estudiantes (recomendable universitarios) observen de forma sencilla la estrecha

relación entre la topografía y las estructuras tectónicas litosféricas. Los materiales utilizados en nuestros modelos pueden ser fácilmente reemplazados por otros de coste más bajo como arcilla, plastilina y miel en lugar de silicona y compuestos químicos que constituyen las capas dúctiles de la corteza inferior y manto y astenosfera respectivamente.

En un tanque de plexiglás con una pared móvil conectada a un motor de baja frecuencia se introducen las diferentes capas que descansan bajo equilibrio isostático sobre un fluido de alta densidad que simula la astenosfera. Se trata de un modelo de tres capas compuesto por una corteza superior representada por arena feldespática, una corteza inferior dúctil caracterizada por una silicona de baja viscosidad y un manto sublitosférico constituido por una silicona de alta viscosidad. (La Fig.3 y la Tabla 1 muestran el esquema del modelo y las propiedades fundamentales de los materiales utilizados).

Los modelos se someten a acortamiento hasta un 20%, valor estimado para la placa Ibérica duran-

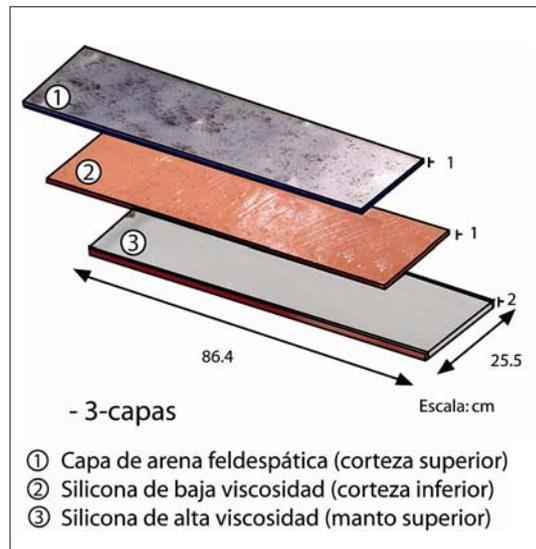


Fig.3. Proporciones y geometría del modelo.

Capa	Densidad ρ (kg/m ³)	Viscosidad η (Pa · s)	Grosor de la capa h (m)	Coefficiente de fricción μ	Velocidad v (m · s ⁻¹)	R_m
Corteza superior <i>modelo</i>	1300	-	$1 \cdot 10^{-2}$	0.7	$5 \cdot 10^{-3}$	-
Corteza superior <i>natural</i>	2750	-	$1.5 \cdot 10^{-4}$	0	$7 \cdot 10^{-3}$	-
Corteza Inferior <i>modelo</i>	1390	$2.08 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	-	$5 \cdot 10^{-3}$	20.45
Corteza Inferior <i>natural</i>	2950	$1.0 \cdot 10^{-21}$	$1.5 \cdot 10^{-4}$	-	$7 \cdot 10^{-3}$	29.33
Manto litosférico <i>modelo</i>	1500	$1.87 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-2}$	-	$5 \cdot 10^{-3}$	34.43
Manto litosférico <i>natural</i>	3400	$4 \cdot 10^{-21}$	$3.0 \cdot 10^{-4}$	-	$7 \cdot 10^{-3}$	33.80

Tabla 1. Propiedades de los materiales utilizados.

(3) Todo proceso orogénico como la formación de montañas por colisión entre dos placas tectónicas produce engrosamiento de la corteza por apilamiento de láminas de cabalgamiento. Este proceso lleva materiales que antes se encontraban cercanos a la superficie a grandes profundidades en el interior terrestre, lo que lleva consigo un incremento de la temperatura. Tras la formación de la cordillera la erosión y la distinta capacidad de las rocas para almacenar la temperatura en profundidad dan lugar a la pérdida progresiva de calor y por ello al colapso (Imaginemos ahora un globo aerostático que se sustenta en el aire gracias al aire caliente, sin el cual éste se desinflaría colapsando al cabo del tiempo).

te el ciclo Pirenaico de la Orogenia Alpina (De Vicente y Vegas, 2009).

La Fig. 4 muestra los diferentes estados de evolución durante el acortamiento del modelo a 5, 10, 15 y 20 % de volumen total de acortamiento.

El modelo digital del terreno permite observar la evolución de la topografía. Los primeros relieves se desarrollan próximos a la pared móvil en los primeros estadios de acortamiento observándose tres anticlinales que comienzan a crecer en amplitud y longitud de onda. A medida que avanza la deformación, la superficie del modelo sufre en general levantamiento. Sin embargo aquellas zonas asociadas a cabalgamientos (cadenas montañosas) presentan una topografía mucho mayor que la superficie media del modelo (10% de acortamiento en panel C de la figura 4). Al final de la deformación se pueden observar los valores topográficos más altos en la zona central del modelo, presentando en general una superficie media elevada.

Desde las fotografías de cámara superior (Fig. 4, panel B) se observan cuencas intermontañosas entre grupos de familias de cabalgamientos y cuencas intramontañosas desarrolladas en el interior de dichas familias de fallas. A la etapa de formación de las cuencas intermontañosas le sigue un episodio de deformación y levantamiento observado desde los modelos digitales del terreno (ver Fig.4 panel C)

El modelo 3D de la figura 5. Muestra un corte seriado a lo largo de la sección X-X' donde se ob-

serva tanto la superficie topográfica a partir del modelo digital del terreno como la estructura en profundidad. El acortamiento se produce de izquierda a derecha (lo que equivale a un acortamiento N-S producido y que evoluciona desde los Pirineos hacia el Atlas característico de la Orogenia Pirenaica)

El manto y la corteza inferior se observan ligeramente plegados. La última aparece engrosada en aquellas zonas donde se desarrollan las cadenas montañosas definiendo grandes sinclinales, y la longitud de onda aparece claramente definida afectando a todo el modelo. La corteza superior se presenta deformada por cabalgamientos que se distribuyen por toda la superficie en forma de familias de pop-ups⁴ y cabalgamientos imbricados⁵ Fig.6.

CONCLUSIONES

Los modelos análogos han demostrado ser una herramienta eficaz para resolver problemas geológicos a escala litosférica a lo largo del tiempo.

Los primeros resultados de nuestros modelos arrojan luz sobre el proceso de plegamiento litosférico y su reflejo en superficie a lo largo de cadenas montañosas y cuencas asociadas, su espaciado y periodicidad.

Los modelos muestran que la primera respuesta al acortamiento es el plegamiento de las capas más dúctiles (corteza inferior y manto superior) y que

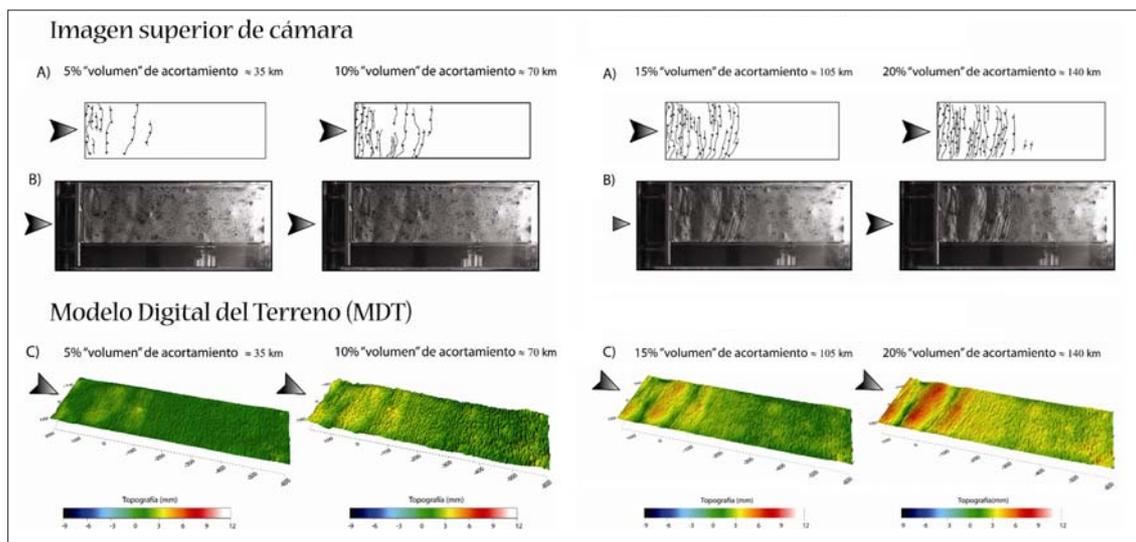


Fig.4. A) Interpretación estructural y B) estados de deformación del modelo bajo 5%, 10%, 15% y 20% de deformación total tomados con cámara digital (planta). C) Modelo digital del terreno tomado durante los diferentes estadios de deformación. Obsérvese la evolución del terreno, así como el levantamiento de las cuencas producido durante los estadios de compresión tectónica. Las flechas indican la dirección de acortamiento que equivaldrían al comienzo de la compresión desde los Pirineos (posición izquierda en las figuras) hacia el sur (posición derecha).

(4) Pop-ups son un grupo de dos fallas inversas o cabalgamientos que actúan de manera conjugada dando lugar a levantamiento y movimiento de ambas fallas al mismo tiempo.

(5) Cabalgamientos imbricados son fallas inversas de bajo ángulo orientadas en la misma dirección o vergencia, dando lugar a una serie de fallas de pequeña inclinación paralelos a la dirección de acortamiento que se forman de manera consecutiva en el tiempo.

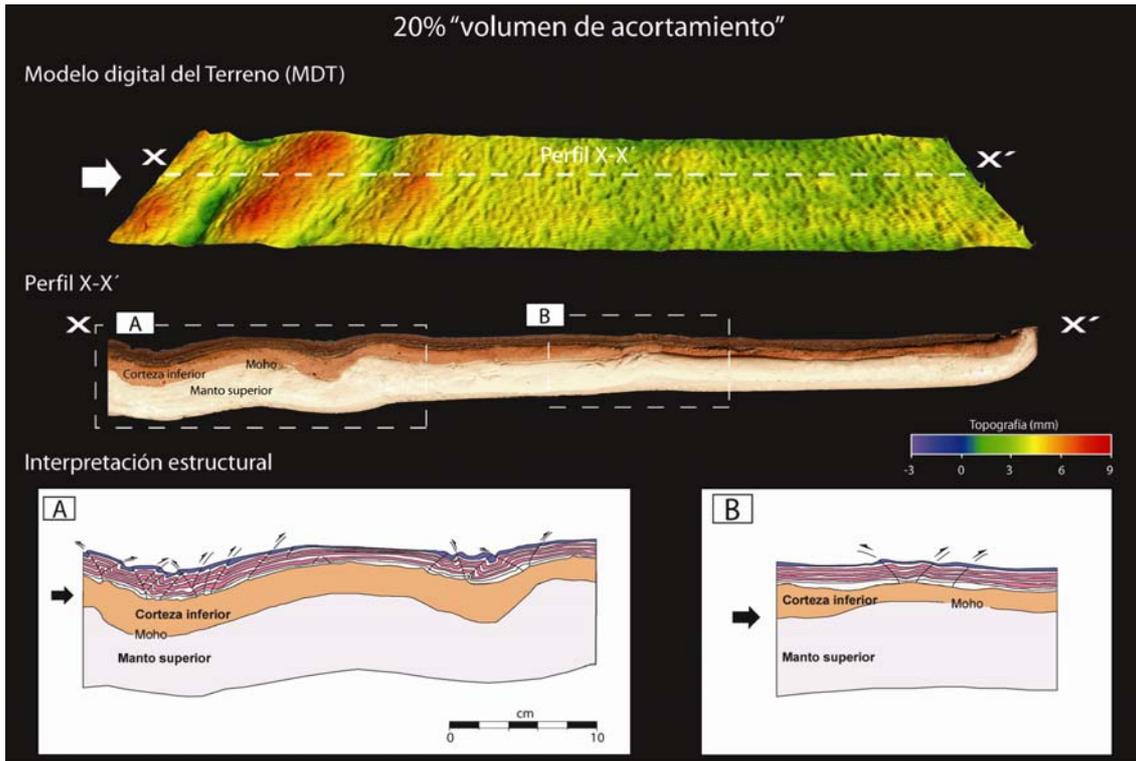


Fig.5. Perfil X-X' tras 20% de acortamiento mostrando el plegamiento que afecta a las capas más dúctiles de la litosfera (corteza inferior y manto superior) y el desarrollo de la topografía unido a dichos pliegues. Se observa cierta periodicidad en los pliegues.

éstas a su vez controlan el desarrollo de la fracturación en superficie y el levantamiento de los principales relieves. Dicho proceso de levantamiento que

afecta tanto a cadenas montañosas como a sus cuencas limítrofes, pone de manifiesto las elevadas cotas a las que se encuentran cuencas como la del Duero o el Tajo (800 y ≈ 550 m respectivamente), como probable resultado del proceso de plegamiento litosférico.

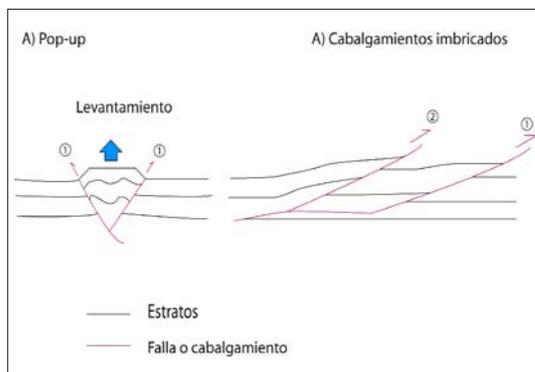


Fig.6. Diferentes modelos de levantamiento tectónico por medio de A) pop-ups o fallas conjugadas y B) cabalgamientos imbricados. Los números indican la evolución temporal en la formación de los cabalgamientos para cada uno de los dos ejemplos. Ver explicación y diferencias en el pie de página.

Por otro lado, la longitud de onda de los pliegues originados en el manto es lo suficientemente larga como para distribuir la deformación por todo el modelo. Así mismo, un ligero engrosamiento de la corteza inferior es observado bajo los principales sistemas montañosos y estaría relacionado con acomodación de la corteza inferior (por flujo⁶) a las ondulaciones producidas por el manto. Ésta es una de las principales características que definen el Sistema Central Español, donde la estructura de pop-up producida por el levantamiento a ambos lados de la cadena por cabalgamientos es soportada en profundidad con un engrosamiento de la corteza inferior 5 km más engrosada que en áreas limítrofes, alcanzando valores de espesor cortical de hasta 35 km donde la media para el interior peninsular se encuentra entre los 30 y los 32 km.

(6) Diferentes mecanismos para la deformación de la corteza inferior han sido propuestos (flujo, cizalla, etc). El mecanismo de flujo supone que los materiales de la corteza inferior (compuestos mayoritariamente por rocas que en su composición llevan cuarzo como mineral principal) debido a las condiciones de presión y temperatura, así como las cantidades de agua y volátiles disponibles en profundidad, actúan como la pasta de dientes ante los esfuerzos aplicados cuando se aprieta el tubo sobre la cabeza del cepillo de dientes. Este mecanismo produce el flujo y por tanto la deformación de los materiales que componen la corteza terrestre.

Hemos demostrado una vez más el carácter didáctico de la modelización análoga, permitiendo a los estudiantes observar en un periodo de tiempo muy pequeño, procesos que tienen lugar en escalas de miles a millones de años. Es por tanto importante mencionar que todos los materiales utilizados pueden ser reemplazados por materiales de comportamiento similar como arena, plastilina, aceite o miel haciéndolos así apropiados para la enseñanza en el bachillerato o la universidad. Y finalmente remarcar la importancia de este tipo de experimentos en la explicación y el estudio de diferentes entornos tectónicos bajo diferentes procesos de deformación asociados a la formación de montañas o apertura de océanos.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto ha sido financiado por los programas del Ministerio de Educación y Ciencia CGL2006-13926-C02-01-02 Topo-Iberia Foreland y el Consolider Ingenio 2006 Topo-IberiaCSD2006-00041. Los autores agradecen los comentarios y ayuda así como el interés mostrado por los revisores de ECT.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.L., Álvarez Pulgar, F.J. y Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 151-163.
- Barreiras, S., Silva, H., Vasconcelos, C. y Fonseca, P. (2006). Tectónica experimental: actividades de simulación. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. 14.1, 82-84.
- Barbero, L., Glasmacher, U.A., Villaseca, C., López García, J.A. y Martín-Romera, C. (2005). Long-term thermo-tectonic evolution of the Montes de Toledo area (Central Hercynian Belt, Spain): constraints from apatite fission-track analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 94(2), 193-203.
- Brun, J. (1999). Narrow Rifts Versus Wide Rifts: Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory Experiments. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357(1753). 695-712.
- Burg, J.P., Davy, P. y Martinod, J. (1994). Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13, 2, 475-483.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P., García-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21(5), 1041.
- Crespo-Blanc, A. y Luján, M. (2004). Cómo se forman las montañas: enseñanzas del Laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12.1, 83-87.
- Crespo-Blanc, A. y Murcia López, M.I. (2006). Cómo se forman los océanos: enseñanzas del laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 14.2, 157-162.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2007). La extraña topografía de la Península Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 124-134.
- De Vicente, G. and Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics*, n Press, Corrected Proof.
- García Cruz, C.M. (2008). El origen de las montañas (III). Propuesta didáctica. *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 16.2, 135-144.
- Ghorbal., B. 2009. *Mesozoic to quaternary thermo-tectonic evolution of Morocco (NW Africa)*. PhD Thesis. VU University.
- Martín-González, F., Capote, R., Barbero, L., Insua, J.M. y Martínez-Díaz, J.J. (2006). Primeros resultados de huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Geogaceta*, 40, 79-82.
- Murcia-López, M.I. y Crespo-Blanc, A. (2008). La formación de los océanos y cadenas montañosas a partir de modelos análogos: maquetas y nuevos materiales. *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 16.2, 173-177.
- Persson, K. y Sokoutis, D. (2002). Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356(4), 323-336.
- Ramberg, H. (1967). Gravity. Deformation and the Earth's Crust. *Academic Press. London*, 1st ed., 214.
- Schellart, W.P. (2002). Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 1 - 6.
- Smit, J.H.W., Brun, J.P. y Sokoutis, D. (2003). Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Sokoutis, D., Burg, J.-P., Bonini, M., Corti, G. y Cloetingh, S. (2005). Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics*, 406(1-2), 1-15.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5), 1051.
- Weijermars, R. (1986). Flow behavior and physical chemistry of Boucing Putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 124(3-4), 325-328.
- Weijermars, R. y Schmeling, H. (1986). Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43(40), 316-330. ■

Fecha de recepción del original: 24/08/09

Fecha de aceptación definitiva: 07/10/09