

## Contribución de la modelización analógica al estudio de procesos tectónicos de gran escala

### *Contribution of analogue modelling to the study of large-scale tectonic processes*

TERESA ROMÁN BERDIEL<sup>1</sup> Y ESTHER IZQUIERDO LLAVALL<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. E-mail: mtdjrb@unizar.es

<sup>2</sup> E2S-UPPA, UPPA-CNRS-Total, Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs, IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France. E-mail: esther.izquierdo-llavall@univ-pau.fr

**Resumen** La tectónica experimental o modelización analógica de procesos tectónicos es una técnica experimental que estudia los agentes que intervienen en los procesos tectónicos que se producen en la naturaleza mediante modelos dimensionados realizados en el laboratorio. El objetivo de estos modelos no es simplemente reproducir observaciones naturales, sino comprobar, mediante experimentos controlados, hipótesis sobre los mecanismos y las fuerzas que impulsan los procesos tectónicos. Un modelo correctamente dimensionado permite observar las condiciones necesarias para la formación de las estructuras tectónicas, así como su evolución en el tiempo. En este trabajo se presentan los fundamentos de dicha técnica y se muestran algunos ejemplos de modelos analógicos de procesos tectónicos a gran escala que han permitido avanzar en el conocimiento y comprender los mecanismos causantes de los mismos. Estos ejemplos incluyen la colisión de la India con el continente euroasiático, el inicio de un proceso de subducción, el plegamiento litosférico de la placa Iberia, la extensión litosférica y las grandes fallas de desgarre y cuencas de pull-apart asociadas.

**Palabras clave:** Colisión, desgarre, dimensionamiento, extensión litosférica, litosfera, modelos analógicos, orógeno, plegamiento litosférico, subducción.

**Abstract** *Experimental tectonics or analogue modelling of tectonic processes is an experimental approach that studies the agents involved in tectonic processes that occur in nature through models scaled in the laboratory. Their main goal is not simply to reproduce natural observations, but to test hypotheses about the mechanisms and forces involved in tectonic processes through controlled experiments. A properly dimensioned model allows to observe the necessary conditions for the formation of the tectonic structures, as well as their evolution over time. In this paper we present the principles of this technique and show some examples of analogue models of large-scale tectonic processes that have made it possible to advance knowledge and understand the mechanisms that cause them. These examples include the collision of India with the Eurasian continent, the initiation of a subduction process, the lithospheric folding of the Iberian plate, the lithospheric extension and the large strike-slip faults and associated pull-apart basins.*

**Keywords:** *Analogue models, lithosphere, scaling, collision, subduction, orogen, lithospheric folding, lithospheric extension, strike-slip.*

## INTRODUCCIÓN

Los procesos tectónicos que dan lugar a la formación de cadenas de montañas, de grandes cuencas sedimentarias, de las estructuras asociadas a grandes fallas de desgarre, etc. se desarrollan durante largos periodos de tiempo, de millones de años. Para entender cómo se han formado las estructuras tectónicas y cómo evolucionan necesi-

tamos una “máquina del tiempo” que nos permita observar las condiciones necesarias para su formación y su evolución en el tiempo. La modelización analógica es una técnica experimental que permite “reducir en tamaño” y “acelerar en el tiempo” a escala humana (de laboratorio) el proceso de formación de las grandes estructuras tectónicas.

Los modelos a escala de procesos tectónicos son fundamentales para determinar las causas, los

mecanismos y la evolución de los distintos procesos geológicos causantes de las estructuras que aparecen en la naturaleza. La modelización analógica permite además la adquisición de parámetros asociados a los procesos tectónicos (como la geometría tridimensional en profundidad, velocidades, tiempos y fuerzas), parámetros a menudo de difícil deducción a partir del análisis de los datos reales, y ofrece la oportunidad de investigar la influencia de diversos parámetros (como los espesores relativos de diferentes unidades, las velocidades de deformación, los contrastes de densidad, etc.) de forma individual, y observar cómo afectan cada uno de ellos al desarrollo de las estructuras y al resultado final. Además, los modelos analógicos son una ayuda para la restitución temporal de estructuras, ya que permiten el análisis de las diferentes etapas de deformación. En este sentido, las geometrías finales obtenidas en los modelos pueden ser comparables a las geometrías finales observadas en los cortes geológicos, y si tenemos que restituir los cortes y proponer una evolución cinemática hacia atrás en el tiempo, los modelos permitirán ver los procesos en sentido contrario e hipotetizar sobre cómo eran las geometrías iniciales e intermedias en la naturaleza.

Mientras que un experimento en física o química es un proceso natural artificialmente inducido, para poder inferir una relación entre un experimento en geodinámica con la naturaleza real, mucho más grande, y que así tenga sentido geológico, debemos examinar el objeto natural comparable, y escalar este objeto con el experimento (Cloos, 2002). Por lo tanto, el principio de la modelización analógica es la construcción de modelos escalados, dimensionados, lo más próximos posibles a sus equivalentes naturales, desde el punto de vista de la repartición de fuerzas (gravitacionales, tectónicas y viscosas), de la reología (comportamiento de los materiales cuando son sometidos a esfuerzos), y de las condiciones de contorno del modelo (tipo de régimen tectónico, Hubbert, 1937; Weijermars y Schmeling, 1986; Davy y Cobbold, 1991, entre otros).

El procedimiento a seguir comienza por definir un modelo de comportamiento del sistema estudiado. En el caso de los modelos a gran escala, esto implica definir el comportamiento de la litosfera cuando es sometida a esfuerzos tectónicos. A continuación se aplican las leyes del dimensionamiento teniendo como referencia el comportamiento de las rocas en la naturaleza, lo que permitirá establecer los materiales más adecuados según sus propiedades que deberán utilizarse en el laboratorio, y finalmente se elegirá el dispositivo experimental necesario para llevar a cabo el proceso de deformación que se estudia (estructuras ligadas a convergencia entre dos placas litosféricas, separación o divergencia entre placas, desgarre, o combinación de ellos).

Los modelos analógicos no pretenden reproducir exactamente la naturaleza. La modelización en el laboratorio de la mecánica de la litosfera requiere simplificaciones. En la naturaleza la transición entre diferentes comportamientos se produce de forma gradual, conforme aumenta la presión y la temperatura con la profundidad. En el laboratorio,

sin embargo, se establece una aproximación considerando la litosfera compuesta por una serie de capas con comportamiento reológico distinto (corteza frágil, corteza dúctil, manto litosférico y astenosfera o capa de baja velocidad) y se dimensiona la resistencia media de estas capas.

Las modelizaciones analógicas de procesos tectónicos ha cubierto un amplio rango de situaciones tectónicas, que incluyen la deformación de desgarre asociada a las fallas transformantes, la formación de los pliegues y cabalgamientos que forman los orógenos, la transpresión (combinación de compresión y desgarre), el rifting (o formación de una fosa o depresión tectónica), la subducción, la extensión trasarco, el emplazamiento de diapiros, etc. Un video didáctico del *American Museum of Natural History* sobre el uso de modelos experimentales construidos con arenas de colores puede verse en <https://www.amnh.org/exhibitions/permanent/planet-earth/why-are-there-ocean-basins-continent-and-mountains/mountain-building/modeling-mountain-building> (también puede verse en <https://www.youtube.com/watch?v=dgbKXYoOMxc>). Este video muestra la deformación cortical durante un proceso de subducción de una placa oceánica bajo una continental dando lugar a un orógeno.

El resultado de los modelos analógicos complementa de manera crítica la información que se trae del campo y también la obtenida de la modelización numérica. Las dos técnicas se complementan y el uso de ambas aumenta la credibilidad de los resultados. El resultado de los modelos experimentales ha de ser comparado con el prototipo natural, lo que permite verificar las hipótesis de partida, o modificarlas y proponer otras nuevas, de acuerdo con las geometrías obtenidas y los mecanismos de deformación imperantes en los modelos, avanzando así en el conocimiento de los procesos tectónicos.

En este artículo se presentan brevemente los fundamentos de esta técnica y se muestran algunos ejemplos de modelos analógicos representativos de los principales contextos geodinámicos y realizados por diferentes equipos y laboratorios, que han permitido avanzar en el conocimiento de:

i) la deformación del continente asiático ligada a la colisión de la India (Peltzer et al., 1982, Tapponnier et al., 1982, Peltzer y Tapponnier, 1988), ii) los factores que influyen en el proceso de inicio de una subducción en un margen pasivo como el margen atlántico (Faccenna et al., 1999) y la extensión trasarco que ha dado lugar a la apertura del mar Tirreno (Faccenna et al., 1996), iii) el plegamiento litosférico que ha controlado la deformación durante el Cenozoico del interior de la placa Iberia (Fernández-Lozano et al., 2011, 2012), iv) el modo de deformación que se produce durante la extensión litosférica que ha dado lugar al Rift Europeo Occidental, el rift del Mar Rojo, y el rift del Atlántico Norte (Michon y Merle, 2003) y v) la deformación asociada a grandes fallas de desgarre, con la finalidad de investigar la cinemática de la falla transformante del Rift del Mar Muerto, límite de placa que conecta la dorsal del Mar Rojo con el límite de placa convergente de Arabia-Eurasia (Wu et al., 2009).

## BREVE HISTORIA DE LA MODELIZACIÓN ANALÓGICA

El primer experimento analógico simulando un proceso geológico fue presentado en la *Royal Society of Edinburgh* por Sir James Hall en 1812 (Hall, 1815). Allí describió el primer intento de modelizar pliegues observados en estratos geológicos de la costa este de Escocia, utilizando trozos de diferentes telas apilados a modo de estratos, confinado bajo una pesada puerta, y sometidos a compresión lateral golpeando con una maza dos tablas verticales situadas en los extremos. En un segundo experimento Hall utilizó capas de arcilla confinadas en una caja y sometidas a compresión lateral mediante el movimiento de las paredes laterales empujadas por tornillos (Fig. 1A, Ranalli, 2001). Este dispositivo es básicamente el mismo utilizado hasta la actualidad para los experimentos de pliegues y cabalgamientos. La similitud entre los pliegues producidos en los experimentos y los observados en los estratos naturales llevaron al autor a concluir que los pliegues observados en la naturaleza tenían que tener un origen similar al observado en el experimento y por lo tanto ser el resultado de compresión lateral. Estos experimentos ilustraron hace ya dos siglos el potencial de las técnicas de modelización analógica o experimental para entender las estructuras tectónicas.

Desde los primeros experimentos realizados a principios de 1800, muchos otros autores estudiaron pliegues y fallas con técnicas de modelización similares a lo largo del siglo XIX y primera mitad del XX (v.g. Cadell, 1888; Fig. 1B). A principios del siglo XX cabe destacar los experimentos en arcilla que modelizaban movimientos de desgarre y que fueron determinantes en la compresión de las es-

tructuras asociadas a los mismos (fracturas R y R'; Cloos, 1928, Riedel, 1929).

Un paso decisivo se produjo con el establecimiento de la teoría del dimensionamiento para la modelización analógica de procesos geológicos realizado por Hubbert (1937). Esta teoría revolucionó la modelización analógica pasando de ser una herramienta descriptiva a ser una técnica cuantitativa, convirtiéndola en una herramienta eficiente para el estudio de procesos geológicos a distintas escalas (desde el análisis microestructural hasta los procesos tectónicos de gran escala; Koyi, 1997). Según la teoría de Hubbert (1937) la reducción de tamaños y tiempos debe conllevar una reducción proporcional en la resistencia de los materiales utilizados. A continuación Ramberg (1967) resaltó la importancia de la fuerza de la gravedad en los procesos geológicos y desarrolló ampliamente la técnica de los modelos a escala en centrifugadora.

Otro avance significativo, especialmente en la modelización analógica de procesos tectónicos de gran escala, se produjo en la década de los 80 del siglo pasado, con la construcción de modelos realistas desarrollados en campo gravitatorio normal que simulaban procesos a escala cortical y litosférica (Faugère y Brun, 1984; Davy y Cobbold, 1988). Estos modelos combinan diferentes tipos de materiales (frágiles y viscosos) para simular la litosfera, de acuerdo con los modelos de perfiles de resistencia propuestos para la corteza terrestre y el manto litosférico (Davy y Cobbold, 1988, 1991). Sin embargo, una limitación de estos modelos es que no tienen en cuenta las modificaciones reológicas debidas a las variaciones de temperatura producidas durante la deformación a escala cortical o litosférica (Brun, 1999), tal como ocurre durante la subducción y el rifting. A partir de la década de los

Fig. 1. A) Dispositivo utilizado para modelizar el plegamiento producido por compresión lateral y resultados obtenidos, presentado por Hall en 1812 (tomado de Ranalli, 2001). B) Fotografía de Cadell (1888) mostrando la caja de modelización que utilizó para estudiar estructuras compresivas.

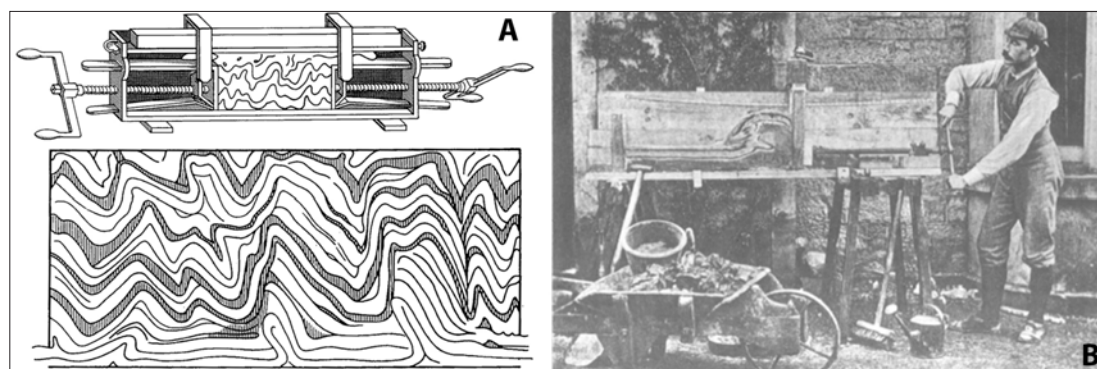
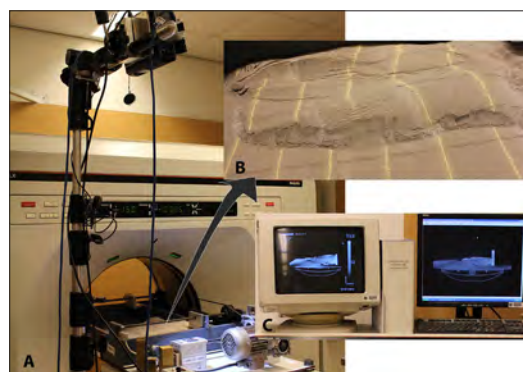


Fig. 2. A) TAC (Tomografía Axial Computerizada) y escáner laser 3D del laboratorio de Utrech (TeCLab), que permiten el análisis de la estructura interna y de la superficie topográfica del modelo, respectivamente. B) Superficie de un modelo en compresión. C) Imagen de TAC del interior del modelo.



90 se hicieron también avances en la búsqueda de materiales analógicos apropiados para la modelización termomecánica (Cobbold y Jackson, 1992; Rossetti et al., 1999) y se demostró que es una técnica útil en la modelización del desarrollo termomecánico de cuñas orogénicas (Rossetti et al., 2000) y de la formación de despegues litosféricos (Pastor-Galán et al., 2012).

En los últimos años, avances tecnológicos han permitido la construcción de aparatos experimentales más sofisticados, y especialmente, los últimos avances se han producido en las técnicas de obtención de datos a partir de los modelos y en el pro-

cesado digital de las imágenes (v.g. escáner laser 3D, TAC, técnicas de correlación de fotografías de alta resolución), lo que está revolucionando la manera en que se utilizan los experimentos para aportar información cuantitativa sobre la deformación cortical (Colletta et al., 1991, Schreurs et al., 2003, Leever et al., 2011, Harris et al., 2012, Adam et al., 2013; Fig. 2).

## COMPORTAMIENTO REOLÓGICO DE LA LITOSFERA

La litosfera presenta distinto perfil reológico en los continentes y en los océanos (Fig. 3). En el dominio de la litosfera continental presenta comportamiento frágil en la corteza superior y semifrágil en la parte superior del manto; y un comportamiento dúctil en la corteza inferior, manto litosférico inferior y astenosfera. En el dominio de la litosfera oceánica el perfil reológico es más sencillo y presenta comportamiento frágil en la parte superior (corteza) y comportamiento dúctil en la parte inferior (manto litosférico y astenosfera). Además, el perfil reológico de la litosfera depende del gradiente de temperaturas en profundidad, que no siempre es constante ni el mismo en todos los ambientes tectónicos del planeta. El perfil reológico de la litosfera continental considerando cuatro grandes capas existe a bajas temperaturas, mientras que para temperaturas intermedias y altas se consideran perfiles tricapa (corteza frágil, corteza dúctil y manto dúctil) y bicapa (corteza frágil y corteza dúctil), reposando sobre un manto de baja viscosidad (Davy y Cobbold, 1991).

El comportamiento frágil se traduce por una deformación localizada discontinua con ruptura del material controlada por el rozamiento. Las estructuras asociadas son fallas discretas. Se rige por el criterio de fracturación de "Mohr-Coulomb":

$$\tau = C + (\sigma - P_f) \operatorname{tg} \varphi$$

donde  $\tau$  es la componente de cizalla del esfuerzo,  $\sigma$  es la componente normal del esfuerzo,  $\varphi$  es el ángulo de rozamiento interno,  $P_f$  es la presión de fluido y  $C$  es la cohesión del material que se deforma. Esta ley es independiente del tiempo y de la velocidad de deformación: la aplicación de un cierto esfuerzo sobre un cierto material provocará siempre la misma deformación aunque este esfuerzo sea aplicado de forma más rápida o más lenta.

Byerlee (1978) realizó estudios experimentales sobre muestras naturales que le permitieron calcular valores para los esfuerzos tangenciales,  $\tau = 0,85 \sigma$  si  $\sigma < 200 \text{ MPa}$  +  $0,6\sigma$  si  $\sigma > 200 \text{ MPa}$ . Esto corresponde a una cohesión despreciable a la escala de la litosfera y a ángulos de rozamiento interno entre  $30^\circ$  y  $40^\circ$ .

El comportamiento dúctil se traduce por una deformación continua. Las partes dúctiles de la litosfera se comportan como fluidos viscosos que responden a una ley exponencial de tipo Weertman (Weertman, 1973, Davy, 1986):

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \exp(-Q/RT) (\sigma_d)^n$$

donde  $\dot{\epsilon}$  es la velocidad de deformación,  $T$  la temperatura en  $^\circ\text{K}$ ,  $A$ ,  $Q$  y  $n$  son constantes del material (si  $n=1$  es un fluido newtoniano, si  $n=\infty$  es un material

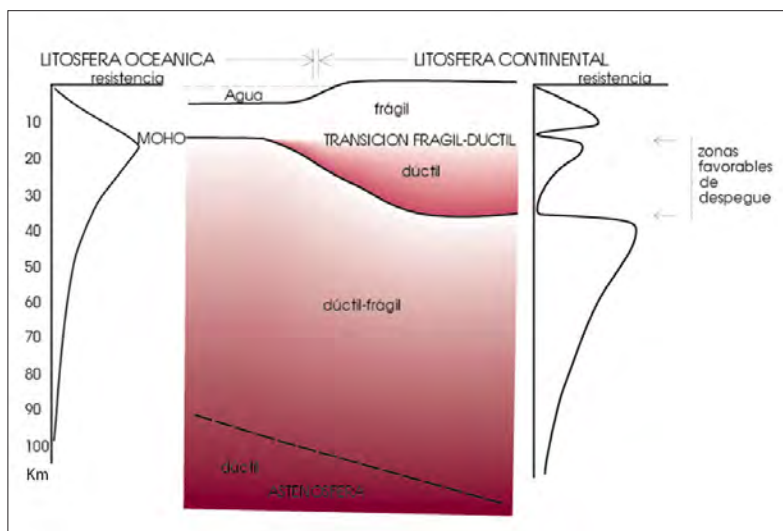


Fig. 3. Perfiles reológicos de las litosferas oceánica y continental.

plástico), y  $\sigma_d$  corresponde al segundo invariante del tensor de esfuerzos, que se aproxima al esfuerzo diferencial  $\sigma_1 - \sigma_3$  (Kirby, 1985; Ranalli y Murphy, 1986). Por razones de simplificación experimental, a las partes dúctiles de la litosfera se les asigna un comportamiento dúctil newtoniano (o casi newtoniano), en el que las velocidades de deformación son directamente proporcionales a los esfuerzos aplicados, y la constante de proporcionalidad es la viscosidad del material:

$$\sigma = \mu \cdot \dot{\epsilon}$$

donde  $\sigma$  es el esfuerzo,  $\mu$  es la viscosidad y  $\dot{\epsilon}$  la velocidad de deformación.

La resistencia de una capa dúctil es función de la temperatura. Con la profundidad la temperatura aumenta y la resistencia a la deformación disminuye. La resistencia de una capa dúctil también varía con la velocidad de deformación. A velocidades elevadas, la deformación es a la vez localizada y continua (llega a ser discontinua a velocidades muy elevadas), mientras que a velocidades lentas, la deformación es distribuida y continua.

Además de encontrarse en la corteza inferior y manto, el comportamiento dúctil se encuentra también en rocas supracorticales como las arcillas y evaporitas, que tienen comportamiento dúctil a baja temperatura y velocidades de deformación relativamente altas, y que corresponden a niveles de despegue intracorticales.

## DIMENSIONAMIENTO

En la naturaleza, las rocas se deforman en periodos de tiempo muy superiores a la escala de tiempo humana (miles a millones de años). Como la mayoría de las propiedades de las rocas son dependientes del tiempo, el resultado de este tipo de experimentos no puede extrapolarse directamente a las escalas de tiempo geológico. En modelización analógica se disminuyen las dimensiones temporales y espaciales sustituyendo las rocas por materiales menos resistentes cuidadosamente elegidos (Koyi, 1997).

Por lo tanto, en modelización analógica o física de procesos geológicos han de respetarse algunas

	MODELO	PROTOTIPO	FACTOR DE ESCALA
longitud	1 cm	10 Km – 100 km	$10^{-6} - 10^{-7}$
tiempo	1 h	1 Ma – 10 Ma	$10^{-10} - 10^{-11}$
densidad	1400 Kg.m <sup>3</sup>	3300 Kg.m <sup>3</sup>	0,4
viscosidad	$10^3 - 10^5$ Pa.s	$10^{19} - 10^{21}$ Pa.s	$10^{-16}$
velocidad	1 cm/h	0,5 cm/año	$10^4$
esfuerzo	1 Pa	$10^6 - 10^7$ Pa	$10^{-6} - 10^{-7}$
gravedad	9,8 m.s <sup>-2</sup>	9,8 m.s <sup>-2</sup>	1

Tabla 1. Ejemplo de los principales parámetros del dimensionamiento de la mecánica de la litosfera para modelos a escala litosférica

reglas si queremos que el modelo sea un buen análogo del prototipo natural. La teoría de estas reglas fue descrita por primera vez por Hubbert (1937), y discutida posteriormente por Hubbert (1951), Horsfield (1977), Shemenda (1983), Richard (1991), Davy y Cobbold (1991) y Cobbold y Jackson (1992).

Según la teoría de Hubbert (1937), un modelo está debidamente dimensionado con su homólogo natural si es geoméricamente, cinemáticamente y dinámicamente similar. Un modelo analógico y un prototipo natural son geoméricamente similares si todas las longitudes son proporcionales y todos los ángulos dentro del cuerpo son iguales a sus correspondientes. Para que haya similitud cinemática, el modelo geoméricamente similar y el prototipo habrán sufrido cambios similares de forma y/o posición, y el lapso de tiempo requerido para cualquier cambio en el modelo deberá de ser proporcional al correspondiente lapso de tiempo para dicho cambio en el prototipo natural (Ramberg, 1967). Para que haya similitud dinámica entre un modelo geoméricamente y cinemáticamente similar, los dos cuerpos deberán tener similares proporciones y distribución de todos los tipos de fuerzas conductoras y de resistencia (gravitacional, de fricción y viscosa) actuando en las diferentes partículas del cuerpo. Finalmente, también la reología y las condiciones de contorno han de ser similares.

Para comparar dos objetos de escala geométrica y temporal diferente es necesario tener magnitudes de idéntico valor en ambos objetos, para lo cual se definen variables sin dimensión, factores de escala, que son la relación entre el valor de un parámetro dado en el modelo y en el sistema natural, por ejemplo para las longitudes  $l_o = l_{\text{modelo}} / l_{\text{real}}$ . Estos factores de escala deberán definirse para todos los parámetros y materiales involucrados en el proceso, esto es, longitudes, tiempos, viscosidades, esfuerzos, etc.

Tomemos el ejemplo de la formación del orógeno de los Pirineos, con una extensión actual de 400 km desde la costa cantábrica a la mediterránea, y de unos 120 km de anchura media desde su límite norte hasta su límite sur, y considerando la corteza actual engrosada, de unos 40 km de espesor medio. Para preparar el experimento deberemos considerar el estadio previo a su formación, y por lo tanto su anchura previa al acortamiento sufrido y su espesor previo al engrosamiento sufrido. Si tomamos un factor de escala para las longitudes  $l_o = 10^{-6}$ , esto es 1cm en el modelo equivale a 10 km en la naturaleza, un modelo geoméricamente similar en su estadio inicial, será aquel cuyas dimensiones sean 40 cm x 100 cm x 8 cm. Los 40 cm son equivalentes a

los 400 km de anchura de costa a costa, los 100 cm son equivalentes a 1000 km, puesto que daremos suficiente espacio para producir el acortamiento sufrido (que varía entre 80 y 165 km según autores) y consideraremos también que quede suficiente espacio para considerar las cuencas de antepaís y traspaís (cuencas del Ebro y de Aquitania). Los 8 cm de espesor del modelo son equivalentes a los 80 km de espesor de una litosfera adelgazada, como era la litosfera en el Pirineo tras el periodo de extensión del Mesozoico (2 cm de corteza y 6 cm de manto litosférico, reposando sobre la astenosfera). De la misma manera, si consideramos un factor de escala para el tiempo de  $10^{-11}$ , esto es 1 hora en el laboratorio equivale a 10 Ma en la naturaleza, deberemos respetar esta relación para todos los lapsos de tiempo y el modelo será cinemáticamente similar o similar durante su evolución temporal. Si el Pirineo se formó durante 30 Ma, nuestro modelo deberá funcionar durante 3 horas.

Finalmente deberemos tener en cuenta la proporcionalidad entre las fuerzas implicadas y comportamientos reológicos similares para que sean dinámicamente similares. Si bien intervienen fuerzas inerciales, viscosas, gravitacionales y tectónicas, las inerciales son despreciables frente a las gravitacionales tanto en la naturaleza (Ramberg, 1967) como en los modelos (Davy, 1986), y por tanto no es necesario considerarlas (Weijermars, 1986). Por tanto la ecuación se simplifica relacionando únicamente las fuerzas gravitacionales y las tectónicas. La ecuación de equilibrio se escribe:  $\sigma_o = \rho_o \cdot g_o \cdot l_o$ , donde  $\sigma_o$  es el esfuerzo,  $\rho_o$  es la densidad,  $g_o$  es la aceleración de la gravedad y  $l_o$  la longitud, en términos de factores de escala.

La relación entre las fuerzas de la gravedad y las fuerzas viscosas viene dada por la ecuación:  $R = \rho g l^2 / \mu v$ , donde R es el número de Ramberg,  $\mu$  es la viscosidad y v la velocidad. Esta relación se utiliza para la similitud dinámica en zonas dúctiles. Si consideramos un comportamiento dúctil de tipo newtoniano:  $\sigma_o = \mu_o \cdot \epsilon_o$ , en términos de factor de escala.

Tendremos que tener en cuenta los valores de densidad y viscosidad de las diferentes partes de la litosfera (Koyi, 1988; Ranalli, 1995; Sharma, 1997) y buscar materiales para utilizar en el laboratorio que tengan densidades y viscosidades que permitan respetar dicha ecuación obteniendo velocidades de deformación de escala humana, esto es de cm/h, para aplicar en el laboratorio. En este sentido, una importante limitación es la falta de información precisa acerca de las propiedades de las rocas en la corteza inferior y manto litosférico, por lo que hay que trabajar con rangos de valores.

Finalmente recordar que el comportamiento frágil se rige por el criterio de fracturación de Mohr-Coulomb/ley de Byerlee, que es independiente de las velocidades y los tiempos:  $\tau = C + (\sigma - P_f) \tan \phi$ , por lo que las principales características a tener en cuenta son el ángulo de fricción interno, la presión de fluidos y la cohesión del material. Por tanto los criterios de similitud para un medio frágil serán: tener el mismo ángulo de fricción interno, una cohesión idéntica, y una distribución de presión de fluido idéntica a la que se encuentra en el prototipo. En el caso de la litosfera, la ley de Byerlee (1978) mues-

tra que la variable sin dimensión de la cohesión es despreciable. La presión de fluidos es difícil de modelar con materiales analógicos que obedecen al criterio de fractura de Coulomb, por lo tanto en general se considera que no hay presión de fluidos. Por tanto el único criterio de similitud es el ángulo de rozamiento interno.

## TÉCNICAS EN MODELIZACIÓN ANALÓGICA

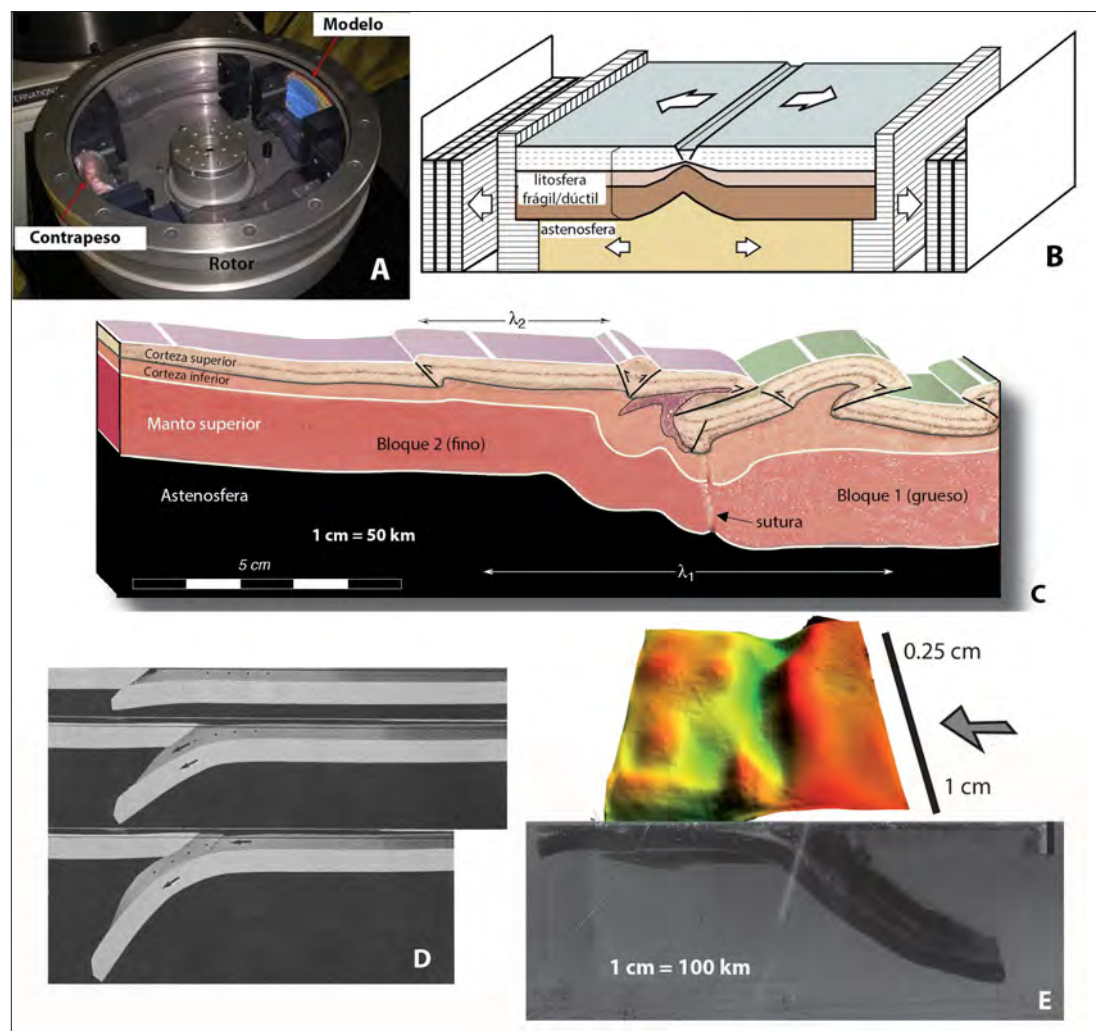
Diferentes técnicas han sido utilizadas para construir modelos analógicos de procesos tectónicos a gran escala, tales como la subducción, el rifting, la tectónica de indentación (v.g. colisión de India y Asia) y la tectónica de escape. Una primera división puede hacerse entre modelos diseñados para realizarse en campo gravitatorio normal y en un alto campo gravitatorio inducido (Schellart, 2002).

Estos últimos modelos se realizan en centrifugadoras (Fig. 4A), donde la fuerza centrífuga desempeña el mismo papel que la fuerza gravitatoria en los procesos geológicos. La ventaja de esta técnica es que los materiales utilizados para los experimentos en centrifugadora tienen una resistencia relativamente alta y, por tanto, son fáciles de manejar tanto durante la construcción como durante

el análisis de los modelos. Sin embargo, presentan algunas desventajas, como el elevado coste del equipo (centrifugadoras) o la necesidad de parar el experimento para observar estadios intermedios en la evolución estructural del modelo, lo que ralentiza el proceso de modelado. La modelización en centrifugadora fue introducida por primera vez por Buckley (1931), y se desarrolló de manera importante en la década de los 60 gracias a los trabajos de Hans Ramberg, quien montó un laboratorio de modelización con centrifugadora en la Universidad de Uppsala (Suecia). Su trabajo se centró en el estudio del papel que desempeña la fuerza de la gravedad en la deformación de la corteza y litosfera (Ramberg, 1967, 1981). Desde entonces, la modelización en centrifugadora se utilizó ampliamente para investigar procesos geológicos (Ramberg, 1970, Dixon, 1975, Talbot, 1977, Dixon y Summers, 1985, Koyi, 1988, Liu y Dixon, 1991, Koyi y Skelton, 2001, Corti, 2012; Fig. 4B). La técnica de la centrifugadora dominó la modelización analógica durante tres décadas, pero en la actualidad está ampliamente sustituida por modelos analógicos deformados en campo gravitatorio normal.

Los experimentos realizados en campo gravitatorio normal han de construirse con materiales muy poco resistentes para estar debidamente dimensionados. La ventaja de esta aproximación es que no

Fig. 4. A) Fotografía de la centrifugadora del INRS (Institut National de la Recherche Scientifique) de Quebec (Harris et al. 2012). B) Bloque diagrama ilustrando un modelo litosférico en tectónica extensional realizado en centrifugadora (modificado de Corti, 2012). C) Modelo litosférico de colisión continental construido con materiales de reologías variadas (frágil y viscosa) realizado en campo gravitatorio normal (modificado de Sokoutis et al., 2005). D) Modelo realizado con materiales plásticos para el estudio de la subducción (Chemenda et al., 1995). E) Modelo para el estudio de la dinámica litosférica asociada a la delaminación continental construido con materiales viscosos (Izquierdo Lavall, 2014). Se recomienda consultar la versión digital.



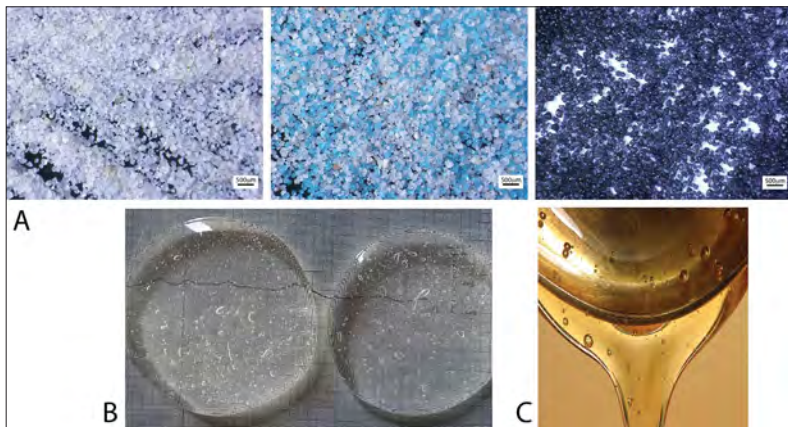


Fig. 5. Materiales habitualmente utilizados en modelización analógica en campo gravitatorio normal, A) arena silícea (silica sand L-70/80S de Sibelco Hispaia) y arenas coloreadas (LS0103VRP y LS0103NOI de Le Marchand de sable) vistas al microscopio, B) sílica SGM36 de Dow Corning; C) jarabe de glucosa.

requieren una centrifugadora y que la evolución del experimento puede registrarse de forma continua. Además, la mayoría de los materiales utilizados en este tipo de experimentos (materiales granulares, siliconas y jarabes) son baratos y fáciles de obtener (excepto las siliconas). Una desventaja de esta aproximación es que la construcción de los modelos es compleja, sobre todo en el caso de experimentos con perfiles de densidad invertidos (ej. una litosfera oceánica densa sobre una astenosfera menos densa). Existen diferentes escuelas de modelización en campo gravitatorio normal, dependiendo de la aproximación reológica de la litosfera y del manto sublitosférico.

(1) La primera aproximación fue desarrollada por el grupo de modelización de Rennes (Francia). En esta aproximación los modelos se construyen con materiales de reologías variadas (frágil y viscosa), con la finalidad de incorporar el diferente comportamiento de las rocas a diferentes profundidades en la corteza y manto. El comportamiento frágil de las rocas se modeliza con materiales granulares (como la arena), que se deforma de acuerdo con el comportamiento de tipo Mohr-Coulomb (Mandl et al., 1977, Krantz, 1991, Schellart, 2000). El comportamiento viscoso de las rocas se simula con materiales viscosos como la sílica, la miel, los jarabes de glucosa o la glicerina. Estos modelos se han utilizado para investigar una amplia variedad de fenómenos geológicos, tales como subducción, rollback, extensión de trasarco, deslizamiento gravitacional, colisión continental y tectónica de extrusión (Faugère y Brun, 1984, Davy y Cobbold, 1988, 1991, Ratschbacher et al., 1991, Brun et al., 1994, Faccenna et al., 1996, 1999, Hatzfeld et al., 1997, Brun, 1999, Diraison et al., 2000, Keep, 2000, Martinod et al., 2000, Schellart et al., 2002a,b, Burg et al., 2002, Sokoutis et al., 2005; Fig. 4C, Driehaus et al., 2013).

(2) En una segunda aproximación, se utilizan materiales plásticos para modelizar la deformación de las rocas. Esta aproximación se utilizó para modelizar la colisión de la India con la placa Euroasiática (Tapponnier et al., 1982). Algunos autores, como Alexander Chemenda, la han implementado en modelos construidos con ceras de hidrocarburo plásticas y viscoplásticas, para simular la litosfera, y agua para simular la astenosfera. Estos modelos se construyeron para investigar procesos de subducción, extensión, rollback y deformación de tras-

arco (Shemenda, 1993, 1994, Shemenda y Grocholsky, 1992, 1994, Chemenda et al., 1995, 1996, 2000, 2001; Fig. 4D).

(3) En una tercera aproximación, la litosfera y el manto sublitosférico han sido modelizados con reologías viscosas para cada capa. Estos diseños experimentales son los mismos que se usan en los modelos numéricos que utilizan una fina lámina viscosa como aproximación para simular la litosfera (Bird y Piper, 1980, England y McKenzie, 1982, 1983, Vilotte et al., 1982, Houseman y England, 1986). Con estos dispositivos experimentales se ha investigado la cinemática y dinámica de láminas de subducción y delaminación litosférica continental (Olson y Kincaid, 1991, Griffiths et al., 1995, Guillou-Frottier et al., 1995, Faccenna et al., 2001, Funicello et al., 2002, Bajolet et al., 2012; Izquierdo Llavall, 2014; Fig. 4E). Un ejemplo de este tipo de modelos puede verse en el video didáctico del laboratorio de modelización analógica de la Universidad de Roma Tre ([https://cargocollective.com/geomedia\\_tv/Analogue-Modeling-Roma-TRE](https://cargocollective.com/geomedia_tv/Analogue-Modeling-Roma-TRE)).

(4) En una cuarta aproximación, la litosfera y manto sublitosférico son modelizados con reologías plásticas y viscosas dependientes de la temperatura. Se aplica un gradiente de temperatura vertical apropiado al experimento, simulando el gradiente geotérmico en la litosfera y manto sublitosférico, y por tanto influyendo en el comportamiento reológico de los materiales analógicos durante la deformación. Sin embargo, la incorporación de los fenómenos térmicos complica el dimensionamiento puesto que se añade una magnitud fundamental, la temperatura, y deben tenerse en cuenta otros parámetros asociados (conductividad, calor latente de cada material, etc.). Estos modelos se han construido para investigar procesos geológicos como el rifting (Brune y Ellis, 1997), la subducción (Kincaid y Olson, 1987) y el desarrollo termomecánico de cuñas orogénicas (Rossetti et al., 2000).

## MATERIALES

Como consecuencia de aplicar las leyes del dimensionamiento se obtiene que los materiales que deben utilizarse en modelización en campo gravitatorio normal tienen que ser, en general, menos resistentes que los del objeto natural. El hecho de que las reglas del dimensionamiento sean diferentes para materiales frágiles y dúctiles, lleva a la necesidad de buscar materiales diferentes para representar ambos comportamientos en el laboratorio. El descubrimiento de la arena como análogo de la corteza frágil, en la década de los 80, fue decisivo para el desarrollo de la modelización en campo gravitatorio normal.

La arena seca constituida por cuarzo (>95%) es uno de los materiales más ampliamente utilizados para modelizar las zonas frágiles de la litosfera (Fig. 5A). Es un material granular que se deforma de manera frágil, presenta un ángulo de fricción en torno a 30-35° y cohesión nula, su densidad está en torno a 1500 Kg m<sup>-3</sup>, y obedece al criterio de fracturación de Mohr-Coulomb. Además la utilización de este material permite simular sedimentación y ero-

sión durante la deformación (Vendeville y Cobbold, 1988). Otros materiales utilizados para representar las partes frágiles de la litosfera incluyen arenas feldespáticas (Fernández-Lozano et al., 2011), corindón (Schreurs et al., 2001), así como las arcillas para representar comportamiento semi-frágil (Hubbert, 1951; Cloos, 1955; Oertel, 1962; Wilcox et al., 1973; Horsfield, 1977; Soula et al., 1979).

Las siliconas que se utilizan para representar las partes dúctiles de la litosfera son polímeros (v.g. SGM36 es polidimetil-siloxano, PDMS; Fig. 5B). Son materiales dúctiles newtonianos, es decir que los esfuerzos son proporcionales a las velocidades de deformación,  $\sigma = \mu \cdot \epsilon$ . La viscosidad depende de la temperatura, y se pueden variar sus propiedades dentro de unos márgenes, añadiendo polvo de galena (aumento de la densidad y viscosidad) o aceite (disminución de dichas propiedades). Habitualmente se utilizan dos siliconas diferentes. Una un poco más densa y viscosa ( $\mu = 7 \cdot 10^4$  Pa.s) para representar el manto litosférico, otra más ligera y menos densa para la corteza inferior y para los niveles de despegue dentro de la corteza superior ( $\mu = 2 \cdot 10^4$  Pa.s). Otros materiales utilizados para representar niveles de despegue supracorticales incluyen microperlas de vidrio (Philippot et al. 1998; Ravaglia et al., 2004, 2006; Sun et al., 2016), vermiculita (Macedo y Marshak, 1999) y microesferas de aluminio (Bigi et al., 2009).

Para modelizar la astenosfera se utilizan soluciones densas poco viscosas como la miel, los jarabes de glucosa (Fig. 5C) y los líquidos poli-metálicos. Los esfuerzos desviatorios presentes en la astenosfera son despreciables con respecto a los que se desarrollan en el seno de la litosfera, por lo tanto será suficiente con modelizar la astenosfera con un líquido cuya viscosidad sea despreciable frente a la de la silicona, y cuya densidad sea comparable a la de la silicona más densa representativa del manto litosférico. En la naturaleza la densidad de la astenosfera es ligeramente menor que la del manto litosférico. Sus viscosidades están en torno a 20 Pa.s y sus densidades cercanas a 1,4 gr/cm<sup>3</sup>.

Se dispone por lo tanto de toda una gama de materiales analógicos relativamente bien dimensionados para el estudio de las deformaciones litosféricas en campo gravitatorio normal.

### OBTENCIÓN DE DATOS

Uno de los aspectos más importantes de la modelización analógica es la documentación de la deformación en los modelos, que puede ser cuantificada a través de una gran variedad de técnicas.

Una de las técnicas más ampliamente utilizadas, que permite visualizar la evolución de la deformación en la superficie, ha sido dibujar marcadores pa-

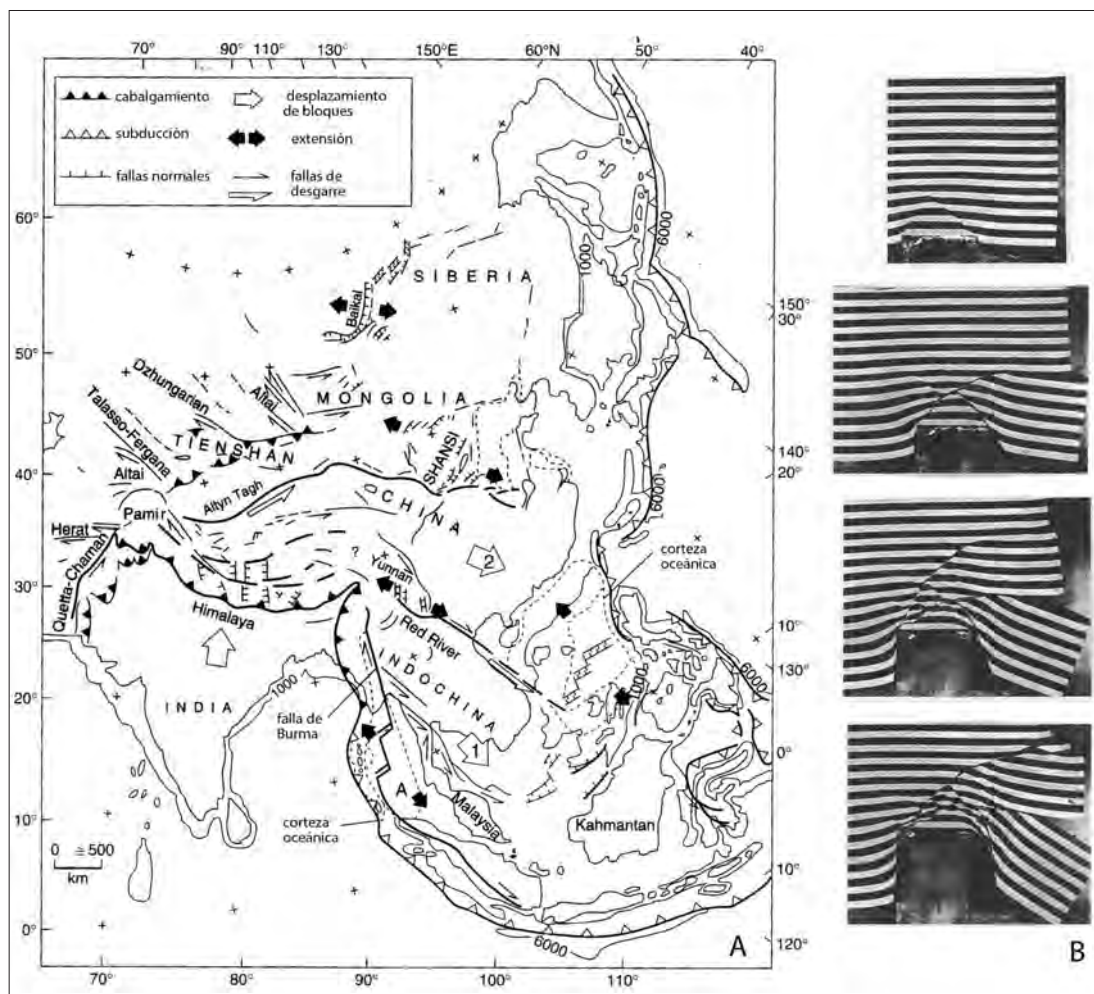


Fig. 6. A) Mapa estructural de Asia Central (modificado de Tapponnier et al., 1982). B) Cuatro estadios del modelo de indentación en el que un bloque rígido (representativo del cratón de la India) penetra y deforma el bloque de plastilina representativo de Asia Central (según Peltzer y Tapponnier, 1988).



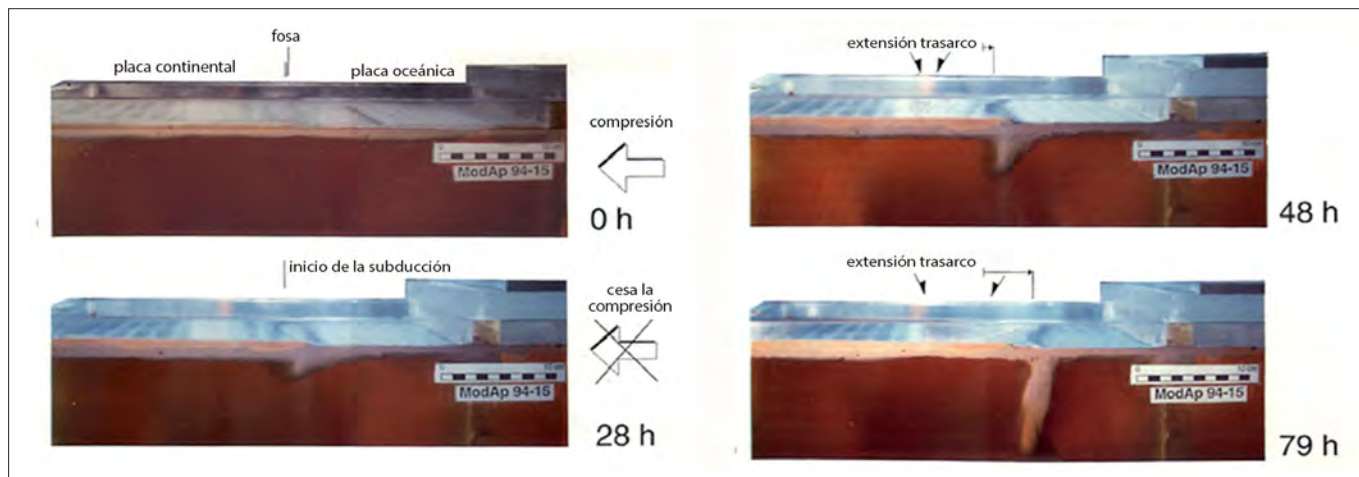


Fig. 7. Estadios en la evolución de un experimento en el que se desarrolla subducción de alto ángulo y extensión trasarco (modificado de Faccenna et al., 1996). Se recomienda consultar la versión digital.

sivos en la superficie de los modelos, constituidos por enrejados de dimensiones conocidas (Fig. 2B).

Para visualizar la deformación en el interior de los modelos se realizan cortes seriados en el estadio final del proceso de deformación, para lo cual es necesario saturar en agua o en agua con gelatina el modelo teniendo cuidado de preservar la superficie. Para observar la deformación en corte serán necesarios marcadores pasivos en el interior del modelo. Para ello se utilizan arenas de distintos colores intercaladas, a modo de estratos pasivos (Fig. 4C). Para colorear la arena se utilizan tintes tales como azul de metileno o tinta china. En la silicona también se pueden poner marcadores pasivos, para lo cual se preparan planchas o pequeñas esferas de distinto color, o se intercalan finas capas de arena que registran el flujo de la silicona durante la deformación. En el caso de la miel, empleada para simular el manto, las pequeñas burbujas de aire atrapadas dentro de la misma cuando los modelos son preparados, sirven como marcadores pasivos que han sido utilizados para cuantificar el flujo mantélico en torno a zonas de subducción (Bajolet et al., 2012). Cuando los dispositivos experimentales permiten la obtención de cortes seriados del modelo final a corta distancia, es posible realizar reconstrucciones tridimensionales de los mismos. A partir de ellas, pueden simularse otros cortes en direcciones diferentes a las de los cortes reales, así como analizar la geometría de ciertas superficies o volúmenes de interés.

Otras técnicas que permiten una observación del interior de los modelos durante todo el desarrollo del experimento son los rayos X, para lo cual se introducen los modelos en un escaner o en un tomógrafo computerizado (Tac) como los utilizados con fines médicos en los hospitales. Para tener un seguimiento riguroso de la topografía y de la deformación en superficie se utilizan también sistemas láser (Fig. 2A). Además, se utilizan también técnicas de correlación digital de imágenes (DIC) que permiten “rastrear” ciertos marcadores en la superficie o vista lateral de los modelos durante su deformación. La medida del desplazamiento relativo de estos marcadores es utilizada para cuantificar velocidades y rotaciones, magnitud de desplazamiento, así como definir las partes del modelo o estructuras que acomodan o localizan la deformación.

## DISPOSITIVOS EXPERIMENTALES

La elección de los dispositivos dependerá de las condiciones que imperen en los distintos regímenes tectónicos, susceptibles de crear las deformaciones observadas en la naturaleza. A continuación se presentan algunos casos de estudio representativos de los principales contextos geodinámicos.

### Modelización de la colisión continental: el caso de India y Asia

Uno de los aspectos interesantes en la historia de la formación de los Himalayas es la deformación interna de la placa euroasiática durante el Cenozoico. Desde el meridiano del Hindu Kush hasta el mar de Ojotsk aparecen una serie de cadenas montañosas, que en ocasiones superan los 7.000 m de altitud, como es el caso del Tien Shan, y cuencas sedimentarias intracontinentales, que reflejan una importante actividad tectónica. Hacia la parte más alejada de la India aparece el rift del lago Baikal, de dirección NE-SW, que presenta un fuerte adelgazamiento de la litosfera. Desde allí hacia el sur aparecen grandes fallas direccionales que en general producen un escape de bloques hacia el E. Las más importantes son la falla del Altyn Tagh, de dirección NE-SW, y la del Río Rojo, de dirección NW-SE, ambas con sentido de movimiento sinistral. Los bloques limitados por estas fallas muestran traslación hacia el E, con un borde libre delimitado por la zona de subducción de la placa Pacífica bajo la placa Asiática (Fig. 6A).

Tapponier et al. (1982) y Peltzer et al. (1982) realizaron modelos de convergencia y colisión continental a escala litosférica con plastilina, lo que les permitió introducir el concepto de tectónica de indentación (Fig. 6B). Estos modelos han permitido indagar en los mecanismos de deformación del interior de una placa joven (v.g. Eurasia), sometida a la penetración de un bloque representativo de un continente más antiguo (v.g. cratón de la India), manteniendo un borde libre hacia el extremo oriental (representativo del margen de subducción surasiático). Los resultados obtenidos muestran una zona de pliegues y cabalgamientos en la parte frontal del bloque, equivalentes a la formación de los Himalayas, que pasan a fallas direccionales que permiten el escape de materia hacia el este (Peltzer y Tapponier,

1988). Posteriormente, se realizaron una serie de interesantes modelos de deformación litosférica con arena, silicona y miel (Davy y Cobbold, 1988).

**Modelización de la subducción: inicio de la subducción**

En los años noventa la técnica de la modelización analógica se convierte en una poderosa herramienta en investigación, tanto académica como en la industria petrolera. Durante esta década se desarrolló el estudio, mediante modelos a escala, del inicio y evolución de la subducción (Fig. 7) (Chemenda, 1994; Faccenna et al., 1996, 1999; Becker et al., 1999). Los modelos de Faccenna et al. (1999) utilizan la aproximación de un perfil reológico de cuatro capas para la litosfera y diferentes espesores y densidades para las cortezas continental y oceánica. Los resultados muestran que existen cuatro parámetros que influyen predominantemente en la evolución de un margen pasivo: 1) la fuerza provocada por el contraste de densidad entre la litosfera oceánica y la astenosfera, 2) las fuerzas horizontales provocadas por el contraste de densidades entre la litosfera continental y oceánica, 3) la resistencia frágil y 4) la resistencia dúctil existentes en un margen pasivo. Para localizar la deformación compresiva en el margen pasivo e iniciar la subducción es necesario un contraste de densidad entre la placa oceánica y la astenosfera que exceda 50-60 kg.m<sup>-3</sup>. Cuando el contraste de densidades es menor, como es el caso de cortezas oceánicas más jóvenes, la subducción no se inicia y la placa oceánica se deforma por plegamiento difuso. Este modelo simula el estilo de deformación del fondo del Océano Índico que está afectado por plegamiento. Para contrastes algo mayores, próximos a los 50-60 kg.m<sup>-3</sup>, se produce engrosamiento y plegamiento del fondo oceánico restringido

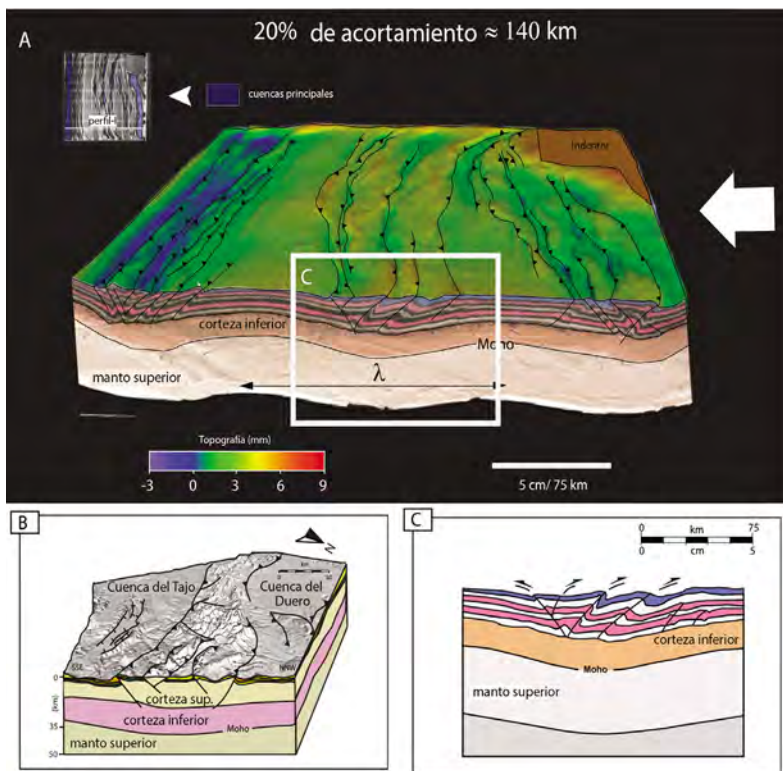


Fig. 8. A) Deformación final (en vista lateral y en superficie de un modelo tricapa después de aplicar un acortamiento del 20%. El indente en la parte derecha produce una convergencia oblicua en esa parte del modelo. B) Corte de escala litosférica a través del Sistema Central y las cuencas del Duero y del Tajo. C) Esquema estructural de la parte central del modelo en A. Modificado de Fernández-Lozano et al. (2011). Se recomienda consultar la versión digital.

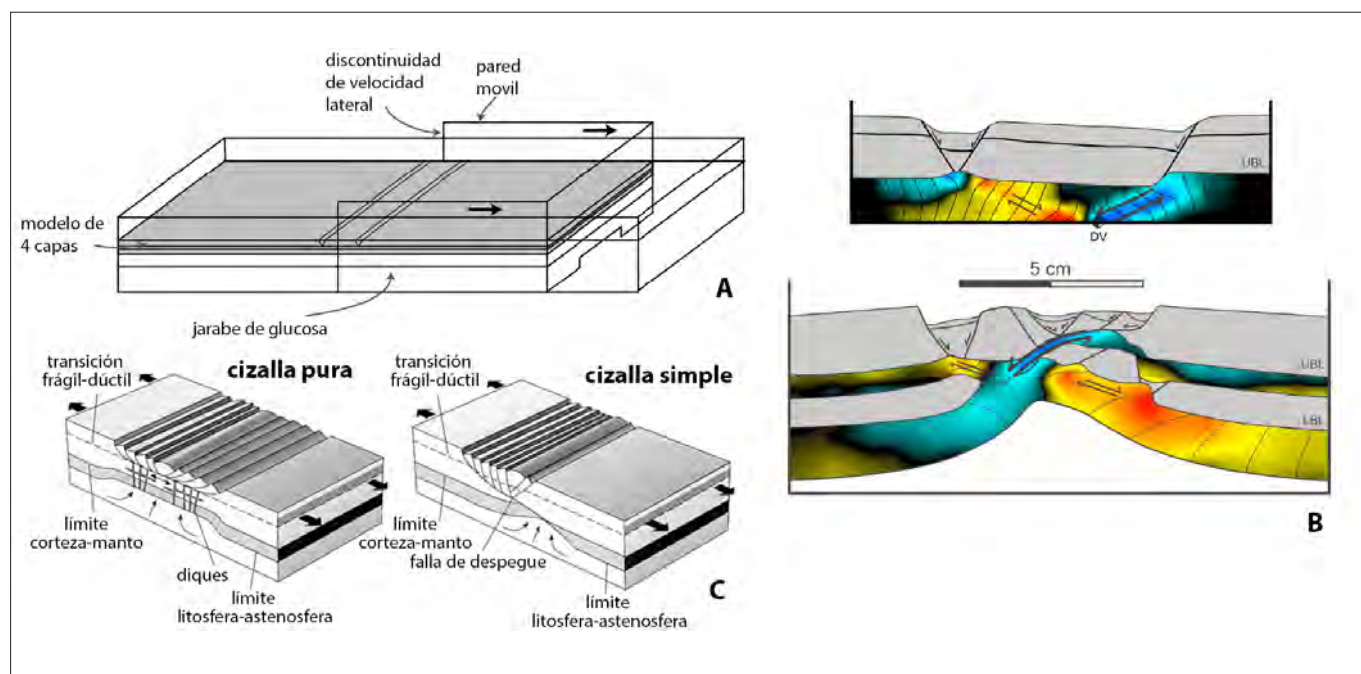
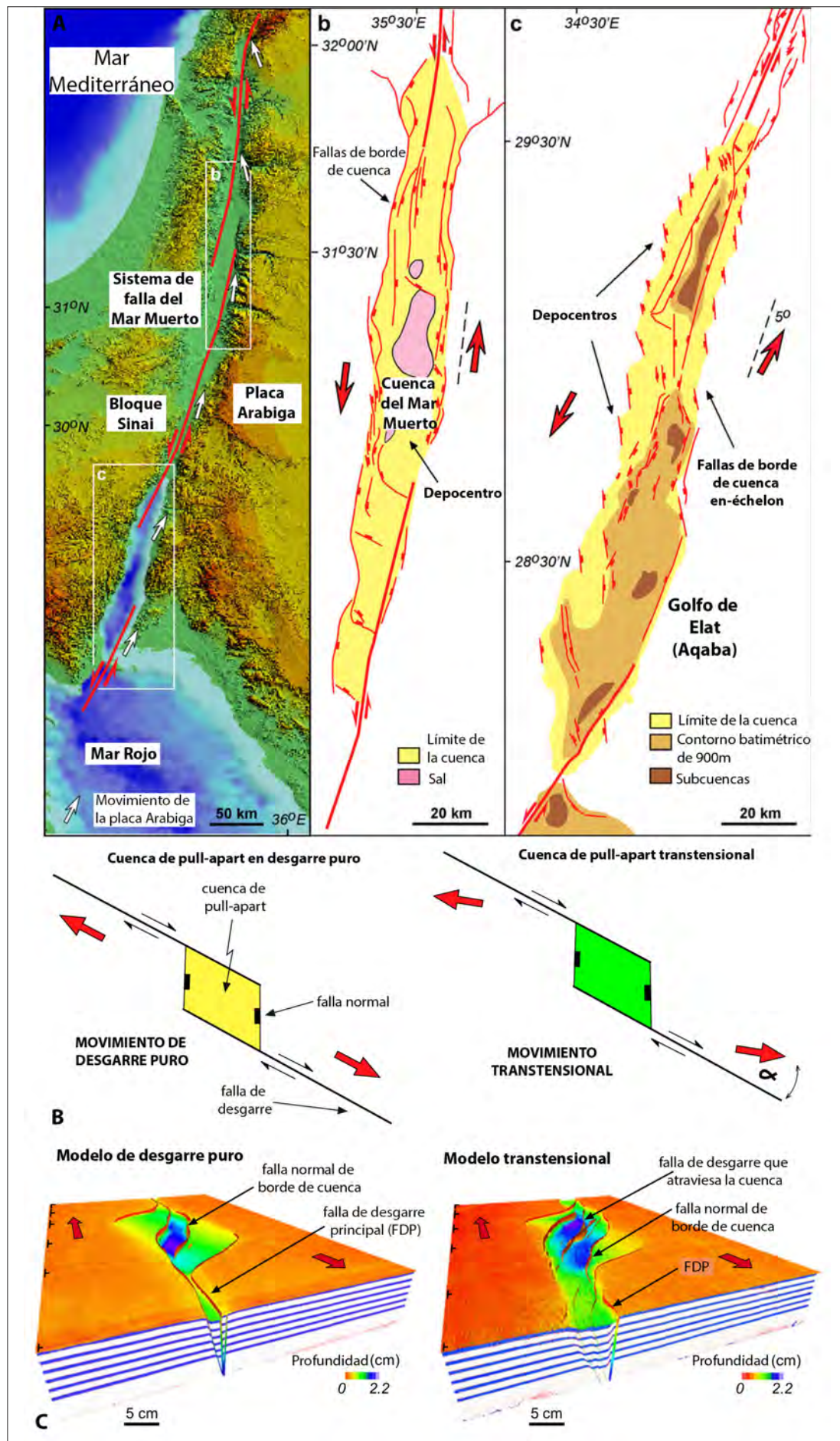


Fig. 9. Modelos analógicos de extensión litosférica. A) Dispositivo experimental, B) resultados obtenidos. Los colores desde azul claro a azul oscuro indican variaciones en la intensidad de la deformación en la cizalla de vergencia hacia la izquierda, mientras las variaciones de amarillo a rojo indican intensidad de la deformación en la cizalla de vergencia hacia la derecha (modificado de Michon y Merle, 2003). C) Modelos extensionales de cizalla pura (McKenzie, 1978) y cizalla simple (Wernicke, 1985; modificados de Moores y Twiss, 1995). Se recomienda consultar la versión digital

Fig. 10. A) Sistemas de pull-apart en la falla del Mar Muerto (modificado de Wu et al., 2009). B) Esquema de las características generales de un sistema de pull-apart en desgarre puro y en transtensión (modificado de Wu et al., 2009). C) Diagrama 3D de las cuencas de pull-apart en los modelos de desgarre puro y de transtensión (modificado de Wu et al., 2009). Se recomienda consultar la versión digital.



a la zona del margen y se inicia una subducción de bajo ángulo. Este modelo es comparable a la evolución de márgenes de tipo atlántico donde la deformación se concentra a lo largo de los márgenes pasivos, y donde existe un largo período de acción de fuerza compresivas, por lo que es previsible una futura subducción. Cuando el contraste excede los 60 kg.m<sup>-3</sup> se desencadena una subducción de alto ángulo, característica del margen pacífico occidental, si además existe un contraste mayor de densidades entre la litosfera oceánica y la continental (lo que correspondería a una corteza continental engrosada), entonces además de desencadenarse una subducción de alto ángulo, ésta sigue progresando incluso cuando la convergencia cesa dando lugar a extensión trasarco (Fig. 7). Este modelo permite explicar el origen de la extensión trasarco en los mares Egeo y Tirreno.

### **Modelización del plegamiento litosférico (acortamiento de la litosfera)**

La formación de cadenas montañosas intraplaca (v.g. Las Rocosas, Sierras Pampeanas, Atlas, Sistema Central, etc.) ha sido objeto de numerosos estudios que han dado lugar a diversas hipótesis sobre su génesis. En esta línea, los modelos analógicos de Fernández-Lozano et al. (2011) exploran el origen de la deformación durante el Cenozoico de la placa Iberia y han permitido avanzar en el conocimiento del desarrollo de los sistemas montañosos intraplaca y las cuencas asociadas. Estos modelos utilizan un perfil reológico tricapa formado por dos capas de diferentes siliconas, que simulan el manto litosférico y la corteza inferior, y una capa superior de arena feldespática, que representa la corteza superior frágil (Fig. 8A). La compresión de los modelos es realizada utilizando tasas y direcciones de acortamiento variables y genera el desarrollo de relieves positivos en su parte interna (cadenas intraplaca). Estas estructuras están formadas por una estructura de tipo pop-up en la corteza superior frágil mientras la corteza inferior y el manto superior infrayacentes describen una geometría sinclinal y están engrosados (Fig. 8C). La velocidad de compresión controla la longitud de onda de los pliegues litosféricos desarrollados en los modelos (más amplios a mayor velocidad), así como la dirección de compresión controla el espaciado y dirección de las estructuras resultantes. Las geometrías obtenidas son comparables a la topografía y estructura en profundidad del sistema Central y las cuencas del Tajo y Duero (Fig. 8B) y evidencian una importante influencia del plegamiento litosférico en la configuración cenozoica de la placa ibérica.

### **Modelización de la extensión litosférica (separación de las placas)**

Los modelos analógicos han aportado también información esencial respecto al modo de deformación que se produce durante la extensión litosférica. Los modelos de Michon y Merle (2003) muestran que durante la extensión, la deformación litosférica está controlada por el desarrollo de zonas de cizalla en las partes dúctiles. La deformación global se inicia por la ruptura del manto litosférico de comportamiento semi-frágil. Dicha ruptura provoca la formación de zonas de cizalla conjugadas en la corteza inferior y en el manto litosférico inferior dúctil. La predominancia de una de

estas zonas de cizalla origina dos modos diferentes de deformación. Si predomina la zona de cizalla cortical, uno de los despegues corta la litosfera entera y controla el adelgazamiento. Este modelo se denomina de cizalla simple, y la geometría resultante muestra que el adelgazamiento cortical y el litosférico están desplazados uno respecto al otro. Si predomina la zona de cizalla del manto, el adelgazamiento litosférico es inducido por la actividad conjunta de las dos zonas de cizalla mayores, y el adelgazamiento cortical y mantélico se superponen en la vertical (Fig. 9). Este modelo conceptual permite explicar las diferentes geometrías y la diferente evolución de distintos ejemplos naturales: Rift Europeo Occidental, rift del Mar Rojo, y el rift del Atlántico Norte. El rift del Mar Rojo y el rift del Atlántico Norte pueden ser el resultado del modelo de cizalla simple, mientras el otro modelo puede explicar la evolución de Rift Europeo Occidental.

Algunos videos con ejemplos de modelización analógica sobre la formación de fallas normales dando lugar a rifts (comparables con el Gran Rift Valley o con el Basin and Range de los Estados Unidos), pueden verse en el canal de YouTube TheGeoModels (<https://www.youtube.com/watch?v=4atbjy4AgQg>), en concreto son los videos [https://www.youtube.com/watch?v=7yPUApR\\_NbE](https://www.youtube.com/watch?v=7yPUApR_NbE) y <https://www.youtube.com/watch?v=4atbjy4AgQg>

### **Modelización de grandes fallas de desgarre y cuencas de pull-apart asociadas: la zona de falla transformante del Rift del Mar Muerto**

Los experimentos de Wu et al. (2009) estudian la formación de cuencas de pull-apart en zonas de relevo entre dos grandes fallas de desgarre, con la finalidad de investigar la cinemática de la falla transformante del Rift del Mar Muerto, límite de placa que conecta la dorsal del Mar Rojo con el límite de placa convergente de Arabia-Eurasia, a la altura de los Montes Zagros (Fig. 10A).

Wu et al. (2009) utilizan dos dispositivos experimentales que permiten estudiar contextos de fallas de desgarre puro y transtensional (i.e. combinación de desgarre y extensión, mediante un movimiento oblicuo al límite de placa; Fig. 10B). En ambas configuraciones se obtienen cuencas de pull-apart alargadas de geometría sigmoidal a romboidal. Sin embargo, en transtensión los márgenes de la cuenca están definidos por diversas fallas normales dispuestas en échelon y la cuenca presenta dos depocentros, mientras que en desgarre puro la cuenca presenta un único depocentro y sus márgenes están constituidos por una única falla normal. Estos resultados son comparables a la estructuración observada en el límite de placa y permiten entender las diferencias entre su sector norte, comparable a la cuenca de *pull-apart* generada en el relevo en desgarre puro, y su sector sur, comparable a la cuenca de pull-apart generada en el relevo en transtensión (Fig. 10C).

## **CONCLUSIONES**

La modelización analógica de procesos tectónicos es una técnica experimental que ha sido aplicada desde principios del siglo XIX. Esta técnica ha cubierto un amplio rango de contextos tectónicos,

permitiendo avanzar en el conocimiento y comprensión de los mecanismos causantes de los mismos.

Un avance importante en modelización analógica, especialmente para la modelización analógica de procesos tectónicos de gran escala, se produjo en la década de los 80, con la construcción de modelos realistas que simulaban procesos a escala cortical y litosférica combinando diferentes tipos de materiales (frágiles y dúctiles) para simular una corteza estratificada y el manto, de acuerdo con los modelos de perfiles de resistencia propuestos para la corteza terrestre y el manto litosférico. En estos experimentos, los materiales son elegidos de manera que los modelos están debidamente dimensionados cuando se realizan en campo gravitatorio normal.

La modelización analógica de procesos tectónicos de gran escala ha incluido, entre otros:

- el estudio de la colisión de la India con el continente euroasiático, lo que permitió definir la tectónica de indentación y explicar la deformación intraplaca del continente asiático,
- el estudio de los parámetros que influyen en el inicio y evolución de la subducción y de las cuencas de trasarco asociadas,
- el estudio del plegamiento litosférico y sus implicaciones en la formación de cadenas montañosas intraplaca,
- el estudio del modo de deformación que se produce durante la extensión litosférica, dando lugar a diferentes sistemas de rifts y cuencas sedimentarias,
- el estudio de las grandes fallas de desgarre y cuencas de pull-apart asociadas.

Estos estudios ponen de manifiesto el potencial de la modelización analógica para la investigación de los procesos tectónicos, con enorme potencial para el estudio de la geometría y cinemática de ejemplos naturales, además de ser una herramienta visual y pedagógica para la divulgación de las Ciencias de la Tierra.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Geotransfer-E32\_17R del Gobierno de Aragón y Programa Operativo FEDER Aragón 2014-2020. Agradecemos los comentarios y sugerencias realizados por dos revisores anónimos, que han contribuido a mejorar el trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

Adam, J., Klinkmüller, M., Schreurs, G. y Wieneke, B. (2013). Quantitative 3D strain analysis in analogue experiments simulating tectonic deformation: Integration of X-ray computed tomography and digital volume correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, 55, 127-149.

Bajolet, F., Galeano, J., Funicello, F., Moroni, M., Negro, A. M. y Faccenna, C. (2012). Continental delamination: Insights from laboratory models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2).

Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J. y Giardini, D. (1999). The development of slabs in the upper mantle: insights from numerical and laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 104, 15207-15226.

Bigi, S., Galuppo, C., Perfetti, L., Colella, S. y Civalleri, M. (2009). Along-strike pre-orogenic thickness variation

and overlapping geometries control on thrust wedge evolution: insights from sandbox analogue modelling. *Trabajos de Geología*, 29, 119-128.

Bird, P. y Piper, K. (1980). Plane-stress finite-element models of tectonic flow in southern California. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21, 158-175.

Brun, J.P., Sokoutis, D. y Van-den-Driessche, J. (1994). Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22, 4, 319-322.

Brun, J.P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts; inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. En: *Response of the Earth's lithosphere to extension* (Eds.: R. S. White, R. F. P. Hardman, A. B. Watts y R. B. Whitmarsh). Philosophical Transactions - Royal Society, Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 357, 1753, 695-712.

Brune, J.N. y Ellis, M.A. (1997). Structural features in a brittle-ductile wax model of continental extension. *Nature*, 387, 67-70.

Bucky, B.P. (1931). The use of models for the study of mining problems. *Technical Publication American Institute of Mining Engineers*, 425.

Burg, J.-P., Sokoutis, D. y Bonini, M. (2002). Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision. *Geology*, 30, 643-646.

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.

Cadell, H.M. (1888). Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 35, 337-357.

Chemenda, A.I. (1994). *Subduction- Insights from Physical Modeling*. Kluwer, Dordrecht.

Chemenda, A.I., Burg, J.-P. y Mattauer, M. (2000). Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system; geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth and Planetary Science Letters*, 174, 397-409.

Chemenda, A.I., Mattauer, M. y Bokun, A.N. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, 143, 173-182.

Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. y Bokun, A.N. (1995). A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting; results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132, 225-232.

Chemenda, A.I., Yang, R.K., Stephan, J.F., Konstantinovskaya, E.A. y Ivanov, G.M. (2001). New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan; evolutionary model. *Tectonophysics*, 333, 159-178.

Cloos, H. (1928). Experiment zur inneren Tektonik. *Zentralbl. F. Mineral u. Pal.*, 1928 B, 609-621.

Cloos, E. (1955). Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 241-256.

Cloos, H. (2002). On experimental tectonics. *Int. J. Earth Sci.*, 91, S111-S122.

Cobbold, P.R. y Jackson, M.P.A. (1992). Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210, 255-271.

Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F. y Balé, P. (1991). Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19, 11, 1063-1067.

Corti, G. (2012). Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522-523, 1-33.

Davy, P. (1986). *Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale*. Thèse, Univ. Paris Sud. Mem. et Doc. C.A.E.S.S., 8.

Davy, P. y Cobbold, P.R. (1988). Indentation tectonics in nature and experiments. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, N.S. 14, 129-141.

- Davy, P. y Cobbold, P.R. (1991). Experiments on shortening of 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-25.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Le Corre, C. (2000). Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, 91-119.
- Dixon, J.M. (1975). Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28, 89-124.
- Dixon, J. y Summers, J.M. (1985). Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Journal of Structural Geology*, 7, 83-102.
- Driehaus, L., Nalpas, T., Cobbold, P.R., Gelabert, B. y Sàbat, F. (2013). Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: Experimental insights and possible application to Anatolia. *Tectonophysics*, 608, 288-302.
- England, P. y McKenzie, D. (1982). A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 70, 295-321.
- England, P. y McKenzie, D. (1983). Correction to: A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 73, 523-532.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M. y Nalpas, T. (1996). The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.*, 126, 781-795.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D. y Lucente, P. (2001). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 105-116.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. y Argentieri, A. (1999). Initiation of subduction of Atlantic-type margins: insights from laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 104, 2749-2766.
- Faugère, E. y Brun, J.P. (1984). Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 229, 365-370.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (2011). Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics*, 30, TC1001, doi:10.1029/2010TC002719
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Dombrádi, E., Martín, A.M., De Vicente, G. y Cloetingh, S. (2012). Integrated gravity and topography analysis in analog models: Intraplate deformation in Iberia. *Tectonics*, 31(6).
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Morra, G. y Regenauer-Lieb, K. (2002). Dynamics of retreating slabs: laboratory and numerical experiments. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, 170-173.
- Griffiths, R.W., Hackney R.I. y Van der Hilst, R.D. (1995). A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 1-17.
- Guillou-Frottier, L., Buttes, J. y Olson, P. (1995). Laboratory experiments on the structure of subducted lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 19-34.
- Hall, J. (1815). On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite. *Trans. R. Soc. Edin.*, 7, 79-108.
- Harris, L., Yakymchuk, C. y Godin, L. (2012). Implications of centrifuge simulations of channel flow for opening out or destruction of folds. *Tectonophysics*, 526-529, 67-87.
- Hatzfeld, D., Martinod, J., Bastet, G. y Gautier, P. (1997). An analog experiment for the Aegean to describe the contribution of gravitational potential energy. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 102, 649-660.
- Horsfield, W.T. (1977). An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56, 363-370.
- Houseman, G.A. y England, P.C. (1986). Finite strain calculations of continental deformation; 1, Method and general results for convergent zones. *Journal of Geophysical Research*, 91, 3651-3663.
- Hubbert, M.K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459-1520.
- Hubbert, M.K. (1951). Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 62, 355-372.
- Izquierdo Llavall (2014). *Variaciones longitudinales en la estructura de la zona axial pirenaica: aportaciones de la fábrica magnética, el paleomagnetismo, la paleotermometría y la modelización analógica*. Tesis Universidad de Zaragoza, 354 p.
- Keep, M. (2000). Models of lithospheric-scale deformation during plate collision; effects of indenter shape and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 326, 203-216.
- Kincaid, C. y Olson, P. (1987). An experimental study of subduction and slab migration. *Journal of Geophysical Research*, 92, 13,832-13,840.
- Kirby, S.H. (1985). Rock mechanics observation pertinent to the rheology of the continental lithosphere and localisation of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, 1-27.
- Koyi, H. (1988). Experimental modelling of role of gravity and lateral shortening in Zagros mountain belt. *AAPG Bulletin*, 72, 1381-1394.
- Koyi, H. (1997). Analogue modelling; from a qualitative to a quantitative technique; a historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20, 223-238.
- Koyi, H.A. y Skelton A. (2001). Centrifuge modelling of the evolution of low-angle detachment faults from high-angle normal faults. *Journal of Structural Geology*, 23, 1179-1185.
- Krantz, R.W. (1991). Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, 203-207.
- Leever, K.A., Gabrielsen, R.H., Sokoutis, D. y Willingshofer, E. (2011). The effect of convergence angle on the kinematic evolution of strain partitioning in transpressional brittle wedges: Insight from analog modeling and high-resolution digital image analysis. *Tectonics*, 30(2).
- Liu, S. y Dixon, J.M. (1991). Centrifuge modelling of thrust faulting; structural variation along strike in fold-thrust belts. En: *Experimental and numerical modelling of continental deformation* (Ed. P.R. Cobbold). *Tectonophysics*, 188, 39-62.
- Macedo, J. y Marshak, S. (1999). Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin* 111(12), 1808-1822.
- Mandl, G., De-Jong, L.N.J. y Maltha, A. (1977). Shear zones in granular material; an experimental study of their structure and mechanical genesis. *Rock Mechanics*, 9, 95-144.
- Martinod, J., Hatzfeld, J.P., Brun, J.P., Davy, P. y Gautier, P. (2000). Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia. *Tectonics*, 19, 290-299.
- McKenzie, D.P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- Michon, L. y Merle, O. (2003). Mode of lithospheric extension: Conceptual models from analogue modelling. *Tectonics*, 22, 4, 1928, doi:10.1029/2002TC001435.
- Moores, E.M. y Twiss, R.J. (1995). *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, 415 p.
- Oertel, G. (1962). Stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation. *Geotimes*, 6, 26-31.
- Olson, P. y Kincaid, C. (1991). Experiments on the interaction of thermal convection and compositional layering at the base of the mantle. *J. Geophysical Res.*, 107, 3-4, 437-447.
- Peltzer, G., Tapponnier, P. y Cobbold, P. (1982). Les grands décrochements de l'ouest asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 249, 1341-1348.

- Peltzer, G. y Tapponnier, P. (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93, 15,085-15,117.
- Philippe, Y., Deville, E. y Mascle, A. (1998). Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). En: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe (Eds.: A. Mascle, C. Puigdefábregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández). *Geological Society Special Publications*, 134, 1-28.
- Ramberg, H. (1967). Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *The Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 14, 307-329.
- Ramberg, H. (1970). Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. En: *Mechanisms of Igneous Intrusion* (Eds.: G. Newall y N. Rast). Seel House Press, Liverpool, 261-286.
- Ramberg, H. (1981). *Gravity, Deformation, and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Applications*, London, New York.
- Ranalli, G. y Murphy, D.C. (1986). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 291-295.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media, New York, 414 pp.
- Ranalli, G. (2001). Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32, 65-76.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. y Cobbold, P. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10, 2, 245-256.
- Ravaglia, A., Turrini, C. y Seno, S. (2004). Mechanical stratigraphy as a factor controlling the development of a sandbox transfer zone: a three-dimensional analysis. *J. Structural Geology*, 26, 2269-2283.
- Ravaglia, A., Seno, S., Toscani, G. y Fantoni, R. (2006). Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. *Journal of Structural Geology*, 28, 2084-2096.
- Richard, P. (1991). Experiments on faulting in a two-layered cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. *Journal of Structural Geology*, 13, 459-469.
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. F. Mineral. U. Pal.*, 1929 B, 354-368.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Ranalli, G. y Storti, F. (2000). Convergence rate-dependent growth of experimental viscous orogenic wedges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178, 367-372.
- Rossetti, F., Ranalli, G. y Faccenna, C. (1999). Rheological properties of paraffin as an analogue material for viscous crustal deformation. *J. Struct. Geol.*, 21, 413-417.
- Sharma, P.V. (1997). *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 475 pp. DOI:10.1017/CB09781139171168.
- Schellart, W.P. (2000). Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, 1-16.
- Schellart, W. (2002). Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, doi:10.3809/jvirtex.2002.00045
- Schellart, W.P., Lister, G.S. y Jessell, M.W. (2002a). Analogue modelling of arc and back-arc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji Basin. *Geology*, 30, 311-314.
- Schellart, W.P., Lister, G.S. y Jessell, M.W. (2002b). Some experimental insights into arc formation and back-arc extension. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, 85-91.
- Schreurs, G., Hänni, R. y Vock P. (2001). Four-dimensional analysis of analog models: Experiments on transfer zones in fold and thrust belts. *Geological Society of America, Memoir* 193, 179-190.
- Schreurs, G., Hänni, R., Panien, M. y Vock, P. (2003). The analysis of analogue model experiments by helical X-ray computed tomography. En: *Applications of X-ray computed tomography in the geosciences* (Eds.: F. Mees, R. Swennen, M. Van Geet y P. Jacobs). *Geological Society London, Special Publications*, 215, 213-223.
- Shemenda, A.I. (1983). Similarity criteria in mechanical modelling of tectonic processes. *Soviet Geology and Geophysics*, 24, 8-16.
- Shemenda, A.I. (1993). Subduction of the lithosphere and back arc dynamics; insights from physical modelling. *Journal of Geophysical Research*, 98, 16167-16185.
- Shemenda, A.I. (1994). *Subduction; insights from physical modelling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 215 pp.
- Shemenda, A.I. y Grocholsky, A.L. (1992). Physical modelling of lithosphere subduction in collision zones. *Tectonophysics*, 216, 273-290.
- Shemenda, A.I. y Grocholsky, A.L. (1994). Physical modelling of slow seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9137-9153.
- Sokoutis, D., Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G. y Clottingh, S. (2005). Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics*, 406, 1-15.
- Soula, J.C., Lucas, C. y Besirre, G. (1979). Genesis and evolution of Permian and Triassic Basins in the Pyrenees by regional strike-slip acting on older Variscan structures: Field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58, T1-T9.
- Sun, C., Jia, D., Yin, H., Chen, Z., Li, Z., Shen, L., Wei, D., Li, Y., Yan, B., Wang, M., Fang, S. y Cui, J. (2016). Sandbox modeling of evolving thrust wedges with different preexisting topographic relief: Implications for the Longmen Shan thrust belt, eastern Tibet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 4591-4614.
- Talbot, C.J. (1977). Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, 42, 159-181.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Ledain, A. Y., Armijo, R. y Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.
- Vendeville, B. y Cobbold, P.R. (1988). How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, 10, 649-659.
- Vilotte, J.P., Daignieres, M. y Madariga, R. (1982). Numerical modelling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision. *Journal of Geophysical Research*, 87, 10709-10728.
- Weertman, J. (1973). Creep of ice. En: *Physics and Chemistry of ice*, (Ed.: E. Whalley), 320-337. Royal Society of Canada, Ottawa.
- Weijermars, B. (1986). Finite strain of laminar flows can be visualised in SGM36-polymer. *Naturwissenschaften*, 73, 33-34.
- 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 Planetary Interior*, 43, 316-330.
- Wernicke, B. (1985). Uniform normal-sense simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R. (1973). Basic wrench tectonics. *AAPG Bull.*, 57, 74-96.
- Wu, J.E., McClay, K., Whitehouse P. y Dooley, T. (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1608-1623. ■

*Este artículo fue recibido el día 28 de febrero de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 12 de junio de 2019.*