

## ¿Qué mueve las placas tectónicas?

### *What drives plate tectonics?*

**CARLOS FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, PEDRO ALFARO<sup>2</sup>, GABRIEL GUTIÉRREZ ALONSO<sup>3</sup> Y FRANCISCO M. ALONSO CHAVES<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21071-Huelva.

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080-Alicante.

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008-Salamanca.

**Resumen** Desde hace varias décadas los científicos trabajan con la idea de que las placas tectónicas no son arrastradas pasivamente por las células de convección. Proponen que las placas tienen un papel más protagonista, siendo una parte activa de la propia convección terrestre. En un planeta como el nuestro, con un gradiente geotérmico heterogéneo y una distribución desigual de densidades en superficie y en profundidad, las fuerzas gravitacionales son capaces de desplazar las placas tectónicas. Entre todas estas fuerzas gravitacionales destaca la conocida como fuerza de tirón de placa, asociada a las zonas de subducción. Las placas litosféricas se mueven con una velocidad que no depende de su tamaño, sino del porcentaje de litosfera oceánica y continental, y del tipo de límite entre ellas (divergente, transformante, convergente). En este sentido, las placas que están rodeadas mayoritariamente por zonas de subducción (siendo ellas las placas que subducen) y que tienen un mayor porcentaje de litosfera oceánica, suelen ser las que muestran las mayores velocidades con respecto al interior de la Tierra o a otras placas.

**Palabras clave:** Convección, fuerzas gravitacionales, motor de la tectónica de placas.

**Abstract** For several decades scientists have been working with the idea that tectonic plates are not passively carried by convection cells. They propose that the plates have a more protagonist role, being an active part of the Earth's convection. On a planet like ours, with a heterogeneous geothermal gradient and an unequal distribution of densities in surface and at depth, gravitational forces are capable of displacing the tectonic plates. Among all these forces, the slab pull, associated with subduction zones, is the most important. The lithospheric plates move with a velocity that does not depend on their size, but on the percentage of oceanic and continental lithosphere, and on the type of boundaries (divergent, transform, convergent) that limit them. In this sense, the plates that are surrounded mainly by subduction zones (where they are the subducting plate), and have a greater percentage of oceanic lithosphere, are usually the fastest.

**Keywords:** Convection, gravitational forces, the engine of plate tectonics.

### INTRODUCCIÓN

A finales de los años 70 del siglo XX, apenas diez años después de que la tectónica de placas se impusiese como paradigma fundamental de la geología, se editaron en España dos libros (Águeda et al., 1977; Anguita y Moreno, 1978) en los que ya se hablaba de los dos grandes grupos de teorías sobre los orígenes de los movimientos de las placas litosféricas. Usando su misma terminología, podemos denominarlos de “placa pasiva” y “de placa activa”. Nadie dudaba entonces, como tampoco se duda ahora, que la Tierra es una máquina térmica que elimina calor de forma convectiva en el manto (p. ej., Schubert et al.,

2001). Hay también un amplio acuerdo acerca de que en ese proceso convectivo debe hallarse la explicación de las fuerzas que mueven las placas (p. ej., Bercovici et al., 2000). De hecho, si expresamos el problema desde el punto de vista más general, la temperatura y la gravedad son los dos elementos clave para comprender el movimiento de las placas litosféricas (ver detalles en Alfaro et al., 2013). La temperatura y, más concretamente, el gradiente geotérmico crea las condiciones necesarias: litosfera muy viscosa sobre astenosfera menos viscosa, capaz de fluir con mayor facilidad. Por otra parte, la heterogeneidad del gradiente geotérmico en el planeta es responsable de la distribución desigual de densidades

tanto en superficie como en profundidad. En este contexto de materiales de diferente densidad, las fuerzas gravitacionales son capaces de: (1) conseguir que se desplacen lentamente (en intervalos de tiempo geológico), permitiendo el movimiento de las placas litosféricas, y (2) hacer que la litosfera oceánica se hunda en el manto. En definitiva, las fuerzas gravitacionales (inducidas por un gradiente geotérmico heterogéneo) mueven las placas litosféricas. Pero entrando en el detalle, ¿qué diferencias hay entre los modelos de placa activa y pasiva?

Los dos grandes grupos de modelos sobre el origen del movimiento de las placas litosféricas difieren cuando comenzamos a discutir la geometría de la convección y el papel que desempeñan las placas en la misma. En el primer grupo de teorías, las de placas pasivas, la convección mantélica se visualiza como en las hipótesis clásicas de celdas convectivas, siguiendo el modelo de convección de Rayleigh-Bénard (Fig. 1). En ellas, las placas tectónicas son transportadas por las celdas convectivas de manera similar a las maletas en una cinta transportadora de un aeropuerto. Es obvio que, en estos modelos, las placas no son parte integrante y esencial de la convección, que podría operar con independencia de su existencia (piénsese en la analogía de la cinta transportadora). Típicamente, las ramas ascendentes de las celdas convectivas provocan un levantamiento de la litosfera suprayacente, generándose así las dorsales oceánicas. El arrastre hacia los lados de la litosfera provocado por las ramas horizontales de las celdas explicaría los límites divergentes, mientras que las ramas descendentes darían cuenta de los límites convergentes (Fig. 1). En el segundo grupo de teorías, las placas son elementos activos de la convección, esta no se entendería sin aquellas. Presentaremos después en este mismo trabajo una explicación más detallada de este grupo de teorías, que son las que cuentan con mayor apoyo hoy en día.

El modelo de placa pasiva, con células convectivas en el manto que mueven las placas litosféricas, se puede someter a varias pruebas contundentes que lo descartan. Sin embargo, cuatro décadas después de la publicación de aquellos libros en español, el alumnado sigue considerando el modelo de celdas convectivas (Fig. 1) como el único posible. Es, además, el modelo por excelencia contemplado en muchos libros de texto básicos sobre ciencias de la Tierra. Sin embargo, Fernández et al. (2013), en un artículo centrado en revisar la evolución de las ideas sobre el interior terrestre, describieron brevemente las placas litosféricas como agentes activos de la convección (modelo de placa activa).

En este trabajo haremos primero un repaso de los principales argumentos geológicos y geofísicos que contradicen el modelo de placa pasiva. Veremos a continuación lo que la nueva información geofísica y la modelización numérica nos muestran sobre la convección en el manto. A partir de ahí, daremos una idea acerca de la línea de pensamiento mayoritaria en relación con el problema del origen del movimiento de las placas.

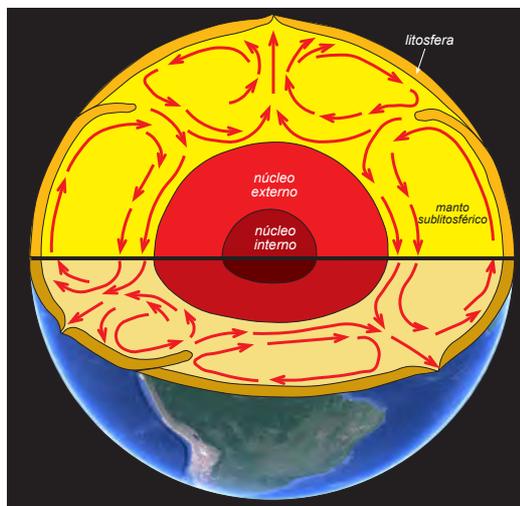


Fig. 1. Esquema idealizado del modelo de convección de Rayleigh-Bénard del manto, con las clásicas celdas convectivas arrastrando en su movimiento a las placas litosféricas, que se comportan de manera pasiva.

## ¿QUÉ CONOCEMOS ACTUALMENTE SOBRE LA CONVECCIÓN EN EL MANTO?

El objetivo de este apartado es explicar por qué las celdas de convección no arrastran las placas tectónicas y cuál es el modelo actualmente aceptado, que propone un papel muy activo de las placas en la convección terrestre.

### Las celdas convectivas no arrastran a las placas

Hay varios argumentos contundentes que no encajan en un modelo de placas pasivas, como el que se ilustra en la figura 1. Sin pretender agotar las posibilidades, nos centraremos en tres líneas de argumentación.

#### La evolución cinemática y geométrica de las placas tectónicas

Una consecuencia ineludible del desplazamiento de las placas litosféricas sobre una superficie aproximadamente esférica y de tamaño constante es que las dimensiones de cada placa variarán con el tiempo. Si asumimos como cierto el modelo de celdas convectivas de tipo Rayleigh-Bénard (Fig. 1), la evolución de la placa de Kula (una antigua placa situada en el norte del actual océano Pacífico, hoy en día desaparecida de la superficie de la Tierra, Fig. 2) implicaría necesariamente un aumento a lo largo del tiempo de la relación altura/anchura de la celda convectiva responsable de su movimiento, hasta obtener una celda con geometría irreal (e incluso imposible físicamente) en la que dicha relación tendería a infinito (Fig. 2, corte III-III'). Idénticos problemas encontraríamos en muchos otros casos parecidos al de la placa de Kula. Se pueden citar más razones dentro de este apartado, como la forma escalonada dorsal-transformante que se observa en la inmensa mayoría de límites divergentes, y que obligaría a una geometría tridimensional igualmente escalonada y verdaderamente extraña de las celdas convectivas (hecho ya advertido en los textos de Águeda et al., 1977, y Anguita y Moreno, 1978), u otras similares.

#### La tomografía sísmica

La tomografía sísmica proporciona secciones (o imágenes tridimensionales) del interior de la Tierra, utilizando para ello las ondas sísmicas generadas en

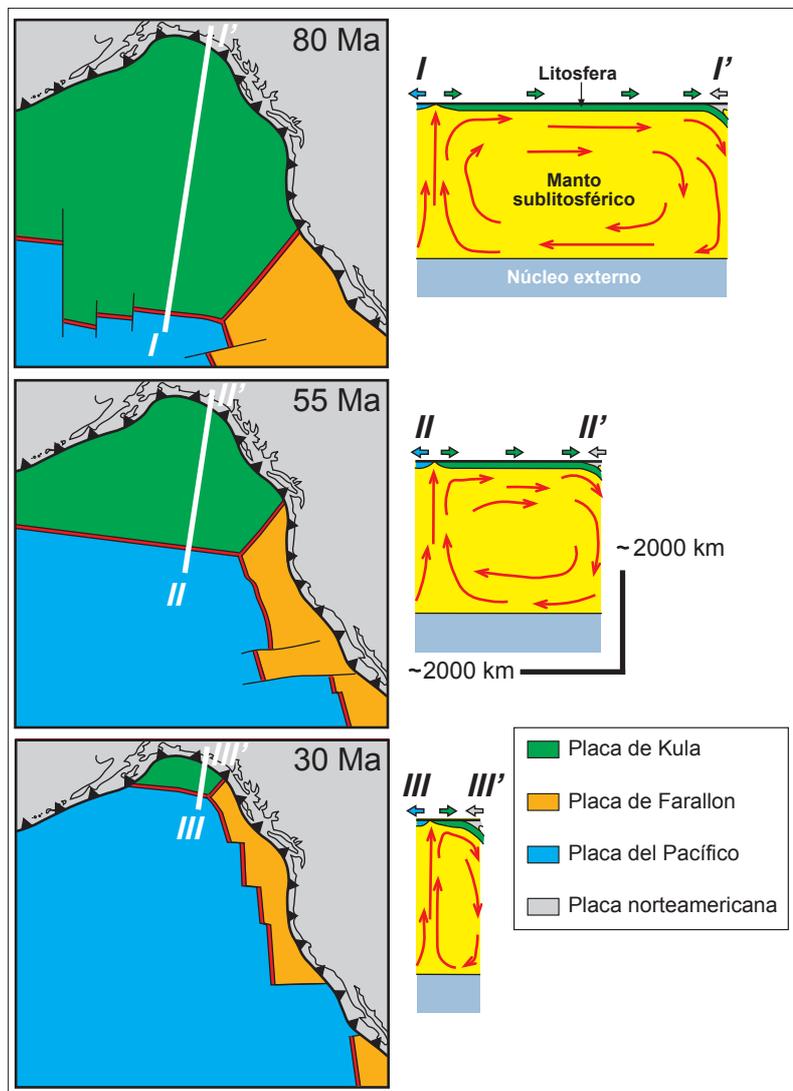


Fig. 2. Mapas esquemáticos mostrando la evolución de la placa de Kula y la reducción de su extensión superficial desde hace 80 Ma hasta hace 30 Ma. A la derecha de cada estadio se muestra una sección (cuya localización se indica en su mapa correspondiente) de la placa de Kula y de las placas adyacentes, que profundiza hasta la base del manto, con objeto de mostrar la geometría de las celdas convectivas supuestamente responsables del movimiento de la placa de Kula.

fenómenos tanto naturales (terremotos) como artificiales (explosiones). Típicamente, las secciones de tomografía sísmica representan con diferentes colores las perturbaciones (anomalías) de la velocidad de las ondas sísmicas con respecto a la velocidad promedio o la esperable en cada punto del interior del planeta. El hecho es que la sección tomográfica que deberíamos obtener si el modelo de celdas convectivas fuese el más adecuado para explicar la convección en el manto y el movimiento de las placas tectónicas (Fig. 3A), choca frontalmente con la realidad (p. ej., Grand et al., 1997). En una sección típica que atraviesa el Atlántico, van Heijst et al. (1999) mostraron una anomalía negativa evidente bajo la dorsal centro-atlántica (Fig. 3B) que, no obstante, se limita a la parte más alta del manto. No hay ni rastro de una perturbación más profunda que pueda estar alimentando tal anomalía, que parece completamente local, ligada al proceso de divergencia entre las placas norteamericana y africana.

#### Los modelos numéricos de convección en el manto

Uno de los más grandes problemas con los que se han enfrentado hasta hace poco los modelos numéricos de convección es el de incluir satisfactoriamente las placas tectónicas (véase, por ejemplo, lo indicado al respecto por Schubert et al., 2001).

Las cosas cambiaron drásticamente en el año 2012, cuando Cramer et al. (2012) ofrecieron sus primeros resultados de un modelo convectivo que simulaba satisfactoriamente la subducción de la litosfera oceánica (Fig. 4). Este tipo de modelos numéricos modernos muestra dos diferencias esenciales con respecto a los modelos convectivos de placa pasiva (Fig. 1). En primer lugar, predicen que el ascenso de material caliente y poco denso se verifica en forma de penachos mantélicos (*mantle plumes*), es decir, grandes estructuras columnares (dominios de color rojo en la Fig. 4), muy distintas de las paredes ascendentes que predice la convección de tipo Rayleigh-Bénard. En segundo lugar, el patrón convectivo se completa mediante un flujo descendente de material frío denso que corresponde, precisamente, a la subducción de la litosfera oceánica (láminas de superficie amarilla en la Fig. 4). Por tanto, la parte descendente de la convección está formada por las propias placas litosféricas, que cobran protagonismo como agentes esenciales del fenómeno convectivo.

#### Placas muy activas. Los nuevos modelos de convección en el manto

Acabamos de ver que los datos tomográficos y los modelos numéricos tridimensionales de convección del manto terrestre presentan un patrón muy distinto del predicho por el modelo de celdas convectivas de Rayleigh-Bénard. Se ha llegado a caracterizar como un modelo de penachos mantélicos y placas que subducen (*plumes and slabs*, según Bercoici, 2011). Utilizando precisamente esos patrones como uno de los argumentos centrales, en el artículo de Fernández et al. (2013) sobre la astenosfera se describe el papel esencial que desempeñan las placas como sujetos activos de la convección (ver también Fernández et al., 2016). Pero sigue quedando en el aire la pregunta esencial, ¿cuáles son las fuerzas que mueven las placas litosféricas?

#### ¿QUÉ FUERZAS MUEVEN LAS PLACAS TECTÓNICAS?

En un artículo ya clásico, escrito poco después de la aceptación de la teoría de la tectónica de placas, Forsyth y Uyeda (1975) lograron evaluar la importancia relativa de cada una de las fuerzas que supuestamente podrían mover las placas (Fig. 5A). Para investigar las fuerzas motrices “plausibles” (en terminología de Forsyth y Uyeda, 1975) no es preciso asumir *a priori* ningún modelo concreto de convección en el manto. Más bien al contrario, la importancia relativa de una u otra fuerza sirve para examinar dichos modelos convectivos.

Los argumentos geométricos, cinemáticos y dinámicos presentados por Forsyth y Uyeda (1975), y por muchos otros después de ellos, han demostrado que el movimiento de las placas se debe a la acción combinada de un conjunto de fuerzas gravitacionales y de otras que ofrecen resistencia a este movimiento. Anderson (2001) propuso que el desplazamiento del conjunto de placas tectónicas crea una especie de plantilla que organiza la convección en el manto, de modo que “las placas tectónicas pueden ser vistas como un sistema lejos del equilibrio, disi-

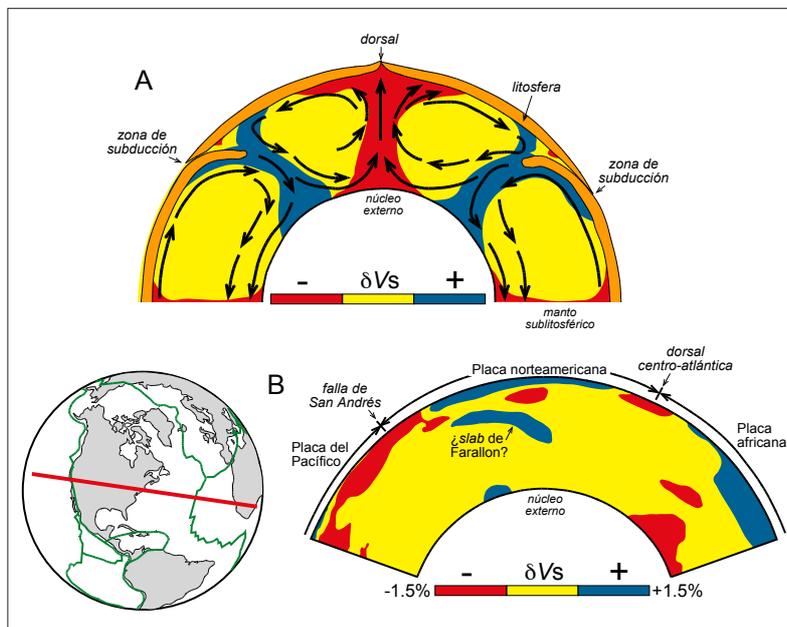
pativo y auto-organizado, que toma materia y energía del manto y los convierte en fuerzas mecánicas (como el tirón de la parte subducida de la litosfera o el empuje lateral que se produce desde las dorsales) que mueven las placas” (Anderson, 2001). La tectónica que contempla Anderson funciona exactamente al revés que en el modelo de placas pasivas (en el que estas son movidas desde abajo), es un modelo en el que la convección se moviliza desde arriba (*top-down tectonics*).

Las fuerzas que presumiblemente mueven las placas tectónicas tienen un papel (una magnitud) muy desigual (para la definición de estas fuerzas véanse la tabla I y la figura 5A). Por encima de todas ellas destaca la fuerza de tirón de la parte subducida de la placa (*slab pull*; a lo largo de este trabajo aludiremos a ella con el término abreviado de “tirón de placa”), y en menor medida la fuerza de empuje de la dorsal (*ridge push*) o la de succión de la fosa (*trench suction*). Otras fuerzas que intervienen son la fuerza de arrastre (*drag force*), o las fuerzas de resistencia a la subducción (*slab drag*), a la colisión o al movimiento en las fallas transformantes (p.ej., Bott, 1993).

### ¿De qué depende la velocidad de las placas litosféricas?

#### Tamaño de la placa

El modelo de placa pasiva es esencialmente dependiente del efecto de la fuerza de arrastre que ejerce la astenosfera sobre la litosfera como principal fuerza motriz de las placas tectónicas. Ahora bien, si las fuerzas actuantes en la base de las placas (como la fuerza de arrastre) fuesen realmente significativas se debería encontrar una relación entre la velocidad absoluta promedio de cada placa y su área. La velocidad absoluta de una placa mide su movimiento con respecto al manto inferior. Forsyth y Uyeda (1975) determinaron las velocidades absolutas de las placas a partir de la tabla de velocidades relativas (es decir, las que expresan la velocidad de unas placas con respecto a otras) disponibles en aquel momento, y asumiendo que la dorsal del centro del Atlántico está fija con respecto al manto inferior. Aunque el supuesto no es totalmente cierto, los resultados son bastante similares a los obtenidos más recientemente con otras técnicas. En este sentido, el lector interesado encontrará en otros trabajos de este monográfico detalles acerca de los procedimientos de cálculo de las velocidades relativas y absolutas de las placas tectónicas. En la figura 5B se observa que no hay relación entre velocidad absoluta y tamaño de cada placa. En el grupo de placas lentas se encuentran algunas de grandes dimensiones, como la euroasiática, y otras muy pequeñas como la del Caribe. Del mismo modo, hay placas rápidas de enorme tamaño, como la del Pacífico, o con superficies muy pequeñas como la de Cocos. Como el porcentaje de litosfera continental y oceánica que compone cada placa es un factor a tener en cuenta (ver el siguiente apartado), podemos descartar la influencia de dicho factor si nos centramos en la comparación entre placas de similar tamaño compuestas por el mismo tipo de litosfera. Es el caso de las placas del Caribe y de Cocos, esencialmente oceánicas, cuyas velocidades absolutas son muy distintas.



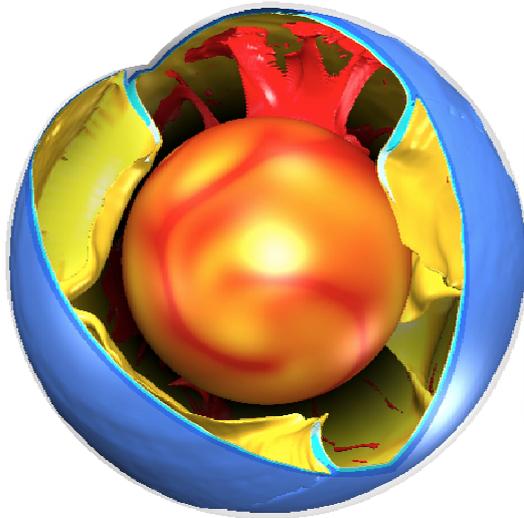
Se concluye, por tanto, que no hay relación entre las velocidades absolutas de las placas y el tamaño de las mismas. Lo que sugiere que la fuerza de arrastre no parece significativa para explicar el movimiento actual y reciente de las placas. Una vez más, este dato contradice también los modelos de placa pasiva.

#### Porcentaje de litosfera continental y oceánica

Mención aparte merece la excelente correlación inversa encontrada entre la velocidad de cada placa y el tamaño del área continental que incluye (Fig. 5C). Que placas con grandes volúmenes de litosfera continental se cuenten entre las más lentas (como la euroasiática o la norteamericana) mientras que las placas más rápidas (de Nazca, del Pacífico, de Cocos) apenas incluyan ese tipo de litosfera, puede ser explicado de diversas formas. Así, se puede argumentar que la fuerza de arrastre, como fuerza que se opone al movimiento de las placas, es despreciable a la profundidad de la base de la litosfera oceánica (como se destacaba antes al comentar las diferencias de velocidades entre las placas del Caribe y de Cocos, Fig. 5B), pero sustancialmente mayor por debajo de la litosfera continental, mucho más gruesa. De hecho, Conrad y Lithgow-Bertelloni (2006) estimaron que, bajo las profundas raíces continentales, que pueden superar los 250 km de profundidad, la astenosfera sería más viscosa. Por tanto, su resistencia a permitir el deslizamiento de la litosfera sobre ella sería mayor, lo que explicaría la lentitud de placas como la euroasiática. Pero, por otro lado, si esta astenosfera se desplazase en la horizontal, podría transmitir a la litosfera fuerzas de arrastre que serían de dos a cinco veces superiores a las esperables en la base de una placa mucho más delgada, como la constituida por una litosfera oceánica madura de 100 km de grosor. Es, por ello, lícito preguntarse por la importancia de la fuerza de arrastre, en tanto que fuerza impulsora en la base de ciertos continentes con litosferas gruesas, siempre que la astenosfera se mueva debido, por ejemplo, al flujo horizontal que se produce en la parte superior de los penachos mantélicos al impac-

Fig. 3. A) Sección esquemática, idealizada, del globo terrestre, mostrando el aspecto teórico que debería mostrar un perfil de anomalías en la velocidad de las ondas sísmicas de cizalla ( $\delta V_s$ ) en el caso de que el modelo de convección de Rayleigh-Bénard funcionase como un mecanismo eficiente de movimiento de las placas litosféricas. Las ramas ascendentes de tales celdas estarían caracterizadas por material caliente y poco denso que, por tanto, debe mostrar anomalías negativas (bajas velocidades sísmicas relativas) en la sección tomográfica. Por el contrario, las ramas descendentes corresponden a material frío y relativamente denso, en donde la velocidad de las ondas sísmicas debe ser mayor que la media (anomalías positivas). B) Sección tomográfica real a través de las placas del Pacífico, norteamericana y africana mostrando las anomalías en la velocidad de las ondas de cizalla. El mapa de la izquierda sirve para localizar el perfil. Modificado de van Heijst et al. (1999).

Fig. 4. Patrón convectivo del manto obtenido a partir de modelos numéricos que consideran reologías realistas tanto para el manto sublitosférico, como para la propia litosfera (considerando litosferas oceánicas con elevada viscosidad y coeficientes de fricción con valores intermedios, y, al mismo tiempo, un nivel de corteza hidratada, de baja resistencia, en el contacto con la placa cabalgante, lo que permite la lubricación del canal de subducción). Tomado de Cramer et al. (2012). No se observan celdas como las que se originarían según el modelo de convección de Rayleigh-Bénard, sino movimientos descendentes constituidos por la propia litosfera oceánica que subduce de manera activa—superficies de colores amarillos y cortes azules—, y movimientos ascendentes de geometría columnar—en tonos rojizos—, correspondientes a los penachos del manto (mantle plumes). Los distintos tonos en la superficie del núcleo responden a zonas de menor (rojo) o mayor densidad (amarillo) en la capa D". Se recomienda consultar la versión digital.



tar con la base de la litosfera (Bott, 1991). Hacia el final de este trabajo se comentará la importancia que puede tener este desplazamiento de la astenosfera en los penachos mantélicos para explicar la rotura de los supercontinentes.

Finalmente, no hay que olvidar que, en el caso de placas con abundante litosfera continental, el efecto de la presencia o ausencia de otras fuerzas debe ser también tenido en cuenta. Por ejemplo, en los límites de la lenta placa euroasiática, fuerzas como la del tirón de placa están virtualmente ausentes, ya que su litosfera apenas subduce en ningún punto. Y eso, además del efecto resistivo de la astenosfera bajo una gruesa litosfera continental, puede explicar también su escasa velocidad. Por otro lado, se ha podido determinar que el empuje desde las dorsales contribuye significativamente al desplazamiento absoluto de la placa euroasiática (Richardson, 1992).

#### Tipo de límite de placa: subducción, dorsal, transformante y colisión

Las fuerzas asociadas a los límites de placas deberían ser proporcionales a la longitud de dichos límites (dorsales, zonas de subducción o de colisión, transformantes). Se observa una clara proporción directa entre el porcentaje del límite de una placa conectado a un sector de litosfera subducente (en inglés, *downgoing slab*) y su velocidad (Fig. 5D). Luego la fuerza de tirón de placa parece ser determinante para explicar la elevada velocidad de placas como la del Pacífico (Faccenna et al., 2012). El trabajo de Richardson (1992) demostró que los campos de esfuerzo intraplaca pueden ser explicados como debidos a la fuerza de tirón de placa para los casos de las placas del Pacífico, de Nazca y de Cocos. Más dudosa es la relación entre el porcentaje de dorsales y la velocidad (Fig. 5E), aunque cuando se considera sólo la longitud efectiva (longitud del límite de placas que es capaz de ejercer una fuerza neta sobre la placa, debido a que sus efectos no se cancelan al situarse en puntos opuestos de la misma placa) hay una cierta correlación positiva entre ambos factores. Por su parte, la longitud efectiva actual de las fosas oceánicas se acerca a la real (Fig. 5D), dado que en escasos puntos de las grandes placas consideradas se observan límites subductivos (en los que ellas mismas sean siempre la placa subducente) en lugares opuestos de la placa. Es llamativo, en lo referente

al empuje de dorsal, el caso de las placas antártica y africana. Ambas están rodeadas en más de un 50% por dorsales, pero su efecto se cancela en su mayor parte, de modo que el porcentaje efectivo se sitúa por debajo del 15%. Así, muchas de las placas más lentas (como la euroasiática) presentan porcentajes efectivos de dorsales inferiores al 25%, mientras que en la mayoría de las placas rápidas se da la situación contraria (en el caso de las placas de Nazca y de Cocos el porcentaje es cercano al 30%). Por tanto, aunque subordinada a la fuerza de tirón de placa, la de empuje de dorsal debe tener su importancia a la hora de explicar la velocidad de las placas más rápidas. Los efectos esperables de la fuerza de empuje de dorsal son congruentes con la orientación de los esfuerzos en las placas euroasiática, norteamericana y sudamericana (Bott, 1991, 1993; Richardson, 1992). Más recientemente, Mahatsente y Coblenz (2015) han mostrado que los esfuerzos actuales en el continente africano son debidos también y principalmente al efecto del empuje desde las dorsales que lo circundan, además de a las variaciones laterales en la estructura y grosor de la litosfera continental. Finalmente, el efecto resistente de las transformantes parece despreciable, a juzgar por la nula relación observada entre el porcentaje de transformantes y la velocidad de cada placa (Fig. 5F). La evaluación de la resistencia asociada a la interacción entre placas en zonas de colisión continental (Fig. 5G) parece indicar que se trata de una fuerza relevante, puesto que las placas más rápidas son las que presentan menores porcentajes de límites de este tipo.

En definitiva, si consideramos modelos modernos de velocidades de placas (como el de DeMets et al., 2010), se demuestra que el efecto combinado de estas fuerzas es clave para explicar la cinemática de las placas tectónicas. De hecho, el balance entre todas ellas da lugar a la velocidad actualmente observada en cada placa. Por lo tanto, los datos cinemáticos nos dicen que las placas tienden a moverse por sí solas: las fuerzas de tirón de placa y de empuje de dorsal, generadas por las propias características geométricas y cinemáticas de las placas (esencialmente las formadas por litosfera oceánica) son cruciales para explicar su movimiento (Fig. 5). Como consecuencia, el manto sublitosférico no parece ser el responsable directo de la cinemática de las placas. Sin embargo, estas deben abrirse camino a través del manto sublitosférico al subducir, desplazando de este modo a la astenosfera, que ofrece escasa resistencia, por su menor viscosidad, a la penetración de la lámina subducente. Al mismo tiempo, la astenosfera sufre un empuje hacia arriba en las zonas de dorsal al separarse las dos placas. Luego la astenosfera se ve forzada a escapar de las zonas de subducción, moviéndose hacia las dorsales, compensando con su flujo el transporte de masa inducido por las placas en movimiento. Se trata, en todo caso, de una convección secundaria, al contrario que el movimiento de las placas, que constituye uno de los elementos esenciales de la circulación convectiva. El ascenso forzado de la astenosfera hacia las zonas de dorsal explica las regiones de baja velocidad sísmica localizadas en esos segmentos del manto superior (Fig. 3B). Obsérvese cómo los modelos de placa activa invierten la relación causa-

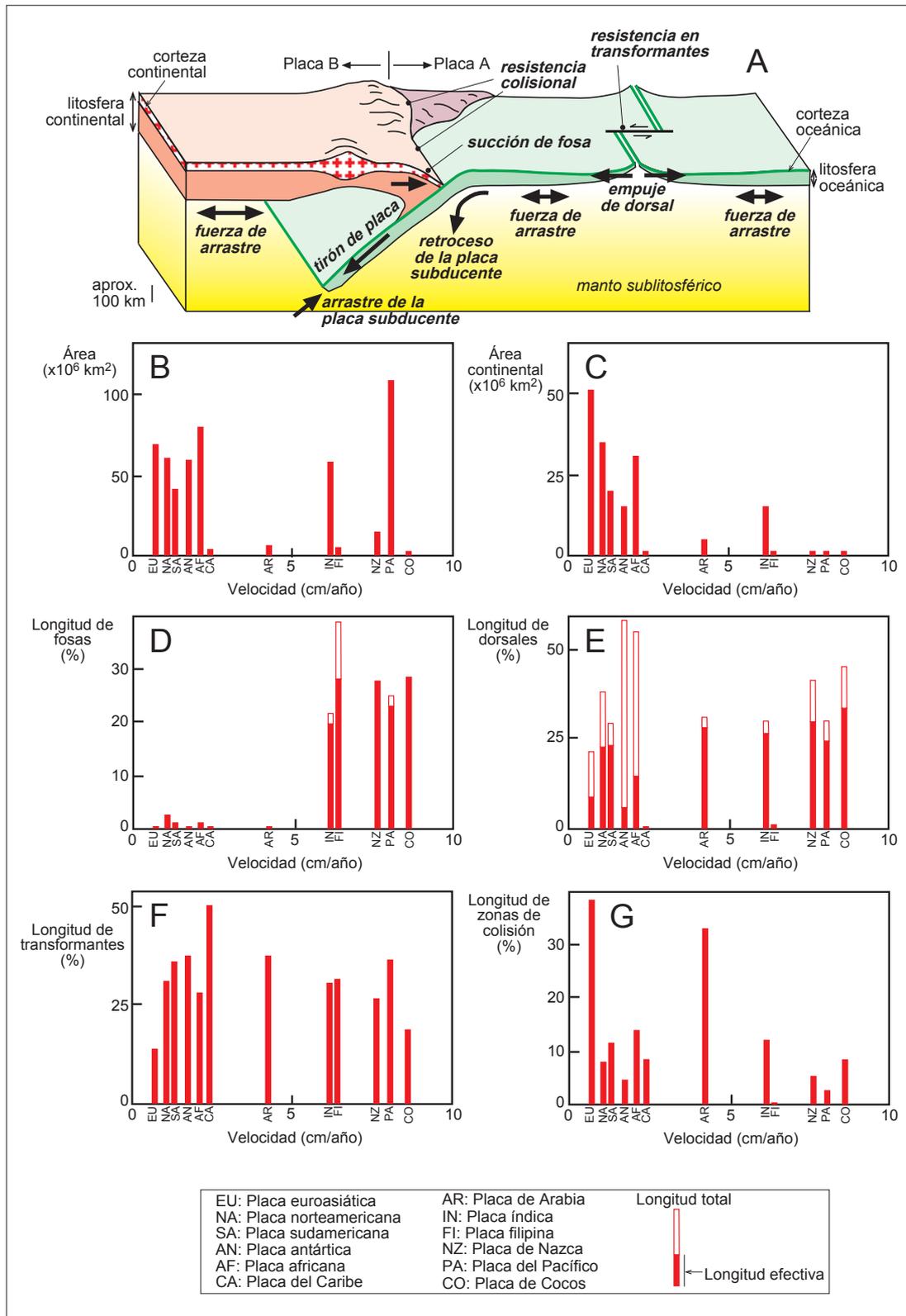


Fig. 5. A) Bloque diagrama esquemático mostrando los tres tipos de límites de placas tectónicas y las principales fuerzas que se han invocado para explicar el movimiento de dichas placas. La fuerza de arrastre (drag force) puede actuar favoreciendo o entorpeciendo el movimiento, de acuerdo con los distintos modelos de convección en el manto, por lo que aparece representada con flechas dobles. Explicación en el texto principal. B) a F) Diagramas de Forsyth y Uyeda (1975) que representan la velocidad promedio de cada una de las placas principales, frente a distintos parámetros característicos de cada placa. La velocidad promedio se ha determinado con respecto al manto inferior o mesosfera (es decir, se trata de una velocidad "absoluta"), e integra las velocidades lineales de cada punto sobre el área de la placa, divididas por dicha área (en el texto principal se comenta el procedimiento seguido por Forsyth y Uyeda, 1975, para la determinación de estas velocidades). La información que estos diagramas aportan en relación con las fuerzas que mueven las placas se analiza en el texto principal.

Tabla I. Las fuerzas que actúan sobre las placas litosféricas.

LAS FUERZAS QUE ACTÚAN SOBRE LAS PLACAS LITOSFÉRICAS	
Tirón de la parte subducida de las placas litosféricas ( <i>slab pull</i> )	Se debe a la flotabilidad negativa que actúa en el segmento inclinado, subducido o <i>slab</i> de las placas con litosfera oceánica y que es transmitida hasta su parte horizontal. Numerosos trabajos posteriores al de Forsyth y Uyeda (1975) han confirmado la importancia primordial de esta fuerza, llegándose a establecer el término de tectónica de subducción como sinónimo de tectónica de placas (p. ej.: Chapple y Tullis, 1977; Richardson, 1992; Anderson, 2001; Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2002 –que han estimado que la fuerza de tirón de la placa que subduce da cuenta nada menos que de la mitad de la fuerza total necesaria para mover las placas-; Billen, 2008). Asociada a esta fuerza se produce un desplome gravitacional de la placa subduciente, con retroceso de la fosa hacia la dorsal ( <i>slab roll-back</i> ).
Empuje de dorsal ( <i>ridge push</i> )	Empuje lateral que se genera como consecuencia del levantamiento y consiguiente deslizamiento gravitacional de la litosfera en las zonas de dorsal. Parece ser, en su conjunto, un orden de magnitud menor que la de tirón de la placa que subduce (Carlson et al., 1983; Schellart, 2004).
Succión de fosa ( <i>trench suction</i> )	Arrastre hacia la fosa sufrido por la placa cabalgante en zonas de subducción.
Resistencia en zonas de colisión y en transformantes ( <i>colliding and transforming resistance</i> )	Fuerzas de resistencia debidas al acoplamiento entre las placas en las zonas de subducción y colisión continental ( <i>colliding resistance</i> ) y de límite transformante ( <i>transforming resistance</i> ).
Fuerza de arrastre ( <i>drag force</i> )	Actúa en la base de la litosfera, en el contacto con el manto sublitosférico, debido al acoplamiento viscoso entre litosfera y astenosfera.
Arrastre de la placa que subduce ( <i>slab drag</i> )	Resistencia que opone el manto sublitosférico a la entrada de la parte subducida de la placa ( <i>slab</i> ). Aumenta especialmente hacia la base del manto superior, en la discontinuidad de los 660 km de profundidad.

efecto. En ellos, la causa es el movimiento de las placas y uno de sus efectos la convección que dicho movimiento fuerza en la astenosfera. Es decir, justo lo contrario que en los modelos de placa pasiva.

#### Precisando el papel secundario de la fuerza de arrastre en el movimiento de las placas

¿Es la fuerza de arrastre un verdadero motor para las placas tectónicas? A partir de la información cinemática presentada anteriormente (Fig. 5B), concluimos que la fuerza de arrastre no es importante ni favoreciendo ni entorpeciendo el movimiento de la litosfera oceánica. No parece probable, por tanto, que los desplazamientos convectivos en la astenosfera sean capaces de arrastrar grandes placas pasivas, en particular las constituidas esencialmente por litosfera oceánica. Según estamos viendo en este trabajo, en los modelos de placa activa aceptados por la comunidad científica la fuerza de arrastre actúa como una fuerza de resistencia al movimiento, y desempeña un papel secundario en el movimiento de las placas. De hecho, en su análisis del campo de esfuerzos a escala litosférica, Wortel et al. (1991) dedujeron que la fuerza de arrastre tendría un efecto resistivo y modulador de la velocidad de la placa del Pacífico, más que como su motor. No obstante, conviene recordar aquí su posible influencia en el desplazamiento de placas con grandes volúmenes de litosfera continental. Ziegler (1993) propuso que la importancia relativa de las fuerzas responsables del movimiento de las placas puede cambiar de unos periodos a otros, siendo los estadios de formación de los supercontinentes más proclives al predominio de fuerzas como la de arrastre sobre las demás. El principal argumento de Ziegler (1993) es la dificultad de explicar la fragmentación de grandes continentes del pasado, como Gondwana o Pangea, mediante fuerzas como las de empuje de dorsal o

tirón de placa, mientras que las fuerzas de arrastre asociadas al ascenso de grandes penachos bajo los supercontinentes podrían dar cuenta de su rotura y del desplazamiento inicial de los fragmentos. Una vez formados estos, las fuerzas generadas en los nuevos límites de placas llegarían a predominar sobre la fuerza de arrastre.

#### CONSIDERACIONES FINALES

La tectónica de placas es la teoría que explica cómo funciona nuestro planeta. Conocer por qué se mueven las placas debería ser uno de los aspectos esenciales en la enseñanza de las ciencias de la Tierra. Después de varias décadas de investigaciones se hace necesario sustituir en la enseñanza secundaria y bachillerato las hipótesis clásicas sobre placas que son arrastradas por células de convección por otras más modernas, de igual modo que en su día la deriva continental era solo una hipótesis que dio paso al paradigma de la tectónica de placas. Los nuevos modelos de placa activa, que incluyen a las placas tectónicas como parte esencial de la convección, son los que están siendo analizados y modelizados exhaustivamente por los científicos a lo largo de este siglo.

Entonces, ¿qué mueve las placas? Para responder a esta pregunta es necesario integrar varios aspectos como son el gradiente geotérmico terrestre y la actuación conjunta de varias fuerzas gravitacionales y de resistencia al movimiento. Un análisis de todas estas fuerzas permite explicar, por ejemplo, que el tamaño de las placas no influye en su velocidad, sino que otros factores como el porcentaje de litosfera oceánica y continental de cada placa, o el tipo de límite (subducción, colisión, transformante o dorsal) que las rodea, tiene mucha mayor influencia.

En las últimas décadas se ha producido un avance muy significativo en el conocimiento del motor de la tectónica de placas. Resulta evidente que la clave está en profundidad, en el manto terrestre. Los próximos años serán apasionantes y nos proporcionarán respuestas cada vez más adecuadas a preguntas sensiblemente mejor enfocadas que las que hacíamos en el pasado. Todo ello nos ayudará a comprender de forma progresivamente más precisa cómo funciona nuestro planeta.

## AGRADECIMIENTOS

La inspiración de este trabajo procede del fructífero intercambio de ideas que los autores han mantenido durante muchos años con el profesorado de secundaria y con el alumnado de todos los niveles educativos. A todos ellos les estamos agradecidos, así como a los responsables de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra por darnos la oportunidad de expresar estos contenidos entre sus páginas, y por la excelente iniciativa de publicar un monográfico sobre tectónica de placas medio siglo después de que la teoría acabase imponiéndose en el mundo académico. Los comentarios y sugerencias de Ana Crespo-Blanc y de Francisco Anguita han sido de enorme utilidad para mejorar sustancialmente el manuscrito original. Nuestro agradecimiento a ambos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Águeda, J., Anguita, F., Araña, V., López Ruiz, J. y Sánchez de la Torre, L. (1977). *Geología*. Editorial Rueda, Madrid, 448 p.
- Alfaro, P., Alonso Chaves, F.M., Fernández, C. y Gutiérrez Alonso, G. (2013). La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21, 168-180.
- Anderson (2001). Top-down tectonics. *Science*, 293, 2016-2018.
- Anguita, F. y Moreno, F. (1978). *Geología. Procesos Internos*. Edelvives, Zaragoza, 200 p.
- Bercovici, D. (2011). *Mantle convection*. En: Enciclopedia of Solid Earth Geophysics (Ed.: H.K. Gupta). Springer, Berlin, [https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7\\_130](https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_130)
- Bercovici, D., Ricard, Y. y Richards, M.A. (2000). *The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer*. En: The History and Dynamics of Global Plate Motion (Eds.: M. Richards, R. Gordon y R. van der Hilst). Geophysical Monograph 121, American Geophysical Union, 5-46.
- Billen, M.I. (2008). Modeling the dynamics of subducting slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 325-356.
- Bott, M.H.P. (1991). Ridge push and associated plate interior stress in normal and hot spot regions. *Tectonophysics*, 200, 17-32.
- Bott, M.H.P. (1993). Modeling the plate-driving mechanism. *Journal of the Geological Society*, 150, 941-951.
- Carlson, R.L., Hilde, T.W.C. y Uyeda, S. (1983). The driving mechanism of plate tectonics: Relation to age of the lithosphere at trenches. *Geophysical Research Letters*, 10, 297-300.
- Chapple, W.M. y Tullis, T.E. (1977). Evaluation of the forces that drive the plates. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1967-1984.
- Conrad, C.P. y Lithgow-Bertelloni, C. (2002). How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 298 (5591), 207-209.
- Conrad, C.P. y Lithgow-Bertelloni, C. (2006). Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters*, 33. doi:10.1029/2005GL025621
- Cramer, F., Tackley, P.J., Meilick, I., Gerya, T.V. y Kaus, B.J.P. (2012). A free plate surface and weak oceanic crust produce single-sided subduction on Earth. *Geophysical Research Letters*, 39, doi:10.1029/2011GL050046
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lallemand, S. y Steinberger, B. (2012). On the role of slab pull in the Cenozoic motion of the Pacific plate. *Geophysical Research Letters*, 39, <https://doi.org/10.1029/2011GL050155>
- Fernández, C., Alonso Chaves, F.M. y Anguita, F. (2013). Astenosfera: ser o no ser. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21 (1), 2-15.
- Fernández, C., Gutiérrez Alonso, G., Alfaro, P. y Alonso Chaves, F.M. (2016). ¿Qué sabemos y qué desconocemos sobre el motor de las placas litosféricas? *Alambique: Didáctica de las Ciencias Experimentales*, 83, 43-49.
- Forsyth, D. y Uyeda, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal International*, 43, 163-200.
- Grand, S., van der Hilst, R. y Widiyantoro, S. (1997). Global seismic tomography: A snapshot of convection in the earth. *GSA Today*, 7, 1-7.
- Jurdy, D.M. y Stefanick, M. (1991). *The forces driving the plates: Constraints from kinematics and stress observations*. En: Tectonic Stress in the Lithosphere (Eds.: R.B. Whitmarsh, M.H.P. Bott, J.B. Fairhead y N.J. Kusznir). Philosophical Transactions of the Royal Society, London, 127-139.
- Mahatsente, R. y Coblenz, D. (2015). Ridge-push force and the state of stress in the Nubia-Somalia plate system. *Lithosphere*, 7, 503-510.
- Richardson, R.M. (1992). Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11739-11748.
- Schellart, W.P. (2004). Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics. *Geophysical Research Letters*, 31, p. L07611, doi:10.1029/2004GL019528.
- Schubert, G., Turcotte, D.L. y Olson, P. (2001). *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 940 p.
- van Heijst, H.J., Ritsema, J. y Woodhouse, J.J. (1999). Global P and S velocity structure derived from normal mode splitting, surface wave dispersion and body wave travel time data. *Eos Trans. AGU*, 80(17), Spring Meet. Suppl., S221.
- Wortel, M.J.R., Remkes, M.J.N., Govers, R., Cloetingh, S.A.P.L., Meijer, P.T. y Bott, M.H.P. (1991). Dynamics of the lithosphere and the intraplate stress field. En: *Tectonic Stress in the Lithosphere* (Eds.: R.B. Whitmarsh, M.H.P. Bott, J.B. Fairhead y N.J. Kusznir). Philosophical Transactions of the Royal Society, London, 111-126.
- Ziegler, P.A. (1993). Plate-moving Mechanisms: their Relative Importance. *Journal of Geological Society*, 150, 927-940. ■

*Este artículo fue recibido el día 10 de marzo de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 9 de julio de 2019.*