

EFEMÉRIDES

LA TECTÓNICA DE PLACAS CUMPLE 50 AÑOS

El desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas tuvo lugar entre los años 1966 y 1968. No obstante, su origen se remonta a 1915 y a Alfred Wegener, con la idea de la deriva continental, que planteó el desplazamiento de unas masas continentales respecto a otras. Aunque el descubrimiento de las placas tectónicas llegó muy tarde en la historia de la Geología (se necesitó de las tecnologías adecuadas y de una nueva generación de jóvenes científicos para que ocurriera el descubrimiento), el hecho supuso una auténtica revolución, tratándose de uno de los grandes avances científicos del siglo XX. La descripción de cómo se mueve y se recicla la capa rígida exterior (litosfera) de nuestro planeta parte de una idea brillantemente simple e intuitiva, y posee el extraordinario poder de responder a muchas otras preguntas sobre la dinámica de la Tierra (Figura 1).

Como dijo Dan McKenzie (uno de los geólogos clave del descubrimiento), en la conferencia especial celebrada por la Sociedad Geológica de Londres hace unos meses con motivo de este 50 aniversario: “Es extraordinariamente difícil volver a ponerse en el lugar en el que estábamos cuando éramos estudiantes; no teníamos ni idea

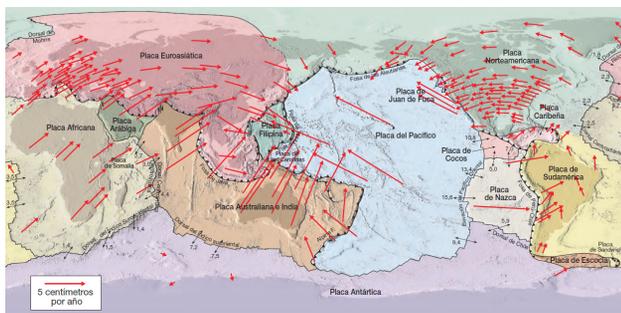


Figura 1. Distribución de las placas litosféricas en la superficie de la Tierra con ilustración de las direcciones y velocidades del desplazamiento de las placas. Las velocidades de la expansión del fondo oceánico (mostradas con flechas y marcas negras) se basan en el espaciado de las franjas magnéticas datadas (anomalías). Las flechas rojas muestran el movimiento de placas en localizaciones seleccionadas, basado en datos de GPS. Fuente: Datos del fondo oceánico de DeMets y colaboradores, Datos de la GPS del Jet Propulsion Laboratory, en [1].

de cuál era la causa de los terremotos y de las erupciones de los volcanes y cosas así” (<http://www.bbc.com/news/science-environment-41472281>).

Pero fue con la investigación de las propiedades del fondo marino, tras las tecnologías que surgieron de la Segunda Guerra Mundial, como los ecómetros y magnetómetros, con las que se reveló que la corteza oceánica se origina en los océanos, en las dorsales centro oceánicas; que se destruyen en las zonas de subducción; y que son las fallas transformantes las que acomodan sus desplazamientos en la esfera terrestre.

Y ya en el año 1967, en la reunión de la Unión Geofísica Americana se presentaron unos 70 trabajos de investigaciones, solo sobre la propagación del fondo marino. Fueron estas investigaciones las que revelaron cómo son las placas en las dorsales centro oceánicas (elevaciones submarinas en los océanos) y cómo es la expansión del fondo oceánico, el proceso que crea la nueva corteza en las dorsales. A medida que la roca se enfría y se aleja de una dorsal, “fosiliza” en sus minerales la orientación del campo magnético de la Tierra existente en ese momento. Cuando el campo magnético invierte su polaridad, como hace cada cientos de miles de años, queda registrada la polaridad inversa en las rocas, presentando esta propiedad magnética un patrón de bandas paralelas a ambos lados de la dorsal.

En la actualidad, la tecnología del GPS y el radar satelital interferométrico permiten ver el movimiento de las placas, milímetro a milímetro. Más sorprendente aun es la tomografía sísmica, que utiliza las señales de terremotos para reconstruir visualizaciones 3D del interior terrestre, donde se muestra la geometría de las placas litosféricas en profundidad (Figura 2).

TEORÍA DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

El planeta Tierra está constituido por tres capas (desde el exterior al interior: corteza, manto y núcleo). La capa más externa, corteza, y parte superior del manto constituyen la litosfera. Se trata de una cubierta discontinua horizontalmente, ya que consiste en una serie de fragmentos de diferentes tamaños que reciben el nombre de placas litosféricas o tectónicas, que “flotan” sobre la as-

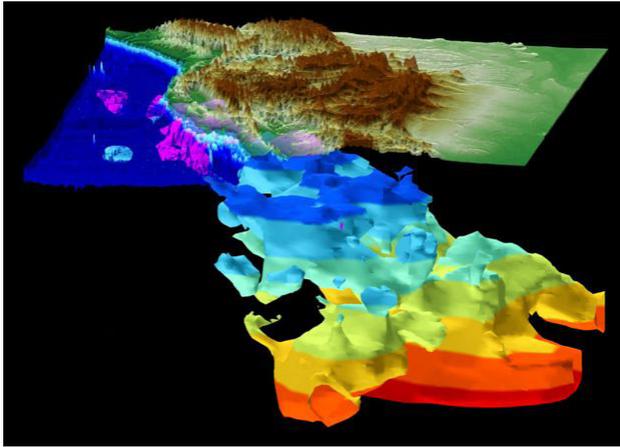


Figura 2. Los científicos utilizan en la actualidad las ondas sísmicas para reconstruir visualizaciones 3D de esas placas. Fuente: BBC Science & Environment <http://www.bbc.com/news/science-environment-41472281>, copyright KARIN SIGLOCH.

tenosfera (parte del manto situado bajo la litosfera), más caliente y más plástica, aunque no líquida. El desplazamiento de estas placas litosféricas origina colisiones o separaciones entre ellas, tal y como descubrió Wegener, al percatarse de que hace unos 300 millones de años (Ma) las principales masas continentales del planeta formaban un único continente al que llamó Pangea (*Pangaea*).

Estas placas litosféricas presentan bordes constructivos o divergentes, desde donde el material fundido procedente del manto se acomoda en superficie, generando nueva corteza y empujando las placas situadas a ambos lados, separándolas poco a poco; y bordes destructivos o convergentes, en los que dos placas litosféricas colisionan. En este tipo de bordes, una de las placas subduce, si está compuesta por litosfera oceánica más densa, o bien se acomoda en superficie creando un orógeno de colisión, si se trata de litosfera continental, de igual densidad que aquella con la que colisiona. También hay bordes de placa que únicamente implican desplazamiento en la horizontal, formados por fallas transformantes (Figura 3).

En cuanto al mecanismo que genera este desplazamiento, actualmente los científicos determinan que el propio peso de las placas desempeña un papel muy importante en el funcionamiento de todo el sistema. Tony Watts, geólogo de Oxford, explica: “Sabemos que las placas que se mueven más rápido, las que se expanden más rápido, constituyen piezas grandes de litosfera que circulan hacia las fosas oceánicas. Por lo tanto, parece que una fuerza, llamada «arrastré de la placa hacia la

fosa» (*trench pull, slab pull*) es muy importante en este desplazamiento, incluso hay consenso en que es más intensa que la fuerza de empuje de expansión de la dorsal oceánica. Por supuesto, todo está conectado en la convección del manto profundo, este arrastre es clave” (<http://www.bbc.com/news/science-environment-41472281>). Así, a medida que estas capas se hunden en el manto, «arrastran» la placa a remolque. Este fenómeno se produce porque las capas antiguas de la litosfera oceánica son más densas que la astenosfera subyacente y, por tanto, se hunden.

SUPERCONTINENTES

Pangea es el ejemplo tipo de lo que es un supercontinente, precisamente porque fue el primero del que ya Wegener encontró grandes evidencias; pero desde los años noventa se viene trabajando intensamente en dar respuesta a cómo y cuándo se formó la corteza continental; y si la agrupación de todos los bloques de corteza continental en un solo conjunto ha sucedido más veces en la historia del planeta y desde cuándo. Porque, a corto plazo, las interacciones entre las placas litosféricas generan tensiones que se liberan en forma de terremotos; pero en el transcurso de millones de años, se levantan cordilleras donde las placas colisionan, y se forman océanos donde éstas divergen y se separan. Como los continentes son parte de esas placas; se desplazan de modo pasivo y solidario con ellas; y si los continentes se mueven, aunque sea muy lentamente (unos centímetros al año), a la escala de la edad de la Tierra, millones de años, esto implica grandes desplazamientos, que dan lugar a choques y separaciones entre ellos.

Desde la reconstrucción de *Pangea* y su ubicación temporal entre 300 y 250 Ma (final del Carbonífero al Triásico), la posibilidad de agrupaciones anteriores se sugirió muy pronto. Pero fue bastantes años después, en 1990, cuando a esa agrupación continental, anterior a *Pangea*, se le da el nombre de *Rodinia*. Durante los primeros noventa se abrió decididamente esta línea de investigación y se publicaron las primeras configuraciones, generalizándose el término supercontinente.

Desde mediados de los noventa, el interés por las agrupaciones continentales que precedieron a *Pangea* se aceleró, alcanzando su máxima intensidad a principios del presente siglo. El libro *Continents and Supercontinents* publicado en 2004 por Rogers & Santosh, ofrece la primera síntesis del estado de la cuestión para uso gene-

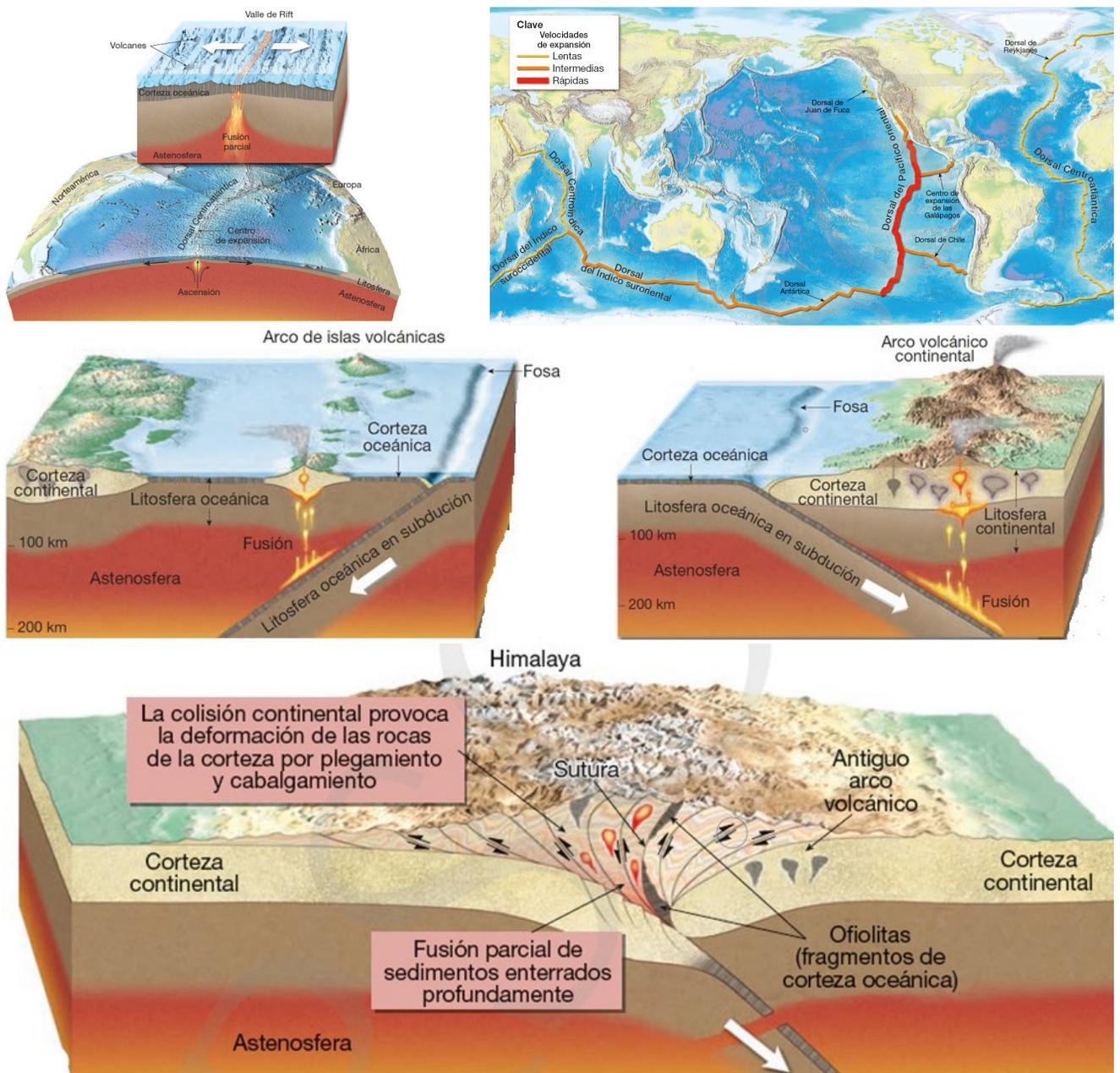


Figura 3. Tipos de bordes de placas. Arriba, bordes constructivos (dorsal oceánica) y su localización en la superficie de la Tierra. En el centro, bordes convergentes de tipo zona de subducción, a la izquierda entre placas oceánicas, y a la derecha, entre placa oceánica y continental. Abajo, colisión de placas continentales. Fuente: [1].

ral. Desde entonces los esfuerzos se han centrado en definir *Rodinia* [2], *Nuna* o *Columbia* [3] [4], todavía muy indefinida, o sobre el más inconcreto todavía *Vaalbara* o *Ur* [5].

En 2004 se propone que los *supercontinentes* son ensamblajes que contienen todos, o casi todos, los bloques continentales de la Tierra [6], en 2011 se define el supercontinente como una agrupación de continentes anteriormente dispersos [7], y le exige una concreción numérica a su tamaño, que debe ser superior al 75 por ciento de la corteza continental conservada [4]. No obstante,

las precisiones y matices sobre los criterios para definir el supercontinente continúan, mientras se encuentra todavía con frecuencia el término aplicado a grupos continentales relativamente grandes pero lejos de representar toda o casi toda la corteza continental conservada, como *Nena* (Norteamérica más Europa), *Atlántica* (África Occidental y cratones brasileños) o los continentes arcaicos como *Ur*.

Además de los estudios geológicos y tectónicos (cabalgamientos, cadenas montañosas, fallas, enjambres de diques basálticos o cuencas sedimentarias) que identifi-

can cicatrices, enlaces, y/o separaciones de un continente con otro; para reconstruir la posición de los continentes del pasado se utiliza el paleomagnetismo. Este analiza el registro de la orientación del polo magnético en el momento de su cristalización, que conservan las rocas. Partiendo de que el eje magnético del planeta es semejante al actual y no ha cambiado de posición, es posible situar las indicaciones paleo-magnéticas en latitud. Siguiendo el desplazamiento aparente de los polos magnéticos registrados a lo largo del tiempo (deriva polar aparente), se pueden deducir los movimientos del cratón al que pertenecen las rocas estudiadas. A ello se suma toda una batería de análisis isotópicos que permiten establecer edades, orígenes y condiciones en que se han formado las rocas, como el estudio de zircones, dataciones Sa/Nd, edades U-Pb, etc., con las que se pueden establecer los momentos de formación y dispersión de las agrupaciones continentales.

Los zircones son cristales que se forman al solidificarse las rocas de la corteza, fundamentalmente las rocas de tipo granítico, que tienen la particularidad de no cambiar, conservando la memoria del momento de su cristalización aunque la roca de la que formaban parte haya sido destruida y los cristales incorporados a depósitos sedimentarios, soportando incluso algún proceso metamórfico. Por ello, cómo las rocas asociadas a los zircones son las rocas características de la corteza continental, la distribución por edades de los zircones detríticos recogidos debe mostrar el proceso de construcción de corteza continental a lo largo de la evolución del planeta. Además, como en las fases orogénicas se producen importantes intrusiones de material de tipo granítico, los momentos de mayor abundancia de zircones deben corresponder a periodos de notoria actividad tectónica debida a colisiones entre bloques continentales, grandes orogénesis.

Los especialistas reconocen cuatro o cinco supercontinentes para los que se han hecho reconstrucciones más o menos precisas, y más o menos generalmente aceptadas. Desde el más moderno a los más antiguos, y referidos a su momento de máxima extensión, los supercontinentes reconocidos son: *Pangea* (hace 250-300 Ma), *Pannotia* o *Gondwana* (hace 550-600 Ma) -muy discutido-, *Rodinia* (hace 750-900 Ma), *Nuna* o *Columbia* (en torno a 1.700-1900 Ma), apenas reconstruido [3]. Más lejos en el tiempo, se supone otro, *Kenorland* (hacia 2.500 Ma) [8], también discutido y se mencionan varios más como *Vaalbara* (entre 3470 y 2700 Ma), resultado de

la unión de cratones africanos e indios [5], *Ur*, *Superia*, *Sclavia* y otros, aunque en opinión de algunos autores [7] «las agrupaciones continentales más tempranas son del todo conjeturas».

Actualmente disponemos de una sucesión de mapas paleogeográficos desde el Neoproterozoico en adelante, realizados, para los últimos 600 Ma [9] con el proyecto *Paleomap* (<http://www.scotese.com>) quien también ha proyectado su trabajo hacia el futuro incluyendo mapas cada cincuenta millones de años hasta la formación del próximo supercontinente al que llama *Pangea Última*. Actualmente, se puede reconstruir hasta 1.100 Ma antes del presente [2].

CICLO DE WILSON. CICLO DE LOS SUPERCONTINENTES

Para comprender la formación y destrucción de los supercontinentes se utiliza lo que se denominó el ciclo de Wilson. Según el geólogo canadiense John Tuzo Wilson [10,11] existen varias fases en la evolución cíclica litosférica (Figura 4) y la apertura y cierre de un océano, que actualmente son apreciables en diversos lugares del planeta: la etapa de rift (Rift Valley de África), la etapa de Mar Rojo (Mar Rojo), la etapa de océano de márgenes pasivos (océano Atlántico), la etapa de océano con márgenes activos (borde Pacífico de Sudamérica), la etapa de subducción (borde Pacífico de Norteamérica) y la etapa de colisión continental (Himalaya). De todas estas fases, las primeras constituyen la etapa de crecimiento de la cuenca oceánica que va a separar cada vez más a los dos continentes que un día estuvieron juntos, mientras que

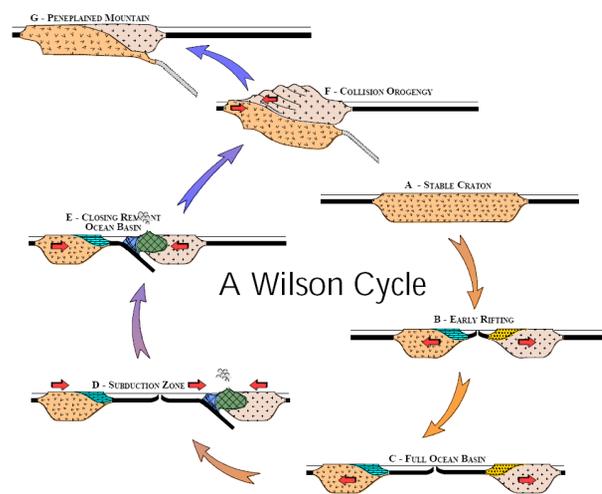


Figura 4. El Ciclo de Wilson explica la formación y destrucción de los supercontinentes. Fuente: <http://csmgeo.csm.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/Wilson.html>.

las tres últimas corresponden con el progresivo cierre de esa cuenca por el proceso de subducción, hasta que termina con una nueva colisión continental que derivará en la formación de un nuevo sistema montañoso.

Con esta base, la agrupación y fragmentación de los supercontinentes sigue una pauta a la que se denomina «ciclo del Supercontinente» con una duración alrededor de 750 Ma, desde la máxima agrupación de un supercontinente a la máxima agrupación del siguiente, de los cuales unos 500 Ma corresponderían a la acreción y 250 a la dispersión [5], aunque la duración del ciclo parece haberse acortado notablemente en los casos más recientes. Es decir el ciclo incluiría la fragmentación de un supercontinente, el desplazamiento de los continentes resultantes y su posterior agrupación para formar un nuevo supercontinente.

Actualmente, existe consenso científico en que la actividad orogénica no es constante a lo largo de la historia del planeta, sino que en líneas generales esta se caracteriza por intervalos largos de calma tectónica interrumpidos por intervalos cortos de gran actividad orogénica (cada 400-500 Ma). Por tanto, parece ser que aproximadamente cada 500 Ma se producen en la Tierra colisiones continentales generalizadas que acabarían formando un supercontinente.

En principio, se propusieron [12], [13] dos modelos, más o menos opuestos (Figura 5), a los que se añade un tercero [14], que pretenden explicar la formación de un supercontinente a partir de fragmentos litosféricos. Según el modelo de introversión (es la solución que se propone para *Pangea Última* [8]) cuando un supercontinente se rompe se generan varias nuevas cuencas oceánicas en su interior que van a ser las responsables de separar cada vez más los nuevos fragmentos continentales creados. Estas mismas cuencas, llegado un punto, sufrirán una inversión tectónica al activarse uno de sus márgenes (cuando no los dos), dando como resultado que el mismo océano vuelva a cerrarse poco a poco y los continentes vuelvan con el tiempo a fusionarse prácticamente por el mismo lugar por el que se separaron.

Por el contrario, en el modelo de extraversión el movimiento es el opuesto, hacia afuera, de forma que los fragmentos continentales se moverían siempre hacia afuera y las cuencas que se cierran no serían las que se han formado en la ruptura sino las que ya existían antes y que rodeaban al anterior supercontinente. Es la solución *Amasia*, donde la Costa Occidental de Norteamérica acabará cerrando el Pacífico Norte para colisionar con la

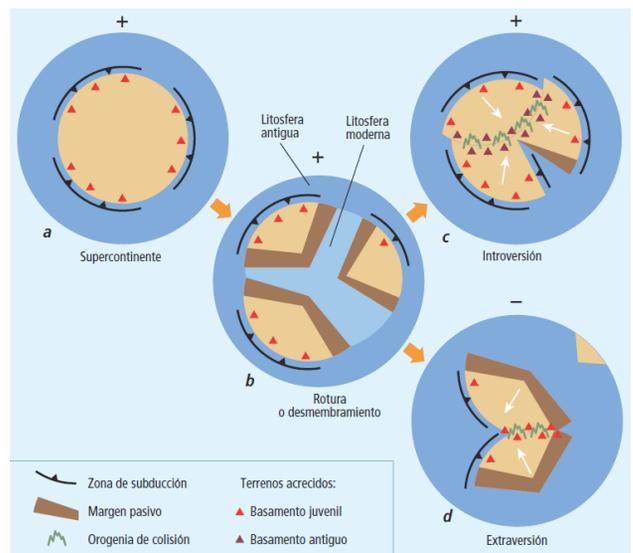


Figura 5. Diagrama explicativo de cómo podría ser el ciclo de los supercontinentes. (a) La rotura de un supercontinente crea nuevos océanos interiores entre los nuevos fragmentos resultantes que se dispersan (b) El registro geológico indica que un nuevo supercontinente se forma cuando los océanos interiores se cierran, que es lo que defiende el modelo de introversión (c), o a partir del cierre de los océanos exteriores, correspondiente con el modelo de extraversión (d). Fuente: [13].

costa oriental de Asia, a la que ya está unida, pues las montañas de Verkhoiansk y Tchersky son el resultado del encuentro de esas dos placas.

Y como nada permanece estático en la ciencia, todavía hay un gran debate sobre diferentes aspectos de la Tectónica de Placas, como el comportamiento del manto, la relación entre las denominadas plumas y superplumas y los modelos de circulación del manto y de su evolución térmica futura; y acerca de cuándo y cómo las placas tectónicas se pusieron en marcha en la Tierra. La respuesta propuesta [15] es hace más de cuatro mil millones de años, como resultado de impactos de asteroides.

REFERENCIAS

- [1] Tarbuck EJ, Lutgens FK (2015). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física, 10ª ed. Pearson-UNED, Madrid.
- [2] Li ZX, Bogdanova SV, Collins AS, Davidson A, De Waele B, Ernst RE, Fitzsimons ICW, Fuck RA, Gladkochub DP, Jacobs J, Karlstrom KE, Lu S, Nata-pov LM, Pease V, Pisarevsky SA, Thrane K, Verniko-vsky V (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210.

- [3] Evans DAD, Mitchell RN (2011). Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology* 39, 443–446.
- [4] Meert JG (2012). What's in a name? The Columbia (Pelopangea/Nuna) Supercontinent. *Gondwana Research* 21, 997–993.
- [5] De Kock MO, Evans DAD, Beukes NJ (2009). Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic. *Precambrian Research* 174, 145–154.
- [6] Rogers JW, Santosh M (2004). Continents and Supercontinents. Oxford University Press, Oxford.
- [7] Bradley DC (2011). Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. *Earth Science Reviews* 108, 16–33.
- [8] Williams H, Hoffman PH (1991). Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. *Tectonophysics* 187, 117–134.
- [9] Scotese CR (2001). Atlas of Earth history. Palomap project. Arlington. 52 págs. Mapas e información disponible en la red: <http://www.scotese.com>.
- [10] Wilson JT (1963). Hypothesis on the Earth's behaviour. *Nature* 198, 849–865.
- [11] Wilson JT (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature* 207, 343–347.
- [12] Murphy B, Nance D (2004). La formación de los supercontinentes. *Investigación y Ciencia* 339, 14–24.
- [13] Murphy B, Gutiérrez-Alonso G, Nance D, Fernández-Suárez J, Duncan Keppie J, Quesada C, Strachan RA, Dostal J (2008). La rotura de las placas tectónicas. *Investigación y Ciencia* 380, 2–12.
- [14] Mitchell RN, Kilian TM, Evans DAD (2012). Supercontinent cycles and the calculation of absolute palaeolongitude in deep time. *Nature* 482, 208–211.
- [15] O'Neill C, Marchi S, Zhang S, Bottke W (2017). Impact-driven subduction on the Hadean Earth. *Nature Geoscience* 10, 793–797.

Dolores García del Amo
Loreto Antón López
Área de Geología
Dpto. de Ciencias Analíticas