

Rotura de las placas tectónicas

Las cicatrices de antiguas colisiones marcan el camino por donde los continentes vuelven a romperse

J. Brendan Murphy, Gabriel Gutierrez Alonso, R. Damian Nance, Javier Fernández Suárez, J. Duncan Keppie, Cecilio Quesada, Rob A. Strachan y Jaroslav Dostal

CONCEPTOS BASICOS

- Las masas continentales actuales han derivado alrededor del globo terráqueo chocando unas con otras y separándose luego varias veces durante los últimos 3000 millones de años.
- El océano Reico, ahora extinto, nació hace unos 500 millones de años. Estudios geoquímicos y paleomagnéticos indican que se creó por el desgajamiento de Avalonia y Carolina, dos continentes acintados del margen septentrional del supercontinente Gondwana.
- La tracción de una placa en subducción causó la reapertura de una antigua sutura, una zona de debilidad cortical generada por un episodio previo de orogénesis ocurrido 150 millones de años antes.

Cuando las aves evolucionaron a partir de los reptiles, hace entre 100 y 200 millones de años, nació el océano Atlántico. Su formación señalaba la destrucción de un supercontinente, Pangea, en el que todos los continentes de la Tierra se habían reunido para formar una isla gigante rodeada por un océano global. Pangea no es el único supercontinente de la historia de la Tierra, pero sí el más reciente. Las masas continentales actuales han derivado alrededor del globo terráqueo chocando unas con otras y separándose posteriormente varias veces durante los últimos 3000 millones de años. Esos ciclos de confrontación y dispersión continental han afectado a la corteza terrestre, el manto subyacente, la atmósfera, el clima y la vida en el planeta.

De la misma forma que las colisiones continentales originan cadenas montañosas, las rupturas generan profundos valles intracontinentales (*rifts*, como el Gran Valle del Rift en el este del continente africano) o, si la separación va a más, cuencas oceánicas. Pero no todos los océanos se crean por la ruptura y separación de grandes bloques continentales. Algunos se forman cuando pequeños y estrechos “microcontinentes” (del tamaño y forma de Nueva Zelanda o Japón) se desgajan del margen de un bloque continental y se alejan, creando tras su paso una nueva cuenca oceánica. Stephen Johnston, de la Universidad de Victoria, llama a esos esbeltos titanes “continentes acintados” (“ribbon continents”); junto con las cuencas oceánicas asociadas a su origen, desempeñan una función fundamental en la dinámica de la corteza terrestre.

Nuestro grupo ha investigado la formación de un cuerpo oceánico extinto: el océano Reico, que nació hace unos 500 millones de años. Debe su nombre a Rea, esposa de Cronos y madre de Zeus en la mitología griega. Ese océano se creó cuando dos continentes acintados, Avalonia y Carolina, se desprendieron del margen septentrional de Gondwana (un antiguo continente de enorme extensión que incluía las actuales Africa, Sudamérica, India, Australia y Antártida). La colisión continental que selló el cierre del océano Reico, hace entre unos 350 y 300 millones de años, constituyó uno de los episodios fundamentales de la formación de Pangea.

Aunque se conocen las masas continentales que rodeaban el océano Reico y los hitos temporales que marcan su nacimiento y muerte, hasta fecha reciente no se habían identificado sus márgenes; tampoco las causas, los mecanismos y el momento del inicio de su apertura; ni la razón por la cual las tensiones que determinaron su apertura se invirtieron tras unos centenares de millones de años y lo cerraron de nuevo. Cuestiones todas ellas fundamentales para la geología.

Nuestras investigaciones muestran que el desgajamiento de Avalonia y Carolina de Gondwana ocurrió a lo largo de una “cicatriz” de la corteza, una línea cuya estructura se hallaba debilitada tras haber sufrido, hace unos 650 millones de años, un episodio previo de orogénesis. El hallazgo reviste suma importancia: sugiere que las zonas de debilidad preexistentes, próximas a los bordes continentales, controlan la creación y el movimiento de



los continentes acintados. Y determinan, por tanto, los lugares donde se generarán nuevos océanos. Si estamos en lo cierto, es probable que la geografía moderna refleje una red de cicatrices de la corteza, formadas durante sucesivas fases previas de actividad tectónica.

Geología del océano Reico

La colisión entre masas continentales que cerró el océano Reico corresponde a la culminación de un largo período orogénico en el margen septentrional de Gondwana. Las tensiones implicadas crearon la cadena de los Apalaches en Norteamérica oriental, las montañas Variscas en Europa (cuyos fragmentos se encuentran repartidos desde la Península Ibérica y Gran Bretaña hasta Turquía), las montañas del Anti-Atlas en el noroeste de África (Marruecos) y los ancestrales Andes septentrionales (Venezuela y Colombia). Al par que esas montañas iban emergiendo, cifraban la información que nos permite conocer hoy la evolución del océano Reico.

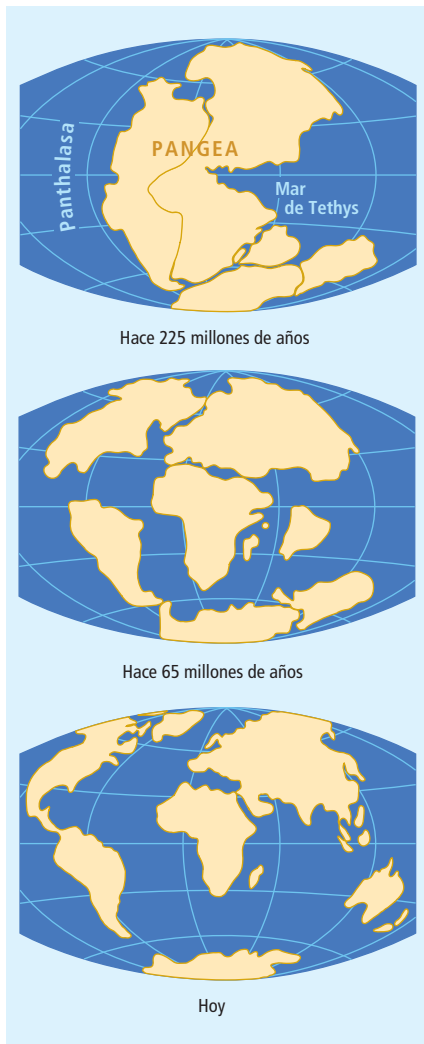
Sin embargo, la ruptura y desmembramiento de Pangea dispersó esos *terrenos*, o porciones de corteza continental, en un área extensa. Se ha destruido la mayoría de las pruebas de la

existencia del océano Reico. Casi todas las rocas que formaron parte del fondo desaparecieron por subducción (se deslizaron por debajo de alguna de las placas vecinas, donde en ocasiones se fundieron con el manto viscoso del interior de la Tierra). Reconstruir la geología del océano Reico viene a ser, pues, como resolver un “sudoku” con demasiados cuadros en blanco. Con todo, merced al trabajo de los geólogos durante los últimos 40 años, se ha identificado una serie de yacimientos clave que arrojan luz sobre la historia de ese océano extinto.

Las zonas de debilidad cortical que determinaron el origen del océano Reico se generaron durante eventos tectónicos acaecidos con mucha anterioridad. Para entender las tensiones que influyeron en la formación del océano Reico debemos retrotraernos hasta hace entre 650 y 500 millones de años, cuando los márgenes amazónicos y africanos de Gondwana (su límite septentrional en las coordenadas actuales) sufrieron cambios de gran complejidad.

La mayoría de los geólogos piensan que, al tiempo que se constituía Gondwana, hace entre 600 y 550 millones de años, una imponente masa continental se separó del este de Gondwana, donde se encontraba Amazonia

1. LA COLISION DE LAS PLACAS TECTONICAS produce tensiones y calor que resultan en la deformación de los continentes. Este afloramiento en la costa de Cornualles, en el sudeste del Reino Unido, muestra un plegamiento causado por el calor y la presión asociados a la colisión de las placas.



2. LA RUPTURA Y DESMEMBRAMIENTO DE PANGAEA, que comenzó hace unos 200 millones de años, creó el océano Atlántico entre América y las actuales Europa y África. Al propio tiempo, el océano Tethys, que se extendió entre la India y Asia, y entre África y Europa, se cerró conforme esos dos pares de continentes colisionaban. Durante ese periodo, el océano que ocupaba casi todo el planeta, Panthalassa, se fue reduciendo al actual océano Pacífico, que sigue menguando a medida que es subducido en casi todo su perímetro.

(la parte norte de Sudamérica), creando los continentes de Laurentia (el germen de Norteamérica) y Báltica (la actual Escandinavia y parte de Rusia). La deriva de esos continentes, que se alejaban de Gondwana, dio lugar al océano Jápeto (en la mitología griega, hermano de Rea y padre de Atlas, quien dio nombre al océano Atlántico).

La evolución del margen septentrional de Gondwana guarda semejanza con

la que experimentan hoy las Montañas Rocosas de Norteamérica y los Andes de Sudamérica. La geología de esos tres enclaves (dos modernos y otro ancestral) entraña la subducción de corteza oceánica y la separación de bloques continentales (como Baja California), con la consiguiente generación de grandes cantidades de magma (rocas fundidas). La composición química de las rocas *ígneas* (rocas resultantes del enfriamiento y solidificación del magma) que se generaron en el margen de Gondwana es semejante a la composición de las rocas ígneas de los Andes; ambas son características del magma creado por encima de una zona de subducción.

Ese margen aflora hoy, en forma de terrenos, en *cinturones orogénicos* (cadenas de montañas o los restos de las mismas una vez erosionadas) más jóvenes; sin embargo, la asociación anterior de estos terrenos con el margen de Gondwana se basa en las semejanzas halladas en la litología y en el registro fósil. También los estudios paleomagnéticos, que examinan la orientación de los minerales magnéticos en las rocas, indican que esos terrenos se formaron a la misma latitud que el margen septentrional de Gondwana. Los restos de esos antiguos volcanes y cámaras magmáticas, ahora visibles merced al levantamiento y erosión de la corteza, muestran que la actividad magmática terminó hace entre 600 y 540 millones de años, probablemente debido al desarrollo de un sistema de fallas asociado a la colisión de una dorsal oceánica contra la zona de subducción.

Esa situación guarda semejanza con la colisión que se produjo, hace unos 30 millones de años, entre la dorsal del océano Pacífico Oriental y una zona de subducción en el oeste de Norteamérica: originó la falla de San Andrés y provocó la desaparición del magmatismo relacionado con la subducción en el sudoeste de los EE.UU. y el noroeste de México. Durante ese intervalo temporal, a lo largo del margen septentrional de Gondwana, algunos terrenos fueron transportados a grandes distancias (hasta miles de kilómetros) en paralelo al mismo, de manera parecida a lo que ocurre hoy en la costa occidental de Norteamérica, a lo largo de la falla de San Andrés.

Hace entre 540 y 500 millones de años, la dinámica de las placas tectónicas en el norte de Gondwana estuvo dominada por fallas del tipo de la falla de San

Andrés. Cesó la subducción; la región se convirtió en una plataforma continental estable en la que se depositaban rocas sedimentarias. Ese intervalo coincide con la aparición, a escala mundial, de fósiles con concha; en los sedimentos correspondientes a esas edades abundan restos de tales organismos.

En cada terreno, el registro rocoso de entre 650 y 500 millones de años de edad demuestra que estuvieron abiertos a un océano durante todo ese intervalo, aunque cambiaran las condiciones tectónicas. Hace unos 500 millones de años, se acabó la semejanza geológica entre terrenos, anuncio del desarrollo del océano Reico. Algunos de los terrenos del margen de Gondwana, como los que constituyen la Península Ibérica y Oaxaca (sur de México), muestran que los sedimentos se depositaron en aguas cada vez más profundas, hace entre 500 y 440 millones de años. En otros terrenos, como Carolina y Avalonia (hoy en los Apalaches), los sedimentos de ese período son mucho más finos, lo que debe interpretarse como una mayor distancia de una fuente de abundantes sedimentos (Gondwana). Un cambio que indica la apertura del océano Reico. Asimismo, los fósiles de esa época procedentes de Carolina y Avalonia difieren cada vez más de los fósiles de Gondwana.

Las propiedades magnéticas de las rocas de hace unos 460 millones de años muestran que Avalonia se encontraba entre 1700 y 2000 kilómetros al norte del margen de Gondwana. De lo que se infiere que el océano Reico se abría a una velocidad de entre 7 y 8 centímetros por año. Avalonia y Carolina eran entonces dos continentes acintados, similares a Nueva Zelanda, que separaban el océano Jápeto, al norte, del Reico, al sur (de la misma manera que Nueva Zelanda separa el océano Pacífico, al este, del mar de Tasmania, al oeste). Sin embargo, mientras Avalonia y Carolina derivaban hacia el norte, el margen septentrional de Gondwana permanecía fijo a una latitud en torno a 60° sur y el margen sur de Laurentia a unos 10° sur. Por tanto, la apertura del océano Reico al sur de esos terrenos se veía compensada por el cierre del Jápeto al norte de los mismos.

De los datos paleomagnéticos se desprende que, hace unos 440 millones de años, Avalonia se hallaba muy cerca de Báltica (Europa occidental) y de Laurentia oriental. Durante los siguientes

PRINCIPIOS BASICOS DE LA TECTONICA DE PLACAS

De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas, la Tierra consta de una capa externa rígida, la litosfera, de entre 100 y 150 kilómetros de espesor; debajo hallamos la astenosfera, una capa más caliente (a más de 1100 °C), plástica (deformable), que forma parte del manto. A la manera de una cáscara de huevo resquebrajada, la litosfera se halla dividida en unos 20 fragmentos, o placas, que se desplazan alrededor del globo a velocidades inferiores a 10 centímetros al año. Según se van moviendo, interactúan unas con otras: colisionan, se separan y se deslizan. A corto plazo, esas interacciones generan tensiones que se liberan en forma de terremotos. En el transcurso de millones de años, se levantan cordilleras donde las placas colisionan y se forman océanos donde éstas divergen y se separan.

Los continentes se hallan incrustados en esas placas; se desplazan de modo pasivo y solidario con ellas. A lo largo de millones de años, los movimientos tectónicos han abierto y cerrado cuencas oceánicas enteras. Por botón de muestra, el alejamiento de América respecto de Europa y África durante los últimos 180 millones de años ha abierto el océano Atlántico, que continúa creciendo. El mapa del mundo que conocemos ahora corresponde, pues, a un fotograma de una película continua.

La fuerza que mueve esos continentes proviene de una cordillera submarina que discurre a lo largo de todo el Atlántico y que pertenece a un sistema global de cordilleras, o dorsales, mesoocéánicas. En esas dorsales, el magma caliente que surge del manto subyacente crea litosfera. Al par que se crea nueva litosfera, se van separando cada vez más las placas adyacentes a la dorsal oceánica.

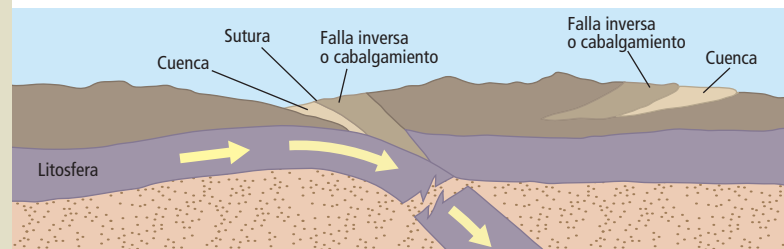
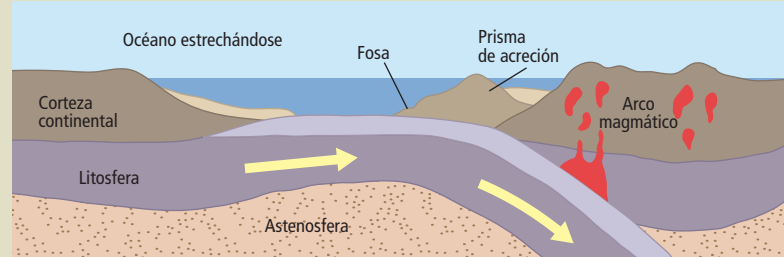
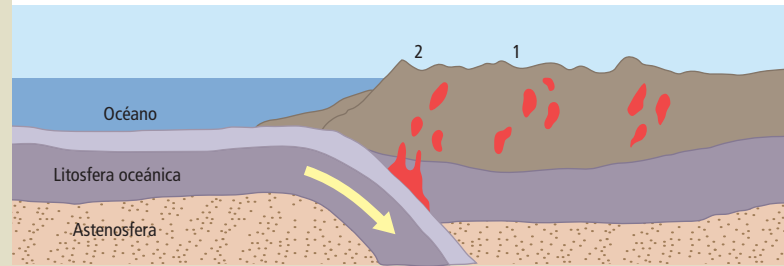
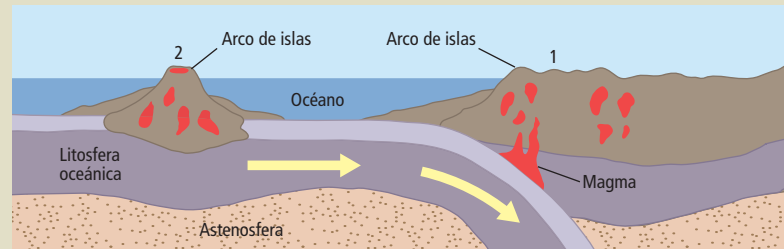
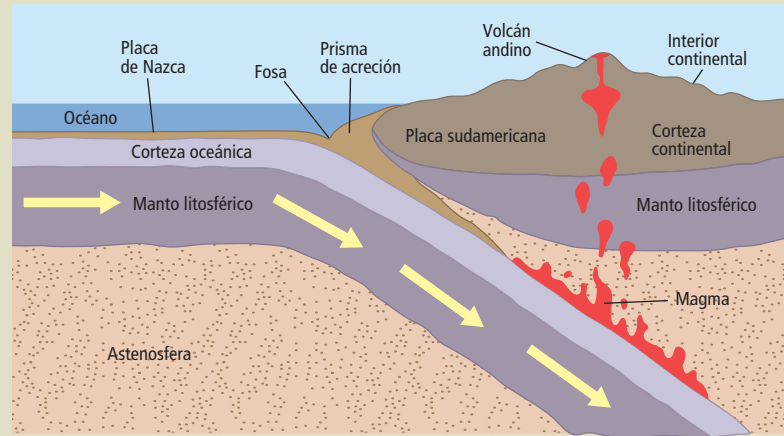
Dado que la superficie del planeta es constante, la creación de litosfera debe compensarse con la destrucción de litosfera antigua, en algún otro lugar, mediante *subducción*. Conforme el océano Atlántico se ha ido abriendo, el movimiento de América hacia el oeste ha provocado que el fondo del océano Pacífico se haya subducido bajo ésta.

Cuando las placas convergen, la más densa es empujada por debajo de la más ligera y entra en el manto, donde se consume. La corteza oceánica, por lo común más densa que la corteza continental, suele subducir por debajo de placas continentales. Donde convergen dos placas oceánicas, se subduce la más antigua (y, por tanto, más densa). Por esa razón, la edad del fondo oceánico no alcanza los 180 millones de años, mientras que los continentes llegan hasta los 4000 millones de años de edad.

La subducción es responsable, directa o indirectamente, de la *orogénesis*. Conforme las placas oceánicas, frías y densas, descienden hacia el interior de la Tierra, se van calentando y fundiendo. El magma que se produce, menos denso, asciende hacia la superficie: alimenta volcanes y calienta la corteza continental adyacente para erigir montañas.

La colisión de un continente con continentes acintados o islas oceánicas (denominados en conjunto *terrenos*) corresponde a otra forma de orogénesis. Todos los océanos modernos contienen islas (Nueva Zelanda y las islas Filipinas, por ejemplo), que se agregarán, por acreción, a un continente si el fondo oceánico entre esas dos masas emergidas se consume por subducción. La colisión resultante produce actividad magmática y deformación de las rocas, lo que resulta en la generación de nuevas montañas. Así ha sucedido en el oeste de Norteamérica, donde las colisiones de numerosos terrenos durante los últimos 200 millones de años han ido añadiendo más de 500 kilómetros de continente al borde occidental de la placa Norteamericana.

Si la placa que subduce contiene corteza continental, la colisión entre continentes produce montañas imponentes: este es el caso del Himalaya, creado tras la colisión entre la India y el sudeste de Asia, y de los Alpes, nacidos del choque entre África del norte y Europa meridional.



LA SUBDUCCION DE LITOSFERA en la astenosfera calienta el manto y la corteza suprayacente; ello produce magma que puede acabar en la superficie en forma de volcanes. Los Andes ofrecen un ejemplo moderno de ese proceso (a). La subducción acerca islas volcánicas, que colisionan con el continente (b), dando lugar a montañas formadas por acreción (c). Las cordilleras del oeste de Norteamérica derivan de varios episodios de acreción ocurridos durante los últimos 200 millones de años. La subducción atrae continentes enteros uno contra otro: se cierran así cuencas oceánicas (d) y se producen colisiones continentales (e), que generan cadenas montañosas, como se observa en los Alpes y el Himalaya.

30 millones de años, los tres continentes citados convergieron hasta colisionar para crear un continente mayor: Laurusia. La amalgamación de continentes cerró el océano Jápeto, generando en su lugar la cordillera Caledoniana. A partir de ese momento y a medida que el océano Reico era subducido bajo Laurusia, el supercontinente se movía atraído o arrastrado hacia el sur, donde se hallaba Gondwana. Los dos continentes completaron así el cierre del océano Reico para integrar Pangea, hace entre 340 y 290 millones de años, dando lugar a la formación de la cordillera Varisca.

Queda una cuestión pendiente: ¿por qué se formó el océano Reico en el lugar en que éste se inició? Para dilucidarla, nos centraremos en los mecanismos en cuya virtud Avalonia y Carolina se se-

3. PLEGAMIENTO SINCLINAL en el valle del río Narcea, Asturias. Las rocas se formaron durante la apertura del Océano Reico y se deformaron cuando éste se cerró.

pararon de Gondwana hace unos 485 millones de años.

Zonas de debilidad cortical

Los terrenos, al chocar contra los márgenes continentales, desempeñan una función básica en el desarrollo de las cordilleras. El margen occidental de Norteamérica ofrece un buen ejemplo. Allí, las sucesivas colisiones de terrenos han provocado pulsos de actividad orogénica que han resultado en la formación de las Montañas Rocosas.

De acuerdo con nuestra investigación, el lugar donde se constituyó el océano Reico vino determinado por episodios geológicos ocurridos 150 millones de años antes, que generaron a lo largo del margen septentrional de Gondwana zonas de debilidad cortical. ¿De qué modo se formaron esas cicatrices geológicas?

A tenor de la información recabada, las rocas ígneas que se formaron en el margen septentrional de Gondwana hace

entre 630 y 570 millones de años pueden clasificarse en dos grupos, en función de la edad y la composición del material a partir del cual se originaron. Un grupo corresponde a magmas que provienen de la fusión de un “basamento” (rocas sobre las que se depositaron las rocas sedimentarias) continental y más antiguo. El otro grupo incluye magmas derivados de un basamento más joven (de unos 1000 millones de años).

La edad del basamento que se fundió para dar lugar al magma que originó las rocas ígneas se deduce a partir de la composición isotópica de las mismas, en concreto, de la relación entre isótopos de samario (Sm) y de neodimio (Nd). La relación isotópica del neodimio, ϵ_{Nd} , indica el momento en que una roca se formó a partir del manto terrestre. Aunque la roca se vuelva a fundir, mantiene su relación isotópica hasta que se reincorpora al manto.

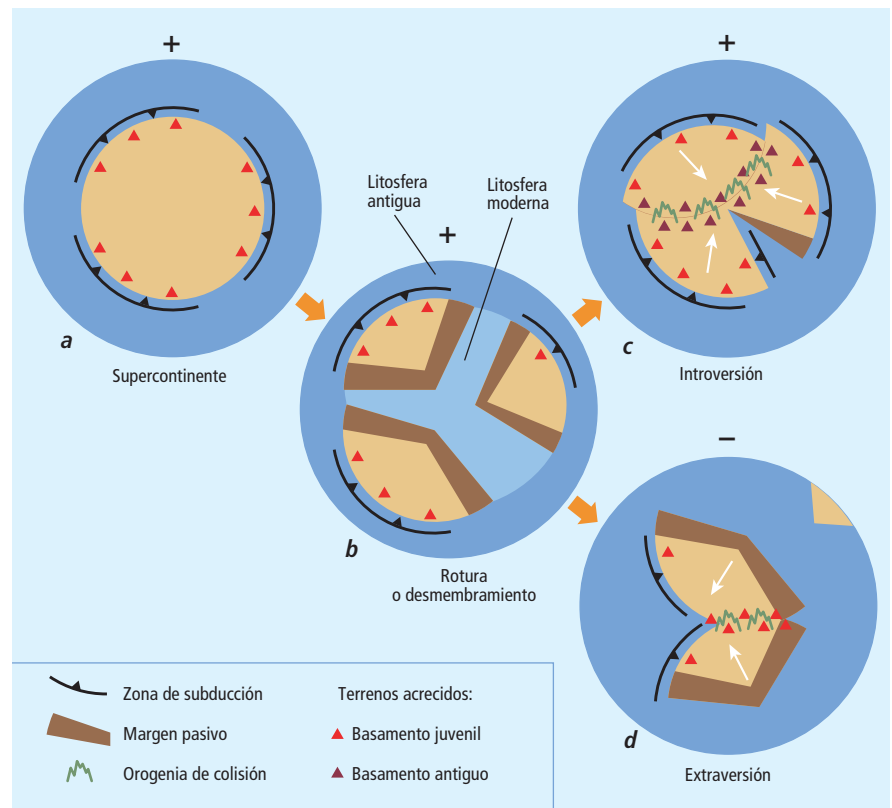
El grupo de rocas ígneas de Gondwana de procedencia más antigua se hallan



hoy en el noroeste de Francia, el sur de la Península Ibérica y en algunos lugares de Alemania. Esas rocas suelen presentar valores de ϵ_{Nd} negativos (entre +1,6 y -9,9). El guarismo significa que, aunque formadas las rocas a partir de un magma que se solidificó hace unos 600 millones de años, el magma en cuestión provenía de los restos fundidos de un continente creado hace entre 1000 y 2000 millones de años.

Rocas de ese continente afloran hoy en el noroeste de Francia. Scott Sampson, de la Universidad de Syracuse, y Richard D'Lemos, de la Universidad de Oxford Brookes, han determinado la edad del basamento: unos 2100 millones de años. La composición isotópica de Sm y Nd indicaría, por tanto, que durante la formación de las rocas se habría producido la fusión del basamento de 2100 millones de años con magmas más jóvenes, o juveniles, provenientes del manto. Los cálculos de Sampson y D'Lemos guardan una estrecha semejanza con los que se obtienen para un extenso afloramiento de basamento situado en Africa occidental. Casi todas las reconstrucciones de la geografía de nuestro planeta en ese período (hace entre 600 y 550 millones de años) sitúan el basamento de Africa occidental en el margen septentrional de Gondwana. Apoyados en tales datos, suponemos que el grupo de rocas ígneas de procedencia más antigua se originaron en la fusión del basamento de Africa occidental.

El segundo grupo de rocas ígneas del margen septentrional de Gondwana se halla en el este de Norteamérica, el sur de Gran Bretaña, el centro y el norte de la Península Ibérica, y algunas regiones del este de Alemania, República Checa y Polonia. Esas rocas ígneas suelen presentar valores de ϵ_{Nd} positivos (entre +5,0 y -1,0), que se corresponden con edades de entre 750 y 1100 millones de años. El mínimo solapamiento con los valores obtenidos para el primer grupo de rocas da a entender que, pese al parecido externo, las rocas ígneas de edades comprendidas entre 630 y 570 millones de años derivaron de basamentos distintos. Las del primer grupo surgieron de magmas procedentes de rocas más antiguas, de unos 2100 millones de años de antigüedad; las del segundo grupo, de magmas que emergieron más tarde, hace entre 1100 y 750 millones de años.



4. LOS SUPERCONTINENTES están bañados por un océano "exterior", rodeados sus márgenes por zonas de subducción y regiones volcánicas (a). La rotura y dispersión de un supercontinente crea nuevos océanos "interiores" entre los continentes que se dispersan (b). El registro geológico indica que los océanos exteriores (c) e interiores (d) se cierran para generar un supercontinente ulterior. Los triángulos indican los terrenos que se han formado a partir de basamento juvenil (rojo) o antiguo (morado).

Otros hallazgos respaldan nuestra hipótesis. En las rocas sedimentarias que se intercalan con las rocas ígneas, descubrimos fragmentos de rocas erosionadas que se acumularon en antiguas cuencas de drenaje. A partir de la desintegración de isótopos radiactivos de uranio, argón y potasio, se ha determinado la edad de algunos minerales de las rocas erosionadas; en particular, circón y mica blanca. En el primer grupo de rocas ígneas, las edades estimadas se agrupan en los intervalos siguientes: 600-650 millones de años, 2000-2200 millones de años y 2400-2600 millones de años. En el segundo grupo las edades son otras: 1000-1200 millones de años, alrededor de 1500 millones de años y 1800-2000 millones de años. Confirman tales datos que los dos grupos de rocas sedimentarias se hallaban unidas a dos sistemas de drenaje continental cuando se formaron; resultan de la erosión de rocas creadas en periodos distintos. Es más, las edades de los circones del primer grupo de rocas ígneas coinciden con las de la potencial

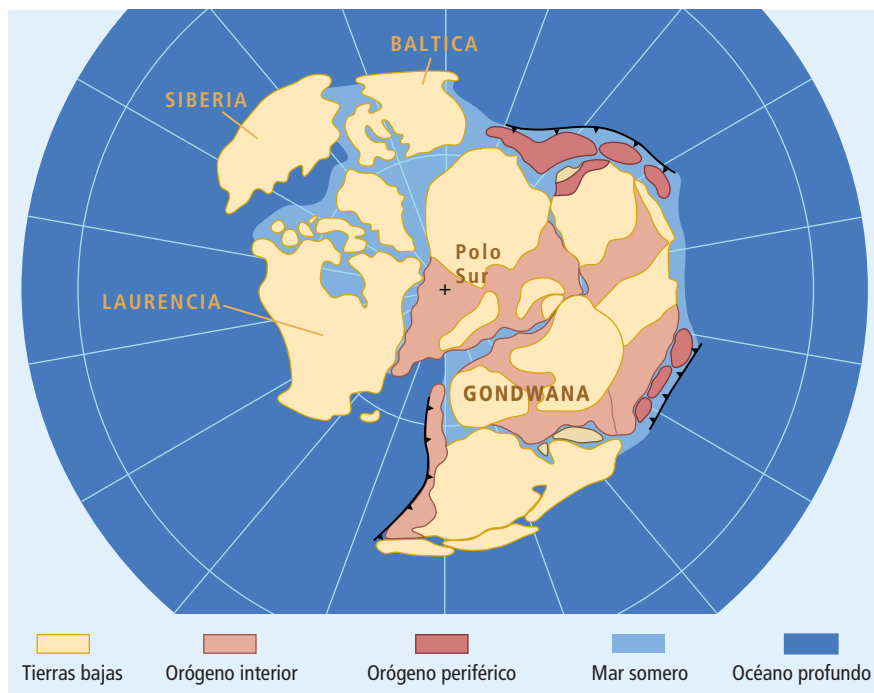
área fuente, el basamento de Africa occidental, lo que ratifica su conexión con el oeste africano.

En cuanto a la fuente del segundo grupo de rocas ígneas, hallamos una pista en la edad de las rocas fuente: entre 1100 y 750 millones de años, según las relaciones isotópicas de Sm y Nd. En esa época tuvo lugar un episodio crucial para la geografía de nuestro planeta. Hace entre 1000 y 1100 millones de años, la colisión de múltiples fragmentos continentales provocó el levantamiento de grandes cadenas montañosas y la formación del supercontinente Rodinia (de "patria" en ruso). Más tarde, hace unos 750 millones de años, se produjo un desarrollo generalizado de plataformas continentales y magmas derivados del manto, fenómeno que remite a la posible rotura y desmembramiento del supercontinente.

La edad del magma a partir del cual se formó el segundo grupo de rocas ígneas coincide, pues, con la extensión temporal de la existencia de Rodinia. Sin embargo,



5. EL SUPERCONTINENTE DE RODINIA comenzó a disgregarse hace unos 800 millones de años. Se muestran los restos de las antiguas cordilleras (verde) y los lugares donde se supone que hubo corteza juvenil (rojo), parte de la cual formó posteriormente Avalonia y Carolina. Si bien se desconoce la posición exacta de la corteza en cuestión, la hemos situado —para facilitar la ilustración de los procesos que se describen— alejada de los grandes cratones (masas continentales estables), a los que se habían agregado, por acreción, hace unos 550 millones de años. (Ga equivale a mil millones de años.)



6. EL OCEANO JAPETO comenzó a formarse entre Gondwana y Laurentia hace entre 650 y 550 millones de años. Los orógenos interiores corresponden a las cordilleras formadas por la colisión de grandes placas tectónicas. Los orógenos periféricos se generan por subducción y acreción de terrenos en los bordes de los continentes o de los supercontinentes. En negro se marcan las zonas de subducción en los márgenes de Gondwana.

el basamento progenitor no pudo haber sido el propio continente de Rodinia, ya que su corteza continental era más antigua; debió proceder directamente del manto situado por debajo de Mirovoi (“mundo” en ruso), el océano que rodeaba a Rodinia. El segundo grupo de terrenos se originó en mar abierto, no en el continente. Además, debieron colisionar y amalgamarse al margen norte de Gondwana antes del inicio del proceso de subducción mencionado (que tuvo lugar entre hace 635 y 570 millones de años), pues durante esa época aparece en las nuevas rocas ígneas la “firma” juvenil del segundo tipo de basamento.

La colisión de terrenos con un margen continental se denomina *acreción*. Constituye uno de los mecanismos de formación de cordilleras que contienen rocas deformadas y recrystalizadas, esto es, *metamórficas*. En cuanto al segundo grupo de terrenos, la presencia de rocas metamórficas en el sur de Gran Bretaña y en algunos sectores de Norteamérica oriental (sur de Terranova, Maine y Carolina) demuestra la acreción de los terrenos con Gondwana, hace entre 680 y 650 millones de años. El primer grupo de terrenos, en cambio, no muestran indicio alguno de acreción. Lo mismo que antes, semejante observación sugiere que esos terrenos se situaban a lo largo del margen de Gondwana, donde se hallaba el cratón de África occidental; reflejan, por tanto, el reciclado *in situ* de la corteza.

El contraste entre los terrenos que se hallaban a lo largo del margen de Gondwana y los que fueron agregados, por acreción, a dicho margen reclama la existencia de una gran separación, o sutura, entre ellos. El occidente de Norteamérica ofrece otro ejemplo de ese tipo de suturas. Desde hace 150 millones de años, varios terrenos del océano Pacífico han sido arrastrados y agregados, por acreción, a Norteamérica, produciendo varios pulsos orogénicos. Resultado de tal proceso, se produjo una importante sutura entre los terrenos acrecidos y la corteza más antigua de Norteamérica y, en nuestro estudio, de Gondwana.

Origen del océano Reico

El océano Reico se formó, pues, por la rotura y separación de Avalonia y Carolina, los mismos terrenos que habían sido agregados al margen de Gondwana.

MARCADORES ISOTOPICOS

El estudio del pasado geológico de un terreno equivale al estudio genealógico de una persona. Durante siglos, ciertos rasgos propios de nuestros antepasados se han perdido (el acento local, por ejemplo), pero otros se han mantenido al transmitirse de generación en generación (apellidos, canciones y bailes tradicionales). De igual modo, el paso del tiempo ha borrado en las rocas innumerables vínculos con el pasado. Con todo, algunos persisten: entre ellos, la composición isotópica. La relación de isótopos de los elementos del grupo de las tierras raras samario (Sm) y neodimio (Nd) refleja el momento en que los componentes de las rocas cristalizaron a partir del manto terrestre.

Los isótopos corresponden a átomos de un mismo elemento que difieren ligeramente en la masa. Numerosos elementos presentan varios isótopos, algunos de los cuales son inestables, radiactivos. Esos isótopos se convierten de forma espontánea, mediante un proceso que desprende energía, en otros isótopos más estables. El tiempo que tarda la mitad del "elemento progenitor" (inestable) en convertirse en el "elemento hijo" (más estable) se denomina *vida media*; es una constante característica de cada elemento. La vida media y la relación entre los isótopos "padre" e "hijo" se usan para calcular el tiempo transcurrido desde que comenzó la desintegración. Para rocas volcánicas, ese tiempo corresponde a la edad de cristalización, el tiempo que ha transcurrido desde que cristalizaron los minerales que los integran, es decir, la edad de la roca.

Don DePaolo, de la Universidad de California en Berkeley, y otros pioneros de la geología isotópica han demostrado que la transformación isotópica de Sm en Nd constituye uno de los mejores trazadores de los procesos ígneos y tectónicos. Esos dos elementos presentan propiedades químicas semejantes. Sin embargo, en los lugares donde el manto comienza a fundirse, el Nd (el más ligero de los dos) se concentra en el magma líquido que es extraído del manto y el Sm (más pesado) se concentra en el manto que no se ha fundido, o *manto empobrecido*.

El valor medio para la relación de Sm/Nd en toda la Tierra es de 0,32. Sin embargo, dada la tendencia del Nd a concentrarse en los magmas que escapan desde el manto hacia la corteza y del Sm para concentrarse en el manto empobrecido, la relación isotópica es menor en las rocas de la corteza (en torno a 0,2) y mayor en el manto empobrecido (alrededor de 0,5).

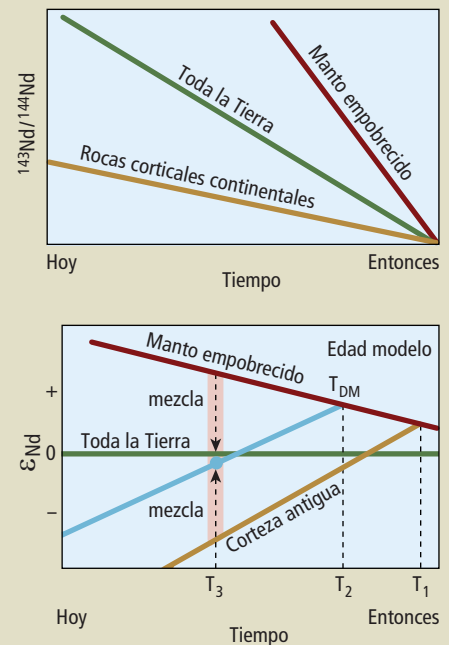
El samario-147 (^{147}Sm) es un isótopo radiactivo que se desintegra en el isótopo estable neodimio-143 (^{143}Nd). Conforme disminuye la cantidad de ^{147}Sm , aumenta la de ^{143}Nd . La vida media para esa transformación es de 106.000 millones de años.

El neodimio-144 también es estable, pero no se genera a partir de la transformación radioactiva, por lo que su proporción en una roca no cambia con el tiempo. Dado que el ^{143}Nd aumenta con el tiempo y el ^{144}Nd se mantiene, la relación entre ambos ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) se ha elevado en las rocas de la corteza, del manto y del total de la Tierra. Pero dado que la relación Sm/Nd es mayor en el manto empobrecido que en el total de la Tierra, mayor a su vez que en la corteza, la transformación de ^{147}Sm en ^{143}Nd determina que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumente con mayor prontitud en el manto empobrecido que en el total de la Tierra, y con mayor celeridad todavía en el total de la Tierra que en la corteza. En consecuencia, la composición isotópica Sm-Nd de los magmas generados en el manto empobrecido difiere de los generados en la corteza.

Los magmas mantienen la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la fuente que los originó. Los magmas formados por manto fundido presentarán, pues, una relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mayor que los magmas derivados de fundidos corticales. Cuando se conoce el momento en que cristalizaron esos fundidos, se aplica una corrección para las transformaciones radiactivas y se deduce la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en el magma inicial. La relación inicial ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ constituye la huella dactilar que registra el origen de esos magmas. Así, las rocas volcánicas que han derivado recientemente del manto difieren de las que proceden del reciclado de antiguas cortezas continentales, o de las que corresponden a una mezcla de ambas.

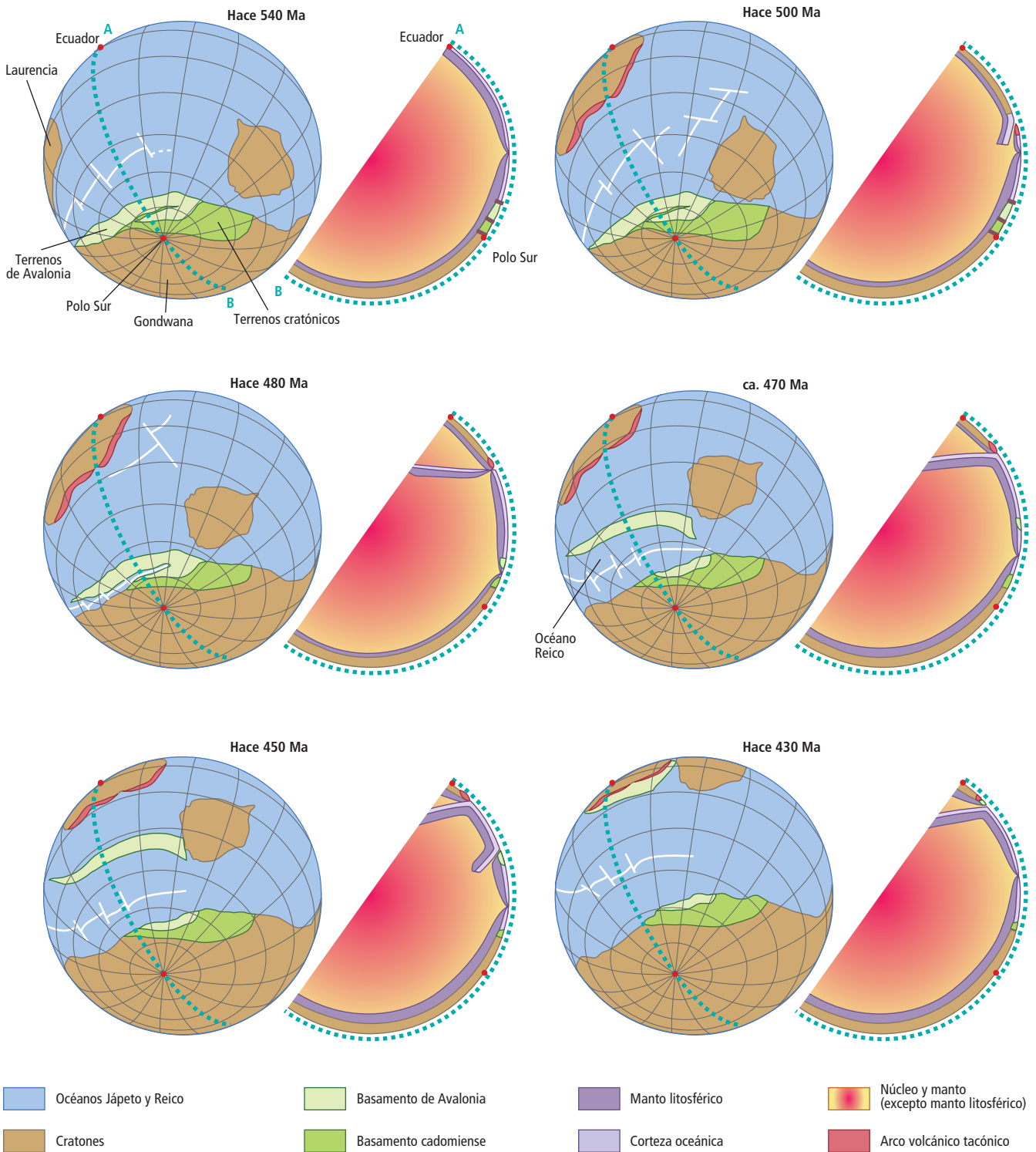
En términos absolutos, las diferencias entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las rocas mantélicas y corticales son reducidas. Para trabajar con mayor comodidad, se define un parámetro, ϵ_{Nd} , que refleja la diferencia entre la relación inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en la roca estudiada y la que tendría el total de la Tierra cuando cristalizó la roca. Según ese criterio, ϵ_{Nd} para el total de la Tierra calculado para cualquier edad tomaría un valor igual a cero. Dado que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumenta con mayor celeridad en el manto empobrecido y más lentamente en la corteza que en el total de la Tierra, los valores de ϵ_{Nd} se hacen, andando el tiempo, más positivos para el manto empobrecido y más negativos para la corteza. Esa evolución temporal corresponde a la "línea de crecimiento".

En la práctica, los geólogos usan esos principios a la inversa. Para las rocas derivadas de la corteza se calcula una línea de crecimiento (la variación de ϵ_{Nd} con el tiempo); se interpola luego hacia atrás, hasta que corta la línea de crecimiento del manto empobrecido. La intersección de las dos líneas de crecimiento corresponde al momento en que la roca tendría la misma composición isotópica que su origen



EL MANTO EMPOBRECIDO retiene mayor proporción de samario (Sm) respecto de neodimio (Nd) que el magma líquido que constituirá la corteza continental. Así, el manto empobrecido presenta una relación Sm/Nd (~0,5) mayor que la del total de la Tierra (~0,32) o la de la corteza continental (~0,2). Esas relaciones, junto con la constante desintegración de ^{147}Sm en ^{143}Nd , explican que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumente con mayor celeridad en el manto empobrecido que en el total de la Tierra o en la corteza continental (arriba). La diferencia en las relaciones iniciales entre el manto empobrecido y la corteza o el total de la Tierra (que se considera 0) se expresan en forma de ϵ_{Nd} . A partir de la relación Sm/Nd y el valor del ϵ_{Nd} de una muestra de roca (calculado para su edad de cristalización), se determina la línea de crecimiento (abajo, línea azul) que, una vez proyectada, cruza la línea correspondiente al manto empobrecido. Esa intersección indica la edad "modelo" del manto empobrecido (T_{DM}), la edad a la que la corteza juvenil del manto (T_2). La mezcla de magma juvenil con corteza antigua (T_1) arroja resultados falsos (T_3).

en el manto empobrecido, es decir, el momento en que los componentes de esa roca fueron extraídos del manto. Los cálculos deben aplicarse con precaución, pues a medida que los magmas ascienden hacia la superficie se mezclan con otros fundidos de origen distinto; las muestras procedentes de magmas mezclados dan resultados poco fiables. Afortunadamente, los geólogos detectan, mediante otros indicadores geoquímicos, si ha habido mezcla, de modo que las rocas de origen incierto se excluyen de los cálculos.



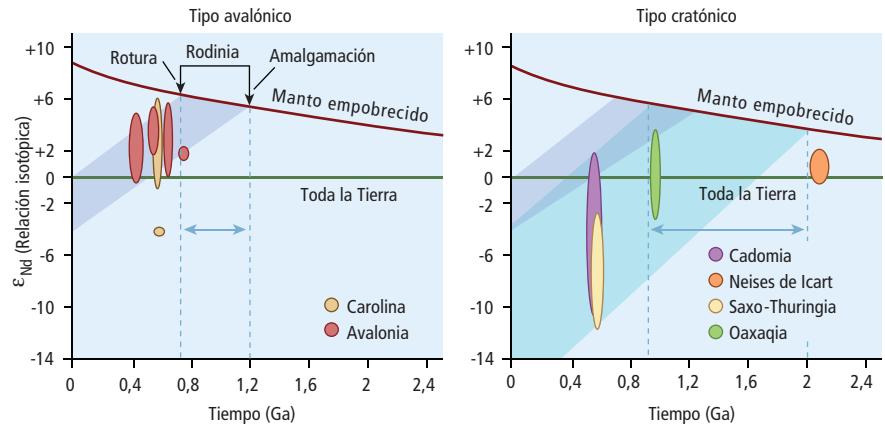
7. RECONSTRUCCIONES GLOBALES Y SECCIONES GEOLOGICAS. Esta serie muestra las fuerzas que generaron el océano Reico y determinaron su evolución hace entre 540 y 430 millones de años (Ma). Hace 540 millones de años, el océano Jápeto se extendía desde Laurencia a Gondwana; contaba con una dorsal mesoocéánica (*blanco*). Los terrenos más juveniles, Avalonia y equivalentes (*verde claro*), se movieron hacia el norte, deslizándose al lado de los que tenían un basamento más antiguo (*verde*), a lo largo de todo el margen de Gondwana. Hace 500 millones de años, la subducción hacia el sur que se originó al norte del océano Jápeto comenzó a cerrarlo, creando un arco volcánico (*rojo*). Tal y como describe Cees van Staal, del Servicio Geológico del Canadá, hace 480 millones de años Laurencia colisionó con esos arcos volcánicos; ello provocó la inversión

de la dirección de subducción, con la subducción consiguiente de la dorsal mesoocéánica de Jápeto. Desde ese momento, la corteza oceánica por debajo de Laurencia y en el margen de Gondwana pertenecen a extremos distintos de la misma placa litosférica. La tracción de la placa causada por la subducción de Laurencia pudo haber provocado la reapertura de la sutura entre Gondwana y Avalonia; ello habría generado el océano Reico conforme Avalonia derivaba hacia el norte, alejándose de Gondwana. Hace entre 470 y 450 millones de años, la subducción bajo el margen septentrional de Avalonia produjo un nuevo conjunto de arcos volcánicos. Hace 430 millones de años, Avalonia se había agregado, por acreción, a Báltica y luego a Laurencia, lo que supuso el cierre del océano Jápeto. (Las secciones no se han dibujado a escala.)

na 160 millones de años antes. Ambos continentes acintados se situaban entre el océano y la sutura con la masa continental principal. Según los datos paleontológicos y magnéticos, la mayoría de los terrenos situados entre la sutura y el continente permanecieron unidos a Gondwana.

El primer episodio relacionado con la fractura que dio lugar al nacimiento del océano Reico sucedió hace entre 540 y 490 millones de años, una vez cesó la actividad magmática relacionada con la subducción bajo el margen septentrional de Gondwana. A esa rotura le siguió una importantísima acumulación de sedimentos provenientes del margen continental, acompañada de actividad volcánica local. Es posible que Avalonia y Carolina se separasen del margen norte de Gondwana moviéndose en paralelo al mismo, a lo largo de la sutura (el actual golfo de California se ha abierto de manera similar, lo que está causando el movimiento de la península de Baja California por la Falla de San Andrés). Los datos paleontológicos y paleomagnéticos sugieren que, durante ese periodo, las vías marinas en el norte de Gondwana eran, como el golfo de California, estrechas.

Un segundo episodio relacionado con la apertura del océano Reico comenzó hace unos 490 millones de años, cuando Avalonia y Carolina empezaron a derivar hacia el norte a través del océano Jápeto. El aumento progresivo de la separación



8. LA RELACION ISOTOPICA DEL NEODIMIO (ϵ_{Nd}) indica en qué momento una roca emergió del manto terrestre. Esa "firma" isotópica se mantiene constante hasta que la roca se vuelve a incorporar al manto (no se altera aunque la roca se funda y recicla). Las rocas ígneas del margen septentrional de Gondwana se agrupan en dos conjuntos de edades. Los terrenos acrecidos (más jóvenes, a la izquierda) se formaron a partir de fragmentos fundidos de corteza juvenil, creada a partir del manto empobrecido de hace entre 750 y 1100 millones de años. Los terrenos cratónicos (más antiguos, a la derecha) constaban de restos fundidos de corteza continental más antigua, extraída del manto hace entre 1500 y 2100 millones de años. Los terrenos acrecidos que se muestran incluyen Avalonia (que en la actualidad ocupa parte de Norteamérica y el sur de Gran Bretaña) y Carolina (parte del este de los EE.UU.). Los terrenos cratónicos incluyen Cadomia y los gneises de Icart (noroeste de Francia), el terreno de Sajonia-Turingia (Alemania) y Oaxaquia (México). El área de los terrenos acrecidos coincide con el tiempo de existencia del supercontinente Rodinia; las flechas indican la formación y el inicio de la dispersión. El área para los terrenos cratónicos es más antigua y también más amplia. (Ga equivale a mil millones de años.)

respecto de Gondwana queda reflejado en los conjuntos fósiles de esta época.

Hace unos 460 millones de años, Avalonia ya se hallaba a unos 40° latitud sur, o, lo que es lo mismo, entre 1700 y 2000 kilómetros al sur de Laurencia; el margen de Gondwana permanecía a unos 60° latitud sur. Ello indica que Avalonia se desplazaba hacia el norte a una velocidad de 6 a 8 centímetros anuales. Parece que Carolina se hallaba más al norte todavía y desconectada de Avalonia. La situación de ambos terrenos, separados de Gondwana y Laurencia, sugiere que eran islas similares a Nueva Zelanda, cuya deriva hacia el norte fue cerrando de modo progresivo el océano Jápeto, al tiempo que el océano Reico se abría por detrás de ellas.

En conjunto, los datos muestran que los lugares donde se produjo la ruptura que ocasionó la apertura del océano Reico se corresponden con la reactivación de las zonas de sutura generadas, hace unos 650 millones de años, por la acreción en el margen de Gondwana de terrenos formados por corteza juvenil. Se desarrollaría esfuerzos tensionales que reactivaron esa antigua herida y separaron los terrenos por el costado que daba al océano.

El mecanismo que produjo la ruptura y posterior deriva del terreno ("rift-to-drift") no se conoce con precisión. Pero se han propuesto varios modelos. Durante episodios de subducción, los terrenos se separan del margen continental al que estaban unidos si la placa que subduce retrocede y se enrolla ("roll back") a medida que desciende hacia el manto. Ese tipo de subducciones se han detectado en la actualidad en el Pacífico occidental. Sin embargo, los terrenos que se separan así, suelen permanecer unidos al margen continental del que se han desprendido; muchos de ellos vuelven a agregarse al mismo. En el caso de Avalonia y Carolina, no hay pruebas claras de que sufrieran un proceso de ese tipo.

Otro modelo —más probable— para explicar la apertura del océano Reico se deduce a partir de la cronología de la principal fase de ruptura, que empezó hace unos 490 millones de años. En aquel momento, en el norte del océano Jápeto se estaba produciendo la acreción de terrenos oceánicos y la colisión con la dorsal centrooceánica, lo que causó deformaciones en las rocas del margen meridional de Laurencia. Se inició a continuación una nueva etapa

Los autores

J. Brendan Murphy es profesor de geología estructural, tectónica y petrología en la Universidad de San Francisco Javier, en Nueva Escocia. **Gabriel Gutiérrez Alonso** imparte clases de geología estructural y dinámica global en la Universidad de Salamanca. **R. Damian Nance** profesora en la Universidad de Ohio en Athens. **Javier Fernández Suárez** enseña geoquímica en la Universidad Complutense de Madrid. **Duncan Keppie** es profesor de la Universidad Nacional Autónoma de México; trabaja desde hace más de 40 años en universidades y servicios geológicos de EE.UU., Zambia, Canadá y México. **Cecilio Quesada** es investigador en el Instituto Geológico y Minero de España; se dedica al estudio de la evolución tectónica de la Península Ibérica. **Rob A. Strachan** desarrolla su labor investigadora en la Universidad de Portsmouth. **Jaroslav Dostal** es profesor emérito de petrología y geoquímica en la Universidad de Saint Mary en Nueva Escocia.
© American Scientist Magazine.

NYC
MAY 28 –
JUNE 1,
2008

The
invention
of velcro
was
inspired
by burrs
sticking
to a dog.

scienceiseverywhere.com

World
Science
Festival

©2008 Science Festival Foundation. All Rights Reserved.

de subducción bajo el margen de Laurencia. Después de la colisión de la dorsal, la nueva zona de subducción quedaría conectada con el margen septentrional de Avalonia y Carolina. A medida que una placa subducente sufre cambios mineralógicos que aumentan su densidad, ejerce una fuerza de tracción (“slab-pull”) sobre la parte de la placa alejada de la zona de subducción (lo mismo ocurre cuando el extremo de un mantel sobresale en exceso por el borde de la mesa y arrastra el resto del mantel, incluidas las migas que haya encima). Quizás Avalonia y Carolina fueron desgajadas de Gondwana por la tracción que ejerció su propia placa al ser subducida bajo el margen de Laurencia.

Formación de Pangea

La aglomeración de continentes que destruyó el océano Reico culminó con la colisión de Gondwana con Laurusia, un episodio crucial para la formación de Pangea. El estudio del origen y la evolución de esa extinta masa de agua resulta, por tanto, fundamental para comprender las fuerzas que crearon Pangea. El océano Reico se abrió con la partida de uno o dos continentes estrechos del margen septentrional de Gondwana (Carolina y Avalonia). Mediante técnicas de caracterización y trazado isotópico, se demuestra que esos terrenos se formaron en el océano Mirovoi, hace entre 750 y 1100 millones de años, y que se agregaron a Gondwana hace unos 650 millones de años. Una zona de debilidad, o sutura, debió separar del antiguo margen de Gondwana esos terrenos recién acrecidos. La subsiguiente subducción bajo ese margen, que comenzó hace 635 millones de años y en algunos lugares llegó a durar más de 90 millones de años, generó una poderosa actividad magmática en los terrenos acrecidos y en la corteza más antigua de Gondwana (Africa occidental).

Hace entre 540 y 500 millones de años, el cese de la subducción instó el establecimiento de un entorno de plataforma continental en dicho margen de Gondwana. Hace unos 490 millones de años, los terrenos que se habían ido agregando, por acreción, al margen de Gondwana (Avalonia y Carolina) comenzaron a separarse de ese margen; hace unos 460 millones de años, ya habían migrado unos 2000 kilómetros hacia el norte. Creemos que esos terrenos fueron desgajados de Gondwana porque la tracción de la placa que subducía bajo el margen de Laurencia causó la reapertura de la antigua sutura. La ubicación del océano Reico habría venido determinada por la existencia de una zona de debilidad cortical, generada en colisiones anteriores.

Bibliografía complementaria

USE AND ABUSE OF CRUST FORMATION AGES. N. T. Arndt y S. L. Goldstein en *Geology*, vol. 15, págs. 893–895; 1987.

MODELS OF RODINIA ASSEMBLY AND FRAGMENTATION. S. A. Pisarevsky, M. T. D. Wingate, C. M. Powell, S. Johnson y D. A. D. Evans en *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*, dirigido por M. Yoshida, B. Windley y S. Dasgupta, págs. 35–55. The Geological Society, Special Publication 206. Londres, 2003.

HOW DO SUPERCONTINENTS FORM? J. B. Murphy y R. D. Nance en *American Scientist*, vol. 92, págs. 324–333; 2004.

ORIGIN OF THE RHEIC OCEAN: RIFTING ALONG A NEOPROTEROZOIC SUTURE? J. B. Murphy, G. Gutiérrez Alonso, R. D. Nance, J. Fernández Suárez, J. D. Kerppe, C. Quesada, R. A. Strachan y J. Dostal en *Geology*, vol. 34, págs. 325–328; 2006.