

Poniendo las placas tectónicas en movimiento: ejercicios sencillos de cinemática de placas

Putting tectonic plates into motion: simple plate kinematics exercises

CARLOS FERNÁNDEZ

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, 20171-Huelva. fcarlos@uhu.es

Resumen En este trabajo se proponen ejercicios para poner en práctica la teoría de la tectónica de placas. Los medios necesarios son modestos, poco más que lápiz y papel. El aprendizaje de la tectónica de placas gana en profundidad e interés cuando estudiantes y profesores diseñan, recortan y mueven modelos de las placas con sus propias manos. Así, después de una breve introducción teórica a cada técnica, se presentan distintos ejemplos de movimientos de placas en dos y tres dimensiones, y se proponen prácticas para aclarar aspectos como los polos eulerianos y sus implicaciones tectónicas, las variaciones temporales en el tamaño de las placas y de sus límites, la reconstrucción de placas ya desaparecidas, o la naturaleza escurridiza del concepto de límite transformante.

Palabras clave: Evolución de las placas tectónicas, polos eulerianos, velocidad angular y lineal, rotación, tectónica de placas.

Abstract *A set of exercises is proposed in this work to put into practice the theory of plate tectonics. The needed equipment is very modest, little more than pencil and paper. The teaching of plate tectonics gains in depth and interest when both students and teachers design, cut, and move plate representations with their own hands. Thus, after a brief theoretical introduction to each technique, different examples of plate movements in two and three dimensions are presented, and distinct exercises are proposed to clarify aspects such as the Eulerian poles and their tectonic implications, the temporal variations in the size of the plates and their limits, the reconstruction of already disappeared plates, or the elusive nature of the concept of a transform boundary.*

Keywords: *Evolution of tectonic plates, Eulerian poles, angular and linear velocity, rotation, plate tectonics.*

INTRODUCCIÓN

Han pasado unos cincuenta años desde que la teoría de la tectónica de placas logró imponerse como paradigma central de la geología (Moores et al., 2013). Lo ha conseguido con todo merecimiento, si atendemos a su rigor formal, a su coherencia interna, o a su capacidad explicativa e incluso predictiva. La tectónica de placas nos ofrece las herramientas para comprender aspectos esenciales de la conformación e historia de nuestro planeta, como las características y ubicación de los grandes rasgos topográficos, la situación de las principales cuencas sedimentarias, la evolución de la vida y del clima, la estructura de la corteza, la génesis de los principales tipos de rocas o de los yacimientos minerales. Y lo hace presentándonos una litosfera móvil, activa, en constante cambio. Es una teoría que nos devuelve la imagen de un mundo dinámico

y que debería, por eso mismo, captar rápidamente la atención de cualquier estudiante. Medio siglo después de la última gran revolución en ciencias de la Tierra, cabe preguntarse si estamos presentando adecuadamente la tectónica de placas a nuestro alumnado. ¿Le estamos sacando suficiente partido en las aulas?

Este trabajo pretende aportar algunos recursos para conseguir que los y las estudiantes se sorprendan primero, comprueben luego cómo la teoría puede ayudarles a comprender mejor el mundo que les rodea, y reflexionen finalmente sobre la teoría, sus fundamentos y aplicaciones. Y también aprenderán sobre sus limitaciones y puntos débiles. Ese es el mejor camino para llegar a un conocimiento sólido y, por tanto, para formar personas verdaderamente críticas. El trabajo está pensado y dirigido esencialmente al profesorado de enseñanza secundaria, ya que se ha procurado que la profundidad de las

explicaciones y ejercicios propuestos sea la adecuada para esos niveles educativos. Obviamente, no se ha intentado ser exhaustivo, sino solamente mostrar algunas pinceladas de lo que, con medios muy básicos (en realidad, con unas hojas de papel, unos lápices de colores y unas tijeras podría ser suficiente), podemos avanzar en el conocimiento de este extraordinario planeta en el que vivimos. Siguiendo la afortunada frase de que llegamos a ver más lejos cuando nos aupamos en hombros de gigantes, es preciso aquí reconocer la influencia a lo largo de todo este trabajo de uno de los manuales más brillantes y didácticos sobre tectónica de placas, el libro de texto de Cox y Hart (1986), en cuyo prefacio los autores aseguran que “con la tectónica de placas, como en el ajedrez, se consigue una mayor comprensión jugando el juego que hablando o leyendo sobre él”. Ese es el enfoque también de este mismo artículo. Que comience el juego.

Las figuras relevantes y más necesarias de los distintos ejercicios que se proponen están ampliadas en el **material suplementario**, de modo que puedan ser copiadas, recortadas y usadas en clase con facilidad. Asimismo, en dicho **material suplementario** se ofrecen ejercicios adicionales que sirven para completar los de cada apartado y ofrecen distintas perspectivas de cada situación tectónica.

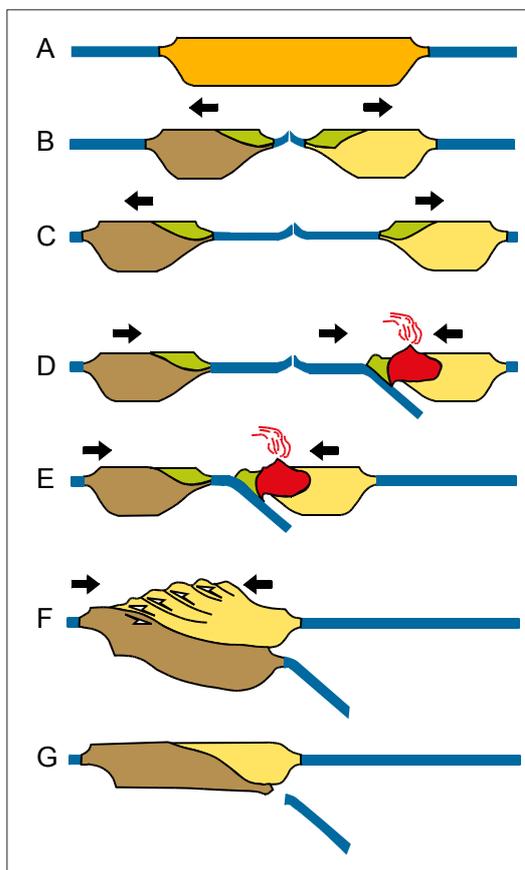


Fig. 1. Representación esquemática, bidimensional, del ciclo de Wilson, tal y como habitualmente se presenta en los libros de texto (evolución en el tiempo desde A hasta G). Los bloques más gruesos, de colores claros, corresponden a la litosfera continental, mientras que las bandas más finas, de color azul oscuro, simbolizan la litosfera oceánica.

¿DOS O TRES DIMENSIONES?

Pocas herencias científicas son tan fructíferas como la que nos dejó el geofísico y geólogo canadiense John Tuzo Wilson. En una de sus más notables contribuciones (Wilson, 1966), Tuzo Wilson mostró, basándose en la distribución de faunas marinas del Paleozoico inferior a ambos lados del Atlántico, que hubo un “proto-Atlántico” que se cerró durante el Paleozoico medio y superior, para volver a abrirse originando el océano actual. El proceso de rotura de un continente para generar un océano que, tras su cierre, permite que vuelvan a ensamblarse los fragmentos continentales dispersos, recibió el nombre, en su honor, de ciclo de Wilson. El rigor con el que Tuzo Wilson presentó el concepto, y el peso abrumador de los datos que lo avalaban, convirtió al ciclo de Wilson en una de las herramientas más eficaces en la explicación de la evolución de los continentes. No hay hasta el momento objeciones importantes al proceso que Tuzo Wilson presentó. Otra cosa es la forma en la que habitualmente se ilustra en los libros de texto (Fig. 1). El uso de cortes o secciones verticales es un procedimiento habitual en geología. Combinados con un mapa geológico y realizados en varias direcciones, son útiles cuando se pretende dar idea de la geometría de una estructura más o menos compleja. Pero si queremos ilustrar la historia de objetos en movimiento cuya trayectoria puede variar (las placas tectónicas necesariamente lo harán, como se verá después) a lo largo de la sección efectuada, disponiéndose oblicuamente a la propia sección, estaríamos cometiendo un grave error centrándonos en ese único corte. Inevitablemente, la figura 1 produce en quien la contempla (en este caso, nuestro alumnado) la sensación de que el continente inicial (Fig. 1A) vuelve a ensamblarse (Fig. 1G) por el mismo sitio por el que se rompió. Con ello, la teoría de la tectónica de placas se reduce a una simplificación bidimensional abusiva e injustificada que la empobrece. Y, lo más importante, se convierte en una teoría ramplona y algo acartonada, perdiendo gran parte de su fascinación, de su capacidad explicativa, de la posibilidad de cautivar al estudiante. Veamos por qué.

Para empezar, los continentes raramente se ensamblan de la misma manera en la que se fragmentaron. Por ejemplo, las litosferas de los actuales continentes africano y sudamericano formaban parte de la misma placa dentro de Pangea, y se situaban en continuidad (Fig. 2A). Sin embargo, la posición de ambas litosferas será previsiblemente muy distinta dentro de 250 Ma, en un hipotético supercontinente futuro (Fig. 2B). De acuerdo con la reconstrucción de Scotese (2000), África colisionará por el oeste con América del Norte. Por tanto, si equiparamos el corte I-I' (Fig. 2) a la figura 1A, resulta evidente que el corte II-II' no puede corresponder a la figura 1G. A no ser que entendamos que la imagen bidimensional de la figura 1 no representa realmente la cinemática, el verdadero movimiento de las placas tectónicas. Comprendiendo esto, habremos abierto la puerta a un mundo asombroso. Puede que alguien piense que ese futuro supercontinente no es más que una elucubración y que su comparación con Pangea no demuestra nada. La objeción a la figura 1 no necesita de tal supercontinente, por muy atractivo que

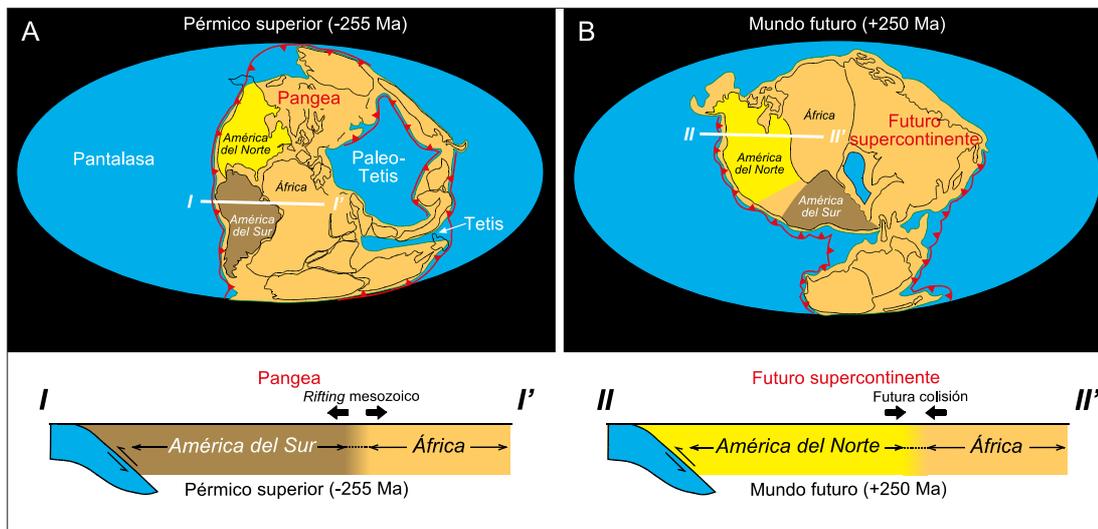


Fig. 2. Reconstrucciones de Pangea durante el Pérmico superior (A) y de un futuro supercontinente dentro de 250 Ma (B). Las secciones I-I' y II-II' aparecen localizadas en cada mapa, y pasan aproximadamente por la parte central del actual continente africano. Figuras redibujadas a partir de los mapas del Proyecto PALEOMAP de Scotese (2000). Se recomienda consultar la versión digital.

resulte que la tectónica de placas permita predecir el futuro. Basta con que echemos un vistazo a la distribución de las masas continentales a lo largo de la historia de la Tierra (por ejemplo, en una revisión reciente del ciclo del supercontinente elaborada por Nance et al., 2014). ¿Qué aspecto pasa por alto la representación del ciclo de Wilson mostrada en la figura 1? Le falta la tercera dimensión espacial. Las placas litosféricas se desplazan sobre la superficie de un planeta aproximadamente esférico, lo que impone que se muevan siguiendo unas reglas muy precisas. Conviene que nos detengamos un poco aclarando dichas reglas.

ALGUNAS IDEAS SOBRE LAS REGLAS QUE RIGEN LA CINEMÁTICA DE LAS PLACAS TECTÓNICAS

Una vez explicados los rudimentos de la tectónica de placas al alumnado, podemos preguntarle si considera que los movimientos relativos entre las placas son desplazamientos en línea recta o rotaciones. Probablemente la inmensa mayoría se decantará por la primera opción, con un grupo optando por un salomónico reparto entre ambos tipos, dependiendo del caso. La respuesta correcta es la segunda, lo que seguramente causará un buen estupor entre los presentes. La razón es obvia: si asumimos como aproximación razonable que la superficie de la Tierra es esférica, cualquier objeto que se desplace sobre ella manteniendo las características cinemáticas de su movimiento, y si no encuentra obstáculos que se lo impidan, volverá al punto de partida tras completar una trayectoria circular. Es decir, rotará. Y este hecho es independiente de que la placa se detenga antes, cambie su cinemática, o consideremos la rotación relativa de la placa tectónica con respecto a otra placa, o su rotación “absoluta” con respecto al interior de la Tierra. Este giro de las placas, como cualquier otra rotación, se verifica alrededor de un eje ideal que, en este caso, atraviesa todo el planeta pasando por su centro. Dicho eje corta a la superficie de la Tierra en dos puntos conocidos como polos de rotación o polos eulerianos, situados en posiciones diametralmente opuestas del planeta (polo

y antipolo). A efectos prácticos, podemos describir la rotación con uno solo de estos polos, ya que el segundo queda automáticamente determinado por el primero. Cada partícula de la placa en cuestión se mueve a lo largo de un círculo menor (por aclarar el significado de un círculo menor, los paralelos son ejemplos de círculos menores para el caso del movimiento de rotación de la Tierra en su conjunto alrededor de su eje, Fig. 3A). El centro común sobre la superficie del planeta de todos los círculos menores por los que se desplazan los distintos puntos materiales de una misma placa es el polo euleriano (de la misma manera que los polos geográficos lo son para los paralelos). Por supuesto, los polos eulerianos son absolutamente independientes de los polos que describen el movimiento de rotación de la Tierra (polos norte y sur, Fig. 3B), y no coinciden con ellos, salvo por casualidad. Para una placa determinada habrá distintos polos eulerianos, cada uno de los cuales expresará su rotación con respecto a cada una de las demás placas, o con respecto al interior de la Tierra.

Pero es más fácil entender estos conceptos si los representamos gráficamente (Fig. 3). De paso, podemos utilizarlos para explicar por qué razón los continentes se fragmentan y ensamblan de manera muy distinta a la expresada en la figura 1. Supongamos que un gran continente ((A+B)_i) en la Fig. 3A) sufre un proceso de *rifting* y se fragmenta originando dos nuevos bloques continentales (A y B, Fig. 3B). Cada uno de ellos forma parte de una placa distinta. El movimiento relativo de A y B se describe mediante la rotación alrededor del polo euleriano situado en la posición indicada (PE en las Figs. 3B a E). La rotación de A sigue los círculos menores (líneas rojas, Fig. 3) centrados en el polo euleriano, y se desplaza en sentido anti-horario. De este modo, nueva litosfera oceánica crece al suroeste de A, mientras se consume por subducción bajo B la situada al noreste de A (Fig. 3C). Cuando A llega a contactar con la protuberancia de B (punto 4 en la figura 3C), la zona de subducción da paso a un cinturón orogénico colisional (Fig. 3D). Finalizada la colisión, A se ha incorporado a B (el término científico utilizado es *acreción*) originando un nuevo continente ((A+B)_f, Fig. 3E), que no coincide con el de partida. Si continúa el movi-

Fig. 3. A) Imagen idealizada del globo terrestre, en la que se muestra un bloque continental hipotético, (A+B)_i. B) Dicho continente experimenta un proceso de rifting, separándose en dos nuevos bloques, cada uno formando parte de una placa litosférica distinta (A y B). C) a E) Rotación relativa de los bloques continentales A y B alrededor de su polo euleriano (PE), hasta llegar a colisionar para formar el continente (A+B)_f. El color azul representa la litosfera oceánica, para diferenciarla de los citados bloques continentales. Las trayectorias de movimiento de distintos puntos de la placa A se muestran en forma de arcos de círculos menores de color rojo. Las flechas rojas señalan la orientación de los vectores de velocidad lineal en distintos puntos de los límites de la placa A. F) Situación tectónicamente más compleja, con hasta cuatro placas distintas moviéndose entre sí (no se ha distinguido en este caso la litosfera oceánica de la continental). Los subíndices en los distintos polos eulerianos aluden a las dos placas cuya rotación controlan. En todos los casos PN se refiere al polo norte, marcándose también una red de meridianos y paralelos sobre la superficie del globo (líneas azules). Se recomienda consultar la versión digital.

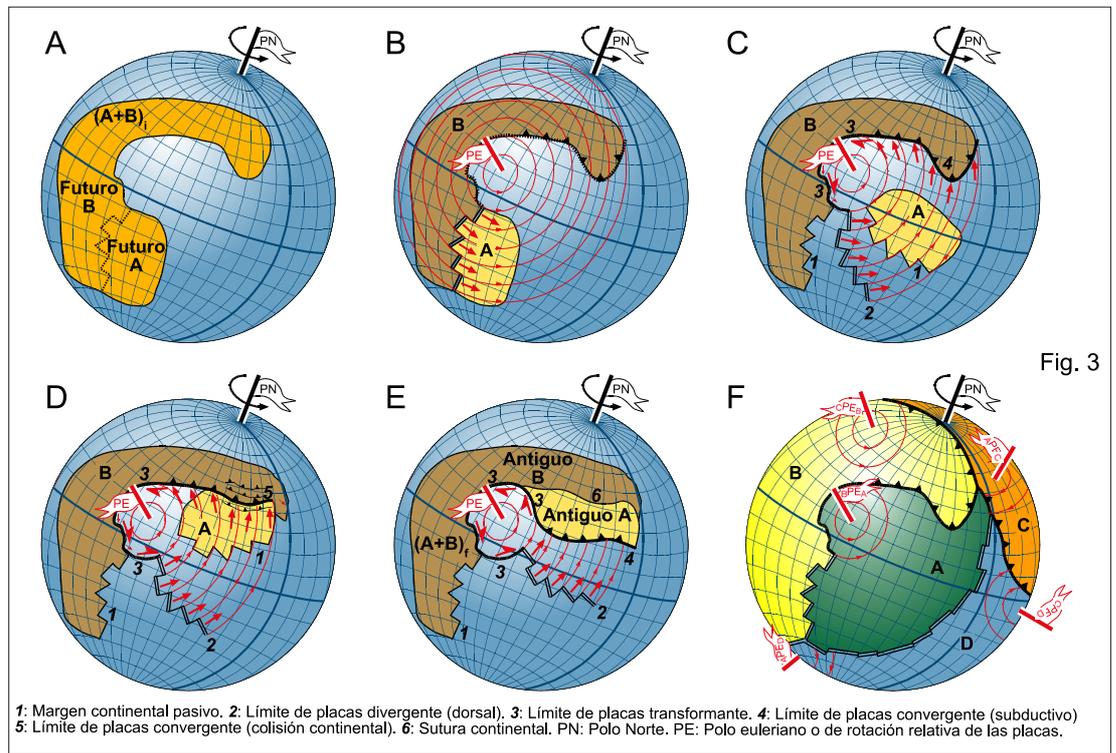


Fig. 3

miento relativo entre las placas, el océano situado al sur y suroeste de A puede comenzar a subducir bajo el continente, de manera que el margen continental pasa de ser pasivo a activo (comparar el borde sur de A en las Figs. 3D y 3E). Si tenemos ahora en cuenta que, en realidad, no son dos sino muchas las placas que se desplazan sobre la superficie de la Tierra (Fig. 3F), podemos fácilmente entender que la evolución de los bloques continentales durante los sucesivos episodios de fragmentación y colisión deben ser tan complejos como los deducidos para el pasado o los predichos para el futuro (Fig. 2). La imagen resultante puede marear, pero es mucho más entretenida (y realista) que la de la presentación estándar del ciclo de Wilson.

Ejercicio 1: Rotación de continentes; la magia de los polos eulerianos

Para ponernos manos a la obra bastaría con tomar la imagen de la figura 3B convenientemente ampliada y recortar el bloque correspondiente al continente A. Se recomienda que el alumnado lo desplace (manteniendo fijo el bloque B) según las trayectorias marcadas por las líneas rojas para reproducir los estadios B a E de la figura 3, comentando los resultados que se van obteniendo y las características tectónicas de cada punto de la figura en cada estadio (márgenes pasivos, márgenes activos y zonas de subducción, dorsales, transformantes, zonas de colisión continental). Podría ser también ilustrativo que el bloque recortado sea el B, rotándolo según el mismo polo euleriano, pero en sentido contrario al indicado en la figura 3B (y manteniendo fijo, en este caso, el bloque A). ¿Hay diferencias tectónicas con respecto al otro caso (no debería)? También se les puede pedir que roten el bloque A (o el B) según otro polo euleriano (a elegir) y observen las diferencias con el ejemplo inicial. O que rompan

el continente (A+B)_i de cualquier otra manera que les parezca. Una última pregunta: ¿viendo la figura 3D, es esperable que la colisión entre A y B sea ortogonal en todos los puntos, o será más probable que encontremos movimientos oblicuos en estos límites de placas? Evidentemente, esto último es lo habitual en la realidad, a pesar de lo que las figuras 1E y F parecen sugerir.

Alternativamente, se puede trabajar con una imagen a escala del planeta en tres dimensiones: son ideales las esferas que se utilizan para contener regalos y chucherías en las máquinas expendedoras situadas en bares y restaurantes. Se puede marcar sobre una de esas esferas un polo euleriano con rotulador, dibujando de manera aproximada (a mano alzada) círculos menores alrededor de ese polo, recortando luego en papel los bloques continentales y moviéndolos de las distintas maneras indicadas en el párrafo anterior.

LAS LECCIONES DE UNA TIERRA PLANA

A pesar de lo dicho antes, no siempre es posible o didácticamente conveniente trabajar con rotaciones en la superficie de una esfera. Al menos no al principio. Antes de seguir con tales complejidades (que no lo son tanto, como después veremos), intentemos extraerle todo el partido posible a una Tierra plana. Solemos asumir que una proporción elevada de la población medieval pensaba que la Tierra era plana. No deberíamos suponer que tal creencia estaba desprovista de bases empíricas. De hecho, cuando nos enfrentamos a las vastas extensiones del océano o de una gran llanura, nuestros sentidos nos empujan a admitir un carácter esencialmente plano para la superficie sobre la que nos situamos. Lo que sucede es que hay una enorme diferencia entre el

tamaño del planeta que habitamos y el nuestro. De la misma manera que obtenemos un segmento de recta como el límite de un arco de circunferencia cuando el radio tiende a infinito, la superficie de una esfera puede parecerse plana cuando el radio de tal esfera (comparado con nuestro tamaño) es enormemente grande (Fig. 4). Como en el caso anterior, las figuras relevantes de este apartado también se muestran ampliadas en el **material suplementario**.

Ejercicio 2: Relación entre el desplazamiento de dos placas y la naturaleza de los límites entre ambas

Supongamos que estamos observando dos placas tan pequeñas que podemos suponer que se mueven en una superficie plana. Más adelante veremos que la velocidad lineal entre dos placas depende de la distancia al polo euleriano, de modo que si dicha distancia es muy grande podemos asumir que su movimiento se produce en línea recta. Asumamos además que una de las placas (B) tiene forma triangular y se sitúa completamente dentro de la otra (A) (Fig. 5; basada en uno de los ejercicios del libro de Cox y Hart, 1986). Recortemos la placa B, y permitamos que se mueva en distintas direcciones dejando fija la placa A (ejemplos I y II en la figura 5). El resultado final es que los bordes entre A y B pueden corresponder a distintos tipos de límites de placas (divergentes, convergentes, transformantes), oblicuos o no, dependiendo del vector de velocidad relativa escogido. Esto permite discutir el alumbrado acerca de la naturaleza, polaridad y oblicuidad de los límites de placas. Se puede jugar cambiando la orientación del vector y comprobando los resultados obtenidos. También entenderá que el tipo de límite entre dos placas puede variar longitudinalmente simplemente porque cambia su orientación, sin modificaciones en la cinemática que rige el movimiento relativo entre ambas placas.

Ejercicio 3: Moviendo tres placas a la vez; reflexiones sobre la placa africana

Igual que en los ejercicios de malabaristas, cuando comienzan a hacer girar bolas en el aire con sus manos y van aumentando su número progresivamente, añadiremos a continuación una placa más. Hagámoslo con un ejemplo también inspirado en el libro de Cox y Hart (1986). Supongamos ahora que tenemos tres placas ideales (A, B y C), de forma rectangular, y que se desplazan en línea recta (Fig. 6). Ya sabemos que eso no es cierto, pero que podemos asumirlo a efectos prácticos si el polo euleriano está muy lejos de la zona mostrada en el mapa. Los vectores representados en la figura 6 indican la velocidad lineal relativa entre cada par de placas. Los límites entre las placas son paralelos. Por otro lado, en la parte izquierda y derecha de la figura 6 cambia la posición relativa de las tres placas. Si comparamos en cada límite de placas la orientación de dicho límite con la del vector de velocidad, llegaremos a la conclusión de que ambos límites son divergentes (dorsales) en el ejemplo de la izquierda. Por el contrario, el límite entre C y A es convergente en el ejemplo de la derecha. Resulta que, aun forzando un poco la realidad, estos ejemplos tan aparentemente artificiales también encuentran su paralelo en la Tierra, como se ve en los mapas de placas reales de

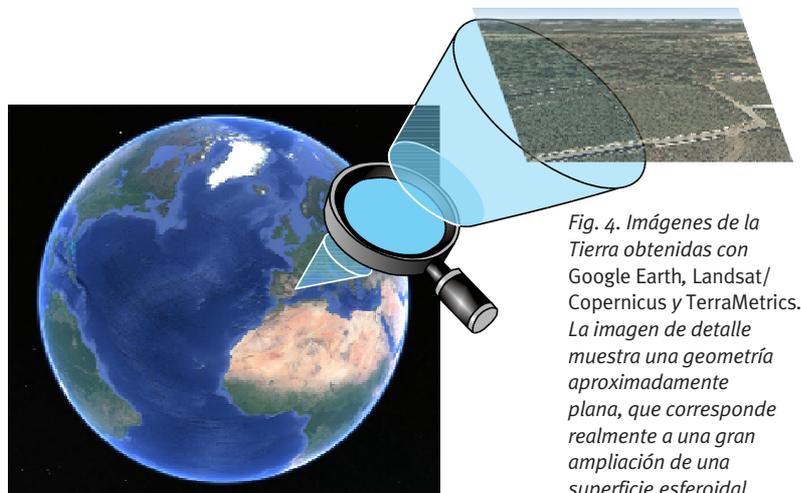


Fig. 4. Imágenes de la Tierra obtenidas con Google Earth, Landsat/Copernicus y TerraMetrics. La imagen de detalle muestra una geometría aproximadamente plana, que corresponde realmente a una gran ampliación de una superficie esférica.

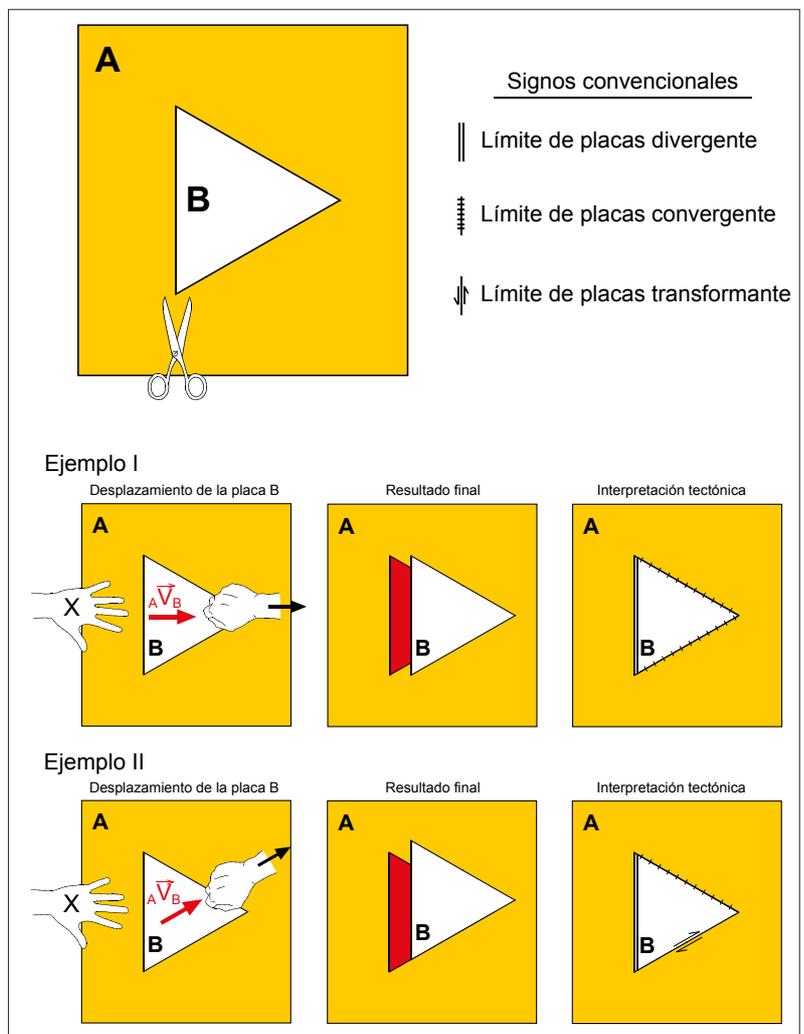
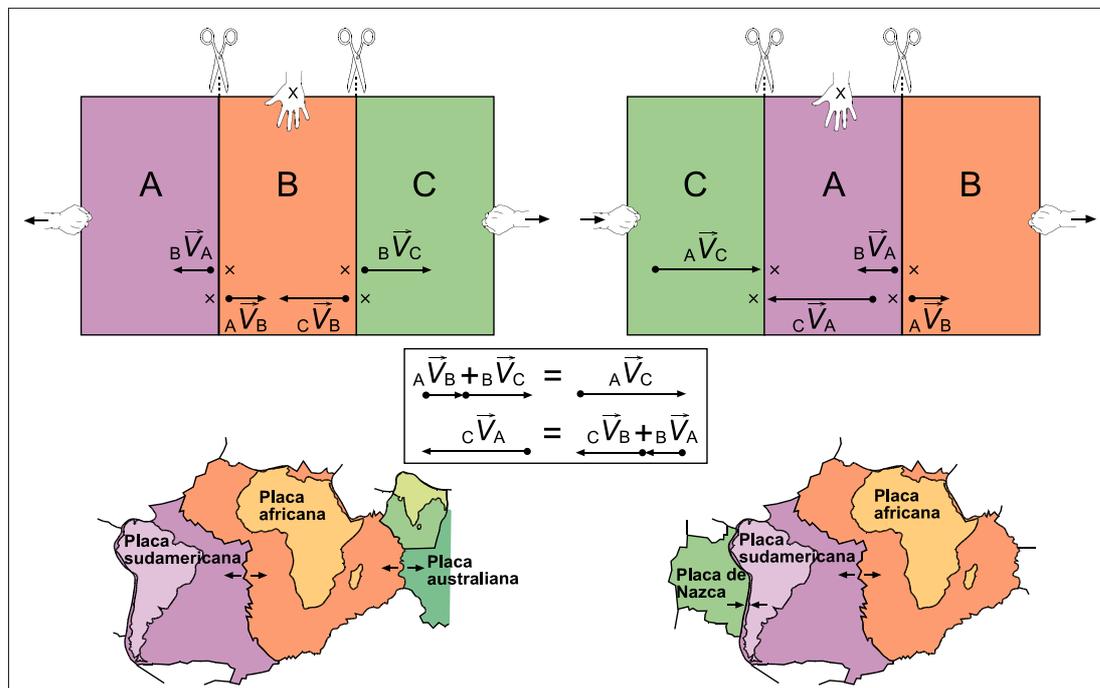


Fig. 5. Ejercicio sencillo manejando dos placas (A y B) en un espacio plano (tomado, con alguna modificación, de Cox y Hart, 1986). Una vez recortada la placa B, puede ésta desplazarse en distintas direcciones manteniendo fija la placa A (ejemplos I y II), lo que permite evaluar la naturaleza (divergente, convergente, transformante) de cada límite de placas. Se sugiere desplazar la placa B en los límites convergentes tanto cabalgando sobre la A (que es lo que se muestra en esta figura) como al contrario, con lo que se puede predecir si evolucionará creciendo de tamaño con el tiempo, o al revés.

Fig. 6. Ejercicio sencillo manejando tres placas (A, B y C) en un espacio plano (modificado de Cox y Hart, 1986). Los vectores \vec{V} representan el movimiento (vectores de velocidad lineal) de la placa que suponemos móvil (subíndice derecho) con respecto a la que suponemos fija (subíndice izquierdo). Cuando hay tres placas en juego, es posible determinar el vector que describe el movimiento de dos de ellas (por ejemplo, A y C) si conocemos por separado su velocidad con respecto a una tercera placa (por ejemplo, la B), como se muestra en el recuadro central. Comparando los vectores de velocidad relativa con la orientación y posición de los límites de placas es posible determinar su tipo (convergente, divergente, transformante). La fila inferior muestra ejemplos naturales similares a los del ejercicio.



la parte inferior de la figura 6. Lo que nos lleva a un par de reflexiones importantes. La primera tiene que ver con la placa central (B o placa africana) del caso de la izquierda. ¿Cómo es posible que esté afectada por dos vectores de velocidad de direcciones opuestas? ¿Se deformaría internamente la placa B? Pregunta interesante para plantearse al alumnado. La respuesta es que no, por la sencilla razón de que se trata de vectores de velocidad que describen movimientos distintos. La mejor manera de probar esto es recortando las tres placas y moviendo C hacia la derecha y A hacia la izquierda (las placas que se mueven se marcan en la figura 6, y en las figuras siguientes, con una mano cerrada –agarrando la placa– y una flecha), dejando fija B (marcada en la figura con una mano abierta y una X). Veremos, primero, que la placa B no se dobla ni desgarra y, segundo, que aparecen “huecos” en ambas dorsales, al separarse las tres placas, lo que nos servirá para discutir en clase por qué no se observan esos “huecos” en la Tierra real. Obviamente, no se observan porque se genera nueva litosfera oceánica incesantemente a medida que las placas se separan.

Y eso nos lleva a la segunda reflexión, ¿crece con el tiempo la placa B (africana)? Lo ha hecho y lo sigue haciendo, debido a que está casi completamente rodeada por dorsales, es decir, límites constructivos de placas. Las personas interesadas encontrarán más detalles al respecto en el **material suplementario**.

SI LAS PLACAS ROTAN: ¿SE PUEDE HABLAR DE VELOCIDAD LINEAL?

Acabamos de ver que sí se puede hablar de velocidad lineal. Aunque la realidad es un poco más compleja de lo que resulta al considerar una Tierra plana, o un polo euleriano muy alejado de la zona que se analiza. Podemos ilustrarlo con la clásica imagen del carrusel de caballitos o tiovivo (Fig. 7A).

Todos los caballitos giran a la misma velocidad angular (podríamos medirla mediante vueltas por minuto; en el caso de las placas tectónicas hablaríamos de grados o radianes por millón de años). Si no fuera así, los caballitos se separarían unos de otros. Sin embargo, los que se mueven por el exterior lo hacen a mayor velocidad lineal (caballito 3, Fig. 7A) que los que lo hacen por el interior (caballito 2). En el punto (1) de la figura 7A, coincidente con el centro del carrusel y, por tanto, con el eje de rotación, la velocidad lineal es nula. La relación entre los vectores de velocidad lineal (\vec{V}), velocidad angular (ω) y distancia al eje de rotación (\vec{R}) sigue la conocida expresión del producto vectorial. El profesorado puede coordinar algunos ejercicios con las asignaturas de Física y Matemáticas. Por ello, a mayor distancia del eje (caballito 3), mayor velocidad lineal. Y, por supuesto, la dirección de los vectores de velocidad lineal varía a lo largo del carrusel, describiendo distintas trayectorias circulares, todas ellas con centro en el eje de rotación.

Ejercicio 4: Placas que rotan, velocidades lineales y forma de las transformantes

Si queremos aplicar el ejemplo del carrusel al movimiento relativo entre las placas podríamos tomar una pequeña modificación de la figura 3, como se muestra en la figura 7B. La placa B rota alrededor del polo euleriano, alejándose de la placa A, generándose un límite divergente escalonado (segmentos de dorsal y de transformante alternantes) entre ambas. Podemos resolver el ejercicio directamente sobre la esfera dibujada (o sobre la analógica). O podemos acudir a una proyección bidimensional dibujando en un mapa las dos placas, el polo euleriano y las trayectorias circulares de rotación (Fig. 7C). En este caso, cortaríamos con unas tijeras el límite entre ambas placas hasta el polo de rotación (dicho sea de paso, éste no tiene por qué situarse en el límite entre las placas, pero no es imposible y se trata de una licencia conveniente en este caso).

A continuación podemos pedirle al alumnado que, manteniendo fija una de las placas (por ejemplo la A), gire un cierto ángulo la otra (placa B) pivotando alrededor del polo euleriano. Ahora les solicitaríamos que describan el resultado. Las placas se desplazan lateralmente en los segmentos (curvos, por supuesto) de las transformantes. Por tanto, si las fallas transformantes aparecen con trazados curvilíneos en los mapas no es solo como resultado de la proyección, sino que necesariamente su geometría es curva, paralela a las trayectorias de rotación, esto es, los círculos menores centrados en los polos eulerianos. Las fallas transformantes rectas del ejercicio 2 son el resultado de un polo euleriano muy alejado a efectos prácticos, no un reflejo fiel de la realidad. Y, no menos importante, comparando la figura 7D con la 7A, preguntaríamos al alumnado si encuentra diferencias en la velocidad lineal entre las placas A y B con la distancia al polo euleriano. ¿Es mayor la velocidad lineal en el punto 5 que en el punto 1 de la figura 7D? Poniendo una escala arbitraria y suponiendo un intervalo de tiempo geológicamente razonable, sería posible determinar las velocidades lineales en los puntos 1 a 5 y representarlos en un diagrama con la velocidad lineal en el eje de ordenadas y la distancia al polo euleriano en el de abscisas. ¿Qué conclusiones podemos sacar de ese diagrama? ¿Es esperable que la velocidad lineal sea idéntica en todos los puntos de una misma dorsal? Ciertamente no, variará sistemáticamente a medida que nos alejamos del polo euleriano; hecho que suele resultar sorprendente para el alumnado.

En el **material suplementario** se proponen tres ejemplos con datos reales del ejercicio 4.

¿PERO SE PUEDEN MEDIR ESAS ROTACIONES?

Esa es una de las preguntas más interesantes cuando hablamos de tectónica de placas. No solo se pueden medir, sino que su determinación ha permitido entender con rigor la historia de las distintas placas en el pasado y predecir –hasta cierto punto– su evolución futura, además de poder realizar una serie de comprobaciones acerca de la coherencia interna de la teoría. La tectónica de placas es una teoría científica aceptada mayoritariamente por la gran solidez de los argumentos –cualitativos y cuantitativos– que la respaldan, por su carácter explicativo, predictivo y coherencia interna. A sus más de cincuenta años goza de una salud inmejorable.

Entre las técnicas para medir rotaciones de placas se pueden citar las siguientes, sin pretender ser exhaustivos:

Técnicas geológicas-geofísicas

1.- La dirección de las transformantes. Al ser círculos menores centrados en el polo euleriano, si conocemos la dirección local de distintas transformantes que limitan un determinado par de placas, técnicas geométricas sencillas permiten obtener las coordenadas de dicho centro.

2.- Mecanismos focales de terremotos. Su explicación excede con mucho las pretensiones de este trabajo, aunque puede avanzarse que, en último tér-

mino, proporciona el mismo tipo de información que la técnica anterior.

3.- Velocidad de expansión en dorsales. Si se determina la velocidad lineal de separación entre dos placas en distintos puntos de una dorsal (como en el ejercicio 4, por ejemplo), es posible obtener no solo las coordenadas del polo euleriano, sino también el módulo del vector de velocidad angular, gracias a la definición del producto vectorial que relaciona velocidad lineal y angular (Fig. 7A).

4.- Trazas de puntos calientes (*hot spots*). Precisamente dedicaremos un ejercicio en este apartado a esa técnica.

Técnicas geodésicas

5.- Posicionamiento láser de satélites. Mediante las redes de triangulación de estaciones de seguimiento de satélites de órbita geoestacionaria es posible no solo controlar la trayectoria de los satélites,

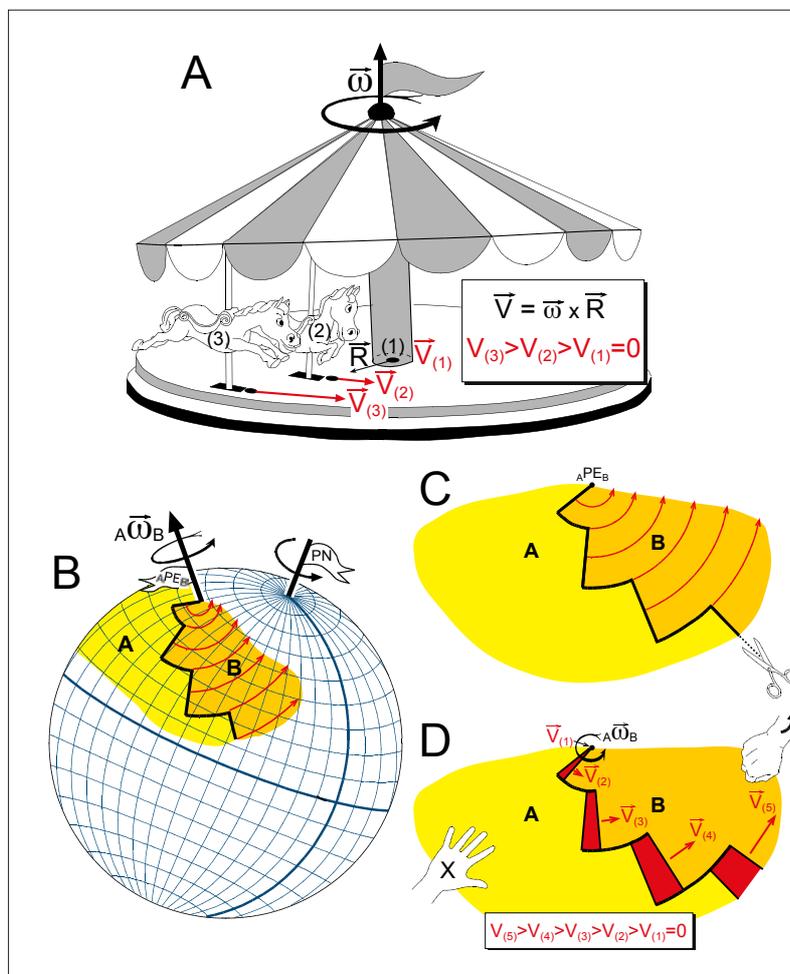


Fig. 7. Relaciones entre velocidad lineal y angular. A) Carrusel de caballitos mostrando la variación de la velocidad lineal (\vec{V}) con la distancia al eje de rotación y para una determinada velocidad angular ($\vec{\omega}$). La relación matemática entre ambos tipos de velocidad se indica en el recuadro. B) Imagen idealizada del globo terrestre mostrando la rotación de la placa B (supuesta móvil) con respecto a la placa A (supuesta fija). La flecha negra indica el vector de velocidad angular entre las placas, y las líneas rojas son las trayectorias de desplazamiento de distintos puntos de B. C) Proyección en dos dimensiones de las dos placas dibujadas en la figura 7B. D) Recortando el límite de placas es posible desplazar la placa B rotándola alrededor del polo euleriano. En el texto principal se discuten las principales implicaciones de los resultados obtenidos. Siempre es posible rotar B en sentido contrario (los resultados variarán), o rotar solo la placa A o las dos simultáneamente.

sino también medir la separación relativa entre las propias estaciones cuando están en distintas placas.

6.- Interferometría de muy larga base. Debido a la curvatura de la Tierra, picos concretos del patrón de radiaciones procedentes de enormes distancias (como las generadas en los quásares) es recibido con un desfase temporal de unos observatorios a otros. Este desfase varía con el tiempo si los observatorios están en distintas placas, lo que permite calcular la modificación en las distancias entre ellos.

7.- GPS. Es la más reciente de las técnicas geodésicas. Está aportando una información ingente sobre movimientos entre bloques litosféricos y corticales a muy distintas escalas, ya que es mucho más económica que las dos anteriores, y permite disponer de muchos más puntos de control.

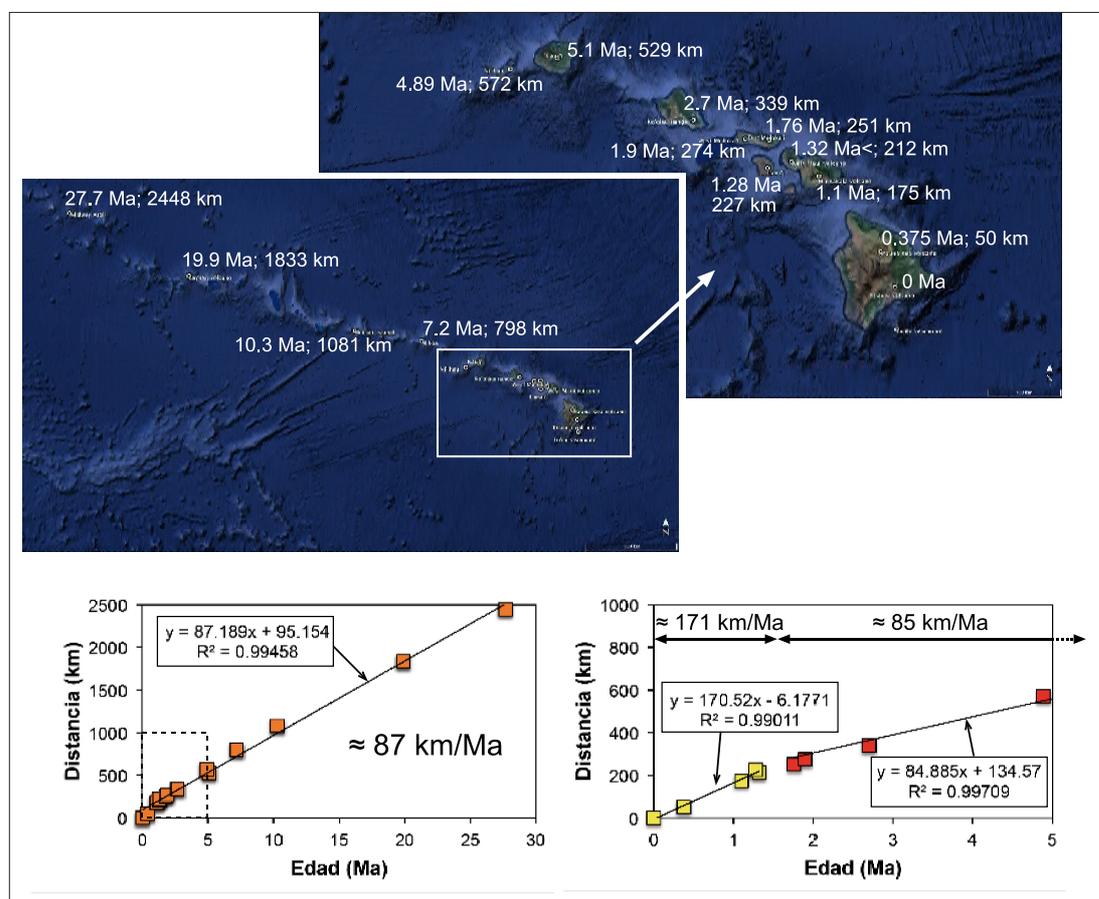
Mientras que las técnicas geológicas-geofísicas permiten obtener movimientos pasados entre placas, las geodésicas ayudan a determinar con gran precisión los actuales. Tras décadas de observación y de estudio intensivo de nuestro planeta hemos llegado a obtener modelos progresivamente más precisos de rotaciones entre placas (por ejemplo, el de DeMets et al., 2010, centrado en los movimientos actuales). Estos modelos sirven de base para los programas que calculan mediante algoritmos de rotación la posición de dos bloques continentales en el pasado o prevén su disposición razonable en el futuro. Uno de los procedimientos para medir rotaciones absolutas de placas consiste en el estudio de las trazas de los puntos calientes (técnica 4 de la lista anterior). El ejemplo clásico es el alineamiento

de volcanes –activos y extinguidos- de Hawái. Precisamente fue Tuzo Wilson quien utilizó esa zona para definir el concepto de punto caliente (Wilson, 1963). Su descripción del movimiento de la litosfera por encima de la fuente de los puntos calientes sigue siendo válida hoy en día y es el fundamento de la técnica que comentamos.

Ejercicio 5: Midiendo la velocidad lineal de la placa del Pacífico gracias a los volcanes de Hawái

Sobre imágenes de *Google Earth* de la alineación de volcanes asociada al punto caliente de Hawái (Fig. 8) se han marcado tanto las edades de cada edificio volcánico (en millones de años, Ma) como su distancia con respecto al Kilauea (volcán activo hoy en día). La idea es pedir al alumnado que dibuje un diagrama cartesiano representando la edad de cada volcán en abscisas, frente a la distancia al Kilauea en ordenadas (gráficos inferiores de la Fig. 8). Si el diagrama se elabora con una hoja de cálculo, se puede obtener con facilidad la recta de mejor ajuste, cuya pendiente nos indica la velocidad lineal de movimiento en ese punto de la placa del Pacífico con respecto al interior de la Tierra. Si se hace con suficiente detalle, podrá observarse que la velocidad parece ser mayor desde hace 1.5 Ma hasta la actualidad. Pero que, en líneas generales, ha permanecido bastante constante durante los últimos 30 Ma. Con estos resultados se puede discutir en clase el significado de los puntos calientes, y cómo se efectúa el movimiento de la placa sobre la fuente del magmatismo (los penachos del manto o *mantle plumes*). Si dicha fuente permanece o no fija con respecto al

Fig. 8. Imágenes Google Earth del fondo oceánico en la alineación del punto caliente (hot spot) de las Hawái. Los números indican la edad del vulcanismo en cada isla y la distancia con respecto al volcán Kilauea (zona activa hoy en día). Los diagramas de edad frente a distancia de la parte inferior de la figura muestran la proyección de dichos datos, así como las líneas de regresión, sus ecuaciones y sus coeficientes de correlación. El recuadro con línea discontinua del diagrama de la izquierda señala el área ampliada en el diagrama de la derecha. Puede observarse que la velocidad lineal promedio de la placa del Pacífico con respecto al interior de la Tierra en la zona ocupada por el archipiélago de Hawái es de unos 87 km/Ma durante los últimos 30 Ma.



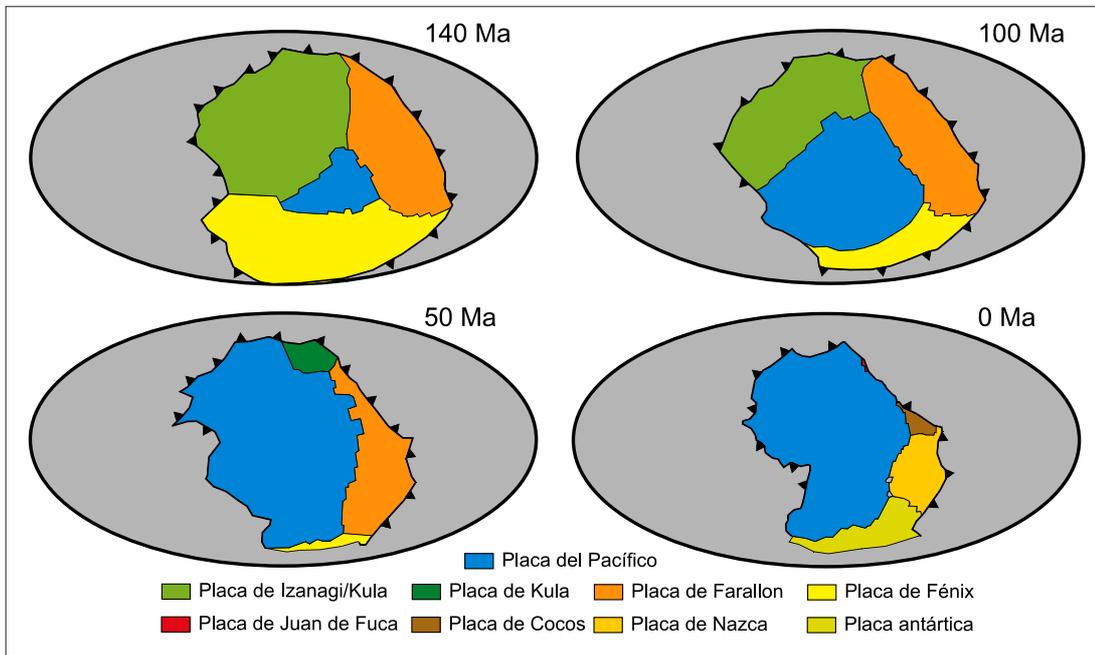


Fig. 9 Evolución de las placas compuestas mayoritaria o exclusivamente por litosfera oceánica y que ocupaban la posición del actual océano Pacífico. Modificado de Müller et al. (2008).

Fig. 10. Ejemplo teórico de variación a lo largo del tiempo geológico de la superficie de una placa constituida por litosfera oceánica. Se ha tomado como referencia el límite entre las placas norteamericana y del Pacífico, aunque no pretende ser una imagen fiel de su historia. Desarrollado a partir de un ejercicio de Cox y Hart (1986).

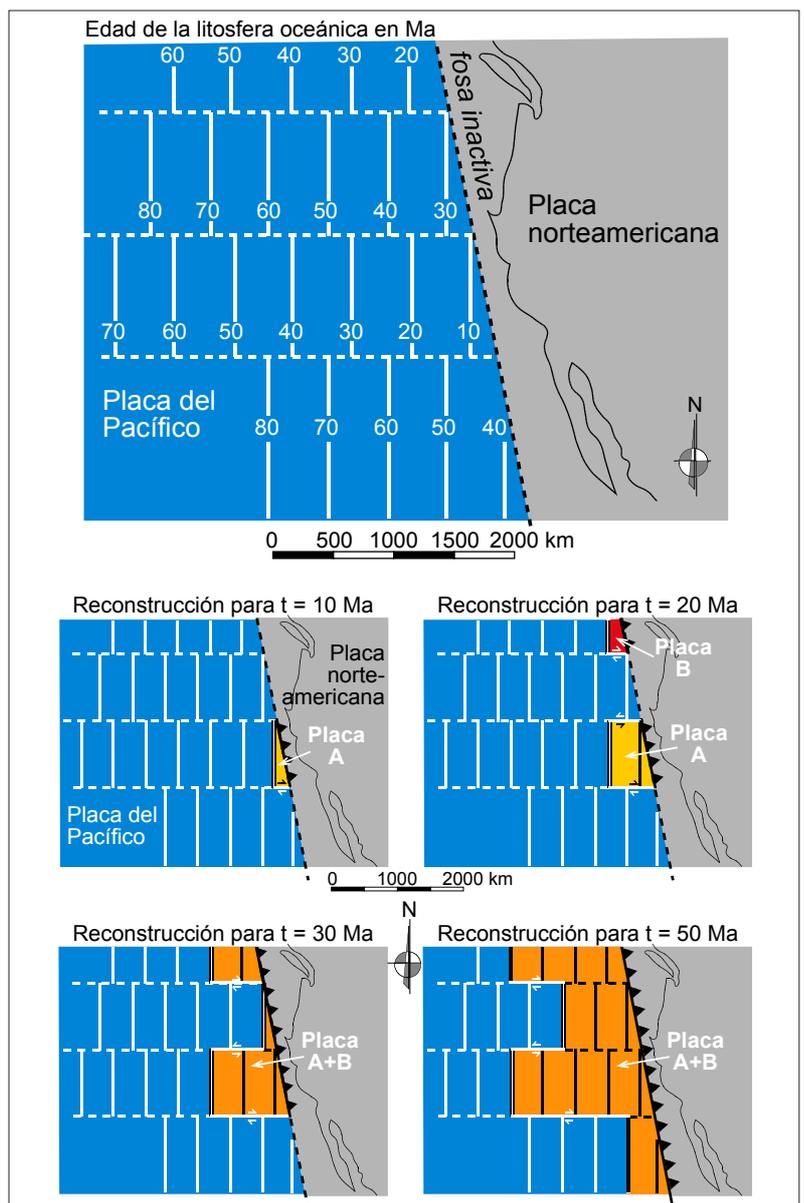
interior de la Tierra es algo que excede de las pretensiones y posibilidades del ejercicio.

La manera de determinar el polo euleriano en este caso se explica con más detalle en el **material suplementario**. Nótese que, aunque hay pequeños edificios volcánicos activos a escasos kilómetros al este y sudeste del Kilauea (por ejemplo, el volcán submarino Loihi), su presencia se relaciona con las dimensiones del punto caliente de Hawái, y no modific esencialmente el cálculo realizado en este ejercicio.

LA AZAROSA Y ACCIDENTADA VIDA DE LAS PLACAS TECTÓNICAS

De los anteriores apartados podemos concluir que las placas pueden crecer o menguar y también que su cinemática puede permanecer estable durante largos periodos de tiempo para cambiar bruscamente. Podemos explicar este comportamiento si comprendemos que las placas tectónicas están sometidas a unas reglas cinemáticas muy estrictas, que hemos descrito en parte con anterioridad en este trabajo. Y que se desplazan en número elevado sobre una superficie finita, que no parece haber aumentado ni disminuido, al menos durante el Fanerozoico (p. ej., McElhinney et al., 1978; Fowler, 1990). Debemos concluir que la evolución de las placas tectónicas sobre la Tierra es azarosa y llena de limitaciones y percances (Fig. 9). Hay placas que aparecen en un momento dado y luego crecen durante decenas e incluso centenares de millones de años (como la placa del Pacífico), otras que disminuyen de tamaño hasta desaparecer (placas de Izanagi y Kula) o disgregarse en otras menores (placa de Farallon que originó las placas de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca). ¿No es ésta una imagen viva y hasta emotiva de la litosfera?

Ejercicio 6: Experimento cinemático para comprobar que las placas pueden reducirse de tamaño hasta fragmentarse y desaparecer



Un ejemplo, tomado también del libro de Cox y Hart (1986), sirve para ilustrar la desaparición progresiva de una placa con litosfera oceánica, en este caso la placa de Farallon (Fig. 10). Se trata, no obstante, de una simplificación casi abusiva: asumimos que las placas norteamericana y del Pacífico no se mueven una con respecto a la otra, y que los polos eulerianos se sitúan a una distancia virtualmente infinita (transformantes rectas). El nombre dado a las placas en la figura 10 es, pues, puramente orientativo, y no pretende reflejar la evolución real de las mismas. Para ello sería necesario utilizar técnicas que exceden lo que estamos viendo en este trabajo. Pero el ejemplo sirve para mostrar de qué manera pueden ir reduciéndose las dimensiones de una placa hasta que llega a fragmentarse formando otras menores, que acaban también por desaparecer totalmente. Comenzaríamos por pedir al alumnado que analice las isócronas registradas en el fondo del océano (anomalías magnéticas). Han tenido que ser generadas en una dorsal pero, al contrario de lo esperable, su edad aumenta hacia el centro del océano (oeste), mientras que disminuye hacia la fosa inactiva. Por tanto, dicha dorsal debe haber desaparecido por subducción. Esto nos plantea una nueva discusión con el alumnado: ¿puede subducir una dorsal? ¿Los límites de placas pueden también aparecer en un momento dado, crecer, menguar y acabar desapareciendo? Pueden, y lo llevan haciendo desde que la tectónica de placas actúa en

la Tierra. ¿Habrá desaparecido esa dorsal al mismo tiempo a lo largo de toda la fosa? Obviamente, no. En la parte central lo habrá hecho hace menos de 10 Ma, mientras que al norte (hacia los 20 Ma) y al sur (algo menos de 50 Ma) lo hizo antes. Pidamos al alumnado que dibuje la dorsal reconstruyendo su geometría hacia atrás en el tiempo. Así, hace 10 Ma el único segmento activo sería el de la zona central (Fig. 10). Al este de dicho segmento deberíamos encontrar un pequeño resto de una placa hoy desaparecida (color naranja en la figura 10, placa A). Dicha placa A estaría subduciendo por su parte oriental, definiendo el único segmento de la zona de subducción activo en ese momento, así como un pequeño segmento de transformante limitando la placa A por el sur. La reconstrucción hace 20 Ma debería mostrar dos placas, la A (de mayores dimensiones que hace 10 Ma) y una placa B en el norte de la figura. Análogamente, hace 30 Ma o más (Fig. 10, fila inferior), las placas A y B habrían formado una placa única, de grandes dimensiones. Si comparamos esta evolución con la de la placa de Farallon desde hace 50 Ma hasta la actualidad (Fig. 9), comprobaremos que, a pesar de su simplicidad, el ejemplo nos permite entender que, efectivamente, las placas pueden cambiar notablemente de tamaño. Y que analizando la distribución de las anomalías magnéticas del fondo de los océanos, cartografiadas con mucho esfuerzo por los buques oceanográficos a lo largo de décadas, podemos demostrar la antigua existencia de placas hoy completamente desaparecidas de la superficie de la Tierra, e incluso conocer las vicisitudes por las que pasaron.

Para demostrar la realidad de la última afirmación, en el **material suplementario** se echará un vistazo a la distribución de edades de la litosfera oceánica en el océano Pacífico y a sus implicaciones tectónicas. Lo que nos permitirá entender que la historia mostrada en la figura 9 no es una mera elucubración, sino que está firmemente basada en datos de observación.

UN PEQUEÑO COROLARIO FINAL: ¿NOS ACLARAMOS CON LAS TRANSFORMANTES?

Desde su definición por Tuzo Wilson como uno de los tres tipos básicos de límite entre las placas litosféricas (Wilson, 1965), las fallas transformantes han constituido un elemento esencial de la teoría de la tectónica de placas. Pero, ¿conocemos realmente cómo funcionan las transformantes? Éste es habitualmente un aspecto poco obvio para el alumnado y suele agradecer que se les aclare. Ya hemos visto que el trazado de las transformantes es necesariamente curvo, de acuerdo con su naturaleza cinemática y con independencia del sistema de proyección empleado para representarlas. No obstante, y como en ocasiones anteriores, procedamos de lo sencillo a lo complejo. Comencemos suponiendo que el polo euleriano está en el infinito a efectos prácticos, y la transformante es una línea recta. Y consideremos el caso, muy común en la Tierra, de un límite de placas escalonado con segmentos de dorsal alternantes con fallas transformantes.

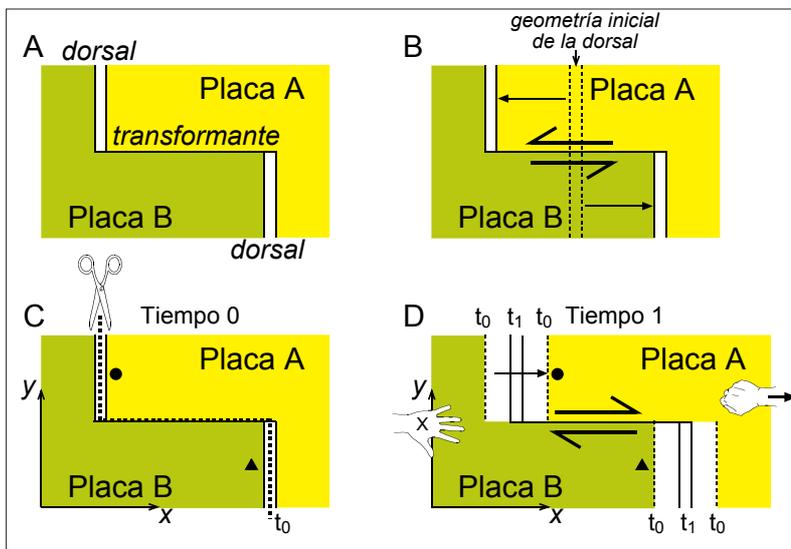


Fig. 11. A) Representación ideal de un límite de placas escalonado de tipo dorsal-transformante. El polo de rotación estaría a una distancia infinita. B) Interpretación clásica de la transformante como una falla de desgarre que habría desplazado la dorsal con un movimiento sinistral. C) Ejercicio propuesto: recortar el límite de placas con unas tijeras. Previamente habríamos señalado dos marcadores, uno en la placa A (círculo) y otro en la placa B (triángulo). Se pueden medir sus coordenadas con respecto a unos ejes de referencia (x e y en la figura). D) Manteniendo fija la placa B, desplaza hacia la derecha la placa A. El resultado es que ha aumentado la coordenada x del círculo, no habiéndose modificado la del triángulo. El desplazamiento en la transformante es, pues, dextral y no sinistral. Las etiquetas t_0 y t_1 señalan líneas isócronas generadas en los segmentos de dorsal durante el estadio inicial (tiempo 0) y el final (tiempo 1), respectivamente

Ejercicio 7: Un ejercicio sencillo, aunque sorprendente, con transformantes

Principalmente con el afán de provocar, en el buen sentido de la palabra, mostremos en clase el esquema de la figura 11A, y preguntemos por el sentido de movimiento que se deduciría para la transformante. Teniendo en cuenta que su cinemática es la de una falla de movimiento en dirección: ¿es dicho movimiento dextral o sinistral? En el primer caso, si nos situamos en uno de los bloques litosféricos (placa B en la Fig. 11A, por ejemplo) mirando hacia la falla, el movimiento del bloque del lado opuesto de la falla (placa A) sería hacia nuestra derecha; en el segundo caso, hacia la izquierda. La inmensa mayoría responderá que el movimiento de la transformante que analizamos es sinistral (Fig. 11B), por el desplazamiento aparente que produce la falla en los dos segmentos de dorsal. Es una respuesta lógica, obvia incluso. Se parece mucho a la interpretación que dan los adultos en el principito de Saint-Exupéry al dibujo de una boa que se ha tragado un elefante. Las personas mayores creyeron ver un sombrero. En tectónica de placas sucede lo mismo, no todo es lo que parece. Para ver las cosas con más claridad es conveniente llevarlas a la práctica. Recortemos las dos placas (Fig. 11C). Dibujemos sobre cada placa un elemento inicialmente cercano a la dorsal (círculo para la placa A y triángulo para la B en la Fig. 11C), y movamos una con respecto a la otra (Fig. 11D). El resultado puede parecer sorprendente, pero es rigurosamente cierto. El desplazamiento de la transformante es dextral, no sinistral. Y los datos sísmicos avalan esa interpretación. ¿A qué velocidad se mueve el círculo con respecto al triángulo? Si establecemos una escala espacial arbitraria (por ejemplo, 1 cm del papel equivale a 10 km en la realidad) y les asignamos valores concretos a los tiempos considerados (por ejemplo, $t_0=10$ Ma –en el pasado- y $t_1=0$ Ma), es posible determinar la velocidad lineal de desplazamiento en la falla transformante. Lo que permitirá calcular, entre otras cosas, cuántos millones de años después del tiempo t_0 alcanzará el círculo al triángulo (es decir, se situarán alineados según el eje x). De nuevo podemos comprobar la capacidad predictiva de la teoría.

Puede ser divertido ir un poco más allá con las transformantes. Quien quiera hacerlo encontrará un ejercicio esclarecedor en el **materi al suplementario**.

CONCLUSIONES

Este trabajo pretende, ante todo, proporcionar herramientas que ayuden al profesorado a transmitir de manera más eficiente los fundamentos de la tectónica de placas a sus estudiantes, una teoría fundamental para la comprensión de la historia de nuestro planeta y de su aspecto y estructura actuales. La idea básica consiste en que es posible trasladar una idea más dinámica de la Tierra si se permite que los estudiantes manejen con sus propias manos unos modelos sencillos de las placas tectónicas, contruidos con papel o esferas de plástico, y usando un poco de lógica mental. Y que, a pesar de su aparente simplicidad, esos modelos nos ayudan a entender en el aula cómo se mueven realmente las placas, a encontrar razones para explicar la faz ac-

tual o pasada de la Tierra, y a plantear o vislumbrar implicaciones muy diversas basadas en esos movimientos, como la compleja evolución de las placas en el Pacífico, el origen de la falla de San Andrés, la forma del Atlántico norte, el crecimiento de la placa africana, o la futura formación de un supercontinente. El mayor éxito de este trabajo sería el de servir de incentivo para que, con los ejercicios planteados aquí a modo de recetario, o con otros diseñados por cada cual, los y las estudiantes perciban que “aprendiendo los aspectos prácticos de la tectónica de placas, obtienen una nueva perspectiva de su poder y de sus limitaciones” (Cox y Hart, 1986).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo pretende ser un sencillo homenaje a los pioneros de la tectónica de placas, en particular a John Tuzo Wilson por su inmensa aportación a la teoría. Y, como no podría ser menos, también a Allan Cox y Robert B. Hart por la publicación de su libro *Plate Tectonics: How It Works*, referencia esencial para introducir en los recovecos de la tectónica de placas, siempre de manera rigurosa y amena, a muchas generaciones de geólogos. Los comentarios y aportaciones de Pedro Alfaro y de un revisor anónimo han sido fundamentales para mejorar el manuscrito original.

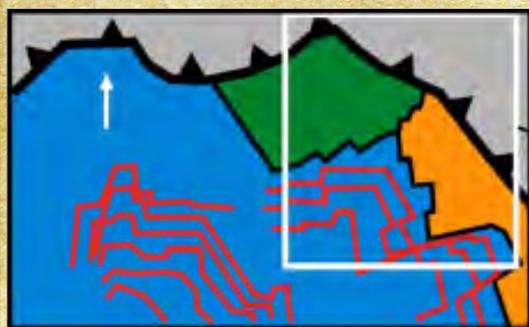
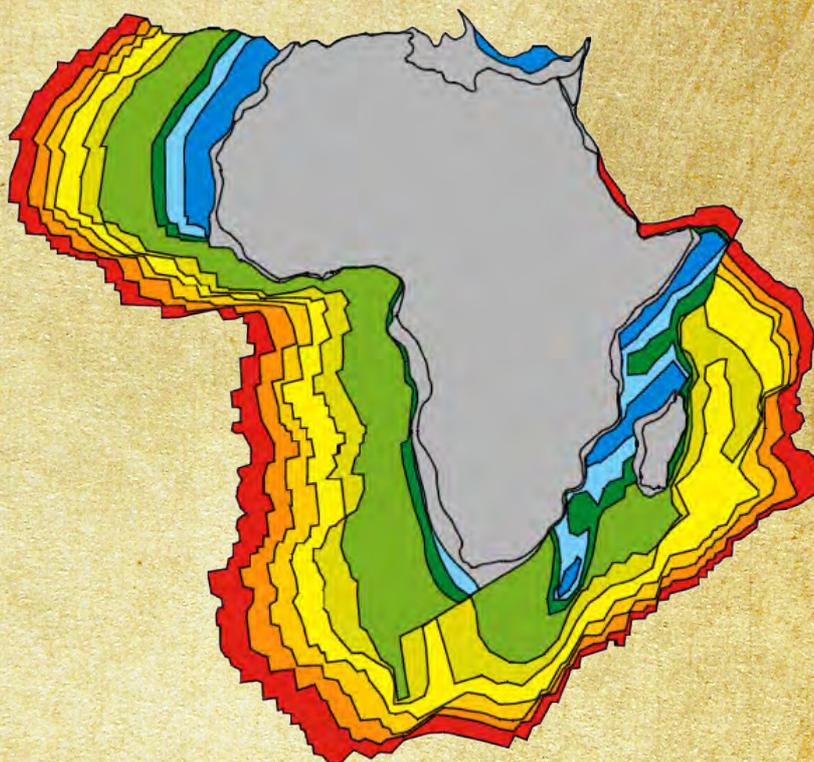
BIBLIOGRAFÍA

- Cox, A. y Hart, R.B. (1986). *Plate Tectonics: How It Works*. Blackwell Sci. Pub., Palo Alto, California, 392 p.
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.
- Fowler, C.M.R. (1990). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 685 p.
- McElhinney, M.W., Taylor, S.R. y Stevenson, D.J. (1978). Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars, and Mercury and to changes in the gravitational constant. *Nature*, 271, 316-321.
- Moores, E.M., Yikilmaz, M.B. y Kellogg, L.H. (2013). Tectonics: 50 years after the revolution. *The Geological Society of America, Special Paper*, 500, doi:10.1130/2013.2500(10)
- Müller, D., Seton, M., Gaina, C., Steinberger, B. y Heine, C. (2008). Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science*, 319, 1357-1362.
- Nance, R.D., Murphy, J.G. y Santosh, M. (2014). The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research*, 25, 4-29.
- Scotese, C.R. (2000). *PALEOMAP Project*. <http://www.scotese.com>
- Wilson, J.T. (1963). A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Wilson, J.T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347.
- Wilson, J.T. (1966). Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676-681. ■

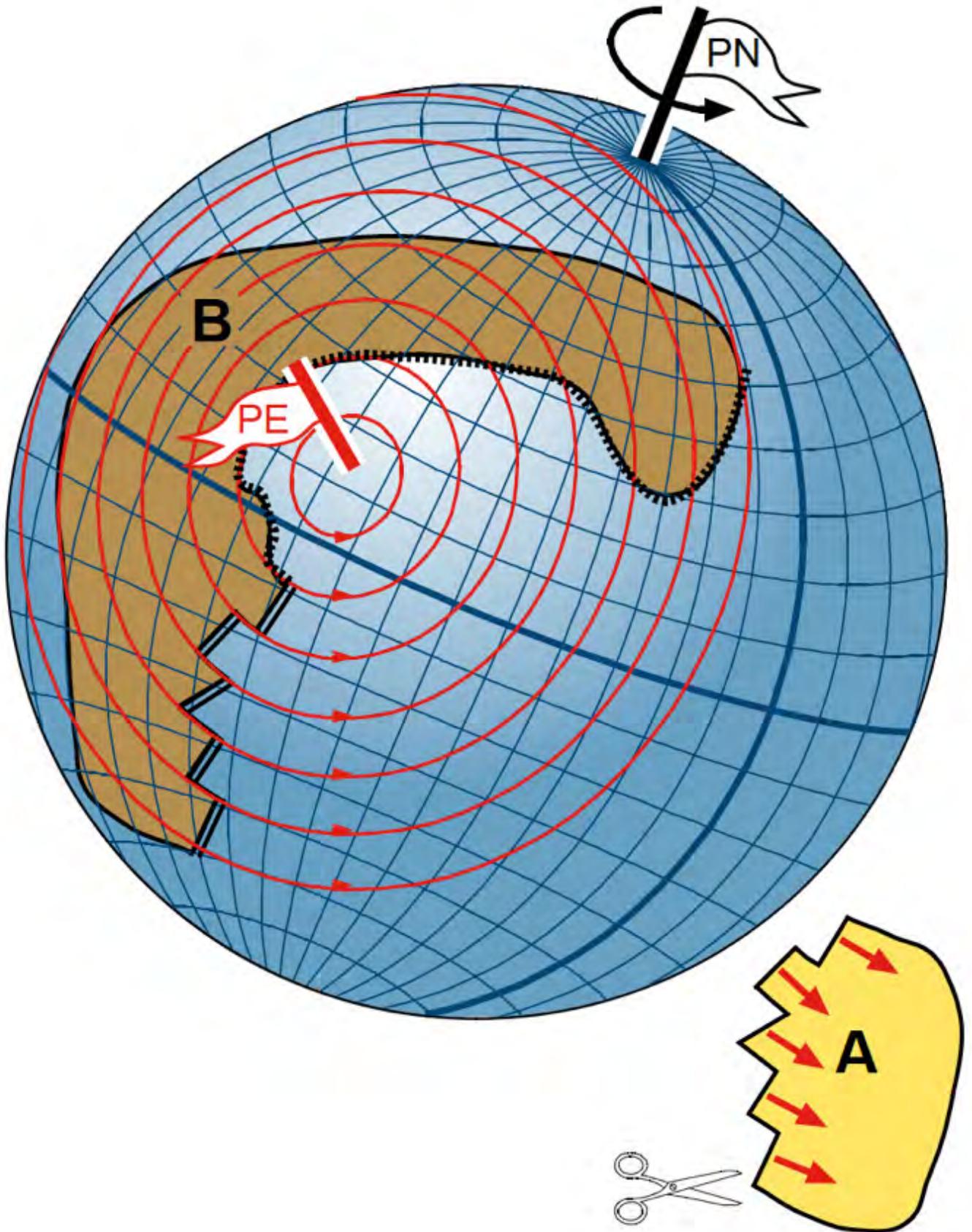
Este artículo fue recibido el día 12 de enero de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 30 de abril de 2019.

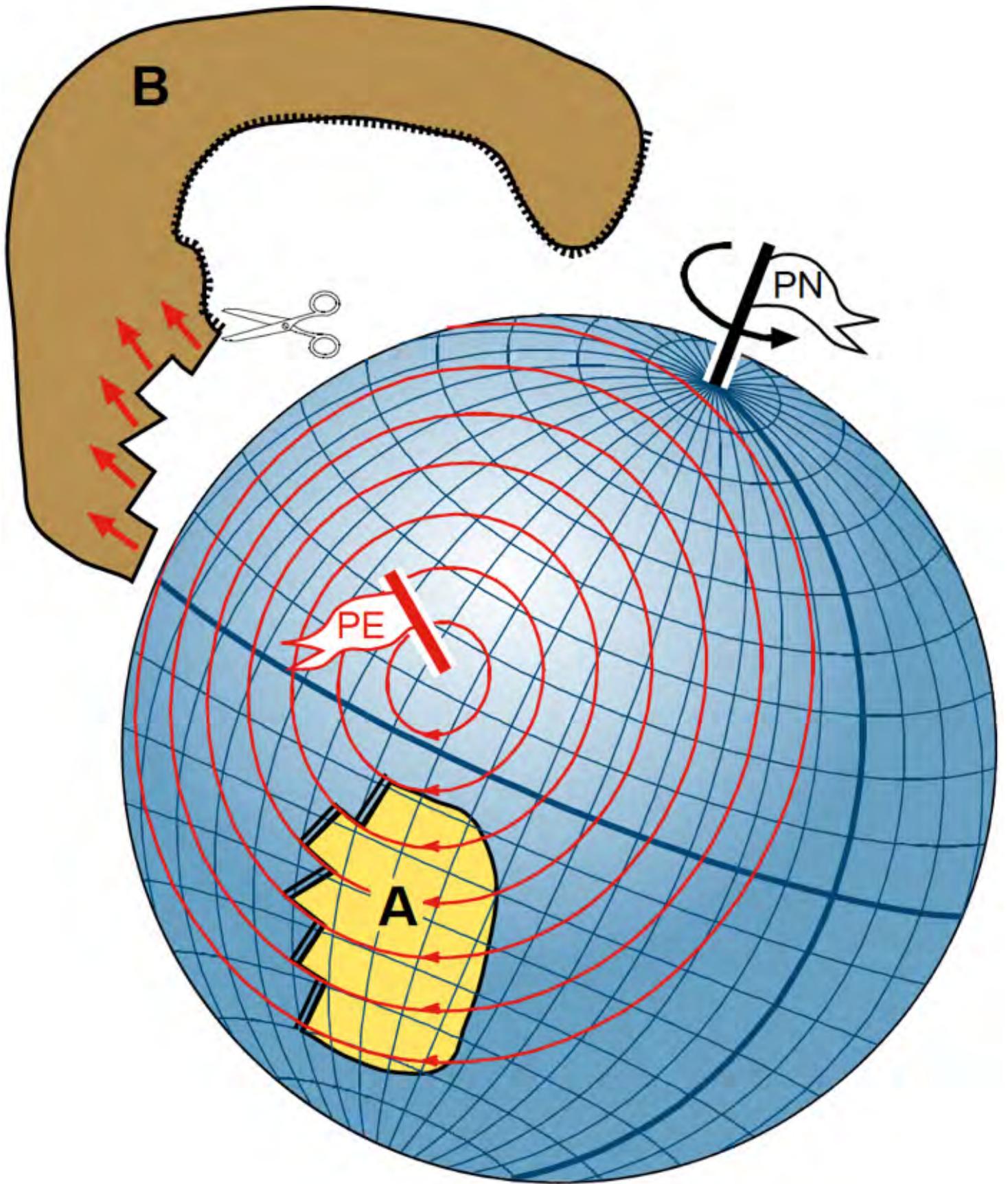
Poniendo las placas tectónicas en movimiento: ejercicios sencillos de cinemática de placas

En este documento se incluye todo tipo de información gráfica y escrita que complementa los aspectos desarrollados en el cuerpo principal del artículo. En algunos casos se trata simplemente de figuras ampliadas con objeto de que puedan ser utilizadas con más comodidad en las prácticas. En otros, se añaden ejercicios adicionales a los presentados en el artículo con objeto de reforzar ideas ya desarrolladas, o de avanzar en la comprensión de problemas tectónicos de interés.

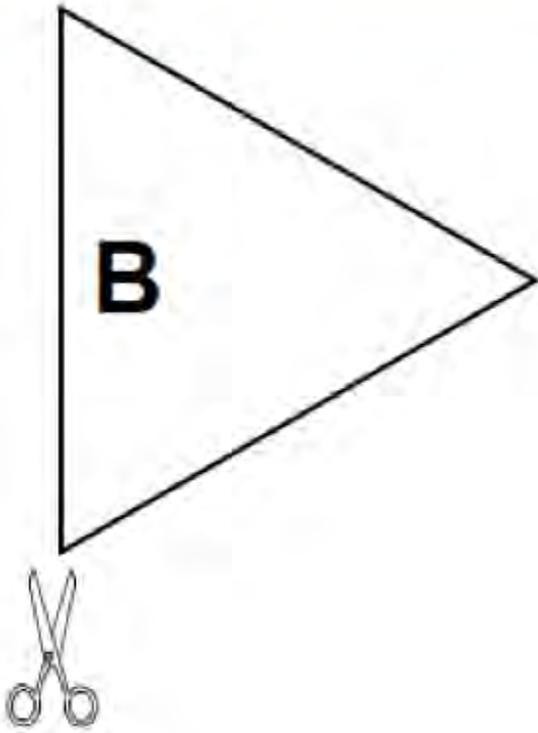
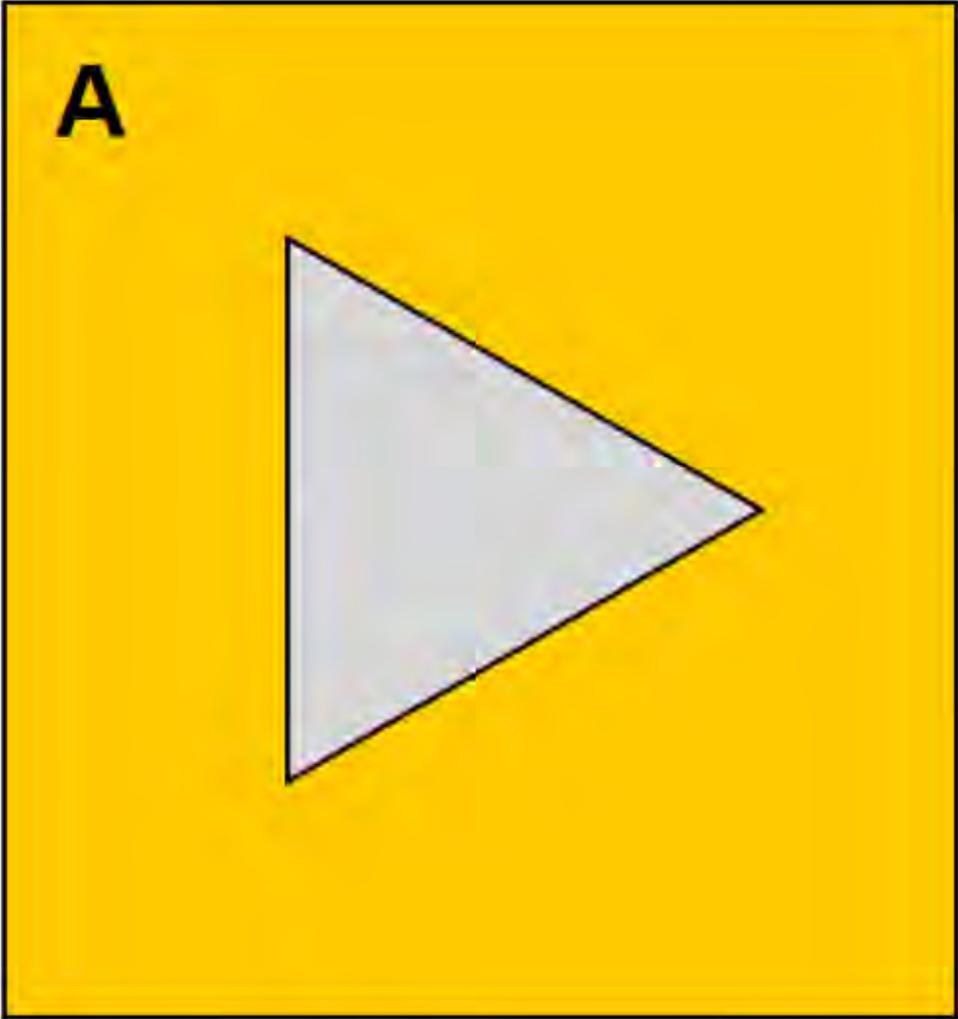


Ejercicio 1. Ampliación de la figura 3B

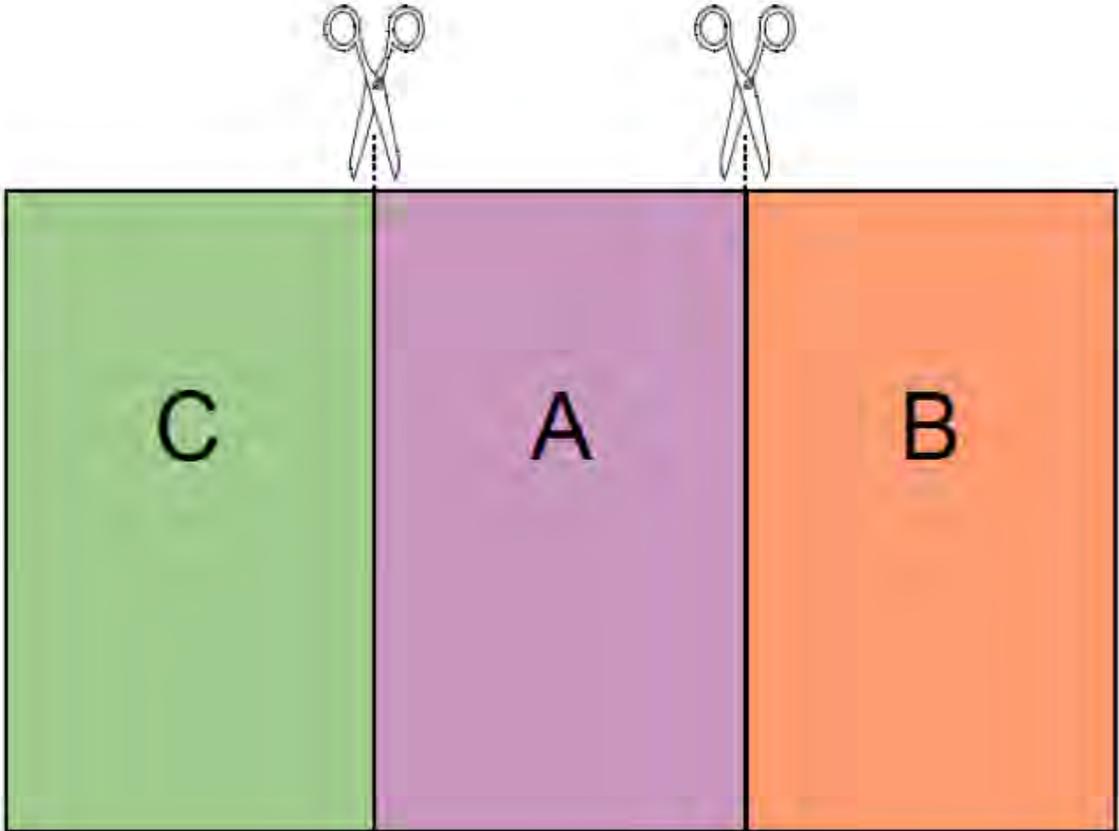
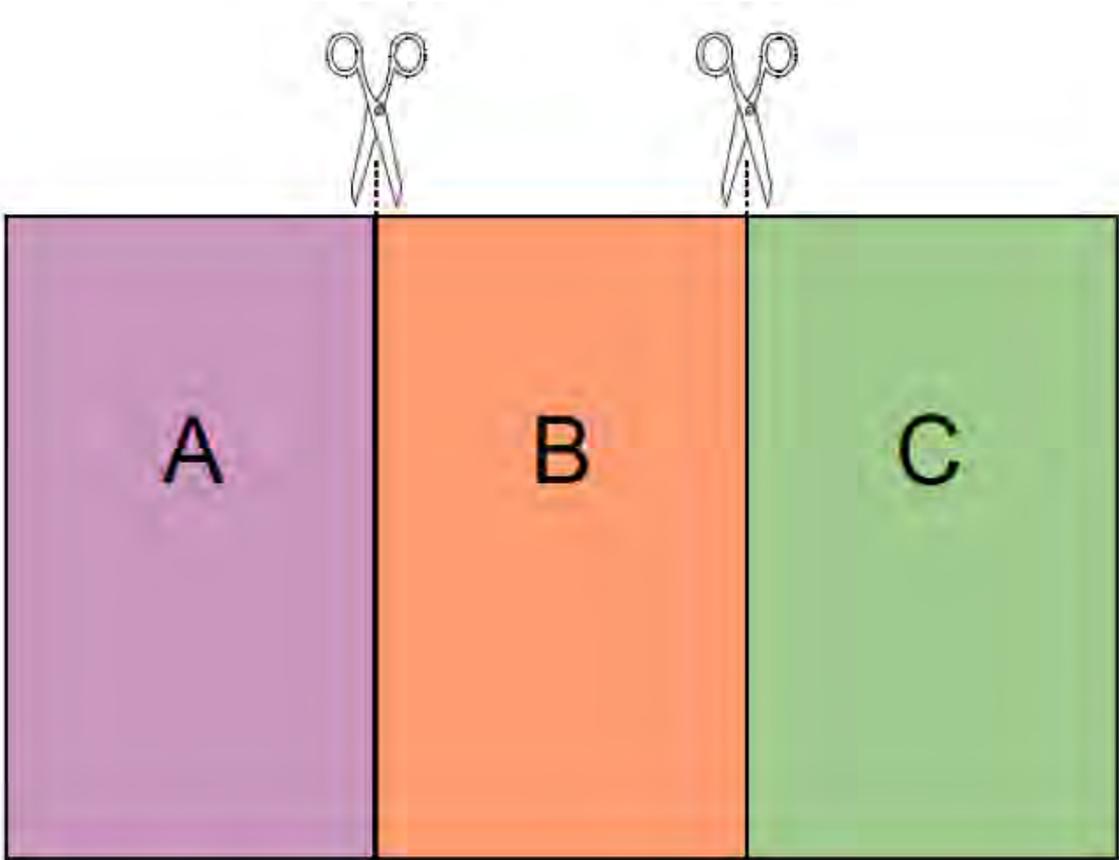




Ejercicio 2. Ampliación de la figura 5



Ejercicio 3. Ampliación de la figura 6



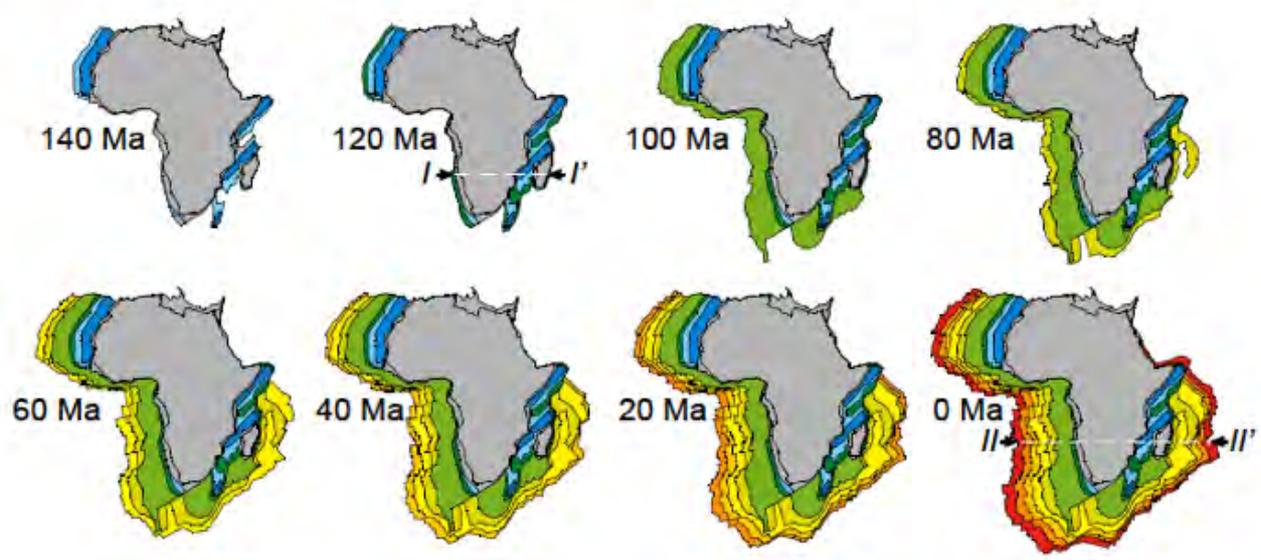
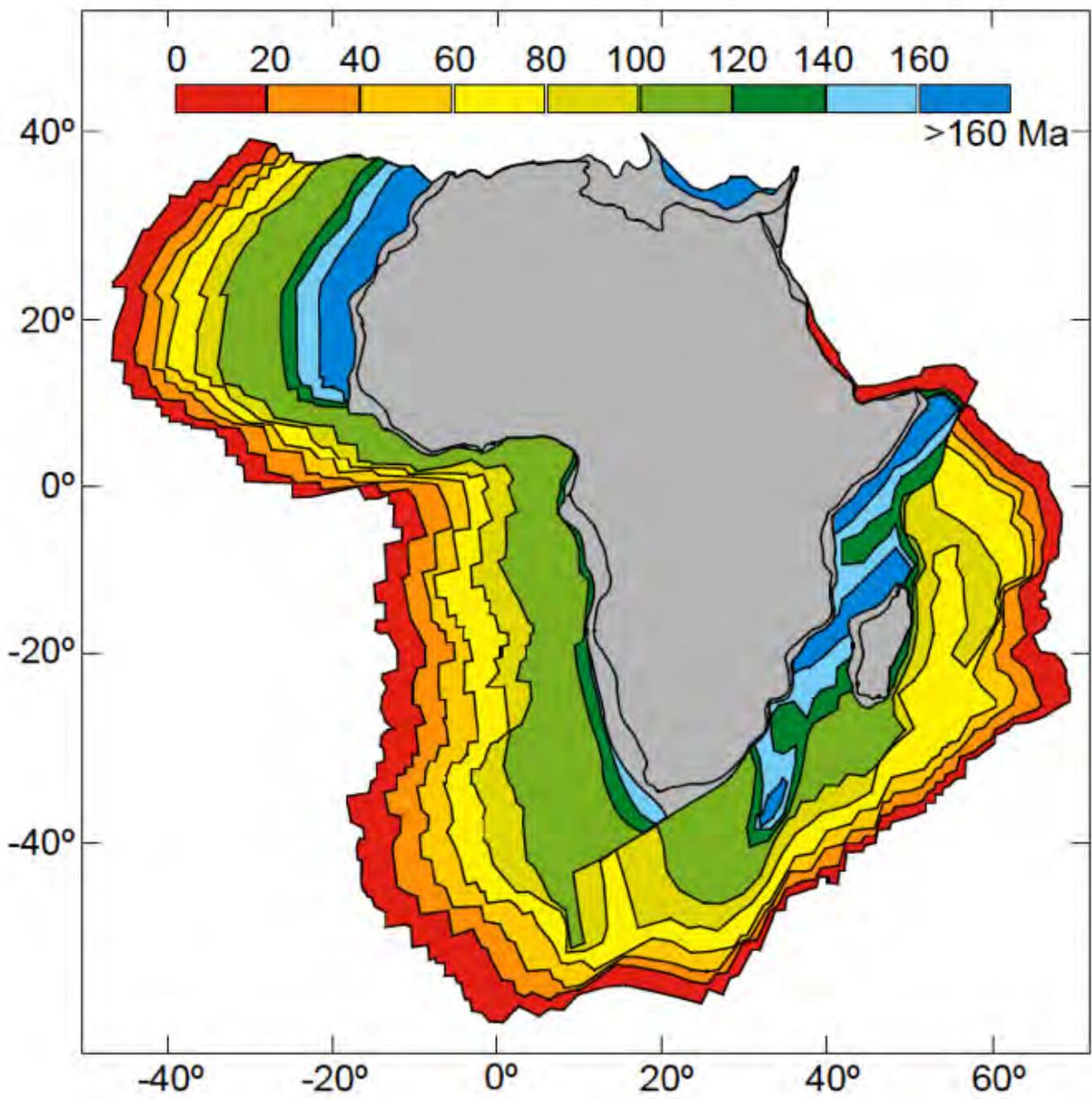
¿LA PLACA AFRICANA CRECE CON EL TIEMPO?

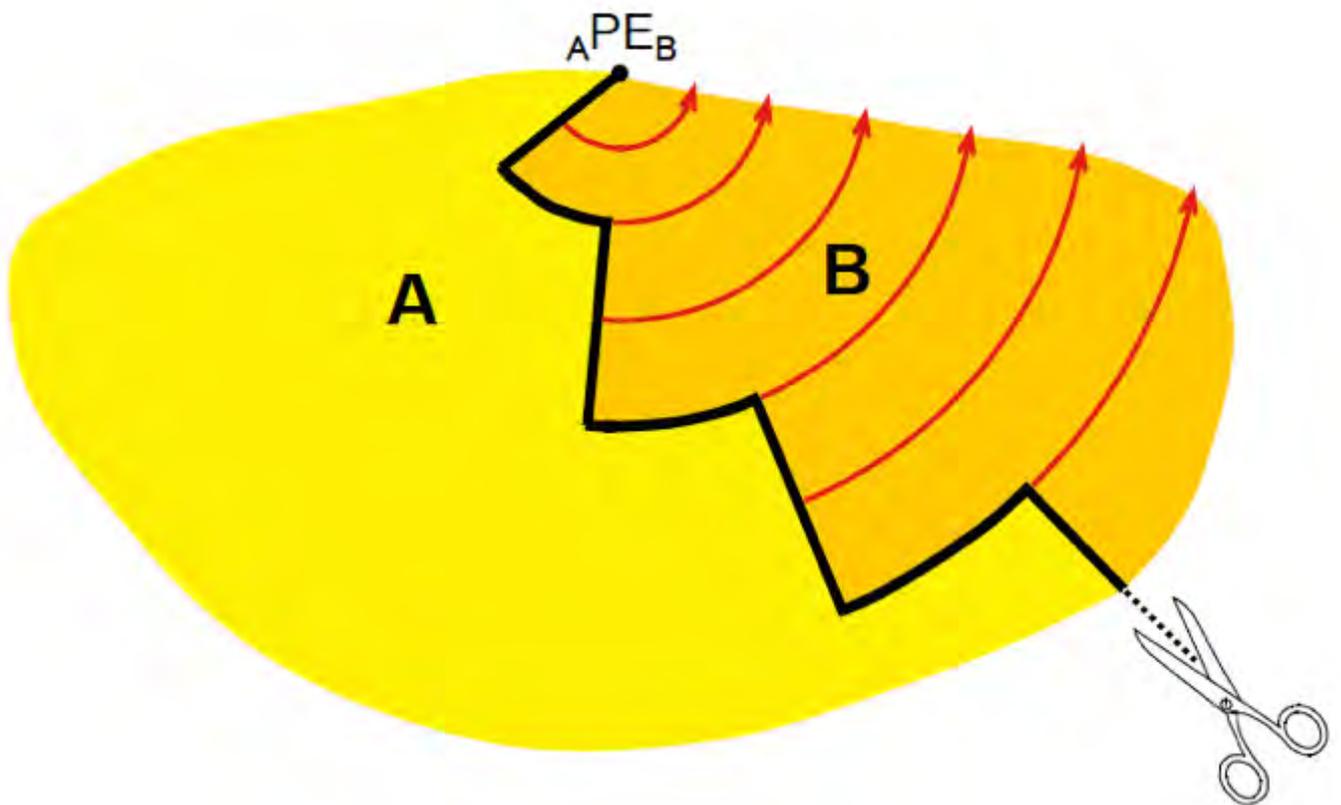
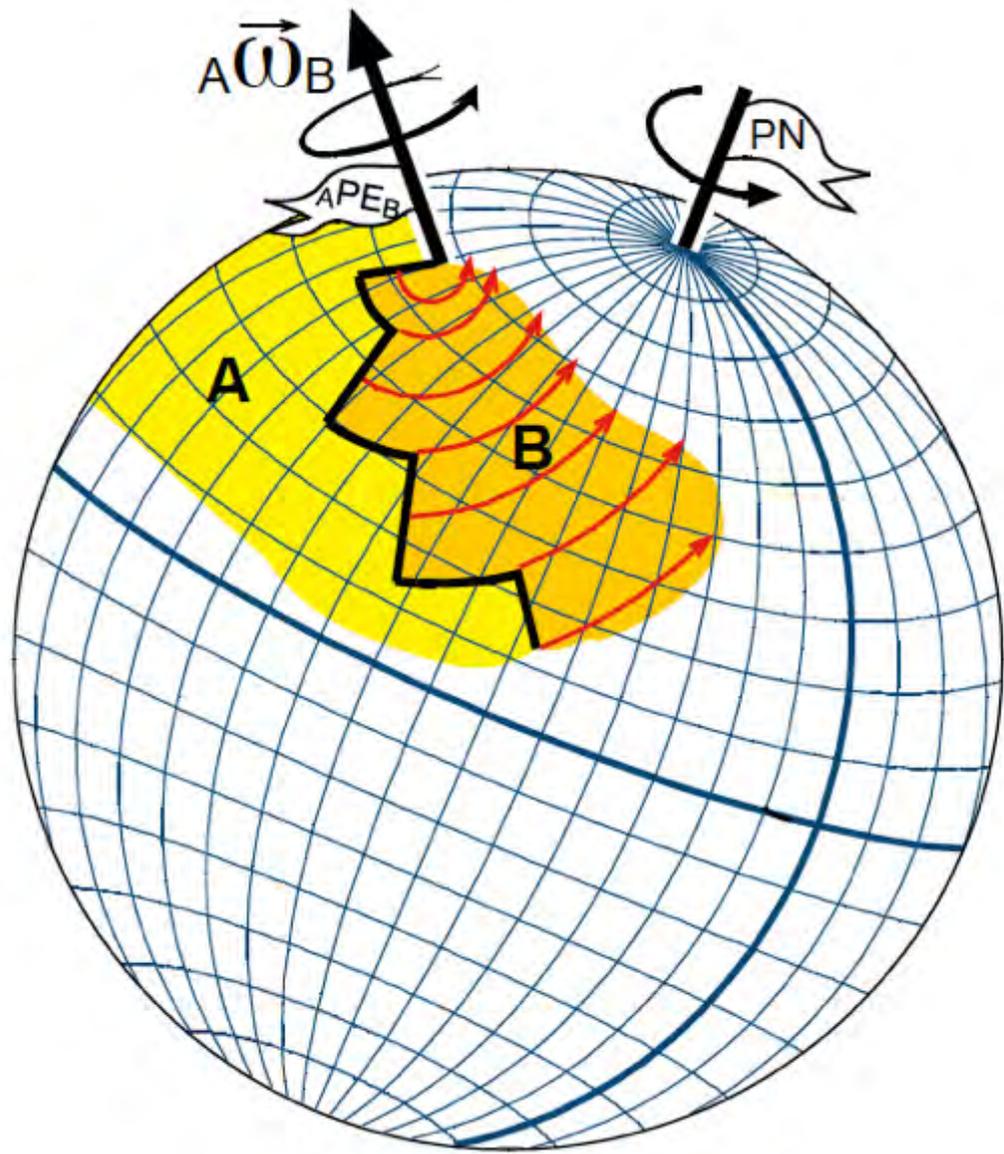
La respuesta a la pregunta planteada en el artículo es que sí. Parece obvio si vemos el resultado de nuestro sencillo experimento. Al separarse A y C de B en la figura 6, el espacio (“hueco” escribíamos en el cuerpo principal del artículo) que aparece entre ellas debe ser completado con la formación de nueva litosfera de las tres placas. Y esto es precisamente lo que se ve en la placa africana (Fig. A1, siguiente página). Ha crecido por todos sus límites (con excepción del norte). Sus dimensiones hace 140 Ma eran muy inferiores a las actuales (o Ma), debido a la formación progresiva en las dorsales que la circundan de nueva litosfera oceánica que se va incorporando a la placa. Se sugiere que el alumnado recorte varias copias de la placa africana (por ejemplo, las 8 que aparecen en la parte inferior de la Fig. A1) simulando su aspecto en distintos periodos de tiempo del pasado. Y que por comparación

cualitativa, o planimetrando la superficie en cada caso, compruebe cómo ha ido creciendo con el tiempo. Si se realizan las planimetrías sería incluso posible elaborar un diagrama de crecimiento del área (absoluta o porcentual) en el eje de ordenadas, frente al tiempo en el eje de abscisas. E intentar extraer algunas conclusiones a partir de dicho diagrama (por ejemplo, cuál es la tasa promedio de crecimiento, o si ha habido algún periodo de mayor o menor velocidad de crecimiento). Puede ser también interesante, y más rápido, cuantificar el crecimiento de la placa africana a partir de la longitud de una serie de transversales este-oeste por el mismo lugar de la placa y en distintos estadios (por ejemplo, 120 Ma –corte I-I’- y o Ma -corte II-II’-, Fig. A1).

Dejamos pendiente una última e inquietante pregunta: ¿si hay placas que crecen con el tiempo, debe haber otras que menguan? Sigán leyendo el resto del artículo para encontrar la respuesta.

Fig. A1. Imagen de la placa africana mostrando la litosfera continental en gris y la litosfera oceánica con colores indicativos de su edad, determinados a partir de las isócronas establecidas mediante el trazado de las anomalías magnéticas medidas en el fondo del océano. En la parte inferior de la figura se representa el crecimiento durante los últimos 140 Ma de la superficie de la placa africana, en intervalos de 20 Ma. Los cortes I-I’ y II-II’ pueden servir como referencia para estimar semi-cuantitativamente dicho crecimiento, entre 120 y 0 Ma, en una sección este-oeste por la parte meridional de la placa.





Primer ejemplo real del ejercicio 4. El límite entre las placas euroasiática y norteamericana

No pensemos que el ejemplo propuesto en el ejercicio 4 del artículo es una mera elucubración teórica. Comparémoslo con la geometría de la litosfera oceánica resultante de la separación de las placas euroasiática y norteamericana en los océanos Ártico y Atlántico norte (Fig. A2, página siguiente). En *Google Earth* podemos comprobar que la anchura de la litosfera oceánica es mucho mayor cuanto más al sur nos desplazamos (Fig. A2 arriba). La cosa se clarifica si coloreamos dicha litosfera oceánica según la edad de su formación (Fig. A2 abajo). La rotación de ambas placas alre-

dedor de un polo euleriano situado al norte de Siberia ha permitido que la velocidad de expansión sea mucho mayor entre Iberia y Terranova (muy lejos del polo euleriano), que en el propio Ártico. El alumnado puede recortar una de las placas en la figura A2 (inferior) y desplazarla alrededor del polo de rotación simulando los tres estadios representados con distintos colores. Conociendo el tiempo y la escala espacial (aproximada, se puede obtener en *Google Earth*), ¿cuáles serían las velocidades lineales en las transversales de Iberia, de Islandia y de Siberia para cada uno de los periodos representados? (Recordar que la velocidad lineal es igual a la distancia dividida entre la unidad de tiempo.)

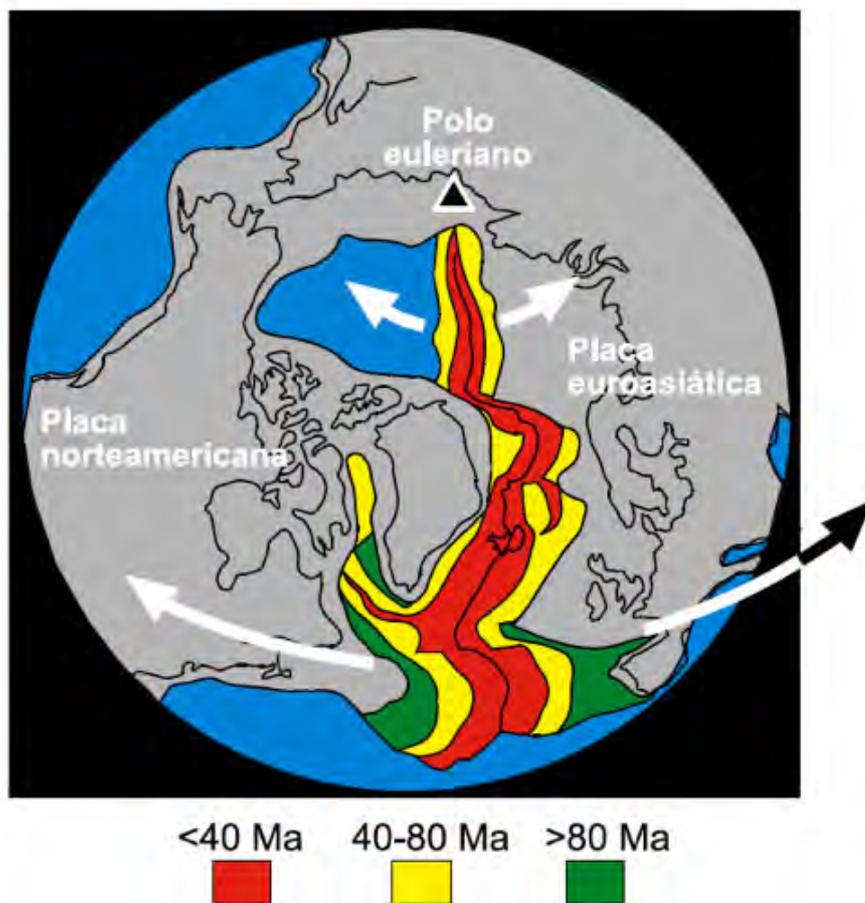


Fig. A2. Imagen Google Earth, Landsat/Copernicus del límite entre las placas norteamericana y euroasiática abarcando parte del océano Ártico y el Atlántico norte (imagen superior). La interpretación en términos de tectónica de placas es directa si situamos el polo de rotación entre ambas placas y observamos la variación espacial en la anchura de las bandas de edad de la litosfera oceánica producida durante su separación (bandas coloreadas con indicación de su edad en la imagen inferior). Compárese con la figura 7D del artículo.

Segundo ejemplo real del ejercicio 4. El límite entre las placas del Pacífico y de Coco

Como nuevo ejemplo, observemos el mapa del límite entre las placas del Pacífico y de Coco (Fig. A3; el nombre de la placa procede de la isla del Coco, perteneciente a Costa Rica, y que en inglés se conoce con el nombre de Cocos; en este material suplementario se ha preferido utilizar el nombre español de la isla). Con los conocimientos adquiridos anteriormente, explicar la razón del trazado curvo de las transformantes. De acuerdo con ese trazado, ¿dónde se situaría aproximadamente el polo euleriano de rotación entre ambas placas? Confirmemos ahora

esa predicción midiendo las velocidades lineales en las transversales I a IV. Para ello disponemos de una escala aproximada, y de unas líneas isócronas (con edades expresadas en millones de años) obtenidas a partir de las anomalías magnéticas del fondo oceánico. ¿En qué sentido varía la velocidad lineal y dónde es menor? Por tanto, ¿hacia dónde esperaríamos encontrar el polo euleriano? ¿Coincide con lo esperado a partir de la geometría de las transformantes? (Y, aunque exceda de los contenidos en secundaria o bachillerato, quizá alguien podría tomar como reto calcular el módulo del vector de velocidad angular entre las dos placas para los últimos 5 Ma a partir de los datos de velocidad lineal en los cortes I a IV.)

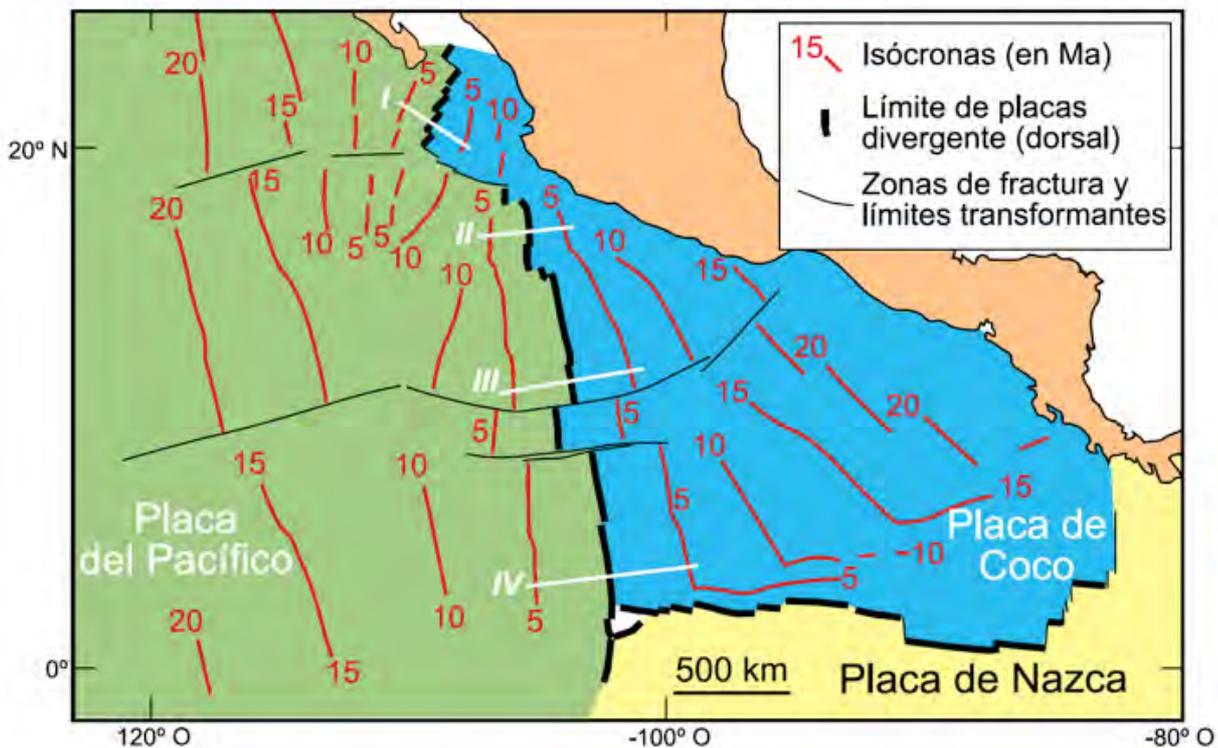


Fig. A3. Esquema cartográfico de la placas del Pacífico y del Coco en las proximidades del límite entre ambas. Se muestran también las isócronas determinadas en la litosfera oceánica de las dos placas. Modificado de Tartarotti y Crispini (2006).

Tartarotti, P. y Crispini, L. (2006). ODP-IODP Site 1256 (East Pacific Rise): An in-situ section of upper ocean crust formed at a superfast spreading rate. *Ophiolite*, 34, 107-116.

Tercer ejemplo real del ejercicio 4. El límite entre las placas africana y euroasiática

Estamos ya preparados para aplicar los conocimientos adquiridos en un ejemplo que nos atañe más de cerca. La evolución del límite entre las placas africana y euroasiática, que recorre el Mediterráneo de este a oeste y que se prolonga a través del Golfo de Cádiz hacia las Azores (Fig. A4). Los modelos de rotaciones de placas predicen que el polo euleriano de desplazamiento de la placa africana con respecto a la euroasiática se sitúa al suroeste de Canarias (Fig. A4A). La velocidad angular entre ellas se ha estimado (para los movimientos actuales y recientes) en aproximadamente $0.131^\circ/\text{Ma}$ (DeMets et al., 2010; ver la referencia completa en la lista bibliográfica del artículo principal), rotando África en sentido antihorario para una Eurasia fija (Fig. A4A, curvas rojas). La consecuencia es que la velocidad lineal de movimiento en el Mediterráneo es mayor cuanto más al este nos posicionamos (Fig. A4A). El ejercicio que se propone al alumnado es recortar la placa africana (Fig. A4B) y girarla unos pocos grados alrededor del polo euleriano (Fig. A4C). Deben observar que aparecerán zonas de solapamiento (convergencia: en todo el Mediterráneo y en el

Golfo de Cádiz), de desplazamiento lateral (en el Atlántico) y de separación (Azores) entre África y Euroasia. Pueden ahora reinterpretar el mapa de la figura A4A añadiéndole unos signos que indiquen la naturaleza del límite de placas en cada sector (Fig. A4D). Luego pueden comparar el resultado con mapas publicados en la bibliografía, y sentir orgullo por las conclusiones alcanzadas en el ejercicio. O cerciorarse de que la polaridad (el sentido de movimiento) en la Falla Gloria es la misma que la obtenida en el ejercicio (transformante dextra). O podrían comparar la sismicidad reciente en el Mediterráneo (variación en la densidad de epicentros, por ejemplo: se pueden obtener en las páginas web del *US Geological Survey* o del *Euro-Mediterranean Earthquake Center*) con las velocidades lineales indicadas en la figura A4A, y extraer conclusiones acerca de la relación entre recurrencia sísmica y velocidad lineal de movimiento entre las placas. O aprender que un mismo límite entre dos placas puede cambiar de naturaleza aunque no varíe su orientación, sino como consecuencia inevitable del carácter rotacional del movimiento entre placas. O... (Cada cual puede aquí seguir extrayendo implicaciones útiles para el alumnado de los resultados de éste o de ejercicios similares.)

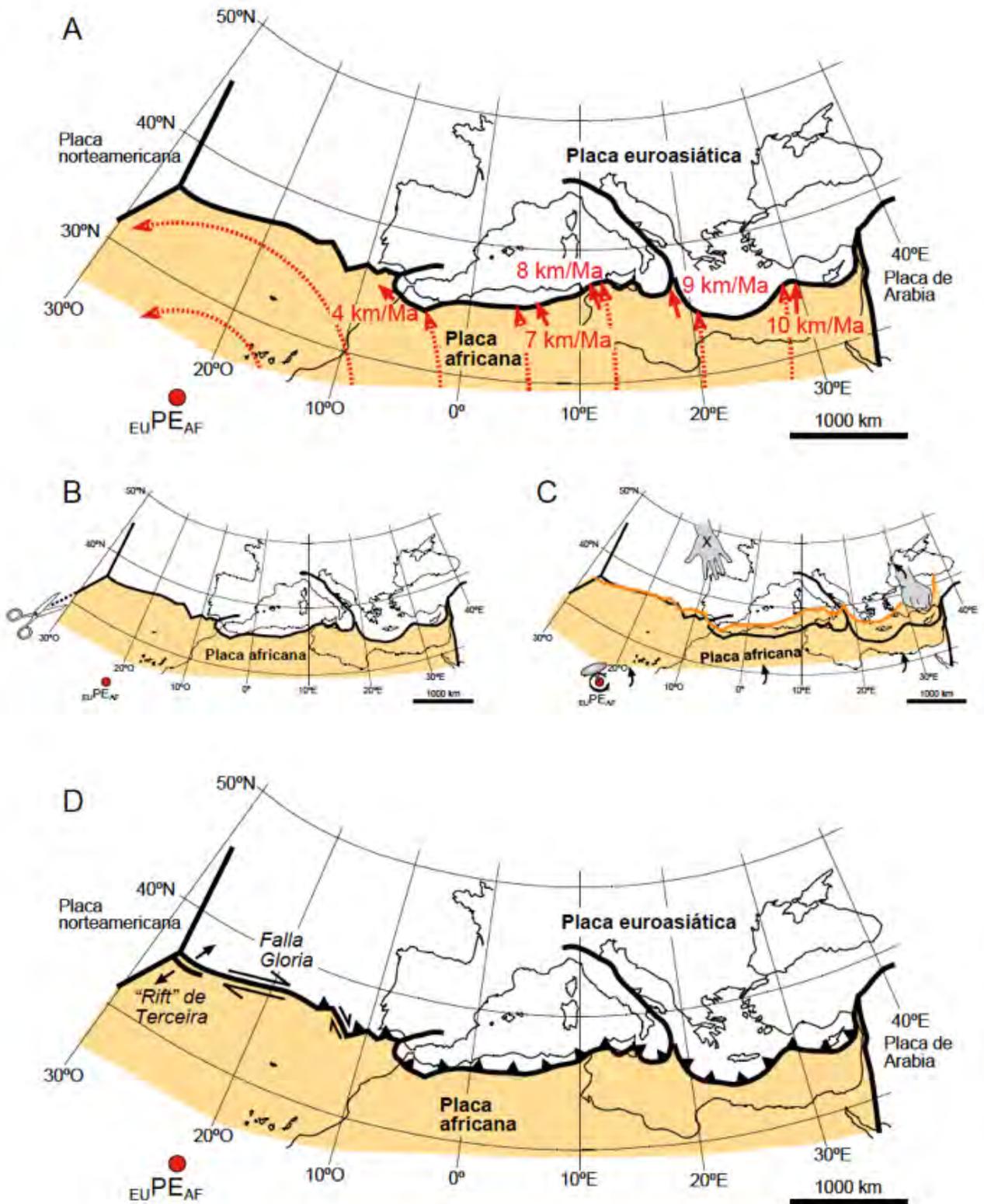
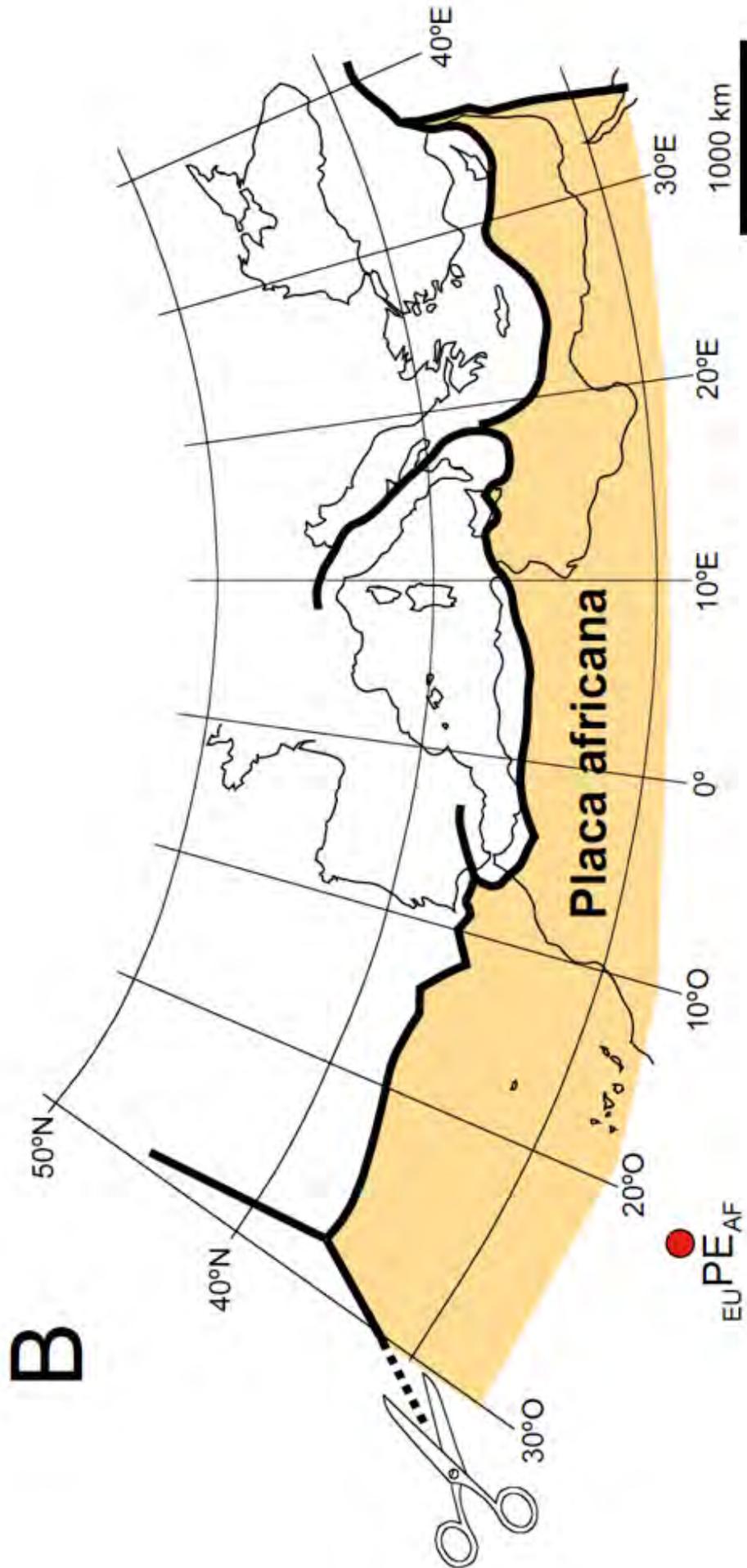


Fig. A4. A) Representación del límite entre las placas africana (AF) y euroasiática (EU) con la localización del polo euleriano correspondiente (PE), y de algunas trayectorias de desplazamiento relativo de distintos puntos de la placa africana (flecha curvas de color rojo, con trazado discontinuo). Se señalan también los vectores de velocidad lineal relativa de África medidos en varios puntos del límite. B y C) Figuras que pueden servir para trabajar en el aula, recortando el límite de placas y girando después la placa africana alrededor del polo euleriano. (Nótese que, para ser realistas, la placa africana debería introducirse bajo la euroasiática.) D) La interpretación tectónica basada en dicha experiencia incluye un extenso segmento convergente en el Mediterráneo (triángulos negros), allí donde ambas placas se solapan, un segmento transformante en el Atlántico (falla Gloria, allí donde las placas se desplazan lateralmente), y un pequeño segmento divergente a la altura de las islas Azores (riff de Terceira, allí donde las dos placas se separan en nuestra simulación en papel, apareciendo un "huevo" entre ellas).

Ampliación de las figura A4B (para recortar)



¿Cómo se puede calcular el polo euleriano a partir de trazas de “hot spots”?

Si usamos distintas trazas de “hot spots” en la misma placa podríamos (combinando técnicas geométricas y cinemáticas similares a las de la dirección de transformantes y la velocidad de expansión en dorsales) establecer las coordenadas del polo euleriano de la placa pacífica con respecto al interior de la Tierra (Fig. A5; por tanto, movimientos “absolutos”), así como calcular el módulo del vector de velocidad angular. Es más, el cambio drástico en la dirección de las trazas que tuvo lugar hace unos

43 Ma puede servir para demostrar que la placa del Pacífico varió bruscamente su movimiento –visto desde el interior de la Tierra-, pudiéndose además determinar la posición del polo euleriano antes de esos 43 Ma (Fig. A5). Con esto añadimos un pasito más de complejidad, y de realismo, en la descripción de la teoría: las placas tectónicas no rotan siempre de la misma manera. ¿Pero qué puede hacer que cambie tan bruscamente su cinemática? Interesante asunto de debate que se puede plantear en este punto al alumnado. Más adelante se avanza una hipótesis explicativa en este mismo **material suplementario**.

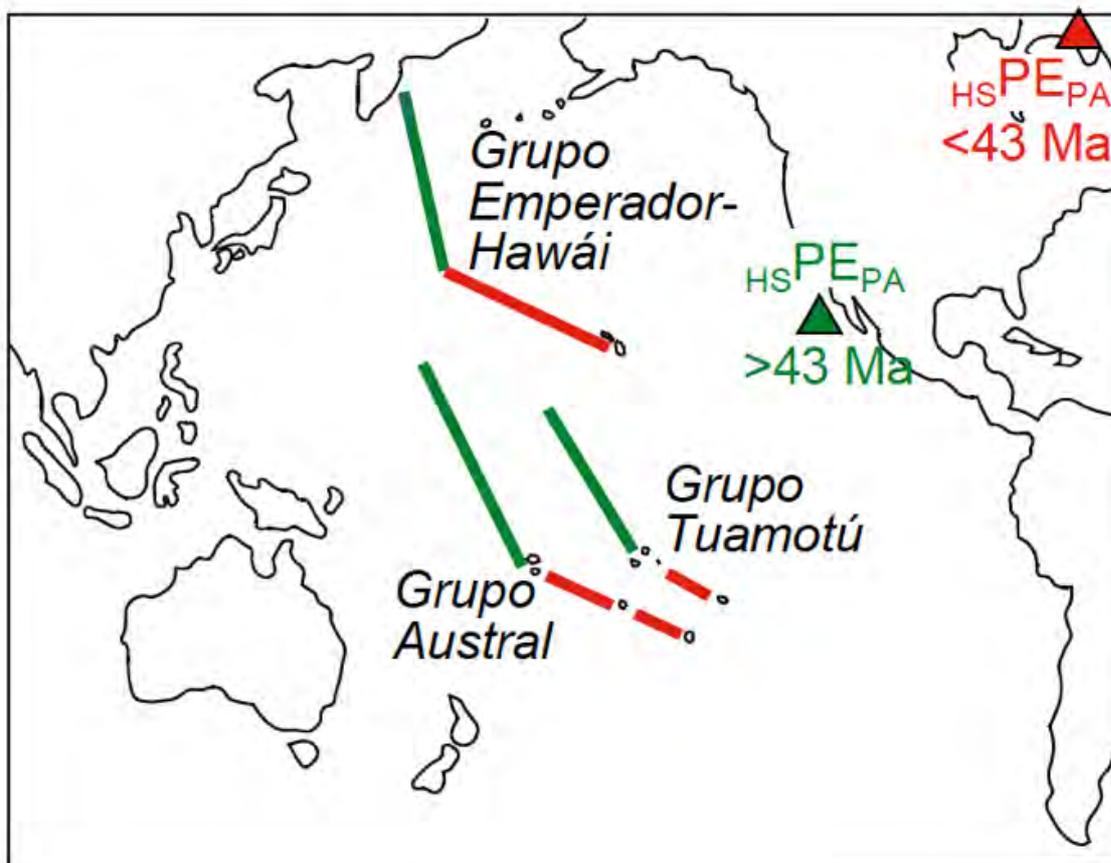
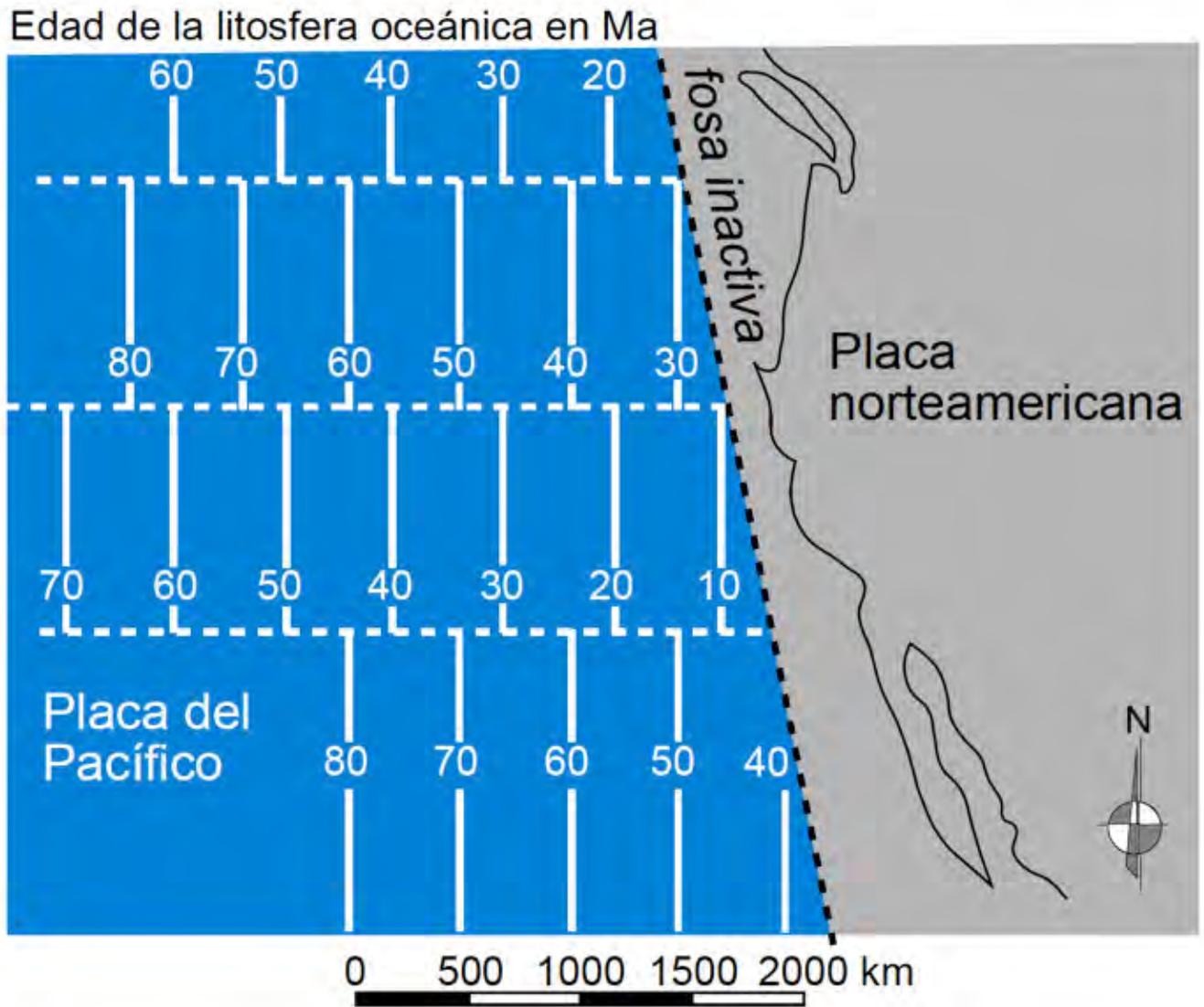


Fig. A5. Esquema mostrando la orientación y localización de algunas de las principales trazas de puntos calientes en el Pacífico. Esta información, junto con las dataciones del magmatismo en cada punto han permitido situar los polos de rotación (PE) de la placa del Pacífico (PA) con respecto al interior de la Tierra (fuente de los puntos calientes, hot spots: HS). Un cambio muy marcado en la dirección de este movimiento absoluto tuvo lugar hace unos 43 Ma. Modificado de <http://volcano.oregonstate.edu/book/export/html/1090>

Ejercicio 6. Ampliación de la figura 10



Sobre la distribución de edades en la litosfera oceánica del Pacífico y sus implicaciones tectónicas

Echemos un vistazo a dicha distribución de edades (isócronas, basadas en la determinación de las anomalías magnéticas) de la litosfera oceánica en el océano Pacífico (Fig. A6, página siguiente). Fijémonos, en particular, en el efecto que produce en el trazado a gran escala de las isócronas la presencia de tres placas (del Pacífico, antártica y de Nazca) que convergen en una unión triple en el Pacífico sur. Así, en la placa del Pacífico las isócronas se desvían bruscamente desde una dirección aproximadamente norte-sur al norte (en relación con el límite entre las placas del Pacífico y de Nazca), a otra noreste-suroeste al sur (en relación con el límite entre las placas del Pacífico y antártica). En las placas antártica y de Nazca las isócronas aparecen dibujando ángulos más cerrados, incluso rectos, asociados a la geometría de los tres límites de placas que convergen en la unión triple. Movamos ahora nuestra atención al Pacífico norte. Allí solo tenemos actualmente una placa con litosfera oceánica (la placa del Pacífico). Sin embargo, se observa una clara desviación en la dirección de las isócronas, que pasan de orientarse norte-sur (centro del Pacífico norte) a girar hacia la dirección este-oeste justo al sur de las Aleutianas. Al este del Japón observamos también un ángulo recto en el trazado de las isócronas, y otros son visibles al este de Filipinas y de Nueva Guinea, respectivamente. Obviamente, por comparación con lo que vemos en el Pacífico sur, estas geometrías revelan la antigua existencia de placas con litosfera oceánica hoy completamente desaparecidas. Comparando el Pacífico norte con el sur, y acordándonos de lo aprendido en el ejercicio 6, los estudiantes deberían poder ensayar una reconstrucción de las placas del Pacífico desde hace unos 140 Ma hasta la actualidad. Puede servir como referencia la figura 9. Y como elemento de comprobación

final del ejercicio, en la Fig. A7 se muestran las reconstrucciones del Pacífico noreste hace 80 y 50 Ma. Las líneas rojas señalan el trazado de las anomalías magnéticas (isócronas) generadas en las dorsales. Obsérvese cómo la curvatura situada actualmente al sur de las Aleutianas se generó en la placa del Pacífico en relación con la unión triple entre dicha placa y las de Kula y Farallon, y es análoga a la geometría desarrollada más modernamente en la placa antártica. La desaparecida placa de Izanagi explica las curvaturas observables hoy al este de Japón y de Filipinas. La curvatura al este de Nueva Guinea (Fig. A6) se asocia a la placa de Fénix (obsérvese la evolución de la unión triple entre las placas del Pacífico, de Fénix y de Farallon en la Fig. 9).

Estas desapariciones de placas enteras en el Pacífico tuvieron una influencia determinante en las reorganizaciones de la cinemática de las placas restantes. Así, se ha propuesto (Cox y Hart, 1986) que la desaparición completa de la parte septentrional de la placa Izanagi hace más de 50 Ma permitió que la placa del Pacífico entrara en contacto con la norteamericana, comenzando a subducir bajo ella, lo que (por el efecto de la fuerza de *slab pull*) habría arrastrado a la placa del Pacífico hacia el norte. De este modo se generó el segmento más norteado de la alineación del hot spot del Grupo Emperador-Hawái (línea verde en la Fig. A5). En ese momento, en el oeste del Pacífico no habría una zona de subducción generalizada de la placa del Pacífico bajo la euroasiática, filipina o australiana. Sin embargo, al completarse dicho sistema de subducción, hace algo más de 40 Ma, el efecto del slab pull hacia el oeste a lo largo del enorme segmento subductivo en el Pacífico occidental habría vencido al slab pull más modesto debido a la subducción hacia el norte en las Aleutianas. Esta nueva situación explicaría el cambio hacia la dirección de movimiento más moderna de la placa del Pacífico, dando lugar a la traza hawaiana (de dirección más este-oeste) de dicho hot spot (línea roja en la Fig. A5).

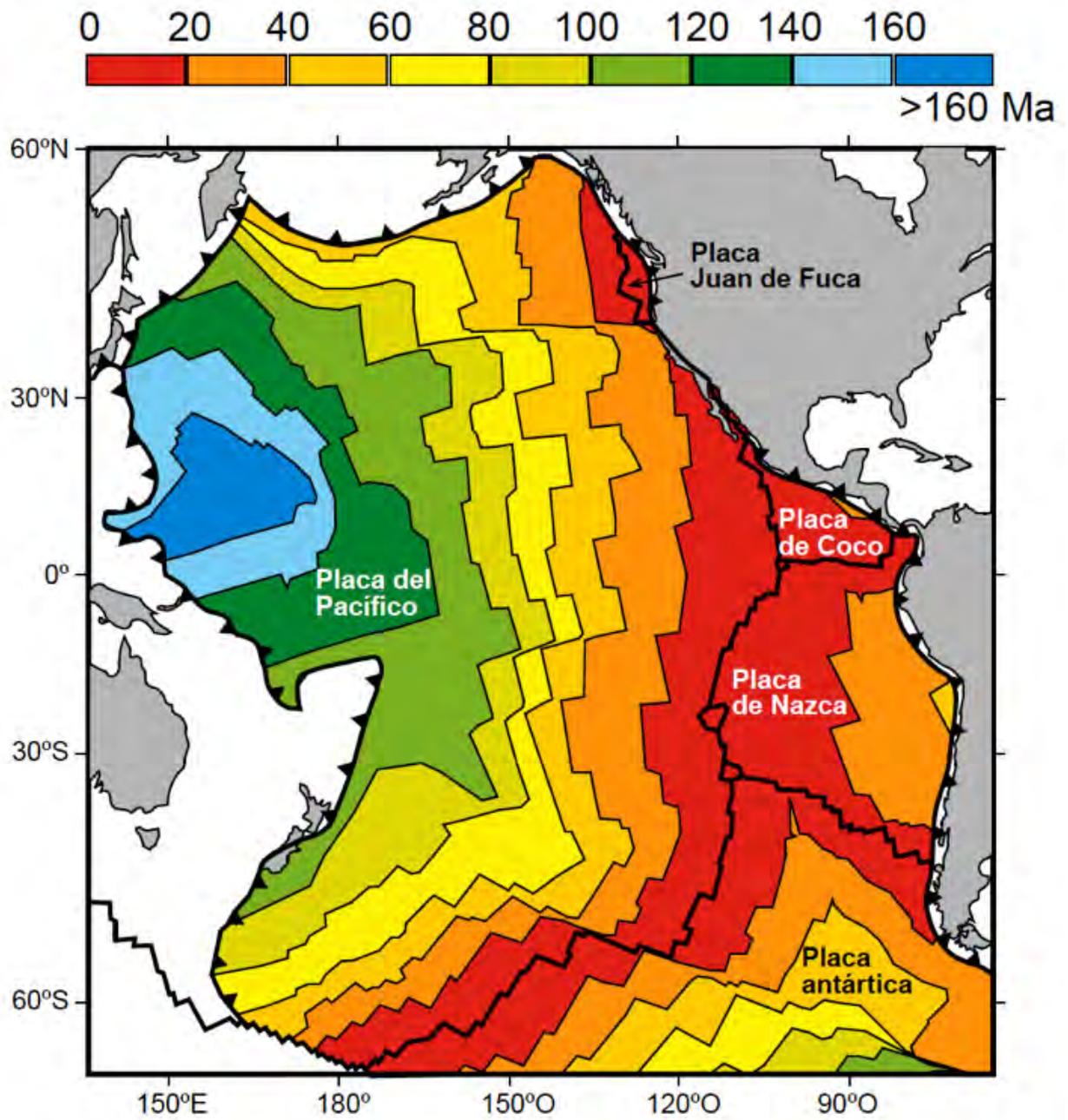


Fig. A6. Esquema cartográfico de la litosfera oceánica del actual océano Pacífico, con colores indicativos de su edad. En gris, litosfera continental. El trazado de las isócronas en el Pacífico norte es indicativo de la antigua existencia de distintas placas, hoy desaparecidas por subducción.

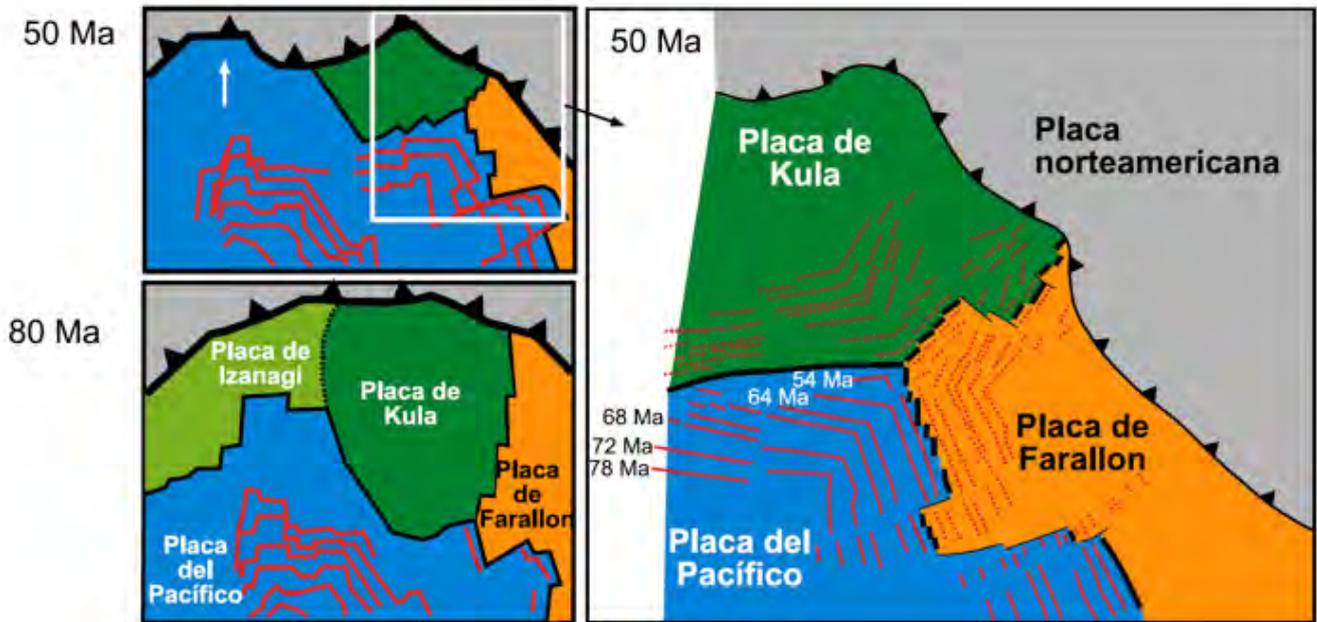


Fig. A7. Reconstrucción del trazado de los límites entre las placas de Izanagi, Kula, Farallon, norteamericana y del Pacífico hace 80 y 50 Ma. Se ha marcado también el trazado de algunas de las isócronas en la placa del Pacífico (líneas rojas continuas) y del resto de las placas (líneas rojas discontinuas, al haber desaparecido en su mayor parte por subducción). Modificado de Torsvik y Cocks (2016).
 Torsvik, T.H. y Cocks, L.R.M. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 317 p.

Yendo más allá con las fallas transformantes. Un ejercicio esclarecedor

Y vayamos, para finalizar, un poco más allá en lo que a nuestro conocimiento de las fallas transformantes se refiere. ¿Quién no se ha fijado en la enorme longitud de las fracturas que atraviesan los océanos (*Google Earth* es una buena fuente para comprobar este hecho, Fig. A8A, página siguiente)? ¿Son tan extensas las fallas transformantes? No, no lo son. A lo largo del trazado de esas gigantescas fracturas hay que distinguir dos tipos de segmentos completamente distintos: zonas de fractura y fallas transformantes. Veamos un ejemplo realista de transformante curva (Fig. A8B). Recortemos las placas a lo largo de su límite (Fig. A8C) y marquemos a ambos lados de la gran fractura distintos tipos de elementos pertenecientes a una u otra placa (del 1 al 9 al norte de la fractura y sus homólogos del 1' al 9' al sur de la fractura). Finalmente (Fig. A8D), rotemos una placa con respecto a la otra (utilizando la transformante como trayectoria que guía la rotación, algo así como si se tratase de vías de ferrocarril que encauzan a lo largo de ellas el movimiento

relativo de las placas). Como se puede observar, sólo los puntos 3 a 7 han experimentado un desplazamiento relativo con respecto a los puntos 3' a 7'. Era esperable, ya que pertenecen a distintas placas. Sin embargo, el resto de los puntos no han modificado sus posiciones relativas. Lo que se debe a que en realidad están situados sobre la misma placa (1 y 2, con sus homólogos, sobre la placa B; 8 y 9, con sus homólogos, sobre la placa A). Por tanto, debemos concluir que el único arco activo tectónicamente de la gran fractura es el comprendido entre los dos segmentos de dorsal. Ése es el único sector que podemos denominar falla transformante. Sus prolongaciones laterales no son activas tectónicamente, no pueden considerarse transformantes, y se denominan genéricamente zonas de fractura. Puede comprobarse este hecho observando la distribución de los epicentros de los terremotos en cualquiera de estas grandes fracturas oceánicas. Sistemáticamente la sismicidad se concentra en las transformantes. Puede ser interesante ahora comentar con el alumnado por qué las zonas de fractura son tan extensas, y no se limitan al segmento puramente transformante. Pero esa es ya otra historia.

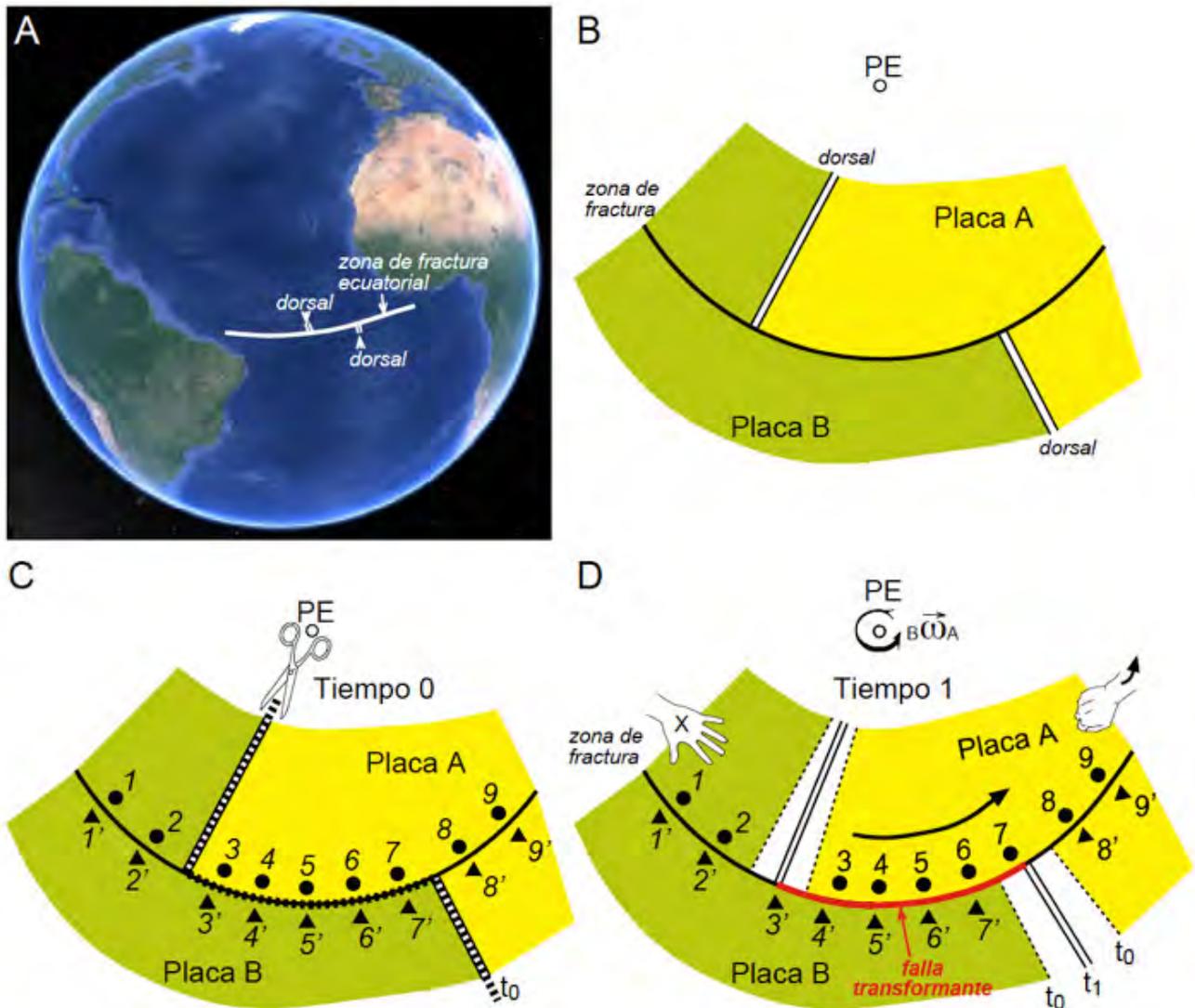


Fig. A8. A) Imagen tomada de Google Earth, Landsat/Copernicus centrada en la zona de fractura ecuatorial, en el Atlántico sur. Obsérvese su trazado curvo (arco de círculo menor alrededor del polo euleriano que describe la rotación de las placas africana y sudamericana), y el escalonamiento en la dorsal atlántica a ambos lados de la zona de fractura. B) Mapa que representa una idealización de la zona de fractura ecuatorial y de los segmentos de la dorsal atlántica separados por ella. PE sería el polo euleriano perteneciente a la rotación entre las placas A (africana) y B (sudamericana). C) Recortar la figura a lo largo del límite de placas. Previamente, marcar a ambos lados de la fractura una serie de puntos pareados (del 1 a 9, señalados con círculos, al norte la fractura; del 1' al 9', señalados con triángulos, al sur de la fractura). D) Manteniendo fija la placa B, girar la placa A haciéndola rotar alrededor del polo euleriano. Puede comprobarse que hay un segmento de la zona de fractura a lo largo del cual se observa un desplazamiento relativo entre los citados puntos pareados: el señalado de color rojo en la figura, que coincide con la única parte de la zona de fractura que podemos llamar falla transformante (límite de placas). Las etiquetas t_0 y t_1 señalan las isócronas generadas en los segmentos de dorsal durante el estadio inicial (tiempo 0) y el final (tiempo 1), respectivamente.

