

Zonas de sutura: relictos de antiguos océanos y preludio de continentes en colisión

Suture zones: evidence of ancient oceans and prelude of collisional orogens

RUBÉN DÍEZ FERNÁNDEZ¹

¹ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

Resumen Una zona de sutura equivale a un dominio fuertemente deformado a lo largo de cual se ponen en contacto dos continentes previamente separados por una cuenca oceánica. Parte del registro geológico ligado al desarrollo de orógenos de colisión y cadenas de montañas que suceden al desarrollo de una sutura se pierde de manera relativamente rápida desde una perspectiva de tiempo geológico (en pocos millones de años). Sin embargo, las improntas que sobre las rocas dejan una parte de los procesos y fenómenos asociados a la suturación de océanos, como la subducción y posterior colisión continental, son perennes en el tiempo y pueden ser observadas y analizadas incluso varios centenares de millones de años después de que se produzcan. En este trabajo se exponen procesos geológicos relevantes ligados al desarrollo de una zona de sutura, así como el registro geológico perenne que deriva y puede observarse como resultado de tales procesos. Rocas tales como eclogitas y esquistos azules, o asociaciones de rocas, como las ofiolitas, son típicas de las zonas de sutura. Estas rocas se desarrollan a lo largo de los paleo-límites entre placas tectónicas y nos informan sobre la ubicación de la zona de sutura entre dos masas continentales. Las rocas del entorno más próximo a una zona de sutura tienden a acumular más deformación y durante un periodo de tiempo más prolongado, transforman su mineralogía inicial bajo condiciones de presión y temperatura mayores, y suelen tener un origen, composición (química y mineral) y evolución pre-suturación distintos a uno y otro lado de la zona de sutura. El basamento cristalino de la Península Ibérica fue deformado durante el Paleozoico Superior, como consecuencia de la colisión entre Gondwana y Laurusia. Esta colisión se llevó a cabo en varias fases, siendo cada una de ellas posterior a la suturación de las distintas cuencas oceánicas que separaban dichos continentes a lo largo del tiempo. Así, el basamento de Iberia resulta un laboratorio natural excelente para analizar cómo se producen y evolucionan las zonas de sutura y cuáles son sus rasgos más característicos.

Palabras clave: Macizo Ibérico, ofiolita, orógeno, tectónica de placas, zona de subducción

Abstract *A suture zone is a highly deformed domain which represents the contact between two continents that were previously separated by an oceanic basin. From a geologic time perspective, part of the record and mountain belts linked to collisional orogens that follow the formation of a suture zone are lost quickly (just in a few million years). However, the imprint left on rocks that is produced by the processes related to ocean suturing, such as subduction and subsequent continental collision, remain much longer, and can be observed and analyzed even hundreds of million years after they form. This work introduces relevant geological processes linked to the development of suture zones in order to understand the remaining geological record that results from them. Rocks such as eclogites and blue-schists, or rock ensembles such as ophiolites, are typical tracers for suture zones. These rocks are formed and occur along the paleo-boundaries between tectonic (lithospheric) plates and tell us about the location of suture zones that separate formerly distant continental landmasses. The rocks closer to a suture zone tend to accumulate more deformation and during a longer period of time, and their mineralogy is transformed under pressures and temperatures relatively higher. At each side of a suture zone the rocks usually have a different origin, and/or composition (chemical and mineral) and/or pre-suture evolution. The crystalline basement of the Iberian Peninsula was deformed during the late Paleozoic, during the collision between Gondwana and Laurussia. Their collision took place in several stages, each of which proceeding after the*

suturing of the oceanic basins which separated these two continental landmasses and some other minor continents located in between. The basement of Iberia is an excellent natural laboratory to analyze how suture zones are produced and evolve and which are their most characteristic features.

Keywords: Iberian Massif, ophiolite, orogen, plate tectonics, subduction zone.

INTRODUCCIÓN

En Geología, una zona de sutura equivale a un dominio a lo largo de cual se ponen en contacto dos continentes previamente separados por una cuenca oceánica. La formación de una zona de sutura necesita, por tanto, de la convergencia de continentes previamente distantes, de la progresiva “desaparición” de la cuenca oceánica que los separaba, y finalmente, de su colisión y amalgamamiento en un solo continente. Esta sucesión de eventos, particularmente la colisión continental, es uno de los principales motores generadores de cadenas montañosas en nuestro planeta, siendo el entorno de las zonas de sutura el dominio donde mayor relieve se genera. Las cadenas montañosas resultantes también se conocen como orógenos de colisión, y las consecuencias de su formación pueden observarse a lo largo del registro geológico terrestre varios miles de millones de años después en el tiempo, incluso una vez desaparecido el relieve asociado a su desarrollo.

En la actualidad, la teoría de la tectónica de placas nos ofrece un marco de comprensión para entender por qué, y según qué mecanismos, se pueden aproximar o distanciar continentes a lo largo de la superficie de la Tierra, así como la manera de eliminar o ampliar las cuencas oceánicas que los separan. Esta teoría se basa en la existencia de placas tectónicas que cubren la totalidad de la superficie de la Tierra (Figura 1). Dichas placas, de comportamiento rígido en términos relativos, se mueven sobre un sustrato infrayacente viscoso de naturaleza más fluida en relación a las placas. Dicho movimiento es a menudo distinto para cada placa, lo que favorece una constante interacción entre ellas así como una concentración de la deformación de las placas a lo largo de sus zonas de contacto. El resultado de la interacción entre placas tectónicas varía en función de si éstas se mueven lateralmente unas respecto de otras, o si bien su movimiento relativo incluye una componente de convergencia o divergencia dominante. Así, las zonas en las que las

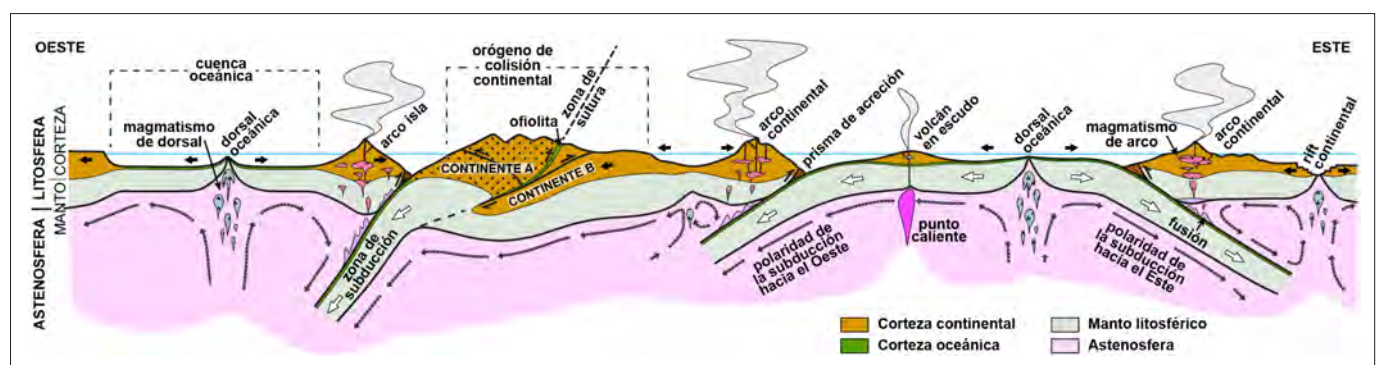
placas convergen son ideales para el futuro desarrollo de una zona de colisión, y por lo tanto, de una zona de sutura.

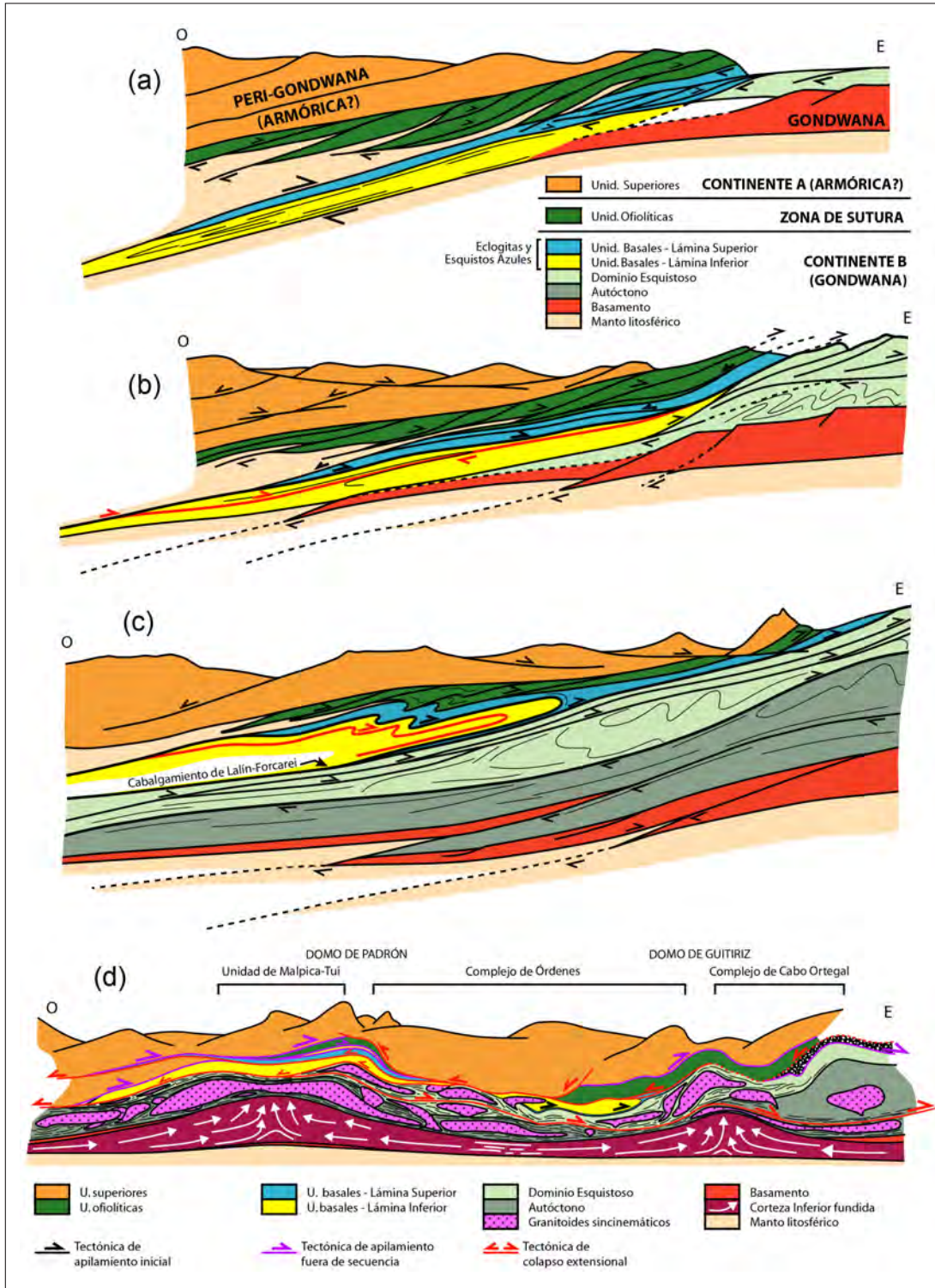
En el caso de placas cuyos límites registren un movimiento netamente lateral (transcurrente), ninguna tiende a ocupar el espacio de superficie terrestre ocupado por otra placa, al menos a lo largo de ese límite. En los límites de placa donde existen componentes perpendiculares de movimiento respecto del límite entre placas, una de las dos placas tiende a ocupar el espacio de la otra. En zonas en las que esa componente perpendicular es de convergencia, una de las dos placas cede y se desliza por debajo de la otra (Figura 1). Este proceso, denominado subducción, permite la eliminación de las cuencas oceánicas que separan los continentes, siendo, en sus múltiples variantes, el principal mecanismo ligado a la tectónica de placas que está detrás de la génesis de las zonas de sutura.

La parte sólida más externa de la Tierra se denomina litosfera, y a menudo se utiliza el término de placas litosféricas en referencia a las placas tectónicas, pues es en realidad toda esta sección de la parte superior del planeta la que se mueve sobre un sustrato infrayacente más fluido, denominado astenosfera (Figura 1). La estructura y composición litológica de las placas tectónicas (litosfera) es extraordinariamente variable, y puede diferenciarse una parte inferior denominada manto litosférico y una parte más externa, denominada corteza. En la corteza existen dos polos composicionales: corteza continental y corteza oceánica. Una placa tectónica puede incluir uno o ambos tipos de corteza (Figura 1).

La definición simplista de una zona de sutura propuesta al inicio encierra, en realidad, un abanico extraordinariamente variable de opciones posibles en la configuración de las zonas de sutura, puesto que son numerosos los factores que condicionan la estructura, composición, y evolución de las zonas de sutura. Reducidas a su mínima expresión, las zonas de sutura incluyen a cada lado de una gran

Fig. 1. Modelo idealizado sobre diferentes escenarios geodinámicos que pueden desarrollarse según la teoría de la tectónica de placas. Se recomienda consultar la versión digital.



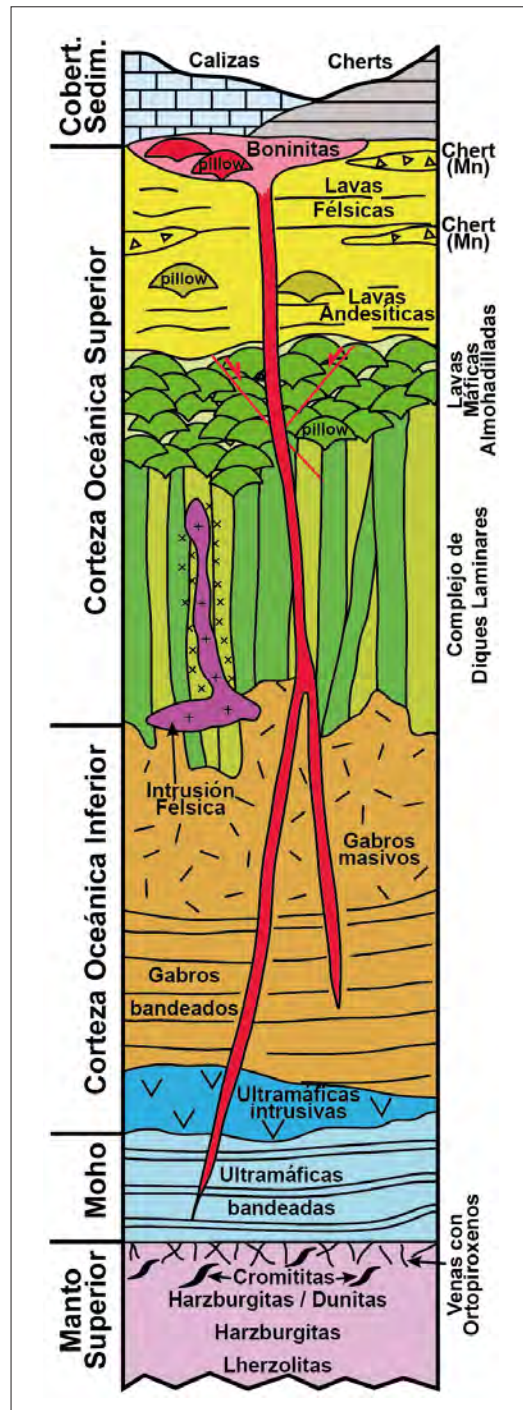


zona de falla los relictos de continentes distintos. Idealmente, las zonas de sutura pueden incluir además restos de la cuenca y corteza oceánica que los separaba. Cuando estos restos se observan a lo largo de las zonas de sutura, se denominan ofiolita (Figura 1).

Resulta sencillo identificar los orógenos generados por colisión continental reciente (p. ej., desde hace 100 millones de años hasta la actualidad). El relieve y las cadenas montañosas generadas en el proceso son indicadores geomorfológicos directos, junto con la presencia de masas continentales de

naturaleza distinta a cada lado de dichas cadenas de montañas. La morfología alargada de las cadenas montañosas nos ofrece una primera aproximación a la orientación de los límites entre continentes, y por tanto a la orientación en planta de la zona de contacto entre placas tectónicas. Entre los ejemplos más obvios se encuentran la colisión entre la actual India (un continente derivado del margen centro-oriental de África) y el margen centro-sur de Asia, que dio lugar a la cordillera del Himalaya. Un ejemplo equivalente lo encontramos en la génesis de los Alpes, resultado de la colisión entre la actual Italia (un

Fig. 3. Columna litológica idealizada (corteza a manto) de una ofiolita desarrollada en un contexto de supra-subducción (Dilek y Furnes, 2014). Se recomienda consultar la versión digital.



continente derivado del margen norte de África) y el margen Sur de Europa. Sin embargo, la evidencia de tales eventos de colisión en forma de relieve generado se irá perdiendo a medida que pase el tiempo. Los agentes geológicos externos (p. ej., erosión) y la atenuación progresiva mediante mecanismos de reajuste gravitacional (las cadenas de montañas no pueden sostenerse por sí mismas en ausencia de las fuerzas que las originaron), hacen que cualquier cadena de montañas desaparezca progresivamente. Es una cuestión de tiempo. Este artículo se centra en la presentación y análisis de los procesos ligados al desarrollo de zonas de sutura capaces de producir improntas que persisten en el registro geológico a lo largo del tiempo, y cómo a partir de ellas podemos

inferir la existencia y/o reconocer una zona de sutura, y por ende, de un proceso de colisión continental subsiguiente. Algunas de esas improntas permiten acotar parámetros importantes en el desarrollo de una zona de sutura (edad, movimiento relativo entre continentes en colisión, orientación de la zona de sutura, paleogeografía y procedencia de los continentes implicados, etc.). Para ello, se utilizarán como base los principales procesos observados en las zonas de convergencia entre placas (Figura 1), esencialmente aquellos ligados a un proceso de subducción y subsiguiente colisión (Figura 2).

OFIOLITAS

Una ofiolita es una asociación de rocas mayoritariamente máficas y ultramáficas que formaban parte de una litosfera oceánica (corteza y manto superior). También se admite que algunas secciones de corteza transicional hacia corteza continental pueden constituir ofiolitas. Una sección típica (Figura 3), completa, de una ofiolita incluiría una parte inferior compuesta por peridotitas (rocas ultramáficas) representando la parte superior del manto litosférico ubicado bajo la corteza oceánica. Por encima de ellas encontraríamos gabros (rocas ígneas intrusivas de composición básica), seguidos de un complejo de diques laminares (doleritas y en menor medida plagiogranitos), que representan antiguos conductos de paso de fundidos esencialmente basálticos desde las cámaras magmáticas inferiores (en parte representadas por los gabros) y las rocas efusivas superiores, que constituyen el siguiente nivel en la estructura típica de una ofiolita, conocido como nivel de lavas almohadilladas (pillow-lavas). Este nivel de lavas suele aparecer intercalado con sedimentos marinos, que tienden a dominar en los tramos culminantes de las ofiolitas. A menudo, las ofiolitas no conservan todos los tramos de esta sección idealizada, o bien éstos ocupan una posición diferente debido a la deformación sobreimpuesta.

La identificación de las ofiolitas es uno de los pilares esenciales para el reconocimiento de las zonas de sutura. Dado que representan secciones relictas de litosfera oceánica, una ofiolita que separe dos secciones de corteza continental representa, en sentido estricto, una zona de sutura, pues es el último vestigio directo que queda de la cuenca oceánica que separaba ambos continentes antes de su colisión y yuxtaposición.

TECTÓNICA Y METAMORFISMO INHERENTE A LAS ZONAS DE SUTURA

Los minerales que constituyen las rocas pueden transformarse en otros si éstos son sometidos a suficiente presión y temperatura (acompañadas o no de deformación) como para desencadenar las reacciones físico-químicas necesarias para dicha transformación. La transformación puede ser parcial (se preserva parte de los minerales previos) o total, y dichas transformaciones siempre conducirán a una nueva asociación de minerales (paragénesis)

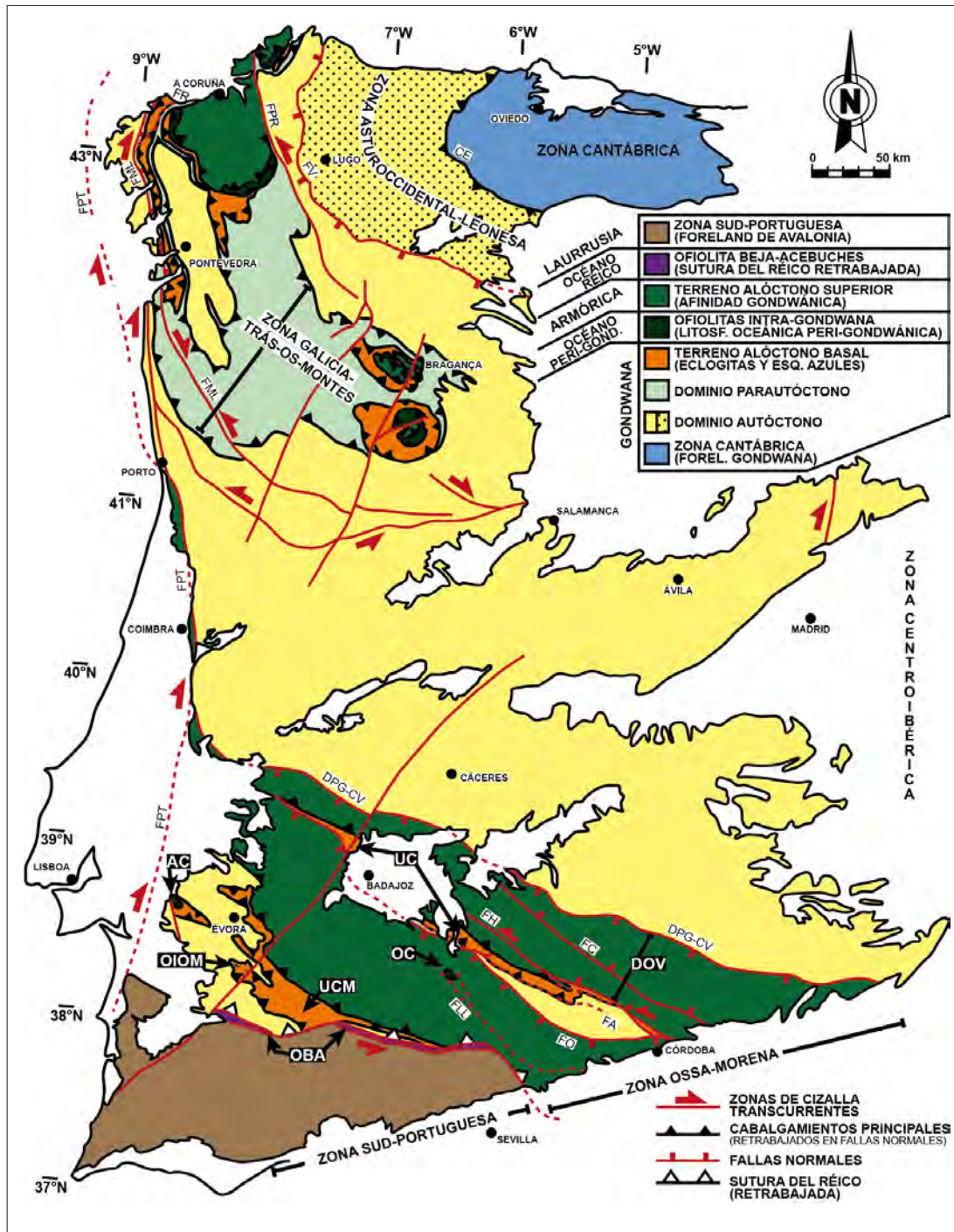
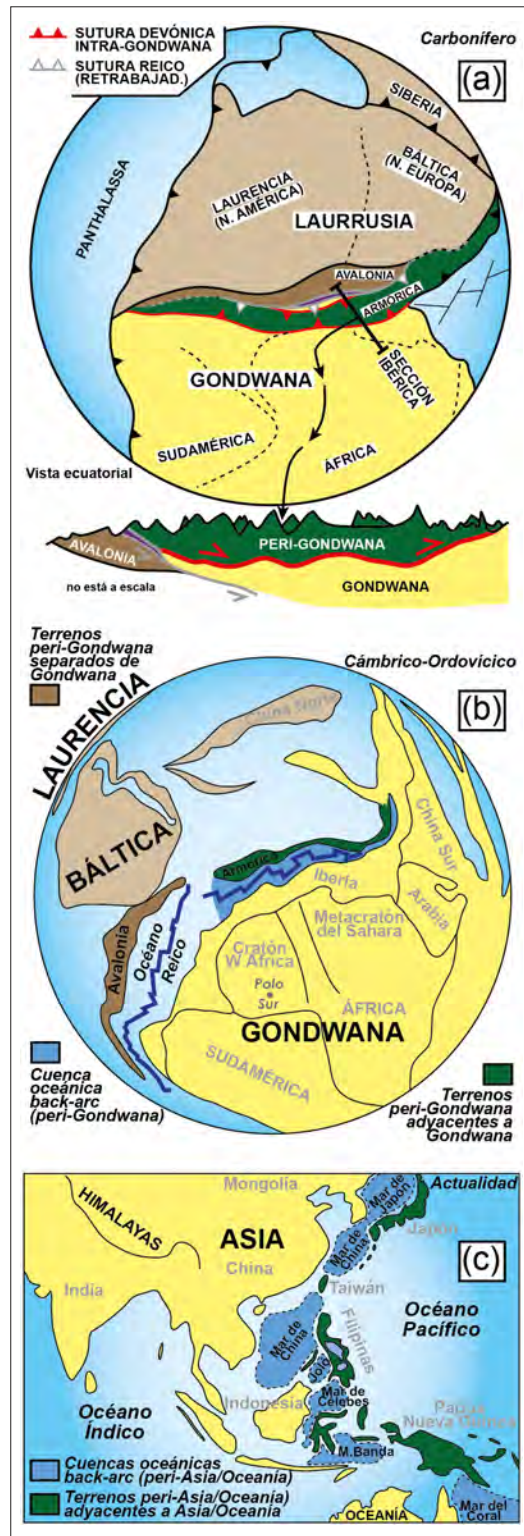


Fig. 4. Zonación del Orógeno Varisco en Iberia según Díez Fernández y Arenas (2015). Se muestra la distribución de terrenos alóctonos y autóctonos del Macizo Ibérico y la distribución de las principales zonas de sutura. FA, Falla de Azuaga; OBA, Ofiolita de Beja-Acebuches; AC, Anfibolitas de Carvalhal; FC, Falla de Canaleja; UCM, Unidad de Cubito-Moura; OC, Ofiolita de Calzadilla; UC, Unidad Central; CE, Cabalgamiento de Espina; FH, Falla de Hornachos; OIOM, Ofiolitas Internas de Ossa-Morena; FLL, Falla de Llanos; FML, Falla de Malpica-Lamego; FO, Falla de Onza; DOV, Dominio de Obejo-Valsequillo; DPG-CV, Despegue de Puente Génave-Castelo de Vide; FPR, Falla de Palas de Rei; FPT, Falla Porto-Tomar; FR, Falla de Riás; FV, Falla de Viveiro. Se recomienda consultar la versión digital.

estable bajo las nuevas condiciones de presión y temperatura, bien sean mayores o menores que las preexistentes. Este proceso se conoce como metamorfismo, y su estudio permite trazar la evolución en las condiciones de presión y temperatura que han experimentado las rocas que hoy afloran en superficie. Por ejemplo, un sedimento depositado en la superficie del planeta, de composición fango-arenosa, puede transformarse en una pizarra, esquisto, gneis, e incluso fundirse a medida que aumentan las condiciones de presión y fundamentalmente temperatura a las que es sometido. De forma intuitiva, las condiciones de presión aumentan a medida que nos movemos hacia niveles más profundos de la litosfera, puesto que habrá un espesor de rocas supraya-

centes mayor. Dado que la temperatura en el interior de la Tierra aumenta de igual modo, siendo la parte exterior de la corteza la más fría (~15°C) y la parte más interna del planeta la más caliente (~5000°C), el aumento en las condiciones de presión suele ir de la mano de un aumento en temperatura. El conocimiento de las características termodinámicas de cada mineral nos permite calcular las asociaciones minerales que se van a formar a partir de una composición química determinada en función de las condiciones ambientales del metamorfismo, de tal modo que podemos trazar la evolución en presión y temperatura que una roca metamórfica ha experimentado mediante la observación y análisis de los minerales que dicha roca contiene.

Fig. 5. (a) Reconstrucción de Pangea durante el Carbonífero (Díez Fernández y Arenas, 2015). Se muestra una sección con la estructura en los dominios del Macizo Ibérico y la posición de las principales zonas de sutura. (b) Reconstrucción paleogeográfica de margen Norte de Gondwana durante el Cámbrico-Ordovícico (basado en Dias da Silva et al., 2016). (c) Mapa que muestra la distribución actual de cuencas tras-arco (back-arc) y sus terrenos periféricos asociados a lo largo de los márgenes continentales de Asia y Oceanía. Nótese como el conjunto de islas peri-continentales en la geografía actual circum-Pacífica conforma un terreno alargado (micro-continente) comparable a Armórica respecto de Gondwana durante el Cámbrico-Ordovícico. Se recomienda consultar la versión digital.



localizadas a cada lado de la cuenca. Aunque hay excepciones, existe un estadio intermedio entre una etapa de subducción oceánica pura y una etapa de colisión continental pura, en la que la parte más externa de alguno de los dos continentes cede también frente al otro continente y continúa, temporalmente, con el proceso de subducción (Figura 2a). El proceso de subducción inmediatamente anterior a un estadio de colisión pura imprime una huella metamórfica inconfundible en aquellas rocas que formaban parte de la placa que subdujo. Las zonas de subducción llevan rocas relativamente frías a grandes profundidades. Si el tiempo de permanencia en profundidad es corto no se equilibrarán a las temperaturas propias de esas profundidades, por eso el metamorfismo en zonas de subducción es relativamente frío en comparación con otros contextos geodinámicos.

Se dice que las rocas que se han deformado y transformado metamórficamente bajo altas presiones y temperatura baja o moderada (típicas para una zona de subducción) lo han hecho bajo condiciones de las facies de las eclogitas y esquistos azules. Las eclogitas (algo más calientes) y los esquistos azules (algo más fríos) son rocas que proceden de la transformación metamórfica de rocas de composición básica (basaltos, gabros, etc.) bajo condiciones de alta presión y temperatura baja a media (aunque puede ser alta en el caso de las eclogitas). No obstante, si rocas con una composición inicial diferente (p. ej., sedimentos, granitos, etc.) han sido metamorfolizadas bajo condiciones equivalentes, se dice que lo han hecho en facies de las eclogitas o esquistos azules. Las rocas metamorfolizadas en facies de las eclogitas, y sobre todo esquistos azules, son rocas clave en la identificación de zonas de subducción. Si vemos esas rocas, nos encontramos ante un vestigio de una antigua zona de subducción. Dada la relación entre zona de subducción y zona de sutura (Figuras 1 y 2a), podemos concluir que este tipo de rocas son magníficos trazadores de la posición de una zona de sutura en un orógeno. Además, las ofiolitas se asocian frecuentemente con esquistos azules y eclogitas, pudiendo verse las primeras directamente involucradas en las zonas de subducción.

PATRONES DE DEFORMACIÓN A LO LARGO DE LAS ZONAS DE SUTURA

Uno de los indicadores de primer orden asociados al desarrollo de zonas de sutura es la deformación que afecta a todos los elementos involucrados en la misma, a saber, los continentes y la cuenca oceánica que los separa. La rigidez de las placas tectónicas es la que condiciona que la deformación se concentre en los bordes de las mismas, que en el caso de un límite de placas convergente acaba convirtiéndose en la zona de sutura (Figura 1).

Son muchas las estructuras que pueden formarse durante un proceso de suturación oceánica y colisión continental, aunque pueden agruparse dos grandes tipos. Por una parte, las estructuras indicativas de deformación interna en las rocas, ligadas al metamorfismo (foliación tectónica), y por otra parte,

La aproximación de dos masas continentales separadas por una cuenca oceánica requiere de la eliminación de dicha cuenca, lo cual se consigue mediante la subducción de una placa tectónica por debajo de la otra (Figura 1). En las zonas de subducción se identifica una placa inferior, la que subduce, y una placa superior, bajo la cual se produce la subducción. El consumo progresivo de una cuenca oceánica por subducción conduce inexorablemente al cierre y suturación de la cuenca oceánica, seguido de la colisión entre las masas continentales

estructuras más grandes, como pliegues y fallas. Todas estas estructuras se desarrollan de manera progresiva, y tienden a propagarse desde la zona de sutura, próxima a la cual se pueden observar las etapas de deformación iniciales (más antiguas), y hacia las partes más distales respecto de la zona de sutura, en las que la deformación será, en términos generales, más moderna. Así, cuando dos continentes comienzan a colisionar, la gran mayoría de la deformación resultante se concentra en el entorno más próximo a la zona de sutura que los separa (Figura 2a), pero a medida que la colisión progresa, la deformación va alcanzando secciones de cada uno de los continentes cada vez más distantes de la zona de sutura (Figuras 2b y 2c). La mayor cantidad de deformación se traduce en el fuerte desarrollo de estructuras de deformación interna en las rocas y la aparición de minerales orientados por la deformación. Sin embargo, la realidad es a menudo más compleja, puesto que las zonas que han sido deformadas con anterioridad durante el proceso de suturación e inicio de la colisión continúan deformándose durante etapas posteriores del desarrollo del orógeno, produciéndose en estos casos la interferencia entre estructuras más modernas y más antiguas, pero todas ellas ligadas a la misma orogenia (Figura 2d). Los grandes vectores de propagación de la deformación (hacia donde las nuevas foliaciones, pliegues y fallas se desarrollan) son un indicador a gran escala de la localización aproximada de una zona de sutura, pues a cada lado de la zona de sutura el vector tenderá a apuntar en sentido opuesto y hacia las zonas distales.

Si bien a cada lado de una zona de sutura pueden desarrollarse el mismo tipo de estructuras durante la construcción de un orógeno (pliegues y fallas), la geometría de las mismas a menudo varía a medida que nos distanciamos de la zona de sutura. En los dominios más próximos a una zona de sutura, la geometría de los pliegues resultantes requiere de una mayor cantidad de deformación (aplastamiento y estiramiento) para ser explicados respecto de aquellos formados en zonas más distantes de la zona de sutura (Figura 2c). Del mismo modo, las fallas (o zonas de cizalla) formadas en zonas más próximas a una zona de sutura tienden a acumular más movimiento relativo (salto) de sus bloques respecto de aquellas formadas más lejos de la zona de sutura. Cabe señalar que tanto para pliegues como para fallas estos patrones se cumplen cuando se establecen comparaciones a gran escala, analizando conjuntos de estructuras. Dado que la distribución de la deformación en la corteza terrestre es heterogénea, una zona de reducidas dimensiones, más distal respecto de una zona de sutura, podría haber sido más deformada que otra mucho más próxima. Tanto la geometría de los pliegues como la magnitud del movimiento de las fallas implicadas en la construcción de un orógeno nos hablan, en definitiva, de la cantidad de acortamiento registrado en cada parte de dicho orógeno. Las secciones continentales que se encuentran más próximas a una zona de sutura son precisamente las que durante más tiempo han podido ser deformadas, siendo razonable esperar para ellas un mayor acortamiento neto durante una orogenia.

DOS CONTINENTES DISTINTOS EN CONTACTO: ¿CÓMO DIFERENCIARLOS?

Una zona de sutura implica la existencia de dos continentes distintos, uno a cada lado de la sutura, y por lo tanto, que haya al menos alguna diferencia entre ellos. Las diferencias pueden ser de naturaleza muy variable, y pueden dividirse entre aquellas que atienden a su composición, y aquellas que se centran en su evolución (que en última estancia también condiciona su composición).

Siempre dentro de un marco de referencia previo a la colisión, las diferencias en la composición de los continentes las podemos observar en el tipo de rocas que existían en cada continente. Por ejemplo, podríamos diferenciar un continente del otro por contener rocas ígneas generadas en un contexto muy diferente a las del otro (p. ej. rocas formadas en un arco volcánico), e incluso a edades muy diferentes. Lo mismo se podría hacer respecto al contenido en fósiles, ya que continentes lo suficientemente distantes no tienen por qué albergar necesariamente los mismos organismos. Por ejemplo, la fauna autóctona actual de América no es exactamente la misma que la de África o Europa, por lo que dichos continentes tendrán un registro fósil del tiempo actual diferente en cada caso, el cual podremos diferenciar si estos continentes colisionasen en el futuro y los observásemos amalgamados en una sola masa continental. Rocas que contengan fósiles propios de África corresponderán, en principio, a partes del continente africano, mientras que rocas con fósiles de América nos indicarían secciones del continente americano involucradas en la colisión. La suma de observaciones de este tipo nos permitiría, idealmente, trazar un mapa de las partes del continente resultante de la colisión que pertenecieron a uno u otro continente, dibujándose automáticamente en dicho mapa una línea divisoria que separaría ambos dominios, es decir, el trazado de la zona de sutura entre continentes colisionados.

La misma aproximación puede llevarse a cabo utilizando los sedimentos derivados de la erosión de cada continente. Las cuencas sedimentarias, del tipo que sean, desarrolladas dentro o en la periferia próxima de cada continente llevan la impronta de cada continente. Así, la erosión del conjunto de rocas de, por ejemplo, Iberia, no produce exactamente los mismos sedimentos que la erosión del conjunto de rocas de, por ejemplo, Brasil. Parte de la composición química y del tipo general de rocas podrían ser equivalentes. Por ejemplo, podríamos ver que las cuencas sedimentarias en Iberia y en Brasil se rellenan con arenas, calizas, fango arcilloso, etc., en ambos casos, resultando, si las analizamos en estos términos, potencialmente indistinguibles unas de otras. Sin embargo, los sedimentos procedentes de cada lugar llevan la impronta geoquímica e isotópica de dicho lugar, y es en base a ellas que podemos distinguir entre cuencas sedimentarias alimentadas por unos u otros continentes. Es más, si dichas cuencas se desarrollaron a lo largo de los márgenes de cada continente, la zona de sutura entre ambos, tras su colisión, involucrará preferentemente a dichas cuencas. Por lo tanto, la

distinción entre grandes masas continentales a lo largo de una zona de sutura es, en buena medida, un ejercicio de distinción de la procedencia de los materiales que rellenaron las cuencas periféricas de cada continente.

Pero, ¿cuáles son las improntas geoquímicas que podemos utilizar? En la actualidad se usan varias herramientas para trazar el origen y paleoposición de los continentes involucrados en colisiones continentales muy antiguas, para las cuales se ha perdido casi toda o toda referencia geográfica absoluta, es decir, las cadenas montañosas ya no existen como tales, y los continentes existentes poco o nada tienen que ver con los continentes que les precedieron. La primera de ellas es el análisis de la edad de cristalización de los minerales detríticos que componen las rocas sedimentarias. La segunda es la identificación de las fuentes isotópicas de las áreas madre de los sedimentos (técnica que no será explicada aquí).

Un sedimento detrítico (por ejemplo una arena) resulta de la suma de todos los minerales individuales que han sido erosionados del área fuente y transportados hasta la cuenca sedimentaria en la que se depositan. Un área fuente suele ser un sector más o menos amplio, emergido, y que puede contener rocas de edad y composición (y por lo tanto mineralogía) muy variable. Parece lógico pensar que si el área fuente está compuesta predominantemente por rocas de composición cuarzosa, los sedimentos que resulten de su erosión van a tener una composición parecida. Del mismo modo, si en el área fuente las rocas contienen predominantemente cristales formados hace 500 millones de años, los sedimentos que deriven de su erosión van a contener predominantemente cristales formados hace 500 millones de años. Esta lógica, aunque llena de trampas geológicas que no serán comentadas aquí, se utiliza para distinguir entre cuencas rellenas por materiales procedentes de unos continentes u otros. Lo más común es observar patrones complejos de poblaciones de edad en los minerales que conforman los sedimentos. Es decir, un sedimento formado por erosión de un hipotético primer continente podría contener, por ejemplo, minerales formados a edades tales como 40, 220, 300, 390, 500, 550, 600, 1800, 2200, y 3400 millones de años, mientras que un hipotético segundo continente podría suministrar minerales formados a edades en parte similares y en parte distintas, por ejemplo 40, 220, 300, 390, 800, 1100, 1500, 2200, y 3000 millones de años. Podemos discriminar entre una procedencia u otra en base a las diferencias en las poblaciones. Así, un sedimento que incluya minerales formados a los 40, 220, 800, 1100, 2200, y 3000 millones de años probablemente represente un relleno de una cuenca ligada al segundo continente. Esta aproximación llevada a cabo en los cientos de cuencas sedimentarias de las cuales hay registro en nuestro planeta a lo largo del tiempo está ayudando, combinada con otras herramientas, a recomponer el número y posición relativa entre continentes en el pasado, y nos permite identificar para cada orógeno de colisión cuáles son los continentes implicados e, incluso, llegar a delimitar zonas de sutura en ausencia de otro tipo de evidencia. En realidad, los continentes suelen tener una composición y

estructura interna compleja, y cada parte de un mismo continente puede producir un tipo de sedimento distinto. Puesto que los continentes pueden llegar a tener un tamaño notable, los estudios de procedencia de material detrítico permiten incluso identificar qué sección de qué continente se vio involucrada en una orogenia.

EL MACIZO IBÉRICO: EJEMPLO DE MÚLTIPLES ZONAS DE SUTURA DURANTE LA FORMACIÓN DE PANGEA

El basamento cristalino de la península ibérica (Figura 4), al igual que el de buena parte de Europa central y meridional, está constituido por rocas que se deformaron durante la construcción de un orógeno, comúnmente denominado Orógeno Varisco, resultado de la progresiva colisión entre un continente denominado Gondwana y otro denominado Laurrusia durante el Paleozoico Superior (e.g., Díez Fernández et al., 2016). La colisión comenzó hace aproximadamente 400 Ma (Devónico), y concluyó, aproximadamente hace 300 Ma (Carbonífero). Esta colisión condujo a nuestro planeta hacia la culminación del amalgamamiento de prácticamente todas las masas continentales existentes en ese momento en una sola, el último supercontinente conocido, Pangea (Figura 5a). Nada queda ya de la cadena montañosa que se elevó fruto de esa colisión. Sin embargo, la península ibérica está llena de evidencias del desarrollo de esa orogenia, así como de los elementos involucrados en la misma y de cómo éstos interaccionaron. Casi todas las características esenciales que han sido presentadas anteriormente, y que cabría esperar para un orógeno de colisión continental, pueden ser observadas en la península ibérica, concretamente en su basamento cristalino, denominado en la literatura científica como Macizo Ibérico.

La principal zona de sutura formada durante la convergencia entre Gondwana y Laurrusia puede trazarse a lo largo del Suroeste de Iberia, a lo largo de una línea que va aproximadamente desde Beja (Portugal), hasta Villanueva del Río y Minas (Sevilla) (ver OBA en Figura 4). Al Norte de esa zona de sutura se encuentran rocas cuyo origen está ligado a la evolución de Gondwana previa a la colisión (Robardet, 2003). Al Sur de esa línea se observan rocas cuya afinidad y origen son más compatibles con Laurrusia (Pérez-Cáceres et al., 2017). Las afinidades en ambos casos han sido determinadas utilizando el contenido en fósiles y el contenido en minerales detríticos propios de cada paleocontinente. A lo largo de esta zona de sutura, además, aparecen rocas máficas y ultramáficas que en conjunto forman una ofiolita, la ofiolita de Beja-Acebuches, cuya sola presencia indica que esa línea que separa ambos dominios continentales de afinidad diferente corresponde con una zona de sutura de una cuenca oceánica (Fonseca y Ribeiro, 1993). El océano que separaba Gondwana de Laurrusia previamente a su colisión se llama Océano Reico (Figura 5b). Sorprendentemente, y a pesar de considerarse un océano de gran tamaño, hasta la fecha no se ha encontrado roca alguna que pueda considerarse, sin serias dudas,

como relicto de la corteza oceánica del Reico. ¡Un gran enigma pendiente de solución! En cambio, estudios recientes muestran que la zona de sutura que separa Gondwana de Laurrusia en Iberia fue reutilizada para abrir, a lo largo de ella, una nueva cuenca oceánica poco tiempo después de que Gondwana y Laurrusia colisionaran por primera vez. La ofiolita de Beja-Acebuches parece representar, en realidad, la sutura de esa segunda y más moderna cuenca oceánica (Azor et al., 2008). Este proceso de suturación oceánica y reapertura de cuencas a favor de zonas de sutura es frecuente en el registro geológico (e.g., Arenas et al., 2014), ya que, una zona de sutura es, en cierto modo, una zona de debilidad dentro de la litosfera, puesto que se trata de un dominio que alberga grandes fracturas, las mayores posibles. Es energéticamente menos costoso abrir y extender la litosfera para formar un nuevo océano por aquellas zonas en las que la litosfera ya está rota.

La zona de sutura retrabajada del Océano Reico no es la única que se desarrolló durante la colisión Gondwana – Laurrusia. La paleogeografía de los márgenes de los grandes continentes no suele ser sencilla. Sirva como ejemplo el actual margen oriental de Asia (Figura 5c). La costa oriental de China, Corea del Norte y del Sur está flanqueada por un conjunto de islas o micro-continentes (Japón, Taiwán, Filipinas, etc.), que delimitan cuencas oceánicas menores entre Asia continental y el Océano Pacífico, y que las separa de América. Imaginemos ahora que el Océano Pacífico se cierra por subducción produciendo que el margen occidental de América se aproxime al oriental de Asia. Una hipotética colisión Asia – América no sólo sería precedida de la suturación del Pacífico, sino que también iría acompañada de la suturación de todas aquellas cuencas oceánicas menores que jalonan la costa oriental asiática (mar de Japón, mar de China, etc.), además de la colisión entre América y cada uno de los micro-continentes que se encuentran en el rumbo de colisión entre las dos grandes masas continentales. Un escenario bastante parecido a éste se desarrolló durante la colisión Gondwana – Laurrusia en el Paleozoico Superior (Matte, 2001).

La paleogeografía del margen de Gondwana durante el Paleozoico Inferior, previa a su colisión con Laurrusia, incluía un conjunto de micro-continentes desgajados de Gondwana (Figura 5b), pero que se mantuvieron relativamente próximos a él durante todo el Paleozoico (como Japón respecto a Asia en la actualidad). Algunos de esos continentes desgajados en el Paleozoico Inferior no se detuvieron en su deriva y se alejaron más de Gondwana, llegando a colisionar con Laurrusia (Laurencia + Báltica), el continente que se encontraba al otro lado del gran océano que los separaba. Este es el caso del micro-continente Avalonia (Torsvik et al., 1996). Aunque han recibido varios nombres en la literatura, el conjunto de terrenos desgajados que sí se mantuvieron próximos y flanqueando el margen de Gondwana se conoce como Armórica, cuya afinidad y proximidad a Gondwana han sido determinadas a partir del estudio de sus fósiles y de los minerales detríticos que contienen sus cuencas sedimentarias (e.g., Robardet, 2003). La cuenca que existía entre este micro-continente ubicado en la periferia de Gondwana

(peri-Gondwánico) y Gondwana, también se cerró y suturó durante la progresiva colisión Gondwana – Laurrusia. La zona de sutura de esa cuenca se encuentra en la actualidad dispersa a lo largo de varios sectores del Macizo Ibérico (Figura 4; Díez Fernández and Arenas, 2015), puesto que dicha zona de sutura fue transportada de su posición inicial a medida que Gondwana y Laurrusia proseguían en su dinámica de colisión (Díez Fernández et al., 2016). Muestras de la corteza oceánica que existía en la cuenca que separaba Armórica de Gondwana pueden encontrarse en varias ofiolitas a lo largo del Macizo Ibérico (ver ofiolitas intra-Gondwana en Figura 4). Las ofiolitas de Galicia (p. ej. Cabo Ortegal), Noreste de Portugal, y del entorno de Évora (Portugal) son buenos ejemplos de ello (Díez Fernández et al., 2017; Pin et al., 2006; Sánchez Martínez, 2009). Acompañando a estas ofiolitas es frecuente observar cinturones de rocas deformadas en condiciones de alta presión (eclogitas y esquistos azules) (ver terreno Alóctono Basal en Figura 4), como prueba de que la suturación de esta cuenca menor fue acompañada de un proceso de subducción durante el Devónico (Figura 2a; Díez Fernández, 2011; López Carmona, 2015; Ribeiro et al., 2010; Rodríguez Aller, 2005).

Una gran parte del registro de la colisión entre Gondwana y Laurrusia observable en Iberia está relacionado en realidad con el cierre y suturación de la cuenca que separaba Armórica de Gondwana (Díez Fernández and Arenas, 2015). En este sentido, es muy significativo el aumento de la deformación y el grado de metamorfismo (presión y temperatura) observables en el entorno donde aflora la zona de sutura de dicha cuenca (Martínez Catalán et al., 2014; Pereira et al., 2009). De igual modo, el número de eventos o fases de deformación de edad Varisca que se pueden identificar en el entorno próximo a dichos afloramientos es, en términos globales, sensiblemente mayor (e.g., Díaz Azpiroz y Fernández, 2005). Así, los sectores en los que aparecen ofiolitas y/o eclogitas y esquistos azules (indicadores directos de la zona de sutura), tales como Galicia, Noreste de Portugal, Évora, Sierra de Aracena, y rocas a lo largo de una banda que se extiende de Coimbra a Córdoba pasando por Badajoz (Figura 4), muestran un gran contraste geológico respecto de aquellos que se encuentran más distantes respecto a ellos, que tienden a estar menos deformados y la deformación ha tenido lugar a menor presión y temperatura (incluso no hay metamorfismo)

CONCLUSIONES

La Tierra es un planeta que cuenta con una historia geológica que supera los 4500 millones de años de edad, tiempo más que suficiente para eliminar los vestigios topográficos de la mayoría de las cadenas de montañas desarrolladas en la historia del planeta fruto de las numerosas colisiones continentales ocurridas. En cambio, otras improntas ligadas al desarrollo de las zonas de sutura de los océanos que separaban los paleo-continentes son más perennes, tanto, que pueden observarse incluso varios miles de millones de años tras su desarrollo. Es en base a dichas improntas que la investigación en

Geología es capaz de reconstruir el número de placas existentes en cada momento de la historia del planeta, su (paleo) posición, su origen y naturaleza, su movimiento relativo y su interacción, ofreciendo como resultado una visión de la superficie de la Tierra como un lugar en constante cambio.

Asociaciones de rocas predominantemente máficas y ultramáficas, como las ofiolitas, junto con rocas tales como eclogitas y esquistos azules, se forman y afloran a lo largo de los paleo-límites entre placas tectónicas y nos permiten identificar la ubicación de zonas de sutura entre las masas continentales del pasado. Además, las rocas del entorno más próximo a una zona de sutura tienden a acumular más deformación y durante un periodo de tiempo más prolongado, y suelen tener un origen, composición (química y mineral) y evolución pre-saturación distintos a uno y otro lado de la zona de sutura.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto CGL2016-76438-P (Ministerio de Economía, Industria y Competitividad). Agradezco los comentarios de Ricardo Arenas y un revisor anónimo, que han contribuido a la versión final de este manuscrito

BIBLIOGRAFÍA

Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. y Albert, R. (2014). Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25, 756-763.

Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L.M. y Matas, J. (2008). Rhenic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27, TC5006.

Dias da Silva, Í., Díez Fernández, R., Díez Montes, A., González Clavijo, E. y Foster, D.A. (2016). Magmatic evolution in the N-Gondwana margin related to the opening of the Rhenic Ocean - Evidence from the Upper Parautochthon of the Galicia-Trás-os-Montes Zone and from the Central Iberian Zone (NW Iberian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 105, 1127-1151.

Díaz Azpiroz, M. y Fernández, C. (2005). Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, 24, TC3010, doi: 3010.1029/2004TC001682.

Díez Fernández, R. (2011). Evolución estructural y cinemática de una corteza continental subducida: la Unidad de Malpica-Tui (NO del Macizo Ibérico). *Nova Terra*, 40, 1-228.

Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015). The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654, 96-100.

Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J. y Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana - Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*, 162, 269-292.

Díez Fernández, R., Fuenlabrada, J.M., Chichorro, M., Pereira, M.F., Sánchez Martínez, S., Silva, J.B. y Arenas, R.

(2017). Geochemistry and tectonostratigraphy of the basal allochthonous units of SW Iberia (Évora Massif, Portugal): keys to the reconstruction of pre-Pangean paleogeography in southern Europe. *Lithos*, 268-271, 285-301.

Dilek, Y. y Furnes, H. (2014). Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10 (2): 93-100.

Fonseca, P. y Ribeiro, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches ophiolite: A major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geologische Rundschau* 82, 440-447.

López Carmona, A. (2015). Blueschist-facies rocks from the Malpica-Tui Complex. (NW Iberian Massif). *Nova Terra*, 47, 1-299.

Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F.J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, Í., González Clavijo, E., Ayarza, P. y Alcock, J.E. (2014). The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution, En: *The Variscan orogeny: Extent, timescale and the formation of the European crust* (Eds.: K. Schulmann, J.R. Martínez Catalán, J.M. Lardeaux, V. Janoušek y G. Oggiano, G.), Geological Society of London Special Publication, pp. 225-247.

Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A. y Castro, A. (2009). Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 327, 215-237.

Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D., Simancas, J.F. y Azor, A. (2017). Testing the Avalonian affinity of the South Portuguese Zone and the Neoproterozoic evolution of SW Iberia through detrital zircon populations. *Gondwana Research*, 42, 177-192.

Pin, C., Paquette, J.L., Abalos, B., Santos, F.J. y Gil Ibarra, J.I. (2006). Composite origin of an early Variscan transported suture: Ophiolitic units of the Morais Nappe Complex (north Portugal). *Tectonics*, 25, TC5001.

Ribeiro, A., Munhã, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G. y Jesus, A. (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17, 408-421.

Robardet, M. (2003). The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, 125-148.

Rodríguez Aller, J. (2005). Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tuy, NO del Macizo Ibérico). *Nova Terra*, 29, 1-410.

Sánchez Martínez, S. (2009). Geoquímica y geocronología de las Ofiolitas de Galicia. *Nova Terra*, 37, 1-351.

Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. y Walderhaug, H.J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40, 229-258. ■

Este artículo fue recibido el día 6 de marzo de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 21 de junio de 2019.