

# LA GEOLOGÍA ES NOTICIA

UN FENÓMENO GEOLÓGICO EXCEPCIONAL (pag.112)

## ESTROMATOLITOS DE MANGANESO

En la cueva de El soplao  
(Cantabria)

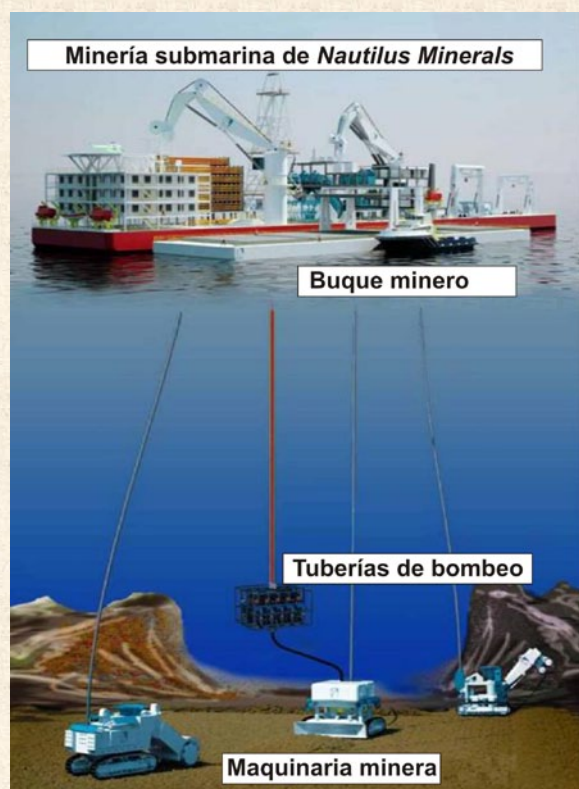
*Carlos Rossi, Rafael Pablo Lozano,  
Núria Isanta*



## MINERÍA (pag.115) SUBMARINA

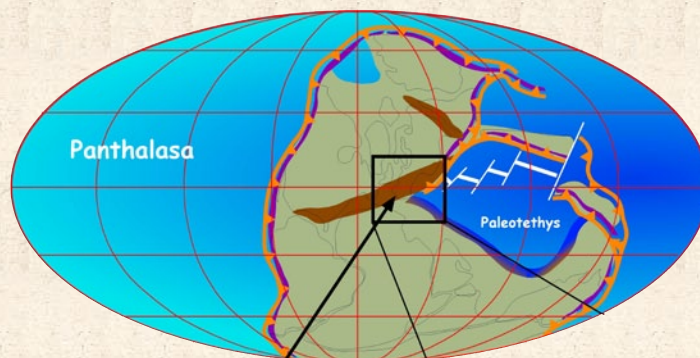
Se inicia la explotación  
de los fondos oceánicos

*Luis Somoza  
Francisco Javier González*



## TRASPLANTE DEL MANTO EN EL CORAZÓN DE PANGEA (pag.119)

*Gabriel Gutiérrez-Alonso  
Javier Fernández-Suárez  
J. Brendan Murphy*





# UN FENÓMENO GEOLÓGICO EXCEPCIONAL

# ESTROMATOLITOS DE MANGANESO

## En la cueva de El soplao (Cantabria)

CARLOS ROSSI<sup>1</sup>  
RAFAEL PABLO LOZANO<sup>2</sup>  
NÚRIA ISANTA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, 28040, Madrid. E-mail: [crossi@geo.ucm.es](mailto:crossi@geo.ucm.es)

<sup>2</sup> Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid. E-mail: [rlozano@igme.es](mailto:rlozano@igme.es)

<sup>3</sup> Investigación en Cambio Global. Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid.

La cueva de El Soplao se localiza en la Sierra de Arnero, al suroeste de San Vicente de la Barquera (Cantabria). La cueva se desarrolla principalmente en dolomías del Aptiense y contiene al menos 20 kilómetros de conductos kársticos, una pequeña parte de los cuales están habilitados para la visita turística desde 2005.

La caverna se descubrió accidentalmente a principios del siglo XX durante las labores de extracción de sulfuros de plomo y zinc en el distrito minero de La Florida. De origen diagenético, los sulfuros de la Florida representan un ejemplo típico de yacimiento tipo "Mississippi Valley". Las minas de la Florida estuvieron activas desde el siglo XIX hasta 1978, y de ellas aún se conservan más de 30 kilómetros de galerías, rampas, pozos y vaciados. Los mineros utilizaron algunas zonas de la cueva de El Soplao como galerías de acceso y transporte y para disposición de escombros, confiriendo a estos sectores un aspecto muy peculiar. En la década de los 70, con la mina aún en funcionamiento, espeleógrafos del Espeleoclub Cántabro comienzan la exploración y topografía de la cueva, descubriendo galerías vírgenes y documentando sus magníficos espeleotemas. Posteriormente la cueva fue declarada Monumento Natural por la comunidad autónoma de Cantabria.

Con frecuencia se califica a la cueva de El Soplao como "única" debido a la extraordinaria abundancia y belleza de



Fig. 1. Campo de estromatolitos de manganeso en una galería remota de la cueva de El Soplao. Foto: Carlos Rossi.

sus helictitas de aragonito. Estos espeleotemas, conocidos vulgarmente como "excéntricas", crecen en cualquier dirección, generando formas sorprendentes. El origen de estos espeleotemas no es tan misterioso como muchos piensan, ya que en la mayor parte de los casos su peculiar crecimiento está condicionado por fenómenos capilares. Aunque estos espeleotemas se conocen desde antiguo en muchas otras cuevas, es cierto que normalmente no aparecen con tanta profusión como en El Soplao.

No obstante, lo que realmente hace a la cueva de El Soplao única en el mundo son sus estromatolitos, cuyo descubrimiento se ha dado a conocer recientemente a la comunidad científica. Estos estromatolitos se formaron en la propia cueva, en total oscuridad, y su desarrollo es extraordinario: forman varios niveles intercalados entre sedimentos detríticos, con una extensión lateral de más de 2 km, a lo largo de la galería principal de la cueva. No se trata pues de algo anecdótico, sino de un depósito volumétricamente muy importante. Su interés geológico es claro: **es la primera vez que se describen estromatolitos formados en cuevas.**

Para valorar la relevancia de este descubrimiento, conviene revisar antes el origen e importancia geológica de los estromatolitos en general. Los estromatolitos son rocas sedimentarias laminadas generadas como resultado de la actividad de microbios bentónicos, que por una parte atrapan y consolidan partículas clásticas y por otra inducen la precipitación mineral, cementando así el depósito. La mayoría de los estromatolitos se generan en fondos marinos y fluvio-lacustres y están ligados a la actividad de microbios fotosintéticos (cianobacterias). La fotosíntesis es normalmente clave para la formación de estromatolitos, ya que el consumo de  $\text{CO}_2$  por parte de las cianobacterias eleva el pH en su entorno más próximo, causando la cristalización de carbonato cálcico (calcita o aragonito). De este modo, el tapiz de cianobacterias se cubre por sedimento y cementa con carbonato, hasta que una nueva etapa de crecimiento microbiano causa que se repita el proceso,





Fig. 2. Rafael P. Lozano observando un espectacular domo estromatolítico. La cara abrupta indica el sentido de la paleocorriente. Foto: Carlos Rossi.

formándose así la siguiente lámina estromatolítica. Con el tiempo, las láminas del estromatolito se van curvando progresivamente, para maximizar la superficie expuesta al agua donde puedan vivir la máxima cantidad de cianobacterias. De este modo, se generan estructuras con forma de domo, normalmente de altura centimétrica o decimétrica.

Paradójicamente, los microbios que inducen los estromatolitos raramente fosilizan, lo que ha llevado a algunos a cuestionar el origen microbiano de algunos

estromatolitos antiguos. Esta cuestión es relevante, ya que los estromatolitos más antiguos que se conocen tienen 3500 millones de años de antigüedad, pudiendo representar por tanto la primera evidencia de vida en la Tierra. Los estromatolitos son relativamente abundantes en rocas sedimentarias precámbricas, especialmente hace ~1250 millones de años, durante el Mesoproterozoico. A partir de

entonces, su registro fósil experimenta un claro declive, probablemente relacionado con la aparición de organismos más complejos que se alimentaban de los microbios constructores de estromatolitos. En la actualidad, los estromatolitos “vivos” son muy escasos, y normalmente sólo se forman en medios con condiciones extremas, como por ejemplo albufeiras hipersalinas.

Hasta su descubrimiento reciente en El Soplao, se desconocía que se pudieran formar estromatolitos en el interior de las cuevas. De hecho, tal posibilidad no parece factible, ya que en el interior de las cuevas reina la oscuridad perpetua, impidiendo la fotosíntesis y, por tanto, el desarrollo de tapices de cianobacterias. Además, los ecosistemas espeleanos son típicamente muy pobres en nutrientes y materia orgánica, lo que limita considerablemente el desarrollo de otros posibles microbios no fotosintéticos que pudieran generar estromatolitos.

Aún así, en la cueva de El Soplao los estromatolitos son excepcionalmente abundantes. Los estromatolitos de El Soplao no están formados por carbonatos, sino por óxidos de manganeso. Son por tanto de color oscuro (negro o marrón), por lo que apenas destacan en el interior de la cueva. Es posible que ésta sea una de las causas por las que han pasado desapercibidos durante tanto tiempo.

Fig. 3. Núria Isanta examinando los detalles de una sección de estromatolito. Las láminas más claras contienen un predominio de microestructuras dendríticas, repletas de microfósiles bacterianos. Foto: Rafael P. Lozano.





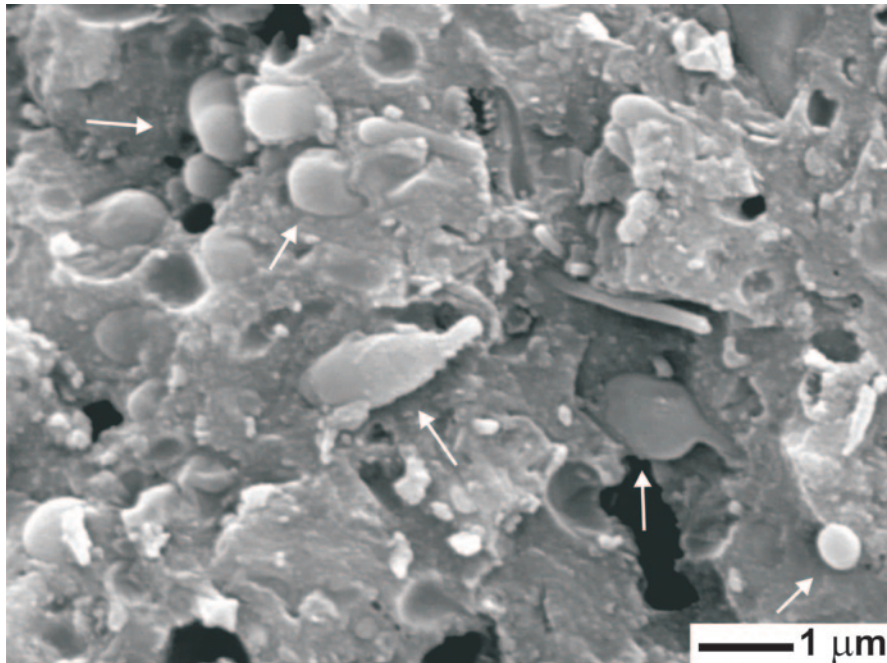


Fig. 4. Bacterias fosilizadas en las capas dendríticas (señaladas por flechas blancas). Imagen de microscopio electrónico de barrido. Foto: Carlos Rossi y Rafael P. Lozano.

Los estromatolitos se encuentran en diferentes tramos de la galería principal de la cueva, intercalados entre sedimentos fluvio-kársticos arenosos y arcillosos. En algunos sectores de la galería, la erosión parcial de los sedimentos clásticos permite observar los estromatolitos en tres dimensiones: forman conjuntos de grandes domos (de hasta 60 cm de altura) interconectados entre sí que generan represas similares a las que se forman en tobas fluviales y travertinos. Los domos tienen normalmente forma de seta asimétrica, con el margen más abrupto apuntando en el sentido de la paleocorriente. La superficie exterior de los domos suele ser de un profundo color negro, localmente muy brillante, y jalonada con bultos, mamelones y acanaladuras, éstas últimas orientadas en la dirección de la paleocorriente.

A pesar de estar formados por óxidos de manganeso, las características micromorfológicas de los espeleo-estromatolitos de El Soplao son sorprendentemente muy similares a las de muchos estromatolitos carbonáticos. El interior de los estromatolitos presenta una laminación muy evidente, debido a la alternancia de capas con diferentes colores, texturas y grosores. Alternan láminas negras compactas con otras marrones más friables y porosas. En detalle, las bandas porosas presentan texturas dendríticas, similares a las que caracterizan a muchos estromatolitos carbonáticos de origen cianobacteriano. Las ramas cilíndricas que forman las dendritas contienen a su vez una laminación interna muy fina, de escala micrométrica, curvada y con la convexidad orientada hacia el exterior de las ramas.

Para obtener información sobre la visita turística a la cueva: [www.elsoplao.es](http://www.elsoplao.es)

Para ampliar información sobre los estromatolitos de El Soplao puede consultarse el siguiente artículo (que puede obtenerse por petición a sus autores):

Rossi, C.; Lozano, R.P.; Isanta, N. y Hellstrom, J. 2010. Manganese stromatolites in caves: El Soplao (Cantabria, Spain): *Geology*, v. 12, p. 1119-1122.

Para ampliar información sobre la historia de exploración de la cueva:

<http://www.aer-espeleo.com/EL-SOPLAO-Pagina-oficial-de-la.html>

Speleo Club Cántabro. (2003). "El Soplao (Rionansa, Valdáliga)". *Boletín Cántabro de Espeleología*-15:99-106.

Sin embargo, los estromatolitos de El Soplao presentan una característica muy poco común en otros estromatolitos: una extraordinaria abundancia de fósiles de microbios, con un grado de preservación realmente excepcional. La presencia de estos restos es la prueba más concluyente del origen microbiano de estos estromatolitos. Usando el microscopio electrónico de barrido, en el interior de las dendritas se observa una auténtica infinidad de restos de microbios fósiles, huecos en su mayoría. El grado de preservación de los microbios es tal, que se conservan los detalles ornamentales de las paredes celulares de algunos de ellos. Esta espectacular preservación se debe en gran parte a que los microbios se recubrieron por partículas extraordinariamente finas de óxidos de manganeso, cuando los microorganismos aún estaban vivos. De hecho, su fosilización es una consecuencia de su propia actividad vital, como se explica a continuación.

Teniendo en cuenta la gran abundancia de estromatolitos en el Soplao y las ya comentadas limitaciones para la vida en las cuevas ¿cómo es posible que tantos microorganismos prosperasen en la cueva de El Soplao, en total oscuridad y con una disponibilidad limitada de materia orgánica? La respuesta a esta pregunta es lo que hace realmente apasionantes a los estromatolitos de El Soplao: los microbios que los forman son quimiosintéticos, es decir emplean una reacción química como fuente de energía. En ausencia de luz, los microbios fosilizados en los estromatolitos de El Soplao sintetizaban sus compuestos orgánicos usando la energía producida por la oxidación del manganeso disuelto en el agua de un antiguo río subterráneo. Este tipo de microbios también recibe el calificativo, más específico, de quimiolitótrofos, ya que obtienen lo necesario para vivir de la disolución de las rocas en el subsuelo, sin depender de la luz del sol o del aporte de materia orgánica procedente del exterior de la cueva. El subproducto de la oxidación de este elemento es la formación de óxidos de manganeso insolubles, que precipitaban alrededor de las bacterias como consecuencia de su propia actividad vital. Esto explica no sólo la excelente preservación de los microbios, sino la propia formación y crecimiento de estos espectaculares estromatolitos. ●



# Minería submarina:

## Se inicia la explotación de los fondos oceánicos

LUIS SOMOZA

FRANCISCO JAVIER GONZÁLEZ

*Geología Marina, Instituto Geológico y Minero de España IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. E-mail: l.somoza@igme.es / fj.gonzalez@igme.es*

Los océanos cubren casi las tres cuartas partes de la superficie de la Tierra, contienen las nueve décimas partes de los recursos de agua y más del 97% de los seres vivos del planeta. Los océanos son parte esencial de nuestra biosfera: influyen en nuestro clima y afectan a nuestra salud y nuestro bienestar. Los océanos están dominados por fondos profundos ya que más del 60% de la superficie del planeta está por debajo de los 2.000 metros de profundidad.

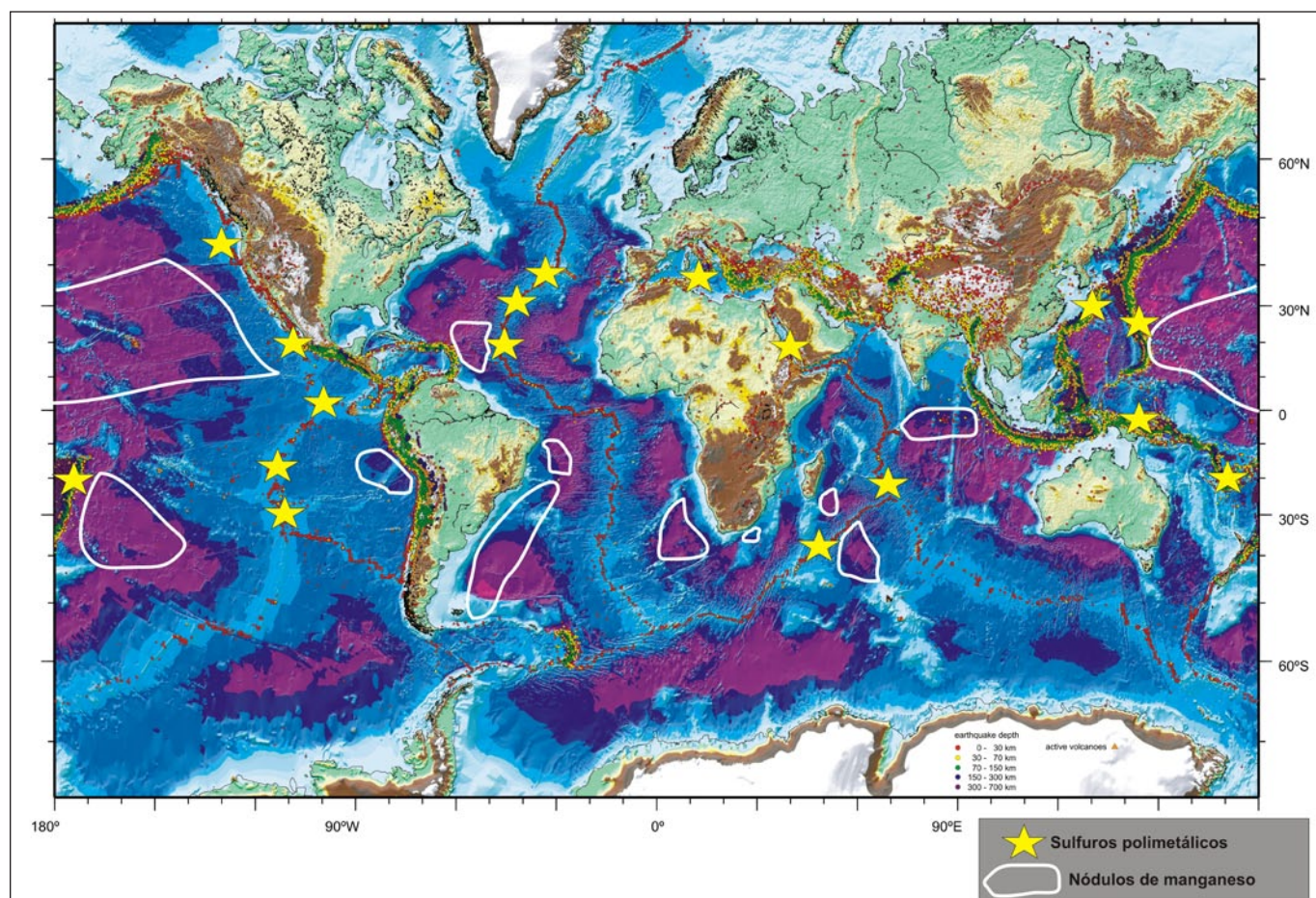
Los recursos energéticos y minerales que se pueden encontrar en los fondos marinos profundos incluyen petróleo, gas natural, hidratos de gas, nódulos de manganeso, costras ricas en cobalto, sulfuros masivos (ricos en zinc, plata, oro o cobre), fosforitas, áridos (arena y gravas) y placeres (ricos en titanio, tierras raras, estaño, oro y diamantes). A estos recursos, se suman las biomineralizaciones con posibilidad de ser fuente de productos farmacéuticos. El tamaño y valor de dichos recursos son aún poco conocidos pero ofrecen un creciente interés que incentivan la exploración de los fondos oceánicos profundos.

*Figura 1. Distribución a escala global de los principales depósitos de campos de nódulos de manganeso y sulfuros polimetálicos en los océanos de la Tierra. Fuente: AIFM.*

### La Convención del Mar de Naciones Unidas regula los recursos de los océanos

La actividad minera en los fondos marinos se encuentra bajo una estricta supervisión internacional en el marco de la Convención de Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar de 1982 (denominada como "la Convención"), y que vela por el bienestar de este frágil entorno y que a la vez ofrece tantos recursos.

La Convención es la herramienta internacional más importante que gobierna el régimen de los océanos, por lo que se denomina coloquialmente como "la Constitución del Mar". En 1994 fue ratificada por 154 países y actualmente la mayoría de los estados, incluidos todos los de la Unión Europea, se rigen por las normas establecidas en dicha conven-





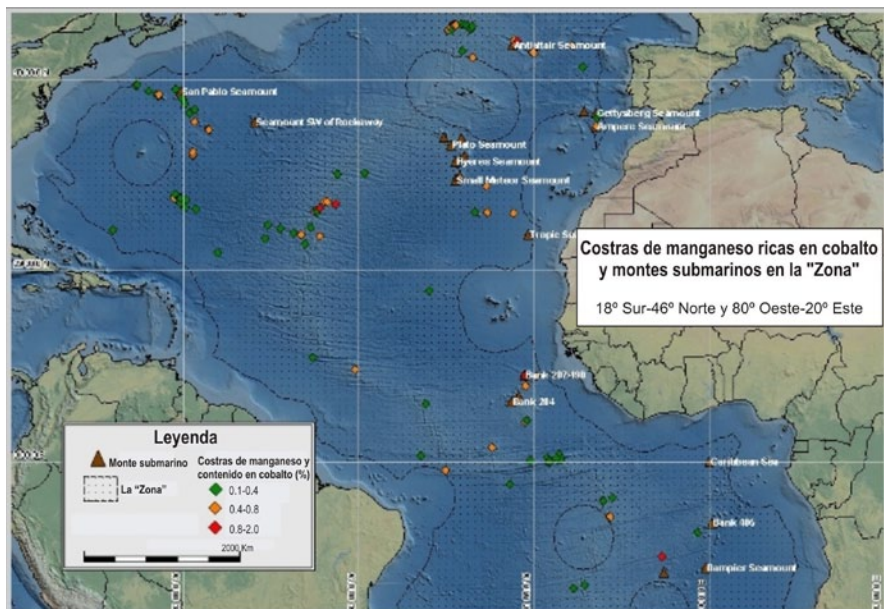


Figura 2. Distribución de costras de manganeso ricas en cobalto en el océano Atlántico. Fuente: AIFM.

ción. La “Constitución del Mar” regula un amplio elenco de temas, tales como los derechos internacionales de navegación, la piratería marítima, la protección del medio marino, y la jurisdicción sobre los recursos marinos renovables (vivos) y los no renovables (no-vivos).

Los recursos de los océanos y mares son regulados en la Convención mediante el desarrollo de un “bandeado de áreas jurídicas” en el que los derechos soberanos ejercidos por los Estados disminuyen progresivamente al alejarse de la costa hacia mar adentro. Así, en el “Mar Territorial”, que comprende una banda de 12 millas marinas medidas desde la costa, los Estados tienen derechos soberanos completos sobre “su mar y su aire”. En la “Zona Económica Exclusiva”, que comprende hasta las 200 millas marinas, los Estados tienen derechos de soberanía sobre los recursos del mar, de su fondo y de su subsuelo marino, pero pierden los del “aire”. La “Plataforma Continental” es una banda que puede alcanzar las 350 millas marinas desde la costa, dependiendo de la geología de sus márgenes continentales; en ella los Estados ejercen sus derechos soberanos sobre los recursos de sus fondos marinos y de su subsuelo. Y finalmente, en la denominada “Zona”, más allá de las Plataformas Continentales de cada Estado, los países pierden sus derechos soberanos individuales.

Uno de los debates principales de la Convención fue la posibilidad de que los

Estados costeros extendieran su Plataforma Continental de 200 a 350 millas marinas medidas desde la costa, un proceso permitido hasta los 10 años después de la ratificación de cada Estado. A efectos comparativos, se calcula que el área reclamada por los Estados como ampliación de su Plataforma Continental, a día de hoy, está sobre los 15 millones de kilómetros cuadrados, mientras que la Zona Económica Exclusiva (aquella incluida dentro de las 200 millas marinas desde la costa) es de aproximadamente 85 millones de kilómetros cuadrados. La “Zona”, el área de los fondos oceánicos sin jurisdicción de ningún estado, consiste en 260 millones de kilómetros cuadrados, casi unas tres veces la suma de las áreas de jurisdicción de todos los Estados del mundo.

### Los recursos minerales submarinos son “patrimonio de la Humanidad”

Los recursos minerales de la “Zona” están considerados como “patrimonio común de la Humanidad” por la Convención de Naciones Unidas, y como consecuencia de ello, todos aquellos que quieran explotar en dichos fondos oceánicos tienen que pagar unas determinadas tasas por licencias y actividades de explotación. El ingreso por dichas actividades de exploración y explotación en la “Zona” se reinvierte proporcionalmente a nivel global, haciendo particular énfasis en las necesidades de los países en desarrollo y de aquellos sin costa, ya que estos no tienen acceso a los recursos marinos.

La Autoridad Internacional de los Fondos Marinos, (la AIFM o ISA en sus siglas en inglés “Internacional Seabed Authority”) es la organización intergubernamental establecida específicamente por la Convención de Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar para actuar en nombre de la Humanidad en la “Zona” y regula la organización y actividades de minería submarina de la “Zona”, los fondos marinos profundos de la Tierra. Así, la importancia de la AIFM estriba en que regula tres veces la suma de las jurisdicciones marinas de todos los países del mundo.

Es una organización autónoma que tiene un acuerdo de relación con las Naciones Unidas. Su sede se encuentra en Jamaica. Entre sus principales actividades está también la actividad científica sobre temas relacionados con los Fondos Marinos, para lo que dispone de un Fondo Científico destinado sobre todo a investigadores de países en desarrollo.

La AIFM regula las normas de investigación, exploración y explotación de los recursos minerales submarinos de la “Zona”. Se han descubierto varios tipos de fondos marinos susceptibles de ser explotados a efectos de extracción de minerales, entre los que podrían destacarse los campos de nódulos de manganeso, los sulfuros masivos y las costras polimetálicas ricas en cobalto. En todos ellos, los porcentajes de concentración de elementos valiosos como el oro, la plata, níquel, cobalto, platino o tierras raras son en algunos casos muy altos, entre dos y tres veces superiores a la concentración encontrada en las explotaciones mineras de tierra firme. Por poner algunos ejemplos significativos, los depósitos minerales bajo el mar suponen el 96% del cobalto, el 84% del níquel, el 79% del manganeso o el 35% del cobre del total de las reservas estimadas en el planeta Tierra.

Hasta el momento, únicamente se han puesto en funcionamiento dos reglamentos que regulen la exploración y explotación de los recursos minerales de la Zona. Por una parte, el reglamento sobre los campos de nódulos de manganeso, que lleva en vigor desde el año 2000. Por otra, el adoptado recientemente en el año 2010 por todos los Estados que componen la AIFM, y que regula la minería submarina de sulfuros masivos. Actualmente, se encuentra en debate el reglamento sobre costras polimetálicas ricas en cobalto, ubicadas principalmente en montes submarinos.

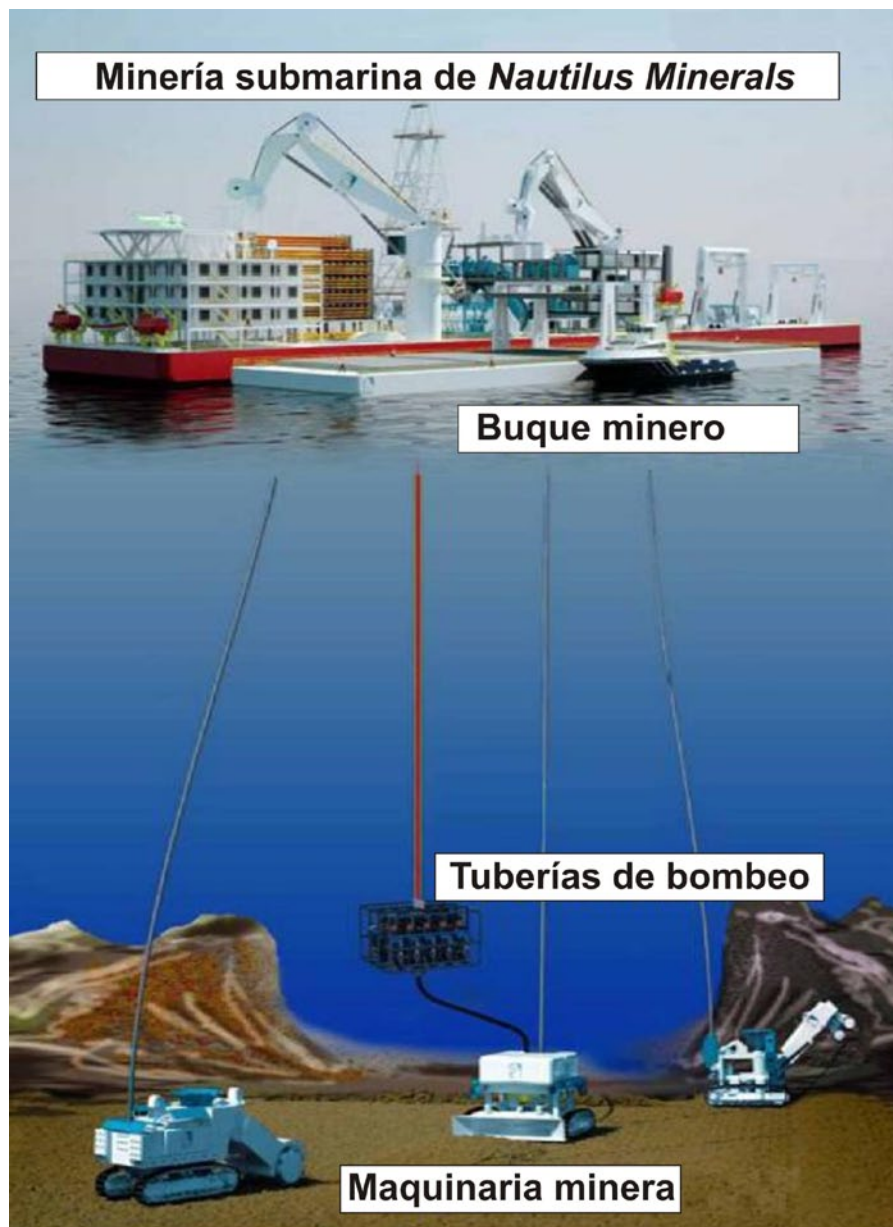


Figura 3. Esquema del sistema robotizado para la explotación de sulfuros masivos a 1600 m de profundidad en la mina Solwara 1 (Papúa-Nueva Guinea). Fuente: Nautilus Minerals.

### Minería submarina de nódulos de manganeso y sulfuros masivos

Los nódulos de manganeso son cuerpos de forma esférica o esferoide, de color negruzco o castaño oscuro, porosos y de talla y peso variables. Se componen de una docena o más de metales diversos, entre los cuales los de mayor interés industrial y tecnológico son el níquel, cobalto, molibdeno, cobre, manganeso, hierro y aluminio. La mayoría de los campos de nódulos con interés industrial suelen encontrarse a profundidades entre 4 000 y 6 000 metros de profundidad, en las grandes llanuras abisales de

los océanos localizadas entre cordilleras submarinas asociadas a la actividad de dorsales oceánicas y zonas de falla transformantes.

El reglamento sobre la exploración de nódulos de manganeso conlleva la petición de un periodo de 10 años de exploración de parcelas submarinas con una superficie máxima de 150 000 km<sup>2</sup> (el tamaño de la suma de la extensión de Andalucía y Castilla la Mancha). Estas parcelas de exploración son adjudicadas previamente por la AIFM a consorcios constituidos por organismos estatales de investigación y empresas, coordinados por uno o varios Estados que hayan ratificado la Convención y que presenten un plan científico y técnico viable. Los solicitantes de permisos de exploración deben pagar 250 000 dó-

lares a la AIFM. El ingreso por dichas actividades se reinvierte principalmente en cursos de formación y educación de investigación en países en vía de desarrollo. Hasta el momento, las parcelas de exploración adjudicadas corresponden principalmente al área de “Clarion-Clipperton”, al Oeste de los EE.UU. en el océano Pacífico. Los consorcios presentados están compuestos por grupos de países como Polonia, Rusia y Cuba, China, India, Corea del Sur, Alemania y Francia. Al cabo de 10 años de la adjudicación de dichas parcelas de exploración, los Consorcios deben presentar un plan de viabilidad para su posible explotación, incluyendo completos informes sobre impactos medio-ambientales, medios de extracción, etc. Hasta el momento, la AIFM no ha adjudicado ninguna parcela para la explotación industrial de los campos de nódulos polimetálicos explorados.

En el año 2010, la AIFM aprobó en su 16º periodo de sesiones, y tras un largo debate de años, la adopción del Proyecto de Reglamento sobre prospección y exploración de sulfuros polimetálicos en la “Zona”. La superficie máxima de exploración de las parcelas es de 10 000 km<sup>2</sup> (el tamaño aproximado de Asturias) y los solicitantes deben pagar a la AIFM 500 000 dólares, cuyo pago puede ser fraccionado. La duración de los contratos es de 15 años y pueden prorrogarse por periodos de cinco años, si así lo pide el contratista y la AIFM lo autoriza. Dado que se pueden encontrar sulfuros masivos a 1 500 metros de profundidad o incluso menos (similar a algunas extracciones actuales de hidrocarburos), la profundidad de trabajo y la tecnología requerida para la exploración y explotación de sulfuros masivos es menor que en el caso de los nódulos de manganeso. Todas las zonas de sulfuros masivos aprobadas por el reglamento se concentran en los océanos Atlántico, Pacífico e Índico.

Los primeros países en interesarse en dichas parcelas de sulfuros masivos han sido China, Rusia y la India. En este sentido, China ha comunicado a la AIFM su intención de realizar una petición de licencias para la exploración de una amplia zona localizada al suroeste del océano Índico, reservándose de este modo, los futuros derechos de explotación cuando la comunidad internacional lo permita.



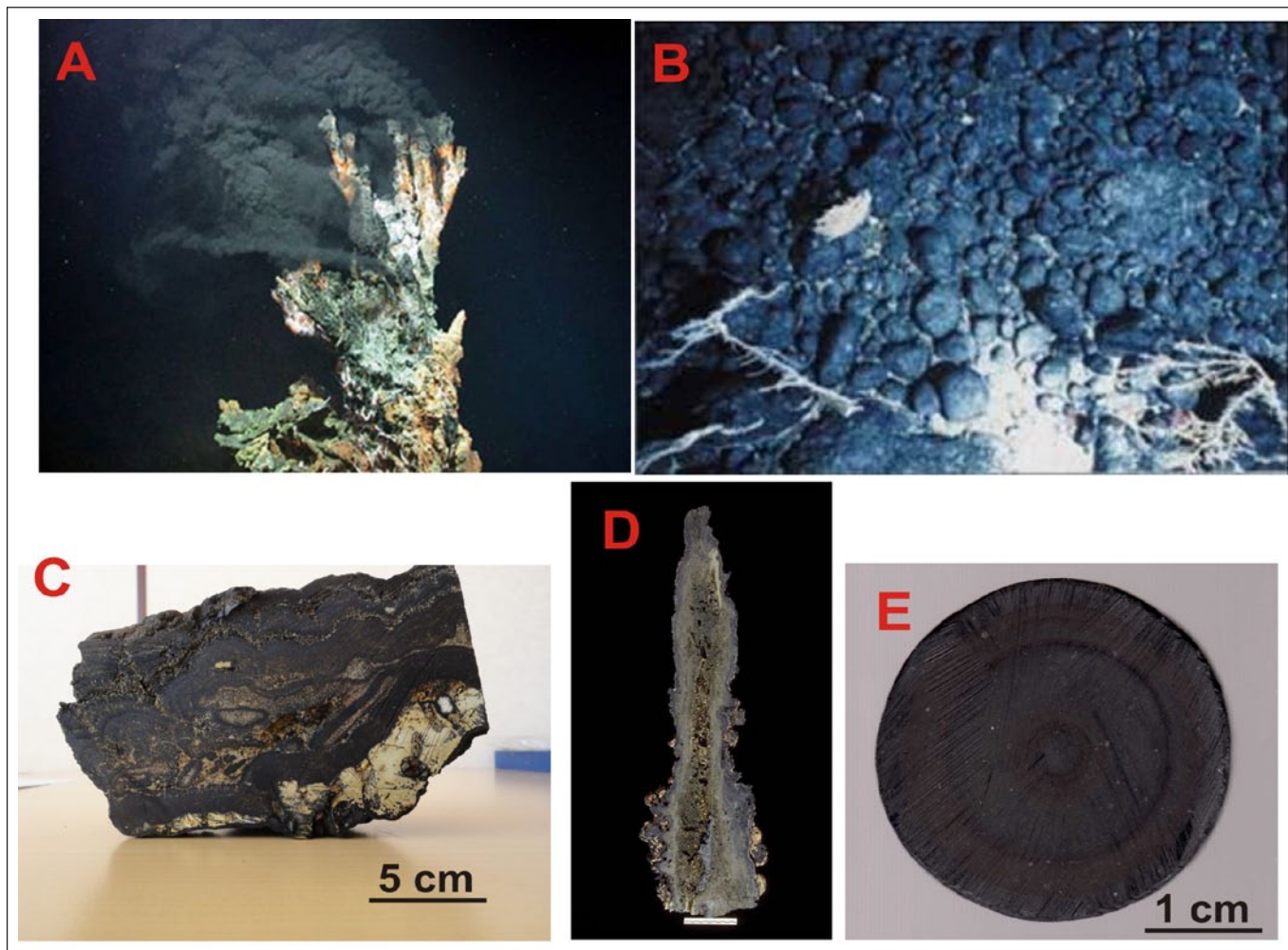


Figura 4. A) Chimeneas hidrotermales de sulfuros del Campo Logachev (océano Atlántico). B) Campo de nódulos de manganeso del océano Pacífico. C) Sección de una costra polimetálica rica en cobalto del Mar de Scotia recogida durante la campaña SCAN-2008 a bordo del buque de investigación oceanográfica "Hespérides". D) Sección longitudinal de una chimenea hidrotermal de sulfuros polimetálicos. E) Sección de un nódulo de manganeso rico en cobalto y níquel del Banco de Galicia, recogido durante la campaña DIVA-ARTABRIA II a bordo del buque oceanográfico "Sarmiento de Gamboa".

### Minería submarina de oro en aguas jurisdiccionales de los Estados

Papúa-Nueva Guinea, en el océano Pacífico, es el primer Estado que ha concedido permiso para la explotación minera en fondos marinos profundos en sus aguas jurisdiccionales. El proyecto, desarrollado por una compañía minera canadiense llamada Nautilus Minerals, va a explotar a 1 600 metros de profundidad un yacimiento de sulfuros masivos ricos en oro y cobre. Se trata de la primera mina submarina a gran profundidad. Desde hace algunas décadas existen minas de oro, casiterita o diamantes que explotan depósitos de placeres en áreas menos profundas (hasta unos 150 metros) en las costas de Sudáfrica, Namibia y el Este asiático. Pero este proyecto denominado Solwara1 representa un gran reto tecnológico y medioambiental. Se van a utilizar

robots submarinos que arrancarán el mineral de las zonas del fondo con chimeneas hidrotermales y mayor concentración de metales. Después, el mineral se transportará por tuberías aspiradoras a los buques mineros de la superficie para su tratamiento metalúrgico. Todo ello procurando realizar el menor impacto ambiental y la recuperación posterior de

los ecosistemas de las áreas explotadas.

En estos momentos existen proyectos de exploración de sulfuros masivos, cobre, oro, zinc o plata en los fondos marinos profundos de otros países como son Nueva Zelanda, las Islas Solomon, Fiji o Tonga.

A raíz de este primer permiso minero submarino y de la aprobación del reglamento de la AIFM sobre sulfuros masivos, se ha abierto un amplio debate sobre el equilibrio entre la explotación de recursos minerales submarinos, como última reserva de la Humanidad, y la necesidad de preservar los ecosistemas submarinos más extremos. ●

*Para ampliar la información sobre la minería en fondos marinos profundos pueden consultarse las siguientes páginas web, de las que han sido extraídos la mayoría de los datos presentados en este artículo:*

-Autoridad Internacional de los Fondos Marinos ("International Sea-Bed Authority" ISA) (<http://www.isa.org.jm/es/home>)

- Primera compañía minera en la explotación de sulfuros polimetálicos bajo el mar (<http://www.nautilusminerals.com/s/Home.asp>)

- Programa de cooperación internacional para el estudio de dorsales oceánicas (<http://www.interridge.org/>)



# Trasplante del manto en el corazón de Pangea

GABRIEL GUTIÉRREZ-ALONSO<sup>1</sup>,  
JAVIER FERNÁNDEZ-SUÁREZ<sup>2</sup>  
J. BRENDAN MURPHY<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 33708 Salamanca (gabi@usal.es)

<sup>2</sup> Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense y CSIC-IGEO, 28040 Madrid

<sup>3</sup> Department of Earth Sciences, St. Francis Xavier University, Antigonish, Nueva Escocia, B2G 2W5 Canadá

Los procesos que modelan nuestro planeta, incluida la distribución actual de los océanos y continentes, involucran unas cantidades de energía cuya magnitud no es fácil de entender o imaginar por la mayoría de nosotros. Aún así, podemos llegar, hasta cierto punto, a entender qué mecanismos son los responsables de los relieves que modelan nuestros continentes y que producen grandes cadenas montañosas.

Son los procesos que han ocurrido y ocurren hoy en día entre la astenosfera y la parte inferior de la litosfera los que tienen una mayor importancia a la hora de entender la evolución de nuestro planeta y, en muchos casos, son los responsables de la existencia de los recursos minerales que sostiene nuestra sociedad actual. Sin embargo, es difícil saber qué ocurre en ese límite, situado entre 70 y 200 km de profundidad donde solo a través de métodos indirectos podemos llegar a conocer de manera parcial los eventos geológicos que suceden a esas profundidades.

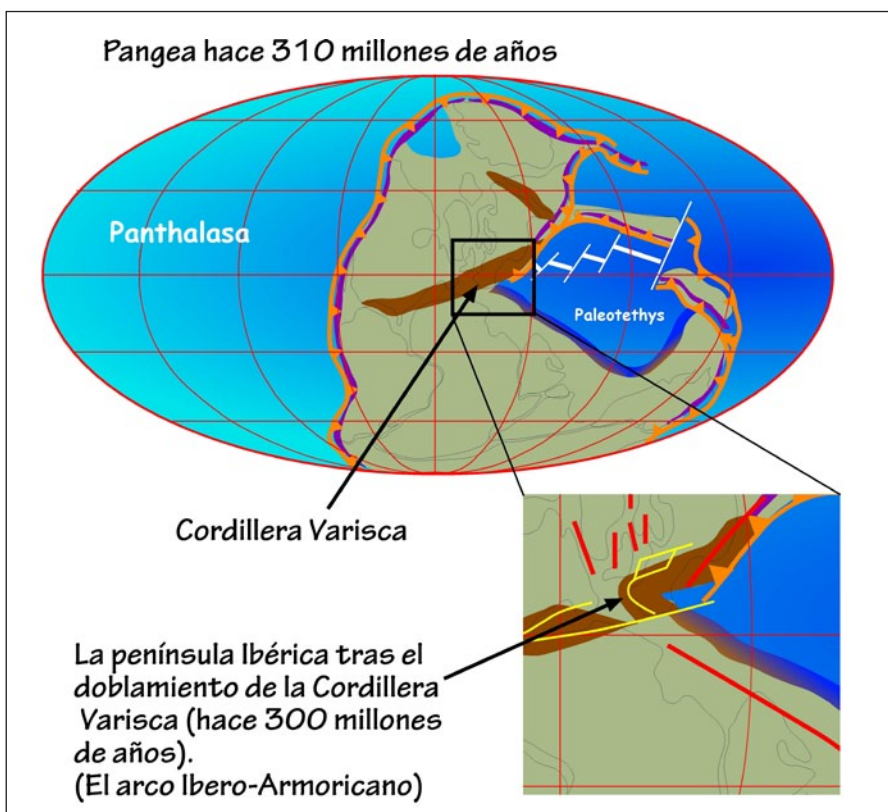
Para conocer qué procesos suceden a tan remotas profundidades se utilizan rocas que provienen de ellas, generalmente en la forma de magma que llega a la superficie a través de volcanes, y preferentemente en los casos en que esto ha ocurrido sin haberse mezclado con rocas de la corteza. Sus características geoquímicas, obtenidas utilizando sofisticados análisis y especialmente el uso de los isótopos de elementos como el samario y

el neodimio, permiten establecer cuándo sucedieron procesos en los que el manto se vio involucrado.

La relación de los isótopos de los elementos del grupo de las tierras raras, samario (Sm) y neodimio (Nd) existente en las rocas puede servir para identificar cuándo fue la primera vez que los componentes de esas rocas se cristalizaron a partir del manto terrestre y concretamente cuando el manto astenosférico se convirtió en manto litosférico. Estos isótopos, que son radioactivos, se convierten de manera espontánea en otros isótopos estables desprendiendo energía en el proceso. El tiempo que tarda la mitad del contenido de un “elemento padre” inestable en convertirse en su “elemento hijo” más estable se denomi-

na vida media, y es constante para cada sistema isotópico (cuanto más lento es el ritmo de desintegración de un isótopo radiactivo, mayor es su vida media). El ritmo de desintegración (llamado constante de desintegración y expresado en unidades recíprocas de tiempo) de la mayoría de los isótopos radiactivos de interés geológico se conoce con precisión y la relación entre isótopos padres e hijos se puede medir en las sustancias naturales por espectrometría de masas y se usa para calcular cuánto tiempo ha pasado desde que comenzó el proceso de transformación de unos isótopos en otros. Así, el samario-147 (<sup>147</sup>Sm) es un isótopo radiactivo que se convierte espontáneamente en neodimio-143 (<sup>143</sup>Nd), que es estable. Por ello, la can-

Figura 1. Mapa de nuestro planeta hace 310 millones de años donde todas las masas continentales estaban amalgamadas en un supercontinente llamado Pangea. En el recuadro inferior se aprecia la forma que adquirió la cordillera Varisca tras el doblamiento sufrido en el sector que hoy en día es la península Ibérica.





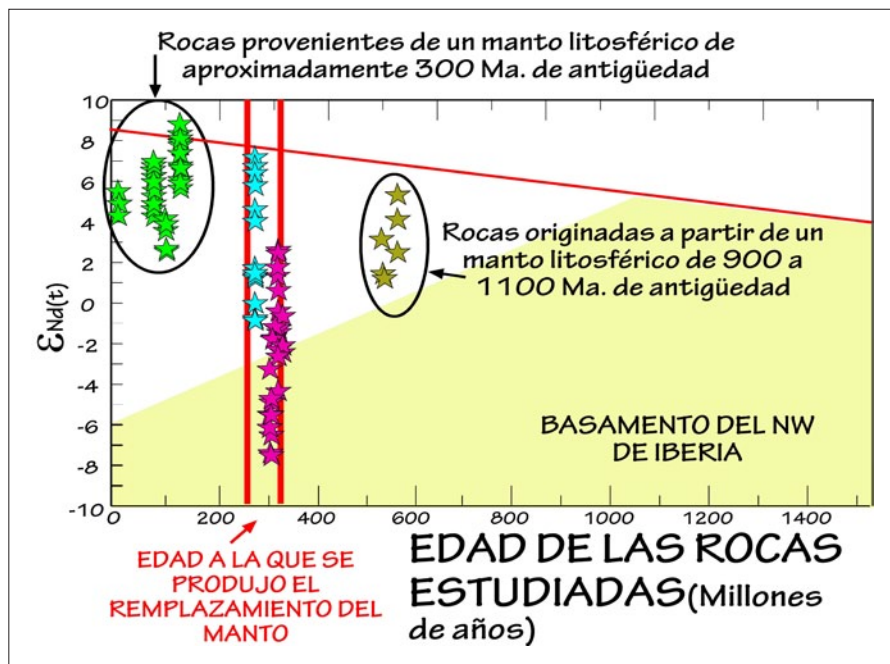


Figura 2. Diagrama  $\epsilon Nd$  vs. Edad de las rocas derivadas del manto litosférico situado bajo Iberia en donde se representan las relaciones  $^{143}Nd/^{144}Nd$  a lo largo del tiempo. La relación de isótopos de neodimio ( $\epsilon Nd$ ) en las rocas puede indicar cuándo fueron extraídas del manto terrestre por primera vez. Esta relación, como si fuese su firma, permanecerá para siempre hasta que la roca se vuelva a incorporar al manto - incluso si la roca es fundida y reciclada. Cuando los autores estudiaron las rocas ígneas de la edad que se representa en el eje de abscisas, expresadas en millones de años, contra los valores de  $\epsilon Nd$ , en el eje de ordenadas, se percataron de que para rocas de diferentes edades, el manto litosférico del que provenían tenía, asimismo, edades muy diferentes. La lectura de la edad del manto litosférico del que provienen las rocas estudiadas no es directa a partir del gráfico, por lo que se han separado en colores que indican los intervalos de edad del manto litosférico utilizados en el texto obtenidos utilizando otros cálculos matemáticos. Las estrellas verdes se corresponden con rocas cambro-ordovícicas con edades modelo entre 900 y 1100 millones de años; las estrellas de color fucsia son las correspondientes a rocas entre 310 y 300 millones de años y muestran la mezcla de los fundidos del manto litosférico antiguo con rocas corticales de edad probablemente paleoproterozoica; las estrellas azules, que resultan de las rocas ígneas generadas entre 300 y 270 millones de años, indican la mezcla del manto litosférico antiguo con el manto astenosférico que va a dar lugar al nuevo manto litosférico; por último, las estrellas verdes muestran los datos obtenidos a partir de rocas mesozoicas y cenozoicas y que reflejan la existencia de un manto litosférico que se formó en torno a 290 millones de años. Las indicaciones de color son aplicables a la versión en Pdf.

edad de  $^{143}Nd$  aumenta a medida que disminuye la de  $^{147}Sm$ . La vida media para esta transformación es de 106.000 millones de años y el "reloj isotópico" se pone en marcha cuando las rocas del manto astenosférico se convierten en litosfera.

De esta manera, los magmas que alcanzaron la superficie terrestre provenientes del manto litosférico mantienen la relación  $^{143}Nd/^{144}Nd$  de la fuente que los originó, por lo que nos pueden proporcionar, siempre que no hayan sido contaminados por rocas de la corteza, la edad del manto litosférico del cual derivan. De este modo, las rocas que han sido derivadas de una litosfera formada hace mucho tiempo se pueden diferenciar de aquellas que fueron derivadas de una litosfera generada más recientemente.

Estos cálculos deben ser usados con precaución, dado que a medida que estos magmas ascienden hacia la superficie se

pueden mezclar con otros fundidos de origen diferente. Hay que advertir que muestras procedentes de magmas mezclados dan resultados que no son fácilmente interpretables. De todas maneras, se puede detectar si ha habido mezcla usando otros indicadores geoquímicos y, en ese caso, estas rocas de origen incierto son excluidas de los cálculos realizados.

Mediante el uso de estos isótopos, investigadores de las universidades de Salamanca, Complutense de Madrid, STFX (Canadá) y Bryn Mawr (Filadelfia, USA), han publicado en el número de febrero de 2011 de la revista GEOLOGY un estudio que revela la existencia de una sustitución del manto litosférico existente bajo Iberia hace trescientos millones de años, cuando Iberia se situaba en el centro del último supercontinente que ha existido en nuestro planeta, Pangea (Figura 1).

En efecto, las rocas volcánicas derivadas del manto litosférico más antiguas de la Península Ibérica, de las que existen datos de Sm/Nd, cámbricas y ordovícicas (540-470 millones de años), previas a la orogenia Varisca, nos indican que ese manto litosférico se formó hace 900 a 1100 millones de años, sin que tengamos ninguna evidencia de qué procesos se vieron involucrados en su formación (Figura 2). Por otro lado las rocas más recientes derivadas del manto litosférico, de edad mesozoica y cenozoica, nos indican que éste se generó hace aproximadamente 300 millones de años lo que indica que el manto litosférico que subyace Iberia en la actualidad substituyó a otro más antiguo y del que no quedan prácticamente rastros a no ser que los busquemos en las rocas derivadas de la litosfera de edades anteriores a los 300 millones de años. Además, utilizando así mismo los isótopos de samario y neodimio, las rocas ígneas en las que existen evidencias de participación de fundidos provenientes del manto y que fueron generadas durante la orogenia Varisca o inmediatamente después (entre 310 y 270 millones de años)

Figura 3. Esquema temporal de los eventos acaecidos en el manto litosférico de Iberia descritos en este artículo y localización temporal de las rocas utilizadas para estudiarlos. La escala temporal varía entre el Precámbrico y el Fanerozoico.





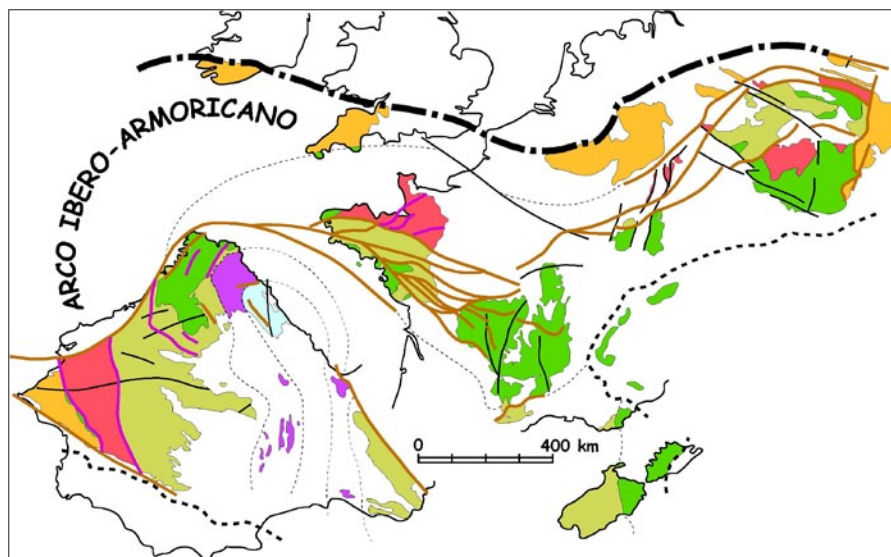


Figura 4. Esquema geológico del occidente de Europa, antes de la apertura del Golfo de Vizcaya donde se aprecia la forma del Arco ibero-armoricano.

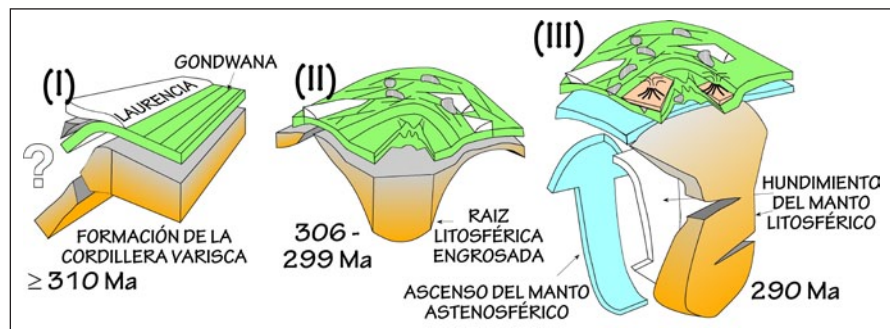
nos muestran que durante ese periodo se produjeron grandes cambios en el manto litosférico que quedan reflejados en la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de estas rocas y nos indican que hubo una intensa fusión del manto litosférico antiguo que se mezcló con fundidos corticales provenientes de rocas mucho más antiguas del basamento de Iberia. En las rocas ígneas generadas inmediatamente después, en el Pérmico inferior (entre 300 y 270 millones de años), se puede reconocer cómo estos últimos fundidos del manto litosférico se mezclan con los fundidos del nuevo manto litosférico que se está generando, lo que se refleja en la tendencia de las edades modelo de estas rocas hacia valores cada vez más jóvenes (Figuras 2 y 3). Este cambio en la edad del manto litosférico se atribuye a un proceso de reemplazamiento cuya posible causa se explica a continuación.

Este reemplazamiento del manto litosférico se produjo al mismo tiempo que otro de los grandes eventos geológicos de Iberia. Tras la génesis de la gran cordillera montañosa Varisca que tuvo lugar hace aproximadamente entre 360 y 310 millones de años como consecuencia de la colisión entre los continentes que se conocen con el nombre de Gondwana y Laurasia y que, junto a otros bloques continentales, dio lugar al supercontinente Pangea, esta cadena montañosa, que inicialmente tenía una geometría lineal, se dobló en forma de herradura dando lugar a lo que se conoce como Arco Iberoarmoricano que se extiende por todo el oeste peninsular y se conti-

núa en la Bretaña francesa (Figura 4).

El doblamiento de la gran cordillera Varisca afectó a toda la litosfera y fue el causante de que el manto litosférico que subyacía Iberia desde aproximadamente 1000 millones de años y del que desconocemos el proceso que lo generó, fuese “trasplantado” por otro más joven que se generó hace solamente 290 millones de años.

Figura 5. Esquema en donde se muestra la evolución de la península ibérica entre hace 310 y 290 millones de años donde se representa el proceso de curvatura de la litosfera antigua y su reemplazamiento por litosfera más moderna.



Para saber más\*:

\*Para obtener más documentación, ponerse en contacto con los autores en [gabi@usal.es](mailto:gabi@usal.es).

Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Franco, M.P. y Gonzalo, J.C., 2011. Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39, 155-158.

Gutiérrez-Alonso, G., J. Fernández-Suárez, A. B. Weil, J. B. Murphy, R. D. Nance, F. Corfu, y S. T. Johnston (2008). Self-subduction of the Pangaean global plate. *Nature Geoscience*, 1(8), 549-553.

Gutiérrez-Alonso, G.; Fernández-Suárez, J. y Weil, A.B. (2004). Orocline triggered lithospheric delamination. En Weil, A.B., y Sussman, A., (eds.), *Paleomagnetic and structural analysis of orogenic curvature*, Volumen 383: Special Paper: Boulder, Geological Society of America, 121-131.

En efecto, al doblarse la cordillera Varisca, sus raíces más profundas se engrosaron de forma dramática hundiéndose en el manto astenosférico. Este abultamiento de la litosfera mantélica, que hasta entonces se hallaba flotando sobre la astenosfera, se volvió inestable, por lo que se desgajó de la parte de la litosfera más superficial y comenzó a hundirse en el manto, de manera similar a como está ocurriendo en la actualidad en algunas zonas de los Cárpatos, por ejemplo. Al hundirse este enorme volumen de litosfera fue reemplazado por material del manto situado por debajo, la astenosfera, más caliente, que a medida que fue enfriándose se convirtió en la nueva litosfera mantélica que pervive hasta nuestros días (Figura 5).

Los efectos de este “trasplante” del manto litosférico bajo Iberia son visibles en la actualidad en el registro geológico, en la forma de rocas que se fundieron por el calor transmitido por el nuevo manto caliente y que dieron lugar a una gran cantidad de rocas volcánicas, granitos y mineralizaciones asociadas que son buena parte de la base de la minería metálica existente en la península ibérica.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del Proyecto O.D.R.E. II (Oroclinales y Delaminación, Relaciones y Efectos; CGL2009-1367). ●