

## Plumas mantélicas y puntos calientes: causa-efecto

### *Mantle Plumes and hotspots: Cause and effect*

**MERITXELL AULINAS JUNCÀ<sup>1</sup>, ALEJANDRO RODRIGUEZ-GONZALEZ<sup>2</sup>,  
JOSÉ LUIS FERNANDEZ-TURIEL<sup>3</sup>, FRANCISCO JOSÉ PEREZ-TORRADO<sup>2</sup> Y  
JUAN CARLOS CARRACEDO<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Dpt. Mineralogía, Petrología i Geología Aplicada, Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona.  
E-mail: meritxellaulinas@ub.edu

<sup>2</sup> Instituto de Estudios Ambientales y Recursos Naturales (i-UNAT), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,  
35017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: alejandro.rodriguezgonzalez@ulpgc.es; franciscojose.perez@ulpgc.es;  
jcarracedo@proyinves.ulpgc.es

<sup>3</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA, CSIC, c/Solé Sabarís s/n, 08028 Barcelona;  
E-mail: jlfernandez@ictja.csic.es

**Resumen** Los puntos calientes hotspots son la manifestación en superficie de plumas mantélicas cuyo origen es el manto profundo. Éstas parecen estar formadas por grandes columnas de material sólido, caliente y de menor densidad que asciende a través del manto hasta la base de la litosfera. La interacción de la pluma con la litosfera favorece su ensanchamiento y fusión por descompresión. Los magmas que se generan pueden dar lugar a la formación de grandes provincias ígneas (LIPs) y en un segundo estadio cadenas de volcanes tanto en corteza continental como oceánica. Los puntos calientes se distribuyen a lo largo de todo el planeta, si bien se concentran en dos grandes áreas, una en África y otra en el Océano Pacífico, que se asocian con grandes superplumas en profundidad. Aunque los conceptos de punto caliente y pluma mantélica se conocen desde hace más de cinco décadas, el debate en torno a la movilidad de los puntos calientes, a la morfología y características de las plumas mantélicas, o incluso a la misma existencia de estas plumas, sigue de plena actualidad.

**Palabras clave:** Grandes provincias ígneas, islas volcánicas, punto caliente, pluma mantélica, volcanismo de intraplaca.

**Abstract** *Hotspots are the surface manifestation of mantle plumes whose origin is the deep mantle. These seem to be formed by large columns of solid, hot material of lower density that ascends through the mantle to the base of the lithosphere. The interaction of the plumes with the lithosphere favors its expansion and melting by decompression. The resulting magmas can lead to the formation of Large Igneous Provinces (LIPs) and, in a second stage, volcanic chains in both continental and oceanic crust. Hotspots are distributed throughout the entire planet. Some of them are concentrated in two large areas, in Africa and the Pacific Ocean, and are associated in-depth with the presence of large superplumes. Although the concepts of hotspot and mantle plume have been known for more than five decades, the debate around the mobility of hotspots, the morphology and characteristics of plumes, or even their existence is still ongoing.*

**Keywords:** *Hotspots, mantle plume, large igneous provinces, volcanic chains, intraplate volcanism.*

## INTRODUCCIÓN

Gran parte de los volcanes de nuestro planeta están ubicados cerca de los límites de las placas tectónicas y se asocian básicamente a zonas de subducción y a dorsales oceánicas. Sin embargo, existen otros volcanes localizados a miles de kilómetros de los márgenes activos, en zonas de intraplaca continental u oceánica. Las Islas Hawaii, por ejemplo, se sitúan en medio de la Placa Pacífica, a más de 3200 kilómetros del límite de placa más cercano. Otros

archipiélagos volcánicos, como Madeira, Canarias o Cabo Verde en el Océano Atlántico, o Reunión en el Océano Índico también forman parte de este grupo. En el contexto continental, destacan los volcanes de Yellowstone o Snake River Plane en Estados Unidos y Camerún o Darfur en el continente africano, entre otros. Aunque pueda parecer paradójico, la actividad volcánica de intraplaca en los océanos resulta ser mucho mayor que en los continentes, probablemente debido a que la corteza oceánica es más delgada, más caliente y, en consecuencia, más plástica, de

modo que ofrece menos resistencia a los magmas para atravesarla. En zonas oceánicas es muy frecuente la formación de volcanes submarinos y cadenas de islas asísmicas que en su conjunto siguen la trayectoria del movimiento de la placa en la que se forman.

Todos estos volcanes se asocian a la actividad de un punto caliente (*hotspot*) que se define como una zona local en la corteza anormalmente caliente, relativamente fija y que representa una fuente de magma persistente. Este modelo, introducido por Wilson (1963), postulaba que las Islas Hawaii, así como otras islas del Pacífico eran el resultado del movimiento de la placa Pacífica a lo largo de una región con una alta energía térmica bajo la superficie. Morgan (1971) completó el modelo de Wilson afirmando que los puntos calientes son la expresión superficial de una pluma o penacho de material mantélico atípicamente caliente y térmicamente boyante a partir de la cual el magma se forma por descompresión. El modelo de pluma mantélica, que en su momento eliminó una aparente contradicción de la Teoría de la Tectónica de Placas –la presencia de volcanes activos localizados a miles de kilómetros de los límites de placa– es hoy en día objeto de discusión científica. Si bien la corriente principal respalda la fusión parcial cerca de la litosfera del material englobado en las plumas mantélicas procedentes del manto profundo para explicar el magmatismo de intraplaca (p. ej., Morgan, 1971; Campbell y Griffiths, 1990; Hill et al., 1992; Courtillot et al., 2003; DePaolo y Manga, 2003), hay otra corriente menor que pone en duda la existencia de las plumas mantélicas e invoca procesos tectónicos y procesos convectivos poco profundos (ver por ejemplo el volumen especial nº 388 del año 2005 de la Geological Society of América “Plates, Plumes and Paradigms” y los trabajos de Foulger, 2007, 2012). A pesar de que muchos detalles sobre el modelo de plumas y sus efectos son todavía controvertidos, la teoría

básica sobre plumas mantélicas está bien cimentada y existe un gran número de evidencias que la apoyan. Quizás la mejor evidencia que respalda la hipótesis clásica de pluma mantélica procede de la interpretación sísmica del manto bajo las zonas de puntos calientes. Los trabajos de Ritsema y Allen (2003), Montelli et al. (2004) y, más recientemente, Zhao (2007, 2015) o French y Romanowicz (2015), entre otros, muestran zonas de baja velocidad sísmica en el manto que se extienden hasta su límite inferior, y que son compatibles con la presencia de plumas mantélicas.

Hay que puntualizar que a pesar de que los términos pluma mantélica (*mantle plume*) y punto caliente (*hotspot*) se usan indistintamente, se refieren a conceptos significativamente distintos. Una pluma del manto está formada por material a una temperatura mucho más elevada que su entorno (entre 100 y 300 °C de diferencia, Campbell y Davies 2006), de modo que es menos densa y por tanto más boyante, de manera que asciende en condiciones casi adiabáticas (es decir, sin casi pérdida de calor) en forma de penacho o diapiro. Se trata de una de las formas de disipación del calor interno de la Tierra. Un punto caliente, en cambio, es la expresión superficial de la pluma. La pluma es pues la causa, mientras que el *hotspot* es el efecto (Carracedo, 2011).

Asimismo, aunque el material del manto en las plumas esté a mayor temperatura que el manto circundante, la presión litostática es tan elevada en esas regiones del interior del planeta que impide su fusión parcial<sup>1</sup>. Ésta solo ocurrirá cuando la pluma alcance la base de la litosfera, se frene y comience a abombarla mecánicamente y térmicamente, lo que permitirá la descompresión de la pluma, comenzando su fusión parcial y, en consecuencia, la producción de magmas (López-Ruiz y Cebriá, 2015). Son esos magmas los que al alcanzar la superficie dan lugar a los puntos calientes.

## ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS PLUMAS MANTÉLICAS

Si bien las plumas mantélicas no se han observado directamente, los estudios experimentales (p. ej., Griffiths y Campbell, 1990) realizados con fluidos de distinta viscosidad y temperatura sugieren que un penacho mantélico consiste en una cabeza alimentada por un tallo (de unos 200 km de diámetro como máximo) que se extiende a una gran profundidad (Fig. 1). A medida que la pluma asciende a través del manto su geometría va evolucionando, dando lugar a una cabeza cada vez más agrandada que puede llegar a alcanzar un diámetro máximo de 1500-2500 km en la base de la litosfera. Este agrandamiento se debe a la incorporación tanto de material profundo



Fig. 1. Modelo clásico de plumas mantélicas ilustrando la formación de la pluma en la capa D'' (1), su ascenso e interacción con la base de la litosfera (2) según Griffiths y Campbell (1990). Figura modificada de López Ruiz y Cebriá (2015).

<sup>1</sup> Todas las rocas al aumentar la presión litostática sobre ellas necesitan aumentar sustancialmente su temperatura para poder fundir. Por ejemplo, las peridotitas (rocas silicatadas ultrabásicas consideradas representativas de la composición media del manto) necesitan una temperatura de 1100 °C para fundir parcialmente a presión ambiental, mientras que a 100 km de profundidad, con una presión litostática equivalente de unos 3 GPa, ya necesitan una temperatura de unos 1500 °C.

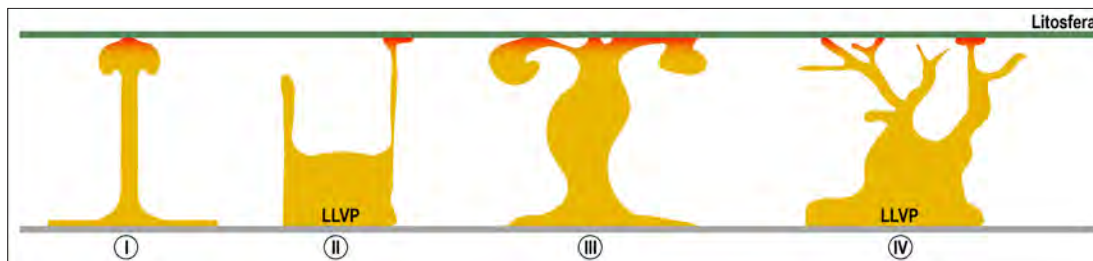


Fig. 2. Distintos tipos de morfologías de las plumas mantélicas. Tipo I de Morgan (1971), Tipo II (Torsvik et al. 2006), Tipo III (French y Romanowicz, 2015) y Tipo IV (Tsekhmistrenko et al., 2018). Figura modificada de Duncombe (2019).

que fluye a través del tallo como de material del manto más frío que rodea la pluma durante su ascenso. Dado que la formación de grandes cabezas solo es posible si la distancia recorrida es significativa, se estima que las plumas pueden ascender probablemente desde el límite manto inferior-núcleo externo, más concretamente desde la zona conocida como capa D", entre 2700 y 2900 km de profundidad. La inestabilidad que caracteriza esta capa D", como respuesta de la convección térmica del núcleo externo metálico fluido, es la que favorece la formación de plumas mantélicas con temperaturas superiores al manto que las rodea, con menor viscosidad y densidad, lo que las hace más ligeras y boyantes. Sin embargo, algunos estudios (p. ej., Zhao, 2007) también sugieren la formación de plumas mantélicas en la región localizada a unos 670 km de profundidad, conocida como zona de transición entre el manto superior y el manto inferior.

Los avances en el conocimiento de las plumas mantélicas se han producido en gran medida gracias al uso de la tomografía sísmica y modelización asociada. Ésta es una técnica que permite reconstruir una imagen del interior de la Tierra a partir de los tiempos de llegada de las ondas que se propagan durante la actividad sísmica. De hecho, los estudios tomográficos recientes han confirmado la existencia de masas amorfas ("blobs") en la base del manto inferior compatibles con plumas mantélicas. Ahora bien, hasta ahora la tomografía no ha sido capaz de detectar la existencia de los clásicos tallos de las plumas, básicamente por presentar diámetros que están por debajo de la resolución actual de unos 600 km de la tomografía global (French y Romanowicz, 2015; Montelli et al., 2006). En consecuencia, aún no se conoce con certeza el aspecto real de las plumas mantélicas. De hecho, las propuestas más recientes (p. ej., Torsvik et al. 2006, 2010; French y Romanowicz, 2015 o Tsekhmistrenko et al., 2018) apuntan a morfologías y características más complejas que las descritas en el modelo clásico de Morgan (1971).

En la figura 2 se ilustran cuatro tipos de morfologías (aquí clasificadas como Tipo I, II, III y IV) a partir de los ejemplos que aparecen en la literatura y que ilustran la evolución del concepto de pluma mantélica a lo largo del tiempo.

Tipo I: Plumadas formadas por una cabeza de entre 1500 – 2500 km de diámetro en la base de la litosfera, alimentadas por un tallo que no supera los 200 km de diámetro. Éstas representan las clásicas plumas térmicas definidas por Morgan (1971). Tal y como se ha mencionado anteriormente, su presencia es difícil de detectar mediante técnicas más modernas como es la tomografía sísmica.

Tipo II: Plumadas desarrolladas en los márgenes de las grandes provincias de baja velocidad de

las ondas sísmicas (*Large Low Velocity Provinces, LLVPs*). El modelo propuesto por Torsvik et al. (2006) correlaciona las grandes provincias ígneas (*LIPs*, ver sección siguiente) con los bordes de las *LLVPs* en la base del manto. Según estos autores, la mayoría de los *LIPs* se han generado por plumas que ascienden desde la capa D", en los márgenes de las *LLVPs*.

Tipo III: Plumadas detectadas por French y Romanowicz (2015) a partir de un modelo de velocidad de las ondas sísmicas de cizalla (ondas S) en el conjunto del manto. Estas plumas son mucho más gruesas que las descritas en el modelo clásico de Morgan (1971) y representan conductos prácticamente verticales que se extienden desde la base del manto inferior (capa D") hasta profundidades en torno a los 1000 km. A esta profundidad el comportamiento de la pluma cambia: en algunos casos se adelgaza (Samoa y Tahití), mientras que en otros se desplaza horizontalmente (p. ej., Pitcairn y Santa Helena). Existe un tercer caso, cuyo ejemplo sería el archipiélago de Cabo Verde, en el que la continuidad de la pluma a profundidades más someras no es evidente, probablemente debido a que la pluma se ha dividido en conductos mucho más estrechos que no son detectables debido a la resolución del modelo utilizado.

Tipo IV: Propuesta de plumas ramificadas de Tsekhmistrenko et al. (2018) a partir de un modelo 3D de velocidad de las ondas sísmicas en la zona de Reunión y Madagascar (Océano Índico). En este modelo se detecta una gran provincia de baja velocidad sísmica (*LLVP*) correspondiente a la superpluma africana que se eleva unos 800 km por encima del límite manto inferior – núcleo externo, formando una cúspide bajo África. A partir de esta cúspide se desarrolla una morfología ramificada de conductos que se propagan hasta la superficie. Este modelo es más complejo que los previstos anteriormente, ya que se evidencia que las plumas no son conductos verticales y delgados, y tampoco se proyectan a partir de los bordes de las superplumas.

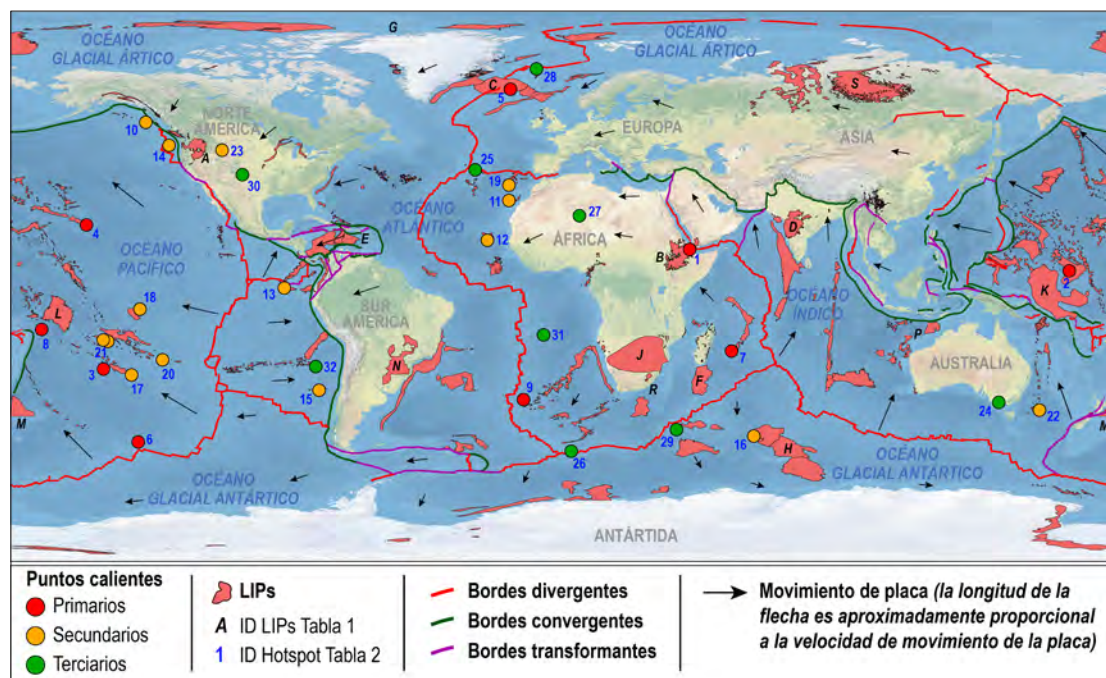
## PLUMAS MANTÉLICAS Y LA FORMACIÓN DE GRANDES PROVINCIAS ÍGNEAS

El ascenso de las plumas mantélicas hasta profundidades más someras y su llegada a la base de la litosfera puede provocar efectos sustanciales en la litosfera suprayacente. Una de las principales consecuencias es la fusión por descompresión de la cabeza de la pluma mantélica y la formación y emisión de grandes volúmenes de magma que en superficie forman extensas provincias magmáticas. Estas Grandes Provincias Ígneas, conocidas como *LIPs* en la literatura inglesa (*Large Igneous Provinces*), suelen presentar extensiones superiores a 100.000 km<sup>2</sup>

Tabla I. Recopilación de las principales Grandes Provincias Ígneas (LIPs, Large Igneous Provinces) de nuestro planeta. Las letras en la columna ID hacen referencia a su localización en el mapa de la figura 3. La columna Edad representada en Giga-años (GA). La columna Tipo hace referencia al modelo de ambiente de las LIPs, oceánico (O) y continental (C).

ID	LIPs	EDAD (GA)	TIPO	LOCALIZACIÓN	ÁREA (x10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	VOLUMEN (x10 <sup>6</sup> km <sup>3</sup> )
A	Río Columbia	0,02	C	Norteamérica	0,24	-
B	Afro-Arábica (Afar)	0,03	C	Península Arábiga y África	2,00	-
C	Provincia Ígnea del Atlántico Norte (NAIP)	0,06	C	Groenlandia/Norte Canadá y Europa	1,30	-
D	Deccan	0,07	C	India	1,80	-
E	Caribeña-Colombiana	0,09	O/C	Centro y Sudamérica	1,10	-
F	Madagascar	0,09	C	África	1,60	4,50
G	HALIP	0,13-0,09	C	Ártico	0,5	-
H	Kerguelen	0,12	O	Océano Índico	1,25	9,10
J	Suroeste de África (Aguilhas, Maud, Georgia)	0,12-0,10	O/C	África	3,50	-
K	Ontong Java	0,12	O	Océano Pacífico	4,27	58,0
L	Manihiki	0,12	O	Océano Pacífico	0,80	8,80
M	Hikurangi	0,12	O	Océano Pacífico	2,70	0,70
N	Paraná-Etendeka	0,13	C	Sudamérica y África	2,00	-
P	Margen NO Australia	0,16-0,14	O	Australia	0,16	-
R	Karoo	0,18	C	África, Sudamérica, Antártida	-	5,00
S	Siberia	0,25	C	Asia	7,00	4,00

Fig. 3. Mapa de distribución de las grandes provincias ígneas (LIPs, Large Igneous Provinces) y de los puntos calientes (hotspots). Estos últimos se diferencian en función de su clasificación según Courtillot et al. (2003). Se recomienda consultar la versión digital.



y volúmenes por encima de 100.000 km<sup>3</sup>. Además, más del 75% de los magmas asociados se suelen emplazar en tiempos geológicos relativamente cortos, entre 1 y 5 millones de años (Ma) (p. ej., Bryan y Ernst, 2008), pudiendo desencadenar cambios climáticos a escala mundial y extinciones masivas (p. ej., Sobolev et al., 2011). Las LIPs mejor conservadas son aquellas de edad Mesozoica y Cenozoica que básicamente se formaron por emisión masiva de voluminosos flujos basálticos que se conocen como “basaltos de inundación”. Estos dieron lugar a extensas mesetas tanto en ambientes continentales como oceánicos. (Tabla I y Fig. 3).

### Mesetas basálticas continentales (continental flood basalts, CFBs)

La interacción de grandes plumas con la litosfera continental suele provocar un abombamiento y posterior ruptura y separación continental o *rifting* (p. ej., el Valle del Rift en el este de África). La fusión parcial de estas enormes plumas genera grandes volúmenes de magmas basálticos que penetran la litosfera y extruyen formando extensas mesetas continentales, también conocidas como plateaus continentales (p. ej., Columbia River, Deccan o Siberia, Tabla II). Si el *rifting* de la corteza continental prosigue, puede generarse un nuevo límite de placa

ID	PUNTO CALIENTE	LOCALIZACIÓN	PROGRESIÓN EDAD	CONEXIÓN CON LIPS	FLUJO ASCENSIONAL	$^3\text{He}/^4\text{He}$	TIPO
1	Afar	África	no	Etiopia	bueno	alto	primario
2	Carolinas	O. Pacífico	si	no	pobre	alto	primario
3	Isla de Pascua	O. Pacífico	Si	Pacífico central	suficient	alto	primario
4	Hawaii	O. Pacífico	si	¿Subducida?	bueno	alto	primario
5	Islandia	O. Atlántico	si	Groenlandia	bueno	alto	primario
6	Lousville	O. Pacífico	si	Ontong-Java	pobre	-	primario
7	Reunión	O. Índico	si	Deccan	Pobre	alto	primario
8	Samoa	O. Pacífico	si	¿No?	Pobre	alto	primario
9	Tristán	O. Atlántico	si	Paraná	pobre	bajo	primario
10	Bowie	O. Pacífico	si	no	pobre	-	secundario
11	Canarias	O. Atlántico	si	no	suficient	bajo	secundario
12	Cabo Verde	O. Atlántico	no	no	pobre	alto	secundario
13	Galápagos	O. Pacífico	si	Caribe	suficient	alto	secundario
14	Juan de Fuca, Cobb	O. Pacífico	si	no	suficient	-	secundario
15	Juan Fernández	O. Pacífico	si	no	pobre	alto	secundario
16	Kerguelen	O. Índico	si	Rajmahal	pobre	alto	secundario
17	Macdonald (Cook-Austral)	O. Pacífico	si	¿si?	suficient	alto	secundario
18	Marquesas	O. Pacífico	si	Shatski	-	bajo	secundario
19	Madeira	O. Atlántico					
20	Pitcairn	O. Pacífico	si	no	suficient	alto	secundario
21	Tahití/Sociedad	O. Pacífico	si	no	suficient	alto	secundario
22	Tasmania	Australia	si	no	pobre	-	secundario
23	Yellowstone	Norte América	si	¿Columbia?	suficient	alto	secundario
24	Australia E	Australia	si	no	suficient	-	terciario
25	Azores	O. Atlántico	¿no?	no	suficient	alto	terciario
26	Bouvet	O. Atlántico	no	no	suficient	alto	terciario
27	Hoggar	África	no	no	pobre	-	terciario
28	Jan Mayen	O. Atlántico	¿no?	¿sí?	pobre	-	terciario
29	Marion	O. Índico	si	Madagascar?	-	-	terciario
30	Raton	Norte América	si	no	-	-	terciario
31	Sta Helena	O. Atlántico	si	no	pobre	bajo	terciario
32	San Félix	O. Pacífico	¿si?	no	pobre	-	terciario

Tabla II. Selección de los principales puntos calientes y clasificación de acuerdo con Courtillot et al. (2003). Los números en la columna ID hacen referencia a su localización en el mapa de la figura 3

divergente llegando a formarse una nueva litosfera oceánica entre las dos masas continentales que se han separado. En este estadio, la pluma y el borde divergente coincidirán hasta que el último migre como resultado de los procesos litosféricos. Uno de los ejemplos más evidentes es la isla de Islandia, actualmente localizada en la dorsal medioatlántica y con evidencias claras de la presencia de una pluma mantélica interaccionando con la dorsal oceánica. Se cree que esta pluma es la misma responsable del inicio del *rifting* de la región del Atlántico Norte hace unos 60 Ma, que dio lugar a la formación de la meseta basáltica del este de Groenlandia. De hecho,

las grandes provincias ígneas asociadas con inicios de *rifting* continental normalmente se preservan a lo largo de los márgenes de cuencas oceánicas que actualmente representan márgenes pasivos (Fig. 3). Así, por ejemplo, las conocidas mesetas de Paraná (Brasil) y Etendeka (Namibia) se formaron hace unos 130 Ma durante el *rifting* que dio lugar a la formación del Océano Atlántico Sur. En el caso de la provincia ígnea de Deccan (India), su formación se asocia con el *rifting* y separación de África e India hace unos 64 Ma (Courtillot y Renne, 2003; Ernst, 2014).

Si bien es cierto que las plumas mantélicas pueden iniciar los procesos de *rifting* de la litosfera con-

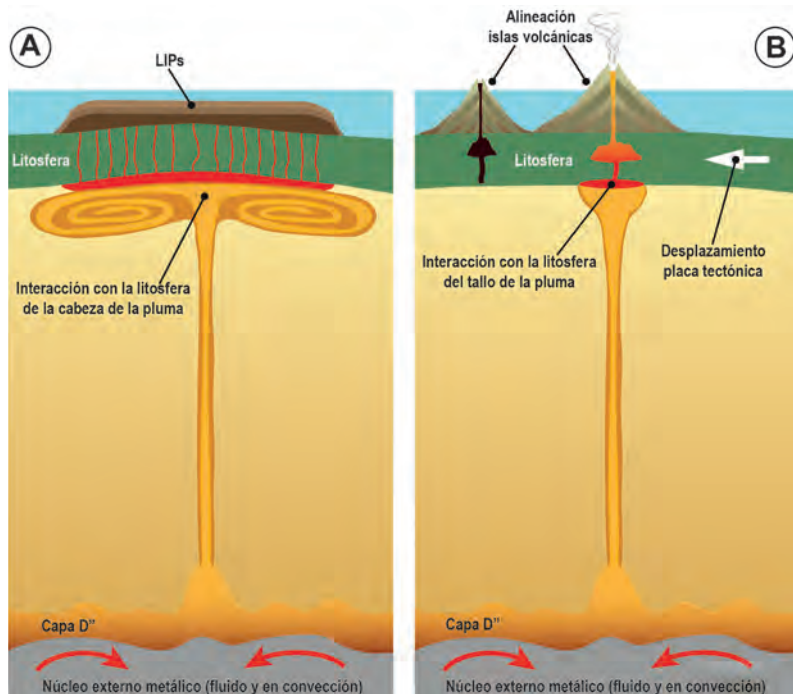


Fig. 4. Estadios de evolución de una pluma mantélica. A) Inicialmente la fusión por descompresión de la cabeza de la pluma da lugar a la formación de grandes provincias ígneas (LIPs, Large Igneous Provinces). B) La fusión parcial del tallo da lugar a la formación de cadenas de volcanes, normalmente con progresión de edades acorde con el desplazamiento de la placa en la que se localizan.

Continental, hay que puntualizar que no todos los rifts continentales están relacionados con la presencia de plumas mantélicas. En algunos casos, los magmas asociados son el resultado de otros mecanismos como la delaminación, indentación o hundimiento convectivo (ver López-Ruiz y Cebriá, 2015). Por otra parte, no todas las plumas mantélicas implican la rotura de un continente. Así, por ejemplo, la meseta basáltica de Siberia, de finales del Paleozoico, no presenta signos de *rifting* (ver Sobolev et al., 2011). De forma similar, la pluma de Yellowstone probablemente ha contribuido a la extensión del oeste de Norte América, pero no ha causado ni un *rifting* completo, ni la formación de un fondo oceánico (Fig. 3).

Los sistemas magmáticos en plumas continentales son distintos que los que tienen lugar en puntos calientes oceánicos tanto por lo que se refiere a la composición del magma, como a los estilos de intrusión y erupción y la naturaleza de los depósitos volcánicos. Todas estas diferencias se deben a que (1) la litosfera continental es mucho más gruesa y menos densa que la oceánica, (2) las rocas continentales más ricas en sílice pueden ser asimiladas, modificando la composición inicial de los magmas mantélicos y (3) la corteza continental responde a los esfuerzos de distinta manera que la corteza oceánica.

#### Mesetas basálticas oceánicas (*oceanic plateaus*)

En el caso de litosfera oceánica, la llegada de la pluma comporta una elevación del suelo oceánico y erosión tanto térmica como mecánica de la base de la litosfera (López-Ruiz y Cebriá, 2015). Los magmas se forman por descompresión de la pluma mantélica y se transfieren tanto en forma de intrusiones como en forma de extrusiones en superficie dando lugar a una corteza oceánica anómalamente gruesa (hasta 35 km). La consecuencia de dicho engrosamiento litosférico es que se compensa isostáticamente, de modo que su superficie sobresale mucho más que el fondo marino circundante. De esta manera se forman

extensas mesetas oceánicas (Fig. 4A). El grosor anómalo de la corteza oceánica implica que no será fácilmente subducida, de modo que cuando una meseta (o *plateau*) oceánica llega a una zona de subducción, parte de esta se añade por acreción al continente o arco de isla. De esta forma, fragmentos de *plateaus* oceánicos son incorporados en los márgenes continentales y preservados en el registro geológico (Kerr, 2014). Algunas de las mesetas oceánicas de mayor envergadura se formaron durante el Cretácico y básicamente en los actuales océanos Pacífico (Ontong Java y Caribe) e Índico (Kerguelen) (Tabla I).

El modelo clásico de fusión de una pluma mantélica predice que posteriormente a la formación de una gran provincia ígnea, la fusión parcial del tallo de la pluma, combinada con el movimiento de la litosfera, da lugar a la formación de una alineación de volcanes con progresión en edades (Fig. 4B). Estas alineaciones existen en gran número en zonas oceánicas (por ejemplo, Hawaii – Emperador, Galápagos o la Polinesia Francesa en el Océano Pacífico; Reunión o Kerguelen en el Océano Índico y Tristán-Gough, Canarias o Cabo Verde en el Océano Atlántico) y son menos numerosas en zonas continentales, destacando principalmente Yellowstone-Snake River. A pesar de la asociación de mesetas basálticas y alineaciones volcánicas posteriores que predice el modelo clásico, lo cierto es que muchos de los *hotspots* definidos en nuestro planeta o no se han relacionado con grandes provincias ígneas o no presentan alineaciones volcánicas evidentes. Entonces, ¿estos últimos casos pueden no ser considerados puntos calientes? Courtillot et al. (2003) propuso una categorización de los puntos calientes documentados con el fin de solventar estas aparentes contradicciones.

#### CLASIFICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LOS PUNTOS CALIENTES

A lo largo de los años, el número estimado de puntos calientes ha variado de los 20 de Morgan (1971) a un máximo de 117 en la década de los años 80 del siglo XX, si bien estudios más recientes sugieren un número entre 45 y 70 (Farnetani y Hofmann, 2011).

Courtillot et al. (2003) definieron cinco rasgos característicos que debería tener un punto caliente asociado con la actividad de una pluma originada en el manto profundo: (1) existencia de una alineación de volcanes con progresión de edades, indicativo de una pluma persistente en el tiempo, (2) abundante volcanismo basáltico al comienzo de la alineación (basaltos de *plateau*) compatible con la interacción de la pluma con la litosfera, (3) importante flujo ascensional capaz de generar una anomalía topográfica, (4) elevadas relaciones de los isótopos de helio indicativas de un reservorio mantélico profundo y (5) baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el manto subyacente, indicando la presencia de material caliente y parcialmente fundido.

Aplicando estos criterios a una selección de 49 *hotspots* que han sido activos en el último millón de años, estos autores llegaron a la conclusión de que únicamente siete *hotspots* podían definirse como

puntos calientes primarios ya que cumplen con gran parte de las características definidas (Tabla II). Su origen se relaciona con plumas formadas en el manto profundo, en la capa D". Estos *hotspots* incluyen: Hawaii-Emperador, Pascua y Louisville en el Océano Pacífico, e Islandia, Afar, Reunión y Tristán en la región Indo-Atlántica (Fig. 3).

Alrededor de 20 *hotspots* cumplen con al menos dos de los rasgos establecidos y se les atribuye un origen de pluma formada en la zona de transición mantélica, a unos 670 km de profundidad. En este grupo de puntos calientes, denominados secundarios por los mismos autores, se incluyen Canarias, Cabo Verde y Madeira en el Océano Atlántico, y Bowie, Cobb y Samoa en el Océano Pacífico (Fig. 3 y Tabla II). Cuatro *hotspots* considerados secundarios (y que aparecen como tales en la figura 3 y Tabla II), que incluyen Marquesas, Galápagos y MacDonal en el Océano Pacífico y Kerguelen en el Océano Índico, pueden ser reclasificados como primarios según apuntan nuevos estudios.

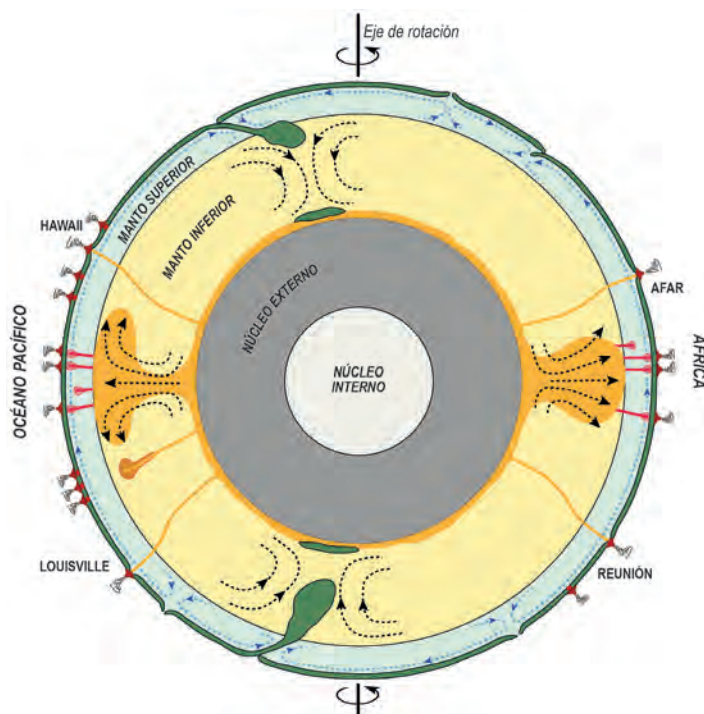
Finalmente, al resto de *hotspots* que Courtillot et al. (2003) analizaron les atribuyeron un origen en el manto superior y los clasificaron como puntos calientes terciarios. Se cree que pueden ser debidos a perturbaciones térmicas en la astenosfera o a procesos de ruptura de la litosfera. Ejemplos de estos puntos calientes terciarios son Azores en el Océano Atlántico o San Félix en el Océano Pacífico (Fig. 3 y Tabla II).

## SUPERPLUMAS

La mayoría de los puntos calientes en nuestro planeta se concentran en dos grandes regiones en África y el Pacífico (Fig. 5). Los datos sísmicos indican que el manto profundo bajo estas dos zonas se caracteriza por presentar bajas velocidades de ondas sísmicas. A estas regiones, conocidas como grandes provincias de baja velocidad (*LLVPs*), se les suele asociar la presencia de superplumas cuyo origen se relaciona directamente con la convección en el manto inferior. Estas dos provincias, de miles de kilómetros de extensión, ocupan aproximadamente un 25% del límite manto-núcleo y se extienden de cientos a miles de kilómetros por encima de este límite. Hoy en día no hay consenso sobre el origen ni la naturaleza térmica o termoquímica de estas superplumas. En el primer caso, la convección es impulsada únicamente por la flotabilidad debida a la diferencia de temperatura y, aunque la heterogeneidad composicional no se excluye, no representa una fuerza motriz para la convección. En cambio, la hipótesis termoquímica implica que tanto la flotabilidad térmica como composicional impulsan la convección en el manto inferior (McNamara, 2018).

## CARACTERÍSTICAS DE LOS PUNTOS CALIENTES

Como ya se comentó anteriormente, el número de puntos calientes identificados ha ido variando a lo largo de los años. Los *hotspots* con edad inferior a los 100 Ma son en general activos, aquellos entre 100 y 150 Ma son menguantes o de menor inten-



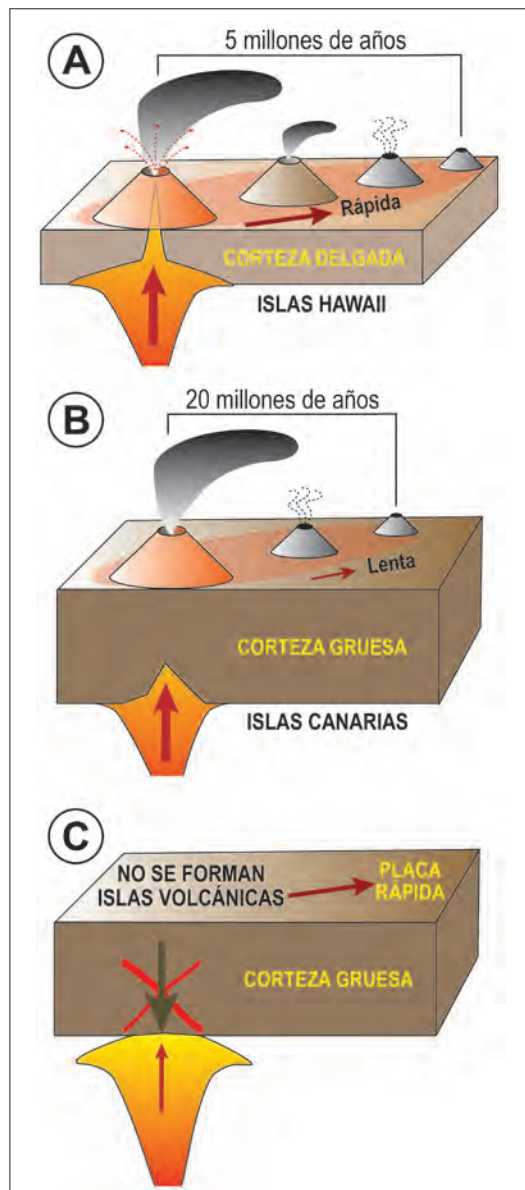
sidad, y aquellos con edades superiores a 150 Ma se consideran ya inactivos (Courtillot et al., 2003). La gran mayoría se localiza en los océanos, siendo Yellowstone una de las pocas excepciones. La discrepancia en el número de puntos calientes continentales versus oceánicos puede ser debido (1) al distinto grosor entre la litosfera continental y oceánica (entre 100-150 km más gruesa la primera), (2) al hecho de que la llegada de una pluma mantélica a la base de la litosfera continental implica procesos más complejos como la ruptura y *rifting* continental y en última instancia puede modificar los límites de placa, (3) a una mayor distribución de los continentes en zonas en las que las plumas no ascienden por coincidir con zonas de un manto "frío" descendente (*downwelling zones*) (Farnetani y Hofmann, 2011).

## ¿PUNTOS CALIENTES FIJOS O MÓVILES?

En el modelo clásico, los puntos calientes asociados a plumas se consideran relativamente fijos en relación con el manto. De hecho, sus movimientos de 1-2 cm/año son muy inferiores a la velocidad a la que se mueven las placas, cosa que los aproxima a puntos de referencia fijos. Con la obtención de nuevos resultados, parece que los puntos calientes no son tan fijos como se predecía clásicamente. A partir de datos radiométricos y paleomagnéticos, Tarduno et al. (2003) demostró que el punto caliente de Hawaii se ha ido desplazando intermitentemente unos 10° hacia el sur (1°≈111 km) desde finales del Cretácico, con un máximo desplazamiento de 4-5 cm/año durante un período entre 80-47 Ma, manteniéndose relativamente fijo (<2cm/año) desde entonces. El caso de Hawaii no es único, otro punto caliente como Kerguelen parece haberse desplazado entre 3 y 10° durante el mismo período, y en el caso de Reunión se habría desplazado unos 5° hacia el norte desde sus inicios hace unos 65 Ma.

Fig. 5. Corte esquemático del interior de la Tierra mostrando los tres tipos de plumas/puntos calientes propuestos por Courtillot et al. (2003). Se observan las dos superplumas bajo África y Pacífico. Figura modificada de Courtillot et al. (2003).

Fig. 6. Vulnerabilidad de las placas oceánicas considerando el espesor y la velocidad de la deriva. Espesores pequeños y velocidades rápidas (A), así como espesores grandes y velocidades lentas (B), dan lugar a la formación de islas oceánicas. En cambio, espesores grandes y desplazamientos de placa rápidos no favorecen su desarrollo (C). Figura modificada de Carracedo (2011).



Así pues, ¿por qué se producen estas migraciones? Parece que este comportamiento complejo se debe probablemente a la interacción dinámica entre las plumas ascendentes y la convección en el manto. A medida que la pluma asciende a través del manto, esta se desplaza por la convección mantélica moviéndose hasta interactuar con la litosfera. Ello da lugar a la deriva que se observa en superficie. En algunos casos, la migración del punto caliente no es tan evidente. Así, por ejemplo, los datos paleomagnéticos indican que el punto caliente Marion, en la placa Antártica, se ha mantenido fijo en los últimos 90 Ma. Esta aparente fijación se explica por una combinación del movimiento del punto caliente y la deriva polar real<sup>2</sup> (*true polar wander*) actuando en direcciones opuestas (O'Neill et al., 2003).

<sup>2</sup> La deriva polar real es una rotación de un planeta respecto a su eje de giro, lo que provoca cambios en las localizaciones geográficas de sus polos de rotación N y S. Hay planteadas numerosas causas para esta verdadera deriva polar, entre ellas, las diferentes distribuciones entre las masas de agua líquida y hielo que ocurren en las épocas glaciares e interglaciares.

Los estudios actuales para mejorar el conocimiento sobre la movilidad de los puntos calientes se centran en el desarrollo de modelos de circulación del manto (MCM) que permitan entender este fenómeno a escala global (p. ej. Torsvik et al., 2002; Bunge, H-P, 2005; Tarduno et al., 2009) y su continuidad como marco de referencia en el movimiento de las placas tectónicas. Hay que tener en cuenta que el progreso que ha representado el descubrimiento de la movilidad de los puntos calientes, no implica que todo el conocimiento geológico adquirido hasta ahora sobre este tema quede anulado. El hecho de que la mayoría de los puntos calientes presenten una progresión de edad y generen grandes volúmenes de magma todavía nos acerca al modelo ideal de Wilson y Morgan (Tarduno, 2008).

## FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LAS ISLAS VOLCÁNICAS

La formación de islas volcánicas de intraplaca a partir del modelo de punto caliente depende en gran medida de la vulnerabilidad de la placa. Este parámetro, definido por Gass et al. (1978) relaciona la velocidad de desplazamiento de la placa litosférica con su espesor. Así pues, la vulnerabilidad de la placa será baja si la corteza es gruesa y la velocidad de desplazamiento es relativamente alta (Fig. 6). En cambio, si la velocidad de la placa es lenta o la corteza es delgada, la vulnerabilidad aumenta hasta el punto de poder ser atravesada y dar lugar a volcanismo (Carracedo, 2011). Las Islas Hawaii representan el típico ejemplo de volcanismo generado en una placa de alta vulnerabilidad ya que se asientan sobre una litosfera oceánica joven (delgada, Fig. 6A) de edad Cretácica (en torno a 70 Ma) y que se mueve muy rápido (10-12 cm/año) en el seno de la Placa Pacífica. Las Islas Canarias representan igualmente un caso de alta vulnerabilidad debida a la baja velocidad de desplazamiento de la Placa Africana (1,2 a 2,5 cm/año) y a un espesor de la placa de hasta 15 km, siendo de edad Jurásica (150-180 Ma) (Fig. 6B).

El nacimiento de una isla oceánica de intraplaca asociada a un punto caliente pasa por siete etapas diferentes (Fig. 7): submarina (fase I), submarina (fase II), emergente, juvenil, inactividad volcánica, rejuvenecimiento y formación de atolón-guyot. Walker (1990) fue el artífice de este modelo basándose en las numerosas observaciones realizadas en las Islas Hawaii y otros archipiélagos del Pacífico. Este modelo ha sido adaptado para explicar otros archipiélagos volcánicos intraplaca, como el canario (Carracedo et al., 2007).

La formación del volcán submarino (etapa submarina I) se inicia con la intrusión de diques y sills en los sedimentos de los fondos oceánicos (sedimentos pelágicos) o directamente en la corteza oceánica, creando un complejo de cuerpos intrusivos interestratificados con sedimentos. El edificio volcánico continúa creciendo internamente por nuevas inyecciones de magma y externamente por apilamiento de lavas submarinas sobre el fondo oceánico (etapa submarina II). Cuando el volcán submarino alcanza profundidades someras bajo el nivel del mar (alrededor de 30 m) tienen lugar erupciones



hidromagmáticas muy explosivas (etapa emergente) formadoras de depósitos piroclásticos (Perez-Torrado y Rodríguez-Gonzalez, 2015). Si la tasa de construcción es mayor que la de erosión, el volcán submarino continuará creciendo, dando lugar a una isla oceánica emergente. Al cesar la interacción explosiva del agua marina con el magma, las erupciones pasan a ser efusivas, características de los magmas básicos, poco viscosos y con bajos contenidos en volátiles (Perez-Torrado y Rodríguez-Gonzalez, 2015). Se formarán apilamientos de capas de lavas muy resistentes a la erosión marina que crearán una base estable sobre la que la recién nacida isla volcánica de intraplaca podrá seguir creciendo.

La etapa juvenil descrita representa el 95% en volumen del edificio subaéreo y al final de la misma prácticamente toda la superficie insular ha sido ya construida. Está caracterizada por un crecimiento muy rápido, continuación del submarino, con tasas eruptivas del orden de unos 5 a 10 km<sup>3</sup>/100 años, y la conformación de un complejo edificio poligénico en forma de escudo (gran diámetro basal y suaves pendientes). Los mecanismos eruptivos dominantes son de baja explosividad, hawaianos a estrombolianos. Asociados a este rápido crecimiento tienen lugar deslizamientos gravitacionales en los flancos del edificio (Carracedo et al., 2007). Hacia el final de esta fase es habitual la creación de calderas de colapso vertical en sus cimas, conformando cámaras magmáticas mucho más reducidas y con una alimentación escasa, lo que provoca la aparición de una elevada variedad petrológica relacionada con procesos de diferenciación en cámaras superficiales.

En todas las islas oceánicas de intraplaca, entre las etapas juvenil y de rejuvenecimiento se da una etapa de inactividad volcánica en el que la exclusiva actividad de los agentes geológicos exógenos va a generar grandes cambios en la morfología volcánica original (Carracedo et al., 2007). Esta etapa de inactividad volcánica presenta grandes variaciones temporales dependiendo de cada archipiélago e incluso de isla en isla dentro de un mismo archipiélago. En las Islas Canarias llegan a ser de entre 3 y 5 Ma de duración. El origen de esta etapa tiene lugar cuando la isla se aleja de la vertical del punto caliente mantélico, desconectándose de su zona principal de alimentación magmática, a la vez que penetra en un área de esfuerzos compresivos creados por los reajustes isostáticos que su crecimiento provocó (p. ej., Menard, 1986). Al ser los agentes geológicos externos los únicos encargados del modelado del relieve en esta etapa, se van a generar típicos paisajes erosivos tanto en el interior de las islas (con la creación de una densa red radial de profundos barrancos) como en sus costas (con la formación de amplias plataformas de abrasión marina, playas arenosas, etc.).

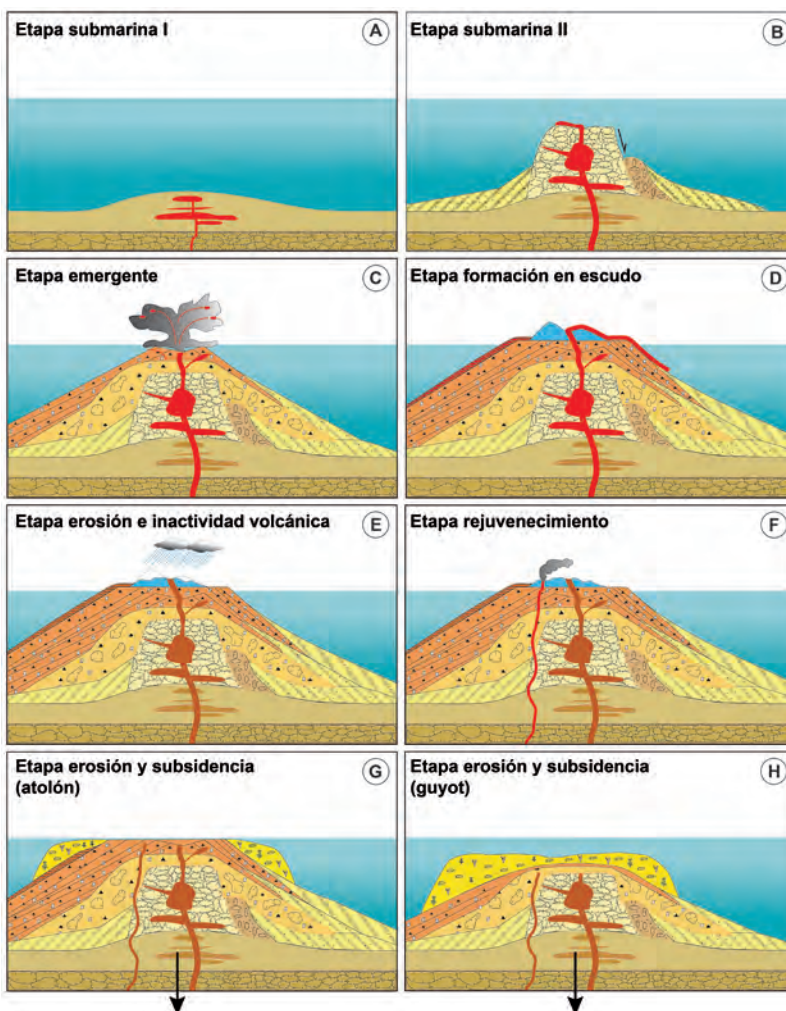
Pasado este tiempo, la actividad volcánica se reactiva durante la etapa de rejuvenecimiento. Esto sucede cuando la isla, siguiendo el movimiento de la placa tectónica en la que se ubica, penetra en campos de esfuerzos distensivos y aún presenta conexión con los márgenes del punto caliente (ver p. ej. Menard, 1986). Las nuevas erupciones volcánicas, volumétricamente menos importantes respecto a la etapa ju-

venil (tasas eruptivas inferiores a 0,5 km<sup>3</sup>/100 años) y muy dispersas tanto espacial como temporalmente, se limitarán a cubrir parcialmente los relieves erosivos previos. Debido a las menores tasas de fusión parcial en esta fase, el quimismo de los magmas será fuertemente alcalino y subsaturado.

Cuando la actividad volcánica ha cesado, empieza la etapa de erosión y subsidencia de la isla. La actividad volcánica en las islas cesa totalmente cuando la distancia a la vertical del punto caliente obliga a la formación de conductos con ángulos mayores de 45° (Menard, 1986). Asimismo, la isla va hundiéndose progresivamente a medida que lo hace la litosfera sobre la que viaja, transformándose en atolones (si la temperatura del agua permite el desarrollo de arrecifes) y, posteriormente, en guyots (a modo de conos truncados). Finalmente, el hundimiento es total, desapareciendo la isla y convirtiéndose de nuevo en un monte submarino. En el caso de islas oceánicas como Hawaii, situadas sobre una placa joven, delgada y flexible, la subsidencia será rápida y la formación de atolones será muy común. En cambio, las islas situadas sobre placas viejas, gruesas y rígidas (por ejemplo, las Canarias) no sufrirán subsidencia, siendo la erosión el principal agente destructivo de la isla (Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo et al., 2007; Carracedo, 2011).

Los productos volcánicos relacionados con el volcanismo de intraplaca son en general alcalinos,

Fig. 7. Etapas de crecimiento y evolución de una isla volcánica de intraplaca (basadas en Walker, 1990). Se recomienda consultar la versión digital.



PÁGINAS WEB		
Mantle Plumes	<a href="http://www.mantleplumes.org">www.mantleplumes.org</a>	Web de referencia creada en 2003 para el debate sobre la existencia o no de las plumas mantélicas.
IRIS Incorporated Research Institutions for Seismology	<a href="http://www.iris.edu/hq">www.iris.edu/hq</a>	Página web con numerosos recursos didácticos sobre Ciencias de la Tierra.
Teach the Earth	<a href="https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/deepearth/plumes.html">https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/deepearth/plumes.html</a>	Página web del Science Education Resource Center (Carleton College, Minnesota) con numerosas actividades, animaciones y referencias sobre puntos calientes y plumas mantélicas.
Ed Garner's ASU webpage	<a href="http://garnero.asu.edu/research_images/index.html">http://garnero.asu.edu/research_images/index.html</a>	Página web de Ed Granero profesor de la Arizona State University que incluye numerosas imágenes sísmicas sobre el interior de nuestro planeta.
Large Igneous Provinces	<a href="http://www.largeigneousprovinces.org/">http://www.largeigneousprovinces.org/</a>	Página web dedicada a las Grandes Provincias Ígneas. Pertenece a la IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior).
REVISTAS		
Scientific American Magazin	<a href="http://www.scientificamerican.com">www.scientificamerican.com</a>	Revista científica editada por Springer Nature Group. Existen varios artículos relacionados con puntos calientes y plumas mantélicas
Investigación y Ciencia	<a href="http://www.investigacionyciencia.es">www.investigacionyciencia.es</a>	Edición española del Scientific American Magazine
ANIMACIONES Y AUDIOVISUALES		
How Did Hawaii Form? (con subtítulos)	<a href="http://www.youtube.com/watch?v=LdlEufZop-Y&amp;feature=youtu.be">www.youtube.com/watch?v=LdlEufZop-Y&amp;feature=youtu.be</a>	Animación de 2min 23s de duración sobre la formación de las Islas Hawaii. Editado por Scientific America
Hotspot Volcanic Island: Stages in the Life	<a href="http://www.iris.edu/hq/inclass/animation/hotspot_volcanic_island_stages_in_the_life">www.iris.edu/hq/inclass/animation/hotspot_volcanic_island_stages_in_the_life</a>	Animación de IRIS sobre los estadios de formación de una isla oceánica asociada a puntos calientes. 3min 25s de duración.
Hotspot Volcanism: Thermal Plume	<a href="https://www.iris.edu/hq/inclass/animation/hotspot_volcanism_thermal_plume">https://www.iris.edu/hq/inclass/animation/hotspot_volcanism_thermal_plume</a>	Animación de IRIS sobre qué son y como se forman los puntos calientes. 2min 14s de duración.
DOCUMENTALES		
The Geological Formation of Hawaii Documentary History	<a href="https://www.youtube.com/watch?v=upRv3ZXnEs8">https://www.youtube.com/watch?v=upRv3ZXnEs8</a>	Documental de 43min 28s de duración sobre la formación de las islas Hawaii. Publicado en el canal Planet Kaos Documentaries de Youtube.

Tabla III. Algunos de los recursos educativos más interesantes sobre puntos calientes y plumas mantélicas que pueden encontrarse en la red.

si bien dependiendo de la tasa de fusión parcial, pueden presentar un quimismo transicional o incluso fuertemente toleítico. De hecho, no es rara la coexistencia entre magmas toleíticos y alcalinos en un mismo archipiélago (p. ej., Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo, 2011; López-Ruiz y Cebriá, 2015). Normalmente la generación de magmas toleíticos se asocia con una alta tasa de fusión por descompresión en la zona axial y más caliente de la pluma, mientras que los magmas alcalinos se relacionan con una menor tasa de fusión de las partes periféricas de la pluma y con una mayor profundidad de fusión (López-Ruiz y Cebriá, 2015). En este sentido, los magmas toleíticos suelen generarse en las etapas iniciales de crecimiento, tanto submarino como subaéreo, de una isla, dando paso a magmas alcalinos en los estadios finales de la etapa juvenil de crecimiento subaéreo y, en especial, durante la etapa de rejuvenecimiento. Esta dicotomía, típica del Archipiélago Hawaiano, apenas se observa en el resto de islas volcánicas intraplaca en las que, incluso en las etapas submarinas y juvenil, predominan los magmas alcalinos sobre los toleíticos. Este hecho puede deberse a que los magmas se han formado en una litosfera gruesa o que la pluma implicada es poco vigorosa. En ambos casos se favorece un bajo grado de fusión parcial y la generación de magmas alcalinos (p. ej. Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo, 2011).

## RECURSOS SOBRE PUNTOS CALIENTES Y PLUMAS MANTÉLICAS

Internet es, sin duda alguna, una de las herramientas didácticas y de comunicación más potentes para la educación. Los recursos en la red sobre temas geológicos son comunes, si bien es cierto que no todas las disciplinas geológicas resultan estar representadas por igual. En el caso de los puntos calientes y plumas mantélicas los recursos son fácilmente localizables, aunque no extremadamente numerosos y variados. En cualquier caso, la utilización de estos recursos requiere una valoración crítica previa a su elección por parte del profesor. En la Tabla III se aporta una recopilación de recursos en distintos formatos (páginas web, audiovisuales, animaciones, etc.), algunos de ellos destinados a la formación en este tema del colectivo de profesores y otros pensados para estudiantes.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las sugerencias y comentarios de Cristina de Ignacio San José y un revisor anónimo que han contribuido a mejorar el manuscrito original. Este trabajo se enmarca en el Proyecto LAJIAL (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, ref. PGC2018-101027-B-I00, MCIU/AEI/FEDER, EU).

## BIBLOGRAFÍA

- Bryan, S.E. y Ernst, R.E. (2008). Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86 (1-4), 175-202.
- Bunge, H-P. (2005). Low plume excess temperature and high core heat flux inferred from non-adiabatic geotherms in internally heated mantle circulation models. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 153, 3-10.
- Campbell, I.H. y Griffiths, R.W. (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99 (1-2), 79-93.
- Campbell, I.H. y Davies, G. (2006). Do mantle plumes exist. *Episodes*, 29 (3), 162-168.
- Carracedo, J.C. (2011). *Geología de Canarias I: Origen, evolución, edad y volcanismo*. Ed. Rueda, S.L., p. 398.
- Carracedo, J.C. y Tilling, R.I. (2003). *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Canarias-Hawái*. Ed. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 73 p.
- Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J. y Hansen, A. (2007). El relieve de las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 196-205.
- Courtillot, V.E. y Renneb, P.R. (2003). Sur l'âge des trapps basaltiques (On the ages of flood basalt events). *Comptes Rendus Geoscience*, 335 (1), 113-140.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. y Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205 (3-4), 295-308.
- DePaolo, D.J. y Manga, M. (2003). Deep Origin of Hotspots-the Mantle Plume Model. *Science*, 300 (5621), 920-921.
- Duncombe, J. (2019). The unsolved mystery of the Earth blobs, *Eos*, 100, <https://doi.org/10.1029/2019EO117193>. Publicado en 27 febrero de 2019.
- Ernst, R. (2014). *Large Igneous Provinces*. Ed. Cambridge University Press, 653 p. doi:10.1017/CBO9781139025300
- Farnetani, C.G. y Hofmann, A.W. (2011). Mantle Plumes. En: *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (Ed. Gupta, H.K.). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer.
- Foulger, G.R. (2007). The "plate model" for the genesis of mantle anomalies. En: *Plates, Plumes and Planetary Processes* (Eds: Foulger, G.R. y Jurdy, D.M.), The Geological Society of America, Special Paper, 430, 1-13.
- Foulger, G.R. (2012). Are "hot spots" hot spots? *Journal of Geodynamics*, 58, 1-28.
- French, S.W. y Romanowicz, B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, 525, 95-99.
- Gass, I.G., Chapman, D.S., Pollack, H.N. y Thorpe, R.S. (1978). Geological and geophysical parameters of mid-plate volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 288, 581-597.
- Griffiths, R.W. y Campbell, H. (1990). Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99 (1-2), 66-78.
- Hill, R.I., Campbell, H., Davies, G.F., y Griffiths, R.W. (1992). Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, 256, 186-192.
- Kerr, A.C., 2014. Oceanic plateaus. En: *Treatise on Geochemistry* (Eds.: Holland, H.D. y Turekian, K.K.), vol. 4, Elsevier, 631-667.
- López-Ruiz, J. y Cebria, J.M. (2015). Volcanismo y Tectónica de placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 12-23.
- McNamara, A.K. 2018. A review of large low shear velocity provinces and ultra-low velocity zones. *Tectonophysics*, 760, 199-220.
- Menard, H.W. (1986). Islands. Ed. Scientific American Library, 230 p.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., Engdahl, E.R. y Hung, S.H. (2004). Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303, 338-343.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A. y Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7 (11), Q11007.
- Morgan, W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- O'Neill, C., Müller, D. y Steinberger, B. (2003). Geodynamic implications of moving Indian Ocean hotspots. *Earth and Planetary Science Letters*, 215 (1-2), 151-168.
- Perez-Torrado, F.J. y Rodriguez-Gonzalez, A. (2015). ¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 24-32.
- Ritsema, J. y Allen, R.M. (2003). The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 207 (1-4), 1-12.
- Sobolev, S.V., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., Krivolutskaya, N.A., Petrunin, A.G., Arndt, N.T., Radko, V.A. y Vasiliev, Y.R. (2011). Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature*, 477, 312-316.
- Tarduno, J.A. (2008). Hot Spots Unplugged. *Scientific American Magazine*, 298, 88-93.
- Tarduno, J.A., Duncan, R.A., Scholl, D.W., Cottrell, R.D., Steinberger, B., Thordarson, T., Kerr, B.C., Neal, C.R., Frey, F.A., Torii, M. y Carvallo, C. (2003). The Emperor Seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 301 (5636), 1064-1069.
- Tarduno, J.A., Bunge, H-P., Sleep, N. y Hansen, U. (2009). The Bent Hawaiian-Emperor Hotspot Track: Inheriting the Mantle Wind. *Science*, 324, 50-53.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R. y Redfield, T.B. (2002). Relative hotspot motions versus true polar wander. *Earth and Planetary Science Letters*, 202.2, 185-200.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Burke, K. y Steinberger, B. (2006). Large Igneous Provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophysical Journal International*, 167, 1447-1460.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J. y Ashwal L.D. (2010). Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature*, 466, 352-355. 2197
- Tsekhmistrenko, M., Sigloch, K., Hosseini, K. y Jones, R. (2018). An Indian Ocean cluster of mantle plumes imaged by multifrequency P-wave tomography — a match to geochemical correlations? *AGU Meeting Abstract* D151A-03.
- Walker, G.P.L. (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Scienc*, 44 (4), 315-347.
- Wilson, J.T. (1963). A possible origin if the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Zhao, D. (2007). Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12(4), 335-355.
- Zhao, D. (2015). *Multiscale seismic tomography*. Springer, p. 304. ■

*Este artículo fue recibido el día 17 de marzo de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 23 de julio de 2019.*