Peligros asociados a las coladas de lava

Lava flow hazards

Juan Carlos Carracedo y Francisco José Perez-Torrado

Dpto. de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: jcarracedo@proyinves.ulpgc.es; franciscojose.perez@ulpgc.es

Resumen Existen coladas de lavas tanto de magmas ácidos e intermedios (e.g., riolitas, traquitas, fonolitas), como de magmas básicos (e.g., basaltos), siendo estas últimas lavas las más abundantes (~ 90%) y las que constituyen el proceso menos peligroso de todos los implicados en una erupción volcánica. Las coladas de lavas básicas son el típico producto de las erupciones efusivas hawaianas y estrombolianas. Dada su escasa velocidad no revisten peligro directo para las vidas humanas, pero tienen un gran poder destructivo sobre las infraestructuras. Esa peligrosidad viene determinada, principalmente, por la distancia recorrida y el área cubierta, factores que están controlados por parámetros internos de la erupción, como son la viscosidad de las lavas y su duración, y parámetros externos, como la topografía del terreno sobre la que fluyen. Dado que es posible identificar las trayectorias de flujo de las lavas, es factible la toma de medidas de prevención y mitigación, aunque no siempre con resultados satisfactorios.

Palabras clave: Coladas de lava, duración erupción, flujo no-newtoniano, viscosidad.

Abstract *There are lava flows from acid-intermediate magmas (e.g., rhyolites, trachytes, phonolites) and, the most common (~ 90%), from basic (basaltic) magmas, the latter being the less dangerous event in volcanic eruptions. Basaltic lava flows are the typical product of the Hawaiian and Strombolian effusive eruptions. These lava flows travel at low speed so they do not imply a direct hazard for human life, but they have a great destructive power on properties. The hazard of lava flows is mainly determined by the distance travelled and the area covered, factors that are controlled by internal parameters of the eruption, such as its temporal duration and the viscosity of the lava, and external parameters such as the topography where it flows. Since it is possible to identify the flow paths of lavas, prevention and mitigation actions are feasible, though not always with satisfactory results.*

Keywords: *Lava flows, eruption time duration, non-newtonian flow, viscosity.*

INTRODUCCIÓN

La lava es roca fundida que sale del volcán (antes de esta salida a la superficie se habla de magma) y fluye por el terreno adaptándose a la pendiente, formando auténticos "ríos" de roca fundida (Fig. 1). Las lavas son el típico producto de las erupciones hawaianas y estrombolianas, es decir, de erupciones predominantemente efusivas (detalles sobre los tipos de erupciones se encuentran en Perez-Torrado y Rodriguez-Gonzalez, 2015, en este mismo volumen). Las lavas más abundantes (~ 90%) son las de magmas básicos (basaltos, traquibasaltos, tefritas, etc.), siendo las lavas de magmas ácidos e intermedios (riolitas, traquitas, fonolitas, etc.) más raras, ya que la elevada viscosidad de estos magmas provoca en ellos mecanismos de alta explosividad con fragmentación del magma y formación de depósitos piroclásticos.

Las coladas de lava, que no hay que confundir con las coladas piroclásticas, son, por tanto, poco peligrosas para las personas, aunque afectan considerablemente a las propiedades, tráfico y comunicaciones. Esto es debido, salvo excepciones, a la

Fig. 1. Colada de lava fluyendo sobre la superficie en Hawai. Se observa cómo se diversifica en varios brazos y comienza a solidificar parcialmente su techo para formar tubos volcánicos (foto tomada de los archivos fotográficos de libre disposición del Servicio Geológico de los Estados Unidos, USGS).

ISSN (edición impresa): 1132-9157 - (edición electrónica): 2385-3484 – Pags. 49-58

Régimen de emplazamiento	Morfología	Composición del magma
Subacuático	Almohadillada	Todas las composiciones
Subaéreo	Pahoehoe	Básicos
	A'a	Básicos
	En bloque	Intermedios y ácidos

Tabla I. Principales tipos de lavas según su morfología, lugar de emplazamiento y composición química del magma.

escasa velocidad de flujo de las lavas, a la posibilidad de predecir su camino y a la factible adopción de medidas de prevención y mitigación.

TIPOS DE LAVA

Las coladas de lava se clasifican dependiendo de la morfología final que adquieren sus superficies una vez detenidas, lo que depende de varios factores, entre ellos, el lugar de emplazamiento (subaéreo o subacuático) y su topografía, composición química y viscosidad del magma, y volumen del flujo (e.g., Kilburn, 2000). Se distinguen 4 tipos principales de lavas conocidos como lavas pahoehoe, a'a, en bloque y lavas almohadilladas, éstas últimas emplazadas en régimen subacuático (Tabla I).

Otra morfología son los domos y domo-coladas (coulées), típicos de magmas muy silíceos y viscosos que por no tener suficiente presión o contenido en gas logran salir a la superficie en un proceso no explosivo, acumulándose en el mismo punto de salida del centro eruptivo sin apenas recorrido lateral.

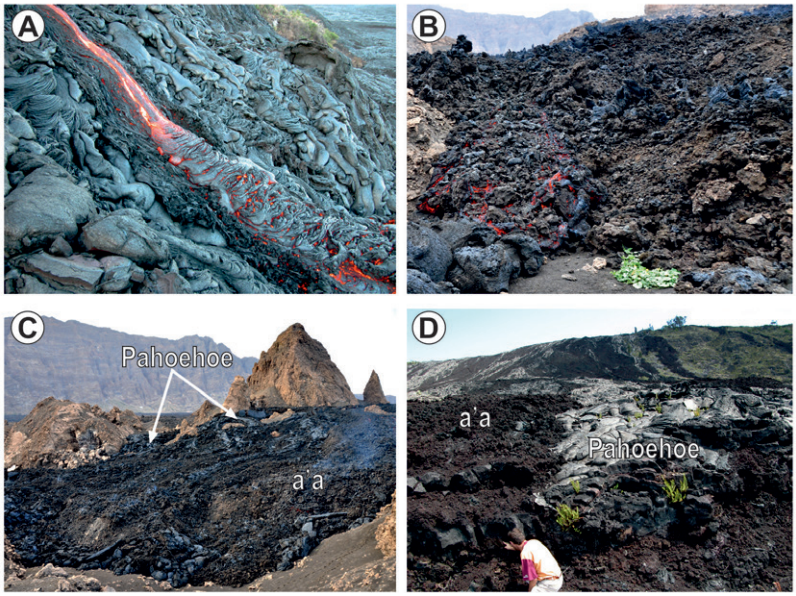

Fig. 2. Principales morfologías de coladas de lava pahoehoe y a'a. A) Formas cordadas y lisas en secuencia pahoehoe. Se observa un detalle de una lengua de lava activa formando morfologías cordadas al perder velocidad por un cambio de pendiente (Hawaii, junio 2003). B) Frente de avance de una colada de lava a'a en la erupción de 2014-15 en la isla de Fogo (Cabo Verde). C) Formación de delgadas lenguas marginales de lavas con morfologías pahoehoe en un campo de lavas a'a, poniendo de manifiesto las constantes transiciones que existen entre un tipo y otro de morfologías (isla de Fogo, Cabo Verde, erupción de 2014-15). D) Numerosas transiciones entre lavas pahoehoe y a'a, las primeras normalmente asociadas a los últimos flujos activos más delgados y provenientes, en muchos casos, de desbordes laterales de los canales principales de lavas a'a (lavas del Kilauea, Hawaii).

Lavas pahoehoe y a'a

Lavas típicas de magmas básicos emplazadas en régimen subaéreo, muestran formas y dimensiones muy diferentes entre sí (Fig. 2). Las lavas pahoehoe, con potencias generalmente inferiores a 1 m, presentan superficies lisas o plegadas en forma de cuerdas (ver figura 2A). Por el contrario, las lavas a'a, mucho más potentes (varios m), se caracterizan por una superficie escoriácea, muy fracturada en fragmentos irregulares (ver figura 2B), que hace muy difícil caminar sobre ellas (de ahí el término "malpaís" que se utiliza en Canarias). Es frecuente el tránsito de morfologías pahoehoe a a'a dentro de una misma colada, dependiendo de diversos factores como son el caudal de magma que fluye (si es alto se forman a'a, si es bajo pahoehoe), su viscosidad y la topografía por la que transitan (ver figuras 2C y 2D). En líneas generales, la velocidad de avance de una lava pahoehoe es unas 10 veces menor que la de una lava a'a.

En los campos de lavas a'a y, principalmente, pahoehoe es común la formación de una intrincada red de tubos y canales. La formación de tubos bien desarrollados requiere, además de cierta fluidez en la lava, que las pendientes no sean muy acusadas, una importante tasa eruptiva que vaya posteriormente decreciendo y continuidad del flujo. El enfriamiento diferencial del techo de la lava (por contacto con la atmósfera) y de sus márgenes laterales, provoca unas costras laterales que se solidifican diferencialmente (Fig. 3A). Estas costras laterales progresan poco a poco hacia el interior, formando primeramente un techo incipiente (Fig. 3B) y, finalmente, un techo completo (Fig. 3C). Una vez completado el techo la lava continua fluyendo en su interior con escasa pérdida de temperatura (hasta menos de 20 ºC en 10 km) a lo largo de grandes distancias. La erosión térmica del suelo, junto a los cambios en el caudal de salida del magma, va creando una red intrincada de tubos que llegan a superponerse y cruzarse entre sí. Al cesar la erupción y, en consecuencia, el aporte de lava, el tubo queda parcialmente vacío (Fig. 3D), observándose en su interior numerosas estructuras como cornisas, estalafitos (goterones chorreando del techo y paredes) y des-

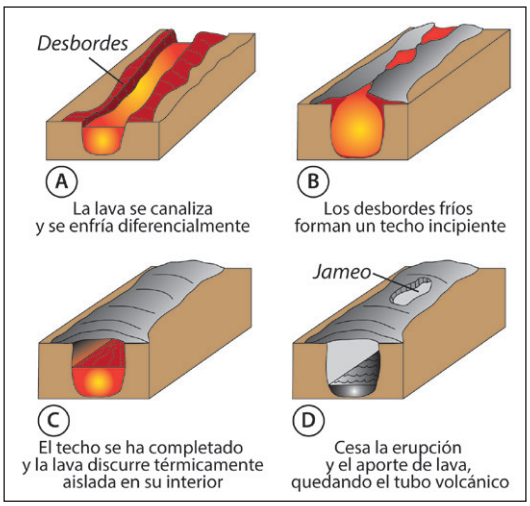

Fig. 3. Esquema ilustrativo de la formación de tubos volcánicos en campos de lavas pahoehoe y a'a. Detalles en el texto.

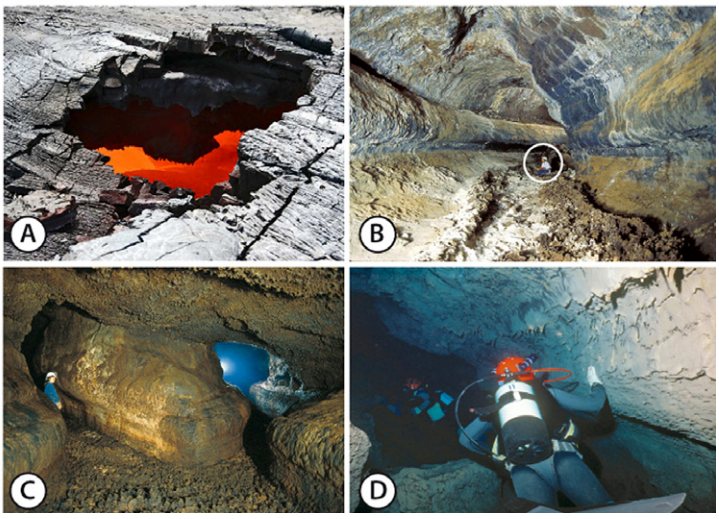

Fig. 4. Tubos volcánicos. A) Tubo activo visto a través de una ventana (en Canarias jameo) en lavas del Kilauea, Hawaii (foto tomada del USGS). B) Cornisa formada en un cambio del volumen de lava emitida. Cueva del Viento, Tenerife. C) Bifurcación de un tubo volcánico. Cueva del Viento, Tenerife. D) Parte inundada del tubo volcánico del Corona, Lanzarote. Obsérvese como el techo está cubierto de estalafitos. Fotos B, C y D cortesía de Sergio Socorro.

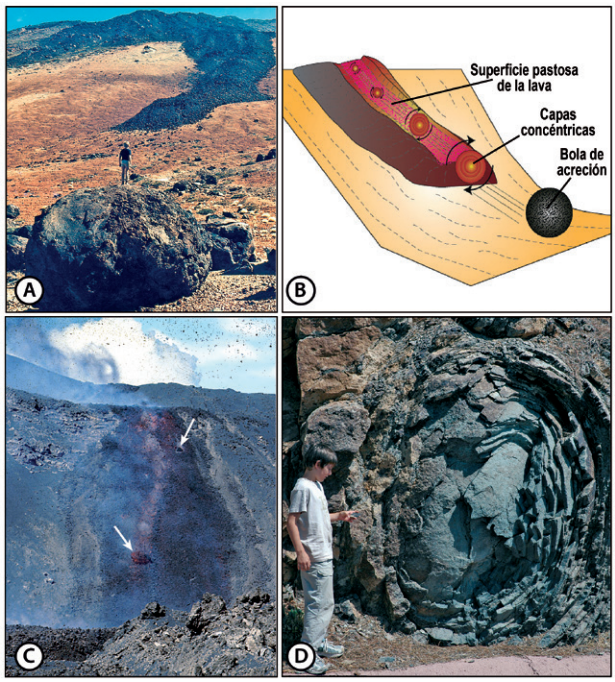

Fig. 5. A) Bolas de acreción de gran tamaño desprendidas del frente de la colada de fonolitas obsidiánicas de la última erupción del Teide conocida como Lavas Negras y que se formaron hacia el año 1147 (Baja Edad Media). B) Esquema que ilustra la formación de las bolas de acreción. C) Bolas de lava de la erupción del Teneguía (La Palma, 1971) formándose al discurrir las coladas por el cantil costero. D) Estructura en capas concéntricas. Bola de acreción de composición fonolítica en el edificio volcánico de Las Cañadas (Tenerife).

plomes parciales del techo ("jameos" en la terminología canaria).

El volcán Pu'u 'O'o en Hawaii produce tubos volcánicos que permiten a las lavas alcanzar la costa, a 52 km de distancia del cráter (Fig. 4A). En Canarias, el tubo volcánico de mayor recorrido (unos 18 km cartografiados) se encuentra en Tenerife, asociado a unas lavas pahohoe de 27.000 años de antigüedad procedentes del estratovolcán Pico Viejo. Este tubo, conocido como Cueva del Viento, presenta una gran complejidad, con numerosas cornisas (Fig. 4B), cascadas de lavas, bifurcaciones (Fig. 4C), etc, y llegando su red de galerías a disponerse en tres niveles superpuestos. Otro tubo volcánico emblemático se encuentra en Lanzarote, asociado a una erupción de unos 21.000 años del volcán Corona. En este tubo se localizan los famosos "Jameos del Agua" y la "Cueva de los Verdes" de gran atractivo turístico. Pero lo excepcional de este tubo es que llega a adentrarse en el mar unos 1600 m hasta una profundidad de unos 50 m. Este hecho es imposible con un nivel del mar como el actual, ya que este tipo de tubos de hasta 5 m de diámetro y numerosas estructuras en el techo de tipo estalafitos (Fig. 4D) solo pueden formarse en régimen subaéreo. Por tanto, este tubo del volcán Corona se formó durante el último periodo glaciar, con un nivel del mar mucho más bajo que el actual. La posterior transgresión marina, asociada al presente periodo interglaciar, es la causante de la inundación parcial del tubo volcánico (Carracedo *et al.*, 2003).

Las bolas de acreción son otra estructura típica en campos de lava pahoehoe y a'a. Presentan formas ahuevadas de hasta 3 m de diámetro, capas concéntricas, interior escoriáceo y borde externo masivo y, en ocasiones, vítreo. Tienen varios orígenes siendo el más común en las lavas a'a el desprendimiento de fragmentos fundidos en sus frentes de avance o en sus márgenes cuando las coladas fluyen sobre laderas de fuerte pendiente (Fig. 5). Son peligrosas porque aunque el frente de las coladas avance lentamente, incluso en pendiente, estas bolas de acreción pueden desprenderse y rodar rápidamente, produciendo incendios forestales e incluso incendiar poblaciones, como ocurrió en la erupción de Garachico de 1706.

Lavas en bloque

Características de magmas intermedios a ácidos, presentan una superficie fragmentada en grandes bloques (decimétricos a métricos) con bordes angulosos a lisos (Fig. 6A). Suelen presentar mayores espesores que las lavas a'a y pahoehoe, con recorridos normalmente inferiores (al ser más viscosas). Estas lavas nunca forman tubos, a pesar de que también disponen de un mecanismo de cierto aislamiento y autoencauzamiento como es la formación de paredes laterales o *levées* (Fig. 6B), también características de las lavas a'a.

Otro aspecto morfológico que comparten las lavas en bloques y las a'a es la presencia de numerosas fracturas de retracción por pérdida de volumen durante el enfriamiento, en disposición horizontal (en lajas), vertical o al azar. En el caso de las fracturas verticales, suelen formar grandes columnatas prismáticas con base pentagonal a hexagonal que dan lugar a estructuras denominadas disyunciones

Fig. 6. Lavas en bloque. A) Detalle de los bloques angulosos que se forman en el techo de uno de los flujos de lavas fonolíticos de la última erupción del Teide (las Lavas Negras). El círculo encierra una persona para escala. B) Vista general de esta misma lava, observándose la formación de levées *en ambos márgenes.*

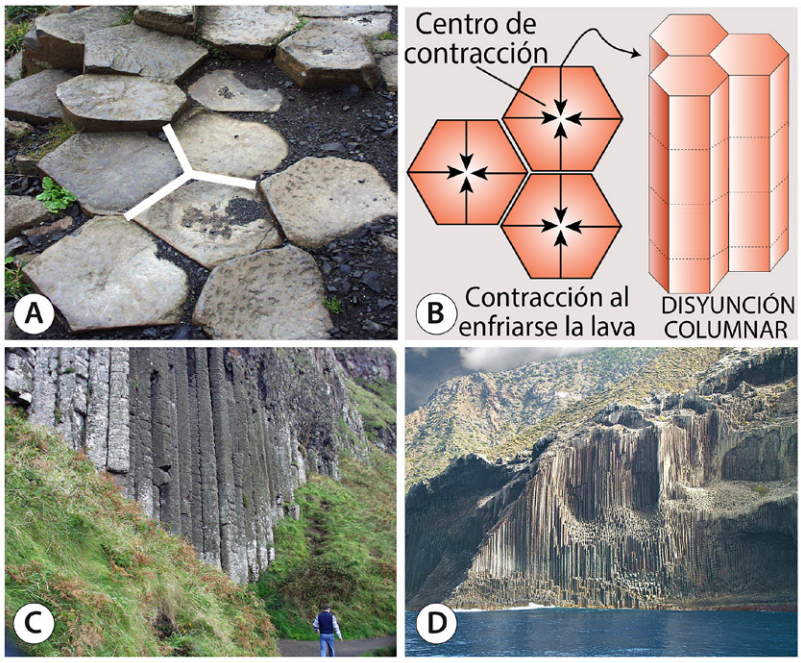

Fig. 7. Disyunciones columnares. A) Las coladas gruesas que no sufren perturbaciones después de detenerse generan al enfriarse lentamente y perder volumen una serie de fracturas (de retracción) tan regulares que antiguamente se consideraban obra humana y dieron lugar a conocidas leyendas. B) La disposición regular de las fracturas en ángulos de 120º es la de mínimo esfuerzo y da lugar a prismas exagonales perpendiculares al plano de la colada (verticales), que asemejan tubos de órgano. C) Prismas verticales en una colada basáltica de la Calzada de los Gigantes, Irlanda del Norte. D) Los Órganos, espectacular disyunción vertical de un domo traquítico en la costa NO de La Gomera.

columnares (Fig. 7A, B). El ejemplo más conocido es el de la Calzada de los Gigantes en Irlanda del Norte, uno de los lugares más visitados de la isla por su gran espectacularidad (Fig. 7C). Otros ejemplos de gran belleza paisajística son Los Órganos, en La Gomera (Fig. 7D), o Punta Baja, en el Parque Natural de Cabo de Gata-Níjar (Almería).

Domos y domos-colada (coulées)

Cuando en una erupción efusiva el magma, debido a su alta viscosidad, se acumula en el conducto de salida, sin casi recorrido lateral, se forman unas estructuras cupuliformes conocidas como domos. Como el factor determinante es la elevada viscosidad, los domos son mucho más comunes en magmas ácidos e intermedios que en magmas básicos. Sus tamaños oscilan entre unos pocos m a varios km de base, con potencias de algunos m hasta más de 1 km. Las morfologías son muy variadas, presentando secciones transversales circulares, elípticas, tabulares o irregulares.

A grandes rasgos los domos se clasifican en domos intrusivos y extrusivos. Los domos intrusivos son aquellos en los que el magma petrifica a lo largo del conducto de salida, sin que salga al exterior. La erosión posterior o nueva inyección de magma (caso de las erupciones vulcanianas) lograrán exhumarlos. Posiblemente el domo intrusivo más famoso sea el que la erupción vulcaniana en 1902 del Monte Pelée (isla de la Martinica, Antillas francesas) hizo subir a la superficie del volcán. En Canarias hay numerosos ejemplos, uno de los más llamativos es el Roque de Agando, en la Gomera (Fig. 8A).

Los domos extrusivos son aquellos en los que el magma sí alcanza la superficie, acumulándose en el conducto de salida. En los domos extrusivos se distinguen los domos de crecimiento exógeno, a base de sucesivo apilamiento de discretas lenguas de lava (como el domo de Montaña Rajada en Tenerife, en la figura 8B), y los de crecimiento endógeno, a base de nuevas inyecciones de magma en el interior (como el domo dacítico del volcán Saint Helens, en Estados Unidos, en la figura 8C). Si los domos extrusivos se forman en un terreno en pendiente (por ejemplo, en los flancos de los volcanes), pueden llegar a fluir, dando lugar a coladas de escaso recorrido y gran espesor, conocidas como coulées. Un ejemplo de estas coulées se ilustra en la figura 8D, correspondiente a la Montaña de Guaza en Tenerife.

Los domos suelen presentar numerosos colapsos, tanto por inestabilidades gravitacionales como por inyección de nuevo magma en su interior. Estos colapsos suelen provocar erupciones explosivas con formación de coladas piroclásticas, con frecuencia muy peligrosas.

Un domo en crecimiento endógeno se levanta anidado en el interior de la caldera del volcán Saint Helens, creciendo desde su inicio en la erupción de

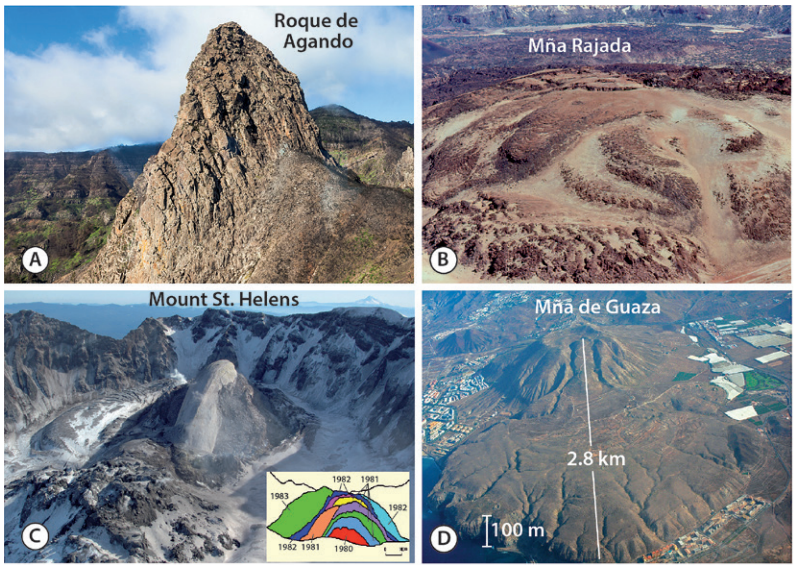

Fig. 8. Ejemplos de domos y domo-colada. A) Domo traquítico exhumado por la erosión. Roque de Agando, La Gomera. B) Montaña Rajada, domo extrusivo de crecimiento exógeno en el interior de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife), mostrando la característica estructura en pétalo de las cortas coladas fonolíticas que quedan recubriendo el propio centro eruptivo. C) Domo dacítico desarrollándose anidado en la caldera del volcán Saint Helens (Estados Unidos) desde la erupción de 1980, en sucesivos estadios de crecimiento y destrucción por colapso generando discretas erupciones explosivas. *La salida a presión del magma pastoso explica la corteza lisa y la forma del domo, que asemeja la espalda de una ballena, como se le conoce en la zona ("whaleback"). En el recuadro se ilustran los perfiles externos del crecimiento del domo entre 1980 y 1986 (fotografía y perfiles del USGS). D) Los domos localizados en un terreno en pendiente pueden fluir, dando lugar a coladas de escaso recorrido y gran espesor, generalmente conocidas como coulées. Domo y coulée de Mña. de Guaza, en el sur de Tenerife.*

1980 hasta 305 m de altura en sucesivos procesos de crecimiento y colapso (en la dirección de youtube www.youtube.com/watch?v=h6B1myUKAS4 se observa un *time lapse* de los cambios en el domo desde 2004 a 2008). La salida a presión de la lava pastosa, como pasta de dientes, ha formado una estructura de corteza lisa que se parece al lomo de una ballena, de ahí el nombre "*whaleback*" con que suele denominarse (ver figura 8C).

Otro volcán con crecimiento de domos en el interior de su cráter es el volcán Arenal (Costa Rica). Activo desde 1968, el domo crece sucesivamente hasta que se desestabiliza gravitacionalmente y produce desprendimientos de bloques incandescentes, lo que supone un reclamo turístico, especialmente atractivo por las noches.

Lavas almohadilladas

Formadas en régimen subacuático, bien por la entrada en el mar de lavas subaéreas (Fig. 9A) o bien por la salida directa del magma en fondos oceánicos, como en las dorsales y volcanes submarinos (Fig. 9B). Aunque las lavas almohadilladas (muy conocidas también con la terminología inglesa de *pillow lavas*) son muy comunes en magmas básicos (no en vano, son el principal tipo de lava en la corteza oceánica), también existen ejemplos en magmas ácidos e intermedios.

Las lavas almohadilladas muestran una serie de estructuras típicas, especialmente en secciones transversales, que permiten fácilmente diferenciarlas de cualquier otro tipo de lavas subaéreas. Así, muestran formas redondeadas o de gotas con la punta (quilla) orientada hacia la base (lo que puede emplearse como criterio de polaridad), uno o varios anillos externos vítreos de sobreenfriamiento, grietas radiales, etc. (Fig. 9C,D).

Cuando las lavas almohadilladas se forman por la entrada de lavas subaéreas en ambientes subacuáticos, suelen asociarse a hialoclastitas (esquirlas fragmentadas de los bordes de las lavas al sufrir un brusco enfriamiento en contacto con el agua) y peperitas (estructuras de mezcla de las lavas con los sedimentos subacuáticos húmedos), formando deltas que, al igual que los sedimentarios, representan los frentes de avance de los terrenos emergidos en su conquista del mar (ver figura 9A).

Vídeos espectaculares de lavas entrando en el mar formando pillow lavas y sus estructuras asociadas, se encuentran en la USGS y la NOAA en lavas de Hawaii. Uno muy destacado está en www.noaa.gov/explorations/04fire/background/volcanism/media/pillow_lava_video.html.

MOVIMIENTO DE LAS LAVAS

Como se comentó en la introducción, las lavas no representan un gran peligro para las personas debido a su baja velocidad que suele ser inferior a la de una persona andando. No obstante, se conocen notables excepciones como las lavas canalizadas de la erupción del Mauna Loa (Hawai) de 1950 que alcanzaron velocidades de hasta 60 km/h, o las lavas del Nyiragongo (República Democrática del Congo) de 1977 surgidas del drenaje de un lago de magma de extremada baja viscosidad que llegaron a alcanzar los 100 km/h.

Además de la velocidad, otros parámetros a tener en cuenta para el estudio de los peligros de las lavas son la facilidad o no de flujo y la distancia que pueden alcanzar. Estos tres parámetros (velocidad, facilidad de flujo y distancia) dependen de numerosos factores como son la composición química del magma, temperatura, viscosidad, tasa eruptiva, topografía y confinamiento de la lava (abierta, canalizada o dentro de un tubo volcánico).

Facilidad de flujo de las lavas

Una idea bastante extendida es que si las lavas son fluidos deberían correr indefinidamente, como hace el agua. Sin embargo, las lavas, como otros fluidos (e.g. miel, mermelada, barro, pasta de dientes), se comportan de una manera diferente.

En el gráfico de la figura 10A se representa un "cubo" de agua que inmediatamente colapsa y se

Fig. 9. Lavas almohadilladas (pillow lavas). A) Lavas subaéreas penetrando en un mar Plioceno, formando un delta de lavas en el que son visibles las lavas almohadilladas y el terreno que finalmente se ganó al mar (Costa de Ajuí, Fuerteventura). B) Lava almohadillada formándose por la salida directa de magma en los fondos marinos, isla de Hawaii (foto NOAA). C) Lavas almohadilladas en sección transversal en el Barranco de Tamaraceite, Gran Canaria, formada por la entrada de lavas subáereas en ambiente costero (la capa de color blanco) en el Plioceno. D) Detalle de una pillow con su interior hueco (Barranco de Tamaraceite, Gran Canaria).

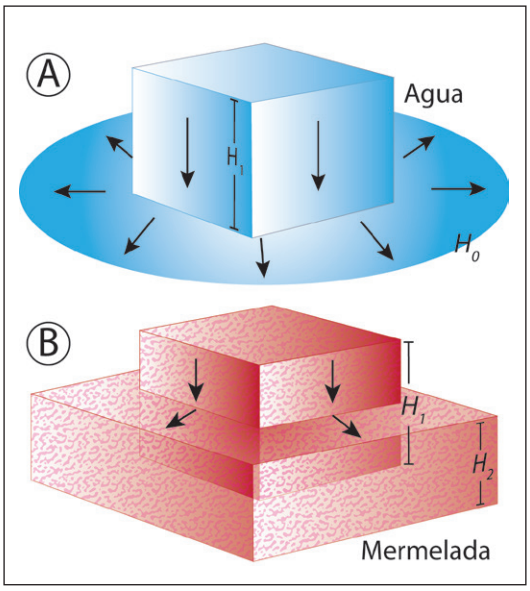

Fig. 10. Comparación de flujos newtonianos y no-newtonianos. A) El ejemplo más evidente de fluido newtoniano es el agua, que corre espontáneamente de forma indefinida si no está confinada. B) Contrariamente a los fluidos newtonianos, los no-newtonianos (como la mermelada) ofrecen una resistencia a fluir (viscosidad) característica de cada fluido y requieren un empuje inicial para moverse, proporcionado por la lava que sale del centro eruptivo. Por ello, si este aporte cesa la colada se detiene.

extiende indefinidamente. No existe resistencia interna al flujo y, si no está confinada, el agua tiende a expandirse por acción de la gravedad. El agua (al igual que el vino, la leche, etc.), son flujos newtonianos. En otras palabras, es una sustancia que debido a su poca cohesión intermolecular carece de forma propia y adopta la forma del recipiente que lo contiene.

Contrariamente a estos fluidos newtonianos como el agua, existen otros conocidos como no-newtonianos que ofrecen una resistencia a fluir (viscosidad) y, además de la gravedad, requieren un empuje inicial para moverse, característico de los diferentes fluidos. En la figura 10B se representa un fluido no-newtoniano, como la mermelada: si ponemos un cubo de mermelada en un plano horizontal, la gravedad provoca un colapso del cubo, pero a diferencia del agua, el colapso es limitado, aplastándose hasta una altura determinada y característica que depende de su composición y temperatura.

Las lavas son un tipo particular de fluido no-newtoniano conocido como fluido *bingham*. Si un volcán emite un volumen determinado de lava, ésta colapsa por acción de la gravedad y se extiende hasta un valor que depende, entre otras variables, de la composición de la lava, su temperatura, viscosidad y la orografía del terreno (pendiente y morfología). Por ello es frecuente la observación de coladas de lavas como suspendidas en laderas con fuertes pendientes (Fig. 11A). Sin embargo las lavas no se detienen en laderas solo porque se enfrían, como podría suponerse, sino que un factor decisivo es el aporte de lava en el centro emisor. Si el aporte de nueva lava en el foco emisor cesa (para la erupción), el frente de avance se detiene a media pendiente, en un punto determinado dependiendo de las variables antes citadas.

Por lo tanto, un factor fundamental de la peligrosidad de las coladas de lava depende básicamente de la persistencia de la erupción. Así, en una erupción persistente incluso si las lavas son viscosas y las condiciones en el frente de la colada obligan a su detención (por ejemplo el enfriamiento), la continuidad del aporte fuerza a la lava a desviarse para poder continuar, llegando incluso a ramificarse de forma dendrítica (Fig. 11B). Este concepto es básico asimismo para comprender por qué las lavas pueden formar amplias plataformas costeras (Fig. 11C). Asimismo, si la erupción es persistente y el frente de avance no encuentra ningún tipo de obstáculo, la lava puede recorrer grandes distancias (Fig. 11C).

Distancia recorrida y área recubierta por las lavas

Así pues, los dos factores más influyentes en la distancia recorrida y el area recubierta por las lavas son la viscosidad y la persistencia de la erupción con

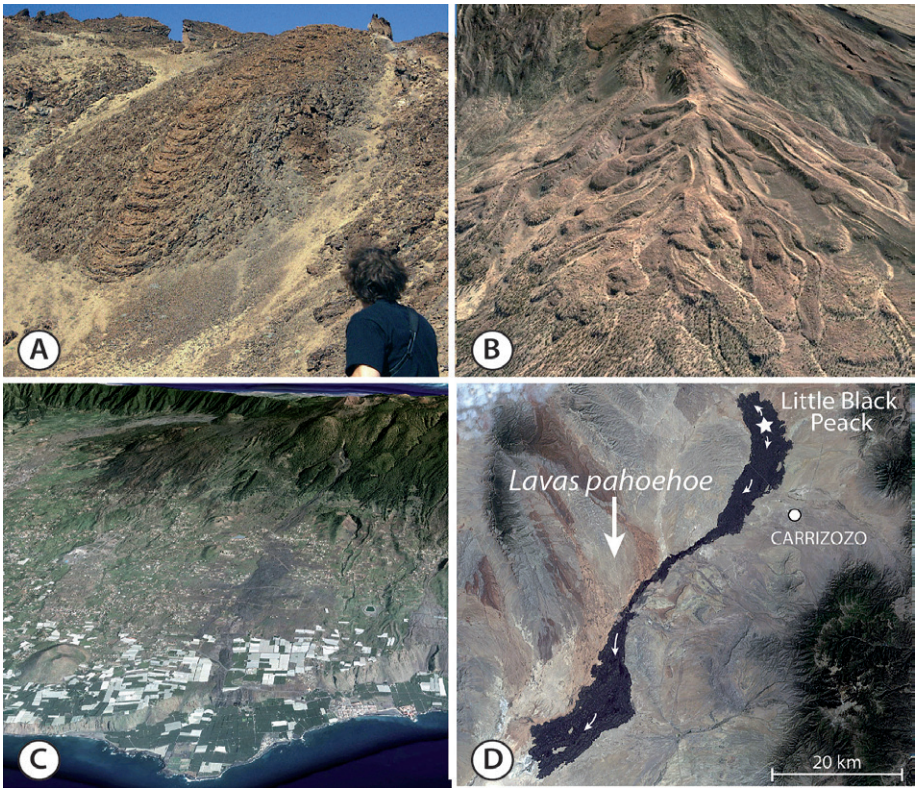

Fig. 11. Facilidad de flujo de las coladas de lava. A) Colada de lava suspendida en una ladera de fuerte pendiente debido al cese de la erupción y, en consecuencia, cese del empuje de nueva lava (Tenerife). B) Si la lava es viscosa pero la erupción se prolonga y el centro eruptivo continúa activo, aunque los frentes de las coladas se detengan por enfriamiento, el empuje de nueva lava hace que éstas sobrepasen el obstáculo ramificándose en una espectacular red dendrítica, como en esta erupción de Roques Blancos, en el flanco norte de Pico Viejo, Tenerife (Imagen Google Earth, GRAFCAN). C) Colada de lava basáltica muy fluida de la erupción de 1949 en La Palma que tuvo una duración de 38 días. La colada de lava fluyó fácilmente por las abruptas laderas y alcanzó en pocas horas la línea de costa (7,3 km de recorrido), donde el sucesivo enfriamiento al contacto con el agua de mar obligaba a los frentes de avance a buscar nuevos caminos y así construir una amplia plataforma costera (Imagen Google Earth, GRAFCAN). D) Colada basáltica pahoehoe del volcán Little Black Peack en Nuevo Méjico (Estados Unidos), que recorrió 75 km en una sola erupción que duró 30 años (Imagen Google Earth, USDA).

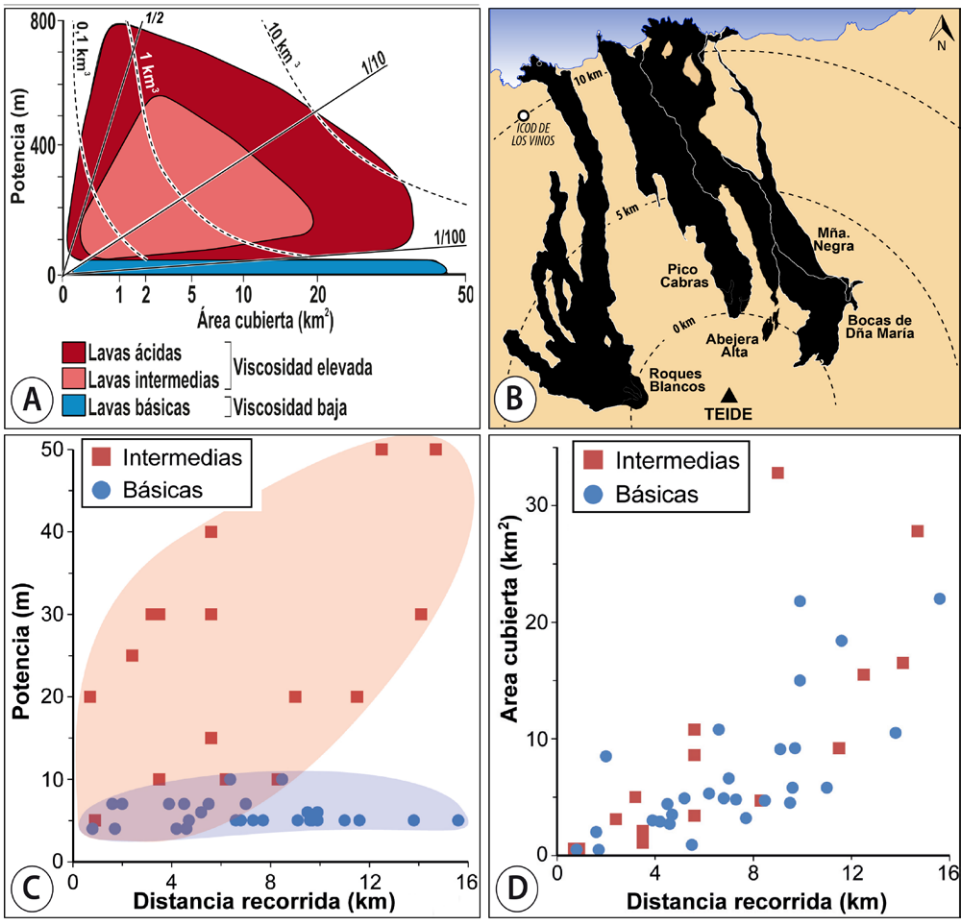

Fig. 12. Distancia recorrida y area cubierta por las lavas. A) Relación de aspecto de lavas de distintas composiciones. Se observa cómo las lavas básicas presentan valores mucho más bajos que las lavas ácidas e intermedias, lo que pone de manifiesto la tendencia a extenderse por mayores superficies y distancias de las primeras (figura modificada de Cas y Wright, 1987). B) Varias coladas procedentes de los domos fonolíticos de la base del Teide (Tenerife) alcanzaron la costa, a más de 10 km de distancia, a pesar de su elevada viscosidad, lo que apoya la importancia decisiva de la continuidad en el aporte de lava. Estas erupciones fueron muy persistentes y de larga duración, posiblemente muchas decenas de años. C) Potencia o espesor vs. distancia recorrida de lavas básicas (emitidas desde los rifts o dorsales) e intermedias (emitidas desde el complejo Teide-Pico Viejo y domos asociados) en la isla de Tenerife. La similitud en los valores de distancia alcanzada por ambos tipos de lavas pone de manifiesto que la viscosidad no es el único parámetro que la controla. D) Área cubierta vs. distancia recorrida para esas mismas lavas, observándose que ambos tipos tienen comportamientos similares (figuras C y D modificadas de Perez-Torrado et al., 2013).

altas tasas de aporte. En un gráfico de relación potencia/superficie cubierta (conocida como relación de aspecto) se pone de manifiesto el diferente comportamiento de las lavas según su composición, es decir, según su viscosidad (Fig. 12A). Se observa que a igualdad de volumen (por tanto, mismo aporte de magma), las lavas básicas muestran una relación de aspecto mucho menor que las lavas ácidas e intermedias. En consecuencia, las lavas básicas, con baja viscosidad, tienden a alcanzar mayores distancias, cubrir mayores superficies y ser más delgadas que las lavas intermedias y ácidas, mucho más viscosas.

Pero cuando entra en escena la duración de las erupciones, parte de esta desigualdad puede desaparecer. Por ejemplo, en la isla de Tenerife en los últimos 20.000 años ha tenido lugar la emisión de lavas básicas desde los rifts (detalles de los denominados rifts o dorsales en islas volcánicas se encuentran en Carracedo *et al.*, 2009, así como en Rodriguez-Gonzalez y Fernandez-Turiel, 2015, en este mismo volumen) y lavas intermedias (fonolitas y traquitas), mucho más viscosas, desde el complejo volcánico Teide-Pico Viejo y domos asociados. Ambos tipos de lavas presentan recorridos similares, limitados principalmente por la llegada a la línea de costa (Fig. 12B-C-D). Este hecho pone de manifiesto que las lavas intermedias debieron formarse en erupciones de larga duración temporal. Otro aspecto importante que se observa en estas mismas lavas intermedias es que sus potencias (decamétricas) les permite traspasar algunos obstáculos topográficos sin sufrir desviaciones, lo que debe tenerse en cuenta a la hora del estudio de su peligrosidad.

PELIGROSIDAD DE LAS LAVAS

El peligro de los flujos de lava está relacionado con sus efectos mecánicos y térmicos. Las lavas en su avance, debido a su viscosidad interna, ejercen una enorme presión sobre las estructuras que encuentran a su paso que acaban destruyendo (Fig. 13A). Asimismo, el continuo avance mientras dura la erupción termina cubriendo amplias superficies del terreno, enterrando todo tipo de infraestructuras como carreteras o pueblos (Fig. 13B), así como zonas de cultivo. A esta fuerza mecánica se suma la elevada temperatura de una lava en movimiento, que puede superar los 1000ºC y que provocan devastadores incendios forestales en zonas boscosas (Fig. 13C).

Como ya se ha indicado, las coladas de lava no suponen un peligro directo para las personas debido a su baja velocidad, por lo que muy pocas víctimas han sido causadas directamente por ellas. La excepción más notable fue la erupción del Nyiragongo de 1977, donde un magma con un excepcional bajo contenido en SiO_2 (sobre un 42%) y, por tanto, una muy baja viscosidad, drenó en menos de 1 hora el lago de lava que había formado en el cráter del volcán formando coladas de lavas que avanzaron a unos 100 km/h. Estos flujos de lava arrasaron rápidamente varios poblados ubicados en los flancos del volcán sin que los habitantes tuvieran tiempo de evacuarlos, causando unas 300 víctimas.

Sin embargo, hay tres escenarios que pueden revestir una mayor peligrosidad para las personas

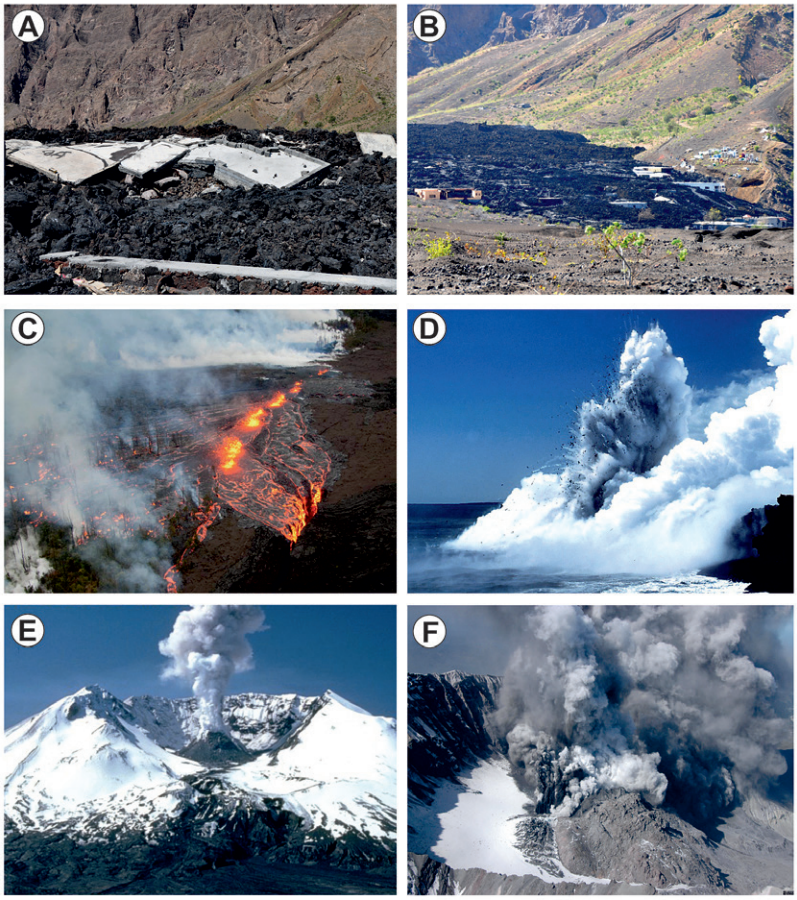

Fig. 13. Peligrosidad de las coladas de lava. A) Destrucción de casas por el empuje mecánico de las lavas en la erupción de 2014-15 en la isla de Fogo (Cabo Verde). B) Recubrimiento de un centro de población (Portela) y una extensa zona agrícola en la isla de Fogo (Cabo Verde) por lavas a'a y pahoehoe durante la erupción de 2014-15. C) Incendio forestal provocado por un flujo de lavas pahoehoe del volcán Kilauea (Hawai, Estados Unidos) en marzo de 2011 (Foto USGS). D) Explosiones provocadas por la entrada de lavas pahoehoe en el mar. Erupción del Kilauea (Hawai, Estados Unidos) en febrero de 1996 (Foto USGS). E) y F) Desde 1980 el volcán Saint Helens (Estados Unidos) tiene domos de crecimiento endógeno que colapsan esporádicamente provocando discretas explosiones con formación, en ocasiones, de flujos piroclásticos (Fotos C, D, E y F tomadas del USGS).

como son la formación de bolas de acreción, la entrada de lavas en el mar y el colapso de lavas y domos.

En lavas a'a y en bloque es común la formación de bolas de acreción desde sus frentes de avance y levées laterales. Estas bolas de acreción pueden rodar pendiente abajo a gran velocidad, adquiriendo una cierta energía cinética que, unida a la alta temperatura que mantienen estas bolas, pueden entrañar cierto peligro a mayor distancia incluso del frente de avance (ver figura 5).

La interacción agua-magma en determinadas condiciones puede provocar erupciones hidromagmáticas de alta explosividad (e.g., Perez-Torrado y Rodriguez-Gonzalez, 2015, en este mismo volumen). Cuando coladas de lava alcanzan la línea de costa o de lagos pueden desarrollar este tipo de interacciones y generar erupciones explosivas secundarias (Fig. 13D) que, incluso, llegan a construir conos volcánicos conocidos como conos litorales. Este escenario es muy común en islas volcánicas, dada la relativa cercanía del mar a los centros de emisión, y es obvio que su peligrosidad es mayor que la inherente a los propios flujos de lava, por lo que debe tenerse en cuenta a la hora de la prevención una vez se determina que la trayectoria de estos flujos va a intersectar con bastante probabilidad la línea de costa.

El crecimiento de domos y su posterior colapso puede llevar aparejado erupciones explosivas (Fig. 13E, F) con formación de flujos piroclásticos que se desplazan ladera abajo a gran velocidad, lo que supone un peligro potencial mayor que el de los flujos de lava. Este escenario es relativamente común en estratovolcanes de magmas intermedios y ácidos, típicos en orógenos de subducción. Tal vez la tragedia más conocida por este mecanismo fue la acaecida en junio de 1991 en el volcán Unzen (Japón), donde hubo 43 víctimas entre las que se encontraban el matrimonio Krafft (Maurice y Katja), vulcanólogos famosos por sus magníficos vídeos y fotografías de volcanes. En el vídeo del portal youtube (https://www.youtube.com/watch?v=Cvjwt9nnwXY) se observa perfectamente la secuencia del colapso del domo del volcán Unzen y la subsiguiente formación de un flujo piroclástico.

Por último, aunque, como hemos comentado, las erupciones efusivas con formación de flujos de lavas no suelen revestir un gran peligro para las vidas humanas, cuando estas erupciones efusivas tienen lugar durante periodos prolongados de tiempo (a escala geológica) con la emisión de gigantescos volúmenes de lava, el escenario cambia drásticamente. Estamos hablando de megaerupciones que han dado lugar a los *trapps* continentales (también llamados basaltos de inundación o, en inglés, *flood basalts*) y a las grandes provincias volcánicas (LIP's en la terminología inglesa por Large Igneous Provinces). Estas gigantescas estructuras volcánicas (con volúmenes de hasta 2 millones de km^3) forman enormes mesetas (extensión típica de 1 millón de km^2) de coladas apiladas de basaltos semejando escaleras, de donde el término *trapp* (escalera en sueco). Entre ellas podemos citar los *trapps* de la Meseta de Columbia (EE.UU.), hace unos 16 Ma, o la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP), localizada en el lugar en que se abrió el Océano Atlántico. Pero sin duda la más interesante y citada es la del Deccan, en la India, ocurrida al final del Cretácico con una duración de varias decenas de miles de años, formando una enorme meseta de 2000 m de potencia y unos 500.000 km^2, casi la mitad de la India actual. Esta megaerupción es, para algunos científicos, la verdadera causa de la extinción de los dinosaurios al generar con sus gases un catastrófico cambio climático que la mayoría de las especies no pudo superar. Las cuatro mayores extinciones masivas ocurridas en los últimos 260 millones de años coinciden con cuatro de estas megaerupciones formando *trapps*, al parecer generando catastróficos cambios climáticos y extinciones masivas (ver, por ejemplo, Keller, 2014; López-Ruiz y Cebriá, 2015, en este mismo volumen)

PREVENCIÓN Y MITIGACIÓN DE DAÑOS

Aunque es obvio y recurrente en todos los textos científicos, y no solo para los peligros volcánicos provocados por las lavas, la mejor medida de prevención pasa por un correcto ordenamiento del territorio derivado de un detallado conocimiento geológico del mismo. En el caso de las lavas, es

relativamente fácil reconocer en sus mapas de peligrosidad las áreas de mayor recubrimiento y las trayectorias de flujo, por lo que ambos factores pueden estimarse con cierta precisión durante una crisis eruptiva y, en consecuencia, tomar las medidas oportunas de prevención que han de pasar, necesariamente, por la evacuación de los núcleos poblados en el camino de esas trayectorias.

En cuanto a los intentos de mitigar los daños se han utilizado numerosos y variados medios para frenar y/o desviar las coladas de lava como el bombardeo aéreo, enfriamiento del frente de avance con agua, levantamiento de barreras o taponamiento de tubos lávicos activos con grandes bloques (Peterson y Tilling, 2000). Aunque se ha reclamado el éxito en algunos casos, lo más plausible es que la lava parase finalmente al detenerse el aporte en el centro eruptivo ya que es evidente que si la erupción continua activa, no hay forma de detener el avance de las lavas. Por otro lado, la desviación de los flujos de lava, que es más factible técnicamente, representa una simple desviación de un peligro para unos hacia otros, por lo que se ha impedido legalmente en algunos países y generalmente no se utiliza

El bombardeo aéreo de flujos de lava activos fue utilizado en Hawai (Estados Unidos) en las erupciones de 1935 y 1942 (Fig. 14A). Aunque presenta ciertas ventajas (flexibilidad en la preparación del área a bombardear de acuerdo con la dirección que vaya adquiriendo el flujo, distancia de seguridad sobre las lavas, etc), los inconvenientes (impacto ambiental, desconocimiento de todos los posibles efectos, etc.) y escaso éxito cosechado, han terminado por no extender estas experiencias (Macdonald *et al.*, 1983).

Respecto al frenado de los flujos de lava por refrigeración hidraúlica, el caso más conocido es el de la erupción del volcán Eldfell en la isla de Heimaey (Islandia) en 1973 (Fig. 14B). Las lavas de este volcán amenazaban con cerrar el puerto pesquero de Vestmannaeyjar, el más importante de toda la nación. Se diseñó una red de tuberías de más de 30 km de longitud, con unas 45 bombas hidraúlicas que durante 2 meses bombearon más de 6 millones de m^3 de agua de mar que lograron enfriar selectivamente el frente de avance y frenarlo de modo que, finalmente, no cerraron el puerto. Incluso la forma final que adquirió la costa, con unos 2,2 km^2 de nueva superficie ganada al mar, ofreció una protección adicional al puerto de las embestidas del mar. Hay que destacar que este éxito se vio favorecido por un movimiento muy lento de los flujos de lava y una duración final de la erupción de sólo 5 meses (Williams y Moore, 1973).

Las barreras y canales de drenaje para la desviación de los flujos de lava han sido empleados con cierto éxito en Hawai (Estados Unidos) y en el volcán del Etna (Sicilia, Italia). La experiencia ha demostrado que deben ser construcciones muy robustas y de cierta altura para aguantar la presión mecánica de las lavas (Fig. 14C). Pero hay que estudiar muy bien los efectos colaterales de los desvíos para que no trasladen la amenaza de un lugar a otro, lo que puede provocar altercados entre distintos pueblos.

El caso más antiguo de desvío de lavas con altercado entre pueblos vecinos ocurrió en Sicilia (Italia) durante la erupción del volcán Etna en 1669 (Barberi *et al.*, 1993). Vecinos del pueblo de Catania cubier-

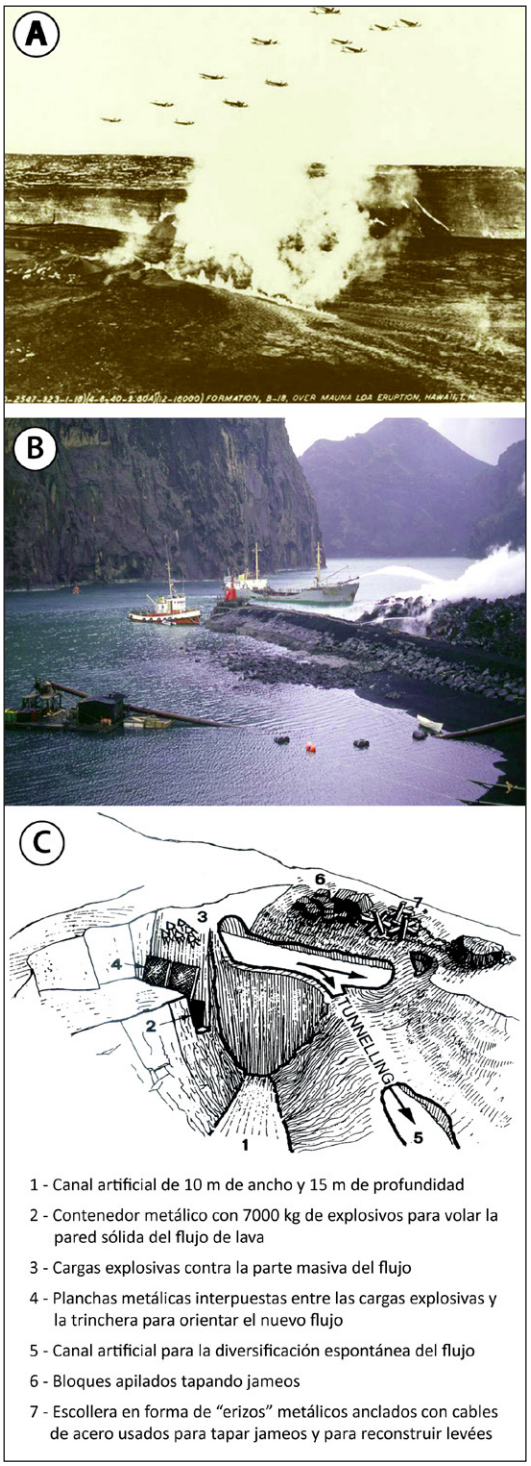

Fig. 14. A) Bombardeo del frente de una colada del Mauna Loa que amenazaba la ciudad de Hilo en 1935. El (entonces) teniente coronel George S. Patton bombardeó la colada con bombas de 300 kg directamente en el canal lávico, pero los esfuerzos fueron al parecer inútiles y la colada se detuvo una semana después al cesar el aporte (foto tomada de los archivos fotográficos de libre disposición del Servicio Geológico de los Estados Unidos, USGS). *B) Refrigeración hidráulica de las lavas de la erupción del volcán Eldfell (Islandia) en 1973 que amenazaban con cerrar el puerto de Vestmannaeyjar (foto tomada de la web www.visitwestmanislands.com). C) Diversos dispositivos adoptados en la erupción del Etna (Italia) en mayo de 1992 para la desviación de flujos de lavas (figura tomada de Barberi et al., 1993).*

tos de ropa húmeda lograron abrir un canal lateral en el margen del canal de la lava, lo que permitió un desvío momentáneo de la misma. Pero esa nueva dirección de la lava amenazaba al pueblo de Palermo, por lo que sus vecinos indignados se dirigieron armados contra los de Catania y los expulsaron para que no siguieran abriendo más el canal. La lava rápidamente reconstruyó el levée y volvió a dirigirse hacia Catania, alcanzando las murallas de la ciudad feudal donde se frenaron y divergieron hacia el mar. Por tanto, esta erupción fue un claro ejemplo de intento de desvío de dirección de flujo de las lavas por ruptura de sus paredes y frenado por la existencia de una barrera artificial fuertemente construida (las murallas feudales de la ciudad).

Otro caso similar de disputa vecinal por desvíos de flujos de lava ocurrió en la erupción del Chinyero en Tenerife en 1909. Un grupo de empleados fue enviado por el marqués de San Andrés para intentar desviar las lavas lejos del Valle de Santiago, favoreciendo su curso hacia los pueblos de El Tanque y Garachico. Un "ejército" de unos 40 vecinos de estos pueblos, armados de picos y palas, se opuso a tales intentos, aunque sin llegar al enfrentamiento. De todas formas era innecesario, ya que el Chinyero solo estuvo en actividad 10 días y las coladas quedaron colgadas a media ladera (Ponte y Cologan, 1911).

CONCLUSIONES

La gran mayoría de las erupciones volcánicas que dan lugar a flujos de lava proceden de magmas básicos, ya que las de magmas intermedios y ácidos, generalmente más viscosos y con mayor contenido en gases, suelen ser explosivas y fragmentar el magma dando lugar a materiales piroclásticos.

En lo que atañe al daño que puedan ocasionar, las coladas de lava son en general de baja peligrosidad para los habitantes de la zona por su lento desplazamiento, que depende, entre otros factores, de su composición y tasa eruptiva, y las condiciones del terreno, que condicionan asimismo la extensión que finalmente ocuparán las lavas. Es precisamente la extensión finalmente alcanzada la que puede hacer que algunas erupciones sean devastadoras para el entorno, generando fuegos forestales y destruyendo pueblos y áreas agrícolas.

Diversos factores pueden aumentar considerablemente la velocidad con que se desplazan las lavas y su extensión final, principalmente el flujo encauzado en canales y tubos lávicos. Por otra parte, determinados procesos como la formación de bolas de acreción, la entrada de lavas en entornos acuáticos y el colapso de domos pueden aumentar considerablemente la peligrosidad de las lavas y domos.

En otro orden de magnitud se sitúan las megaerupciones formadoras de *trapps*, ligadas a las grandes provincias ígneas o LIP's, y que pueden ser la casusa de las grandes extinciones masivas que ha sufrido el planeta.

Se han diseñado y, a veces, ejecutado diversos sistemas de prevención, fundamentalmente centrados en tratar de taponar las bocas eruptivas, o en enfriar y detener o desviar el frente de avance de las coladas. Alguno de estos métodos han sido más ingeniosos y espectaculares que efectivos (e.g. bombardeo aéreo en Hawaii), generando en varias ocasiones verdaderas batallas campales en los intentos de desviar las lavas entre vecinos de las poblaciones que se intentaban salvar y aquellos de las que serían perjudicadas.

BIBLIOGRAFÍA

Barberi, F., Carapezza, M.L., Valenza, M. y Villari, L. (1993). The control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 56, 1-34.

Carracedo, JC., B. Singer, B. Jicha, H. Guillou, E. Rodríguez Badiola, J. Meco, F. J. Pérez Torrado, D. Gimeno, S. Socorro y A. Láinez (2003). La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 59, 277-302.

Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Paris, R. y Rodríguez Badiola, E. (2009). Megadeslizamientos en las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 44-56.

Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1987). *Volcanic successions. Modern and ancient*. Ed. Allen & Unwin, 528 p.

Keller, G. (2014). *Deccan volcanism, the Chicxulub impact, and the end-Cretaceous mass extinction: Coincidence? Cause and effect?*. En: Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects (Eds. G. Keller y A.C. Kerr). GSA Special Paper 505, 29-55.

Kilburn, C.R.J. (2000). *Lava flows and flow fields*. En: Encyclopedia of Volcanoes (Eds.: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix). Academic Press, 291-305.

López-Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (2015). Volcanismo y Tectónica de Placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 12-23.

Macdonald, G.A., Abbott, A.T. y Peterson, F.L. (1983). *Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii* (2nd edition). Ed. University of Hawaii Press, 517 p.

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.

Perez-Torrado, F.J., Carracedo, J.C., Rodriguez-Gonzalez, A., Rodriguez-Badiola, E., Paris, R., Troll, V.R., Clarke, H. y Wiesmaier, S. (2013). *Eruptive styles at the Teide Volcanic Complex*. En: Teide volcano. Geology and eruptions of a highly differentiatd oceanic stratovolcano (Eds.: J.C. Carracedo y V.R. Troll). Springer-Verlag, 213-231.

Peterson, D.W. y Tilling, R.I. (2000). *Lava flow hazards*. En: Encyclopedia of Volcanoes (Eds.: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix). Academic Press, 957-971.

Ponte y Cologan, A. (1911). *Volcán del Chinyero. Memoria histórico-descriptiva de esta erupción volcánica acaecida el 18 de noviembre de 1909*. Ed. Tipolit, 61 p.

Rodriguez-Gonzalez, A. y Fernandez-Turiel, J.L. (2015). Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 40-48

Williams, R.S. y Moore, J.G. (1973). Iceland chills a lava flow. *Geotimes,* 18 (8), 14-18. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 28 de julio de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 12 de enero de 2015.