

Impreso en: Litografía Romero

© Juan Carlos Carracedo & Robert I. Tilling

Apuntes para unas
LECCIONES DE VOLCANOLOGÍA

**GEOLOGÍA Y VOLCANOLOGÍA DE ISLAS
VOLCÁNICAS OCEÁNICAS
(CANARIAS-HAWAII)**

Juan Carlos Carracedo^{*} y Robert I. Tilling^{}**

^{*} Consejo Superior de Investigaciones Científicas, CSIC <<mailto:jcarracedo@ipna.csic.es>>

^{**} Servicio Geológico de los EE.UU. USGS <<mailto:rtilling@usgs.gov>>

Publicado por
Caja General de Ahorros de Canarias
2003

ÍNDICE

Prólogo

1. El volcanismo de las Islas Hawaii (R.I. Tilling).
 2. El volcanismo de las Islas Canarias (J.C. Carracedo).
 3. Los peligros volcánicos y su prevención: una perspectiva global (R.I. Tilling).
 4. Los peligros volcánicos en Canarias: El porqué, cuándo y cómo de las erupciones volcánicas en Canarias y su prevención (J.C. Carracedo).
-

CD ROM

A) Lecciones en formato PDF, para leer e imprimir con Acrobat Reader.

B) Presentaciones Power Point de las Lecciones.

PRÓLOGO

Las islas volcánicas oceánicas, como las Hawaii o las Canarias, constituyen un medio extraordinariamente peculiar, que une a aspectos muy positivos, como la espectacularidad de sus paisajes volcánicos, fuente de una industria turística floreciente, condicionantes muy estrictos, como la fragmentación territorial, la escasez de recursos naturales, la fragilidad del medio, el riesgo eruptivo, etc. Vivir en estas islas de forma no agresiva para garantizar el equilibrio entre la supervivencia a largo plazo y la deseable calidad de vida y la conservación del medio natural exige conocerlas profundamente en todos los aspectos, uno de los más importantes, sin duda, el de su naturaleza geológica. Esta exigencia es aún más crucial en las mencionadas islas, ambas con una densa demografía, sustentada fundamentalmente por millones de visitantes. Tanto las Canarias como las Hawaii se acercan rápidamente a los dos millones de habitantes y superan los 10 millones de visitantes anuales.

Los trabajos realizados desde hace ya un siglo en las Hawaii, escenario en que se ha desarrollado gran parte de la Volcanología, han dado lugar a numerosos trabajos de divulgación, ampliamente conocidos y valorados. Los llevados a cabo en los últimos años sobre la geología de las Canarias empiezan a cristalizar asimismo en resultados que, a través de una divulgación de alta calidad científica, están llegando a un público no especializado. Un procedimiento que puede ayudar a comprender mejor estas islas como un fenómeno común en todo el planeta es la comparación de la génesis y evolución de estos dos archipiélagos –tan alejados geográficamente pero tan similares desde el punto de vista geológico–, así como el análisis de los principales condicionantes de vivir en estas islas con volcanismo activo, esto último a través de un análisis comparativo de los peligros relacionados con el volcanismo en una escala global y en las islas volcánicas oceánicas en particular.

En efecto, la nueva visión aportada por los estudios recientes contempla a las Canarias no como un conjunto de islas volcánicas “peculiares”, un mero accidente geológico asociado a la tectónica del Atlas, sino una más, y una de las más importantes geológicamente, de las cadenas de islas volcánicas oceánicas del planeta, totalmente independiente del continente africano. Las Canarias, como los miles de islas similares existentes, son simplemente volcanes submarinos con éxito, es decir, situados en un escenario geológico que ha favorecido la continuidad del volcanismo hasta lograr emerger y configurar islas. El desplazamiento de las placas en las que se asientan en relación con el chorro de magma que las forma –el conocido como punto caliente– acaba configurando, al cabo de millones de años, las características alineaciones de islas, tanto más antiguas cuanto más se alejan de ese punto magmático fijo. El magma, el elemento con que la naturaleza construye los edificios insulares, procede de centenares de kilómetros de profundidad, por lo que las islas son verdaderas ventanas abiertas al interior del planeta.

Muchos de estos conceptos han sido desarrollados en el estudio de las Islas Hawaii –como se explica en la primera lección– y han sido a veces complementados o corroborados en Canarias –segunda lección. Esta circunstancia da un nuevo y extraordinario valor a la investigación geológica de Canarias, ya que lo que aquí se investiga y descubre tiene ahora un valor universal, y en contrapartida, los descubrimientos realizados en otras islas similares como las Hawaii son directamente aplicables aquí. En otras palabras, hemos dejado de ser geológicamente “diferentes” para entrar de lleno en el escenario científico internacional, lo que conlleva un interés multiplicado.

Es en el campo de la enseñanza, especialmente en las etapas iniciales de formación, donde de forma más fácil y efectiva pueden introducirse estos conceptos: el carácter global de las islas volcánicas oceánicas, su extraordinario interés y belleza, su fragilidad y limitación de recursos, y la necesidad de conocerlas y protegerlas.

Hemos hecho, pues, un esfuerzo para sintetizar al máximo y exponer los conceptos que creemos más importantes de la forma más sencilla y atractiva posible. Los textos se acompañan de una colección de diapositivas para facilitar la preparación de unas pocas lecciones, así como unas referencias que pueden ser útiles al profesorado para profundizar algo más en el tema.

Agradecemos a la Caja General de Ahorros de Canarias el interés que ha demostrado por este libro, que acompaña la exposición de volcanología que ha presentado en Santa Cruz de Tenerife en marzo de 2003.

La Laguna, Tenerife y Menlo Park, California, Febrero de 2003

CONTENIDO

Este libro con las cuatro Lecciones sobre geología y volcanología de las islas volcánicas oceánicas (Canarias-Hawaii) incluye un CDROM con el siguiente contenido:

1. Las cuatro lecciones en formato PDF, que puede leerse e imprimirse con Adobe Acrobat o Acrobat Reader.
2. Presentaciones Power Point de las cuatro lecciones, de las que pueden extraerse las figuras para su impresión o para preparar presentaciones personalizadas.

Lección 1

EL VOLCANISMO DE LAS ISLAS HAWAII**

Robert I. Tilling, Volcano Hazards Team
U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025
<mailto:rtilling@usgs.gov>

**Adaptado y modificado de Tilling et al. (1987)
Traducción de Juan Carlos Carracedo

Introducción

Al igual que las Canarias, las Islas Hawaii se han formado por efecto de la actividad volcánica durante millones de años. Dos de los volcanes de la isla de Hawaii, el Kilauea y el Mauna Loa, están entre los más activos del planeta y sus frecuentes erupciones atraen la atención en todo el mundo. El estudio científico de estos volcanes muy activos proporciona una base fundamentada para comprender la evolución de los volcanes más antiguos de este archipiélago, actualmente inactivos, así como de los volcanes similares de otras partes del planeta. Las erupciones hawaianas, frecuentemente muy espectaculares y a veces de larga duración, tienen la ventaja de poder ser observadas y estudiadas generalmente con facilidad y sin peligro. Por ejemplo, la actual erupción del Pu'u 'O'o, uno de los centros eruptivos del Kilauea, que comenzó en enero de 1983 y aún no ha dado señales de terminar, puede a veces observarse sin peligro, dependiendo de la facilidad de acceso y de seguridad, muy cerca de donde ocurre (Fig. 1.1). Un informe diario del desarrollo de esta erupción continua puede obtenerse de la página del Observatorio Hawaiano del Servicio Geológico de los EE.UU. (HVO) en: <http://hvo.wr.usgs.gov/kilauea/update>.



Figura 1.1a. Vista nocturna (larga exposición) del cono volcánico del Pu'u 'O'o, el centro de emisión de la erupción actual del Kilauea, Hawaii. (Fotografía de P. Mouginiis-Mark).



Figura 1.1b. Turistas observando sin peligro el lento avance de las lavas pahoehoe emitidas por el Pu'u 'O'o. (Fotografía de S.R. Brantley).

Origen de las Islas Hawaii

Las Islas Hawaii son las cimas de gigantescas montañas volcánicas (Fig. 1.2), situadas en medio del Océano Pacífico, formadas por incontables erupciones de lava fluida durante varios millones de años [Nota: Los volcanólogos emplean el término *lava* para definir la roca fundida cuando alcanza la superficie de la Tierra, y el término *magma* para definir la roca fundida cuando está en el interior]. Las cimas volcánicas que se elevan sobre la superficie del océano representan solamente la pequeña porción visible de una cadena de montes submarinos de 6.000 kilómetros de longitud y formada por más de 80 volcanes —la alineación Hawaii —Emperador— que recorre el fondo del Pacífico desde las Islas Hawaii hasta la fosa de Las Aleutianas (Fig. 1. 3). Los primeros exploradores del Océano Pacífico, incluyendo los polinesios que fueron los primeros que colonizaron las islas, conocían la notoria alineación noroeste-sureste de las Islas Hawaii. Los primitivos

hawaianos, atentos observadores de la naturaleza así como excelentes navegantes y exploradores marinos, ya habían percibido diferencias entre unas islas y otras en el grado de erosión, abundancia de suelo y vegetación, el grado de alteración (meteorización) de las rocas, y otros indicadores naturales de antigüedad relativa. Las leyendas, canciones y cánticos indican que los hawaianos sabían desde hace mucho tiempo que las islas al noroeste (Niihau, Kauai y Oahu) eran más antiguas que las del sureste (Lanai, Molokai, Kahoolawe, Maui y Hawaii) (Fig. 1.2).

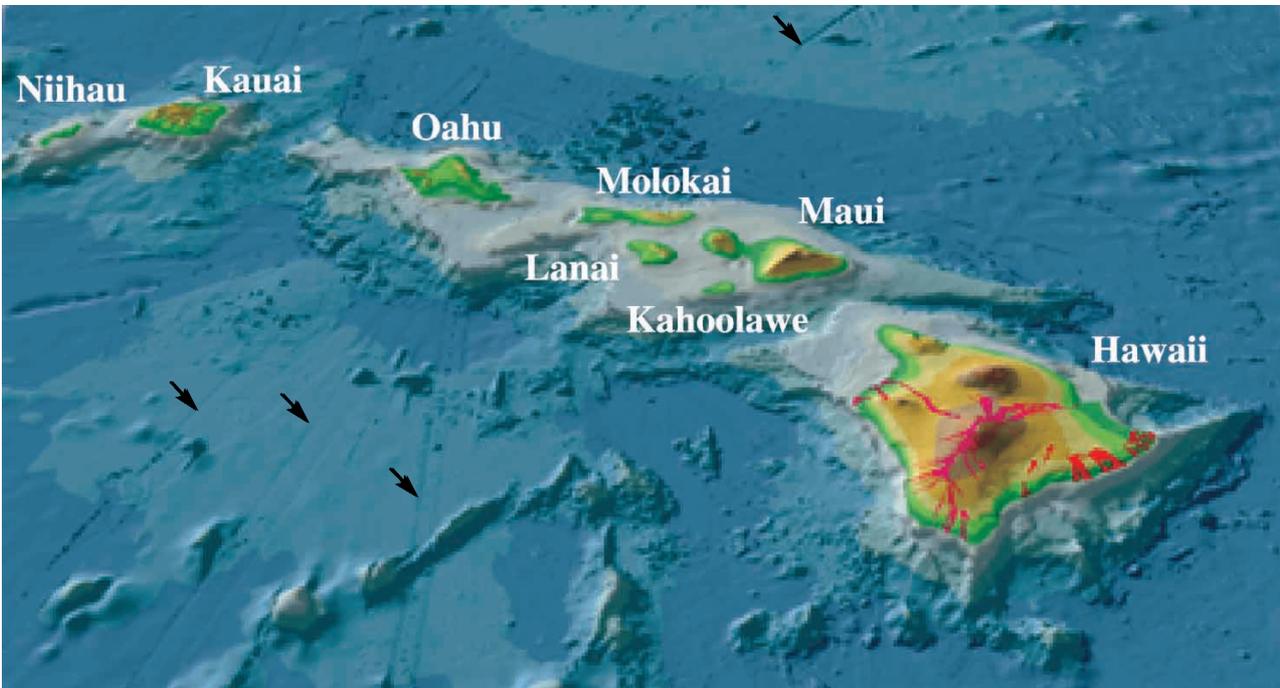


Figura 1.2. Las Islas Hawaii son los picos emergidos de enormes montañas submarinas que se levantan sobre el fondo oceánico profundo. Algunas islas están formadas por dos o más grandes volcanes; las coladas históricas de la “Isla Grande” de Hawaii se indican en rojo. Las líneas (flechas) que parten de algunas islas reflejan el trazado seguido por los barcos oceanográficos mientras levantaban la batimetría de la zona. (Imagen elaborada por Joel Robinson a partir de los datos de máxima resolución del USGS-JAMSTEC).

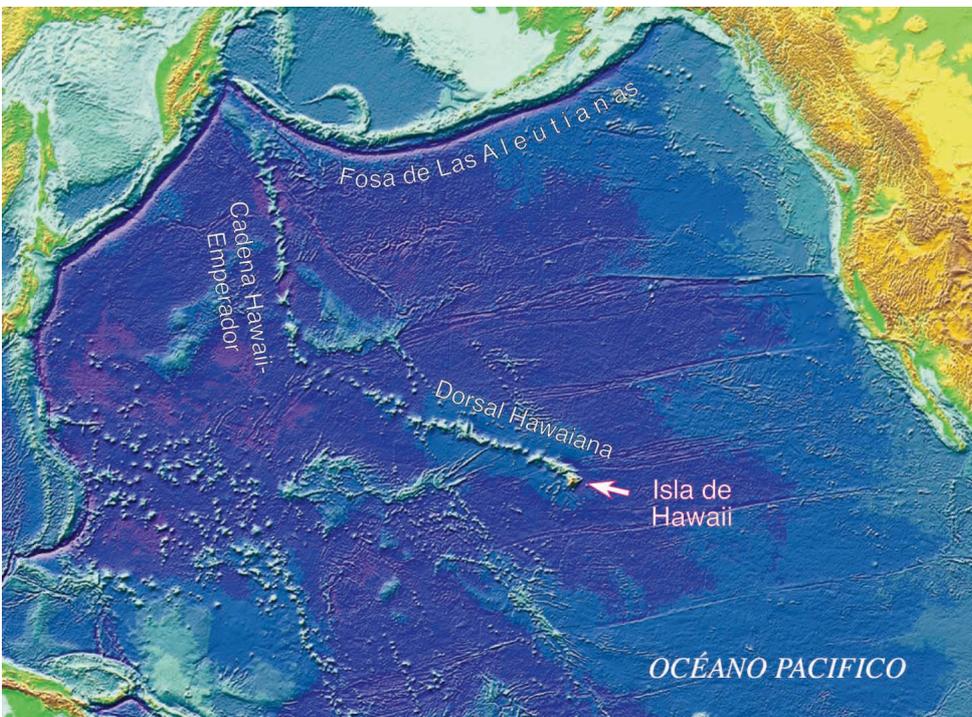


Figura 1.3. Mapa de la Cuenca Pacífica mostrando la cadena de islas y montes submarinos Hawaii-Emperador, originada por el largo recorrido del punto caliente Hawaiano (explicación en el texto).

Las leyendas hawaianas nos dicen también que estos pobladores creían que las erupciones eran obra de Pele, la hermosa pero a veces tempestuosa diosa de los volcanes (Fig. 1.4a). Esta diosa podía originar terremotos golpeando el suelo con los pies y “hoyos de fuego” (erupciones volcánicas) cavando con el *pa’oa*, su bastón mágico. Una leyenda narra una larga y áspera disputa entre Pele y su hermana *Makaokaha’i*, la diosa del mar, cuyo resultado fue la cadena de volcanes que forman las islas. Hace mucho

tiempo, Pele fabricó su primera “casa” (volcán) en la isla de Niihau, la más noroccidental, donde fue luego atacada por Makaokaha‘i y obligada a huir a Kauai, la isla más próxima al sureste. Pele vivió sólo un tiempo en Kauai, antes de ser atacada de nuevo por su vengativa hermana. Con el tiempo, Pele fue atacada repetidas veces y perseguida de isla en isla, forzándola a fabricar nuevas casas (volcanes) en su huida. Finalmente, Makaokaha‘i comprendió que jamás podría apagar definitivamente el fogoso temperamento de su hermana y se aplacó, permitiendo que Pele cavara su definitivo hoyo de fuego (el cráter Halemaumau) en la caldera de la cima del Kilauea, donde se dice que habita al día de hoy (Fig. 1.4b). Esta mítica traslación de noroeste a sureste de la actividad volcánica, desde la isla de Niihau a la de Hawaii, es conforme con los estudios geológicos modernos, particularmente con la teoría de la *tectónica de placas*.



Figura 1.4a. Pele, la diosa de los volcanes, en un retrato del artista D. Howard Hitchcock. (Fotografía de J.D. Griggs del cuadro de Hitchcock, exhibido en el Hotel Volcano House).



Figura 1.4b. Vista nocturna (larga exposición) de la erupción de 1967-68 en el interior del Cráter Halemaumau, en el volcán Kilauea, la “casa” actual de la diosa Pele. (Fotografía de R. S. Fiske).

De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas (un resumen simplificado puede encontrarse en *Kious y Tilling, 1996*), la capa más externa de la Tierra está constituida por una docena de *placas* rígidas, cada una con un espesor medio que supera los 80 Km. Durante centenares de millones de años estas placas se han estado moviendo unas con respecto a otras con velocidades medias de unos pocos centímetros al año —aproximadamente la velocidad de crecimiento de las uñas en el hombre. La inmensa mayoría de los terremotos y de los volcanes activos del planeta se localizan cerca de los bordes de estas placas tectónicas (Simkin et al., 1994). ¿Por qué, pues, se sitúan los volcanes de las Islas Hawaii cerca del centro de la Placa Pacífica, a más

de 3.000 Km. del borde de placa más próximo? En 1963, J. Tuzo Wilson, un geofísico canadiense, aportó una ingeniosa explicación del origen de las Islas Hawaii en el marco de la tectónica de placas, proponiendo la hipótesis o modelo del “punto caliente” (“hot spot”), que se ha aceptado de forma general.

De acuerdo con el modelo de Wilson, la forma claramente lineal de la cadena Hawaii-Emperador refleja el desplazamiento progresivo de la Placa Pacífica sobre un “punto caliente” fijo situado a gran profundidad (también conocido como *pluma térmica del manto*) (Fig.1.5). Este postulado punto caliente funde parcialmente la zona situada directamente bajo la Placa Pacífica en movimiento, generando pequeñas masas aisladas de magma. Al ser el magma menos denso que la roca sólida circundante, el magma asciende por flotación aprovechando zonas estructuralmente débiles, para finalmente salir a

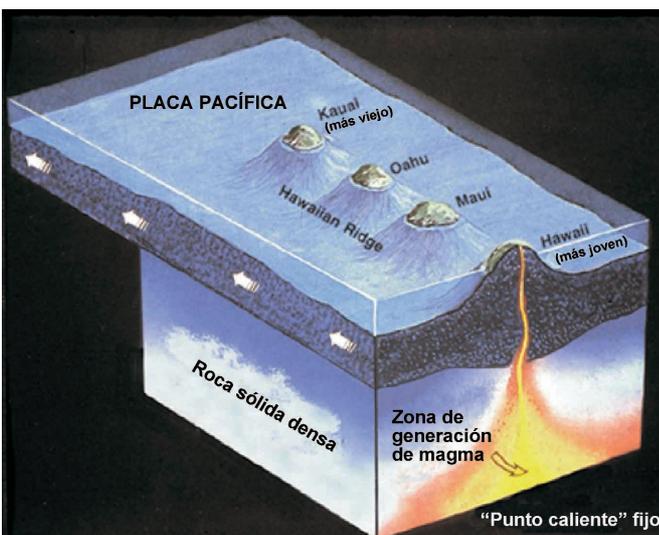


Figura 1.5. Visión artística del movimiento de la Placa Pacífica sobre el punto caliente Hawaiano ilustrando la formación de la cadena Hawaii-Emperador (explicación en el texto). (Modificado a partir del dibujo de Maurice Krafft, volcanólogo ya fallecido del Centre de Volcanologie, Cernay, France).

PROGRESIÓN NO-SE DE LAS EDADES DE LAS ISLAS HAWAII

	Isla	Edad de los volcanes (millones de años)
SE ↑ más joven ↓ NW	Hawaii	0.7 - presente
	Maui	1.3 - 0.8
	Molokai	1.8 - 1.3
	Oahu	3.4 - 2.2
	Kauai	5.6 - 3.8

Figura 1.6. Las edades de los volcanes indican que las Islas Hawaii son progresivamente más jóvenes del noroeste al sureste, de acuerdo con el modelo del punto caliente Hawaiano (explicación en el texto).

arrastradas por el movimiento de la Placa Pacífica lejos del punto caliente, se han ido desconectando paulatinamente de la fuente de magma que los mantenía activos y, uno a uno, sus volcanes se han ido extinguiendo. La deriva de estas islas al noroeste desde su punto de generación sobre el punto caliente tiene un sólido soporte en las edades geológicas de los volcanes de las diferentes islas (Fig. 1.6), que son progresivamente más jóvenes hacia el sureste, conforme se acercan a la posición actual del punto caliente. Además, las edades relativas de los cinco volcanes que forman la Isla Grande (Fig. 1.2) son asimismo coherentes con el modelo del punto caliente: el volcán Kohala, en el extremo noroccidental de la isla, es el más antiguo,

la superficie del fondo oceánico como lava para formar volcanes. A lo largo de decenas de millones de años, los procesos combinados de generación de magma, su erupción y el continuo movimiento de la Placa Pacífica sobre el punto caliente estacionario ha producido la citada alineación Hawaii-Emperador. Los científicos interpretan la brusca curvatura de la alineación al llegar a unos 3.500 Km. al noroeste de la Isla Grande (así se llama también a la mayor de las islas, la isla de Hawaii) (Fig.1.3), como un cambio importante en la dirección de desplazamiento de la placa hace unos 43 millones de años.

En la actualidad, se supone que la región meridional de la Isla Grande está encima del punto caliente, donde sigue vaciando la fuente de magma para alimentar los volcanes activos. Las demás islas de las Hawaii, que han sido

(a)

(b)

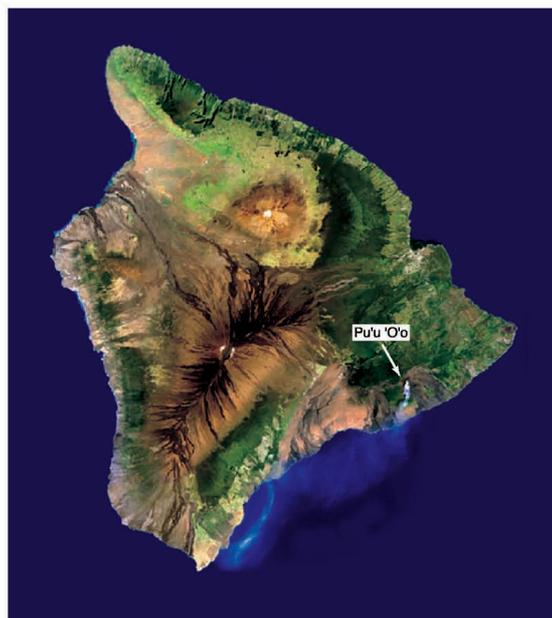
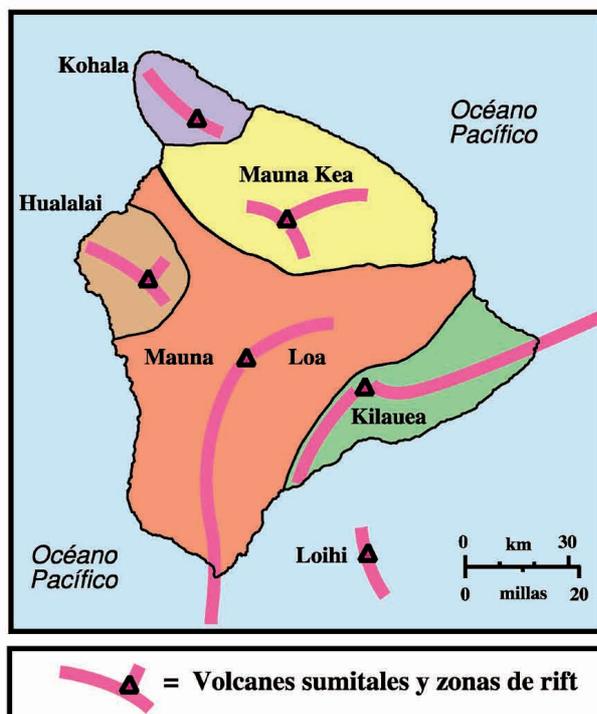


Figura 1.7a. Los cinco volcanes que forman la isla de Hawaii y las zonas de rift radiales que parten de sus cimas; el volcán submarino activo Loihi podría ser la próxima isla de las Hawaii en el futuro geológico. (b) Imagen de satélite de la Isla Grande de Hawaii que muestra claramente las coladas de lava recientes (trazos oscuros) emitidas desde las cimas o las zonas de rift del Mauna Loa y Kilauea. Pluma eruptiva de la erupción actual del Pu'u 'O'o extendiéndose a lo largo de la costa sureste. (imagen de la NASA, cedida por P. Mougins-Mark.).



Figura 1. 8. Mauna Loa, un volcán en escudo clásico, visto desde el Hawaiian Volcano Observatory. (Fotografía de R. I. Tilling).

mientras que el volcán Kilauea, en la parte suroriental, es el más reciente. Por otra parte, si el modelo del punto caliente es absolutamente correcto, el próximo volcán en la alineación hawaiana debería estar formándose, ahora mismo, en el fondo oceánico al este o sur de la Isla Grande. Y, en efecto, numerosas evidencias indican que un volcán en formación existe en Loihi, un monte submarino situado a unos 30 Km. de la costa sur de la Isla Grande (Fig. 1. 2). La ocurrencia de periódicos enjambres de fuertes terremotos, la presencia de chimeneas hidrotermales y lava juvenil, así como las erupciones y desplomes asociados observados en 1996, claramente indican que Loihi es un volcán activo y en crecimiento, aunque todavía submarino. Aunque se eleva 3.080 m sobre el fondo oceánico, la cima de Loihi está aún a 950 m por debajo de la superficie del océano.

Erupciones de Volcanes Hawaianos

Casi todas las erupciones de los volcanes hawaianos ocurren dentro de los cráteres situados en su cima o a lo largo de las *zonas de rift* (zonas de debilidad estructural) que se extienden radialmente desde las cimas por los flancos de los volcanes hasta dentro del mar (Fig. 1. 7). Las zonas de rift son crestas alargadas cuya expresión en superficie son fisuras abiertas prominentes, pit craters, conos de escorias y de cínider, y pequeños volcanes en escudo. La orientación de las zonas de rift está influenciada por los esfuerzos gravitacionales y los efectos de apoyo prestados por los volcanes anteriores adyacentes.

Con excepciones menores, las erupciones hawaianas son de baja o ninguna explosividad y relativamente benignas. En efecto, los volcanólogos en general usan el término “hawaiano” para caracterizar los estilos eruptivos similares en otros volcanes. Las erupciones hawaianas son típicamente suaves porque sus lavas son muy fluidas y, por ello, pueden fluir libremente tanto en el subsuelo como en superficie durante la erupción. Por contra, la lava de los *estratovolcanes* (o *volcanes compuestos*), situados en los bordes convergentes de las placas (o *zonas de subducción*), como el Mount St. Helens (Estado de Washington, EE.UU.) o el Fujiyama (Japón), es generalmente más *viscosa* (“pegajosa” y “endurecida”) y tiende a fragmentarse, a menudo de forma muy explosiva, durante erupciones. Las lavas muy fluidas permiten la liberación tranquila, no explosiva, de los gases en expansión que provocan las erupciones. En cambio, los magmas viscosos dificultan el escape fácil de los gases, incrementando la presión en el conducto de salida y liberándolos finalmente en violentas explosiones que fragmentan el magma. La elevada fluidez (baja viscosidad) de las lavas hawaianas se debe fundamentalmente a su composición *basáltica*, que se caracteriza por mayor cantidad de hierro (Fe), magnesio (Mg), calcio (Ca), y titanio (Ti), y menor contenido en sílice (Si), aluminio (Al), sodio (Na), y potasio (K), en comparación con la composición química de las lavas más viscosas de las erupciones explosivas. A causa de su elevada fluidez, las lavas hawaianas pueden recorrer grandes distancias una vez que se emiten a la superficie.

Los volcanes hawaianos son un ejemplo de un tipo muy común de volcanes llamados *volcanes en escudo* (Fig. 1. 8), formados por incontables emisiones de coladas de lavas muy fluidas con largos recorridos a par-



Figura 1.9a. Vista aérea de una fila discontinua de fuentes de lava (“cortinas de fuego”) subiendo hasta 15-35 m durante la erupción sumital de 1971 del Kilauea. (Fotografía cedida por el National Park Service).

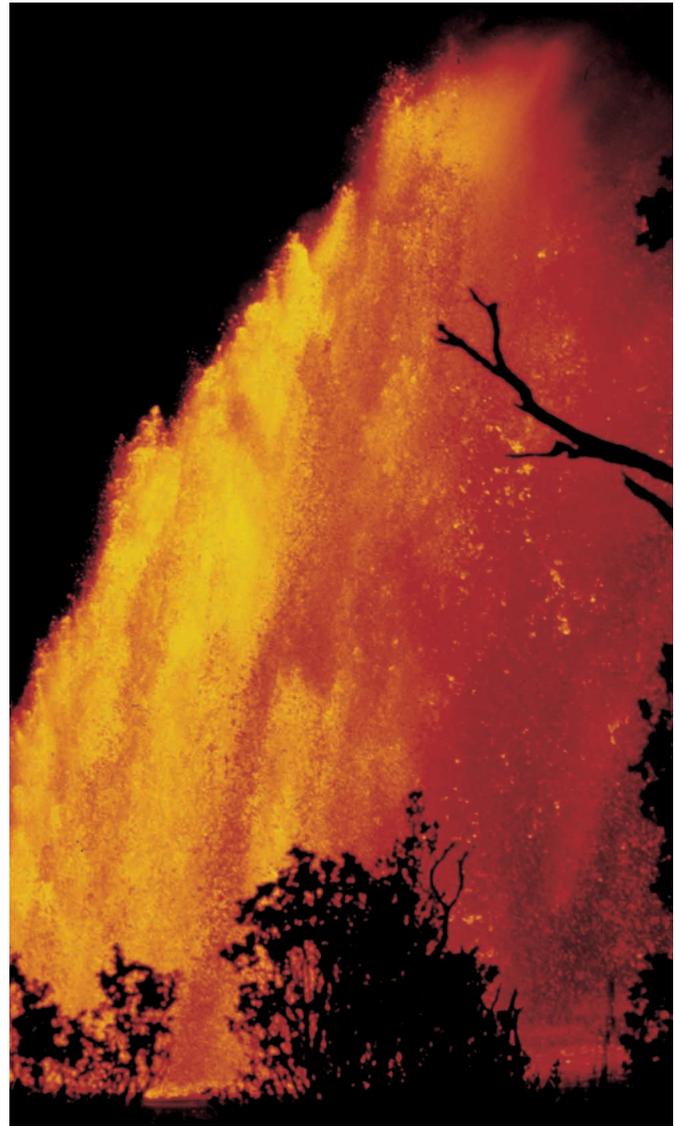


Figura 1.9b. Fuente de lava ascendiendo a más 400 m durante la erupción Mauna Ulu del volcán Kilauea en 1969. (Fotografía de D. A. Swanson).

tir de un centro o grupo de centros eruptivos situados en su cima. El sucesivo apilamiento de coladas resulta en un edificio volcánico de ancha base, pendientes suaves, y formas de montículos redondeados, cuyo perfil recuerda el de un escudo romano invertido (de donde el nombre). Aunque con flancos de suaves pendientes, los volcanes en escudo hawaianos se cuentan entre las montañas más altas y grandes de la Tierra, minimizando a los volcanes de las zonas de subducción, como los citados Mount St. Helens o Fujiyama. Por ejemplo, el volcán Mauna Loa se eleva 4.172 metros sobre la superficie del mar. Sin embargo, si tomamos la altura sobre su base en la parte más profunda del fondo abisal oceánico, la altura total del Mauna Loa alcanza 17.080 m—es decir, 8.200 m más alto que la más alta montaña en tierra, el Monte Everest en Los Himalayas (8.854 m sobre el nivel del mar).

Las erupciones hawaianas comienzan generalmente como *fuentes de lava* arrojando chorros de lava incandescente desde una serie de fisuras eruptivas casi continuas, evocando descripciones populares coloristas como “cortina(s) de fuego”. La mayoría de las erupciones, al progresar, se focalizan en un solo conducto eruptivo, generalmente unas horas después del inicio de la erupción. Dependiendo de la configuración del conducto y otros condicionantes, las fuentes de lava varían ampliamente en forma, tamaño y duración (Fig. 1.9). Igualmente, la desintegración de la lava en los chorros eruptivos puede producir una amplia variedad de productos volcánicos fragmentarios, que forman depósitos dependiendo de la dirección y fuerza del viento y de la energía y altura del chorro eruptivo (Fig. 1. 10). Pellas de lava proyectadas en condiciones de fluidez y que se solidifican en el aire pueden adquirir formas aerodinámicas, esféricas, ahusadas o irregulares.

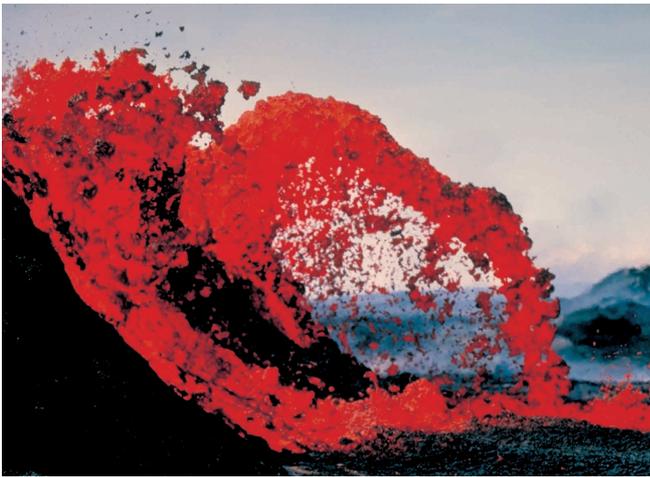


Figura 1.9. Chorro curvado en forma de "manguera" de 15 m de altura de la fuente de lava proyectada por la boca eruptiva del Pu'u 'O'o en 1983. (Fotografía de J.D. Griggs).



Figura 1.9d. En varias ocasiones, una fuente de lava en "domo", de hasta 15 m de altura, estuvo funcionando continuamente durante horas en la erupción de 1969-71 del Mauna Ulu. (Fotografía de J.B. Judd).

Fragmentos de lava en forma de gota son denominados *lágrimas de Pele*, en recuerdo de la diosa de los volcanes. Al flotar en el viento, las lágrimas de Pelé suelen alargarse y transformarse en finos hilos de lava líquida, que al enfriarse rápidamente forman brillantes filamentos de vidrio volcánico de color rubio dorado, conocidos como *cabellos de Pele*.

Durante la erupción del Kilauea Iki en 1959, las fuentes de lava ascendieron hasta 580 m, el record de altura de las erupciones históricas hawaianas. Más recientemente, algunos de los vigorosos episodios de la actividad eruptiva desde 1983 hasta hoy del volcán Pu'u 'O'o-Kupaianaha han generado fuentes de lava de hasta 460 m de altura. Aunque impresionantes, incluso estos espectaculares chorros de lava son producidos



Figura 1.10a. Algunos productos fragmentarios típicos de Hawaii depositados a favor del viento por las fuentes de lava: pómez espumosa (*reticulita*). (Fotografía de J.D. Griggs).

por erupciones de relativamente baja actividad explosiva. En comparación, la erupción explosiva de mayo de 1980 del Mount St. Helens proyectó a la atmósfera cenizas volcánicas a más de 19 Km.

La lava que cae de las fuentes de lava y/o sale efusivamente de conductos eruptivos forma generalmente *flujos de lava* o *coladas de lava* (Fig. 1. 11a). Durante algunas de las erupciones del Mauna Loa, unas pocas coladas han discurrido por pendientes muy pronunciadas ¡llegando a alcanzar 55 Km. a la hora! Sin embargo, las lavas hawaianas avanzan mucho más lentamente, a velocidades inferiores a la del paso de una persona ágil. Si la erupción se prolonga, las coladas tienden a "canalizarse" en unos pocos brazos principales. Las corrientes de lava que fluyen de forma continuada en un canal

cerrado muchas horas o días pueden desarrollar un techo de lava solidificada y continuar fluyendo encajada en un *tubo lávico* (Fig. 1. 11b). Como el techo y paredes de estos tubos volcánicos son aislantes térmicos, la lava que fluye por ellos puede permanecer fundida y fluida durante mucho más tiempo que la que fluye en la superficie. La lava que discurre por tubos volcánicos puede recorrer grandes distancias desde el centro eruptivo. Durante la erupción de 1969 a 1974 del Mauna Ulu y las de 1983 hasta hoy del Pu'u 'O'o-Kupaianaha del volcán Kilauea, las coladas recorrieron más de 10 Km en el subsuelo por tubos volcánicos, hasta llegar al mar en numerosas ocasiones (Fig. 1.11c). Los tubos lávicos pueden permanecer cuando la lava deja de fluir al terminar la erupción, dejando túneles abiertos; pueden llegar a tener varias decenas de metros de anchura



Figura 1.10b. Fragmentos de vidrio en forma de gota (*lágrimas de Pele*). (Fotografía de J.D. Griggs).



Figura 1.10c. Hebras de vidrio volcánico (*cabellos de Pele*). (Fotografía de D. W. Peterson).

y uno de los tubos de Hawaii ha sido recorrido a lo largo de unos 30 Km. por *spelunkers* (exploradores de cuevas).

Las coladas lávicas forman más del 99% de la parte emergida de los volcanes hawaianos. Los dos tipos principales de coladas (Fig. 1.12a y 1.12b), definidos en Hawaii con palabras hawaianas como *pahoehoe* (pronunciado “pa-joi-joi”) y *‘a‘a* (pronunciado “aa-aa”), se han introducido en la literatura científica a finales del siglo XIX, y son utilizados ahora por volcanólogos de todo el mundo para describir estos tipos de coladas. Las lavas *pahoehoe* presentan en forma solidificada una superficie lisa, ondulada, o cordada, mientras que las



Figura 1.11a. Vista aérea de una colada de lava de la erupción de 1984 del Mauna Loa; con imaginación, algunas personas ven en el flujo de lava la figura de Pele, la diosa de los volcanes, bailando con los brazos extendidos. (Fotografía de Katia Krafft, ya fallecida, del Centre de Volcanologie, Cernay, France).

‘a‘a tienen una superficie llena de picos, espinosa y generalmente escoriácea. En las coladas *‘a‘a* de gran espesor, la superficie de escorias sueltas y bloques (Fig.1. 12c) esconde un interior de roca compacta y masiva, relativamente denso (Fig. 1. 12a).

Las corrientes de lava que fluyen por acantilados o empinadas paredes de cráteres forman espectaculares *cascadas* o *cataratas de lava* (Fig. 1. 13a). Cuando las cascadas de lava vierten en el interior de un cráter antiguo cerrado pueden formarse *charcos* o *lagos de lava* (Fig. 1. 13b). Estos lagos forman generalmente a las pocas horas o días de cesar la erupción una costra solidificada que recubre el interior aún fundido, que, aislado térmicamente, tarda semanas e incluso años —dependiendo del tamaño y profundidad— en enfriarse totalmente y solidificarse.

Las erupciones explosivas de gran violencia que depositan grandes volúmenes de material *piroclástico* sobre áreas muy extensas —como la erupción de mayo 1980 del Mount St. Helens— son raras en los volcanes de las Islas Hawaii, como demuestra la escasez de estos depósitos piroclásticos. [Nota: El término “piroclasto”—que proviene del griego *pyros* (fuego) y *klastos* (roto)— es usado de forma general por los volcanólogos para describir todos los tipos de magma juvenil o de rocas antiguas fragmentados y proyectados al aire



Figura 1.11b. Volcanólogos muestreando por una abertura en el techo ("jameo") de un tubo volcánico la lava fluyendo por el interior durante la erupción del Pu'u 'O'o. (Fotografía de J.D. Griggs).



Figura 1.11c. Entrada explosiva de lava en el océano después de recorrer más de 10 Km por un sistema de tubos de lava. (Fotografía de T. J. Takahashi).

en las erupciones explosivas.] No obstante, se ha observado la ocurrencia de erupciones explosivas en Hawaii cada pocas décadas o siglos, una frecuencia similar a la de muchos de los volcanes "explosivos". La importancia de las erupciones explosivas tiende a infravalorarse en Hawaii simplemente por el hecho de que la mayoría de las erupciones de los últimos 200 años han sido efusivas. En 1790, una serie de violentas erupciones explosivas, que posiblemente durarían de unos pocos días a unas pocas semanas, culminaron tres siglos de actividad explosiva intermitente que depositó un manto de depósitos piroclásticos de hasta 10 m de espesor en la cima del Kilauea y sus alrededores. Desgraciadamente, un ejército de guerreros hawaianos marchaba hacia la batalla atravesando la cumbre del Kilauea cuando ocurrió la erupción de 1790, y varios cientos murieron asfixiados por los gases y vapores del volcán. Una erupción mucho menos explosiva ocurrió en mayo de 1924 en el cráter del Halemaumau (Fig. 1. 14). Los depósitos piroclásticos que recubren el Kilauea indican que se han producido alrededor de dos docenas de erupciones explosivas en este volcán en los últimos 50.000 años. El volcán Mauna Loa, en cambio, ha tenido un número inferior de este tipo de erupciones en el mismo periodo de

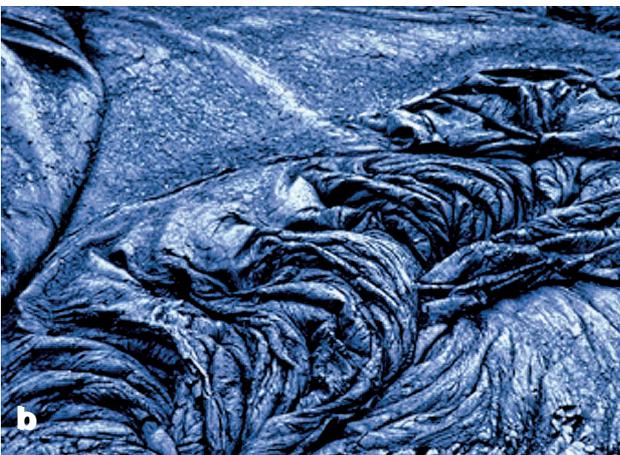


Figura 1. 12. (a) Una colada de lava escoriácea aa avanza sobre la superficie lisa de una colada pahoehoe anterior emitida durante la erupción del Pu'u 'O'o (Fotografía de C. C. Heliker). (b) Vista de detalle de la lava pahoehoe. (Fotografía de T. J. Takahashi). (c) Foto de detalle de una lava aa. (Fotografía de J.D. Griggs).

tiempo. A juzgar por su distribución y espesor, los depósitos piroclásticos de edad prehistórica del Kilauea se han tenido que producir en episodios explosivos al menos de igual magnitud que el de 1790; una explosión aún varias veces mayor debió ocurrir hace unos 1.000-1.300 años.

Con la excepción de la erupción de 1800-1801 del volcán Hualalai (ver Fig. 1. 21), todas las erupciones históricas hawaianas desde 1778 se han localizado en los volcanes Mauna Loa y Kilauea. Estos dos volcanes han tenido como media en los dos últimos siglos una erupción cada dos o tres años, lo que los sitúa entre los de más frecuente actividad eruptiva del planeta. Históricamente, los periodos largos de reposo de uno de estos volcanes coinciden aproximadamente con periodos de creciente actividad en el otro; erupciones simultáneas en los dos volcanes han sido raras, con la excepción del periodo anterior a 1924 en que la actividad en el interior de la caldera fue prácticamente continua (Fig. 1. 15). La única ocurrencia de erupciones simultáneas en



Figura 1.13a. Cascadas de lava alimentadas por fuentes (en el horizonte) saltando más de 25 m al interior del Cráter Aloí durante la erupción Mauna Ulu de 1969-1971 del Volcán Kilauea. (Fotografía de D. A. Swanson).

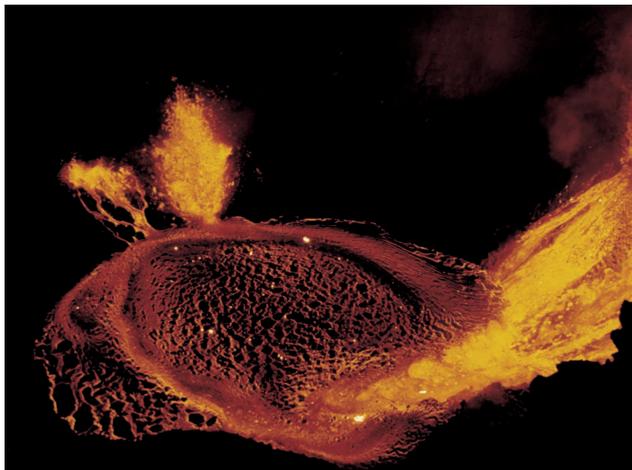


Figura 1.13b. Lago de lava de unos 150 m de diámetro con las lavas girando en círculo en sentido contrario a las agujas del reloj en el hoyo occidental del Cráter Pauahi, formado por las lavas emitidas en Noviembre de 1973 dentro y fuera de este hoyo. (Fotografía de R. I. Tilling).

ambos volcanes después de 1924 fue en marzo de 1984, cuando la actividad de ambos volcanes coincidió por un único día.

Desde mediados de la década de los 50, la actividad eruptiva en Hawaii se ha caracterizado fundamentalmente por frecuentes y a veces prolongadas erupciones en las zonas de rift del Kilauea, mientras que solamente dos cortas erupciones han ocurrido en el Mauna Loa (julio de 1975 y marzo-abril de 1984). La erupción del Pu'u 'O'o-Kupaianaha en el Kilauea, que comenzó en enero de 1983, no daba señales de menguar a mediados del año 2002. Con la excepción de la casi continua actividad eruptiva del Halemaumau durante un siglo antes de 1924, la del Pu'u 'O'o-Kupaianaha —que aún continúa— es la de mayor duración de las erupciones históricas hawaianas.



Figura 1.14. Turistas temerarios posando en Mayo de 1924 frente al Volcán Kilauea al tiempo que la columna de una gran explosión se eleva centenares de metros sobre el Cráter Halemaumau. Con los datos de estudios recientes se consideraría que la distancia de esos turistas al Halemaumau no era suficiente para su seguridad. (Fotografía cedida por el Bishop Museum).

Monitorización de los Volcanes Hawaianos

El seguimiento o *monitorización* de los volcanes comprende la sistemática observación y toma de datos que hacen los científicos para detectar cambios en el estado de los volcanes en los periodos entre erupciones. Gracias a los estudios desarrollados por el Hawaiian Volcano Observatory (HVO) desde 1912, esos cambios han llegado a conocerse bien para los volcanes hawaianos. La creación del HVO (Fig. 1. 16), así como otros observatorios volcanológicos con instrumentos de monitorización en Francia, Italia y Japón a comienzos del siglo XX, impulsó el despegue de la “volcanología” como una ciencia moderna. Los científicos del HVO han logrado una buena comprensión del funcionamiento del sistema volcánico de Kilauea y Mauna Loa gracias al seguimiento instrumental de estos volcanes durante

los últimos 90 años e investigaciones científicas relacionadas.

Al entrar el magma en la cámara sumital, poco profunda, el volcán se infla como un globo, fenómeno que se conoce como *inflación*. Este inflado origina a su vez cambios en la forma de la superficie del volcán. Durante el inflamamiento, la inclinación o *basculamiento* del volcán aumenta, y puntos de referencia preestablecidos en el volcán se levantan y distancian unos de otros y en relación con un punto de referencia estable (Fig.

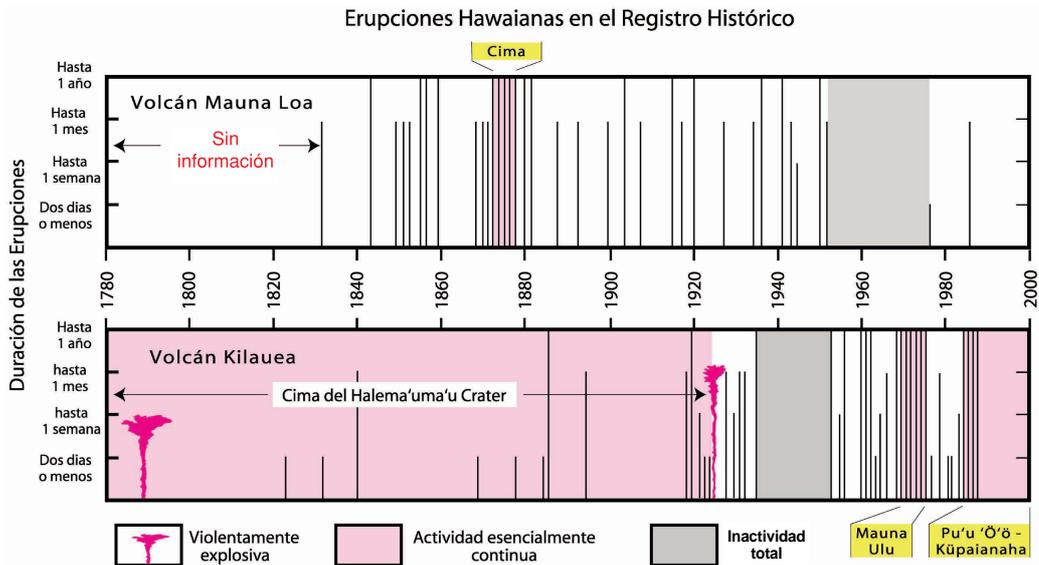


Figura 1.15. Gráficos sintetizando las erupciones de los volcanes Mauna Loa y Kilauea desde el año 1780; la información es esquemática para las erupciones anteriores a 1820, fecha en que llegaron a Hawaii los primeros misioneros. La duración total de la actividad eruptiva en cada año se indica por medio de una barra vertical, sea una sola erupción o varios eventos eruptivos separados.

1. 17). En los volcanes de Hawaii, el inflamamiento pre-eruptivo es generalmente lento y gradual, ocurriendo durante semanas o incluso años. Sin embargo, una vez que la erupción comienza, el encogimiento o *deflación* del volcán se produce de forma muy rápida al cesar bruscamente la presión, proceso parecido al que ocurre al dejar escapar el aire de un globo.



Figura 1.16. Vista aérea del Observatorio Volcanológico de Hawaii (HVO) en su emplazamiento actual en la cima del Uwekahuna Bluff, el punto más alto del borde de la caldera del Kilauea, con el volcán Mauna Loa al fondo. (Fotografía de J.D. Griggs).

Durante el desinflado, los cambios en la inclinación del terreno y en las distancias entre las puntos de referencia son opuestos a los que suceden en los periodos de inflamamiento.

El comportamiento del Kilauea durante y entre erupciones es notablemente constante. Se han utilizado instrumentos de registro instalados en la cima del volcán para seguir los ciclos de inflamamiento gradual, durante los cuales la cámara magmática superficial se llena de magma, y los de brusca deflación, en los que esta cámara se vacía parcialmente para suplir el magma que alimenta la erupción. Estos ciclos recurrentes inflación-deflación se han registrado con gran precisión por medio de inclinómetros y sismómetros, como ha podido evidenciarse claramente durante

la erupción del Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha desde 1983 hasta hoy. Durante los periodos de inflación, las rocas que rodean la cámara magmática están sometidas a esfuerzos, que son parcialmente liberados mediante un creciente número de terremotos, demasiado débiles como para ser percibidos, pero fácilmente registrados por los sismómetros de la cima del Kilauea. En los periodos de deflación de la erupción, los esfuerzos acumulados son liberados de forma total o casi total. Las pautas características de inflación-deflación del Kilauea (Fig. 1.

18) se han repetido en casi todas sus erupciones, independientemente del grado de deformación observado.

Décadas de registro e investigación en el HVO han permitido que se conozca muy bien el “sistema de alimentación” del Kilauea (Fig. 1. 19). Se piensa que este sistema se extienda a gran profundidad en el interior de la Tierra, hasta alcanzar la región de generación de magma bajo la Placa Pacífica al pasar ésta sobre el punto caliente hawaiano: la evidencia que sustenta este modelo es la persistente ocurrencia de terremotos a 50 o más kilómetros de profundidad bajo la isla de Hawaii. Los terremotos que ocurren a profundidades entre 30-50 Km. están probablemente relacionados con el ascenso y acumulación de magma. Los datos sísmicos de los terremotos localizados a menos de 35 Km. pueden interpretarse como asociados a zonas difusas donde el magma asciende continuamente, una de ellas dirigida hacia el Kilauea y la otra al Mauna Loa.

La mayor parte del magma que entra en el sistema volcánico antes de las erupciones del Kilauea se almacena temporalmente en una cámara superficial. Datos de deformación del terreno y sísmicos sugieren que tal cámara está situada entre 2 y 6 Km. por debajo de la cima del volcán, y está formada por bol-

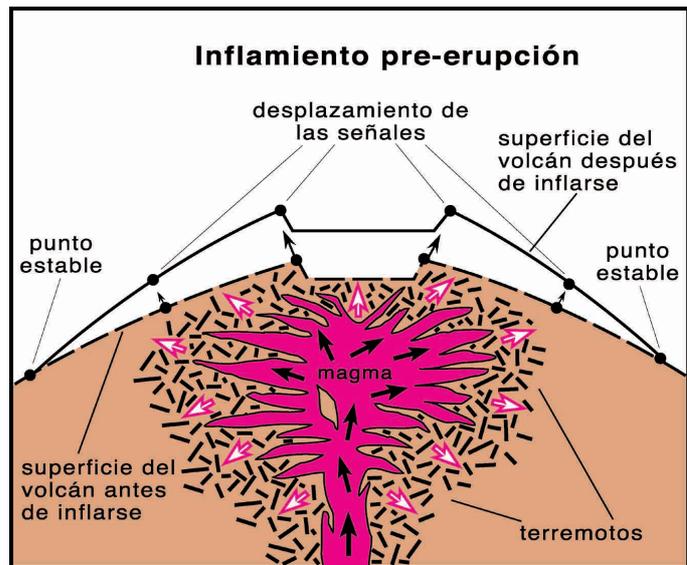


Figura 1.17. Corte hipotético del interior del Volcán Kilauea. El magma entrando en la cámara mágmatica somera ejerce presión sobre el volcán, originando terremotos y deformándolo desde el perfil en línea de puntos, al de línea discontinua y, finalmente, al de línea continua. Al inflarse el volcán, las señales de referencia (marcas) emplazadas en la superficie del volcán son empujadas hacia arriba y hacia fuera respecto a puntos fijos establecidos. Los cambios en la forma del volcán y la ocurrencia de terremotos pueden registrarse con precisión mediante técnicas sísmicas y otras técnicas de monitorización de volcanes.

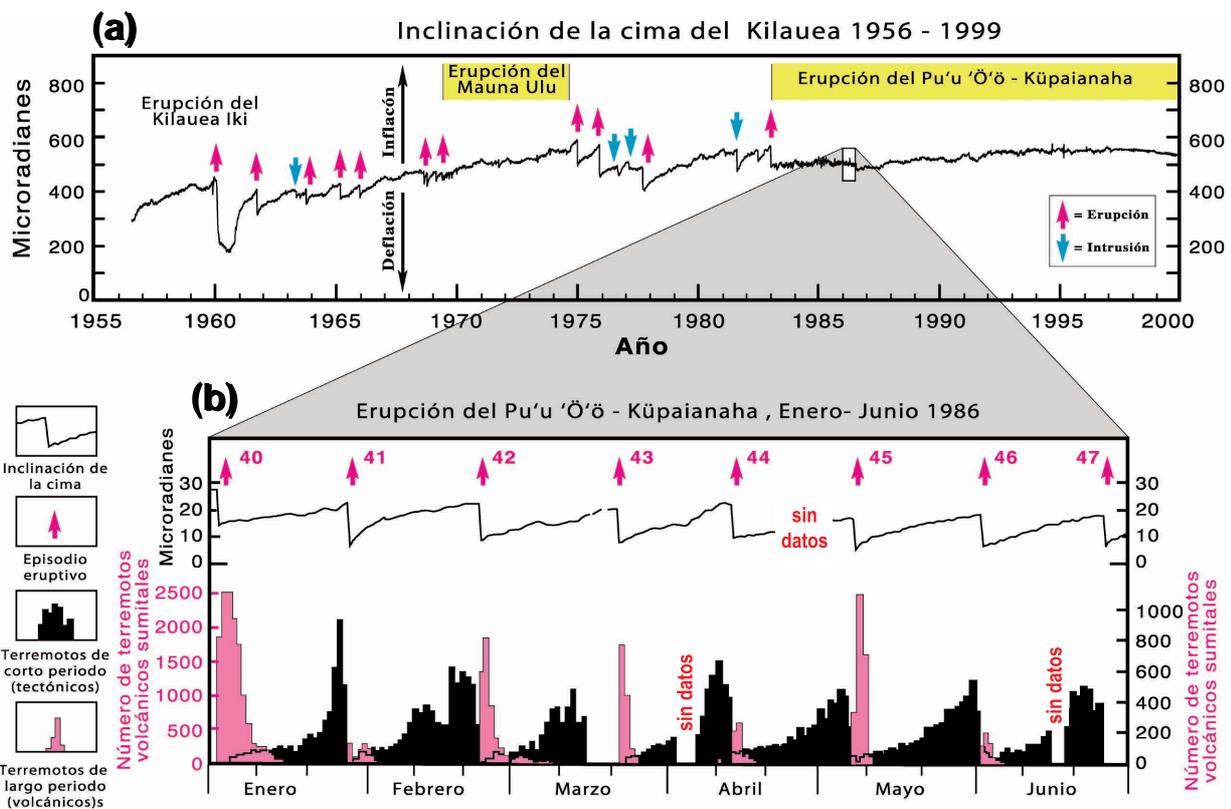


Figura 1.18. (a) Gráfico sintetizando los cambios de *inclinación* de la cima del Volcán Kilauea de 1956 a 1999. La pauta común de inflación gradual, seguida por una brusca deflación queda claramente demostrada para las más importantes erupciones e intrusiones. (b) Vista de detalle de un segmento correspondiente a 6 meses del registro de los cambios inclinación, que indica pautas similares de inflación-deflación durante la proyección de fuentes de lava de gran altura en la erupción del Pu'u 'O'o, aunque en este caso los cambios de inclinación en relación a los intervalos de tiempo son mucho menores [(comparar las escalas con las del gráfico (a))]. Las pautas de variación de los dos tipos de terremotos que suelen preceder a las erupciones del Kilauea son también claramente observables en el gráfico.

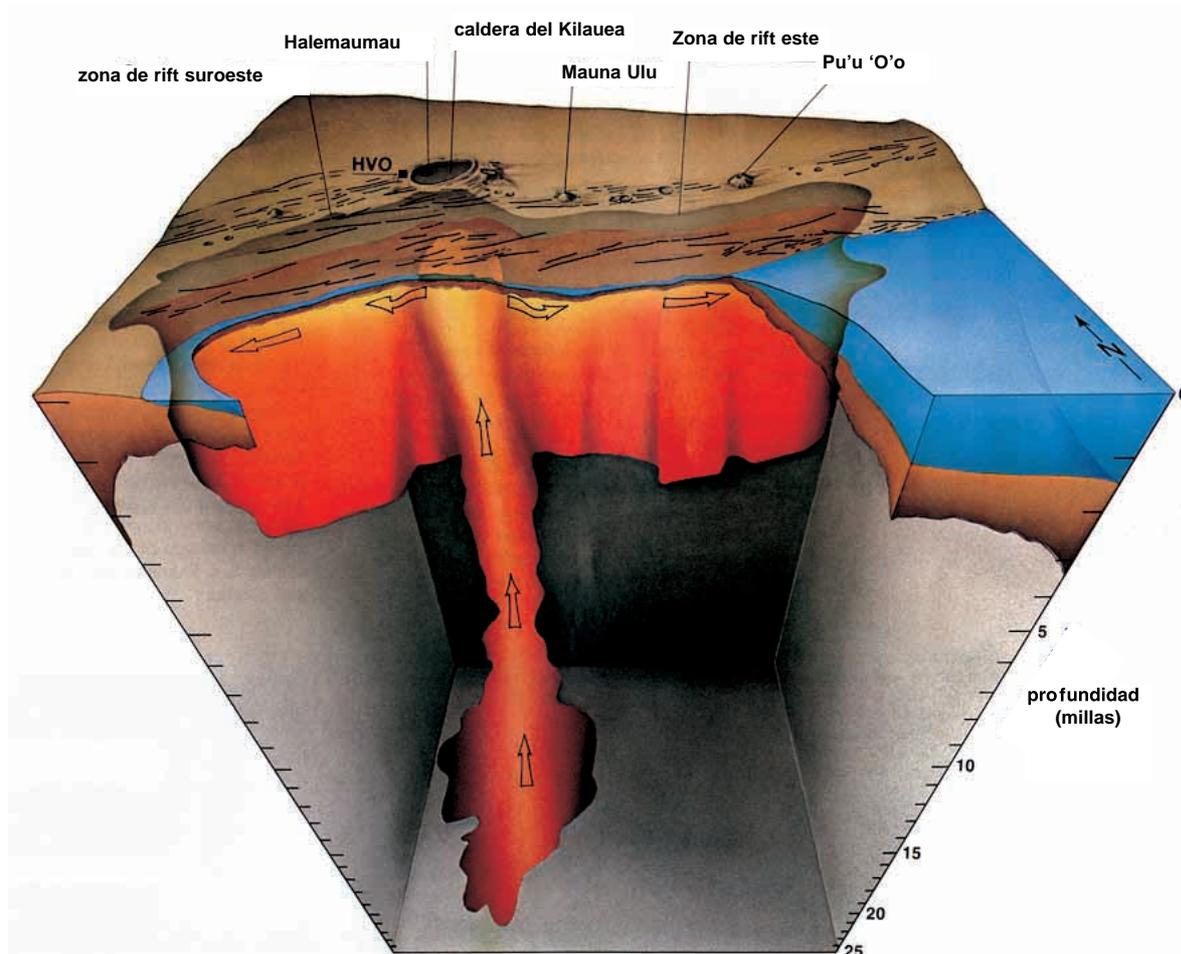


Figura 1.19. Corte abierto del "sistema de alimentación volcánica" bajo el Volcán Kilauea, mostrando la cámara magmática somera y los conductos magmáticos principales. Las zonas en amarillo son las más favorables para el desplazamiento y almacenamiento del magma (las flechas indican el sentido del movimiento). (Figura simplificada a partir de una ilustración técnica de M. P. Ryan, USGS).

sas de magma concentradas en un volumen aproximadamente esférico de unos 5 Km. de diámetro. Los terremotos no ocurren dentro de esta cámara, ya que el magma líquido, que no se rompe, no puede generar y transmitir ondas sísmicas.

El sistema de alimentación del Mauna Loa es menos conocido. El análisis de los datos de las erupciones de 1975 y 1984 sugiere que el Mauna Loa comparte rasgos esenciales del sistema de alimentación del Kilauea, a pesar de las diferencias en tamaño entre ambos volcanes. La cámara magmática del Mauna Loa



Figura 1.20a. Vista del Centro de Visitantes de Wahaula, en el Parque Nacional de Hawaii, incendiado en junio de 1989 por las lavas de la erupción del Pu'u 'O'o. (Fotografía de J.D. Griggs).



Figura 1.20b. Vista nocturna de las coladas de la erupción de 1984 del Mauna Loa con las luces de la ciudad de Hilo al fondo. El avance de estas coladas causó gran inquietud en los habitantes, pero afortunadamente la erupción cesó a tiempo sin llegar a invadir zonas pobladas. (Fotografía de D. Little).

puede ser, asimismo, mayor que la del Kilauea, lo que parece coherente con las observaciones que indican que las erupciones del Mauna Loa tienden a caracterizarse por mayores tasas de emisión de lava, fisuras eruptivas más extensas y coladas lávicas más voluminosas.

Riesgos a Corto Plazo y Beneficios a Largo Plazo

Las erupciones en Hawaii, generalmente suaves, suelen presentar escaso peligro para la población, ya que se puede evadir andando o corriendo el avance de las lavas. Sin embargo, el riesgo de las coladas de lava (Peterson and Tilling, 2000) de las erupciones en Hawaii puede ser muy destructivo si afectan a zonas pobladas y cultivadas. Por ejemplo, las poblaciones de Kapoho in 1960 y Kalapana fueron completamente destruidas en 1960 y 1990, respectivamente, por lavas emitidas desde la zona de rift oriental del Kilauea. Hasta hoy, las lavas de la actual erupción del Pu'u 'O'o han destruido cerca de 200 viviendas, incluyendo varias zonas residenciales, además de la población de Kalapana y el Centro de Visitantes de Wahaula en el Parque Nacional de Los Volcanes de Hawaii (Fig. 1. 20a). La ciudad de Hilo, la mayor de la Isla Grande con

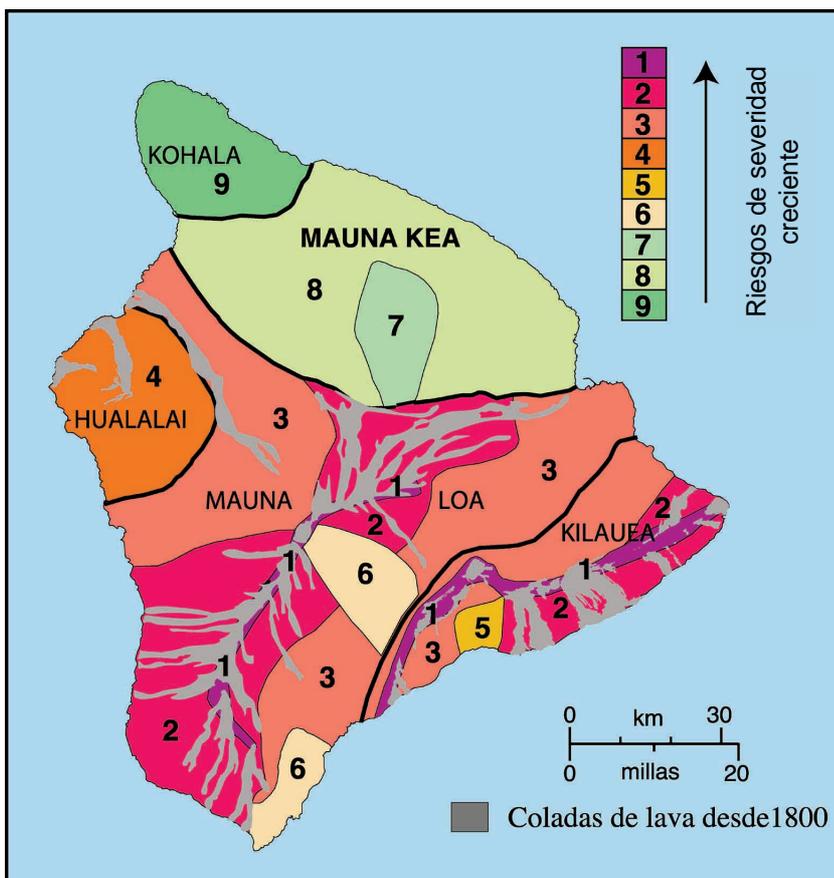


Figura 1.21. Mapa de riesgo volcánico para flujos de lava de la Isla Grande; el nivel de riesgo aumenta desde la zona 9 (menor) a la zona 1 (máximo). Las zonas sombreadas muestran las zonas recubiertas por coladas históricas de los tres volcanes activos de Hawaii (Hualalai, Mauna Loa y Kilauea). [Figura tomada de un mapa de Wright et al. (1992).]

una población de unos 40.000 habitantes, se vio amenazada durante la erupción del Mauna Loa de marzo-abril de 1984 (Fig. 1. 20b). Sus habitantes y autoridades se preocuparon con motivo al avanzar las lavas más de 25 Km. en sólo 5 días durante las fases iniciales de la erupción. Afortunadamente, la erupción se apaciguó y finalmente cesó 22 días después, y las coladas pararon a unos 6 Km. de las afueras de la ciudad.

El observatorio volcanológico de Hawaii (HVO) desarrolla una monitorización continua, día y noche, del Kilauea y del Mauna Loa a causa de las frecuentes erupciones de estos volcanes. Uno de los objetivos principales de este seguimiento continuado en Hawaii, o en cualquier otra área volcánica activa, es la detección de las señales tempranas de posibles erupciones y dar avisos periódicos a las autoridades encargadas del manejo de emergencias y al público en general. Aunque se han hecho avances considerables en la monitorización de los volcanes activos en Hawaii, la predicción precisa a largo plazo (un año o más) todavía se escapa a los científicos. Sin embargo, la capacidad de predicciones a corto plazo (horas a meses), especialmente de la actividad del Kilauea, es mucho mejor. Otro factor clave en la mitigación de los riesgos asociados a los flujos de lava es la preparación —en un esfuerzo conjunto de los científicos del HVO y funcionarios del Condado de Hawaii— de un *mapa de zonificación de riesgos de flujo de lavas* de la Isla Grande (Wright et al., 1992).

Este mapa (Fig. 1. 21) se basa en la evaluación de datos de frecuencia de erupciones, posibles centros eruptivos y recorrido de las coladas; los límites entre las diversas zonas de riesgo definidas han de ser forzosa-mente graduales y reflejar el criterio de volcanólogos experimentados.

La continua actividad eruptiva del Pu'u 'O'o desde mediados de 1986, además de la lava emitida y los riesgos asociados a esos flujos, ha emitido asimismo cerca de 2.000 toneladas al día de gas sulfuroso (SO_2) contaminante —más del doble que la planta eléctrica más contaminante de Los Estados Unidos de América. Esta emisión estable de SO_2 a la atmósfera crea otro riesgo volcánico, menos dramático pero más persistente: la polución volcánica de la atmósfera (Sutton et al., 1997), comúnmente denominado “contaminación volcánica” (en inglés “volcanic smog”, frecuentemente abreviado como “vog”). El Vog origina una niebla visible e irritante, producida cuando el SO_2 y otros gases volcánicos se combinan e interaccionan químicamente en la atmósfera con el oxígeno, el vapor de agua, el polvo en suspensión y la luz solar. Dependiendo principal-



Figura 1. 22. Testificación en 1976 de la presión de un sondeo geotérmico perforado en la zona de rift del Kilauea. Este primer sondeo produce aún unos 3 megavatios de energía eléctrica, pero la producción total actual ha llegado a 30 megavatios y se espera que aumente en el futuro. (Fotografía cedida por el Hawaii Geothermal Project.)

mente de la fuerza y dirección del viento, el vog puede extenderse a 150 Km. o más desde la zona de la erupción. Aunque no es, obviamente, tan espectacularmente destructivo como los flujos de lava, la exposición prolongada al vog puede, sin embargo, presentar potencialmente un riesgo importante para la salud de la población.

En el corto plazo —a escala de tiempo humana— las erupciones de Hawaii pueden ser claramente extremadamente destructivas y alterar la vida diaria de la población. Sin embargo, a escala geológica (miles a millones de años) los resultados de las erupciones volcánicas han sido muy beneficiosos. Primeramente y sobre todo, las propias Islas Hawaii no existirían si no fuera por la actividad volcánica. Además, hay otros factores que contribuyen a hacer de estas islas un lugar atractivo para visitar o vivir. Estos factores beneficiosos, que dependen directa o indirectamente de las consecuencias de erupciones pasadas o actuales, incluyen: 1) suelos muy fértiles derivados de la erosión y descomposición de materiales volcánicos; 2) energía geotérmica obtenida de yacimientos de la zona de rift oriental del Kilauea (Fig. 1.22); y 3) las majestuosas montañas volcánicas, hermosas playas y agradable clima se combinan para hacer de las Islas Hawaii un popular destino turístico, que incluye dos Parques Nacionales muy visitados (el Parque Nacional del Haleakala en la isla de Maui, y el mencionado de los Volcanes de Hawaii, en la Isla Grande).

El Parque Nacional de los Volcanes de Hawaii es uno de los pocos lugares del mundo donde los científicos y los turistas pueden observar los procesos y productos del volcanismo activo de forma segura y confortable. En efecto, durante las últimas décadas, millones de visitantes del parque han experimentado en “directo” las vistas, sonidos, y olores de las erupciones volcánicas y han obtenido una experiencia de primera mano de los fenómenos volcánicos que han creado y configurado las hermosísimas Islas Hawaii.

Referencias seleccionadas

- Heliker, C. , 1997 (revised edition), Volcanic and seismic hazards on the Island of Hawaii: U.S. Geological Survey general-interest publication, 48 p.
[Online version: <<http://pubs.usgs.gov/gip/hazards/contents.html>>]
- Kious, W.J., and Tilling, R.I., 1996, This dynamic planet: The story of plate tectonics: U.S. Geological Survey general-interest publication, 77 p.
[Online version:<<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>>]
- Peterson, D.W., and Tilling, R.I., 2000, Lava flow hazards, *in* Sigurdsson, Haraldur, Houghton, Bruce, McNutt, S.R., Rymer, Hazel, and Stix, John, editors, *Encyclopedia of Volcanoes*: Academic Press, San Diego, California, p. 957-971.
- Simkin, T., Unger, J.D., Tilling, R.I., Vogt, P.R., and Spall, H., compilers, 1994, This dynamic planet: World map of volcanoes, earthquakes, impact craters, and plate tectonics: U.S. Geological Survey special map (1 sheet; scale variable because of Mercator projection).
- Sutton, J., Elias, T., Hendley, J.W. and Stauffer, P.H., 1997, Volcanic air pollution—A hazard in Hawaii: U.S. Geological Survey Fact Sheet 169-97, 2 p.
[Online version:<<http://wrgis.wr.usgs.gov/fact-sheet/fs169-97>>]
- Tilling, R.I., Heliker, C., and Wright, T.L., 1987 (reprinted 1993), Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present, and future: U.S. Geological Survey general-interest publication, 54 p.
[Online version:<<http://pubs.usgs.gov/gip/hawaii>>]
- Wright, T.L., Chun, J.Y.F., Esposito, J., Heliker, C., Hodge, J., Lockwood, J.P., and Vogt, S., 1992, Map showing lava flow hazard zones, Island of Hawaii: U. S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2193 (scale 1:250,000).