

CAPITULO 2. LOS PELIGROS VOLCANICOS

William E. Scott

U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

Introducción

Los eventos volcánicos afectan, directa e indirectamente, la vida y salud de las personas, sus actividades y sus pertenencias. El propósito de este capítulo es tratar sobre la caracterización de los eventos volcánicos, los peligros que éstos implican, y discutir algunas medidas a corto plazo que han sido tomadas para mitigar el impacto de tales eventos. Las dos publicaciones indicadas a continuación constituyen excelentes fuentes de información sobre eventos volcánicos peligrosos: "Volcanic Hazards" por Blong (1984) y "Sourcebook for Volcanic Hazard Zonation", por Crandell et al., (1984); además el libro de Blong contiene una extensa bibliografía.

Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Muchos de los procesos geológicos que tienen su origen en los volcanes son potencialmente peligrosos (ver Tabla 2.1). Flujos de lava, corrientes de densidad piroclásticas (que incluyen explosiones laterales dirigidas, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas), avalanchas de escombros, flujos de escombros volcánicos o lahares, y crecientes (aluviones) son flujos impulsados por la gravedad que típicamente impactan aquellas áreas ubicadas dentro de valles cuyas cabeceras están en los volcanes. Sin embargo, estos eventos volcánicos de gran magnitud son capaces de abatir amplias regiones alrededor de los volcanes y pueden extenderse a distancias excepcionales siguiendo los valles. La tefra lanzada a la atmósfera por las explosiones volcánicas es dispersada por los vientos y puede cubrir áreas extensas. Los gases volcánicos escapan durante y entre erupciones, y bajo ciertas circunstancias pueden afectar áreas de extensión significativa. Algunos peligros adicionales relacionados con la actividad volcánica son terremotos, tsunamis y ondas atmosféricas de choque; de éstos, probablemente los tsunamis representan el mayor peligro. A continuación se presenta una breve descripción de estos eventos peligrosos.

TABLA 2.1. Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Flujos de lava y domos
Corrientes piroclásticas de densidad
Flujos piroclásticos
Oleadas piroclásticas calientes
Oleadas piroclásticas frías o basales
Explosiones dirigidas
Lahares, descargas terminales de lahares y crecientes
Colapso estructural
Avalanchas de escombros
Colapso gradual
Caídas de tefra y proyectiles balísticos
Gases volcánicos
Sismos volcánicos
Ondas de choque atmosféricas
Tsunamis

También se incluye una discusión sobre algunas medidas paliativas que actualmente se utilizan para reducir el impacto de estos eventos. En el CAPITULO 3 se exponen las medidas paliativas a largo plazo, tales como la planificación del uso del terreno, donde se toma en cuenta la zonificación de los peligros volcánicos.

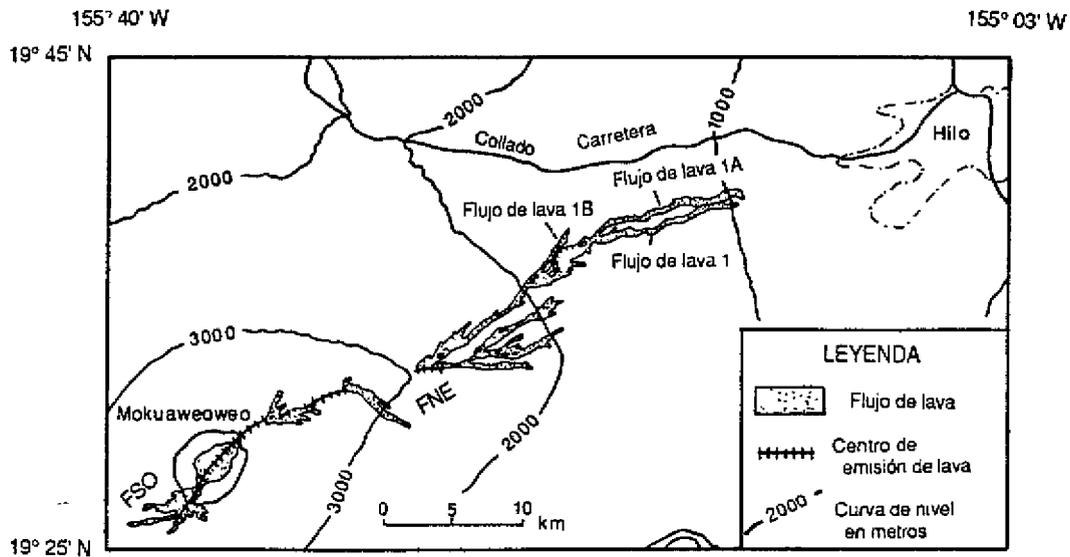


Fig. 2.1. Mapa indicativo de los centros de emisión y flujos de lava de la erupción del 25/03 - 15/04/1984 del Volcán Mauna Loa, en Hawaii (modificado de Lockwood y otros, 1985; Lipman & Banks, 1987). Inicialmente las erupciones ocurrieron en la zona de la cumbre (Mokuaweoweo) y luego migraron ladera abajo siguiendo las zonas de grandes fracturas tipo dorsal o rift hacia el suroeste (FSO) y noreste (FNE). En centros de emisión justo al este de Pu'u Ula'Ula se observó actividad volcánica sostenida. Estas erupciones primeramente formaron varios flujos pequeños que se dirigieron hacia el este para luego concentrarse en la formación del flujo de lava 1, el cual avanzó rápidamente hacia la ciudad de Hilo. A la cota de 1800 m el flujo fue bloqueado y se derramó formando el flujo de lava paralelo (1A) que avanzó un poco más allá que el flujo 1. Bloqueos adicionales desviaron la lava hacia el flujo 1B, que avanzó rápidamente hacia el noreste hasta que declinó el suministro de lava, lo cual conllevó al final de la erupción.

Flujos de Lava y Domos de Lava

Según Williams & McBirney (1979) la morfología de las extrusiones está determinada por el volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de emisión), por la pendiente de la superficie sobre la cual la lava se derrama, y por la viscosidad de la lava. De éstos, el primero es el factor más importante (Walker, 1973). En los casos de caudales bajos ($<10\text{m}^3/\text{seg}$), las lavas basálticas tienden a producir numerosos flujos pequeños que se apilan cerca al centro de emisión y por lo tanto no se extienden a distancias considerables. En el caso de la gran erupción fisural de Tolbachik en Kamchatka en 1975-1976 (Fedotov & Markhinin, 1983) se registró una tasa de emisión de decenas de metros cúbicos por segundo, la cual cubrió áreas de varias decenas de kilómetros cuadrados. Una tasa de emisión de $5.000\text{m}^3/\text{seg}$ registrada durante la erupción de fisura de Laki en Islandia en 1783 generó flujos de lava que cubrieron más de 500 kilómetros cuadrados (Thorarinsson, 1969). En casos excepcionales en el pasado geológico, flujos basálticos individuales emitidos a una tasa de $1 \times 10^6\text{m}^3/\text{seg}$ han cubierto decenas de miles de kilómetros cuadrados (Swanson et al., 1975). En contraste con los grandes flujos formados por lavas de composición basáltica y básica en general, las lavas más

viscosas tales como las dacitas y riolitas, que típicamente son emitidas a tasas bajas, forman flujos de lava cortos y gruesos, o domos empinados, que cubren unos pocos kilómetros cuadrados.

Las velocidades de avance de los flujos de lava varían considerablemente desde unos pocos metros a cientos de metros por hora para flujos de lava silíceos, hasta varios kilómetros por hora para flujos de lava basálticos. Dadas sus velocidades bajas, los flujos de lava rara vez constituyen una amenaza para la vida humana. Sin embargo, y en circunstancias excepcionales, la velocidad de emisión puede ser mucho más alta como en el caso del súbito drenaje de una lava muy fluida del lago de lava del Nyiragongo, Zaire, donde murieron unas 300 personas impactadas por delgados flujos de lava que avanzaban a una velocidad de 30-100 km/hora (Tazieff, 1977).

El mayor peligro relacionado a flujos de lava representa el daño parcial o la destrucción total por enterramiento, trituration o incendio, de todo lo que éstos encuentran a su paso. Adicionalmente, los incendios causados por flujos de lava pueden afectar áreas alejadas de los límites del flujo mismo. Los flujos de lava también pueden fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar flujos de escombros y crecientes. Sin embargo, ya que los flujos de lava no erosionan y no se mezclan

de manera turbulenta con nieve y hielo, como lo hacen las oleadas y los flujos piroclásticos, los flujos de lava emitidos sobre áreas cubiertas de nieve y hielo típicamente no producen grandes crecientes o flujos de escombros, excepción hecha del caso en que exista una acumulación de agua proveniente del derretimiento y que ésta pueda ser evacuada en grandes cantidades, como ocurre en los jokulhlaups en Islandia. Dado que los flujos de lava siguen preferentemente los cauces de los valles, éstos pueden represar a los tributarios de los mismos y formar embalses naturales o lagunas. Estas lagunas pueden inundar grandes extensiones de terreno y potencialmente pueden ser la causa de crecientes y flujos de escombros si la represa falla, a pesar de que el rompimiento de represas formadas por flujos de lava no son un peligro tan significativo como lo son otros tipos de represas naturales (Costa & Schuster, 1988). Muchas de las represas formadas por flujos de lava son tan permeables que las lagunas ubicadas detrás de éstos no llegan a rebosar; por consiguiente, las represas se mantienen estables.

Una vez que se han identificado los centros de emisión, actuales o potenciales, de flujos de lava, se puede predecir sus rutas más probables basándose en la topografía circundante; de esta manera se pueden planificar las evacuaciones. Un problema más difícil es predecir la extensión final que alcanzarán los flujos. La erupción del Mauna Loa en 1984 produjo un flujo de lava que avanzó 25 km hacia la ciudad de Hilo durante los primeros 5 días de la erupción (Fig. 2.1; Lockwood et al., 1985). Un decremento subsecuente en la tasa de emisión, así como un aumento en la viscosidad de la lava debido a la degasificación y al crecimiento de cristales causó el bloqueo de la sección central del flujo, lo cual a su vez provocó una serie de desbordamientos (Lipman & Banks, 1987). Estos desbordamientos desviaron una parte de la lava del flujo principal y causaron el estancamiento del frente de avance del flujo. De esta manera, un monitoreo de la tasa de emisión y de las propiedades físicas de los flujos de lava durante las erupciones proporciona información importante para predecir el comportamiento de los mismos.

Se ha intentado la aplicación de varios métodos para controlar el avance de flujos de lava, tales como barreras y canales de desvío, desvío inducido por destrucción de canales y túneles de lava, y enfriamiento de los flujos de lava por medio de agua, con el objeto de provocar la detención del flujo (Blong, 1984; Mullineaux et al., 1987; Tilling, 1989). Se ha considerado la construcción de obras de ingeniería, tales como barreras de contención y canales de desvío, para el caso de Hawaii (Macdonald, 1962), pero no se las llevó a cabo por su alto costo, su efectividad desconocida y sus complejas implicaciones legales (Decker, 1986). Una modesta barrera en forma de V fue construída ladera arriba del Observatorio Vulcanológico de Mauna Loa (Lockwood et al., 1987), pero hasta la fecha no ha podido ser probada. Éxitos notables en la protección contra flujos de lava constituyen la detención de un flujo de lava en Heimaey, Islandia, en 1973, por medio de chorros artificiales de agua de mar y barreras de contención, que impidieron la destrucción de costosas instalaciones portuarias (Williams & Moore, 1973; 1983) y el desvío de flujos de lava del volcán Etna

en Italia en 1983 utilizando explosivos y barreras (Lockwood & Romano, 1985).

Corrientes Piroclásticas de Densidad

Entre los eventos volcánicos más peligrosos están las corrientes piroclásticas de densidad (CPD), las cuales varían ampliamente, pero comparten muchas características. Todas son mezclas de fragmentos rocosos y gases que se mueven rápidamente a ras del suelo, accionadas por la gravedad. Libros recientes escritos por Fisher y Schmincke (1984) y por Cas y Wright (1987) proporcionan buenos resúmenes sobre nuestra comprensión del origen, características de flujo y depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad. Estos libros también contienen abundantes referencias bibliográficas. Las corrientes piroclásticas de densidad que tienen una concentración relativamente alta de sólidos y una densidad similar a la del depósito resultante se denominan flujos piroclásticos. Corrientes con una baja densidad en sólidos y cuya densidad es mucho menor que la del depósito resultante se denominan oleadas piroclásticas. Como una tercera categoría se describe aquí las catastróficas explosiones laterales, a pesar de que difieren de los flujos y oleadas piroclásticas más en magnitud y reputación que en cualquier sentido físico fundamental. Las explosiones laterales son corrientes de densidad complejas que muestran características tanto de flujos como de oleadas. A continuación se trata cada uno de estos tipos de fenómeno volcánico separadamente, pero es probable que exista una continuidad entre ellos.

Flujos Piroclásticos. Los flujos piroclásticos son masas secas y calientes (300 a >800°C) de escombros piroclásticos y gases que se movilizan rápidamente a ras de la superficie a velocidades con un rango de 10 a varios cientos de metros por segundo. Un flujo se compone normalmente de dos partes: (1) un flujo basal, denso y ceñido al piso, que es el flujo piroclástico propiamente dicho, y (2) una oleada en forma de nube turbulenta de ceniza que precede o cabalga sobre el mismo. Nubes convectivas de ceniza también están asociadas a flujos piroclásticos, y forman un tipo de depósito de caída de tefra.

Se ha observado que los flujos piroclásticos se forman de varias maneras (Fig. 2.2), y éstas incluyen: flujos formados por el colapso gravitacional de altas columnas eruptivas verticales (Hay, 1959; Smith, 1960; Sparks & Wilson, 1976; Davies et al., 1978a; Nairn & Self, 1978; Sparks et al., 1978; Wilson et al., 1980); flujos originados a partir de columnas eruptivas de poca altura que parecen derramarse sobre el filo del cráter y que preceden al desarrollo de una columna eruptiva de gran altura (Anderson & Flett, 1903; Taylor, 1958; Rowley et al., 1981; Hobbitt, 1986); y flujos formados por la destrucción gravitacional o explosiva de domos lávicos y flujos de lava calientes (Perret, 1937; Macdonald & Alcaraz, 1956; Rose et al., 1977).

Una vez iniciado, el flujo es sustentado por varios procesos, de los cuales el más importante parece ser la fluidización parcial del flujo por medio del escape de gases (McTaggart, 1960; Sparks, 1976, 1978; Wilson, 1980, 1984). Los gases que

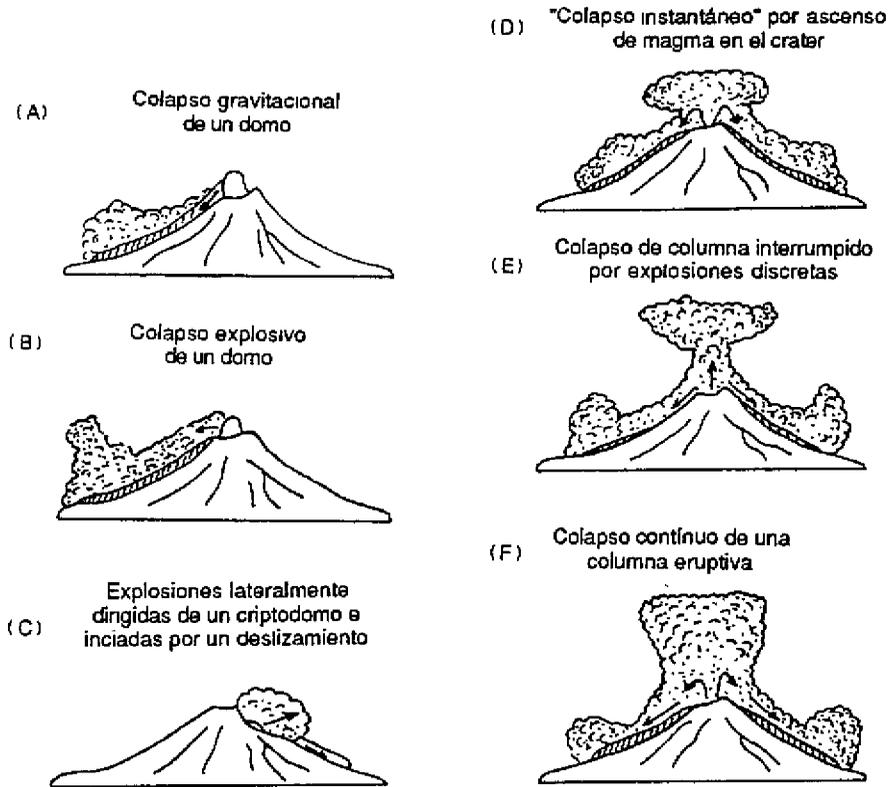


Fig. 2.2. Mecanismos para la generación de flujos piroclásticos (modificado de Cas & Wright, 1987). Los mecanismos B y C representan la formación de explosiones lateralmente dirigidas; explosiones catastróficas tendrán su origen en mecanismos tipo C. D, E y F representan tres de los muchos orígenes basados en el colapso de las nubes eruptivas.

fluidizan el flujo provienen de (1) la degasificación de los piroclásticos en el flujo, (2) aire y gases magmáticos atrapados durante la formación del flujo. (3) aire recogido durante el avance del frente de flujo, el cual se calienta y se expande, (4) la combustión de vegetación incorporada en el flujo, y (5) la vaporización del agua de superficie, nieve o hielo.

Los flujos piroclásticos son muy comunes en muchos volcanes andesíticos y dacíticos y en calderas silíceas. Presentan una amplia gama en composición, temperatura, volumen y tasa eruptiva, lo cual se manifiesta en el amplio rango de extensiones alcanzadas. Flujos de bloques y ceniza, compuestos mayormente de fragmentos densos o ligeramente vesiculados dentro de una matriz de ceniza, son por lo general de poco volumen, de una movilidad baja y típicamente están restringidos a unas pocas decenas de kilómetros de los centros de emisión. Por el contrario, los grandes flujos piroclásticos pumfíticos compuestos mayormente por lapilli y ceniza pueden extenderse hasta 200 kilómetros de distancia de sus centros de emisión y cubrir miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados. La inercia impartida a los flujos piroclásticos pumfíticos de gran volumen por su masa y velocidad permite a estos flujos sobrepasar barreras topográficas de cientos de metros de altura (Miller & Smith, 1977; Barberi et al., 1978) y

por lo tanto tienen la capacidad de afectar áreas que yacen fuera de las cuencas hidrográficas cuyas cabeceras apuntan hacia el volcán fuente.

Debido a su masa, alta temperatura, alta velocidad y gran movilidad potencial, los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas asociadas (ver próxima sección) presentan una amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto. Además de estos efectos directos, los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de fusión de nieve y hielo para formar lahares y crecientes, los mismos que pueden causar graves destrozos en los valles aguas abajo. Un resumen realizado a partir del estudio de más de 100 erupciones históricas en volcanes cubiertos por nieve, elaborado por Major y Newhall (1989) indica que flujos piroclásticos, oleadas, explosiones dirigidas y avalanchas de roca caliente constituyen procesos muy eficientes para fundir grandes cantidades de agua a partir de nieve y hielo. Los flujos piroclásticos también son capaces de generar incendios, los cuales pueden extenderse mucho más allá de los límites del flujo mismo.

Oleadas Piroclásticas . Las oleadas piroclásticas son dispersiones gas-sólido, turbulentas, bajas en concentración de

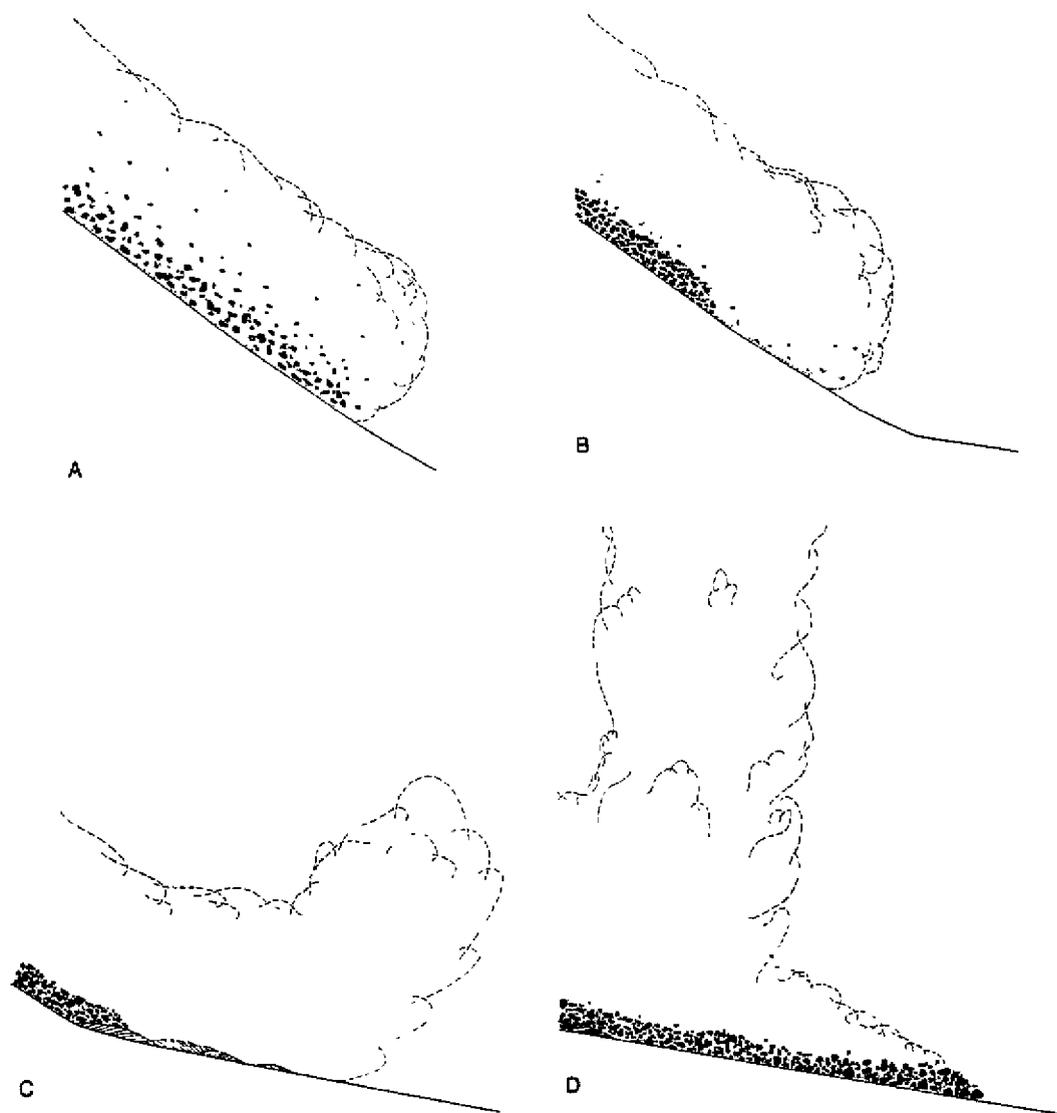


Fig. 2.3. Mecanismos de formación e interrelaciones de flujos piroclásticos y oleadas, tal como se observó en el Mount St. Helens el 7 de agosto de 1980 (Hoblitt, 1986). A) Suspensión altamente inflada generada por el colapso de una columna piroclástica o por el paso del flujo piroclástico sobre un terreno quebrado y de fuerte pendiente. B) Segregación de una suspensión hacia una fase basal altamente concentrada (flujo; diseño grueso) y una fase superior de baja concentración (oleada; zona escasamente punteada). C) La oleada se separa del flujo, deposita sedimentos bien estratificados, disminuye en densidad, se eleva y pierde aceleración. D) El flujo rebasa a la oleada. Si el flujo se aceleraría nuevamente por cambio de pendiente del terreno, esta secuencia se podría repetir.

partículas, que fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Wright et al., 1980). Las oleadas piroclásticas se dividen en dos categorías: oleadas calientes y oleadas frías. Las oleadas piroclásticas calientes son generadas por muchos de los mismos procesos que dan lugar a los flujos piroclásticos (Fig. 2.2); las oleadas piroclásticas frías son generadas por explosiones hidromagnéticas o hidrotermales.

Las oleadas piroclásticas calientes están íntimamente asociadas a los flujos piroclásticos y pueden formarse de las siguientes

maneras: delante del frente de avance de un flujo piroclástico (es la oleada llamada basal por Sparks et al., [1973]), por colapso de una columna eruptiva que puede o no producir flujos piroclásticos (Fisher, 1979), o por la nube de ceniza que se forma a partir del flujo piroclástico (Crandell & Mullineaux, 1973; Fisher, 1979; Fisher & Heiken, 1982). Las observaciones realizadas en los flujos piroclásticos del Mount St. Helens en 1980 indican que éstos sufren marcados cambios en la relación sólido/gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a los

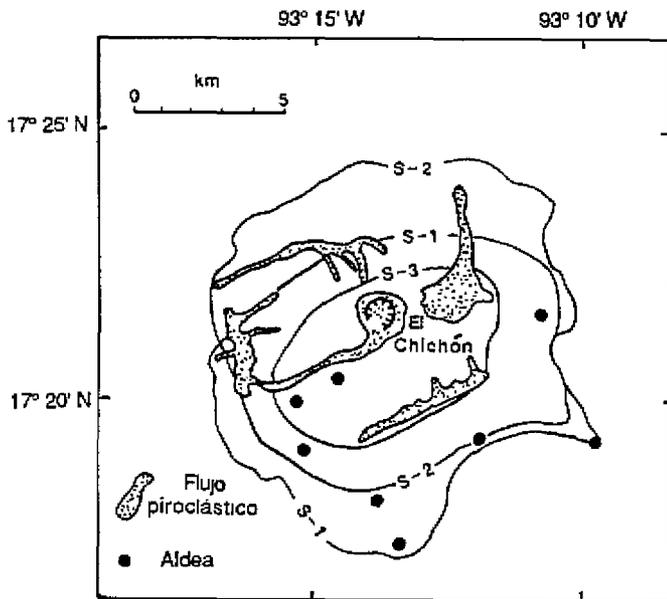


Fig. 2.4. Distribución de los depósitos de tres oleadas piroclásticas calientes (S-1, S-2 y S-3) y flujos piroclásticos asociados (zonas punteadas) provenientes de la erupción del 29 de marzo al 4 de abril de 1982 del Volcán El Chichón, México (tomado de Sigurdsson et al., 1987a). 2.000 personas perecieron en los pueblos y aldeas devastadas, cuya ubicación indican los puntos negros. La zona del cráter, o centro de emisión, se indica con la línea dentada.

procesos de segregación e inflación y que existe una clara relación genética entre flujos piroclásticos y oleadas (Fig. 2.3; Hoblitt, 1986). Bien que los flujos piroclásticos pueden estar controlados por la topografía, las oleadas derivadas de los mismos tienen una movilidad más alta y por lo tanto pueden afectar áreas bastante alejadas de los límites del flujo piroclástico. Por lo tanto, mientras los flujos piroclásticos estarían restringidos a los fondos de los valles, las oleadas piroclásticas que los acompaña podrían afectar áreas ubicadas en las partes altas de las paredes de los valles y hasta alcanzar valles aledaños. Las nubes de ceniza separadas de flujos piroclásticos pueden a su vez estar sujetas a procesos segregativos, dando como resultado flujos piroclásticos secundarios (Fisher & Heiken, 1982; Fisher, 1983). Oleadas piroclásticas calientes pueden afectar áreas localizadas a varias decenas de kilómetros de los centros de emisión (Fig. 2.4).

Las oleadas piroclásticas frías, u oleadas basales, se originan en explosiones hidrovulcánicas en las cuales agua subterránea somera o agua superficial interactúa con magma (Moore, 1967; Nairn, 1979; Sheridan & Wohletz, 1983). Estas oleadas generalmente contienen agua y/o vapor y se encuentran a temperaturas inferiores al punto de ebullición del agua. Es típico que las oleadas basales se encuentren restringidas a un radio de 10 km de sus centros de emisión. También se pueden generar explosiones y oleadas asociadas a éstas por el calentamiento de

agua atrapada debajo de flujos de lava o flujos piroclásticos, especialmente a lo largo de ríos, lagos, brazos de mar y campos de nieve y hielo (Fisher, 1968; Moyer & Swanson, 1987). Estas oleadas se distinguen por ser pequeñas, aunque explosiones muy grandes han resultado al entrar en el mar flujos piroclásticos voluminosos (Walker, 1979).

Las oleadas piroclásticas representan una serie de amenazas o peligros, los cuales incluyen destrucción por nubes de ceniza que se mueven a gran velocidad, el impacto de fragmentos de roca y el enterramiento por depósitos dejados por la oleada. Las oleadas piroclásticas calientes presentan algunos peligros adicionales, como son la incineración, los gases tóxicos y la asfixia. Catástrofes volcánicas notables han sido producidas por el impacto de oleadas piroclásticas calientes y éstas incluyen los siguientes casos: Vesuvio en el año 79 de nuestra era, >2000 víctimas (Sheridan et al., 1981; Sigurdsson et al., 1985b), Mont Pelée en 1902, 30.000 muertos (Lacroix, 1904; Fisher & Heiken, 1982), Mt. Lamington en 1951, 3.000 víctimas (Taylor, 1958); y El Chichón en 1982, 2.000 muertos (Fig. 2.4; Sigurdsson et al., 1987a).

Debido a sus altas velocidades (algunas decenas de metros por segundo) y a su gran movilidad, cualquier escape es imposible una vez que una corriente piroclástica de densidad ha sido generada. El único método efectivo de mitigación es la evacuación de las áreas amenazadas antes del inicio de la erupción. Blong (1984) resume los efectos de varios flujos piroclásticos y oleadas históricas. Algunas personas han sobrevivido el impacto de oleadas, especialmente en áreas distales, al encontrar resguardo en refugios subterráneos y a veces en refugios en la superficie misma. La construcción de refugios para proteger a la población del impacto de corrientes piroclásticas de densidad podría ser factible en ciertas circunstancias, sin embargo faltan datos en los cuales sustentar su diseño. De todas maneras, el proveer a la población de refugios contra flujos piroclásticos y oleadas es probablemente demasiado costoso para ser llevado a la realidad.

Explosiones Lateralmente Dirigidas. Las grandes explosiones lateralmente dirigidas son fenómenos complejos que comparten características de flujos piroclásticos y oleadas, pero que aquí se tratan separadamente por cuanto tienen un componente inicial de ángulo bajo y pueden afectar amplios sectores de un volcán de hasta 180 grados y alcanzar distancias de decenas de kilómetros. Las grandes explosiones dirigidas resultan de la despresurización repentina del sistema magmático y/o hidrotermal dentro del volcán, ya sea por deslizamientos o por alguna otra razón (Fig. 2.2C; Christiansen & Peterson, 1981; Kieffer, 1981; Eichelberger & Hayes, 1982). Las explosiones así formadas generan una corriente de densidad que se mueve a velocidades excepcionalmente altas (mayores a 100 m/s) y tiene una movilidad muy alta, por lo que casi no le afectan los rasgos topográficos.

Notables explosiones laterales catastróficas han ocurrido en Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Gorshkov, 1959, 1963; Bogoyavlenskaya et al., 1985; Belousov & Bogoyavlenskaya, 1988) y en 1980 en el Mount St. Helens. Recientemente se ha descrito evidencia de varios ejemplos de casos prehistóricos (ver

el resumen de Siebert et al., 1987). Los procesos activos dentro de la explosión dirigida del St. Helens han sido ampliamente debatidos (Hoblitt et al., 1981; Hoblitt & Miller, 1984; Moore & Sisson, 1981; Moore & Rice, 1984; Sparks et al., 1986; Waitt, 1981, 1984; Walker & McBroom, 1983; Walker & Morgan, 1984; Walker, 1984; Fisher et al., 1987), pero las observaciones efectuadas de la explosión y las investigaciones de sus depósitos demuestran que estuvieron involucrados flujos, oleadas y caídas de ceniza.

Dentro de las áreas afectadas por las explosiones del Bezymianny y del Mt. St. Helens, las cuales alcanzaron de 500 a 600 km², virtualmente todo indicio de vida sobre el suelo fue aniquilado y todas las estructuras fueron destruídas por la fuerza de la nube de explosión, por el impacto de escombros, abrasión, enterramiento, asfixia y calor. Las temperaturas registradas en la nube de explosión del St. Helens variaron de menos de 100°C a más de 300°C (Banks & Hoblitt, 1981; Moore & Sisson, 1981). Algunos sobrevivientes ubicados cerca de los límites exteriores de la nube informaron que inicialmente ésta era fría durante unos pocos segundos, pero luego fue caliente durante un período de varios minutos (Rosenbaum & Waitt, 1981).

Colapsos Estructurales

Los colapsos estructurales son comunes en volcanes debido a pendientes fuertes, fallas, materiales débiles, deformación interna causada por intrusiones, y otros factores. La formación repentina de caídas de rocas, deslizamientos de roca, y avalanchas de escombros, constituyen un gran peligro ya que pueden iniciarse repentinamente y tienen una gran movilidad. El colapso gradual de grandes sectores de un volcán es un proceso menos catastrófico, pero tiene numeroso peligros asociados.

Avalanchas de Escombros Las caídas de escombros, los deslizamientos en masa, y las avalanchas volcánicas pueden constituir tanto eventos pequeños como algunos de los movimientos de masa más voluminosos de la edad cuaternaria. Las avalanchas volcánicas han ocurrido en numerosos conos compuestos o estrato volcanes durante tiempos históricos (Schuster & Crandell, 1984; Siebert, 1984; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Algunos han ocurrido después de varios meses de actividad precursora sísmica, de deformación o explosiva; otras han ocurrido con aparentemente escaso aviso previo. Una ayuda al debilitamiento progresivo de un edificio volcánico la constituyen las intrusiones, la alteración hidrotermal, la erosión y otros procesos, ya que se desarrollan superficies de cizalla, las cuales pueden actuar como superficies de deslizamiento (Voight et al., 1983). Este debilitamiento progresivo puede conducir a que se produzca el deslizamiento, aunque es más probable que éste se inicie debido a un terremoto o a una explosión.

Las avalanchas de escombros volcánicas tienen mayor movilidad que sus equivalentes no volcánicas; es decir que para un volumen y diferencia de cota dados, las avalanchas de escombros volcánicas viajan más lejos (Fig. 2.5; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Tanto Ui (1983) como Voight et al. (1983) han atribuído este fenómeno al alto grado de fracturación de las

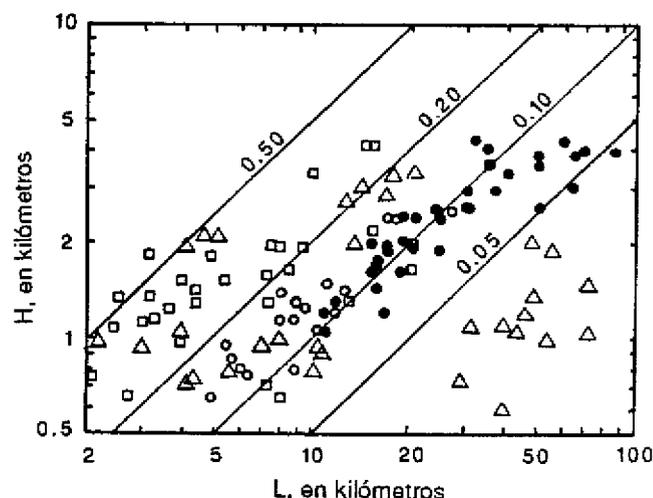


Fig. 2.5. Gráfico de distancia horizontal alcanzada (L) versus caída vertical (H) para avalanchas de escombros volcánicos (círculos en blanco, volumen < 1 km³; círculos en negro, volumen > 1 km³), grandes deslizamientos no volcánicos (cuadrados), y flujos piroclásticos (triángulos). Modificado de Siebert, 1984; Siebert et al., 1987).

rocas dentro de los volcanes y a la presencia de fluidos y gases hidrotermales y/o magmáticos. Avalanchas de escombros conocidas llegan a extenderse hasta 85 km desde su fuente de origen y cubren decenas a más de 1000 km². El impulso adquirido por las avalanchas de escombros les permite ascender pendientes empinadas y sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura. Adicionalmente, avalanchas de escombros muy grandes, es decir aquellas con volúmenes mayores a 10 km³, parecen ser más móviles que las más pequeñas (Siebert et al., 1987).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso, y alteran enormemente la topografía preexistente. Adicionalmente, se pueden generar lahares y crecientes directamente a partir del desagüe de avalanchas de escombros (Janda et al., 1981). Estas también pueden represar ríos y formar lagunas, las mismas que pueden drenar catastróficamente y generar de esta manera lahares y crecientes (Costa & Schuster, 1988; Scott, 1988). Además, como en los casos del Mount St. Helens y del Bezymianny, las grandes avalanchas pueden producir una abrupta caída en la presión litostática que mantiene confinados a los sistemas magmático e hidrotermal, lo cual puede a su vez generar explosiones que varían desde explosiones freáticas menores hasta las grandes explosiones dirigidas. Por último, las avalanchas de escombros que penetran en una masa de agua y por lo tanto desplazan súbitamente grandes volúmenes de agua, pueden formar olas. Avalanchas de escombros que penetran bahías estrechas o lagunas pueden formar olas muy grandes (Slingerland & Voight, 1979); aquellas que entran al mar pueden formar tsunamis (Kienle et al., 1987). Tsunamis también se pueden formar cuando ocurren deslizamientos en las pendientes submarinas de algunos volcanes. Evidencias encontradas en Hawaii indican

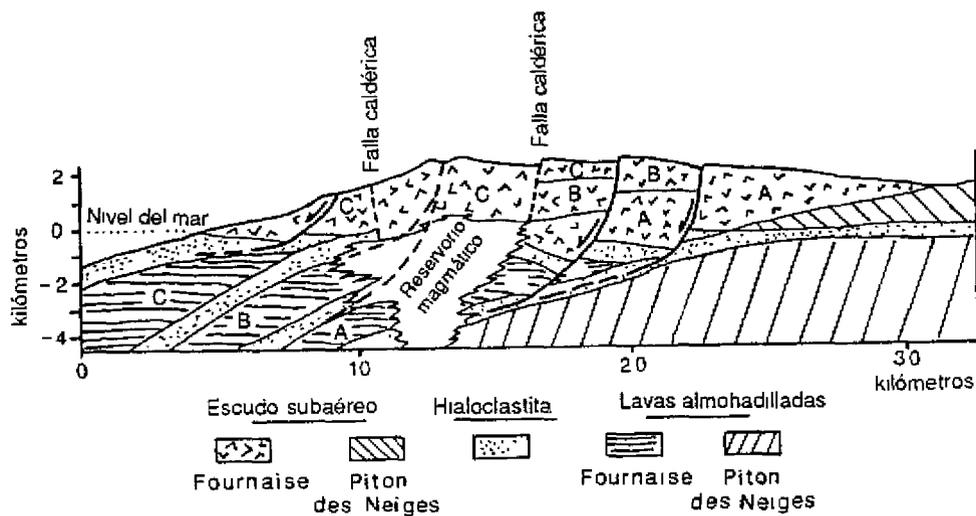


Fig. 2.6. Perfil transversal diagramático y especulativo de la estructura del Volcán Pitón de la Fournaise (Isla de la Reunión), el cual es un escudovolcán basáltico adosado al flanco oriental de otro escudovolcán, el Pitón des Neiges (tomado de Duffield et al., 1982). No hay exageración vertical. Unidades A, B y C representan secuencias de flujos de lava subaéreos y lavas almohadilladas submarinas e hialoclastitas provenientes de períodos sucesivamente más jóvenes en el crecimiento del volcán Pitón de la Fournaise. Se interpreta que la ubicación de fallas está controlada por antiguas zonas de fractura tipo dorsal o rift. Los lugares de posibles fallas futuras están indicados debajo del cráter Dolomieu, donde cruzan el volcán los sistemas de fracturas del dorsal o rift actualmente activo. La ubicación y tamaño del reservorio magmático son altamente especulativos.

que se han formado olas que han ascendido centenares de metros en los flancos de islas vecinas (Moore & Moore, 1984).

Colapso Gradual. Muchos volcanes-isla presentan evidencias de colapsos graduales de una gran parte de sus flancos. En el Kilauea, Hawaii, un desplazamiento repentino de grandes bloques ha generado terremotos destructores y tsunamis (Tilling et al., 1976). En el Pitón de la Fournaise en la Isla Reunión (Fig. 2.6) y en el Kilauea, la inyección forzada de magma en las zonas de fractura está causando tanto el desplazamiento hacia el mar de flancos enteros de grandes escudo volcanes a una tasa de metros por siglo, como la formación de altas escarpas de falla (Swanson et al., 1976; Duffield et al., 1982). Se presume que la existencia de gruesas secuencias de hialoclastitas, tal vez alteradas a arcilla, y que subyacen las partes subaéreas de los volcanes, ayudan a la ocurrencia de estos grandes deslizamientos. En Tenerife, un colapso parcial ha desplazado ladera abajo áreas tan grandes como 100 km^2 , con diferencias de cota de centenares de metros, y en períodos cortos de tiempo (Booth, 1979).

Lahares y Crecientes

Los lahares y las crecientes son los miembros terminales de una serie continua de procesos que varían desde lahares densos dominados por flujos laminares hasta crecientes de agua turbulentas. Los lahares son mezclas de escombros rocosos, movilizadas por agua, que fluyen rápidamente, y se originan en las pendientes de los volcanes (Crandell, 1971). Las

propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño del grano y contenido de agua (Fisher, 1971), pero típicamente incluyen una alta resistencia a punto cedente, una densidad total alta (alcanza los 2000 kg/m^3), y viscosidades aparentes altas (Neall, 1976; Costa, 1984). Durante el avance del flujo ocurren transformaciones entre crecientes y lahares (Fig. 2.7; Fisher, 1983; Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988): (1) las crecientes (ricas en agua) incorporan progresivamente más sedimento, convirtiéndose en lahares; este proceso se denomina hinchamiento; (2) los lahares se diluyen sea por el incremento de agua o por la pérdida de sedimento, transformándose en flujos de crecienta hiperconcentrados, denominados descarga terminal del lahar (tienen aproximadamente 20 a 60% de sedimento por volumen) y en crecientes diluídas.

Las velocidades de lahares históricos han variado ampliamente debido a diferencias en las dimensiones de los canales, volumen y distribución del tamaño de grano. Los lahares en el Mount St. Helens en 1980 tenían velocidades tan bajas como 1.3 m/s a lo largo de zonas distales de baja pendiente, y tan altas como 40 m/s en pendientes fuertes cercanas al volcán (Janda et al., 1981). Otros lahares históricos han tenido velocidades similares, con promedios en el orden de $10\text{-}20 \text{ m/s}$ (Macdonald, 1972; Blong, 1984).

Las áreas de inundación y la longitud de un lahar son altamente influenciadas por el volumen del lahar, sus características granulométricas, las transformaciones durante el flujo, y la topografía. Un gran volumen, un alto contenido de arcilla y el confinamiento en un valle angosto favorece el