

**REAL ACADEMIA DE CIENCIAS
CTAS, FÍSICAS Y NATURALES**

**DISCURSO INAUGURAL
DEL AÑO ACADÉMICO 1992-1993**

**LEIDO EN LA SESIÓN CELEBRADA EL DÍA 21 DE OCTUBRE DE 1992
POR EL ACADÉMICO NUMERARIO**

EXCMO. SR. D. JOSE MARIA FUSTER CASAS

SOBRE EL TEMA

**VULCANISMO: RIESGOS CERCANOS Y
REMOTOS**



**MADRID
DOMICILIO DE LA ACADEMIA
VALVERDE, 22 TELÉFONO - 521 25 29**

1992

Depósito Legal: M. 31.726 - 1992

Realigraf, S. A. - Burgos, 12 - 28039 Madrid

VULCANISMO: RIESGOS CERCANOS Y REMOTOS

Excmo. Sr. Presidente

Excmos. Sres. Académicos

Señoras, señores

Introducción

Los últimos años del siglo que termina han sido declarados por las Naciones Unidas como la "Década de la mitigación de los riesgos naturales", pues los ciclones, las inundaciones, los terremotos, las erupciones volcánicas y otros fenómenos naturales cobran un tributo cada vez mayor en vidas y destrucciones. No es que estos fenómenos sean hoy más frecuentes o peligrosos; es que la expansión demográfica y el desarrollo hacen cada vez más vulnerables a estos riesgos a la especie humana y a sus instalaciones.

La tecnología actual poco o nada puede hacer para eliminar las causas de estas catástrofes, pero sí puede disminuir sus efectos, tratando por un lado de predecir dónde, cuándo y con qué intensidad pueden desencadenarse los fenómenos naturales destructivos, y por otro estableciendo las medidas oportunas de defensa y atenuación de sus efectos antes o una vez que el fenómeno haya tenido lugar.

Las erupciones volcánicas, el tema que he elegido para esta ocasión, pueden parecernos un riesgo remoto para los que vivimos en zonas como la España Peninsular, en donde no existe vulcanismo activo desde épocas históricas, pero es una amenaza más concreta para aproximadamente el 10% de la población mundial que vive en las proximidades de zonas volcánicas potencialmente peligrosas (Peterson, 1986).

Con todo, el riesgo volcánico, comparado con otros riesgos naturales, tiene una importancia relativamente reducida. Probablemente este riesgo es unas 10 veces menor que el debido a los terremotos, en frecuencia y en magnitud. Aun dentro de esta modestia relativa (Tilling, 1989), las erupciones volcánicas, desde el año 1000 hasta el presente han sido la causa de la muerte de unas 300.000 personas y de la pérdida de bienes por una cifra imposible de calcular. Debido al desarrollo creciente de gran parte de las regiones sometidas a riesgos volcánicos, las cifras de víctimas y de pérdidas viene aumentando sistemáticamente y probablemente aumentará en el futuro.

Los fenómenos eruptivos, a más largo plazo, pueden ser un factor de modificación climática, pues en las erupciones volcánicas de gran magnitud se inyectan en la estratosfera cantidades muy importantes de polvo volcánico y aerosoles que pueden persistir durante meses y años, limitando la cantidad de energía térmica que se recibe en la superficie terrestre. Por ello, el vulcanismo es un factor más que hay que tener en cuenta al estudiar el cambio global que puede producirse en las condiciones de la superficie de nuestro planeta.

De estas dos vertientes del vulcanismo, su impacto inmediato destructivo y su influencia climática a más largo plazo, esbozaré algunos aspectos utilizando como ejemplo algunas erupciones. Pero antes conviene que pasemos una breve revista recordatoria a algunos datos sobre la frecuencia, intensidad y peligrosidad de las erupciones volcánicas.

Frecuencia

Cada año, por término medio, entran en erupción unos 50 volcanes; pero existen en la superficie terrestre unos 1.300 volcanes potencialmente activos (Tilling, 1989) de los cuales algo menos de la mitad tienen registradas erupciones históricas (Simkin et al., 1981). Quiere esto decir que hay muchos volcanes de los cuales no se conoce actividad pero que pueden tener en el futuro erupciones volcánicas.

Considerados individualmente, los volcanes se comportan de una manera muy diferente desde el punto de vista temporal. Cada erupción es un episodio de actividad de una duración variable, en general de varios días a unos pocos años, separados de otro episodio activo por un período de reposo que suele ser de mayor duración que los anteriores. Algunos volcanes, sirva como ejemplo el Strómboli, están desde hace 2400 años (Simkin et al., 1981) en erupción prácticamente continua, con escasos y breves períodos de reposo. Otros, como por ejemplo el Etna, tienen períodos de inactividad del orden de

10^1 años. La mayoría tienen períodos de reposo entre 10^1 y 10^2 años, grupo en el que situaríamos a las Islas Canarias si las consideramos como un solo sistema volcánico. Sin embargo, no son raros los intervalos del orden de 10^3 años o incluso mayores.

Un problema relacionado con los volcanes de baja frecuencia, especialmente en los que no se conocen erupciones históricas, es la falsa confianza que inducen en las poblaciones que pueden estar amenazadas por él. Son incontables los volcanes a los que se les considera extintos, apagados o durmientes que entran en la nómina de los volcanes activos, a veces en la crónica negra, sorprendiendo a unas poblaciones que carecen de conciencia histórica de los peligros de una erupción volcánica, que no saben cómo se pueden manifestar sus efectos catastróficos y que, llegado el momento, no se deciden a evacuar las zonas peligrosas. La historia vulcanológica está llena de estos ejemplos: el Arenal de Costa Rica en 1968, el Chichón de Méjico en 1982, el Nevado del Ruiz de Colombia en 1985, el Pinatubo en Filipinas que inició una erupción en 1991 y que todavía prosigue, y tantos otros. Todos ellos son volcanes sin erupciones conocidas, o con una o dos erupciones históricas. El Vesubio, para los habitantes de la Bahía de Nápoles en el año 79 de la Era Cristiana, era también un volcán sin historia previa.

Por otra parte, son estos volcanes con intervalos de reposo muy prolongados los que con frecuencia originan las erupciones más catastróficas. Así, de las 21 erupciones más destructivas registradas como históricas en el catálogo de la Smithsonian Institution (Simkin et al., 1981) en 17 casos fueron la primera erupción histórica de esos volcanes, es decir, al volcán se le consideraba en reposo o no era considerado siquiera como volcán. Otro dato deducido del mismo catálogo: el intervalo de reposo medio de las 25 erupciones de mayor magnitud registradas históricamente es de 865 años.

Magnitud

La magnitud, es decir, la energía liberada por una erupción volcánica es también muy variable. Además, en las erupciones volcánicas el balance energético es complejo y difícilmente medible, pues en el sistema volcánico hay varios factores, tales como el volumen del material expulsado, la temperatura, la proporción de volátiles desprendidos, etc. que varían ampliamente de unas erupciones a otras y que condicionan en gran medida el estilo y la peligrosidad de la erupción.

Una medida sencilla de la magnitud (Decker y Decker, 1991-b) es el volumen de magma expulsado. Se ha establecido con este dato una escala numérica con el logaritmo del número de metros cúbicos de material volcánico emitido. En esta escala la magnitud 1 representa como máximo la expulsión de 10^5 m^3 de magma; la magnitud 5, que representa ya una erupción muy importante, corresponde a la emisión de 10^9 m^3 de magma, es decir, 1 km^3 .

Algunos autores (Newhall y Self, 1982) para las erupciones explosivas utilizan como medida de la magnitud un índice de explosividad volcánica (V.E.I.) en el que intervienen, además de la cantidad de magma expulsado, la altura de la columna de los productos piroclásticos, la duración de la erupción, el carácter de la misma, la proporción de productos piroclásticos inyectados en la atmósfera y otros factores de apreciación más subjetiva. Este índice es poco aplicable a erupciones prehistóricas de las que se carece de información directa.

De las erupciones históricas catalogadas, utilizando el primer índice, solamente se han encontrado 8 erupciones con magnitud superior a 6, es decir, que han expulsado más de 10 km^3 de magma (Decker y Decker, 1989). Una buena parte de las erupciones (más de 700) han tenido magnitudes entre 3 y 4, que aún pueden considerarse como muy importantes. Las erupciones restantes del período histórico han tenido índice inferior a 3.

Pero un factor que no hay que olvidar, es que en épocas prehistóricas han tenido lugar erupciones mucho más importantes que cualquiera de las registradas en la época actual. Por ejemplo, una erupción de los Campos Flegreos en la Bahía de Nápoles que tuvo lugar hace 35.000 años, expulsó 50 km^3 de magma, cantidad muchas veces mayor que la expulsada por el Vesubio en el año 79. La erupción de Atitlán en Guatemala, de hace 84.000 años desalojó 250 km^3 de productos ígneos. La erupción de Toba, en Indonesia, de 75.000 años de edad expulsó unos 2000 km^3 de magma. De cómo fueron estas erupciones y otras aún mayores que se reconocen en los registros geológicos, es muy difícil hacerse una idea o imaginarse cuál serían sus efectos actuales en las regiones donde tuvieron lugar. Debieron ser cataclísmicas en el sentido literal de la palabra. También es seguro que estas erupciones pueden tener lugar en el futuro, aunque esperemos sea en un futuro remoto.

Peligrosidad y riesgo

Cualquier volcán potencialmente activo representa un peligro, tanto mayor cuanto mayor sean la magnitud y frecuencia de sus erupciones, pero ese peligro se transforma en riesgo cuando en la zona de influencia del volcán existen habitantes, instalaciones o cultivos que pueden ser afectados por su actividad. El peligro es un parámetro que puede considerarse constante para una determinada erupción, pero el riesgo se multiplica en la misma proporción que aumenta el desarrollo económico y demográfico de la región afectada por el volcán.

Pongamos un ejemplo: el del volcán Katmai: el 6 de junio de 1912, el Katmai, uno de los muchos volcanes que existen en la alineación de Alaska-Aleutinas, inició una erupción que puede ser considerada, hasta ahora, como la más importante del siglo XX. Se ha calculado (Decker and Decker, 1991) que la cantidad total de magma expulsado fue de unos 15 km^3 que se expandió a un volumen dos veces mayor. La zona de cumbres de este volcán desapareció tras una gigantesca explosión, dando origen a una caldera de 3 km de diámetro y uno de profundidad hoy ocupada por un lago. Al oeste del volcán se abrió un nuevo cráter, el Novarupta, que emitió una columna eruptiva de gases y piroclastos que subió más de 20 km en la atmósfera, dispersándose en dirección Este-Sureste y depositando lluvias de pómez y cenizas en un área de 60.000 km^2 con un espesor medio de más de 3 cm (Dumond, 1979). En las inmediaciones del volcán el espesor del manto de cenizas alcanzó más de 10 m. Del volumen expulsado se calcula que un tercio se inyectó en la alta atmósfera, distribuyéndose por todo el hemisferio N y reduciendo según Axelrod (1981) la radiación solar en un 20% en zonas tan alejadas como Argelia.

Otro tercio aproximadamente del material expulsado cayó en las inmediaciones de los centros eruptivos, originando una colada piroclástica que se canalizó por un valle glaciar de unos 3 km de anchura hasta una distancia de unos 20 km, rellenando su fondo hasta una altura de unos 200 m.

En aquella época esta zona de Alaska estaba prácticamente deshabitada. Excepto unos pequeños grupos de esquimales nativos, situados en campamentos de pesca relativamente lejos de los centros de emisión, no hubo otros testigos que los habitantes de la Isla de Kodiak situada unos 170 km al Este. Poco pudieron ver, pues durante más de dos días que duró la lluvia de cenizas, el día se transformó en noche impenetrable por la gran cantidad de polvo volcánico que caía de la atmósfera; irónicamente, en esta época del año era la estación del sol de medianoche. Los habitantes de

Kodiak, cuando aclaró el día 9 de junio abandonaron el poblado cubierto por más de medio metro de ceniza, aunque regresaron al año siguiente para dedicarse de nuevo a la pesca, su ocupación habitual.

Cuatro años después, en 1916, una expedición científica (Griggs, 1992) se acercó hasta Katmai. Los centros de emisión habían dejado de emitir desde hacía mucho tiempo productos volcánicos. Vieron entonces el valle que había sido rellenado por la gigantesca colada piroclástica. En el techo de la colada surgían, humeantes y a temperatura elevada, infinidad de fumarolas que hoy se sabe que estaban causadas por la desgasificación lenta de los materiales volcánicos entonces aún muy calientes, y por el agua evaporada del antiguo fondo del valle enterrado por la colada piroclástica. Los exploradores ante este espectáculo bautizaron a este valle como el de "Ten thousand smokes", el "Valle de las Diez mil Chimeneas". Hoy es un parque natural donde ochenta años después de la erupción se perciben algunos efectos térmicos en las zonas de mayor acumulación de piroclastos.

La erupción del Katmai, de magnitud superior a 6, ha sido la más enérgica de este siglo. En ella no hubo víctimas humanas ni se produjeron impactos económicos negativos graves, pues era una región sin cultivos y con una economía basada en la pesca tradicional. Los impactos ecológicos debieron ser mayores, pero según los estudios realizados la recuperación de la flora y fauna debió ser relativamente rápida excepto en la zona más inmediata a los centros de emisión. En 1912, el Katmai podía ser considerado como un volcán muy peligroso pero con escaso riesgo.

Otro ejemplo, el de la erupción del Nevado del Ruiz, ilustra como pocos la multiplicación del riesgo cuando en las proximidades de un volcán existen poblaciones que pueden ser afectadas por su actividad. En esta erupción, en cuestión de unos minutos, el 13 de noviembre de 1985 a las once de la noche, la ciudad de Armero situada a unos 60 km del volcán y al menos 22.000 de sus habitantes quedaron materialmente barridos y enterrados por unas gigantes casacas de barro que, procedentes de la zona de cumbres del volcán, descendieron por el cauce del río Lagunillas a una velocidad de 30-40 km por hora. En el flanco oeste del volcán otros 2.000 habitantes de Chinchiná, numerosas viviendas y un centro importante de investigación científica sobre la producción cafetera, también fueron arrastrados por las avalanchas de barro que se habían generado también por fusión parcial del casquete de hielo de las cumbres del volcán.

En cuestión de unas pocas horas se había desarrollado la catástrofe volcánica mayor de este siglo, con una cifra de muertos algo más baja que la famosa de Saint Pierre de la Martinica, pero con una proporción de pérdidas bastante mayor. Sin embargo, la erupción del Nevado del Ruiz fue muy reducida desde el punto de vista de su magnitud, pues el volumen de material ígneo expulsado apenas alcanza la magnitud 1 y la altura de la columna eruptiva también fue moderada. En la actualidad, cuando se recorren las zonas inmediatas al cráter, en las partes no recubiertas por los hielos, se tienen dificultades para reconocer lo poco que queda de los depósitos de pómez de la erupción de 1985. Será esta una erupción de la que no quedará otro registro estratigráfico en los flancos del volcán que los mantos de barro que enterraron a Armero. Si esta erupción no hubiera sido histórica pasaría totalmente desapercibida para unos futuros investigadores que recorrieran el Ruiz.

Evaluación del riesgo

Los ejemplos que acabo de relatar dejan bien claro que el riesgo depende no sólo de la naturaleza del volcán y de las características de sus erupciones, sino del grado de exposición a que puedan estar sometidos los habitantes e instalaciones frente a las diferentes actividades del volcán. Mientras que el factor peligro o amenaza para una determinada modalidad de erupción es más o menos constante, el riesgo va aumentando en una proporción posiblemente mayor que el crecimiento del desarrollo económico y demográfico de la población que vive en la zona influenciada por el volcán.

El primer factor, la determinación de los posibles peligros o amenazas que puede ocasionar un volcán, se puede evaluar siempre que se realice un estudio detallado de su actividad histórica y prehistórica y se determine la extensión de los depósitos (lluvias piroclásticas, coladas piroclásticas, coladas de lava, lahares, etc.) y la frecuencia temporal de estas manifestaciones. Esto requiere, entre otras cosas, la realización de detalladas investigaciones geológicas y vulcanológicas que aún no se han hecho en numerosos volcanes, especialmente en los que tienen erupciones con frecuencias de 10^2 ó 10^3 años. En éstos existe además la posibilidad de pasar por alto numerosos episodios eruptivos que no han dejado registro geológico o que ha sido eliminado por la erosión posterior (United Nations, 1976).

Aunque de muchos de los volcanes activos del mundo aún se tiene un conocimiento limitado o incluso defectuoso, se han hecho intentos para elaborar una lista de volcanes a los que se considera de alto riesgo. Una de estas listas, la de Yokoyama et al. (1984), se elaboró asignando una

puntuación a cada volcán por una serie de factores tales como las actividades del volcán en épocas pasadas, la superficie destruida en un período de tiempo determinado, la magnitud de la población que está sometida a riesgo, etc., en total diecisiete factores. De la aplicación de estos criterios en 1984 se elaboró una lista en la que estaban catalogados unos 80 volcanes de todo el mundo con índice superior a 10 (Scott, 1989), es decir, los más peligrosos. Sin duda, los volcanes incluidos en esta lista tienen considerable riesgo, pero el que un determinado volcán no aparezca incluido en ella no debe tranquilizar totalmente, ni a los habitantes que vivan cerca de un volcán, ni a los responsables de la seguridad civil de ese territorio. Unos botones de muestra: el Chichón está incluido en la lista con una puntuación de 15 por haber tenido una importante erupción poco antes de la publicación de la misma. El Nevado del Ruiz en Colombia y el Pinatubo en Filipinas, del cual aún no se ha terminado de contar los muertos y destrucciones de la erupción en curso, tampoco figuraban en esta nómina de los 80 principales.

Todos estos ejemplos corresponden a volcanes con baja frecuencia temporal en sus erupciones, en el orden de 10^2 años, y demuestran simplemente que considerar a un volcán poco peligroso por la sencilla razón de que hace muchos años que está tranquilo, o porque no se conocen de él erupciones históricas, es muy poco racional. Podemos aplicarnos estas consideraciones al caso de las Islas Canarias.

Es muy reducida la proporción de volcanes potencialmente activos que se hayan estudiado lo suficiente para delimitar en su entorno las zonas más peligrosas ante las diferentes amenazas de un volcán, tales como coladas de lava, lluvias piroclásticas, coladas y surges piroclásticas, lahares, sectores expuestos a explosiones laterales, etc. Sin embargo, el coste de elaboración de estos planos de riesgo no es comparable con el ahorro en vidas humanas que puede lograrse por alertar con tiempo suficiente a la población que desarrolle su actividad en las zonas amenazadas. Pueden utilizarse también, si están hechos con el suficiente detalle y calidad, como elementos a tener en cuenta en la planificación de nuevas vías de comunicación, obras públicas o proyectos de desarrollo industrial o urbanístico.

La zonación de riesgos (Crandell et al., 1984) deducida del comportamiento pasado del volcán y el estudio del estado actual del mismo, mediante una vigilancia instrumental permanente y adecuada, son las herramientas de que disponemos hoy para prever, hasta un cierto punto, la llegada de un nuevo episodio de actividad, pues al contrario de lo que muchos suponen, la mayor parte de las erupciones volcánicas no se presentan súbitamente. Suelen estar precedidas por una serie de fenómenos previos que

pueden durar días o semanas, y a veces años, observables a veces directamente y medibles con la instalación de instrumentos apropiados. Los fenómenos premonitorios, que son consecuencia del ascenso hacia la superficie del magma y su eventual desgasificación se manifiestan por una agitación sísmica de magnitud moderada con una frecuencia de eventos que crece exponencialmente al acercarse el momento de la erupción. Suele existir también una deformación topográfica, causada por la intrusión de magma en zonas superficiales, medible por instrumentos geodésicos sensibles. Pueden originarse, además, modificaciones térmicas de los fluidos y gases existentes en los sistemas hidrotermales asociados al aparato volcánico y también cambios geoquímicos relacionados con estos aumentos de temperatura (Véase UNESCO, 1971; Tazieff y Sabroux, 1983; Decker, 1986; Latter, 1989; Tilling, 1989).

Algunos ejemplos pueden servir para resaltar la utilidad de la zonación de riesgos y la observación y vigilancia en los volcanes activos. Uno de ellos es el Mount St. Helens en el NW de los Estados Unidos. Este volcán había tenido algunas erupciones históricas entre los años 1831 y 1857 y una serie abundante de erupciones prehistóricas que fueron estudiadas cuidadosamente por el Servicio Geológico de Estados Unidos (Crandell et al., 1975; Crandell y Mullineaux, 1978). Se llegó a la conclusión de que el Mount St. Helens era el volcán más activo de la cadena volcánica de las Cascades y se publicó un mapa de riesgos de este volcán aunque no excesivamente detallado. Aquellos autores pronosticaron, una vez conocida con detalle su historia previa, que este volcán podía entrar de nuevo en actividad antes de que finalizara el siglo.

Acertaron, pues la erupción volcánica tuvo lugar el 18 de mayo de 1980. Ahora bien, la erupción se inició prácticamente dos meses antes mediante un terremoto que tuvo lugar el 20 de marzo, que fue seguido de un aumento muy notable del número de eventos sísmicos asociados a erupciones freáticas de baja magnitud, que prosiguieron hasta la víspera del episodio catastrófico. En los días previos a la erupción se había comenzado a observar y medir una enorme deformación del flanco N del volcán que aumentaba a razón de 1,5 m por día (Decker y Decker, 1989 a). El climax de la erupción tuvo lugar cuando un sismo de magnitud 5.1 provocó el desplome de todo el flanco N del volcán, seguido de una explosión gigantesca que lanzó hacia el N a gran velocidad una avalancha de escombros, productos volcánicos y hielo de $2,7 \text{ km}^3$ de volumen. Quedó devastada por completo un área de 550 km^2 ; todos recordamos las impresionantes imágenes en donde sólo se veían amontonados, como si fueran palillos de dientes, los troncos de abetos gigantes. Poco después se originó desde el nuevo cráter una columna eruptiva

de 24 km de altura que lanzó al aire y dispersó por el N y E de los Estados Unidos $1,1 \text{ km}^3$ de pómez y ceniza (Punongbayan y Tilling, 1989; Decker y Decker, 1989).

Como consecuencia de esta erupción se perdieron 57 vidas y se causaron daños por más de 1.000 millones de dólares. De los daños poco o nada hubiera podido evitarse, pero el número de víctimas habría sido muchas veces mayor de no haber cerrado la zona inmediata al volcán a la penetración de excursionistas, haber limitado las actividades de las empresas madereras a un mínimo y haber tomado medidas de precaución en los ríos y embalses que después fueron invadidos por los lahares.

Otro ejemplo, aunque con resultados totalmente adversos, es el del volcán Nevado del Ruiz, al cual nos hemos referido anteriormente. Por lo que veremos a continuación, aún hoy tenemos que preguntarnos cómo fue posible que la catástrofe alcanzara tal magnitud.

Quizás uno de los factores fue que de este volcán sólo se conocían dos erupciones históricas, una del año 1595, poco después de la colonización, y otra en 1845. Aunque en su cráter siempre existió una actividad fumaroliana, el siglo y casi medio de reposo creó una falsa confianza en las poblaciones situadas en las proximidades del volcán, que carecían por completo de experiencias directas sobre actividad volcánica.

Sin embargo, el Ruiz un año antes, en noviembre de 1984, presentaba signos evidentes de reactivación, expulsando por el cráter una cantidad de gases mayor que lo usual y lanzando a los alrededores algunas proyecciones en pequeñas explosiones freáticas. También comenzaron a percibirse mayor proporción de pequeños terremotos. La actividad preliminar prosiguió durante los últimos meses de 1984 y buena parte de 1985 hasta el 11 de septiembre, cuando tuvo lugar una explosión freática de cierta intensidad, pues las partículas de ceniza dejaron un pequeño depósito en Manizales, situada a unos 30 km al NW del volcán. En las cabeceras de los ríos que nacen del casquete de hielo que cubre la parte alta del volcán se formaron algunas avalanchas de barro y detritus (lahares) que circularon, sin provocar grandes daños, por los cauces altos del Gualí y Azufrado, quebradas que salen del volcán hacia el NE.

Toda esta actividad premonitoria aconsejó un despliegue de medios para estudiar el volcán creándose un Comité de Vigilancia del riesgo volcánico del Ruiz en el que además del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras se recibió ayuda del Servicio Geológico de los Estados

Unidos y de UNDRO, organización de las Naciones Unidas para mitigación de catástrofes. Tras la erupción freática del 11 de septiembre se intensificaron los medios de vigilancia sísmica y se inició la elaboración de un mapa de riesgos con el auxilio de especialistas extranjeros. También se mantuvieron numerosos contactos con las autoridades y Servicios de Protección Civil y Cruz Roja con vistas a preparar los auxilios en caso necesario.

El mapa de riesgos, en una primera versión, estuvo listo el día 7 de octubre, publicándose en la primera página de un diario, El Espectador, el 9 de octubre. En este mapa, las ciudades de Armero y Chinchiná estaban claramente situadas en la zona amenazada por los lahares. El mapa, por muchos oficiales del gobierno colombiano, fue considerado como excesivamente alarmista, pero aún así se trató por todos los medios de informar y comunicar a las poblaciones de las zonas amenazadas de la existencia de un riesgo y de la conveniencia de desalojar las zonas cercanas a los ríos que descienden del Ruiz en caso de que la erupción tuviera lugar.

Por desgracia las previsiones esta vez se cumplieron. La erupción del 13 de noviembre se inició a las 3 de la tarde con dos explosiones importantes en la zona del cráter y desde ese momento se recomendó por Ingeominas y Cruz Roja que los habitantes de Armero y otras ciudades amenazadas por los lahares se preparasen para la evacuación. A las 9 de la noche tuvo lugar la explosión principal que desencadenó los lahares principales, pero en Armero, donde caía la ceniza procedente del Ruiz, se creó una gran confusión, pues las noticias sobre la conveniencia de la evacuación fueron contrarrestadas por llamamientos a la calma difundidas por la radio local y los altavoces de las iglesias. El hecho de que fuera de noche, bajo una fuerte lluvia, el temor a abandonar sus casas y las noticias contradictorias, hizo que la mayor parte de la población se quedara en Armero. Entre tanto los lahares, que bajaban por el río Lagunillas a 30 ó 40 km de velocidad, barrieron a los que quedaron e incluso a parte de una caravana de vehículos que pretendía apartarse hacia zonas más seguras.

Todo este relato que parece la cuenta atrás de una catástrofe inevitable (Voight, 1988) pone de manifiesto que lo que falló en Colombia el año 1985 no fue la falta de información sobre el peligro y su inminencia. Fueron factores humanos tales como la indecisión de las autoridades en tomar medidas que son impopulares y de un gran coste económico y político en caso de que las previsiones pesimistas no se vean cumplidas, la falta de credibilidad de la inminencia del peligro por las autoridades y por la propia población, consecuencia de la escasa información y educación sobre los riesgos que existen en las zonas volcánicas activas. En pocas palabras, en el

caso del Nevado del Ruiz los factores humanos fueron las causas mayores del riesgo.

Vulcanismo y clima

Fue Benjamin Franklin el primero que sugirió que el vulcanismo puede ser un factor de modificación climática (Decker and Decker, 1989 a). En 1783 en Islandia tuvo lugar la mayor erupción basáltica de los tiempos históricos (Thorarinsson, 1969) expulsándose unos 12 km^3 de lava a lo largo de una fisura de unos 25 km. Los gases desprendidos, entre los que abundaban los compuestos fluorados, envenenaron los pastos ocasionando la muerte de la mayor parte de la ganadería. Los efectos directos de la erupción fueron desastrosos para Islandia, pues el hambre que sucedió a la erupción causó la muerte a unas 10.000 personas, la quinta parte de la población. En Europa durante el verano y otoño de 1783 se observaron unas "nieblas secas" que velaron el sol, siguiendo después un invierno excepcionalmente riguroso. Benjamin Franklin que entonces estaba en Francia adelantó la sospecha de que el polvo y gases de la erupción del Laki eran la causa del mal tiempo.

Estudios posteriores (Sigurdsson, 1982) han puesto de manifiesto que en esta erupción de Laki se produjeron una proporción muy elevada de gases que penetraron en la estratosfera, persistiendo durante varios años en el Hemisferio Norte. Las determinaciones de acidez de los hielos de Groenlandia correspondientes a aquellos años y los estudios geoquímicos de las lavas de Laki permiten suponer que la cantidad total de gases sulfurosos lanzados a la atmósfera, debió ser del orden de 10^{15} gramos, mil millones de toneladas de SO_2 .

Los gases que se desprenden del magma, entre los cuales el dióxido de azufre es el más abundante después del vapor de agua, se estabilizan en la alta atmósfera formando aerosoles de ácido sulfúrico que se distribuyen con bastante rapidez por zonas continentales o mundiales, dependiendo de la magnitud de la erupción. Persisten, junto con las partículas micrométricas de polvo volcánico, durante mucho tiempo, a veces años, y tienen un efecto filtrante para las radiaciones solares diurnas, pero son transparentes a la radiación infrarroja que devuelve la tierra. El resultado neto es el enfriamiento de la superficie terrestre.

En las erupciones fisurales y en general en las emisiones basálticas, la proporción de polvo volcánico que se lanza a la atmósfera es relativamente moderada, pero en las erupciones explosivas de elevada magnitud, las denominadas plinianas, se forman chorros de gases y partículas volcánicas, las

llamadas columnas eruptivas, que pueden alcanzar 20 ó 30 km de altitud. Se inyectan en estos episodios volcánicos cantidades enormes de polvo y aerosoles que pueden distribuirse por todo el planeta. Veamos algunos ejemplos de estas erupciones plinianas: las de Tambora y Krakatoa en Indonesia y la del Chichón en Méjico.

Tambora es un volcán en la Isla de Sumbaba, al E de Balí que tenía más de 4.000 m de altitud antes de abril de 1815, fecha en la que tuvo lugar una erupción que se considera la más importante de todo el mundo en el período histórico (Rampino y Self, 1982). La energía de esta erupción fue extraordinaria, pues las detonaciones producidas por las explosiones se oyeron hasta más allá de los 1.500 km; los últimos 1.300 m de la zona de cumbres del volcán desaparecieron, dejando una caldera de 6 km de diámetro y 700 m de profundidad. Los productos piroclásticos expulsados por el volcán, que fueron superiores a 40 km^3 de magma, originaron una columna eruptiva de varias decenas de kilómetros que ocasionó lluvias piroclásticas de pómez y cenizas de extraordinaria extensión y magnitud formando mantos de más de un metro de potencia en las islas inmediatas; en Balí, algo más al W, el espesor de ceniza fue de más de 30 cm; en toda Indonesia Central y en las Célebes la ceniza oscureció el cielo en un radio de más de 500 km durante varios días. Los efectos de esta erupción fueron desastrosos. Se ha estimado que por causa directa de la actividad volcánica fallecieron 12.000 personas, pero por el hambre que se desencadenó como consecuencia de la aniquilación de las cosechas y de la inutilización de los campos de cultivo pudieron morir entre 60.000 y 80.000 personas.

No se dispone de datos precisos sobre la proporción de polvo volcánico y aerosoles que se dispersaron en la estratosfera como consecuencia de la erupción del Tambora, pero teniendo en cuenta las diferencias de escala con otras erupciones más conocidas de análogo carácter, se puede suponer que fue significativamente mayor. El hecho real es que el año 1816, el siguiente a la erupción, se caracterizó por condiciones climáticas muy severas. Fue el llamado año "sin verano" con heladas que se continuaron hasta el mes de agosto en Estados Unidos y Canadá donde los lagos estuvieron helados en el mes de julio. En Europa se perdieron por causa del frío las cosechas y pastos, originándose una crisis de escasez alimenticia cuyas víctimas no se contabilizaron.

Más famosa es la erupción del Krakatoa, pequeña isla situada entre Java y Sumatra, que antes de 1883 estaba formada por la unión de tres edificios volcánicos. El 27 de agosto de aquel año una gigantesca explosión lanzó al aire, pulverizados, dos de los antiguos volcanes junto con unos 10 km^3

de magma que se transformó por expansión de sus gases en pómez y ceniza volcánica. La detonación se oyó en Australia, a más de 4.000 km de distancia, produciendo una onda de choque que se registró en los barógrafos de todas las estaciones meteorológicas del mundo. Las cenizas de la explosión llovieron en un área de una extensión equivalente a la de la Península Ibérica, pero una gran parte del polvo volcánico y aerosoles penetraron hasta unos 50 km en la estratosfera, distribuyéndose en dirección W por todo el mundo por los vientos en chorro estratosféricos que fueron entonces descubiertos. Por estar inhabitada, en Krakatoa hubo pocas víctimas directas por la explosión, pero el colapso de la caldera submarina que se formó provocó un tsunami que en las costas de Java y Sumatra alcanzó 30 m de altura, barriendo las zonas costeras y ocasionando 36.000 muertos.

Como consecuencia de la penetración en la atmósfera de SO_2 y polvo volcánico, al final de noviembre del 1883 el velo del Krakatoa se extendía por el hemisferio Sur desde más al S del Trópico de Capricornio hasta algo al N del Ecuador. Al final de noviembre el polvo se había extendido por gran parte del Hemisferio N. (Simmons, 1888). Este velo volcánico persistió durante varios años y fue famoso por los fenómenos ópticos espectaculares que se producían durante los atardeceres a causa de la difracción y dispersión de los rayos solares. Se ha calculado (Rampino and Self, 1984) que la cantidad de aerosoles estratosféricos producidos en la erupción del Krakatoa, que expulsó muchos volátiles sulfurados, fue del orden de 5×10^{13} gr. Esta carga de aerosoles produjo una bajada de las temperaturas medias en la Tierra, durante los tres años subsiguientes a la erupción, que se ha evaluado en $0,5^\circ\text{C}$.

El Chichón, pequeño volcán prácticamente desconocido al S de Méjico, provocó entre los días 28 de marzo y 3 de abril de 1982 la peor catástrofe de la historia de los volcanes mejicanos. En una erupción de carácter pliniano originó unas coladas piroclásticas que ocasionaron unos 2.500 muertos, lanzando además al aire una columna eruptiva de unos 25 km que tenía, además de cenizas, una proporción de dióxido de azufre que fue unas 140 veces más densa que la que se produjo en la erupción del Saint Helens. Circuló en dirección oeste a bastante velocidad: a los seis días de la erupción se detectó en Hawai; el 15 de abril alcanzó el Japón y el 26 de abril había completado la vuelta a la Tierra. El velo de polvo y aerosol se ha atenuado lentamente durante un período de cuatro o cinco años. Sin duda ha afectado el clima terrestre, pero ¿en qué proporción?

Algunos meteorólogos han especulado sobre la posibilidad de que las modificaciones de las corrientes atmosféricas y marinas del Pacífico Central, conocidas con el nombre de El Niño, que tuvieron lugar en los años 1982 y 1983 puedan estar relacionadas con la erupción del Chichón (Decker and Decker, 1989, 1991). Con estas modificaciones de las corrientes estuvieron relacionadas las sequías de Australia y las inundaciones en California de aquellos años. La conexión entre el Chichón y la corriente de El Niño podría establecerse por la disminución de intensidad de los vientos alisios debido al descenso térmico originado por la erupción. A su vez los vientos reducirían la velocidad de la rama oeste de la corriente del Pacífico ecuatorial.

Los ejemplos que hemos puesto (Laki, Tambora, Krakatoa, Chichón) todos ellos de erupciones históricas, pueden considerarse modestos cuando se comparan con otras erupciones prehistóricas o de épocas geológicas pasadas en las que, no obstante, podemos evaluar su magnitud y características por el volumen y la naturaleza de los materiales volcánicos expulsados. Por ejemplo, la erupción del volcán Toba, en Sumatra, que tuvo lugar hace 75.000 años desalojó entre 1.000 y 2.000 km³ de magma riodacítico en un período que se calcula inferior a dos semanas (Ninkovich et al., 1978). Los fragmentos de pómez y cenizas de la erupción se dispersaron por un área diez veces superior a la Península Ibérica. No es fácil imaginar la magnitud de los efectos que esta erupción pudo tener sobre los seres vivos en el SE de Asia e Indico, pero podemos suponer que fueron muy considerables.

Aunque no conocemos con precisión la proporción de cenizas ni de aerosoles que se dispersaron en la alta atmósfera, comparando esta erupción con otras bien conocidas como la del St. Helens, se puede admitir, teniendo en cuenta las analogías composicionales y el volumen, que en la erupción de Toba se lanzaron a la atmósfera entre 9×10^{14} y 5×10^{15} gramos de aerosoles (Stothers et al., 1989) es decir 5.000 millones de toneladas. Aun con todas las incertidumbres que derivan de la extrapolación lineal de escalas, la introducción de tal cantidad de polvo volcánico y aerosoles de sulfúrico en la alta atmósfera debió crear alteraciones climáticas muy considerables. Puede ser pura coincidencia temporal, pero cuando se estudian los sedimentos marinos profundos de la misma edad que la erupción de Toba (Ninkovich et al., 1978) se localiza en ellos el límite entre las zonas 4 y 5 establecidas por las relaciones isotópicas del oxígeno. Este límite está en relación con un período global de enfriamiento y de crecimiento de los casquetes polares. (Shackleton and Opdiike, 1973).

Una medida de la opacidad de la estratosfera (Stothers et al., 1969) es el parámetro T^D o profundidad óptica de los aerosoles volcánicos, que es el logaritmo natural negativo de la relación entre la intensidad luminosa con aerosoles dispersos y la intensidad luminosa inicial. El T^D para los aerosoles volcánicos es por término medio $10^{-15} \times M_D$, donde M_D , es la carga de aerosoles en gramos. Para la erupción de Toba la profundidad óptica estaría comprendida entre 6 y 33; aun utilizando el menor valor, la proporción de radiación solar que llegaría a la superficie terrestre quedaría seriamente reducida.

Aunque los efectos de la opacidad de la estratosfera debidos a las grandes erupciones volcánicas pueden persistir durante varios años, no son permanentes, pues por agregación de partículas y otros mecanismos el polvo volcánico y aerosoles caen lentamente al suelo.

Los efectos, sin embargo, pueden ser más permanentes en los períodos geológicos en los que ha existido una mayor frecuencia de erupciones.

Teniendo en cuenta las pautas de circulación de la alta atmósfera, los efectos de las erupciones que tienen lugar en las zonas ecuatoriales se extienden por los dos hemisferios, mientras que los volcanes situados en latitudes elevadas concentran más sus efectos en el hemisferio respectivo.

Aun con las limitaciones temporales y espaciales mencionadas, los datos que hoy se pueden aportar mediante el estudio de nubes volcánicas por imágenes de satélites o mediante Lidar basados en la superficie, van reforzando y cuantificando la antigua idea de Benjamin Franklin de que la actividad volcánica es un factor más a tener en cuenta en el complejo proceso climático que, curiosamente, actúa en sentido contrario al efecto invernadero causado por el aumento de la tasa de CO_2 en la atmósfera originado por la actividad humana.

Cualquiera que sea en la época actual la incidencia del vulcanismo en la dinámica climática, se puede suponer que en los períodos de intensa actividad volcánica que han existido con frecuencia en la historia geológica de nuestro planeta, los efectos pueden haber sido mucho más significativos. Algunos han sugerido (Stothers et al., 1989) la posibilidad de que en el planeta Tierra hayan existido o puedan existir en el futuro "inviernos volcánicos" expresión acuñada por analogía con la de "invierno nuclear" para indicar que por la opacidad de la atmósfera debida a la carga de polvo y

aerosoles volcánicos pudieran descender las temperaturas muy significativamente.

La repercusión en la biosfera de estos "inviernos volcánicos", especialmente si alcanzaron una duración suficiente, debió ser enorme. Por ello, aunque aún nos movamos en el terreno especulativo, merece la pena seguir trabajando sobre la hipótesis de que el vulcanismo puede ser una causa (Axelrod, 1981) de las extinciones de biotas que han tenido lugar periódicamente a lo largo de la historia geológica. Una de las extinciones más conocidas, tuvo lugar hace unos 70 millones de años, al final del Cretácico, en donde además de los dinosaurios desaparecieron las dicotiledoneas primitivas, los rudistas, los ammonites, las cicadoides. Precisamente esta época se caracterizó por la intensa actividad volcánica a la escala global.

¿Fue el vulcanismo o fue un impacto meteórico la causa de estas extinciones?. Aun no está totalmente aclarado. ¿Podemos estar expuestos en el futuro a algún "invierno volcánico" o al causado por un impacto meteórico?. Es posible, aunque la probabilidad es muy reducida. Es mucho más probable morir por causas humanas que por causas naturales. Como científicos debemos contribuir en lo posible a mitigar los efectos destructivos cualquiera que sea su origen.

BIBLIOGRAFÍA

- AXELROD, D.I. (1981) *Role of volcanism in Climate and Evolution*. Geol. Soc. America, s.p. n° 185, 59 pp.
- DECKER, R.W. (1986). Forecastin Volcanic Eruptions. *Annual Review Earth Planet. Sc.* 14, 268-91.
- DECKER, R. and DECKER, B.B. (1989). *Volcanoes*. 2ª edic. 285 pp. Freeman, N. York.
- DECKER, R.W. and DECKER, B.B. (1991). *Mountains of fire. The nature of volcanoes*. 198 pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- DUMOND, D.E. (1979). People and Pumice on the Alaska Peninsula, in *Volcanic Activity and Volcan Ecology* P.D. Sheets and D.K. Grayson eds. pp. 373-392. Academic Press, New York.
- CRANDELL, D.R. and MULLINEAUX, D.R. (1978) *Potencial hazards from future Eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington*. U.S. Geol. Survey, Bull. 1383-c. Washington, 1978.
- CRANDELL, D.R., MULLINEAUX, D.R. and RUBIN, M. (1975). Mount St. Helens Volcano: recent and future behavior. *Science*, 187, 438-441.
- CRANDELL, D.R., BOOTH, B., KUSAMADINATA, K., SHIMOZURU, D., WALKER, G.P.L. and WESTERCAMP, D. (1984). *Source-book for volcanic hazards zonation* 97 pp. Unesco.
- GRIGGS, R.F. (1922). *The Valley of Ten Thousand Smokes*. National Geographic Society, Washington.
- LATTER, J.H. (ed.) (1989). *Volcanic hazards. Assessment and Monitoring*. 625 pp. Springer-Verlag, Berlin.
- NEWHALL, C.G. and SELF, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journ. Geophys. Res. (Oceans & Atmospheres)* 87, 1231-38.
- NINKOVICH, D., SPARKS, R.S.J. and LEDBETTER, M.T. (1978). The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bull. Volcanol.* 41, 1-13.
- PETERSON, D.W. (1986). Volcanoes: Tectonic setting and impact on society. In *Active tectonics*, Geophysics Study Committee. pp. 231-246. Nat. Acad. Press. Washington.
- PUNONGBAYAN, R.S. and TILLING, R.I. (1989). Some recent case histories. In *Volcanic Hazards*, R.I. Tilling ed. pp. 81-101. Amer. Geophys. Union, Washington. 123 pp.
- RAMPINO, M.R. and SELF, S. (1982). Historic eruptions of Tambora (1815) Krakatau (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. *Quart. Res.* 18, 127-143.
- RAMPINO, M.R. and SELF, S. (1984). Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols. *Nature* (London) 310, 677-679.

- SCOTT, W.E. (1989). Volcanic-hazards zonation and long-term forecast. In: *Volcanic hazards*, R.I. Tilling ed. p. 25-49. Am. Geophysical Union, Washington.
- SHACKLETON, N.J. and OPDYKE, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quart. Res.* 3, 39-55.
- SIGURDSSON, H. (1982). Volcanic pollution and climate: the 1783 Laki eruption. *Eos*, 63, 601-602.
- SIMKIM, T., SIEBERT, L., McCLELLAND, L., BRIDGE, D., NEWHALL, C. and LATTE, J.H. (1981). *Volcanoes of the World: A regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the last 10.000 Years*. Hutchinson Ross, Straudsbury, 240 pp.
- SIMMONS, C.J. (1988). *The eruption of Krakatoa*. Royal Society Report of the Krakatoa Committee.
- STOTHERS, R.B., RAMPINO, M.R., SELF, S. and WOLFF, J.A. (1989). Volcanic Winter?. Climatic Effects of the Largest Volcanic Eruptions. In *Volcanic Hazards*, Latter, J.H. (Ed.) Springer-Verlag.
- TAZIEFF, H. and SABROUX, J.C. (Ed.) (1983). *Forecasting Volcanic Events*. 635 pp. Elsevier, Amsterdam.
- THORARINSSON, S. (1969). The Lakagigar eruption of 1783. *Bull. Volcanol.* 33, 910-929.
- TILLING, R.I. (Ed.) (1989). *Volcanic Hazards*. Am. Geophys. Union. Washington. 123 pp.
- UNESCO (Ed.) (1971). *The surveillance and prediction of volcanic activity*. 166 pp. Unesco, Paris.
- UNITED NATIONS (1976). *Disaster Prevention and Mitigation. A compendium of Current Knowledge*. Volume 1: Volcanological aspects. 38 pp. Geneva.
- VOIGHT, B. (1988). Countdown to catastrophe. *Earth and Mineral Sciences*, 57-2, 17-30.
- YOKOYAMA, I., TILLING, R.I. and SCARPA, R. (1984). *International Mobile Early-Warning Systems for Volcanic Eruptions and related Seismic Activities*. UNESCO (Paris). FP/2106-82-01 (2286) 102 pp.