

MONITOREO DE LOS GLACIARES DEL POPOCATEPETL

H. Delgado¹ y M. Brugman²

RESUMEN

Los glaciares existentes en volcanes activos como el Popocatépetl, representan un peligro adicional a los peligros volcánicos comunes cuando se verifican erupciones explosivas. En caso de presentarse éstas, existe la posibilidad de generación de flujos de lodo debido a la mezcla de material piroclástico y agua proveniente de la fusión del glaciar, que viajarían por los cauces que son drenados actualmente por los glaciares. Esta clase de eventos han sucedido en el pasado geológico del volcán. De verificarse este tipo de fenómenos en la actualidad, éstos plantearían un problema serio ya que existen numerosos asentamientos humanos a lo largo de los mencionados cauces. Por razones de protección civil, es importante estudiar los glaciares de volcanes activos para evitar que se repitan desgracias como la de Armero, Colombia en noviembre de 1985. Además, el estudio de los glaciares implica conocer más acerca de otros peligros geológicos de largo plazo como la desertificación.

Para poder conocer el riesgo de generación de lahares asociado a los glaciares, es necesario conocerlos. No obstante los inventarios glaciares de Lorenzo (1964) y Delgado (1993), el conocimiento de los glaciares del Popocatépetl es mínimo debido a que se trata de masas de hielo dinámicas que requieren ser monitoreadas continuamente. La expedición glaciológica de abril de 1995, llevó a cabo estudios para determinar el espesor del glaciar del Ventorrillo, topografiar el glaciar (ambos con el fin de obtener el volumen de hielo existente en la actualidad), medir las densidades y temperaturas del hielo (para obtener la equivalencia del hielo a agua) y sentó las bases para un monitoreo de los glaciares a largo plazo, al instalar estacas equipadas con reflectores y termistores. Los datos actualmente en procesamiento, servirán para llevar a cabo simulaciones de flujos de lodo (lahares).

Este trabajo muestra la importancia de estudiar los glaciares, reporta la situación actual de retroceso de los glaciares del Popocatépetl, así como las actividades que se han llevado a cabo para evaluar los peligros asociados a ellos y finalmente, comenta los trabajos en perspectiva para un mejor conocimiento de los mismos y evaluación de su papel como potenciales peligros geológicos.

1. INTRODUCCION

Los glaciares mexicanos constituyen una verdadera rareza debido a su presencia en latitudes subtropicales, sin embargo, deben su presencia a la altitud de las montañas que los alojan. Los glaciares del Popocatépetl, son de una presencia única y bella que recurrentemente se compara con la presencia del Monte Fuji en Japón dada su majestuosidad. Pero su presencia es de gran importancia también en la recarga de los acuíferos del Valle de Puebla y de las poblaciones de su vertiente occidental en el Estado de México durante la época de secas. Estos glaciares sin embargo, constituyen un factor de peligro en el caso de verificarse una erupción volcánica explosiva en el Popocatépetl.

¹ Instituto de Geofísica, U.N.A.M. Circuito Exterior, C.U. Coyoacán 04510 México, D.F.

² Environment Canada. National Hydrology Research Institute. 11 Innovation Boulevard Saskatoon, SK S7N 3H5.

Este trabajo trata de mostrar la importancia que tiene el estudio de los glaciares en la evaluación de peligros asociados a la actividad volcánica y, adicionalmente, reporta el estado actual que guardan los glaciares del Popocatepetl, su relación con la actividad volcánica actual describiendo los trabajos que actualmente se llevan a cabo y la manera de continuarlos en el corto y largo plazo.

2. ¿PORQUE MONITOREAR LOS GLACIARES?

En esta sección se mencionan varios aspectos que permiten visualizar la relación íntima que existe entre glaciares y actividad volcánica. Además, las razones por las que es importante el estudio de los glaciares para la evaluación de peligros y riesgos geológicos.

Los glaciares son masas de hielo en movimiento. Esta es una definición muy objetiva que describe en forma clara, a los glaciares y los distingue de otros cuerpos de hielo como campos de congesa, campos de nieve, e incluso campos de hielo muerto.

Un glaciar es un cuerpo dinámico que se encuentra en movimiento debido a la acción de la gravedad (Embleton y King, 1968). Debido a este movimiento, se forman diversas estructuras tales como grietas y rimayas, ojivas, etc. y se producen otras tantas como morrenas laterales, de fondo, terminales, etc. (depósitos de material producto de la erosión basal de un glaciar), estriaciones en las rocas que erosiona, etc. El hielo que constituye a un glaciar, es un producto metamórfico a partir de un material sedimentario (la nieve) que se deposita y sufre una serie de cambios mineralógicos al cambiar las condiciones termodinámicas (cambios de presión y temperatura) debido a las condiciones que imperan en las altas montañas y a la presión litostática por enterramiento de las capas de años subsecuentes (Shumshiy, 1964).

Los glaciares se forman por la acumulación de nieve (o granizo, lluvia, etc.) estacional año tras año. Para ello, se requieren dos condiciones fundamentales: la primera es que existan las condiciones de temperatura adecuadas para que la precipitación se conserve en forma de hielo durante todo el año. Estas condiciones son generalmente de carácter latitudinal ya que en las montañas de latitudes altas, las condiciones de temperatura durante el año se encuentran cerca o muy por debajo de los 0 °C, debido al bajo ángulo de incidencia de la radiación solar. En latitudes más bajas, las condiciones de temperatura son dadas por la altitud, como es el caso de las grandes montañas de México (Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba) donde se rebasan los 5,000 m.s.n.m. y las condiciones de temperatura son bajas, particularmente en las caras norte de estas montañas que no reciben suficiente radiación solar durante el día. La segunda condición es que el balance hídrico sea negativo, es decir, que haya más acumulación en la época de recarga (a través de las nevadas, lluvias, granizo, etc.), que pérdida de agua en la época de ablación (por fusión, evaporación, sublimación, etc.), de manera que la línea de equilibrio (ablación-acumulación) de los glaciares avance pendiente abajo y de esa manera, los glaciares crezcan. Con la progresiva acumulación de masa sobre las pendientes, los glaciares se mueven bajo la influencia de la gravedad (Embleton y King, 1968).

Los glaciares de todo el mundo se encuentran actualmente en retroceso debido a cambios climáticos importantes de carácter global. Los glaciares de México, por su tamaño, inclinación de la pendiente donde se encuentran y posición geográfica (además de su cercanía a zonas densamente pobladas como la Ciudad de México y Puebla), son sumamente sensibles a los cambios climáticos. Evaluar los cambios de estos glaciares es muy importante para reconocer la importancia de los cambios climáticos en el centro de México. No obstante la importancia del estudio de los glaciares para evaluaciones de carácter ambiental y de desastre ecológico, los objetivos del presente trabajo son muy distintos, aunque vale la pena mencionar que los estudios que se llevan a cabo actualmente, habrán de servir para muchos otros propósitos.

Las altas montañas de México, son volcanes activos (particularmente el Popocatepetl y el Pico de Orizaba) y la presencia de glaciares cerca de sus cumbres agrega un factor de riesgo adicional a los peligros volcánicos. Los

glaciares presentes en las cumbres de volcanes activos representan una reserva de agua que, al fundirse por acción de la actividad volcánica, pueden generar flujos saturados a hipersaturados (flujos de lodo, de detritos y lahares). Los procesos por medio de los cuales la actividad volcánica, en conjunción con los glaciares puede generar este tipo de flujos son dos (los lahares y otros flujos altamente concentrados también pueden generarse por la removilización de cenizas volcánicas recién caídas, cenizas de erupciones anteriores y suelos, mediante lluvias torrenciales antes, durante o después de una erupción, las cuales no se mencionan en este trabajo): generación de flujos piroclásticos erosivos y explosiones dirigidas (directed blasts).

Flujos piroclásticos turbulentos pueden ser sumamente erosivos y causar fusión del hielo glacial, particularmente en glaciares que cuentan con campos de grietas, las cuales agregan área de exposición y permiten la fusión del hielo a niveles más profundos dentro del glaciar. Flujos piroclásticos de regulares dimensiones producidos en la madrugada del 12 de noviembre de 1985 en el volcán Nevado del Ruíz (Colombia), ocasionaron la fusión de parte del glaciar y el agua producto de esta fusión, mezclada con el material piroclástico, formó un flujo que descendió por las laderas de la montaña, agregando al material transportado, suelo, sedimentos sueltos y árboles que encontró a su paso. Este flujo (lahar) se encañonó en el río, alcanzando hasta 40 m de altura sobre el cauce normal del río, el cual 60 km corriente abajo desemboca en una planicie. Al llegar a la planicie, el flujo descargó el material transportado formando un abanico aluvial que cubrió una extensa área con más de 3 m de espesor de lodo con la consistencia del concreto. La población de Armero se encontraba situada en la planicie vecina a la desembocadura de este río. Más de 20,000 personas perdieron la vida (Williams, 1989).

Las explosiones dirigidas pueden originar la destrucción (parcial o total) de un domo de lava, fragmentar la roca y adicionalmente, destruir un glaciar produciendo su fusión. La mezcla de la roca fragmentada y el agua de fusión pueden generar un flujo de lodo o de detritos que al descender ladera abajo, puede adquirir una mayor cantidad de material (suelo, rocas, árboles, etc.), aumentando la concentración del flujo y viajar por varios kilómetros antes de su emplazamiento final. Esta podría ser la historia del Lahar de San Nicolás que se encuentra actualmente en estudio en el flanco noreste del volcán Popocatepetl. Este depósito posee una litología sumamente homogénea (clastos de andesita gris), rara en un lahar, sin embargo la estructura y distribución del depósito es consistente con la de los flujos hiperconcentrados (estratificación, imbricación, poca a moderada clasificación del material, redondeamiento de clastos y amplio rango de tamaño de grano, es decir de arenas finas a grandes bloques de hasta 2 m de diámetro). El Lahar de San Nicolás se formó hace aproximadamente 1350 años a partir de una explosión dirigida que destruyó un domo andesítico que ocupaba y rellenaba el cráter del Popocatepetl. Los productos así fragmentados se mezclaron con el hielo glacial y originaron un flujo de detritos que bajó por la ladera noreste del volcán hasta alcanzar los primeros contrafuertes del volcán Iztaccíhuatl. La energía de este flujo fué de tal magnitud que, salto por encima del primer contrafuerte erosionándolo y dejando una incisión antes de virar casi en ángulo recto hacia el sureste. El flujo recorrió la barranca que ahora ocupan las poblaciones de Santiago Xalizintla y San Nicolás de los Ranchos dirigiéndose sobre el río hacia San Buenaventura Nealticán y continuó hasta San Jerónimo Tecuanipán. Los depósitos asociados a este evento se han reconocido hasta una distancia de 30 km, pero los trabajos no han sido completados aún por lo que se presume que pudieron seguir por una distancia aún mayor. Los depósitos que dejó este flujo consisten de tres oleadas diferentes con espesores de hasta 10 m en la zona proximal, 3 m en la parte media y más de 1 m en las zonas distales (porciones centrales de cada zona), hasta acuñaarse antes de desaparecer lateralmente. Este flujo siguió el curso del río completamente, viajando paralelamente a las lavas de Xalizintla y en los sitios donde el río no poseía un relieve significativo, se expandió formando un abanico aluvial. En la actualidad, más de 30,000 personas viven en las inmediaciones del río (*Alseseca, Xalapexco o Nexapa*).

Un fenómeno adicional que podría ocurrir en los glaciares de las montañas de México (en particular en el Popocatepetl), es un eventual deslizamiento de la masa glacial por aumento de la temperatura del basamento y fusión generalizada de la base del glaciar, produciéndose así, el derrumbe del glaciar. En primera aproximación, parece improbable que este tipo de eventos pudiera ocasionar un súbito flujo de lodo o de detritos, sin embargo, este tipo de derrumbes podría representar un peligro para las zonas más cercanas al volcán (Tlamacas por ejemplo) donde generalmente hay turistas. Un desprendimiento de esta naturaleza tendría su impacto más fuerte en el ambiente y

sus consecuencias serían evidentes en el largo plazo.

Las razones por las cuales es necesario llevar a cabo estudios en los glaciares del Popocatepetl son las siguientes:

1) El Popocatepetl posee una masa de hielo cerca de su cima, cuyas características no se conocen en detalle. El papel que juega actualmente o que podría jugar durante una eventual erupción volcánica debe ser evaluada, dada la densidad de población concentrada en las inmediaciones de los cauces que drenan las aguas de deshielo glacial.

2) La lección de Armero, Colombia es una experiencia que no se debe repetir. Existen evidencias geológicas que indican que los glaciares han jugado un papel importante en el pasado, en la generación de flujos de lodo, de detritos y lahares en el Popocatepetl. Estas evidencias muestran que, los flujos en que ha intervenido agua proveniente de los glaciares, han fluído a lo largo de los arroyos del flanco noreste y sus productos están distribuidos a lo largo de tales escorrentías, sobre los cuales existen hoy en día asentamientos humanos. Es de suma importancia reconocer los volúmenes de agua existentes en forma de hielo, con el fin de estimar mediante la simulación de diferentes escenarios, los alcances de flujos de lodo hipotéticos y el tiempo de arribo de los mismos a las zonas pobladas. Esta información sería de gran utilidad para el diseño de planes de emergencia.

3) Los glaciares son masas de hielo dinámicas, es decir, cambian continuamente. Los cambios de un glaciar generalmente representan una respuesta a cambios de carácter climático. Los cambios que sufren los glaciares del Popocatepetl están asociados a estos cambios, pero además pueden estar influenciados por la actividad volcánica. Para determinar esto, es necesario llevar a cabo actividades de monitoreo que permitan conocer el papel que juega esta actividad en la modificación de los volúmenes de agua (hielo). Un excelente parámetro de monitoreo lo constituye la medición regular de la velocidad de movimiento de los glaciares, a través de estacas clavadas en el glaciar y controladas por métodos geodésicos. Los métodos fotogramétricos permiten tener un registro de los cambios del área glacial, que complementados con el uso de las estacas mencionadas (como puntos de control terrestre) se puede tener un inventario glacial completo. Adicionalmente, se recomienda llevar a cabo la medición de espesores de nieve y hielo mediante métodos tales como el radar, perforación, sismicidad, etc. y de esta manera complementar la información de área glaciada calculando el volumen a través del conocimiento de espesores.

4) La generación de lahares y otros flujos asociados con los glaciares, puede darse mediante la combinación de un evento eruptivo explosivo que afecte a aquéllos a través de la formación de flujos piroclásticos erosivos o la verificación de explosiones dirigidas, condiciones potenciales en el caso del Popocatepetl. En la actualidad sabemos que el Popocatepetl es el volcán que, sin encontrarse en erupción, posee las mayores tasas de emisión de SO₂ en el mundo y es el segundo volcán en el planeta en la emisión de CO₂. También sabemos que estos gases son de origen magmático, es decir, la emisión de gases en el Popocatepetl está asociada a la desgasificación de grandes volúmenes de magma que se encuentran en su cámara magmática, debajo del volcán. El que un volcán emita grandes cantidades de gas, asociado con un magma que aún no sale de su lugar de confinamiento, representa un factor de preocupación, ya que las posibilidades de producirse una erupción explosiva son grandes y con ello la producción de lahares mediante la asociación mencionada anteriormente.

5) El deslizamiento de la masa glacial, si bien no se puede afirmar que pueda originar un flujo de lodo, constituiría un desastre ambiental de gran impacto, dada la importancia que tiene el agua proveniente del deshielo estacional, en la recarga de los acuíferos de Puebla y el Estado de México. Al desaparecer esta masa de hielo, desaparecería tal fuente de recarga y se originaría (¿o aceleraría?) un proceso de desertificación de grandes consecuencias al largo plazo.

6) Los flujos de lodo o el desprendimiento de la masa glacial, en caso de darse, serían fenómenos naturales imposibles de detener. Sin embargo, las consecuencias asociadas con ellos podrían aminorarse si se prevén éstas mediante una adecuada planeación e información a autoridades y población civil.

3. LOS GLACIARES DEL POPOCATEPETL

Los glaciares del Popocatepetl han sido inventariados en dos ocasiones. Aún cuando Flint (1957) reporta un área glacial de 3 km² para los glaciares mexicanos, el primero en estudiarlos fué José Luis Lorenzo, quién organizó la Sección de Glaciología del Instituto de Geofísica en 1958. Durante su corta vida, la Sección de Glaciología llevó a cabo el inventario glacial de los volcanes Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl, entre 1958 y 1960, como parte de las actividades del *Año Geofísico Internacional*, llevado a cabo en México en 1958 (Lorenzo, 1964). El segundo inventario de los glaciares del Popocatepetl e Iztaccíhuatl, fué llevado a cabo por Delgado y colaboradores entre 1982 y 1984 (Delgado et al., 1986; Delgado, 1988; Delgado, 1993).

Lorenzo (1964) reportó la existencia de tres glaciares en el Popocatepetl: el glaciar Norte (0.20 km²), el del Ventorrillo (0.40 km²) y el glaciar Noroccidental (0.12 km²), totalizando un área glaciada de 0.72 km². La metodología utilizada por Lorenzo, se basó en el uso de fotografías aéreas y trabajo de campo con apoyo altimétrico con rangos de error de ± 10 metros. Lorenzo (1964) recomendó el monitoreo de los glaciares del Popocatepetl mediante la instalación de estacas con el fin de marcar con claridad la diferencia entre los glaciares del Popocatepetl en su parte superior (ya que durante estos trabajos no había sido posible observar una separación clara entre ellos en la parte superior de la montaña haciendo difícil su discriminación), determinar el movimiento glacial y adicionalmente hacer observaciones de la parte terminal de los glaciares.

Delgado et al. (1986), y Delgado (1988 y 1993) reportaron la existencia de dos glaciares: el glaciar del Ventorrillo (0.453 km²) y el glaciar Noroccidental (0.160 km²), totalizando 0.559 km² de área glaciada para 1982, lo cual representa un 78 % del total reportado por Lorenzo (1964). La determinación de los límites entre glaciares se llevó a cabo mediante trabajo de campo (apoyado en el uso del altímetro con errores de ± 10 metros) y uso de fotografías aéreas, la cartografía se hizo en base al mapa topográfico de INEGI (1983) escala 1:20,000 con distancia entre curvas de nivel cada 20 metros. El error cartográfico es de ± 10 metros. Las discrepancias entre la información producida por Lorenzo (1964) y por Delgado (1993) se deben a que el glaciar sufrió cambios dramáticos entre 1958 y 1982. Delgado et al. (1986) lograron discriminar los límites entre glaciares en su parte superior y en base a ello, los glaciares Norte y Ventorrillo fueron considerados uno. El área glaciada total reportada por Delgado (0.453 km²) representa el 76 % de la reportada por Lorenzo para estos dos glaciares juntos (0.60 km²) lo que representa una disminución del 24 % en el área glaciada debido a retroceso de este glaciar a lo largo de 24 años. El glaciar Noroccidental por su parte, experimentó un retroceso (pérdida de área glacial) de 12 % para el mismo período. Durante sus experimentos, Delgado et al. (1986) instalaron una serie de estacas sobre el glaciar, pero fueron destruidas por los alpinistas.

Los glaciares descritos por Delgado (1993) siguen siendo los mismos que se pueden observar en la actualidad, aunque obviamente, con diferentes dimensiones debido a los cambios que han sufrido desde 1982. El glaciar del Ventorrillo drena hacia el noreste, hacia el estado de Puebla, mientras que el glaciar Noroccidental drena hacia el occidente, hacia el Estado de México. Adicionalmente a los glaciares, Delgado et al. (1986) y Delgado (1993) reportan la presencia de varios campos de suelos permanentemente congelados. Estos son: el campo Norte (0.069 km²), Yancuecole (0.043 km²), Las Cruces (0.119 km²), y Coyotes (0.008 km²), que representan un área total de 0.239 km² cubierta por suelos permanentemente congelados. Estos suelos permanentemente congelados consisten de cenizas volcánicas saturadas en agua que ha sido congelada por las bajas temperaturas. Durante la época de secas (marzo a mayo principalmente) el hielo contenido entre los poros de las cenizas, se funde y forma una mezcla pastosa que fluye por reptación pendiente abajo. Estos procesos de soliflucción no son muy extensos, pero llegan a alcanzar altitudes de menos de 4,500 m.s.n.m., es decir, llegan muy cerca de Las Cruces en el flanco norte, ocasionando problemas algunas veces, al bloquear las veredas de ascenso al sitio mencionado, interrumpiendo por varios días el tránsito pedestre hacia la cumbre por esa ruta.

El retroceso de los glaciares del Popocatepetl es un fenómeno que se ha observado a lo largo de varios años mostrando avances y retrocesos, sin embargo, la tendencia general de los glaciares es la de retroceder. Este

retroceso ha sido particularmente rápido en algunos años por lo que es importante reconocer las causas. La lengua terminal del glaciar del Ventorrillo se encontraba aproximadamente a 4,390 m.s.n.m. en 1910 (White, 1981); a 4,690 m.s.n.m. en 1958 (Lorenzo, 1964); a 4,600 m.s.n.m. en 1978 (White, 1981) y a 4,780 m.s.n.m. en 1982 (Delgado, 1993) y a 4,879 m.s.n.m. en abril de 1995 (dato preliminar). La tasa de retroceso entre 1910 y 1958 fue de 6.25 m/año, entre 1958 y 1978 la tasa de avance se verificó a 4.5 m/año; entre 1978 y 1982 la tasa de retroceso fué impresionante, de 45 m/año; finalmente, entre 1982 y 1995 la tasa de retroceso fué de 7.6 m/año. Para poder definir el significado de estos patrones se requiere el monitoreo continuo.

Por lo anterior, es muy importante reconocer y monitorear las tendencias de los glaciares del Popocatepetl, con el fin de conocer las causas de su comportamiento y así, planear las soluciones adecuadas a los problemas que plantean.

4. OBSERVACIONES HECHAS DURANTE LA CRISIS DE DICIEMBRE DE 1994

El miércoles 21 de diciembre de 1994, se verificó en el volcán Popocatepetl un evento de tipo vulcaniano (*vulcanian gas burst*) que marcó el inicio de un período de emisión de gases, vapor y cenizas que continúa hasta el mes de junio. Durante los primeros días de actividad se procuró evaluar todas las posibilidades de peligro que pudieran representar una amenaza para la seguridad de la población. Uno de los peligros que se procuró investigar y atender fué la evaluación del peligro asociado a la presencia de los glaciares del Popocatepetl, durante esta fase de actividad del volcán.

El Instituto de Geofísica lleva a cabo estudios en los glaciares del Popocatepetl, como parte de un proyecto de investigación apoyado por la Dirección General de Apoyo al Personal Académico (DGAPA) de la Universidad Nacional Autónoma de México, en colaboración con el Instituto Nacional de Investigaciones Hidrológicas del Canadá (NHRI). Los que escriben, visitaron el volcán en varias ocasiones y de estas visitas se hicieron varios reportes que se transcriben a continuación.

Reconocimientos aéreos durante diciembre:

Diciembre 27, a las 13:00 horas, en helicóptero.

Diciembre 27, de las 15:00 a las 17:00 horas, en avión para toma de fotografías aéreas.

Diciembre 28, a las 13:00 horas, en helicóptero.

Diciembre 29, a las 09:00 horas, en helicóptero.

En todos estos vuelos se hicieron observaciones de los glaciares y de la columna de cenizas. Además, se filmaron videos que indican el tiempo y fecha de las observaciones, los que fueron entregados al Centro Nacional de Prevención de Desastres. Las fotografías tomadas por las tardes resultaron de muy buena calidad, mientras que las fotografías tomadas por la mañana no fueron satisfactorias ya que los glaciares se encontraban a contraluz (diciembre 29). En diciembre 28 se tomó un video del vuelo completo del helicóptero desde la Ciudad de México y de regreso a ella, que muestra la relación de la ciudad con los volcanes.

Las observaciones básicas son que el volcán continuó emitiendo "puffs" consistentes de una nube de gases de color naranja parduzco, vapor y cenizas. Estos puffs tienen su origen en el lado oriental del fondo del cráter. La parte basal-central del cráter estuvo oscurecidas todo el tiempo. El viento soplab a gran velocidad del suroeste y acarrió la pluma hacia el noreste, con variaciones hacia el este. Se observaron cenizas frescas de color blanquizco sobre las faldas del volcán, a bajas elevaciones que podrían indicar la presencia de varios centímetros de espesor de cenizas en el flanco noreste del volcán.

Se observó que varios bloques grandes de roca han rodado pendiente abajo en los flancos norte, este y sur del

volcán. La porción noroeste se ha visto cubierta por una ligera capa de ceniza fina y los glaciares aparecen limpios. Ha caído más ceniza en el glaciar, sobre la nieve, sobre la orilla del cráter (alrededor de 50 m de la orilla) y hacia el norte. El espesor de la ceniza parece ser de solamente unos milímetros, ya que es posible observar las rugosidades de la nieve debajo.

Evaluación de los glaciares del Popocatépetl (Diciembre 27-30, 1994):

Desde el principio de la renovada actividad del volcán, una de las preocupaciones fué el riesgo asociado con la presencia de los glaciares cerca de la cumbre del Popocatépetl. Esta preocupación creció cuando varias de las personas que habían participado en vuelos de helicóptero desde el principio de la actividad, habían reportado la existencia de grietas sobre el glaciar y habían llamado poderosamente su atención las grietas cercanas a la cumbre y algunos derrumbes observados en otras grietas hacia la parte media del glaciar. Las grietas en cuestión se encuentran cerca del borde del cráter y se les ha observado fracturas frescas. Se pensaba que estas fracturas eran anormales y se nos pidió hacer comentarios sobre esta situación y revisar los peligros que poseen los glaciares.

Desde el primer día (Diciembre 27), se nos preguntó si había algún peligro inminente de producirse un lahar a partir de los glaciares. Revisamos juegos de fotografías aéreas viejas y preguntamos a varias personas que habían participado en vuelos anteriores sobre el volcán. Durante el primer vuelo del día 27 de diciembre a las 13:00 horas, observamos que las grietas existían tal como se nos habían descrito y notamos la presencia de grietas adicionales cortando enteramente al glaciar del Ventorrillo, pero no consideramos que esto fuera anormal. Comunicamos por medio de un teléfono celular que no observamos ninguna evidencia de agrietamiento anómalo en el glaciar. La nieve descansaba sobre los glaciares hasta debajo del terminus (el borde de la lengua del glaciar del Ventorrillo). Hubiéramos notado agrietamiento fresco en el terminus y en la parte baja del glaciar si hubiera habido cualquier evento de desgajamiento del glaciar. Consideramos que, ciertamente, existe una fuerte posibilidad de que un evento de tal naturaleza se llevara a cabo en el futuro, pero habría primero una propagación pendiente abajo del glaciar, antes de su derrumbamiento. Nosotros esperaríamos que deberían pasar varias horas a días de evolución de agrietamientos como preparativos de un desgajamiento. Sin embargo, no vimos ninguna grieta que indicara que un evento de esa índole estuviera ocurriendo en ese preciso momento. No había vapores saliendo por ninguna de las grietas, ni observamos el basamento rocoso en el fondo de ellas. Las grietas siguen los mismos patrones que han tenido por años, excepto por el renovado agrietamiento en las partes más elevadas. La experiencia de los montañistas reporta que la grieta "maestra" ha venido agrandándose y paulatinamente empeorando sus condiciones a través de los años, y por tanto este hecho no es nuevo. Lo que sucede es que, dicha grieta se ha venido agrandando y quedando más expuesta durante la época de secas de los meses invernales.

Resumen de los resultados presentados el 29 de diciembre de 1994.

Primero, se presentó el video tomado durante los vuelos alrededor del volcán, para poder describir de manera clara la situación a los miembros del Comité Científico Asesor para el caso del Popocatépetl, reunidos en el CENAPRED.

1. El objetivo de nuestras visitas al volcán durante el 27-29 de diciembre era saber que es lo que estaba sucediendo debajo de los glaciares del Popocatépetl.
2. Existe la posibilidad de que se presente un deslizamiento de la masa glacial y se verifique un derrumbe de hielo debido a la renovada frescura de la zona de grietas que está aproximadamente a 200 m (verticalmente) del borde del cráter.
3. La observación de abultamientos que se propagan a favor de la pendiente es consistente con la posibilidad de un desgajamiento del glaciar. Los rasgos topográficos sugieren esto, aunque los abultamientos no están acompañados de agrietamientos nuevos. Si se observara la aparición de grietas nuevas en la región de los abultamientos, un desgajamiento podría estar en gestación y un derrumbe mayor sería posible.
4. Una grieta fresca apareció durante la semana del 27 al 29 de diciembre y se extiende a lo ancho de la parte

superior del glaciar del Ventorrillo y en parte del glaciar Noroccidental a una elevación aproximada de 5, 200 m.s.n.m. Una tasa estimada de apertura de estas grietas es de cerca de 1-30 cm/día. Una grieta similar de forma arqueada ha comenzado a formarse aproximadamente 100 m (verticalmente) a partir de la primera grieta. La mas baja de dos grietas arqueadas conecta a otra grieta mayor al norte de ésta, donde se observa el cruce de dos grietas frescas. La forma arqueada de las grietas y la frescura de las grietas que se cruzan a 5,200 m.s.n.m. podría estar relacionada con movimiento acelerado del glaciar pendiente abajo.

5. Este patrón del glaciar podría deberse también a un patrón de largo plazo de adelgazamiento del glaciar y retroceso relacionado con cambios climáticos observados desde 1978 en el volcán (Delgado, 1993). Este mismo patrón de adelgazamiento y retroceso también es observado en todo Norteamérica en las décadas recientes, desde California hasta el alto ártico del Canadá, y el carácter cambiante de las grietas del glaciar del Ventorrillo es enteramente consistente con estos patrones regionales. Entonces, aunque debemos ser cautos acerca de la estabilidad del glaciar y la potencialidad de generación de lahares, no creemos que existe alguna anomalía en las grietas del glaciar en este momento. Es importante sin embargo, monitorear sus cambios.

6. Es importante hacer notar que el agrietamiento fresco sobre el glaciar del Ventorrillo se encuentra localizado justo un poco arriba de la elevación de la base del piso interior del cráter del Popocatepetl. El espesor del hielo en la región de la zona de grietas, no se conoce en este momento. La relación entre las grietas localizadas en el volcán y la actividad eruptiva no se conoce, pero existe la posibilidad de una conexión hidrotermal entre la base del glaciar en la altitud y el conducto central del volcán, aunque esta posibilidad nos parece remota por el momento, debido al carácter estratificado de las secuencias de lava en este flanco del volcán, justo debajo del glaciar, y a que no se observó ninguna emanación de gases a través de las grietas del glaciar, manchas de azufre sobre el glaciar que indicaran la existencia de un punto de emanación de gases debajo, ni un deshielo anómalo debajo del glaciar. No obstante, no sabemos nada acerca de un posible deslizamiento del glaciar en su base en esas altitudes. Por ello, sugerimos que el agrietamiento del glaciar en estas regiones y el glaciar entero sean monitoreados.

7. Acerca de la posibilidad de que las regiones donde existen suelos permanentemente congelados, alrededor de los glaciares, podrían ser el sitio de un incremento de deformación. No se han observado hasta el momento nuevos rasgos lobulados en ninguno de los vuelos de reconocimiento, aunque las observaciones fueron hechas en las regiones donde se sabe de la existencia de hielo y cenizas combinadas en forma de suelos permanentemente congelados (permafrost). Por ejemplo, la parte superior de la ruta de Las Cruces que no está cubierta de hielo glacial.

Amenazas inmediatas en los glaciares del Popocatepetl.

1. Derrumbe del glaciar y creación de flujos de lodo de pequeñas dimensiones.
2. Fusión en la base del glaciar del Ventorrillo.
3. Formación de una fuente de emisión de gases debajo del glaciar.
4. Infiltración del agua producto de fusión, al interior del conducto del volcán.

Medidas para evaluar las amenazas inmediatas (considerando que el volcán no ofrece seguridad por el momento para llevar a cabo trabajo de campo en el glaciar):

1. Una cámara de video debe ser instalada con vista hacia los glaciares y zonas de generación potencial de lahares, iniciación y propagación de un derrumbe del glaciar o deshielo subglacial indicativo de la aparición de un nuevo foco de emanación de fumarolas.
2. Toma de fotografías profesionales de la parte superior del glaciar a intervalos regulares, incluyendo el terminus del glaciar y las grietas del glaciar, así como las áreas marginales donde existen suelos permanentemente congelados.
3. Instalación de monitores de eventos a lo largo del glaciar para seguir la propagación de un lahar corriente abajo, hacia el norte, noreste y oeste del volcán. La ausencia de nieve y hielo en otras laderas minimiza la probabilidad de un lahar debido a que la época de secas está comenzando. Durante la época de lluvias que comienza en mayo y dura hasta octubre, existe la posibilidad de generación de lahares en cualquier ladera del volcán debido a las

lluvias que aportan suficiente agua en las laderas del volcán, aunque esto deberá de coincidir con una intensificación de la actividad del volcán.

4. Toma de fotos aéreas verticales que permitan la visión estereoscópica del volcán. Se sugiere tener un vuelo por semana durante un mes cerca de los centros eruptivos. Después de un mes, se debe evaluar la frecuencia de los vuelos. Estas fotografías podrán usarse en el mapeo de la distribución de hielo y nieve, cubierta de cenizas, topografía, seguimiento de cambios en las grietas y velocidad del hielo si es posible. Se planea el uso del sistema PCI disponible en el NHRI para el principio.

Medidas secundarias (importantes, pero que deben ser hechas sólo si el peligro potencial lo permite):

1. Mejorar el mapeo usando interferometría de radar (SAR).
2. Procurar un estudio más profundo de la posibilidad del desarrollo de un derrumbe de hielo y de cambios en el comportamiento del deslizamiento del glaciar.
3. Procurar la determinación de los volúmenes de hielo y de cambios en el volcán.
4. Estudiar el mecanismo de flujo del glaciar (deslizamiento vs. congelamiento de la base del glaciar).
5. Evaluación del balance de masa y variación anual.
6. Determinar densidades y temperatura de la nieve, impacto en la generación de lahares.
7. Modelado del balance hídrico en el volcán, y registro continuo anual de acumulación, fusión, temperatura interna, velocidad del viento, precipitación radiación solar, etc.
8. Construcción de un modelo digital del terreno de alta resolución.

Mediciones Específicas Necesarias:

1. Velocidad del hielo (instalar 10 reflectores en el volcán y seguir el movimiento del hielo mediante levantamientos geodésicos y topográficos desde una distancia de aproximadamente 10 km).
2. Espesor del hielo (mediante el uso de radio ecosondeo de 5 Mhz y antenas monopulso tipo EKKO de 5, 10, 25 y 50 Mhz).
3. Profundidad de los suelos permanentemente congelados en las laderas superiores (usando la misma instrumentación descrita en 2).
4. Topografía del glaciar y sus cambios temporales.
5. Comportamiento de la fusión y la acumulación, y control de parámetros meteorológicos.
6. Equivalencia en agua de hielo y nieve del volcán.
7. Evidencia geomorfológica y estratigráfica de interacción de lahares y glaciares en el volcán Popocatepetl.
8. Registro de las fluctuaciones del terminus glacial de los glaciares del Popocatepetl.
9. Historia del hielo dentro del cráter del Popocatepetl.
10. Comparación de los registros del terminus de los glaciares en el Popocatepetl con los del Iztaccihuatl y Pico de Orizaba y otros glaciares de norteamérica.
11. Establecimiento de una red de referencia geodésica-topográfica; liga y chequeo con coordenadas UTM y latitud-longitud usando los cálculos respecto al geoide de Clarke 1866 y WGS84 (estación base GPS Wild/Leitz, con un Magellan usando imágenes Landsat Verdaderas y fotografías aéreas).

Acerca de la Estabilidad del Glaciar (Diciembre 29, 1994).

A pregunta concreta acerca de si la sismicidad podría causar el derrumbe del glaciar se contestó lo siguiente:

Los glaciares normalmente son sumamente estables y resisten los movimientos sísmicos. La roca de basamento, sin embargo, es más propensa a derrumbarse que una masa de hielo. En el Monte Santa Helena por ejemplo, los glaciares fueron muy estables y simplemente transmitían las ondas provenientes de las masas abultadas de roca de su basamento hacia el norte hasta donde las laderas estaban sobre- inclinadas y/o la base del glaciar estaba sobrecalentada debido al flujo de calor volcánico.

En el caso de los glaciares del Popocatepetl, la pregunta de cómo habrán de responder los glaciares a los tremores, es algo que desconocemos, al desconocer completamente el mecanismo de flujo de los glaciares, el comportamiento de deslizamiento, condiciones basales de temperatura, profundidad del hielo y la distribución de la temperatura interna. Se asume que la base del glaciar permanece congelada cerca del terminus y entonces con base en ello, se explican los abultamientos del terminus y las características del empuje glacial. La ausencia de agua emergiendo del terminus de los glaciares también sugiere que sus bases están congeladas, al menos cerca del final del glaciar y que cualquier agua de fusión fluye internamente a lo largo de zonas de brecha permeables entre unidades viejas de flujos de lava (de manera similar a lo que se observa en el Monte Santa Helena). En el caso de los glaciares del Monte Santa Helena, el deslizamiento basal es mínimo en el terminus y el empuje glacial a lo largo de zonas de debilidad interna conteniendo escombros, es dominante. En las partes superiores del Monte Santa Helena, el deslizamiento basal era la norma y puede esperarse que ocurra lo mismo en el Popocatepetl. Las temperaturas internas del hielo y la variación estacional de deslizamiento apoyarían la idea del deslizamiento basal, sin tener que instalar inclinómetros dentro de los glaciares. No se sabe en este momento, si en el Popocatepetl está ocurriendo un deslizamiento basal en la parte superior del glaciar a partir del terminus y si esto puede ser afectado por un incremento de fusión en la base del glaciar o si hay un incremento en la percolación de agua desde la superficie, debido al efecto de las cenizas, o un incremento del agrietamiento proveen de agua a la base del glaciar.

En consecuencia, como no sabemos suficiente acerca de los mecanismos de flujo, temperatura interna, comportamiento del deslizamiento, profundidad del hielo, topografía, velocidad del hielo, densidad superficial, cantidad de nieve respecto al hielo, carácter de los materiales basales, presencia de suelos permanentemente congelados debajo de la superficie, no podemos determinar en este momento, con exactitud, como responderá el glaciar. Cualquier evento podría ocurrir, desde derrumbe del glaciar hasta tener un glaciar sumamente estable.

5. EXPEDICION GLACIOLOGICA AL POPOCATEPETL: 8-17 ABRIL 1995

En marzo de 1995 el CENAPRED y el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. decidieron apoyar la realización de una expedición glaciológica al Popocatepetl, una vez que se determinó que las condiciones para realizar trabajos de campo en la montaña eran adecuadas para llevarlos a cabo dentro de un buen margen de seguridad.

Este apoyo fue considerado por el Comité Científico para dar respuesta a las preguntas más urgentes respecto a los glaciares del Popocatepetl. Los objetivos concretos de esta expedición fueron:

1. Determinar el espesor del hielo.
2. Topografiar la superficie del glaciar.
3. Reportar el volumen de hielo existente en el glaciar.

Adicionalmente, en la medida de lo posible se procuraría:

4. Establecer un sistema de monitoreo de la velocidad del glaciar.
5. Establecer un sistema de monitoreo de la temperatura interna de los glaciares.

Para la realización de estos objetivos y dadas las condiciones de actividad del volcán se diseñó un plan de trabajo con un número mínimo de personal técnico y científico, que a su vez, estuviera un mínimo de tiempo sobre el volcán, para garantizar el máximo de seguridad a los participantes.

Para esto, la colaboración de la Comisión Federal de Electricidad fue determinante, al facilitar un helicóptero para la transportación y descenso de equipo a la parte alta de la montaña, toda vez que la mayor parte del equipo a utilizarse en la montaña representaba un total de 450 kg. Además, este helicóptero permaneció en estado de alerta durante el tiempo que duró la expedición con el fin de ayudar a realizar una evacuación de emergencia en caso de accidente.

Para la determinación de espesores se utilizó un sistema de radar monopulso con medidor digital de cola con antena de 10 y 20 metros; los sitios de medición de espesores fueron localizados mediante el uso de una estación total Wild/Leitz con distanciómetro DIOR 3002S. La topografía de la superficie del glaciar se llevó a cabo con este mismo instrumento y el uso de reflectores (prismas Pacific Lasers). El volumen de hielo se determinaría entonces, mediante la restitución de las fotografías aéreas hechas por la Secretaría de Comunicaciones y Transportes el día 27 de diciembre de 1994, y usando los datos de espesor obtenidos en el campo. Para esta campaña de campo se diseñaron estacas de aluminio siguiendo las especificaciones de Ostrem y Brugman (1991) y tomando en cuenta las experiencias obtenidas en 1984, con el fin de establecer un sistema de monitoreo de la velocidad del glaciar. Se construyeron 8 estacas de aluminio de 6 metros de largo cada una y otras 8 de 3 metros de largo con sistemas de empalme entre los dos tipos. Se programó una línea de estacas a lo largo del glaciar, de manera que cada estaca quedara enterrada 6 metros en el glaciar y estuviera equipada con un reflector en su extremo superior. Cada punto con estaca se controló topográficamente desde una estación base en Tlamacas. Para instalar las estacas se hicieron perforaciones en el glaciar utilizando una perforadora Kovac con varias extensiones. Al lado de una de las estacas se hizo una perforación adicional de 4 metros y se instaló una línea de termistores con registro de máximos y mínimos. Adicionalmente se instalaron sensores de temperatura en la base de la estaca y en su parte superior. También se hicieron determinaciones de densidad de nieve recién caída, de congesta y de hielo glacial. Con el fin de contar con localizaciones precisas de puntos topográficos clave alrededor del glaciar (a utilizarse en la restitución de las fotografías aéreas y en la formación de un modelo digital del terreno), se hicieron mediciones geodésicas con un sistema de posicionamiento global (GPS) marca Wild/Leitz (Base y Rover), posicionando la estación de base en Tlamacas, la cumbre del Popocatepetl, los refugios de Teopizcalco, Queretano y Las Cruces, y un punto de control en la zona de La Herradura.

La expedición al Popocatepetl se llevó a cabo del sábado 8 al domingo 17 de abril. Las actividades se desarrollaron de la siguiente manera:

Sábado 8 de abril

Reunión de equipo científico y técnico, de campamento y escalada en hielo, equipo de seguridad. Llegada de los integrantes de la expedición provenientes de Canadá y de los Estados Unidos. Transportación de equipo y personal al refugio de Tlamacas en la base del Popocatepetl.

Domingo 9 de abril

Selección del material y preparativos para el ascenso de cargas al Teopizcalco. Labor de aclimatación de los miembros de Canadá y Estados Unidos. Revisión del material y planeación de las maniobras entre los miembros de la expedición y el personal de tierra y piloto del helicóptero de la CFE.

Lunes 10 de abril

Ascenso al collado de Teopizcalco. Cancelación de la operación de transporte de equipo e instrumental con el helicóptero debido a vientos de más de 60 nudos (120 km/hr). Descenso a Tlamacas y replanteamiento del programa de actividades.

Martes 11 de abril

Nueva cancelación de la operación helicóptero debido a los vientos. Cuatro personas suben a La Herradura transportando cemento, agua y combustible para colocar un poste en el contrafuerte rocoso justo debajo del glaciar del Ventorrillo. Se fija el poste con concreto y se instala un reflector de dos prismas en el extremo superior del poste. Se determina la distancia al punto usando el DIOR. Dos personas suben al refugio de Teopizcalco y hacen mediciones con el GPS (Rover) y simultáneamente se hacen las mediciones en la base (Base GPS). Este mismo

grupo se mueve hacia El Queretano para hacer las mismas determinaciones. Luego se reúnen con el grupo de La Herradura, para hacer la misma operación de posicionamiento, justo encima del poste recién colocado. El último punto posicionado es un roquerío en el sitio del ex- refugio de Las Cruces. Descenso a Tlamacas.

Miércoles 12 de abril

Mejoran las condiciones climáticas y se efectúa la operación helicóptero. Una persona sube a dirigir las maniobras del helicóptero desde el collado de Teopizcalco. Se suben dos cargas de equipo al collado y luego el helicóptero hace dos viajes con cuatro personas al mismo lugar. Dos personas suben a pie al refugio de Teopizcalco después, al no haber posibilidades para un quinto viaje. Se realizan mediciones de espesor con el radar en la parte media del glaciar y se perforan 6 metros de glaciar en el mismo sitio para colocar una estaca (Estaca 20) con un reflector de dos prismas en su parte superior. Se transportan más estacas hasta el sitio de la Estaca 20 y se depositan ahí. Cuatro personas pernoctan en el refugio de Teopizcalco. El resto desciende a Tlamacas.

Jueves 13 de abril

Tres personas perforan el glaciar (Estaca 30) y hacen las determinaciones de espesor usando el radar. Desde la base de Tlamacas se determina la distancia al sitio y se hace una nueva medición de distancia a la Estaca 20. Los movimientos sobre el glaciar son aprovechados para realizar trabajos topográficos colocando los piolets sobre el hielo y encima un reflector de dos primas. Cuatro personas suben al Teopizcalco con comida, y baterías de repuesto para el equipo GPS y para el radar. Dos personas verifican el sitio de La Herradura para asegurarse que el concreto ha fraguado correctamente. Dos personas padecen mal de montaña y descienden muy temprano. Seis personas pernoctan en el refugio de Teopizcalco. Por la noche cae una nevada.

Viernes 14 de abril

Dos personas suben a la cumbre del Popocatepetl a realizar determinaciones con el GPS durante una hora (30 minutos de medición real). Tres personas perforan un nuevo sitio (Estaca 10). Una persona desciende a Tlamacas. Ascenden a Teopizcalco tres personas llevando comida y descienden inmediatamente. Se realizan determinaciones de espesor con el radar en el sitio de la Estaca 10. Durante la aproximación al sitio de la Estaca 10 se hacen determinaciones topográficas de la superficie del glaciar, lo mismo que al seguir los movimientos de la cordada de cumbre, cuando se puede. El día es muy nublado y por la tarde se pierde contacto visual hacia el glaciar, por lo que la medición de distancia a la estaca 10 queda pendiente. Se preparan las cargas que habrá de bajar el siguiente día el helicóptero de la CFE, pero una tormenta eléctrica imposibilita esta tarea, pues el cable que une las redes para transportar el material es de metal y hay peligro de una descarga eléctrica. Cinco personas pernoctan en el refugio de Teopizcalco.

Sábado 15 de abril

Se realiza la operación helicóptero muy temprano en la mañana y se baja el equipo que ya no es necesario en la montaña. Dos personas terminan la instalación de la Estaca 10 y se lleva a cabo la determinación de distancia a la Estaca 10. Dos personas hacen una nueva perforación junto a la Estaca 20 e instalan termistores en la nueva horadación y sobre la estaca. Se hacen determinaciones de la densidad del hielo y de la nieve y se toman muestras de la misma para análisis químicos e isotópicos. Se construye con concreto el monumento de la base de Tlamacas fijando una placa metálica de bronce identificando los datos del sitio. Todos los miembros de la expedición se reúnen en Tlamacas.

Domingo 16 de abril

Última medición de distancia a las estacas instaladas durante la mañana. Organización del equipo y empaque para

su transportación. Descenso a la Ciudad de México.

Lunes 17 de abril

Parten los miembros canadienses y estadounidenses por la mañana a sus lugares de origen.

Actividades después de la expedición

Hasta la fecha en que se escribe este reporte, continúa el procesamiento de la información obtenida en el campo. El Comité Científico sin embargo, fue informado de los resultados preliminares de las mediciones realizadas. Los resultados finales de estos trabajos estarán listos en el mes de julio, después de la visita a las instalaciones del NHRI para llevar a cabo el procesamiento de imágenes y de datos. Durante esta visita se dará entrenamiento a tres técnicos mexicanos en técnicas de investigación glaciológica.

6. PERSPECTIVAS

Las tareas que quedan pendientes por llevarse a cabo son:

1. Monitoreo de la velocidad del hielo.

La infraestructura para llevar a cabo el monitoreo del glaciar del Ventorrillo ya está lista y se puede continuar mediante mediciones periódicas de distancia desde la estación base de Tlamacas hacia las diferentes estacas.

2. Espesor del hielo.

En jornadas de campo posteriores, con el fin de reconocer cambios de éste.

3. Profundidad de los suelos permanentemente congelados en las laderas superiores.

En cuanto sea posible acercarse con seguridad a los campos de suelos permanentemente congelados, que están cerca del borde del cráter (cerca del Labio Inferior).

4. Topografía del glaciar y sus cambios temporales.

Nuevas determinaciones topográficas que coincidan con la toma de fotografías aéreas verticales en un período de tiempo de aproximadamente un año.

5. Comportamiento de la fusión y la acumulación, y control e parámetros meteorológicos.

Este es un factor fundamental ya que no se tienen datos meteorológicos a esta altitud (precipitación, humedad, velocidad de viento, temperatura, etc.). Para ello se requiere la instalación de una estación meteorológica a una altitud aproximada de 5,000 m.s.n.m. Se requiere también llevar a cabo mediciones de flujo en las corrientes que bajan del glaciar para medir el gasto de descarga.

6. Evidencia geomorfológica y estratigráfica de interacción de lahares y glaciares en el volcán Popocatepetl.

Se requiere profundizar en el estudio y cartografía de los depósitos asociados con los lahares, alrededor del volcán.

7. Comparación de los registros del terminus de los glaciares en el Popocatepetl con los del Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba y otros glaciares de norteamérica.

Para esto, se requiere llevar a cabo un extenso programa de mediciones glaciológicas en los tres volcanes y reunir a un grupo de personas entrenadas en glaciología para formar nuevamente la Sección de Glaciología del Instituto de Geofísica.

7. AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de investigación en los glaciares del Popocatepetl se iniciaron en 1983 con el apoyo del Instituto de Geografía de la U.N.A.M., luego de 25 años de abandono después del trabajo pionero de José Luis Lorenzo en 1958. Estos trabajos se retomaron en 1993 con el apoyo de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la U.N.A.M. (proyecto IN103393). La fase crítica de los trabajos de campo de 1995 fué apoyada logística y económicamente por el CENAPRED y el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. El apoyo de la Secretaría de Gobernación a través del CENAPRED fué determinante en la investigación glaciológica de 1995. La Comisión Federal de Electricidad aportó una ayuda invaluable, al facilitar un helicóptero *Lama* para las maniobras en alta montaña, así como al personal de tierra que ayudó de manera muy profesional a llevar a cabo con éxito las maniobras de transporte de carga al collado de Teopizcalco, bajo la dirección de los ingenieros Marco Polo Díaz, Francisco Santander y Agustín Villavicencio, lo que permitió ahorrar tiempo y esfuerzo que se tradujo en seguridad personal de los participantes de la expedición en abril de 1995. La Dirección General de Parques y Reservas Territoriales de la Secretaría de Ecología, permitió el uso del refugio de Tlamacas (cerrado debido a la actividad del volcán) como campamento base durante la expedición científica. Otras instituciones de investigación nacionales también estuvieron representadas a través de la participación de sus técnicos. Ralph Glaus del Departamento de Geografía de la Universidad de Guadalajara participó de una manera muy entusiasta y desinteresada aportando sus conocimientos en el uso de los equipos de topografía y geodesia (DIOR y GPS). Su colaboración fué muy importante dada su experiencia en el uso de estos instrumentos en los glaciares suizos. Juan Carlos Gavilanes del Observatorio Volcanológico del Volcán de Colima (Universidad de Colima) aportó su mejor esfuerzo en todo momento para el buen desempeño de la expedición y aportó su experiencia y capacidad de alpinista. Instituciones extranjeras unieron su esfuerzo al de las universidades nacionales coadyuvando al logro de los objetivos de la expedición de 1995, aportando equipo y personal altamente calificado. Elise Mezger-Weldon de la Universidad de Oregon (EUA) aportó un esfuerzo inusitado para llevar a cabo las mediciones geodésicas y topográficas en coordinación con Ralph Glaus. La Universidad de Oregon facilitó equipo fundamental para las mediciones en el glaciar (estación total Wild/Leitz DIOR 3002S, Sistema de posicionamiento Global Wild/Leitz Base/ Rover, etc.). Marcus Bursik de la Universidad Estatal de Nueva York en Búfalo (EUA) colaboró facilitando equipo, trabajó de una manera entusiasta en la alta montaña en cuanto la aclimatación se lo permitió y aportó su experiencia en el uso del radar. La participación del National Hydrology Research Institute del Canadá fué crucial al prestar la mayor parte del equipo de trabajo glaciológico (perforadoras, radar, equipo de medición de densidad de la nieve, termistores, paneles solares, etc.). La Dirección General de Servicios Médicos de la Universidad Nacional Autónoma de México, contribuyó al éxito de esta misión de una manera desinteresada y de alto sentido de servicio, aportando apoyo médico en el campamento base. La DGSM estacionó una ambulancia completamente equipada con material médico en Tlamacas para cualquier eventualidad. La participación de los paramédicos Andrés Medina Sánchez y Fernando Espinoza Roldán, así como la presencia del Dr. Eduardo Torres Ordóñez fueron sumamente valiosas al permanecer durante el tiempo que duró la expedición en el campamento base, atendiendo problemas de salud menores, ayudando a organizar la logística del campamento y coordinando los trabajos de montaña. El Lic. Juan Manuel Leal Apáes coordinador de asesores de la Secretaría de Asuntos Estudiantiles de la U.N.A.M. participó con otros tres miembros del club alpino Tepelolotl, como grupo de apoyo en la montaña. La participación de Dalila Calvario Benítez, Raymundo Arciniega Dettmer y Gerardo Galguera en las expediciones de 1983 y 1984 fué fundamental en la reactivación del estudio de los glaciares en México. El estudiante de medicina, Jesús Martínez aportó su esfuerzo y experiencia de montaña en momentos cruciales durante la expedición. El Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. fungió como el líder de este esfuerzo interinstitucional aportando apoyo logístico y económico. La participación de Lucio Cárdenas González y Juan José Venegas Mendoza del IGF fué de la máxima importancia dadas sus dotes y experiencia de alpinistas profesionales, además de su legítimo interés por conocer mejor las montañas de México.

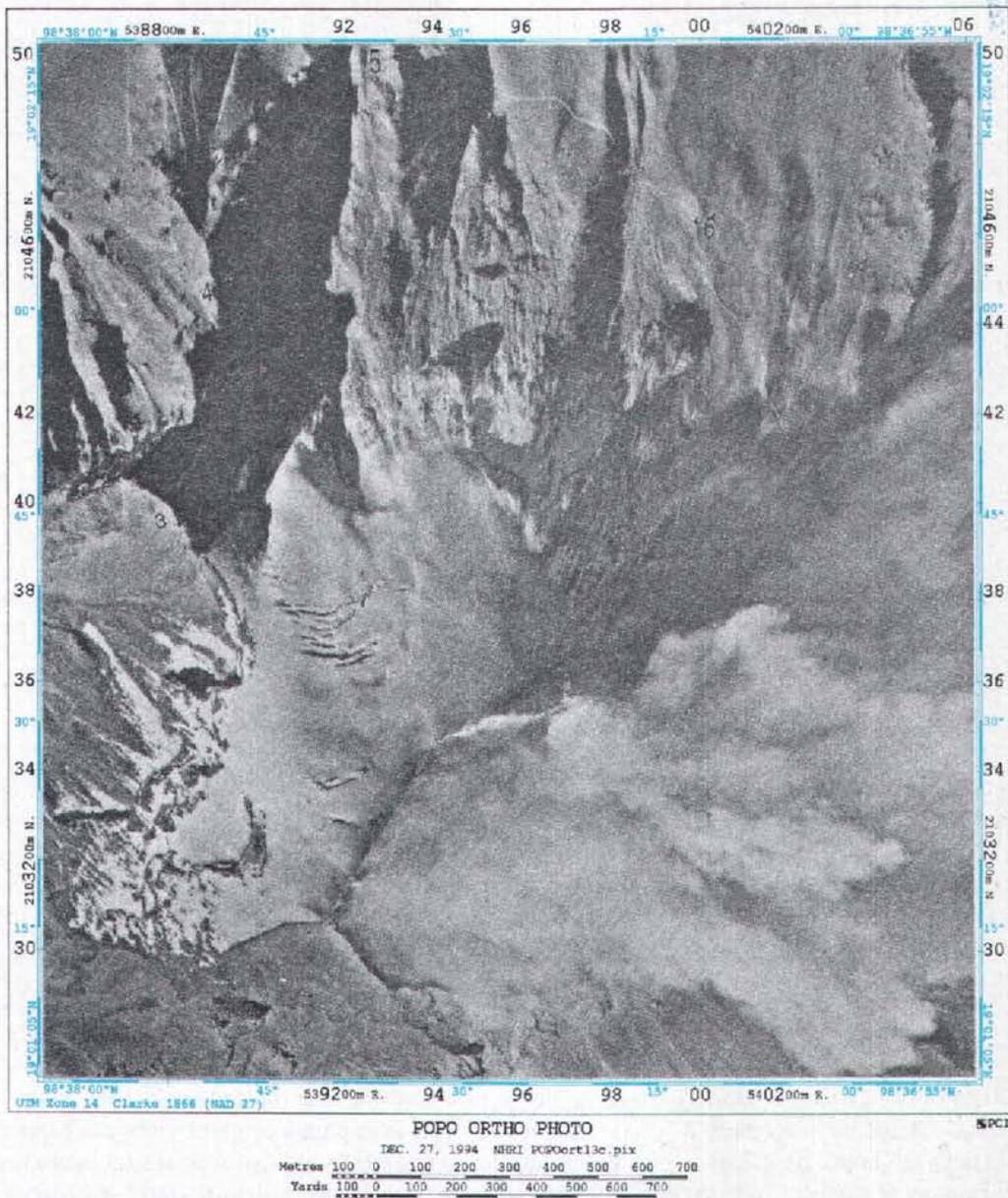


Figura 1. Ortofotografía del Volcán Popocatepetl. Fotografía aérea tomada por un avión de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes el día 27 de diciembre de 1994 a las 16:00 horas aproximadamente. Se puede observar la pluma de cenizas y gases saliendo del cráter, dirigiéndose hacia el oriente. Las imágenes tomadas en este día muestran a los glaciares del Ventorrillo y Noroccidental prácticamente descubiertos de nieve. La fotografía original fué digitalizada y restituída por computadora mediante el uso de *PCI Software*® en el laboratorio de procesamiento de imágenes del National Hydrology Research Institute en Saskatoon, Saskatchewan en Canadá. Los puntos de control fotogramétrico se ubicaron mediante trabajo de campo en abril de 1995 usando equipos GPS marca WILD y mediante métodos geodésicos usando una estación total y distanciómetro (marca WILD). Las coordenadas y cotas de algunos puntos fueron obtenidos del anuario astronómico. La fotografía muestra el grado de retroceso del glaciar hasta diciembre de 1994. La tasa de retroceso ha sido de 7.6 m/año (en sentido vertical) entre 1982 y 1995 (ver texto).

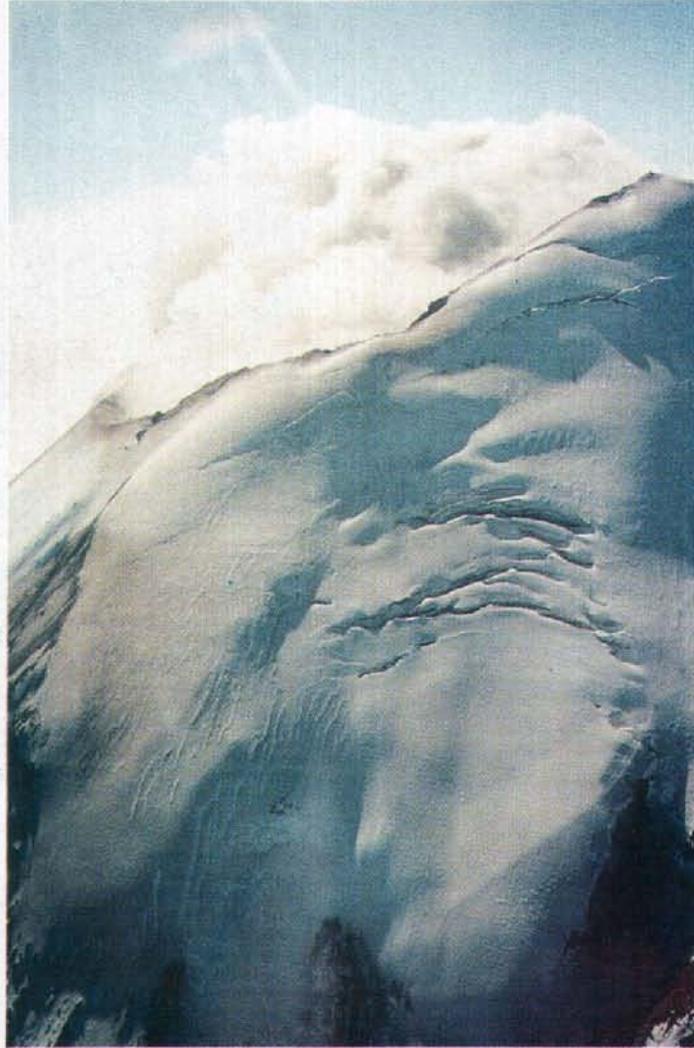


Figura 2. Vista oblicua desde el Norte del glaciar del Ventorrillo el 22 de diciembre de 1994 a las 10:30 hrs. Fotografía tomada desde un helicóptero a 5,500 m.s.n.m. Se observa la pluma de gases y cenizas hacia el sureste. La orilla del cráter del Popocatepetl se delinea perfectamente, a la derecha el labio superior (el punto que se ve en la cima es el refugio de cumbre); a la izquierda el labio inferior. Debajo del límite del cráter se observa el glaciar del Ventorrillo y parte del Noroccidental las líneas que se dibujan son las grietas maestras. Hacia la parte media del glaciar del Ventorrillo se observa el campo de grietas principal. Esta fotografía hace evidente la topografía ondulante de la superficie glacial, los abultamientos son "oleadas" de la masa de hielo producidas por su movimiento a favor de la pendiente. El movimiento del glaciar puede ser de 1 a 2 cm diarios. La presencia de las "grietas maestras" causó preocupación durante los primeros días del evento de diciembre de 1994. Este tipo de grietas han estado presentes en la cabecera del glaciar por mucho tiempo, aunque durante los últimos 5 años los alpinistas han notado que esta grieta se ha extendido y agrandado respecto a años anteriores. Curiosamente, durante la última erupción del Popocatepetl (1920-1927) varios investigadores notaron la presencia de los glaciares en la parte superior del volcán, y como ahora, la presencia de grietas fué motivo de preocupación. Las grietas de un glaciar se forman por el movimiento del cuerpo de hielo y son un rasgo normal de cualquier glaciar. Sin embargo, los cambios que éstas puedan sufrir durante los episodios de actividad volcánica pueden ayudar a entender procesos de deformación del edificio volcánico, incremento del flujo de calor y la modificación del sistema hidrotermal del volcán.



Figura 3. Fotografía tomada el 28 de diciembre de 1994 a las 12:00 hrs desde el noreste. Se observa la parte superior de los glaciares Ventorrillo y Noroccidental. La grieta maestra superior representa parte de la rimaya del glaciar del Ventorrillo, es decir la grieta que marca el inicio del mismo en su cabecera y es la zona de separación del glaciar respecto al basamiento que lo soporta. Normalmente en los glaciares de montaña, las rimayas siguen el contorno del valle que rodea al glaciar. En estos glaciares colgantes la dirección de flujo (y cizallamiento) produce un sistema de grietas de rimaya por lo que la grieta maestra inferior también es parte de la rimaya del glaciar del Ventorrillo. Las rimayas son rasgos comunes de cualquier glaciar y en la época de recarga (en México Julio- Noviembre) se cubren de nieve. En la época de ablación o pérdida (Diciembre-Junio) se descubren y se "abren". La apertura de estas grietas no parece haber sido afectada en forma evidente por la primera etapa del evento de diciembre.

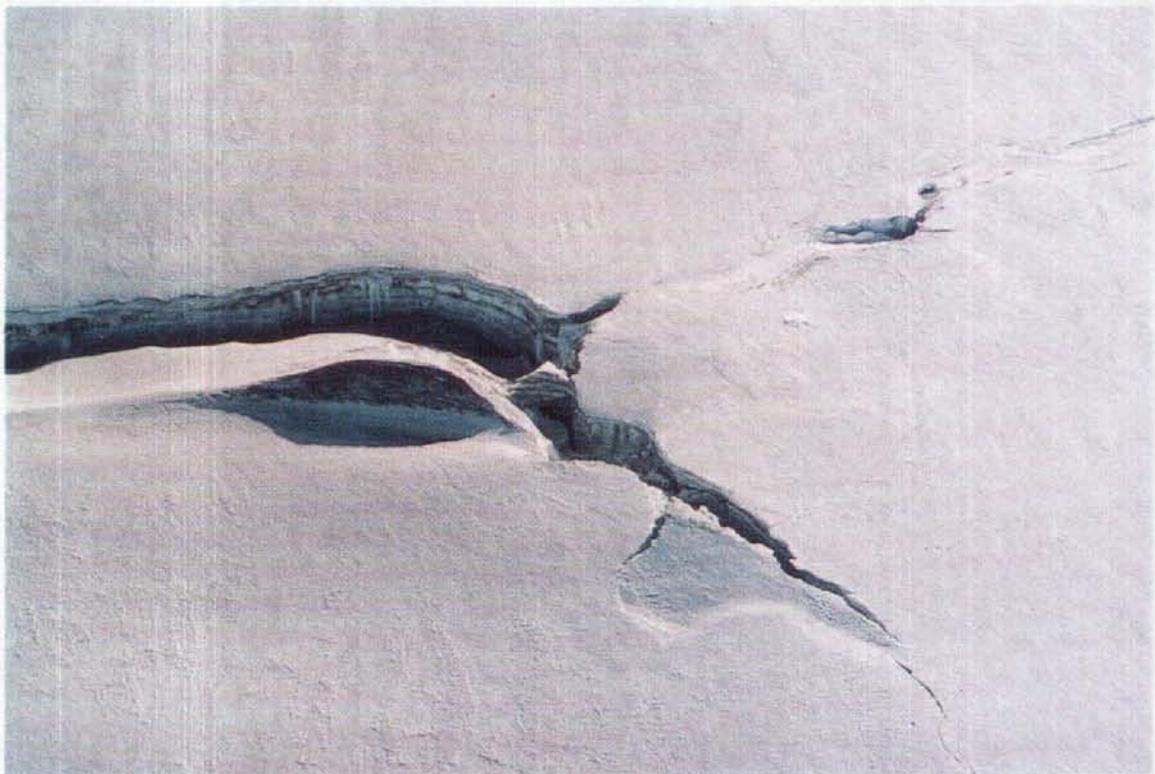


Figura 4. Fotografía tomada el 28 de diciembre a las 12:00 hrs. Acercamiento a la grieta maestra inferior. La grieta tiene una profundidad de 15 m aproximadamente. Las fracturas "en echelón" que se observan en su ramificación inferior son producidas por el cizallamiento asociado al movimiento del glaciar del Ventorrillo en dirección de la pendiente en la zona marginal del glaciar.



Figura 5. Vista desde el norte de la parte superior del Glaciar del Ventorrillo y vista del Glaciar Noroccidental en la porción superior derecha del volcán. Fotografía tomada el 30 de diciembre de 1994 a las 9:30 hrs durante los primeros días de la renovada actividad del Popocatepetl. En esta fotografía se muestra al glaciar del Ventorrillo con sus grietas: las "maestras" en la porción superior y la zona de grietas de la parte media del glaciar. Si hubiera cambios súbitos de los glaciares, la primera evidencia de un deslizamiento del glaciar sería un incremento en el grado de agrietamiento. En consecuencia, los cambios de patrones de agrietamiento de los glaciares y la velocidad del hielo deben ser monitoreados regularmente. Un aumento progresivo en la velocidad del hielo podría indicar que el glaciar está experimentando un deslizamiento acelerado en su base y que un gran derrumbe del glaciar entero es posible. La formación acelerada de grietas a lo largo del margen del glaciar y a lo largo de la cabecera del glaciar podría preceder probablemente cualquier derrumbamiento del glaciar si el deslizamiento acelerado en la base del glaciar es debida a agua producto de fusión en la base del mismo o debido a un incremento de sismicidad. Observe la desaparición de la nieve estacional de la superficie del glaciar (compárese con la figura 2). En algunas partes se observan cenizas sobre el glaciar. Estas cenizas sin embargo no ocasionaron fusión general del glaciar.



Figura 6. Vista del campo de grietas principal del glaciar del Ventorrillo el 30 de diciembre de 1994 a las 9:30 hrs. El carácter arqueado de las grietas se debe al tipo de glaciar (colgante) que imprime un régimen de esfuerzos cizallantes hacia los márgenes del glaciar enfatizado por la forma cónica de la montaña. La profundidad máxima de estas grietas es de 50 metros aproximadamente, ninguno llega hasta el basamiento rocoso.

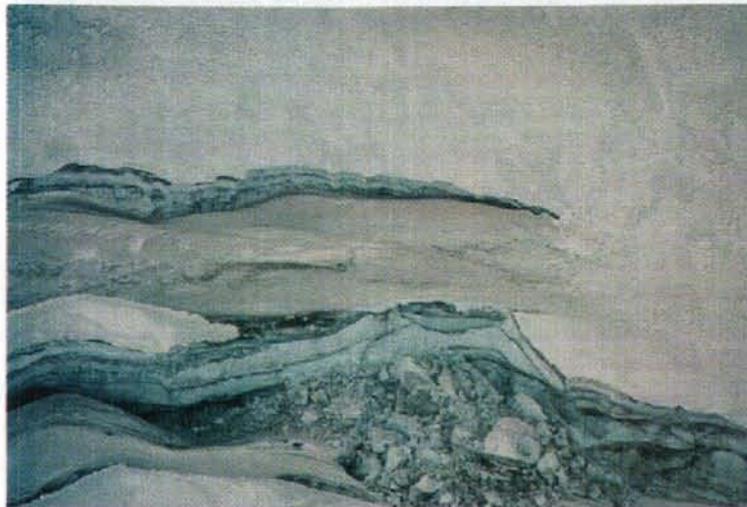


Figura 7. Acercamiento de la fotografía anterior. Derrumbe en una de las grietas del campo principal del glaciar del Ventorrillo. Las zonas de inestabilidad estructural y los colapsos de paredes de grieta son comunes. En el Popocatepetl sin embargo, estos derrumbes no son muy recientes. Este pequeño derrumbe pudo haber sido acelerado por la actividad sísmica del volcán.

8. REFERENCIAS

- Delgado, H., 1988, Report on the glaciers of Mexico, en: Haeberli and Müller (eds.), Fluctuation of Glaciers 1980-1985 (Vol. V), A contribution to the Global Environmental Monitoring System (GEMS) and International Hydrological Programme, World Glacier Monitoring Service, International Commission on Snow and Ice, International Association of Hydrological Sciences, United National Environment Programme and UNESCO, 288 p.
- Delgado, H., 1993, The Glaciers of Popocatepetl Volcano (México): Changes and Causes, Program and Abstracts, First International Conference on Climatic Change in Mexico, Taxco, Gro., p.27
- Delgado, H., R. Arciniega Dettmer y D. Calvario Benítez, 1986, Los Glaciares del Popocatepetl y el Iztaccíhuatl, Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, Instituto de Geofísica UNAM, No. 31, 20 pp.
- Embleton, C. y C. King, 1968, Glacial and periglacial geomorphology, Edward Arnold (publishers) Ltd., Great Britain, pp. 62-77.
- Flint, F., 1957, Glacial and Pleistocene Geology, John Wiley and Sons, Nueva York, 468 pp.
- Lorenzo, J. L., 1964, Los Glaciares de México, Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM, No. 1, 2a edición, 123 pp.
- Ostrem, G. y M. Brugman, 1991, Glacier Mass- Balance Measurements: a manual for field and office work, NHRI Science Report, No. 4, 224 pp.
- Shumskiy, P. A., 1964, Principles of Structural Glaciology, traducido del ruso por David Kraus, Dover Publications, Inc., Nueva York, 497 pp.
- Williams, S. N., 1989, Nevado del Ruíz volcano (Colombia), volumen especial, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 220 pp.

CAPITULO VI

ASPECTOS GEOQUIMICOS Y DE IMPACTO ATMOSFERICO

*EMISIONES DE BIOXIDO DE AZUFRE DEL VOLCAN
POPOCATEPETL, MEXICO, DURANTE LA ERUPCION
DE DICIEMBRE 1994-ENERO 1995*

*ESTUDIO DE AEROSOLES Y CENIZAS DISPERSADOS
DURANTE LA ERUPCION DEL VOLCAN
POPOCATEPETL DEL 21 DE DICIEMBRE DE
1994-RESULTADOS PRELIMINARES*

*LA EMISION DE CENIZAS Y VARIACIONES
GEOQUIMICAS DURANTE DICIEMBRE-MARZO EN EL
VOLCAN POPOCATEPETL*

*PATRONES DE VIENTO EN LA REGION DEL VOLCAN
POPOCATEPETL Y CIUDAD DE MEXICO*

EMISIONES DE BIOXIDO DE AZUFRE DEL VOLCAN POPOCATEPETL, MEXICO DURANTE LA ERUPCION DE DICIEMBRE 1994-ENERO 1995*

I. Galindo¹, A. González² y R. Ayala²

RESUMEN

Se presenta un análisis de las mediciones de flujo de bióxido de azufre proveniente del volcán Popocatepetl durante febrero de 1994-enero 1995. Los métodos utilizados y las incertidumbres en las mediciones son descritos objetivamente. Los resultados indican que las emisiones máximas de gas (SO₂) y posiblemente de partículas (cenizas) ocurrieron 72 horas después de iniciado el proceso eruptivo, alcanzando valores máximos absolutos cercanos a las 5,000 toneladas/día. Esta máxima emisión está estrechamente asociada a la amplitud máxima del temblor y del número de eventos tipo B de acuerdo a los reportes de sismología presentados independientemente. Se puede considerar que la línea base de emisión de SO₂ durante el periodo mencionado es de 1,000 toneladas/día. Finalmente, se recomienda determinar regularmente al bióxido de azufre junto con la sismicidad y la deformación en volcanes activos para la mejor estimación del peligro volcánico.

ABSTRACT

An analysis is presented on SO₂ flux measurements made on the plume of Popocatepetl volcano between February 1994 and January 1995. The methods and uncertainties are discussed. The results show that the maximum gas (SO₂) and particles (ash) emission occurred 72 hours after the eruption onset. These values were near to 5,000 tons/day. The maximum rate of emission is narrowly associated with the maximum tremor amplitude and the maximum number of seismic type B events according with seismology reports independently presented. It can be consider that the SO₂ baseline for the given period is about 1,000 tons/day. Finally, it is recommended to regularly determine sulfur dioxide together with seismicity and deformation monitoring in active volcanoes in order to have a better volcanic risk assessment.

1. INTRODUCCION

El 21 de diciembre de 1994, después de varias décadas de relativo reposo (GVN: 18,2, 1993; 19,12, 1994), el volcán Popocatepetl (19.02°N, 98.62°W) comenzó una nueva actividad explosiva que se inició en la madrugada del día 21. La erupción siguió a aumentos en la sismicidad, en la actividad fumarólica y en el flujo de SO₂ (GVN, 19, 11, 1994).

Los aumentos en la actividad fumarólica relacionados con la reactivación actual del Popocatepetl se remontan probablemente al mes de agosto de 1988 (GVN, 18,2, 1993). Por otra parte, la sismicidad del volcán se comenzó

* Con el apoyo parcial de CENAPRED

¹ Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad de Colima

² Coordinación General de la Investigación Científica, Universidad de Colima 25 de Julio No. 965, 28045 Colima, Col., México

a monitorear en Noviembre de 1989.

Los primeros nueve meses de registros indicaban que la sismicidad de fondo se encontraba conformada por eventos regionales pequeños dentro de un radio no mayor a 40 km.

Una revisión exhaustiva de la bibliografía indica que al parecer las primeras determinaciones de bióxido de azufre de la fumarola del Popocatepetl se efectuaron el 10. de febrero de 1994. Fisher y Williams de la Universidad Estatal de Arizona (ASU) usaron el espectrómetro UV de correlación COSPEC de ASU, siendo acompañados en el vuelo por Delgado y Siebe del Instituto de Geofísica de la UNAM. Después de efectuar nueve transectos perpendiculares a la fumarola y utilizando una velocidad de viento de 10 m/s obtenida con el sistema de posicionamiento global (GPS) de navegación del avión, reportaron $1,200 \pm 400$ toneladas métricas/día. Estos autores consideraron en esa ocasión "...que el alto nivel de emisión del gas encontrado es una manifestación de reactivación asociado a un riesgo significativo de actividad magmática..." (GVN, 19,1, 1994).

En el presente artículo se describen y analizan las determinaciones de flujo de bióxido de azufre de la fumarola del volcán Popocatepetl efectuadas entre febrero de 1994 a enero de 1995, utilizando dos espectrómetros de correlación UV COSPEC (ASU y Universidad de Colima, UC). Es decir, el periodo de mediciones incluye la erupción del 21 de diciembre de 1994.

2. INSTRUMENTACION Y ESTRATEGIA DE MUESTREO

En las mediciones de SO_2 durante el periodo considerado se han utilizado independientemente dos espectrómetros de correlación fabricados por Barringer Research de Toronto: COSPEC IV de la Universidad de Arizona, ASU y COSPEC V de la Universidad de Colima, UC, respectivamente.

El instrumento COSPEC está diseñado para recibir selectivamente radiación correspondiente al ultravioleta cercano ($290 \leq \lambda \leq 320$ nm). El COSPEC utiliza a la radiación ultravioleta dispersada por la atmósfera como fuente de radiación. La radiación incidente se separa, mediante un prisma en dos longitudes de onda. La concentración en la columna de SO_2 se mide remotamente al comparar la absorción espectral por el SO_2 con regiones espectrales en donde la absorción por este gas es mínima. (Hoff y Millán, 1981).

La estrategia de muestreo que a continuación se detalla, es la utilizada por el grupo de la Universidad de Colima.

El instrumento COSPEC UC se monta normalmente en el compartimiento de equipajes de aviones pequeños tipo Cessna, a tal efecto se retira la puerta exterior del compartimiento. El instrumento y la batería de 12.5 V C.D. se fijan con amarras a la base metálica del fuselaje permitiendo que se exteriorice únicamente el telescopio por donde incide la radiación UV difusa. El registrador se coloca a un lado del asiento del operador.

Una vez en vuelo, se localiza la pluma y se realizan uno ó dos transectos de prueba para asegurar la perpendicularidad del transecto, un indicador de ésto último lo da la inspección del registro en donde se nota la amplitud máxima, la cual debe coincidir cuando se observa un ángulo a 90° de la fuente (volcán) con respecto al rumbo que guarda el avión; en el transecto de retorno se verifica esta condición, por otra parte, los trazos ascendente y descendente de ambas curvas del registro deben mostrar simetría.

Se fijan dos puntos geográficos de referencia, por ej. Atlixco y San Nicolás de los Ranchos. Sus coordenadas son almacenadas en la memoria del GPS. Estos puntos son externos a los bordes de la pluma. La velocidad del avión debe permanecer constante respecto a los puntos marcados. Esto último se verifica midiendo el tiempo entre las dos marcas con un cronómetro y el registro del trazo de SO_2 que se desplaza a velocidad constante.

Una vez que el trazo inscrito en el registrador indica el ingreso al borde de la pluma, se inician mediciones de la

intensidad y dirección del viento cada 15 segundos por medio del GPS. El instrumento COSPEC se calibra después de cada salida y entrada a la fumarola. El número de transectos depende de las condiciones meteorológicas prevalecientes y de la calidad del registro, normalmente efectuamos entre 6 y 12 transectos. De esta forma se asegura la repetibilidad de la medición y con ello la calidad de la medición.

Al término de los transectos se efectúan vuelos por arriba de la pluma siguiendo su trayecto (Casavedall, et al. 1994), el viento es nuevamente medido cada 15 segundos. La altura de cada transecto y del vuelo paralelo son anotadas; al final del vuelo se recuperan de la memoria del GPS las coordenadas de los puntos de referencia para su posterior vaciamiento en un mapa topográfico. Esto último sirve asimismo para corroborar la distancia determinada de cada transecto.

3. METODOS E INCERTIDUMBRES

El método espectrométrico de correlación utiliza como fuente de iluminación a la irradiación ultravioleta difusa de la atmósfera. Esta irradiación ha sido absorbida por la concentración presente de SO_2 en la pluma, por lo tanto, la concentración C_{SO_2} [partes por millón, ppm] del bióxido de azufre de la pluma debe corregirse por el camino óptico CM [m] (figura 1), obteniéndose el producto P_{SO_2} [ppm·m] = $C_{\text{SO}_2} \cdot \text{CM}$

Asimismo, obtenemos la sección transversal S del SO_2 [ppm·m²] multiplicando el producto P_{SO_2} por el ancho de la pluma d [m].

Para conocer el flujo F_{SO_2} en un volumen unitario es necesario determinar la velocidad a la que la pluma cruza la sección transversal S , esto último se puede obtener conociendo la velocidad del viento v [m/s] al cruzar la fumarola. Es decir $[F_{\text{SO}_2}] = S \cdot v$ [ppm·m³·s⁻¹].

Sin embargo, la expresión más utilizada es de toneladas métricas por día (Stoiber et al., 1983). Con este fin se utiliza la densidad del SO_2 gas y se introduce un factor de corrección para expresar los resultados en condiciones normales de temperatura y presión (STP). Los productos anteriores obedecen a la siguiente ecuación lineal:

$$T_{\text{SO}_2} = F_{\text{SO}_2} \cdot K \cdot c(t) \quad (1)$$

donde:

$[T_{\text{SO}_2}] =$ [toneladas/día],

$K = \delta_{\text{SO}_2} \cdot \text{STP}$, c(t)

$\delta_{\text{SO}_2} =$ densidad gas SO_2 [$2.86 \times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{ppm}^{-1} \cdot \text{m}^3$]

$\text{STP} = 273/293$.

$c(t) = 86\,400$ seg/día

Las incertidumbres en la determinación aérea del bióxido de azufre que se han encontrado son de dos causas: instrumentales y externas (Casadevall, et. al., 1981)

Las incertidumbres instrumentales pueden a su vez dividirse en aquellas inherentes a la sensibilidad instrumental y otras originadas durante el procesamiento de la información:

Sensibilidad instrumental:

1. Calibración del instrumento $\pm 5\%$ (Casadevall et al., 1981).

2. Variaciones en la velocidad del avión $\pm 2\%$ (Casadevall et al., 1981). Sin embargo, manteniendo la velocidad constante como se manifiesta en este trabajo, el error tiende a cero y en consecuencia en el presente trabajo no se ha tomado en consideración..

3. Procesamiento manual de la información versus digitalización de los datos $\pm 2.4\%$. (GVN, 19, 10, 10, 1994), sin embargo Casadevall et al., 1981 reportan $\pm 5\%$.

Aunque el error es relativamente pequeño, el tiempo utilizado en evaluar manualmente las gráficas es varios órdenes de magnitud mayor. El procesamiento electrónico y análisis de la información de 10 transectos es de aproximadamente 2 horas. Por otro lado, el procesamiento manual para la misma cantidad de información puede llevarse alrededor de 20 horas, es decir una gráfica es evaluada en 2 horas aproximadamente.

4. El parámetro más crítico se produce en la determinación de la velocidad de la pluma, éste último se logra haciendo la suposición razonable de que la pluma se mueve, *paralela* al campo de vientos de su entorno, bajo esta hipótesis, Casadevall et al., 1981 consideran que bajo cielo despejado, la precisión es de $\pm 10\%$, mientras que en días con vientos intensos, puede reducirse a $\pm 50\%$.

En nuestra experiencia, hemos aprendido que para obtener vientos representativos del entorno de la pluma, es necesario identificar el efecto de "sombra" del volcán y encontrar una zona en donde este efecto no genere vientos turbulentos. Entendiéndose por efecto de sombra el efecto aerodinámico que presenta el volcán o topografía montañosa al paso del viento, es decir, dependiendo de la geometría se generarán desde movimientos turbulentos hasta ondas de montaña, en consecuencia la velocidad del viento se intensifica y su dirección cambia del patrón paralelo a la pluma.

En el entorno del Popocatepétl, el efecto de sombra cubre una gran área pues éste se genera tanto por el Iztaccihuatl como por el Popocatepétl. En la figura 3 se muestra una serie de mediciones del viento obtenidas con GPS para estudiar este efecto.

En las mediciones de SO_2 efectuadas durante diciembre de 1994 y enero de 1995 en el volcán Popocatepétl se pudo determinar con certidumbre el entorno atmosférico en donde el viento es representativo a la velocidad de la pluma.

Las variaciones principales debidas a factores externos son:

1. Variaciones reales en la emisión del SO_2 . Durante los vuelos efectuados se han observado emisiones súbitas del SO_2 del volcán, las cuales se conocen con el nombre de "puffs". Estas emisiones súbitas se caracterizan por ser variables en: Intensidad, frecuencia y duración. En la figura 2 se ilustran varios puffs. Por ej., durante el vuelo efectuado el 21 de enero de 1995 (fig. 2a), se observó la emisión súbita (puff) de SO_2 acompañado de ceniza, este "puff" fue de larga duración registrándose durante los transectos 4, 5 y 6, el máximo se alcanzó durante el transecto 5 con 1,895 toneladas/día, es decir, el flujo de bióxido de azufre se incrementó en 245% con respecto al promedio de 10 transectos. Por otra parte, el 28 de enero de 1995, se registraron dos aumentos súbitos en las emisiones volcánicas (SO_2 , cenizas, vapor de agua), aunque éstos fueron de menor duración, ver transectos 6 (2,919 toneladas/día, 201%) y 11 (3,055 toneladas/día, 211%).

2. Variaciones en la velocidad de la pluma. Se originan principalmente por movimientos turbulentos y son difíciles de cuantificar.

3. Nubosidad cambiante, la cual puede oscurecer parte de la pluma, por ej., la presencia de nubes cumuliformes de densidad variable, ó nublados de Cirrus los cuales por su homogeneidad se comportan como un filtro cuyo efecto neto es reducir la intensidad de la radiación directa aumentando los niveles de irradiación difusa.

4. Opacidad de la pluma debido a la presencia de cenizas, ya sean de erupción o suspendidas en el aire (Casadevall et al., 1981).

Los puntos 3 y 4 formalmente definen niveles de menor intensidad de radiación directa y mayor irradiación dispersada, obviamente la "pantalla" difusora constituida por nubes ó cenizas (ó ambas) dependerá de la homogeneidad de la capa que subtienda, es decir, de su densidad y de la estabilidad atmosférica. Afortunadamente el modelo COSPEC V tiene control gráfico de la ganancia con ajuste automático a condiciones cambiantes de irradiación ultravioleta (ver por ej. fig. 1 de Casadevall, et al., 1994).

5. Altura solar, para ángulos pequeños o muy grandes, el camino óptico de la radiación tiende a infinito definiendo niveles de irradiación ultravioleta muy bajos y aunque la sensibilidad del COSPEC es considerable, sin embargo, es recomendable evitar mediciones tanto en las primeras como en las últimas horas del día.

Por otra parte, debe tenerse también en consideración que los procesos convectivos se incrementan a medida que el sol tiende a su culminación generando una mayor nubosidad. En consecuencia, se puede decir que existe un compromiso entre la hora de la medición y la actividad convectiva. El problema se minimiza alejándose lo mas posible del entorno volcánico.

Las mediciones aquí reportadas se efectuaron entre las 11 y las 14 horas, a una distancia horizontal media de unos 20 Km. del volcán.

Adquisición y Procesamiento de la información

Con objeto de hacer más expedita la evaluación de las mediciones del SO₂ de la pluma, hemos desarrollado dos procedimientos:

a) Adquisición analógica de los datos de SO₂. Este es el método normal que utiliza el registrador gráfico del instrumento. Sin embargo, una vez adquirida la información, las gráficas son pasadas por un "scanner" y digitalizadas en pixels/pulgada,

b) Adquisición analógica-digital de los datos de SO₂. Este procedimiento consiste en colocar un "datalogger" en paralelo al registrador analógico, la información se almacena digitalmente, sin embargo, las gráficas se utilizan principalmente como control durante las mediciones.

Sean a) ó b) los procedimientos, se integra la base de datos capturando la información de navegación: Viento (velocidad y dirección, rumbo, velocidad constante del avión, altura vertical del transecto, coordenadas de los puntos de referencia y reporte sobre las condiciones meteorológicas durante los transectos, incluye factores presentes que reducen la visibilidad, por ej. cenizas, nubosidad, polvo, smog, bruma, etc.

Utilizando la base de datos se calcula el SO₂ medido para cada transecto, finalmente se obtiene la media y la desviación estándar ó característica. Todos los programas de cómputo han sido diseñados por uno de nosotros (A. González).

Los productos de salida que se utilizan para el reporte son:
Lugar, fecha, P_{SO₂}, d[Km], v, T_{SO₂}(MAX, MEDIA, MIN), STD, n.

4. RESULTADOS

En la tabla 1 y la figura 4 se presentan los valores del flujo medido de SO₂ de la pluma del volcán Popocatepetl de febrero de 1994 a fines de enero de 1995.

Tabla 1. Valores promedio de las determinaciones de bióxido de azufre de la pluma del volcán Popocatépetl

Fecha	P _{SO₂}	d	v	MAX	MEDIA	MIN	STD	n
01/02/94 ¹				1,200	800	400		9
04/05/94 ²	66.5	12.9	5.2	1,462	900	485	232	20
01/07/94 ³				2,900				
01/07/94 ³			5.0	3,500	3,100	2,700		5
05/11/94 ⁴	45.3	11.5	11.0	1,877	1,261	924	285	12
23/12/94	80.5	13.8	8.0	2,488	2,169	1,617	244	8
24/12/94	95.5	17.6	10.4	4,555	3,961	3,402	444	5
27/12/94	113.0	7.8	6.3	1,513	1,167	987	140	13
29/12/94	54.2	11.9	7.5	1,616	1,237	935	194	11
06/01/95	39.0	14.3	8.4	1,054	836	716	123	12
14/01/95	51.5	10.5	4.3	652	533	462	117	10
21/01/95	55.8	9.1	6.9	1,586	749	492	310	11
28/01/95	72.0	11.0	6.4	3,055	1,450	876	737	
28/01/95 ⁵				3,000	2,000	1,000		

¹ Fisher, Williams, Delgado y Siebe, GVN, 19, 1, 9-10.

² González, A., Gavilanes, J.C. y Navarro, C., GVN, 19, 4, 4-6.

³ Medición terrestre (01/07) y aérea (02/02) Williams, S.N., Fisher, T., Siebe, C. y Delgado, H., GVN, 19, 8, 13-14.

⁴ González, A., Gavilanes, J.C. y Navarro, C., GVN, 19, 10, 10.

⁵ Medición terrestre Williams, S.N., y Delgado, H., Comunic. personal.

5. DISCUSION

La reciente erupción del volcán Popocatépetl se inició la madrugada del día 23 de diciembre de 1994 entre las 01:31 y 01:53 a.m. Sin embargo, las determinaciones del flujo de bióxido de azufre se reiniciaron a partir del 23 de diciembre en donde se reportó un valor medio de SO₂ de 2,169 toneladas/día, es decir, 48 horas después de la erupción, la emisión media de SO₂ se incrementó en un 172% con respecto al valor obtenido mes y medio antes (5 de noviembre). Los valores máximos de emisión de masa de bióxido de azufre (3,961 toneladas/día en promedio), se obtuvieron durante el vuelo efectuado entre las 12:38 y 13:44 p.m. del 24 de diciembre. Probablemente la emisión de ceniza también alcanzó su máximo en este momento, ésto último lo inferimos a partir de nuestros registros los cuales indican la máxima reducción en la visibilidad horizontal la cual era menor a 5 Km entre los 3,000 y 4,000 m. de altura donde se encontraba la fumarola, asimismo en las pistas del aeropuerto eran visibles los depósitos de ceniza sobre la superficie.

Durante la presentación de nuestros resultados en la sesión del 28 de diciembre de 1994 del Comité Científico Técnico formado para atender la crisis volcánica por el CENAPRED, el Dr. Carlos Valdés del Instituto de Geofísica mostró una gráfica en donde la amplitud máxima del tremor y el número máximo de sismos tipo B son coincidentes con el máximo del flujo de SO₂ emitido. Ocurriendo la amplitud máxima justamente poco después de mediodía, es decir, cuando efectuábamos las mediciones aéreas de SO₂.

La correlación positiva entre máximos de emisión de SO₂ con otros parámetros volcánicos fue encontrada durante la erupción del Mount St. Helens, primero durante la actividad precursora conjuntamente con mediciones de la energía sísmica acumulada, la expansión del domo y la deformación (ver fig. 4.25, Banks et al., 1989). Esta información sirvió de base para la exitosa predicción del inicio del episodio eruptivo de marzo-abril, 1982 (Swanson

et al., 1985).

Asimismo, la estrecha correlación entre flujo de SO_2 y sismicidad observada para la erupción del Popocatépetl, fue reportada una vez más para el Mount St. Helens, ahora entre el 20 y 25 de octubre de 1986 (ver fig. 8.19 en Ewert y Swanson, 1993). Sin embargo, son los procesos físicos que se dan en el interior de la cámara magmática y en el conducto de expulsión los que determinan si hay correlación positiva entre el flujo de SO_2 y otros parámetros (Stoiber et al., 1983).

Por otra parte, el análisis de las mediciones de SO_2 durante 1994, previas al episodio eruptivo, parece indicar que la linda base de emisión de bióxido de azufre se encontraba alrededor de las 1,000 toneladas/día. Este alto nivel de flujo de SO_2 , asociado a los eventos tipo B, reportados previamente a la erupción sugiere que magma fresco se había presentado a una profundidad somera de 2 a 3 Km de la superficie (White, 1995)

Las mediciones durante la emisión intermitente de SO_2 ("puffs") no deben tomarse en cuenta al estimar el flujo medio del gas por día (Stoiber et al., 1983), la inspección de las figuras 2A y 2B muestra claramente que los promedios así calculados son exagerados y poco representativos del flujo real en la unidad de tiempo.

6. CONCLUSIONES

Las mediciones del flujo de SO_2 efectuadas por medio de los espectrómetros COSPEC ASU y UC de correlación durante el período febrero 1994 a enero de 1995 de la pluma del volcán Popocatépetl indican:

1. Que la emisión máxima del SO_2 se obtuvo 72 horas después de la erupción del 21 de diciembre de 1994, es decir el 24 de diciembre, alcanzando valores promedio de 3,961 toneladas/día y un máximo maximorum de 4,555 toneladas/día.
2. Estos valores máximos del gas ocurrieron en coincidencia con el máximo de emisión de cenizas, con la amplitud máxima del tremor y con el número de eventos sismovolcánicos tipo B.
3. La linda base de emisión de SO_2 durante 1994 puede considerarse alrededor de 1,000 toneladas/día.
4. Las emisiones intermitentes de SO_2 no deben tomarse en consideración durante la determinación de la emisión media del gas.
5. La determinación regular del SO_2 en volcanes activos formar parte del monitoreo volcánico junto con la sismicidad y la deformación. Esta información es básica para la estimación del peligro volcánico.

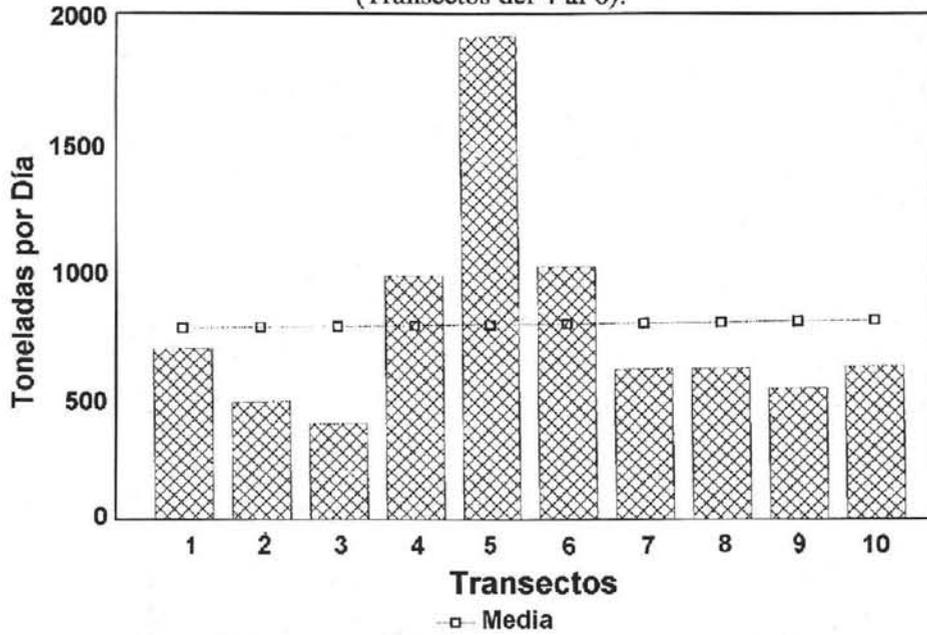
7. REFERENCIAS

- Banks, N.G., Tilling, R. I., Harlow, D. H., and Ewert, J.W., 1989: Volcano monitoring and short-term forecasts. In: (R. I. Tilling Ed.) *Volcanic Hazards*, Short Course Presented at the 28th International Geological Congress, Washington, D.C., 51-80.
- Casadevall, T.J., Johnston, D.A., Harris, D.M., Rose, Jr., W.I., Malinconico, Jr., L.L., Stoiber, R.E., Bornhorst, T.J., Williams, S.N., Woodruff, L., and Thompson, J.M., 1981: SO₂ emission rates at Mount St. Helens from March 29 through December, 1980. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, **1250**, 193-200.
- Casadevall, T.J., Doukas, M.P., Neal, C.A., McGimsey, R.G., and Gardner, C.A., 1994: Emission rates of sulfur dioxide and carbon dioxide from Redoubt Volcano, Alaska during the 1989-1990 eruptions. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, **62**, 519-530.
- Ewert, J.W. y Swanson, D.(Eds.), 1993: *Vigilando Volcanes: Técnicas y Estrategias Empleadas por el Personal del Observatorio Vulcanológico Cascades, 1980-90*. Bol. 166 Serv. Geol. de los Estados Unidos. 237 pp.
- Hoff, R.M., and Millán, M.M., 1981: Remote SO₂ mass flux measurements using COSPEC. *J. Air Pollut. Control Assoc.*, **31**, 381-384.
- Smithsonian Institution, 1993: **Popocatepetl** (México) Increased fumarolic activity; seismicity remains low. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, **18**, 2, 4-5.
- Smithsonian Institution, 1994: **Popocatepetl** (México) *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, **19**, 1, 9-10.
- Smithsonian Institution, 1994: **Popocatepetl** (México) SO₂ flux increase since May; increase in number of seismic events. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, **19**, 10, 10.
- Smithsonian Institution, 1994: **Popocatepetl** (México) Small eruption on 21 December ends decades-long slumber. *Bull. Global Volcanism Network (GVN)*, **19**, 11, 2-4.
- Stoiber, R.E., Malinconico, Jr., L.L., and Williams, S.N., 1983: Use of the Correlation Spectrometer at Volcanoes. In: E.H. Tarzieff and J.C. Sabroux (Eds.), *Forecasting Volcanic Events, Developments in Volcanology* 1, Elsevier, 425-444.
- Sutton, J.A., Kenneth McGee A., Casadevall, T. J. y Stokes B. 1993: *Vigilando Volcanes: Técnicas y Estrategias Empleadas por el Personal del Observatorio Vulcanológico Cascades, 1980-90*. En: Ewert, J. W. y Swanson, D.A. (Eds.), Bol. 166 del Serv. Geol. de los Estados Unidos. 195-202.
- Swanson, D.A., Casadevall, T.J., Dzurisin, D., Holcomb, R.T., Newhall, C.G., Malone, S.D., and Weaver, C.S., 1985: Forecasts and predictions of eruptive activity at Mount St. Helens, USA: 1975-1984. *J. Geodynamics*, **3**, No. 314, 397-423.
- Williams, S.N., 1995: Comunicación personal.
- White, R., 1995: Response to increased unrest at Popocatepetl volcano, Mexico, December 1994-January 1995. A Report to the National Disaster Prevention Center (CENAPRED), Government of Mexico. Unpubl. 6 pp.



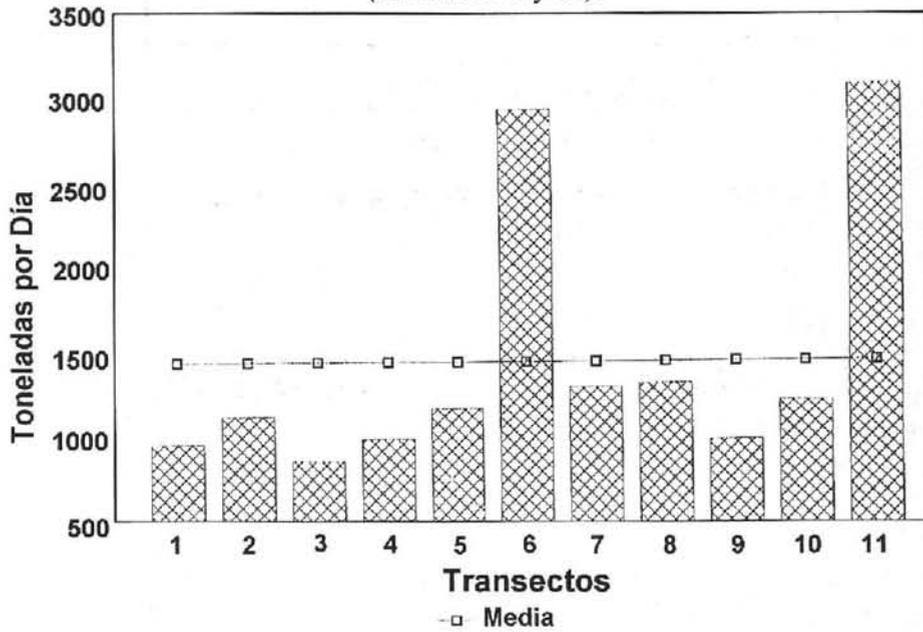
Figura 1. Volcán Popocatepetl visto del lado de Puebla, se ilustra un transecto del avión perpendicular a la pluma; la distancia horizontal con respecto al cráter es simbólica.

Figura 2a. Emisiones súbitas de bióxido de azufre
(Transectos del 4 al 6).



ENERO 21, 1995, 12:22 - 13:35 P.M.

Figura 2b. Emisiones súbitas de bióxido de azufre
(Transectos 6 y 11).



ENERO 28, 1995, 11:22 A.M. - 13:01 P.M.

Figura 2. Determinaciones Aéreas de Bióxido de Azufre del Volcán Popocatepetl con el Espectrómetro UV COSPEC-UC.

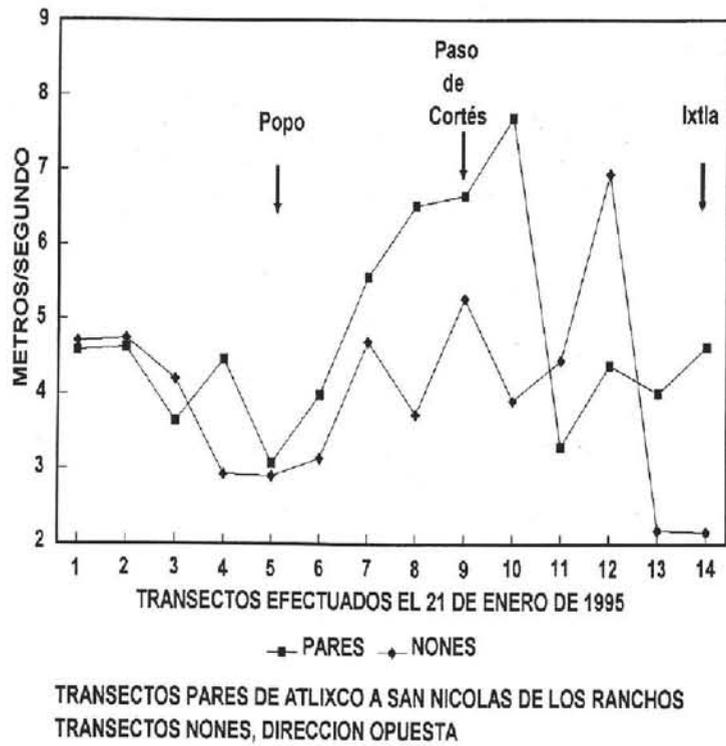
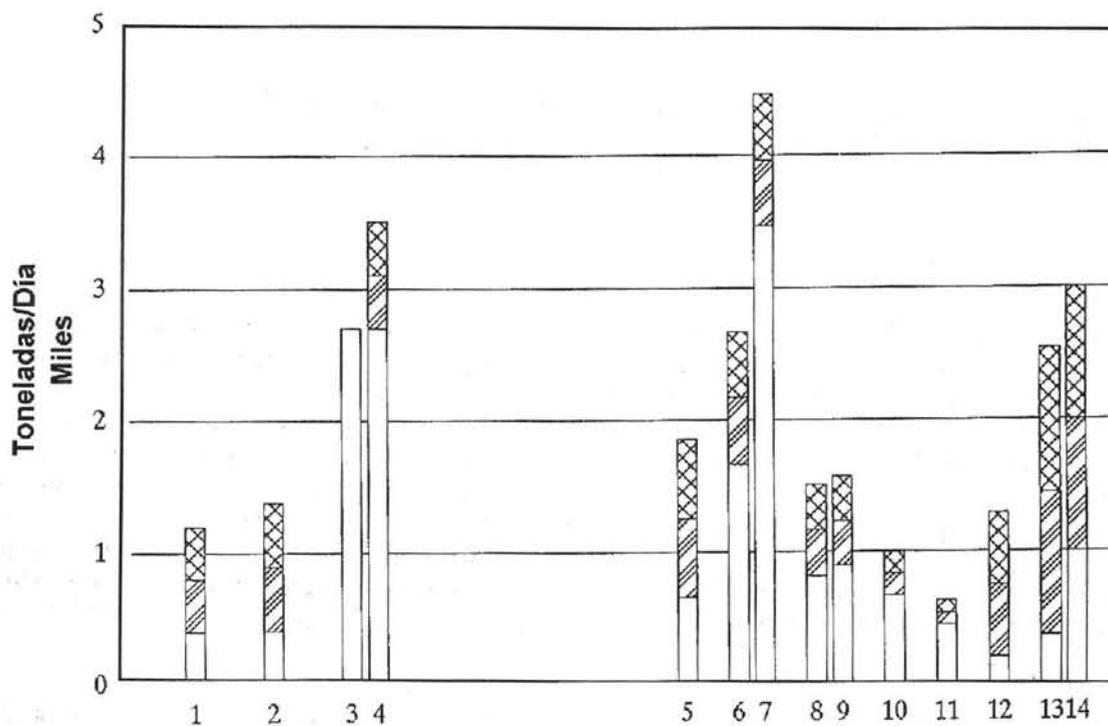


Figura 3. Efectos sombra del Volcán Popocatépetl.



Mediciones efectuadas entre 1994-1995

Leyenda:

- 1 = 01/02/94 ASU
- 2 = 04/05/94 UC
- 3 = 01/07/94 ASU, terrestre
- 4 = 02/07/94 ASU
- 5 = 05/11/94 UC
- 6 = 23/12/94 UC
- 7 = 24/12/94 UC
- 8 = 27/12/94 UC
- 9 = 29/12/94 UC
- 10 = 06/01/95 UC
- 11 = 14/01/95 UC
- 12 = 21/01/95 UC
- 13 = 28/01/95 UC
- 14 = 28/01/95 ASU, terrestre

Figura 4. Emisión de Bióxido de Azufre, Volcán Popocatépetl.

ESTUDIO DE AEROSOL Y CENIZAS DISPERSADOS DURANTE LA ERUPCIÓN DEL VOLCAN POPOCATEPETL DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994.- RESULTADOS PRELIMINARES*

L. S. Ivlev^{1,2}, I. Galindo² y V. I. Kudryashov¹

RESUMEN

La erupción de baja energía térmica del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl brindó una oportunidad única para llevar a cabo varias investigaciones para determinar el espectro total de tamaños de cenizas y aerosoles volcánicos, su composición elemental, microestructura, y finalmente, análisis de dispersión.

Se efectuaron mediciones en superficie y por medio de avión utilizando: Un contador fotoeléctrico de partículas ($d > 0.4 \mu\text{m}$ a $d < 50 \mu\text{m}$), la concentración y dispersividad para $d > 0.01 \mu\text{m}$ a $d < 20 \mu\text{m}$ se midieron con un impactor de dos cascadas, las muestras se sujetaron a análisis de microscopía electrónica y de óptica para detectar partículas $d \approx 500 \mu\text{m}$. Se usaron filtros de Petryanov para determinación posterior de la composición de elementos químicos por medio de activación de neutrones, fluorescencia de rayos-X y espectroscopía de absorción atómica. Para la composición química se utilizaron espectroscopía de infrarrojo y espectrometría de masas. El contenido de carbón se determinó con un etalómetro. También se colectó ceniza volcánica para análisis posterior de dispersión utilizando un sedimentómetro y microscopio óptico. Los análisis morfológicos y de dispersividad se realizaron utilizando un microscopio electrónico.

Los resultados preliminares muestran que la intensidad del flujo de partículas de aerosoles ($d \leq 20 \mu\text{m}$) durante el 27 de diciembre era cerca de $5 \cdot 10^3$ tons/día decayendo durante enero a cerca de 10^2 tons/día. Durante todo el periodo de mediciones (dic. 27, 1994-enero 28, 1995) se observó una inhomogeneidad espacio-temporal del contenido del aerosol y de su microestructura. La distribución de las partículas es polimodal con tres modos en el intervalo $d \leq 2 \mu\text{m}$ y dos para $d \geq 2 \mu\text{m}$. La masa de azufre convertida en aerosoles de sulfato y ácido sulfúrico ($d \leq 1.0 \mu\text{m}$) en diciembre era de $\approx 0.5\%$, el resto del S, ca 99% se transformó en partículas grandes de ceniza, sin embargo durante enero se notó un incremento de las partículas pequeñas alcanzando 20-25%. El coeficiente de enriquecimiento para azufre durante diciembre fue de 50 y en enero de 100-150. Los coeficientes de enriquecimiento para los elementos Pb, Cu, Zn, Ni, Rb, y Se, cambiaron con el tiempo por un factor de 10. Finalmente, el contenido de substancia orgánica no excedió de $0.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

1. INTRODUCCION

La reciente erupción del volcán Popocatepetl (México: 19.02°N , 98.62°W), de baja energía térmica y larga duración, presentó una oportunidad única para llevar a cabo diversas investigaciones cuyos resultados pueden ser posteriormente utilizados en el modelado de éste tipo de procesos en futuras erupciones similares; en mejoras a los métodos utilizados y, en la predicción de los cambios ambientales producidos por el impacto de los productos volcánicos emanados.

* Patrocinada parcialmente por CONACYT, FOMES (SEP) y CENAPRED.

¹ Instituto de Física, Universidad Estatal de San Petersburgo, Rusia, Profesor Visitante² Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad de Colima, 28000 Colima, México.

2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Para estudiar la presencia de aerosoles y cenizas volcánicas y los procesos heterogéneos que se llevan a cabo en la atmósfera inducidos por su presencia, es de lo más importante resolver los siguientes problemas:

- i) Determinar las características físicas de la fuente:
La potencia de emisión de las partículas y la altura de la eyección.
- ii) Determinar la variabilidad espacio-temporal de las formaciones de aerosoles: La permanencia en la atmósfera de partículas de diferentes tamaños (diámetros) y, la intensidad de deposición así como el tamaño del área de deposición;
- iii) Determinar las características físicas de las partículas: Dispersividad y estructura morfológica de las mismas.
- iv) Determinar la composición química de las partículas: polvos y cenizas así como el contenido de gases formadores de aerosoles; la composición elemental de las partículas y sus factores de enriquecimiento.
- v) Estimar la participación de los aerosoles y las cenizas volcánicas en los procesos atmosféricos de condensación (formación de nubes y precipitación).

Algunos de los problemas antes mencionados no pueden ser resueltos completamente debido a factores objetivos, como son:

La irreproducibilidad de los fenómenos naturales y, la gran variabilidad de las características de los procesos que se están investigando.

Existen además razones subjetivas que impiden la solución completa como son:

Las imperfecciones técnicas de la instrumentación empleada, dificultades propias de las condiciones experimentales y, la complejidad de la teoría y sus aproximaciones teóricas.

Los resultados que aquí presentamos son preliminares y deberán ser más precisos en el futuro.

3. INSTRUMENTACION, METODOS EXPERIMENTALES, DATOS INDIRECTOS UTILIZADOS EN LAS ESTIMACIONES

3.1 El complejo instrumental

Los siguientes instrumentos han sido utilizados para la medición directa (*in situ*) de los aerosoles:

- a) Contador fotoeléctrico tipo AZ-5M de partículas de aerosoles. Mide concentración de partículas y su dispersividad en un intervalo de $d > 0.4 \mu\text{m}$ a $d < 20 \mu\text{m}$, d , representa el diámetro de las partículas.
- b) Impactor de dos cascadas, para estudiar partículas $d > 0.01 \mu\text{m}$;
- c) Filtros de Petryanov, los cuales, una vez expuestos, se utilizan para realizar varios análisis: De composición de las partículas, con técnicas de fluorescencia de rayos-X y espectroscopía de absorción atómica.

De composición química, se utilizaron espectroscopía de infrarrojo y espectrometría de masas;

Para determinar el contenido de carbón se utilizó un etalómetro.

3.2 Datos Indirectos utilizados

Además de la instrumentación y las técnicas de medición antes mencionadas, se utilizaron las imágenes AVHRR del canal 1 (visible) de los satélites GOES-7 y GOES-8 (GVN, 19, 11, 1994) y fotografías tomadas en superficie y a bordo del avión utilizado para efectuar los muestreos de partículas y mediciones del flujo de SO_2 (Galindo et al., 1995).

Los mejores datos sobre la dinámica y evolución de la nube de aerosol volcánico se obtuvieron de las imágenes satelitales de la evolución de la pluma correspondientes del 26 al 28 de diciembre de 1994. El análisis de las imágenes permitió derivar ciertas conclusiones sobre la naturaleza de la eyección y la expansión inicial del jet de materia orgánica.

3.3 Métodos experimentales

3.3.1 Mediciones aéreas

Las mediciones aéreas de aerosoles volcánicos se llevaron a cabo el 27 y 29 de diciembre de 1994 y los días 6, 14 y 21 de enero de 1995. La aeronave utilizada puede considerarse ideal para el muestreo de aerosoles puesto que la velocidad constante del avión de 65 m/s es mucho menor que la de 100 m/s, velocidad a la que se manifiesta la compresibilidad del gas apareciendo remolinos y turbulencia. Por otra parte, las características aerodinámicas del avión son muy adecuadas, no existiendo prácticamente zonas de estancamiento. En nuestro caso se puede considerar que el flujo de aire a la entrada del tubo de aspiración es continuo y sin turbulencia. Las distorsiones en la aspiración, con un diámetro de entrada de 3 mm y el aire siendo bombeado a 60 l/m, pueden considerarse ligeras, cuando menos para partículas $d < 5 \mu\text{m}$. Un pequeño aumento en el coeficiente de aspiración se compensó por pérdidas de las partículas grandes en la pipa de entrada. Como apoyo a lo anterior, los análisis de las mediciones muestran que el aspecto cualitativo de la estructura del aerosol se refleja correctamente en los datos. Un cálculo de la sobrestimación en los tres primeros intervalos de tamaños de las partículas 10, $> 7 \mu\text{m}$, $> 4 \mu\text{m}$ fue del orden de 3, 2 y 1.5, respectivamente lo cual es mucho menor que las variaciones observadas en la concentración de partículas dentro de los intervalos mencionados.

En la Figura 1 se presenta, sobre un mapa base de la región, el trayecto perpendicular a la pluma que siguieron los vuelos efectuados en un loop que se iniciaba aproximadamente sobre San Nicolás de los Ranchos al noreste del volcán, hasta Atlixco al suroeste.

El día 27 de diciembre, las observaciones se efectuaron principalmente en las regiones de $d > 0.4 \mu\text{m}$ y $0.5 \mu\text{m}$ (ver Apéndice, tabla 1A), sin embargo, las inhomogeneidades espaciales del aerosol y su rápida variación ($t \geq 30$ segundos), considerando la inercia del instrumento, dió por resultado un bajo contenido de información en los datos obtenidos. En particular, las variaciones de la concentración de partículas en las regiones de $d > 0.4 \mu\text{m}$ y $0.5 \mu\text{m}$ fueron pequeñas y alisadas (smoothed) no siempre indicaron la posición en el centro de la fumarola. Los datos sobre concentraciones de partículas grandes, son sin embargo, mucho más interesantes y confiables; en este intervalo de tamaños de partículas ($d > 0.9 \mu\text{m}$), se observaron variaciones en las concentraciones de las partículas por factores de 10-20, y obviamente estas variaciones se encontraron relacionadas con la estructura del jet en la fumarola (ver Tabla 1A).

Se notó que durante las mediciones en vuelo, para la misma altura, 3,600 m., s.n.m., se observaron tres tipos muy diferentes de distribuciones de tamaños de partículas: En el centro del jet, a una distancia desde el jet y, por afuera de la fumarola. Por fuera de la fumarola, la concentración de partículas gigantes ($d > 2 \mu\text{m}$) decaía abruptamente; en un número de casos, las partículas con $d > 4 \mu\text{m}$ se encontraban prácticamente ausentes.

La descripción de las distribuciones se efectuó de acuerdo con el siguiente principio:

Distribución de valores medios dN/dr (ó $dN(r_0 - r)$ y dV/dr), con máximos y mínimos para el caso de un número suficientemente grande de distribuciones observadas del mismo tipo ($n > 3$). Sin embargo, en casos individuales, para el centro del jet, el número de distribuciones fue reducido (27 de diciembre, 1994).

En las mediciones efectuadas el 29 de diciembre se observó la mayor inestabilidad de la estructura dispersa del aerosol, los valores extremos de ΔN : maxmax y minmin se presentan en la Tabla 2A.

En las mediciones aéreas subsiguientes efectuadas en enero 6, 14 y 21, se observó un marcado descenso de la distribución de partículas dispersadas tanto dentro del jet en la fumarola como fuera de ella. Los valores más bajos de las mayores concentraciones de partículas se observaron en una fumarola muy débil el 21 de enero. Por otra parte, a juzgar por las observaciones visuales y el pronóstico meteorológico así como las imágenes satelitales, una porción considerable de material volcánico se había transportado a otras regiones, encontrándose una acumulación disminuida de cenizas volcánicas o polvo en el entorno atmosférico.

La estructura vertical de los aerosoles se registró durante el ascenso de la aeronave y durante el acercamiento a la fumarola, tres puntos de referencia aproximada se tomaron: 2,800, 3,000 y 3,300 m. s.n.m. En todos los vuelos, se observó un marcado descenso de la concentración de partículas cerca de los 3,000 m. s.n.m. y un incremento en la vecindad de la fumarola (3,600 m. s.n.m.).

III.3.2 Estructura de las cenizas y el aerosol volcánico en superficie

Las mediciones de dispersividad del aerosol volcánico y la toma de muestras con filtros se efectuaron en el trayecto de Cholula a Tlaxiaco a diferentes distancias del volcán y en el aeropuerto de los Hermanos Serdán en Atlixco, Puebla.

Las mediciones de dispersividad (Tabla A3) se efectuaron con un contador fotoeléctrico en la ruta Cholula-Tlaxiaco el día 28 de diciembre de 1994: Se hicieron dos muestreos de ceniza volcánica sedimentada en la vecindad de Cholula, la primera muestra se colectó a una distancia de 10 Km de San Nicolás de Los Ranchos y la segunda en un lugar cercano a San Gregorio Atzompa. Posteriormente, en el punto más cercano al cráter, en Tlaxiaco (4,200 m. s.n.m.) se efectuaron mediciones de dispersividad de partículas entre las 14:00 p.m. a las 15:40 p.m., durante las observaciones el cielo estaba despejado y no se apreciaba viento, puesto que Tlaxiaco está situado en una pendiente opuesta al cráter, la fumarola no estaba visible.

La concentración de partículas para $d > 0.4 \mu\text{m}$ fue muy baja y suficientemente estable de 24 a 35 cm^{-3} . Al mismo tiempo, se observó una concentración anormalmente alta de partículas de tamaños grandes: $\Delta N (d > 10 \mu\text{m}) = 16-37 \text{ cm}^{-3}$. Por otra parte, las mediciones efectuadas con el mismo aparato en San Gregorio Atzompa a 30 Km del volcán, revelaron concentraciones mucho más bajas de las mismas partículas pero con una dispersión considerable de $\Delta N (d > 10 \mu\text{m}) = 175 \text{ cm}^{-3}$, ésto último es debido al arrastre de partículas gigantes por el viento.

La concentración total de partículas para $d \geq 0.4 \mu\text{m}$ no se encontró muy alta $\Delta N (d \geq 0.4 \mu\text{m}) = 44-47 \text{ cm}^{-3}$ con el máximo de la distribución de partículas dN/dr en el intervalo $[0.4 \leq d \leq 0.6 \mu\text{m}]$.

Las mediciones en el aeropuerto se realizaron con el mismo contador fotoeléctrico, después de los vuelos efectuados los días: Diciembre 27 y 29, 1994 y enero 6, 14 y 21, 1995, además se realizó un ciclo continuo de 24 horas de mediciones entre el 27 y el 28 de enero de 1995. Los muestreos con filtros se realizaron dejando trabajando el

instrumento en el aeropuerto mientras se efectuaban los vuelos, adicionalmente se tomaron tres muestras entre el 27 y 28 de enero. Aparte de lo anterior, el día 27 de enero se tomó una muestra de ceniza volcánica sedimentada durante una explosión ocurrida el 24 de enero (los análisis revelan que al menos otra explosión anterior pudo haber ocurrido). Las observaciones visuales de enero 27-28 y testigos presenciales (empleados del aeropuerto) indican que la noche del 24 de enero, el volcán emitía de tiempo en tiempo una gran cantidad de ceniza y otras sustancias (vapor de agua y SO_2), es decir los llamados "puffs". El mejor tiempo para observar los puffs desde el aeropuerto son las primeras horas de la mañana, pues la visibilidad decrece abruptamente, para después formarse nubes convectivas que cubren al volcán.

Debe hacerse notar que el máximo de caída de cenizas ocurrió durante la noche (de 2 a 3 a.m.), es decir, antes del puff registrado a las 8.00 a.m. de enero 28. El contador fotoeléctrico también registró un aumento súbito (por un factor de 3) de la concentración de partículas para $d > 10 \mu\text{m}$, sin embargo, la concentración total permaneció sin cambio.

En la Tabla 1A se presentan los resultados de mediciones continuas espaciadas horariamente de dispersividad de aerosol efectuadas en el aeropuerto entre el 27 y 28 de enero. Se tomaron cuatro muestras de filtros, una de ellas de 12 horas de duración.

Las concentraciones de masa del aerosol en la zona del aeropuerto excedieron, en todos los casos a 0.5 mg/m^3 , éste valor está por arriba de la norma aceptada internacionalmente, siendo el exceso debido a una gran cantidad de partículas de cenizas volcánicas. Debe notarse que prácticamente no se encontró carbón en las muestras de diciembre, mientras que en enero su concentración se incrementó abruptamente.

III.4 Datos de otras observaciones

El análisis del abundante material fotográfico de la erupción del Popocatepetl del 26 de diciembre de 1994 indica que la explosión alcanzó una altura de $7.5 \pm 0.3 \text{ Km}$, es decir el ancho de la fúcula. El jet de material volcánico tuvo inicialmente una forma cónica, la expansión inicial fue de 2.5-3.0 Km, prácticamente hasta el tope de ascensión de la fúcula (Fig. 3). No se observó dispersión (washout) turbulenta del jet; ésto significa que el material eyectado poseía una gran energía cinética. Más aún, las primeras imágenes del satélite GOES de la propagación de la nube de aerosol volcánico revelan un comportamiento similar.

Se observó una dispersión turbulenta por difusión del jet en la región en donde el jet está en transición a una posición horizontal (cross-wind). En esta región, la razón entre la sección transversal del jet y la del cráter es cercana a 40, mientras que la velocidad del jet es de 6-7 m/s. Lo cual hace posible suponer que el material fue eyectado con una velocidad circunsónica, en este caso, en el estado de ascensión del jet, no se observó separación de las partículas dispersadas y el gas. Ambos se movían como una unidad debido a la energía cinética acumulada.

Las imágenes satelitales hicieron posible la estimación del grado de cobertura de superficie terrestre por la nube del aerosol volcánico; la razón se determina por dos procesos: la difusión de la nube y su transporte por los flujos de viento horizontales. Dependiendo de la turbulencia del aire, el segundo proceso predomina sobre el primero durante las primeras 48 horas, después de las cuales el proceso de expansión de la nube del aerosol, considerando una emisión constante por la fuente, será aproximadamente lineal con el tiempo:

El proceso eruptivo del volcán Popocatepetl durante diciembre 26-27, 1994, es decir 36 horas después de su inicio, tuvo un área de cobertura $S = 6.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ con una velocidad promedio de desplazamiento del frente de la nube de 3.7 m/s. Esto último coincide satisfactoriamente con la velocidad media local del jet de la fumarola cercana al volcán, la cual es de 6-7 m/s. Aunque si bien, durante las siguientes 12 horas, ocurrió una expansión abrupta del área debido a flujos de viento perpendiculares a la dirección del movimiento de la nube sobre su extensión total. El modelo calcula transporte y dispersión de cenizas volcánicas utilizando datos de viento y presión atmosférica, suponiendo que las cenizas se forman de partículas esféricas ($0.3 \leq d \leq 30 \mu\text{m}$) con densidad de $2.5 \times 10^6 \text{ g/m}^3$ y que producen una carga de masa atmosférica de 1 gramo.

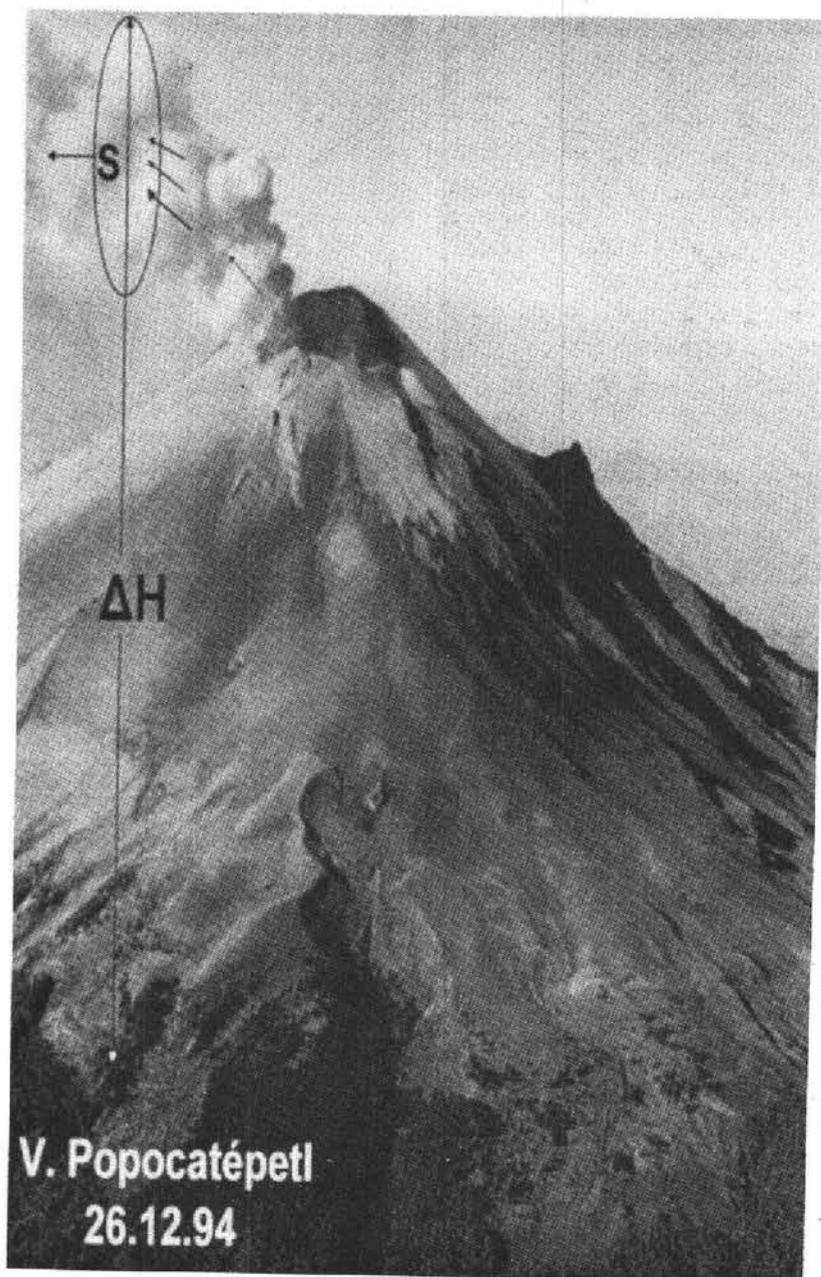


Figura 3. Fotografía del volcán Popocatepetl del 26 de diciembre de 1994 mostrando esquemáticamente la ascensión de la fácua.

El área de cobertura observada por los satélites de la NOAA corresponde en gran medida a la concentración de la nube de partículas de aerosol volcánico sobre la concentración de partículas de fondo (background). Si consideramos que la concentración del aerosol de fondo es $m = 50 \mu\text{g}/\text{m}^2$ y la altura de la atmósfera homogénea $H = 1.5 \text{ Km}$, luego la masa de aerosol de fondo por metro cuadrado será de $7.5 \text{ g}/\text{m}^2$, considerando un área de cobertura $S = 6.0 \cdot 10^4 \text{ Km}^2$ (ver Fig. 4), la masa M de aerosol de fondo será de $4.5 \cdot 10^5$ toneladas. Este valor estimado se encuentra exagerado: en caso de una superficie oceánica, y también para regiones terrestres muy limpias, la masa

de aerosol de fondo por metro cuadrado es del orden de 1 g/m^2 y para el aerosol estratosférico de fondo es de $0.1\text{-}0.2 \text{ g/m}^2$. Las masas relevantes de aerosol de fondo serán $M = 6.0 \times 10^4$ toneladas y $M = (0.6\text{-}1.2) \times 10^4$ toneladas.

En relación con la composición y estructura del aerosol volcánico se tienen adicionalmente otras evidencias indirectas:

i) Las fotografías expuestas durante los vuelos efectuados para realizar las mediciones revelan imágenes de cristales de sulfato de amonio amplificadas muchas veces, esto significa que las cámaras fotográficas funcionaron como microscopios, y esto es solamente posible si la concentración de partículas de sulfatos es muy alta. El máximo de SO_2 -gas medido con el espectrómetro de correlación COSPEC fue cercano a las 5,000 toneladas/día (Galindo et al., 1995);

ii) Durante el mes de enero ocurrieron nuevamente emisiones simultáneas altas de partículas de cenizas y SO_2 -gas, al mismo tiempo la concentración de partículas de aerosol con $d < 15 \mu\text{m}$ fue mucho menor.

4. RESULTADOS EXPERIMENTALES

4.1 Microestructura de las partículas de aerosoles

Para estudiar la microestructura de las partículas de aerosoles, se efectuaron varias muestras de prueba con el impactor de dos cascadas; el análisis subsecuente se realizó utilizando el microscopio electrónico transluciente del Laboratorio de Física de Aerosoles de la Universidad Estatal de San Petersburgo, Rusia. Las partículas de aerosoles se sedimentaron sobre un substrato orgánico (formar) el cual tiene una gran resistencia mecánica y firme adherencia.

Los resultados de los análisis de microscopía electrónica de los aerosoles y las cenizas volcánicas permiten inferir algunas conclusiones sobre los mecanismos de la explosión del material volcánico y su transformación ulterior en la atmósfera.

En general se observó que las partículas (aerosoles y ceniza) tienen un contenido mayoritario de roca pulverizada y un bajo contenido de sulfatos y ácido sulfúrico, también se observó una pequeña cantidad de cristales en forma de paralelepípedos alargados en una relación aproximada de tamaños de sus caras de 5:1:1 y aún más alargados.

En las Figs. 4 se presentan algunas fotografías del análisis de microscopía electrónica. Las Figs. 4a,b se refieren a fragmentos de ceniza, posiblemente de origen basáltico, mientras que las Figs. 4c,d muestran aerosoles de sulfatos y ácido sulfúrico con rastros de evaporación del agua y del ácido debida al rayo de electrones.

Otro resultado obtenido con el microscopio electrónico es la morfología de los aerosoles, se observan tres tipos morfológicos: Esferas, no-esferas (forma mayoritaria) y, cadenas. Estas últimas con esferas muy pequeñas. El máximo (85%) se presentó con partículas no esféricas $d > 0.85 \mu\text{m}$ (ver Tabla 1).

4.1 Análisis Químico - Composición elemental

En las Figuras 5a,b se representan los espectros de fluorescencia de rayos X para aerosoles y cenizas volcánicas, mientras que las Tablas 2 a 5 muestran las concentraciones de los diferentes elementos químicos encontrados y sus factores de enriquecimiento (Tablas 6 y 7) tanto para ceniza como para aerosoles.

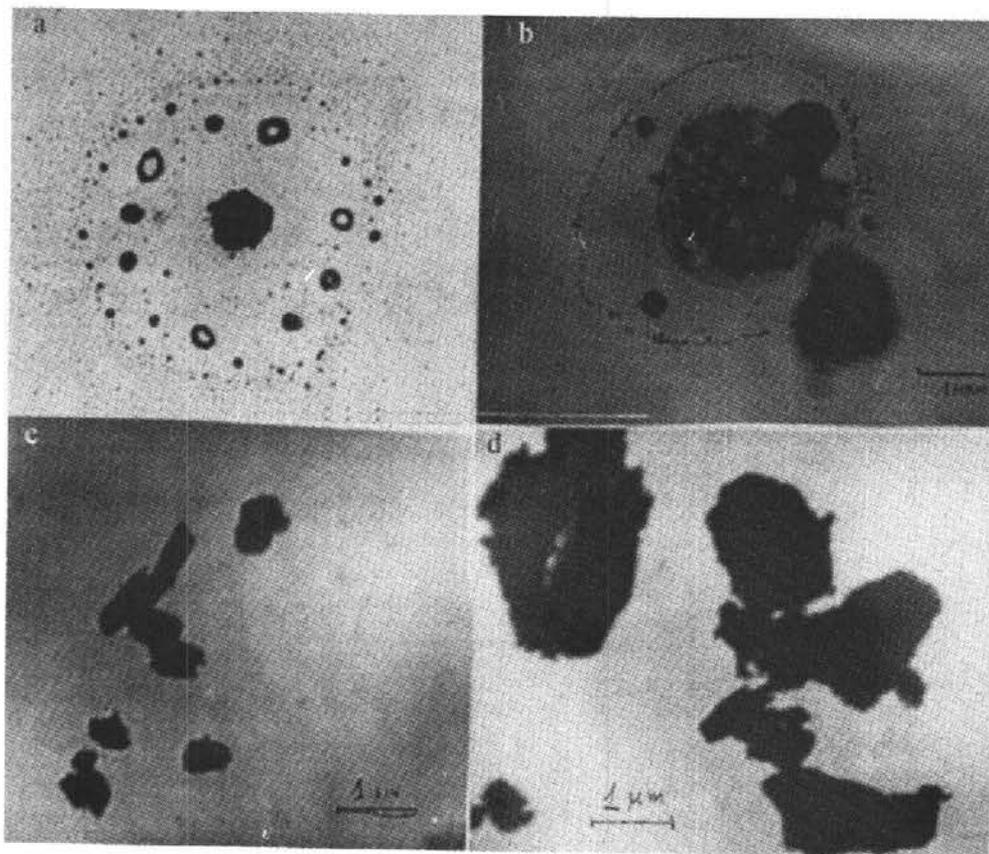


Figura 4. Microscopía electrónica.

Tamaños d, μm	Tipos morfológicos (%)		
	Esfera	No-esfera	Cadena
0.02 - 0.05	20	78	2
0.05 - 0.1	25	70	5
0.1 - 0.015	30	40	30
0.15 - 0.45	18	45	37
0.45 - 0.75	12	33	55
0.75 - 0.85	13	61	26
> 0.85	5	85	10

Tabla 1. Estructura Morfológica de los Aerosoles (27.12.94, Volcán Popocatépetl).

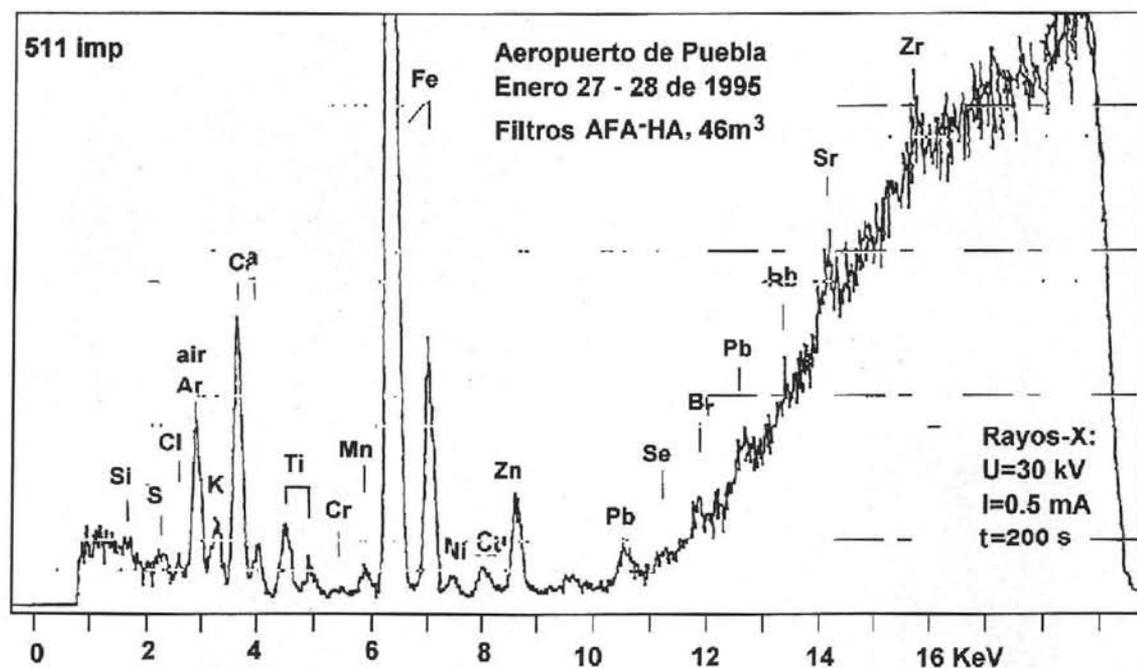


Figura 5a. Aerosoles.

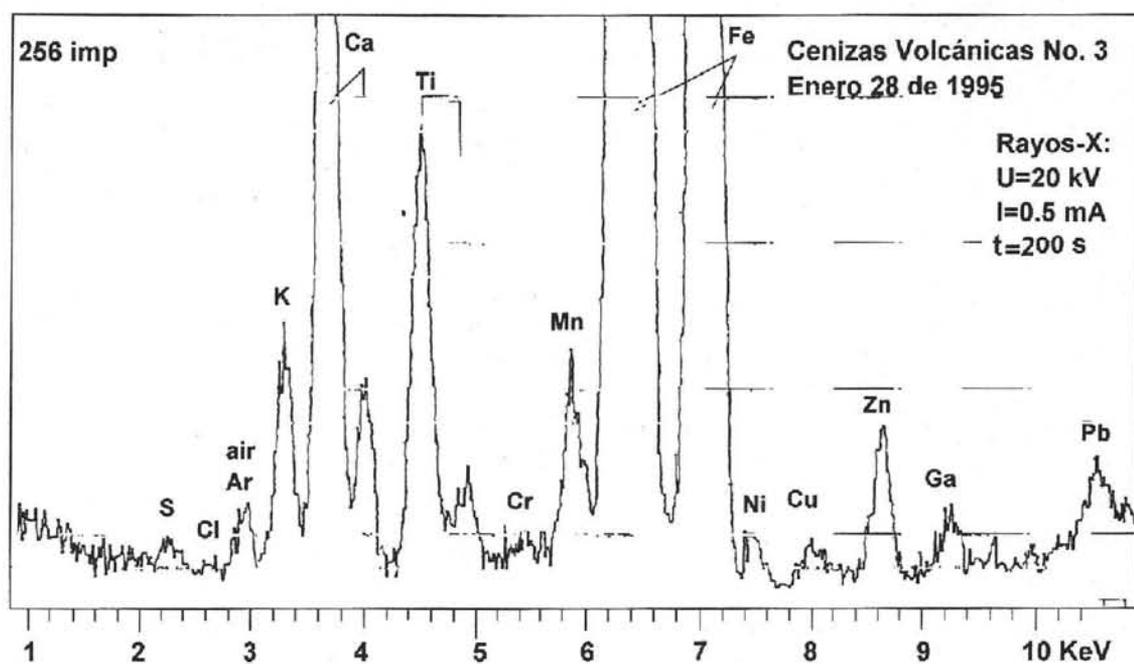


Figura 5b. Cenizas.

Figura 5. Espectros de fluorescencia de rayos-X.

*	1	2	3	4	5	6	7
Si	1027.000	624.000	216.000	448.000	450.000	132.000	245.000
Al	75.900	52.500	24.600	2.600	35.100	11.200	26.900
Ca	15.080	9.990	5.790	9.440	9.380	2.730	4.280
Fe	10.240	5.760	6.280	6.330	7.310	2.070	3.010
S	105.000	114.000	50.000	87.000	43.000	42.000	57.000
P	< 4.000	< 4.000	4.100	< 3.000	< 2.000	< 700	1.500
Cl	4.250	3.860	4.500	6.400	1.700	1.000	2.400
K	3.260	2.810	930	1.060	2.950	760	1.340
Ti	1.614	631	466	1.036	994	275	462
Cr	134	51	115	174	49	29	33
Mn	170	110	101	54	98	34	47
Ni	41	22	52	39	27	13	21
Cu	545	81	251	89	27	13	37
Zn	104	36	138	93	63	31	53
Ga	4	2	9	12	4	< 1	5
Se	10	8	16	9	2	1	8
Br	19	14	18	15	18	3	< 4
Rb	24	18	63	78	28	11	35
Sr	96	61	22	98	62	22	26
Y	< 20	21	< 20	48	< 10	< 5	27
Zr	57	30	58	56	59	17	23
Hg	< 10	< 10	< 10	< 10	< 5	< 2	< 5
Pb	78	66	111	87	47	24	41

* Elements

1 29.12.94 [12:00-14:30] 9m³

2 06.01.95 [11:20-13:40] 10m³

3 14.01.95 [11:20-13:40] 10m³

4 21.01.95 [11:20-13:40] 7m³

5 27.01.95 [11:40-17:40] 21m³

6 27-28.01.95 [18:00-7:00] 46m³

7 28.01.95 [7:00-13:00] 21m³

Tabla 2. Concentraciones de elementos químicos de muestreos de superficie (aeropuerto Hnos. Serdán) ng/m³ (Dic. 94 - Ene. 1995).

Elemento	Contenido de elementos (%)		
	Muestra 1 28.12.94	Muestra 2 28.12.94	Muestra 3 28.01.95
Si	28.0 ± 1.0	27.5 ± 1.2	27.0 ± 0.8
Al	9.4 ± 0.7	10.5 ± 0.8	11.8 ± 0.9
Fe	4.44 ± 0.04	3.73 ± 0.03	3.35 ± 0.03
Ca	4.22 ± 0.12	3.10 ± 0.09	2.74 ± 0.08
Na	2.6 ± 0.3	2.1 ± 0.3	2.3 ± 0.2
K	2.16 ± 0.16	1.16 ± 0.11	1.45 ± 0.12
Mg	2.2 ± 0.2	2.1 ± 0.15	2.2 ± 0.15
Ti	0.61 ± 0.03	0.38 ± 0.02	0.37 ± 0.02
Sr	0.059 ± 0.002	0.065 ± 0.001	0.059 ± 0.001
Mn	0.045 ± 0.005	0.025 ± 0.004	0.035 ± 0.003
Cr	0.032 ± 0.009	0.12 ± 0.003	0.013 ± 0.003
Zn	0.0100 ± 0.0006	0.0089 ± 0.0005	0.0052 ± 0.0005
Zr	0.018 ± 0.003	0.010 ± 0.002	0.017 ± 0.002
Ni	0.004 ± 0.0008	0.0030 ± 0.0005	0.0040 ± 0.0005
Cu	0.0040 ± 0.0006	0.0046 ± 0.0005	0.0013 ± 0.0004
Rb	0.0032 ± 0.0006	0.0031 ± 0.0005	0.0038 ± 0.0005
Y	0.0038 ± 0.0010	0.0037 ± 0.0010	0.0034 ± 0.0010
Ga	0.0013 ± 0.0004	0.0015 ± 0.0003	0.0015 ± 0.0003
S	2.6 ± 0.7	2.1 ± 0.5	2.2 ± 0.5
Cl	0.9 ± 0.4	0.9 ± 0.3	0.8 ± 0.3
Pb	0.0138 ± 0.0012	0.0271 ± 0.0011	0.0040 ± 0.0006
Se	≤0.0004	0.0007 ± 0.0002	0.0007 ± 0.0002
Br	≤0.0006	0.0006 ± 0.0002	0.0006 ± 0.0002
Hg	≤0.002	≤0.001	≤0.001

Tabla 3. Contenido de elementos químicos en las muestras de las cenizas volcánicas (Diciembre 1994 - Enero 1995).

Elemento	Variaciones	Error
Mn	0.5 - 0.3	± 0.04
Na	1.1 - 0.9	± 0.13
Si	1.0	± 0.10
Fe	1.0 - 0.8	± 0.01
Sr	0.5 - 0.9	± 0.01
Ca	1.2 - 0.7	± 0.03
Mg	1.0 - 1.1	± 0.08
Zr	0.9 - 0.5	± 0.17
Rb	0.2	± 0.04
Ni	0.4 - 0.3	± 0.07
Ga	0.7 - 0.8	± 0.15
Al	1.2 - 1.5	± 0.1
Cr	1.5 - 0.6	± 0.2
Y	1.0	± 0.25
Cu	0.7 - 0.2	± 0.1
Pb	17 - 3	± 0.8
Br	1.5 - 3.5	± 1.0
Se	5 - 9	± 3.0
Cl	5 - 6	± 2.0
Hg	≤ 300	± 150
S	43 - 38	± 10

Tabla 5. Factores de enriquecimiento del aerosol volcánico (el silicio se toma como referencia).

*	1	2	3	4	5	6	7	8
K	0.04	0.05	0.05	0.03	0.8	0.07	0.07	0.05/ 0.07
Mn	0.03	0.055	0.15	0.37	0.068	0.08	0.06	0.07
Fe	0.06	0.057	0.18	0.09	0.10	0.10	0.08	0.09
Ti	0.09	0.06	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11	0.10/ 0.12
Sr	0.10	0.10	0.11	0.23	0.14	0.17	0.11	0.14
Ca	0.12	0.13	0.21	0.17	0.17	0.18	0.18	0.16/ 0.18
Zr	0.077	0.067	0.38	0.18	0.18	0.18	0.13	0.18/ 0.16
Rb	0.044	0.054	0.54	0.33	0.12	0.16	0.27	0.22
Ni	0.093	0.082	0.56	0.20	0.14	0.23	0.20	0.22
Ga	0.057	0.047	0.61	0.39	0.13	≤ 0.11	0.30	0.25/ 0.20
Al	0.26	0.30	0.41	0.34	0.28	0.31	0.40	0.32/ 0.36
Cr	0.18	0.11	0.71	0.54	0.15	0.31	0.19	0.35/ 0.25
Y	≤ 0.16	0.27	≤ 0.74	0.86	≤ 0.18	≤ 0.30	0.88	≤ 0.44/ ≤ 0.60
Zn	0.28	0.16	1.8	0.58	0.39	0.66	0.61	0.64
Cu	2.1	0.52	4.5	0.79	0.24	0.39	0.60	1.6/ 0.5
P	≤ 1.1	≤ 1.8	5.3	≤ 1.9	≤ 1.2	≤ 1.5	1.7	≤ 2.3/ ≤ 1.6
Pb	1.3	1.9	9.0	3.4	1.8	3.2	2.9	3.5/ 3.0
Br	2.6	3.1	12.0	4.7	5.6	3.2	2.3	5.6/ 2.8
Se	3.4	4.5	26.0	7.0	1.6	2.7	11.00	8.5/ 6.9
Cl	7.2	11	36	25	6.6	13.0	17.0	17/ 15
Hg	≤ 39	≤ 64	≤ 185	≤ 89	≤ 44	≤ 61	≤ 82	≤ 84/ ≤ 72
S	48	85	108	91	45	148	109	75/ 128

* Element.

1 29.12.94

5 27.01.95

2 06.01.95

6 27.-28.01.95

3 14.01.95

7 28.01.95

4 21.01.95

8 Media por días y noches

Tabla 5. Factores de enriquecimiento del aerosol volcánico (el silicio se toma como referencia).

Se observa una pequeña variabilidad en el contenido relativo de los elementos en las muestras de ceniza tomadas en diferentes tiempos y lugares. Por ej., se nota un aumento discreto en el contenido de Al, Se, y Br y una disminución de S, Fe, Ca, Cr, Cu y Zn y una variabilidad en el contenido de Pb. Los aerosoles muestran una mayor variabilidad en los elementos químicos, notándose un aumento grande para la mayoría de los elementos analizados de diciembre a enero de los elementos volcánogenéticos: S, Hg, Cl, Se, Br y P, también de los elementos antropogénicos como: Zn, Cr, Cu y Pb. En la segunda mitad de enero se nota una disminución de éstos últimos elementos.

No se observó un cambio notable en la relación de los diferentes elementos entre el día y la noche, con excepción del S, Cu, y Br. El azufre aumentó relativamente de noche mientras que el Cu y el Br disminuyeron. Esto último concuerda con observaciones previas efectuadas en Kamchatka (Ivlev et al. 1986, 1993).

El análisis químico por espectroscopía de infrarojo de los filtros permite revelar un gran contenido de sulfatos y ácidos de azufre en los aerosoles. Lo cual concuerda con los datos obtenidos con el análisis de los elementos químicos. No se obtuvo una cantidad notable de substancia orgánica.

El análisis de espectrometría de masas confirma que los aerosoles contienen no más de $0.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ de substancia orgánica, estando ésta constituida por aromáticos (policíclicos), pudiendo suponerse que se trata de material vegetal.

5. DISCUSION

A partir de los datos experimentales obtenidos, se pueden obtener una serie de conclusiones concernientes a la microestructura de los aerosoles de origen volcánico, su variabilidad espacial y la evolución temporal de su dispersividad.

1. Las partículas más grandes, medidas con el contador fotoeléctrico ($d > 10 \mu\text{m}$) son obviamente de origen volcánico. esto se manifiesta por sus concentraciones anormalmente altas, la dependencia pronunciada de la concentración sobre la distancia de la fumarola, y una fuerte dependencia de la intensidad de la actividad volcánica.

2. Cerca de la superficie, parte de las partículas gigantes provienen de suelos denudados, por ejemplo, en el aeropuerto (40 Km del cráter) y cerca de San Gregorio Atzompa (30 Km del cráter). El análisis de las distribuciones de partículas por volumen (masa), el cual es el análisis más informativo, muestra de manera convincente que el máximo de la distribución de masa de las partículas se encontró invariablemente centrado en la región de tamaños $d > 10 \mu\text{m}$. Esto se ha confirmado también por los datos sobre la dispersividad de la partículas de ceniza sedimentada sobre la superficie.

Sin embargo, en este caso, la duración de la deposición de la partícula debe tenerse en cuenta. En el caso de un proceso eruptivo más potente que el del 26 de diciembre, las partículas ascendieron a una altura cercana a los 3 Km sobre la altura del cráter (5.2 Km), ésto explica la diferencia de alturas a partir de la superficie en la vecindad del aeropuerto de cerca de 5.0-5.5 Km. Utilizando la fórmula de Stokes

$$\tau \approx \Delta H/V_s \approx 9\Delta H\eta/2\rho gr^2 \quad (1)$$

en donde τ es el tiempo de sedimentación de las partículas para una diferencia de altura ΔH [Km], V_s , velocidad de sedimentación [cm/s], η viscosidad del aire, ρ densidad específica de la partícula, r radio; g aceleración de la gravedad.

Suponiendo partículas esféricas y de diferentes tamaños, con una densidad $\rho = 2.5 \text{ g}/\text{cm}^3$, un cálculo aproximado de la duración de caída se muestra en la Tabla 6.

$\Delta d,$ μm	τ					
	$\Delta H = 2500 \text{ m}$			$\Delta H = 5000 \text{ m}$		
	t,s	t,hora	t,día	t,s	t,hora	t,día
0.4-0.7	$1.5-0.5;10^8$	$3.6 \cdot 10^4$	150	$3-1;10^8$	$7.2 \cdot 10^4$	3000
0.7-1.0	$5-2.5;10^7$	$1.1 \cdot 10^4$	0	$1-0.5;10^8$	$2.2 \cdot 10^4$	900
1.0-1.5	$2.5-1.1;10^7$	$4.8 \cdot 10^3$	450	$5-2.2;10^7$	$9.6 \cdot 10^3$	400
1.5-2.0	$1.1-0.62;10^7$	$3.0 \cdot 10^3$	200	$2.21-.24;10^7$	6000	250
2.0-4.0	$6.2-1.5;10^6$	$1.5 \cdot 10^3$	125	$1.24-.3;10^7$	3000	120
4.0-7.0	$1.5-0.5;10^6$	360	60	$3.0-1.0;10^6$	720	30
7.0-10.	$5.0-2.5;10^5$	110	15	$1.0-0.5;10^6$	220	9
10.-15	$2.5-1.1;10^5$	48	4.5	$5.0-2.2;10^5$	96	4
15-20	$1.1-0.62;10^5$	30	2.0	$2.2-1.24;10^5$	60	2.5
20-30	$6.2-2.8;10^4$	15	1.25	$1.24-.56;10^5$	30	1.2
>30	$\leq 2.8;10^4$	6.7	0.6 .28	$\leq 5.6;10^4$	13.4	0.56

Tabla 6. Tiempos de sedimentación de partículas esféricas de diferentes tamaños.

Se desprende de estos valores que solamente las partículas con $d > 20 \mu\text{m}$ podrían haber alcanzado la superficie dentro de las primeras 24 horas después de la explosión (con la diferencia de alturas H de 2.5 Km). Para el proceso eruptivo del 26 de diciembre, cuando $H > 5 \text{ Km}$, las partículas deben haber tenido un tamaño $d > 30 \mu\text{m}$. Tomando en cuenta que la velocidad horizontal del movimiento del jet era cercana a 3.7-7.2 m/s, estas partículas no podrían haber caído en la región de Puebla. Para que esto haya sucedido se requiere un tamaño de partículas $d > 60 \mu\text{m}$.

Es probable que los cálculos utilizando la fórmula de Stokes produzcan valores sobrestimados del tiempo de sedimentación debido a las siguientes razones:

- i) Las partículas pueden haber tenido un mayor contenido de agua, bajo estas condiciones, su tamaño debe haber sido no menor que $d \approx 100 \mu\text{m}$ (tomando en cuenta la densidad específica disminuída de la substancia particulada y la evaporación de su humedad durante la caída);
- ii) Los vientos descendentes después de la medianoche podrían también conducir a una caída más rápida de las partículas;
- iii) Con grandes concentraciones de partículas de ceniza, su caída sigue un esquema de proceso colectivo y en este caso, la fórmula de Stokes es inapropiada;
- iv) La dispersión difusa de una nube moviéndose horizontalmente podría conducir a un marcado cambio en las concentraciones de las partículas de diferentes tamaños en la superficie durante las primeras 24 horas (aproximadamente 2-3 horas después de la erupción), esta situación particular se observó el 28 de enero.

3. Las primeras estimaciones de la masa M de aerosol volcánico necesaria para cubrir la superficie ($S = 6.0 \times 10^4 \pm 1.2 \times 10^5 \text{ Km}^2$) generaron valores de $M = (4.5 \pm 9.0) \times 10^5$ toneladas. Este es un valor muy grande para la ceniza. Por lo tanto, se debe suponer que la masa principal del material volcánico es vapor de agua, parcialmente concentrado, sobre las partículas de aerosoles (ácido sulfúrico, sulfatos y posiblemente bióxido de silicio).

Suponiendo que el espesor de la nube a 7.5 Km de altura es cerca de 0.5 Km, luego la cantidad de materia emitida a la atmósfera durante dos días con sus noches no puede ser menor a $M_a = 1.0 \cdot 10^7$ toneladas. Sea que la masa de ceniza volcánica, polvo y aerosoles finamente dispersados constituye 5% de la masa de vapor de agua. obtendremos el valor para $M_a = 5 \times 10^5$ toneladas o sea un flujo de 2.5×10^5 toneladas/día.

Las observaciones visuales de la ceniza cayendo en momentos individuales sobre varias superficies (instrumentos, azoteas, paredes de edificios, etc), atestiguan en favor de un gran contenido de agua de las partículas. Se observaron grandes aglomerados de ceniza de hasta 2 mm en diámetro, éstos deben haber sido gotas en proceso de secado en el curso del vuelo. Estos agregados se desintegraban fácilmente con sólo tocarlas. Estos agregados se observaron en Puebla el 28 de diciembre cayendo durante el día (cerca de las 3 p.m.), así como la noche del 28 de enero.

4. En lo que sigue presentamos algunas estimaciones de la concentración de masa de las partículas de aerosoles volcánicos para diferentes días de mediciones e intensidades diferentes de flujos de materia de aerosol de origen volcánico.

La Tabla 7 presenta datos sobre la abundancia de la distribución de volúmenes en el centro de la pluma durante los cinco vuelos efectuados.

d, μm	27.12	29.12	06.01	14.01	21.01
15.0 - 10.0	8.47+2	2.94+2	2.09+2	2.86+2	3.30+0
10.0 - 7.0	2.33+2	1.82+2	4.11+2	1.22+2	8.14+0
7.0 - 4.0	4.40+2	2.80+2	3.96+2	1.22+2	3.85+0
4.0 - 2.0	1.19+2	7.79+1	1.50+2	3.52+1	1.23+1
2.0 - 1.5	1.86+1	7.50+0	1.20+1	2.40+1	3.12+0
1.5 - 1.0	1.87-1	1.82+0	1.07+1	3.41+0	9.90+0
1.0 - 0.9	1.15+0	3.32+0	3.22+0	1.06+0	5.38+0
0.9 - 0.8	6.40-1	7.62-1	1.18+0	1.44+0	8.96-1
0.8 - 0.7	3.96-2	5.72-1	1.47+0	5.65+0	8.80-1
0.7- 0.6	2.02-1	3.59+0	3.00+0	5.22+0	7.20-1
0.6- 0.5	8.10-1	2.56+0	1.15+0	1.83+0	2.79+0
0.5- 0.4	2.13+0	5.52-1	3.85-1	1.20-1	9.25-1

Tabla 7. Distribución de dV/dr , $\mu\text{m}^{-1} \times 10^{12}$ a partir de las mediciones efectuadas con el contador fotoeléctrico para cinco de los vuelos efectuados.

Para recalcular la distribución de masa se requiere conocer la densidad específica para las partículas de diferentes tamaños. Para una partícula con $d < 1.0 \mu\text{m}$, se puede suponer una densidad $\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$ (partículas de sulfato). Para partículas con $d > 2.0 \mu\text{m}$, la densidad varía de 2.5 a 3.0 g/cm^3 , de acuerdo a diferentes datos (las rocas de basalto tienen una densidad mayor). Entre estos intervalos, se puede suponer la existencia de una densidad intermedia del material particulado. Los cálculos se han hecho para dos valores $\rho = 2.5$ y 3.0 g/cm^3 . Los resultados de dN/dr para tres series de mediciones se presentan en la Fig. 6.

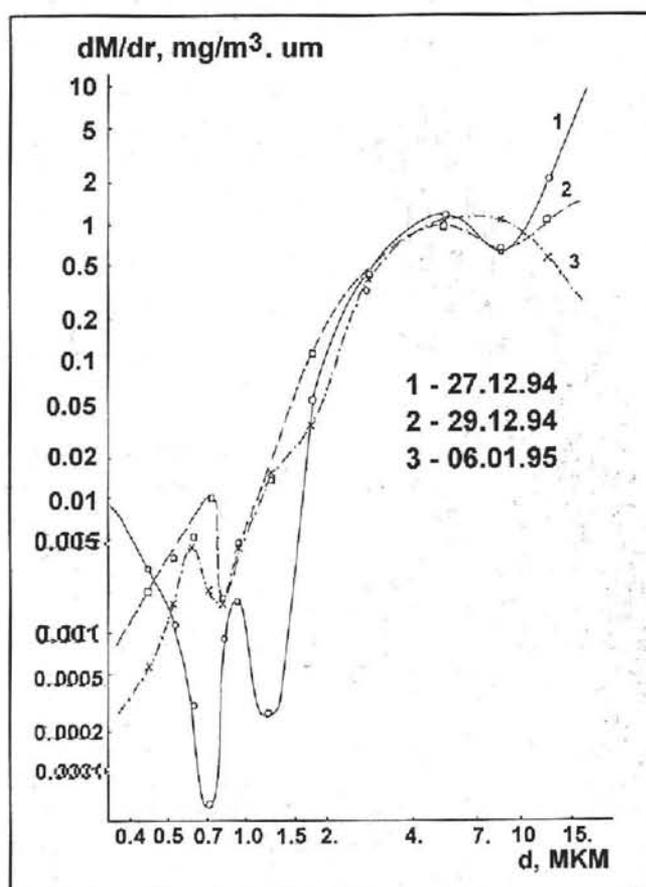


Figura 6. Distribuciones de masa de aerosoles.

Es sabido tanto teórica como experimentalmente, que en el proceso de rompimiento, las partículas se forman con una distribución logarítmica-normal, cuyos parámetros dependen de las propiedades físico-químicas del material dispersado y de las condiciones en que se produce la dispersión (temperatura, presión, composición gaseosa). Luego, los datos pueden extrapolarse para obtener una curva completa de la distribución del tamaño de las partículas, siendo la extrapolación más simple la de dM/dr .

Utilizando los datos sobre dispersividad en el centro de la pluma, a una distancia de 14 Km del cráter, se ha modelado la curva de dM/dr para el 26 de diciembre a partir de datos indirectos, tomando en cuenta las mediciones directas efectuadas el día 27. Estos resultados, los cuales no se pretende que sean muy precisos, pues el error de extrapolación puede ser substancial se presentan en la Tabla 8. La densidad utilizada fue de 2.5 g/cm^3 para $d > 2.0 \mu\text{m}$. La fig. 7 muestra los resultados de éstos cálculos para $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$.

d, μm	26.12	27.12	29.12	06.01	14.01	21.01
0.4 - 1.0	0.0050	0.00746	0.170	0.0156	0.0231	0.0174
1.0 - 2.0	0.0150	0.01880	0.00932	0.0227	0.00381	0.0132
2.0 - 4.0	1.50	0.715	0.195	0.375	0.0883	0.0308
4.0 - 10.	3.33	2.52	1.73	3.025	0.917	0.0449
10. - 15.	10.4	5.30	1.84	1.31	1.78	0.206
15. - 20.	83.3	27.5	2.91	0.416	0.667	0.0
20. - 30.	542.	83.3	8.33	0	0	0
30.	6450.	1970.	14.6	0	0	0
Suma	7090.	2090.	29.0	5.16	3.49	0.312
	Ciclones Centrifugadores		Fuertes tolvaneras	Tolvaneras		Aire en la Ciudad

Tabla 8. Contenido de masa dM/dr de partículas de aerosoles en el centro de la fábula a una distancia de 14 Km desde el cráter durante diferentes muestreo aéreos. M [mg/m³]

Se observa en la Tabla 8 que la masa principal de la sustancia dispersada durante la erupción de diciembre contenía partículas grandes en la región de $d > 20 \mu\text{m}$. Por otra parte, durante enero, casi toda la concentración de masa de las partículas correspondió al intervalo de tamaños de partículas que registra el contador fotoeléctrico cuales. El arrastre del material particulado emitido por el volcán Popocatepetl en la región adyacente al volcán se completó prácticamente para el 21 de enero. Luego ocurrió una segunda acumulación de material, en particular, como resultado de las emisiones de ceniza de corta duración ("puffs").

La inestabilidad de la emisión de material volcánico en enero se reflejó también en los espectros de dispersividad como el ilustrado en la Fig. 7 construido con datos del vuelo del 21 de enero de 1995.

En la Fig. 8 se presenta la variación temporal de la concentración de cenizas de diferente dispersividad en el centro de la pluma durante el periodo de mediciones. Es probable que la emisión mínima de cenizas se haya observado entre el 20 al 22 de enero. Sin embargo, las observaciones enero 27-28 muestran que para ese momento la contaminación de la atmósfera por cenizas se había nuevamente incrementado abruptamente.

5. Utilizando la serie de mediciones aéreas, presentamos ahora algunas estimaciones de la intensidad de emisión del volcán, la intensidad del flujo P es:

$$P = M S V \quad (2)$$

en donde M es la concentración de masa, S, la sección transversal del jet (fumarola) y V la velocidad lineal.

La solución más trivial y sencilla es suponer que la distribución de las partículas de diferentes tamaños es homogénea, lo cual no es el caso.

Sin embargo, para partículas con $d < 1.0 \mu\text{m}$, la suposición se considera válida. Pero, para partículas grandes, el jet de la fumarola a una distancia de 14 Km se vuelve más angosto, siendo para partículas con $d > 100 \mu\text{m}$, aproximadamente igual a la sección transversal del cráter.

Esto último está de acuerdo con las infrecuentes observaciones efectuadas con el contador fotoeléctrico en la intersección con la fumarola. Evidentemente, el error ahí puede ser de diez veces (en la dirección de subestimación del valor del flujo). Por simplicidad, la velocidad del flujo se toma en todos los puntos de 6 m/s (el error de esta suposición puede llegar a 20%). Los valores de intensidad así calculados para diferentes días durante la erupción, se presentan en la Tabla 9. La última línea de la tabla presenta la vida media de fracciones de partículas, de acuerdo a los datos experimentales disponibles, notar que la vida media de sedimentación es mayor por varios órdenes de magnitud.

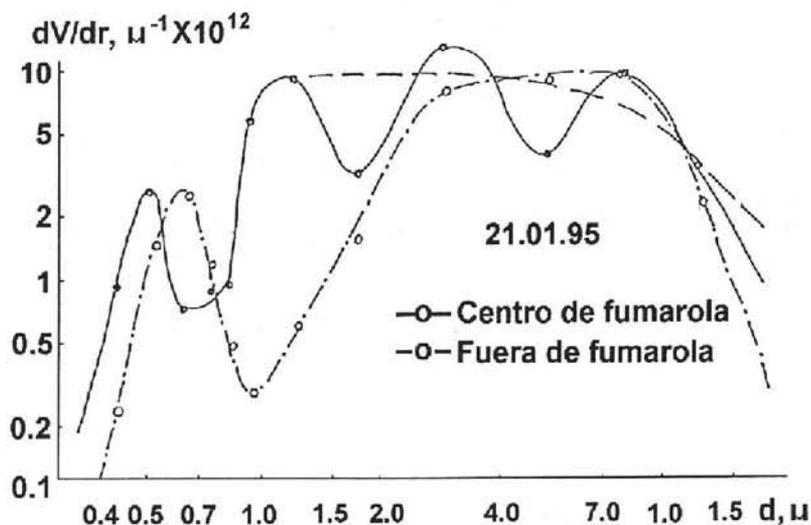


Figura 7. Variaciones de la dispersividad (dV/dr) de aerosoles en diferentes lugares de la fumarola.

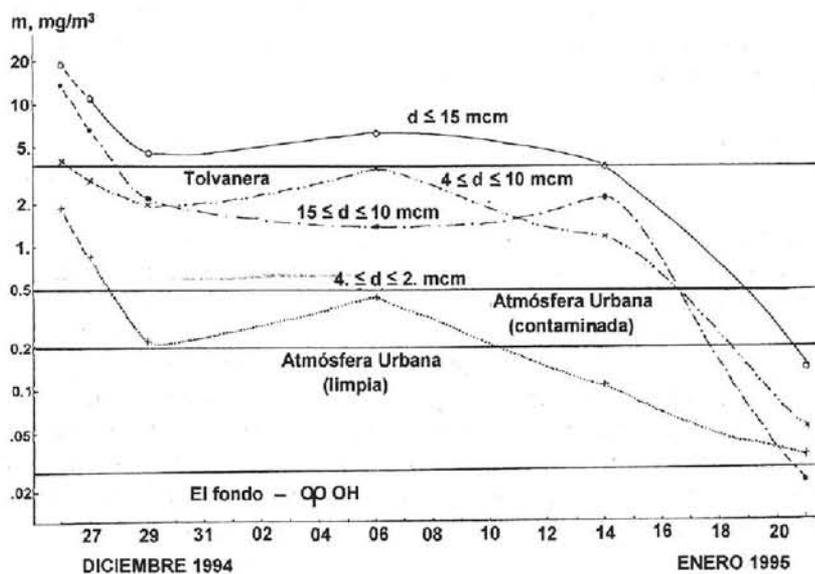


Figura 8. Variación temporal de la concentración de cenizas de diferente dispersividad en el centro de la pluma durante el periodo de mediciones.

d, μm	26.12	27.12	29.12	06.01	14.01	21.01	τ , días
0.4 - 1.0	0.0375	0.0516	0.128	0.117	0.173	0.130	10 - 40
1.0- 10.	36.3	24.4	15.1	25.2	7.56	0.650	7 - 35
10. - 15.	38.5	8.45	6.90	4.91	6.70	0.077	3 - 6.0
15.- 20.	157	51.6	5.46	0.78	1.25	0	1.5 - 3.0
20.- 30.	203.	31.3	3.13	0	0	0	0.7 - 1.5
> 30.	484.	148	1.097	0	0	0	0.3 - 1.0
$\Sigma\text{kg/s}$	920	284	31.8	31.0	15.7	0.86	
$\Sigma\text{Ton/día}$	8.10^4	$2.3.10^4$	$2.5.10^3$	$2.84.10^3$	$1.35.10^3$	$7.43.10^3$	

Tabla 9. Intensidad de flujo se partículas de diferentes tamaños durante el período de mediciones. P [kg/s], τ = vida media en la atmósfera [días].

Se desprende de los datos de la Tabla 9 que ya sea que la intensidad del flujo de partículas se encuentre subestimado (por un orden de magnitud) ó que el área de cobertura en superficie se haya llevado a cabo principalmente debido a las gotitas de agua formadas sobre las partículas volcánicas.

6. Existe una contradicción entre la alta velocidad de sedimentación y la medición de partículas pequeñas (ver Tabla 7), esta contradicción aparente se aclara suponiendo que al inicio de la formación de la fúcula, es decir, en el momento de la emisión existe una concentración muy grande partículas y una supersaturación del vapor de agua, formandose gotas de diámetros $d \geq 1 \text{ mm}$ como agregados formados de partículas pequeñas de roca pulverizada, agua y SO_2 absorbido en el medio, el SO_2 se transforma en H_2SO_4 mediante reacciones catalíticas durante su transporte en la atmósfera y su precipitación hacia la superficie evaporandose las gotas las cuales dejan manchas redondas grisáceas y amarillo-grisáceo con $d \geq 1 \text{ mm}$.

7. Los resultados obtenidos por medio del microscopio electrónico y del análisis de los elementos químicos tanto de las cenizas como los aerosoles volcánicos, nos permite hacer algunas conclusiones de los mecanismos de explosión volcánica y la transformación ulterior de ese material en la atmósfera.

Las muestras obtenidas con el impactor indican la existencia de partículas muy pequeñas de sulfatos y ácidos de azufre. Asimismo se observa la formación heterogénea de partículas contrariamente a lo reportado por Sheridan et al. (1992) durante la erupción del Monte Pinatubo.

El alto contenido de azufre observado en las cenizas volcánicas ($> 5\%$) precipitadas indica que existe una transformación química parcial del bióxido de azufre durante la existencia del agregado como gota, esta transformación puede darse mediante reacciones heterogéneas en solución y también catalíticas. Anteriormente se ha mencionado que parte del azufre oxidable homogéneo (para el intervalo de tamaños $d \leq 1.0 \mu\text{m}$) en las observaciones de diciembre con el contador fotoeléctrico sólo indicaban una masa de 0.5% de azufre en los aerosoles. Es decir, mediante reacciones heterogéneas se encontró que las cenizas contenian diez veces más azufre que los aerosoles pequeños, obviamente los aserosoles con $d \geq 1,0 \mu\text{m}$ contenian 99.5% de azufre.

6. CONCLUSIONES

1. El material expulsado durante la erupción del volcán Popocatepetl probablemente no se encontraba a altas temperaturas, las muestras colectadas indican un material quebradizo proveniente de las capas superficiales de la corteza. Hay concordancia de los resultados del análisis químico del contenido de aerosoles y cenizas volcánicas, las cenizas se aproximan a material de roca basáltica pulverizada.
2. La intensidad de las explosiones fue más intensa durante los primeros días, aproximadamente 3.8×10^4 toneladas/día a una altura sobre el cráter de 2.5 Km y a una velocidad cercana a la del sonido, es decir ca 270 m/s, decayendo con el tiempo, por ejemplo el 29 de diciembre la fúcula alcanzaba sólo unos cientos de metros por arriba del cráter. Sin embargo durante enero se incrementó la actividad principalmente por medio de "puffs" (explosiones súbitas).
3. El área en la superficie inmediata de dispersión del aerosol volcánico no excedió más de 6.0×10^4 Km².
4. La estructura microscópica de los "puffs" estaba constituida por agregados de substancia de roca quebradiza, agua y bióxido de azufre absorbido, éstos agregados se formaron en gotas de aproximadamente 1 mm y aún mayores.
5. Las transformaciones del azufre en las gotas mencionadas ocurren de manera muy intensa. Probablemente la ceniza volcánica se ha enriquecido en su masa total en 5-6% con azufre en las primeras horas de expulsión.
6. La mayor parte del azufre volcánico expulsado fue como SO₂-gas, su cambio a de fase a aerosol respondió a un lento proceso. El factor de enriquecimiento para el azufre, con referencia al silicio, es de 50 al terminar diciembre, pero se incrementó hasta 150 al término de enero. Los resultados obtenidos permitirán calcular la intensidad de cambio de azufre gaseoso a aerosol troposférico.
7. Para una mejor comprensión de las reacciones heterogéneas aquí mencionadas, es necesario estudiar simultáneamente los aerosoles volcánicos y el impacto volcánico sobre el ozono atmosférico (Lev et al., 1993). Finalmente, deben estudiarse en el laboratorio las reacciones químicas entre cenizas volcánicas y ozono.

7. AGRADECIMIENTOS:

Los autores desean testimoniar su agradecimiento al Sr. V.M. Zhukov del Instituto de Física de la Univ. Estatal de San Petersburgo y al Sr. Eliseo Alatorre y Srita. Myriam Cruz Calvario de la Universidad de Colima.

8. REFERENCIAS

- Galindo, I., González, A., y Ayala R., 1995: "Emisiones de bióxido de azufre del volcán Popocatepetl, México durante la erupción de diciembre 1994-enero 1995." en *Volcán Popocatepetl Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*, Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM. 245-256.
- Global Volcanism Network (GVN), 1994: Popocatepetl (México) Small eruption on 21 December ends decades-long slumber. Bull Global Volcanism Network, Smithsonian Institution. 19, 11, 2-4.
- Ivlev, L.S., Carpov, G., Kist, A.A., Kulmatov, R.A., Karimova, N.Y., Semova, A.Y., y Fedchenko, M.A. 1986: Algunos resultados de investigación de la estructura y contenido químico de los aerosoles en la baja atmósfera después de actividad vulcanológica en Kamchatka. *Volcanologyia y Sismologia*, N1, 32-41. (en ruso).

Ivlev, L.S., Basov, L.L., Sirota, V.G., and Smyshlyaev, S.S., 1992: The photostimulated aerosol sink of atmospheric ozone and methane. *J. Ecol. Chem.* N1, 77-86.

Ivlev, L.S., Zhukov, V.M., Kudryashov, V.I., y Mikhailov, E.T., 1993. Mediciones directas de material volcánico en la baja atmósfera. *Optika Atmosferia i Okeana*, 6, N10, 1249-1267 (en ruso).

Sheridan, P.Y., Schnell, R.C., Hofmann, D.J., and Deshler T., 1991: Electron microscope studies of the Mt. Pinatubo aerosol layers over Laramie, Wyoming during summer 1991. *Geophys. Res. Lett.*, 19, N2, 203-206.

8. APENDICE

TABLA 1a. Concentración de partículas de aerosoles durante el vuelo del 27-XII-1994 con el contador fotoeléctrico AZ-5M sobre el volcán Popocatepetl $N(x) = N(r \geq x)$, cm^{-3}

HORA:	N(0.4)	N(0.5)	N(0.6)	N(0.7)	N(0.8)	HORA:	N(0.4)	N(0.5)	N(0.6)	N(0.7)	N(0.8)
11:04	57.78	47.67	—	—	—	12:08	152.50	129.00	84.00	29.50	9.00
11:05	60.40	45.80	12.83	5.90	5.10	12:09	65.33	107.50	—	—	—
11:06	76.67	54.75	32.33	7.30	5.00	12:10	67.56	86.00	—	—	—
11:07	83.00	76.00	—	—	—	12:11	69.78	64.50	—	—	—
11:08	62.50	69.33	—	—	—	12:12	72.00	43.00	—	—	—
11:09	64.00	62.67	—	—	—	12:13	64.80	55.40	—	—	—
11:10	67.50	56.00	—	22.00	20.00	12:14	72.00	62.00	—	—	—
11:11	72.00	58.00	32.00	19.00	24.50	12:15	63.83	62.33	56.00	54.00	46.00
11:12	63.00	62.00	33.00	23.75	20.00	12:16	71.57	62.57	47.00	46.00	41.00
11:13	65.00	56.50	27.00	20.50	17.00	12:17	75.17	70.17	40.00	—	—
11:14	69.00	62.00	36.00	21.00	14.80	12:18	70.00	68.67	—	—	—
11:15	64.00	58.00	37.00	15.67	19.00	12:19	71.50	71.88	—	—	—
11:16	65.00	54.00	35.00	13.00	15.00	12:20	77.86	64.38	—	—	—
11:17	66.00	61.00	33.00	8.80	9.00	12:21	94.00	95.00	—	—	—
11:18	67.00	47.00	31.00	4.30	4.00	12:22	92.00	51.00	29.00	11.33	—
11:19	68.00	43.00	29.00	4.20	4.20	12:23	70.00	60.00	31.20	11.00	—
11:20	69.00	46.00	27.00	5.00	3.80	12:24	64.25	64.00	—	10.50	—
11:21	70.00	48.00	26.00	8.00	3.40	12:25	66.25	57.25	—	—	—
11:22	65.00	50.50	27.60	9.50	12.10	12:26	68.00	66.00	—	—	—
11:23	59.60	64.25	38.00	27.20	22.60	12:27	65.20	64.20	—	—	—
11:24	61.25	55.00	35.50	23.25	25.25	12:28	65.50	64.75	—	—	—
11:25	56.33	56.00	32.00	26.00	32.00	12:29	60.00	53.33	—	—	—
11:26	58.00	61.25	37.40	29.60	22.60	12:30	58.50	49.00	45.00	30.00	12.50
11:27	69.00	57.00	33.40	21.80	24.20	12:31	59.33	46.83	50.00	30.67	17.70
11:28	67.80	56.00	31.00	26.40	26.40	12:32	61.00	55.00	34.00	25.00	21.00
11:29	69.00	53.17	21.00	3.50	13.50	12:33	61.71	51.71	25.40	22.60	25.33
11:30	73.50	50.33	10.00	4.00	11.50	12:34	60.00	51.00	—	—	—
11:31	68.50	47.50	9.00	4.40	5.50	12:35	65.00	54.00	—	—	—
11:32	68.00	49.00	10.25	—	3.50	12:36	63.00	52.00	—	—	—
11:33	71.00	51.00	10.75	—	3.00	12:37	64.00	55.50	37.50	17.75	—
11:34	76.00	51.50	19.00	22.00	3.00	12:38	66.00	51.33	42.00	17.33	—
11:35	80.00	53.00	27.00	21.00	3.60	12:39	63.00	55.00	38.00	18.00	—
11:36	88.00	54.50	36.00	20.00	—	12:40	62.00	62.00	35.50	17.00	—
11:37	95.00	56.00	44.00	—	—	12:41	62.00	60.00	27.00	14.00	—
11:38	99.00	56.80	41.80	—	—	12:42	62.50	52.00	19.50	12.50	—
11:39	103.00	57.60	39.60	21.30	15.60	12:43	63.50	61.00	15.50	10.50	—
11:40	60.00	55.00	46.00	26.67	17.00	12:44	66.00	59.00	14.67	11.00	—
11:41	62.00	57.00	42.00	21.50	—	12:45	72.00	71.50	15.00	11.00	—
11:42	—	—	—	—	—	12:46	93.00	80.00	75.00	40.00	40.00
11:43	—	—	—	—	—	12:47	106.00	87.00	80.00	50.00	45.00
11:44	—	—	—	—	—	12:48	95.00	78.00	40.00	41.00	33.50
11:45	—	—	—	—	—	12:49	74.00	77.50	35.00	31.00	33.00
11:46	—	—	—	—	—	12:50	69.50	75.00	32.00	21.50	19.00
11:47	—	—	—	—	—	12:51	68.50	72.50	35.00	20.00	16.00
11:48	—	—	—	—	—	12:52	69.00	69.00	33.00	23.00	16.50
11:49	—	—	—	—	—	12:53	70.00	70.00	35.00	32.00	17.00
11:50	—	—	—	—	—	12:54	69.00	67.50	36.00	33.00	31.00
11:51	—	—	—	—	—	12:55	62.00	55.00	26.00	30.00	17.00
11:52	240.00	—	—	—	—	12:56	56.00	45.00	15.00	15.00	2.80
11:53	255.00	—	—	—	—	12:57	39.00	35.00	5.00	4.00	2.50
11:54	254.00	203.33	—	—	—	12:58	39.00	24.00	4.75	4.60	2.55
11:55	192.50	181.25	—	—	—	12:59	39.33	21.67	4.87	4.27	2.80
11:56	197.50	180.00	—	—	—	13:00	39.00	20.50	7.50	2.50	2.50
11:57	203.33	178.33	—	—	—	13:01	40.00	23.00	6.70	2.00	1.80
11:58	230.00	195.00	—	—	—	13:02	36.00	18.00	2.00	1.50	0.55
11:59	185.00	185.00	—	—	—	13:03	32.00	18.00	3.00	0.45	0.40
12:00	180.00	177.14	—	—	—	13:04	36.00	14.00	2.50	0.35	0.30
12:01	179.09	165.00	—	—	—	13:05	40.00	10.00	3.00	0.70	0.60
12:02	195.77	179.55	—	—	—	13:06	37.00	12.50	3.75	1.25	0.45
12:03	204.50	174.50	—	—	—	13:07	36.00	13.50	3.90	0.90	0.60
12:04	190.00	171.43	—	—	—	13:08	37.50	15.00	3.80	0.85	0.50
12:05	193.50	168.33	137.50	45.00	27.00	13:09	38.00	14.00	3.50	0.75	0.25
12:06	180.00	180.00	138.75	56.67	17.50	13:10	37.00	13.00	3.20	0.50	0.22
12:07	212.14	185.00	133.75	50.00	15.50						

TABLA 2a. Intervalos dN(ri-ri-1), cm-3 de aerosoles durante el vuelo del 29-XII-1994 con el contador fotoeléctrico AZ-5M.

11:00-11:04				11:04-11:06				11:09-11:17			
d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.23	0.20	0.25	15-10	0.20	0.17	0.25	15-10	0.44	0.50	0.40
10-7	0.59	0.55	0.75	10-7	0.60	0.53	0.70	10-7	0.31	0.30	0.20
7-4	4.18	4.05	4.20	7-4	3.20	2.90	4.25	7-4	3.30	3.90	2.40
4-2	6.30	0.20	12.80	4-2	0.20	0.40	0.80	4-2	7.75	13.30	5.00
2.0-1.5	1.00	3.00	0.00	2.0-1.5	0.60	0.00	0.60	2.0-1.5	4.70	3.00	1.00
1.5-1.0	4.70	0.00	7.00	1.5-1.0	0.00	0.20	0.80	1.5-1.0	0.00	3.00	1.00
1.0-0.9	1.50	0.00	5.00	1.0-0.9	0.30	0.20	0.60	1.0-0.9	1.50	1.00	3.50
0.9-0.8	6.00	0.00	0.00	0.9-0.8	0.00	0.20	0.00	0.9-0.8	1.00	2.00	0.50
0.8-0.7	2.50	0.00	1.00	0.8-0.7	1.13	0.40	0.00	0.8-0.7	2.10	0.00	4.00
0.7-0.6	1.00	10.00	7.00	0.7-0.6	6.67	7.50	27.00	0.7-0.6	11.50	11.00	8.00
0.6-0.5	28.40	30.00	24.00	0.6-0.5	33.60	28.50	45.00	0.6-0.5	26.40	26.00	28.00
0.5-0.4	10.60	10.00	6.00	0.5-0.4	20.60	17.00	5.00	0.5-0.4	8.00	10.00	6.00
11:18-11:22				11:23-11:30				11:31-11:38			
d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.32	0.20	0.50	15-10	0.19	0.10	0.30	15-10	0.19	0.10	0.30
10-7	0.52	0.50	0.70	10-7	0.49	0.45	0.60	10-7	0.41	0.30	0.50
7-4	1.01	0.30	1.80	7-4	2.02	1.65	2.50	7-4	1.81	0.80	3.70
4-2	0.40	0.70	0.30	4-2	3.84	1.80	6.60	4-2	6.00	1.80	7.50
2.0-1.5	1.35	1.30	1.10	2.0-1.5	4.21	2.00	12.00	2.0-1.5	0.20	0.00	0.00
1.5-1.0	0.04	0.00	0.00	1.5-1.0	2.55	2.00	0.00	1.5-1.0	0.20	0.00	0.00
1.0-0.9	1.12	0.40	0.00	1.0-0.9	1.70	6.00	6.00	1.0-0.9	0.20	0.00	0.00
0.9-0.8	0.09	0.00	0.00	0.9-0.8	10.40	5.00	14.00	0.9-0.8	0.00	0.00	2.00
0.8-0.7	2.85	0.80	5.60	0.8-0.7	0.40	7.00	2.00	0.8-0.7	0.00	0.50	2.00
0.7-0.6	20.60	20.80	22.00	0.7-0.6	8.20	2.00	0.00	0.7-0.6	4.00	5.50	2.00
0.6-0.5	21.10	18.00	22.00	0.6-0.5	24.00	22.00	24.00	0.6-0.5	36.00	37.00	34.00
0.5-0.4	17.60	15.00	26.00	0.5-0.4	0.00	3.00	0.00	0.5-0.4	19.60	20.00	18.00
11:39-11:47				11:48-11:53				12:03-12:08			
d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.23	0.20	0.30	15-10	0.23	0.20	0.30	15-10	0.07	0.04	0.10
10-7	0.41	0.30	0.70	10-7	0.89	0.40	1.20	10-7	0.30	0.16	0.40
7-4	4.56	2.70	5.00	7-4	2.68	1.40	3.50	7-4	0.40	0.50	0.30
4-2	3.37	3.80	4.00	4-2	0.00	0.00	0.00	4-2	2.08	1.70	3.00
2.0-1.5	3.63	2.00	2.00	2.0-1.5	0.00	0.20	0.00	2.0-1.5	2.85	1.60	3.20
1.5-1.0	0.60	0.00	0.00	1.5-1.0	6.30	1.60	22.00	1.5-1.0	2.10	1.00	3.00
1.0-0.9	0.00	1.00	0.00	1.0-0.9	46.00	0.00	43.00	1.0-0.9	3.80	3.00	7.00
0.9-0.8	3.20	4.00	8.00	0.9-0.8	2.00	30.00	0.00	0.9-0.8	8.40	7.00	10.00
0.8-0.7	6.60	6.00	8.00	0.8-0.7	2.00	70.00	0.00	0.8-0.7	33.00	25.00	33.00
0.7-0.6	19.60	16.00	20.00	0.7-0.6	75.00	50.00	75.00	0.7-0.6	86.00	80.00	90.00
0.6-0.5	14.40	14.00	12.00	0.6-0.5	61.00	50.00	65.00	0.6-0.5	46.00	50.00	50.00
0.5-0.4	15.40	0.00	60.00	0.5-0.4	14.00	0.00	70.00	0.5-0.4	2.00	0.00	20.00
12:08-12:13				12:20-12:25				12:25-12:31			
d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcm	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.06	0.04	0.10	15-10	0.19	0.16	0.22	15-10	0.19	0.16	0.22
10-7	0.17	0.13	0.30	10-7	0.91	0.24	2.28	10-7	0.65	0.64	0.68
7-4	0.92	0.44	1.60	7-4	1.70	1.80	0.70	7-4	1.48	0.80	2.30
4-2	2.55	2.90	2.00	4-2	4.00	2.40	5.30	4-2	5.98	2.90	9.80
2.0-1.5	0.30	0.00	1.00	2.0-1.5	0.20	0.40	0.50	2.0-1.5	2.70	4.50	0.00
1.5-1.0	16.00	6.50	25.00	1.5-1.0	0.20	0.50	0.20	1.5-1.0	4.00	1.00	7.00
1.0-0.9	0.00	2.00	2.00	1.0-0.9	0.70	1.50	0.20	1.0-0.9	0.50	0.00	0.00
0.9-0.8	15.00	22.00	18.00	0.9-0.8	2.70	2.00	1.60	0.9-0.8	0.50	2.50	0.00
0.8-0.7	5.00	4.00	20.00	0.8-0.7	0.80	1.00	2.00	0.8-0.7	14.50	17.50	12.00
0.7-0.6	5.00	2.00	0.00	0.7-0.6	19.20	12.00	27.00	0.7-0.6	18.50	15.00	20.00
0.6-0.5	21.00	20.00	2.00	0.6-0.5	23.40	28.00	20.00	0.6-0.5	10.00	11.00	12.00
0.5-0.4	0.00	0.00	0.00	0.5-0.4	34.40	20.00	50.00	0.5-0.4	7.00	7.00	4.00

12:33-12:37				12:37-12:43				12:43-12:46			
d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.06	0.04	0.12	15-10	0.06	0.04	0.12	15-10	0.27	0.15	0.40
10-7	0.20	0.16	0.18	10-7	0.36	0.26	0.38	10-7	0.43	0.45	0.50
7-4	1.08	0.80	1.70	7-4	0.73	0.60	0.90	7-4	2.40	2.00	3.10
4-2	3.16	3.00	3.00	4-2	5.20	2.60	8.60	4-2	3.40	2.40	3.00
2.0-1.5	1.20	1.00	1.00	2.0-1.5	9.65	10.50	8.00	2.0-1.5	3.40	3.00	3.00
1.5-1.0	0.00	0.00	12.00	1.5-1.0	1.70	0.00	1.00	1.5-1.0	1.70	0.00	2.00
1.0-0.9	12.30	5.00	6.00	1.0-0.9	0.00	2.00	1.00	1.0-0.9	0.20	1.00	0.00
0.9-0.8	2.00	8.00	0.00	0.9-0.8	1.30	2.00	4.00	0.9-0.8	0.00	1.00	0.00
0.8-0.7	2.60	1.00	2.00	0.8-0.7	4.00	1.00	8.00	0.8-0.7	4.20	4.00	4.00
0.7-0.6	2.90	6.00	6.00	0.7-0.6	15.00	11.00	12.00	0.7-0.6	28.60	28.00	30.00
0.6-0.5	26.20	25.00	22.00	0.6-0.5	19.70	20.00	10.00	0.6-0.5	16.20	16.00	16.00
0.5-0.4	9.80	9.00	10.00	0.5-0.4	6.60	12.00	4.00	0.5-0.4	4.50	4.00	6.00
12:46-12:50				12:50-12:54				12:54-12:59			
d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.26	0.15	0.40	15-10	0.08	0.04	0.15	15-10	0.08	0.04	0.15
10-7	0.48	0.45	0.50	10-7	0.30	0.31	0.35	10-7	0.11	0.11	0.05
7-4	1.72	1.40	1.80	7-4	0.45	0.15	0.50	7-4	0.41	0.12	0.60
4-2	3.35	3.00	3.30	4-2	0.57	0.70	0.50	4-2	1.20	1.30	1.50
2.0-1.5	0.00	0.00	0.00	2.0-1.5	3.75	3.80	4.00	2.0-1.5	0.00	0.00	0.00
1.5-1.0	5.20	4.00	8.00	1.5-1.0	2.85	2.00	3.50	1.5-1.0	0.00	0.00	0.00
1.0-0.9	1.00	0.00	1.00	1.0-0.9	5.00	0.00	11.00	1.0-0.9	0.00	0.00	0.00
0.9-0.8	12.00	7.00	17.00	0.9-0.8	25.00	9.00	20.00	0.9-0.8	0.90	0.90	0.70
0.8-0.7	0.00	4.00	2.00	0.8-0.7	6.00	14.00	10.00	0.8-0.7	1.90	1.50	2.00
0.7-0.6	9.00	10.00	2.00	0.7-0.6	17.00	10.00	34.00	0.7-0.6	1.20	0.50	3.00
0.6-0.5	49.20	38.00	54.00	0.6-0.5	8.80	28.00	0.00	0.6-0.5	15.40	15.50	17.00
0.5-0.4	0.00	0.00	0.00	0.5-0.4	14.20	2.00	6.00	0.5-0.4	18.00	18.00	15.00
12:59-13:03				13:03-13:06				13:06-13:12			
d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)	d,mcn	dN(med)	dN(mín)	dN(máx)
15-10	0.00	0.00	0.00	15-10	0.00	0.00	0.00	15-10	0.00	0.00	0.00
10-7	0.01	0.00	0.01	10-7	0.00	0.00	0.01	10-7	0.00	0.00	0.00
7-4	0.22	0.04	0.60	7-4	0.09	0.04	0.15	7-4	5.00	0.00	5.00
4-2	0.20	0.16	0.00	4-2	0.13	0.08	0.15	4-2	75.00	50.00	85.00
2.0-1.5	0.00	0.00	0.00	2.0-1.5	0.12	0.00	0.20	2.0-1.5	75.00	100.00	70.00
1.5-1.0	0.00	0.00	0.00	1.5-1.0	0.26	0.28	0.40	1.5-1.0	69.00	0.00	240.00
1.0-0.9	0.00	0.00	0.00	1.0-0.9	0.17	0.00	0.60	1.0-0.9	168.00	150.00	100.00
0.9-0.8	0.00	0.00	0.00	0.9-0.8	0.00	0.00	0.00	0.9-0.8	3.00	0.00	0.00
0.8-0.7	0.00	0.00	0.00	0.8-0.7	0.04	0.00	0.00	0.8-0.7	5.00	0.00	0.00
0.7-0.6	2.68	1.65	4.40	0.7-0.6	3.29	2.60	4.50	0.7-0.6	3.10	2.70	3.50
0.6-0.5	16.90	16.00	20.00	0.6-0.5	12.60	13.00	11.00	0.6-0.5	9.30	7.00	11.00
0.5-0.4	19.20	20.00	15.00	0.5-0.4	22.50	22.00	23.00	0.5-0.4	26.20	28.00	25.00

Tabla 2a. Continuación.

TABLA 3a. Intervalos dN(ni-ri-1), cm-3 de los aerosoles en Aeropuerto de Puebla (Superficie) con el contador fotoeléctrico AZ-5M

27/Enero/1995		dN, cm-3							
d,µcm	11:00	12:00	13:00	13:30	14:30	15:30	16:30	17:00	
15-10	1.40E-02	9.00E-03	1.20E-02	1.30E-02	3.00E-02	2.30E-02	2.20E-02	3.50E-02	
10-7	2.10E-02	5.00E-03	3.80E-02	3.90E-02	5.00E-02	2.40E-02	1.16E-01	9.00E-02	
7-4	1.16E-01	3.70E-02	8.00E-02	5.80E-02	2.80E-01	2.53E-01	2.12E-01	2.55E-01	
4-2	1.89E-01	1.79E-01	3.00E-01	4.70E-01	7.40E-01	1.37E+00	1.35E+00	7.70E-01	
2.0-1.5	1.60E-01	3.00E-01	5.00E-02	5.40E-01	1.70E+00	3.00E-02	1.00E-01	6.50E-01	
1.5-1.0	3.30E-01	8.90E-01	9.90E-01	7.80E-01	1.20E+00	4.50E-01	3.00E-01	2.00E+00	
1.0-0.9	2.40E-01	3.96E+01	5.63E+00	5.00E-01	7.00E-01	8.50E-01	4.00E-01	1.20E+00	
0.9-0.8	2.03E+00	4.40E+01	1.24E+01	6.00E-01	2.30E+00	8.00E-01	4.20E+00	1.30E+00	
0.8-0.7	9.20E+00	0.00E+00	2.85E+01	9.70E+00	8.20E+00	2.20E+00	8.60E+00	4.20E+00	
0.7-0.6	3.47E+01	0.00E+00	2.60E+01	3.50E+01	3.28E+01	1.70E+01	2.27E+01	1.55E+01	
0.6-0.5	1.50E+01	0.00E+00	1.10E+01	3.53E+01	3.83E+01	3.87E+01	3.80E+01	4.30E+01	
0.5-0.4	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	2.00E+00	4.70E+00	2.10E+01	9.20E+00	1.90E+01	
Suma,->	6.20E+01	8.50E+01	8.50E+01	8.50E+01	9.10E+01	8.27E+01	8.52E+01	8.80E+01	
27/Enero/1995		dN, cm-3							
d,µcm	17:30	18:30	19:30	20:40	21:45	22:40	23:45		
15-10	1.90E-02	2.20E-02	9.30E-02	4.20E-02	3.50E-02	2.00E-02	1.90E-02		
10-7	5.10E-02	2.80E-02	3.00E-02	5.30E-02	6.50E-02	2.20E-02	1.50E-02		
7-4	2.10E-01	3.00E-01	1.27E+00	3.05E-01	2.50E-01	1.51E-01	1.36E-01		
4-2	5.20E-01	6.50E-01	1.37E-01	8.70E-01	1.50E+00	5.07E-01	2.50E-01		
2.0-1.5	4.70E-01	5.00E-01	5.70E-01	3.50E-01	1.80E-01	3.50E-01	4.10E-01		
1.5-1.0	3.80E-01	1.50E+00	2.20E+00	2.18E+00	2.67E+00	4.50E-01	2.00E-01		
1.0-0.9	7.80E-01	4.00E-01	8.00E-01	5.30E-01	9.00E-01	1.40E+00	1.57E+00		
0.9-0.8	7.70E-01	7.00E-01	1.60E+00	1.87E+00	3.10E+00	8.40E+00	5.70E+00		
0.8-0.7	8.00E-01	1.50E+00	3.50E+00	3.00E+00	1.56E+01	2.20E+01	2.24E+01		
0.7-0.6	5.90E+00	5.20E+00	1.08E+01	3.08E+01	4.40E+01	2.40E+01	2.40E+01		
0.6-0.5	2.24E+01	2.52E+01	4.39E+01	4.10E+01	2.74E+01	2.23E+01	2.53E+01		
0.5-0.4	4.07E+01	4.40E+01	4.63E+01	2.10E+01	9.30E+00	5.00E+00	0.00E+00		
Suma,->	7.30E+01	8.00E+01	1.11E+02	1.02E+02	1.05E+02	8.46E+01	8.00E+01		
28/Enero/1995		dN, cm-3							
d,µcm	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00		
15-10	1.00E-02	1.60E-02	3.10E-02	1.90E-02	7.00E-03	2.90E-02	2.00E-02		
10-7	3.20E-02	2.20E-02	4.10E-02	9.00E-03	3.20E-02	2.30E-02	3.00E-03		
7-4	1.18E-01	1.15E-01	1.48E-01	6.50E-02	6.40E-02	1.88E-01	2.07E-01		
4-2	6.70E-01	4.87E-01	7.10E-01	3.87E-01	4.97E-01	1.19E+00	2.50E-01		
2.0-1.5	3.40E-01	3.90E-01	3.40E-01	4.30E-01	1.00E-01	1.20E+00	2.40E-01		
1.5-1.0	1.53E+00	5.50E-01	8.00E-01	1.09E+00	1.20E+00	4.87E+00	1.55E+00		
1.0-0.9	2.30E+00	3.02E+00	5.43E+00	5.70E+00	6.00E+00	3.90E+00	8.93E+00		
0.9-0.8	7.30E+00	9.30E+00	1.58E+01	1.43E+01	1.71E+01	2.29E+01	1.81E+01		
0.8-0.7	1.87E+01	2.24E+01	2.67E+01	3.10E+01	2.70E+01	2.57E+01	2.57E+01		
0.7-0.6	3.67E+01	2.37E+01	2.00E+01	2.70E+01	2.40E+01	2.27E+01	2.40E+01		
0.6-0.5	2.36E+01	2.37E+01	1.70E+01	2.00E+01	1.40E+01	9.30E+00	2.00E+01		
0.5-0.4	0.00E+00	0.00E+00	1.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00		
Suma,->	9.13E+01	8.37E+01	8.80E+01	1.00E+02	9.00E+01	9.20E+01	9.90E+01		
28/Enero/1995		dN, cm-3							
d,µcm	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	13:30		
15-10	1.20E-02	2.60E-02	2.40E-02	2.10E-02	1.20E-02	4.00E-02	5.00E-02		
10-7	5.10E-02	4.40E-02	5.10E-02	1.90E-02	2.50E-02	4.50E-02	6.00E-02		
7-4	2.37E-01	2.50E-01	2.15E-01	1.60E-01	1.03E-01	1.85E-01	1.70E-01		
4-2	9.00E-01	1.15E+00	7.40E-01	6.30E-01	4.40E-01	9.80E-01	9.70E-01		
2.0-1.5	3.00E-01	8.30E-01	5.40E-01	2.40E-01	1.70E-01	1.35E+00	1.25E+00		
1.5-1.0	1.50E+00	3.70E+00	8.30E-01	9.63E+00	1.08E+01	3.40E+00	6.30E-01		
1.0-0.9	4.40E+00	2.20E+01	2.13E+00	1.50E+01	3.35E+01	2.50E+01	1.02E+01		
0.9-0.8	6.60E+00	5.00E+00	1.01E+01	2.33E+01	2.90E+01	2.40E+01	3.37E+01		
0.8-0.7	2.70E+01	3.37E+01	3.24E+01	3.07E+01	2.10E+01	1.20E+01	2.50E+01		
0.7-0.6	3.27E+01	2.13E+01	9.00E+00	8.30E+00	8.00E+00	1.00E+00	8.00E+00		
0.6-0.5	2.13E+01	3.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	2.00E+00	8.70E+00		
0.5-0.4	7.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	1.00E+00	6.30E+00		
Suma,->	1.02E+02	9.10E+01	5.60E+01	8.80E+01	1.03E+02	7.10E+01	9.50E+01		

Intervalos dM($r_i - r_{i-1}$), mcg/m³ de los aerosoles en Aeropuerto de Puebla (Superficie) con el contador fotoeléctrico AZ-5M

27/Enero/1995

d,mcn	dM							
	11:00	12:00	13:00	13:30	14:30	15:30	16:30	17:00
15-10	9.63E+01	6.19E+01	8.25E+01	8.94E+01	2.06E+02	1.58E+02	1.51E+02	2.41E+02
10-7	5.83E+01	1.39E+01	1.06E+02	1.08E+02	1.39E+02	6.66E+01	3.22E+02	2.50E+02
7-4	9.57E+01	3.05E+01	6.60E+01	4.79E+01	2.31E+02	2.09E+02	1.75E+02	2.10E+02
4-2	9.36E+00	8.86E+00	1.49E+01	2.33E+01	3.66E+01	6.78E+01	6.68E+01	3.81E+01
2.0-1.5	4.80E-01	9.00E-01	1.50E-01	1.62E+00	5.10E+00	9.00E-02	3.00E-01	1.95E+00
1.5-1.0	3.18E-01	8.57E-01	9.53E-01	7.51E-01	1.16E+00	4.33E-01	2.89E-01	1.93E+00
1.0-0.9	4.97E-02	8.19E+00	1.17E+00	1.04E-01	1.45E-01	1.76E-01	8.28E-02	2.48E-01
0.9-0.8	2.92E-01	6.34E+00	1.79E+00	8.64E-02	3.31E-01	1.15E-01	6.05E-01	1.87E-01
0.8-0.7	9.11E-01	0.00E+00	2.82E+00	9.60E-01	8.12E-01	2.18E-01	8.51E-01	4.16E-01
0.7-0.6	2.34E+00	0.00E+00	1.76E+00	2.36E+00	2.21E+00	1.15E+00	1.53E+00	1.05E+00
0.6-0.5	6.08E-01	0.00E+00	4.46E-01	1.43E+00	1.55E+00	1.57E+00	1.54E+00	1.74E+00
0.5-0.4	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	4.50E-02	1.06E-01	4.73E-01	2.07E-01	4.28E-01

d,mcn	dM							
	17:30	18:30	19:30	20:40	21:45	22:40	23:45	
15-10	1.31E+02	1.51E+02	6.39E+02	2.89E+02	2.41E+02	1.38E+02	1.31E+02	
10-7	1.42E+02	7.77E+01	8.33E+01	1.47E+02	1.80E+02	6.11E+01	4.16E+01	
7-4	1.73E+02	2.48E+02	1.05E+03	2.52E+02	2.06E+02	1.25E+02	1.12E+02	
4-2	2.57E+01	3.22E+01	6.78E+00	4.31E+01	7.43E+01	2.51E+01	1.24E+01	
2.0-1.5	1.41E+00	1.50E+00	1.71E+00	1.05E+00	5.40E-01	1.05E+00	1.23E+00	
1.5-1.0	3.66E-01	1.44E+00	2.12E+00	2.10E+00	2.57E+00	4.33E-01	1.93E-01	
1.0-0.9	1.62E-01	8.28E-02	1.66E-01	1.10E-01	1.86E-01	2.90E-01	3.25E-01	
0.9-0.8	1.11E-01	1.01E-01	2.30E-01	2.69E-01	4.46E-01	1.21E+00	8.21E-01	
0.8-0.7	7.92E-02	1.49E-01	3.27E-01	2.97E-01	1.54E+00	2.18E+00	2.22E+00	
0.7-0.6	3.98E-01	3.51E-01	7.29E-01	2.08E+00	2.97E+00	1.62E+00	1.62E+00	
0.6-0.5	9.07E-01	1.02E+00	1.78E+00	1.66E+00	1.11E+00	9.03E-01	1.03E+00	
0.5-0.4	9.16E-01	9.90E-01	1.04E+00	4.73E-01	2.09E-01	1.13E-01	0.00E+00	

28/Enero/1995

d,mcn	dM							
	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	
15-10	6.88E+01	1.10E+02	2.13E+02	1.31E+02	4.81E+01	1.99E+02	1.38E+02	
10-7	8.88E+01	6.11E+01	1.14E+02	2.50E+01	8.88E+01	6.38E+01	8.33E+00	
7-4	9.74E+01	9.49E+01	1.22E+02	5.36E+01	5.28E+01	1.55E+02	1.71E+02	
4-2	3.32E+01	2.41E+01	3.52E+01	1.92E+01	2.46E+01	5.89E+01	1.24E+01	
2.0-1.5	1.02E+00	1.17E+00	1.02E+00	1.29E+00	3.00E-01	3.60E+00	7.20E-01	
1.5-1.0	1.47E+00	5.29E-01	7.70E-01	1.05E+00	1.16E+00	4.69E+00	1.49E+00	
1.0-0.9	4.76E-01	6.25E-01	1.12E+00	1.18E+00	1.24E+00	8.07E-01	1.85E+00	
0.9-0.8	1.05E+00	1.34E+00	2.28E+00	2.06E+00	2.46E+00	3.30E+00	2.61E+00	
0.8-0.7	1.85E+00	2.22E+00	2.64E+00	3.07E+00	2.67E+00	2.54E+00	2.54E+00	
0.7-0.6	2.48E+00	1.60E+00	1.35E+00	1.82E+00	1.62E+00	1.53E+00	1.62E+00	
0.6-0.5	9.56E-01	9.60E-01	6.89E-01	8.10E-01	5.67E-01	3.77E-01	8.10E-01	
0.5-0.4	0.00E+00	0.00E+00	2.25E-02	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	

d,mcn	dM							
	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	13:30	
15-10	8.25E+01	1.79E+02	1.65E+02	1.44E+02	8.25E+01	2.75E+02	3.44E+02	
10-7	1.42E+02	1.22E+02	1.42E+02	5.27E+01	6.94E+01	1.25E+02	1.67E+02	
7-4	1.96E+02	2.06E+02	1.77E+02	1.32E+02	8.50E+01	1.53E+02	1.40E+02	
4-2	4.46E+01	5.69E+01	3.66E+01	3.12E+01	2.18E+01	4.85E+01	4.80E+01	
2.0-1.5	9.00E-01	2.49E+00	1.62E+00	7.20E-01	5.10E-01	4.05E+00	3.75E+00	
1.5-1.0	1.44E+00	3.56E+00	7.99E-01	9.27E+00	1.04E+01	3.27E+00	6.06E-01	
1.0-0.9	9.11E-01	4.55E+00	4.41E-01	3.11E+00	6.94E+00	5.18E+00	2.11E+00	
0.9-0.8	9.50E-01	7.20E-01	1.45E+00	3.36E+00	4.18E+00	3.46E+00	4.85E+00	
0.8-0.7	2.67E+00	3.34E+00	3.21E+00	3.04E+00	2.08E+00	1.19E+00	2.48E+00	
0.7-0.6	2.21E+00	1.44E+00	6.08E-01	5.60E-01	5.40E-01	6.75E-02	5.40E-01	
0.6-0.5	8.63E-01	1.22E-01	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	8.10E-02	3.52E-01	
0.5-0.4	1.58E-01	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	0.00E+00	2.25E-02	1.42E-01	

Tabla 3a. Continuación.

LA EMISION DE CENIZAS Y VARIACIONES GEOQUIMICAS DURANTE DICIEMBRE-MARZO EN EL VOLCAN POPOCATEPETL

A. L. Martin Del Pozzo¹, R. Espinasa-Pereña¹, M. A. Armienta¹, A. Aguayo¹,
M. Reyes², G. Sánchez², O. Cruz¹, N. Ceniceros¹, J. Lugo³, V. González¹,
M. A. Butrón¹ y M. Villarreal¹

1. INTRODUCCION

El 21 de diciembre de 1994, aproximadamente a la 1:30 am, se produjeron una serie de explosiones en el volcán Popocatepetl provocando la expulsión de fragmentos de hasta 40 cm que cayeron 200 m al este del cráter así como la emisión de cenizas que llegaron a la ciudad de Puebla. Las emisiones de ceniza han continuado hasta el mes de marzo aunque ha disminuido la cantidad de material emitido. A partir del día 21 de diciembre se comenzaron a muestrear los materiales expulsados y se establecieron sitios de recolección periódica de cenizas que han sido analizadas en el laboratorio para determinar su composición. Se han llevado a cabo mas de 200 análisis mineralográficos y químicos semi-cuantitativos por microscopía electrónica. También se han analizado los lixiviados de las cenizas y las variaciones en los manantiales aledaños al volcán que se muestrearon a partir del 24 de diciembre.

2. MUESTREO DE CENIZAS

Con el objetivo de obtener un muestreo sistemático y secuencial del material eyectado, se establecieron una serie de estaciones permanentes de muestreo de cenizas alrededor del volcán. Estas estaciones consisten en zonas planas donde se marcaron cuadros de 20×20 cm como áreas de muestreo. Los sitios fueron elegidos tratando de que estuvieran protegidos del viento. En las estaciones ubicadas en poblaciones, se utilizaron lápidas de los cementerios como sitios de muestreo.

Las primeras estaciones se establecieron en los poblados de Santiago Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos, San Buenaventura, San Baltazar, las ciudades de Atlixco y Puebla y el refugio de Tlamacas. Conforme ha progresado la erupción se han establecido nuevos puntos de muestreo en las terracerías que recorren las faldas del volcán a mayor altura.

Se realizaron viajes para muestrear las cenizas casi diariamente desde el 21 de diciembre, y conforme la producción de cenizas disminuyó estos viajes se espaciaron a una semana a partir de mediados de enero y a dos semanas desde mediados de febrero. En cada estación se mide el espesor acumulado desde el último muestreo, y el espesor total en un área de control ubicada al lado del área de muestreo. Después se recoge la ceniza acumulada con un cepillo fino en bolsas de plástico que son selladas para ser analizadas.

El muestreo se ha realizado siguiendo la dirección predominante de la caída desde el último viaje, para obtener muestras del material más reciente. Debido a ello, la mayoría de las estaciones se han ubicado en las terracerías

¹ Instituto de Geofísica, UNAM, C.U., 04510, México, D.F.

² Instituto de Geología, UNAM

³ Instituto de Geografía, UNAM

madereras de las partes altas del volcán, donde ocurre la mayor parte de la caída. Además se miden espesores acumulados en sitio complementarios según la dirección del viento, con el objetivo de realizar cálculos del volumen total emitido.

Las medidas de espesor total son menores a la suma de los espesores acumulados medidos en las estaciones permanentes de muestreo, debido fundamentalmente a la lluvia. Por esta razón el cálculo del volumen se ha realizado tomando en cuenta los valores acumulados.

A partir de los valores de espesor obtenidos para las cenizas se han realizado mapas de isopacas, con los que se han calculado áreas de igual espesor mediante el uso del programa ILWIS (Integrated Land and Water Information System) con objeto de determinar el volumen (Figura 1). También se recalcularon las áreas usando un planimetro. Los mapas de isopacas se han modificado según la caída de ceniza después de cada viaje de muestreo, para obtener una secuencia temporal del volumen total de material emitido.

3. EMISION Y DISTRIBUCION DE LA CENIZA

Desde el inicio de las erupciones (21 de diciembre) y hasta el 24 de diciembre, la erupción consistió en frecuentes expulsiones de nubes de color gris o café oscuro, cargadas de cenizas, que alcanzaban alturas de alrededor de 300 metros antes de ser desviadas por el viento en dirección al este y sureste. La caída de cenizas llegó hasta las ciudades de Puebla y Atlixco.

A partir del 25 de diciembre disminuyeron marcadamente las nubes oscuras de cenizas, siendo substituidas por una emisión casi constante de gases y cenizas muy finas en una columna de color blanco a gris claro, de hasta 600 m de altura. Este tipo de actividad se mantuvo hasta el 31 de diciembre, en que reaparecieron las nubes oscuras de cenizas a intervalos irregulares. El intervalo entre emisiones de cenizas fué disminuyendo lentamente, mientras que la intensidad de las expulsiones individuales aumentó, lo cual implicó un aumento substancial en el volumen total emitido, en los siguientes 8 días. Para el día 8 de enero las emisiones de ceniza alcanzaban alturas de aproximadamente 1000 m, y eran de un color gris muy oscuro, casi negras. El intervalo entre expulsiones grandes de cenizas durante los períodos de muestreo fue de unas 2 horas.

Desde el 10 de enero la emisión de cenizas disminuyó notablemente. Las expulsiones de cenizas se hicieron poco frecuentes, de color gris a café claro, y rara vez alcanzaban alturas de más de 300 metros. Esta disminución en la actividad se mantuvo hasta el 18 de enero, cuando se volvieron a percibir grandes nubes de hasta 1000 m de alto, de color café claro, emitidas irregularmente. Desde entonces la frecuencia de emisión de nubes de ceniza ha ido disminuyendo, aunque no la emisión de gases. A partir del 11 de febrero, sin cambio aparente en la fuerza ni el tamaño de las emisiones, se noto un incremento substancial en el tamaño de las partículas de ceniza. A partir del 15 de febrero ha habido una disminución en la producción de cenizas, y desde entonces la erupción ha sido casi exclusivamente emisión de gases, con la expulsión de cenizas cada vez menos frecuente.

En general, la caída de cenizas, que es dirigida por el viento, ha sido predominantemente en el flanco oriental y sudoriental del volcán (Figura 1). Sin embargo, del 28 de diciembre al 3 de enero el viento estuvo dirigido hacia el este-noreste, llegando a caer ceniza en Tlaxcala. Los días 6 y 7 de enero el viento cambió hacia el suroeste, cayendo cenizas en los alrededores de Tetela. Desde mediados de febrero y hasta la fecha, en varias ocasiones el viento se ha dirigido hacia el norte, provocando la caída de ceniza hasta Llano Grande y Tlahuapán también cubriendo al glaciar con una capa de ceniza.

Durante la erupción el centro de emisión ha estado en el sector oriental del cráter, cerca del pequeño cráter generado durante la erupción de los años veintes. El ritmo de emisión de cenizas, aunque ha fluctuado, ha sido muy bajo, habiéndose emitido solamente 0.001 km³ cúbicos en los tres meses de erupción, a un ritmo máximo de 46,000 m³ durante la primera semana de enero.

4. ANALISIS DE LAS CENIZAS

Las muestras han sido estudiadas por un microscopio estereoscópico y por un microscopio electrónico de barrido (MEB) Jeol jsm 35 e unido a un sistema de microanálisis de energía dispersiva de rayos X (EDX). Las condiciones de operación fueron: un voltaje de aceleración de 20 kV y 60 segundos de adquisición. Se utilizaron estándares de plagioclasa y piroxena para calibrar el equipo.

Las muestras se estudiaron con el microscopio estereoscópico con la finalidad de describirlas y separar el material de mayor interés. Posteriormente este material fue colocado sobre portamuestras de latón con una cinta adhesiva adherida y recubierta con carbón y/u oro para su estudio con el microscopio electrónico. Para cada muestra se realizaron varios análisis de área para conocer su composición general. También se estudiaron los cristales, vidrios y líticos que fueron separados de las muestras. Se tomaron fotomicrografías de los diversos componentes como puede observarse en la figura 2.

5. COMPOSICION GENERAL DE LAS CENIZAS

La ceniza es fina, de color gris claro. El tamaño de los granos ha sido variable, aunque bimodal, siendo el más fino menor a las 10 micras y el más grueso entre 50 a 300 micras, con un tamaño promedio de alrededor de 100 micras. En algunas muestras ha predominado el tamaño mas fino pero en la mayoría prevalece el tamaño mayor.

En el tamaño de grano de las cenizas intervienen muchos factores (viento, distancia) así, en un mismo día se tienen muestras de grano fino 1-10 micras y de grano mas grueso alrededor de 100 micras (por ejemplo, las cenizas del día 25 de Diciembre), dependiendo del punto de muestreo.

De acuerdo a las observaciones y análisis, los constituyentes de la ceniza son los siguientes: una fracción clara cristalina constituida por cristales de feldespato (plagioclasa intermedia) y cuarzo y una fracción oscura constituida principalmente por líticos y máficos como piroxenas (augita e hiperstena), horblenda, piritita e ilmenita, además de pequeñas cantidades de vidrio. También se encuentran algunas partículas de yeso y sublimados. En todas las muestras los componentes principales han sido los líticos y la fracción cristalina clara.

Aunque en algunas muestras los porcentajes entre la fracción clara y la oscura son iguales (como en las del día 27 de Diciembre), en las primeras muestras predomina la fracción clara 70% de composición cuarzo-feldespática sobre la oscura 30% (día 24 de Diciembre) mientras que posteriormente aumenta el porcentaje de líticos y piroxenas sobre la fracción cristalina clara, (día 4 de Enero).

En las observaciones de la ceniza con el MEB, se observó la existencia de agregados, polvo adherido en la superficie de los granos de cenizas mas gruesos y textura de "blocky morphology", una textura donde los bordes de las partículas presentan superficies angulosas.

Los vidrios, que constituyen menos del 1 % de cada muestra, son de varios tipos: café translúcidos, negros con fractura concoidal y de color mas claro pero tamaño muy fino. Todos los vidrios son ricos en sílice (68 a 72%) y álcalis.

Se realizó la separación de líticos para determinar sus características. Son de color gris y de grano fino aunque también se observan con cristales de mayor tamaño. Su composición es dacítica. (65-68% SiO_2) y contienen entre 5 y 6 % de álcalis.

Las cenizas emitidas de diciembre, 1994 a marzo, 1995 por el volcán Popocatepetl son materiales no juveniles.

6. ANALISIS DE LIXIVIADOS

La ceniza emanada durante una erupción puede atrapar parte del gas liberado en la columna eruptiva, razón por la cual se analizaron los lixiviados de las cenizas ("ceniza lavada") del Popocatepetl. Las emanaciones gaseosas de los volcanes están constituidas en su mayoría por H_2O , SO_2 , CO_2 , H_2S , HCl y HF . El SO_2 puede reaccionar con el agua, formar ácido sulfúrico y depositarse sobre las partículas de ceniza; el HCl y el HF pueden también cubrir dichas partículas. Mediante una lixiviación de las cenizas con agua destilada es posible cuantificar la cantidad de sulfato,

cloruro y fluoruro que se encuentran como recubrimiento de las cenizas. La concentración de estos iones y la relación entre ellos se ha asociado a diversos grados de contribución magmática así como el estado de degasamiento del magma, ya que el SO_2 se emite antes que el HF y el HCl conforme el magma se acerca a la superficie (Stoiber y col., 1981). Esta información puede utilizarse para elucidar si una erupción dada es realmente magmática o si se trata de una erupción freática. Por ejemplo, las erupciones del Monte Santa Helena ocurridas en marzo y abril de 1980 produjeron lixiviados de cenizas con bajas concentraciones de sulfato (100 ppm) y de cloruro (600 ppm), así como bajas relaciones S/Cl (0.06), corroborando su carácter freático. Sin embargo, durante la erupción pliniana del 18 de mayo de 1980, los lixiviados mostraron un incremento importante en sulfatos (3000 ppm) y de cloruro (1000 ppm), con relaciones entre 0.6 y 1.2, indicando una importante componente magmática. La relación S/Cl mostró un descenso durante el transcurso de la erupción (Stoiber y Williams, 1990). Relaciones similares a las observadas en el inicio de la erupción del 18 de mayo en el Monte Santa Helena han sido obtenidas en los primeros episodios eruptivos de otros volcanes como el Irazú en Costa Rica y el Pacaya en Guatemala con valores de S/Cl entre 0.65 y 0.69. Los lixiviados de cenizas emanadas en la erupción de 1974 del volcán Fuego dieron una relación S/Cl = 3.78 con concentraciones de 530 ppm de S y 140 ppm de Cl (Rose y col., 1982).

En la erupción del Nevado del Ruiz ocurrida el 13 de noviembre de 1985, también se obtuvieron muestras de ceniza. Esta erupción fue de tipo explosivo y liberó una pequeña cantidad de material sólido magmático junto con una gran cantidad de gases magmáticos. Las concentraciones de sulfato en los lixiviados de las cenizas fueron de 500 a 800 ppm y las de cloruro de 430 a 1008 ppm, con una relación S/Cl de 0.24 a 0.62. Estos valores se consideraron por Williams y otros (1986) como característicos de las últimas etapas de una erupción pliniana.

7. METODOS ANALITICOS.

Se pesó 1 gramo de ceniza, se añadieron 25ml de agua y se dejaron en agitación por dos horas. Transcurrido ese tiempo se centrifugó la suspensión a 3500 rpm durante 15 minutos, se separó la solución clarificada y se filtró a través de filtro Millipore de 0.45m. Esta solución se utilizó para la cuantificación de cloruro y sulfato. La concentración de cloruro se determinó mediante potenciometría con electrodo selectivo y la de sulfatos por cromatografía de iones.

Para la determinación de cloruro se tomaron 5 ml de la solución y se añadieron 5 gotas de solución de NaNO_3 ajustadora de fuerza iónica. Se utilizó un potenciómetro Orion Ionalyzer EA940 con electrodo selectivo de cloruro y electrodo de referencia de doble unión. La cuantificación de fluoruro se efectuó también por potenciometría añadiendo al lixiviado solución TISAB ajustadora de fuerza iónica y descomplejante, efectuando la medición con electrodo de fluoruro y electrodo de referencia.

Las especies aniónicas, particularmente los SO_4^- , son separados y cuantificados considerando su tamaño y su carga mediante Cromatografía de Intercambio Iónico.

El método utilizado nos permite lograr la separación de los SO_4^- utilizando como fase móvil una solución de LiOH/Acetonitrilo cuyo ión OH compite con el ión SO_4^- por los sitios de intercambio que se encuentran en la matriz de la fase estacionaria que es una columna de intercambio aniónico IC-PAK A HR, cuyo grupo funcional enlazante es un amonio cuaternario. Al lograrse la elución, los iones SO_4^- son detectados conductimetricamente y la señal es procesada por una base de datos que nos muestra un cromatograma específico cuya área y/o altura son directamente proporcionales a la concentración de la especie.

Cuando se analizan aniones en muestras provenientes del medio ambiente, la presencia de altos niveles de carbonato y de metales tales como el Calcio y el Magnesio suelen ser comúnmente encontrados. En una muestra no tratada las altas concentraciones de estos elementos causan significantes interferencias en la cuantificación del ión SO_4^- . A fin de eliminar las causas interferentes se pretrata la muestra haciéndola pasar por un cartucho de filtración que contiene una membrana cuya función es remover este tipo de problemas de matriz (Figura. 3).

Los límites de detección son relativamente altos (1 ppm), pero las pequeñas cantidades de muestra y la selectividad mostrada lo hacen en este caso el método de elección.

8. CARACTERISTICAS DE LOS LIXIVIADOS

Las concentraciones de sulfato y de cloruro en los lixiviados así como la relación S/Cl mostraron variaciones importantes en el tiempo. Las concentraciones máximas llegaron a 12353 ppm de SO_4^{2-} y 1083 ppm de Cl⁻ con una relación S/Cl de 3.72, al inicio de la erupción, ambas concentraciones fueron decreciendo de manera irregular con el transcurso del tiempo. Los valores mínimos de concentración fueron de 193 ppm de Cl⁻ y 6015 ppm de SO_4^{2-} . Las concentraciones obtenidas para las cenizas que estuvieron expuestas al agua de lluvia fueron de 75 ppm de Cl⁻ y 400 ppm de SO_4^{2-} .

Por otro lado, las concentraciones de fluoruro obtenidas en los lixiviados de cenizas son indicadores del peligro tóxico potencial del flúor emitido. Esto se observó por ejemplo en Islandia donde las concentraciones de fluoruro alcanzaron varios miles de partes por millón, sin embargo, no es común que se alcancen estos niveles en volcanes localizados en zonas de subducción (Stoiber y Williams, 1990).

En los lixiviados de las cenizas expulsadas por el Popocatepetl durante diciembre a marzo de 1995, los contenidos de fluoruro oscilaron alrededor de las 100 ppm, por lo que no se puede considerar que existe peligro a la salud como resultado de la lixiviación de estas cenizas.

9. ANALISIS DE AGUA

El monitoreo de los manantiales es uno de los métodos que puede proporcionar información acerca del estado de actividad volcánica. Los manantiales pueden aportar información acerca de la actividad hidrotermal dentro de un volcán y pueden reflejar aumentos en la actividad del mismo. En el Nevado del Ruiz 1985 aumentó la concentración de sulfatos en los manantiales ácidos con la erupción (Sturchio y otros, 1988). Las relaciones de B/Cl, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$ y parámetros como pH y temperatura pueden ser indicativos de cambios en el estado de actividad volcánica e inclusive pueden indicar la relación entre fases diferentes y contaminantes. En el Volcán Sakujarima, Hirabayashi y otros (1982) encontraron que la relación de HCl a SO_4^{2-} esta asociada a actividad eruptiva, lo mismo ocurrió en Kilauea (Naughton y otros, 1975) y en White Island (Giggenbach, 1975). El análisis de los diversos componentes químicos permite modelar los procesos hidrotermales, contaminantes y juveniles como se realizó en el Nevado del Ruiz. (Giggenbach, 1990)

10. MUESTREO Y TECNICAS DE ANALISIS

Desde hace varios años se estudian los manantiales del Popocatepetl. Periódicamente se muestrean 9 de los sitios para observar sus variaciones. En el campo se mide la temperatura, pH y alcalinidad y se colectan 3 recipientes con agua, dos de ellos con reactivos para fijar los componentes de sulfuros y metales, para preservar los sulfuros se añade carbonato de sodio y acetato de Zinc y para metales ácido nítrico.

A partir de diciembre 24, 1994, se han llevado a cabo 8 muestreos periódicos del agua de los manantiales. Para cada muestra se determinaron los principales parámetros fisicoquímicos: pH, conductividad, alcalinidad, sulfatos, cloruros, calcio, magnesio, sodio y potasio, además de otras especies como fluoruros, sílice, sulfuros y boro. Estas determinaciones se basaron en diferentes métodos estándares establecidos en el Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (AWWA, 1989).

El pH se midió con un potenciómetro digital Corning y la conductividad con un equipo marca Conductronic PC18, ambos previamente calibrados con soluciones patrón.

La cantidad de bicarbonatos, carbonatos e hidróxidos también llamada alcalinidad, se cuantificó por titulación con HCl usando como indicadores una mezcla de rojo de metilo-verde de bromocresol, y fenolftaleína, la muestra se somete a ebullición casi al término de la titulación para evitar el desplazamiento del punto final por la presencia de CO_2 libre.

Los sulfatos se determinaron por el método turbidimétrico que consiste en la precipitación del ión sulfato con cloruro de Bario en medio ácido para formar cristales uniformes de cloruro de Bario y medirlos en espectrofotómetro

a 420 nm. El equipo usado fue un Espectrofotómetro de arreglo de Diodos Hewlett Packard 8452A. La cantidad de cloruros y de fluoruros se midió con electrodo selectivo, que es un sensor de iones. El electrodo mide la actividad de los iones en solución, la cual depende de la fuerza iónica y del pH por lo que es necesario añadir un buffer adecuado que nos permita uniformizar la fuerza iónica, ajustar el pH y romper los complejos en los que estén asociados las especies de interés.

Para obtener las concentraciones de calcio y magnesio se empleó la titulación complejométrica con EDTA, la cantidad total de Calcio y Magnesio se determina ajustando la muestra a un pH de 10 y usando negro de eriocromo T como indicador del punto final de la valoración, la cantidad que corresponde solo a Calcio se obtiene ajustando el pH a 12 con murexida como indicador. La cantidad de Magnesio se obtiene de la diferencia entre el volumen utilizado para la titulación de Calcio y Magnesio y el consumido solo por el calcio.

La cuantificación de Sodio y Potasio se basa en la detección del espectro de emisión que se obtiene al excitar los átomos de estos dos elementos en una flama (método fotométrico de emisión de flama). Las medidas se hicieron en un espectrofotómetro de Absorción Atómica, Perkin Elmer 2380.

El Sílice se determinó colorimétricamente por el método del ácido molibdo-silícico. Este método consiste en la formación en medio ácido, pH 1.2, de un compuesto de color amarillo que obedece la ley de Beer entre 5 y 25 mg/l en un rango de longitud de onda de 328-472 nm.

La determinación de Boro es también colorimétrica y se basa en la formación de un complejo colorido con ácido carmínico en ácido sulfúrico concentrado, la absorbancia de este complejo se mide a 585 nm, y la concentración tiene un comportamiento lineal entre 1 y 10 mg/l.

Los sulfuros se cuantificaron espectrofotométricamente por el método del azul de metileno. Los sulfuros reaccionan con una solución ácida de NN-dimetil p-fenilendiamina en presencia de Fe^{3+} , la adición de fosfato de amonio elimina las interferencias por el exceso de hierro, el rango de trabajo presenta un comportamiento lineal entre 0 y 1 mg/l a una longitud de onda de 664 nm.

11. CARACTERISTICAS DE LOS MANANTIALES

La composición de los manantiales mostró poca variación de diciembre 24,1994 a marzo,1995. Tampoco se observaron cambios significativos en temperatura ni PH. Sin embargo la población ha externado su preocupación en cuanto a la toxicidad del agua, por lo que se hacen las siguientes aclaraciones. Las cantidades de fluoruros que son dañinas a la salud son arriba de 1.5mg/l mientras que las concentraciones encontradas en los manantiales del Popocatepetl de diciembre a marzo varían de 0.3 a 0.8 mg/l. Las concentraciones de sulfatos en los manantiales del Popocatepetl oscilan entre 4 y 40 mg/l y las de cloruros entre 3 y 17 mg/l. Estos valores se encuentran muy por debajo de los dañinos a la salud.

12. CONCLUSIONES

La ceniza emitida por el Popocatepetl durante las erupciones de diciembre, 1994, a marzo, 1995 ha sido material no juvenil. Las cenizas esta compuestas de una fracción cristalina de cuarzo y feldespato, piroxenos y hornblenda, líticos y vidrio(menos del 1%). Se observa yeso, pirita y sublimados en pequeña cantidad.

La distribución de la ceniza ha sido fundamentalmente hacia el este, aunque las variaciones en la dirección del viento han propiciado la caída de ceniza tanto al norte como al sur del volcan. Las medidas periódicas de espesor permitieron estimar un volumen de ceniza emitido (diciembre a marzo) de 0.001km³.

Las concentraciones de fluoruros, sulfatos y cloruros en los lixiviados han disminuido con el tiempo, al igual que la caída de ceniza. Los manantiales han cambiado poco durante las erupciones, aunque las concentraciones de cloruros, fluoruros y sulfatos se encuentran por debajo de los límites permisibles para la salud.

13. REFERENCIAS

Giggenbach, W.F., 1975. Variations in the carbon, sulfur and chlorine contents of volcanic gas discharges from White Island. New Zealand. Bull. Volcanol. 39. 15-27.

Giggenbach, W.F., 1990. The chemistry of Fumarolic Vapor and thermal-spring discharges from the Nevado del Ruiz, volcanic magmatic hydrothermal system, Colombia. Journ. Volc. Geoth. Res. 42. 13-39

Hirabayasi, J., Ossaka, J. and Ozawa, T.. 1982. Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases-A case study on the Sakurajima Volcano. Geochem. Journ. 16. 11-21.

Martin del Pozzo, A.L., Cordova C., and López J. 1995 Volcanic Impact in the Southern Basin of Mexico Quaternary Intern. In press.

Naughton, J.J., Finlayson, J.B. and Lewis, W.A., 1975 Some results from recent chemical studies at Kilauea Volcano Hawaii. Bull. Volcanol. 39. 64-69.

Rose W.I. Jr, R.E. Stoiber y L.L. Malinconico, 1982. Eruptive gas compositions and fluxes of explosive volcanoes: budget of S and Cl emitted from Fuego volcano, Guatemala. En: R.S. Thorpe (editor) Andesites, John Wiley & Sons, N.Y.

Stoiber R.E., S. N. Williams, L. L. Malinconico, D. A. Johnston, y T. J. Casadevall. Mt. St. Helens: Evidence of Increased Magmatic Gas Component, J. of Volcanology and Geothermal Research, V. 11, pp 203-212.

Stoiber R. E., y Williams, N., 1990. Monitoring Active volcanoes and mitigating volcanic hazards: the case for including simple approaches, J. of Volcanol. and Geothermal res., 42, pp 129-149.

Sturchio, N., Williams, S., Garcia, N. and Londono, A., 1988. The Geothermal system of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. 1988. Bull. Volcanol. 50. 399-412.

Williams S. N., R. E. Stoiber, N. García P., A. LondoñoC., J. B. Gemmell, D. R. Lowe, y C. B. Connor, 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: Gas Flux and Fluid Geochemistry. Science, V.233, pp 964-967.

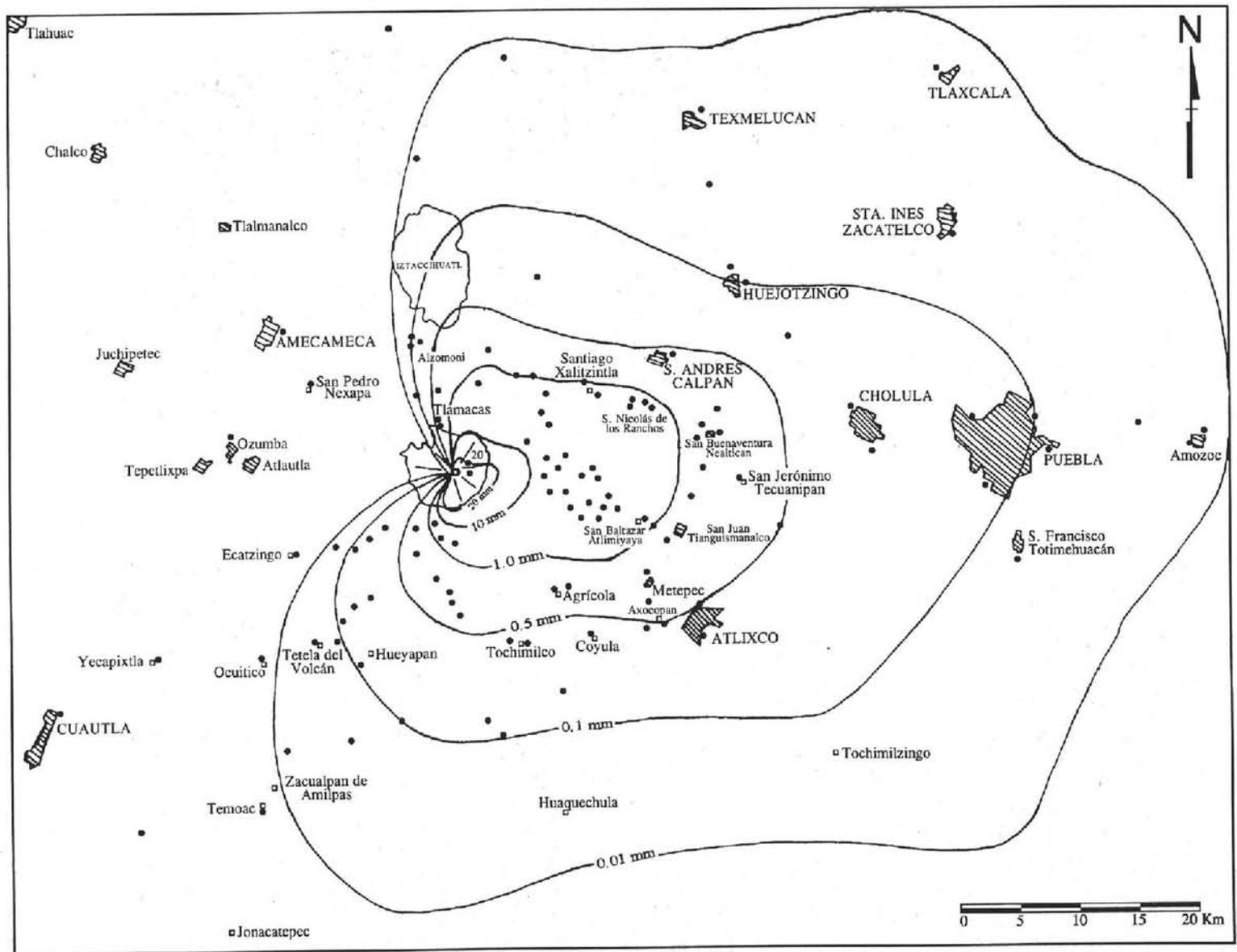


Figura 1. Mapa de isópacas de las cenizas que muestran las líneas de igual espesor y los principales poblados.

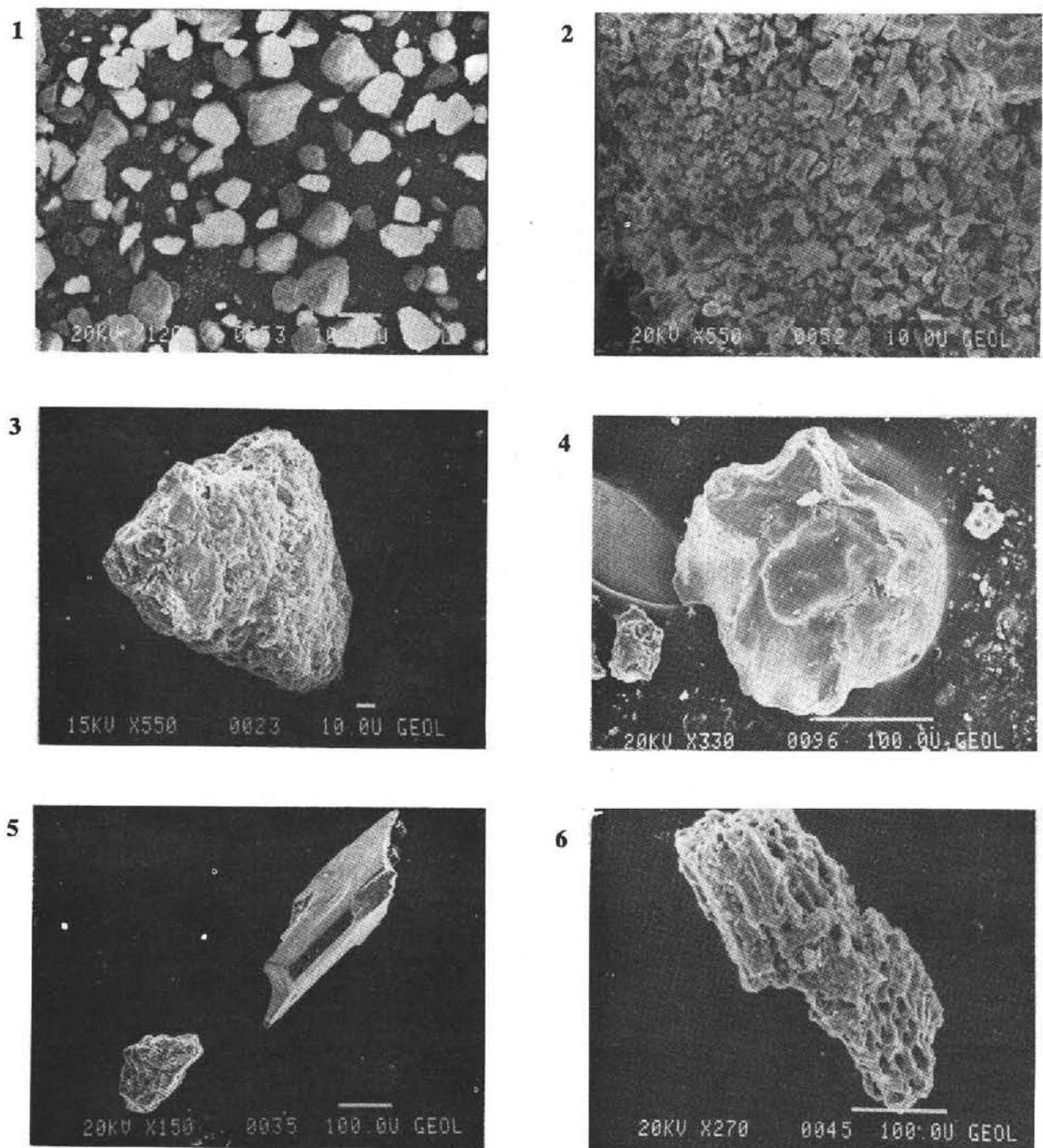


Figura 2. Fotografías de las cenizas tomadas en el microscopio electrónico: 1. Aspecto general de la ceniza (fracción gruesa), 2. Aspecto general (fracción fina), 3. Lítico gris claro, 4. Vidrio negro brillante, 5. Arriba un cristal de piroxena, abajo un lítico, 6. Sublimado de potasio y azufre.

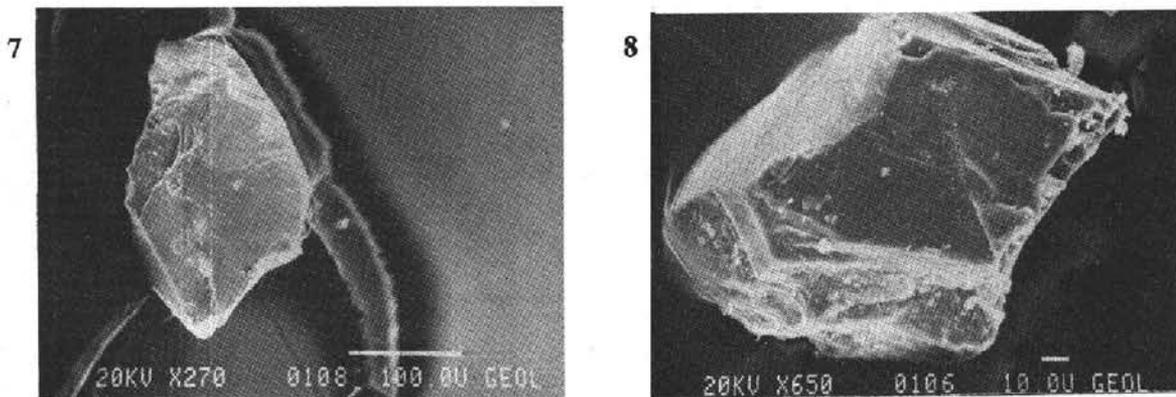


Figura 2 (Continuación). Fotografías de las cenizas tomadas en el microscopio electrónico: 7. Cuarzo, 8. Plagioclasa.

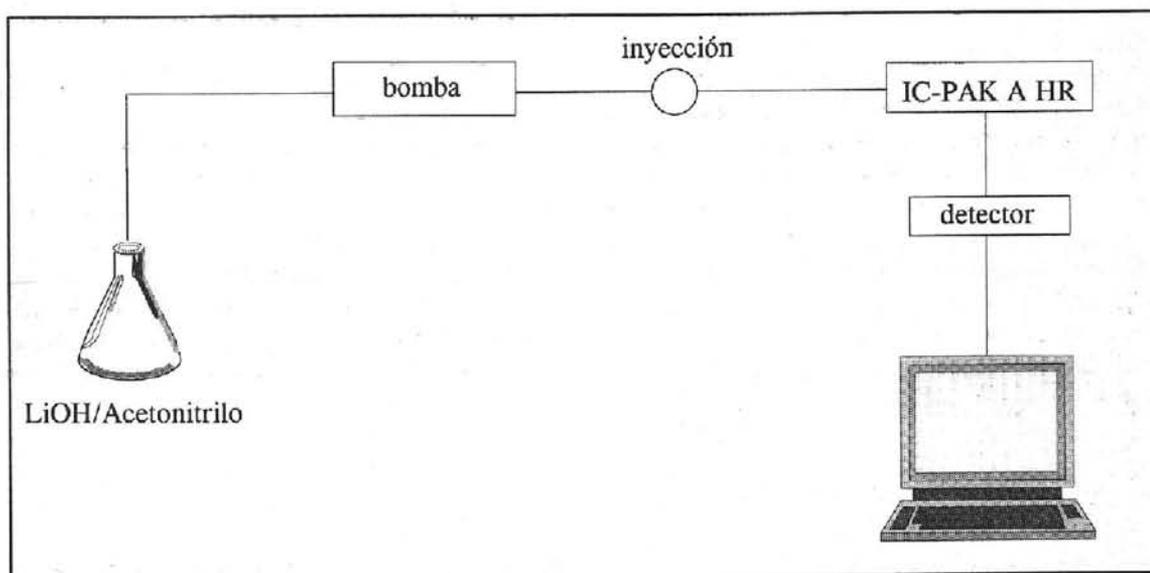


Figura 3. Componentes de un Cromatógrafo de Iones.

PATRONES DE VIENTO EN LA REGION DEL VOLCAN POPOCATEPETL Y CIUDAD DE MEXICO

H. Delgado¹, G. Carrasco², P. Cervantes³, R. Cortés³, y R. Molinero³

RESUMEN

Los patrones de viento juegan un papel muy importante en la distribución de los productos piroclásticos de un volcán. La información sobre dirección y velocidad de vientos, desde superficiales hasta más de 20,000 m.s.n.m., obtenida para doce años en el Servicio Meteorológico Nacional, fue ordenada y analizada por capas (vientos bajos y altos), por estratos (ocho) y por niveles (seis niveles seleccionados). Los vientos superficiales (abajo de los 3,000 m) tienen una fuerte tendencia N-S que no rebasa los 5 m/s de velocidad promedio, en algunos meses, los vientos entre 3,000 y 5,800 m muestran las mismas tendencias que los vientos superiores (> 5,800 m), mientras que otros meses presentan una distribución dispersa pero transicional entre los vientos superficiales y los vientos superiores con velocidades entre 5 y 10 m/s. Los vientos superiores (hasta 20,000 m) soplan de noviembre a abril del W y WSW; y de junio a septiembre del E (ENE, E y ESE). Los meses de mayo y octubre son de transición. Entre abril y mayo los vientos guardan el mismo patrón W y WSW hasta los 16,500 y de esta altitud hasta los 20,600 m, las direcciones son del E y ENE con velocidades de 10 a 15 m/s. A partir de los 20,600 m los vientos provienen preferentemente del E (80°-100°) de abril a noviembre y de diciembre a marzo, también se observan vientos del W de hasta 20-30 m/s, particularmente entre julio y septiembre.

La información disponible indica que la topografía tiene una gran influencia sobre los vientos a menos de 5,800 m, observándose patrones de viento más definidos arriba de esta cota.

En caso de una erupción estromboliana del Popocatepetl, entre octubre y mayo, las tefras expulsadas se distribuirían hacia el oriente del volcán, mientras que en los meses de junio a septiembre, se distribuirían hacia el occidente. Durante una erupción de tipo vulcaniano o pliniano, los vientos transportarían las cenizas predominantemente hacia el sector occidental del volcán, excepto durante los meses de enero a marzo, en que la distribución de tefras sería hacia el flanco oriental. El Estado de Morelos podría recibir lluvia de cenizas del volcán de acuerdo a patrones de viento bajos (superficiales), mientras que el Estado de Tlaxcala recibiría cenizas finas sólo en caso de una erupción estromboliana durante los meses de octubre a diciembre. La porción meridional de la Ciudad de México tendría lluvias de cenizas durante una erupción de cualquier tamaño, en los meses de junio a septiembre; o de octubre a marzo si se trata de una columna subpliniana a pliniana.

1. INTRODUCCION

El volcán Popocatepetl, ubicado a 40 km al este de la Cd. de México y 40 km al oeste de la Cd. de Puebla (Figura 1), permaneció en estado fumarólico, sin cambios significativos en la tasa de emisión de gases, desde el final del último período eruptivo (1920-1927) hasta aproximadamente el otoño de 1990, época en que comenzó a observarse un volumen mayor de gases en su fumarola y, alpinistas de la Asociación de Montañismo y Exploración de la U.N.A.M., reportaron la presencia de un nuevo campo de fumarolas en el flanco oriental del volcán, cerca del cráter pero en su parte externa. Esta actividad fumarólica aumentó gradualmente hasta que el 21 de diciembre

¹ Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Circuito Exterior, C. U., Coyoacán 04510, México, D. F.

² Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Circuito Exterior, C. U., Coyoacán 04510, México, D. F.

³ Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., Circuito Escolar, C. U., Coyoacán 04510, México, D.F.

de 1994, se verificó un evento caracterizado por explosiones consecutivas debidas a la salida violenta de gases magmáticos acompañados de cenizas no juveniles, que provocaron la apertura del viejo conducto en la parte central del cráter y la creación de una nueva boca en la parte oriental del interior del cráter, por donde actualmente emana la mayor parte de los gases volcánicos. Durante este evento, grandes bloques de roca (productos balísticos) que formaban parte del antiguo domo central fueron expulsados y distribuidos en las cercanías del cráter, y una columna de cenizas producto de la erosión y agrandamiento del conducto, se observó elevándose por encima del cráter por espacio de varias semanas. Las cenizas se distribuyeron principalmente en áreas del sector oriental del volcán, en el estado de Puebla, e incluso cayeron en la capital del estado. Durante los meses de marzo y abril de 1995, se ha observado que las emisiones de cenizas han disminuído notablemente tanto en frecuencia como en volumen.

Las primeras preguntas que surgen en la población y entre las autoridades son: ¿las cenizas tenderán siempre a caer en la región oriental, es decir, en el estado de Puebla? ¿existe alguna posibilidad de que las cenizas caigan en la ciudad de México?. Estas y otras preguntas relacionadas, son las que tratamos de contestar con este trabajo, ya que la dispersión de las tefras estará gobernada por los patrones de viento regionales y, la importancia de reconocer tales patrones radica en su utilidad para la planeación de programas de contingencia (evacuación, salud, urbanismo, etc.). Este trabajo entonces, tiene la finalidad de mostrar las variaciones que ocurren a diferentes niveles atmosféricos en la región del volcán Popocatepetl, así como los cambios que se manifiestan durante las diferentes épocas del año y las implicaciones de tales variaciones en la evaluación de los peligros que representa el volcán.

2. IMPORTANCIA DE RECONOCER PATRONES DE VIENTO

Este es un trabajo que describe los patrones de viento en la región circunvecina al volcán Popocatepetl, mostrando fundamentalmente, la dirección y velocidad del viento en la región, con el fin de hacer resaltar las áreas en donde preferentemente se depositarían cenizas del volcán, en caso de presentarse una erupción mayor. Sin embargo, antes de abundar sobre la importancia de reconocer los patrones de viento en el Popocatepetl y adentrarse en la descripción de los mismos, es necesario revisar algunos aspectos relacionados con las erupciones volcánicas, ya que este estudio está dirigido no sólo a vulcanólogos, sino también a las autoridades y al público en general que pueda hacer uso de la información, para lo cual es necesario mencionar las características de las erupciones volcánicas y su relación con el viento.

LLuvia de Productos Piroclásticos. La actividad eruptiva de un volcán genera gases y material fragmentado producto de la súbita expansión de los primeros, al ascender hacia la superficie desde zonas más profundas a través de conductos volcánicos (Cas y Wright, 1990; Fischer y Schmincke, 1989). El material fragmentado, conocido también como piroclastos o tefra (fragmentos de roca y lava), es expulsado hacia la atmósfera cayendo nuevamente sobre la superficie de la tierra en forma de productos balísticos o de lluvia de piroclastos.

Los productos piroclásticos pueden variar en tamaño desde cenizas (< 2 mm), lapilli (2 a 64 mm), hasta bloques y bombas (> 64 mm) con diámetros de hasta varios metros (Fisher, 1961), con densidades bajas (pómez y escorias que son vesiculares) a muy densas (cristales y fragmentos líticos) y pueden ser material juvenil (originado a partir del magma involucrado en la erupción) o material accidental (rocas preexistentes acarreadas durante la erupción). La ceniza volcánica está compuesta generalmente, de una mezcla de fragmentos agudos y angulares de vidrio volcánico enfriado súbitamente, así como de fragmentos de minerales (típicamente feldespatos, cuarzo y piroxenos), y rocas.

Los productos balísticos son expelidos desde el cráter a gran velocidad (décenas a centenas de metros por segundo) con trayectorias que son afectadas en forma mínima por la columna eruptiva o por el viento debido a su alta densidad (Waitt et al., 1994). Estos productos se distribuyen normalmente en un radio de 5 km del centro de emisión (Blong, 1984).

La mayor parte de los productos piroclásticos son transportados verticalmente en columnas eruptivas consistentes de una zona inferior de empuje por gases (Figura 2), y una zona superior convectiva (Sparks y Wilson, 1976; Wilson, 1980; Carey y Sparks, 1986). El ascenso convectivo de una columna eruptiva es continua, hasta que su densidad se iguala con la de la atmósfera circundante, que es cuando la columna sufre una expansión lateral sin dejar

de ascender debido a la inercia y forma una amplia nube en forma de paraguas (Sparks, 1986), que juega un papel importante en el transporte de piroclastos (Carey y Sparks, 1986). La altura de una columna eruptiva (también denominada pluma eruptiva) y la distribución de la tefra, dependen de la temperatura del material expulsado, de su tasa de emisión, y de la dirección y fuerza del viento. A partir de la columna eruptiva, las tefras caen a la superficie de la tierra por acción de la gravedad, llamándosele a esto la lluvia de piroclastos.

Los volcanes activos pueden producir columnas eruptivas o plumas, y nubes de cenizas. Las plumas pasivas consisten de vapor de agua y gases con escasas o sin partículas de roca, que rara vez alcanzan los 6,000 ~ 7,000 metros de altitud y que generalmente se dispersan a decenas de kilómetros del volcán (Casadevall, 1991). Las columnas eruptivas pueden definirse como violentos pilares de cenizas y gas en forma de coliflor, generados por encima de una boca durante una erupción explosiva, que en decenas de minutos pueden alcanzar altitudes de 10,000 m a 30,000 m. Estas columnas, que rara vez duran más de unas horas, contienen grandes bloques de roca, y grandes concentraciones de cenizas y gases. Las nubes de cenizas consisten de cenizas finas y gases acarreados por los vientos a partir de una columna eruptiva. Las erupciones volcánicas de gran magnitud, producen nubes que entran a la estratósfera y pueden ser acarreadas por las corrientes de chorro por miles de kilómetros. En cuestión de semanas, estas nubes pueden dar la vuelta al mundo, pero depositan la mayor parte de la ceniza en períodos que van de unas cuantas horas hasta varios días.

Peligros Asociados a la Caída de Piroclastos. Los productos balísticos son una amenaza para la seguridad de las personas y animales que se encuentran cerca de una boca eruptiva, debido a la fuerza del impacto de los fragmentos al caer. La lluvia de piroclastos es, sin embargo, el peligro volcánico de mayor alcance, ya que afecta a áreas extensas que se ubican en la dirección hacia donde sopla el viento. Tanto más fuerte sople el viento y tanto más alta sea la columna, tanto más lejos llegarán los productos piroclásticos, particularmente las cenizas. La lluvia de cenizas puede causar serios daños a la agricultura, a las obras construídas por el hombre, a la aeronavegación y a la salud pública en áreas extensas de hasta 10^3 y 10^4 km² (Tilling, 1993).

Los daños que pueden sufrir la agricultura, la vegetación y los bosques de una región, debido a la caída de piroclastos, pueden perdurar por mucho tiempo dependiendo del volumen de materiales emitidos por el volcán (Rees, 1979; Blong, 1982). Asimismo, la afectación ambiental puede ser tan grande, que puede provocar la impotabilidad del agua en grandes extensiones debido a la infiltración de sustancias ricas en azufre, cloro y flúor a partir de la lixiviación de las cenizas por acción de la lluvia.

El cubrimiento y/o sepultamiento de estructuras y edificios puede provocar el colapso de techos de casas y edificios, y destruir líneas de transmisión eléctrica y comunicaciones. La carga que representa una capa de tefras de 10 cm de espesor puede variar entre 40-70 kg/m² (tefras secas) y 100-125 kg/m² (tefras húmedas) (Tilling, 1993). Por esta razón techos de lámina, techos planos o techos no construídos para soportar este tipo de cargas, son propensos a colapsarse durante erupciones volcánicas mayores.

Las erupciones volcánicas explosivas suelen inyectar grandes cantidades de cenizas y gases corrosivos a la tropósfera superior y a la estratósfera baja, que son desafortunadamente, las altitudes de crucero del tráfico aéreo. En los últimos 12 años, más de 60 aeronaves se han visto dañadas por nubes errantes de cenizas que han contaminado rutas aéreas e instalaciones aeroportuarias (Casadevall, 1991). Las plumas pasivas no representan una amenaza significativa para la aviación, mientras que las columnas eruptivas deben ser evitadas.

Las nubes de cenizas poseen la mayor amenaza a la aviación. La mitigación de este tipo de amenazas es muy difícil debido a que estas nubes no pueden ser detectadas por radares convencionales ni visualmente desde un avión, menos aún durante la noche ya que pueden ser oscurecidas por nubes climáticas. Los encuentros de aeronaves con nubes errantes de cenizas han producido incidentes muy serios en los que las turbinas de aviones Boeing 747 principalmente, se han apagado totalmente debido a la fusión de cenizas dentro de las mismas, provocando la caída de las aeronaves. Afortunadamente, en ningún incidente se han tenido pérdidas humanas, ya que en todos los casos se han logrado recuperar las turbinas de nuevo. Sin embargo, el costo de reparaciones a dichas aeronaves ha llegado a alcanzar los 80 millones de dólares americanos (Casadevall, 1991). Este tipo de incidentes se han presentado durante las erupciones del Galunggung (Indonesia) en 1982 (Smith, 1983; Gourgaud et al., 1989), Redoubt (E.U.A.) en 1989-1990 (Casadevall, 1994), Pinatubo (Filipinas) en 1991 (Casadevall et al., en prensa). Además, las operaciones aeroportuarias han sido interrumpidas y numerosos vuelos cancelados durante las erupciones de Mount

St. Helens (E.U.A.) en 1980, Mount Spurr (E.U.A.) en 1992, y el volcán Láscar (Chile) por ejemplo, en las que no sólo las operaciones aeroportuarias locales se vieron alteradas, sino además, otros estados y aún, otros países, se vieron afectados (Casadevall, 1993). El aeropuerto de Kagoshima (Japón) guarda ciertas similitudes con el aeropuerto de la ciudad de Puebla, dada su cercanía al volcán Sakurajima (el volcán más activo del Japón) y donde las medidas de seguridad han impedido que ningún incidente se haya verificado aún durante días de gran actividad del volcán.

Los daños que los productos piroclásticos causan a la salud de la población y de los animales en la región aledaña a un volcán, puede verse afectada por la presencia de gases y partículas suspendidas en el aire. En la región vecina al volcán Sakurajima (Japón), los estudios realizados en la población indican que, más del 50 % de ella muestra síntomas de irritación en los ojos (Koizumi et al., 1988). Estudios experimentales adicionales, relacionados con las cenizas del Sakurajima, demuestran la ocurrencia de neumoconiosis acompañada de bronquitis, enfisema, atelectasis, degeneración de vasos sanguíneos, nódulos de polvo y focos de polvo fibrótico (Shirakawa, 1988). La ceniza volcánica es un irritante de los ojos cuyos efectos son completamente reversibles si se evita la exposición a ellas, según estudios llevados a cabo durante y después de la erupción del Mount St. Helens en 1980 (Buist, 1988). Es además, un irritante del tracto respiratorio superior e inferior que lleva a una hipersecreción de mucosa y a una broncocontracción que posiblemente sean reversibles al evitar la exposición al medio contaminado por cenizas (Bernstein y Buist (1986). Los gases volcánicos por su parte, pueden ser asfixiantes (CO_2 , CO), irritantes (SO_2 , HCl, NO_2) o ambos (H_2S). Las emanaciones de CO_2 son producto frecuente en volcanes, aunque sólo en algunos casos han ocasionado la muerte como en los volcanes Sinila (Indonesia) en 1979 (Le Guern et al., 1982; Allard et al., 1989) y en los lagos de Camerún: Monoun en 1984 (Sigurdsson et al., 1987) y Nyos en 1986 (Sigvaldson, 1989; Bastar y Kabila, 1989). Los gases irritantes pueden llegar a causar la muerte por enema pulmonar y son altamente irritantes de los ojos y del tracto respiratorio superior (Bastar et al., 1988). Los accidentes relacionados con emanaciones de gases volcánicos han afectado la vida humana y animal en distancias hasta de 14 km de su fuente (Tazieff, 1989).

Importancia de los patrones de viento. Esta revisión acerca de los procesos volcánicos muestra que los vientos juegan un papel preponderante en la distribución de cenizas y gases de volcanes que, como el Popocatepetl arrojan materiales a la atmósfera de una manera continua. La mitigación de los problemas asociados a las partículas piroclásticas y los gases arrojados por este volcán, puede ser afrontada de manera efectiva conociendo los patrones de viento que afectan la región y con ello se determinan las áreas de mayor vulnerabilidad.

3. PROCEDENCIA DE LOS DATOS Y METODOLOGIA

El presente trabajo está basado en los datos de viento obtenidos en la estación de radio-sondeos localizada en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México para los años 1976 a 1982 y de 1990 a 1994. Esta información fue obtenida a través del Servicio Meteorológico Nacional, proporcionada de la siguiente manera: los sondeos de los primeros años (1976-1982) fueron proporcionados en forma de listado, indicando por una parte los niveles equipotenciales en milibares y por otra parte, la dirección y velocidad del viento; en los sondeos de 1990, 1991 y parte de 1992 (enero-marzo), los datos se encuentran dispuestos en forma codificada (mensaje tipo TEMP) en tanto que el resto de la información (1992-1994) se encuentra de en código ASCII. Para acceder los datos codificados se utilizó un programa de computadora en lenguaje Fortran diseñado por personal del Instituto de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM (M.en C. Ismael Pérez García).

Para el análisis estadístico, se llevaron a cabo las siguientes acciones:

a) Parte de la información (1976-1982) se agrupó en "vientos bajos" y "vientos altos", con el fin de poder distinguir las variaciones en dirección de viento debajo y arriba de la cima del volcán Popocatepetl tomando como cota de separación los 550 mb (para vientos bajos) y 500 mb (para vientos altos), es decir aproximadamente a los 5,500 metros sobre el nivel del mar (a partir de este momento m). Se construyeron rosetas (histogramas circulares) mensuales, donde cada barra apunta en la dirección de donde proviene el viento, e indicando los porcentajes de frecuencia para cada dirección de viento (Figura 3 y 4). Aún cuando en meteorología se usan frecuentemente las cotas

en mb, en este trabajo por razones prácticas se anotan las cotas aproximadas en metros sobre el nivel del mar.

b) Esta misma información se agrupa en ocho estratos. A saber: vientos en la zona de más de 750 mb (aproximadamente menos de 3,000 m), entre 550 y 750 mb (~3,000 a 5,800 m), entre 400 y 550 mb (~5,800 a 7,600 m), entre 300 y 400 mb (~7,600 a 9,500 m), entre 200 y 300 mb (~9,500 a 12,400 m), entre 100 y 200 mb (~12,400 a 16,000 m), entre 50 y 100 mb (~16,500 a 20,600 m) y menos de 50 mb (aproximadamente más de 20,600 m)(Figuras 5A, 5B, 5C y 5D). Esta agrupación se hizo con el fin de estudiar los diferentes patrones de viento por estrato, mencionando las direcciones preferenciales, así como las velocidades de viento más abundantes en por ciento, dispuestas en orden vertical, para visualizar su distribución vertical. Las velocidades de viento se dan en metros por segundo ($1 \text{ m/s} = 1.92 \text{ nudos}$).

c) La información de 1990-1994 fue ordenada y procesada estadísticamente para obtener los datos de algunos niveles representativos de la atmósfera superior, para determinar las variaciones espacio-temporales que caracterizan el comportamiento del viento en la atmósfera superior de la Cuenca de México. Los resultados se agruparon y graficaron en niveles representativos (500, 250, 100, 50, 30 y 20 milibars, que corresponden aproximadamente a 5,850, 10,900, 16,500, 20,600, 23,700 y 26,300 m) para cada mes del año, representando así la información estadística de los últimos cinco años. Este análisis se inició a partir de los 500 mb, considerando la altitud del volcán, a fin de evitar la posible influencia de la topografía en el comportamiento de los vientos (Figura 6A, 6B, 6C y 6D).

d) En base a la información de vientos entre México y Veracruz para el año de 1993, se realizó en el Servicio Meteorológico Nacional, un corte transversal de vientos mensual entre ambas ciudades, con el fin de mostrar los patrones de viento entre ellas, a través de las montañas a diferentes niveles.

4. COMPORTAMIENTO DE LOS VIENTOS EN LA REGION

La Figura 3 muestra los vientos a altitudes menores a los 5,500 m aproximadamente, de enero a diciembre. Las rosetas de esta figura muestran que los vientos en esta parte son prácticamente aleatorios, aunque existen patrones de vientos incipientes: uno es persistentemente del W ($250^\circ \sim 300^\circ$) de enero a abril y en el otro, de junio hasta diciembre, los vientos provienen predominantemente del NE ($20^\circ \sim 60^\circ$), aunque en noviembre y diciembre vuelven a aparecer los vientos provenientes del SW y W. Entonces, los vientos soplan del W de enero a abril y del NE de junio a octubre. Mayo, noviembre y diciembre son los meses con mayor dispersión de vientos.

Los vientos que soplan arriba de los 5,500 m (Figura 4) muestran una mayor regularidad. De enero a mayo, los vientos provienen del W ($250^\circ \sim 270^\circ$), aunque en mayo también se observan vientos provenientes del oriente ($90^\circ \sim 100^\circ$), pero con menor frecuencia. De junio a octubre los vientos que predominan son del oriente ($80^\circ \sim 100^\circ$), aún cuando se tienen máximos relativos del W y del N. Los vientos en noviembre y diciembre soplan de nuevo del W (250°). Entonces, los vientos altos soplan de noviembre a abril del W y de junio a septiembre del E, los meses de mayo y octubre son de transición.

La Figura 5 (A, B, C y D) muestra en mayor detalle lo que sucede con los vientos en ocho estratos verticales definidos arbitrariamente. Los vientos superficiales (abajo de los 3,000 m) tienen comúnmente, una fuerte tendencia N-S, mientras que los vientos arriba de esta cota muestran en ocasiones las mismas tendencias que los vientos superiores (enero-abril), y en otras, una distribución dispersa pero transicional entre los vientos superficiales y los vientos superiores (junio-diciembre). En general, estas gráficas muestran las mismas tendencias descritas anteriormente para los vientos altos, sin embargo, a partir de los 20,000 m los vientos se comportan de manera diferente ya que los vientos provienen preferentemente del E ($80^\circ \sim 100^\circ$) de abril a noviembre y aunque esta dirección persiste de diciembre a marzo, los vientos del W también se presentan. El régimen de vientos a esta altitud, suele ser contrario a la dirección de los vientos en niveles inferiores (notoriamente en marzo, abril y noviembre, Figura 5A, 5B y 5D).

Los vientos superficiales generalmente no rebasan los 5 m/s de velocidad promedio, y entre los 3,000 y 5,800 m, los vientos no soplan muy fuertemente, siendo enero el mes en que sopla con mayor fuerza (hasta 10 m/s en promedio, Figura 5A). Los vientos superiores soplan a mayor velocidad, típicamente 10 m/s y hasta 15 m/s a principios del año (noviembre-abril), aunque de mayo a octubre los vientos son menos fuertes (típicamente no más

de 5 m/s) hasta los 16,500 m. Los vientos entre 16,500 m y 20,600 m suelen ser más constantes durante el año (de 5 a 15 m/s) y arriba de los 20,600 m los vientos pueden ser más fuertes, particularmente entre julio y septiembre (Figura 5C).

Los vientos entonces, arriba de los 20,600 m se comportan más estables (provenientes persistentemente del E), aunque de dirección comúnmente opuesta a los vientos inmediatos inferiores, con velocidades que también suelen ser diferentes, típicamente más fuertes.

Las Figuras 6A, 6B, 6C y 6D, muestran la información de vientos de niveles seleccionados y no en forma de estratos como las anteriores. En ellas, se puede observar la gran variabilidad que presentan los vientos, tanto en función de la época del año como de acuerdo con los diferentes niveles atmosféricos. A pesar de la complejidad que se observa en los patrones de vientos para la Cuenca de México, algunas orientaciones muestran tendencias bien definidas.

Durante el período enero-abril, se observa un patrón de vientos dominantes del WSW para los niveles troposféricos (hasta 16,500 m). Aunque para los vientos superiores (20,600 y 23,700 m), en enero y febrero, los vientos dominantes se ven acompañados por vientos del W y ocasionalmente de dirección opuesta, esto es evidente especialmente para el nivel de 26,300 m del mes de febrero. En marzo dominan además los vientos del WNW, sin embargo, un cambio radical ocurre en abril para los mismos niveles, por lo cual puede considerarse este mes como de tipo transicional, donde estadísticamente el nivel de 20,600 m muestra una dirección media del SE, en tanto que en los niveles superiores es francamente opuesta con vientos dominantes del ENE.

En mayo, el cambio en la dirección de los vientos ocurre sin transiciones entre los niveles de 16,500 y 20,600 m, pasando a ser WNW, W y WSW en los niveles inferiores (troposféricos), en tanto que en los superiores (estratosféricos) las direcciones preferenciales son E y ENE.

A partir del mes de junio y hasta septiembre se observa un patrón sistemático ENE, E y ESE, que es opuesto al de los meses anteriores y que se aplica para todos los niveles (excepto para el de 10,900 m, en donde se encuentran distribuciones muy erráticas pero con cierta dominancia de los vientos del NW, principalmente en el mes de junio). Cabe resaltar que a diferencia de lo anterior, en julio se puede apreciar una cierta bimodalidad direccional para el nivel de 26,300 m), en donde se presentan direcciones diametralmente opuestas (E-W).

En octubre el nivel de 5,800 m se considera transicional, ya que su comportamiento direccional es muy errático aunque con una componente media del SSE, sin embargo, en los niveles de 10,900 y 16,500 m muestran direcciones preferenciales del WSW y WNW, en tanto que en los niveles superiores ésta es del E, opuesta a las superiores. En noviembre ocurre algo muy similar al mes anterior, con la diferencia de que a los 5,800 m el comportamiento es menos errático, con una dirección media del WSW que es congruente con los niveles inmediatos superiores, en tanto que en los niveles superiores continúa el dominio de los vientos del ENE.

En diciembre se observan cambios altitudinales, ya que apesar de que se observan direcciones preferenciales al SW a 5,800 m y WSW para 10,900 y 16,500 m, en los niveles estratosféricos el comportamiento es bipolar con direcciones E-W, aproximadamente.

Los vientos estratosféricos muestran el siguiente comportamiento:

a) Nivel de 26,300 m. Se tiene una información de sólo algunos meses del año (febrero, abril, mayo, junio, julio y octubre), los cuales indican vientos predominantes del E, pero con ciertos cambios, particularmente en el mes de julio, cuando se presentan algunas direcciones opuestas.

b) Nivel de 23,700 m. De enero a marzo dominan los vientos del WSW y W, mientras que de mayo a noviembre del E, siendo transicionales en los meses de abril y diciembre.

c) Nivel de 20,600 m. De enero a marzo dominan los vientos del WSW y W, mientras que de mayo a noviembre del E, siendo transicionales en los meses de abril y diciembre.

Los vientos troposféricos muestran el siguiente comportamiento:

d) Nivel de 16,500 m. Desde noviembre hasta mayo se presentan vientos del WSW, cambiando de junio a septiembre por vientos del ENE, con una notoria transición en octubre aunque dominando los vientos del WNW.

e) Nivel de 10,900 m. Vientos del WSW dominan desde diciembre hasta mayo, observando una gran variabilidad desde junio hasta septiembre, con excepción del mes de agosto que muestra una componente dominante del NW y NNW. De octubre a noviembre el viento también varía mucho, pero muestra tendencias más definidas del WSW.

f) Nivel de 5,800 m. De enero a abril los vientos dominantes son del WSW, cambiando en mayo en forma

transicional, con una componente media del NW. De junio a septiembre se presentan vientos opuestos con direcciones dominantes que varían desde ENE hasta ESE, aunque en agosto y septiembre dominan claramente los vientos del E. En octubre se presenta un comportamiento variable, mientras que noviembre y diciembre, aunque también variables, muestran cierto dominio de los vientos procedentes del SW.

La Figura 7 muestra un corte transversal de vientos entre México y Veracruz para el año de 1993. Aún cuando esta figura sólo muestra datos de solo un año, esquematiza el comportamiento del viento en la región del Popocatepetl durante todo el año. Es notoria la influencia de las montañas sobre los vientos a menos de 5,800 m y la relativa homogeneidad de los vientos arriba de esta cota. Para este año en particular, se observa un patrón definido de vientos provenientes del W en general, de octubre a mayo para los niveles troposféricos superiores. El cambio de dirección del W al E se da en junio y julio de manera transicional, comenzando a darse en niveles hasta cerca de los 10,000 m, invirtiéndose en agosto de la misma manera a niveles cercanos a los 11,000 m y en septiembre los vientos soplan hacia el W casi en todos los niveles. El cambio de patrón en octubre se da en forma abrupta de vientos del E a vientos del W.

5. PATRONES DE VIENTO Y DISTRIBUCION DE PIROCLASTOS EN LA REGION CIRCUNVECINA AL POPOCATEPETL

La identificación de patrones definidos que caracterizan el comportamiento de los vientos en la atmósfera es de gran importancia para pronosticar las tendencias probables que estos seguirán en el futuro. Asumiendo que tales patrones de vientos no se verán modificados por perturbaciones atmosféricas ajenas, que suelen ocurrir en forma eventual, es posible poder aplicar estos resultados en la evaluación de peligros asociados a una futura erupción del volcán Popocatepetl. Las áreas de posible afectación asociadas con la dispersión de los materiales piroclásticos de caída que serían expulsados en una erupción, de acuerdo con los resultados reportados en este trabajo, deben considerar tanto la época en la ocurra del evento volcánico como el tipo de erupción esperado, ya que de ello dependiera la altura de la columna eruptiva y, por lo tanto, la influencia de los patrones de vientos troposféricos y estratosféricos.

El Popocatepetl ha tenido en el pasado erupciones de todo tipo, desde muy pequeñas (estrombolianas) hasta altamente explosivas (vulcanianas-plinianas) (Delgado et al., 1988; Delgado et al., 1994; Siebe et al., 1995). En la Tabla 1 se muestra una clasificación de eventos volcánicos de acuerdo a su índice de explosividad (VEI) (Newhall y Self, 1982), en donde se pueden notar los rangos en altitud de la columna eruptiva asociada a erupciones de tipo estromboliano (máximo 5 kilómetros arriba del cráter), vulcaniano (hasta 25,000 m.s.n.m.) o pliniano-ultrapliniano (más de 25,000 m.s.n.m.). Conociendo los rangos de actividad eruptiva del volcán Popocatepetl y las altitudes típicas que alcanzan las columnas eruptivas de acuerdo al tipo de erupción (Tabla 1), se puede proceder a hacer una estimación de la posible distribución de tefras en la vecindad del volcán. Cabe señalar que un trabajo más completo sobre modelado de distribución de tefras está en proceso, y en este trabajo se muestran sólo interpretaciones preliminares basadas en la información eólica.

La figura 8 muestra en forma sintética las direcciones preferenciales de los vientos a diferentes elevaciones encima del cráter del Popocatepetl, de acuerdo con la época del año. Si se presentara una erupción de tipo estromboliano, entre octubre y mayo, las áreas de afectación serían preferencialmente las ubicadas en el sector oriental del volcán, mientras que en los meses de junio a septiembre, las áreas afectadas estarían en el sector opuesto. De acuerdo a las velocidades de viento a estas altitudes, la distribución de las tefras podrían alcanzar hasta 100 km respecto a la fuente.

Por otra parte, si se considera una erupción de moderada a alta explosividad, es decir, de tipo vulcaniano a pliniano los vientos dominantes transportarían el material piroclástico correspondiente a la parte alta de la columna eruptiva (región de paraguas, Figura 3) hacia el sector occidental del volcán, excepto durante los meses de enero a marzo, en que se tienen vientos del W y WSW.

El pronóstico que se presenta aquí puede variar significativamente, de acuerdo a cambios en los patrones de viento debido a modificaciones temporales como la presencia de nortes y eventos "El Niño" fuera de temporada, sin embargo, en base al análisis estadístico mencionado en este trabajo, se pueden observar los patrones generales que seguirían las tefras de manera que se puedan ubicar las poblaciones de mayor vulnerabilidad.

6. CONCLUSIONES

Los vientos superficiales (abajo de los 3,000 m) tienen una fuerte tendencia N-S sin rebasar los 5 m/s de velocidad promedio, mientras que los vientos entre 3,000 y 5,800 m muestran de enero a abril las mismas tendencias que los vientos superiores (>5,800 m), y de junio a diciembre, una distribución dispersa pero transicional entre los vientos superficiales y los vientos superiores (junio-diciembre) con velocidades entre 5 y 10 m/s.

Los vientos superiores (hasta 20,000 m) soplan de noviembre a abril del W y WSW; y de junio a septiembre del E (ENE, E y ESE) excepto en abril a los 10,900 m cuyo comportamiento es sumamente irregular. Los meses de mayo y octubre son de transición. Entre abril y mayo los vientos guardan el mismo patrón W y WSW hasta los 16,500 y de esta altitud hasta los 20,600 m, las direcciones son diametralmente opuestas (E y ENE). Estos vientos soplan a mayor velocidad, típicamente 10 a 15 m/s.

A partir de los 20,600 m los vientos provienen preferentemente del E (80°-100°) de abril a noviembre y aunque esta dirección persiste de diciembre a marzo, también se presentan vientos del W en estos últimos meses, que suelen ser más fuertes (hasta 20-30 m/s), particularmente entre julio y septiembre.

La topografía montañosa ejerce una gran influencia sobre los vientos a menos de 5,800 m, observándose una relativa homogeneidad en los patrones de viento arriba de esta cota.

Si se presentara una erupción de tipo estromboliano, entre octubre y mayo, las tefras se distribuirían preferentemente hacia el oriente del volcán (Estado de Puebla), mientras que en los meses de junio a septiembre, se distribuirían hacia el occidente (Estado de México). De acuerdo a las velocidades de viento a estas altitudes, la distribución de las tefras más finas podrían alcanzar hasta 100 km respecto a la fuente.

Por otra parte, si se considera una erupción de moderada a alta explosividad, es decir, de tipo vulcaniano a pliniano los vientos dominantes transportarían el material piroclástico correspondiente a la parte alta de la columna eruptiva hacia el sector occidental del volcán (Estado de México), excepto durante los meses de enero a marzo, en que se tienen vientos del W y WSW y entonces la distribución sería hacia el oriente (Estado de Puebla). El Estado de Morelos podría recibir lluvia de cenizas del volcán de acuerdo a patrones de viento bajos (superficiales), mientras que el Estado de Tlaxcala recibiría cenizas (muy finas) sólo en caso de una erupción estromboliana durante los meses de octubre a diciembre, debido a la dirección y velocidades de viento en esta época a 10,000 m de altitud. La Ciudad de México experimentaría lluvias de cenizas durante una erupción en los meses de junio a septiembre independientemente del tamaño de la erupción o de octubre a marzo si se trata de una columna subpliniana a pliniana.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la valiosa colaboración del personal del Servicio Meteorológico Nacional bajo la dirección del Ing. Guillermo Enrique Ortega Gil, a quien extendemos nuestra gratitud por su decidido apoyo, lo mismo que al Ing. Alfonso Medina. Nuestro agradecimiento al Ing. Victor Ramos, la M. en C. Gloria Herrera, los Sres. Guadalupe Rosales Huerta y los hermanos Jesus y Elías Martínez Osuna. Asimismo, damos las gracias al M en C. Ismael Perez García (Centro de Ciencias Atmosféricas, U.N.A.M.), por su apoyo en la descodificación de parte de los archivos. Esther Romero Terán y Luis Enrique Rayón Torres amablemente ayudaron en la labor de digitalizar parte de la información.

8. REFERENCIAS

- Allard, P., D. Dajlevic, y C. Delarue, 1989, Origin of carbon dioxide emanation from the 1979 Dieng eruption, Indonesia: implications for the origin of the 1986 Nyos catastrophe, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 39, 2-3, pp. 195-206.
- Baxter P.J., 1988, Lake Nyos, Cameroon: Medical Aspects of large Scale Volcanic gas Emissions, Kagoshima International Conference on Volcanoes, pp. 713-715.
- Baxter, P. J. y M. Kapila, 1989, Acute health impact of the gas release at Lake Nyos, Cameroon, 1986, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 39, 2-3, pp. 265-275.
- Bernstein R. S. y A.S. Buist, 1986, Health effects of volcanoes: an approach to evaluating the health effects of an environmental hazard, *American Journal of Public Health*, 96, supplement, pp. 1-90.
- Buist A.S., 1988, Evaluation of the Short and Long Term Effects of Exposure to Inhaled Volcanic Ash from MT. ST. Helens, Kagoshima International Conference on Volcanoes, pp. 709-712.
- Blong R.J., 1982, The time of darkness: Local legends and volcanic reality in Papua New Guinea, Australian National University Press, Canberra, 257 pp.
- Blong R.J., 1984, Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions, Academic Press, Orlando Florida, 424 pp.
- Carey S. y Sparks R.S.J., 1986, Quantitative Model of the Fallout and Dispersal of Tephra From Volcanic Eruption Columns, *Bull. Volc.* 48, pp. 109-125.
- Cas R.A.F. y Wright J.V., 1988, Volcanic Successions (Modern and Ancient): A Geological Approach to Processes, Products and Successions, Allen and Unwin, Londres, 528 pp.
- Casadevall T.J., 1991, Volcanic Hazards and Aviation Safety, *FAA Aviation Safety Journal*, Volume 2, Number 3, pp. 1-11.
- Casadevall T.J., 1993, Volcanic Ash and Airports, Discussions and Recommendations from the Workshop on Impacts of Volcanic Ash on Airport Facilities, Seattle, Washington, 52 pp.
- Casadevall T.J., 1994, The 1989-1990 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: impacts on aircraft operations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62, pp. 301-316.
- Casadevall T.J. De los Reyes P. y Schneider D.J., in press, The 1991 Pinatubo eruptions and their impacts on aircraft operations, in Punongbayan, R. and Newhall, C. G., eds., *The 1991 Eruption of Pinatubo Volcano*, Philippines, U.S. Geological Survey Professional Paper.
- Delgado H., M. Panfil, E. A. González, G. Uruñuela, P. Plunket, T. Gradner y M. Abrams, 1994, Lesson from Popocatepetl volcano (México): Ancient Settlement buried by lavas, mudflows, and air-fall deposits, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 75, 44, p.737.
- Fisher R.V., 1961, Proposed Classification of Volcaniclastic Sediments and Rocks, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, pp.1409-1414.

- Fisher R.V. y Schmincke H.-U., 1984, *Pyroclastic Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Gourgaud A., Camus G., Gerbe M.-C., Morel J.-M., Sudradjat A. y Vicent P.M., 1989, Eruption of Galunggung (Indonesia): A Case Study of Volcanic Hazards with Particular Relevance to Air Navigation, en: *Volcanic Hazards*, J. H. Latter (Ed.), pp. 151-162.
- Koizumi A., Yano E. J., Higashi H., y Nishi S., 1988, Health Effects of Volcanic Eruptions, Kagoshima International Conference on Volcanoes, pp. 705-712.
- Le Guern F., 1982, An Example of Health Hazard: People Killed by Gas during a Phreatic Eruption: Diëng Plateau (Java, Indonesia), February 20th 1979, *Bulletin Volcanologique*, Vol. 45-2, pp. 154-156.
- Newhall C. G. y Self S., 1982, The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *Jour. Geophys. Res.*, 87, pp. 1231-1238.
- Rees J.D., 1979, Effects of the eruption of Parícutin volcano on landforms, vegetation, and human occupancy, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K., Grayson, Academic Press, New York, pp. 249-292.
- Shirakawa M., 1988, Experimental studies on the Effects of MT. Sakurajima Volcanic Ashes on the Respiratory Organs, Kagoshima International Conference on Volcanoes, pp. 720-722.
- Siebe C., J. L. Macías, M. Abrams, S. Rodríguez, R. Castro y H. Delgado, 1995 (en prensa), *Explosive Volcanism in Central-Eastern México*, Geological Society of America, Field Guide Book.
- Sigurdsson H., Devine J. D., Tchoua F. M., Presser T. S., Pringle M. K. W., y Evans W. C., 1987, Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroon, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 31, pp. 1-16.
- Sigvaldson G. E., 1989, International Conference on Lake Nyos Disaster, Yaoundé, Cameroon 16-20 March, 1987: Conclusions and Recommendations, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 39, 2-3, pp. 97-108.
- Simkin T., Seibert L., McLelland L., Bridge D., Newhall C. G., y Latter J. H., 1981, *Volcanoes of the world*, Smithsonian Institution, Hutchinson Ross Pub. Co., Stroudsberg, Pa., 232 pp.
- Smith W. S., 1983, High altitude conk out, *Natural History*, 92, 11, pp. 26-34.
- Sparks R.S.J., 1986, The dimensions and Dynamics of Volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol.*, 48, pp. 3-15.
- Sparks R.S.J. y Wilson, L. 1976, A model for the Formation of Ignimbrite by Gravitational Column Collapse, *J. Geol. Soc. London*, pp. 441-452.
- Tilling R.J., 1993, *Monitoring active volcanoes*, U.S. Geol. Surv. General-Interest Publications Series, 125 pp.
- Waitt R.B., Masting L.G., 1994, Velocities and Spin of Hydromagmatic Ballistics from MT. Spurr (Alaska), *International Volcanological Congress*, Ankara, Turquía, p.83.
- Wilson C.J.N., 1980, The Role of Fluidisation in the Emplacement of Pyroclastic Flows: An experimental approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, pp. 231-240.

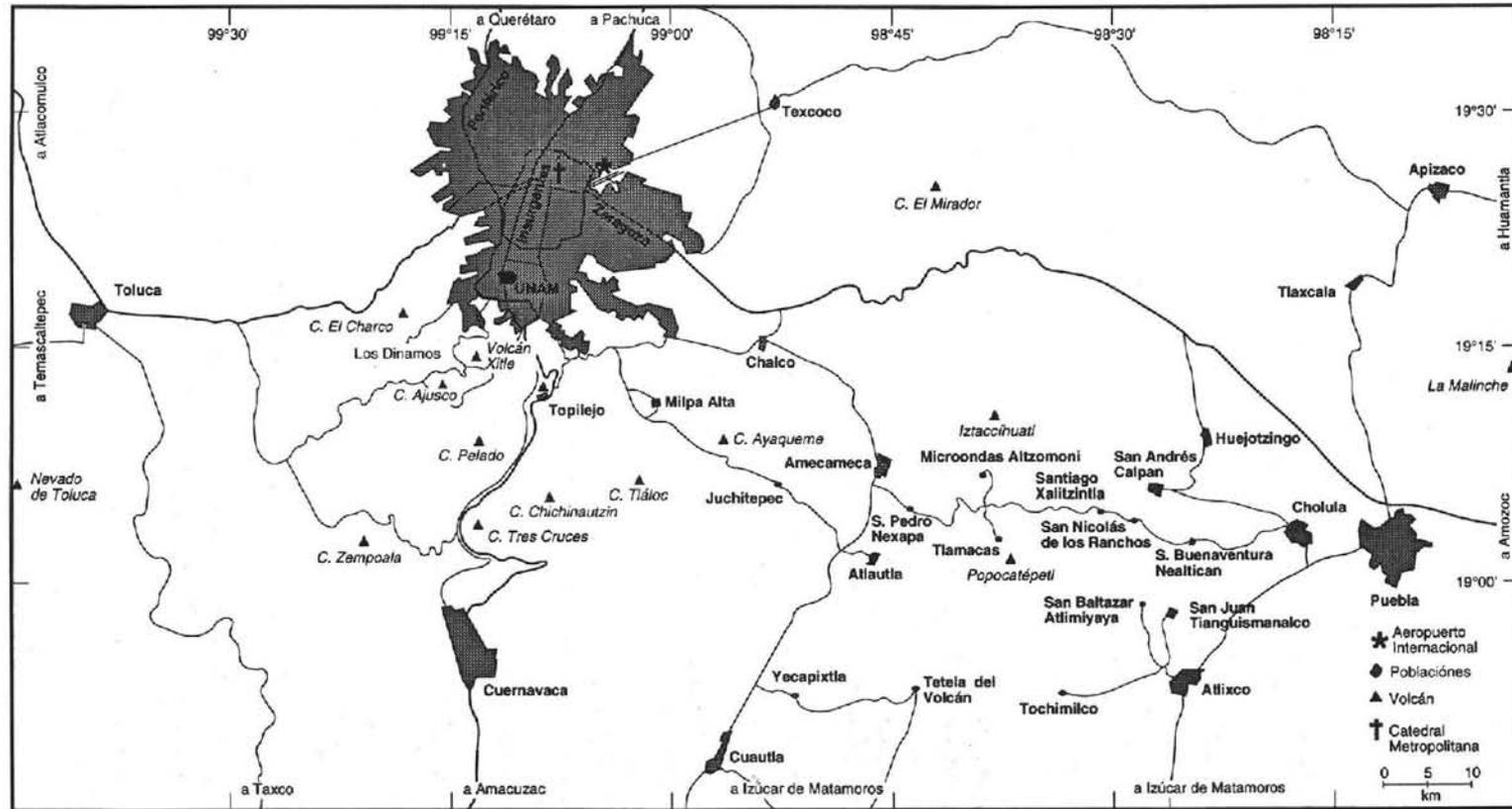


Figura 1. Mapa de localización del volcán Popocatepetl y principales centros de población

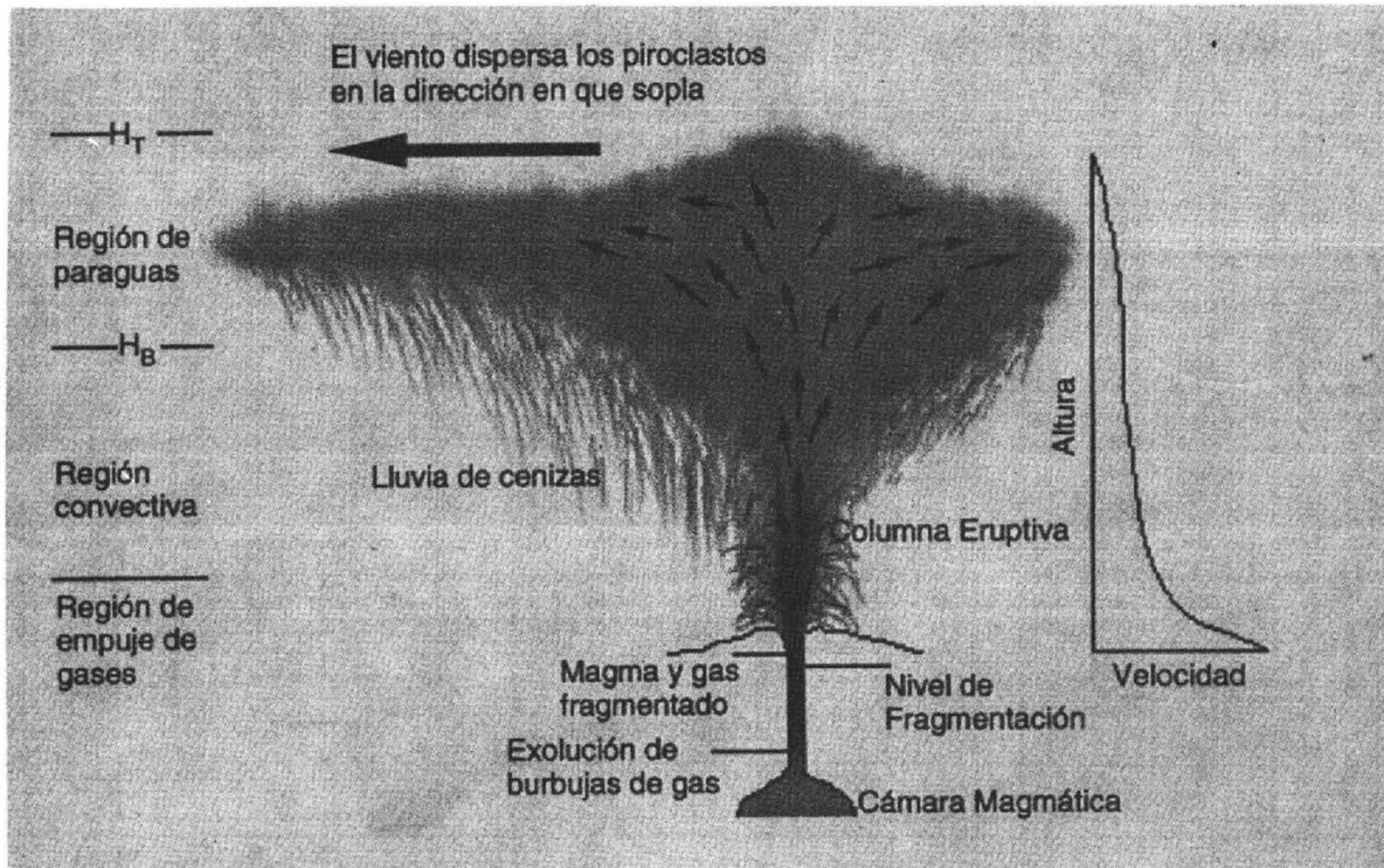


Figura 2. Características principales de una columna eruptiva. La convención hace que las partículas lleguen hasta la altura H_B ; el desplazamiento lateral se lleva a cabo arriba de H_B , con el material moviéndose hacia afuera radialmente. El momento de las partículas hace que algunas de éstas lleguen hasta la altura H_T . Los vientos posteriormente, flexionan la columna en la dirección en que soplan y transportan las cenizas distribuyéndolas de acuerdo a su velocidad, densidad y volúmen del material (Modificado de Sparks, 1986; Carey y Sparks, 1986; Wilson, 1980).

PATRÓN DE VIENTOS MENSUAL

(ALTURA MENOR A 5500 METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR)

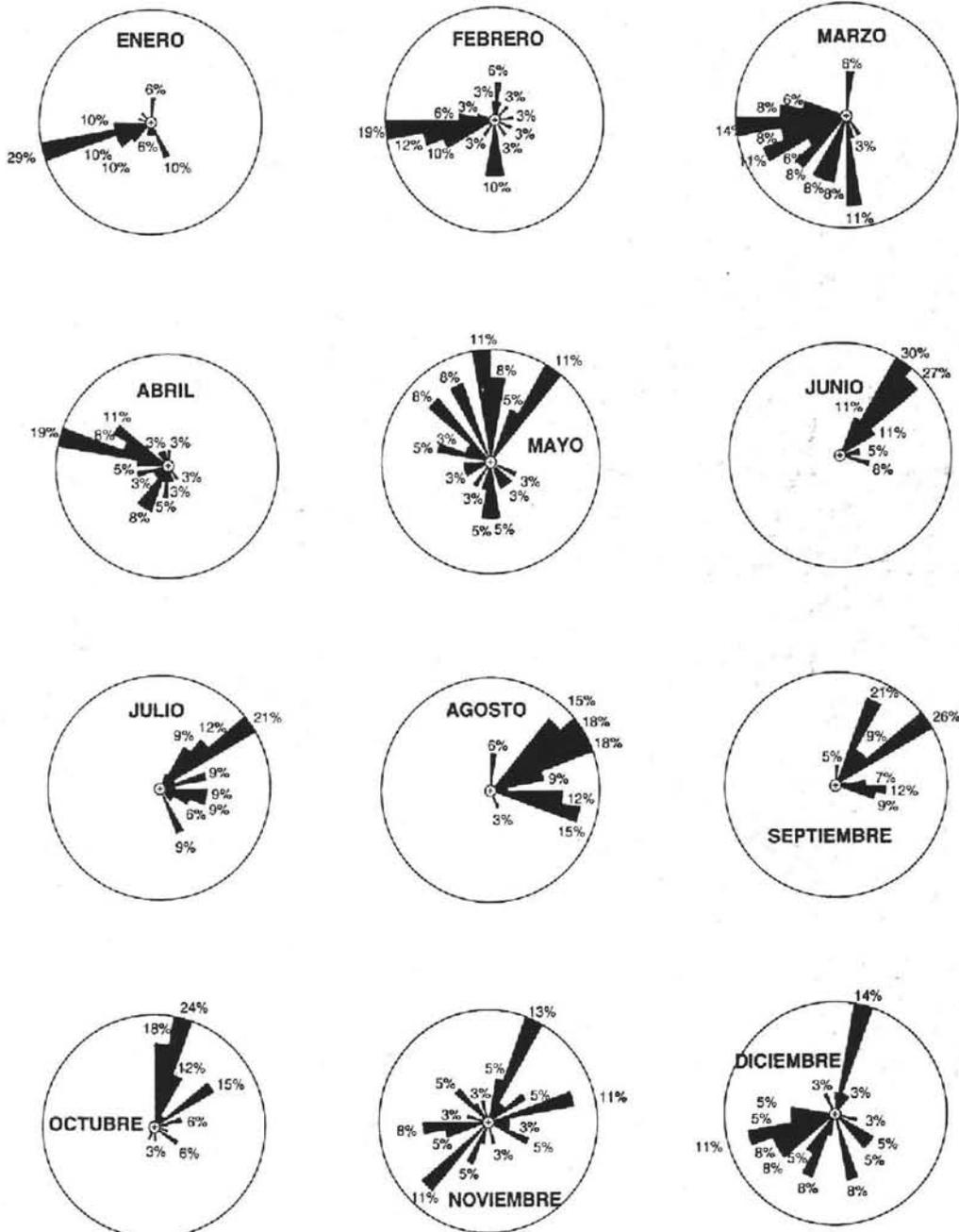


Figura 3. Patrón de vientos bajos. Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan mensualmente debajo de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en por ciento, cada barra representa un rango de 10°. Datos de 1976-1982.

PATRON DE VIENTOS MENSUAL

(ALTURA MAYOR A 5500 METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR)

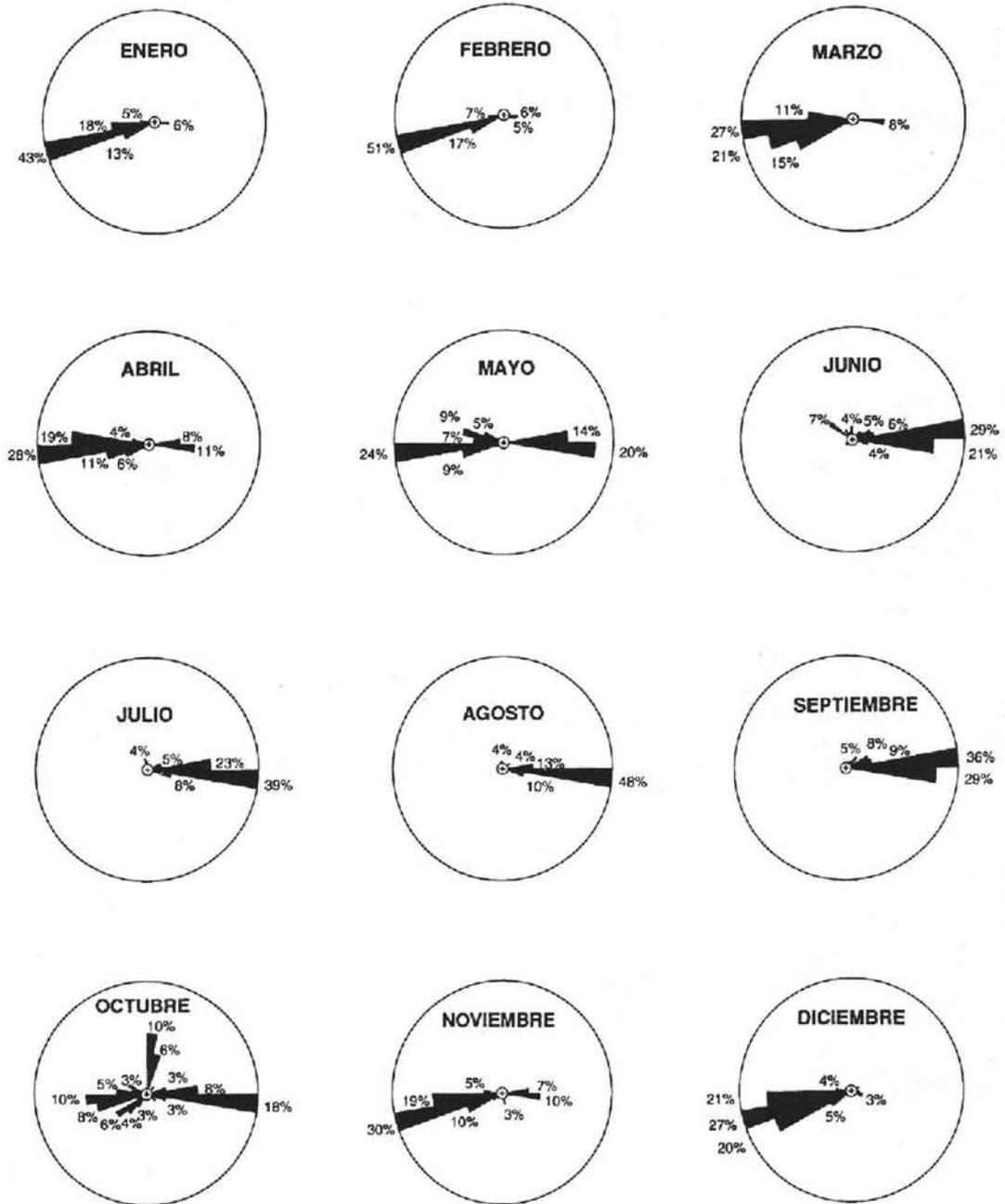


Figura 4. Patrón de vientos bajos. Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan mensualmente arriba de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en por ciento. Datos de 1976-1982.

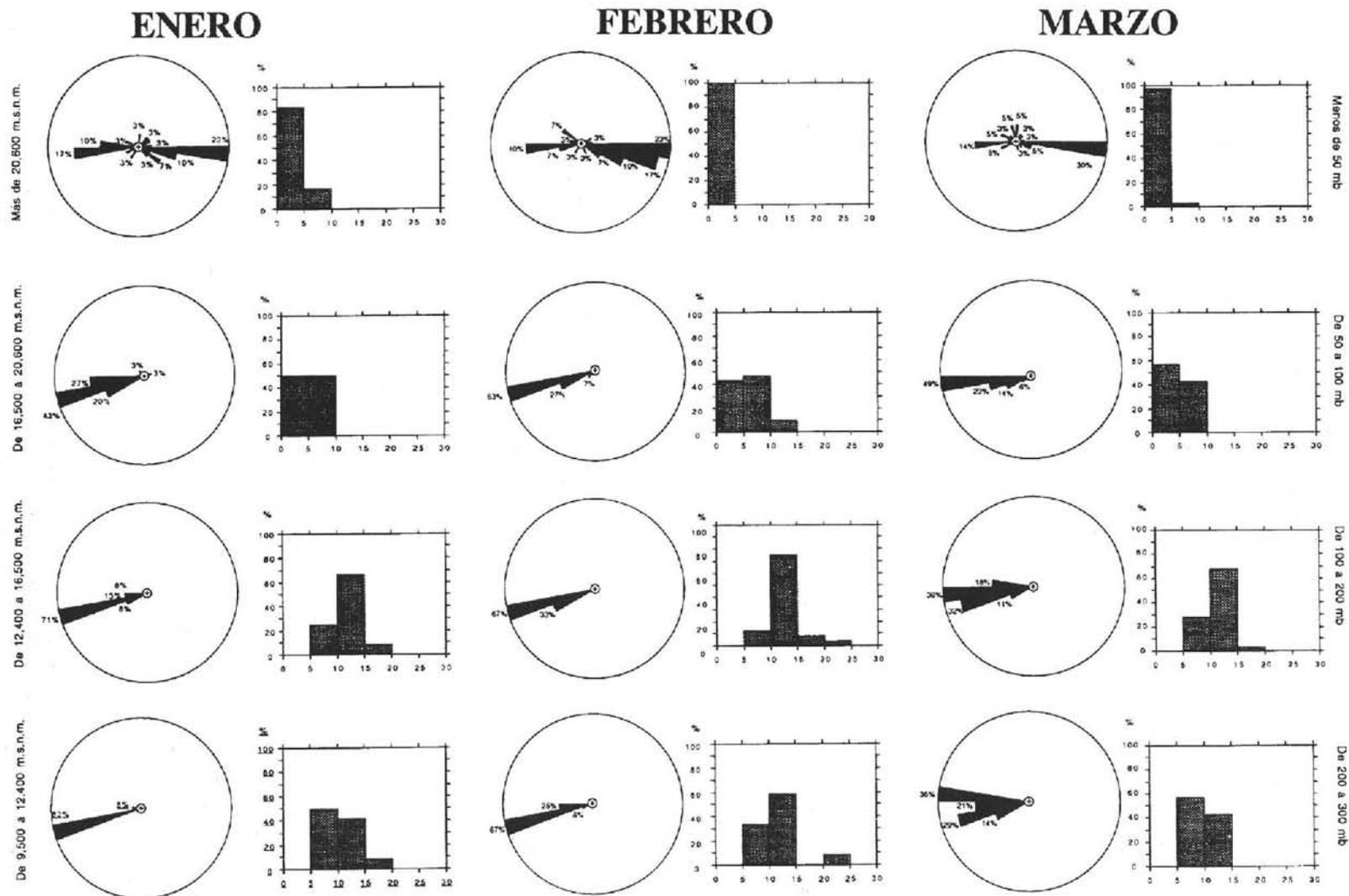


Figura 5.A. Patrones de viento por estratos. Los histogramas circulares muestran la dirección del viento indicando su frecuencia en por ciento y los histogramas rectangulares muestran la frecuencia de la velocidad del viento en m/s, para ocho estratos en los que se analizó información de los niveles incluidos en cada uno. Histogramas enero-marzo.

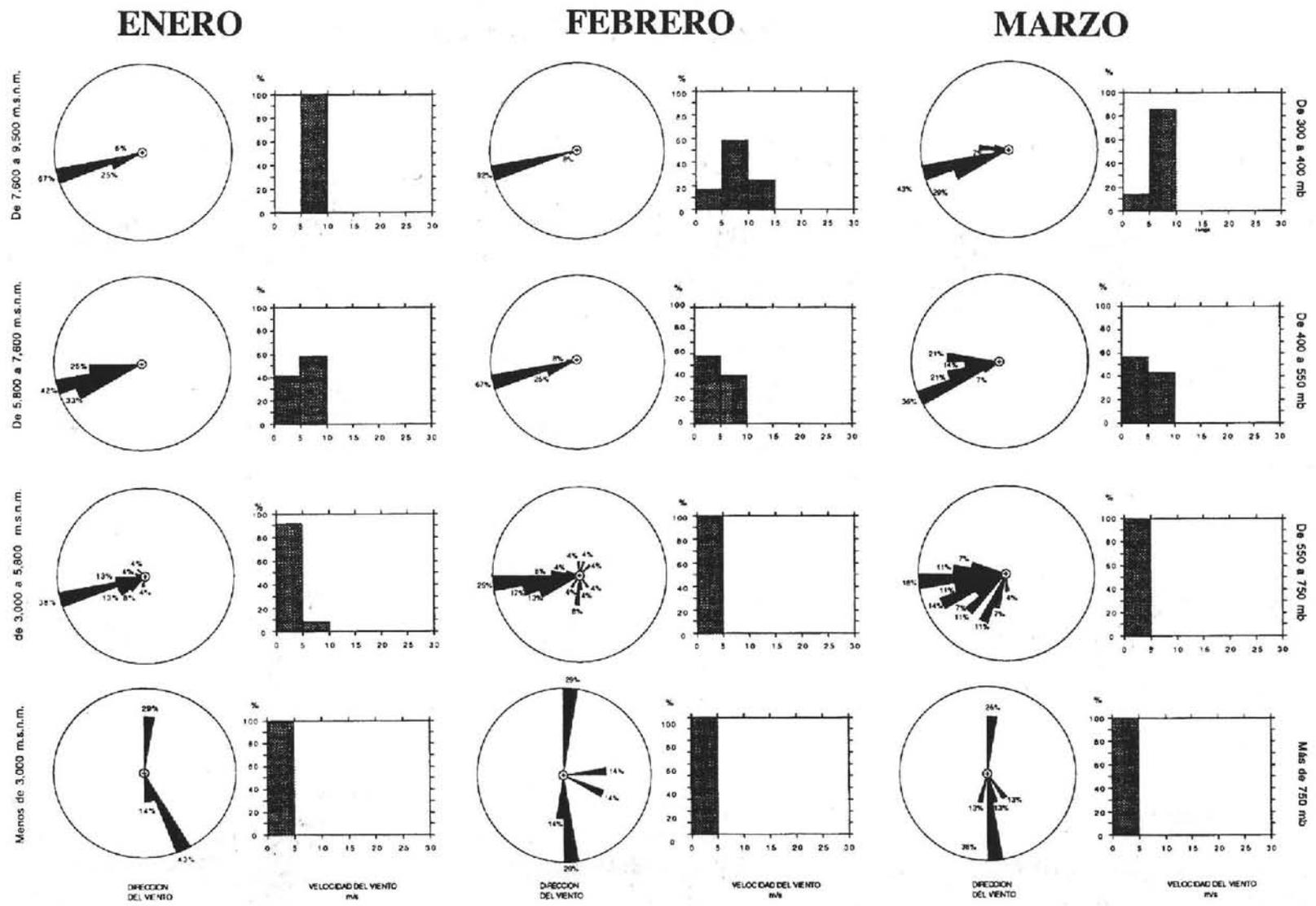


Figura 5.A. (Continuación). Histogramas enero-marzo.

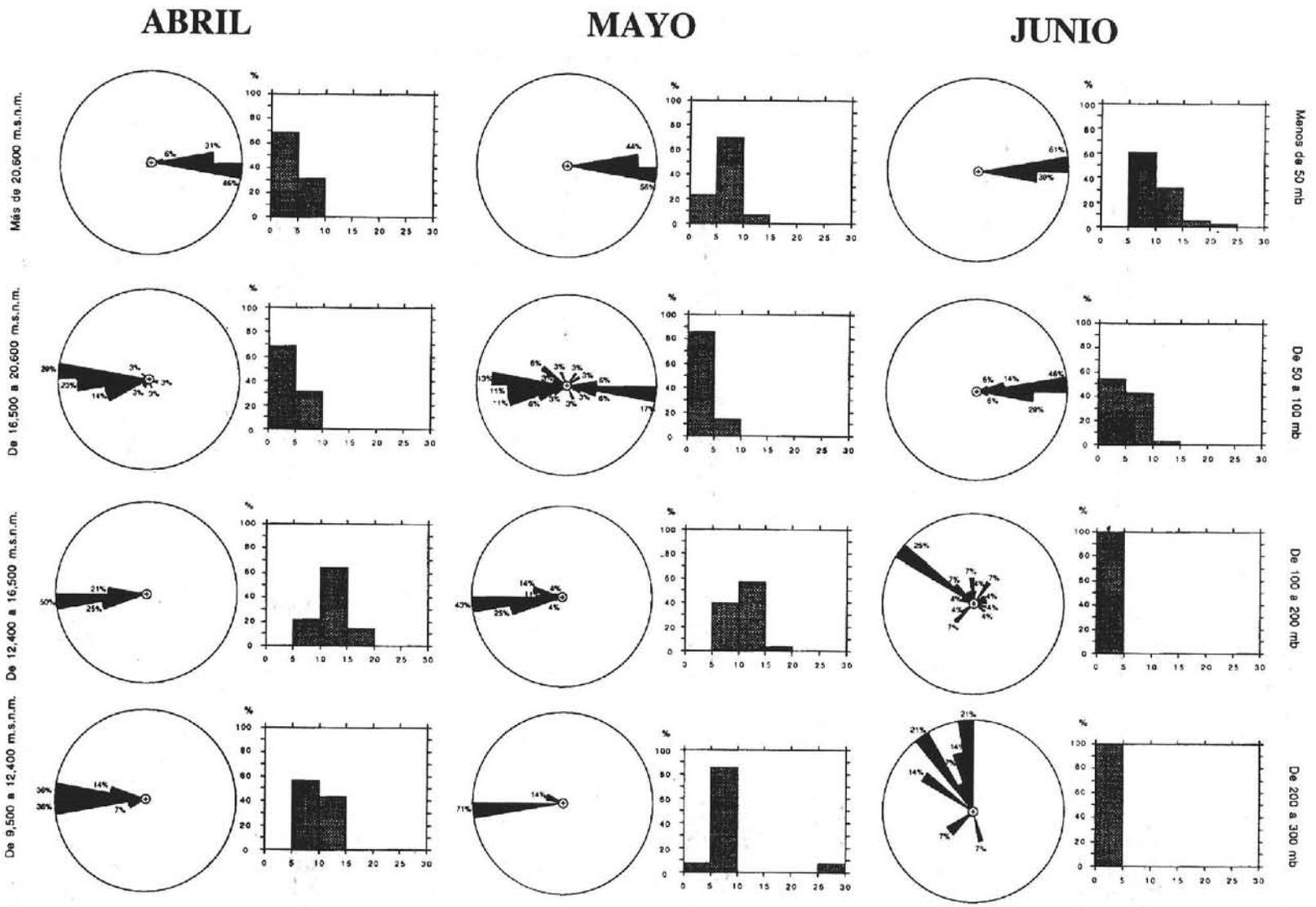


Figura 5.B. Histogramas abril-junio.

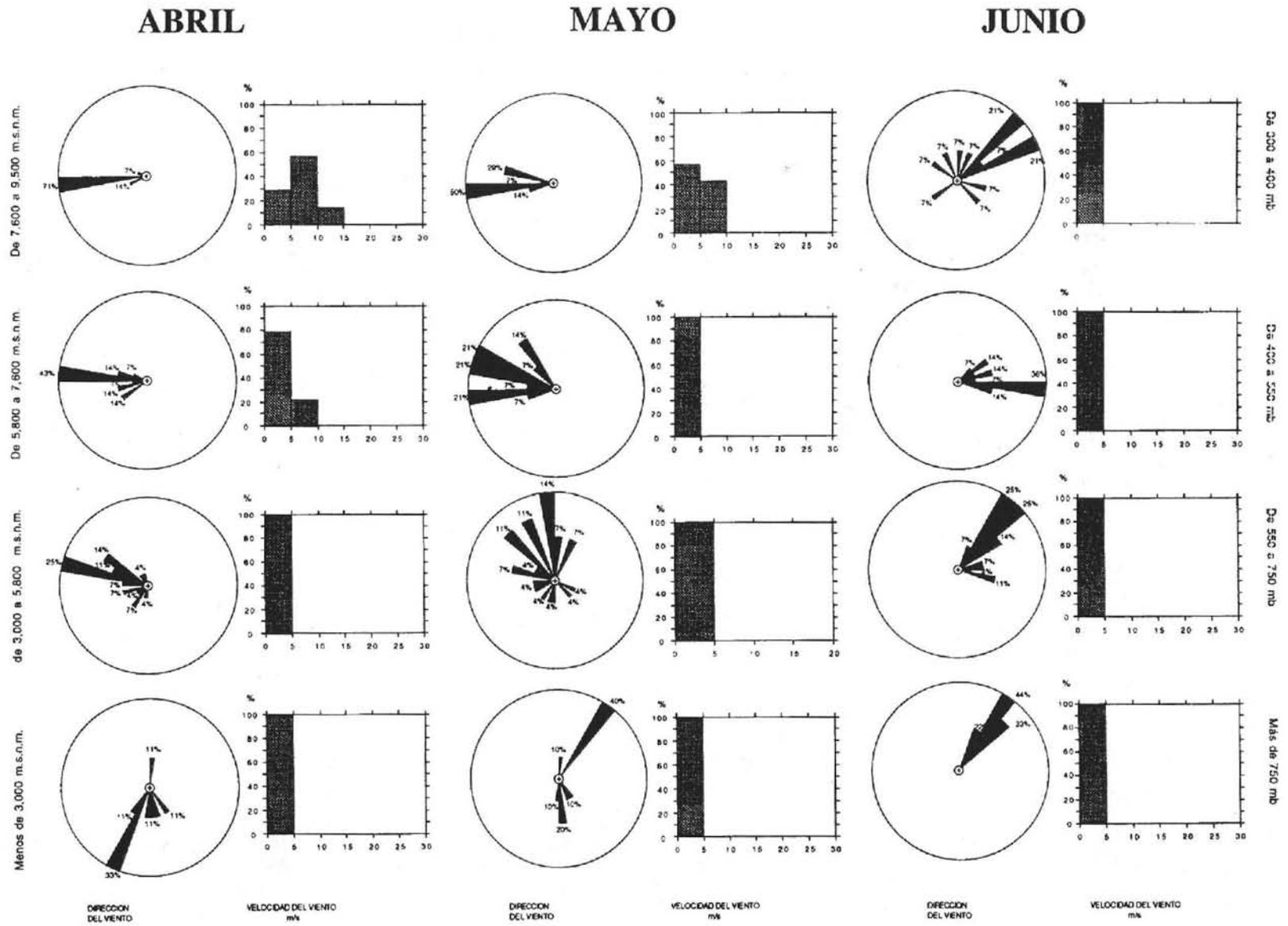


Figura 5.B. (Continuación). Histogramas abril-junio.

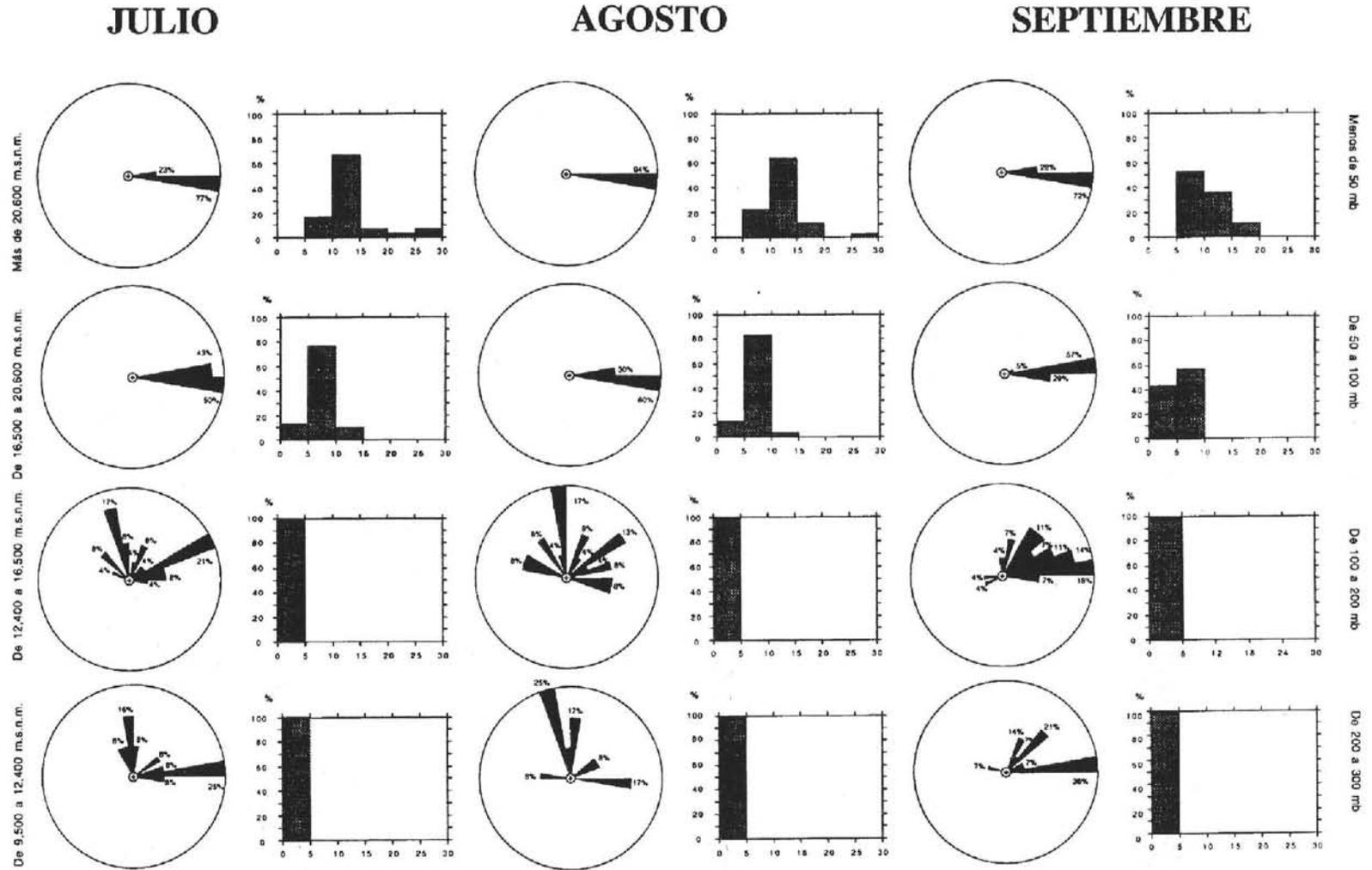


Figura 5.C. Histogramas julio-septiembre..

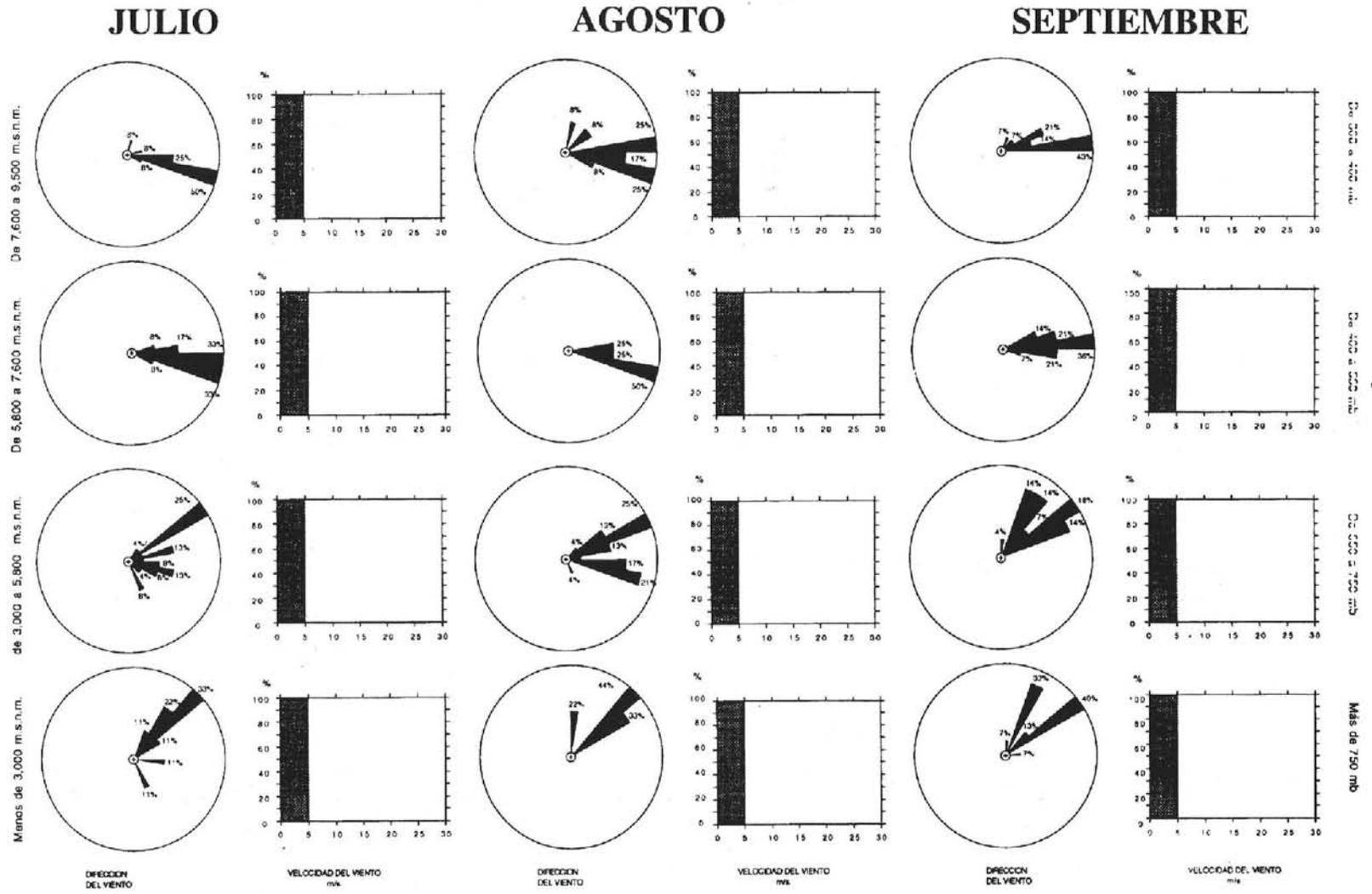


Figura 5.C. (Continuación). Histogramas julio-septiembre.

OCTUBRE

NOVIEMBRE

DICIEMBRE

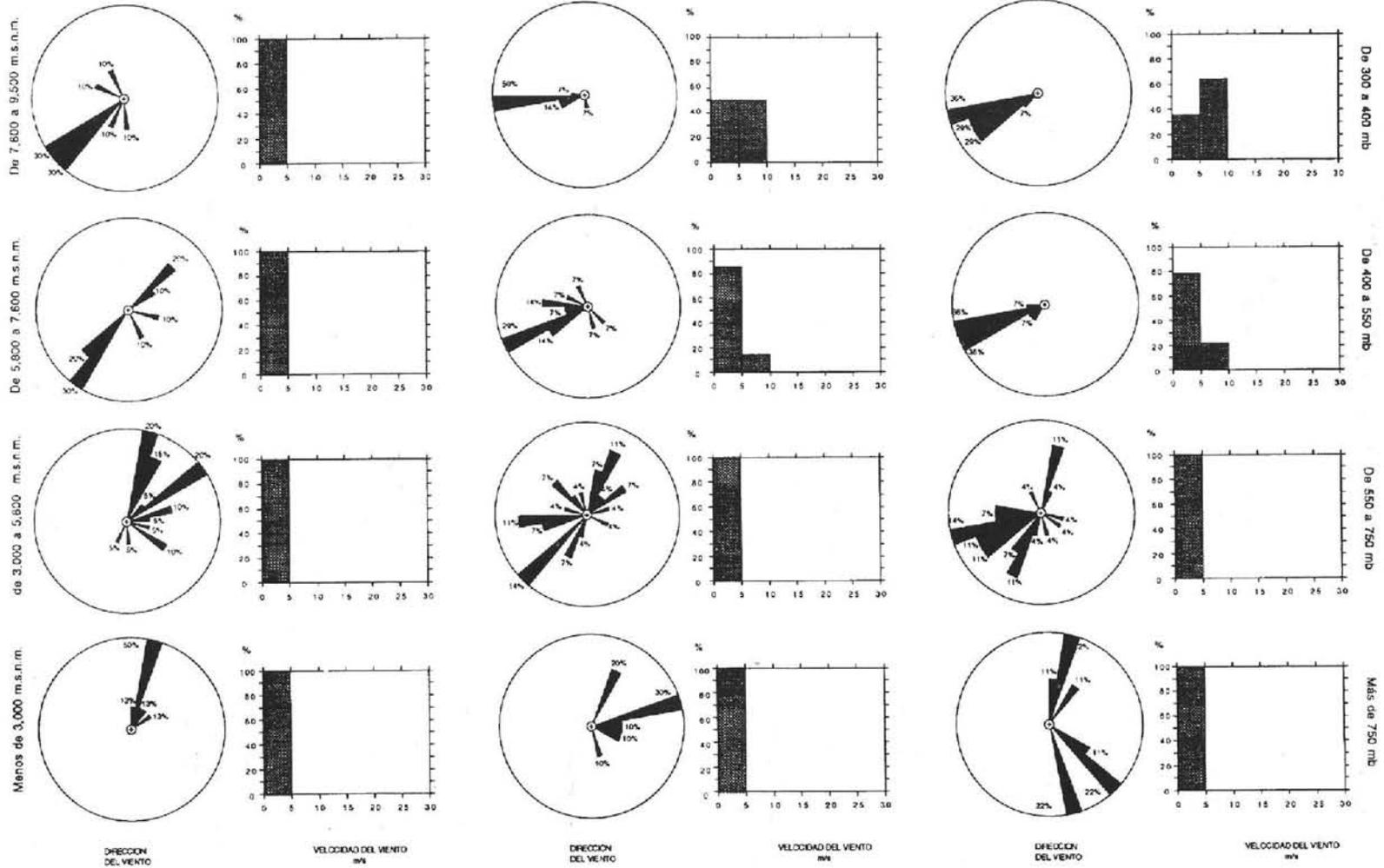


Figura 5.D. (Continuación). Histogramas octubre-diciembre.

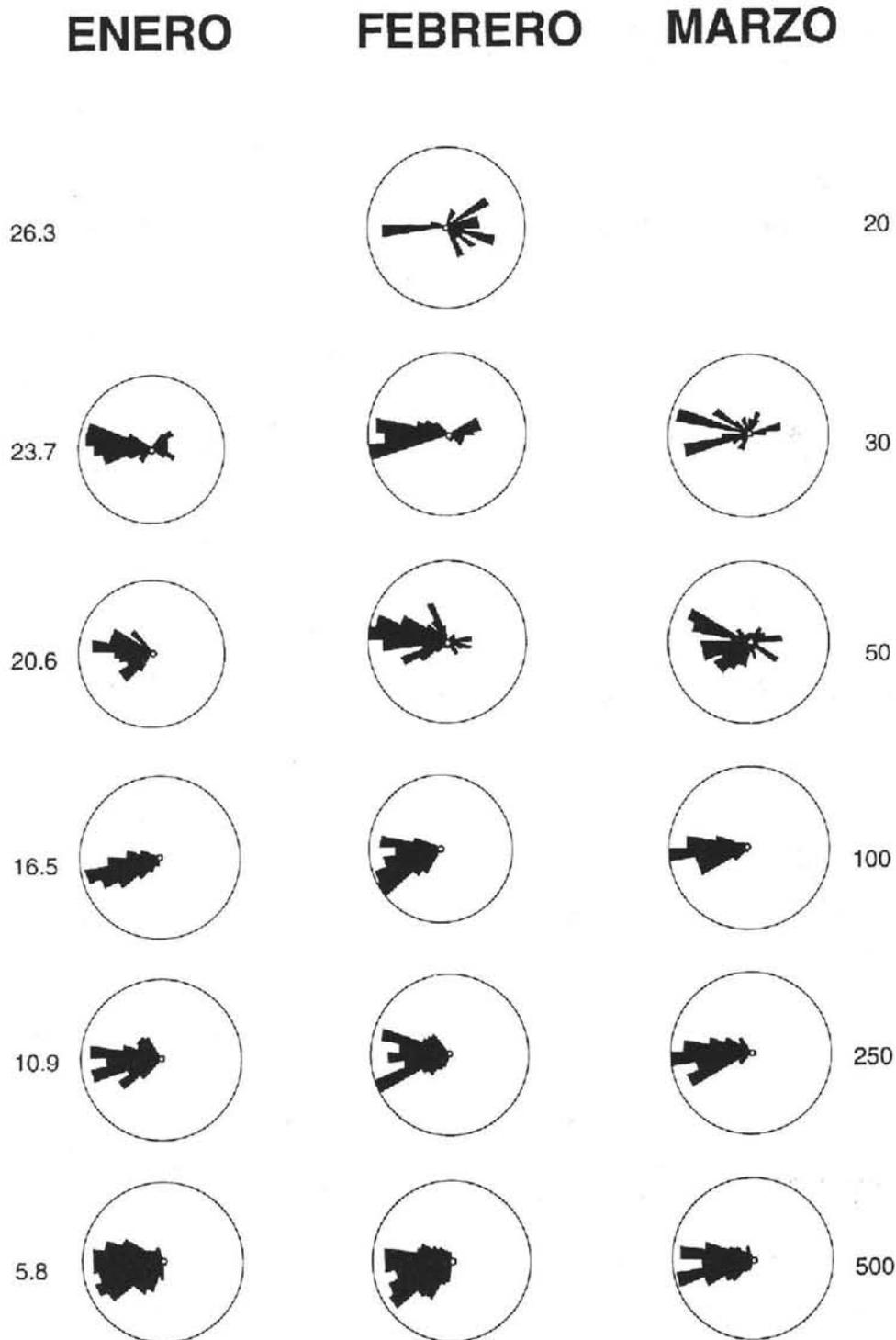


Figura 6. A. Patrones de viento por niveles seleccionados. Los histogramas circulares indican la procedencia del viento directamente de los datos de un nivel dado. Histogramas enero-marzo.

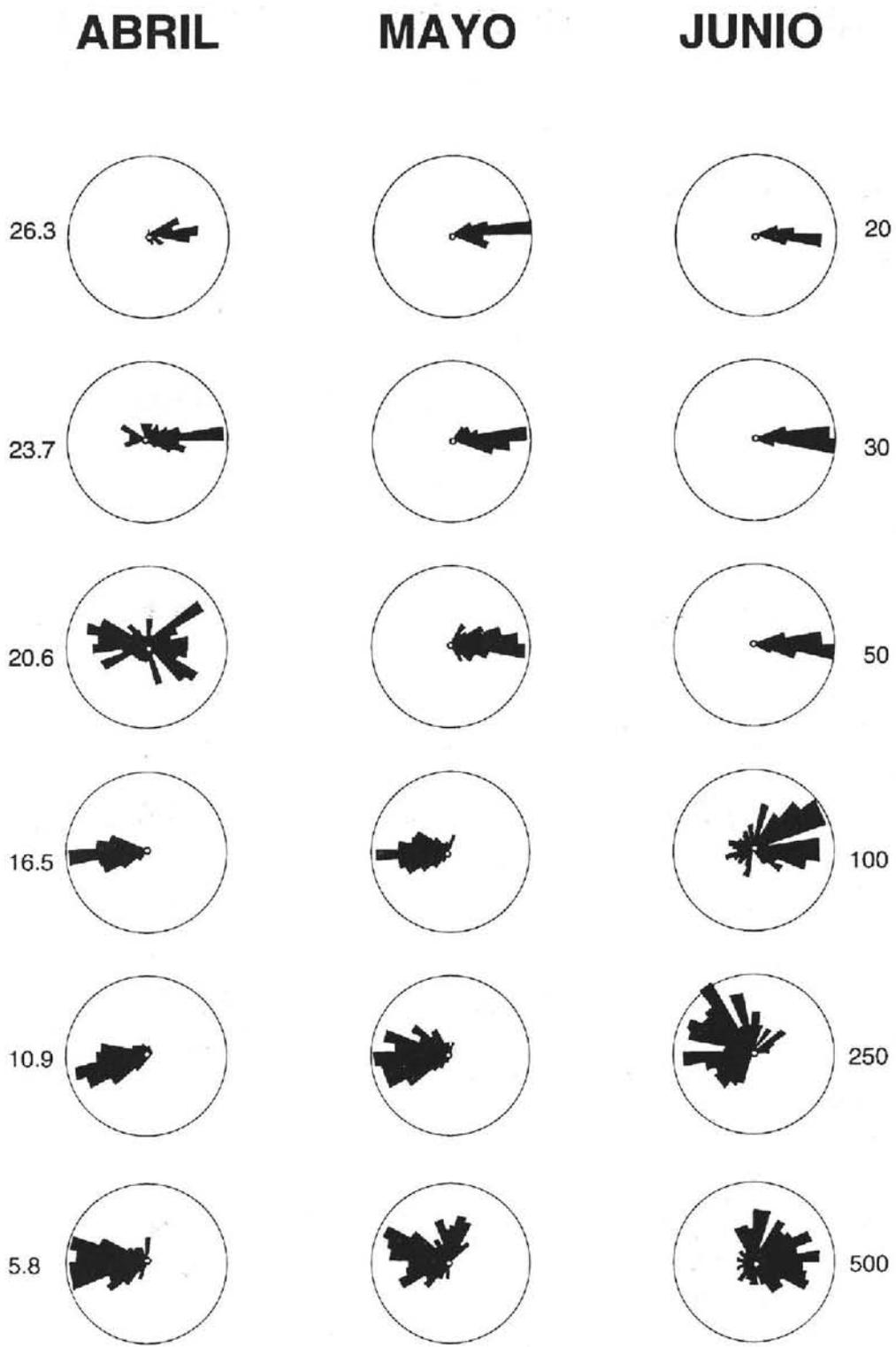


Figura 6. B. Histogramas abril-junio.

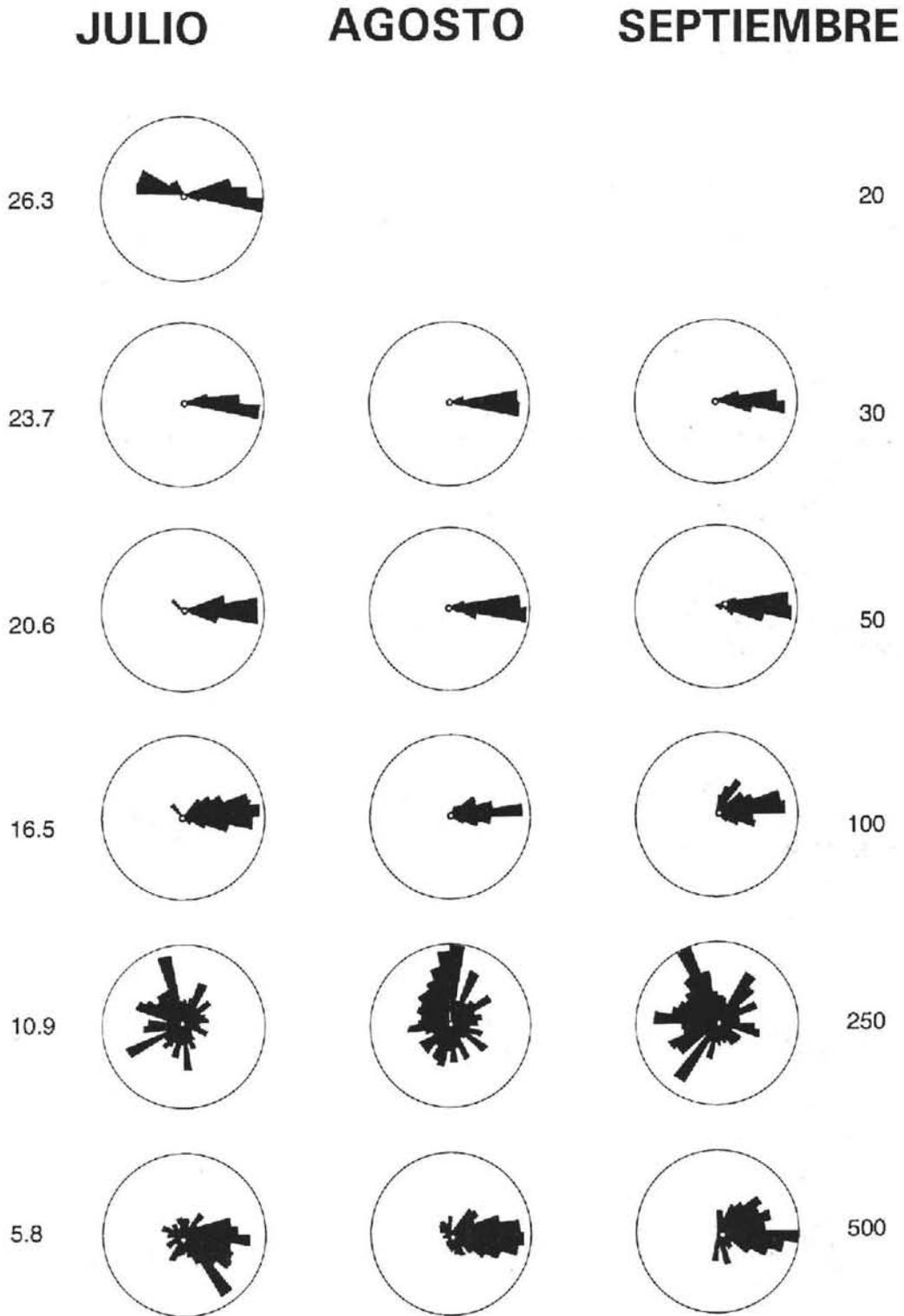


Figura 6. C. Histogramas julio-septiembre.

OCTUBRE

NOVIEMBRE

DICIEMBRE

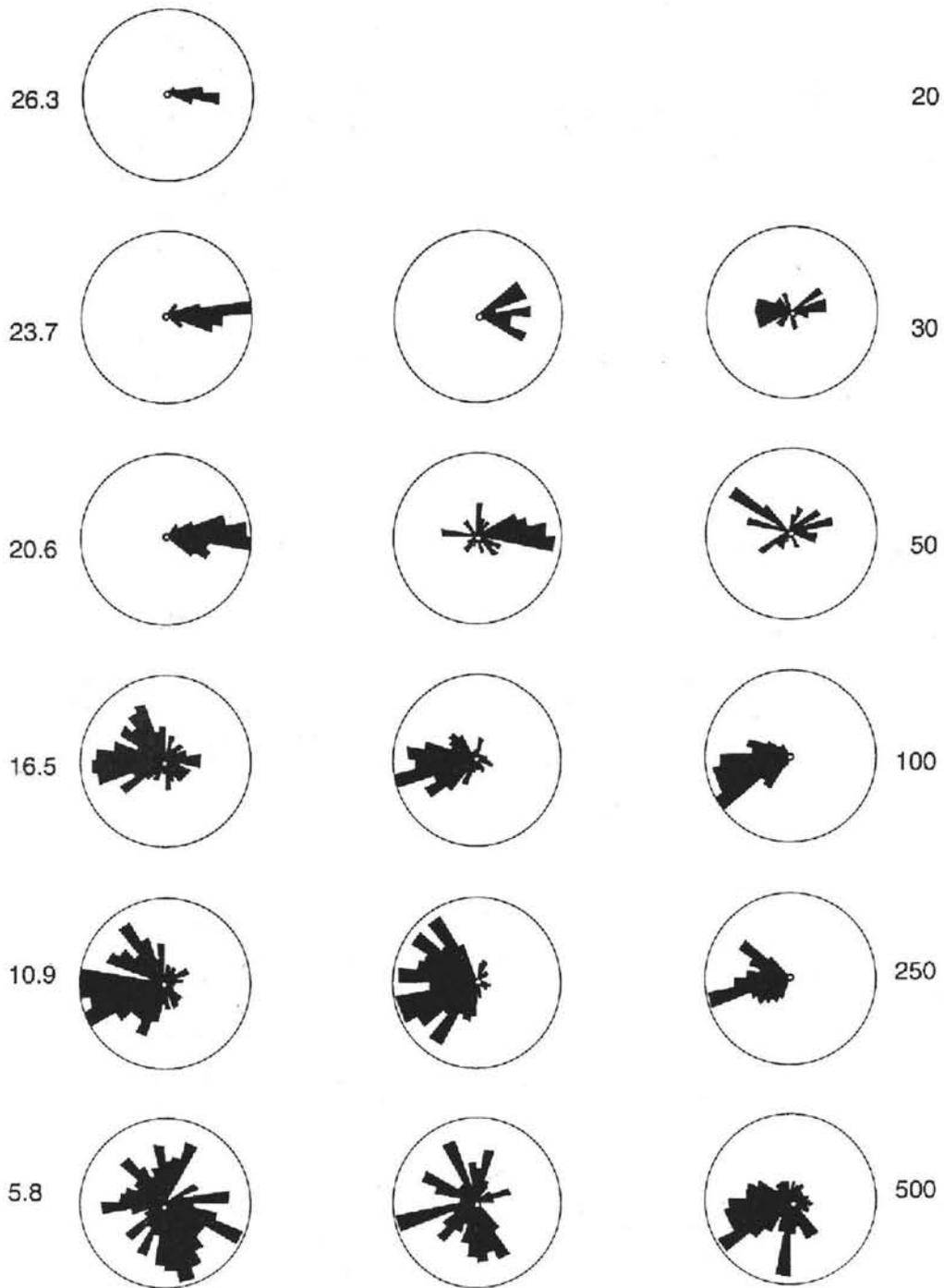


Figura 6. D. Histogramas octubre-diciembre.

CORTE TRANSVERSAL DE VIENTOS MEXICO-VERACRUZ 1993

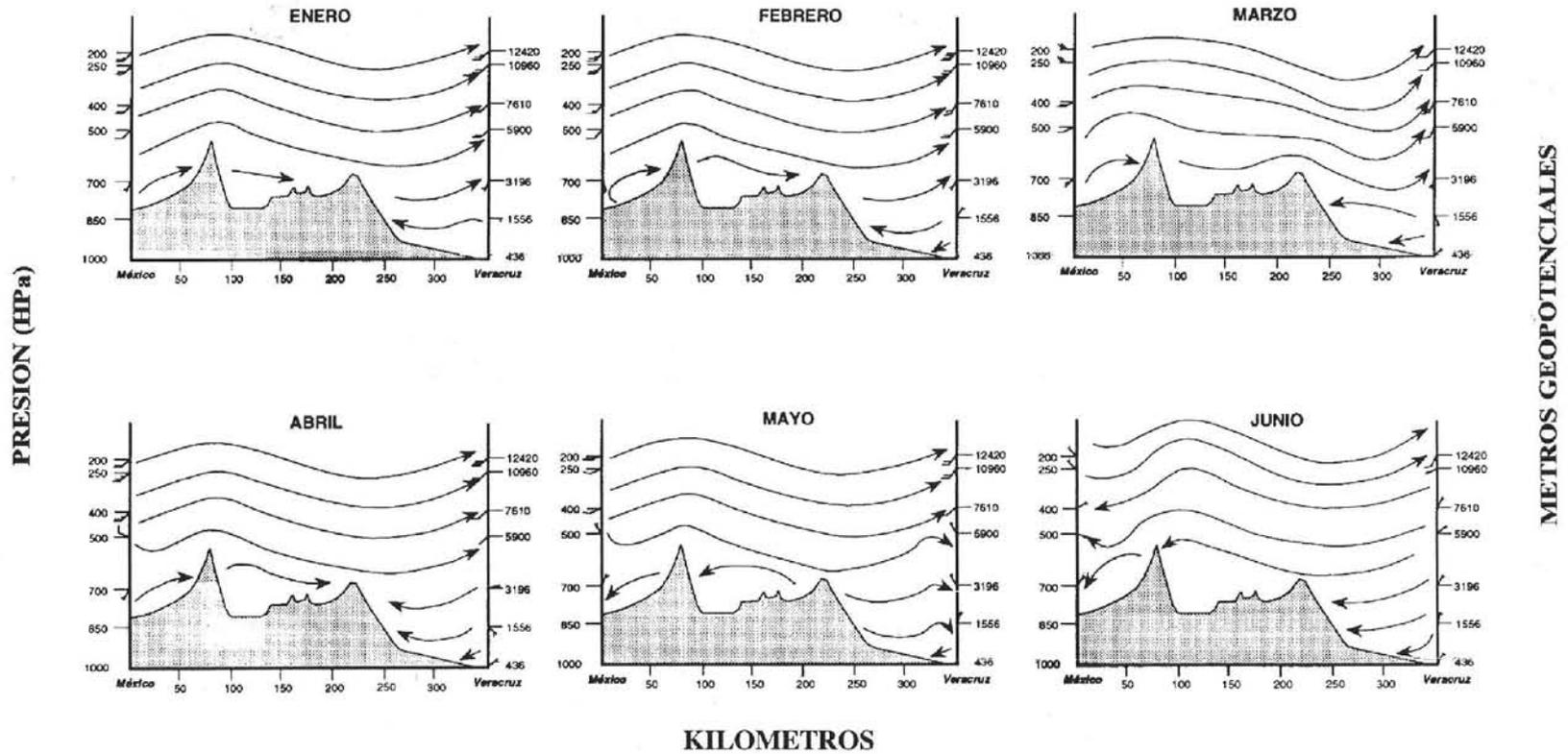


Figura 7. Corte transversal de vientos México-Veracruz para el año de 1993. La presión está dada en milibars (HPa) y su equivalente aproximado en metros (equipotenciales).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción de la erupción	no explosiva	pequeña	moderada	moderada-grande	grande	muy grande	_____		
Volúmen de piroclastos (m ³)	<10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁷	10 ⁷ -10 ⁸	10 ⁸ -10 ⁹	10 ⁹ -10 ¹⁰	10 ¹⁰ -10 ¹¹	10 ¹¹ -10 ¹²	>10 ¹²
Altura de la columna (km) ^a	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25	_____		
Clasificación	_____ Estrombolliana _____		_____			_____ Pliniana _____			
	_____ Hawaiiiana _____		_____ Vulcaniana _____			_____ Ultra-Pliniana _____			
Duración (horas de explosiones continuas)	_____ <1 _____		_____ 1-6 _____			_____ 6-12 _____			
	_____ >12 _____								
Inyección a la Tropósfera	desprezable	menor	moderada	substantial	_____				
Inyección a la Estratósfera	no	no	no	posible	definitiva	significativa	_____		
Erupciones ^b	443	361	3108	720	131	35	16	1	0

^a para VEI 0 - 2, la altura está dada en km sobre el borde del crater, para VEI 3 - 8, la altura está dada en km sobre el nivel del mar

^b numero de erupciones totales en el catálogo de volcanes activos.

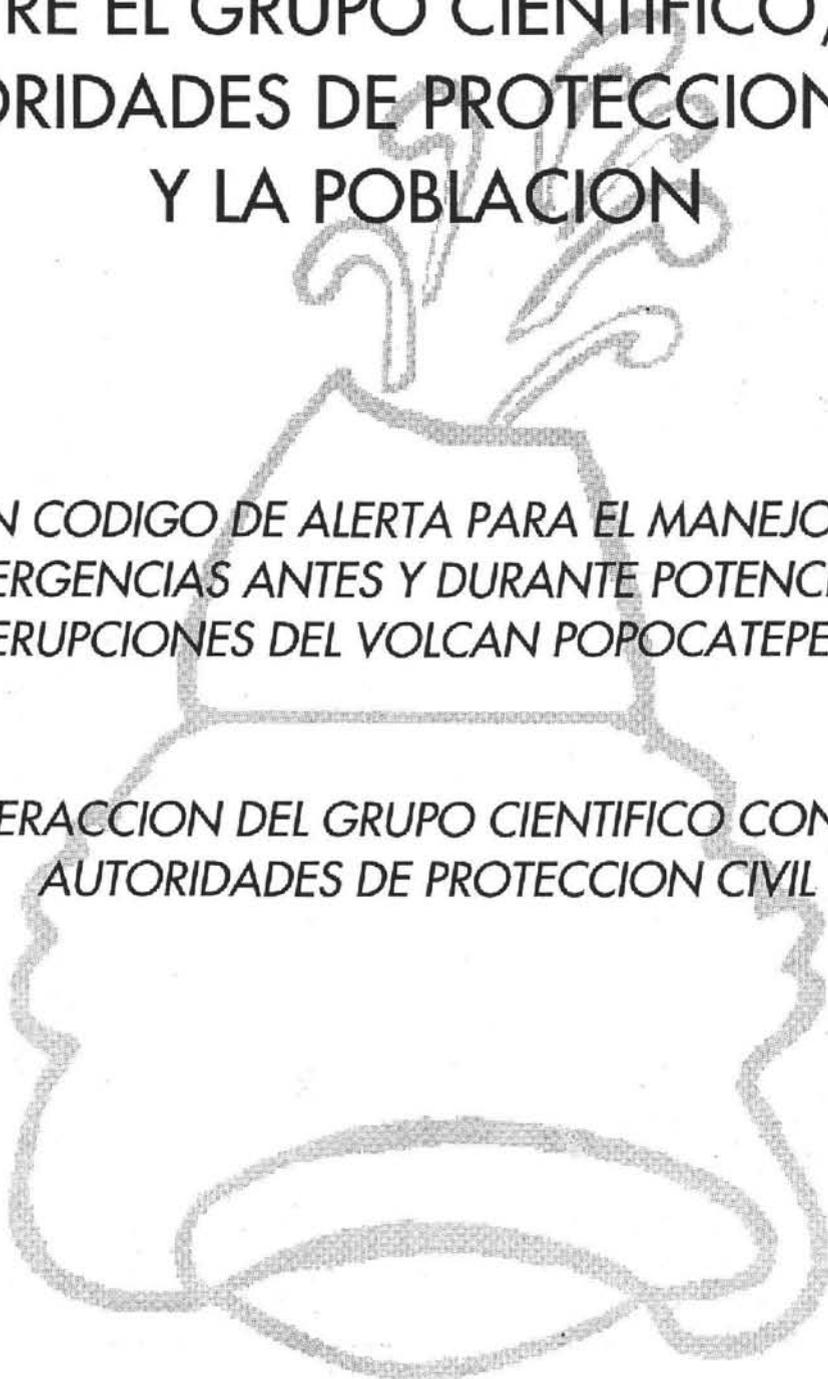
Tabla 1. Índice de Explosividad Volcánica. Esquema de clasificación de Newhall y Self (1982). El catálogo de volcanes activos que se menciona es el de Simkin et al. (1981).

CAPITULO VII

ASPECTOS DE COMUNICACION ENTRE EL GRUPO CIENTIFICO, LAS AUTORIDADES DE PROTECCION CIVIL Y LA POBLACION

*UN CODIGO DE ALERTA PARA EL MANEJO DE
EMERGENCIAS ANTES Y DURANTE POTENCIALES
ERUPCIONES DEL VOLCAN POPOCATEPETL*

*INTERACCION DEL GRUPO CIENTIFICO CON LAS
AUTORIDADES DE PROTECCION CIVIL*



UN CODIGO DE ALERTA PARA EL MANEJO DE EMERGENCIAS ANTES Y DURANTE POTENCIALES ERUPCIONES DEL VOLCAN POPOCATEPETL

S. De la Cruz-Reyna¹

1. ANTECEDENTES

El manejo de una emergencia volcánica representa un serio reto para aquellos responsables de la salvaguarda de la población. La complejidad del problema, que involucra un fenómeno natural -como lo son las erupciones volcánicas- que se manifiesta de muy diferentes formas, en ocasiones imprevisitas, y que puede afectar a un gran número de personas de muy diversas maneras y que puede así mismo dañar o interrumpir la intrincada red de relaciones y comunicaciones que constituyen el tejido de la sociedad, requiere un enfoque formal, que permita encarar los múltiples aspectos de ese problema de una manera funcional y eficaz.

La responsabilidad involucrada en la toma de decisiones concernientes a posibles desplazamientos de población en ciertas regiones, a *no* desplazar a la población de otras, o al retorno a zonas de riesgo tras una evacuación es muy alta y requiere de un marco teórico que permita formalizar esos aspectos. En particular, el problema de la comunicación requiere de un enfoque específico. El lenguaje utilizado por los especialistas en vulcanología, responsables de evaluar el estado de actividad del volcán y de pronosticar las posibles formas en que ese estado evolucione, es diferente al de aquellos responsables de salvaguardar a la población, esto es al de Protección Civil. Estos lenguajes a su vez difieren y pueden ser incomprendidos o malinterpretados en distintos grados por diferentes sectores de la población en riesgo.

La necesidad de contar con un lenguaje común, que permitiera al grupo técnico-científico transmitir a Protección Civil la información sobre el estado de actividad del volcán y de los peligros que ese estado podría involucrar, de una manera breve, precisa y sin ambigüedades, y la transferencia de esa información de Protección Civil hacia la población vulnerable, añadida con la toda la información relevante a las medidas protectivas a tomar, llevó a Protección Civil a solicitar al Comité Técnico-Científico el diseño de un código de alerta en el cual basar el diseño de su Plan de Operaciones para el Manejo de Emergencias del Volcán Popocatepetl. Cabe aclarar que en dicho Plan se emplea para la comunicación a la población una versión simplificada de este Código de Alerta, cuyo ámbito se limita por tanto a la comunicación entre el Comité Técnico-Científico y las autoridades de Protección Civil y no se utiliza para la información a la población.

Aquí se presentan en forma breve algunos conceptos básicos utilizados en el diseño del código de alerta volcánica. Tal vez, la característica más importante de este código es su organización en dos partes: Una estructura de seis niveles, del 0 al 5, que permite al grupo técnico-científico calificar el estado de riesgo del volcán por medio de una escala relativamente fina, y comunicarlo de esta forma a las autoridades de Protección Civil. La otra estructura, de tres niveles, permite a las autoridades de Protección Civil condensar esa información y transmitirla a la población en forma clara, precisa y sin posibilidades de confusión, el estado de riesgo del volcán y las medidas protectivas que deben ser adoptadas. La sencillez de esta estructura ha permitido incorporar esta escala simplificada al lenguaje cotidiano de la población en las regiones vulnerables como el Semáforo de Alerta Volcánica.

¹ Instituto de Geofísica UNAM y Centro Nacional de Prevención de Desastres

2. MARCO TEORICO

El *peligro volcánico* puede ser considerado como la posibilidad de que un fenómeno volcánico de carácter destructivo pueda ocurrir en algún momento del futuro mediato o inmediato. El *riesgo volcánico* es un concepto más amplio, que debe incluir además una medida de los posibles efectos adversos del fenómeno sobre regiones específicas alrededor del volcán con potencial de actividad.

El riesgo volcánico puede expresarse como un nivel, medido en términos de una variable estadística **R**, la cual es a su vez proporcional a otras tres cantidades (Fournier d'Albe, 1979; Peterson, 1988):

La probabilidad **P** de que un fenómeno volcánico específico afecte una región determinada en un tiempo determinado (*i.e.*, el peligro volcánico).

El valor **S** de los bienes sujetos a pérdidas, como pueden ser por ejemplo, la fracción del número de vidas humanas, bienes raíces, fuentes de producción, etc. en una región determinada que se encuentran en el área de riesgo.

La vulnerabilidad **V** de esos bienes, es decir la proporción en que pueden ser dañados los valores **S** si se presenta el fenómeno cuya probabilidad de ocurrencia es **P**.

El riesgo puede ser efectivamente reducido por medio de una respuesta social o *preparación* **Q**, que involucra una serie de medidas para reducir la vulnerabilidad y el valor vulnerable, y con ello el riesgo.

El Riesgo volcánico puede entonces expresarse como

$$R = \frac{P \times V \times S}{Q}$$

Esto implica que el grado de preparación puede efectivamente reducir el riesgo por medio de una reducción de la vulnerabilidad o del valor expuesto.

La reducción óptima de la vulnerabilidad en situaciones donde la reubicación de la población y otros bienes vulnerables es imposible, se logra por métodos de defensa activa que involucran un concepto de convivencia con el volcán bajo ciertas condiciones de riesgo "aceptable". En este caso "aceptable" significa que la probabilidad de perjuicios a la población por efectos de evacuación o reubicación excede a la probabilidad de perjuicios a la misma población por efectos de cualquier manifestación volcánica.

El nivel de "aceptabilidad" del riesgo tan sólo puede obtenerse a partir de criterios objetivos del nivel de actividad del volcán, basados en las observaciones y resultados de un dispositivo de monitoreo completo y confiable, que haya operado por un tiempo lo suficientemente largo que permita una mayor seguridad en el reconocimiento de manifestaciones indicativas de cambios en el nivel de actividad del volcán.

Preparación ante una situación de riesgo inaceptable significa entonces el diseño e implementación de una defensa activa de respuesta rápida y eficiente.

3. MECANISMOS DE DEFENSA ACTIVA PARA LA PROTECCIÓN CIVIL

El concepto de defensa activa contra la amenaza volcánica contiene tres elementos fundamentales y un protocolo de comunicaciones entre esos elementos que se traducen en acciones específicas de salvaguarda a la población y sus bienes.

Los elementos involucrados son:

- a) La población que por su ubicación se encuentra sujeta a distintas formas de amenaza volcánica, en la medida que lo determina el mapa de riesgos volcánicos.
- b) Las autoridades federales, estatales, municipales y militares, responsables de salvaguardar a la población del riesgo volcánico y coordinadas por los sistemas de Protección Civil.
- c) Los organismos responsables de observar al volcán con los dispositivos de monitoreo más avanzados que la ciencia y la tecnología, así como las posibilidades del país permiten. Estos son el Centro Nacional de Prevención de Desastres y el Comité Técnico asesor, constituido por científicos especialistas de los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, así como por científicos de otros institutos, de otras universidades y de otros organismos nacionales o extranjeros cuya opinión se considere de valor en la evaluación del estado de actividad del volcán y del riesgo que esta represente.

Un mecanismo efectivo de defensa activa para la protección civil implica la existencia de un protocolo de comunicación y actuación en el que cada una de estas componentes conoce, y está preparada para llevar a cabo una serie de acciones cuyo fin es alcanzar el mayor grado posible de salvaguarda a la población y sus bienes, esto es, una mitigación óptima del riesgo volcánico

4. NIVELES DE ALERTA

Las acciones sugeridas dependen de la naturaleza de la amenaza volcánica esperada o en desarrollo. El protocolo descrito da por hecho de que existe la capacitación y entrenamiento necesario entre las componentes a, b y c enumeradas arriba para realizar en forma efectiva las acciones planeadas.

El protocolo de acciones sugeridas se condensa en un inventario de niveles de alerta codificado por números y referido a las áreas definidas en el mapa de riesgos. El diseño de este código está basado en una combinación de normas y recomendaciones de organismos internacionales con la estructura de los sistemas mexicanos de Protección Civil, la naturaleza del volcán Popocatepetl y los tipos de erupción que puede producir.

Es importante recalcar que los niveles propuestos, los fenómenos asociados, las escalas de tiempo indicadas y las acciones recomendadas no representan una fórmula precisa ni rígida, y que esta propuesta sólo representa una guía para el desarrollo de planes operativos y de criterios para la toma de decisiones por parte de las autoridades de Protección Civil. El fenómeno volcánico es muy complejo y cada situación debe ser evaluada en su contexto.

NIVELES DE ALERTA NOMENCLATURA PARA COMUNICACIÓN ENTRE PC Y CT*.	FENÓMENOS ASOCIADOS	TIEMPO QUE PUEDE TRANSCURRIR HASTA LA OCURRENCIA DEL FENÓMENO	POSIBLES ACCIONES A CONSIDERAR SEGÚN LA INFORMACIÓN DISPONIBLE	NIVEL DE ALERTA PARA LA POBLACIÓN Y ACCIONES RECOMENDADAS
NIVEL 0	EL VOLCÁN SE ENCUENTRA EN ESTADO DE REPOSO	MESES, AÑOS, SIGLOS	DESARROLLAR PLANES DE PREPARACIÓN. EDUCACIÓN A LA POBLACIÓN. IMPLEMENTACIÓN DE DISPOSITIVOS DE MONITOREO	VERDE. MANTENERSE INFORMADO SOBRE EL ESTADO DEL VOLCÁN. SIMULACROS ANUALES. "DÍA DEL VOLCÁN"
NIVEL 1	AUMENTO ANORMAL PERO MODERADO DE LA SISMICIDAD, DE LA ACTIVIDAD FUMARÓLICA O DE LA TEMPERATURA DE FUMAROLAS O MANANTIALES. CAMBIOS EN SU COMPOSICIÓN	MESES O AÑOS	AUMENTO EN LOS NIVELES DE MONITOREO. REUNIONES ESPORÁDICAS O PERIÓDICAS DEL COMITÉ TÉCNICO. NIVEL AUMENTADO DE COMUNICACIÓN ENTRE b Y c. REVISIÓN DE PLANES OPERATIVOS DE EMERGENCIA. MAYOR INFORMACIÓN A a PARA MANTENER ALTOS NIVELES DE CONCIENTIZACIÓN	
NIVEL 2	AUMENTO SIGNIFICATIVO DE LOS PARÁMETROS ANTERIORES. ALGUNA DEFORMACIÓN. PRESENCIA CLARA DE PLUMA O FUMAROLA.	SEMANAS O MESES	REUNIONES FRECUENTES DEL COMITÉ TÉCNICO. CONSULTAS DIARIAS (O MAS FRECUENTES) ENTRE PC Y CT*. VERIFICACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD DE PERSONAL Y EQUIPOS DE EVACUACIÓN . PREPARACIÓN DE ALBERGUES. VERIFICACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD DE VEHÍCULOS PARA EVACUACIÓN, ESPECIALMENTE EN LA ZONA 1 DEL MAPA DE RIESGOS.	

NIVEL 3	AUMENTO GRANDE DE LOS PARÁMETROS ANTERIORES. INICIO DE ALGUNA ACTIVIDAD ERUPTIVA DÉBIL, O NO MAGMÁTICA (FREÁTICA)	DÍA, DÍAS O SEMANAS	ANUNCIO PÚBLICO DE LA POSIBLE EMERGENCIA Y DE LAS MEDIDAS TOMADAS. MOVILIZACIÓN DE PERSONAL Y EQUIPO DE EVACUACIÓN. IMPLEMENTACIÓN DE MEDIDAS ESPECÍFICAS EN LAS REGIONES MAS VULNERABLES (ZONA 1, O 1 Y PARTE O TODA LA ZONA 2 DEL MAPA DE RIESGOS)	<u>AMARILLO.</u> MANTENERSE ALERTA Y EN CONTACTO FRECUENTE CON LA AUTORIDAD LOCAL. ESCUCHAR FRECUENTEMENTE EL RADIO O LA TV. OBEDECER LAS INSTRUCCIONES DE LA AUTORIDAD LOCAL O DE PROTECCIÓN CIVIL O DE LAS FUERZAS ARMADAS. ESTAR PREPARADO PARA UNA POSIBLE EVACUACIÓN.
NIVEL 4	ACELERACIÓN EN LOS PARÁMETROS ANTERIORES O EMISIÓN EXPLOSIVA DE MATERIAL JUVENIL	HORAS O DÍAS	EVACUACIÓN DE LAS ZONAS VULNERABLES DE ACUERDO CON EL MAPA DE RIESGOS: ZONA 1, TODA O EN PARTE; O ZONA 1 Y PARTE DE LA ZONA 2; O ZONAS 1 Y 2 Y PARTE DE LA ZONA 3, DEPENDIENDO DE LA EVOLUCIÓN E INTENSIDAD DE LA ACTIVIDAD.	<u>ROJO.</u> OBEDECER LAS INSTRUCCIONES DE LAS AUTORIDADES CIVILES O MILITARES. EN CASO DE EVACUACIÓN ACARREAR SÓLO LO INDISPENSABLE. IRIGIRSE AL ALBERGUE ASIGNADO. EN CASO DE AUTOEVACUACIÓN, AVISAR A LAS AUTORIDADES CORRESPONDIENTES.
NIVEL 5	EVIDENCIAS SÓLIDAS DE LA PRESENCIA DE CANTIDADES IMPORTANTES DE MAGMA DENTRO DEL CONO VOLCÁNICO, GRANDES DEFORMACIONES, O DESARROLLO DE ACTIVIDAD ERUPTIVA EXPLOSIVA EN GRAN ESCALA	-----	EVACUACIÓN DE LAS ZONA 1, O DE LAS ZONAS 1 Y 2, O DE LAS ZONAS 1, 2 Y 3, SEGÚN EL DESARROLLO E INTENSIDAD DE LA ACTIVIDAD.	

El código propuesto aquí no puede aplicarse de la misma forma en toda la región de riesgo. Es necesario especificar que mientras en algunas zonas del mapa de riesgos (Macías et al., este volumen) se tiene un cierto nivel de alerta, en otras pueden mantenerse niveles diferentes. Esto se especifica en forma tentativa en la siguiente tabla:

Areas del Mapa de Riesgo	1	2	3
Nivel de alerta			
0	verde	verde	verde
1	verde	verde	verde
2	amarillo	verde	verde
3	amarillo	amarillo	verde
4	rojo	amarillo-rojo	amarillo
5	rojo	rojo	amarillo-rojo

La tabla anterior está basada en estimaciones preliminares de los niveles de actividad del volcán y de las regiones definidas en el mapa de riesgos. La distribución de niveles de acuerdo con la zona deberá actualizarse conforme se vayan definiendo con mayor precisión tanto los niveles de alerta como las regiones de riesgo. De hecho, Protección Civil ha generado una zonificación de las regiones de riesgo en sectores numerados que permiten un manejo más eficiente de las emergencias.

5. CRITERIOS PARA EL RETORNO A UN NIVEL DE ALERTA MAS BAJO

Uno de los problemas más serios que conlleva una evacuación es la indeterminación y ausencia de criterios generales para definir el momento en que la población evacuada puede retornar a las zonas vulnerables sin exponerla a un riesgo significativo. Es frecuente el caso en el que la población desplazada debe permanecer en albergues por tiempos prolongados sin que la situación de riesgo del volcán se resuelva en una dirección o la otra. La toma de decisiones en tales casos debe ser sujeta a una combinación de factores sociales y propiamente vulcanológicos. Si la actividad visible del volcán es moderada y no parece representar un riesgo alto, la presión social ejercida por la población para regresar a sus hogares y labores productivas puede exceder la fuerza de las recomendaciones implícitas en el código de alerta, basadas en las manifestaciones no visibles detectadas por los dispositivos de monitoreo. Por ejemplo, en una situación en la que se tiene una alerta roja y los niveles de actividad detectados no receden con el tiempo, pero tampoco aumentan y la actividad visible del volcán se limita a manifestaciones poco amenazantes, la población movilizad tenderá a regresar por su cuenta a las zonas de riesgo, especialmente cuando se trata de población rural que basa su actividad económica en aspectos agrícolas y ganaderos.

En tales casos se pueden definir niveles de alerta intermedios de retorno que puedan dar una salida a la presión social y evitar el colapso económico de la región y sus habitantes permitiendo un retorno parcial de un cierto porcentaje de la población económicamente activa bajo condiciones controladas.

Se sugiere entonces la definición de los niveles de alerta de retorno rojo a amarillo, en los que los varones mayores de edad y algunas mujeres mayores de edad que no sean madres de familia puedan regresar a la zona evacuada si así lo desean a realizar labores urgentes que eviten daños a sus bienes agrícolas y ganaderos durante las horas del

día, por un período pre-establecido de exposición al riesgo, en condiciones de control estricto de registro y en vehículos que permanezcan en espera en las zonas vulnerables hasta que termine el período de exposición. Durante ese período, los operadores de los vehículos deben estar en condiciones de recibir instrucciones directas de avisar al grupo expuesto de medidas específicas de salvaguarda, como pueden ser desplazarse hacia lugares elevados. o abordar los vehículos para un retorno rápido a las zonas de seguridad.

6. BIBLIOGRAFIA

Fournier d'Albe E.M. (1979), "Objectives of volcanic monitoring and prediction." J. Geol. Soc. London 136: 321-326

Peterson D.W. (1988), "Volcanic Hazards and Public Response." J. Geophys. Res. 93B5: 4161-4170

INTERACCION DEL GRUPO CIENTIFICO CON LAS AUTORIDADES DE PROTECCION CIVIL

Roberto Meli P.¹

La crisis eruptiva del Volcán Popocatepetl de 1994-1995 ha constituido una experiencia novedosa, y en gran medida exitosa, de colaboración entre los expertos en distintas materias científicas y tecnológicas con las autoridades encargadas de protección civil.

Antes de la crisis del 21 de diciembre de 1994, la interacción de los dos sectores se dio de manera parcial, pero con resultados relevantes. A raíz de una serie de reuniones entre los representantes de las unidades de protección civil de los estados potencialmente afectados y los de la Dirección General de Protección Civil y del CENAPRED, con especialistas en vulcanología e instrumentación, se diseñó una red de monitoreo para detectar síntomas de comportamiento que fuesen premonitores de una actividad eruptiva importante. El Instituto de Geofísica aportó a este sistema las estaciones sismológicas que tenía instaladas en el área. El Instituto de Ingeniería de la UNAM aportó sismógrafos e instrumentos de registros que tenía disponibles y el Cenapred obtuvo de la Secretaría de Gobernación fondos adicionales para completar la red sismológica y organizar en sus instalaciones un centro de registro de los instrumentos colocados. Fue por esa colaboración que el 21 de diciembre de 1994 se pudo contar con datos instrumentales sobre el comportamiento del Volcán que, aunque limitados, permitieron hacer una valoración del peligro y emitir recomendaciones sobre protección civil.

A partir de la crisis del 21 de diciembre la relación entre los especialistas y protección civil se hizo más estrecha, tomó una forma más estructurada y dio lugar a una amplia gama de actividades.

Se formó de inmediato un Comité Científico-Técnico Asesor de la Secretaría de Gobernación, el cual se reunía con las autoridades de Protección Civil, primero diariamente y después en forma más espaciada. De esta manera, el Comité transmitía directamente a los responsables de tomar las medidas de protección civil, sus evaluaciones sobre el estado del Volcán y sus recomendaciones sobre el nivel de peligro. Con base en dichas recomendaciones, las autoridades tomaron, primero, la decisión de evacuar diez y siete poblaciones que según los expertos se encontraban en mayor nivel de peligro, después de permitir el regreso de las mismas, el 27 de diciembre, y más adelante de poner en práctica distintas medidas de preparación para el caso de una nueva crisis.

El Comité recomendó, además, una serie de actividades técnicas, como fueron el aumento sustancial de la instrumentación y la realización de una serie de estudios sobre los distintos fenómenos asociados a la actividad del Volcán. Estas actividades fueron realizadas por los expertos de las distintas instituciones que participaron en el Comité, así como por expertos extranjeros que colaboraron en diversas etapas. Particularmente relevante al respecto ha sido la participación del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Los artículos reunidos en esta Memoria son, en gran medida, producto de las actividades realizadas en este período bajo la coordinación del Comité.

Después de la emergencia de los primeros días, la actividad del Comité más directamente relacionada con protección civil fue la preparación de un Mapa de Riesgos y de un Código de Alerta, también descritos en esta Memoria. El propósito de estos documentos fue servir de base para los planes operativos que cada Estado involucrado debió preparar para enfrentar futuras emergencias. El contacto entre los expertos y las autoridades fue también continuo y cercano para la elaboración de dichos planes. De igual manera, los expertos asesoraron en la elaboración de

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, D.F.

material de difusión para informar a los habitantes de las zonas en peligro sobre las características de los fenómenos que podrían presentarse y sobre la manera de enfrentarlos y mitigar sus efectos.

En el proceso mencionado, el Cenapred fungió como órgano de enlace entre los expertos y protección civil y como coordinador de los trabajos necesarios. En este sentido proporcionó apoyo logístico de transporte y comunicación para las actividades de los expertos y procuró fondos para los gastos de operación.

Uno de los frutos más provechosos de esta actividad es el haber establecido un marco de trabajo para futuras circunstancias similares. El Comité se está estructurando en forma permanente para ampliar su ámbito al análisis del peligro de los otros volcanes del país. Además, su estructura y forma de operar se tomarán como modelo para que la comunidad científica del país participe en la atención de otros problemas de protección civil.

RECONOCIMIENTOS

Los estudios realizados a raíz de la crisis eruptiva contaron con la colaboración de un buen número de especialistas nacionales y extranjeros. Así mismo, es de reconocer la participación y colaboración de diversas instituciones (gubernamentales y no gubernamentales, grupos sociales y agencias de cooperación), así como el apoyo de autoridades de protección civil en las diferentes actividades del Comité Científico. El personal del CENAPRED, proporcionó diferentes tipos de apoyo durante la crisis de diciembre de 1994-enero de 1995, por su participación se quiere hacer un especial reconocimiento a quienes dedicaron horas de trabajo fuera de sus jornadas normales, aún cuando no se mencionen sus nombres.

INVESTIGADORES NACIONALES QUE HAN PARTICIPADO EN LOS TRABAJOS DEL COMITE CIENTIFICO ASESOR CENAPRED-UNAM

- DR. GERARDO SUAREZ
Coordinador de la Investigación Científica, UNAM
- DR. ROBERTO MELI
Director General del CENAPRED
- DR. ROMAN ALVAREZ
Director del Instituto de Geografía, UNAM
- DRA. MA. AURORA ARMIENTA
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. GERARDO CARRASCO
Instituto de Geología, UNAM
- DR. HUGO DELGADO
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. SERVANDO DE LA CRUZ
Instituto de Geofísica, UNAM, CENAPRED
- DR. JUAN M. ESPINDOLA
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. IGNACIO GALINDO
Director del Centro de Investigación en Ciencias de la Tierra de la Universidad de Colima
- M. EN C. GUILLERMO J. GONZALEZ
Instituto de Geofísica, UNAM
- ING. RICARDO GONZALEZ
CENAPRED
- ING. ENRIQUE GUEVARA
CENAPRED
- M.EN I. CARLOS GUTIERREZ
CENAPRED
- DR. MARCO GUZMAN
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. SHRI KRISHNA SINGH
Instituto de Geofísica, UNAM, CENAPRED
- M. EN I. JAVIER LERMO
Instituto de Ingeniería, UNAM
- ING. BERTHA LOPEZ
CENAPRED
- DR. JOSE LUIS MACIAS
Instituto de Geofísica, UNAM
- DRA. ANA LILIAN MARTIN
Instituto de Geofísica, UNAM
- ING. SALVADOR MEDINA
CENAPRED
- DR. MANUEL MENA
Instituto de Geofísica, UNAM
- ING. HORACIO MIJARES
CENAPRED
- ING. EMILIO NAVA
Instituto de Ingeniería, UNAM
- ING. HECTOR NOLASCO
Instituto de Geofísica, UNAM

- DR. DAVID NOVELO
Director del Instituto de Geofísica, UNAM
- M. EN I. ROBERTO QUAAS
CENAPRED, Instituto de Ingeniería, UNAM
- M. EN C. ALEJANDRO RIVERA
Universidad Autónoma de Puebla
- ING. ESTEBAN RAMOS
CENAPRED
- DR. FRANCISCO SANCHEZ SESMA
Instituto de Ingeniería, UNAM
- DR. CLAUS SIEBE
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. CARLOS VALDEZ
Director del Instituto Sismológico Nacional,
Instituto de Geofísica, UNAM
- DR. JOHN EWERT
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. TOBIAS FISCHER
Department of Geology, Arizona State University
- DR. TERRENCE GERLACH
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. RICHARD HOBLITT
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. STEVE MALONE
University of Washington, Seattle, Geophysics
Program
- DR. RYAN MARSHALL
University of Saskatchewan, Canada

EXPERTOS EXTRANJEROS QUE HAN COLABORADO CON EL COMITE CIENTIFICO ASESOR

- DRA. LUCIANA ASTIZ
University of Washington/University of California,
San Diego
- DRA. MELINDA M. BRUGMAN
Physical Hydrology Division, National Hydrology
Research Institute, Canada
- DR. MARCUS I. BURSIK
State University of New York, Buffalo
- DR. TOM CASADEVALL
United States Geological Survey, Denver Federal
Center
- DR. MICHAEL DOUKAS
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. DAN DZURISIN
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. KENNETH MC GEE
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. STEPHEN R. MC NUTT
Alaska Volcano Observatory Geophysical Institute,
University of Alaska, Fairbanks
- DRA. LILI MEZGER-WELDON
University of Oregon, U.S.A.
- DR. DAN MILLER
United States Geological Survey, VDAP
- DR. TOM MURRAY
United States Geological Survey, Cascades
Volcano Observatory
- DR. MICHAEL F. SHERIDAN
Department of Geology, State University of New
York, Buffalo
- DR. IOURI TARAN
Instituto de Geología y Geofísica Volcánica de
Petropavlosk, Kamchatka, Rusia (actualmente
colabora como investigador en el Instituto de
Geofísica)

- DR. ROBERT I. TILLING
United States Geological Survey
- DR. RANDALL A. WHITE
Office Earthquake Studies, United States Geological Survey, Menlo Park
- DR. STANLEY N. WILLIAMS
Department of Geology, Arizona State University
- DR. IZUMI YOKOYAMA
Universidad de Hokkaido, Sapporo, Japón

OTRAS INSTITUCIONES QUE HAN APOYADO LOS ESTUDIOS

A) GUBERNAMENTALES

SECRETARIA DE GOBERNACION:

- Dirección General de Radio, Televisión y Cinematografía (RTC)
- Instituto Nacional de Migración
- Dirección General de Protección Civil

SECRETARIA DE RELACIONES EXTERIORES:

- Dirección General de Cooperación Técnica y Científica
- Dirección de Protección y Asuntos Consulares

SECRETARIA DE MARINA, ARMADA DE MEXICO

- Jefatura del Estado Mayor General, Sección Tercera

SECRETARIA DE HACIENDA Y CREDITO PUBLICO

- Subadministración en Turno de Aduanas del Aeropuerto Internacional Benito Juárez

SECRETARIA DE COMUNICACIONES Y TRANSPORTES

- Dirección General de Carreteras Federales
- Dirección General de Servicios a la Navegación en el Espacio Aéreo Mexicano

SECRETARIA DE SALUD

- Subsecretaría de Servicios de Salud. Dirección de Medicina Preventiva.

SECRETARIA DE RECURSOS NATURALES, MEDIO AMBIENTE Y PESCA

- Instituto Nacional de Ecología, Dirección General de Aprovechamiento Ecológico de los Recursos Naturales y Dirección de Areas Protegidas y Reservas Naturales

PROCURADURIA GENERAL DE LA REPUBLICA

- Dirección General de Servicios Aéreos

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD

COMISION NACIONAL DEL AGUA

- Servicio Meteorológico Nacional

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA, GEOGRAFIA E INFORMATICA

SEGURIDAD PUBLICA Y TRANSITO DEL ESTADO DE MEXICO

- Sector 10ª Región

UNIDADES ESTATALES DE PROTECCION CIVIL

Estados de México, Morelos, Puebla y Distrito Federal

MUNICIPIOS:

- En el Estado de México: Amecameca, Atlautla, Ecatingo, Ozumba, Tepetixpa, Ayapango, Tenango del Aire e Ixtapaluca
- En el Estado de Puebla: Atlixco, Santa Clara, San Nicolas de los Ranchos, San Juan Tianguismanalco y Tochimilco
- En el Estado de Morelos: Tetela del Volcán

B) NO GUBERNAMENTALES

COOPERACION INTERNACIONAL:

- Embajada de Estados Unidos de América
- Embajada de Canadá
- Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA)

GRUPOS SOCIALES Y PRIVADOS:

- Cruz Roja Mexicana
- Brigada de Rescate del Socorro Alpino de México, A.C.
- Televisa