

VOLCAN POPOCATEPETL

ESTUDIOS REALIZADOS
DURANTE LA CRISIS DE
1994 - 1995



CENAPRED

**SISTEMA NACIONAL DE PROTECCION CIVIL
CENTRO NACIONAL DE PREVENCION DE DESASTRES
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**



**VOLCAN POPOCATEPETL
ESTUDIOS REALIZADOS DURANTE
LA CRISIS DE 1994-1995**

COMITE CIENTIFICO ASESOR CENAPRED-UNAM

SECRETARIA DE GOBERNACION

Secretario de Gobernación

Lic. Emilio Chuayffet Chemor

**Subsecretario de Protección Civil,
Prevención y Readaptación Social**

Lic. Juan Ramiro Robledo Ruiz

Director General de Protección Civil

Ing. Enrique González Isunza

CENAPRED

Director General

Dr. Roberto Meli

Coordinador de Investigación

Dr. Mario Ordaz

Coordinadora de Capacitación

Lic. Gloria Luz Ortíz

Coordinador de Difusión

Lic. Ricardo Cícero

Edición a cargo de:

Oscar Zepeda y

Tomás A. Sánchez

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Rector

Dr. José Sarukhán

Coordinador de la Investigación Científica

Dr. Gerardo Suárez Reynoso

Director del Instituto de Geofísica

Dr. David Novelo

Director del Instituto de Geografía

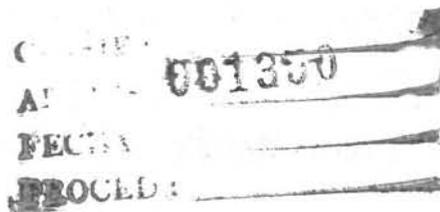
Dr. Román Alvarez

Director del Instituto de Geología

Dr. Jaime Dante Morán

Director del Instituto de Ingeniería

Dr. José Luis Fernández



*EL CONTENIDO DE ESTE DOCUMENTO ES
EXCLUSIVA RESPONSABILIDAD DE LOS AUTORES*

PUBLICADO POR EL CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN
DE DESASTRES DE LA SECRETARÍA DE GOBERNACION
INSTITUCION COEDITORIA UNAM

Edición Especial

Derechos Reservados

© Secretaría de Gobernación, Julio 1995

ISBN 970-628-127-4

Impreso en México / Printed in Mexico

CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES

AV. DELFIN MADRIGAL 665, COL. PEDREGAL DE SANTO DOMINGO
DELEGACIÓN COYOACAN, MEXICO, D.F., C.P. 04360

TELEFONOS: 606 95 20, 606 93 50
FAX: 606 16 08

CONTENIDO

Presentación vii

Introducción ix

G. Suárez

CAPITULO I. ANTECEDENTES HISTORICOS

Historia de la Actividad Reciente del Popocatepetl (1354-1995) 3

S. de la Cruz-Reyna, J.L. Quezada, C. Peña, O. Zepeda y T. Sánchez

CAPITULO II. INSTRUMENTACION

↳ Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia 25

R. Quaas, R. González, E. Guevara, E. Ramos y S. de la Cruz-Reyna

CAPITULO III. RIESGOS Y MAPEO

↳ Zonificación de Peligros Volcánicos del Popocatepetl 79

J.L. Macías, G. Carrasco y C. Siebe

↳ Integración de Información Cartográfica Sobre Riesgo Volcánico por Medio de Sistemas de Información Geográfica 93

R. Bonifaz, A. L. Cabrera y G. Gómez

Población Expuesta a Desastre en las Proximidades del Volcán Popocatepetl <i>R. Vidal, I. Ortíz y R. Alvarez</i>	99
Posible Flujo de Lodo en el Costado Oriente del Volcán Popocatepetl <i>F. García, E. Ramos y R. Domínguez</i>	109

CAPITULO IV. ASPECTOS GEOFISICOS

Sismicidad del Volcán Popocatepetl a Partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de Marzo de 1995 <i>C. Valdés, G. González, A. Arciniega, M. Guzmán, E. Nava, C. Gutierrez y M. Santoyo</i>	129
Características Espectrales de Temblores Tipo-A, Tipo-B y Tremores Asociados a la Erupción del Volcán Popocatepetl, México, en Diciembre de 1994 <i>J. Lermo, J. Cuenca, F. J. Chávez-García, A. Huidobro, M. L. Bermúdez, M. Rodríguez R. Quaas, F. J. Sánchez-Sesma, E. Nava, H. Mijares y E. Briones</i>	139
La Red Geodésica del Volcán Popocatepetl para el Monitoreo de la Actividad Volcánica <i>S. de la Cruz-Reyna, H. Nolasco, E. Ramos, J.L. Degollado, F. J. Castillo, C. Velázquez, A. Medrano, H. Gozález, H. Romero y D. A. Castellanos</i>	167

CAPITULO V. ASPECTOS GEOLOGICOS

Derrumbes Gigantes, Depósitos de Avalancha de Escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatepetl <i>C. Siebe, M. Abrams y J. L. Macías</i>	195
Monitoreo de los Glaciares del Volcán Popocatepetl <i>H. Delgado y M. Brugman</i>	221

CAPITULO VI. ASPECTOS GEOQUIMICOS Y DE IMPACTO ATMOSFERICO

Emisiones de Bióxido de Azufre del Volcán Popocatepetl, México Durante la Erupción de Diciembre 1994-Enero 1995	245
<i>I. Galindo, A. González y R. Ayala</i>	
Estudio de Aerosoles y Cenizas Dispersados Durante la Erupción del Volcán Popocatepetl del 21 de Diciembre de 1994.- Resultados Preliminares	257
<i>L. S. Ivlev, I. Galindo y V. I. Kudryashov</i>	
La Emisión de Cenizas y Variaciones Geoquímicas Durante Diciembre-Marzo en el Volcán Popocatepetl	285
<i>A. L. Martin Del Pozzo, E. Espinasa-Pereña, M. A. Armienta, A. Aguayo, M. Reyes, G. Sánchez, O. Cruz, N. Ceniceros, J. Lugo, V. González, M. A. Butrón y M. Villareal</i>	
Patrones de Viento en la Región del Volcán Popocatepetl y Ciudad de México	295
<i>G. Carrasco, P. Cervantes, R. Cortés, H. Delgado y R. Molinero</i>	
 CAPITULO VII. ASPECTOS DE COMUNICACION ENTRE EL GRUPO CIENTIFICO, LAS AUTORIDADES DE PROTECCION CIVIL Y LA POBLACION	
↘ Un Código de Alerta para el Manejo de Emergencias Antes y Durante Potenciales Erupciones del Volcán Popocatepetl	327
<i>S. de la Cruz-Reyna</i>	
↘ Interacción del Grupo Científico con las Autoridades de Protección Civil	335
<i>R. Meli</i>	
Reconocimientos	337

PRESENTACION

En los últimos diez años se ha trabajado intensamente en el país para establecer un Sistema Nacional de Protección Civil que permita reducir significativamente las consecuencias del gran número de fenómenos naturales que afectan periódicamente a nuestro país.

Aunque hay que reconocer que todavía falta mucho camino que recorrer para que el Sistema opere con la eficacia y cobertura deseables y para que en la población se establezca una verdadera cultura de la Protección Civil, es innegable que se han realizado grandes avances en este sentido.

Una prueba de lo anterior ha sido el manejo de la emergencia que se ha presentado recientemente por la amenaza de una erupción potencialmente destructiva del Volcán Popocatépetl. Los fenómenos eruptivos de los volcanes están, casi siempre, precedidos por diversas manifestaciones precursoras. Por ello, desde el inicio de la actividad del volcán, las autoridades de Protección Civil y los especialistas más destacados del país han trabajado en forma coordinada para hacer factible el monitoreo del volcán y los estudios científicos necesarios para estimar el peligro de erupción.

La estrecha colaboración entre las autoridades y el grupo científico permitió contar en forma oportuna con elementos de juicio confiables para decidir el 21 de diciembre pasado, la evacuación de las poblaciones más expuestas a los efectos de una erupción, así como para disponer su retorno una vez que el peligro se había reducido sustancialmente. A partir de entonces se ha establecido un seguimiento continuo de la actividad del volcán la cual, afortunadamente, se ha mantenido a niveles que no han ameritado nuevas medidas de evacuación.

Es muy grato para la Secretaría de Gobernación presentar este libro que contiene una muestra del trabajo realizado por distinguidos miembros de la comunidad científica a raíz de la crisis del volcán Popocatépetl.

Es evidente, aun para los no especialistas, la cantidad y calidad del trabajo realizado. Esto servirá de ejemplo para la forma en que las autoridades y los especialistas deberán colaborar en el futuro para enfrentar las amenazas de fenómenos potencialmente destructivos.

INTRODUCCION

Gerardo Suárez¹

México es un país con un alto riesgo volcánico. Nuestro país cuenta con aproximadamente 14 volcanes activos; muchos de ellos se encuentran ubicados a lo largo del paralelo 19°. Muchas de las poblaciones más importantes de nuestro país están ubicadas a lo largo de ese eje volcánico y se han asentado ahí debido a la calidad de los suelos y clima benigno que propician los volcanes. A pesar de este riesgo potencial para una fracción importante de la población mexicana, nuestro país no tiene como comunidad una memoria histórica del riesgo volcánico. El volcán Chichón, que hizo erupción en 1982, representa vivamente este peligro potencial bajo el cual se encuentran muchas poblaciones en el centro de nuestro país. Por otro lado, esta erupción del Chichón ilustra también las enormes pérdidas humanas y materiales que pueden sufrirse de no existir un programa adecuado de monitoreo de la actividad del volcán y un programa adecuado de protección civil.

El volcán Popocatepetl es el segundo volcán más alto de nuestro país. A lo largo de su historia ha tenido importantes erupciones volcánicas con un alto grado de explosividad. En épocas históricas, el volcán ha tenido fases de intensa actividad que han durado varios lustros. A fines de 1993, fue evidente que la fumarola que éste emite desde el cráter se había incrementado notablemente. Este fenómeno propició por parte de varios científicos de la Universidad Nacional Autónoma de México la creación de un Comité Científico Técnico que tuviese como función el coordinar y dirigir las acciones de monitoreo y de instrumentación científica en el volcán. Por otro lado, se estimó que un cuerpo como éste sería un canal de información fidedigna y colegiada a los organismos estatales y federales de protección civil. Con un carácter realmente multidisciplinario se empezaron a reunir especialistas en diferentes aspectos de la vulcanología y sismología del volcán. Así, al iniciar la crisis del 21 de diciembre de 1994, se pudo tener información un poco más detallada sobre el fenómeno.

La erupción del 21 de diciembre se inicia con una serie de explosiones y con una densa nube de ceniza que alarma a la población pues deposita una delgada capa de cenizas en varias poblaciones alrededor del volcán. El Comité Técnico empieza a sesionar de inmediato, y de hecho durante los tiempos de crisis más intensas sesionaba dos veces al día. En esta forma, el Comité Técnico se dió dos tareas simultáneas: por un lado actuar como un canal de comunicación por el medio del cual se ofrecía a la Secretaría de Gobernación la información más reciente con una interpretación consensada por todos los especialistas y, por otro, se evaluaba y coordinaba la instalación de nuevos instrumentos sobre el volcán. Durante los últimos días de diciembre y los primeros días de enero, en los momentos más intensos de esta última fase eruptiva del volcán Popocatepetl, se logró instalar una red sismológica que comprende ya nueve sismómetros, cuatro inclinómetros que miden la deformación de las paredes del volcán para vigilar la presencia de magma fresco en su interior, así como revisar una serie de redes geodésicas que habían sido preciamente instaladas. Además, se inicia en forma continua y sistemáticamente la medición de SO₂ emitido por la fumarola del volcán.

El presente libro reúne el trabajo realizado por un amplio grupo de especialistas a lo largo de estos meses. Se describe no sólo la instalación de los nuevos instrumentos que ahora conforman la red de observación del volcán Popocatepetl sino también una interpretación de estos fenómenos con relación a la situación del volcán que ellos mismos reflejan. Se presenta también un nuevo mapa de peligro volcánico que identifica, de acuerdo a los diversos fenómenos volcánicos que puedan traducirse en el Popocatepetl, el grado de exposición de las diversas regiones

¹ Coordinador de la Investigación Científica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

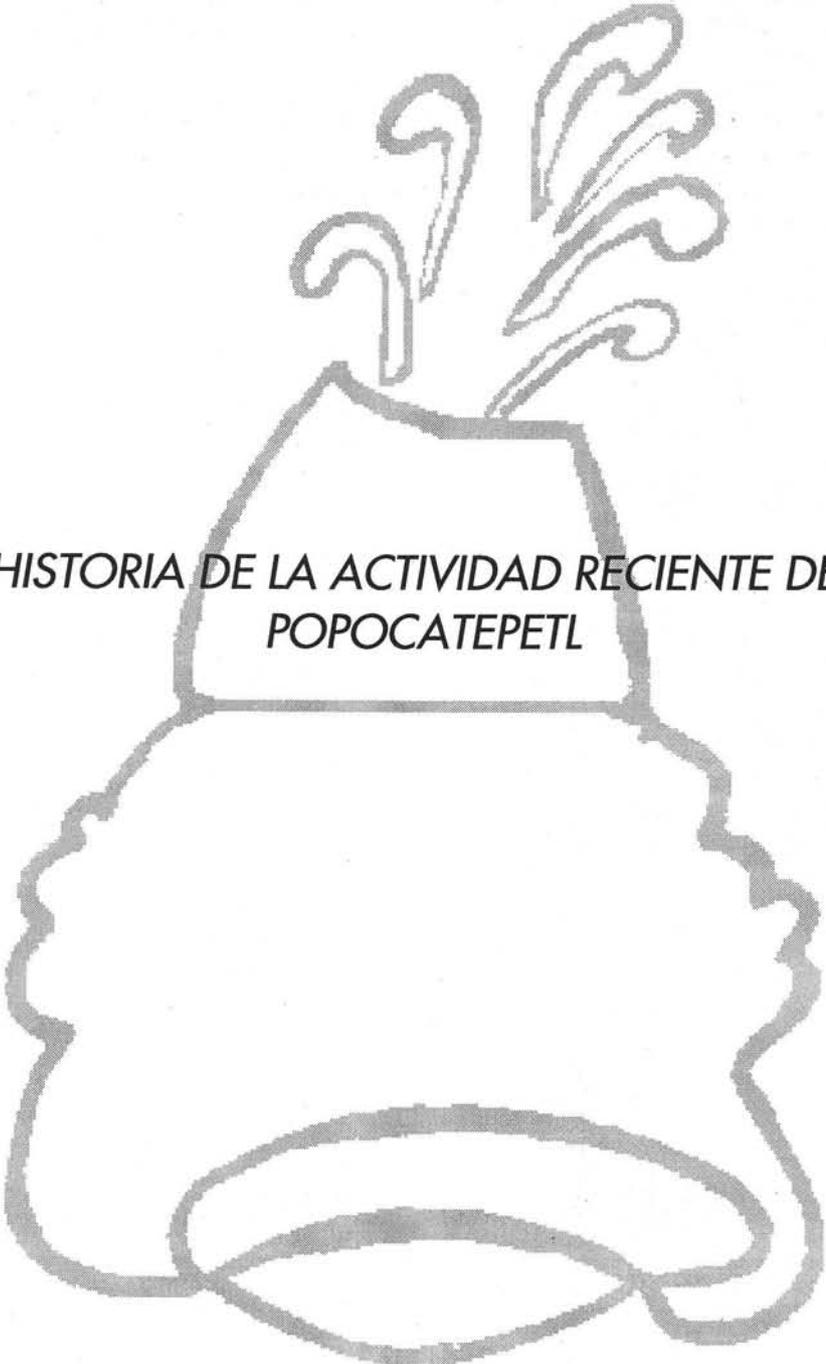
aledañas al volcán. Además, se muestra un nuevo código de alerta volcánica para su utilización en las tareas de protección civil.

Esta compilación de los trabajos realizados por distinguidos investigadores muestran lo fructífero que resulta la cooperación multidisciplinaria y la discusión abierta de los fenómenos ocurridos en el volcán. Seguramente, muchas de estas experiencias adquiridas en el volcán Popocatepetl podrán ser extrapoladas a otros volcanes mexicanos con un alto grado de peligrosidad como son por ejemplo el Tacaná, el Pico de Orizaba y el Volcán de Colima. Muchos de estos volcanes, a pesar de ser activos y tener una historia de actividad eruptiva de carácter altamente explosivo, no cuentan aún con una instrumentación adecuada para vigilar su conducta y carecen también de un mapa de peligro volcánico, que es la herramienta esencial para establecer medidas mínimas de protección civil.

Finalmente cabe agradecer a las autoridades de la Secretaría de Gobernación por la cooperación y ayuda que en forma tan expedita recibieron todos los especialistas, que aquí plasman su trabajo, para la realización de sus labores. Asimismo, deseo expresar mi agradecimiento y reconocimiento a los colegas del Servicio Geológico de los Estados Unidos que a lo largo de estos meses han venido a nuestro país para discutir los resultados con los colegas mexicanos y aportar técnica e instrumentos al monitoreo del volcán.

CAPITULO I

ANTECEDENTES HISTORICOS



*HISTORIA DE LA ACTIVIDAD RECIENTE DEL
POPOCATEPETL*

HISTORIA DE LA ACTIVIDAD RECIENTE DEL POPOCATEPETL (1354-1995)

S. de la Cruz-Reyna ^{1,2}, J. L. Quezada ², C. Peña ², O. Zepeda² y T. Sánchez ²

in memoriam: Francisco Medina Martínez (1948-1995), Vulcanólogo y Geofísico
Javier Otaola Lizarzaburu (1944-1995), Físico Espacial y Geofísico

1. INTRODUCCION

A lo largo de su historia, el Popocatépetl ha mostrado un amplio espectro de formas de actividad eruptiva. En términos generales puede decirse que en el pasado, ese volcán ha producido numerosas erupciones de carácter menor, algunas mayores y un número pequeño de grandes eventos paroxismales. De las categorías mayores persisten evidencias geológicas en forma de depósitos volcánicos, que permiten inferir muchos de los aspectos de la naturaleza del Popocatépetl y de sus erupciones (Macías et. al. 1995, Siebe et. al. 1995, este volumen). Sin embargo, la actividad menor rara vez deja depósitos persistentes, que puedan ser analizados años o siglos después. Es por ello importante incluir una relación de aquella actividad del Popocatépetl, que sin haber dejado depósitos susceptibles de análisis por los geólogos, ha sido presenciada por testigos que la han reportado y descrito con diferentes grados de detalle. Es evidente que la cantidad y precisión de los reportes se incrementa con el tiempo. De hecho, uno de los objetivos de este volumen es documentar con el mayor detalle posible el más reciente episodio de actividad 1994-1995, por lo que la cronología de estos últimos acontecimientos se pormenoriza.

Cuando es posible, se intenta comentar la actividad histórica con el objeto de crear un contexto en el que se pueda analizar la actividad actual. Se busca transmitir al lector no especializado la conciencia de que la época que vivimos representa solamente un instante en la vida activa del volcán.

Al leer estos reportes es importante mantener una percepción lo más objetiva posible, que tome en cuenta cómo distintos testigos pueden describir un mismo fenómeno en términos muy diferentes, que dependen en gran medida de sus experiencias previas. No se intenta asociar valores de magnitud o intensidad (esto es valores de Índice de Explosividad Volcánica VEI) a los eventos descritos aquí, por razones que se discuten al final de la cronología.

2. CRONOLOGIA DEL VOLCAN POPOCATEPETL

1 3 5 4

- (V Tochtli). "A los treinta y un años de la fundación de la ciudad (de México), comenzó a salir el fuego del volcán". Es la mención más antigua que hayamos encontrado acerca de las erupciones del Popocatépetl [1]

Este reporte posiblemente refleja efectos remanentes de la última de las erupciones mayores que han ocurrido en

¹ Instituto de Geofísica, UNAM. Ciudad Universitaria, México 04510 D.F.

² Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación. Av. Delfín Madrigal 665, México, 04360, D.F.

el Popocatepetl alrededor del año 900 o 1000 (Macías et. al. 1995, este volumen). Es difícil estimar la magnitud de este evento a partir de un reporte tan escueto, pero la ausencia de menciones posteriores podría indicar que fue una actividad menor.

1363

- Rescatada la evidencia de la lengua náhuatl, Fernando Alvaro Tezozomoc escribió en 1609 en su Crónica Mexicatotl: "*107. Ce acatl, 1363 años, iquac ipanin peuh in Popocatepetl in yeyepoca, iquac in mic in Tenochtzin, in teyacan Tenochtitlan cempohuallon caxtolli ipan nauhxihuitl, aih inic compa Culhuacan quitlallique Mexica, inic mocempohua yepohuallon macuillo Xihuitl inic teyacan*" [2]

Traducido al español por Adrián León, dicho pasaje náhuatl indicaba: "*107. Año I caña 1363. Cuando comenzó a humear el Popocatepetl, fue cuando murió Tenoczin, quien acaudillara a Tenochtitlán durante 39 años; y desde que le establecieron los mexicanos en Culhuacán se cuentan entonces por todo 65 años de que acaudillara*" [3]

El uso de fenómenos naturales, tales como episodios de actividad del volcán, como puntos de referencia temporal para describir sucesos históricos sugiere dos cosas: a) Se trata de eventos bien definidos en el tiempo, i.e., se define un cambio en el nivel de actividad del volcán. b) El evento es de importancia relativa menor, o la relación de referencias estaría invertida. Por otro lado, la ausencia de comentarios sobre la actividad anterior, de 1354, sugiere que aquella también fue probablemente una actividad menor.

1509

- "*Año de 4 casas y de 1509, vieron una claridad de noche que duraba (duró) más de 40 días; dicen los que la vieron que fue en toda esta Nueva España, que era muy grande y muy resplandeciente, y que estaba en la parte Oriente, y que salía de la tierra y que llegaba al cielo. En este año se alzó el pueblo de Coçola que esta a seis leguas de Huaxaca, contra los mexicanos, los cuales fueron sobre él y no dejaron hombre á vida según dicen los viejos que en ello se hallaron. Esta fue una de las maravillas que ellos vieron antes de que viniesen los cristianos y pensaban que era Queçalcoatle al cual esperaban". "Las pinturas de los códices Telleriano-Remense y Vaticano, representan el fenómeno en figura del fuego ó del humo saliendo de un promontorio de tierra y elevándose hasta el cielo; desprendiéndose algunos puntos, indicantes de la arena, como cayendo en lluvia." En nuestro concepto, aquello fue una erupción del volcán Popocatepetl, situado al S.E. de México; Así nos lo persuaden las descripciones y las pinturas, sólo que los interpretes no supieron darse cuenta del fenómeno anotado en los anales. [4]*

Este reporte es un tanto confuso en cuanto a fechas. Aparentemente se mezclan dos eventos distintos: El evento de 1509 parece referirse a un resplandor al Oriente, que podría estar asociado con alguna actividad del Popocatepetl, aunque también podría estarlo con actividad del Pico de Orizaba o del San Martín Tuxtla. También podría tratarse de un evento no volcánico, como un incendio forestal. Orozco y Berra relaciona este evento con el glifo del código Telleriano Remense, el cual posiblemente describe la actividad mayor de hace 1000 o 1100 años. La gran pluma o columna eruptiva del código, que llega a las estrellas, con ceniza o arena cayendo como lluvia, podría ser indicativa de aquella actividad Pliniana (Macías et. al., este volumen; Siebe et. al., 1995). La magnitud de la actividad reflejada en el código Telleriano Remense contrasta por ejemplo con la de glifos, como el del código Quauhtinchan que muestran al Popocatepetl (al lado del Iztaccíhuatl) con una leve pluma fumarólica.

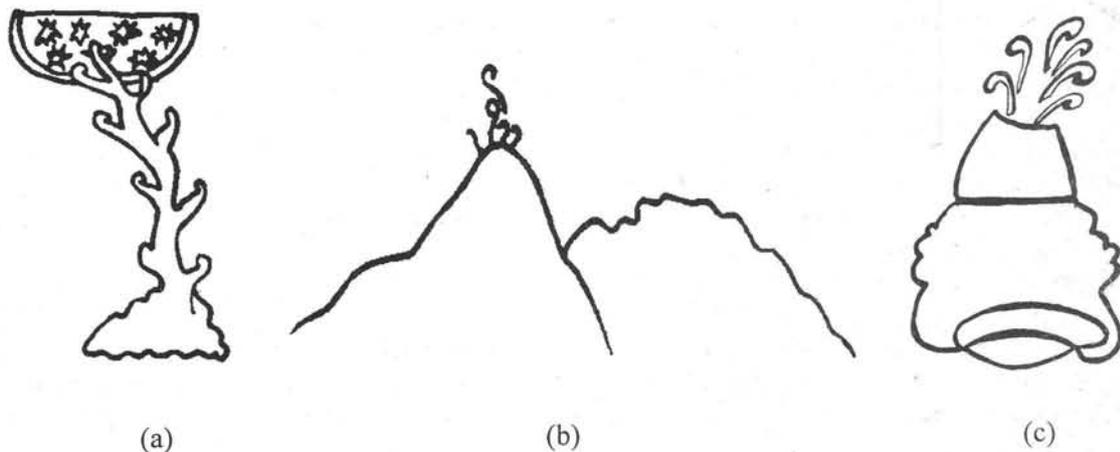


Fig.1. Representaciones del Popocatépetl tomadas de varios códices Mexicanos: a) Codice Telleriano Remense: El humo está llegando a las estrellas; b) Popocatépetl e Iztaccíhuatl según el Códice de Quauhtinchan; c) Jeroglífico del Popocatépetl.

Los argumentos de que existía una conciencia entre los indígenas de aquella erupción Pliniana, y de la distinta naturaleza de los episodios de actividad más reciente se refuerzan con los hallazgos del Dr. Atl [5], quien expresa:

"En el edificio Noroeste, especialmente arriba de la Loma de los Rayos, en el gran Declive Arenoso, y en la Herradura de Ocotala, las capas de pómez, arenas y proyectiles cubren totalmente todas las superficies, con excepción de los flancos de los acantilados"... "Bajo estas capas superficiales se encuentran formaciones más antiguas, y entre ellas una muy importante que aparece sobre todas las corrientes Noreste...siguiendo siempre las ondulaciones de los lomos primitivos. A veces parece cubierta por capas de tierra vegetal...pero esta capa de piedra pómez no varía su anchura de 30 centímetros, fácilmente medible en todas partes"... "Puede afirmarse que las manifestaciones explosivas, por lo menos las últimas, se verificaron en períodos contemporáneos a la presencia del hombre. Para cerciorarme de este hecho busqué las noticias relativas en las leyendas toltecas y aztecas, en los códices mejicanos, en los símbolos petrográficos, y sólo pude encontrar una alusión a probables catástrofes producidas por las erupciones del Popocatépetl, en la Monarchia Indiana de Torquemada"... "En el libro primero, capítulo XIV, de esta obra, se alude probablemente a tradiciones indígenas. Dice Torquemada que los toltecas fueron advertidos por los dioses de la necesidad de abandonar sus pueblos para no ser sepultados por la furia del volcán..."...Tuve la fortuna de encontrar bajo la tierra lo que ningún cronista había referido: restos de un pueblo, a 25 metros de profundidad, bajo las capas de cenizas, arena y piedra pómez -la misma capa de piedra pómez de 30 centímetros de espesor a que he hecho referencia más arriba- . Este hallazgo fué en el pueblo de Amecameca por los años de 1910 y en forma enteramente casual, al abrir un pozo. Consistió en varios cacharros de cocina: una ollita pequeña de barro pulido, sin engretar, un apaxtle, y además un metate junto al típico tlecuil, todo lo cual se encontraba al pie de un muro de adobe." ... "¿Epoca? Difícil precizarla; pero juzgando por el estado y la cantidad de las capas superficiales compuestas de arena y pómez que se extienden bajo los mantos de tierra vegetal que forman el suelo de Amecameca, y que se vuelven a encontrar en los declives ponientes del volcán, no es lógico admitir que se trate de un período que nos separa del presente por muchos millares de años."

1512

- "Año de 7 Navajas y de 1512... En este año "les parecía que humeaban las piedras tanto que llegaba el humo al cielo"... El símbolo, interpretado como el humear de las piedras nos parece decir que permanecieron aún los efectos de la erupción del Popocatepetl. [6]

Este reporte refleja lo que parece ser una actividad fumarólica, de explosividad baja o nula.

1519

- La actividad del Popocatepetl seguía en este año; ignoramos nosotros si era una nueva erupción o sólo continuación de las de 1509 y 1512; pero en el año de que tratamos, los españoles le vieron arrojar humo, cenizas y piedras incandescentes, durando este estado hasta 1528, según se colige de la noticia siguiente: "a la una de estas sierras, llaman los indios sierra blanca porque siempre tiene nieve; a la otra llaman sierra que echa humo, y aunque ambas son bien altas, la del humo me parece ser más alta, y es redonda desde lo bajo, aunque el pie baja y se extiende mucho más..." "Este volcán tiene arriba en lo alto de la sierra una gran boca, por la cual solía salir un gran golpe de humo, el cual algunos días salía tres y cuatro veces. Habría de México a lo alto de esta sierra o boca, doce leguas, y cuando aquel humo salía parecía ser tan claro como si estuvieran muy cerca, porque salía con gran ímpetu muy espeso, y después que subía en tanta altura y gordor como la torre de la iglesia mayor de Sevilla, aflojaba la furia y declinaba a la parte que el viento le quería llevar. Este salir de humo cesó desde el año de 1528, no sin grande nota de los españoles y los indios. Algunos querían decir que era la boca del infierno". [7]

Otras referencias dicen para el mismo año:

- Cortés, en su Segunda Carta de Relación, escrita poco después de haber llegado a Cholula en 1519, dijo refiriéndose al Popocatepetl: "... a ocho leguas de Churutecal, estaban dos sierras muy altas y muy maravillosas, y de la una, que es más alta, sube muchas veces así de día como de noche un gran bulto de humo como de una gran casa; y sube encima de las nubes tan derecho como una vira que aunque arriba anda el viento muy recio no la puede torcer; no se puede ascender hasta la nieve que en la sierra hay y de los torbellinos que da la ceniza que de allí sale; el humo salía tal ímpetu y ruido que parecía que toda la sierra se caía abajo". [8]

- Ante ese mismo testimonio, Sebastián Musler menciona en su Cosmografía, impresa en 1540, "...una erupción acaecida en 1519. Esta noticia se relaciona tal vez con la que Cortés dio en su Segunda Carta de Relación." [9]

- Por su parte, Bernal Díaz y Gomara sostienen que Diego de Ordaz y un compañero suyo subieron al cráter y "...llegaron a lo postrero por debajo de un espeso de humo, y miraron un rato pareciéoles que tenían media legua de boca aquella concavidad en que retumbaba el ruido que estremecía la sierra, y por hondo y más como un horno de vidrio cuando más hierve." [9]. Relata Bernal Díaz del Castillo [10]: "...el volcán que está cabe en Guaxocingo, echaba en aquella sazón que estábamos en Tlaxcala mucho fuego, más que otras veces solía echar, de lo cual nuestro capitán Cortés y todos nosotros no habíamos visto tal, nos admiramos de ello; y un capitán de los nuestros que se decía Diego de Ordaz tomóle codicia de ir a ver que cosa era, y demandó licencia a nuestro general para subir en él y aun de hecho se lo mandó. Y llevó consigo dos de nuestros soldados y ciertos indios principales de Guaxocingo; y los principales que consigo llevaba poníanle temor con decirle que luego que estuviere a medio camino de Popocatepeque, que así llaman aquel volcán, no podría sufrir el temblor de la tierra y llamas y piedras y ceniza que de él sale, y que ellos no se atreverían a subir más de donde tienen unos cúes de ídolos que llaman los teules de Popocatepeque. Y todavía Diego de Ordaz con sus dos compañeros fue su camino hasta llegar arriba, y los indios que iban en su compañía se le quedaron en lo bajo, que no se atrevieron a subir, y parece ser, según dijo después Ordaz y los dos soldados, que al subir que comenzó el volcán a echar grandes llamaradas de fuego y piedras medio quemadas y livianas, y mucha ceniza, y que temblaba toda aquella sierra y montaña adonde está

el volcán, y que estuvieron quedos sin dar más paso adelante hasta de ahí a una hora que sintieron que había pasado aquella llamarada y no echaba tanta ceniza y humo, y que subieron hasta la boca, que era muy redonda y ancha, y que habría en el anchor un cuarto de legua, y que desde allí se parecía la gran ciudad de México y toda la laguna y todos los pueblos que están en ella poblados."

- Otro de los testimonios de esa misma época es el registrado por Cervantes de Salazar en las páginas de la Crónica de la Nueva España, tomo tercero. Narra Salazar que una vez ganada la ciudad de México por Cortés y no teniendo pólvora para conquistar las demás provincias, llamó a Montaña y Mesa, el artillero, para formar la expedición que iría al cráter del Popocatepetl a recoger el azufre necesario para fabricar la pólvora, donde tenía la seguridad de encontrar azufre. Se proveyeron de lo necesario: *"Tomaron treinta y seis brazas de guindalesa en dos pedazos que pesaban dos arrobas y un balso de cáñamo para entrar en el volcán y cuatro costales de añejo, aforrados en cuero de venado curtido en que trajese el azufre."* Tocó a Montaña entrar siete veces en el cráter del cual extrajo cerca de ocho arrobas y media de azufre. En seguida entraron los otros compañeros hasta llenar los sacos y decidieron no entrar más, por que según Montaña dijo al cronista Cervantes de Salazar, *"era cosa espantosa volver los ojos hacia abaxo, porque allende de la gran profundidad que desvanecía la cabeza, espantaba el fuego y la humareda que con piedras encendidas de rato en rato, aquel fuego infernal despendía, y con esto, al que entraba, para aumento de su temor le parecía que o los de arriba se habían de descuidar, o quebrarse la guindalesa, o caer del balso u otros siniestros casos que siempre trae consigo el demasiado temor."* [11]

1 5 3 0

- En su Repertorio de los tiempos, Enrico Martínez citó que el Popocatepetl *"tornó a arrojar humo y dejó de hacerlo, conforme a esta cita: "en este mismo año de 1530, el Volcán que está á vista de México, cesó de echar humo y estuvo así hasta el año de 1540."* [12]

1 5 3 9

-Reporta Bernal Díaz del Castillo [10]: *.. "Después acá desde que estamos en esta tierra no le habemos visto echar tanto fuego ni con tanto ruido como al principio, y aun estuvo ciertos años que no echaba fuego hasta el año de mil quinientos treinta y nueve, que echó muy grandes llamas y piedras y ceniza. Dejemos de contar del volcán, que ahora que sabemos que cosa es y habemos visto otros volcanes, como son los de Nicaragua y los de Guatemala, se podían haber callado los de Guaxalcingo..."*

1 5 4 0

- Un cronista anónimo de 1550, cuyo manuscrito se encuentra en la Biblioteca Provincial de Toledo, asegura que *"...el volcán después de haber estado en reposo durante diez años, tornó a enfurecerse en 1540, poniendo el espanto en los vecinos de Huejontzingo y sus alrededores."* [13]

1 5 4 8

- Según el testimonio dejado por el Sr. Martínez Gracida, en ese año hubo una *"erupción del Popocatepec, arrojó lava y materias encendidas."* [14]

Las diversas descripciones que cubren el periodo 1519-1548, podrían ser aplicadas en su mayor parte a la actividad desarrollada por el Popocatepetl desde 1993. Cabe destacar una característica de los relatos: Este tipo de emisión

de fumarolas y cenizas probablemente no juveniles es común y frecuente en el Popocatepetl (el uso repetido de la palabra *lava* en los reportes, no necesariamente implica la presencia de materiales juveniles. De hecho, durante la actividad de 1994-1995, los habitantes de la región se refieren reiteradamente a las emisiones observadas como "*aventar lava*"). Desde las erupciones magmáticas de hace 1000 ó 1100 años, la actividad freática, con abundante producción de gases azufrosos, que se prolonga por varios años, intercalada con periodos de reposo, parece ser el modo dominante de actividad de ese volcán. Las ocho y media arrobas (casi 100 kg) de azufre puro, extraídas por montaña en 1519 apenas reflejan la abundancia de condensados de SO₂ y H₂S en el interior del cráter. En algunas ocasiones, las emisiones de este periodo parecen haber sido algo más intensas que las que se han registrado en 1993-1995, pues se menciona el lanzamiento de pómez a distancias considerables. Sin embargo, los relatos dejan entrever que se trata de líticos de caída libre y probablemente no juveniles, pues en ningún momento se describe lo que podría ser actividad magmática explosiva. La evaluación más precisa de la magnitud de la actividad del Popocatepetl en ese periodo, la refleja Díaz del Castillo en su frase "...*Dejemos de contar del volcán, que ahora que sabemos que cosa es y habemos visto otros volcanes, como son los de Nicaragua y los de Guatemala, se podían haber callado los de Guaxalcingo...*", sugiriendo el relativo bajo nivel de actividad del Popocatepetl comparado con volcanes de América Central. Díaz del Castillo posiblemente presencié algunas de las erupciones ocurridas en Nicaragua (El volcán San Cristóbal tuvo una erupción importante en 1522, el Masaya en 1524 y 1529, el Telica en 1527 y 1529, el Momotombo en 1550 y el Mombacho en 1560) y en Guatemala (Fuego tuvo erupciones en 1524, 1526 y 1565 y Pacaya tuvo actividad explosiva en 1565).

1 5 6 2 - 1 5 7 0

Este periodo es particularmente intenso en cuanto a actividad tectónica y volcánica en otras partes de México. Se reportan cuatro terremotos, causantes de víctimas y una erupción del Citlaltépetl. [15]

1 5 7 1

- Reporta el Sr. Martínez Gracida: "*Erupción del Volcán Popocatepetl, arrojó muchas cenizas.*" [16]

1 5 9 2

- En una carta dirigida por el Conde de la Cortina a todos los editores de los periódicos de esta ciudad capital en 1815, se registra que en 1592 "*volvió a arrojar el Popocatepec vapores y cenizas.*" [17]

1 6 4 2

- En esa misma carta se establece que en 1642 otra "*erupción del Popocatepec: arroja humo y cenizas.*" [18]

El tono de estos tres reportes sugiere que estos episodios de actividad no tuvieron carácter destructivo y probablemente fueron similares a los evento del periodo 1519-1548, y por ende al actual.

1 6 6 3

- Las actividades del volcán en este periodo fueron descritas en parte, por el padre Betancourt (según Orozco y Berra) o Vetancurt (según Atl). Dice así el cronista en su **Teatro Mexicano, Volumen I**: "*Llámanle los naturales Popocatepetl, que quiere decir Cerro que Humea. Tiene una gran boca en la cima y echa por ella un penacho de*

humo tan grueso y tan espeso que se ve de muchas leguas subir por la región del aire. A veces arroja ceniza y la esparce a los comarcanos pueblos, y llega hasta Puebla, Tlaxcala, y hasta Chalco, ocho leguas de distancia. No es continuo el humo visible que cesa por muchos años. El año de 1594 cesó en octubre. El año de 1663, el trece de octubre a las dos (según Orozco y Berra, a las tres, según Atl) de la tarde levantó un plumaje de humo tan denso que oscurecía la región del aire; luego al año siguiente, continuando el humo, vispera de San Sebastián (Febrero 24 de 1664), á las once de la noche por la parte que mira a Puebla, cayó de la boca un pedazo con tanto ruido que se estremeció toda la ciudad y las ventanas y puertas se abrieron al golpe y el techo de las escaleras de nuestro convento se vino a abajo, y las puertas de las celdas se abrieron, y muchas de las casas de la ciudad. Hicieron rogativas y procesiones de sangre, pidiendo a Dios misericordia, por que la ceniza era en cantidad y con ella piedras que se hallaban menudas, livianas, como la piedra pómez, fuese cesado el humo y ahora es poco lo que despide que apenas se divisa." [18,19]

"En el tratado del Descubrimiento de las Indias y su Conquista, compuesto por don Juan Suárez de Peralta, vecino y natural de Méjico en el tercio del siglo XVI, y que también existe en la Biblioteca Provincial de Toledo", [20] se encuentran las siguientes noticias para el mismo período:

"Notable suceso. El Volcán de la Sierra Nevada." Este que llaman volcán, por la punta de ella está humeando a sus horas y momentos, y es tanto el humo, que estando el cielo muy claro, cubre todo de aquel humo que es muy espeso y blanquizo, que es muy de ver; en las mañanas cuando el sol sale empieza a humear, saliendo el humo claro y luego se espesa, y van pedazos de él con nubes por todo el cielo, y se ve salir por la boca que parece, y así se tiene por cierto, ser alguna boca del infierno".

"Subió al Volcán Antonio de Betanzos. Dicen han querido muchos subir a ver aquello, y no ha sido posible. Yo vi un caballero tío mío, que se llama Antonio Soltedo de Betanzos, que dio en subir a verle él y unos frailes, y se previnieron de ropa y todo lo necesario para contra el frío y los demonios; llevan muchas reliquias, agua bendita, cruces, misales para las oraciones, y gente con bastimento. Empezaron a subir y entrando por la ceniza, era tanta, que les fue forzoso dejar los caballos e ir a pie, y como iban llegando, más se les iban quedando indios muertos de frío, y los españoles proseguían su camino con determinación de no dejar de ver la boca de aquella sierra, mediante Nuestro Señor, a quien se encomendaban muy de veras; iban confesados y comulgados. Habiendo andado en dos días como tres leguas, con grandísimo trabajo, que no podían andar, que se atoraban en la ceniza, queriendo pasar adelante no fué posible, porque ya se les hundían los pies hasta más de la pantorrilla, y con mucha pena la sacaban y el frío era de manera que no eran señores de las manos ni de sí con llevar lumbre, con artificio, que les calentase, y por momentos el ajo y la bota, no bastaban. Acordaron de volverse, habiendo muerto más de quince personas de frío... él y los frailes, que cuando más iban llegando a la sierra oían un rumor grandísimo, que ponía temor, como cosa de herrería y éste algunas veces dicen los indios que viven en aquellos pueblos, que están a su falda, y aun españoles que lo oyen."

"Subió un Fraile al Volcán y lo Vió. Oí decir que un fraile, que no me acuerdo cómo se llamaba, luego que se ganó la tierra, él y otros cuatro españoles, y otros indios, subieron hasta la misma boca, la cual vieron y aguardaron que no humease. La grandeza de ella, dicen que les pareció debía de ser más de media legua y que lo que alcanzaron a ver, fué que parecía que el mundo se hundía de ruido, y que habían grandísimas llamas de fuego, y que cocía como una caldera y echaba de sí esta mala cosa mucha cantidad de piedra azufre, la cual llega muy cerca de los pueblos, y los indios la toman. Descubrense estas sierras desde leguas y se ve salir el humo, como de un horno, salvo que en grandísima cantidad".

1 6 6 4

"El día 24 de junio de 1664, arrojó gran cantidad de humo el volcán de Popocatepetl, lo que no había ocurrido desde 1530 (Disertaciones de Alamán, tomo 3, Apéndice, pág. 34) Lo de que el humo no se hubiera presentado desde 1530, parece totalmente falso en esta noticia" [18, 21]

1 6 6 5

-En "El Mexicano", periódico bisemanal, en el numero 75, tomo II, pag. 96, que se publicó en 1866, se encontró la siguiente noticia: *"1665. Este año, á 20 de enero, día de San Sebastián, reventó el volcán y duró en estar cayendo ceniza cuatro días: les cayó a mis padres, hayéndome de seis meses, de la Puebla a Nativitas"*

No obstante, el propio Orozco y Berra cita que "Esta noticia se refiere a una erupción del Popocatepetl, y nos hace dudar entre si es esta misma u otra erupción a la que se refiere Lorenzana en las "Cartas de relación", que se publicaron en 1770, fol. 25, en el que se lee: "XXV. El Exmo. Sr. Don Antonio Sebastián de Toledo, Marqués de Mancera, casado con la Sra. D. Leonor Carreto, entró en el Gobierno a 15 de Octubre de 1665, que fué señalado, porque en él reventó el Volcán de México, y estuvo arrojando ceniza cuatro días." [22]

De esta relación de acontecimientos puede inferirse que en el periodo 1663-1665 ocurrieron varios episodios de actividad volcánica de mayor importancia relativa en el Popocatepetl, probablemente comparables con algunos del periodo 1519-1548. En particular llama la atención el pasaje del reporte del Padre Betancourt que dice "...por que la ceniza era en cantidad y con ella piedras que se hallaban menudas, livianas, como la piedra pómez..." La mención explícita a una caída importante de pómez y ceniza el 24 de febrero de 1664 hasta Puebla, podría sugerir la emisión de materiales magmáticos juveniles. Sin embargo, la ausencia de reportes de daños en poblaciones más cercanas al volcán, como Tochimilco por ejemplo, que ya contaban con edificaciones y núcleos importantes de población en esa fecha, podrían indicar, como se menciona anteriormente, que la ceniza y la pómez fueron materiales no juveniles arrastrados por emisiones de gas y actividad freática, en forma similar al caso actual, pero con mayor intensidad.

1 6 9 7

- Para el año de referencia, Alamán en sus Disertaciones, Apéndice, pág. 44, observa que *"El 20 de octubre de 1697, hizo una erupción de fuego el Volcán Popocatepetl."* [23]

1 7 2 0

- *"Este año hizo una nueva erupción el Popocatepetl"* .[24].

Los reportes de los eventos de 1697 y 1720 son vagos e inespecíficos, por lo que probablemente se trata de actividad menor.

1 8 0 4

- *"En 1804, el 20 de abril, el barón de Humboldt observó una erupción desde San Nicolás de los Ranchos en el camino de Puebla, pero su información se reduce a describir una columna de humo que salía de cráter."* [25]

1 8 2 7

- *"Abril 20 . Dos extranjeros; los señores Tuileur y Glennie subieron a la cumbre del Popocatepetl provistos de instrumentos apropiados para hacer observaciones y describieron que el cráter tiene la figura de un embudo de paredes poco inclinadas y cuyo fondo no se ve: estas paredes tienen surcos de arriba abajo, y otros circulares, los que siendo tres dividen la cavidad en cuatro fajas paralelas, de las cuales que empieza en la boca es la más ancha y de piedra, las demás parecen de arena, la nieve solo ocupa la parte exterior; la boca es casi circular y su diámetro*

es de más de un cuarto de legua." [26]

1 8 3 4

- Por su parte, el señor Federico Guerol y el Barón Luis Gross subió al Popocatepetl y observaron lo siguiente: "...la boca del cráter tiene la figura de óvalo irregular cuyo diámetro mayor es como de 1800 varas, y el menor de 1430; y por tanto tiene más de una legua de circunferencia; las paredes interiores son casi perpendiculares a una profundidad de 280 a 350 varas, el fondo es algo más angosto que la boca y en él se ven dos respiraderos de humo de azufre, que no llega hasta arriba." [27]

1 8 3 6

- Dos años después, "el barón de Gross visitó las alturas del Popocatepetl encontrando el cráter en completo reposo." [28]

1 8 4 2

- Con un interés más especializado, "el geólogo Andrés del Río publicó algunas notas sobre Las ricas sulfataras del volcán y muestra estar de acuerdo con las observaciones de Humboldt y de Gross." [29]

1 8 5 1

- En mayo 31 de 1851 Jesús M. Ríos, publica sus observaciones de la visita al volcán Popocatepetl: "...del labio inferior del cráter hasta donde está puesta la carrucha, hay una inclinación de 50 a 60 varas y de esta al fondo, en inclinación moderada, diez o doce, por tanto, la total profundidad será poco más o menos de 150 varas: de circunferencia tendrá el cráter dos mil varas, que disminuyen hacia el fondo a manera de embudo hasta quedar este en tres o cuatrocientas. Al aproximarse al cráter se oye un ruido parecido al del agua que desciende de una cascada, y este lo ocasionan los respiraderos del fondo que vomitan humo y azufre con el estrépito que incendia el carbón la manga de soplo de una fragua." [30]

1 8 5 6

- Publicados en el Diario El Herald, en el mes de junio del año de referencia, el Ing. Civil Gaspar Sánchez Ochoa, hace del conocimiento público sus cálculos efectuados sobre la generación de algunos materiales por el Volcán Popocatepetl: "De la plaza del cráter se eleva constantemente una columna de humo que se desprende de sus respiraderos, y estos humos recogidos producirían de veinte a treinta quintales diarios de azufre puro; el número en que yo hice mi experimento era tan débil que cuando la atmósfera estaba un poco cargada de electricidad ni aún se percibía." [31]

1 8 7 0

- "En 1870 el geólogo Antonio del Castillo estudió la producción de distintas sulfataras del cráter, el cual encontró en reposo." [32]

Nuevamente, unas interesantes referencias a la explotación de azufre en el interior del cráter nos indican como el Popocatepetl ha sido un gran productor de gases magmáticos de azufre durante los últimos siglos. Un quintal equivale a 46.24 kg, 20 quintales diarios equivalen aproximadamente a una tonelada por día. El Ing Sánchez Ochoa estimó en 1856 que, con la tecnología de la época, sería posible condensar esta cantidad de azufre elemental diariamente, a partir de fumarolas que él consideraba débiles en ese momento. De los datos que aporta, es difícil inferir la producción de SO₂ y H₂S que pudiera haber generado el volcán en esa época, pero sin duda era alta.

1 8 8 4

- Enero 19. En telegrama dirigido por el presidente municipal de Jiutepec al director del Observatorio Meteorológico, decía: *"Participo a ud. que a las doce y veinte minutos de hoy se percibió ruido estrepitoso y prolongado rumbo al Popocatepetl, llamando la atención de todo el vecindario. Ignórase la causa".*[33]

Es difícil interpretar este reporte como algún tipo de actividad del volcán. Incluso en la actualidad, se reciben ocasionalmente reportes de ruidos como este, que no son detectados por ninguno de los dispositivos de monitoreo.

1 9 0 0 - 1 9 1 8

- *"En 1900 el general J. Sánchez Ochoa se interesó por la explotación del azufre y emprendió varias exploraciones que dieron por resultado su extracción hasta 1907, el azufre siguió explotándose en pequeña escala hasta febrero de 1919. (De los informes químicos de esa época) sic., se desprende que el azufre del Popocatepetl no contenía arsénico."*[34]

Paralelamente, durante ese período, las ascensiones realizadas por el Dr. Atl al cráter del volcán le permitieron elaborar las siguientes observaciones minuciosas de su estructura geodinámica [35]: *"el perfil del cráter ha permanecido fundamentalmente el mismo desde que terminaron las grandes erupciones lávicas, seguramente en tiempos muy remotos."*

"El interior del cráter está formado por estratificaciones diagonales y horizontales de corrientes de traquitas, tezontle y capas de material detrítico."

"El aspecto de este gran pozo, en 1909, semejaba el interior de un inmenso horno de ladrillos apagado, con sus paredes de un color rojo vivo con grandes fajas grises entre las cuales salían los gases de algunas fumarolas."

"En la plazoleta del fondo, y junto a los derrumbes que forman las murallas, han existido siempre tres humeros (sulfataras) muy importantes, que antes de la erupción de 1919 tenían manchas grises salpicadas de puntos amarillos. De ahí se extraía el azufre. Hay otros humeros o sulfataras cerca de la antigua boca de la chimenea."

"Con excepción de las sulfataras, no se encuentra en el cráter ninguna otra boca o aparato volcánico, como han quedado en la mayor parte de los volcanes andesíticos del Valle de Méjico, pequeños conos o terrazas por las cuales se verificaron las últimas erupciones de todos ellos: Xitli, Hueitépétl, Xaltépétl, y otros conos y terrazas que no obstante su grande antigüedad permanecen perfectamente definidos."

"La antigua chimenea estuvo siempre obturada por escorias recubiertas por las rocas de los derrumbes, y sólo quedaban algunas pequeñas oberturas por las cuales salían periódicamente lentas columnas de vapor, y en muy raras ocasiones, nubes cargadas de cenizas. En ninguna parte del fondo, ni de los labios del cráter, ni en ningún lugar del volcán, se encuentran lavas modernas."

1 9 1 9

- Basado en numerosas observaciones de campo y en testimonios de personas que vivieron y/o presenciaron la

erupción del Volcán Popocatepetl en febrero de 1919, el Dr. Atl afirma que dicho evento adquiere una importancia de primer orden en la historia de la geología y del conocimiento, que de ese fenómeno se tenía hasta este momento, ya que es el resultado de "una acción puramente artificial". Es decir, que "la apertura y conmoción de la chimenea central se debieron a una fuerte explosión de dinamita (inducida por una empresa extractora de azufre: sic), que provocó un verdadero sismo y la reaparición de la actividad explosiva, paralizada durante milenios." [36]

"Estos datos y los que siguen me han sido proporcionados, en parte, por el único superviviente de la catástrofe, José Mendoza, y en parte, por Leonardo Santos, que fué el encargado de organizar el servicio de auxilio a las víctimas, que eran casi todas las gentes de Amecameca."

"De donde pusieron los cuetes salieron chorros de piedras que subieron muy alto en el aire, se desparramaron y cayeron por todos lados. Lo que a mí me dió más miedo fué ver cómo temblaron las paredes, y los chorros de piedras que caían de todas ellas."

"A pesar del estado tan débil en que yo me encontraba, podía darme cuenta de lo que estaba pasando en el cráter: en los lugares donde habían puesto los cuetes de dinamita, había remolinos de nieve que se levantaban y volvían a caer en el mismo lugar. A veces salían delgados chorros de vapor. Me parecía muy extraño. Muchas ocasiones quise acercarme a ver si podía calentarme, pero la nieve era muchísima, y no podía andar. Cuando nos sacaron y nos tendieron junto al malacate yo miré para abajo y vi cómo se había empezado a formar una pequeña laguna en todo el fondo, y en mero en medio salían borbotones de agua y chorros de vapor. Luego me bajaron y me llevaron hasta mi casa donde rápidamente volví a la vida."

Lo que pasó después lo testimonió Leonardo Santos: "Se había amontonado mucha nieve en el fondo y el sol la había empezado a derretir y por entre aquel lodazal blanco salían grandes borbotones de aire, y gruesos chorros de vapor. Seguramente la dinamita abrió el volcán y por las hendiduras empezó a salir otra vez el fuego de adentro." "Resumiéndolos, estos datos demuestran que en marzo de 1919 se había empezado a formar un aparato volcánico sobre la antigua chimenea del volcán por el cual se iniciaron violentas manifestaciones fumarólicas."

El periodo comprendido entre 1720 (y probablemente desde 1697) a 1919 se caracteriza por la ausencia de reportes de erupciones, y por la relativa abundancia de expediciones al cráter que coinciden en describir una actividad solfatárica considerable. Esto sugiere que por un período de más de 200 años, el Popocatepetl mantuvo un régimen bajo en emisión de materiales sólidos, comparado con el periodo 1509-1720. Las descripciones de las solfataras cratéricas y las evaluaciones de su posible explotación comercial como fuente de azufre, sugieren que durante ese periodo probablemente el volcán mantuvo una considerable producción de SO_2 .

1 9 2 0

- Continuando con sus observaciones, el Dr. Atl apunta: "Si el cráter del volcán aparecía hasta febrero de 1919 como un horno de ladrillos apagado, desde 1920 semejaba un horno acabado de encender, lleno de humo y de cenizas y con un gran brasero en el fondo, cuyo fuego se avivaba constantemente por violentas corrientes de vapor."

"Ese nuevo aparato presentaba en su centro dos grietas en las cuales el fuego era constante, muy visible aún a plena luz del día cuando era avivado por las explosiones. La bóveda tenía un diámetro aproximado de 50 metros por 19 de altura y estaba proyectada con leve inclinación de Oriente Sur al Norte. Una corona de fumarolas muy activas las circundaba."

"En 1920 se producían violentas emisiones de vapor por la abertura central de la cúpula en formación, algunas veces acompañadas de humo espeso y de cenizas. Del 11 al 14 de noviembre de 1920, permanecí en observación en los labios y en el interior del cráter, y conté ciento ochenta, pudiendo apreciar su mecanismo."

"... desde principios de 1920 las explosiones adquirieron una invariable periodicidad: cada 8 días, precisamente los domingos, por la mañana entre 6 y 7 y por las tardes inmediatamente después de ponerse el sol, se verificaban erupciones que eran invariablemente las más importantes de toda la semana." [38]

- El 24 de marzo el diario Excélsior patrocinó una excursión al volcán, rica en incidentes y en fotografías, la que nunca tuvo la pretensión de asumir un carácter científico, lo cual no impidió al Dr. Atl registrar las siguientes observaciones: *"En efecto, el día anterior estando los miembros de la excursión en Tlamacaz vimos elevarse una enorme columna de humo a una altura aproximada de 3,000 metros sobre el cráter."*

"La cabeza de la caravana llegó al labio inferior de la gran boca a las ocho y media de la mañana del 25, y en ese preciso momento se verificó una formidable erupción de humo y de cenizas, y a nuestro alrededor cayeron algunas piedras como garbanzos y otras grandes, del tamaño de un huevo, todas fragmentos de antiguas escorias."

"Es necesario advertir que no hubo nunca en el Popocatépetl sismos que precedieran a las erupciones, y que, por el contrario, eran éstas las que provocaban trepidaciones locales en la parte superior del cono."

"Durante todo el año de 1921 las emisiones de vapor de agua y de cenizas fueron muy considerables y se verificaron cotidianamente, y en algunos días hubo diez, quince, veinte y hasta cincuenta, algunas de ellas muy potentes. La cúpula del fondo parecía continuar lentamente su evolución, con el levantamiento de su parte central."

El día 10 de diciembre de 1921 se produjo una erupción muy violenta, fuertemente cargada de cenizas, que se elevó en la atmósfera a una altura aproximada de 6,600 metros sobre el borde del cráter del volcán, y duró en la atmósfera más de 4 horas..."[38]



Fig. 2. *"Erupción tipo del Popocatépetl durante el período eruptivo 1919-1938. Esta magnífica fotografía fué tomada por el artista Hugo Brehme en 1921." (Dr. Atl, op.cit, pág. 64).*

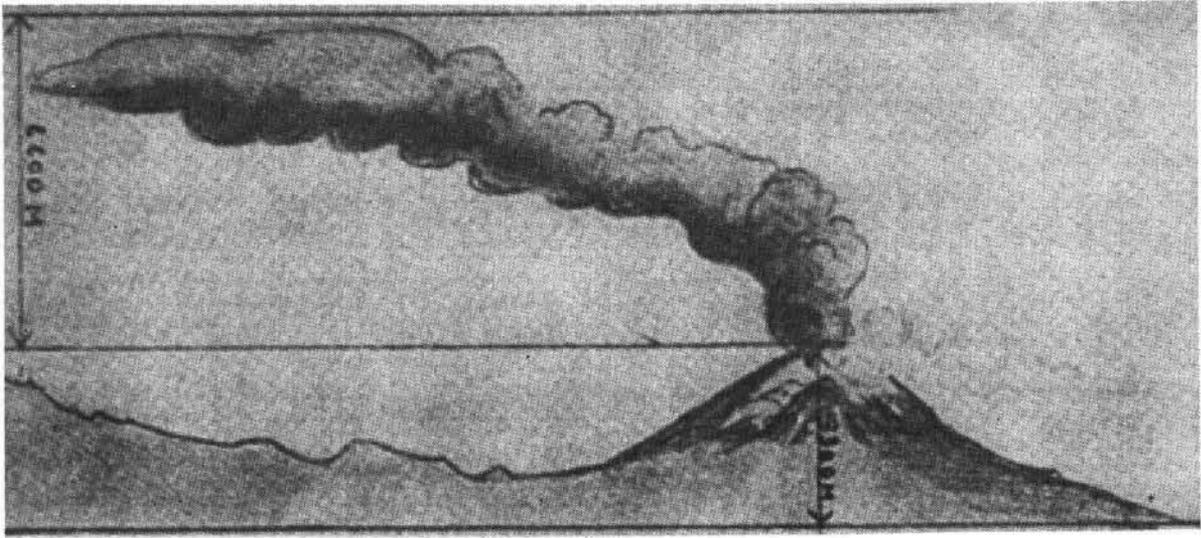


Fig. 3. "Erupción a chorro continuo que se elevó en la atmosfera a cerca de 6,600 metro sobre el borde del cráter." (Dr. Atl, *op.cit*, pág 66).



Fig. 4. "Una grande erupción captada en el labio inferior del cráter." (Dr. Atl, *op.cit*, pág 67).

1 9 2 5

-Reporta Atl: "El 23 de junio de 1925 presencié en las faldas de la Iztaccihuatl, a una altura de 4,000 metros, tres explosiones muy violentas (del Popocatepelt), que se produjeron en el espacio de 4 minutos. Fueron densas nubes de un color negruzco que dejaron sobre las faldas de la parte sur del volcán una gruesa ceniza".

"En una sola ocasión, durante mis largas observaciones, pude ver un verdadero pino formado por una erupción a chorro continuo que empezó justamente al salir el sol y perduró en la atmósfera cerca de tres horas." (Dic., 1922) [39]

Las descripciones de la actividad desarrollada a partir de 1920 indican un retorno al nivel reportado para los siglos XVI y XVII. Atl parece sugerir que este nuevo episodio pudiera haber sido disparado por las explosiones de dinamita de 1919, pero probablemente se trate de una coincidencia. Las manifestaciones descritas por Atl y otros observadores son así mismo muy similares a las observadas en el periodo 1993-1995.

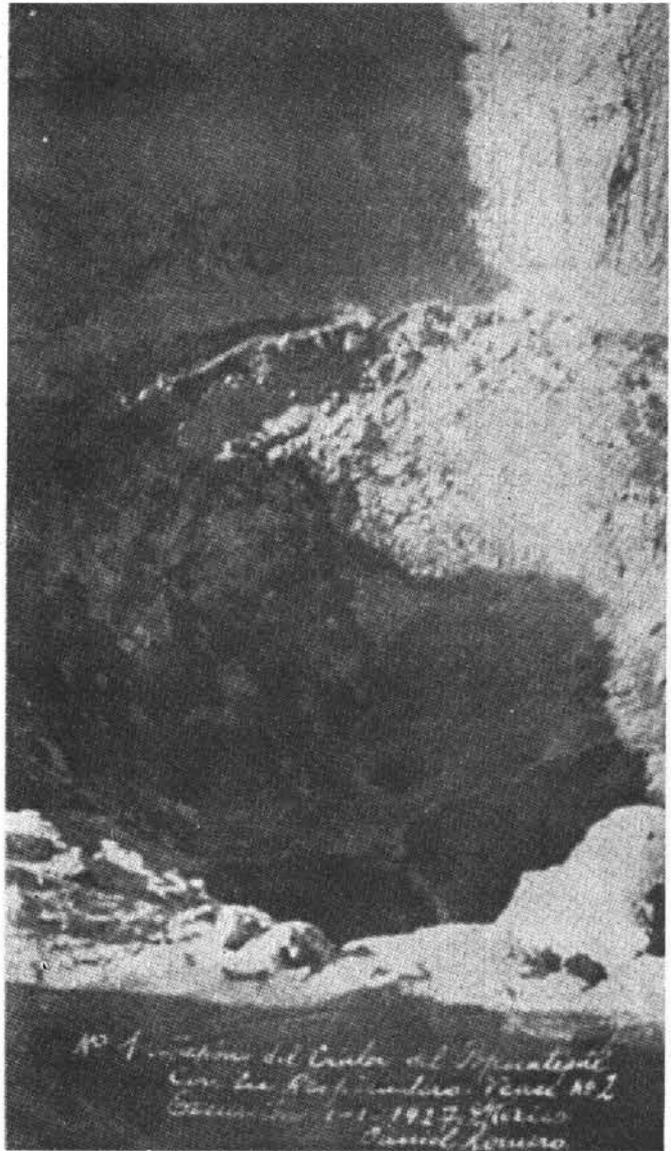


Fig. 5. "El nuevo aparato volcánico termina su evolución en 1927. Aparece recubierto de una capa de escorias fundidas con una pequeña chimenea en el centro." (Dr. Atl, op.cit, pág. 70).

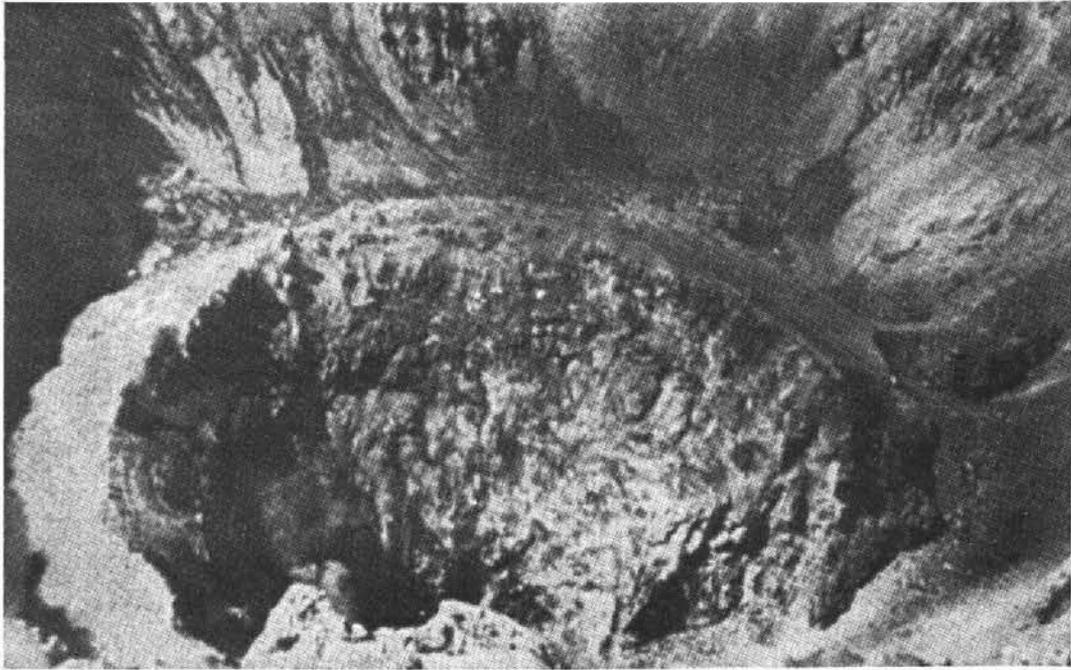


Fig. 6. "El nuevo aparato volcánico empieza a deteriorarse en 1928-29." (Dr. Atl, *op.cit*, pág 71).

1981-1989

Robin y Boudal publican entre 1981 y 1989 una serie de artículos donde se establecen los riesgos potenciales asociados al volcán Popocatepetl. Particularmente enfatizan la posibilidad de que, aparte de una actividad piroclástica mayor, pudieran desarrollarse en el Popocatepetl eventos del tipo Bezymianny o Mt. St. Helens, que involucran la demolición de parte del edificio volcánico y la subsecuente producción de devastadoras avalanchas de escombros. En julio de 1987 se instala por el Instituto de Ingeniería de la UNAM la estación sismológica telemétrica "Altzomoni" a 4 km de Paso de Cortés y a 11 km al norte del cráter del volcán. En septiembre de 1989 el Instituto de Geofísica de la UNAM instala la estación sismológica telemétrica "Tlamacas", a un poco más de 4 km al norte del cráter (Quaas et al. 1995, este volumen). El volcán permanece en calma y frecuentes expediciones al cráter y a su interior reportan la existencia episódica y estacional de una pequeña laguna cratérica.

1992 - 1993

De forma gradual se inicia una reactivación de la actividad fumarólica del volcán hacia fines de 1992 y principios de 1993, que en esta ocasión es posible seguir por medio de las observaciones sismológicas. Se cuentan varios microsismos volcánicos por día en promedio. Se instala una red de monitoreo geodésico en febrero 1992.

-Febrero 11. Se establece el Comité de Planeación "Plan Popocatepetl", integrado por autoridades estatales y federales de Protección Civil y por científicos de la UNAM, el CENAPRED y otras instituciones con el fin de desarrollar planes de contingencia. Se utilizan los mapas de amenaza volcánica de Robin y Boudal como base para las evaluaciones de riesgo.

-Octubre 14. Se instala sobre el flanco suroeste del volcán, a unos 4 km del cráter, otra estación sísmica telemétrica "Chiquipixtle" por parte del CENAPRED (Quaas et al. 1995, este volumen). Aumenta significativamente la actividad microsísmica (Valdés et al. 1995, este volumen).

-Noviembre 22. Se instala otra estación sísmica telemétrica temporal del Instituto de Ingeniería, UNAM conjuntamente con el CENAPRED en "Colibrí", a unos 7 km al sureste del cráter. Persiste la microsismicidad elevada.

Diciembre 21. A las 01:31 hrs. de la madrugada, se registra una serie de microsismos de mayor magnitud detectados por la red de monitoreo del Popocatepetl, que marcan el inicio de una nueva etapa de actividad en el volcán. A las 01:54, un evento mayor probablemente relacionado con la apertura del conducto volcánico, permite la salida de mayores cantidades de gas que arrastran ceniza. Al amanecer, una tenue lluvia de cenizas cae sobre la ciudad de Puebla y otras localidades cercanas.

9:00 hrs. Se reúne con carácter "permanente" el "Comité Científico Asesor" de la Secretaría de Gobernación, integrado por expertos de la UNAM y del CENAPRED. En una sesión encabezada por el Subsecretario de Protección Civil y de Prevención y Readaptación Social, se determina realizar un vuelo de reconocimiento en helicóptero el cual se repite a las 14:00 hrs. El Comité Científico Asesor evalúa los resultados de las observaciones concluyendo que se presenta un incremento considerable tanto en las emisiones de ceniza como en la sismicidad.

16:00 hrs. La Secretaría de Gobernación hace del conocimiento de los Gobiernos de los estados de Puebla y Tlaxcala la condición que guarda el Volcán y recomienda activar el "PLAN OPERATIVO VOLCAN POPOCATEPETL".

17:00 hrs. Se activan los Programas de Respuesta y Atención a la Población: en el estado de Puebla, se evacúan 23 localidades con un aproximado de 25,000 habitantes. Otra cantidad similar de población evacuó por sus propios medios a casas de familiares y amigos. En el estado de Morelos se evacúan 716 personas de la localidad Tetela del Volcán. En los estados de México y Tlaxcala, aunque no fue necesaria la evacuación, se activan los dispositivos previstos en sus programas respectivos.

Diciembre 22-28. Paralelamente a estas actividades con el apoyo de la Secretaría de Gobernación, el Comité Científico Asesor, incrementó los niveles de monitoreo y análisis de información por medio de las siguientes acciones: 1) Vuelos del COSPEC, consistentes en mediciones del volumen de bióxido de azufre emitido por el volcán utilizando un espectrómetro de correlación; 2) Crecimiento de la red de monitoreo instalando otra estación sismológica telemétrica: "Canario" y tres inclinómetros electrónicos telemétricos: "Canario, Nexpayantla y Chiquipixtle" con el apoyo del U.S. Geological Survey (Quaas et al. 1995, este volumen), así como diversos puntos de observación geodésica. Algunas de las poblaciones evacuadas retornan escalonadamente a sus lugares de origen.



1 9 9 5

Enero-abril. Se incrementa el nivel de vigilancia del volcán instalando una cámara de TV que transmite desde el Altzomoni la imagen a tiempo real al CENAPRED. El 6 de enero se instala la estación sísmica telemétrica "Bonsai" a unos 7 km al noreste del cráter. Asimismo, se elabora el Sistema de Alerta Temprana para mantener permanentemente informada a la población de la condición que presenta el volcán, y para apoyar la toma de decisiones. Con la coordinación de la Subsecretaría de Protección Civil y de Prevención y de Readaptación Social se instrumenta y opera la Campaña "Semáforo de Alerta Volcánica." Se actualizan los mapas de riesgo con base en las recomendaciones del Comité Científico asesor.

Mayo 4. El nivel de actividad del volcán muestra una situación de equilibrio. El Comité Científico Asesor, recomienda mantenerse en situación de alerta (Semáforo en color amarillo) hasta en tanto no varíen las condiciones del volcán. Esta situación persiste hasta la fecha.

3. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las descripciones de los episodios de actividad en los siglos XVI, XVII y principios del XX podrían ser aplicadas a lo observado en el periodo 1993-1995. La naturaleza de la actividad parece ser la misma: erupciones freáticas que liberan grandes cantidades de gases magmáticos y que arrastran materiales no juveniles depositados en el conducto volcánico. Ninguno de estos eventos parece corresponder a una actividad magmática primaria; por ello no se ha intentado asociar valores de Índice de Explosividad Volcánica (VEI) a las manifestaciones descritas, pues todas estarían comprendidas entre los valores 0 y 1.

En resumen, de los eventos descritos arriba, aquellos de 1509, 1512, 1519-1530, 1539-1540, 1548, 1571, 1592-1594, 1642, 1663-1665, 1697, 1720, 1920-1925 y 1993-1995 parecen ser muy similares. Este tipo de episodios aparenta ser capaz de alcanzar duraciones cercanas a 10 años, pero los reportes sugieren una tendencia a duraciones menores, en el rango de unos meses a 5 años.

La alta productividad de gases magmáticos de azufre parece ser otra característica común de estos episodios y de los periodos de relativo reposo entre ellos. Los condensados de azufre en el cráter probablemente provienen de reacciones como $2H_2S + SO_2 \leftrightarrow 3S + 2H_2O$, a temperaturas del orden de la ebullición del agua a la altitud del cráter. Una información interesante podría obtenerse a partir de las proporciones de ácido sulfhídrico en las mofetas y solfataras del cráter y de la velocidad de condensación de azufre elemental.

Si el tipo de actividad que se desarrolla en la actualidad es de la misma naturaleza que la desarrollada en los 12 episodios previos reportados desde el siglo XVI, podría concluirse que las emisiones actuales podrían mantenerse por un periodos de varios meses a varios años, sin generar mayores consecuencias. Sin embargo, debe tenerse siempre presente que el potencial de que se desarrolle una erupción magmática explosiva existe, y que si bien la probabilidad de ocurrencia de tal desarrollo es relativamente menor a la del evento fumarólico, el riesgo que representa requiere considerarla muy seriamente en los planes de preparación y en cualquier otro plan de desarrollo nacional o regional.

4. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- [1] Orozco y Berra, Manuel: "Historia Antigua y de la Conquista de México", Tomo III, pág. 169. *cit.pos*
Orozco y Berra, Don Juan en *Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, "Antonio Alzate"*, *Imprenta del Gobierno en el *(Adiciones y Rectificaciones). Ex-Arzobispo, Tomo II, México, 1888, pág. 261
- [2] Alvaro Tezozómoc, Hernando: "Crónica Mexicatotl, 1609." Trad. Adrián León, 1949. *cit.pos* Yarza de la Torre, Esperanza, en *Volcanes de México*, M. Aguilar, Editor, México, 2a. edición corregida y ampliada, 1971, pág. 136.
- [3] *cit.pos*, Yarza de la Torre, Esperanza en *Volcanes de México*, pág. 136
- [4] Orozco y Berra, Manuel: "Historia Antigua y de la Conquista de México", Tomo III, pág. 466, *cit.pos*
Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit.*, pág. 262.
- [5] Dr. Atl. *Volcanes de México. Vol. I La Actividad del Popocatepetl*, Editorial Polis, México, 1939, Pag 13.
- [6] *ibidem*, Orozco y Berra, Don Juan, pág. 263.
- [7] *idem*, Orozco y Berra, Don Juan, pág. 264.
- [8] Cortés, Hernán: "Segunda Carta de Relación", *cit.pos*, Dr. Atl en *Volcanes de México, Vol. I La Actividad del Popocatepetl*, Editorial Polis, México, 1939, pág. 14.
- [9] Musler, Sebastián: "Cosmografía", 1540, *cit.pos*, Dr. Atl, *Volcanes de México*, pág. 16
- [10] Diaz del Castillo, Bernal: "Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España. 15a. Ed. Porrúa, México, 1992. Pág. 136.
- [11] Cervantes de Salazar: "Crónica de la Nueva España", Tomo tercero. *cit.pos*, Dr. Atl, *op.cit.*, Pág. 15
- [12] Orozco y Berra, Manuel: "Historia Antigua y de la Conquista de México", Tomo IV, pág. 234. *cit.pos*,
Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit.*, pág. 264.
- [13] *cit.pos*, Dr. Atl en *Volcanes de México*, pág. 16.
- [14] Orozco y Berra, Don Juan, *Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, "Antonio Alzate"*, Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzobispado, Tomo I, México, 1887, pág. 308.
- [15] Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit.*, Tomo I, pág. 309.
- [16] *ibidem*, Orozco y Berra, Don Juan, Tomo I, pág. 309.
- [17] *cit.pos*, Orozco y Berra, Don Juan, Tomo II, pág. 266.
- [18] *ibid*, Orozco y Berra, Don Juan pág. 267.
- [19] *cit.pos*, Dr. Atl, en *Volcanes de México*, pág. 16.

- [20] *cit.pos*, Dr. Atl, pp. 17 y 18.
- [21] Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit*, Tomo I, pág. 315.
- [22] Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit*, Tomo II, pág. 288.
- [23] *cit.pos*, Orozco y Berra, Don Juan, Tomo II, pág. 268.
- [24] Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit*, Tomo I, pág. 325.
- [25] *cit.pos*, Dr. Atl, *op.cit*, pág. 18.
- [26] *Calendario de Galván. Colección LaFragua*, 351/LAF, Antigua Librería de Murguía, S.A., México, 1836, pág. 11.
- [27] *ibid*, *Calendario de Galván*, pág. 12
- [28] *cit.pos*, Dr. Atl, *op.cit*, pág. 18
- [29] *cit.pos*, Dr. Atl, pág. 18.
- [30] Ríos de Jesús, M.: *Ascensión al Popocatepetl (Algunas Observaciones para los Viajeros que lo Intenten)*, La Ilustración Mexicana, Colección LaFragua, CIB/LAF, México, 1851, pág. 423.
- [31] Gaspar Sánchez Ochoa: *El Herald*, México, junio de 1856.
- [32] *cit.pos*, Dr. Atl, *op.cit*, Tomo I, pág. 18.
- [33] Orozco y Berra, Don Juan, *op.cit*, Tomo I, pág. 495.
- [34] Dr. Atl, *op.cit*, Tomo I, pp.18-19.
- [35] *ibid*, pp. 20-23.
- [36] *idem*, pp.23-27.
- [37] *id*, pp. 28-29.
- [38] *id*, pp. 31-33.
- [39] *id*, pág. 34
- [40] Robin C. (1981) *Relations Volcanologie magmatologie-géodynamique*: applications an passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain. Thèse Doctorat d'et at. Univ. Clermont - Ferrand. Ann Univ. Clermont II, Ser 2. vol 31 : 503 pp.
- [41] Robin C. (1984) *Le Volcan Popocatepetl (Mexique)*: structure, evolution petrologique et risques. Bull Volcanol; 47 : 1-23.

- [42] Robin C. & Boudal C. (1984). *Une eruption remarquable par son volume: l' événement de Type Saint-Helens du Popocatepetl (Mexique)*. C.R. Acad. Sc. Paris. 299(II-13) : 881-886
- [43] Robin C. and Boudal C. (1987) *A gigantic Bezymianny-Type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl*. Jour. Volcanol. Geotheron Res. 31 : 115-130.
- [44] Boudal C. and Robin C. (1989) *Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions*. IAVCEI Proceedings in Volcanology. J.H. latter (ed.) Springer Verlay. Berlin pp 110-128
- [45] Macías, J.L., Carrasco, G., y Siebe, C., (1995) *Zonificación de Peligros Volcánicos del Popocatepetl en "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995"*, CENAPRED-UNAM, pp. 79-91
- [46] Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L., (1995) *Derrumbes Gigantes, Depósitos de Avalancha de Escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatepetl en "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995"*, CENAPRED-UNAM, pp. 195-220
- [47] Quaas, R., González, R., Guevara, E., Ramos, E. y De la Cruz, S., (1995) *Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia en "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995"*, CENAPRED-UNAM, pp. 25-76
- [48] Valdés, C., González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., y Santoyo, M., (1995) *Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995 en "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995"*, CENAPRED-UNAM, pp. 129-138

CAPITULO II

INSTRUMENTACION

*MONITOREO VOLCANICO: INSTRUMENTACION
Y METODOS DE VIGILANCIA*



MONITOREO VOLCANICO: INSTRUMENTACION Y METODOS DE VIGILANCIA

R. Quas^{1,2}, R. González¹, E. Guevara¹, E. Ramos¹, S. de la Cruz-Reyna^{1,3}

RESUMEN

Dado el gran número de volcanes activos en México algunos de ellos con un potencial importante de erupción, es fundamental establecer oportunamente sistemas de vigilancia y monitoreo que permitan establecer el estado de su actividad y detectar variaciones que indiquen el inicio de una fase eruptiva mayor. La moderada actividad sísmica y fumarólica del volcán Popocatepetl iniciada en 1993 condujo a iniciar la instalación de estaciones sísmicas de monitoreo. Cuatro estaciones estuvieron en operación y registraron la actividad del volcán durante la pasada crisis iniciada el 21 de diciembre de 1994. A la fecha el sistema está instrumentado con 11 estaciones telemétricas, 8 de ellas con sismómetros y 3 con inclinómetros y un centro de adquisición y procesamiento de datos en Cenapred. En el presente trabajo se describen en forma detallada el sistema instrumentado en el volcán, las técnicas de observación empleadas y los sistemas para el registro y procesamiento de la información.

1. INTRODUCCION

México se encuentra situado en una región con importante actividad volcánica. De los 3000 volcanes que aproximadamente tiene el país, 14 son considerados activos. Lo anterior hace evidente que existe un alto riesgo asociado, el cual irá aumentando con el continuo crecimiento de la población y de las áreas urbanas, particularmente aquellas ubicadas en la cercanía de volcanes activos. México ha vivido experiencias recientes de volcanes que han presentado fases eruptivas importantes, algunas con consecuencias desastrosas. Ejemplo de ello son los volcanes: Parícutín, que hizo erupción en 1943, el Chichón en 1982, el Tacaná en 1986 y el volcán de Colima el cual ha tenido episodios de gran actividad en los últimos años. La experiencia mas reciente se vivió a finales de 1994 cuando el volcán Popocatepetl pasó de una fase moderada de actividad a un estado de gran intensidad sísmica y fumarólica con abundante emisión de gases y cenizas.

La única manera de percibir y poder evaluar el estado de actividad en un volcán es a través de la observación y vigilancia sistemática mediante diversos métodos visuales e instrumentales. Si éstos se aplican en forma anticipada en las fases previas a un proceso eruptivo, es posible en la mayoría de los casos detectar oportunamente un cambio cualitativo y cuantitativo de la actividad que incluso pudiese conducir a una predicción en el corto plazo de un proceso eruptivo inminente. Se desprende de lo anterior que es fundamental establecer sistemas de vigilancia y monitoreo en todos los volcanes potencialmente riesgosos del país a fin de permitir el establecimiento de programas preventivos de acción frente a posibles desastres.

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres.

² Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

³ Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Ejemplo de un sistema de vigilancia y monitoreo oportunamente establecido es el del volcán Popocatepetl. Desde hace varios años algunos grupos de investigadores de diversos institutos han venido planteando la necesidad de un sistema de monitoreo para este volcán e inclusive comenzaron con su instrumentación (De la Cruz et al., 1993). En un esfuerzo conjunto del Centro Nacional de Prevención de Desastres, los Institutos de Ingeniería y de Geofísica de la UNAM, y con la oportuna colaboración del U.S. Geological Survey a través del Cascades Volcano Observatory, CVO de Vancouver, Wa., se estableció en un plazo de solo varios meses un sofisticado y complejo sistema de observación mediante telemetría con una central de adquisición y procesamiento de datos.

El objetivo principal del presente trabajo es la descripción de la instrumentación del volcán Popocatepetl y la reciente experiencia de observación y registro de su actividad durante la crisis de diciembre de 1994. Después de una breve explicación general de los tipos y métodos de monitoreo usualmente empleados en volcanes, se describen los trabajos de instrumentación y monitoreo realizados por diversas instituciones de investigación antes de la erupción de 1994. Aunque de una manera breve, se presentan los registros sísmicos obtenidos el 21 de diciembre. Como parte central del trabajo, se describe a continuación la actual red de observación formada por 11 estaciones de medición, se dan sus especificaciones y se comentan las técnicas de telemetría y registro remoto utilizadas. Se cubren los distintos tipos de estaciones de campo, desde el punto de vista de sus instalaciones, instrumentación y operación, y también el equipamiento y funcionamiento del centro de recepción y procesamiento de la información. Se presentan asimismo diversos resultados y registros obtenidos con el sistema. Dado que la red de observación actual en gran medida es todavía temporal e instalada en forma provisional durante los meses posteriores a la crisis del volcán, se describe también el sistema de observación definitivo que se irá instrumentando durante 1995. Para finalizar se presenta un registro fotográfico que ilustra algunos aspectos de los trabajos de campo realizados y de las instalaciones e instrumentación de estaciones y el centro de registro.

2. TIPOS DE MONITOREO E INSTRUMENTACION DE VOLCANES

La vigilancia de un volcán consiste en la observación continua y permanente por medio de una instrumentación especializada con la finalidad de detectar oportunamente alguna variación importante de su actividad y de ser posible anticipar alguna condición anómala precursora de un proceso eruptivo, para que a su vez con esta información se tomen medidas de seguridad o en su caso se ponga en marcha un plan de emergencia previamente establecido. De acuerdo con la anterior definición la vigilancia de un volcán es un proceso que implica necesariamente las siguientes actividades:

- Diseñar y establecer sistemas instrumentales y métodos de observación de acuerdo con las características y condiciones del volcán.
- Establecer una línea base o niveles de referencia de ser posible cuando el volcán se encuentra en un estado de mínima actividad.
- Monitorear su actividad en forma continua y sistemática; llevar registro de las observaciones.
- Reconocer oportunamente e interpretar cambios observados de su actividad (precursores) respecto a los niveles de referencia establecidos.
- Establecer sistemas de alertamiento.
- Instrumentar e implantar un plan de emergencia enfocado a prevenir algún desastre y mitigar las posibles consecuencias derivadas de una erupción.

Entre los tipos de monitoreo y vigilancia mas importantes comúnmente utilizados en un volcán están la vigilancia visual, el monitoreo sísmico, geodésico y geoquímico.

Vigilancia visual.

Es la apreciación por medios visuales y mediante registro frecuente de las condiciones físicas del volcán, tales como emanación de gases y cenizas, deformaciones, derrumbes o deslaves, flujos de lodo, actividad magmática, ruidos o cualquier otra manifestación

anómala que indica un cambio perceptible de su estado y actividad. Esta se lleva a cabo, entre otras, mediante observaciones a simple vista, con ayuda de binoculares, registros fotográficos o inclusive mediante sistemas de monitoreo con cámaras de video.

Monitoreo sísmico.

Medición local o remota de la actividad microsísmica y que permita localizar la fuente de energía e inferir la estructura interior del volcán así como cambios en la misma. Para ello se instalan usualmente redes de tres o más sismógrafos sobre y alrededor del volcán. Existe una gran variedad de estos instrumentos dependiendo de su tecnología, medios de registro y respuesta de sus sensores. Es común emplear sismógrafos portátiles de papel ahumado o también digitales para medir los niveles de ruido y características de los sitios antes de la instalación permanente de una estación. Para sitios definitivos se utilizan diversas técnicas de telemetría vía radio, tanto analógicas como digitales, para registrar y monitorear la actividad en forma remota y segura desde un centro de observación y procesamiento. Referente a los sensores, se utilizan generalmente sismómetros y geófonos de periodo corto verticales o en arreglos triaxiales, pero también otros con respuesta en frecuencia a señales de periodo largo o recientemente también de banda ancha. Otros instrumentos asociados son acelerógrafos, piezómetros y deformímetros. Por su mayor resolución y facilidad de procesamiento de los datos, se prefieren los equipos digitales, aunque son más costosos y debido a su complejidad son menos confiables que los analógicos.

Monitoreo geodésico.

Básicamente es la medición de las deformaciones que el edificio volcánico sufre a consecuencia de los esfuerzos ejercidos desde el interior del volcán. Consiste en la instalación de redes de estaciones monumentadas, puntos de observación e inclinómetros de diversos tipos. Las medidas pueden hacerse por métodos geodésicos convencionales (nivelación, triangulación, trilateración, inclinometría seca, etc.), por gravimetría y por otros métodos electrónicos como radiotelemetría y mediante sistemas de posicionamiento global, GPS.

Monitoreo geoquímico.

Se refiere al análisis químico de concentrados y elementos en gases de fumarolas, manantiales, composición de cenizas, lavas y otros productos del volcán que son una manifestación de su actividad. Otras variables asociadas y que también son monitoreadas son vientos, temperatura, precipitación, pH, y emanación de gas radón, entre otras. La utilización de equipos de espectrometría de correlación, COSPEC, es fundamental para medir la concentración de gas SO_2 emitido.

Una extensa información sobre distintos métodos y dispositivos para el monitoreo de volcanes es dada por Ewert y Donald (1992), particularmente empleados en el monitoreo del volcán Santa Helena.

3. INSTRUMENTACION SISMICA DEL VOLCAN ANTES DE LA ERUPCION DE DICIEMBRE DE 1994.

La primer estación de observación sísmica en el volcán fue la de Altzomoni (IIA), instalada en julio de 1987 por el Instituto de Ingeniería de la UNAM en la estación repetidora de microondas de Televisa ubicada en el Cerro Altzomoni, Edo. de México a 4 Km al Norte de Paso de Cortés. Dicha estación aún sigue en operación y forma parte de la red sísmológica de telemetría SISMEX (Quaas et al., 1973, Torres y Mena, 1988). Esta estación cumple un doble propósito: registrar la sismicidad en la Sierra Nevada y simultáneamente ser repetidora de la señales de estaciones remotas localizadas en Tonantzintla y en Cd. Serdán, Pue., esta última en las faldas del volcán Pico de

Orizaba. La instrumentación de la estación Altzomoni consiste de un sismómetro vertical de periodo corto con enlace de telemetría radiofónica analógica FM-FM en VHF hacia CU. La estación IIA ha venido operando prácticamente en forma ininterrumpida desde 1987 a la fecha.

En septiembre de 1989 el Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica, también de la UNAM, inicia la operación de una segunda estación (PPM) de monitoreo en el volcán Popocatepetl y que además se incorpora posteriormente como parte de la red sísmica del Servicio Sismológico Nacional. Esta estación, donada por JICA se ubicó precisamente en el Cerro de Tlamacas, Pue. en donde se localiza una estación repetidora de microondas de Imevisión y de Pemex. Su instrumentación consiste de un sismómetro triaxial de periodo corto (tres componentes ortogonales, una para el movimiento vertical y dos para registrar los movimientos horizontales) y equipo de telemetría analógica también tipo FM-FM con transmisión en UHF directo hacia el centro de registro en el Instituto de Geofísica en CU. Con esta nueva estación se inició de hecho el monitoreo sistemático de la sismicidad en la región del volcán. Estudios estadísticos de la sismicidad reciente del volcán basados principalmente en esta estación han sido reportados por el Instituto de Geofísica (Valdés y González, 1994).

Al surgir evidencias ya claras del aumento en la actividad volcánica del Popocatepetl a principio de 1994 y ante la falta de estaciones cercanas de observación que permitieran una mejor localización de los eventos sísmicos y el estudio de su estructura y fuente de energía, la Secretaría de Gobernación; a través de la Dirección General de Protección Civil encomendó al grupo de instrumentación del Centro Nacional de Prevención de Desastres la tarea de diseñar y poner en marcha de inmediato una extensa red sísmica local con el objetivo específico de monitorear y vigilar la actividad del volcán. Para ello se asignaron recursos extraordinarios por cerca de N\$2,000,000. Se iniciaron entonces los trabajos para definir los posibles sitios de las nuevas estaciones y proponer una configuración inicial del sistema. Los lineamientos generales que se establecieron para este nuevo sistema fueron:

- complementar las dos estaciones existentes de la UNAM con otros equipos colocados sobre las otras laderas del volcán para lograr así una cobertura uniforme de registro que facilitara en conjunto la localización de los eventos sísmo-volcánicos.
- ubicar un grupo de estaciones en la parte alta del volcán lo más cercanas al cráter y por tanto a la fuente de energía y colocar otras estaciones en un radio más amplio y en zonas más seguras.
- seleccionar sitios con niveles bajos de ruido, de preferencia sobre material rocoso a fin de minimizar efectos locales y de no afectar el rango dinámico de medición. Además los sitios deberían tener fácil acceso por tierra, pensando en su servicio y también línea de vista para enlazar la estación mediante comunicación por radio.
- instrumentar las estaciones con sismómetros, de preferencia triaxiales y acondicionar las señales para su registro centralizado en forma remota mediante telemetría por radio. Considerar la utilización de sismómetros de banda ancha que serían muy valiosos para la investigación y también instalar inclinómetros para medir deformación.
- establecer el centro de recepción y registro de información en el Cenapred con posibilidad de que las señales pudiesen ser recibidas también por los institutos de Ingeniería y Geofísica en la UNAM.

Para satisfacer los requerimientos anteriores tuvo que realizarse un enorme esfuerzo, primero para hacer un reconocimiento general de las áreas circundantes al volcán y posteriormente para la selección de sitios. Es importantemencionar que se tuvo que enfrentar con diversos obstáculos que dificultaron enormemente esta labor, entre otros, el acceso y las condiciones climáticas. Los accesos al volcán Popocatepetl, con excepción de la parte Norte, son sumamente difíciles, ya que los caminos y vías de comunicación en general son muy escasos. Hubo por ello que localizar, y en algunos casos, abrir brechas a los sitios específicos de interés para el proyecto. Esto se llevó a cabo en plena temporada de lluvias y solo fue posible con equipo de transporte y de apoyo especial, y con ayuda de autoridades y pobladores locales. En forma sistemática en cada sitio visitado se efectuaron, entre otras, las siguientes actividades:

- localización precisa del sitio y vía de acceso
- obtención de sus coordenadas geográficas y definición del sitio en el mapa
- medición de la altitud media sobre el nivel del mar
- evaluación de la comunicación por voz (radio, localizador y teléfono celular)
- medición y evaluación del nivel de ruido sísmico
- pruebas de líneas de vista y de transmisión para telemetría
- reconocimiento de las características geológicas

Algunas de estas actividades se ilustran en las fotografías de las figuras 28 y 29 del capítulo 11.

Adicionalmente a estas labores de campo se realizaron diversos trabajos de gabinete como registro y evaluación de las pruebas, diseño de la topología de la red, preparación de mapas, selección de equipos e instrumentos, etc.

En julio de 1994 se presentó un primer informe con la configuración y propuesta técnica de la red de observación sísmica del volcán incluyendo una estimación de costos (Quaas et al., 1994).

Durante el segundo semestre de 1994 se continuó trabajando con gran intensidad en este proyecto considerado prioritario en la Coordinación de Investigación del Cenapred, a fin de instrumentar y poner en marcha el sistema de monitoreo. Para tal efecto se llevaron a cabo consultas y reuniones técnicas con investigadores y encargados de la operación de redes sísmológicas de los institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, con el fin de intercambiar información y buscar una colaboración más estrecha entre las tres instituciones. Asimismo se visitaron diversos centros del U.S. Geological Survey en donde se tuvieron consultas con personal especializado en el área vulcanológica. Como consecuencia de lo anterior y el interés por ampliar de inmediato el sistema de registro en virtud de la creciente actividad que presentaba el volcán, se estableció un convenio de colaboración entre el Cenapred y el Instituto de Ingeniería (Cenapred, IdeI, 1994) para utilizar temporalmente, y mientras se adquirían los equipos definitivos solicitados por Cenapred, dos estaciones sísmicas portátiles con telemetría que el instituto tenía disponibles para el registro de réplicas de temblores. Además se convino utilizar la infraestructura de su red sísmológica, SISMEM, para recibir y procesar la información.

Fue a través de este convenio como pudieron instalarse en un plazo muy corto dos estaciones sísmicas de monitoreo adicionales en el volcán. La primera se instaló conjuntamente en octubre de 1994 en la estación denominada Chipiquixtle, clave PPX, ubicada en la ladera Suroeste en el Estado de México a una altitud de 3980 msnm (ver fotografías figuras 30 y 31). La instrumentación consistió de un sismómetro vertical de 2 Hz y equipo de telemetría analógico tipo FM con un enlace radiofónico de VHF directamente al Instituto de Ingeniería en CU. Dada la ubicación del Cenapred en la misma dirección radial del instituto, se bajó también la señal en este centro. Ya que no se contaba con una caseta de resguardo en el sitio, la instrumentación provisionalmente se colocó dentro de una hielera de plástico y se dejó a la intemperie. La segunda estación con características similares en cuanto a su instrumentación fue la de Colibrí, Pue., clave PPC en la ladera Este (ver fotografías figuras 33 y 34). Por su ubicación en la parte oculta del volcán, visto desde el DF, fue necesario establecer puntos de repetición de las señales de radio en las estaciones de Tonantzintla, IIT y Altzomoni, IIA, ambas pertenecientes a la red SISMEM. La señal de esta segunda estación también se comenzó a registrar en el Cenapred. Cabe mencionar que para el sitio de PPC se construyó una caseta especial de mampostería para resguardar los equipos, la cual fue construida por la Unidad de Protección Civil del Estado de Puebla.

Con respecto al registro de las señales, paralelamente a las actividades de campo se comenzó a instalar en el Cenapred el equipo de recepción, decodificación y de graficación. En virtud de que el centro todavía no contaba con suficiente infraestructura, muchos de estos equipos también fueron prestados por el Instituto de Ingeniería. Se pudieron así registrar las señales telemétricas de las estaciones PPM, PPX y PPC. Por otro lado las señales que se recibían en el puesto central de registro de SISMEM, además de graficarse en registradores de tambor, se digitizaban y procesaban en forma digital.

En la tabla 1 se presentan los datos resumidos de la instrumentación instalada en el volcán Popocatépetl hasta la fecha. Se da la localización de las estaciones, tipo de instrumentación, fecha de instalación y la institución responsable de su operación. Para diciembre de 1994, cuatro estaciones estuvieron en operación y fueron las que registraron los eventos del día 21. La ubicación de estas estaciones se presenta en el mapa general del área del volcán mostrado en la figura 1. Una descripción mas detallada sobre de la instrumentación y las técnicas de medición y telemetría utilizadas se hará en una sección posterior.

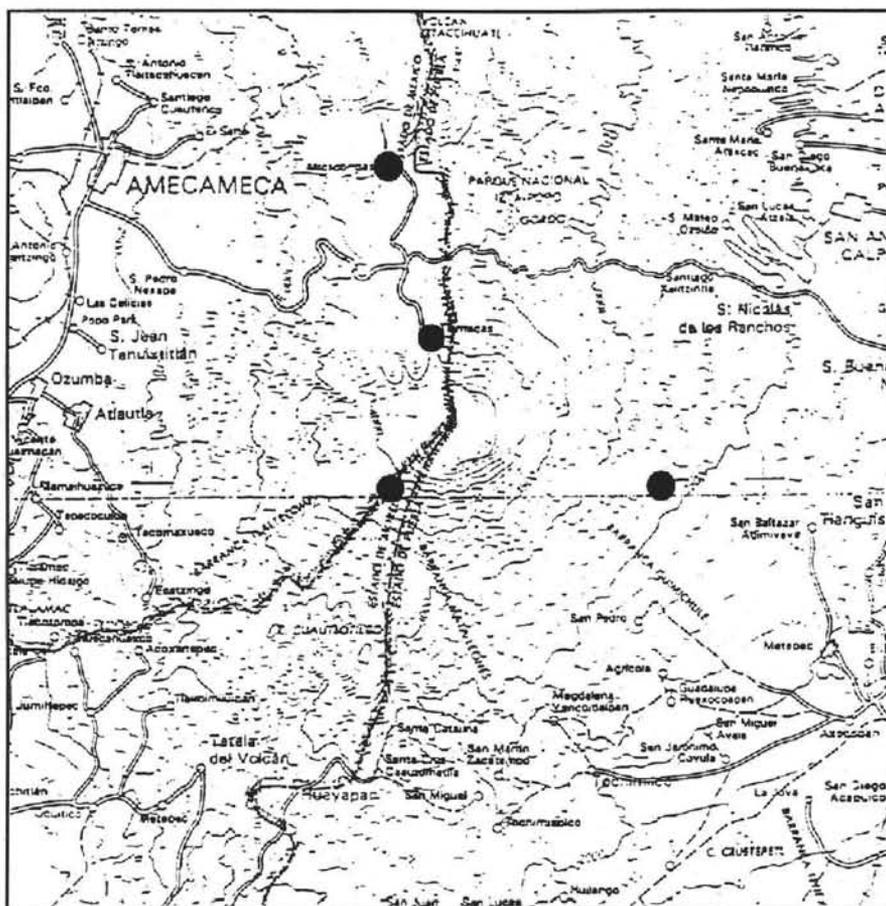


Figura 1. Localización de las estaciones de observación sísmica con que se contaba en el volcán Popocatépetl en diciembre de 1994.

4. REGISTROS SISMICOS DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994

Como ya se ha mencionado, la actividad sísmica del volcán fue incrementándose paulatinamente durante 1994 al igual que la actividad fumarólica asociada. Esta situación culminó en la madrugada del 21 de diciembre cuando a las 01:30 hora local inicia una secuela de eventos sísmicos de mayores proporciones. Afortunadamente se contaba ya con las cuatro estaciones de observación descritas, mediante las cuales se lograron registrar bastante bien estos importantes eventos.

En la figura 2 se reproducen los sismogramas obtenidos en Cenapred y que fueron registrados en la estación PPM de Tlamacas. La secuela inicia con una serie de 5 eventos impulsivos (figura 2a) que, de acuerdo con la

interpretación de los especialistas, fueron producto de un fracturamiento de la estructura interna y seguidos posteriormente de un evento mas prolongado e intenso (figura 2b) que indica la apertura de un conducto el cual permitió la salida de abundantes cantidades de gases y cenizas. Al amanecer de ese día, se pudo observar la emanación de una densa columna de humo del volcán, registrándose precipitación de cenizas en la ciudad de Puebla. La descripción y análisis detallado de la sismicidad del volcán es cubierta en otro capítulo dentro de esta memoria (Valdés y Nava, 1995; Lermo, 1995).

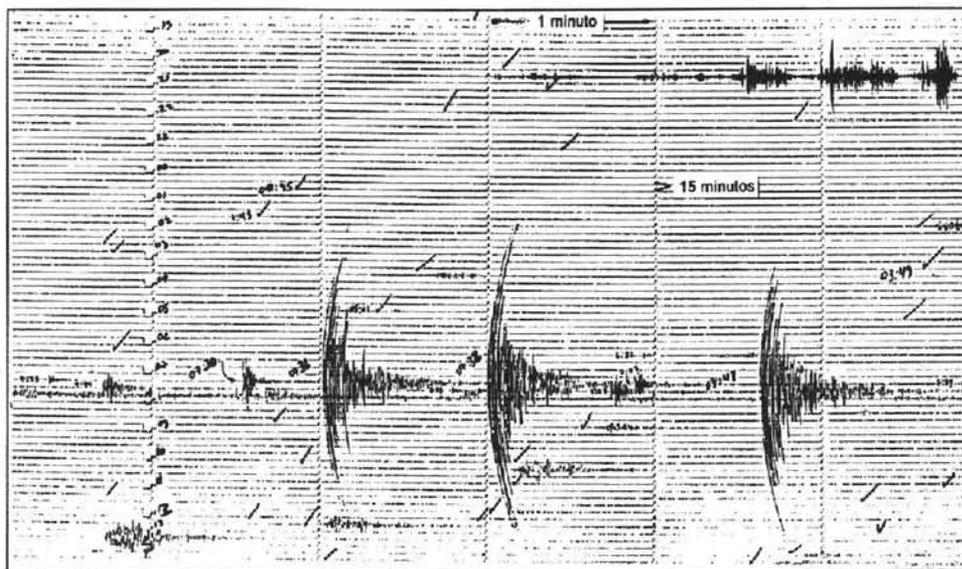


Figura 2a. Sismogramas de los eventos registrados en la estación PPM, Tlamacas, el 21 de diciembre de 1994.

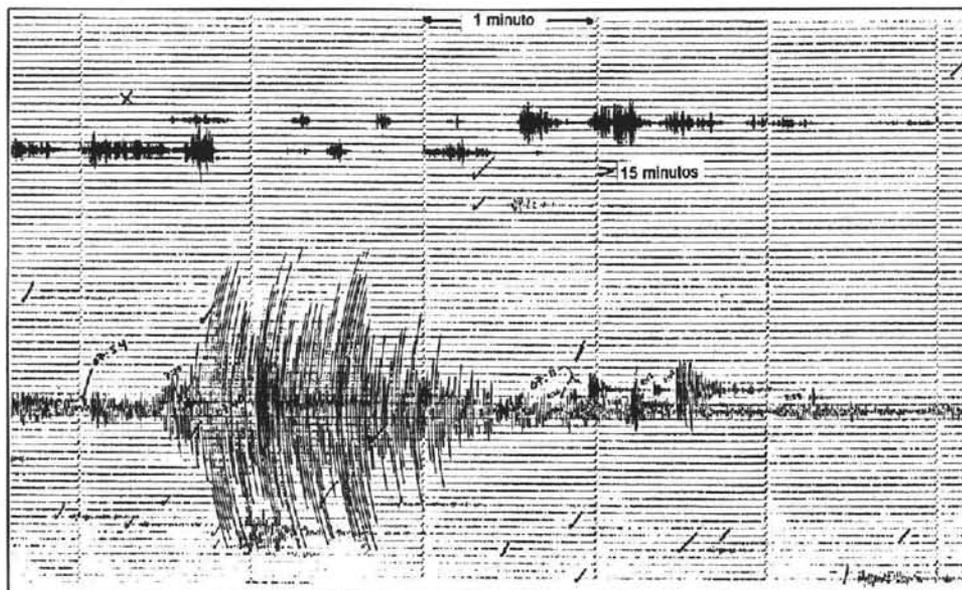


Figura 2b. Sismogramas de los eventos registrados en la estación PPM, Tlamacas, el 21 de diciembre de 1994.

5. AMPLIACION DEL SISTEMA DE OBSERVACION DURANTE LA CRISIS VOLCANICA

La emergencia provocada por el volcán en diciembre motivó a tomar acciones inmediatas para reforzar y completar lo más posible, en la medida que las condiciones lo permitían, la red de observación y monitoreo. A partir de esa fecha el Cenapred se convirtió en el centro de adquisición de información, evaluación y toma de decisiones en coordinación con las autoridades de la Secretaría de Gobernación y de Protección Civil y un comité técnico asesor de especialistas e investigadores de la UNAM. Con el apoyo de los institutos de Geofísica y de Ingeniería de la UNAM, se reforzó de inmediato el equipamiento del centro de registro y procesamiento de los datos el cual se convirtió en el centro de operación para el monitoreo y vigilancia continuo durante las 24 horas del día.

Al tener noticias de la crisis volcánica del Popocatepetl, el Cascades Volcano Observatory, del U.S. Geological Survey, inmediatamente ofreció apoyo a México enviando un completo paquete de instrumentos de monitoreo sísmico y de deformación, junto con un grupo de expertos en la materia. Esta ayuda es parte de un programa de asistencia en desastres volcánicos (Volcano Disaster Assistance Program, VDAP) (Murray et al., 1994). El paquete consistió de 2 estaciones portátiles de registro sísmico con telemetría, 3 estaciones inclinométricas, también con telemetría, y un sistema centralizado de recepción, procesamiento y análisis de datos. De manera conjunta con personal del Cenapred se procedió a la instalación del sistema. Los sitios para la colocación de esta nueva instrumentación fueron los que con anterioridad se habían propuesto para la red de monitoreo. Los criterios de selección para estas nuevas estaciones fueron el fácil acceso, seguridad, cercanía al cráter y tener línea de vista para facilitar la transmisión por radio de los datos al Cenapred.

Un sismómetro vertical y un inclinómetro biaxial se colocaron en las estaciones contiguas de El Canario, Pue., clave PPP y PIP, respectivamente, localizadas cerca del refugio alpino del mismo nombre a una altitud de 4170 msnm en la ladera Norte del volcán. Otra estación con inclinómetro biaxial, llamada Nexpayantla, clave PIN, se instaló en una loma abajo del pico del Ventorrillo junto a la cañada de Nexpayantla, Pue. La tercera estación, con un sismómetro vertical, se instaló en Bonsai, Pue., clave PPB, en la ladera Este a una altitud de 3,080 msnm. Finalmente el inclinómetro biaxial restante se colocó junto a la estación PPX, instalada con anterioridad en Chipiquixtle, Mex., al cual se le asignó la clave PIX. Los datos específicos de estas estaciones se dan en la tabla 1.

Paralelamente se reforzó también el monitoreo del volcán con equipos adicionales. Aprovechando la caseta en la estación de Tlamacas (PPM), se colocó en la misma base un sismómetro triaxial del Instituto de Ingeniería pero de periodo largo (5 segundos) y con equipo de telemetría digital enlazado al Cenapred. Este instrumento fue necesario para tener un mejor registro de la actividad sísmica en esta banda de frecuencias. La clave asignada a este instrumento fue PPM2.

En forma temporal y para fines de prueba, el Cenapred instaló un sismógrafo digital triaxial portátil de banda ancha con registro local en cinta magnética en la misma estación de Tlamacas. En las instalaciones del albergue de Tlamacas también se colocó en forma temporal un acelerógrafo digital desarrollado en el Cenapred, el cual fue especialmente acondicionado para registrar eventos sísmicos muy pequeños (Quaas et al., 1992) (fotografía figura 38).

Por otro lado y en forma independiente, el Instituto de Geofísica instaló tres estaciones sismológicas digitales con telemetría y cuyas señales se envían a su centro de registro en la UNAM. Estas señales no son registradas en Cenapred (tabla 1). Las estaciones fueron: Loma del Muerto, Mex., PPL, ubicada en la parte baja de la ladera Suroeste, Techalotepec, Pue., PPS, cerca de San Nicolás de los Ranchos al Este y Ayaqueme, Mex., PPY, cerca de Juchitepec a 25 km aproximadamente al Noroeste del volcán. Por su parte, el personal del Instituto de Ingeniería también llevó a cabo durante varias semanas mediciones y estudios independientes de la actividad volcánica mediante sismógrafos digitales portátiles (Lermo, 1995).

**INSTRUMENTACION DEL VOLCAN POPOCATEPETL
CENAPRED - UNAM**

CLAVE	NOMBRE	LUGAR	ALTITUD msnm	LAT °N	LONG °W	INSTRUMENTO	INSTITUCION	FECHA DE INST.
PPM	TLAMACAS	Microondas Tlamacas	3980	19.0663	98.6278	Sismómetro triaxial (1Hz)	IGF	13-sep-1994
PPM2	TLAMACAS	Microondas Tlamacas	3980	19.0663	98.6278	Sismómetro triaxial (5 seg)	I de I, CENAPRED	27-dic-1994
IIA	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.6535	Sismómetro vertical (1Hz)	I de I	jul-1994
PPA	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.6535	Sismómetro vertical (1Hz)	CENAPRED	Prevista
PPC	COLIBRI	NW de Sn. Pedro Benito Juárez	2650	18.9870	98.5572	Sismómetro vertical (2Hz)	I de I, CENAPRED	22-nov-1994
PPB	BONSAI	SW de Santiago Xalitziñtla	3080	19.0498	98.5600	Sismómetro vertical (1Hz)	CENAPRED, USGS	6-ene-1995
PPX	CHIPIQUIXTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0088	98.6566	Sismómetro vertical (2Hz)	I de I, CENAPRED	14-oct-1994
PJX	CHIPIQUIXTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0088	98.6566	Inclinómetro biaxial	CENAPRED, USGS	7-feb-1995
PPT	TETEXCALOC	Ladera sur	3300	18.9745	98.6241	Sismómetro vertical (2Hz)	CENAPRED	Prevista
PPL	LOMA DEL MUERTO	E de Ecatzingo	2830	19.0010	98.7150	Sismómetro vertical (1Hz)	IGF	oct-1994
PPP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	Sismómetro vertical (1Hz)	CENAPRED, USGS	4-ene-1995
PIP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	Inclinómetro biaxial	CENAPRED, USGS	5-ene-1995
PIN	NEXPAYANTLA	Loma al SW de Tlamacas	3846	19.0465	98.6355	Inclinómetro biaxial	CENAPRED, USGS	4-ene-1995
PPN	LOMO DEL NEGRO	Cerro Yoloxóchtli	3705	19.0744	98.6738	Sismómetro triaxial (1Hz)	CENAPRED	Prevista
IIT	TONANZINTLA	INAOE, Tonanzintla	2205	19.0210	98.3080	Sismómetro vertical (1Hz)	I de I	1974
PPY	AYAQUEME	Cerro Ayaqueme	2800	19.1485	98.9941	Sismómetro vertical (1Hz)	IGF	ene-1995
PPS	TECHALOTEPEC	SW de Sn Nicolás de los Rancho	2700	19.0030	98.5000	Sismómetro vertical (1Hz)	IGF	ene-1995
PRC	CALO	Cerro Calo, Chalchihuapan	2380	18.9641	98.3448	Repetidora	CENAPRED	Prevista
I de I:	Instituto de Ingeniería, UNAM							
IGF:	Instituto de Geofísica, UNAM							
CENAPRED:	Centro Nacional de Prevención de Desastres							
USGS:	United States Geological Survey							

Tabla 1. Cuadro General de todas las estaciones de observación y registro instaladas en el volcán Popocatepetl.

Por lo que respecta al centro de adquisición y monitoreo, en el Cenapred se completó la instalación de los equipos necesarios para la recepción de las señales de telemetría, su decodificación, despliegue y de procesamiento y análisis de los datos.

Por la necesidad de contar con un monitor visual continuo, con el que se pudiese vigilar la actividad del volcán simultáneamente al monitoreo sísmico, se instaló con el apoyo de la Dirección General de Protección Civil y por parte de RTC una cámara de video de alta definición en la estación retransmisora de Altzomoni y con un enlace de microondas especial enviado directamente al Cenapred.

Como puede apreciarse de lo anterior, durante las semanas posteriores al inicio de la crisis del volcán, y gracias al esfuerzo conjunto de autoridades y diversas instituciones y sobretodo la entusiasta participación de su personal, se llevó a cabo una muy intensa actividad de campo con la que se logró consolidar en un plazo muy corto y bajo condiciones realmente difíciles y críticas, una sólida infraestructura instrumental para la vigilancia y monitoreo del volcán.

6. LA RED ACTUAL DE MONITOREO

Complementaria a la lista general de estaciones de monitoreo del volcán presentada en la tabla 1, en la figura 3 se muestra un mapa con la ubicación de cada estación de la red. En él se incluyen los principales poblados y carreteras, así como las vías de acceso a cada estación. Estas últimas se detallan en la tabla 2 en la que se dan también los tiempos aproximados de acceso.



Figura 3. Mapa de localización de todas las estaciones de monitoreo del volcán.

ACCESO A LAS ESTACIONES DE MONITOREO DEL VOLCAN POPOCATEPETL

ESTACION	ACCESO
Altzomoni (IIA/PPA)	Antigua carretera a Cuautla, antes de Amecameca tomar desviación a Tlamacas, llegar a Paso de Cortés (30 min), continuar hacia la estación de microondas Altzomoni (15 min) en dirección del volcán Iztaccíhuatl.
Tlamacas (PPM)	Antigua carretera a Cuautla, antes de Amecameca tomar desviación a Tlamacas, llegar a Paso de Cortés (30 min), continuar a la derecha hacia el albergue de Tlamacas (15 min), llegar al estacionamiento del albergue y subir de allí al cerro de la repetidora de microondas de Imevisión (10 min).
Nexpayantla (PIN)	Antigua carretera a Cuautla, antes de Amecameca tomar desviación a Tlamacas, llegar a Paso de Cortés (30 min), continuar a la derecha hacia el albergue de Tlamacas (15 min), y subir 300 m (20 min.) por ruta de ascenso hacia el cráter.
Canario (PPP/PIP)	Antigua carretera a Cuautla, antes de Amecameca tomar desviación a Tlamacas, llegar a Paso de Cortés (30 min), continuar a la derecha hasta albergue de Tlamacas (15 min), subir 1 km por ruta de ascenso al cráter hasta llegar al refugio del Canario (40 min) (caseta sin techo)
Bonsai (PPB)	Antigua carretera de Cuautla, antes de Amecameca tomar desviación a Tlamacas, llegar a Paso de Cortés (30 min), continuar de frente hacia Buenavista (10 min) y 10 km después (20 min) desviarse hacia el sur (derecha) por camino angosto de terracería, después 8 km (30 min.) se llega a la estación.
Chipiquixtle (PPX)	Antigua carretera a Cuautla, desde Ozumba llegar a Atlautla (15 min), continuar camino hacia Ecatzingo, a 2 km, después de un puente, tomar terracería a la izquierda (5 min), después de 2 hrs. de ascenso en vehículo llegar a los arenales y continuar 1 km (40 min) a pie en la dirección del volcán (Pico del Fraile).
Loma del Muerto (PPL)	Antigua carretera a Cuautla, desde Ozumba llegar a Atlautla (15 min), continuar camino hacia Ecatzingo, a 2 km, después de un puente, tomar terracería a la izquierda (5 min), continuar 5 km de ascenso hasta estación (30 min).
Colibrí (PPC)	De Atlixco tomar camino a Metepec pasando Axocopan y continuar por terracería hasta Sn. Pedro Benito Juárez (1 hr), subir 5 km (40 min) por terracería hacia la barranca de Xaltelulco a un lado de la cual se encuentra la estación.
Caló (PRC)	Desde Puebla por la carretera federal Puebla - Atlixco desviarse a Chalchihuapan (30 min), subir al cerro Caló por camino empedrado (30 min) hasta llegar a la estación repetidora de microondas de Telmex.

Tabla 2. Descripción de las vías y tiempos de acceso a las estaciones de la red de observación.

Como puede apreciarse, la red de observación se extiende a lo largo aproximadamente 65 km teniendo al centro el volcán. La mayoría de las estaciones y que son las más importantes para el registro de la actividad sísmica, están localizadas sobre el volcán en un radio de 10 km y a una altitud que varía de 3000 a 4200 msnm. Las estaciones mas cercanas son PPP y PIP que se encuentran a 1.7 Km del centro del cráter y son también las mas altas. Un grupo de estaciones están localizadas a una distancia mayor del volcán y se han incorporado al sistema como estaciones

de control y de apoyo para monitorear y registrar además la actividad regional. Estas permiten definir perfectamente la sismicidad por ejemplo, en el caso de que una erupción de grandes dimensiones afecte o destruya las estaciones cercanas o que saturé los registros de los equipos.

Todas las estaciones de la red son telemétricas, es decir envían sus señales por medio de ondas de radio a una central, en donde se registran en forma continua y con una misma referencia de tiempo. El esquema de la figura 4 ilustra esta técnica. Dado que se requiere línea de vista para enlazar por radio dos puntos, varias señales tuvieron que ser repetidas una o dos veces, particularmente aquellas que están localizadas en la parte Este y Sureste del volcán. La topología de la red con los enlaces de telemetría, las frecuencias de radio utilizadas y los centros que reciben las distintas señales se muestran en las figuras 5 y 6.

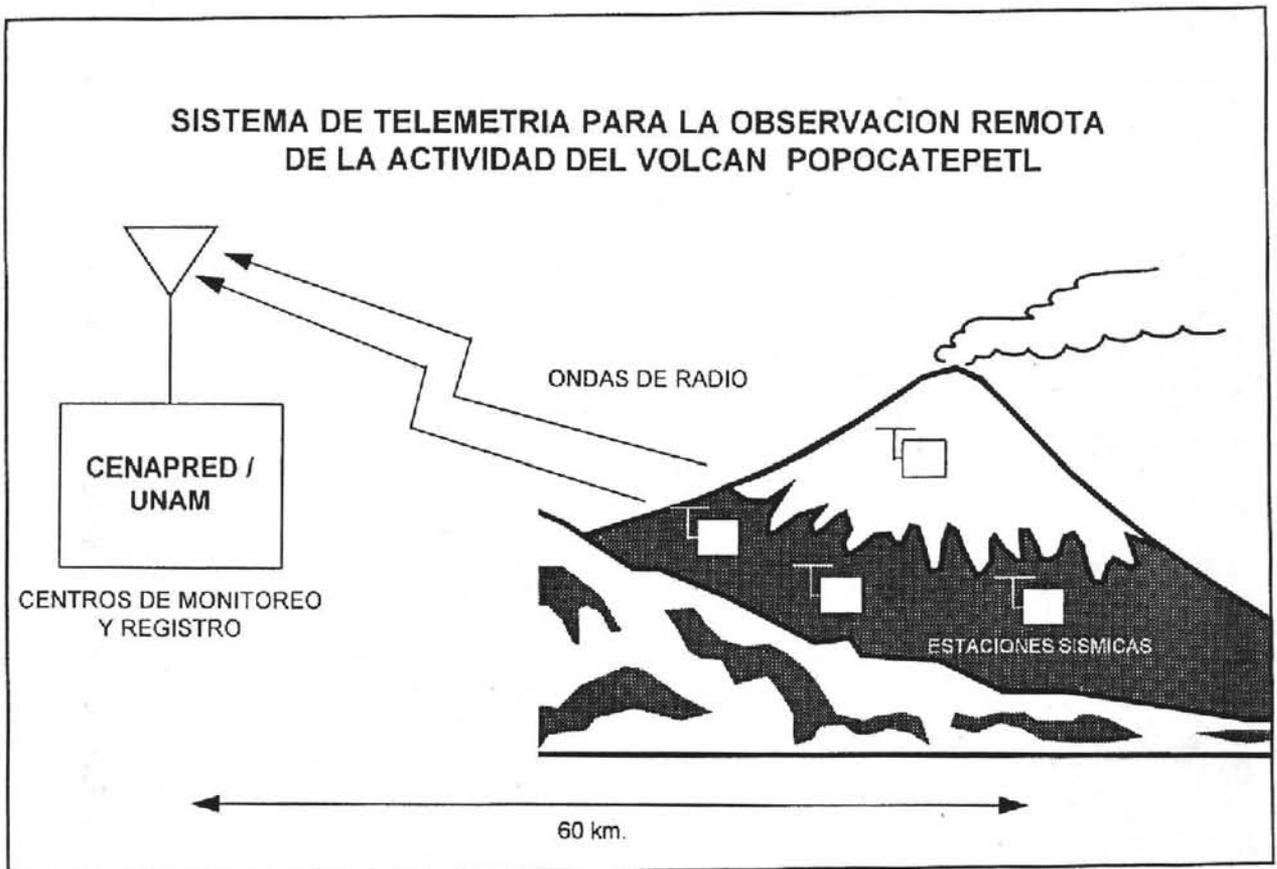


Figura 4. Esquema del sistema de telemetría empleado para la observación remota de la actividad volcánica.

Finalmente en la tabla 3 se presentan en un cuadro global los datos característicos, especificación de los instrumentos y equipos de registro y telemetría, y parámetros de operación de todas las estaciones de monitoreo del volcán. Se incluyen también en la tabla aquellas estaciones y equipos que, de acuerdo con el programa establecido, están previstas para ser instaladas en un futuro próximo.

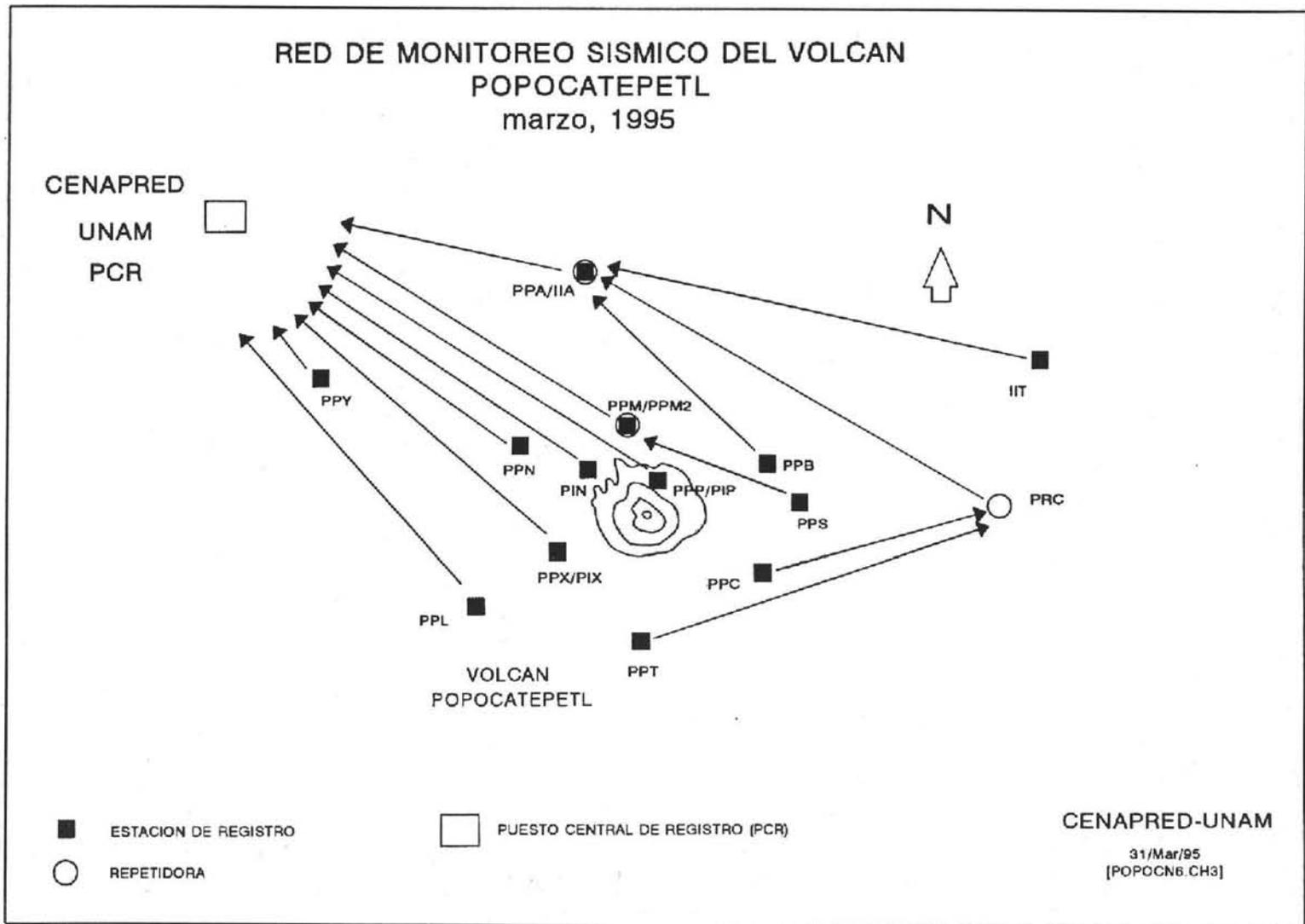


Figura 5. Topología de los enlaces de radio para el sistema de telemetría de la red de monitoreo.

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	TLAMACAS	TLAMACAS	ALTZOMONI I
CLAVE	PPM	PPM2	IIA
LOCALIZACION	Cerro Tlamacas microondas, ladera norte, Estado de México	Cerro Tlamacas microondas, ladera norte, Estado de México	Cerro Altzomoni. Microondas TV, ladera sur Intzacihuatl, Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19.0663 ° N 98.6278 °W	19.0663 ° N 98.6278 °W	19.1204 °N 98.6535 °W
ALTITUD (msnm)	3980 m	3980 m	4000 m
TIPO	Analógica	Analógica	Analógica
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	OK	OK
INSTITUCION RESPONSABLE	Instituto de Geofísica, UNAM	Instituto de Ingeniería, UNAM-Cenapred	Instituto de Ingeniería, UNAM
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION	septiembre 13, 1989	diciembre 27, 1994	julio, 1987
TIPO DE INSTALACION	Base de concreto en caseta	Base de concreto en caseta	Base de concreto, enterrado
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Sensor triaxial de periodo corto, Mark L-4, Mark Products	Sensor triaxial de periodo largo Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4, Mark Products
FRECUENCIA DEL SENSOR	1 Hz	5 seg	1 Hz
EQUIPO ACONDICIONADOR	SANEI	Digitizador SANEI, 12 bits, 100 mps	SISMEX
GANANCIA	48 dB	C1: norte C2: este C3: vertical	70000 veces
FILTRADO			Filtro paso altas 0.5 Hz, paso bajas 10 Hz
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU	402.7 MHz	402.85 MHz	449.625 MHz
ORIENTACION Y SUBPORTADORAS	Canal 1: norte 1560 Hz Canal 2: este 2040 HZ Canal 3: vertical 1080 Hz		canal 1: vertical 1700 Hz
TIPO DE TRASMISION	FM-FM analógica	Digital, 4800 bauds	FM-FM analógica
EQUIPO DE TRASMISION	SANEI	SANEI	Monitron
TIPO DE ANTENA	Yagi 6 elementos	Yagi 5 elementos	Yagi 6 elementos
ANCHO DE BANDA	5 KHz	8.5 KHz	5 KHz
POTENCIA DE TRASMISION	1 Watt	1 Watt	2 Watts

Tabla 3. Datos característicos y especificaciones de la instrumentación instalada en las estaciones de monitoreo del volcán.

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	COLIBRI	BONSAI	CHIQUIXTLE
CLAVE	PPC	PPB	PPX
LOCALIZACION	Costado sureste del volcán Barranca Xaltelulco. Puebla	Costado este del volcán. Camino Sn. Baltazar a Xalitziñta, Puebla	Costado suroeste del volcán, arenales, Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	18.9870 ° N 98.5572 ° W	19.0498 ° N 98.5600 ° W	19.0088 ° N 98.6566 ° W
ALTITUD (msnm)	2650 m	3080 m	3980 m
TIPO	Analógica	Analógica	Analógica
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	OK	OK (Temporal)
INSTITUCION RESPONSABLE	Cenapred- Instituto de Ingeniería, UNAM	Cenapred	Cenapred- Instituto de Ingeniería, UNAM
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION	noviembre 22, 1994	enero 6, 1995	octubre 14, 1994
TIPO DE INSTALACION	Base de concreto en caseta	Subterráneo, provisional	Provisional sobre roca
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Sensor vertical de periodo corto, Mark L-4, Mark Products	Sensor vertical del periodo corto Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical periodo corto Mark L-4, Mark Products
FRECUENCIA DEL SENSOR	2 Hz	1 Hz	2 Hz
EQUIPO ACONDICIONADOR	Sprengnether	USGS , CVO (alta y baja ganancia)	Sprengnether
GANANCIA	canal vertical 72 dB	L = 48dB H = 18dB (atenuación)	66 dB
FILTRADO	Filtro paso bajas, 30 Hz, en sitio	-	Filtro pasobajas, 30 Hz, en sitio
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU	449.625 MHZ	444.750 MHz	172.650 MHz
ORIENTACION Y SUBPORTADORAS	C1: vertical 2720 Hz	C1: vertical H = 3060 Hz C2: vertical L = 2040 Hz	C1: vertical 1020 Hz
TIPO DE TRASMISION	FM-FM analógica	FM-FM analógica	FM-FM analógica
EQUIPO DE TRASMISION	Monitron	Monitron	Monitron
TIPO DE ANTENA	Yagi 3 elementos	Yagi 5 elementos	Yagi 3 elementos
ANCHO DE BANDA	5 KHz	5 KHz	5 KHz
POTENCIA DE TRASMISION	1 Watt	100 mWatt	1 Watt

Tabla 3. Continuación.

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	CHIPIQUITLÉ	TETEXCALOC	LOMA DEL MUERTO
CLAVE	PIX	PPT	PPL
LOCALIZACION	Costado suroeste del volcán, arenas, Estado de México	Ladera sur del volcán, Puebla	Este de Ecatzingo, Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19.0088 ° N 98.6566 °W	18.9745 ° N 98.6241 °W	19.001 °N 98.715 °W
ALTITUD (msnm)	3980 m	3300 m	2830 m
TIPO	Analógica	Analógica	Digital 1 componente
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	Prevista (1er semestre de 1995)	Ok
INSTITUCION RESPONSABLE	Cenapred	Cenapred	Instituto de Geofísica, UNAM
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION	febrero 7, 1995		octubre, 1994
TIPO DE INSTALACION	Subterráneo		Caseta de mampostería
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Inclinómetro biaxial, Applied Geomechanics Inclinómetro uniaxial, Lucar		Sensor vertical de periodo corto, Mark L-4 Mark Products
FRECUENCIA DEL SENSOR	-		1 Hz
EQUIPO ACONDICIONADOR	USGS, CVO		Estación digital Geos, 40 mps
GANANCIA	Sensibilidad: 1mV = 0.1 µrad, rango: 500µrad Sensibilidad: 1mV = 355 µrad, rango: 30°		14 dB
FILTRADO	-		Filtro paso bajas, 10 Hz, en sitio
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU	412.000 MHz		444.650 MHz
SUBPORTADORAS Y ORIENTACION	H: 45° radial al volcán L: radial al volcán		
TIPO DE TRASMISION	Digital, 300 bauds		FSK Digital, 1200 bauds
EQUIPO DE TRASMISION	Handy Talkie, Motorola		Monitron
TIPO DE ANTENA	Yagi 5 elementos		Corner Reflector
ANCHO DE BANDA	10 KHz		5 KHz
POTENCIA DE TRASMISION	4 Watt		2 Watt

Tabla 3. Continuación.

CENTRO NACIONAL DE PREVISION DE SISMOS

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	CANARIO	CANARIO	NEXPAYANTLA
CLAVE	PPP	PIP	PIN
LOCALIZACION	Refugio El Canario, ladera norte, Estado de México	Refugio El Canario, ladera norte, Estado de México	Loma al SW de Tlamacas Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19°02'28.4" 98°37'40.5"	19°02'28.4" 98°37'40.5"	19°03'09.5" 98°38'11.9"
ALTITUD (msnm)	4170 m	4170 m	3 846
TIPO	Analógica		
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	OK	OK
INSTITUCION RESPONSABLE	Cenapred	Cenapred	Cenapred
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION	enero 4, 1995	enero 5, 1995	enero 4, 1995
TIPO DE INSTALACION	Subterráneo provisionalmente	Subterráneo	Subterráneo
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	Inclinómetro biaxial , Applied Geomechanics Inclinómetro uniaxial, Lucar	Inclinómetro biaxial , Applied Geomechanics Inclinómetro uniaxial, Lucar
FRECUENCIA DEL SENSOR	1 Hz	-	-
EQUIPO ACONDICIONADOR	USGS, CVO (alta y baja ganancia)	USGS, CVO	USGS, CVO
GANANCIA	L = 48db H = 30db (atenuación)	Sensibilidad: 1mV = 0.1 μ rad, rango: 500 μ rad Sensibilidad: 1mV = 355 μ rad, rango: 30°	Sensibilidad: 1mV = 0.1 μ rad, rango: 500 μ rad Sensibilidad: 1mV = 355 μ rad, rango: 30°
FILTRADO	-	-	-
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU	444.500 MHz	412.000 MHz	412.000 MHz
ORIENTACION Y SUBPORTADORAS	C1: vertical H = 1700 Hz C2: vertical L = 680 Hz	H: 45° radial al volcán L: radial al volcán	H: 45° radial al volcán L: radial al volcán
TIPO DE TRASMISION	FM-FM analógica	Digital, 300 bauds	Digital, 300 bauds
EQUIPO DE TRASMISION	Monitron	Handy Talkie, Motorola	Handy Talkie, Motorola
TIPO DE ANTENA	Yagi de 5 elementos	Yagi de 5 elementos	Yagi de 5 elementos
ANCHO DE BANDA	5 KHz	10 KHz	10 KHz
POTENCIA DE TRASMISION	1 Watt	4 Watt	4 Watt

Tabla 3. Continuación.

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	LOMO DEL NEGRO	TONANZINTLA	AYAQUEME
CLAVE	PPN	IIT	PPY
LOCALIZACION	Costado oeste, cerro Yolóxochitl, Estado de México	INAOE, Tonanzintla, este del volcán Puebla	Cerro Ayaqueme Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19.0744 ° N 98.6738 °W	19.0210 °N 98.3080 °W	19.1485 °N 98.9941 °W
ALTITUD (msnm)	3705 m	2205 m	2 800
TIPO	Analógica	Analógica	Digital
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	Prevista (1er semestre de 1995)	OK	OK
INSTITUCION RESPONSABLE	Cenapred	Instituto de Ingeniería, UNAM	Instituto de Geofísica, UNAM
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION		1974	enero, 1995
TIPO DE INSTALACION	Caseta de mampostería	Base de concreto	Caseta de mampostería
TIPO Y MARCA DEL SENSOR		Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products
FRECUENCIA DEL SENSOR		1 Hz	1 Hz
EQUIPO ACONDICIONADOR		SISMEX	Estación digital Geos, 40 mps
GANANCIA		35000 veces	14 dB
FILTRADO		Filtro paso altas 0.5 Hz, paso bajas 10 Hz	Filtro paso bajas, 10 Hz, en sitio
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU		449.625 MHz	444.600 MHz
ORIENTACIÓN Y SYBPORTADORAS		C1: vertical 450 Hz	-
TIPO DE TRASMISION		FM-FM Analógica	FSK Digital, 1200 bauds
EQUIPO DE TRASMISION		Monitron	Monitron
TIPO DE ANTENA		Yagi de 5 elementos	Corner Reflector
ANCHO DE BANDA		5 KHz	5 KHz
POTENCIA DE TRASMISION		2 Watt	250 mWatt

Tabla 3. Continuación.

RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPOCATEPEL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	TECHOLOTEPEC	CALO	
CLAVE	PPS	PRC	
LOCALIZACION	SW de Sn Nicolás de los Ranchos, ladera noreste, Puebla	Cerro Calo, Chalchihuapan, al este del volcán, Puebla	
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19.0030°N 98.5000°W	18.9641 °N 98.3448 °W	
ALTITUD (msnm)	2700 m	2380	
TIPO	Digital	Repetidora	
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	Prevista abril, 1995	
INSTITUCION RESPONSABLE	Instituto de Geofísica, UNAM	Cenapred	
GEOLOGIA LOCAL			
FECHA DE INSTALACION	enero, 1995		
TIPO DE INSTALACION	Caseta de mampostería	Caseta de mampostería	
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products		
FRECUENCIA DEL SENSOR	1 Hz		
EQUIPO ACONDICIONADOR	Estación digital Geos, 40 mps		
GANANCIA	14 dB		
FILTRADO	Filtro pasobajas, 10 Hz, en sitio		
FRECUENCIA DE RECEPCION EN CU	444.350 MHz		
SUBPORTADORAS Y ORIENTACION			
TIPO DE TRASMISION	FSK digital, 1200 bauds		
EQUIPO DE TRASMISION	Monitron		
TIPO DE ANTENA	Yagi 6 elementos		
ANCHO DE BANDA	5 KHz		
POTENCIA DE TRASMISION	250 mWatt		

Tabla 3. Continuación.

7. DESCRIPCION GENERAL DE LA INSTRUMENTACION

La red de observación consiste en dos tipos de instrumentos: sismómetros e inclinómetros. A continuación se describirá de una manera general el modo de operación y las técnicas de medición empleadas en los dos tipos de equipos. En cuanto a las estaciones sismológicas se describirán únicamente aquellas que utilizan técnicas analógicas y que por ahora son la mayoría. Una discusión sobre los equipos digitales, formatos de datos, técnicas de comunicación, etc., están fuera del objetivo de este trabajo.

7.1 Estación sismológica

Dependiendo del sitio, del equipo y de la fecha de instalación, las estaciones sismológicas de las red fueron básicamente colocadas y acondicionadas de dos maneras diferentes: una instalación permanente mediante una caseta especial de resguardo y una instalación temporal en el campo de forma subterránea. El primer tipo de instalación se utilizó para las estaciones IIA, PPM, PPM2, PPC, PPL, PPS y PPY y el segundo para PPX, PPP y PPB. Un diagrama esquemático de ambos tipos de instalación se muestra en las figuras 7 y 8. Se observa que en cuanto a su instrumentación, en ambos casos el equipamiento utilizado es esencialmente el mismo y consta de tres elementos: sensor, acondicionador de señal y transmisor.

Para las estaciones del primer tipo (figura 7), se construyó una caseta de mampostería especial que protege los equipos contra vandalismo el medio ambiente; sirve a su vez de protección y resguardo al personal que opera y mantiene la estación (ver también fotografías figuras 33 a 37). El sismómetro o transductor que detecta la vibración del terreno se coloca sobre un pedestal rígido de concreto firmemente anclado a la roca en caso de existir o ligado al suelo mediante zapatas. Para evitar al máximo la transmisión de ruido que la estructura, por ejemplo por la acción del viento, pueda inducir al sensor, el pedestal queda desligado físicamente de la cimentación de la caseta.

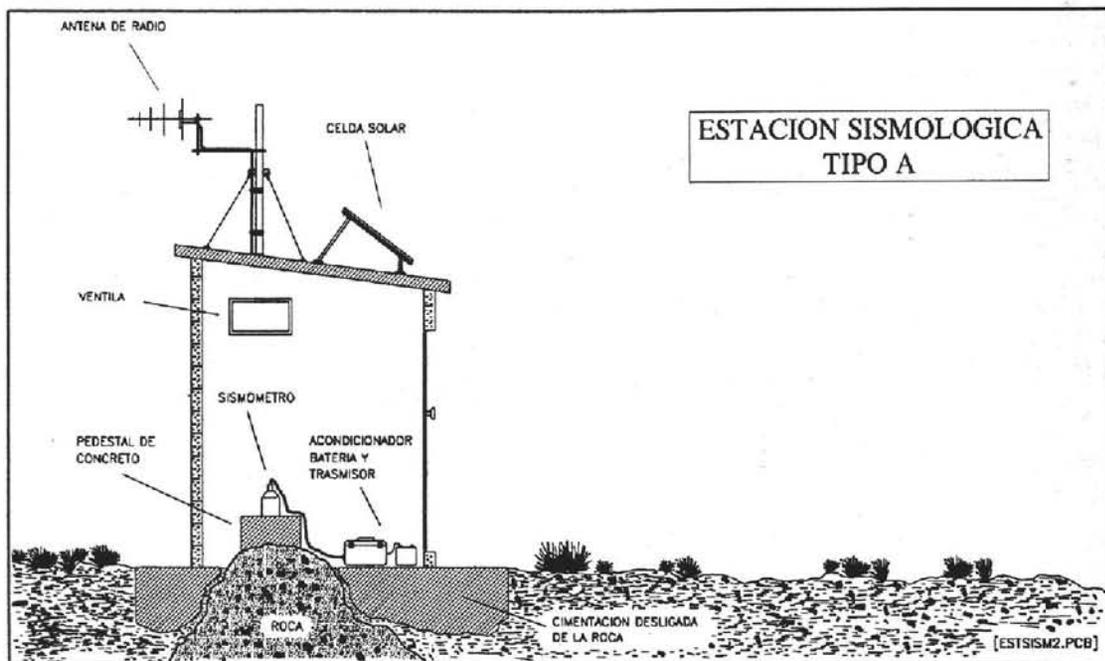


Figura 7. Esquema de la instalación y equipamiento de una estación sismológica tipo A con caseta.

A un lado del pedestal se coloca el equipo de acondicionamiento de señal, transmisor y baterías de alimentación. Las celdas solares y una pequeña torre con la antena de transmisión quedan colocadas en el techo de la caseta. Esta usualmente tiene una puerta metálica de acceso y pequeñas ventilas. Aunque no se muestra en la figura 7, algunas estaciones además cuentan con un cerca de protección mediante malla ciclónica ahulada para mantener alejado al ganado.

En cuanto a las estaciones del segundo tipo (figura 8), por ser temporales o que tuvieron que instalarse durante la emergencia volcánica, el sismómetro, al igual que el equipo acondicionador, quedan enterrados a 1.5 metros de profundidad. Cabe aclarar que el sensor es totalmente hermético, a prueba de agua y fabricado con acero inoxidable. El acondicionador, transmisor y batería se protegen dentro de un una hielera de plástico y poliuretano. A un lado del contenedor se instala una pequeña torre tubular soportada mediante tres vientos o sobre una base de concreto a la cual se sujetan las celdas solares y la antena de radio (ver fotografía figura 31). En algunas estaciones se instala una varilla de cobre para proteger la estación contra descargas de electricidad atmosférica. Los equipos quedan interconectados mediante cables, también subterráneos.

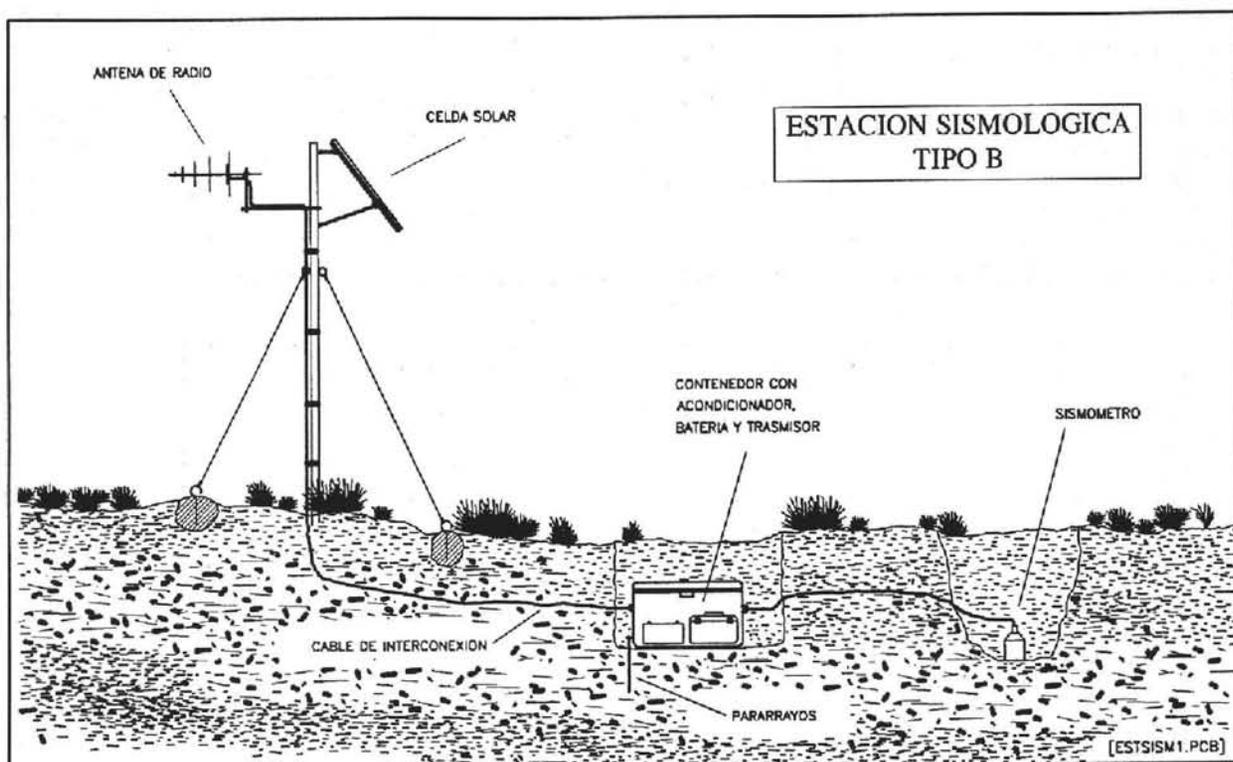


Figura 8. Esquema de la instalación y equipamiento de una estación sismológica tipo B sin caseta.

Planos detallados del tipo de caseta e instalaciones que se están construyendo en distintas estaciones de la red para hacerlas definitivas y permanentes se muestran en las figuras 9a y 9b.

Con base en el diagrama de bloques de la figura 10 se describirá a continuación la forma de operar de una estación sismológica con telemetría.



Figura 9a. Plano con la vista en planta de una caseta sismológica.

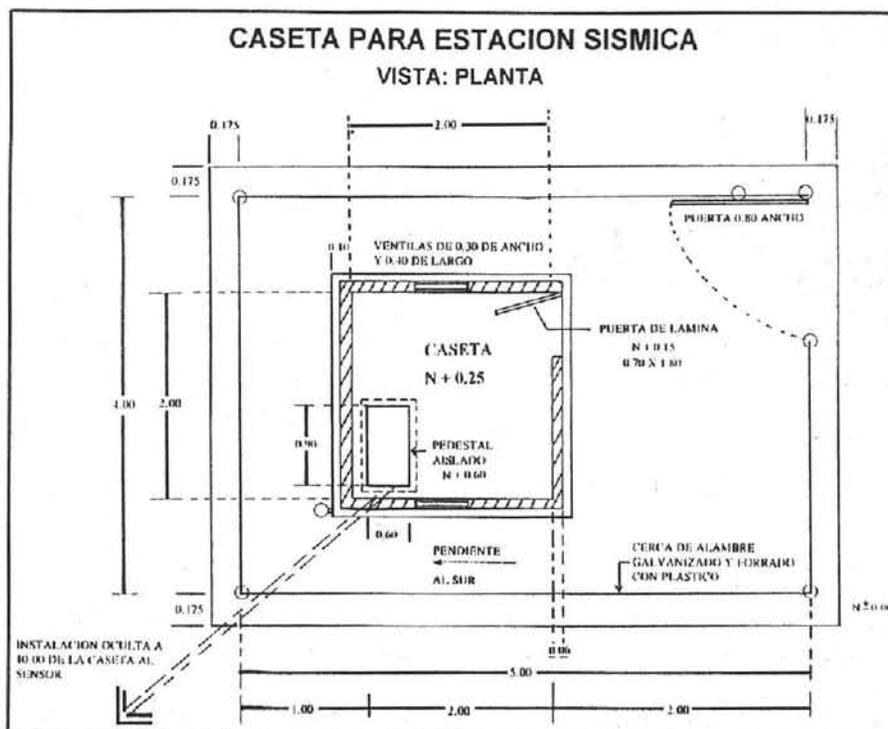


Figura 9b. Plano con la vista lateral de una caseta sismológica.

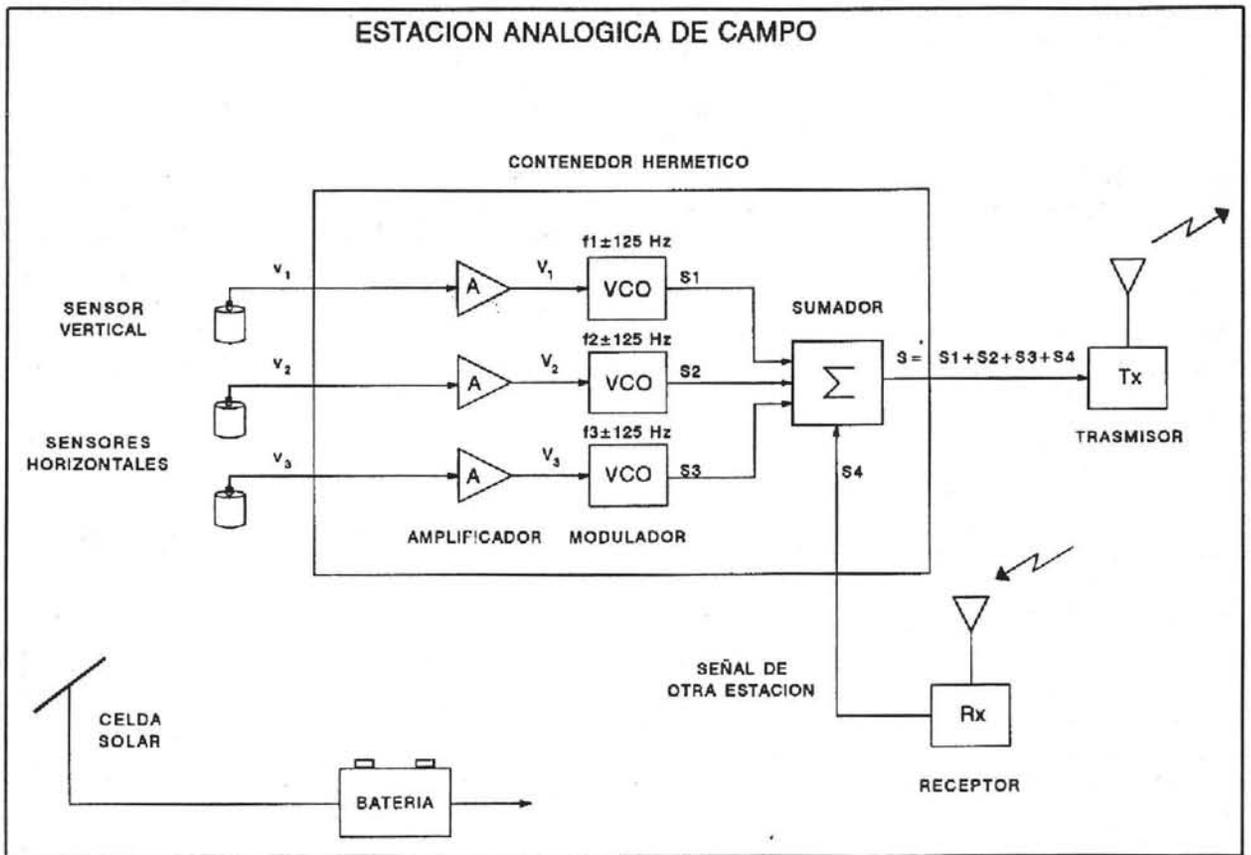


Figura 10. Diagrama de bloques de los equipos electrónicos en una estación sismológica con telemetría.

El movimiento del terreno es detectado por uno o varios sismómetros, también llamados geófonos o transductores de velocidad. Uno se utiliza para detectar el movimiento en la dirección vertical y los otros dos para los movimientos horizontales, generalmente orientados Norte-Sur y Este-Oeste. Los sensores generan un señal de voltaje proporcional a la velocidad (v_1 , v_2 y v_3). Esta pequeña señal analógica es amplificada y filtrada (V_1 , V_2 y V_3) y luego utilizada para modular en frecuencia una subportadora de audio de frecuencia f_1 , f_2 y f_3 mediante los osciladores controlados por voltaje (VCO). Se producen así las señales de FM S_1 , S_2 y S_3 . De esta manera el voltaje de cada sensor es convertido a una señal en la banda audible, con frecuencia proporcional a la velocidad del terreno dentro de una banda de 125 Hz alrededor de la frecuencia de la subportadora.

$$\begin{aligned} (f_1 - 125) &\leq S_1 (\text{Hz}) \leq (f_1 + 125) \\ (f_2 - 125) &\leq S_2 (\text{Hz}) \leq (f_2 + 125) \\ (f_3 - 125) &\leq S_3 (\text{Hz}) \leq (f_3 + 125) \end{aligned}$$

Las frecuencias de las subportadoras, de acuerdo con el estándar IRIG son:

$$680, 1020, 1360, 1700, 2040, 2380, 2720 \text{ y } 3060 \text{ Hz}$$

separadas cada una 340 Hz y dejando así una banda de guarda entre cada señal de 90 Hz.

En ciertas aplicaciones y con circuitos especiales se utiliza también una subportadora en 415 Hz.

Una vez acondicionadas y moduladas las tres señales individualmente, se suman en amplitud mediante el sumador produciendo finalmente la señal

$$S = S1 + S2 + S3 + (\text{la señal de otra estación})$$

que es la que se transmite mediante el transmisor Tx también de FM a la central. De esta forma en una sola banda de voz (audio) se pueden codificar hasta 8 diferentes señales. Esta técnica se conoce como multiplexaje por división en frecuencia y es comúnmente utilizada en sistemas de telemetría, ya que por estar modulada en frecuencia es inherentemente inmune a ruido que es inducido por amplitud. Las radiofrecuencias empleadas en la red son en VHF y UHF y se transmite con potencias de 0.1 a 2 Watts dependiendo del sitio y la distancia del enlace. La alimentación en todas las estaciones es de 12 VCD mediante celdas solares y baterías automotrices en flotación. Esto garantiza una operación continua. El consumo típico de una estación como la descrita es de 350 mA.

Un análisis de esta técnica y de los circuitos electrónicos asociados se describe con detalle en Quaas et al., 1973 y Murray et al., 1994.

En la estación central receptora, por otro lado, el proceso de recuperación de las señales es el inverso como se muestra en la figura 11.

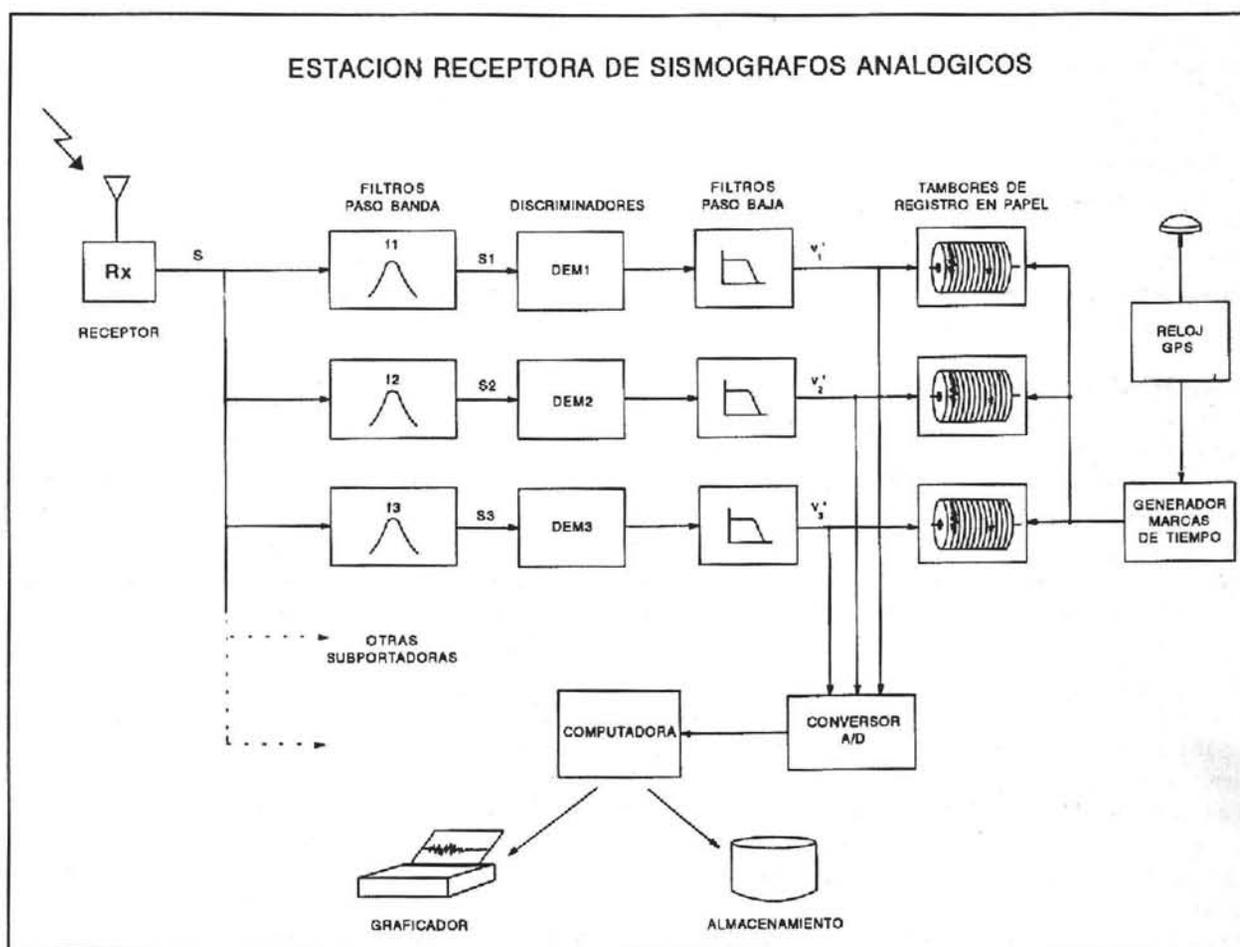


Figura 11. Diagrama de bloques de los equipos electrónicos para la recepción y registro de las señales de telemetría en la estación central.

La señal multiplexada S es detectada por el receptor Rx e introducida simultáneamente a un banco de filtros pasa banda, sintonizados cada uno a la frecuencia subportadora correspondiente. De esta manera se separan (demultiplexan) y recuperan las señales individuales S_1 , S_2 , y S_3 , sumadas en la estación de campo (figura 10). El siguiente proceso es la detección o demodulación de las señales codificadas en FM mediante los demoduladores $DEM_{1,2}$ y 3 . Después de filtrarse se obtienen nuevamente las señales de voltaje V_1' , V_2' y V_3' cuyo valor es proporcional a la velocidad del movimiento del terreno.

Aquí termina el proceso de detección y recuperación de la información; sin embargo, para ser útiles, deben ser registradas y procesadas convenientemente. En el centro de recepción del Cenapred, estas señales se registran en graficadores continuos de tambor sobre papel, produciendo los conocidos sismogramas. Además de las trazas de velocidad, se registra el tiempo mediante la superposición de marcas de referencia cada minuto y cada hora, las cuales son generadas por un reloj GPS (sistema de posicionamiento global). Debe aclararse que esta técnica de registro centralizado del tiempo es válida en un sistema de telemetría como el descrito, en virtud de que todas las señales son enviadas simultáneamente desde las distintas estaciones y en tiempo real, es decir, en el momento mismo que ocurren (se desprecia el retardo debido a la propagación de las ondas de radio que viajan a la velocidad de la luz).

Paralelamente, las señales analógicas de voltaje de cada canal son muestreadas y convertidas a palabras digitales que son procesadas también en tiempo real por una computadora que las analiza y detecta los eventos sísmicos importantes que quedan almacenados en archivos numéricos. Sobre el procesamiento y análisis de las señales se abundará con más detalle en la siguiente sección.

7.2 Estación inclinométrica

Como se mencionó con anterioridad, la red de observación del Popocatepetl cuenta en la actualidad con tres estaciones instrumentadas con inclinómetros, dispositivos que registran a través de la inclinación la deformación del terreno. Esta variable, complementaria a la del movimiento sísmico, es de suma importancia para monitorear la actividad de un volcán y sobretodo como señal precursora de una posible erupción.

La instrumentación de estas tres estaciones se llevó a cabo en la forma ilustrada en el esquema de la figura 12. Tanto los instrumentos como la técnica de su instalación fueron proporcionados por el Observatorio Vulcanológico de los Cascades del USGS. Estos equipos y su manejo han sido descritos con detalle por Ewert y Swanson (1992).

Como muestra la figura, consta también de las siguientes partes: sensores, acondicionadores, transmisores, baterías y celdas solares (ver también fotografías figuras 38 y 39). El inclinómetro de hecho está compuesto por tres sensores, dos inclinómetros finos de alta resolución colocados en forma ortogonal con rango máximo de 500 microradianes (un microradián = 5.73×10^{-5} grados) y sensibilidad de 0.1 microradián y un inclinómetro grueso con rango de escala completa de 60 grados y resolución de 0.02 grados. Los inclinómetros por ser instrumentos tan sensibles, requieren de una instalación especial. Para ello se excava un agujero de 3m de profundidad y 1.5m de diámetro, en cuyo fondo se cuela una base circular de concreto armado con anclas introducidas al suelo para darle mayor estabilidad. Sobre la base se fija el instrumento, de manera que sus dos ejes perpendiculares X e Y queden orientados en forma radial al centro del volcán. Posteriormente se cubre la base con un contenedor metálico hecho de un barril de petróleo el cual tiene un orificio para los cables de interconexión. Antes de cubrir el contenedor con una tapa, se nivelan los inclinómetros a su posición de cero (horizontal) mediante tornillos especiales. El ajuste grueso se realiza mediante un nivel con burbuja de aire y el fino se logra midiendo eléctricamente la salida de los sensores. Una vez hecha la nivelación, se tapa el contenedor y se cubre completamente con tierra el pozo. Con este tipo de instalación subterránea se logra una buena estabilidad mecánica y también un óptimo aislamiento térmico, que es fundamental en estas mediciones. Cabe mencionar que los inclinómetros además tienen integrado un termómetro que permite la correlación entre las variables de deformación y de temperatura. En ocasiones se llegan a registrar cambios aparentes de inclinación que sin embargo no son debidos a una deformación sino son producto

de la contracción y dilatación del material por efectos térmicos. Dzurisin (1992) describe diferentes tipos de instalaciones de inclinómetros, efectos térmicos y experiencias obtenidas en el volcán Santa Helena.

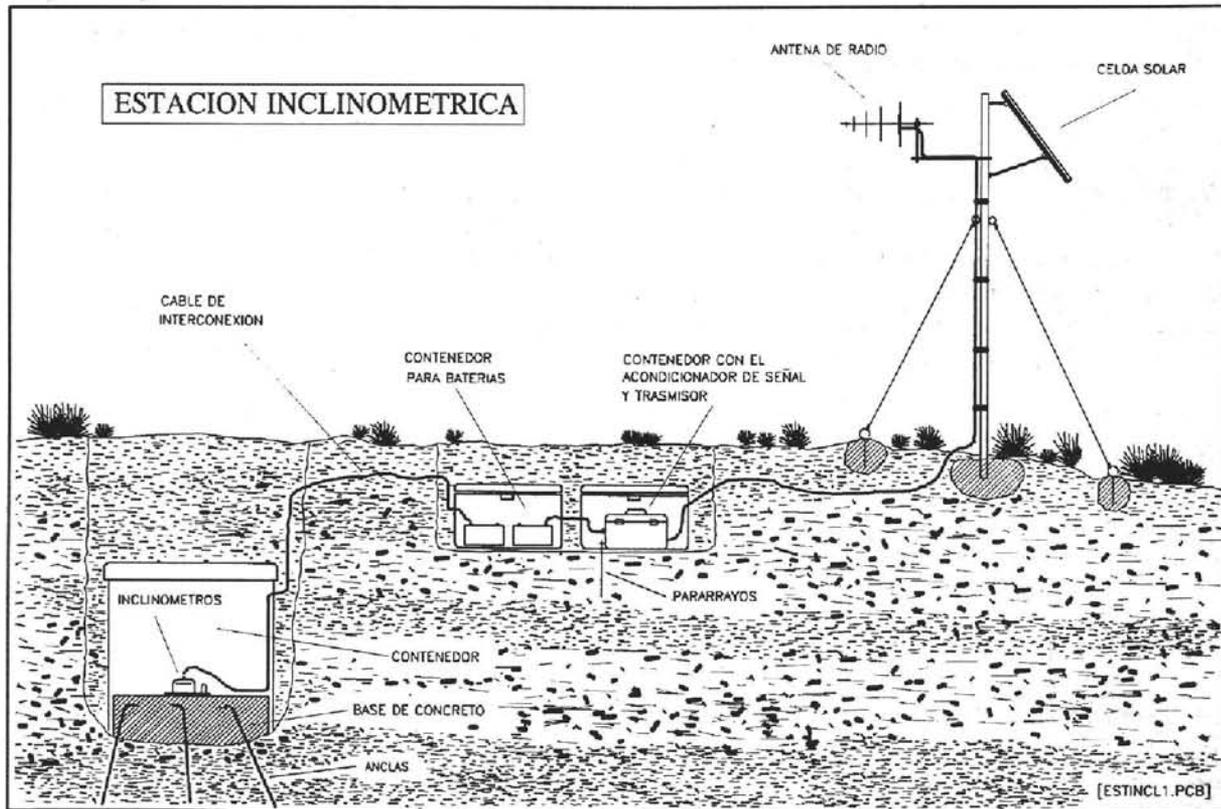


Figura 12. Esquema de instalación y equipamiento de una estación inclinométrica.

En forma similar a las estaciones sismológicas, los equipos para el acondicionamiento de las señales, de telemetría y baterías se instalaron también en forma subterránea y protegidos dentro de hieleras de plástico y poliuretano (ver fotografía figura 40). Para el soporte de la antena de transmisión y de la celda solar, se colocó un mástil tubular con tres vientos.

La forma de operación de una estación inclinométrica es la mostrada en el diagrama de la figura 13. Cada sensor proporciona un voltaje proporcional a la inclinación. Estas señales son amplificadas y convertidas a señales digitales y luego codificadas y transmitidas por radio mediante modulación FSK a una velocidad de 300 bauds. La transmisión no es continua, sino que se envía a intervalos regulares predefinidos, por ejemplo cada 10 minutos, en forma de un paquete de datos. Este paquete contiene la información: niveles de inclinación X e Y del sensor biaxial, nivel de inclinación del sensor de baja resolución, temperatura dentro del sensor y el nivel de voltaje de la batería. Mediante esta técnica de transmisión intermitente se reduce considerablemente el consumo de energía y se puede integrar una red de estaciones de este tipo utilizando la misma frecuencia de radio. La probabilidad de que dos estaciones transmitan al mismo tiempo es muy baja y en caso dado sencillamente se desechan los datos de ese intervalo. Murray (1992) describe con más detalle los circuitos electrónicos de este sistema de telemetría.

Respecto al equipo de recepción, es similar al descrito para los sismómetros, con excepción de que las señales son digitales y la salida del demodulador directamente se interconecta a una computadora vía puerto serie RS-232.

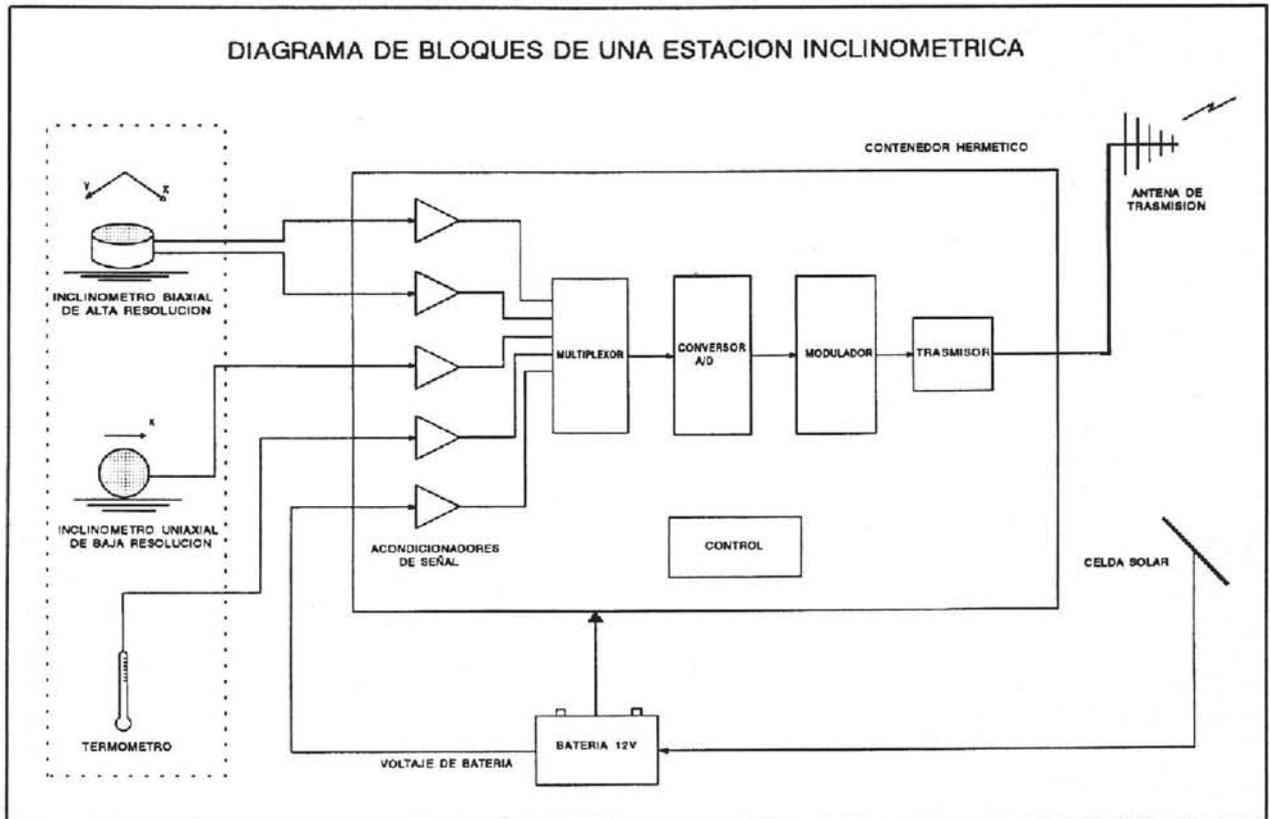


Figura 13. Diagrama de bloques de la instrumentación de una estación inclinométrica.

8. CENTRO DE RECEPCION Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Todas las señales de telemetría de las estaciones remotas de medición confluyen hacia un puesto centralizado de recepción de datos, localizado en el Cenapred, donde son procesadas y analizadas (ver fotografías figuras 42 y 43). Un diagrama de bloques simplificado del equipo que integra el centro se presenta en la figura 14. Consta esencialmente de tres gabinetes que alojan los módulos y circuitos electrónicos de recepción y decodificación, así como los graficadores de tambor. Las tareas específicas de adquisición, monitoreo, procesamiento y análisis de los datos se lleva a cabo mediante 5 computadoras interconectadas en red.

Un banco de receptores detecta las señales de radio. Aquellas que se transmiten en forma digital directamente son procesadas por un sistema independiente de adquisición y procesamiento de datos. Para el caso de las señales sísmicas analógicas y de inclinometría, como se mencionó ya, pasan primero por un proceso de demodulación o decodificación. De allí se toman las señales para ser graficadas en papel mediante registradores de tambor y se derivan también para su procesamiento digital en tiempo real.

Por un lado se lleva a cabo la detección de aquellos eventos sísmicos que rebasan los umbrales de los algoritmos de disparo y por el otro se miden en tiempo real las amplitudes de las señales sísmicas (RSAM). Asociado a este proceso se instrumentó también una alarma acústica que opera en caso de detectarse un aumento importante en la actividad.

SISTEMA DE MONITOREO DEL VOLCAN POPOCATEPETL
CENTRO DE RECEPCION Y PROCESAMIENTO DE DATOS

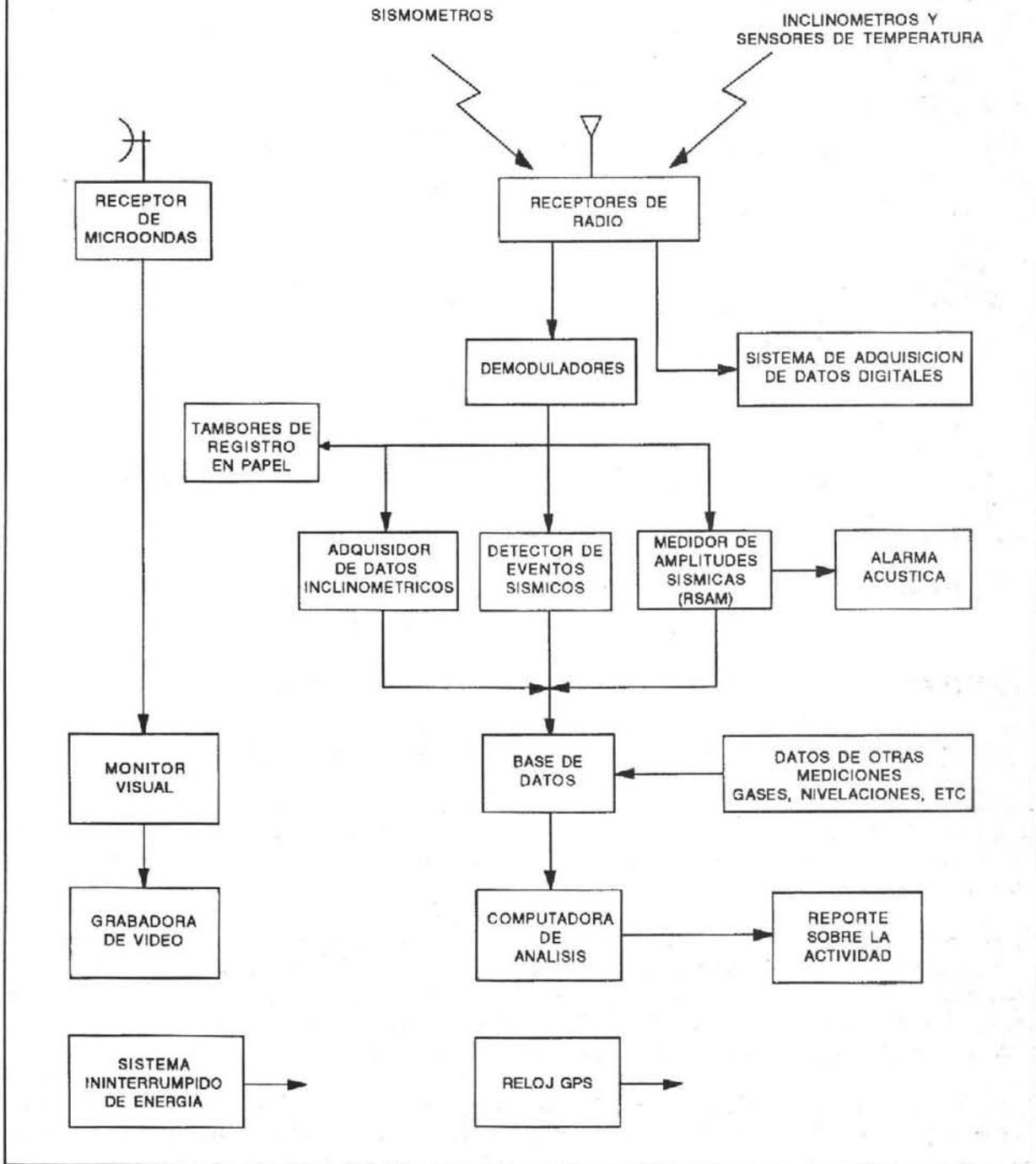


Figura 14. Equipos que integran el centro de recepción y procesamiento de datos del sistema de monitoreo del volcán.

Todos los datos procesados, tanto de la medición directa a través de la red de telemetría, como de otra información complementaria, se vierten y almacenan en un banco de datos. De allí se toman para su procesamiento y análisis avanzado cuyos resultados se reportan periódicamente.

Además del monitoreo y medición instrumental se tiene un equipo para el monitoreo visual del volcán que se muestra en la figura 15. La señal de una cámara de video de alta definición es transmitida mediante un enlace dedicado de microondas hacia el centro, en donde se despliega en forma continua la imagen del volcán y se graba también la señal de video (ver fotografías figuras 43, 44 y 45).

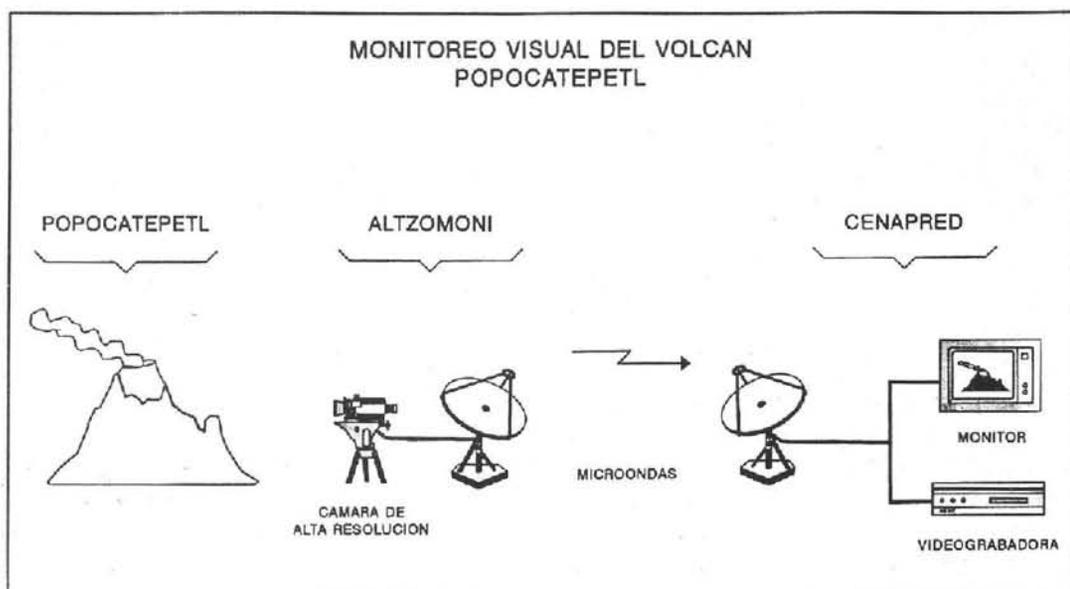


Figura 15. Sistema de monitoreo visual del volcán.

Como referencia única de tiempo se tiene un reloj fechor maestro de gran precisión sincronizado al tiempo universal UTC mediante un receptor GPS. De este reloj se generan las marcas de tiempo utilizadas por los distintos dispositivos de registro.

Para garantizar la operación continua de todo el proceso, el centro cuenta con un sistema ininterrumpido de suministro de energía.

8.1 Resultados del procesamiento de la información y monitoreo de datos

Como producto de la medición en tiempo real de las amplitudes de las señales sísmicas (RSAM) se presentan en un monitor los promedios del nivel de sismicidad registrado en cada estación. Murray y Endo (1992) dan una descripción detallada del sistema. El despliegue de estas mediciones es mediante diagramas de barras como se muestra en la figura 16. A cada señal se le asocian 3 barras de distinto color: la superior indica el promedio en un intervalo de 1 minuto, la intermedia el promedio de 5 minutos y la barra inferior el promedio calculado en 10 minutos. La amplitud (eje horizontal) se mide directamente en cuentas del convertidor analógico - digital. Entre mayor es el tamaño de la barra, mayor el nivel de la señal sísmica. Este sistema permite tener una visión global y en forma continua de la actividad de toda la red en conjunto y por tanto es indispensable para el monitoreo del volcán (Endo et al., 1991). Paralelamente en otro monitor similar se despliegan también en forma continua las trazas de los sismogramas de cada estación en bloques de 5 segundos.

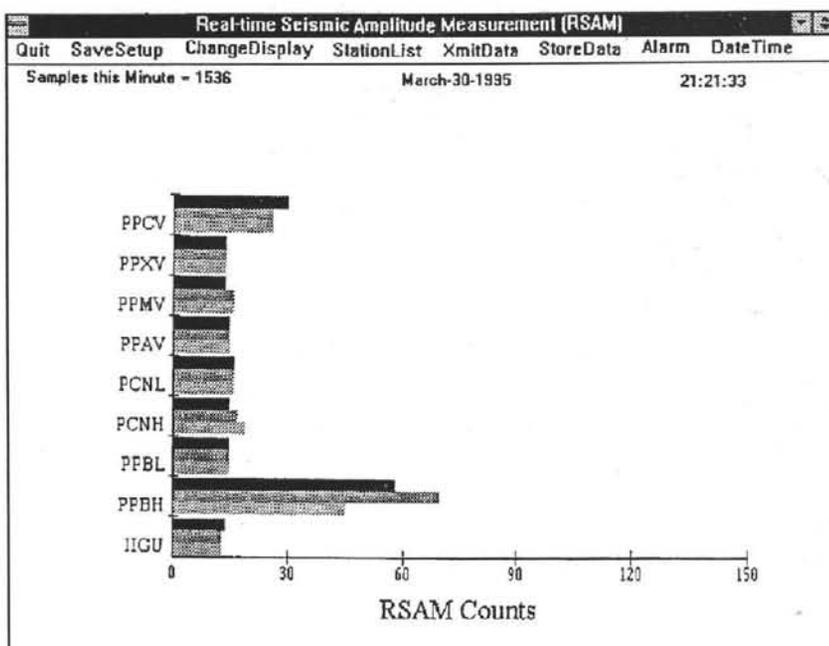


Figura 16. Monitor en tiempo real de las amplitudes sísmicas (RASM).

Por otro lado, los datos de los inclinómetros se procesan en una computadora independiente y se despliegan en la forma mostrada en la figura 17. De izquierda a derecha las columnas indican el número de estación, el canal de medición, el valor en cuentas y también expresado como un voltaje, la hora de ocurrencia y finalmente la fecha. Debe recordarse que cada estación inclinométrica envía un paquete de 5 datos cuyas variables y constantes de conversión se dan en la tabla 4.

St	Ch	Data	Volts	Time	Date
St-01	Ch-04	Data=4136	Volts=+0.048	21:12:44	03-30-1995
St-01	Ch-03	Data=2830	Volts=-1.546	21:12:42	03-30-1995
St-01	Ch-02	Data=3949	Volts=-0.181	21:12:41	03-30-1995
St-01	Ch-01	Data=4143	Volts=+0.056	21:12:38	03-30-1995
St-01	Ch-00	Data=6455	Volts=+2.877	21:12:36	03-30-1995
St-02	Ch-04	Data=4078	Volts=-0.023	21:10:18	03-30-1995
St-02	Ch-03	Data=2864	Volts=-1.504	21:10:16	03-30-1995
St-02	Ch-02	Data=4122	Volts=+0.030	21:10:14	03-30-1995
St-02	Ch-01	Data=4158	Volts=+0.074	21:10:12	03-30-1995
St-02	Ch-00	Data=6539	Volts=+2.979	21:10:10	03-30-1995
St-01	Ch-04	Data=4136	Volts=+0.048	21:06:50	03-30-1995
St-01	Ch-03	Data=2830	Volts=-1.546	21:06:48	03-30-1995
St-01	Ch-02	Data=3949	Volts=-0.181	21:06:46	03-30-1995

Figura 17. Despliegue de los datos de las estaciones inclinométricas.

CANAL	VARIABLE	FACTOR DE CONVERSION Y UNIDADES
0	VOLTAJE DE BATERIA	(cuentas - 4096) X 5.49 X 10 ⁻³ [volts]
1	TEMPERATURA	(cuentas - 4096) 0.122 [°C]
2	INCLINÓMETRO DE ALTA RESOLUCIÓN, EJE X	(cuentas * 0.098) - 250 [μrad]
3	INCLINÓMETRO DE ALTA RESOLUCIÓN, EJE Y	(cuentas * 0.098) - 250 [μrad]
4	INCLINÓMETRO DE BAJA RESOLUCIÓN	(cuentas * 355) + 100 [μrad]

Tabla 4. Variables y factores de conversión del paquete de datos de una estación inclinométrica.

Finalmente tanto los datos sísmicos como de inclinación, se transfieren a una computadora en la cual se analizan e interpretan mediante un programa especial llamado BOB desarrollado por Murray (1992b). Este programa es muy flexible ya que permite analizar los datos de distintas variables y estaciones y desplegarlos o graficarlos para un intervalo de tiempo seleccionado. A continuación se dan algunos ejemplos del tipo de procesamiento que permite este programa.

En la figura 18 se muestra la actividad sísmica de seis estaciones, expresada en unidades RSAM (en cuentas) promediadas cada 10 minutos en un intervalo que va del 28 de enero al 4 de febrero de 1995. En cada traza se indica la estación de registro y su distancia al centro del volcán.

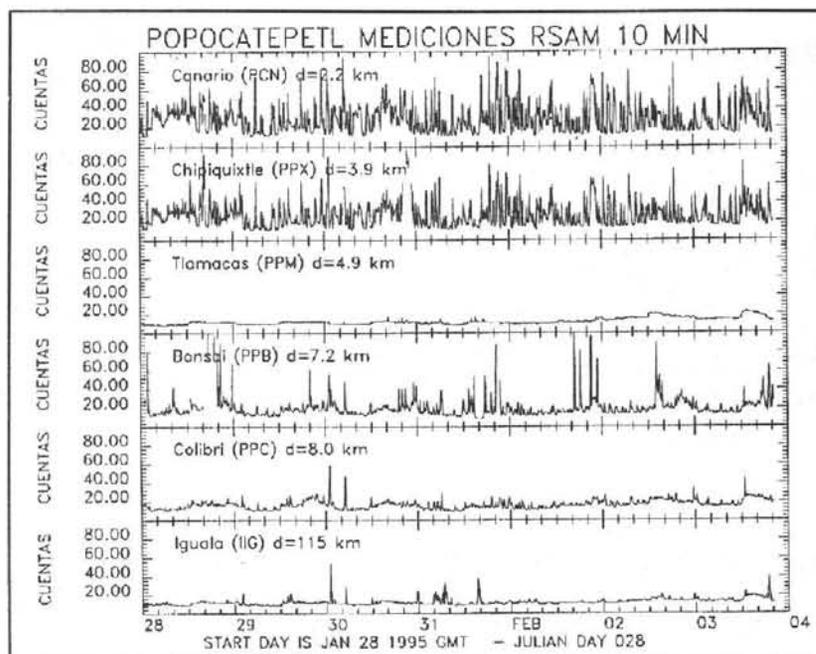


Figura 18. Actividad sísmica registrada en seis estaciones de la red en el intervalo del 28 de enero al 4 de febrero de 1995.

La figura 19 muestra los datos de inclinación registrados por la estación Nexpayantla (PIN) durante los primeros días después de su instalación el 4 de enero de 1995. Las trazas superiores muestran la inclinación del sensor de alta resolución en los ejes X e Y y también la inclinación registrada por el sensor de baja resolución en la traza intermedia. Las trazas inferiores dan la temperatura y el voltaje de la batería, respectivamente. Se aprecia el transitorio tanto en la temperatura como en la inclinación debido al proceso de asentamiento y equilibrio térmico. El voltaje de la batería indica un ligero aumento durante el día, cuando es recargada por la celda solar.

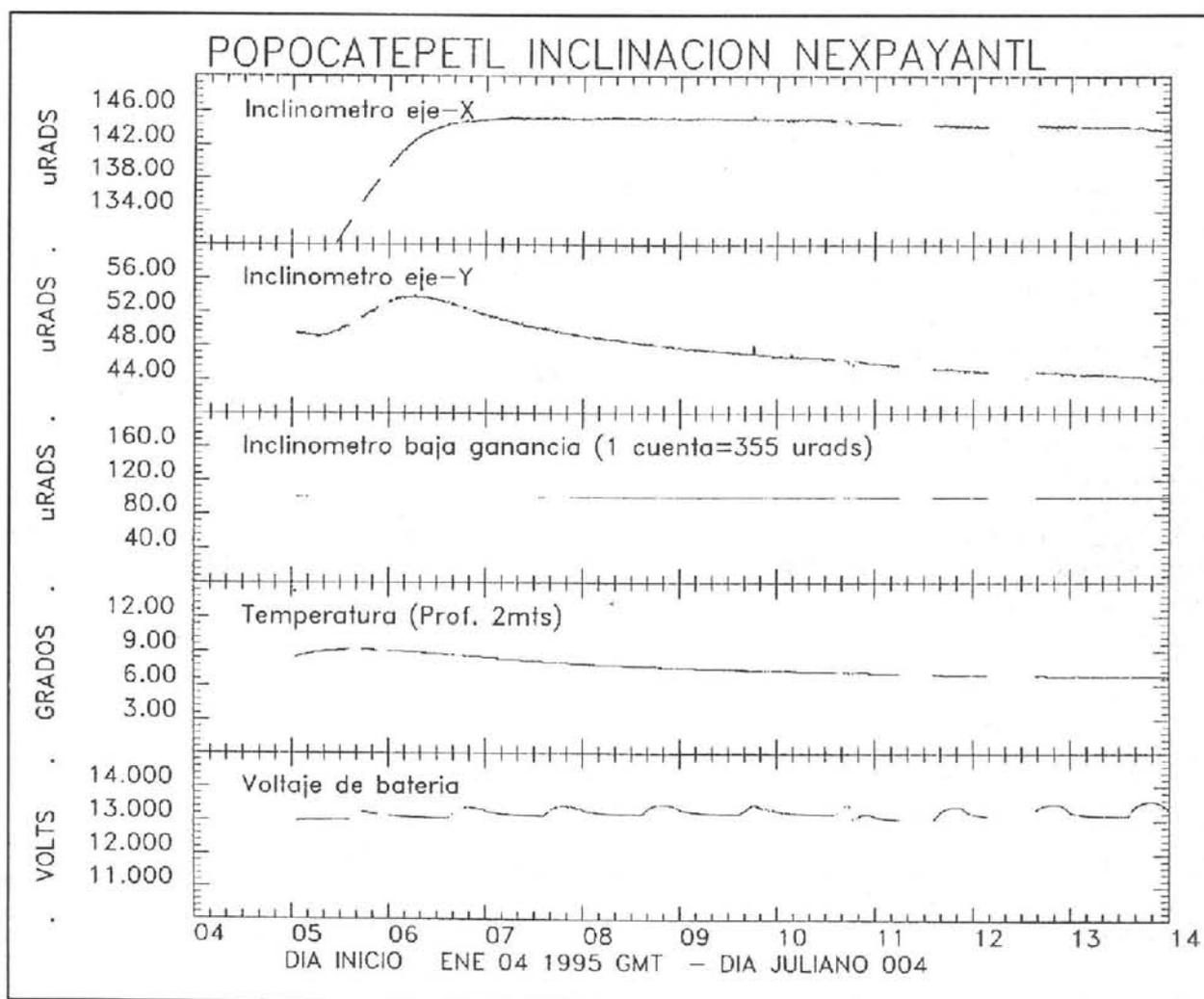


Figura 19. Datos de inclinación registrados del 4 de enero (fecha de instalación) al 14 de enero de 1995 en la estación Nexpayantla (PIN).

Un ejemplo más de la posibilidad de procesamiento de los datos que permite el programa BOB son las gráficas de la figura 20 que combina diferentes variables. La parte superior da el nivel de bióxido de azufre medido con el espectrómetro de correlación COSPEC, seguido de la actividad sísmica (en unidades RSAM) registrada en las estaciones PPP, PPX y PPM. Se presentan también los valores de inclinación en la estación PIP y en la gráfica final se da la energía acumulada registrada en la estación de PPM. Las seis mediciones se integran en un intervalo que va del 4 de marzo al 3 de abril de 1995. Estas gráficas combinadas permiten de una manera clara y objetiva observar el estado de actividad del volcán.

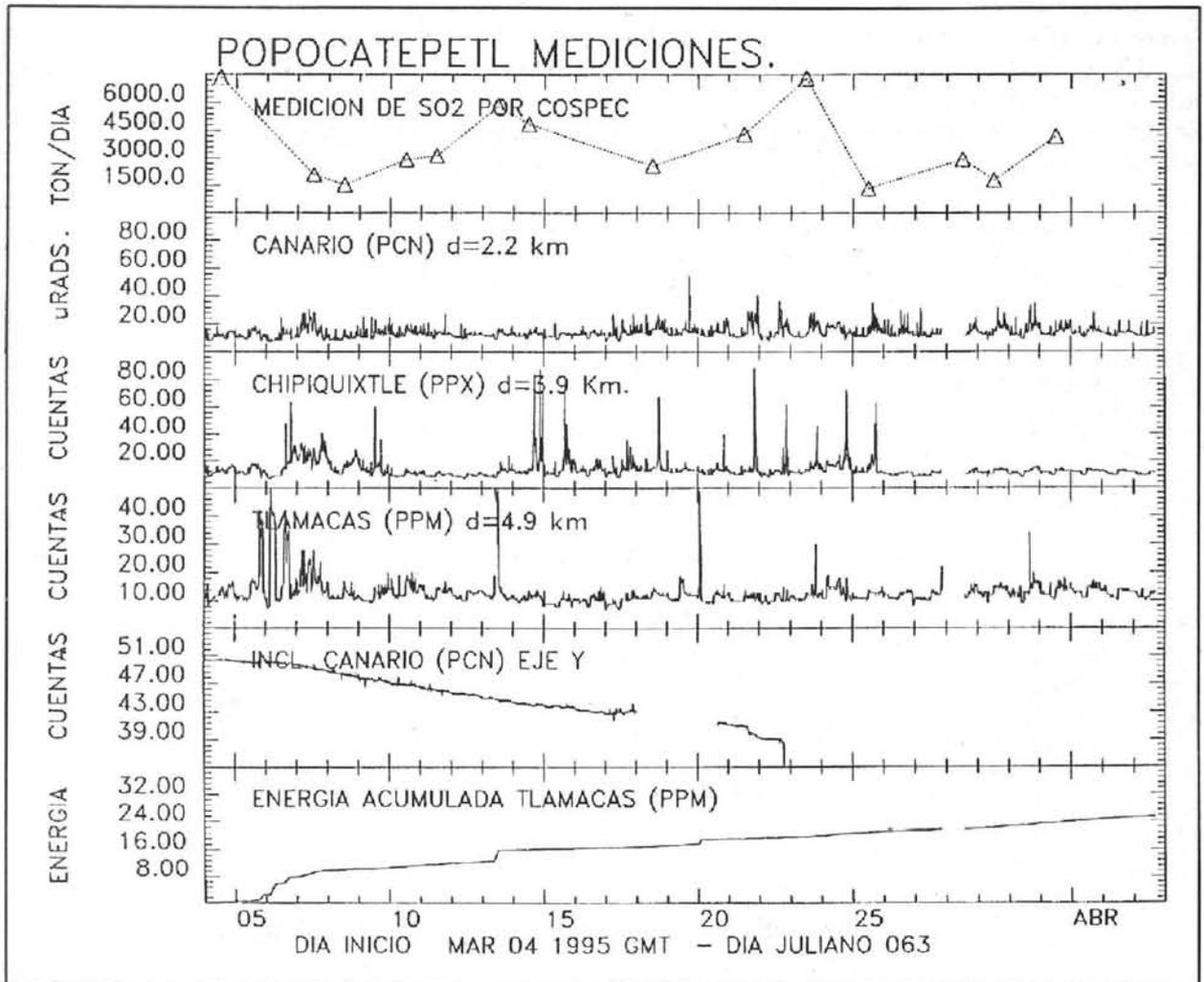


Figura 20. Gráfica combinada que muestra la medición de diferentes variables en el periodo del 4 de marzo al 3 de abril de 1995.

8.2 Alarma acústica

En un sistema de monitoreo en tiempo real es indispensable contar con algún dispositivo que permita en forma automática alertar a los encargados de su operación, cuando la actividad rebasa ciertos niveles preestablecidos. Particularmente es necesario cuando, como en el caso del volcán Popocatepetl, se requiere tener una estrecha y continua vigilancia durante las 24 horas del día. Para satisfacer esta necesidad el sistema cuenta con un programa especial de computadora y un dispositivo acústico de alertamiento.

Se basa en tres elementos de comparación y decisión: a) niveles de amplitud sísmica y duración de eventos tipo A y B; b) niveles y duración de eventos sísmicos tipo tremor y c) relación de los niveles de amplitud entre distintas estaciones. Los parámetros para estos tres elementos pueden ser establecidos a través de las ventanas mostradas en las figuras 21a, 21b y 21c. El tercer elemento de hecho actúa como filtro y es fundamental, ya que permite inhibir la alarma cuando se detecta una señal importante en una estación sismológica lejana, es decir un sismo de origen no volcánico. En el caso de la red del Popocatepetl se utiliza la señal telesísmica de una estación de observación del

Instituto de Ingeniería de la UNAM, localizada cerca de Iguala, Guerrero, la cual detecta en forma anticipada toda la actividad sísmica originada en la costa del Pacífico. Con este artificio se evita una falsa alarma debido a la detección de señales sísmicas por las estaciones de la red, pero que sin embargo, no son de naturaleza volcánica.

Alarm Parameters

Exit Event Triggers Tremor Triggers Alarm Inhibit Test Alarm

Alarm Enabled

Event Thresholds

OK Minimum Triggers for Alarm 2

Cancel Delay before sending alarm (seconds) 30

	Enable	Threshold	minimum duration (seconds)
PPCV	<input type="checkbox"/>	1	1
PPXV	<input checked="" type="checkbox"/>	120	20
PPMV	<input checked="" type="checkbox"/>	180	20
PPAV	<input type="checkbox"/>	9999	999
PM5N	<input type="checkbox"/>	9999	999
PM5E	<input type="checkbox"/>	9999	999
PM5V	<input type="checkbox"/>	999	999
PCNL	<input type="checkbox"/>	9999	999
PCNH	<input checked="" type="checkbox"/>	120	20
PPBL	<input type="checkbox"/>	9999	999
PPBH	<input type="checkbox"/>	9999	999
IIGU	<input type="checkbox"/>	9999	999

Figura 21a. Menú de selección de parámetros para detectar la actividad sísmica y activar la alarma acústica.

Alarm Parameters

Exit Event Triggers Tremor Triggers Alarm Inhibit Test Alarm

Alarm Enabled

Tremor Thresholds

OK Minimum Triggers for Alarm 1

Cancel

	Enable	Threshold	minimum duration (minutes)
PPCV	<input type="checkbox"/>	9999	999
PPXV	<input checked="" type="checkbox"/>	100	15
PPMV	<input checked="" type="checkbox"/>	50	15
PPAV	<input type="checkbox"/>	2	1
PM5N	<input type="checkbox"/>	9999	999
PM5E	<input type="checkbox"/>	9999	999
PM5V	<input type="checkbox"/>	9999	999
PCNL	<input type="checkbox"/>	9999	999
PCNH	<input type="checkbox"/>	100	30
PPBL	<input type="checkbox"/>	9999	999
PPBH	<input type="checkbox"/>	9999	999
IIGU	<input type="checkbox"/>	9999	999

Figura 21b. Menú de selección de parámetros.

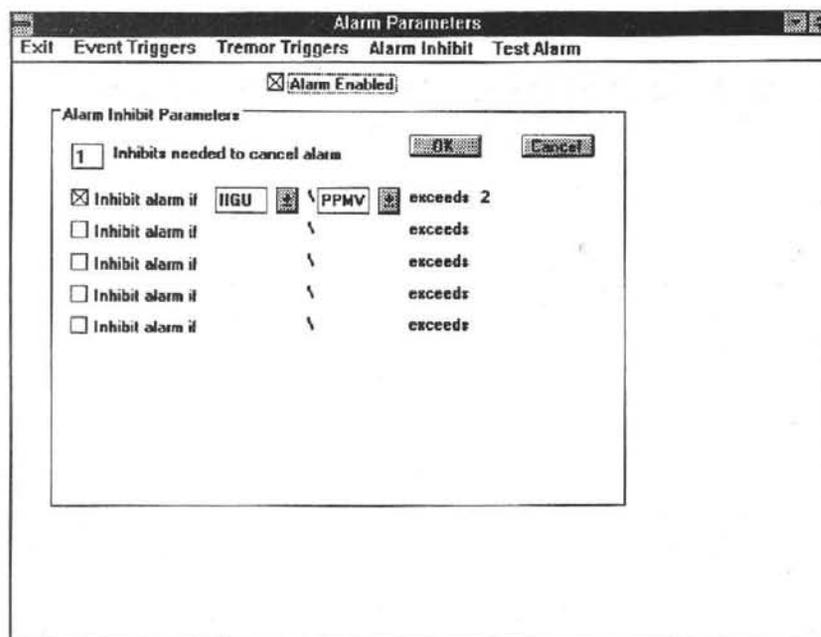


Figura 21c. Menú de selección de parámetros para inhibir la alarma acústica.

9. RESUMEN DE LOS DATOS REGISTRADOS DESDE EL 21 DE DICIEMBRE DE 1994

Al presentarse los eventos del 21 de diciembre de 1994, solo se tenían en operación 4 estaciones sísmicas con las cuales se pudieron registrar los sismogramas ya mostrados de las figuras 2a y 2b. Sismogramas similares se han venido obteniendo diariamente hasta la fecha integrando un acervo gráfico muy valioso con la historia de la actividad del volcán. A partir de la instalación de instrumentos y equipos de procesamiento adicionales, esta información también se ha venido almacenando a través de archivos numéricos en un banco central de datos.

En las gráficas de las figuras 22 y 23 se resume la actividad registrada en el volcán por el sistema de monitoreo desde principios de enero al 30 de abril de 1995.

Un ejemplo adicional de datos registrados de eventos aislados por otros instrumentos operados temporalmente se muestra en las figuras 24, 25 y 26. Corresponde a un mismo evento tipo A ocurrido el 26 de enero a las 10:01 hora local. La primera figura muestra el sismograma registrado mediante telemetría en el registrador de tambor; el segundo fue obtenido por el sismógrafo de banda ancha en PPM y el último muestra un singular registro de aceleración obtenido en el albergue de Tlamacas.

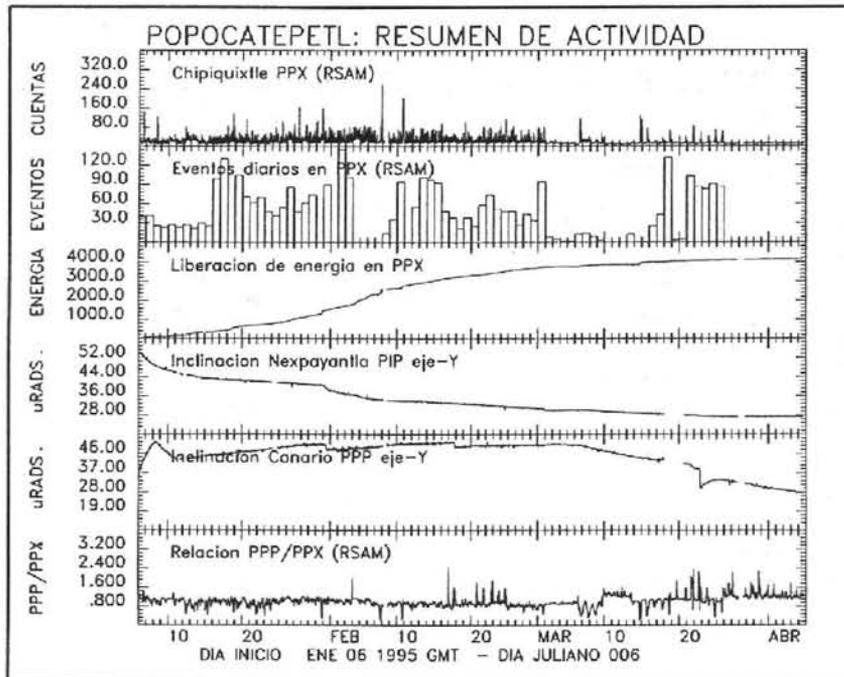


Figura 22. Resumen de la actividad registrada en el volcán en el intervalo del 5 de enero (fecha de instalación del sistema de procesamiento digital) al 1° de abril de 1995.

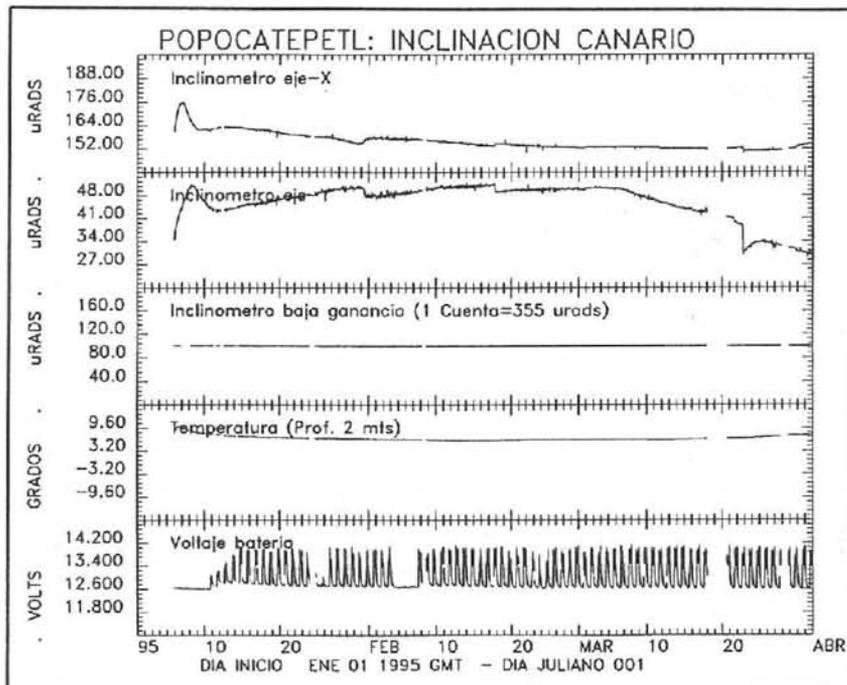


Figura 23. Resumen de la deformación registrada en la estación del Canario del 5 de enero al 1° de abril de 1995.

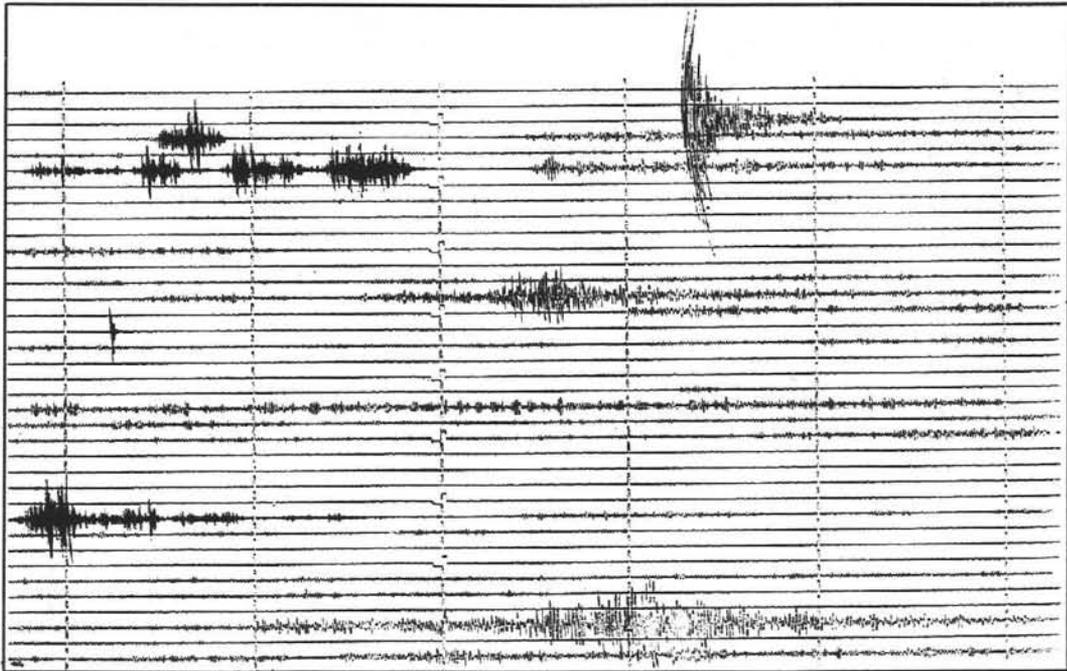


Figura 24. Sismograma obtenido por telemetría de un evento tipo A ocurrido en el volcán el 26 de enero de 1995 y registrado en las estación PPM (sensor vertical de periodo corto).

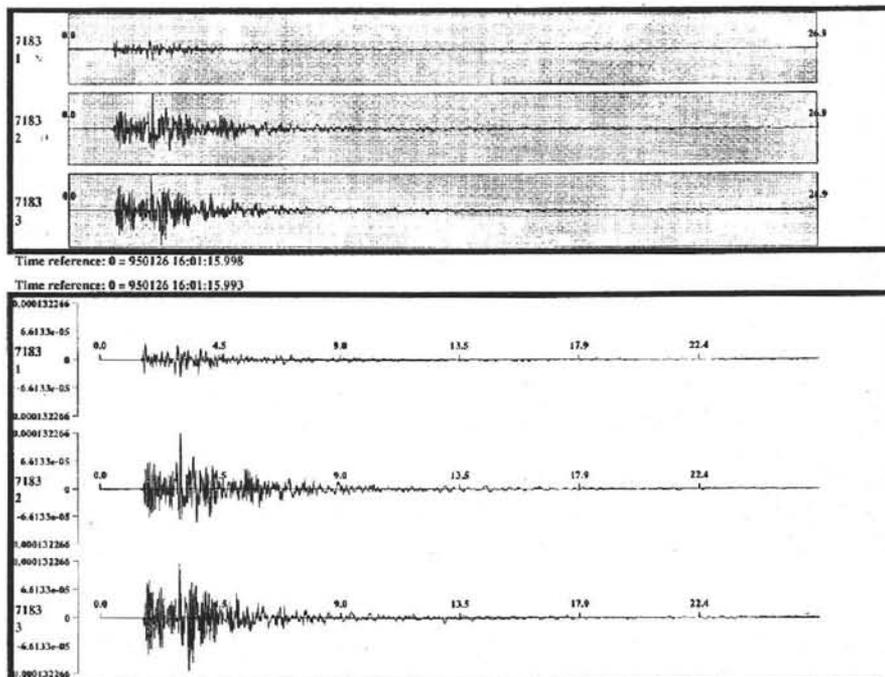


Figura 25. Sismogramas del evento A del 26 de enero de 1995 registrado por el sismógrafo portátil de banda ancha instalado temporalmente en Tlamacas (PPM).

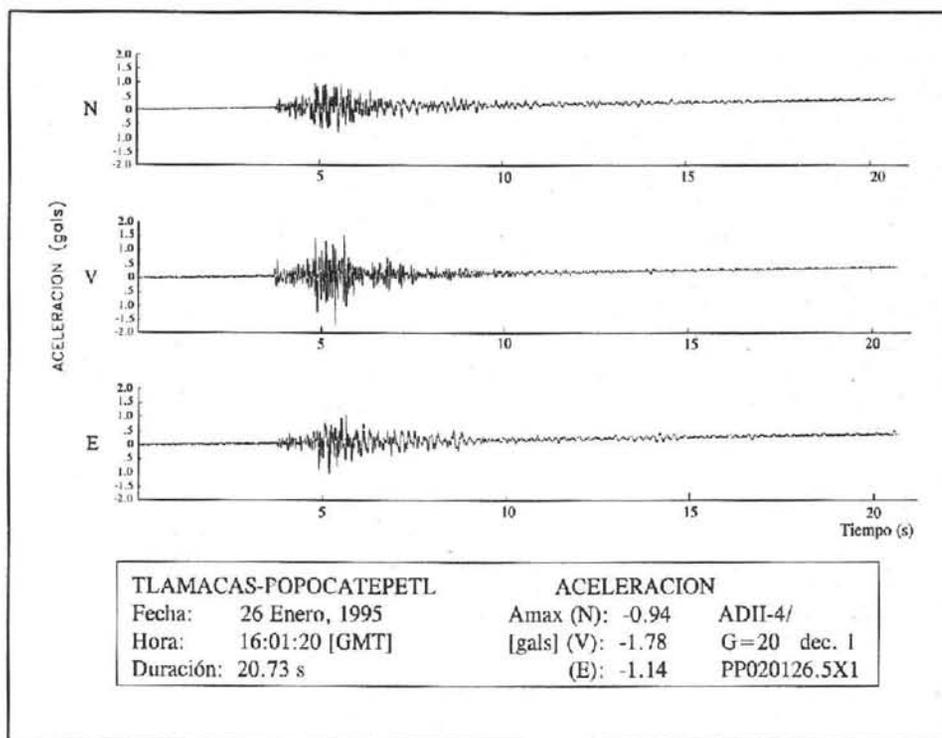


Figura 26. Acelerograma del evento tipo A del 26 de enero de 1995 registrado en el albergue de Tlamacas.

10. LA RED DE OBSERVACION PREVISTA PARA FINES DE 1995

Como se ha mencionado ya, la red actual en operación fue instrumentada básicamente en los pasados meses durante la emergencia, debida al incremento que tuvo la actividad del volcán. Gran parte de la instrumentación fue por lo mismo instalada en forma temporal e improvisada. Actualmente se está trabajando para consolidar una infraestructura permanente y definitiva de monitoreo y vigilancia. A continuación se describen en forma breve los cambios y modificaciones previstas para llevarse a cabo durante el presente año.

- En aquellas estaciones cuyos equipos fueron instalados en forma subterránea dentro de contenedores, se construirán casetas de mampostería especiales. Este es el caso de las estaciones PPX, PPB, PPN, PPP, PIP, PIN, PPA y PRC. Una vez terminadas las casetas se reinstalarán los equipos en su sitio definitivo.
- Los equipos e instrumentos temporalmente prestados al Cenapred por parte de los institutos de Ingeniería y de Geofísica de la UNAM, serán substituidos por aparatos definitivos, tan pronto como se disponga de ellos. Como la mayoría tienen sensores verticales únicamente, serán acondicionados con sismómetros triaxiales de periodo corto.
- Dado que la mayoría de los equipos de radio utilizados en la telemetría operan en frecuencias no autorizadas, se reinstalarán próximamente con nuevos equipos y frecuencias específicamente asignadas. Algunos de los enlaces actuales de radio serán redistribuidos para utilizar estaciones nuevas de repetición que mejoren la calidad de las comunicaciones.

- Una modificación y mejora substancial al sistema actual será la instalación de tres estaciones sísmicas de banda ancha. Los sensores serán triaxiales y el acondicionamiento de los datos, así como su transmisión, se hará en forma digital. Algunas especificaciones generales de estos equipos se presentaron en la tabla 2. Las estaciones previstas para estos equipos son PPX, PPP Y PPB. Los enlaces de radio que se establecerán con estas señales digitales de alta velocidad se muestran en la figura 27.
- Se prevé próximamente ampliar el monitoreo de la deformación con una estación inclinométrica adicional. Aunque el sitio preciso no ha sido aún definido, se propone ubicarla en la parte sur del volcán.
- El puesto central de registro en el Cenapred será reacondicionado con los nuevos equipos de recepción, adquisición y procesamiento de datos. En general se reordenará todo el centro con una mejor redistribución y alambrado de los equipos e instrumentos que faciliten su operación y mantenimiento.

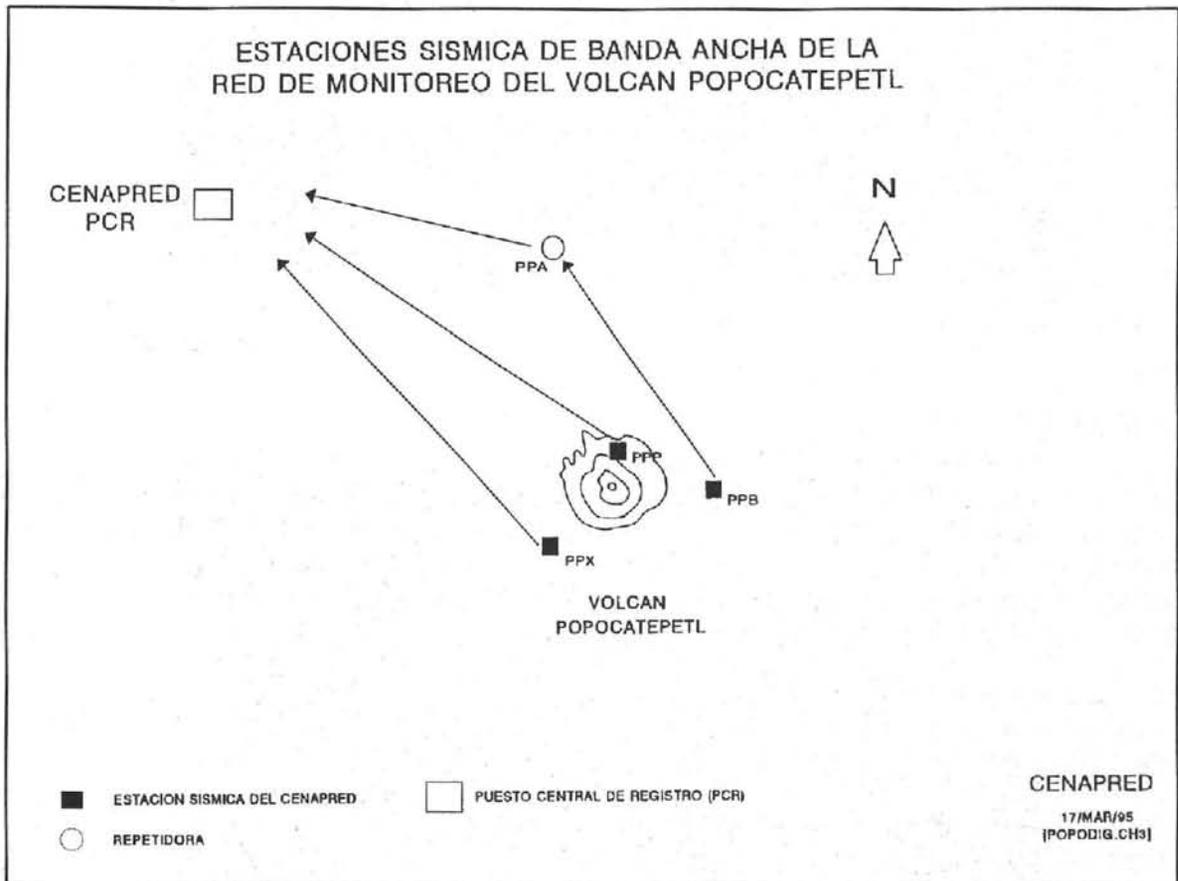


Figura 27. Localización de estaciones y enlaces de telemetría previstos para las estaciones sísmológicas de banda ancha.

11. REGISTRO FOTOGRAFICO DE LA RED DE OBSERVACION

En las figuras 28 a 45 se presenta un conjunto de fotografías que muestran diversos aspectos del sistema de monitoreo descrito y de algunas de las actividades de campo realizadas. La descripción de cada fotografía se da en el pie de figura correspondiente.



Figura 28. Selección de un sitio para la instalación de una estación sísmica. Pruebas de comunicación y telemetría con el Cenapred. Medición del ruido sísmico local. Estación Lomo del Negro (PPN), cerro Yoloxóchitl, septiembre de 1994

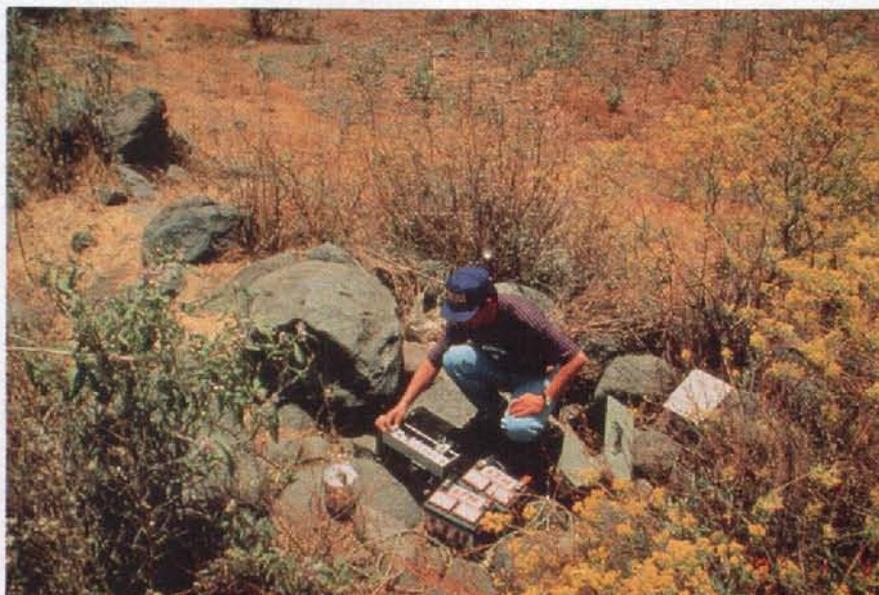


Figura 29. Mediciones del nivel del ruido sísmico con un sismógrafo portátil de papel ahumado MEQ-800. Selección del sitio para la colocación de estación Colibrí (PPC), septiembre de 1994.



Figura 30. Estación de telemetría sísmica instalada temporalmente en la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX) en la ladera Suroeste del volcán, altitud 3980 msnm. El equipo fue prestado por el Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.

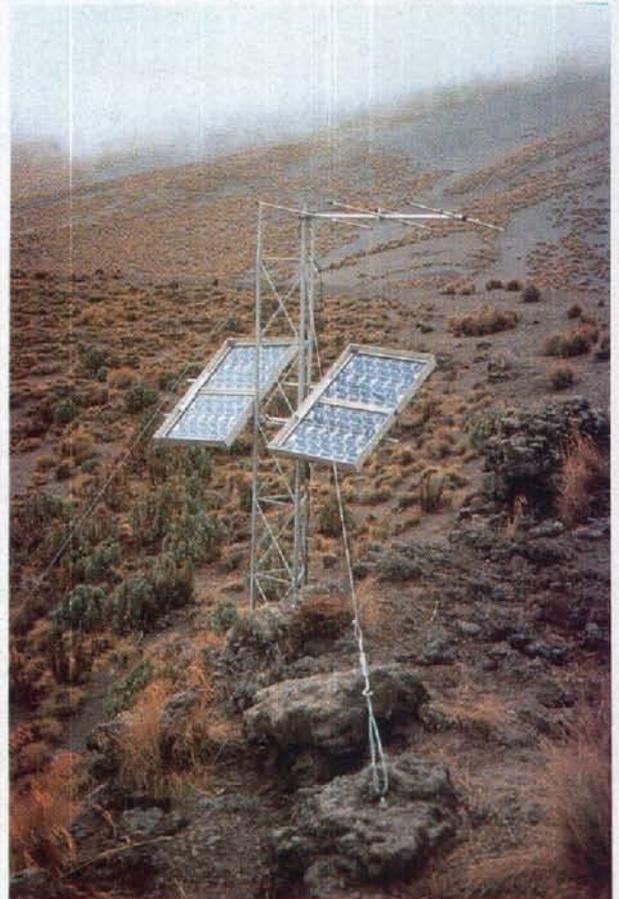


Figura 31. Torre con la antena de radio VHF para la telemetría de los datos y paneles solares para el suministro de energía eléctrica de la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX). Equipo prestado por el Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.

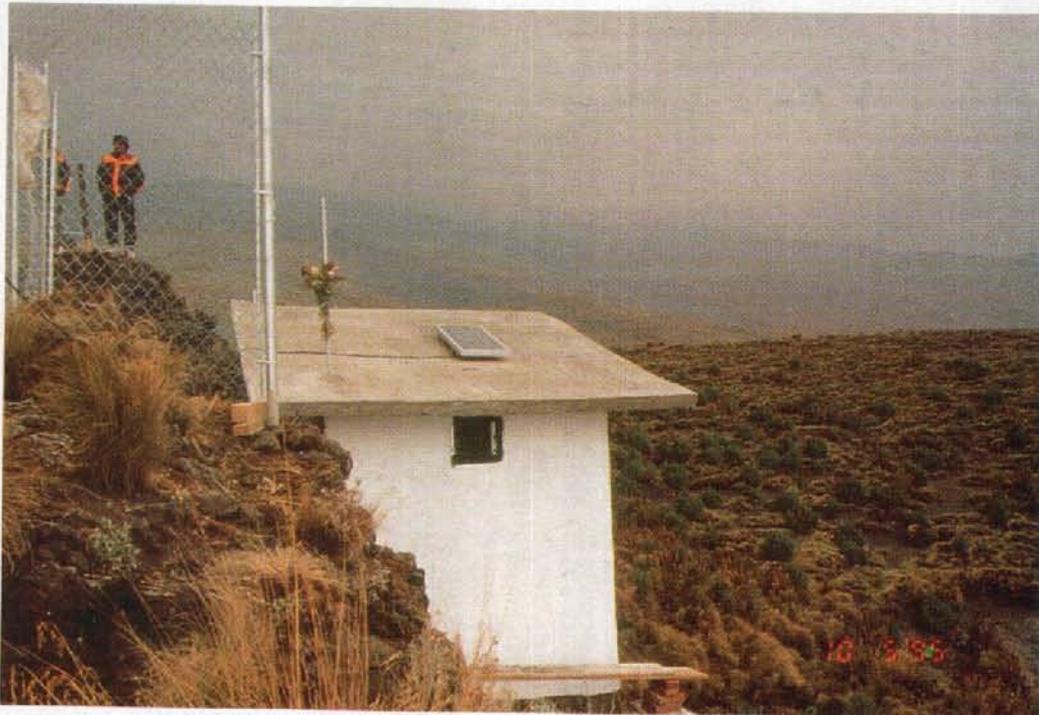


Figura 32. Caseta de protección definitiva en la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX, PIX) construida conjuntamente por el Cenapred y la Unidades Municipales de Amecameca, Autlautla, Ayapango, Ecatzingo, Ixtapaluca, Tenango, Tepetlixpa y Ozumba, mayo 1995.



Figura 33. Caseta de protección en la estación Colibrí, Pue. (PPC) en la ladera Sureste del volcán. La caseta es de mampostería y fue construida por la Unidad de Protección Civil de Puebla. Está adicionalmente rodeada por una reja de malla ciclónica y una cerca de alambre de púas para impedir el acercamiento del ganado, noviembre 1994.

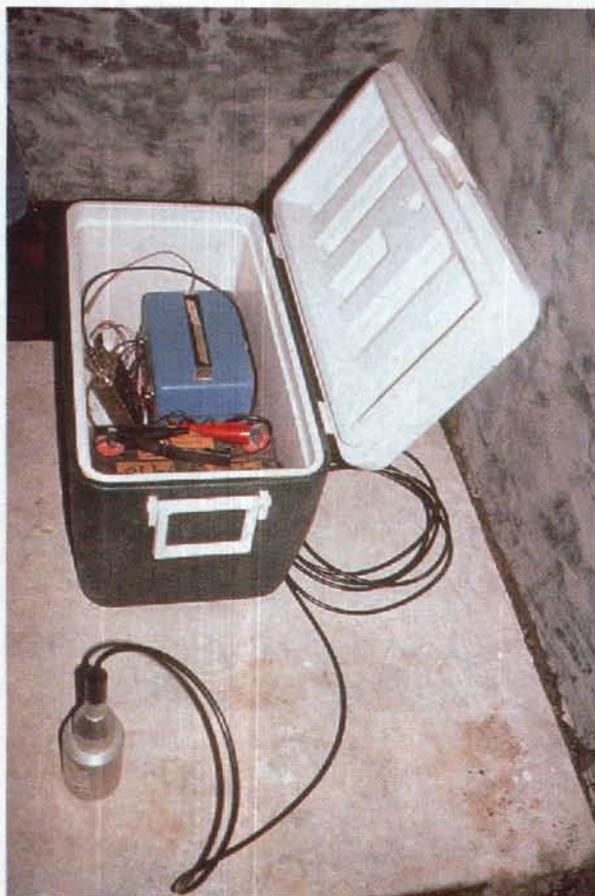


Figura 34. Vista del sismómetro vertical y equipo acondicionador de datos para la telemetría en el interior de la caseta PPX. Equipo del Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.



Figura 35. Caseta en construcción para la estación definitiva de Bonsai, Pue. (PPB), en la ladera Noreste. La construcción fue realizada por la Unidad de Protección Civil de Puebla, febrero de 1994.



Figura 36. Caseta en construcción para la estación Canario, Méx., (PPP, PIP) en la ladera Norte del volcán a 4170 msnm. Al fondo puede observarse el albergue de Tlamacas. La caseta fue construida por la Unidad de Protección Civil del Estado de México, mayo 1995.

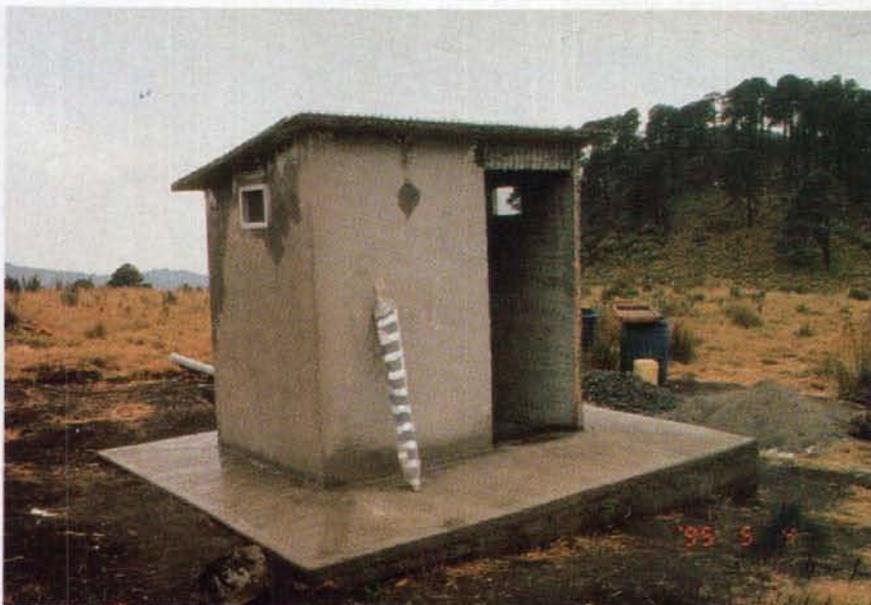


Figura 37. Caseta en construcción para la estación Loma del Negro, Mex., (PPN) en la parte Oeste del volcán a 3705 msnm. La caseta fue construida por la Unidad de Protección Civil del Estado de México, mayo de 1995.

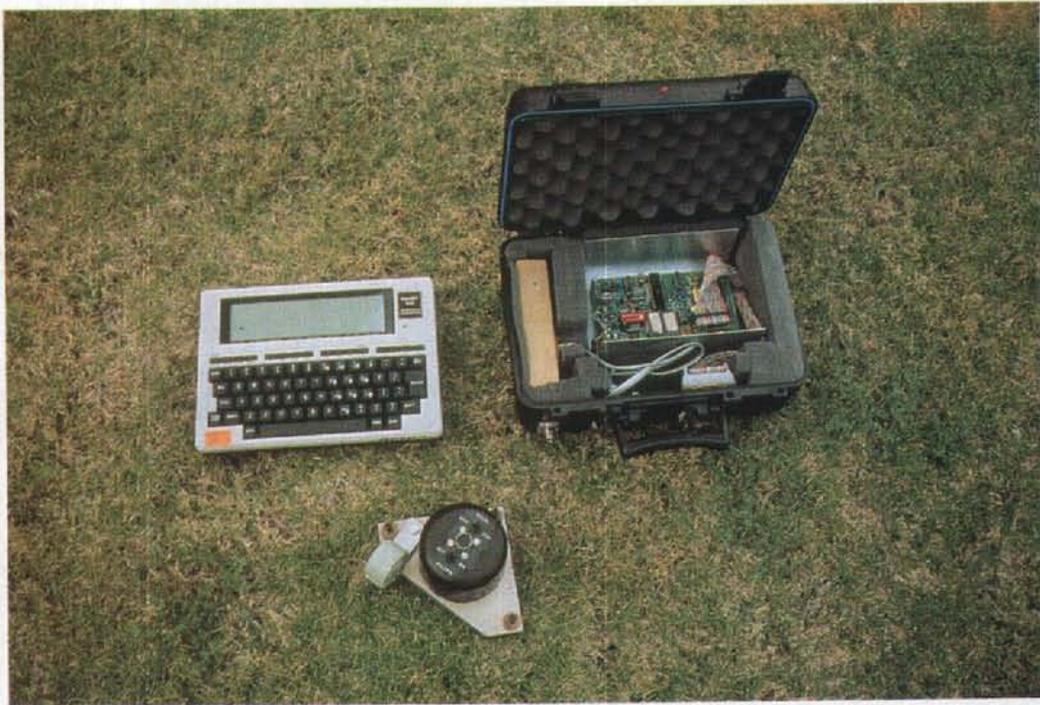


Figura 38. Módulos para la instrumentación de una estación inclinométrica: sensor biaxial (abajo), equipo acondicionador de datos y transmisor (derecha) y computadora (izquierda) para la calibración e intercomunicación con el acondicionador. El equipo fue diseñado por el Cascades Volcano Observatory del USGS.

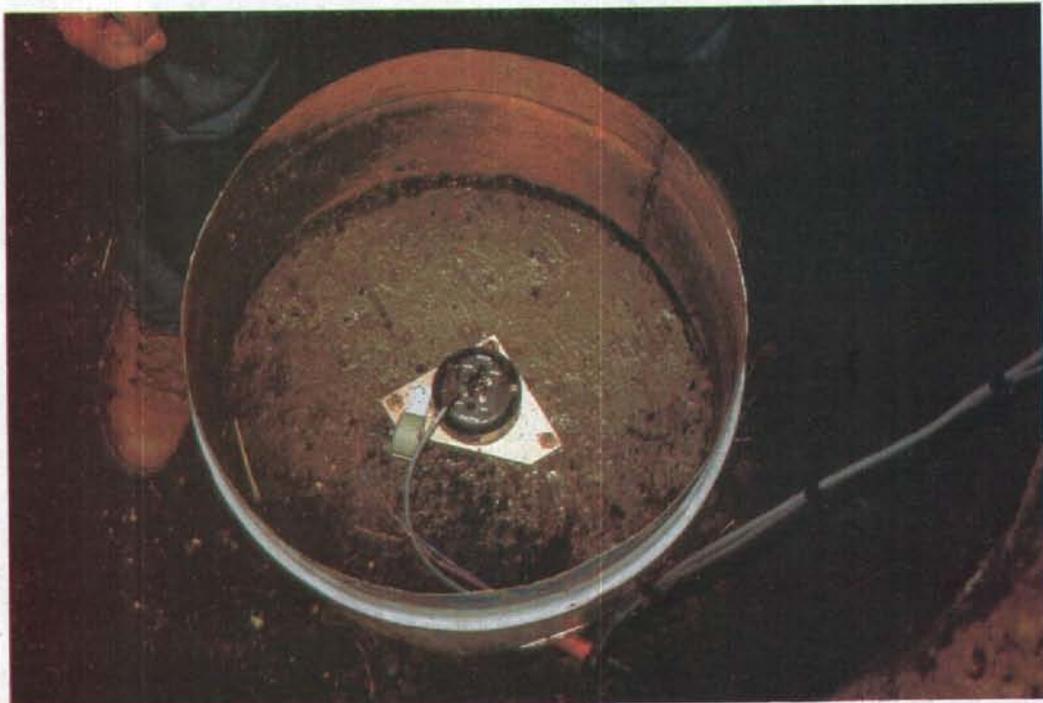


Figura 39. Vista al interior del pozo dentro del cual se instalaron los inclinómetros de baja y alta resolución en la estación PPX. Los sensores se colocaron sobre una base de concreto a 3m de profundidad y protegidos por un tambor metálico posteriormente cubierto de tierra.

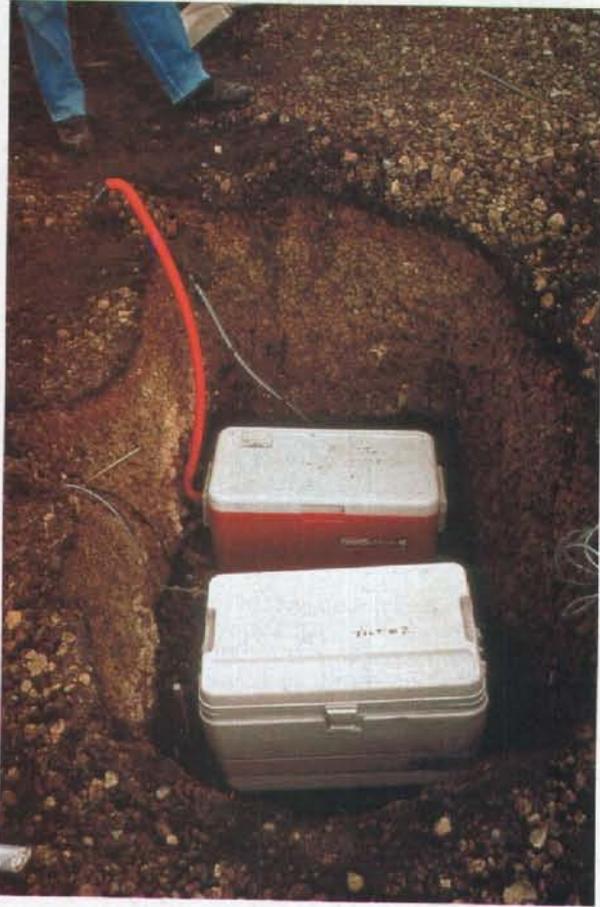


Figura 40. Instalación subterránea de la instrumentación del inclinómetro en PPX. El primer módulo contiene la electrónica para el acondicionamiento y transmisión de datos, y el segundo, las baterías. Nótese el tubo de ventilación.

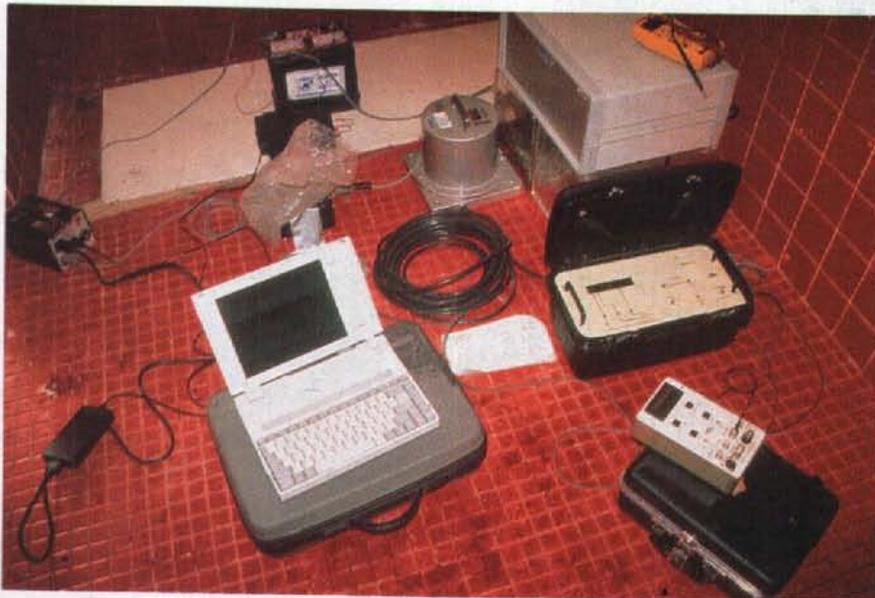


Figura 41. Instalación temporal de un acelerógrafo digital ADII, desarrollado en Cenapred e I. de I., UNAM, en el albergue de Tlamacas.



Figura 42. Vista general del puesto centralizado de recepción procesamiento de datos del volcán localizado en el Cenapred. Al fondo a la derecha se observan los gabinetes con los receptores y graficadores de tambor de las señales sísmicas. El monitor en la parte superior muestra la imagen de video enviada en tiempo real desde el volcán al centro. Las computadoras en el lado izquierdo procesan y analizan en forma continua las señales enviadas por telemetría.

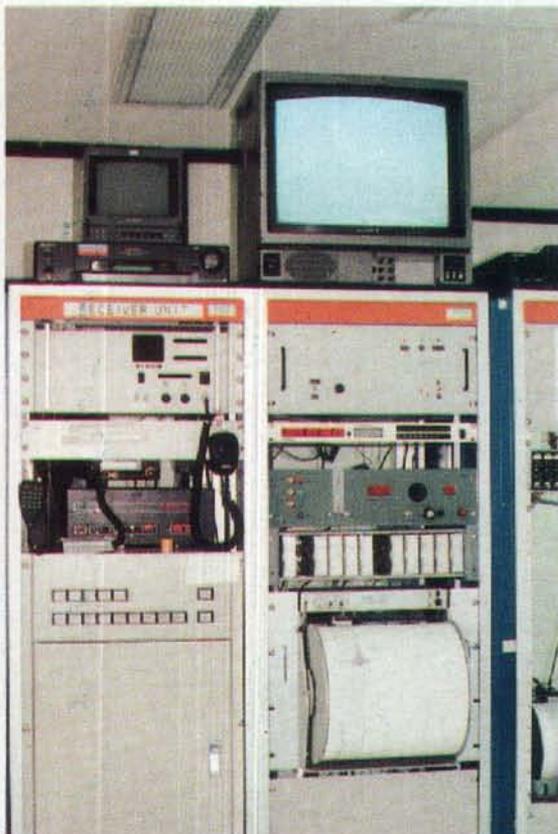


Figura 43. Detalle del gabinete con los equipos de recepción de datos, graficación y monitoreo de la señal de video.



Figura 44. Torre con las antenas de recepción de las señales de telemetría en la azotea del Cenapred. También se observa la antena de microondas que recibe la señal visual del volcán.



Figura 45. Vista de las antenas de recepción de datos en el Cenapred dirigidas hacia los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl claramente visibles al fondo a una distancia aproximada de 60 km.

12. CONCLUSIONES

Con la participación de diversas instituciones y un enorme esfuerzo realizado por parte del personal encargado, se ha logrado en un plazo bastante corto, poner en operación una extensa infraestructura de registro y monitoreo que permite ya la vigilancia estrecha del volcán Popocatepetl. Aunque su actividad ha venido reduciéndose paulatinamente, todavía hay manifestaciones que causan cierta preocupación entre los especialistas. Sin embargo se puede afirmar que se está en este momento bien preparado para detectar oportunamente cualquier cambio en su estado de actividad.

La ventana de relativa menor actividad que en estos momentos presenta el volcán, deberá de aprovecharse para consolidar la instrumentación con la instalación de los equipos definitivos en aquellas estaciones operadas temporalmente con instrumentos prestados, terminación de las casetas de resguardo e instalación de las nuevas estaciones previstas.

Si se compara esta instrumentación con sistemas similares de monitoreo instalados en otros volcanes, el Popocatepetl será posiblemente uno de los volcanes mejor instrumentados a nivel mundial. Particularmente relevantes serán los datos que proporcionen las estaciones sismológicas digitales de banda ancha, cuya información será de gran importancia para la investigación y que seguramente permitirá entender mejor el fenómeno a fin de prevenir posibles desastres.

13. RECONOCIMIENTOS

El sistema descrito de monitoreo del volcán Popocatepetl, es sin duda el resultado de un gran esfuerzo coordinado y realizado por numerosas personas e instituciones. Se desea reconocer la colaboración y el enorme apoyo recibido por parte de la Subsecretaría de Protección Civil y Readaptación Social, la Dirección General de Protección Civil y Unidades Estatales de Protección Civil de Puebla, México y Morelos, al Instituto de Ingeniería y al Instituto de Geofísica, ambos de la UNAM, al Cascades Volcano Observatory del U.S. Geological Survey y por supuesto al Centro Nacional de Prevención de Desastres y a todo su personal, particularmente durante las semanas mas críticas de la reciente actividad del volcán. Un merecido reconocimiento se desea expresar al Arq. Vicente Pérez Carabias quien, como director general del Cenapred, fue el principal promotor e impulsor de este proyecto.

Entre las muchas personas que participaron en el diseño, puesta en marcha, operación y en general al apoyo del sistema están (en orden alfabético):

Ernesto Briones, Ricardo Cícero, Daniel Dzurisin, Germán Espitia, John W. Ewert, Luis Fierro, Miguel A. Franco, Francisco Galicia, Marcos Galicia, Francisco Garduño, Laura Gaytán, Alejandro González, Guillermo González Pomposo, Carlos Gutiérrez, Enrique Gutiérrez, Javier Lermo, Bertha López, Salvador Medina, Roberto Meli, Horacio Mijares, Arturo Montalvo, Thomas L. Murray, Emilio Nava, Héctor Nolasco, Lauro Ponce, Valeriano Rivera, Miguel Rodríguez, Lorenzo Sánchez, Miguel A. Santoyo, Enrique Solórzano, Miguel Torres, Carlos Valdés, Ricardo Vázquez, Randy White,

Se desea agradecer asimismo a las autoridades y personal de Protección Civil de los municipios de Amecameca, Atlautla, Atlixco, Ayapango, Cuilotepec, Ecatingo, Ixtapaluca, Ozumba, San Balatazar Atlimeyaya, Sta. Cruz Cuautomatitla, San Pedro Benito Juárez, Tenango del Aire, Tepetlixpa, Tetela del Volcán y de Tochimilco; a la Cruz Roja Mexicana, al cuerpo de Socorro Alpino, por su espontáneo apoyo al personal del Cenapred en las difíciles labores de campo; al personal de Televisa asignado a la estación del Alzomoni, a RTC, a Sedesol y personal del albergue alpino en Tlamacas e innumerables personas e instituciones que ofrecieron su apoyo.

14. REFERENCIAS

- Cenapred, Instituto de Ingeniería, UNAM, 1994, "Convenio de colaboración del Cenapred y el Instituto de Ingeniería, UNAM, para el monitoreo sísmológico del volcán Popocatepetl".
- De la Cruz R. S., 1994, "Proyecto para la vigilancia del volcán Popocatepetl", propuesta interna, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Dzurisin D., 1992, "Electronic tiltmeters for volcano monitoring: lessons from Mount St. Helens", in Ewert J.W., and D.A. Swanson, editors, 1992, "Monitoring Volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-90", U.S. Geological Survey Bulletin No. 1966, p. 69-83.
- Endo E.T., T.L. Murray, 1991, "Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and predicting tool", Bulletin of Volcanology No. 53, 533-545.
- Ewert J.W., D.A. Swanson, editors, 1992, "Monitoring Volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-90", U.S. Geological Survey Bulletin No. 1966.
- Lermo J., J. Cuenca, F.J. Chávez-García, A. Huidobro, M.L. Bermúdez, F.J. Sánchez-Sesma, E. Nava, H. Mijares y E. Briones, 1995 "Características espectrales de temblores tipo-A, tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl en diciembre de 1994, México", en *Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*, Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM, p. 139-166.
- Murray T.L., 1992a, "A system for acquiring, storing and analysing low-frequency time-series data in near-real time", in Ewert J.W., and D.A. Swanson, editors, 1992, "Monitoring Volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-90", U.S. Geological Survey Bulletin No. 1966, p. 37-43.
- Murray T.L., 1992b, "A low-data-rate digital telemetry system", in Ewert J.W., and D.A. Swanson, editors, 1992, "Monitoring Volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-90", U.S. Geological Survey Bulletin No. 1966, p. 11-23.
- Murray T.L., E.T. Endo, 1992c, "A real-time seismic-amplitude measurement system (RSAM)", in Ewert J.W., and D.A. Swanson, editors, 1992, "Monitoring Volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-90", U.S. Geological Survey Bulletin No. 1966, p. 5-10.
- Murray T.L., J.W. Ewert, A.b. Lockhard and R.G. LaHusen, 1994, "The integrated mobile volcano-monitoring system used by the Volcano Disaster Assistance Program (VDAP)", U.S. Geological Survey, Cascades Volcano Observatory, manuscript in preparation.
- Quaas R., J.M. Espinosa, G. Legaria, J. García, R. Peters, 1973, "Diseño y construcción de los circuitos electrónicos para un sistema múltiple de una red de telemetría sísmica", tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Quaas R., E. Guevara, R. González, 1992, "El acelerógrafo digital ADIIC desarrollado en Cenapred", IS/04/92, Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Quaas R., E. Guevara, R. González, S. de la Cruz, E. Ramos, 1994, "Instrumentación sísmica para el monitoreo del volcán Popocatepetl. Propuesta inicial con el diseño y configuración preliminar del sistema", Informe, Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Rodríguez M., E. Nava, M. Torres, R. Vázquez, N. Ortega, T. González, 1994, "Monitoreo sísmico de la cuenca de México", Informe Instituto de Ingeniería, UNAM.

Rodríguez M., J. Lermo, F. Chávez, y R. Castro, 1984, "El temblor del 7 de febrero de 1984 en Juchitepec, México", Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM.

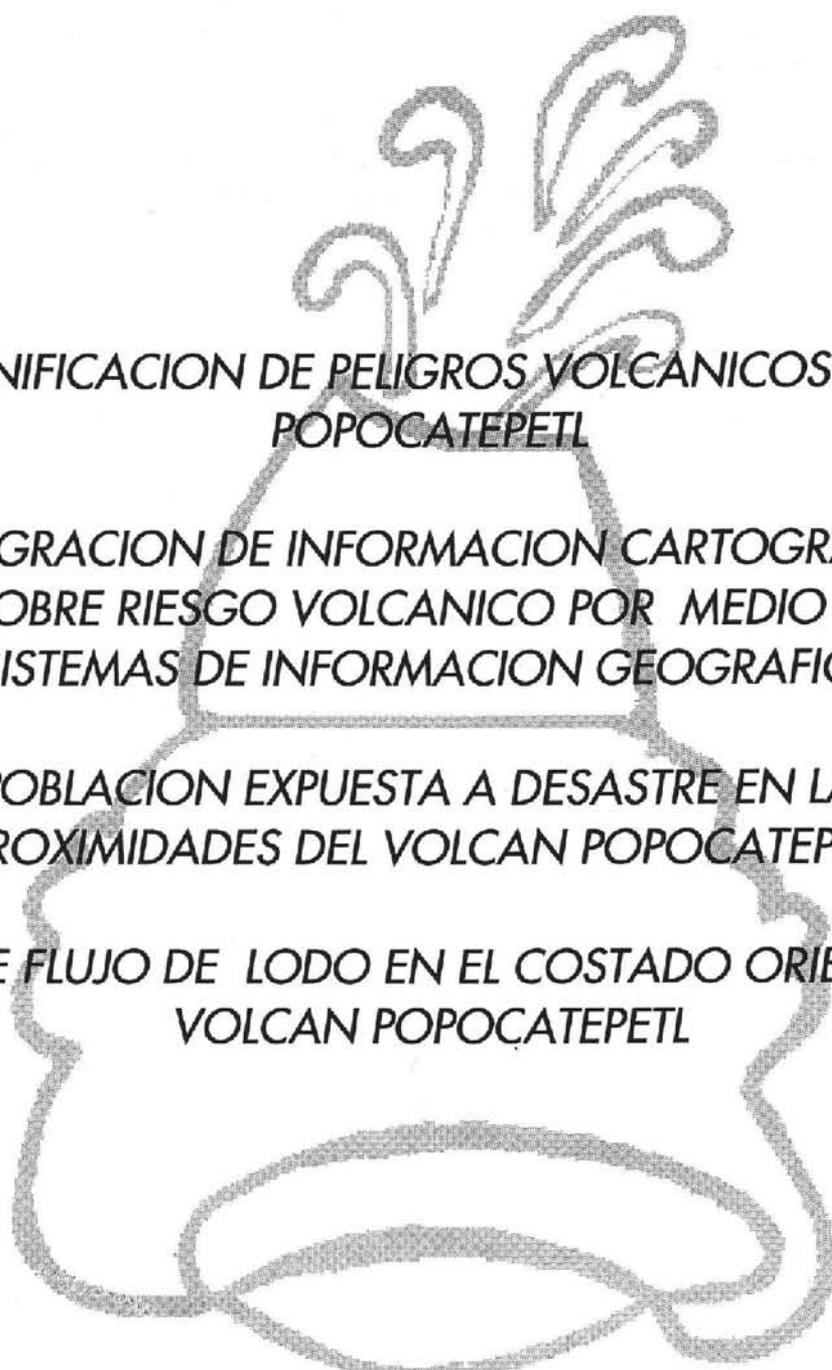
Torres M., E. Mena, 1988, "El sistema de información sismotelemétrica de México (SISMEX). Avance hasta 1987, Informe técnico del Instituto de Ingeniería, UNAM.

Valdés G.C., G. González P, 1994, "Sismicidad del volcán Popocatepetl, noviembre 1993 a marzo 1994", reporte 94-2, Instituto de Geofísica, UNAM.

Valdés C., G. González, A. Arciniega, M. Guzmán, E. Nava, C. Gutiérrez y M. Santoyo, 1995, "Sismicidad: tipos de eventos, origen y localización de hipocentros, mecanismos focales", en *Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*, Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM, p. 129-138.

CAPITULO III

RIESGOS Y MAPEO



ZONIFICACION DE PELIGROS VOLCANICOS DEL
POPOCATEPETL

INTEGRACION DE INFORMACION CARTOGRAFICA
SOBRE RIESGO VOLCANICO POR MEDIO DE
SISTEMAS DE INFORMACION GEOGRAFICA

POBLACION EXPUESTA A DESASTRE EN LAS
PROXIMIDADES DEL VOLCAN POPOCATEPETL

POSIBLE FLUJO DE LODO EN EL COSTADO ORIENTE DEL
VOLCAN POPOCATEPETL

ZONIFICACION DE PELIGROS VOLCANICOS DEL POPOCATEPETL

J. L. Macías¹, G. Carrasco² y C. Siebe¹

RESUMEN

El Popocatepetl es un volcán de alto riesgo. A raíz de su reactivación el 21 de Diciembre de 1994, se ha requerido la elaboración inmediata de un mapa de peligros actualizado. Con base en los estudios que hasta ahora se han realizado en los depósitos derivados del Volcán Popocatepetl, se han identificado los siguientes peligros potenciales para las poblaciones aledañas al volcán: Flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas (surges) y explosiones dirigidas (blast); flujos de lodo (lahares) y sus transformaciones; derrumbes gigantes (avalancha de escombros) del edificio volcánico; caída de material piroclástico y proyectiles balísticos; y emisión de derrames de lava y posibles domos asociados. El riesgo que representa cada uno de estos peligros es analizado en función de su naturaleza, así como de la magnitud y frecuencia con la que han ocurrido en el pasado; de esta forma se considera que los flujos piroclásticos y los flujos de lodo pueden ser los eventos más peligrosos que amenazan a las poblaciones aledañas al volcán. Los principales peligros asociados al Popocatepetl fueron agrupados en tres áreas diferentes para eventos de flujos y caídas de material volcánico, los cuales representan distintos niveles de peligro en el mapa de zonificación presentado por Macías et al. (1995). Es importante considerar que la identificación y zonificación de los peligros volcánicos en el Popocatepetl es aún de carácter *preliminar*. Por esta razón es necesario llevar a cabo estudios geológicos detallados de la historia eruptiva del volcán que habrán de servir para elaborar una futura versión final o mejorada.

1. INTRODUCCION

El Volcán Popocatepetl, con sus 5,452 m de altura sobre el nivel del mar, es la segunda cima más alta del país. Se ubica en la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano, a 55 Km al sureste de la Cd. de México y a 45 Km de la Cd. de Puebla (Figura 1). A pesar de su majestuosa belleza y su cercanía a importantes asentamientos humanos, entre ellos la urbe más poblada del mundo, el Popocatepetl ha sido poco estudiado desde el punto de vista geológico.

Los únicos estudios geológico-vulcanológicos efectuados en el volcán son los realizados por Carrasco-Núñez (1985), Robin (1984), Robin y Boudal (1987), incluyendo también el primer mapa preliminar de peligros volcánicos del Popocatepetl realizado por Boudal y Robin (1989). Recientemente se han iniciado estudios vulcanológicos encaminados a conocer con mayor exactitud la historia eruptiva del Popocatepetl de los últimos 23,000 años (Siebe and Abrams, 1993; Siebe et al. 1995a; Siebe et al. 1995b; Macías et al. 1995); varios de estos trabajos fueron incentivados por el notorio incremento de la actividad fumarólica en el cráter del volcán desde finales de 1993.

El conocimiento del comportamiento pasado de un volcán (estudios geológicos y registros históricos) es fundamental para entender su funcionamiento actual y es la base para elaborar mapas de peligros volcánicos. Esta información aunada a un adecuado sistema de monitoreo permite hacer inferencias sobre su actividad futura y disminuir los efectos dañinos de una erupción.

¹ Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán 04510, México D.F.

² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán 04510, México D.F.



Figura 1. Localización de los principales volcanes de México. El Volcán Popocatepetl se sitúa en la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). CVC = Cinturón Volcánico de Centro-América, TC = Trinchera de Cayman.

1.1 Necesidad de la Construcción del Mapa de Peligros del Popocatepetl

La reactivación del Volcán Popocatepetl iniciada el 21 de Diciembre de 1994, aceleró la necesidad de contar con una versión actualizada del mapa de peligros volcánicos. En el momento de la crisis volcánica, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) contaba con un mapa de peligros volcánicos, basado fundamentalmente en los trabajos geológicos de Boudal y Robin (1989). Para actualizar la versión existente, se constituyó un subcomité formado por investigadores de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM y un grupo de asesores extranjeros con amplia experiencia en este tipo de situaciones. La principal preocupación del Comité Científico consistió en producir el mapa en el menor tiempo posible. La premura se debió a varios factores: 1) la constante actividad sísmica y fumarólica observada en el Popocatepetl, 2) la incertidumbre existente en cuanto al tipo, intensidad y el momento en que podría presentarse un evento eruptivo de mayor magnitud, y 3) el grado de alarma ocasionado en los poblados aledaños al volcán y entre las autoridades civiles.

Los objetivos principales de este trabajo son: 1) identificar los principales peligros volcánicos que amenazan a las poblaciones de los alrededores del Popocatepetl y su posible ocurrencia en el futuro; y 2) dar a conocer el mapa preliminar de peligros volcánicos del Popocatepetl elaborado durante la reciente crisis volcánica.

2. METODOLOGIA

La evaluación del riesgo volcánico está basada en el conocimiento de la historia eruptiva del volcán en estudio. De esta forma, además de los estudios compilados de la literatura, se consideró también toda la información inédita que hasta el momento se ha obtenido del Volcán Popocatepetl, con el fin de tener una mejor idea sobre la magnitud y frecuencia de las erupciones que el volcán ha tenido en el pasado reciente.

Un análisis general de toda la información recabada permitió a Macías et al. (1995) determinar las 3 áreas de peligro que aquí se presentan para eventos derivados por procesos de flujo, cuyos límites fueron trazados en función del alcance máximo observado para algunos de los depósitos más característicos del Volcán Popocatepetl. De manera

complementaria, se aplicaron algunos modelos de cómputo para determinar los alcances máximos para flujos de materiales volcánicos (flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas y lahares). Los límites finales se trazaron considerando algunos kilómetros adicionales como margen de seguridad.

Debido a su amplia distribución, las áreas de peligro asociadas a la caída de material volcánico y a grandes derrumbes y flujos de lodo de gran extensión se muestran en figuras separadas. Para el primer caso, se consideró la distribución de algunos depósitos representativos de erupciones de gran explosividad que ocurrieron en el pasado, algunos de los cuales fueron usados como los peores escenarios para la evaluación de futuras erupciones. Asimismo, se consideró también la información preliminar sobre la distribución general que tienen los vientos con el fin de estimar su dispersión a futuro. Información más completa a este respecto puede encontrarse en Carrasco y Cortés (este volumen).

Las áreas de peligro de grandes derrumbes (avalanchas de escombros) y flujos de lodo de gran alcance se determinaron en función de la distribución máxima observada en depósitos similares.

3. PELIGROS VOLCANICOS DEL POPOCATEPETL

El Popocatépetl es un estratovolcán con una historia eruptiva compleja de la cual se conoce con cierto detenimiento los últimos 23,000 años (ver Siebe et al. ,1995). Hasta el momento se sabe que su actividad volcánica ha variado desde erupciones efusivas, con la emisión de derrames de lava, hasta erupciones de tipo explosivo que han provocado el derrumbe parcial del edificio, con la generación de diversos materiales volcánicos. Los principales peligros volcánicos asociados al Popocatépetl pueden ser agrupados en las siguientes categorías:

1. Peligros por eventos que involucran el flujo de materiales volcánicos

A. Lavas

- a. Derrames de lavas
- b. Domos de lava

B. Corrientes piroclásticas de densidad

- a. Flujos piroclásticos
- b. Oleadas piroclásticas "surges"
- c. Explosiones dirigidas "blast"

C. Flujos de lodo y sus transformaciones (lahars)

D. Derrumbes gigantes (avalanchas de escombros)

2. Peligros por eventos de caída libre

- A. Caída de material piroclástico
- B. proyectiles balísticos

1.A Lavas

Los derrames de lava son flujos de material fundido e incandescente que siguen la morfología del terreno, éstos avanzan a velocidades bajas y rara vez representan un peligro para la vida humana. Sin embargo, éstos sepultan, destruyen y queman todo a su paso. El volcán Popocatépetl ha emitido derrames centrales de lava (a partir del cráter), así como derrames fisurales como los observados en la porción Este del volcán, cerca de los poblados de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos.

Por lo antes mencionado, se considera que la emisión de derrames de lava es un evento que además de ser poco esperado representa un riesgo relativamente pequeño ya que la composición de las últimas lavas emitidas es de tipo dacítica, lo cual sugiere que su viscosidad sería relativamente alta. Este tipo de eventos está restringido al área roja del mapa de peligros de flujos volcánicos, que es la de mayor peligro por ser la más frecuentemente afectada por

diversas erupciones independientemente de su magnitud (Figura 2).

Cuando la lava no es lo suficientemente fluida para ser emitida de manera lateral, generalmente forma un tapón o domo volcánico formado por material fragmentado y viscoso que rellena el cráter del edificio volcánico. Con el aporte de nuevo material lávico, las paredes del domo se tornan inestables dando origen a pequeñas avalanchas que bajan a altas velocidades por los flancos del volcán aunque por cortas distancias. Este fenómeno ha sido frecuentemente observado en las recientes erupciones del Volcán de Colima en 1991 y 1994. Aunque existen depósitos asociados a la destrucción de un antiguo domo central en el registro geológico del Popocatepetl, hasta el momento no existe evidencia de la formación de un nuevo domo ni se han observado modificaciones sustanciales del piso del cráter durante las últimas décadas.

1.B Corrientes Piroclásticas de Densidad.

Se refiere a flujos de materiales volcánicos generados por erupciones de tipo explosivo los cuales están compuestos por gases tóxicos y fragmentos de roca, pómez y escoria de dimensiones variables que van desde bloques y bombas (> 64 mm), gravas (2-64 mm) hasta arena-limo-arcilla (< 2 mm). Estos flujos viajan a altas velocidades por las laderas del volcán, destruyendo y quemando todo a su paso debido a sus altas temperaturas de emplazamiento.

Si la concentración de fragmentos (roca, pómez, escorias, etc.) respecto al gas dentro del flujo es alta, éstos forman flujos piroclásticos, los cuales tienden a canalizarse en las barrancas que circundan al volcán (Figura 3). Si por el contrario la cantidad de fragmentos es menor con respecto al gas que contienen, éstos flujos son capaces de sobrepasar grandes obstáculos a altas velocidades. A este tipo de flujos se les conoce como oleadas piroclásticas o "surges" (en inglés) Figuras 3 y 4. Otro tipo de eventos similares a los anteriores son los generados a partir de explosiones dirigidas. Estos son producidos por la rápida descompresión del aparato volcánico debido a un derrumbe gigante del cono. La erupción en este caso produce un flujo de materiales volcánicos conocido como "blast" (en inglés) el cual es también capaz de sobrepasar grandes obstáculos topográficos tal como lo hacen las oleadas piroclásticas.

El registro geológico del Popocatepetl muestra que un gran número de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas asociadas han sido generados en el pasado. Al menos dos eventos cuya distribución se restringe al área roja han ocurrido cada 1,000 años (Figura 2). El área anaranjada comprende eventos más explosivos o violentos pero menos frecuentes que han ocurrido al menos 10 veces durante los últimos 15,000 años, por ejemplo depósitos café claro en los alrededores del San Pedro Nexapa. Algunos flujos de coloración café clara compuestos esencialmente de arena y limo que representan erupciones de gran magnitud se encuentran ocupando la zona amarilla del mapa de peligros (Ozumba, Amecameca, Tochimilco, Atlixco, etc.). Solo se conocen alrededor de 10 erupciones de este tipo en los últimos 40,000 años.

1.C Flujos de Lodo (Lahares)

Un lahar es una mezcla de agua y una alta concentración de partículas (fragmentos de roca de varias dimensiones) que produce un flujo capaz de acarrear materiales de gran tamaño por grandes distancias. Este tipo de flujos pueden originarse durante o después de una erupción volcánica, debido a la re-movilización de material volcánico suelto ocasionado por lluvias torrenciales, permitiendo que el material desplazado se acumule en las barrancas que circundan el volcán. Debido a su alto contenido de arcillas y limos, los flujos de lodo o lahares son bastante viscosos y densos, lo que les da la apariencia de una colada de concreto y les permite transportar grandes bloques, árboles y construcciones civiles por varios kilómetros.

Los lahares tienden a canalizarse según la topografía preexistente por lo que las áreas de afectación siguen preferentemente las áreas de bajo relieve topográficos pero llegan a extenderse más allá de las zonas afectadas por otro tipo de productos piroclásticos (Figura 2).



Figura 3. Corte sobre la carretera San Pedro Nexapa-Tlamacas, que muestra depósitos de flujos piroclásticos de color café claro (C) y café oscuro (E) y depósitos de caída ricos en pómez de color gris oscuro (A) y de color amarillo ocre (B y D). La secuencia A a D fue originada durante una de las erupciones más violentas del Popocatepetl hace aproximadamente 14,000 años antes de hoy.

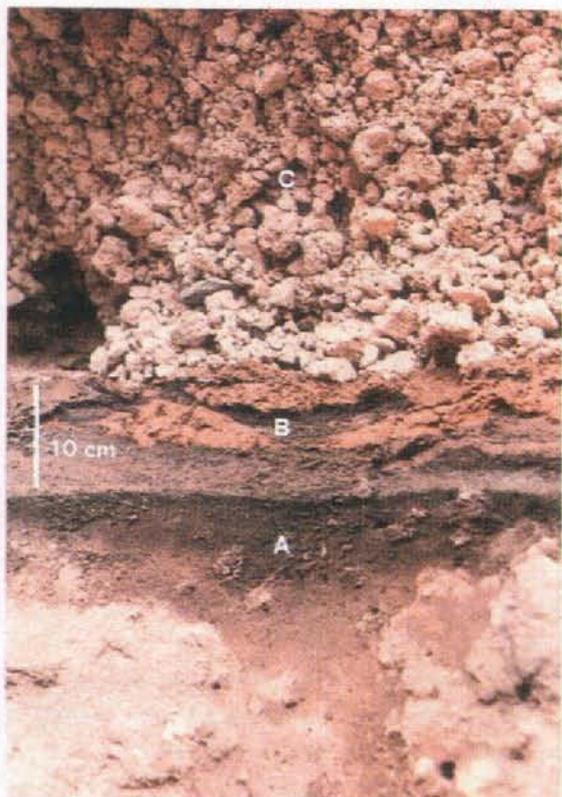


Figura 4. Acercamiento de un afloramiento en el camino de terracería entre Tlamacas y la estación repetidora. Se muestra un flujo piroclástico de color café oscuro con una superficie de alteración café claro (A), una oleada piroclástica compuesta por varias capas de arena fina a limosa de coloración café oscuro y ocre (B) y un depósito de caída rico en pómez angular de color rosa (C). Los estratos de las unidades B y C corresponden a la última actividad explosiva del Popocatepetl ocurrida hace aproximadamente 1,100 años antes de hoy.

Numerosos lahares se encuentran asociados a depósitos piroclásticos en la circunferencia del volcán, como en San Nicolás de los Ranchos; sin embargo, grandes espesores de lahares están expuestos en las barrancas cercanas a las ciudades de Cuautla, Yecapixtla, Izúcar de Matamoros, y muchos otros sitios en la falda sur del volcán (Figura 5). La Figura 6 muestra la distribución de lahares excepcionalmente voluminosos que podrían generarse bajo condiciones muy particulares.

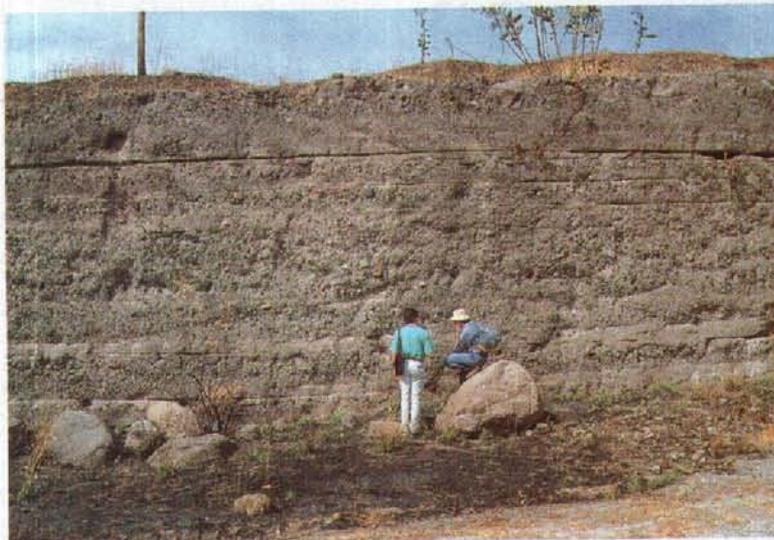


Figura 5. Vista general de una secuencia de depósitos de flujos de lodo (lahar) localizado sobre la carretera que une la Cd. de Cuautla y el poblado de Yecapixtla en el Estado de Morelos. Cada unidad está compuesta por una gran variedad de fragmentos de roca englobados por una matriz que varía de limosa a arcillosa del mismo color.

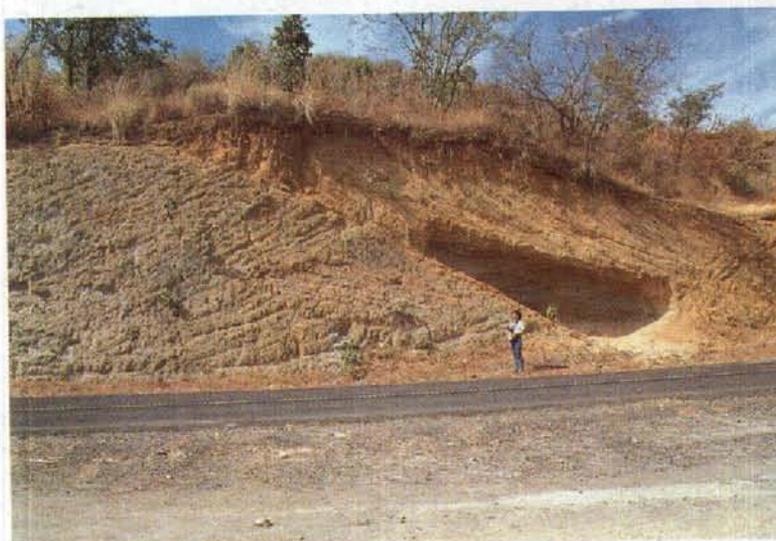


Figura 6. Depósito de avalancha de escombros del Popocatepetl emplazado por un derrumbe gigante del volcán ocurrido hace 23,000 años. El depósito de color amarillento-ocre consiste de bloques completamente fragmentados englobados en una matriz arenosa gruesa.

1.D Derrumbes Gigantes

El derrumbe de una parte del edificio volcánico, debido a la intrusión de magma debajo del aparato volcánico o a actividad sísmica intensa, puede producir flujos de materiales que viajan a gran velocidad (alrededor de 100 Km/hr) y son capaces de transportar mega-bloques de varios cientos de metros en longitud. Un fenómeno de esta naturaleza destruiría todo a su paso por grandes distancias.

El cono del Volcán Popocatepetl fue destruido por eventos de este tipo hace aproximadamente 23,000 años (ver Siebe et al., este volumen). Excelentes afloramientos de estos depósitos existen en la porción sur del volcán, en el área de Tetela del Volcán, Cuautla, etc. (Figuras 6 y 7). Aunque un evento de este tipo es poco probable, existe la remota posibilidad de que una parte del cono actual del Popocatepetl se desplome, particularmente hacia el flanco sur del volcán lo que podría causar la formación de una avalancha de escombros de gran tamaño (Figura 6).

Áreas de Peligro por Derrumbes Gigantes y Flujos de Lodo

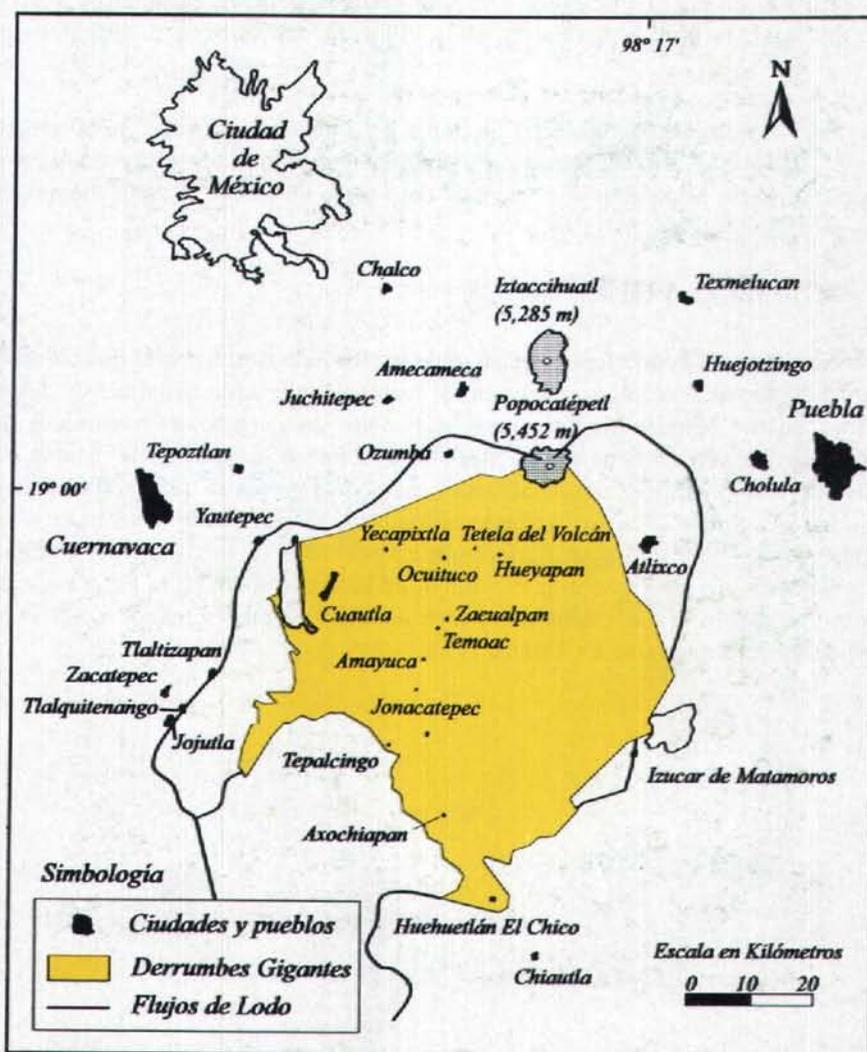


Figura 7. Áreas de afectación probables asociadas a un derrumbe gigante del Popocatepetl y a flujos de lodo de gran extensión.

2.A Caída de Material Piroclástico

Los materiales de caída libre, compuestos por fragmentos de lava vesicular (pómez), cristales y roca preexistente (Figuras 3 y 4), son emitidos a través del cráter por erupciones de tipo explosivo ya sea de manera balística o verticalmente en la atmósfera para formar columnas de material volcánico (tipo Pliniano) que pueden alcanzar varios kilómetros de altura. Los patrones de vientos dominantes controlan la sedimentación de las partículas expelidas y su dispersión a nivel regional.

Los daños causados por materiales de caída varían desde impactos balísticos a personas, obstrucción a las vías de comunicación y reducción de la visibilidad en las zonas cercanas al volcán. La acumulación de material muy fino (< 2 mm), aún en zonas alejadas del volcán puede causar el colapso de los techos, contaminación de la vegetación y manantiales como fue observado durante la erupción del Volcán Lonquimay, Chile en 1989.

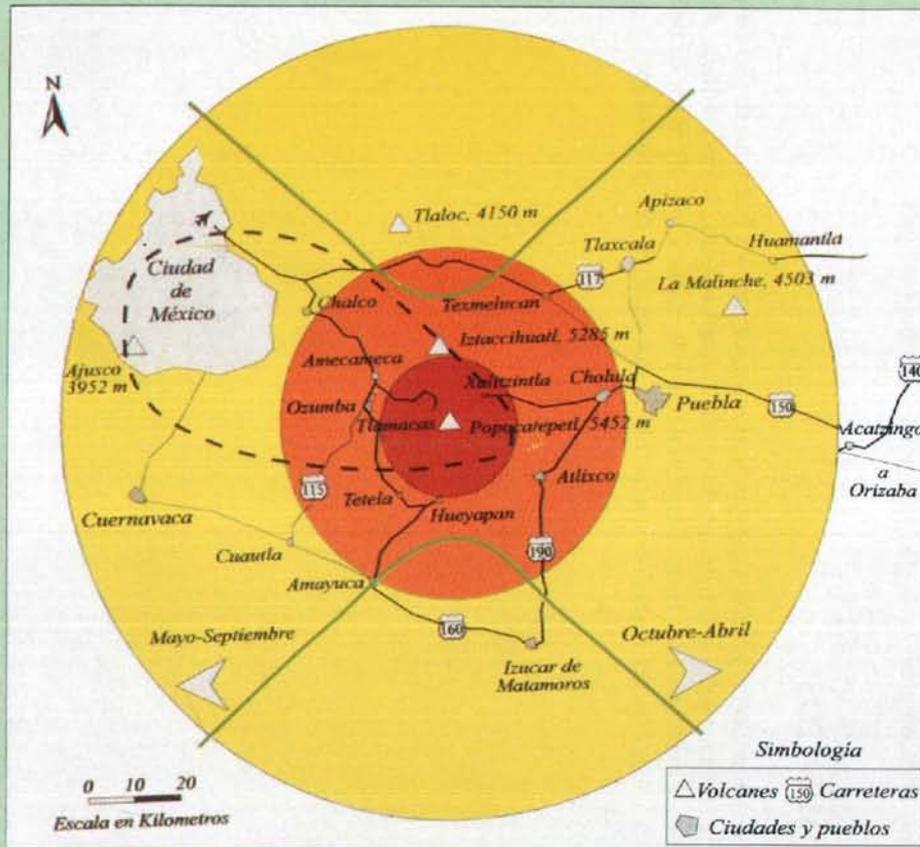
En el caso del volcán Popocatepetl se han registrado varios eventos que produjeron materiales de caída. Por ejemplo, una de las erupciones más violentas del volcán ocurrida hace aproximadamente 14 mil años depositó una capa de varios centímetros de espesor en el lago de Chalco y en varios puntos de la Cd. de México. Si un fenómeno de este tipo ocurriera en el futuro afectaría el área amarilla de la Figura 8, sin embargo es muy poco probable que esto ocurra.

De igual manera se tienen registradas 2 erupciones ocurridas hace aproximadamente 2,300 y 1,100 años (Siebe et al. 1995a; Siebe et al. 1995b) las cuales generaron abundantes materiales de caída ricos en pómez, y fueron depositadas esencialmente hacia la porción norte-noreste del volcán dentro de la zona anaranjada (Figura 8).

IV. MAPA DE PELIGROS VOLCANICOS

El mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl fué dividido en tres figuras principales que corresponden a las áreas de peligro por flujos de materiales volcánicos (Figura 2), materiales de caída (Figura 8) y derrumbes gigantes y flujos de lodo de gran alcance (Figura 6). Los mapas elaborados para materiales volcánicos de flujos y caídas (Figuras 2 y 8) están a su vez subdivididos en tres áreas de diferente coloración (roja, anaranjada y amarilla) de acuerdo a su peligrosidad. Las tonalidades de dichas áreas tienen como propósito mostrar que el mayor peligro existe hacia la cima del volcán (área roja) y que éste disminuye en las zonas distales (áreas anaranjada y amarilla). El límite exterior de cada zona incluye todo tipo de peligro volcánico asociado respectivamente a erupciones volcánicas grandes, medianas y pequeñas. El derrumbe gigante y flujos de lodo mostrados en la Figura 6, representan eventos similares en magnitud a aquellos considerados en el área amarilla de las Figuras 2 y 8. Una descripción más detallada de este mapa puede encontrarse en Macías et al. (1995).

AREAS DE PELIGRO POR CAIDA DE MATERIALES VOLCANICOS



- Area 1:** podría ser afectada por la caída de cantidades importantes de arena volcánica y pómez cuyas acumulaciones alcanzarían varios centímetros, en el caso de erupciones pequeñas, y hasta varios metros con bloques de hasta 30 cm, en erupciones muy grandes.
- Area 2:** podría ser afectada por la caída moderada de arena volcánica y pómez cuyo espesor puede variar desde 1 mm o menos (ligera cobertura de polvo fino) en erupciones pequeñas hasta un metro en erupciones muy grandes.
- Area 3:** sería menos afectada por la caída de arena volcánica y pómez. No habría caída durante erupciones pequeñas aunque pueden acumularse decenas de centímetros durante erupciones muy grandes.

Los vientos sobre el Popocatepetl generalmente soplan en dirección este-oeste. La dirección dominante de los vientos de octubre a abril es hacia el oriente, mientras que de mayo a septiembre es hacia el poniente. De esta manera es mayor la probabilidad que se acumule más arena volcánica y pómez en una región comprendida entre las dos líneas verdes del mapa.

- Area que recibió al menos 10 cm. de tefra durante una erupción ocurrida hace 14,000 años
- ⌢ Area con más probabilidad de ser afectada por caída de cenizas
- Dirección predominante del viento

Figura 8. Zonificación de las áreas que podrían ser afectadas por caídas de materiales volcánicos. La coloración de cada área tiene el mismo significado que en la Figura 6.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con el nivel de conocimientos que se tiene hasta la fecha acerca del tipo de peligros presentes en el Volcán Popocatepetl, se puede considerar que los flujos piroclásticos y los flujos de lodo son los eventos que, por su mayor recurrencia y su carácter destructivo, representan los peligros más letales para las poblaciones circundantes al volcán en caso de una posible erupción.

Eventos aún más catastróficos que los anteriores como el colapso de una parte del aparato volcánico o un derrumbe gigante han ocurrido al menos en tres ocasiones en el pasado, sin embargo su período de recurrencia es relativamente bajo. Otros eventos como la caída de material piroclástico podrían tornarse muy peligrosos, cerca del volcán las partículas caen balísticamente en ocasiones en estado incandescente afectando cultivos, habitaciones, etc., aún en zonas alejadas del volcán y con la presencia de lluvia las partículas finas incrementan su densidad causando por acumulación el colapso de techos.

Por los factores antes expuestos es indispensable que la población asentada en los alrededores del Popocatepetl esté enterada de los peligros a los cuales podría estar expuesta así como de las medidas a tomar en caso de una crisis volcánica.

Finalmente es necesario enfatizar que la evaluación de los peligros volcánicos que aquí se presenta y su respectiva zonificación (Macías et al., 1995) está basada en un análisis de la información hasta la fecha. Sin embargo, esta información es aún incompleta por lo que la actualización del mapa de peligros deberá elaborarse en el futuro con un conocimiento más completo de la geología del Volcán Popocatepetl.

6. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se llevó a cabo gracias al apoyo proporcionado por los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM. Se reconoce la colaboración de los doctores Richard Hoblitt, Robert Tilling, Michael Sheridan, Thomas Pierson, Ana Lilian Martin y Hugo Delgado durante la elaboración del mapa de peligros del Volcán Popocatepetl. Al Dr. Juan Manuel Espíndola quien realizó una revisión del manuscrito.

7. REFERENCIAS

Boudal, C. and Robin, C. (1989) Volcán Popocatepetl: Recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions. IAVCEI Proceedings in Volcanology 1, J.H. Latter (Ed.), Volcanic Hazards, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 110-128.

Carrasco, N. G. (1985) Estudio geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 156.

Carrasco, G. y Cortés, R. (1995) Patrones de Viento en la Región Superior del Volcán Popocatepetl y Ciudad de México en "*Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*", Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM", pp. 295-324.

Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Martín, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M.F., and Tilling, R.I. (1995) Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl. Informe Técnico al Comité Científico del Volcán Popocatepetl, UNAM-CENAPRED, 14 p.

Macías, J.L., Siebe, C., Abrams, Obenholzner, J., and Vásquez, L. (1995) Late Pleistocene and Holocene cataclysmic eruptions at Popocatepetl Volcano, Central México. Cordillera GSA Alaska Meeting (Abstract).

Robin, C. (1984) Le Volcán Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. Bulletin of Volcanology, 47: 1-23.

Robin, C. and Boudal, C. (1987) A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 31: 115-130.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R. and Delgado, H. (1995a) Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East-Central México: Implications for future hazards. A New Orleans 1995 GSA Annual Meeting Field Trip Guide, (en prensa).

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., and Vásquez, L. (1995b) Plinian eruptions and PreColumbian volcanic disasters at Popocatepetl Volcano, Central México. Cordillera GSA Alaska Meeting (Abstract).

Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L. (1995) Derrumbes Gigantes, Depósitos de Avalancha de Escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatepetl en "*Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*", Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM, pp. 195-220.

INTEGRACION DE INFORMACION CARTOGRAFICA SOBRE RIESGO VOLCANICO POR MEDIO DE SISTEMAS DE INFORMACION GEOGRAFICA

R. Bonifaz¹, A. L. Cabrera¹ y G. Gómez¹

Los sistemas de información Geográfica (SIG), entendidos como sistemas de computación capaces de almacenar y utilizar datos descriptivos de una zona dada, son de gran utilidad, entre otras cosas, para integrar la información generada de muy diversas formas en un solo producto cartográfico.

Estudios ambientales requieren el análisis de gran cantidad de variables y en muchos casos, el trabajo de un buen número de especialistas. El SIG permite que cada miembro del grupo trabaje sus datos en la forma que le sea práctica y conveniente y presente sus resultados utilizando muy diversos formatos (gráficas, tablas, mapas, esquemas, textos, etc.).

En este caso se describirá la forma en que los resultados del análisis de riesgo volcánico en la zona del volcán Popocatepetl fueron integrados en un solo producto cartográfico de calidad por medio del SIG ARC/INFO ver 6.1 (Environmental Research Institute, Inc.).

El área a cartografiar se definió en función del área máxima susceptible a algún tipo de riesgo volcánico, esta abarca de los 18° 20' a 19° 35' de latitud norte y 98° 10' a 99° 20' de longitud oeste.

Para efecto de presentar la información de riesgo de una manera más comprensible, se pensó en integrar información auxiliar que cumpliera una función de referencia y paralelamente enriqueciera el producto.

Un primer conjunto de datos utilizado como fondo lo constituye la información de toponimia y carreteras obtenidas a partir de la cartografía topográfica 1:250 000 de INEGI. Esta capa producto del barrido de los mapas, requirió ser filtrada y depurada, conservando únicamente los datos mencionados en formato raster (Imagen). Esta información aparece en el mapa en color negro, se presenta un detalle en la figura no. 1. Otra capa de información de referencia la constituyen los límites y cabeceras municipales, esta información se importó en modo vector (coordenadas X, Y) y dibujándolo en color verde, se puede apreciar un detalle de estos datos en la figura no. 1.

La topografía en forma de curvas de nivel, se generó a partir de modelos digitales de terreno con una resolución de 3 segundos de arco (un dato de elevación cada 90 m) integrados, en un mosaico que cubre el área de trabajo. Este conjunto de datos, generados originalmente por la US Defense Mapping Agency y obtenido a través de INEGI, fue reprocesado para tener la misma proyección (UTM) del resto de la información. Las curvas de nivel se interpolaron para tener una capa de altura a cada 100 m y mapearse en color sepia. La topografía es de gran utilidad para estudios de riesgo y es muy importante generarla a la resolución adecuada de tal manera que no se pierdan rasgos importantes, pero que tampoco sea muy densa e impida la visualización de otro tipo de información también relevante.

Los polígonos de riesgo constituyen la información principal del mapa, estos polígonos fueron capturados vía tableta

¹ Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

digitalizadora al SIG. El hecho de capturar los datos de esta manera, permite calcular superficies, así como también asignar los colores y asurado en función del grado y el tipo de riesgo, cualquier modificación a la forma de estos polígonos sería también resuelto de una manera rápida.

Toda esta información se integró en un solo mapa a escala 1:250 000. Cada capa de información fue "recortada" para poder insertar la explicación del mapa así como la escala gráfica. Por debajo y a la derecha del mapa se colocaron diversas informaciones adicionales en forma de imágenes, mapas y descripciones que ayudan a tener una idea más clara del riesgo.

La imagen de satélite utilizada es LANDSAT TM de fecha 15-10-1991 en un compuesto de las bandas 7, 4, 1 (conocido como pseudo color dada su similitud, en muchos casos, con los colores reales). A esta imagen, georeferenciada y corregida, se le superpuso el contorno de los polígonos de riesgo (en color amarillo). La imagen resultante fue incorporada al resto de la composición. Esta se muestra en la figura no. 2 donde cabe destacar la mancha urbana de la Ciudad de México en la parte superior izquierda (en tonos de rosa). Esta imagen se considero de gran importancia para visualizar la extensión de las zonas pobladas, bosques, cultivos, etc., que pudiesen ser afectados, ya que la imagen contiene una enorme cantidad de información y su impacto visual puede ser mayor.

Los mapas de áreas de peligro tanto por caída de materiales volcánicos como por derrumbes gigantes y flujos de lodo, fueron elaborados por el grupo de vulcanología e importados en forma de archivos raster e integrados al conjunto como esquemas.

Finalmente se anexaron los textos, dándoles el formato y tipo de letra que permitiesen su fácil lectura. El resultado final denominado "MAPA DE PELIGROS DEL VOLCAN POPOCATEPETL" se muestra en la figura no. 3.

Todo lo anterior describe la forma en que se puede integrar la información de muy diversas fuentes, desde cartografía impresa en papel, archivos tipo vectorial (trazos lineales), archivos raster (arreglo de líneas y columnas en donde cada celda posee un valor definido), hasta bases de datos y textos en un producto final. Sin embargo los SIG's no solo son una herramienta de integración muy poderosa, sino que también abren la posibilidad de análisis detallado de otras variables importantes a considerar.

Como ejemplo se puede citar la gran cantidad de información que mediante SIG's se puede derivar teniendo como fuente original un modelo de elevación de terreno. A partir de éste se pueden identificar las zonas con mayor pendiente, donde la lava pudiese fluir con mayor rapidez, el rumbo que estas tomarían (mediante la orientación de la pendiente) y la distancia que recorrerían. También se podrían obtener las zonas donde la ceniza se depositaría, etc. Para la obtención de esta información es posible adaptar herramientas que en un principio se diseñaron para modelamiento hidrológico.

Para la zona de estudio se han calculado los puntos de concentración del flujo y se muestran en la figura no. 4 en negro sobre el modelo de elevación de terreno. A este último se le han dado colores de acuerdo a su altitud, que va de 750 m (en azules) hasta 5600 m (en rojo).

Es posible también obtener mediante SIG's imágenes que visualmente sean altamente descriptivas de las condiciones topográficas de una zona. Tal es el caso de la figura no. 5, donde a partir de un modelo de elevación del terreno se obtiene un índice de aspecto de la pendiente. A dicha imagen se le aplica un sombreado que simula condiciones determinadas de iluminación. Es posible variar el ángulo de inclinación solar de cero a 90° y el ángulo del zenit de cero a 360° en este caso el ángulo de inclinación solar fue de 60° y el ángulo del zenit fue de 315°.

La figura no. 6 muestra un detalle del modelo sombreado con las isolíneas de topografía superpuestas en la zona de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl.

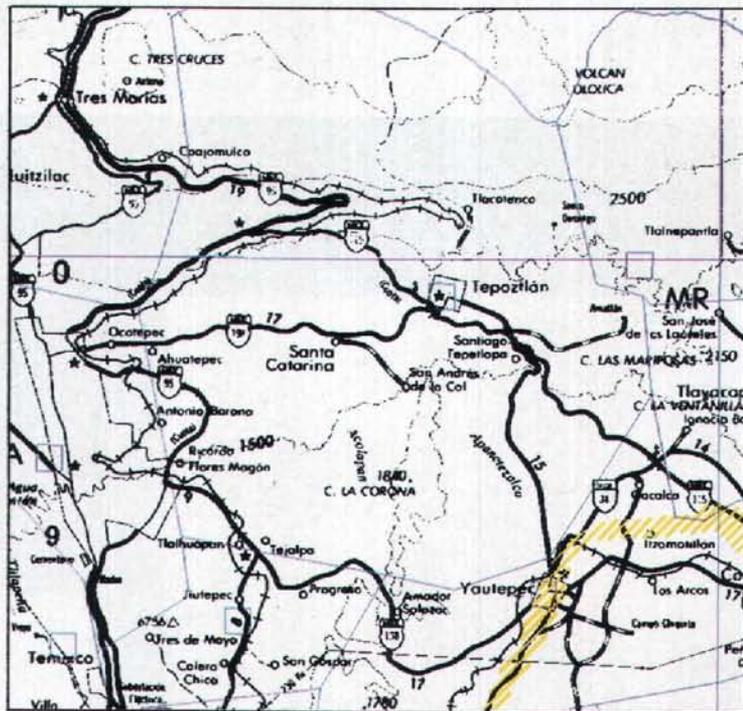


Fig. 1. Detalle de Mapa de Toponimias y División Municipal.

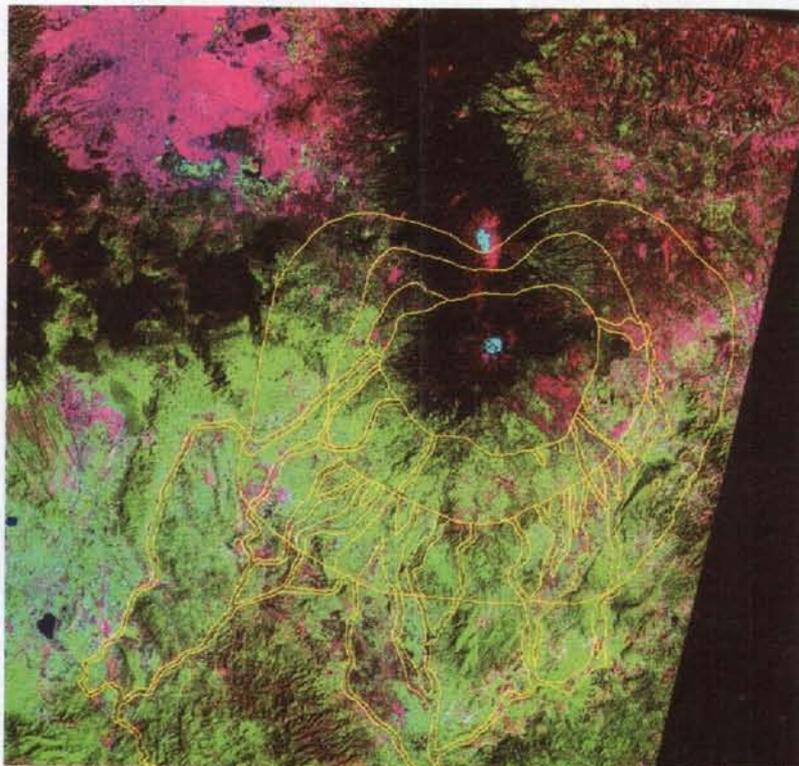


Fig. 2. Imagen de Satélite Landsat TM.

MAPA DE PELIGROS DEL VOLCAN POPOCATEPETL

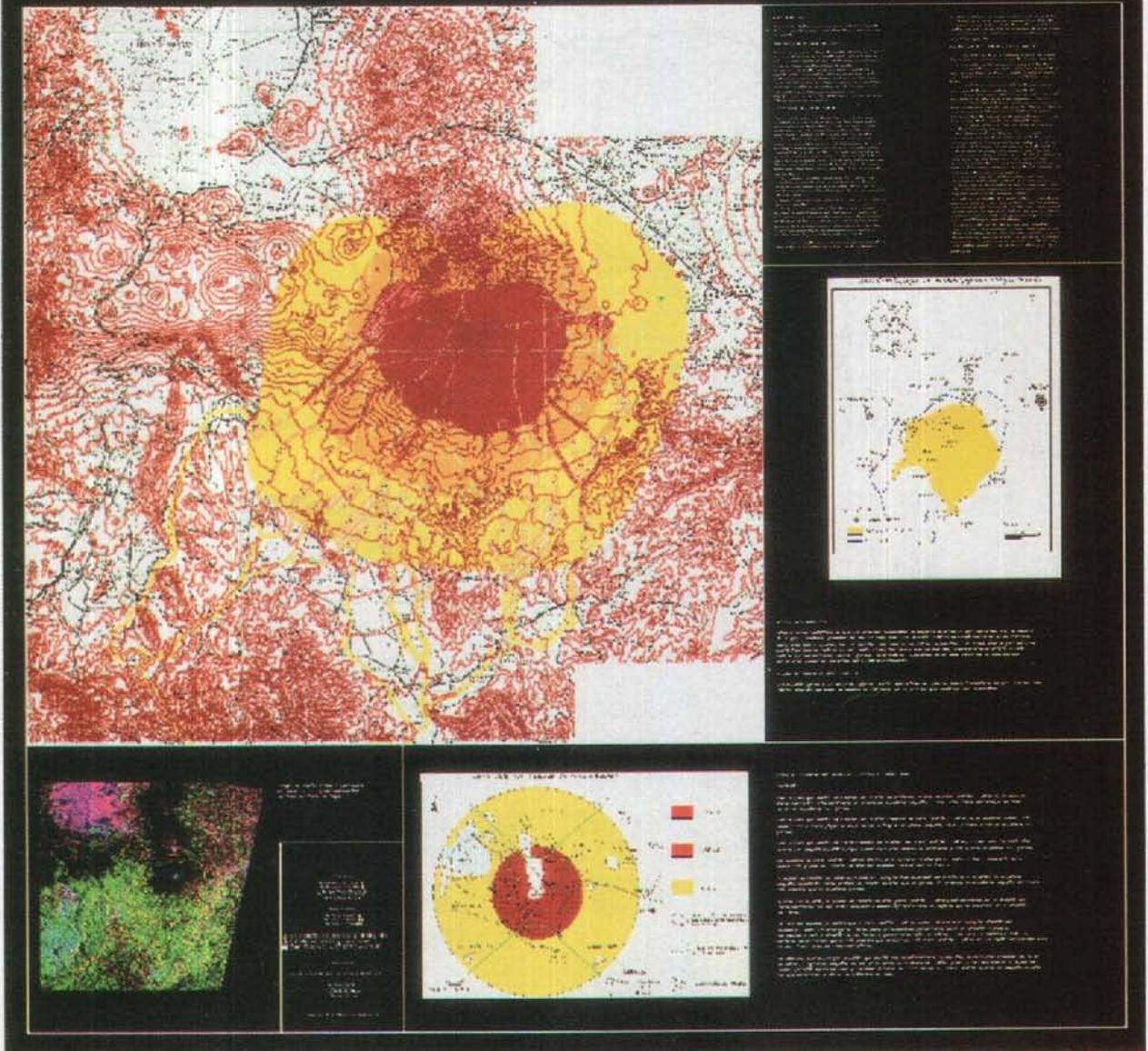


Fig. 3. Mapa de peligros del volcán Popocatépetl.

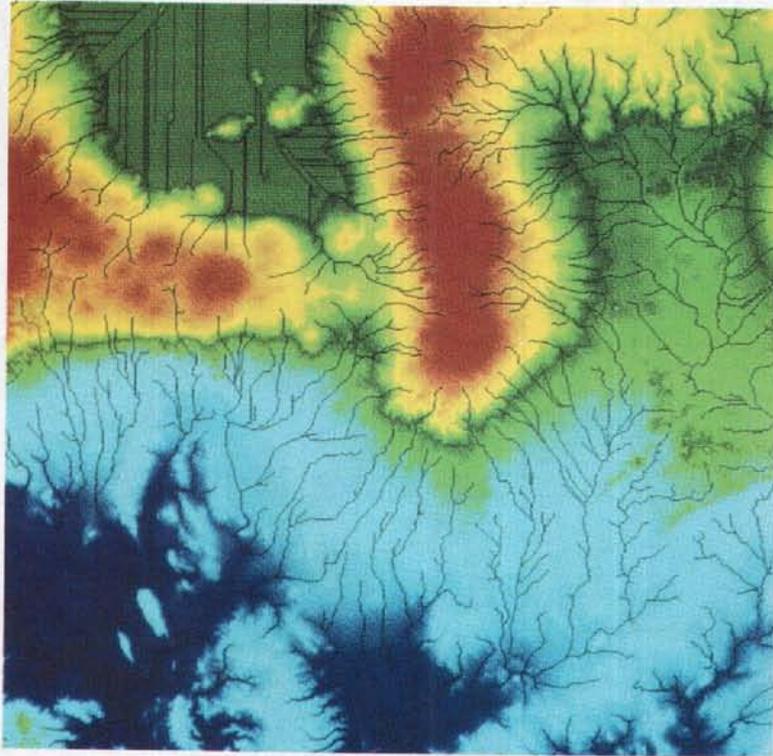


Fig. 4. Modelo de elevación del terreno con líneas de acumulación de flujo en negro.

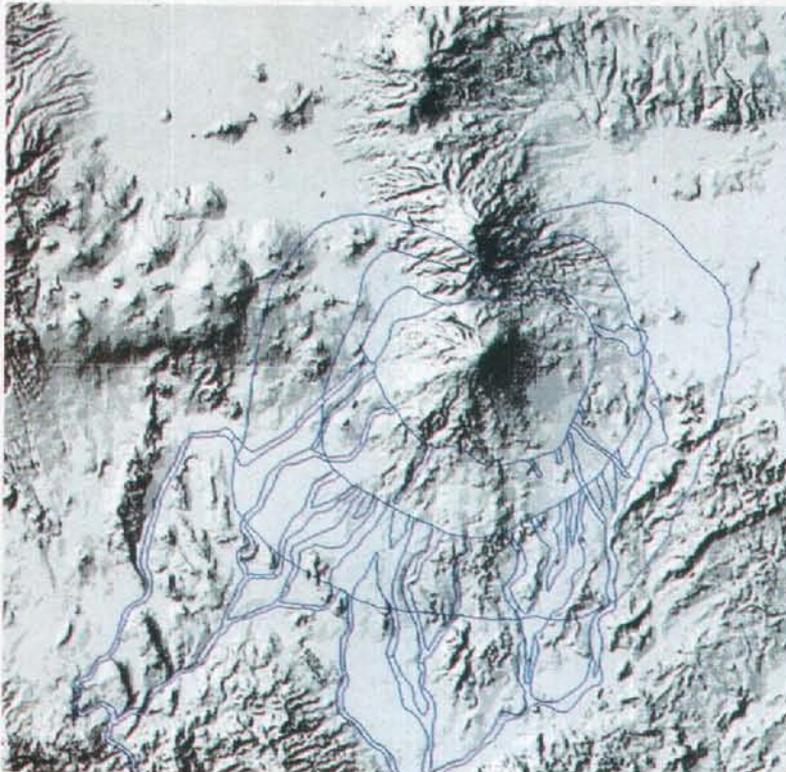


Fig. 5. Índice de aspecto de la pendiente.

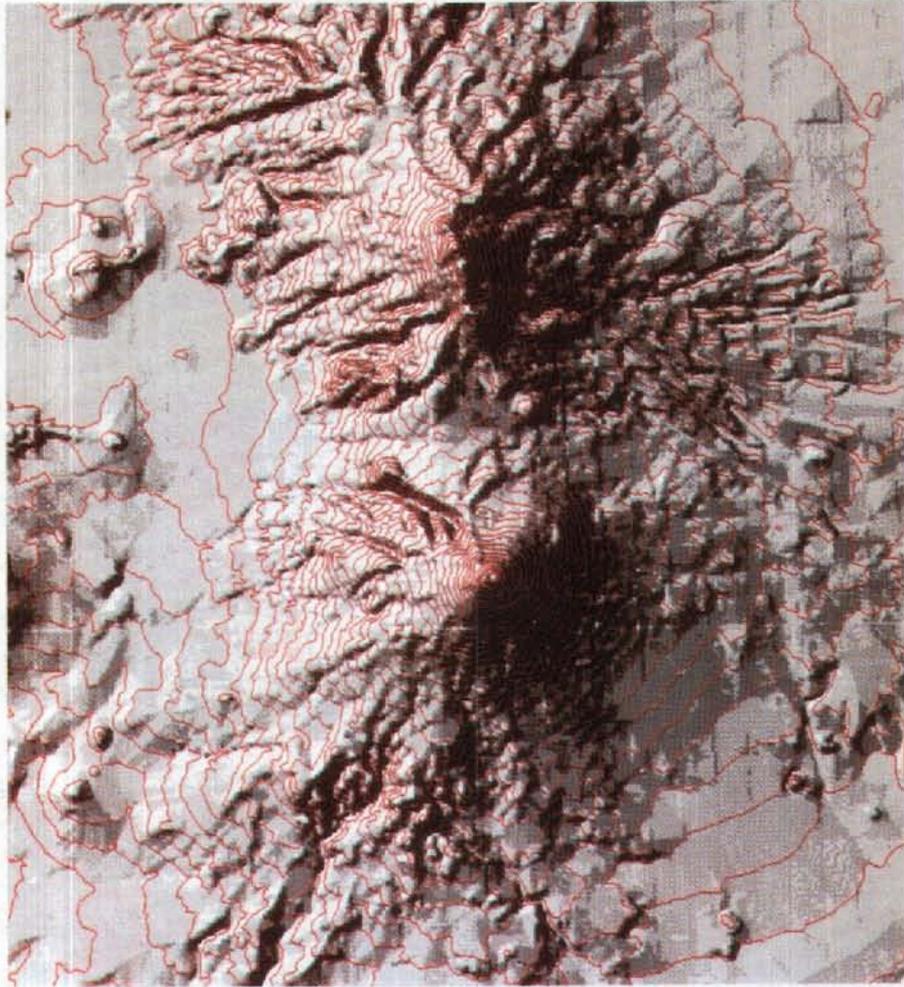


Fig. 6. Índice de aspecto de la pendiente con líneas de topografía superpuestas.

POBLACION EXPUESTA A DESASTRE EN LAS PROXIMIDADES DEL VOLCAN POPOCATEPETL

R. Vidal¹, I. Ortíz¹ y R. Alvarez¹

Desastres naturales como el que podría propiciar la actividad volcánica del Popocatépetl en el centro de México, son parte de la historia de la humanidad; en la actualidad muchos de sus efectos pueden prevenirse y controlar sus consecuencias para que éstos resulten menos impactantes en el espacio geográfico donde se producen.

La presencia de diferentes fenómenos físicos naturales tanto permanentes como eventuales afectan el espacio geográfico y son de importancia para el conocimiento de su propia dinámica, pero existe un primordial interés en aquellos territorios donde asentamientos humanos se ven afectados o están expuestos a riesgos naturales que estos eventos ocasionan, por lo que estudios como el presente tratan de adelantarse a los acontecimientos (Clarke et al., 1989)

El conocimiento de la distribución, el tamaño de los asentamientos poblacionales, la concentración y la dispersión de éstos, permiten la implementación adecuada de programas tanto de prevención de riesgos como de ayuda en caso de desastres por las instituciones abocadas y por la población civil.

El manejo conjunto de sistemas de información e imágenes de satélite facilitan hacer un análisis de la distribución de la población que permite identificar la localización de la misma, cuantificar y establecer las posibles áreas expuestas a riesgos.

Dada la tendencia a la concentración de la población en centros urbanos, el rápido crecimiento demográfico y la complejidad del desarrollo económico, los habitantes de los alrededores del volcán Popocatépetl están sujetos al riesgo de una posible erupción de gran magnitud, a sus efectos físicos y las consecuencias sociales en la implementación de programas de protección civil.

Un nuevo episodio de actividad eruptiva empezó en el volcán Popocatépetl el 21 de diciembre de 1994.

A fines de 1993 y en los meses transcurridos de 1994 hasta la fecha se ha hecho manifiesta la actividad del volcán Popocatépetl de manera que ha puesto en alerta a la población; situado en la región volcánica más importante del país, que es la Cordillera Volcánica Transversal, sobre el paralelo 19°N donde se localizan los principales edificios volcánicos del país, ha atraído la atención de muchos especialistas. Las manifestaciones del volcán mencionado han sido visibles como se menciona en el informe emitido el 22 de diciembre del mismo año: "la actividad fumarólica que se ha venido desarrollando durante los últimos dos años culminó en las primeras horas del 21 de diciembre de 1994, cuando una serie de sacudimientos volcánicos, probablemente asociados con explosiones freáticas, marcaron el comienzo de una nueva actividad eruptiva" (Bulletin of Global Volcanism Network, 1994)

Cuando aclaró el día una pluma de ceniza fue observada por primera vez en décadas emergiendo del cráter del volcán. La emisión de ceniza fue moderada y produjo una pluma casi horizontal que causó ligera caída de ceniza sobre la Ciudad de Puebla, situada a 45 Km., hacia el este de la cima .

¹ Instituto de Geografía, UNAM, 04510, México, D.F.

Con base en los datos registrados por la imagen del satélite GOES-8 respecto a los diversos alcances que ha presentado la pluma de ceniza emitida por el Popocatepetl, el Instituto de Geografía de la UNAM, realiza una investigación de las posibles repercusiones sobre la población localizada en el espacio geográfico que se encuentra en un área circular de 100 km., (de longitud promedio) de radio alrededor del volcán y que se considera puede ser afectada por las constantes emisiones de ceniza.

Para efectos del estudio se revisaron cinco imágenes AVHRR (Channel 1)* correspondientes a los días 22,26, 27, 28 y 31 de diciembre de 1994, en las que es visible la fluctuación en dimensión y dirección de la pluma de ceniza.

Para explicar los movimientos de la pluma de ceniza es necesario contemplar a la atmósfera como un gran océano de aire muy dinámico, donde, los continuos cambios que en ella se realizan propician el paso de los distintos sistemas de tiempo que inexorablemente siguen las pendientes del relieve barométrico. Así como el agua fluye de los lugares altos hacia los valles y llanuras bajas, el aire sopla de las regiones de alta hacia las de baja presión atmosférica, ocasionando un movimiento constante de los sistemas de tiempo.

En la imagen del 22 de diciembre de 1994, 8.18 h. tiempo local (1418GMT), se muestra una pluma de ceniza, de aproximadamente 100 km de longitud con dirección sureste, debido a la presencia de tres sistemas de tiempo: vientos del oeste provenientes del océano Pacífico enriquecidos por una corriente de chorro subtropical de altura (6 000 m) y una masa de aire polar continental del norte. Los sistemas de tiempo se basan en los mapas de superficie de SENEAM, 1994. (Figura 1)

En esa jornada y después de algunas consultas entre el grupo científico y autoridades de Protección Civil, se inició la evacuación de las 19 localidades más vulnerables en el sector oriente del volcán, alrededor de las 21 horas del 21 de diciembre. Cerca de 31 000 personas fueron movilizadas durante la noche a refugios en áreas más seguras. Desde entonces la situación ha permanecido bastante estable, pero la actividad volcánica continúa.

Días más tarde en la imagen del 26 de diciembre a las 8.32 hora local (1432GMT), la pluma de ceniza de 7 km., de altura, alcanzó 50 km., de longitud en dirección sur, ésta se explica por la presencia de un sistema de alta presión predominante (imagen meteorológica visible de las 18 hrs) que muestra el avance hacia las bajas latitudes de una masa polar proveniente del norte (Figura 2).

Para el día 27, la pluma de ceniza tenía una marcada dirección hacia el este, debido a la presencia del frente frío No. 21 que cruzaba el centro del país, rumbo al este a 25 km por hora, proveniente del noroeste. Este día la pluma alcanzó su mayor longitud 250 km; 75 km de ancho y aproximadamente 8 .km de altura. Su influencia llegó hasta Tampico, Tamaulipas, en el litoral del Golfo de México, como se observa en la imagen. (Figura 3)

La imagen del satélite del 28 de diciembre, muestra a las 5.48 hora local (1348GMT) una pluma de ceniza de 160 km de longitud con dirección este y altura aproximada de 6 km; los sistemas de tiempo predominantes eran tres: vientos del oeste, asociados con una corriente de chorro subtropical, en altura (6 000 m.) y el avance del frente frío No. 21 que ocasionó situación de "norte" sobre la costa del Golfo de México.

Para el día 31 de diciembre a las 8.23 hora local (1423GMT) se advierte la pluma con dirección este, por influencia de una marcada circulación del oeste proveniente del océano Pacífico, asociado con una corriente de chorro subtropical en altura y el frente frío No. 23 que se mueve al sur-sureste a 20 km por hora.

De la observación de los cambios de dirección de la pluma de ceniza revelados por las imágenes de satélite se deduce que las direcciones sureste, sur y este son las predominantes y se explican por los sistemas de vientos más frecuentes en invierno.

* Earth Scan Laboratory en Luisiana, State University, USA.

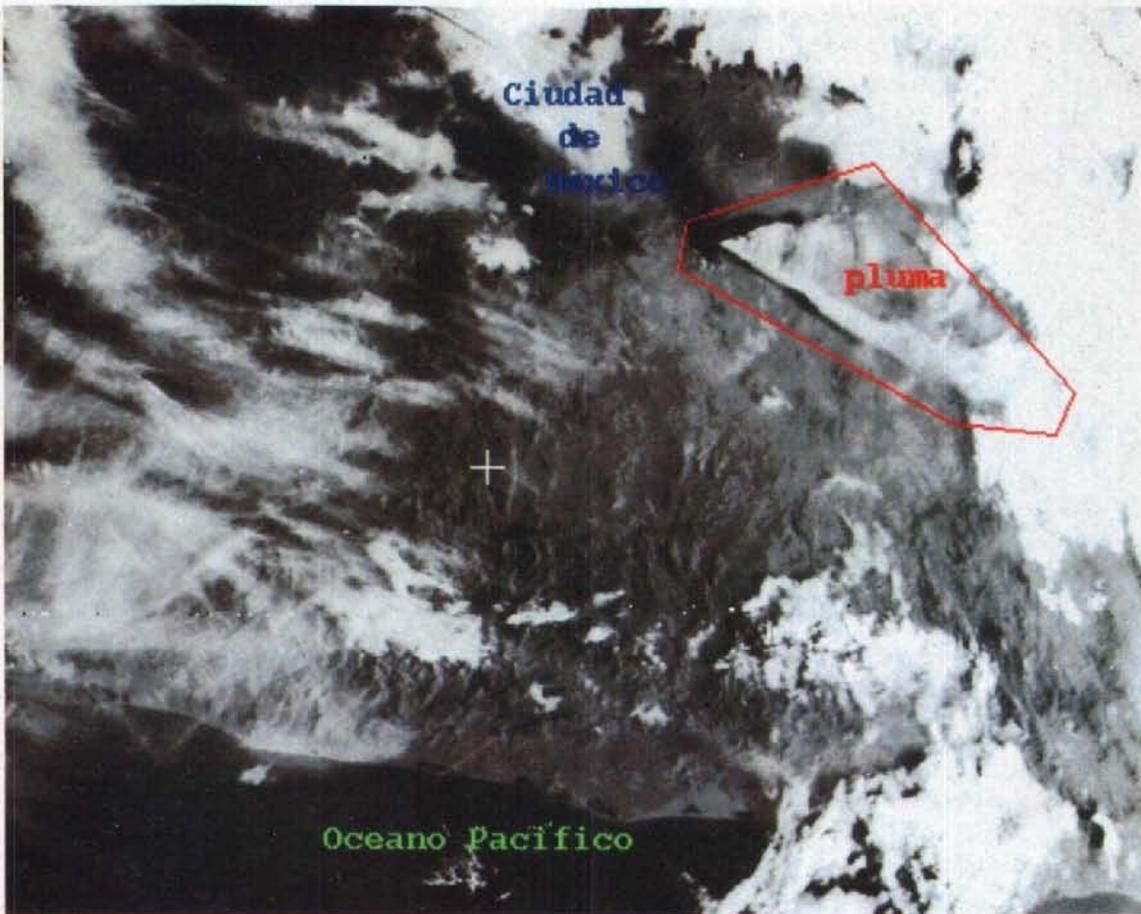


Figura 1A. Pluma de Ceniza 22 de Dic. 94

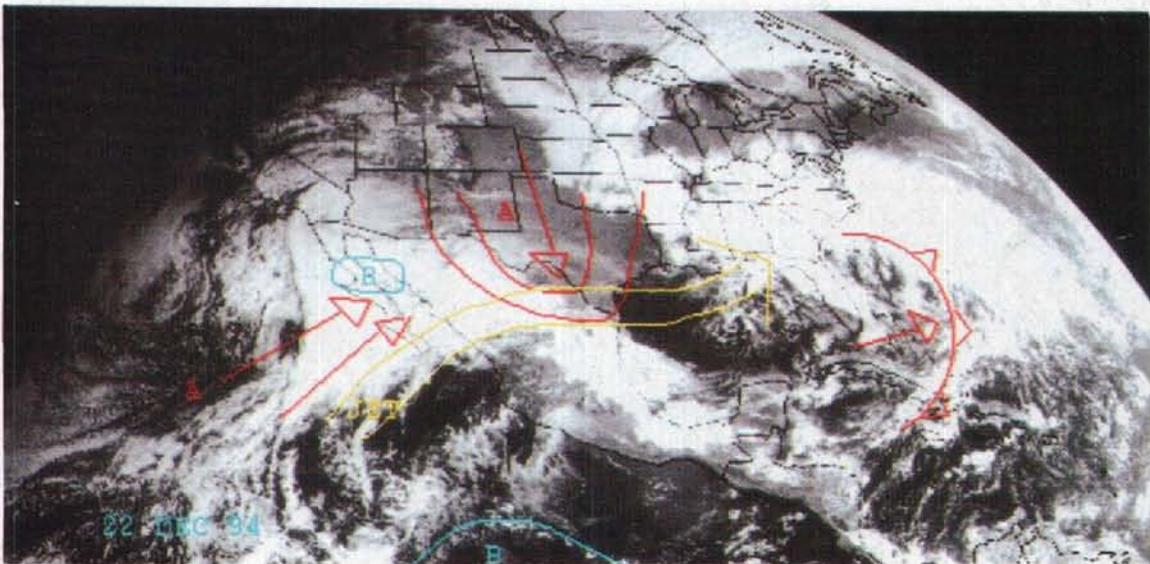


Figura 1B. Sistemas de tiempo 22 de Dic. 94



Figura 2A. Pluma de ceniza 26 Dic. 94.

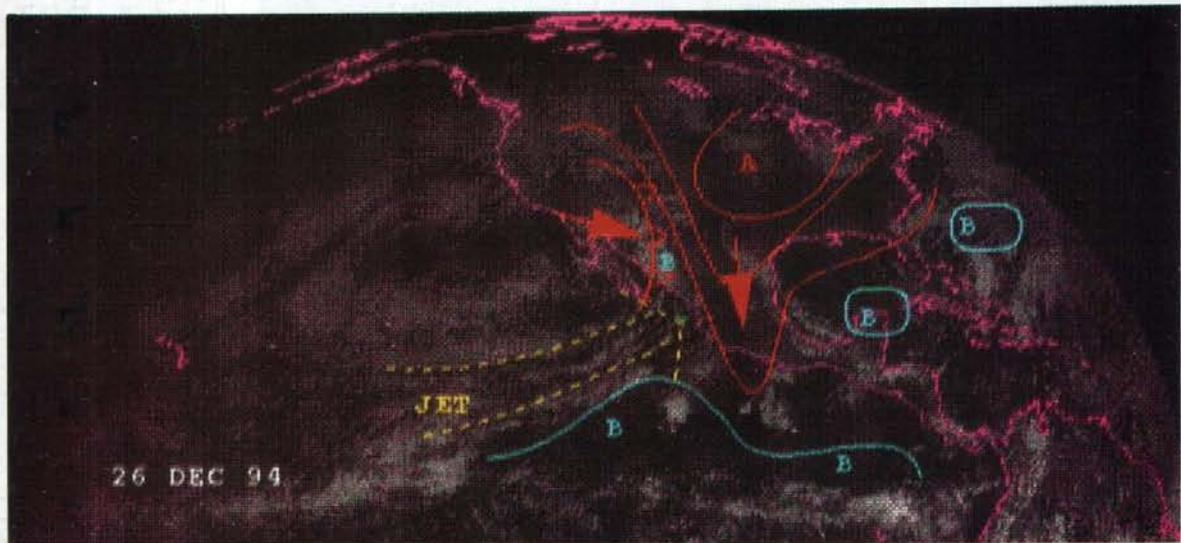


Figura 2B. Sistema de tiempo 26 Dic. 94.

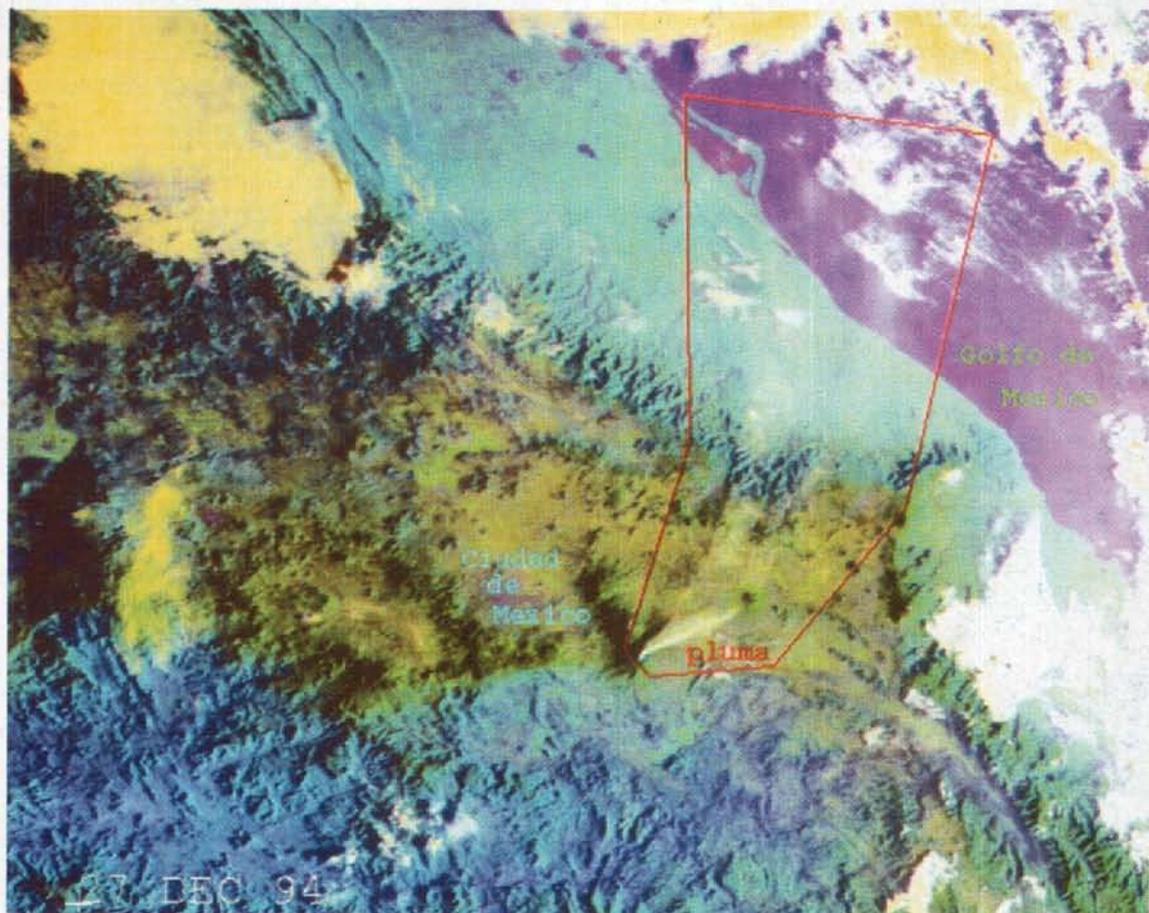


Figura 3A. Pluma de ceniza 27 Dic. 94.

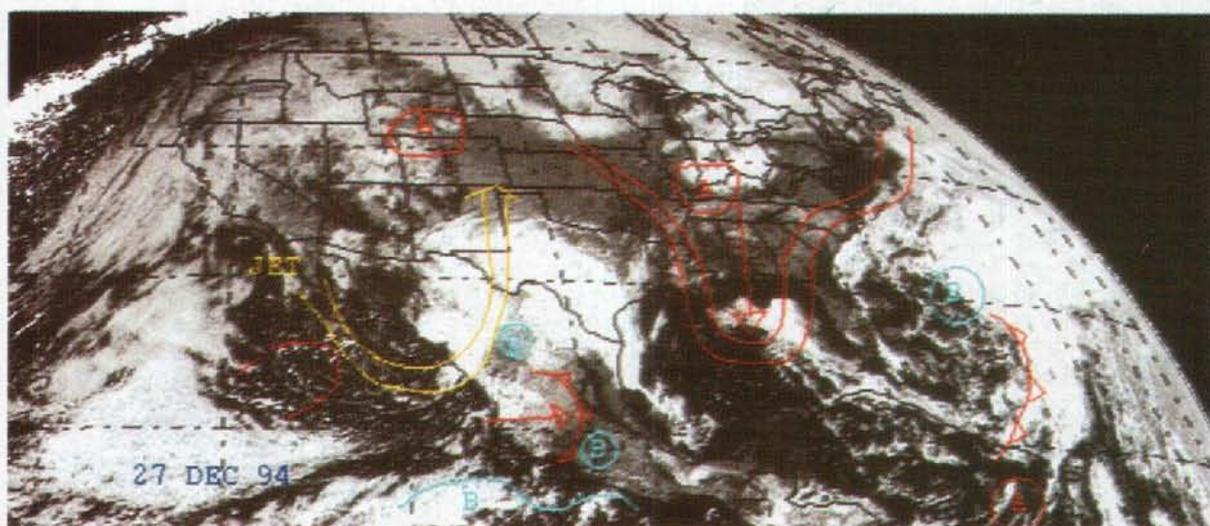


Figura 3B. Sistema de tiempo 27. Dic 94.

Por otra parte hay que considerar que esta situación de los sistemas descritos cambia radicalmente en verano, cuando la circulación predominante es de este a oeste y en algunas ocasiones se presentan perturbaciones ciclónicas del sur con entrada de aire marítimo tropical del océano Pacífico, (Douglas et al., 1993; García y Trejo, 1990) por lo que la pluma de ceniza cambiaría de dirección dominante hacia el norte ó el oeste.**

Con base en la longitud promedio y la fluctuante dirección de la pluma de ceniza en invierno que ha descrito 180° al este, porción que ya se ha visto afectada con las manifestaciones volcánicas (caída de ceniza) durante la época fría, se puede pronosticar que en el verano cambiará al oeste y completará en su movimiento un círculo.

Lo anterior permitió seleccionar el espacio territorial que se analiza de aproximadamente 15 708 Km² en donde se encuentran localizadas en su totalidad las entidades: Distrito Federal, Tlaxcala y Morelos y parcialmente los estados de Hidalgo, México y Puebla; el área susceptible de afectación comprende 280 municipios distribuidos de la siguiente forma: Puebla, 96 (34.0%); México, 80 (28.0%); Tlaxcala, 44 (16.0%); Morelos 33 (12.0%); Hidalgo, 10 (4.0%) y en el Distrito Federal sus 17 delegaciones. (Información obtenida de un SIG sobre Geografía de la Población, Instituto de Geografía, UNAM, 1995) (Figura 4).

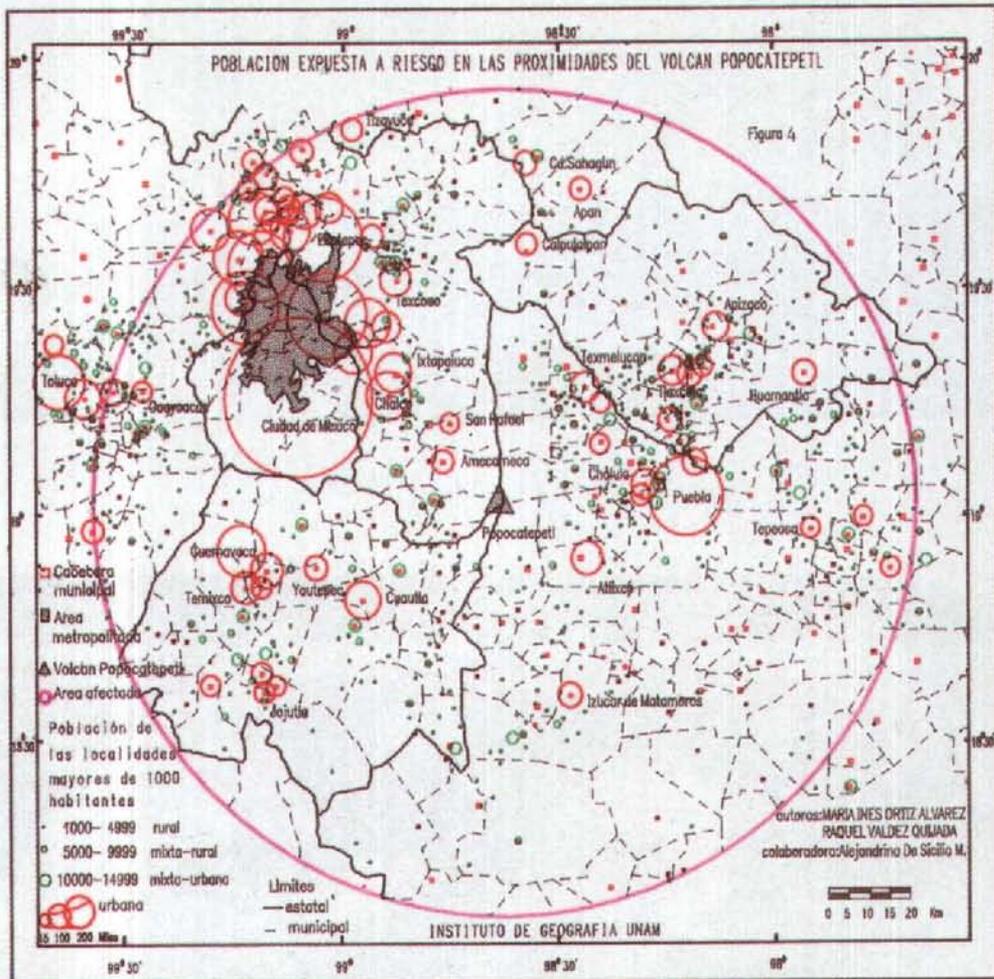


Figura 4. Población expuesta a riesgo en las proximidades del Volcán Popocatepetl

** "Los fenómenos meteorológicos vistos en imágenes de satélite para el período 1970-1985". Instituto de Geografía, UNAM. (En proceso).

La población afectada sería de 21 218 953 de la cual el 97.0% se ubica en localidades de más de 1000 habitantes y está distribuida como sigue : Distrito Federal 40.2%, México 39.7%, Puebla 10.8%, Morelos 5.4%, Tlaxcala 3.3% e Hidalgo 0.7%. (SIG con base en datos del XI Censo General de Población y Vivienda, 1990) (Figura 5).

AREA DE RIESGO DEL VOLCAN POPOCATEPETL

ENTIDADES	POB. TOTAL	%	PLMIL*	%
DISTRITO FEDERAL	8235744	38.8	8235744	40.1
HIDALGO	191571	0.9	150527	0.7
ESTADO DE MEXICO	8422817	39.7	8160881	39.7
MORELOS	1195059	5.6	1104855	5.4
PUEBLA	2412485	11.4	2218964	10.8
TLAXCALA	761277	3.6	679832	3.3
TOTAL	21218953		20550803	

POBLACION TOTAL 1990	21218953	%
POBLACION DE MAS DE 1000 HABITANTES	20550803	97.00
POBLACION DE MENOS DE 1000 HABITANTES	668150	3.00

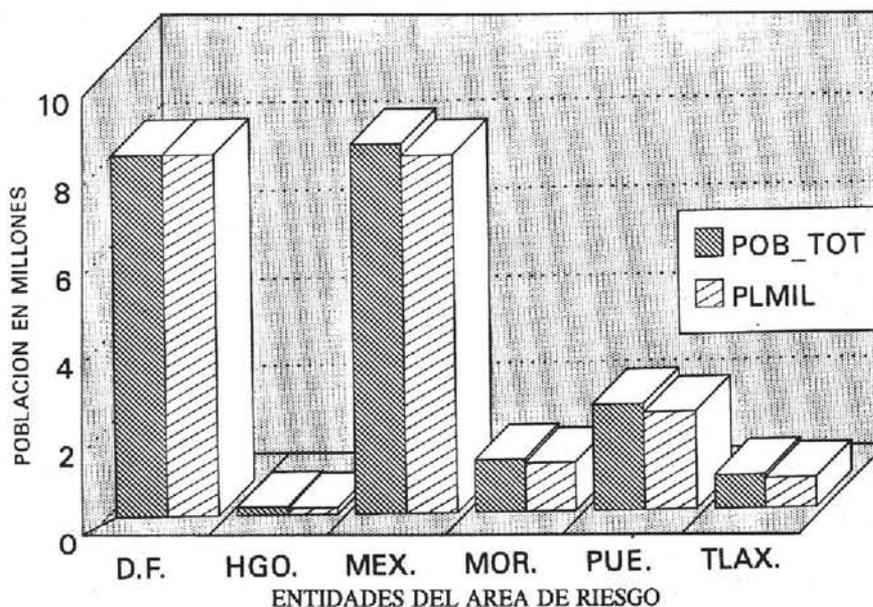
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, UNAM

Fuente: XI Censo General de Población y Vivienda, 1990.

*PLMIL = Población de las localidades de más de 1000 habitantes.

Figura 5. Areas de riesgo del Volcán Popocatepetl.

Así mismo cabe mencionar que existen dentro del área, 71 localidades urbanas (de más de 15 000 habitantes). Destacan cinco áreas metropolitanas con una población global de 17 693 553.(Figura 6)



POB TOT = POBLACION TOTAL 1990
 PLMIL = POBLACION DE LOCALIDADES > DE 1000 HABITANTES, 1990.
 INSTITUTO DE GEOGRAFIA, UNAM.

Figura 6. Población del área de riesgo.

La Ciudad de México y aquellos municipios que conforman su área metropolitana situados en el estado de México, con una población de 14 773 628 (Cd. Adolfo López Mateos, Coacalco, Cuautitlán, Chiautla, Chicoloapan, Chimalhuacán, Ecatepec, Huixquilucan, Ixtapaluca, Naucalpan, Nezahualcóyotl, Nicolás Romero, Los Reyes, Texcoco, Tlalnepantla, Tultitlán Cuautitlán Izcalli). En el estado de México, la zona metropolitana de Toluca, con 821 464 personas (Lerma, Metepec, Mexicaltzingo, Toluca, San Mateo Atenco, Zinacantepec).

En el estado de Morelos, la zona metropolitana de Cuernavaca con 349 030 habitantes (Cuernavaca y Temixco); la de Cuautla con 180 537 (Cuautla y Yautepec).

En el estado de Puebla la de zona metropolitana de la ciudad de Puebla con localidades de Tlaxcala y Puebla, 1 457 258 personas (San Pablo del Monte, Zacatelco Xicoténcatl, Villa Vicente Guerrero, Tenancingo, Papalotla, Xicotzingo, Amozoc, Cuautlancingo, Huejotzingo, Puebla, San Martín Texmelucan y San Miguel Xoxtla).

En el estado de Tlaxcala la zona metropolitana de Tlaxcala, con una población de 111 636 (Tlaxcala y Chiautempan).

Existe una importante dispersión de la población en el área, el 3.0%, o sea 668 150 habitantes se ubican en poblados de menos de 1000 habitantes los cuales representan el 80.0% de las localidades de la zona en un promedio de 23 personas por localidad; y en los estados de Hidalgo, Tlaxcala y Morelos el 50.0% de los poblados tienen menos de 100 habitantes por localidad.

La densidad rural (población que se ubica en localidades de menos de 1000 habitantes en relación con la superficie del municipio en que se encuentran) varía desde 25 a 500 habitantes por kilómetro cuadrado, registrándose los porcentajes más significativos en Hidalgo Tlaxcala y Puebla.

Otro aspecto a considerar es que se trata de una zona de fuerte atracción de población por lo que las cifras presentan un crecimiento variable, pero siempre a la alta, lo que implica la existencia de una población flotante con tasas de crecimiento superiores al 10.0% como sucede en los municipios de Chalco, Chimalhuacán, Jaltenango, Nezahualcóyotl, del estado de México.

Estudios como el presente coadyuvan en la prevención y toma de decisiones para alertar oportunamente a la población en riesgo. Dentro de esta área hay que considerar varios aspectos analizados en relación con los daños a que está expuesta la población. Por ejemplo, la Ciudad de México situada en una cuenca lacustre a 2 240 msnm, rodeada de montañas volcánicas cuya altitud promedio es de 600 m sobre el nivel de la cuenca, es por su alta densidad una de las regiones más contaminadas del mundo. El período de secas, durante el invierno es también el de más smog, los contaminantes alcanzan sus mayores niveles, la circulación de la atmósfera es predominantemente anticiclónica y produce una ventilación insuficiente. Pero durante la época de verano y otoño los vientos turbulentos y las lluvias reducen los niveles invernales de contaminantes con excepción del ozono, que se mantiene (Jáuregui, 1975).

El estudio de Castillejos, 1988, encontró que los niveles más altos de ozono fueron registrados en el suroeste de la ciudad de México y de partículas sólidas en suspensión (PST) en el noreste, ambos rebasan con mucho las normas mexicanas vigentes. Dichos niveles representan un riesgo para la salud como lo demuestran las altas tasas de incidencia y prevalencia de enfermedades respiratorias. En cambio en el centro de la ciudad donde se registraron los niveles más bajos de contaminación las tasas fueron significativamente menores.

Por estas condiciones de alta contaminación sería muy riesgoso para la salud de la población de la Ciudad de México, agregar a los más de 100 contaminantes de la atmósfera que se han detectado, (Falcón y Briseño 1984, citado en Puente y Legorreta, 1988) cantidades importantes de ceniza volcánica procedentes del Popocatepetl.

Como antecedente, se anotan los daños producidos por ceniza volcánica en el Sureste de México: según datos publicados por CENAPRED (1992), el 28 de marzo de 1982 el volcán Chichonal, en Chiapas tuvo una gran erupción

explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Hubo aproximadamente 20 víctimas causadas por derrumbes de techos producidos por acumulación de cenizas de caída libre. El evento se repitió con mayor intensidad los días 3 y 4 de abril del mismo año, cuando dos grandes erupciones explosivas con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos dejaron 8 poblaciones totalmente destruidas, cerca de 2 000 víctimas y más de 20 000 damnificados. Además, enormes pérdidas materiales en ganado, tierras cultivables (aprox. 150 km²), plantaciones de cacao y plátano en un radio de 50 Km. a la redonda. Por la escasa visibilidad hubo interrupción total de las comunicaciones aéreas y parcial en las terrestres (IGL, 1983).

En vista de las manifestaciones explosivas del Popocatepelt, es importante señalar algunas consideraciones al respecto y tratar de prevenir su impacto en áreas rurales y urbanas.

Es necesario tener un mejor conocimiento de la calidad del aire en esta región y de los fenómenos con los que está relacionados, factores climáticos y meteorológicos, así como los efectos que un posible incremento de contaminantes sólidos como las partículas de ceniza podría tener en la salud de los distintos grupos de la población. Existe amplia información internacional que explica los efectos nocivos de los distintos tipos de contaminantes. La respuesta biológica puede ir desde la irritación de órganos sensoriales, con cambios fisiológicos pasajeros, hasta enfermedades, incapacidad y muerte. Según el grado de exposición, la persistencia del contaminante en cuestión y también influyen las características particulares de los sujetos expuestos. Se conocen los efectos agudos de los contaminantes pero hay evidencias de que también tienen repercusiones de tipo crónico.

La inhalación de ceniza es peligrosa, se recomienda usar máscara contra polvo o al menos una tela para cubrir nariz y boca, porque provoca irritación de vías respiratorias en personas y animales. La ceniza reduce la visibilidad por lo que una evacuación es difícil o imposible.

El daño principal ocurre cuando se acumula en los techos provocando su colapso, lo que se puede evitar limpiando a intervalos la ceniza acumulada. La ceniza provoca la defoliación y caída de ramas de árboles, contaminación de suministros de agua, taponamiento de drenajes y adición de elementos químicos menores al suelo que pueden afectarlo, según su composición, positiva o negativamente, y en consecuencia a los alimentos que produzca. Si llueve en abundancia, se generarán flujos de lodo a lo largo de corrientes que pueden destruir instalaciones hidroeléctricas carreteras y poblaciones asentadas en riberas y cauces.

En el ámbito rural es conveniente trasladar los animales y ganado doméstico a lugar seguro, porque pueden morir debido al polvo y a la ceniza o al agua y vegetales contaminados (CENAPRED, 1992).

Deseamos expresar nuestra gratitud por su colaboración a la M. en C. Gabriela Gómez y ayudantes Nancy Decuir, Samuel Hernández y Lorena Pájaro.

REFERENCIAS

- Bates, F.,L. 1993. Living Conditions, Disasters and Development: an Approach to Cross- Cultural. Georgia. Biong, Russeil J. (1984). Volcanic Hazards. Sidney, New South Wales.
- Bulletin of Global Volcanism Network. Popocatépetl (México). 1994. Small Eruption on 21 December ends Decades-Long Slumber. Smithsonian Institution. Vol 19, No.11. p.2-3. Washinton. D.C.
- Burby, R. J. 1991. Sharing Environmental Risks. Westview. Boulder, Colorado.
- Burton, I. 1978. The Environment as Hazard. Oxford University. New York.
- Castillejos M. 1988. Efectos de la Contaminación Ambiental en la Salud de Niños en Tres Zonas del Area Metropolitana de la Ciudad de México. In: Puente, S. y J. Legorreta. Medio Ambiente y Calidad de Vida. Colección Desarrollo Urbano. Departamento del D.F. y Plaza & Janés. p. 301-333: México.
- CENAPRED, Volcanes. 1992. Fascículo No. 4. Centro Nacional de Prevención de Desastres. Secretaría de Gobernación. 36 pp. México.D.F.
- Clarke J. I., P. Curson, S. L. Kayastha and P. Nag. (Eds.) 1989. Population and Disaster. International Geographical Union Commission On Population Geography First Published. 292 pp.
- Douglas, M., R. Maddox. and K. Howard. 1993. The Mexican Monsoon. Journal of Climate. Vol. 6. August, pp.1665-1677. U.S.
- García, E. e I. Trejo, 1990. Climatología de Satélites Aplicada al Estudio de la Precipitación en México. Memoria del XII Congreso Nacional de Geografía. S.M.G.E e INEGI. Tomo I. pp 224-233. Tepic, Nay. México.
- Handbook Of Emergency Management. 1990. Programs and Policies Dealing with Major Hazards and Disasters. Greenwood. New York.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.INEGI. 1991. XI Censo General de Población y Vivienda, 1990. Datos por localidad. México.
- IGL, 1983. El Volcán Chichonal. Simposio Sobre el Volcán Chichonal, VI Convención Geológica Nacional Soc. Geol. Mexicana. UNAM. México, D.F.
- Jáuregui, O. E. 1975. Los Sistemas de Tiempo en el Golfo de México y su Vecindad. Boletín VI. Instituto de Geografía, UNAM. p 7-36. México. D.F.
- Puente, S y J. Legorreta. 1988. Medio Ambiente y Calidad de Vida. Departamento del Distrito Federal-Plaza y Valdez Ed. México.
- Secretaría de Gobernación. 1991. Desastres-Aspectos Sociales Atlas Nacional de Riesgos. México
- SENEAM. Mapas del Tiempo de Superficie. 1994. Departamento de Meteorología. Centro de Análisis y Pronóstico. Secretaría de Comunicaciones y Transportes. México.
- Smith, K. 1992. Enviromental Hazards. London.

POSIBLE FLUJO DE LODO EN EL COSTADO ORIENTE DEL VOLCAN POPOCATEPETL

F. García¹, E. Ramos¹ y R. Domínguez^{1,2}

1. INTRODUCCION

A partir de las explosiones ocurridas el 21 de diciembre de 1994 en el volcán Popocatepetl, y con la consecuente emisión de cenizas, se determinó que con los volúmenes acumulados en las laderas y barrancas del volcán, sobre todo en la parte oriental debido al sentido del viento dominante, podrían verse afectadas algunas poblaciones por el arrastre de lodo con ceniza provocado por las lluvias. Por ello, en este estudio se pretende determinar el desplazamiento que tendría el lodo para una lluvia de características extraordinarias, así como la posibilidad de que este flujo pudiera afectar algún poblado cercano.

El estudio consistió en hacer primeramente un reconocimiento del lugar para determinar los espesores de ceniza registrados hasta marzo del presente año, así como tomar muestras de material reciente y viejo para ser analizadas en laboratorio. Después se consideró que podría ocurrir una lluvia de características extraordinarias, con un período de retorno de 50 años, para simular el movimiento del flujo de lodo mediante fórmulas clásicas de hidráulica y determinar si este material podría afectar algún poblado. Finalmente se obtuvieron algunas conclusiones a partir de los resultados.

2. RECOPIACION DE INFORMACION

a).- Topografía

Se utilizó la cartografía topográfica de INEGI a escala 1:50,000 para la zona del volcán y sus alrededores, la cual quedó comprendida en 4 cartas, que tuvieron que unirse para formar un solo mosaico. Del plano se determinó que uno de los poblados más cercanos a la zona de mayor acumulación de ceniza es San Pedro Benito Juárez, por el que pasa la barranca " El Aguardintero ". Con los valores de las curvas de nivel se trazó el perfil de esta barranca (ver la figura 2.1), para determinar la longitud y pendiente de la misma, como lo muestra la tabla 2.1. En el estudio se considera que de los 5,300 a los 4,000 msnm el arrastre es por la ladera y de los 4,000 hasta los 2,350 msnm, a la altura del pueblo de San Pedro Benito Juárez, el arrastre es por el cauce.

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres. Delfín Madrigal No. 665, Pedregal Santo Domingo, C.U., Coyoacán, 04360, D.F.

² Instituto de Ingeniería-UNAM. Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, D.F.

TABLA No. 2.1. PENDIENTES EN LA BARRANCA "EL AGUARDIENTERO"

ELEVACIÓN (msnm)	DIST. HORIZ. (m)	LONG. INCLIN. (m)	PENDIENTE S (Adimen.)
4600	150	180	0.6667
4500	170	197	0.5882
4400	170	197	0.5882
4300	190	215	0.5263
4200	200	224	0.5000
4100	200	224	0.5000
4000	300	316	0.3333
3900	320	335	0.3125
3800	160	189	0.6250
3700	300	316	0.3333
3600	340	354	0.2941
3500	370	383	0.2702
3400	340	354	0.2941
3300	280	297	0.3570
3200	500	510	0.2000
3100	560	569	0.1786
3000	500	510	0.2000
2900	650	658	0.1538
2800	680	687	0.1471
2700	700	707	0.1428
2600	900	906	0.1111
2500	1250	1254	0.0800
2400	1340	1344	0.0746
2300	1650	1653	0.0606

b).- Hidrología

Las estaciones climatológicas cercanas al volcán que cuentan con información, son:

* E.C. Antena Repetidora

* E.C. San Pedro Nexapa

Para un período de retorno de 50 años, los datos de lluvia regionales obtenidos del estudio "Análisis de la capacidad del Río de La Compañía" elaborado por el área de Riesgos Hidrometeorológicos del CENAPRED, 1994, son de 87.9 mm y 91.5 mm respectivamente, lo cual da una media aproximada de 90 mm.

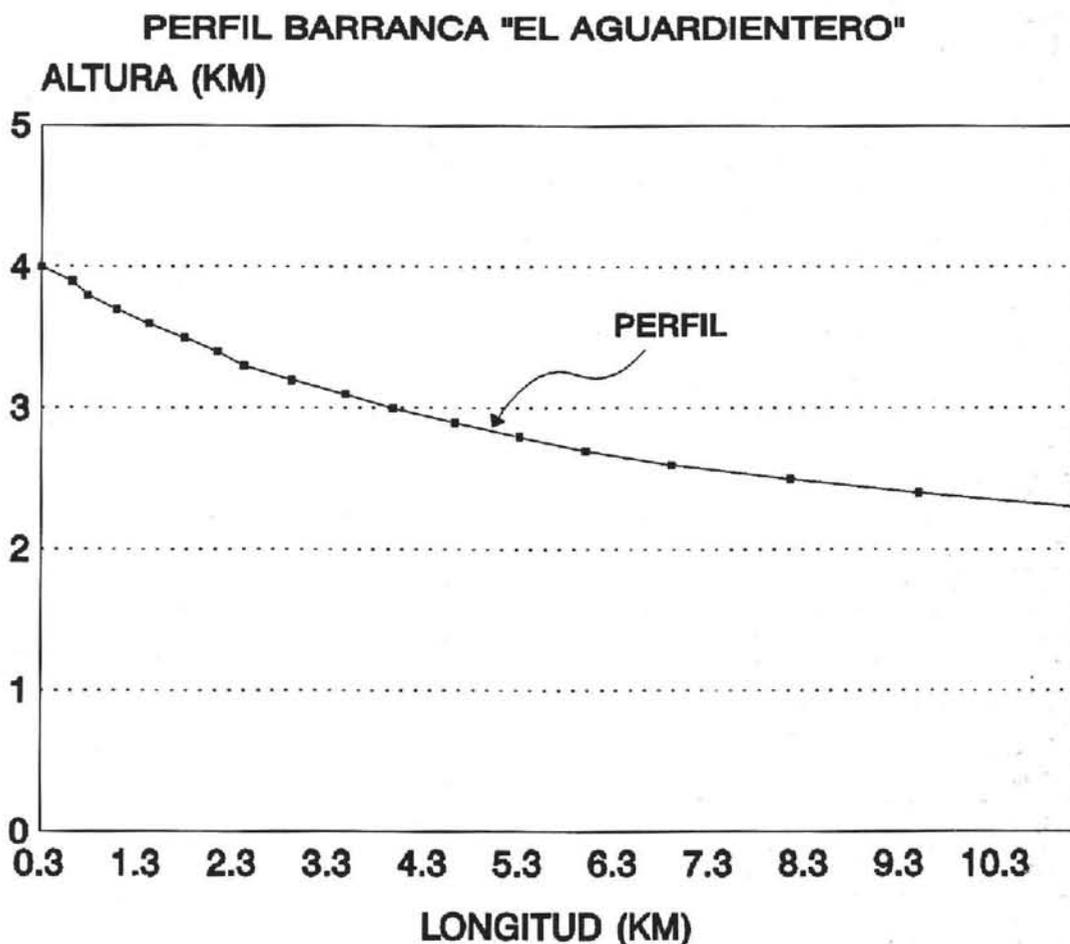


Figura 2.1. Perfil de la barranca "El Aguardientero".

3. VISITAS AL VOLCAN

Se hicieron varios recorridos tanto en helicóptero como en camioneta al volcán Popocatepetl para determinar los espesores de ceniza, así como la forma de las barrancas, tipo de vegetación, extensión de la población, etc. (ver las fotografías anexas).

Al visitar el lugar se determinó que los espesores fluctúan de 1 a 20 mm entre los 4,000 y los 5,300 msnm aproximadamente. Esto se puede corroborar en el mapa de isopacas elaborado por Martín del Pozzo, et al, 1995 (ver la figura 3.1), de donde se tomaron los valores promedio de la capa de ceniza, cerca del labio inferior y a los 4,000 msnm.

De la visita al campo se observó que la sección típica de la barranca en la elevación 3,000 msnm es aproximadamente trapecial, como se muestra en la figura 3.2, y que a los 2,350 msnm, donde se encuentra el pueblo de San Pedro Benito Juárez, es como se muestra en la figura 3.3. Como dato importante se señala que en este poblado no hay construcciones dentro de la barranca.

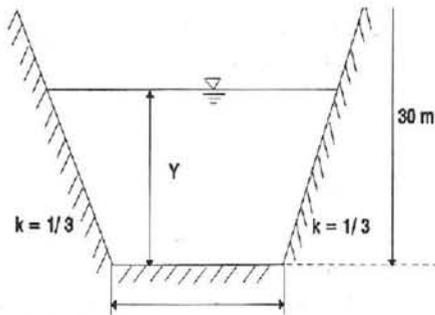


Figura 3.2. Sección de la Barranca "El Aguardintero" a la elevación 3,000 msnm.

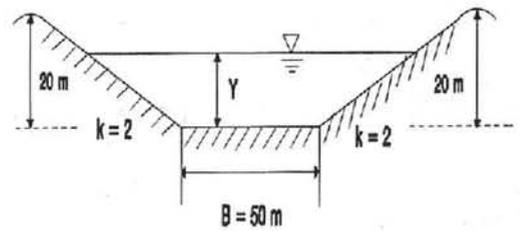


Figura 3.3. Sección de la barranca "El Aguardintero" a la elevación 2,350 msnm.

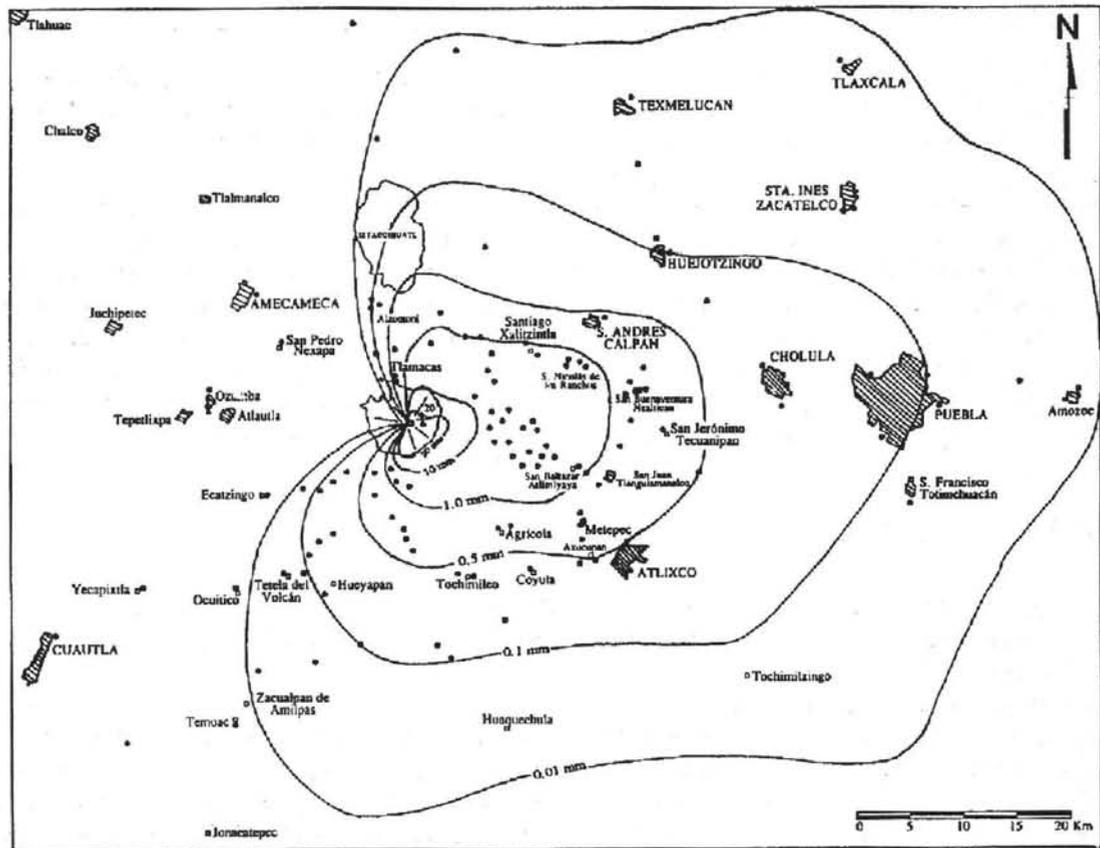


Figura 3.1. Mapa de isópacas donde se muestra la distribución de cenizas y los principales poblados (tomado de Martín Del Pozzo, et al, 1995)

Se tomaron muestras de ceniza tanto nueva como vieja para ser analizadas en laboratorio y determinar su peso específico, distribución granulométrica, diámetro medio de las partículas y velocidad de caída.

4. ANALISIS DE LA CENIZA EN LABORATORIO

A medida que la ceniza se aleja del cráter al ser expulsada por éste, el tamaño de las partículas disminuye, de tal forma que a elevaciones menores de los 3,500 msnm prácticamente es como talco. A finales de febrero de 1995 se llevó a cabo un recorrido por la parte oriental del cráter, tomando muestras de ceniza a elevaciones entre los 4,900 y 5,000 msnm tanto de capas nuevas como viejas. En la tabla 4.1 se muestran los resultados del análisis de laboratorio.

TABLA No. 4.1 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DEL LABORATORIO

CENIZA Parte sur-oriente Elev. 4900-5000 msnm	Diámetro medio de las partículas , D_{50} (mm)	Peso Específico del material sólido (Adimensional)
NUEVA	0.16	2.71
VIEJA	0.20	2.66

En la tabla anterior, aparece que la ceniza nueva tiene mayor peso específico que la vieja, y esto se debe que al medir volúmenes iguales, resulta que la ceniza nueva al ser de menor diámetro en sus granos deja menores intersticios, redundando en un peso específico mayor y dando por tanto el valor de 2.71.

A fines de marzo, se llevó a cabo otra visita por todo el trayecto de la barranca "El Aguardientero" tomando muestras de ceniza nueva (acumulada de diciembre a esta fecha) y vieja (depositada en eventos anteriores a diciembre de 1994), a una elevación de 3,100 msnm. Se encontró que la ceniza vieja es más gruesa y de coloración oscura, mientras que la nueva es más fina y clara, como talco. A estos materiales se les efectuaron pruebas de velocidad de sedimentación, colocándolos en una probeta con una columna de agua de 12 cm, en la que se observó que la ceniza vieja tenía una velocidad muy alta, ya que se depositó en el fondo rápidamente, mientras que la ceniza nueva prácticamente quedó en suspensión, cabe señalar que a este material no se le efectuaron pruebas de granulometría por lo que no se tiene una tabla como la 4.1 que corresponde a las muestras de febrero de 1995.

5. PROCESO MATEMATICO

Al formarse un flujo de lodo con la ceniza por la acción del agua de lluvia, una parte de dicha ceniza viajará en el fondo del cauce y otra se transportará en suspensión. Por ello, el análisis se realizó de la manera siguiente:

a).- Ceniza transportada en el fondo del cauce

Esta ceniza es la de mayor tamaño y por tanto la que tendría mayor problema si llegara a ocurrir una lluvia de características extraordinarias, ya que tiende a depositarse en algún lugar intermedio del recorrido formando represas, por lo que su análisis se hará en forma detallada considerando las fórmulas de arrastre de sólidos que se encuentran en la literatura. Debe tenerse en cuenta que dichas fórmulas no están diseñadas para fenómenos como el de interés pero servirán como un estimador de los volúmenes de sólidos que se podrían esperar.

b).- Ceniza transportada en suspensión

La ceniza más fina tiene menos efecto en una posible inundación de lodo, ya que viajará en suspensión junto con el agua de lluvia, hasta llegar a una zona plana o de baja pendiente, donde con el tiempo tenderá a depositarse formando nuevas capas de sedimento. De acuerdo con lo observado en campo, esto último no tendrá consecuencias

graves para la población anteriormente apuntada, por lo que no se consideró necesario efectuar el análisis para esta ceniza fina.

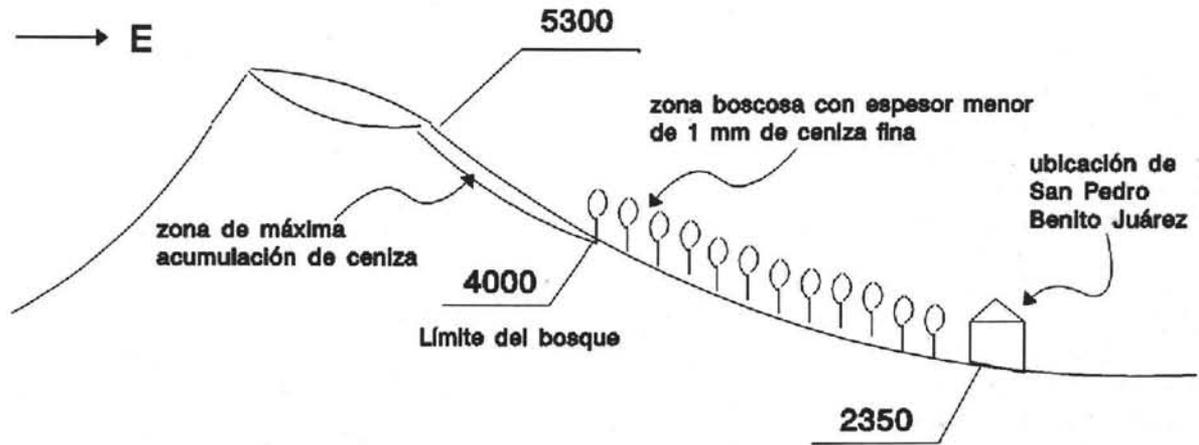


Figura 5.1. Esquema para el análisis del arrastre de material sólido por etapas.

c).- Arrastre de la ceniza gruesa

El estudio de la ceniza gruesa, con diámetro medio igual a 0.18 mm, se hará en dos partes; el flujo sobre la ladera (entre los 5,300 y 4,000 msnm) y el flujo en el cauce, sobre la barranca "El Aguardientero" (entre los 4,000 y 2,350 msnm) donde se tiene una zona boscosa y los coeficientes de rugosidad serán por consiguiente muy grandes (ver la figura 5.1).

i) .- Flujo en ladera

De acuerdo con el plano topográfico, se tiene un área aproximada de aportación de la ladera a la barranca de 2,000,000 m². Si se supone una capa promedio de ceniza gruesa de 5 mm, el volumen de ceniza acumulada resulta:

$$\text{Vol. ceniza} = 2,000,000 (0.005) = 10,000 \text{ m}^3$$

Si se considera una lluvia extraordinaria de 90 mm, con una duración de 1 hora, el volumen de lluvia que se acumula en la ladera es igual a:

$$\text{Vol. lluvia} = 2,000,000 (0.09) = 180,000 \text{ m}^3$$

Al tipo de terreno de la ladera del volcán le corresponde un coeficiente de escurrimiento de 0.20, (valor obtenido del Manual de Hidráulica Urbana de la DGCOH, 1986) para un suelo arenoso escarpado con pendientes mayores de 0.07. Por tanto, el volumen de escurrimiento directo es igual a:

$$\text{Vol. esc. dir.} = 180,000 (0.20) = 36,000 \text{ m}^3$$

Para el análisis del material sólido que se arrastra en el fondo se utilizó la fórmula de Engelund-Hansen¹, la cual ofrece una mejor representación del transporte de sedimento sobre laderas:

$$q_s = \frac{0.05 C^{1/3}}{(D_r - 1)^2 \sqrt{g} D_{50}} q_l^{5/3} S^{5/3} \dots\dots\dots 1$$

donde:

- q_s gasto sólido total unitario, en $m^3/\text{seg}\cdot m$.
- D_{50} diámetro medio geométrico de las partículas, en m.
- g aceleración de la gravedad
- D_r densidad específica relativa del material; es adimensional y toma un valor aproximado de 2.65
- q_l gasto líquido unitario, $m^3/\text{seg}\cdot m$.
- C coeficiente de Chezy, en $m^{1/2}/\text{seg}$.
- S pendiente de la ladera, adimensional.

Esta fórmula está hecha para una ladera de ancho unitario, por lo que ésta se seccionó en 800 partes, todas de 1 m de ancho. Así, el volumen de escurrimiento directo para cada una de las laderas unitarias será de:

$$\text{Vol. esc. dir.} = 36,000 / 800 = 45 \text{ m}^3.$$

Para calcular el gasto líquido que interviene en la fórmula de arrastre de material sólido, se supone un hidrograma de gasto constante, como el mostrado en la figura 5.2.

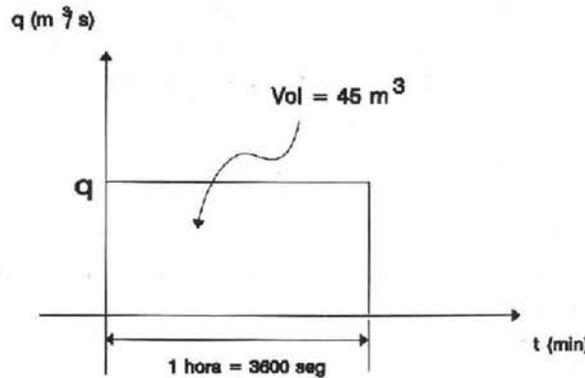


Figura 5.2. Hidrograma ocasionado por la lluvia.

El gasto líquido se obtiene como; $q = \text{vol} / t = 45 / 3600 = 0.0125 \text{ m}^3/\text{s}$

Además se tiene que:

- $n = 0.06$
- $S = 0.55$
- $D_r = 2.65$
- $D_{50} = 0.00018 \text{ m}$
- $g = 9.81 \text{ m/s}^2$

como la ladera es de ancho unitario se tomó la sección transversal en forma de rectángulo; así el valor "C" de Chezy resulta:

$$C = y^{1/6}/n, \text{ donde } y = (q n / S^{1/2})^{3/5} = 0.016 \text{ m}, \text{ por tanto: } C = (0.016)^{1/6}/0.06 = 8.37$$

Al sustituir en la fórmula de Engelund-Hansen se obtiene:

$$q_s = 0.0164 \text{ m}^3/\text{s}$$

Si la lluvia dura 1 hora, el volumen de ceniza arrastrado en una ladera de ancho unitario es de:

$$\text{Vol.} = 0.0164 \text{ m}^3/\text{s} (3600 \text{ s}) = 59.04 \text{ m}^3$$

y el volumen de ceniza arrastrado en toda la ladera será:

$$\text{Vol. total de ceniza arrastrada} = 59.04 (800) = 47,232 \text{ m}^3$$

Observando lo anterior, se deduce que el volumen de ceniza arrastrada es mayor al volumen de ceniza depositada, lo que implica que todo el volumen depositado ($10,000 \text{ m}^3$) será arrastrado hasta el inicio de la barranca "El Aguardientero".

ii).- Flujo en cauce

Entre los 4,000 y los 2,350 msnm, el flujo será en un cauce, con la sección típica de la barranca que se muestra en la figura 5.3.

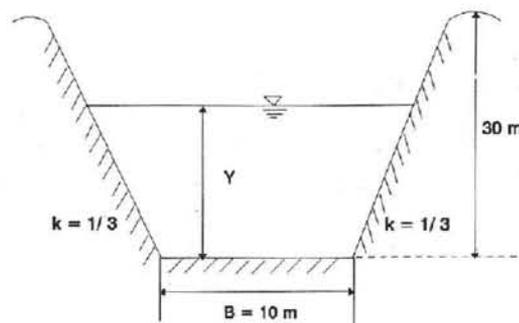


Figura 5.3. Sección típica de la Barranca "El Aguardientero".

Además debido a la vegetación abundante en la barranca (ver las fotografías anexas), se estimó un coeficiente de rugosidad $n = 0.07$ (valor obtenido de los apuntes de Hidráulica II, Sotelo G., Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.).

Como se mencionó antes, dentro de la barranca no se tiene acumulación importante de ceniza, ya que el grueso de las capas medidas no rebasan 1 mm, por lo que sólo se tomará en consideración la ceniza que aporta la ladera, es decir, $10,000 \text{ m}^3$.

El análisis del flujo de agua sobre la barranca se hará por tramos cortos, para determinar el volumen depositado en cada tramo.

El gasto líquido que entrará en cada sección del cauce por la acción de la lluvia es aproximadamente de: $q = 0.20 \text{ m}^3/\text{s}$. Este valor se obtiene de multiplicar el área de captación de la sección de la barranca por la lámina de lluvia, y de suponer un coeficiente de escurrimiento de 0.30 (para suelos areno-arcillosos escarpados). Por otra parte, el gasto líquido que llega a la primera sección de la barranca por la aportación de la ladera es de $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

Para determinar el arrastre de material sólido en el fondo del cauce, se utiliza la fórmula de Engelund².

$$q_{BT} = \frac{0.05 V^2 \gamma (RS)^{3/2}}{\sqrt{g} (\gamma_s - \gamma)^2 D_{50}} \dots\dots\dots 2$$

donde:

q_{BT} gasto sólido, en m^3/s .

V velocidad del flujo, en m/s , que se obtiene de las fórmulas típicas de la hidráulica para canales trapeziales, en función del gasto, pendiente, rugosidad y sección de la barranca, suponiendo flujo establecido.

γ peso específico del agua, equivale a 1000 kg/m^3 .

γ_s peso específico del material sólido, equivale a 2650 kg/m^3 .

R radio hidráulico, en m .

S pendiente del cauce, adimensional.

D_{50} diámetro medio de las partículas, equivale a 0.00018 m .

Con estos valores se obtuvo la tabla 5.1, donde se muestra el número de secciones en que se separó el cauce para su análisis. Además se presentan los valores obtenidos para la pendiente de cada sección, el gasto líquido, el radio hidráulico y el tirante normal para flujo establecido, obtenido con la fórmula de Manning. También se indica la velocidad del flujo, el gasto sólido obtenido con la fórmula de Engelund, el volumen del material sólido que pasa por una sección de la barranca, así como el material sólido retenido, para finalmente hacer un análisis de los valores obtenidos.

La tabla 5.1 muestra en la penúltima columna el volumen de material sólido que fue arrastrado hasta el final de cada sección una vez terminada la lluvia. Estos valores se obtuvieron al multiplicar el gasto sólido q_{BT} por 3600 seg, que es el tiempo que dura la lluvia. En la misma tabla, la última columna indica el material sólido retenido en cada tramo y se obtiene al restar el volumen sólido que entra en la sección menos el volumen sólido arrastrado al final. Si esta operación da un valor negativo, indica que no se retiene material y por consiguiente todo el que llega es arrastrado hasta el final del tramo. Por ej. en el primer tramo llegan $10,000 \text{ m}^3$ de material sólido que aporta la ladera y salen 51.622 m^3 , de tal forma que el material retenido es igual a $9,948.378 \text{ m}^3$.

Algunas consideraciones que se hicieron en las dos primeras secciones de la barranca fueron: en la primera sección disminuye la rugosidad a $n = 0.03$ debido a la acumulación de ceniza, la cual tapa en gran parte la vegetación, y el aumento de la pendiente natural a 0.65. En la segunda sección por los mismos motivos se tiene que $n = 0.04$ y $S = 0.64$. En las secciones siguientes, se considera que no tendrá efecto importante el arrastre de la ceniza, por lo que conservan sus características originales de rugosidad y pendiente.

TABLA No. 5.1. RESULTADOS DEL MATERIAL SÓLIDO ARRASTRADO EN EL CAUCE, ASÍ COMO DEL RETENIDO

ELEV. msnm	LONG. (m)	S	q_l (m ³ /s)	R	Y_n (m)	V (m/s)	q_{BR} (m ³ /s)	Vol. sol. (m ³)	Vol. sol. Ret. (m ³)
3900	316	0.6500	10.2	0.0921	0.0930	5.4820	0.01434	51.622	9948.378
3800	335	0.6400	10.4	0.1112	0.1123	4.6235	0.01322	47.596	4.0265
3700	189	0.6250	10.6	0.1549	0.1589	3.3352	0.01092	39.301	8.295
3600	316	0.3333	10.8	0.1880	0.1939	2.7852	0.00396	14.249	25.052
3500	354	0.2941	11.0	0.1970	0.2035	2.7031	0.00332	11.950	2.299
3400	383	0.2702	11.2	0.1882	0.1941	2.8849	0.00311	11.193	0.7569
3300	354	0.2941	11.4	0.2248	0.2332	2.4445	0.00331	11.909	0
3200	297	0.3570	11.6	0.2345	0.2437	2.3720	0.00447	16.093	0
3100	510	0.2000	11.8	0.2293	0.2380	2.4787	0.00197	7.075	4.1187
3000	569	0.1786	12.0	0.2496	0.2600	2.3078	0.00163	5.879	1.1958
2900	510	0.2000	12.2	0.2552	0.2661	2.2926	0.00197	7.108	0
2800	658	0.1538	12.4	0.2598	0.2710	2.2874	0.00136	4.901	0.9779
2700	687	0.1471	12.6	0.2817	0.2949	2.1363	0.00125	4.514	0.3865
2600	707	0.1428	12.8	0.3120	0.3242	1.9501	0.00116	4.193	0.3210
2500	906	0.1111	13.0	0.3210	0.3342	1.9221	0.00081	2.918	1.2754
2400	1254	0.0800	13.2	0.3433	0.3630	1.8182	0.00049	1.765	1.1529

6. ANALISIS DE RESULTADOS

Del análisis del arrastre de ceniza en la ladera se determinó que todo el volumen de ceniza acumulado será arrastrado hacia la barranca, para una lluvia con las características similares a las tomadas en cuenta aquí; esto se debe a la gran pendiente en la ladera.

Una vez hecho el estudio del arrastre de la ceniza en el cauce, se encontró que la mayor parte de ella quedará retenida en la primera sección del cauce (a una elevación entre los 4,000 y 3,900 msnm), como se puede ver en la tabla anterior. El volumen retenido en ese tramo será de 9,948 m³, que es prácticamente el que se arrastró en la ladera y que se calculó previamente como 10,000 m³. Después, este material se irá depositando paulatinamente aguas abajo, hasta llegar a la población únicamente un volumen de ceniza de 1.765 m³, que para cuestiones prácticas se considera despreciable.

7. CONCLUSIONES

Como conclusión del estudio se puede decir que:

- * El volumen de ceniza que se ha acumulado en las laderas del volcán Popocatepetl a causa de la actividad posterior al 21 de diciembre de 1994, al ser arrastrado en forma de lodo por la acción de la lluvia, no causará problema a la población de San Pedro Benito Juárez, debido a la abundante vegetación que se encuentra a lo largo de la barranca "El Aguardientero", que servirá para retener la mayor cantidad de ceniza.

- * Se estudió únicamente la barranca " El Aguardientero", por que representa las condiciones más desfavorables para el arrastre de lodo, debido a que:
 - Es la que tiene mayor volumen de ceniza de aportación
 - Es la que pasa por el poblado más cercano al volcán en la parte sur-oriente.
- * Como las demás barrancas son de características similares a la de "El Aguardientero" y pasan por poblados más alejados que San Pedro Benito Juárez, se puede establecer que tampoco tendrán problemas de posibles flujos de lodo.
- * Las casas que han invadido el cauce de las barrancas tendrán problemas de inundación, no por la ceniza, sino por las corrientes naturales de agua que han ocurrido en ellas durante muchos años.

Como observación del presente trabajo, se menciona que debido a la poca cantidad de ceniza caída en esta zona del volcán, no fue suficiente como para formar un flujo de lodo; sin embargo, se debe considerar que si el fenómeno se prolonga durante algunos años o si llegara a ocurrir la caída de ceniza en cantidades considerables del orden de 5 o más cm durante un lapso de tiempo corto, entonces seguramente sí daría lugar a la formación de un lahar o flujo de lodo que pudiera dañar a algunas poblaciones ubicadas en algunos de los cauces naturales. Por tanto, es recomendable seguir observando y midiendo el fenómeno a fin de poder efectuar un cálculo similar al presente para cualquier trayectoria particular en la periferia del edificio volcánico.

8. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Martín Jiménez y Adolfo Contreras del área de Riesgos Hidrometeorológicos del CENAPRED, su valioso apoyo en el trabajo de campo; así como también a los Sres. Marcos Galicia, Lauro Ponce y Francisco Galicia, de Protección Civil de Amecameca, Méx., por el muestreo efectuado en el costado oriental del cráter, sobre el volcán Popocatepetl. De la misma manera, agradecemos los comentarios y revisión efectuadas por los Doctores Roberto Meli, Mario Ordaz, Jesús Gracia y Servando De la Cruz-R.

- * Se estudió únicamente la barranca " El Aguardintero", por que representa las condiciones más desfavorables para el arrastre de lodo, debido a que:
 - Es la que tiene mayor volumen de ceniza de aportación
 - Es la que pasa por el poblado más cercano al volcán en la parte sur-oriente.
- * Como las demás barrancas son de características similares a la de "El Aguardintero" y pasan por poblados más alejados que San Pedro Benito Juárez, se puede establecer que tampoco tendrán problemas de posibles flujos de lodo.
- * Las casas que han invadido el cauce de las barrancas tendrán problemas de inundación, no por la ceniza, sino por las corrientes naturales de agua que han ocurrido en ellas durante muchos años.

Como observación del presente trabajo, se menciona que debido a la poca cantidad de ceniza caída en esta zona del volcán, no fue suficiente como para formar un flujo de lodo; sin embargo, se debe considerar que si el fenómeno se prolonga durante algunos años o si llegara a ocurrir la caída de ceniza en cantidades considerables del orden de 5 o más cm durante un lapso de tiempo corto, entonces seguramente sí daría lugar a la formación de un lahar o flujo de lodo que pudiera dañar a algunas poblaciones ubicadas en algunos de los cauces naturales. Por tanto, es recomendable seguir observando y midiendo el fenómeno a fin de poder efectuar un cálculo similar al presente para cualquier trayectoria particular en la periferia del edificio volcánico.

8. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Martín Jiménez y Adolfo Contreras del área de Riesgos Hidrometeorológicos del CENAPRED, su valioso apoyo en el trabajo de campo; así como también a los Sres. Marcos Galicia, Lauro Ponce y Francisco Galicia, de Protección Civil de Amecameca, Méx., por el muestreo efectuado en el costado oriental del cráter, sobre el volcán Popocatepetl. De la misma manera, agradecemos los comentarios y revisión efectuadas por los Doctores Roberto Meli, Mario Ordaz, Jesús Gracia y Servando De la Cruz-R.

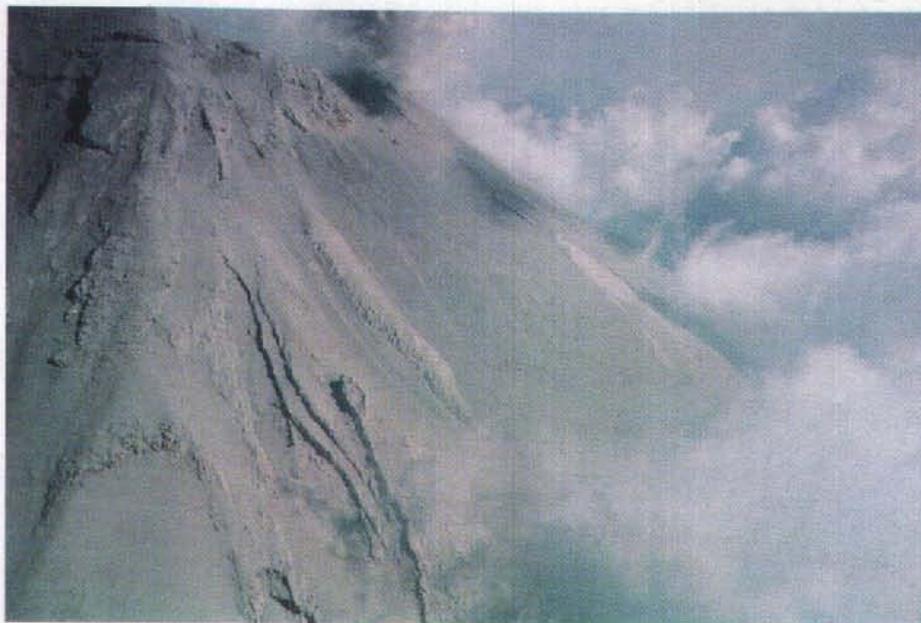
9. APÉNDICE FOTOGRÁFICO



Fotografía 1. Vista del volcán Popocatépetl en la parte poniente



Fotografía 2. Vista del volcán Popocatépetl en la parte sur



Fotografía 3. Vista del volcán en la parte sur-oriente.



Fotografía 4. Vista del volcán en la parte noroeste.



Fotografía 5. Vista aérea de las capas de ceniza en la entrada a las barrancas en la parte sur-oriental del volcán Popocatepetl.



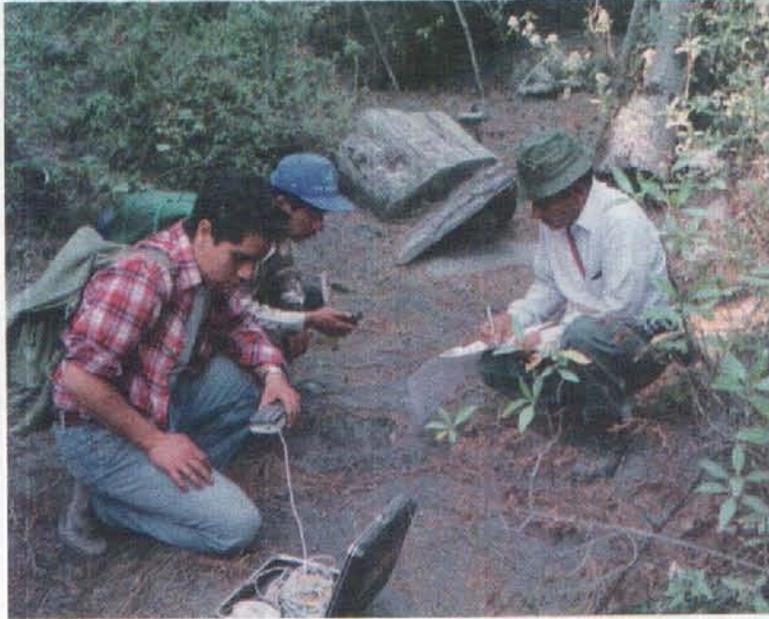
Fotografía 6. Vista panorámica del volcán en la parte oriental.



Fotografía 7. Barranca "El Aguardintero", elevación de 3,200 msnm.



Fotografía 8. Barranca "El Aguardintero", elevación de 2,900 msnm.



Fotografía 9. Personal del CENAPRED tomando mediciones



Fotografía 10. Medición de la capa de ceniza nueva en la barranca "El Aguardintero" a una elevación de 3,200 msnm

10. REFERENCIAS

1. Gracia, J., 1994. "La erosión y el transporte de suelos arenosos, causados por flujos superficiales con tirantes pequeños (overland flow)", Estudio Teórico-Experimental, CENAPRED, Area de Riesgos Hidrometeorológicos, Informe RH/02/94, México.
2. Maza, J. A., 1990. "Introduction to river engineering", Università Italiana per Stranieri, Advanced Course on Water Resources Management, Perugia, Italia, June 1990.
3. García, F., 1995. "Cálculo del régimen transitorio en laderas con transporte de sedimento", Tesis de Maestría en Ingeniería Hidráulica, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., México.
4. Sotelo, G., 1989. "Apuntes de Hidráulica II", Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., México.
5. Gracia, J., 1981. "Modelo matemático para simular el funcionamiento hidráulico de cauces con arrastre de sedimento", Tesis de Maestría en Ingeniería Hidráulica, D.E.P.F.I., U.N.A.M., México.
6. Del Pozzo, A. L., Espinasa-Pereña, R., Armienta, M. A., Aguayo, A., Reyes, M., Sánchez, G., Cruz, O., Cenicerros, N., Lugo, J., González, V., Butrón, M. A., y Villareal, M., 1995. "La Emisión de Cenizas y Variaciones Geoquímicas Durante Diciembre-Marzo en el Volcán Popocatepetl", en *Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*, Centro Nacional de Prevención de Desastres y UNAM, pp. 285-294.



CAPITULO IV

ASPECTOS GEOFISICOS

*SISMICIDAD DEL VOLCAN POPOCATEPETL
A PARTIR DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994 AL 30 DE
MARZO DE 1995*

*CARACTERISTICAS ESPECTRALES DE TEMBLORES
TIPO-A, TIPO-B Y TREMORES ASOCIADOS A LA
ERUPCION DEL VOLCAN POPOCATEPETL, MEXICO, EN
DICIEMBRE DE 1994.*

*LA RED GEODESICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL
PARA EL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA*

SISMICIDAD DEL VOLCAN POPOCATEPETL a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 marzo de 1995



C. Valdés¹, G. González^{1,2}, A. Arciniega¹, M. Guzmán¹, E. Nava³,
C. Gutiérrez⁴ y M. Santoyo⁴

RESUMEN

En este trabajo se presenta la sismicidad asociada durante la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl, durante el periodo del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. En este lapso se logró clasificar cuatro tipos de eventos: Tipo "A", Tipo "B", Tipo "AB" y Tremor. Aproximadamente 22 horas después de la crisis explosiva del día 21 de diciembre se presentó un tremor volcánico registrado claramente por las estaciones PPX y PPM. Se midió la amplitud promedio del tremor cada 10 minutos en la estación PPM. También se graficó la amplitud al cuadrado para tener la variación de la energía. El análisis de esta señal se realizó en cuatro etapas, de acuerdo a la actividad preponderante. En la primera se liberó el 72 % de la energía total. Este período coincidió con la etapa de mayor actividad sísmica de tipo A. En segunda se registró sólo el 13 % de la energía total. La energía acumulada en la tercera etapa fue del 10 %. La última comienza el día 60 y su terminación esta limitada por la duración del presente análisis. La amplitud promedio es de 5 a 14 mm que es mucho mayor que en las etapas anteriores. A pesar de estas amplitudes, la energía acumulada durante esta etapa es de 5 %. La variación del tremor en las cuatro etapas se interpreta de la siguiente manera

Inicialmente el conducto entre la cámara y el cráter debió de ser fracturado y rugoso, por lo que no tenía un buen sellamiento entre sus paredes. Esto permitía que el gas y cenizas salieran en forma continua, generando un tremor de poca amplitud. En una segunda fase el conducto fue erosionado, quedando sus paredes pulidas produciendo un buen sellamiento. Esto explica que el tremor se vuelva esporádico en tiempo, debido a la necesidad de acumular mayor presión para separar las paredes del conducto. Esto además explica que la duración en tiempo sea menor y la amplitud sea mayor, ya que el gas y la ceniza son expulsados con mayor presión y mayor velocidad hasta que las paredes se sellan de nuevo. Un sistema de este tipo sugiere que la presión en la cámara magmática se mantiene constante y que lo único que ha cambiado es la estructura del conducto.

Un total de 55 sismos fueron localizados usando sismogramas digitales. La distribución espacial de la sismicidad sugiere la presencia de una cámara magmática con un techo a los -0.5 km y con un conducto que la une con el cráter. Las localizaciones vistas en corte con orientación Oeste-Este mostró que la mayoría de los sismos se encuentran localizados en un volumen de 3.5 km de diámetro con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro que conecta el volumen con el cráter.

¹ Instituto de Geofísica, UNAM.

² Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.

³ Instituto de Ingeniería, UNAM.

⁴ CENAPRED.

1. INTRODUCCION

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los desastres naturales más espectaculares y también entre los más temidos. Otras formas de violencia natural tales como las inundaciones, los huracanes, los incendios, las tormentas y los sismos, han sido responsables de grandes pérdidas económicas y de vidas humanas, pero los volcanes se encuentran entre los más preocupantes debido a los efectos cataclísmicos y a varias erupciones muy notables ocurridas en el curso de la historia. Aún así, mucha gente piensa que las erupciones volcánicas son fenómenos que ocurren sólo en lugares distantes y remotos. Esta forma de pensar puede ser muy peligrosa para aquellas personas que viven en regiones volcánicas de poca o ninguna actividad.

Cada año, entran en actividad entre 50 y 65 volcanes (Simkin et al., 1984), pero solo unos cuantos son responsables por daños y pérdidas de vidas humanas. Durante cada siglo, ocurren algunas erupciones que tienen proporciones desastrosas. Aún así, tal efecto en la sociedad no es necesariamente proporcional al tamaño o violencia de la erupción, sino más bien a la proximidad de asentamientos humanos al volcán. Por ejemplo, la erupción de Katmai (Novarupta, Alaska) de 1912 fue un cataclismo de gran magnitud, pero sin pérdidas humanas debido a su localización remota, mientras que erupciones volcánicas más pequeñas pero cercanas a poblaciones, tales como la del Pelée en 1902 y la del Ruiz en 1985 causando la pérdida de miles de vidas humanas.

A medida que se ha progresado en el entendimiento de las erupciones volcánicas también se han mejorado las técnicas de monitoreo volcánico. El uso de estaciones sísmicas que transmiten su información en forma continua desde un volcán a un centro de monitoreo, ha sido uno de los pasos más importantes en la vigilancia volcánica. La sismicidad que precede y acompaña las erupciones puede ser muy específica para cada volcán. Es indispensable para conocer e interpretar el comportamiento de un volcán el tener acceso a la información en forma inmediata.

En particular, hay que saber que en nuestro país se encuentra en una zona altamente sísmica y también volcánica. Un ejemplo real de este riesgo volcánico lo representa el volcán Popocatepetl. Este estratovolcán se localiza en las coordenadas 19° 03' N; 98° 35' W, con una altura de 5420 msnm (Figura 1). Es un gran cono truncado, que define un cráter externo elíptico, cuyos ejes son 450 y 650 m respectivamente. Además cuenta con un cráter interno que produce emisiones fumarólicas, en cuyo interior se encuentra un lago (Carrasca-Núñez et al., 1986).

Este volcán ha presentado una actividad continua en el pasado y en el presente, con erupciones recientes en 1519, 1539, 1664, 1697, 1720, 1802 y 1919-27-38 (Carrasca-Núñez et al., 1986); inclusive, en 1663 y 1665 se reportó caída de ceniza en la ciudad de Puebla por varios días (Soler et al., 1989). Recientemente, se ha reportado actividad fumarólica y sísmica (Valdés González y González Pomposo, 1994). Además, últimamente el volcán generó una serie de explosiones acompañadas de emisiones de ceniza alrededor de la 1:30 (hora local) a partir del día 21 de diciembre de 1994.

Por lo tanto, este volcán representa una de las zonas de mayor riesgo volcánico del país, debido a los numerosos asentamientos humanos e industriales que se encuentran en sus alrededores. Tres estados colindan con este volcán: México, Morelos y Puebla, (Figura 1). El Distrito Federal se localiza a una distancia media de 50 Km al igual que la Ciudad de Puebla y Cuautla, Mor. a 41 Km. Por lo tanto, una erupción proveniente del volcán Popocatepetl puede afectar, potencialmente, a unos 20 millones de personas, las que representan una cuarta parte de la población total del país, y provocar un fuerte impacto económico.

Para predecir erupciones volcánicas, se han utilizado la cuantificación de los diferentes eventos sismo-volcánicos y sus cambios temporales tanto en su número como en la energía total liberada (Simouzuru, D. 1971; Tokarev, P. 1978; Malone, D. 1982, Power et al., 1994, Lahr et al., 1994 y Chouet et al., 1994). El objetivo de este trabajo consiste en clasificar y cuantificar los eventos sísmicos asociados al volcán Popocatepetl a partir de la crisis provocada por su reactivación el 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995 (100 días), con el fin de determinar las diferentes variaciones de la actividad sísmica del volcán y para tratar de entender cuál fue el proceso que generó esta crisis y sus implicaciones al futuro.

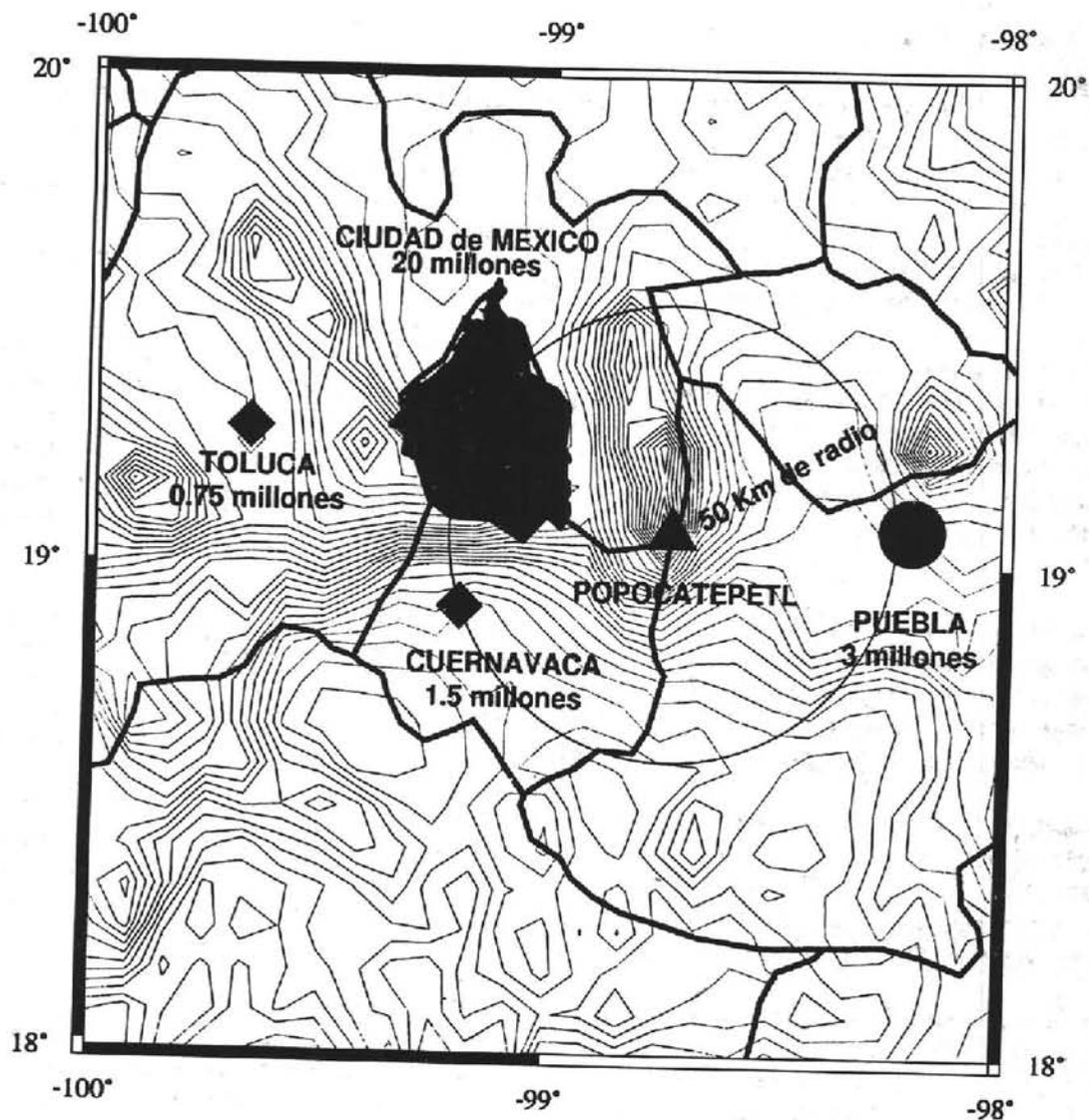


Figura 1. Localización del Volcán Popocatépetl con respecto a las ciudades cercanas.

2. ANALISIS DE DATOS SISMICOS

Con la instalación de 4 estaciones telemétricas PPC (Colibrí, Pue.), PPB (Bonzai, Pue.), LMVM (Loma del muerto, Méx) y SNPP (San Nicolas de los Ranchos, Pue.). Además de la integración de las estaciones PPM (Tlamanca, Méx.), que operaba desde septiembre de 1989, por parte del Instituto de Geofísica de la UNAM, PPA (Alzomoni, Méx.) instalada previamente por el Instituto de Ingeniería de la UNAM y PPX (Chipiquixtle, Méx), establecida por el CENAPRED a partir de octubre de 1994. Con estas 7 estaciones se conformo la Red Sísmica de Volcán Popocatépetl. El propósito de esta red fue el monitoreo continuo de la actividad sísmica asociada al volcán. Con el análisis de los registros en este periodo se logró clasificar cuatro tipos de eventos: Tipo "A", Tipo "B", Tipo "AB" y Tremor cuyas características son las siguientes:

Tipo "A": Estos eventos son similares a los tectónicos, con frecuencias típicas de 5 Hz y las fases de las ondas P y S son claramente definidas con tiempos de fase S-P de 1.5 a 3.0 seg.; la duración de coda es menor a los 40 seg. Estos eventos representan fallamientos ó fracturamientos de corte, muy similares a los que producen los eventos tectónicos. Los esfuerzos que producen pueden ser de origen regional o localmente generados por el sistema volcánico (Malone, S. D., 1982).

Tipo "B": Los periodos característicos de estos eventos se encuentran en el rango de 0.8 a 1.6 seg. La fase de la onda P es emergente y no es posible identificar la fase de la onda S; la duración de la coda es menor a los 125 seg. Chouet (1985, 1988) ha modelado teóricamente este tipo de eventos y sugiere que son causados por resonancia iniciada por presiones transitorias en un conducto o una fractura saturada con fluido.

Tipo "AB": Estos eventos se caracterizan por tener componentes de altas y bajas frecuencias. Las altas frecuencias incluyen fases impulsivas de las ondas P y S, con un tiempo S-P de 1.5 a 2.0 seg.; la duración de esta componente es de 5.5 seg. aproximadamente y las amplitudes de las ondas P y S son más pequeñas que las de los eventos Tipo "A". Los periodos característicos de la componente de baja frecuencia son de 0.8 a 1.1 seg. y la duración de coda de todo el evento es menor a los 150 seg. El mecanismo que genera estos eventos puede ser una mezcla de los que generan los tipos A y B.

Tremor: Este tipo de señal sísmica se debe a una oscilación o vibración continúa de elementos del aparato volcánico. El tremor es comunmente asociado a los eventos de período largo o tipo B, ya que los espectros de frecuencia de ambas señales son consistentes (Chouet, 1992). El origen del tremor es todavía debatible y entre las explicaciones más comunes son por ejemplo el que sugiere un conducto o fractura saturado con fluido a alta presión (Chouet, 1986).

3. TREMOR

Aproximadamente 22 horas después de la crisis explosiva se presentó un tremor volcánico registrado claramente por las estaciones PPX y PPM. Se midió la amplitud promedio del tremor cada 10 minutos en la estación PPM. También se graficó la amplitud al cuadrado para tener la variación de la energía.

La variación del tremor en los cien días subsecuentes al 21 de diciembre de 1994 puede dividirse en varias etapas:

- i) La primera etapa (Figura 2), dura del día 2 al 5, se caracteriza por un tremor continuo con amplitudes entre 2 y 13 mm. En esta etapa se libera el 72 % de la energía de los 100 días analizados. Este período coincide con la etapa de mayor actividad sísmica de tipo A.
- ii) La segunda etapa (Figura 2), que va del día 5 al día 25, presenta una actividad menor, sólo el 13 % de la energía total, pero aún con temores de duraciones mayores de 10 minutos y amplitudes entre 1.5 y 8 mm. Hacia el final de esta etapa, después del día 20, hay un incremento en la amplitud del tremor. En esta etapa la energía acumulada se incrementa a un ritmo de 0.65 % por día, mucho más estable que el 16% por día de la primera etapa.
- iii) La tercera etapa (Figura 2), del día 25 al 60, consiste en un tremor con menor duración que en la segunda etapa, pero en promedio con amplitudes mayores. En esta etapa observamos cuatro ciclos en los que el tremor inicia con amplitudes de entre 1 y 2 mm, llega a una amplitud máxima de entre 5 y 8 mm y regresa a los valores antes mencionados. Estos ciclos tienen duraciones de 9, 7, 8 y 11 días y se inician los días 25, 34, 41, 49 y 60, respectivamente. La energía acumulada en esta etapa es de 10 % y se incrementa a razón de 0.28 % por día.

iv) La cuarta etapa (Figura 2), comienza el día 60 y su terminación esta limitada por la duración del presente análisis. El tremor es más esporádico en tiempo y difícilmente dura más de 10 minutos, pero su amplitud en promedio de 5 a 14 mm, es mucho mayor que en las etapas anteriores. A pesar de estas amplitudes, la energía acumulada durante esta etapa es de 5 % y su incremento diario es de 0.125 %. Se puede clasificar a esta etapa como la de tremor bandedo. Es difícil identificar ciclos durante este período.

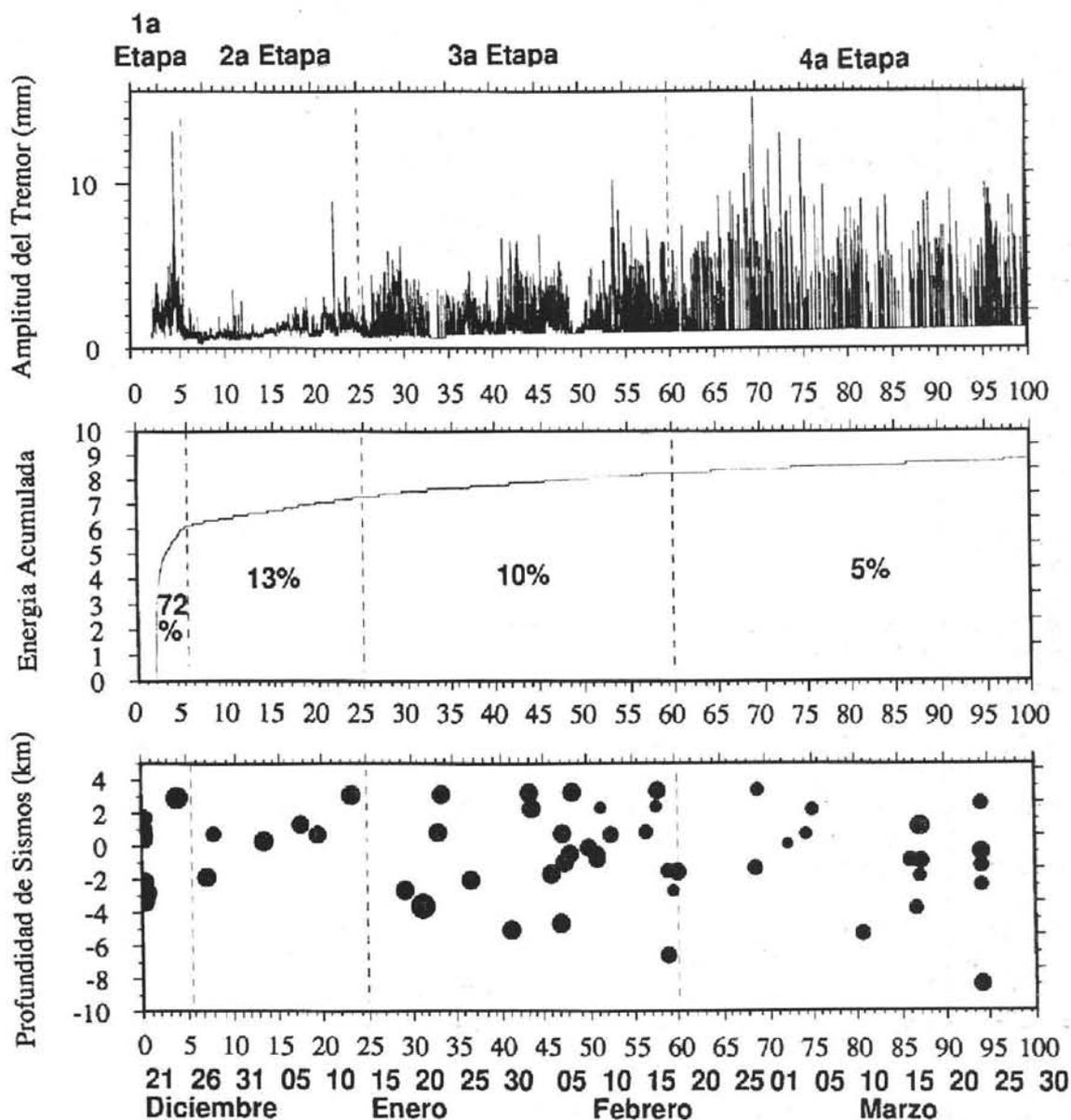


Figura 2. **Panel superior.** Amplitud del tremor en los 100 días analizados. El comportamiento se clasificó en cuatro etapas indicadas con líneas verticales discontinuas. **Panel medio.** Energía acumulada durante el periodo de estudio. Los números representan el porcentaje de energía liberado durante esa etapa. **Panel inferior.** Profundidad de los sismos localizados durante el estudio.

4. SISMICIDAD

A partir de la crisis del 21 de diciembre, se inicia la localización de eventos que tenían primeros arribos claros en al menos tres de las estaciones instaladas en el volcán. La localización de estos eventos se efectuó usando el programa *HYPOCENTER* de Lienert et al. (1986). Este programa, aunque basado en *HYPO71* (Lee and Lahr, 1975) presenta mejores soluciones al permitir que la profundidad se comporte como una variable durante todo el proceso iterativo. Además, *HYPOCENTER* utiliza procedimientos estadísticos de regresión tales como centrado y escalamiento, para mejorar la matriz de condición, la cual relaciona los cambios en los tiempos de arribo a variaciones en la localización hipocentral.

El programa *HYPOCENTER* utiliza un modelo de velocidades de capas planas. Aunque es difícil pensar que un modelo de este tipo sea realista para un edificio volcánico, hay que tomar en cuenta que esta estructura se ha ido construyendo sobre capas y más capas basálticas. Un modelo de este tipo esencialmente se comportará como una sola capa, ya que los rayos sísmicos con longitudes de onda de 0.35-3 km no serán afectados por capas de espesores menores que estas dimensiones. El modelo usado (Mikumo, comunicación personal) para las localizaciones consiste en una capa de 3.5 km de espesor a partir de la cima del volcán y con una velocidad de 3.5 km/s. La segunda capa tiene un espesor de 4.5 km y una velocidad de 5.5 km/s. La última capa que consiste en un semiespacio tiene una velocidad de 6.5 km/s. Las velocidades fueron determinadas usando la relación $v = 1.76$. Modelos similares han sido utilizados para localizar sismos en volcanes activos como es el caso del Redoubt (Lahr et al., 1994).

Un total de 56 sismos fueron localizados (Figura 3) usando sismogramas digitales para leer sus fases con una precisión de hasta 0.01 s. No en todos los casos los arribos fueron tan claros para permitir estas precisiones. Los errores promedio en la dirección horizontal y en la profundidad en las localizaciones de estos eventos no exceden 1 km y con una desviación estándar (σ) de 0.14 km. Para hacer una prueba de la exactitud en las localizaciones, se utilizó el modelo de capas del volcán Redoubt (Lahr et al., 1994). Este modelo generó hipocentros, con errores horizontales y verticales mayores, y distribuidos en una forma más aleatoria que la encontrada con el modelo del presente estudio.

Las magnitudes de los sismos estudiados, fueron calculadas usando la fórmula $M_c = -0.09 + 1.85 \log(\tau) + 0.0004 \Delta$, en donde τ es la duración de la señal en segundos y Δ la distancia epicentral en kilómetros. Las magnitudes calculadas se encuentran entre 1.4 y 3.4 grados, con la magnitud promedio de 2.36 y una σ de 0.33.

Las localizaciones vistas en corte con orientación Oeste-Este (Figura 4) muestra que la mayoría de los sismos se encuentran localizados en un volumen de 3.5 km de diámetro con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro y que conecta al volumen con el cráter. Los hipocentros de los eventos que definen este volumen son los que presentan errores menores en su localización, con excepción de tres sismos superficiales. Este volumen crudamente sugiere una cámara magmática con un techo a la cota del nivel del mar y un conducto angosto que la comunica con el cráter. Se proyectaron también los hipocentros en un corte orientado Norte-Sur y se observó que los sismos definen un volumen y un conducto similar al anterior.

Analizando las profundidades de estos eventos en función del tiempo (Figura 2) podemos observar una relación con las cuatro etapas del tremor. En la primera etapa, los eventos se distribuyeron desde los 2.5 a los -4 km de profundidad. En la segunda etapa, la profundidad migró de los -2 a los 2.5 km. En la tercera etapa, la distribución parece relacionarse con los términos de los ciclos del día 34, 49 y 60, alrededor de los cuales la sismicidad ocurre de los 2.5 a los -4 km. Es en este período donde observamos la mayor actividad sísmica y los sismos de mayor magnitud. La cuarta etapa se caracteriza por una ausencia de sismicidad y una concentración de eventos que coincide con un período de baja amplitud en el tremor.

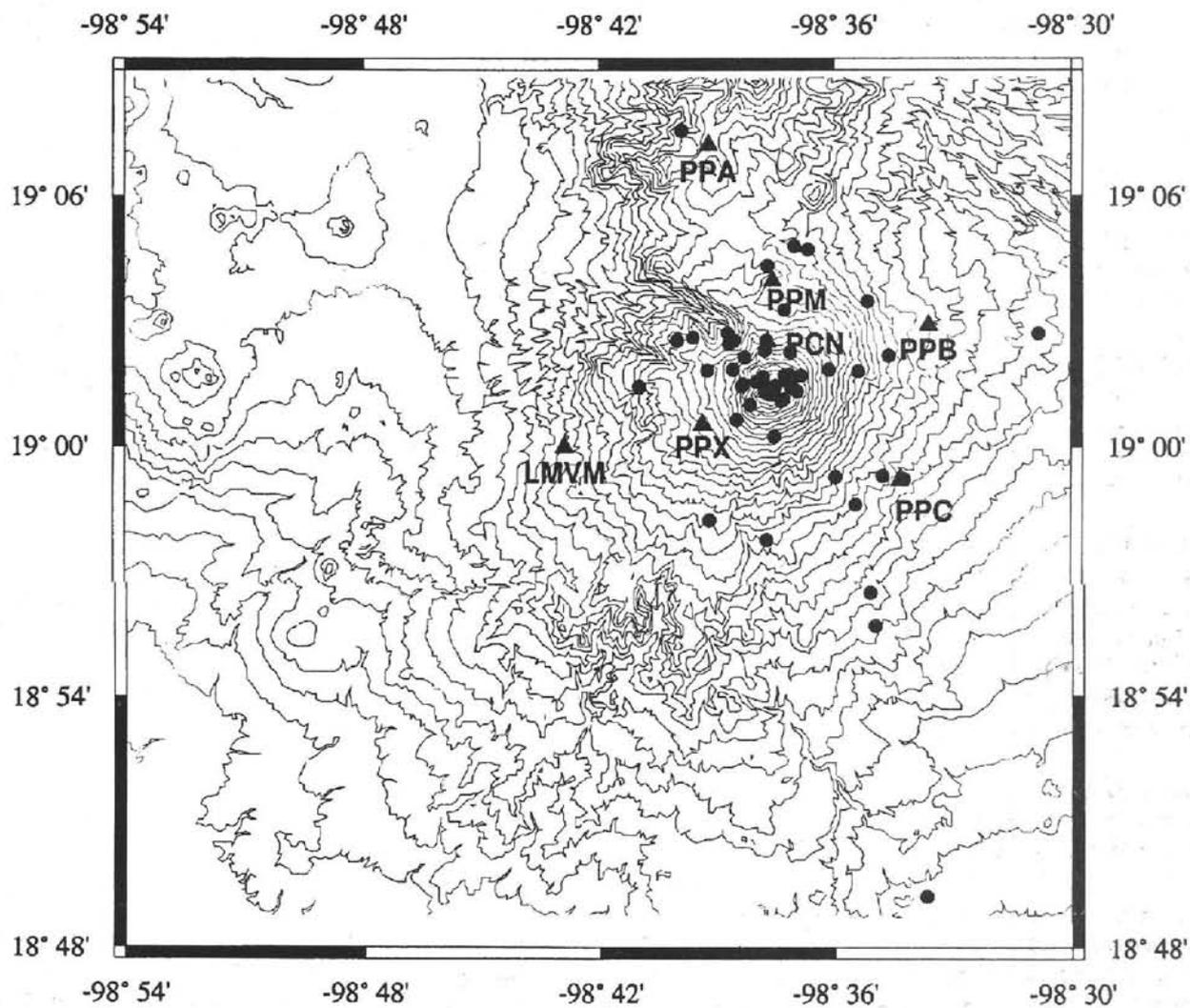


Figura 3. Epicentros (círculos) de 56 sismos localizados durante los primeros 100 días a partir de la erupción del 21 de diciembre de 1994. Las estaciones se indican con triángulos sólidos. Las curvas representan la topografía del volcán.

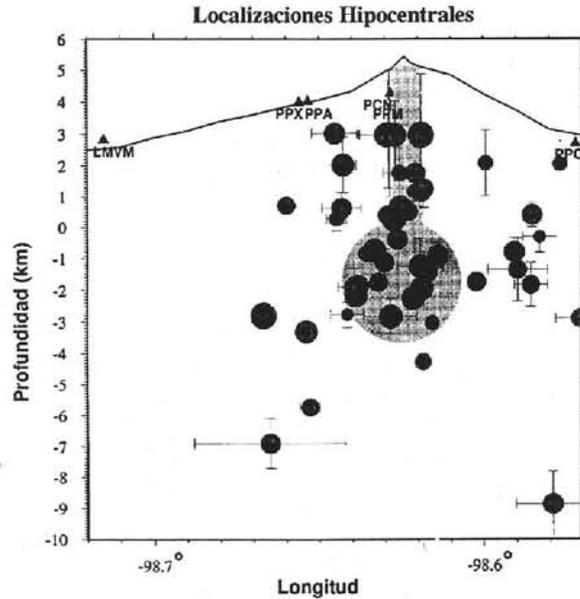


Figura 4. Sección Oeste-Este con la localizaciones hipocentrales (círculos oscuros). Las barras verticales y horizontales corresponden a los errores de localización. Las localizaciones sugieren una cámara magmática de 3 km de diámetro y un conducto de 4 km de largo. Las estaciones están representadas con triángulos.

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Con base en el análisis del comportamiento del tremor en función del tiempo y a las localizaciones hipocentrales, sugerimos la posible presencia de una cámara magmática con un techo a los -0.5 km y con un conducto que la une con el cráter. La poca variación de la energía acumulada por el tremor después del día cinco, sugiere un sistema constante.

La variación del tremor en las cuatro etapas podría ser explicada de la siguiente manera. En un principio el conducto entre la cámara y el cráter debió de ser un conducto fracturado y rugoso, el cual no permitía un buen sellamiento entre sus paredes. Esto permitía que el gas y cenizas salieran en forma continua, pero generando un tremor de poca amplitud. Con el paso del tiempo este conducto fue erosionado, quedando sus paredes pulidas las cuales al bajar la presión y cerrarse, lo hacen con un buen sellamiento. Esto explica que el tremor se vuelva esporádico en tiempo, pues es necesario acumular mayor presión para separar las paredes del conducto. Esto también explica que la duración en tiempo sea menor y que la amplitud sea mayor, ya que el gas y la ceniza son expulsados a mayor presión y más rápidamente hasta que las paredes se sellan de nuevo. Un sistema de este tipo sugiere que de alguna forma la presión en la cámara magmática se mantiene constante y que lo único que ha cambiado es la estructura del conducto. No implicando algún cambio crítico dentro de la cámara magmática.

Con los datos presentados en este estudio se puede establecer que el conocimiento del comportamiento de la sismicidad es importante previo a una fase crítica del volcán Popocatepetl. Destacando la necesidad de mantener un monitoreo continuo de la actividad sísmica del volcán, para entender si su comportamiento es estable o si representa el preámbulo de un comportamiento de tipo eruptivo. Además, es importante mantener operando continuamente las estaciones sísmológicas.

6. BIBLIOGRAFIA

Carrasco Núñez, G; Silva Mora, L; Delgado Granados, H y Urrutia Fucugauchi, J. 1986. Geología y Paleomagnetismo del Popocatepetl. Serie de Investigación, Instituto de Geofísica, UNAM, no. 33.

Chouet, B. 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 90, pp 1881-1893.

Chouet, B. 1986. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *J. Geophys. Res.* 91, pp 13967-13992.

Chouet, B. 1988. Resonance of a fluid driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 93, no. B5, pp 4375-4400.

Chouet, B. 1992. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol. 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Chouet, B. A; Page, R. A; Stephens, C. D; Lahr, J. C. and Power, J. A. 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 95-136.

Lahr, J. C; Chouet, B. A; Stephens, C. D; Power, J. A. and Page, R. A. 1994. Earthquake classification, location and error analysis in volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 137-152.

Lee, W. K. H. y J. Lahr., 1975 A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S. G. S. Open file Report, 75-311.

Lienert, B. R. E., E. Berg, and L. N. Frazer, 1986. HYPOCENTER, An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seis. Soc. Am.* 76, 771-783.

Malone, S. D. 1982. Earthquakes: Observation, theory and interpretation. Editors: H. Kanamori, E. Bochi, pp 436-455.

Nakamura, K. 1964. Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano Izu. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 42, pp 649-685.

Power, J. A; Lahr, J. C; Page, R. A; Chouet, B. A; Stephens, C. D; Harlow, D. H; Murray, T. L. and Davies J. N. 1994. Seismic evolution of the 1989-1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 69-94.

Shimozuru, D. 1971. A seismological approach to the prediction of the volcanic eruption in: The surveillance and prediction of volcanic activity UNESCO Earth. Science Monograph 8, Paris, pp 19-45.

Simkin, T. and L. Siebert. 1984. Explosive eruptions in space and time: Duration, intervals and a comparison of the world's active volcanic belts, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards*. Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D. C., pp 110-121.

Soler, A. y Martin Del Pozzo A. L. 1989. Volcanology of Popocatepetl volcano, México. New Mexico Institute of Mining & Technology. Bulletin 131, 249.

Tokarev, P. I. 1978. Prediction and characteristics of the 1975 eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Bull. Volcanol., 41, no.3, pp 251-258.

Valdés González, C. and González-Pomposo, G. J. 1994. Popocatepetl (México). High SO₂ flux on 1 February (1,200±400 metric tons/day), vol. 19, no. 1, pp. 9-10. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution.

CARACTERISTICAS ESPECTRALES DE TEMBLORES TIPO-A, TIPO-B Y TREMORES ASOCIADOS A LA ERUPCION DEL VOLCAN POPOCATEPETL, MEXICO, EN DICIEMBRE DE 1994

J. Lermo¹, J. Cuenca¹, F.J. Chávez-García¹, A. Huidobro¹,
M.L. Bermúdez¹, M. Rodríguez¹, R. Quaas¹, F.J. Sánchez-Sesma¹, E. Nava¹,
H. Mijares¹ y E. Briones¹

ABSTRACT

Between December 1st, 1994, and January 30, 1995, 5 digital, Three-component seismographs were installed to record seismic activity associated with Popocatepetl volcano. We describe the records obtained at PPC before, simultaneous with, and after the crisis of December 21, 1994.

Type-A events: i) observed before and during the crisis, with P-and S-wave phases well defined, S-P \sim 2s, coda duration less than 30 s and dominant frequency between 6 and 10 Hz; ii) observed only during the crisis, with P-and S-wave phases well defined, S-P \sim 1.5 s, coda duration less than 30 s, and dominant frequency between 1.5 and 6 Hz; iii) observed after the crisis, with emergent P-wave phase, S-wave hardly observable, coda duration larger than 30 s, and bimodal dominant frequencies (2 and 6 Hz in the initial part, and 2 to 4 Hz in the final part of the records).

Type-B events with emergent P-wave phases and hardly detectable S-wave phases: i) observed before the crisis, coda duration larger than 30 s and bimodal dominant frequencies (0.5 and 2 to 4 Hz in the initial part and 2 to 4 Hz in the later part of the records); ii) observed after the crisis, coda duration larger than 150 s and dominant frequencies between 1 and 2 Hz; iii) observed before and after the crisis, coda duration less than 30 s and bimodal dominant frequencies of 0.6 and 2 Hz.

Site effect amplification at PPC occurs at frequencies larger than 15 Hz. Therefore, differences in wave shape and dominant frequencies between Type-A and Type-B events may be due to source or path effects. We analyzed the spectra of volcanic tremors and Type-B events before and after the crisis. The results for both types of events show attenuation between 1 and 2 Hz for the records before the crisis, whereas those recorded after the crisis show amplification in the same frequency band. This suggests a similar source for tremor and Type-B events. Dominant frequency of harmonic tremors varies between 9 and 20 Hz, and the spectra show two to three narrow peaks. The second and third peaks in the spectra have generally smaller amplitudes, and occur at frequencies which are two and three times the frequency of occurrence of the first. We have used the relation for the fundamental mode of an organ tube to estimate the length of the magmatic conduits from the dominant frequency of Type-B events and harmonic tremors. We found values of 380, 900 and 1660 m for Type-B events, and between 50 and 110 m for harmonic tremors.

¹Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

RESUMEN

Entre el 1ro. de diciembre de 1994 y el 30 de enero de 1995 se instalaron cinco sismógrafos digitales de tres componentes para registrar la actividad sísmica asociada al volcán Popocatepetl. Se describen los registros obtenidos en PPC antes, durante y después de la crisis del 21 de diciembre de 1994.

Eventos Tipo-A: *i)* observados antes y durante la crisis, con fases de ondas P y S bien definidas, S-P \sim 2 s, duración de coda menor a 30 s y frecuencia dominante entre 6-10 Hz; *ii)* observados sólo durante la crisis, con fases de ondas P y S bien definidas, S-P \sim 1.5 s, duración de coda menor a 30 s y frecuencia dominante entre 1.5-6 Hz; *iii)* observados después de la crisis, con fase de onda P emergente, onda S difícil de observar, duración de coda mayor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales, en la parte inicial de 2 y 6 Hz y en la parte final entre 2-4 Hz.

Eventos Tipo-B con fases de onda P emergente y S difícil de observar: *i)* observados antes de la crisis, duración de coda mayor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales, en la parte inicial 0.5 y 2-4 Hz y en la parte final entre 2-4 Hz; *ii)* observados después de la crisis, duración de coda mayor a 150 s y frecuencias dominantes entre 1-2 Hz; *iii)* observados antes y después de la crisis, duración de coda menor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales de 0.6 y 2 Hz.

El efecto de sitio en la estación PPC es prominente en 18 Hz, por lo que las diferencias de formas de onda y frecuencias dominantes entre los eventos Tipo-A y Tipo-B pueden ser debidas a efectos de trayectoria o fuente. Se analizaron espectralmente tremores volcánicos y eventos Tipo-B antes y después de la crisis. Los registros obtenidos antes de la crisis presentan una deamplificación espectral entre 1-2 Hz, mientras que los registros obtenidos después de ésta presentan una amplificación entre 1-2 Hz. Este efecto sugiere una misma fuente para los tremores y eventos Tipo-B. La frecuencia dominante de los tremores armónicos varía de 9 a 20 Hz y sus espectros están compuestos de dos o tres máximos estrechos. El segundo y tercer pico en los espectros, generalmente de menor amplitud, son el doble y triple de la frecuencia dominante del primero. Basándonos en la relación para el modo fundamental de vibración de un tubo de órgano, hemos estimado longitudes de conductos magmáticos, usando la frecuencia dominante de los eventos Tipo-B y tremores armónicos. Se encontraron valores de 380, 900 y 1660 m para los Tipo-B, y para los tremores armónicos entre 50 y 110 m.

1. INTRODUCCION

El Popocatepetl es un estratovolcán que se ubica a 70 km al sureste de la ciudad de México, entre los límites del Estado de México y Puebla. Su altitud máxima es de 5420 msnm, tiene forma cónica y un diámetro en su base de 25 km. La cima del Popocatepetl es el corte elíptico de un cono que tiene una orientación noreste-suroeste.

La emanación de cenizas de este volcán, como las del 21 de diciembre de 1994, es una muestra más de su actividad continua desde el pasado. Carrasco-Núñez et al., 1986 reportan emanaciones de cenizas en 1519, 1539, 1664, 1697, 1720, 1802 y 1919-1938. El último período de actividad del volcán, fue provocada artificialmente con explosivos realizados en el cráter para extraer azufre del mismo (Dr. Atl, 1939). El inicio de la actividad sísmica en el Popocatepetl no se conoce con certeza, sin embargo a fines de octubre de 1993 se observó un incremento en su actividad sísmica y fumarólica (Rodríguez et al., 1994).

Valdés y González (1994) clasificaron en tres tipos los eventos asociados a la actividad sísmica del Popocatepetl, utilizando los registros analógicos de la componente vertical de la estación telemétrica PPM (Figura 1). Describen al Tipo-A como eventos similares a los tectónicos, con frecuencias típicas de 5 Hz, fases de las ondas P y S claramente definidas y duración de coda menor a los 40 s. Definen como Tipo-B aquellos cuyas frecuencias características se encuentran entre 1.0 y 1.6 Hz, fase de ondas P emergente y la S difícil de identificar, duración de la coda menor a 125 s. Finalmente caracterizan a los Tipo-AB como aquellos que tienen componentes de alta

y baja frecuencia, las altas frecuencias incluyen fases impulsivas de las ondas P y S, seguida de la componente de baja frecuencia que muestra períodos característicos de 0.8 a 1.1 s.

En este trabajo se describe con detalle los eventos Tipo-A, Tipo-B y tremores volcánicos observados en el Popocatepetl durante dos meses: diciembre de 1994 y enero de 1995. Se incluye por tanto la crisis del 21 de diciembre de 1994. El análisis se limita al tiempo de operación de cinco estaciones digitales que se instalaron a partir del 1ro de diciembre de 1994 alrededor del volcán. Para clasificar los eventos se utilizó la estación telemétrica de registro continuo PPX. El análisis toma en cuenta los siguientes parámetros: 1) forma de onda, 2) frecuencia dominante, y 3) relación con la apertura del cráter. Finalmente se han seleccionado 4 eventos típicos Tipo-A y 4 eventos típicos Tipo-B por presentar diferencias en cuanto a sus frecuencias dominantes, que van desde 0.6 Hz hasta los 10 Hz. Se tomó la frecuencia de 5 Hz como límite para dividir los eventos Tipo-B de los eventos Tipo-A.

En cuanto a los tremores volcánicos, estos se clasificaron como tremores armónicos y tremores. Un análisis espectral de los tremores para registros obtenidos antes de la crisis, presentan una deamplificación espectral entre 1-2 Hz, mientras que los registros obtenidos después de la crisis presentan una amplificación entre 1-2 Hz. Un cambio parecido se observa en los eventos Tipo-B.

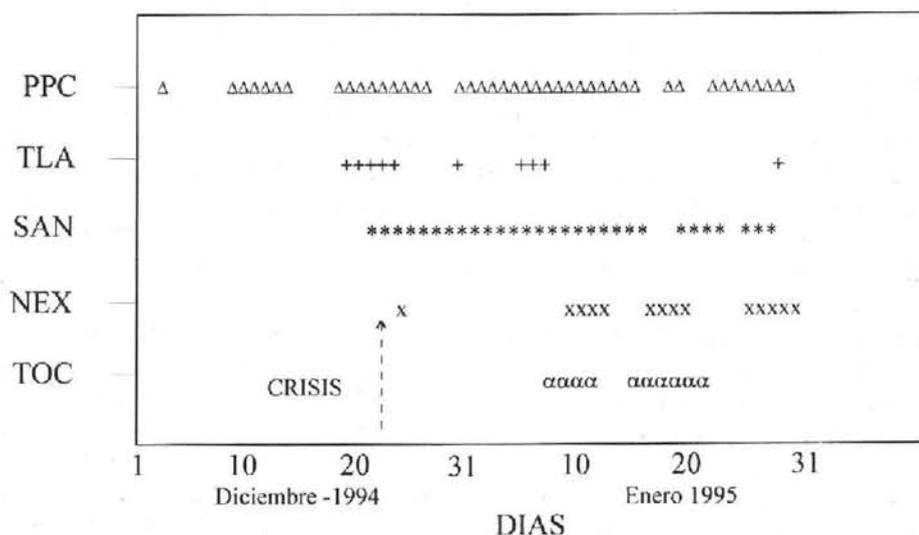
Por último, utilizando la frecuencia dominante de tremores armónicos y de eventos Tipo-B, se obtuvo en base al modelo de resonancia de tubos de órgano, la longitud de los probables conductos magmáticos superficiales.

2. RED SISMICA TEMPORAL

Del 1ro de diciembre de 1994 al 30 de enero de 1995, se instalaron temporalmente cinco sismógrafos digitales alrededor del volcán Popocatepetl. Los sismómetros utilizados fueron Lennartz tres componentes de 1 s de período natural acoplados a registradores digitales PRS-4 EDA Instruments. Este sistema utiliza un algoritmo de disparo y almacena la información en una memoria de estado sólido que tiene capacidad de 2 megabytes. La información se recupera mediante una computadora portátil. El control del tiempo se realiza usando un reloj externo de alta precisión marca Nanometric. La respuesta del sistema es plana para velocidades entre 1 y 30 Hz.

En la figura 1 se muestra la distribución espacial de las estaciones (PPC, TLA, SAN, NEX y TOC). La red inició su operación con dos sismógrafos (PPC y TLA, ver figura 1 y Tabla 1), las otras 3 se instalaron a partir de la crisis a distancias mayores del cráter (NEX, SAN y TOC). La operación de estos sismógrafos digitales no fue continua como se puede observar en la Tabla 1, sin embargo se pudo registrar más de 1000 eventos antes, durante y después de la crisis. En la Figura 1 se han incluido otras tres estaciones sismológicas (IIA, PPM y PPX). Las dos primeras son operadas por el Instituto de Ingeniería y Geofísica de la UNAM desde hace varios años, mientras que la tercera (PPX) operada temporalmente por el Instituto de Ingeniería fue instalada a mediados de octubre de 1994. Las estaciones telemétricas de registro continuo analógico, sirvieron de base para discriminar eventos regionales y hacer una clasificación preliminar de los eventos.

Tabla 1. Operación Temporal de cinco sismógrafos digitales en el Volcán Popocatepetl



3. ACTIVIDAD DEL VOLCAN DURANTE LA OPERACION DE LA RED

Aún cuando se desconoce el nivel de sismicidad del volcán en períodos de inactividad, la figura 2 (tomada de Rodríguez et al., 1994) muestra el momento sísmico liberado diariamente entre el 1 de enero de 1993 y el 30 de agosto de 1994. Se observa un incremento notable a partir de fines de octubre de 1993, que perdura hasta el fin del período analizado. Sin embargo este incremento solamente se refiere a los Tipo-A, porque los sismogramas de la estación IIA (aproximadamente 11 km del cráter) que se utilizó para realizar esta estadística, no muestra a los eventos Tipo-B por su baja ganancia y distancia al cráter. En las Figuras 3a y 3b se muestran los sismogramas de IIA y PPX respectivamente (PPX aproximadamente a 3.5 Km del cráter) para el día de la crisis. Como se observa en la estación PPX se pueden contar unos 20 eventos Tipo-B de corta duración antes de la crisis, sin embargo en IIA solamente se observan con claridad los 5 eventos Tipo-A de la crisis. Lamentablemente la estación PPX fue instalada a mediados de octubre de 1994, mostrando desde su inicio una actividad casi constante de eventos Tipo-B (entre 30 y 60 eventos por día) hasta el día de la crisis, por lo que se desconoce cuando se iniciaron los eventos Tipo-B.

La Figura 4 muestra cinco sismogramas de la estación PPX, con el objeto de observar la evolución temporal de la actividad sísmica antes, durante y después de la crisis; así como, durante el período de monitoreo de la red temporal. En la Figura 4a se observa el registro continuo durante 24 horas de la actividad sísmica unos días antes de la crisis (éste sismograma inició a las 15 horas del día 6 y terminó a las 15 horas del día 7 de diciembre, hora UTC). Las manchas oscuras de corta duración (aproximadamente 40 s) representan a los eventos Tipo-B (aproximadamente unos 35 eventos), solamente hay un evento Tipo-A al cual se le ha encerrado con un círculo. Este comportamiento por día, se observa en todos los registros de PPX desde el inicio de su operación hasta el momento de la crisis: 0, 1 ó 2 eventos Tipo-A, entre 30 y 60 eventos Tipo-B de corta duración y un ruido de fondo constante (tremores). Este hecho se puede corroborar con los registros que se muestran en las Figuras 4b y 4c, 36 horas antes de la crisis. La crisis se observa en la Figura 4c aproximadamente después de las 36 horas mencionadas, ésta se manifiesta a la 1 con 11 minutos y 58 segundos aproximadamente (hora local) del día 21 de diciembre de 1994, se inicia actividad sísmica anómala Tipo-A, con 12 eventos que duran aproximadamente 20 minutos. A continuación se observan 4 eventos tipo explosivo de corta duración (1 minuto) a la 1:31, 1:32, 1:40 y 1:48; seguidos por un segundo tipo de explosión que inicia a la 1:52, caracterizado por una señal de larga duración (5 minutos

aproximadamente) y gran amplitud, que contiene dos eventos del primer tipo de explosión (ver también Figuras 3a, y 3b). Las primeras explosiones pueden estar asociadas con la apertura del conducto, mientras que las dos últimas con la destrucción violenta del tapón de lava y la expulsión de productos volcánicos como fragmentos de roca hasta de 40 cm, cenizas y gases (Martín del Pozzo, comunicación personal).

Continuando con la crisis, en la misma Figura 4c después de la etapa descrita anteriormente, podemos observar que las manchas oscuras que representan a los eventos Tipo-B, muestran un aumento en número y amplitud. También el ruido de fondo presenta un ligero aumento continuo en amplitud, el cual se acentúa aproximadamente 20 horas después de la crisis, como se muestra en la Figura 4d. En esta última Figura los eventos Tipo-B se confunden con el ruido de fondo, dificultando la estadística de éstos eventos. Por tal razón un día después se cambió la ganancia a PPX, lo que permitió contar aproximadamente 60 eventos Tipo-B de corta duración. Para fines de diciembre el ruido de fondo disminuye lentamente por bandas de tiempo, permaneciendo de 5 a 7 horas continuas con un ruido de fondo de menor amplitud. De igual manera los eventos Tipo-B disminuyen aproximadamente a 20 eventos por día. En los primeros días de enero de 1995 este comportamiento del ruido de fondo se presenta en bandas continuas con duración de 1 a 2 horas. Entre estas bandas aparecen eventos Tipo-B con duración mayor (aproximadamente 2 a 3 minutos) a las observadas antes de la crisis. Estos eventos durante los primeros 15 días de enero se confunden con las bandas de ruido de fondo. Los eventos Tipo-B de corta duración para estas fechas ha disminuido aproximadamente a 10 eventos por día, mientras que los Tipo-A se presentan de 2 a 3 eventos por día. Para fines de enero los eventos Tipo-B de larga duración han aumentado al mismo ritmo que ha disminuido el ruido de fondo. La Figura 4e (sismograma de PPX del día 22-23 de enero) muestra este cambio, así como una comparación de estos eventos (ver círculos): el primero es un evento Tipo-B de corta duración, el segundo es un evento Tipo-B de larga duración y el tercero es un evento Tipo-A.

Podemos concluir que en el período de operación de la red temporal se observaron los cambios más significativos en cuanto a la actividad sísmica de esta etapa eruptiva del volcán Popocatepelt. Los cambios en el tiempo, así como la forma de onda y su contenido espectral se tomarán en cuenta en el siguiente capítulo para el análisis de los eventos Tipo-A, Tipo-B y temblores observados. Para este análisis se ha utilizado los registros de la estación PPC (ver Figura 1).

4. EVENTOS TIPO-A

En la parte derecha de la Figura 5 se muestra los registros de las tres componentes (Z, EW y NS) para 4 eventos diferentes registrados en PPC (estación de diagnóstico). En la parte derecha se muestra los espectros de Fourier de velocidad para cada una de las componentes, los cuales fueron suavizados con una ventana de 1/6 de octava de ancho.

El primer evento se ha clasificado como Tipo-A por su frecuencia dominante entre 6 y 10 Hz. Esto se corrobora calculando la amplitud espectral evolutiva para la componente EW de cada una de los 4 eventos seleccionados (ver Figura 6). Los espectros evolutivos se calcularon utilizando filtros gaussianos logarítmicamente espaciados entre 0.4 y 10.65 Hz. El ancho de banda relativo pasante fue de 0.35. Este tipo de eventos se han registrado antes y durante la crisis. Las fases P y S están definidas claramente con tiempos S-P \sim 2 s. La duración de la coda es menor a 30 s. Estos eventos son similares a los temblores tectónicos, y están asociados a procesos de fallamiento profundo bajo el volcán (Malone, 1983).

Los otros 3 eventos de la Figura 5, se clasificaron también como Tipo-A por su contenido espectral. La amplitud espectral máxima se ubican entre 2 y 8 Hz (ver Figura 5 y 6). Los tres eventos presentan diferencias en cuanto a su forma de onda, duración de la coda y aparición en el tiempo. En efecto, el segundo evento (Figura 5b) se registró antes de la crisis. Las fases P y S están definidas claramente con tiempos S-P \sim 1 s. La duración es alrededor de 30 s. Este tipo de eventos se ubican a distancias menores que las anteriores.

El tercer evento (Figura 5c) se seleccionó por su aparición durante la crisis. En otros trabajos están clasificados como explosiones (McNutt, 1986; Sawada, 1994). Sus fases P y S están definidas claramente con tiempos S-P = 1.5 s. La duración es menor a 30 s (ver también Figura 3). Como se mencionó anteriormente, el origen de estos eventos pueden estar asociados a la apertura del conducto principal del volcán (Barboza y Melson, 1990) o a la expulsión de los productos volcánicos (ceniza, gases, etc) durante la crisis (Sawada, 1994). En otros volcanes, estos eventos presentan una fase de onda de aire (onda sonora) de alta frecuencia después de las ondas de cuerpo (McNutt, 1986). Sin embargo para el Popocatepetl no se observó ningún evento de este tipo durante la crisis, tanto en la estación PPC como en TLA (se revisaron un total de 20 eventos para cada una de estas estaciones).

El cuarto evento (Figura 5d) se seleccionó por su aparición después de la crisis. La onda P es emergente y la fase S, difícil de distinguir, presentan frecuencias dominantes alrededor de los 6 Hz, mientras que la coda de mayor duración que las anteriores (> 30 s) su frecuencia dominante es cercana a 2 Hz. (ver Figura 6d). La alta frecuencia al inicio del evento puede estar ligada a fracturamiento de la roca, mientras que la baja frecuencia, puede ser atribuida al fenómeno mismo de la coda y al medio de propagación de las ondas sísmicas (Martinelli, 1990).

Estos dos últimos eventos pueden ser clasificados como Tipo-B; sin embargo, la frecuencia dominante mayor a los 5 Hz (ver Figuras 6c y 6d) al inicio de estos eventos nos han permitido clasificarlos como Tipo-A según Lahr et al.(1994).

5. EVENTOS TIPO-B

De la misma manera que para los eventos Tipo-A, se han seleccionado 4 diferentes eventos Tipo-B tomando en cuenta los tres parámetros ya mencionados. Estos eventos se muestran en la Figura 7 y 8. Los primeros dos eventos son típicos de los registrados antes de la crisis (ver Figura 7a y 7b); sin embargo, muestran entre ellas diferencias en cuanto a la forma de onda (ver parte izquierda de las Figuras 7a y 7b), y contenido espectral (ver Figuras 8a y 8b). El primer evento, seleccionado por su contenido espectral mayor que los demás (entre 0.6 a 5 Hz, ver Figura 8a), presenta un arribo de onda P emergente en sus tres componentes, así como una fase S difícil de distinguir.

El segundo evento tiene frecuencia dominante entre 1.5 y 4 Hz, permaneciendo este ancho de banda durante todo el evento (ver Figuras 7b y 8b). Al inicio tiene mayor amplitudes comparados con la coda. Gresta y Patané (1987) en un estudio en el Monte Etna mencionan que este tipo de eventos tiene envolvente en forma de cigarro de corta duración, asociados a microfracturas ó procesos de emisión de gas dentro de conductos volcánicos nuevos y/o reactivados.

El tercer evento seleccionado se observó después de la crisis (ver Figura 4e). Se diferencia de los anteriores por tener una duración mayor que los eventos descritos anteriormente (180 s en promedio). Presenta un arribo de ondas P emergente. La frecuencia dominante se ubica entre 1 y 2 Hz, la cual también se mantiene durante todo el evento (ver Figuras 7c y 8c)

Por último, el cuarto evento fue seleccionado por su frecuencia dominante concentrada entre 0.5 y 0.7 Hz (ver Figuras 7d y 8d). Este tipo de eventos se presentaron antes y después de la crisis.

Estos eventos son similares a los temblores descritos por Minakami (1974) como Tipo-B o como tipo 2 clasificado por Havskov et al.(1983) para el volcán Chichonal. Estos autores además mencionan que éstos eventos están limitados a profundidades superficiales alrededor del cráter volcánico, y la coda es anormalmente larga en relación con su máxima amplitud. Havskov et al.(1983) proponen un posible mecanismo de su origen como el resultado de las intrusiones magmáticas y la liberación de gases.

6. DISCUSION DE LOS EVENTOS Tipo-A y Tipo-B

Aún cuando los eventos Tipo-A y Tipo-B muestran una variedad de formas y contenido espectral, estudios recientes sugieren que la fuente de estos es muy simple. Por ejemplo Sawada (1994) sugiere para el Volcán Asama que los eventos tipo-B son causados por pequeñas explosiones de gas o impulsivas emisiones de gas, mientras que algunos eventos Tipo-A son probablemente resultado de grandes explosiones de gas durante la apertura del cráter. También Sawada (1994) opina que las diferencias en la forma de onda entre eventos Tipo-B son probablemente debidas a efectos de trayectoria. Con el objeto de discutir este efecto con la distancia, se presenta en la Figura 9 tres registros de tres componentes cada una, de un evento que se produjo después de la crisis. Este sismo fue registrado en tres estaciones diferentes de la red (TLA, PPC y SAN). De acuerdo al orden de arriba, la primera estación que registró el evento es la estación de TLA, seguida de PPC y en último lugar la estación SAN (ver Figura 1). Si observamos la forma de onda de las tres componentes para estas tres estaciones, vemos una gran diferencia sobre todo en la estación SAN (ver Figura 9c), donde la fase de la onda P se ha convertido en emergente, la fase S ahora es difícil de distinguir y la duración de la coda es mayor a las dos anteriores. En cuanto a las frecuencias dominantes podemos observar también un corrimiento de 5 y 20 Hz observados en TLA, con respecto a SAN que presenta sus máximos espectrales en el rango de 1 y 3 Hz para las tres componentes (ver parte derecha de Figuras 9a, 9b y 9c). Siguiendo con las comparaciones, podemos observar que la Figuras 9b y 5b presentan algunas semejanzas en cuanto a la forma de onda y contenido espectral, por lo que este evento (Figura 9b) podría clasificarse como Tipo-A. De la misma forma, si comparamos las Figuras 9c y 7b, vemos que muestran semejanzas, por lo que también se puede clasificar al evento de la Figura 9c como Tipo-B. Por lo tanto, en este ejemplo, vemos la influencia del efecto de trayectoria que sufren estos eventos al pasar de una estación a otra.

Sin embargo, no solamente estas diferencias observadas en la forma de onda y contenido espectral son atribuidos a los efectos de trayectoria, sino también pueden deberse a efectos de fuente. Por ello se ha graficado los registros del evento 09:08:09:12 que se originó después de la crisis del volcán. La Figura 10 presenta estos registros con sus tres componentes (Z, EW y NS) cada una, en tres estaciones de la red temporal (PPC, SAN y TOC), así como sus respectivos espectros de Fourier de velocidad. Este sismo se registró primero en la estación PPC, en seguida en SAN y después en TOC (ésta última estación se encuentra a 16 km del cráter, ver Figura 1). A diferencia del ejemplo anterior vemos que la forma de onda no muestra cambios significativos en las tres componentes de las tres estaciones. Tampoco se observan corrimientos en las frecuencias dominantes, solamente la amplitud decrece en la estación TOC respecto a las otras dos (ver parte derecha de las Figuras 10a, 10b y 10c). Este comportamiento sugiere que el efecto de trayectoria no es significativo en estas frecuencias, lo que implica, que para los eventos Tipo-B el efecto de fuente probablemente sea el único responsable de las diferencias en cuanto a su forma y contenido espectral.

Podemos descartar la influencia del efecto de sitio en estos eventos volcánicos, ya que los sismómetros de las estaciones de la red temporal fueron instalados sobre afloramientos rocosos. Para corroborar lo anterior, se estimó el efecto de sitio en la estación PPC (la cual nos sirvió como estación de diagnóstico). Una forma de evaluar el período dominante de sitio en un determinado lugar es utilizando registros de vibración ambiental, de hecho Lermo y Chávez-García (1993 y 1994) han aplicado una técnica para evaluar este efecto cuando las frecuencias de resonancia del sitio son elevadas. Esta técnica consiste en estimar la función de transferencia local utilizando cocientes espectrales con mediciones en un solo punto. La Figura 11 muestra en línea continua la función de transferencia empírica para la componente EW en la estación PPC, las líneas discontinuas muestran los valores obtenidos para la media más o menos una desviación estándar. En ésta función de transferencia se puede observar que la frecuencia asociada a la máxima amplitud es del orden de 18 Hz. Por lo que el efecto de sitio más importante en esta estación se encuentra alrededor de la frecuencia de 18 Hz.

7. TREMORES VOLCANICOS

Uno de los cambios más sorprendentes después de la crisis fue sin duda el cambio en el ruido sísmico de fondo (ver Figura 4d), llamado comúnmente tremor volcánico (Minakami, 1970). Estos eventos también se han clasificado. Kubotera (1974) describe en detalle las características de cuatro tipos de tremores armónicos para el Volcán Aso. Lermo et al. (1993) describen las características de tremores armónicos y de avalancha para el Volcán de Colima. En este trabajo, se clasificó al ruido sísmico de fondo o tremor volcánico, como tremor; y al evento que tiene características monocromáticas como tremor armónico (ver Figuras 15 y 16).

7.1 Tremores

A continuación se presenta el análisis espectral de los tremores antes y después de la crisis. También, se analiza su probable relación con las frecuencias dominantes de los eventos Tipo-B, dado que Ntepe y Dorel (1990) observaron en el volcán Stromboli que el ruido sísmico de fondo, tiene las mismas frecuencias dominantes que los eventos Tipo B.

Para observar los cambios de amplitud con el tiempo, hemos tomado 12 registros de la componente EW del sismógrafo ubicado en la estación PPC antes de la crisis, y 14 registros después de la crisis. La Figura 12 muestra cada uno de estos registros de velocidad para una ventana de 8 s de tiempo. Estas se graficaron de acuerdo al tiempo de registro. Dado que todos están a una misma escala, se puede observar cambios en amplitud antes de la crisis, así como un aumento de amplitud para los primeros días después de la crisis. De igual forma para los eventos Tipo-B se ha seleccionado 11 eventos antes de la crisis y 14 después de la crisis. La Figura 13 muestra una ventana de 50 s de registros para la componente EW, donde se observa que el aumento en amplitud después de la crisis es también notorio para los eventos Tipo-B.

Para observar cambios en la frecuencia dominante con el tiempo se ha calculado sus espectros de Fourier utilizando los registros de cada uno de los tremores y eventos Tipo-B antes y después de la crisis. La Figura 14 muestra los espectros de Fourier de todos los tremores (parte superior) y de todos los eventos Tipo-B (parte inferior) seleccionados antes y después de la crisis, con el objeto de compararlos. Para los tremores, se observa que los registros obtenidos antes de la crisis presentan una deamplificación espectral entre 1-2 Hz, mientras que los registros obtenidos después de la crisis presentan una amplificación entre 1-2 Hz. Para los Tipo-B, aún cuando los eventos seleccionados antes de la crisis, no muestran la deamplificación para las frecuencias entre 1 y 2 Hz, como se presenta en los tremores, la amplitud en esas frecuencias se mantiene constante. Mientras que para los eventos Tipo-B después de la crisis, siguen el mismo comportamiento que los tremores, esto es, una amplificación alrededor de un orden de magnitud entre 1 y 3 Hz.

Este resultado sugiere que los tremores volcánicos y los eventos Tipo-B pueden estar relacionados a un mismo mecanismo de origen volcánico.

7.2 Tremores armónicos

Las Figuras 15 y 16 muestran los registros de tremores armónicos observados en las 5 estaciones digitales de la red temporal instalada alrededor del Popocatepetl. Se presenta el registro de 10 s para las tres componentes (Z, EW y NS), así como sus respectivos espectros de Fourier para cada una de ellas. Por ejemplo la Figura 15a muestra estos registros y sus espectros para la estación TLA (ver Figura 1). Aún cuando las tres componentes no muestran la misma forma de onda, sus espectros presentan una misma frecuencia dominante (f_0) muy estrecha a los 19 Hz. En esta misma gráfica, también se observa una segunda frecuencia dominante (f'_0) de menor amplitud para las tres componentes a los 38 Hz. Aún más, para las estaciones PPC y TOC se observa una tercera frecuencia dominante

(f''_0) de menor amplitud que las otras dos frecuencias dominantes (ver Figuras 15c y 16a). Esta segunda y tercera frecuencias dominantes se presentan al doble y triple de la primera frecuencia dominante, así tenemos que para las demás estaciones estas frecuencias dominantes y subdominantes se presentan aproximadamente en:

Estación	(f_0)	(f'_0)	(f''_0)
TLA	19	38	
SAN	20	40	
PPC	13	26	39
TOC	12	24	36
NEX	9		

Lermo et al. (1993) también observan espectros similares con frecuencias dominantes y subdominantes estrechos en el volcán de Colima. En Colima las frecuencias dominantes son 3, 4, y 5 Hz.

Los picos agudos dominantes y subdominantes de banda estrecha representan la interacción de modos individuales de vibración (Chouet, 1988). Estos modos pueden ser atribuidos a oscilaciones libres de gas, autoexcitadas en el aparato volcánico (Yokoyama, comunicación personal, 1991).

8. FRECUENCIAS DOMINANTES Y EL MODELO DE RESONANCIA DE UN TUBO DE ORGANNO

McNutt (1982 y 1986) analiza y compara señales de baja amplitud producidas por agua fluyendo a través de túneles de descarga de la represa Tarbela en Pakistán, con tremores volcánicos y eventos Tipo-B de varios estratovolcanes activos de los arcos circumpacífico (Pavlof, Fuego, Pacaya, San Cristobal y Masaya). El obtiene las frecuencias dominantes para los eventos volcánicos y para las señales de la represa y calcula la longitud de el túnel de descarga, basándose en la relación para el modo fundamental de vibración de un tubo de órgano, con dos salidas abiertas. Esta relación es

$$l = \lambda / 2$$

donde: l = longitud en kilómetros

λ = longitud de onda en kilómetros,

Dado que coincide la longitud del túnel de descarga calculada con la observada en la represa, McNutt estimó la longitud del conducto magmático para cada uno de los volcanes mencionados, usando una velocidad de 2 km/s para las ondas P en el magma.

Utilizando las frecuencias dominantes calculadas para los eventos Tipo-B y para los tremores se estimaron las longitudes l probablemente asociadas a conductos magmáticos del Popocatepetl. En la Tabla 2 se consignan las frecuencias dominantes de 3 eventos Tipo-B. El primero es el evento mostrado en la Figura 7a. Este representa a los eventos Tipo-B antes de la crisis y muestra una frecuencia dominante para la componente vertical de 2.6 Hz. El segundo evento seleccionado, es típico de los eventos Tipo-B después de la crisis (mostrado en la Figura 7c) que tiene un máximo espectral también para la componente vertical en 1.1 Hz. El tercero seleccionado por ser un evento típico de aquellos que se observaron antes y después de la crisis. Este evento se muestra en la Figura 7d, y tiene para la componente vertical una frecuencia dominante en 0.6 Hz. Para los tremores armónicos hemos tomado la primera frecuencia dominante para las 5 estaciones de la red temporal.

Para calcular la longitud de onda se utilizará la siguiente relación.

$$\lambda = V/f_0$$

donde: V es la velocidad de ondas P en Km/s

f_0 es la frecuencia dominante en Hz

Se ha asignado una velocidad de 2 km/s para la onda P del magma, este valor fue tomado del trabajo de McNutt (1986), quien manifiesta, que este valor puede ser el límite superior en cuanto a la velocidad de onda P del magma en volcanes. Por lo que los valores estimados para la longitud de los conductos magmáticos serán también valores máximos.

Tabla 2. Estimación de la longitud (l) de conductos magmáticos en el volcán Popocatepetl, utilizando las frecuencias dominantes de eventos Tipo-B y tremores armónicos.

	f_0 (Hz)	λ (km)	l (km)
Tipo-B	2.6	0.76	0.38
	1.1	1.81	0.90
	0.6	3.33	1.66
Tremor	20	0.10	0.05
	19	0.10	0.05
	13	0.15	0.07
	12	0.16	0.08
	9	0.22	0.11

Las longitudes estimadas para los conductos magmáticos pueden estar asociados con la profundidad de la fuente que generan a los eventos Tipo-B, tremores volcánicos y a eventos Tipo-A como los relacionados con las explosiones del día de la crisis. También sugieren una aproximación de la profundidad de la cámara magmática del volcán Popocatepetl.

El primer valor de 380 m fue estimado utilizando un evento Tipo-B típico de la actividad sísmica antes de la crisis, por lo que este valor puede estar asociado con la profundidad de la actividad sísmica antes de la crisis.

El segundo valor de 900 m fue estimado utilizando un evento Tipo-B típico de la actividad sísmica después de la crisis, por lo que este valor puede estar asociado con la profundidad de la actividad sísmica después de la crisis.

Mientras que el tercer valor de 1660 m fue estimado utilizando un evento Tipo-B que no sufrió ningún cambio en cuanto a su forma de onda, ni en cuanto a su frecuencia dominante, por lo que este valor puede estar asociado con la profundidad de la cámara magmática del volcán Popocatepetl.

Finalmente, los valores estimados de la longitud de los conductos magmáticos, utilizando las frecuencias dominantes de los tremores armónicos en las 5 estaciones de la red temporal, pueden estar relacionados con conductos magmáticos superficiales y pequeños. Estos valores muestran una variación entre 50 a 110 m en diferentes puntos alrededor del volcán.

9. CONCLUSIONES

Este análisis toma en cuenta la actividad sísmica antes de la crisis del 21 de diciembre de 1994, durante la crisis, y un mes después de ésta.

(1) Se describen 4 eventos Tipo-A: *i*) observados antes y durante la crisis, fases de onda P y S bien definidas, S-P \sim = 2 s, duración de coda menor a 30 s y frecuencia dominante entre 6-10 Hz; *ii*) observado antes de la crisis, fase de ondas P y S bien definidas, S-P \sim = 1 s, duración de coda 30 s y frecuencia dominante parte inicial entre 3-10 Hz y parte final entre 2-6 Hz; *iii*) observados solo durante la crisis, con fases de ondas P y S bien definidas, S-P \sim = 1.5 s, duración de coda menor a 30 s y frecuencia dominante entre 1.5-6 Hz; *iv*) observados después de la crisis, con fase de onda P emergente, onda S difícil de observar, duración de coda mayor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales, en la parte inicial de 2 y 6 Hz y en la parte final entre 2-4 Hz.

(2) Se describen 4 eventos Tipo-B con fases de onda P emergente y S difícil de observar: *i*) observados antes de la crisis, duración de coda mayor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales, en la parte inicial 0.5 y 2-4 Hz y en la parte final entre 2-4 Hz; *ii*) observados antes de la crisis, duración de coda mayor a 30 s y frecuencia dominante entre 1.5-3 Hz; *iii*) observados después de la crisis, duración de coda mayor a 150 s y frecuencias dominantes entre 1-2 Hz; *iv*) observados antes y después de la crisis, duración de coda menor a 30 s y frecuencias dominantes bimodales de 0.6 y 2 Hz.

(3) El efecto de sitio en la estación PPC es prominente en 18 Hz, por lo que las diferencias de formas de onda y frecuencias dominantes entre los eventos Tipo-A y Tipo-B pueden ser debidas a efectos de trayectoria o fuente.

(4) Se analizaron espectralmente tremores volcánicos y eventos Tipo-B antes y después de la crisis. Los registros obtenidos antes presentan una deamplificación espectral entre 1-2 Hz, mientras que los registros obtenidos después de la crisis presentan una amplificación entre 1-2 Hz. Este efecto sugiere una misma fuente para los tremores y eventos Tipo-B.

(5) La frecuencia dominante de los tremores armónicos varía de 9 a 20 Hz y sus espectros están compuestos de dos o tres máximos estrechos. El segundo y tercer pico en los espectros, generalmente de menor amplitud, son el doble y triple de la frecuencia dominante del primero.

(6) Basándonos en la relación para el modo fundamental de vibración de un tubo de órgano, hemos estimado longitudes de conductos magmáticos, usando la frecuencia dominante de los eventos Tipo-B y tremores armónicos. Se encontraron valores de 380, 900 y 1660 m para los Tipo-B, y para los tremores armónicos entre 50 y 110 m.

10. AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a las autoridades civiles, militares y de protección civil del Estado de Puebla y el Estado de México por las facilidades otorgadas en el trabajo de campo. De manera especial a M. Torres, R. Vázquez y R. Montero, personal encargado del mantenimiento de la Red Telemétrica del Valle de México (SISMEX), a los lecturistas de los sismogramas de SISMEX: N. Ortega, T. González, A. Díaz y J. Soto; así como al personal del área de Instrumentación Sísmica del CENAPRED.

Este estudio fue financiado por el Instituto de Ingeniería de la UNAM a través del proyecto # 5513.

11. REFERENCIAS

- Atl, Dr., 1939. Volcánes de México, La actividad del Popocatépetl, Editorial Polis, V.1, pp 72, México, D.F.
- Barboza, V., W. Melson, 1990. Correlación entre las señales sísmicas y los sonidos de las erupciones del volcán Arenal, *Boletín de Vulcanología*, **21**, p. 8-12, Heredia, Costa Rica.
- Carrasco Núñez, G., L. Silva Mora, H. Delgado Granados, J. Urrutia Fucugauchi, 1986. Geología y Paleomagnetismo de Popocatépetl. Serie de Investigación, Instituto de Geofísica, UNAM, # 33.
- Chouet, B., 1988. Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor, *J Volcanol Geotherm Res*, **93**, p. 4375-4400.
- Gresta S. and G. Patanw, 1987. Review of seismological studies at Mount Etna, *Pageoph*, **125**, p. 951-970.
- Havskov, J., S. De la Cruz, S.K. Singh, F. Medina, C. Gutiérrez, 1983. Seismic activity related to the March-April, 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México, *Geophys Res Lett*, **10**, p. 293-296.
- Kubotera, A., 1974. Volcanic tremors at Aso volcano, in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors), *Physical Volcanology*: Elsevier, Amsterdam, p. 29-48.
- Lahr, J.C., B.A. Chouet, C.D. Stephens, J.A. Power, R.A. Page, 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska, *J Volcanol Geotherm Res*, **62**, p. 137-151.
- Lermo, J., J.Cuenca, T.Monfret, F.J.Hernández y E.Nava (1993). Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima, *Geofísica Internacional*, **32**, 683-697.
- Lermo, J. y F.J.Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull Seism Soc Am*, **83**, 1574-1594.
- Lermo, J. y F.J.Chávez-García (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull Seism Soc Am*, **84**, 1350-1364.
- Malone, S.D., 1983. Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens, in *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, LXXXV Corso, Soc. Italiana di Física, Bologna, Italy, p. 436-455.
- Martinelli, B., 1990. Analysis of patterns observed at Nevado del Ruiz volcano, Colombia during August - September 1985, *J Volcanol Geotherm Res*, **41**, p. 297-314.
- Minakami, T., S. Utibori, S. Hiraga, T. Miyazaki, N. Gyoda, and T. Utsunomiya, 1970. Seismometrical studies of volcano Asama, pt 1: *Earthquake Research Institute Bulletin*, **48**, Tokyo University, p. 235-301.
- Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan, in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors), *Physical Volcanology*: Elsevier, Amsterdam, p. 1-27.
- McNutt, S., 1982. Analysis of volcanic tremor from Pavlof, Fuego, Pacaya, San Cristobal and Masaya volcanoes, *Boletín de Vulcanología*, **14**, p. 55-58, Heredia, Costa Rica.
- McNutt, S., 1986. Observations an analysis of B-tipe earthquakes, explotions, and volcanic tremor at Pavlof

volcano, Alaska, *Bull Seism Soc Am*, **76**, p. 153-175.

Ntepe, N. and J. Dorel, 1990. Observations of seismic signals at Stromboli volcano, *J Volcanol Geotherm Res*, **43**, p. 235-251.

Rodríguez, M., E. Nava, M. Torres, R. Vásquez, N. Ortega, T. González, 1994. Monitoreo sísmico de la Cuenca de México, Informe interno del Instituto de Ingeniería, pp 52, México, D.F.

Sawada. M., 1994. B-type and explosión earthquakes observed at Asama volcano, central Japan, *J Volcanol Geotherm Res*, **63**, p. 111-128

Valdés González, C., G.J. González Pomposo, 1994. Sismicidad del volcán Popocatepetl, noviembre 1993 a marzo 1994, Reporte interno 94-2. Instituto de Geofísica, UNAM, pp 13, México, D.F.

VOLCAN POPOCATEPETL

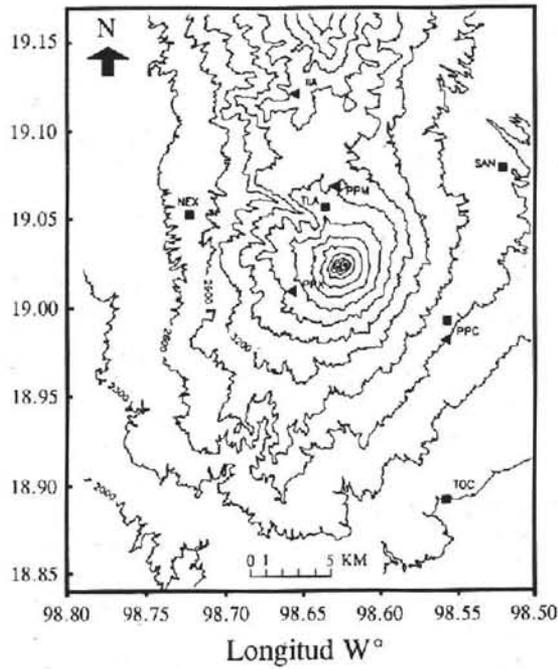


Figura 1. Mapa del Volcán Popocatépetl. Se muestra con cuadrados la ubicación de las estaciones de la red digital temporal (TLA, PPC, SAN, TOC y NEX), y con triángulos la ubicación de cuatro estaciones telemétricas (IIA, PPX, PPM y PPC).

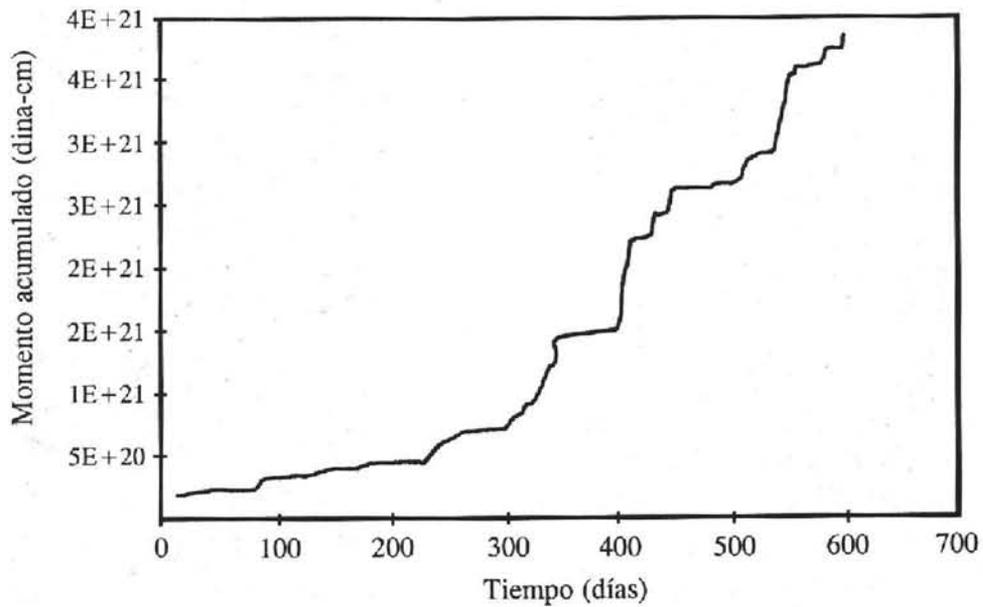


Figura 2. Variación temporal de la liberación del momento sísmico acumulado, entre el 1 de enero de 1993 y el 30 de agosto de 1994. Tomado de Rodríguez et al. 1994.

Estación: IIA (SISMEX)
Componente: Z

Entrada: 20/12/94
Hora: 15:05
Salida: 21/12/94
Hora: 15:35



Estación: PPX
Componente: Z

Entrada: 20/12/94
Hora: 15:05
Salida: 21/12/94
Hora: 15:35

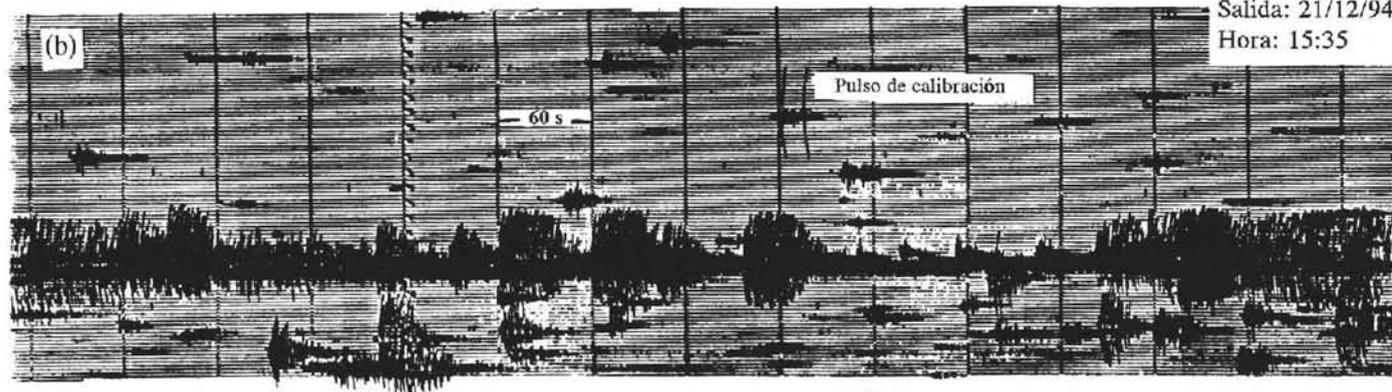


Figura 3. Sismogramas del 20-21 de diciembre de 1994, con registro de la crisis, (a) en la Estación IIA, (b) en la Estación PPX. Escala de tiempo en UTC.

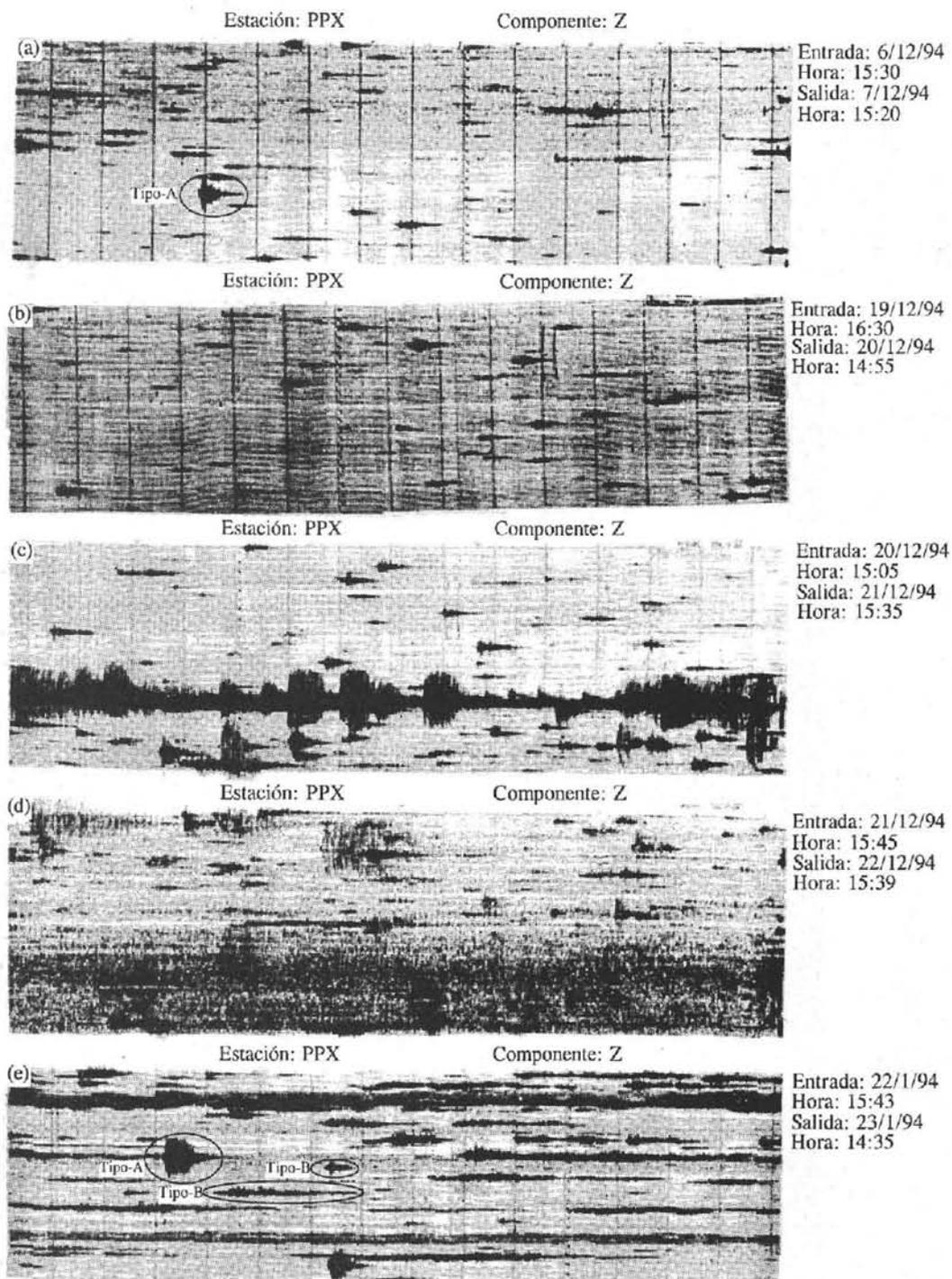


Figura 4. Sismogramas de PPX, escala de tiempo en UTC, cada sismograma representa un período de 24 horas. Note que los eventos Tipo-B 12 días (a), un día (b) y 12 horas antes de la crisis (c), no muestran cambios significativos. La crisis inicia a las 7:11 y finaliza a las 7:52 con una explosión que dura aproximadamente 5 minutos (c). A continuación se incrementó el tremor volcánico teniendo su mayor amplitud 20 horas después de la crisis (d). Días después disminuye este tremor e inicia el evento Tipo-B de larga duración ~ 150 s (e).

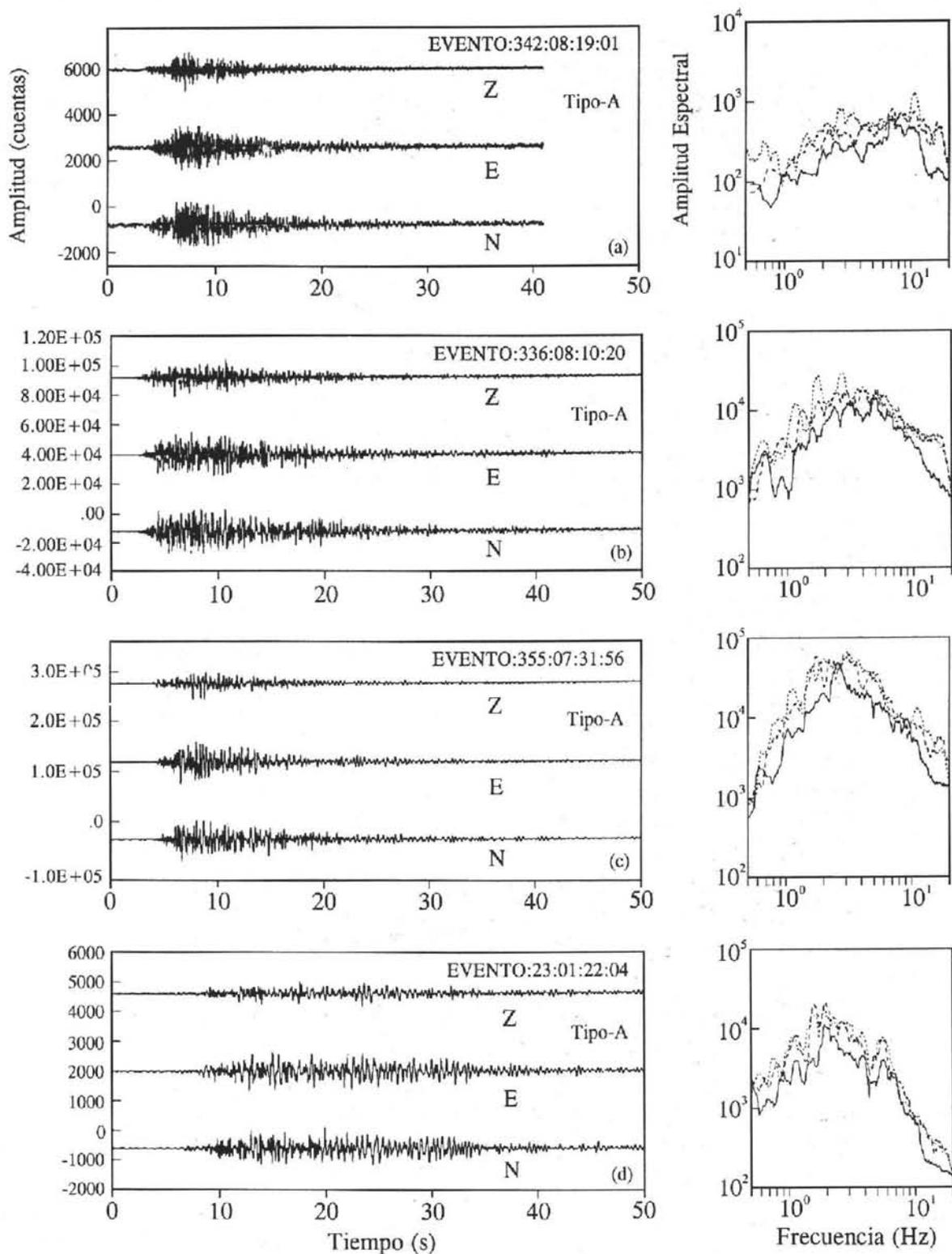


Figura 5. Trazas de eventos típicos Tipo-A registrados en PPC y sus correspondientes espectros de Fourier para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada).

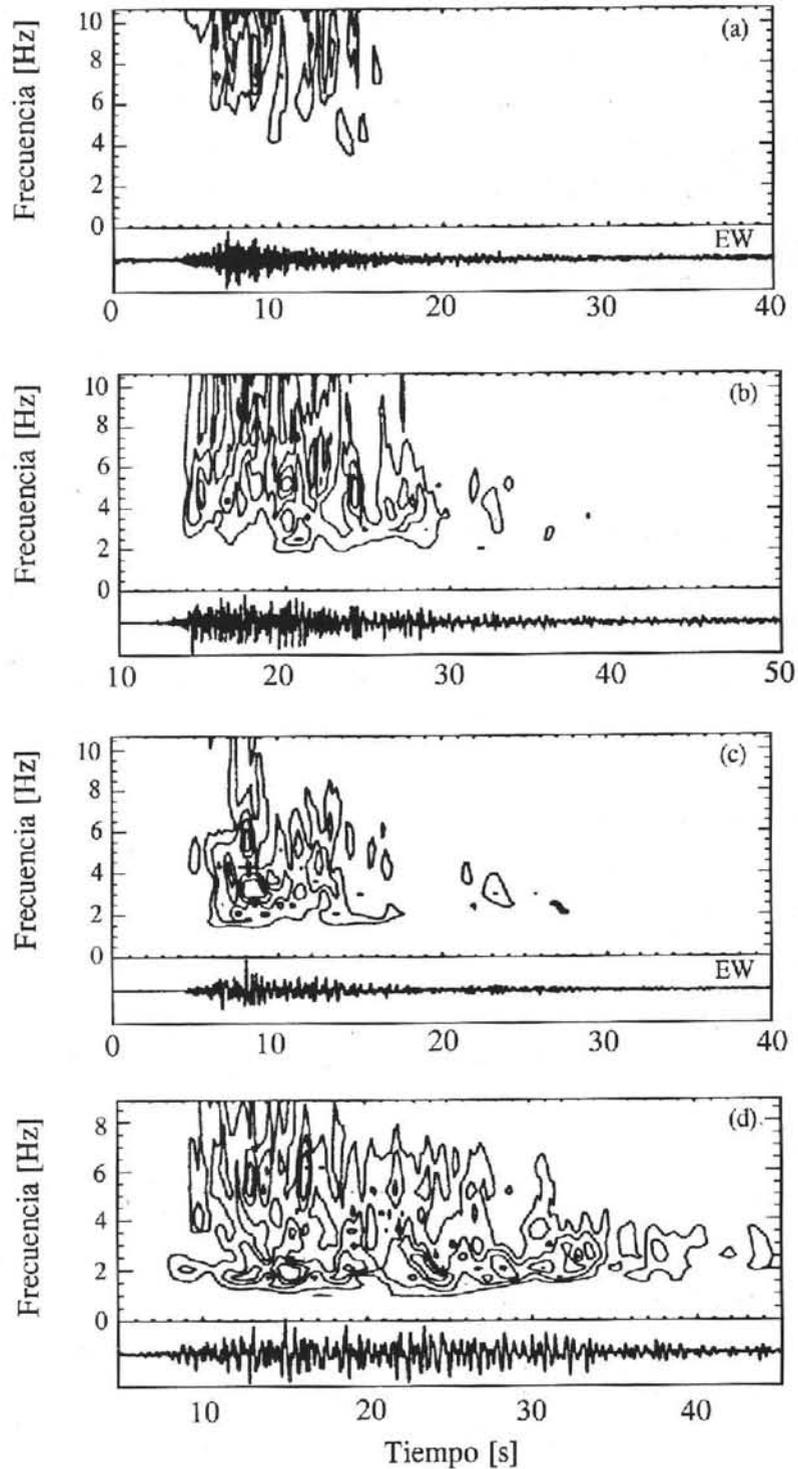


Figura 6. Isocurvas de espectros de Fourier evolutivos en el tiempo para la componente EW de los 4 eventos típicos Tipo-A graficados en la Figura 5: (a) Evento con frecuencia dominante entre 6-10 Hz; (b) Evento con frecuencia dominante entre 2-10 Hz; (c) Evento con frecuencia dominante entre 1.5-6 Hz; (d) Evento con frecuencia dominante bimodal en 2 y 6 Hz.

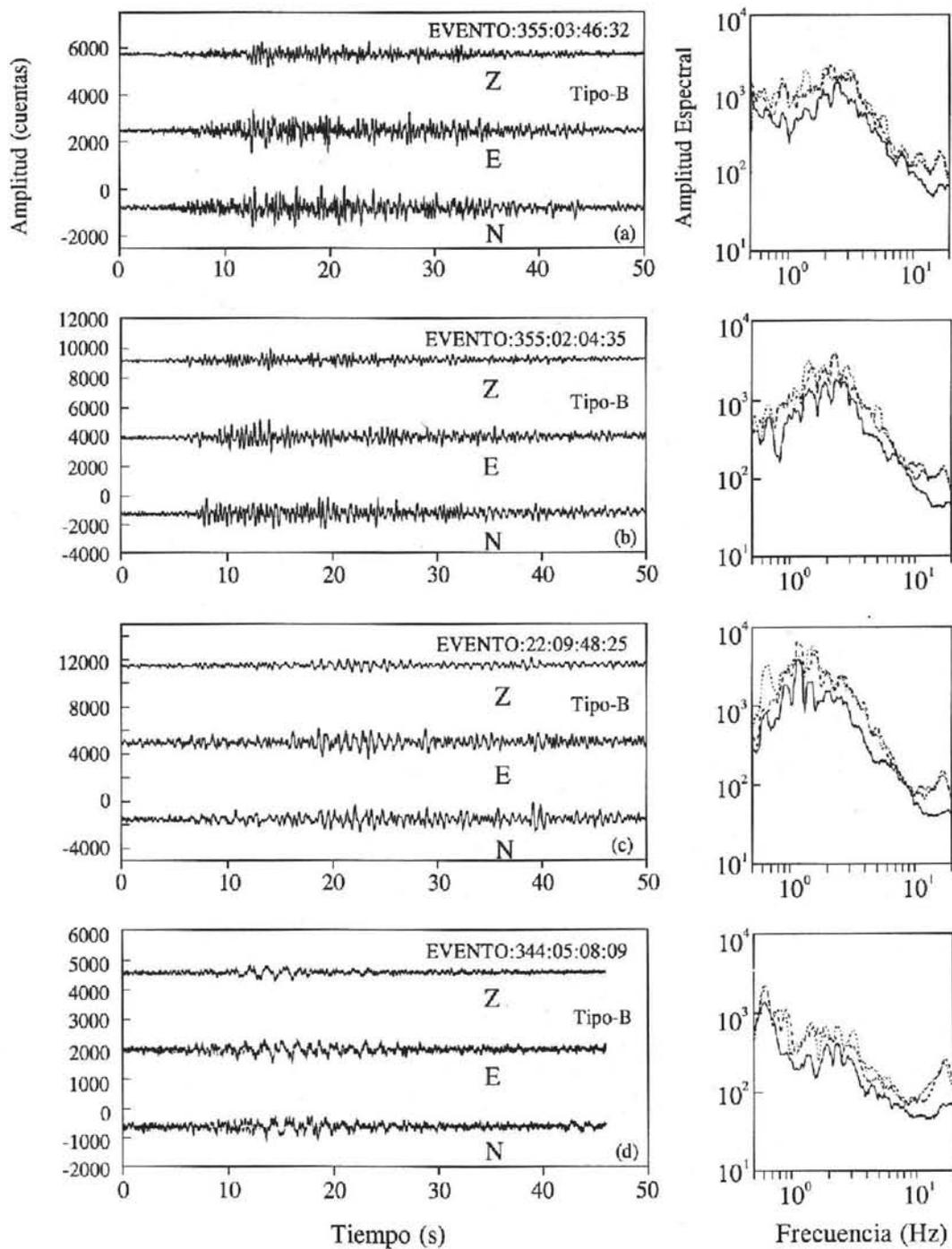


Figura 7. Trazas de eventos t\u00edpicos Tipo-B registrados en PPC y sus correspondientes espectros de Fourier para cada una de las componentes: Z (l\u00ednea continua), E (l\u00ednea discontinua) y N (l\u00ednea punteada).

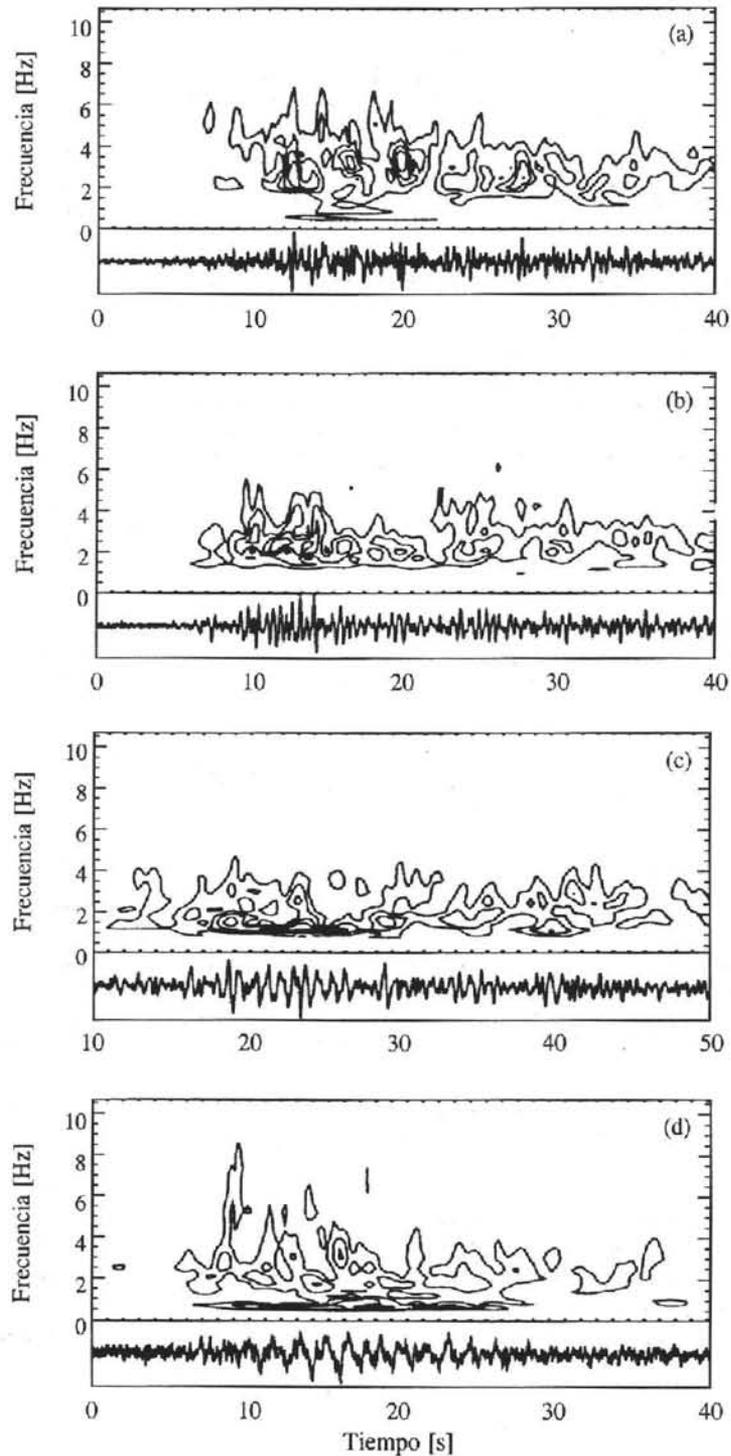


Figura 8. Isocurvas de espectros de Fourier evolutivos en el tiempo para la componente EW de los 4 eventos típicos Tipo-B graficados en la Figura 7: (a) Evento con frecuencia dominante bimodal en 0.5 y 2-4 Hz; (b) Evento con frecuencia dominante entre 1.5-3 Hz; (c) Evento con frecuencia dominante entre 1-2 Hz; (d) Evento con frecuencia dominante bimodal en 0.6 y 2 Hz.

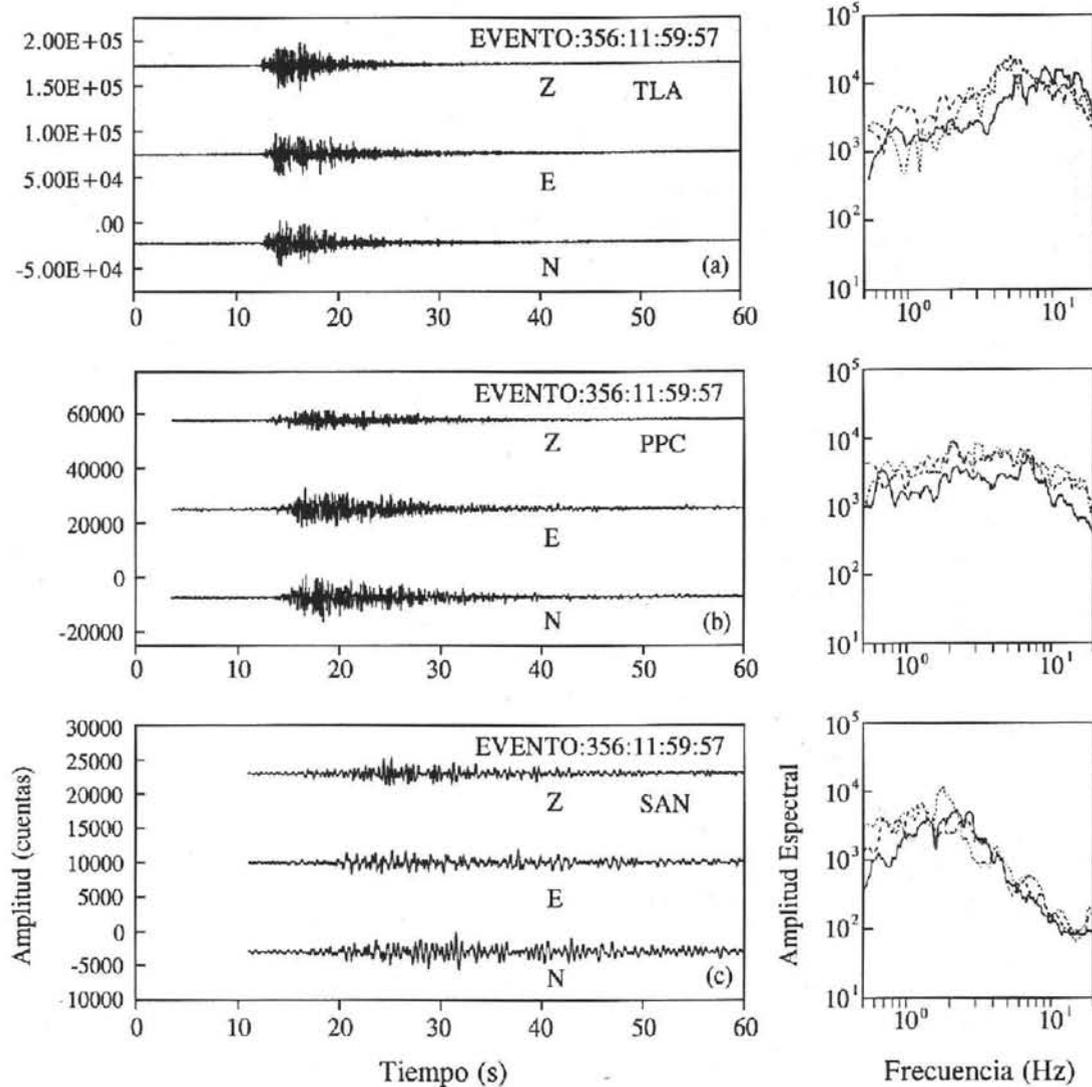


Figura 9. Trazas de un mismo evento registrado en TLA, PPC y SAN, con sus correspondientes espectros de Fourier para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada). Note las diferencias entre TLA y SAN en la forma de onda, sobre todo para la fase de ondas-P, así como el corrimiento en la frecuencia dominante entre 5-20 (TLA) y 1-3 Hz (SAN).

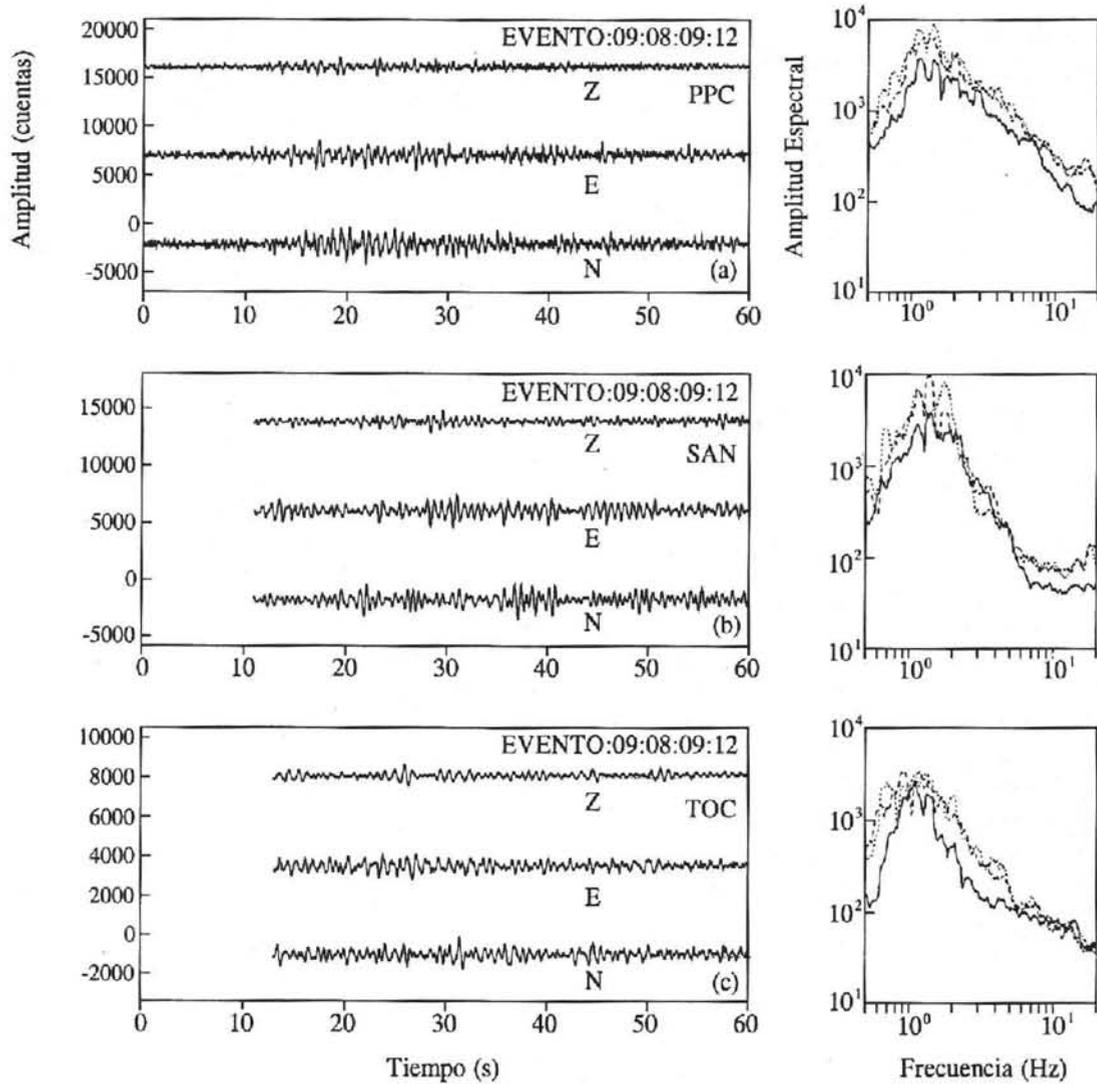


Figura 10. Trazas de un mismo evento registrado en PPC, SAN y TOC, con sus correspondientes espectros de Fourier para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada). Note la poca diferencia entre las tres estaciones en cuanto a la forma de onda y sus frecuencias dominantes.

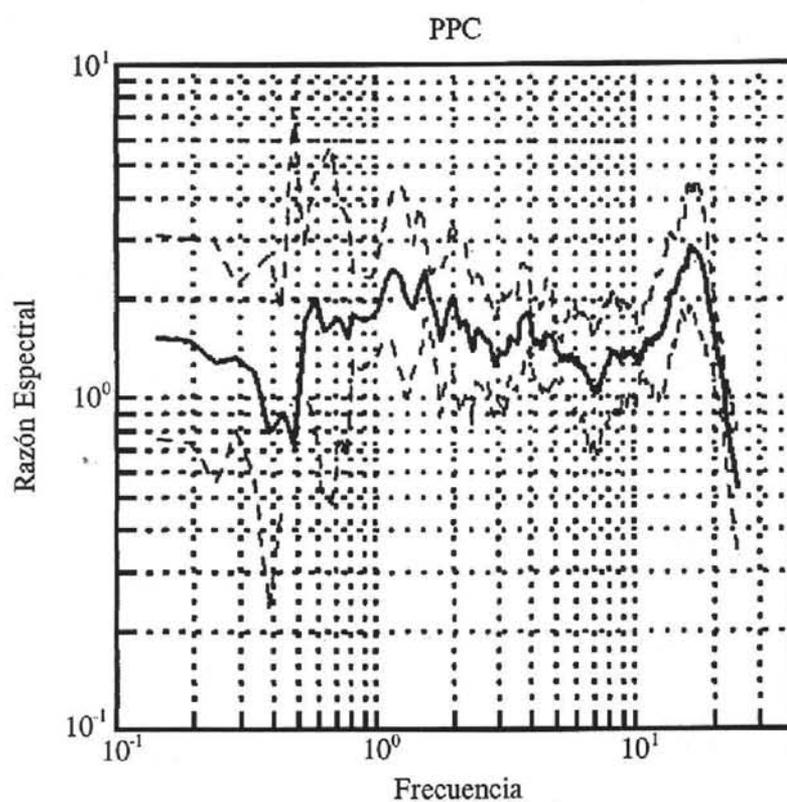


Figura 11. Función de transferencia empírica obtenida en la estación PPC usando la técnica de Nakamura con ruido de fondo. La línea continua indica la función de transferencia promedio obtenida de una serie de registros. Las líneas discontinuas muestran las curvas promedio más o menos una desviación estándar.

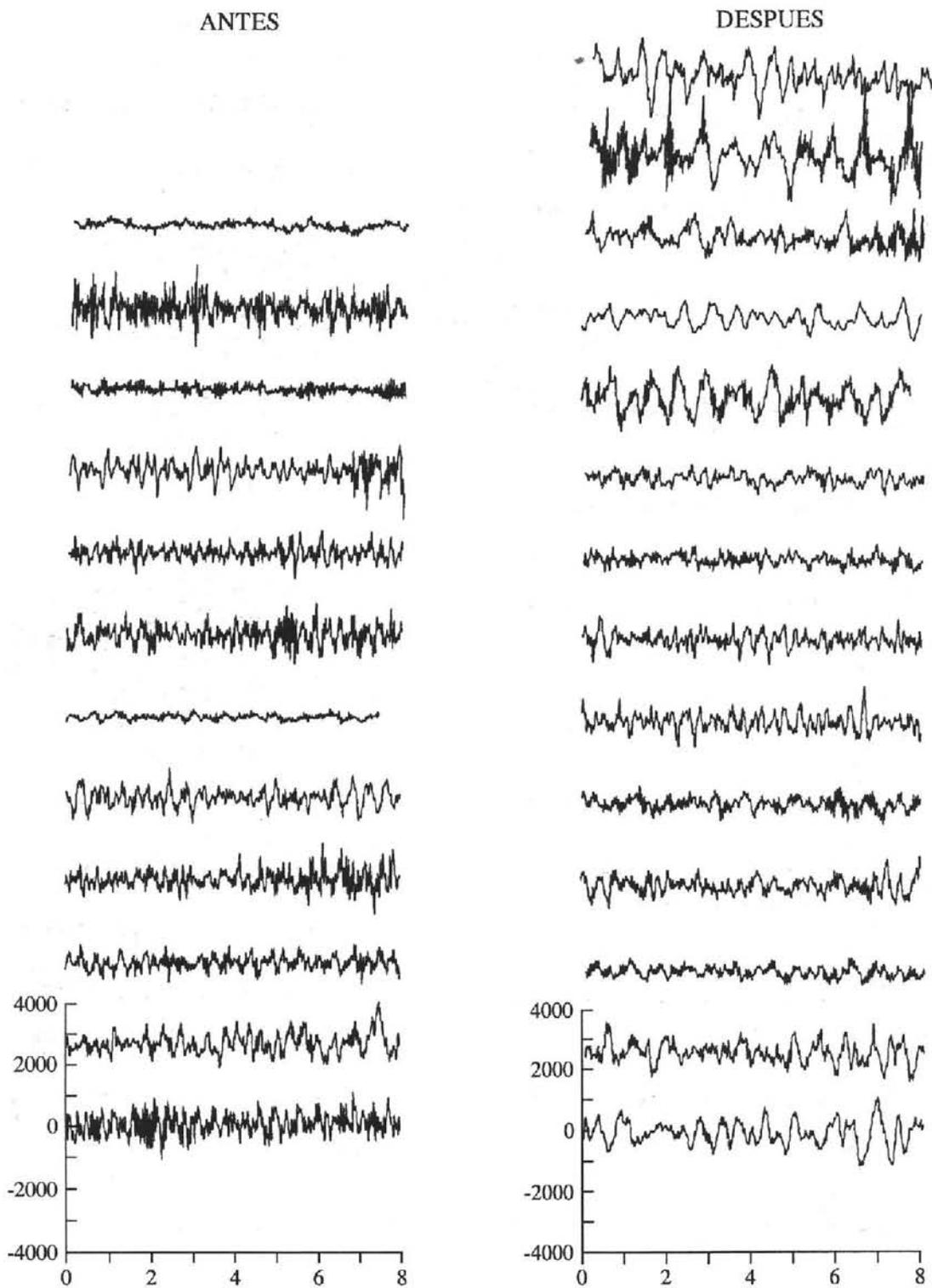


Figura 12. Trazas de la componente EW del ruido de fondo o tremores volcánicos registrados en la estación PPC antes y después a la crisis del 21 de diciembre de 1994. Las trazas tienen la misma escala vertical.

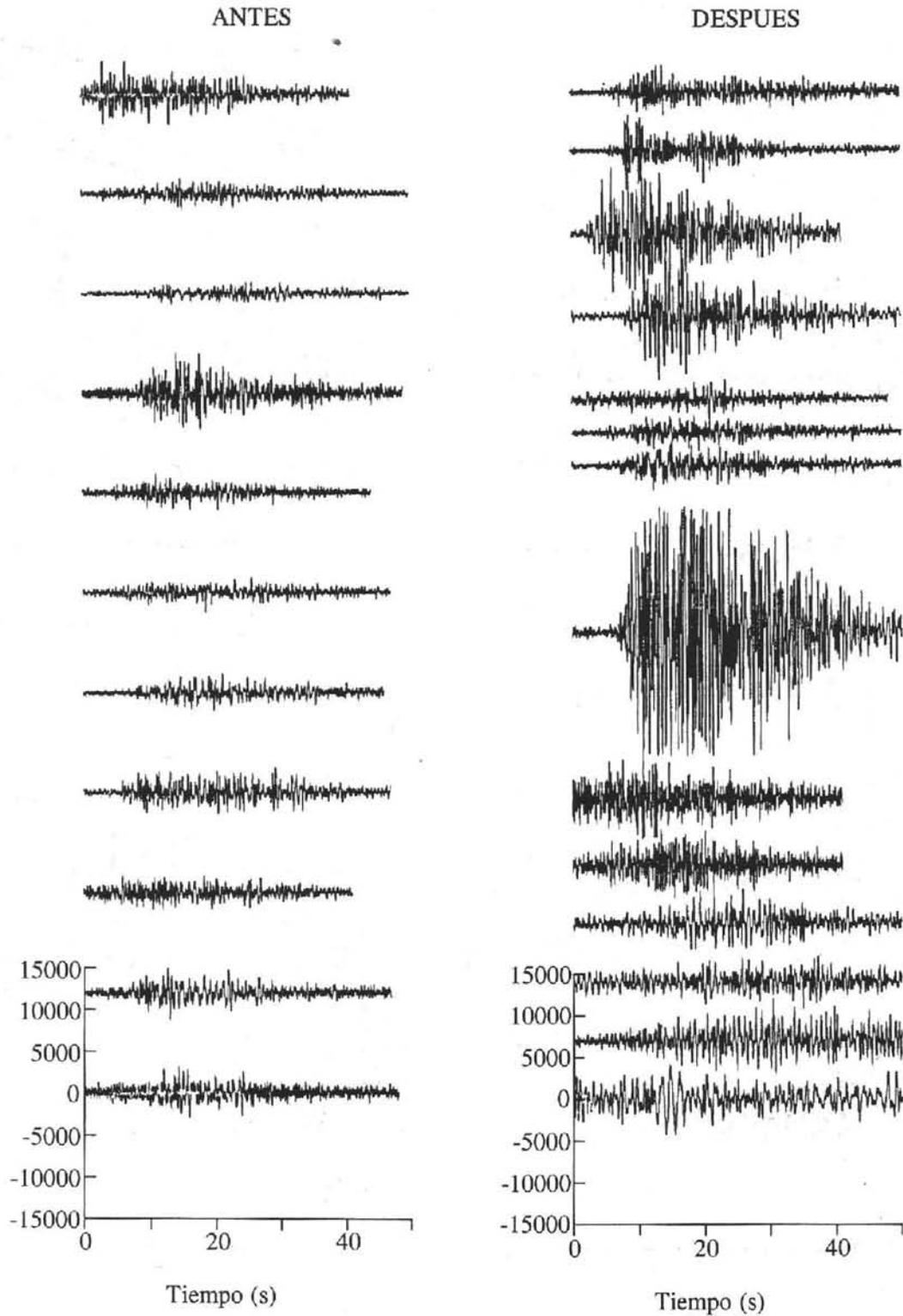
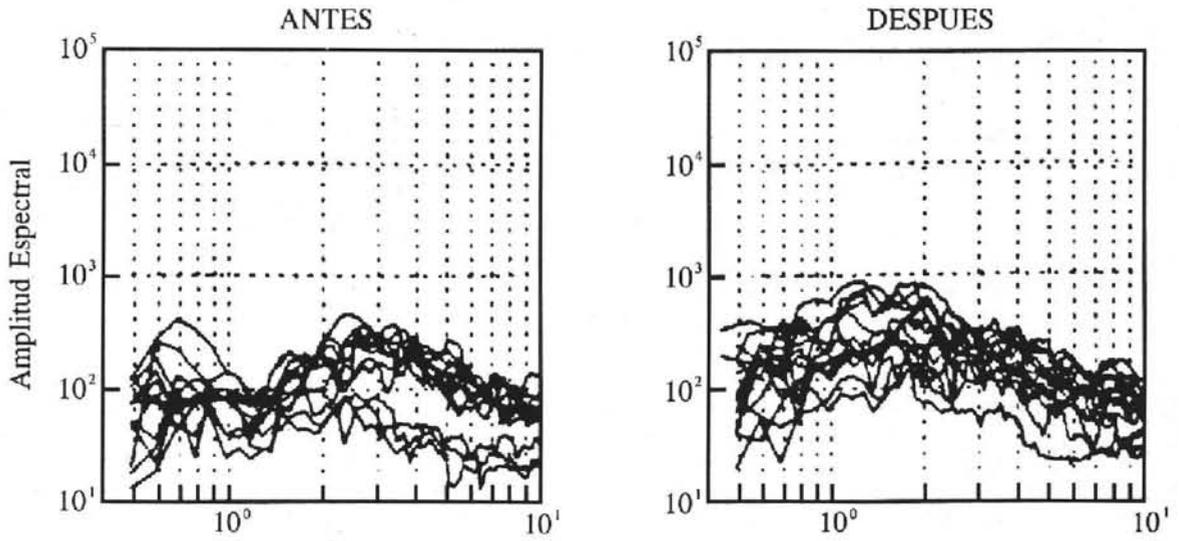


Figura 13. Trazas de la componente EW de eventos Tipo-B registrados en la estación PPC antes y después a la crisis del 21 de diciembre de 1994. Las trazas tienen la misma escala vertical.

TREMORES



TIPO B

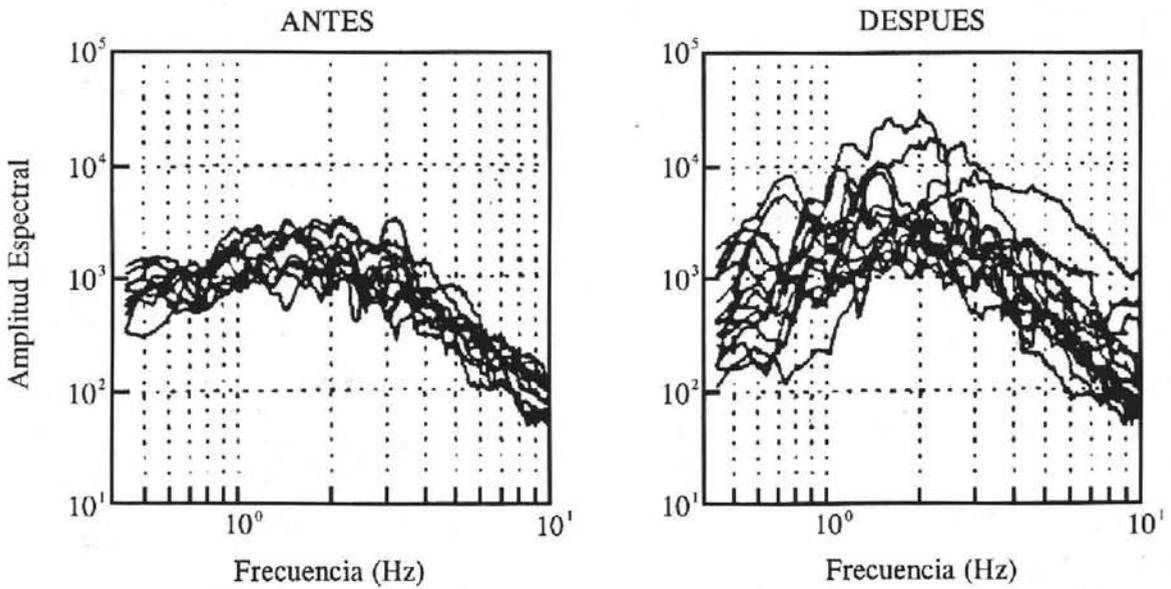


Figura 14. Parte Superior: Espectros de Fourier de las trazas de tremores mostradas en la Figura 12 antes y después de la crisis. Parte Inferior: Espectros de Fourier de las trazas de eventos Tipo-B mostradas en la Figura 13 antes y después de la crisis.

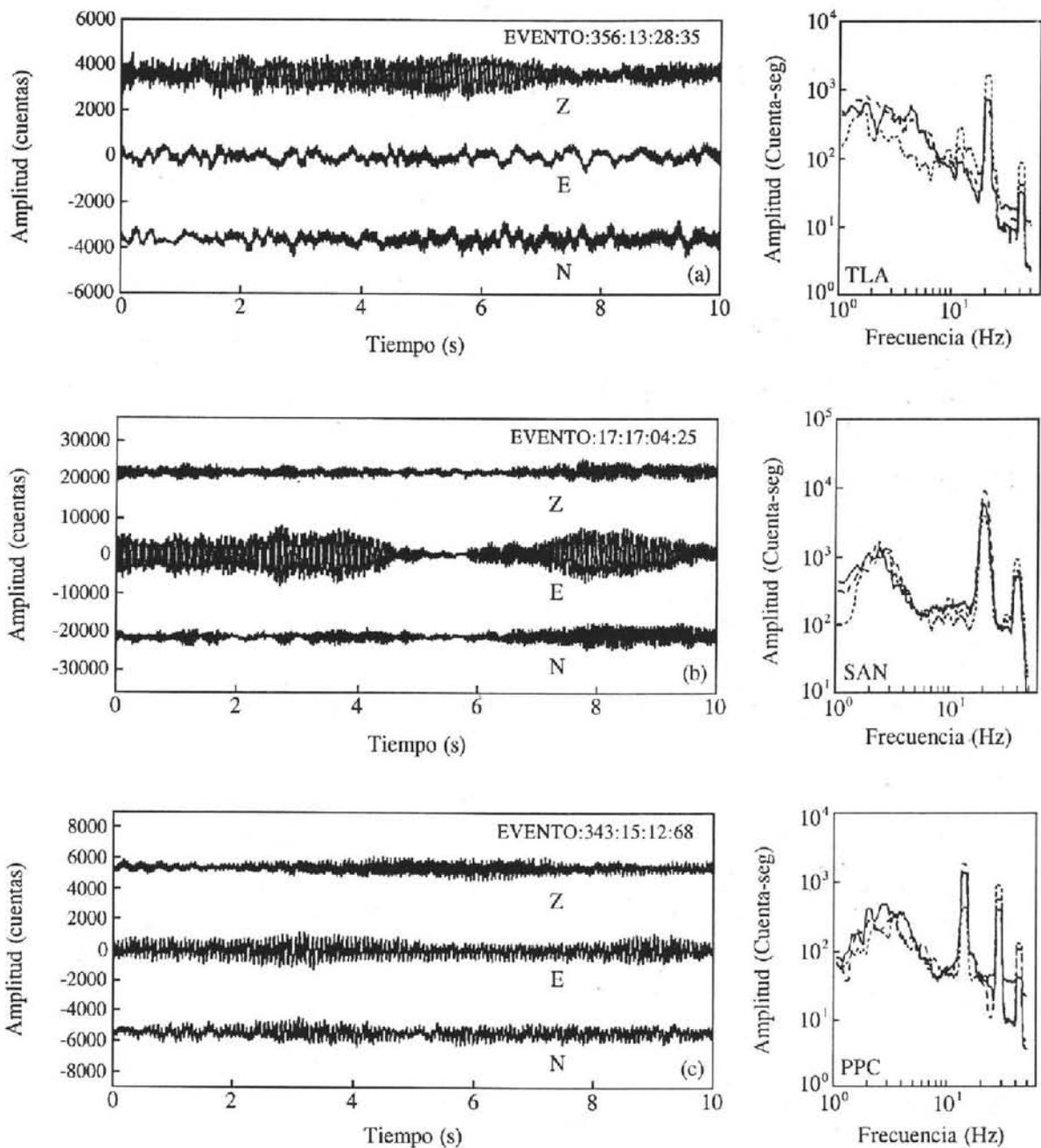


Figura 15. Trazas de tremor armónico registrados en las estaciones (a) TLA, (b) SAN y (c) PPC. Se muestran sus respectivos espectros de Fourier para cada componente Z (línea continua), E (línea entrecortada) y N (línea punteada).

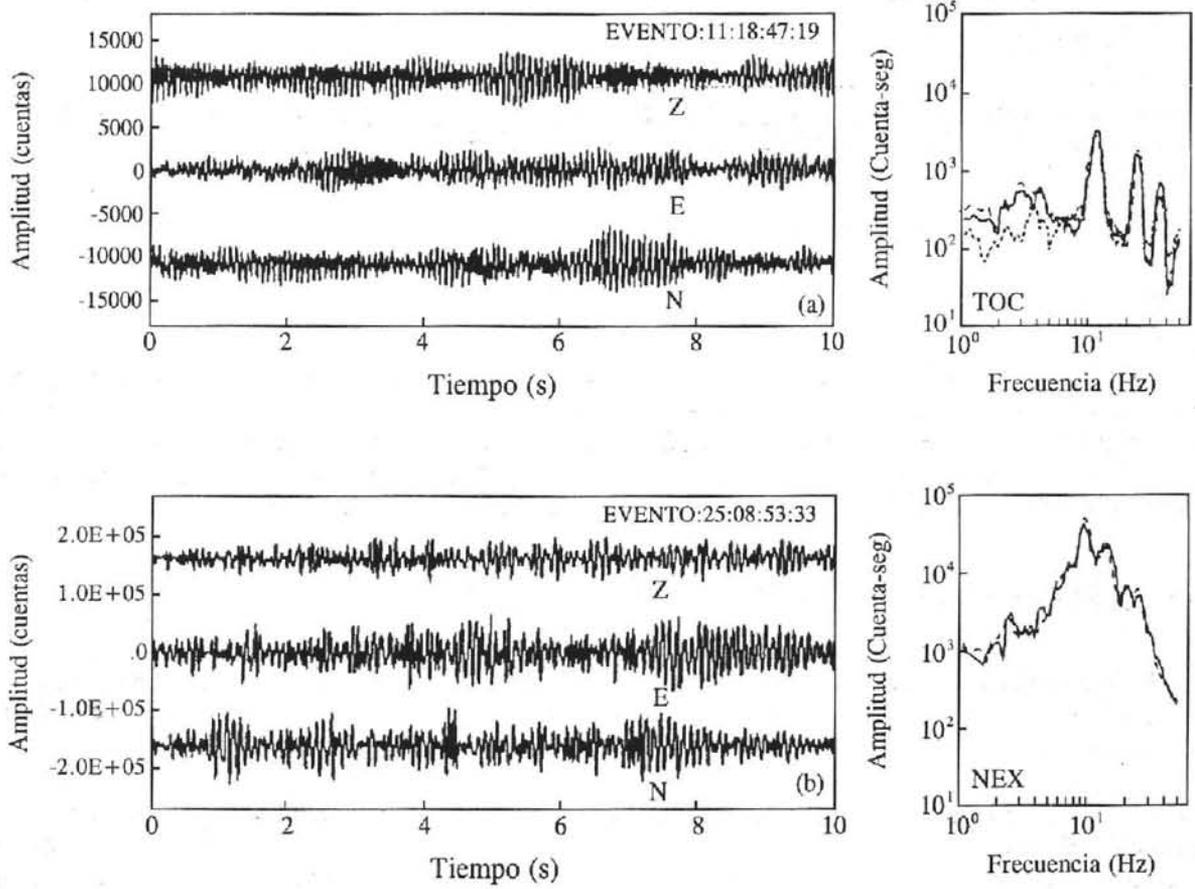


Figura 16. Trazas de tremor armónico registrados en las estaciones (a) TOC y (b) NEX. Se muestran sus respectivos espectros de Fourier para cada componente Z (línea continua), E (línea entrecortada) y N (línea punteada).

LA RED GEODESICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL PARA EL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA

S. de la Cruz-Reyna^{1,2}, H. Nolasco^{1*}, E. Ramos², J. L. Degollado³, F. J. Castillo³, C. Velázquez³, A. Medrano³, H. González³, H. Romero³ y D. A. Castellanos³

RESUMEN

Uno de los métodos mas utilizados para la detección temprana de cambios en el estado de actividad de un volcán, que pudieran a llegar a traducirse en un proceso eruptivo de carácter destructivo, es el método geodésico para la medición de deformaciones de los edificios volcánicos. Aquí se describen la metodología y los resultados de las observaciones geodésicas realizadas en el volcán Popocatepetl desde principios de 1992 utilizando métodos de triangulación e inclinometría, y se evalúan los resultados en términos del riesgo volcánico.

1. INTRODUCCION

La posibilidad de actividad volcánica eruptiva representa una amenaza permanente para las vidas y las propiedades de personas que viven en zonas vulnerables a los diversos agentes perturbadores que pueden derivarse de las erupciones.

En México existen numerosos volcanes que pueden considerarse "activos", es decir, que tienen el potencial de iniciar un nuevo episodio eruptivo en cualquier momento. Entre ellos, destacan 14 volcanes que han mostrado actividad eruptiva en tiempos históricos (i.e., en los últimos 500 años). Por la naturaleza fértil de los terrenos volcánicos, múltiples centros poblacionales se han asentado alrededor de estos centros volcánicos, por lo que la cantidad de población expuesta representa un alto porcentaje de la población del país, y se mantiene creciendo.

Por otro lado, este riesgo puede mitigarse a través de la preparación, entendida como la capacidad de prevención y respuesta ante el fenómeno. En lo que respecta a la prevención, uno de los factores básicos que la definen es la cuantificación de la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno eruptivo de carácter destructivo. La determinación de esta probabilidad al corto plazo y su actualización continua puede lograrse a través del monitoreo y vigilancia de los volcanes. El monitoreo implica la observación continua y persistente de diversos parámetros, principalmente sismológicos, geodésicos y geoquímicos que, en el caso de un cambio en el estado interno del volcán, pueden fluctuar significativamente. Si estas fluctuaciones pueden ser identificadas como precursoras de una erupción, y se consigue poner en marcha un mecanismo de respuesta encaminado a la protección de la población, se habrán alcanzado los objetivos de la vigilancia volcánica (Barberi, et al , 1990) y la efectiva reducción del riesgo a través de la disminución de la vulnerabilidad. El análisis complementado de todas las observables mencionadas permite obtener un diagnóstico de la evolución de la actividad volcánica. En particular, existen en la literatura científica

¹ Departamento de Sismología y Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

² Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

³ Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

* Dirección actual: Dirección General de Regularización Territorial, DDF.

numerosos ejemplos de aplicaciones de métodos geodésicos para la evaluación del riesgo volcánico (ver por ejemplo, Yokoyama, 1974; Dzurisin, et al, 1980; Tryggvason, 1987; Ishihara, 1990).

Entre los volcanes que han mostrado actividad en tiempos recientes está el Popocatepetl (19.02° N, 96.82° W), ubicado en el extremo meridional de la sierra nevada. Es la segunda montaña más alta del país con 5450 msnm, y esta clasificado como un estrato-volcán andesítico-dacítico. Su actividad más reciente se reporta entre los años de 1920 y 1927, consistiendo esta de explosiones en el cráter, fumarolas y nubes de ceniza (Waitz, 1920b; Camacho, 1925; Boudal, y Robin, 1989), similar a la que se ha venido desarrollando desde principios de 1993. A lo largo de su historia eruptiva, este volcán ha mostrado un amplio espectro de modalidades eruptivas. Sus manifestaciones han sido desde mínimas, como la actividad desarrollada a finales de 1994, principios de 1995, a intermedias (fases plinianas) y hasta eventos paroxismales del tipo Bezymianny o Monte St. Helens (Robin y Boudal, 1987).

El monitoreo geodésico basa su aplicabilidad y efectividad en la hipótesis de que una erupción grande será precedida por deformaciones significativas del edificio volcánico, generadas por la presión de intrusiones magmáticas o de sus volátiles asociados. Por lo general, estas deformaciones pueden representarse por medio de funciones que describen los desplazamientos en el interior y las fronteras de un sólido elástico con alguna fuente interna, puntual o lineal de presión (Mogi, 1958, Yokoyama, 1971, 1974, 1993). De acuerdo con un modelo de semiespacio elástico, cuanto mayor sea la presión en la fuente mayor será la deformación anómala, y mientras más profunda sea la fuente, mayor será la extensión horizontal de las deformaciones. De allí que la inversión de datos de deformación superficial, puede dar alguna información sobre la profundidad y naturaleza de la fuente. Bajo este marco conceptual, sólo aquellos procesos que involucren la incorporación de cantidades suficientes de masa y energía en el interior del volcán como para producir erupciones de magnitud considerable originarán deformaciones de amplitud y extensión lo suficientemente grandes para ser reconocidas como posibles precursores de actividad eruptiva peligrosa.

El presente documento describe los trabajos correspondientes a las etapas de diseño, pre-análisis, reconocimiento, monumentación, observaciones y cálculos de campo y gabinete realizados para el establecimiento de una red de triangulación en el volcán Popocatepetl con el fin de evaluar deformaciones de su estructura. La colocación física de las marcas permanentes fue realizada durante los días 25 de febrero, 11 de marzo de 1992 y octubre de 1994. Así mismo se describen las observaciones realizadas con esa red y los resultados obtenidos. Se describen también los resultados obtenidos con los inclinómetros electrónicos donados por el USGS. Todos estos resultados se discuten a la luz de la actividad volcánica observada.

2. CONSIDERACIONES TEORICAS

Las deformaciones del terreno relacionadas con la actividad volcánica pueden ser provocadas por diferentes causas, entre las cuales cabe mencionar la intrusión o desplazamientos de magma, la deflación o inflación de este debido a fenómenos de calentamiento, degasificación o enfriamiento, y la expansión, contracción o redistribución de cuerpos de agua o productos geotermales. Estos movimientos pueden ser evaluados como cambios en las coordenadas verticales y horizontales de los puntos que forman el edificio volcánico y se traducen como levantamiento o inflación del terreno o bien como hundimiento o deflación del cuerpo del volcán. Dependen de la localización de la fuente de presión con respecto a los sitios donde se toman las medidas, así como de la forma, el tamaño y la orientación de esta. También dependen de los cambios que presente la fuente de presión en un período determinado de tiempo.

La inversión de los datos de deformación obtenidos en la superficie permite en principio una estimación (sujeta desde luego a las dificultades inherentes a la no-unicidad de las soluciones inversas) de probables soluciones de la magnitud y profundidad de la fuente de presión que origina la deformación. Uno de los primeros modelos para resolver el problema directo (es decir, dada la fuente de presión, calcular las deformaciones del terreno) fue propuesto por Mogi (1958) para fuentes isotrópicas. Posteriormente este modelo fue modificado para otras formas de fuente de presión por Yokoyama (1971, 1974). Las Figuras 1 y 2 muestran la dependencia de los desplazamientos horizontal y vertical

en la superficie de un semiespacio elástico, como función de la distancia radial y de la profundidad de la fuente, para un modelo de Mogi descrito por las relaciones

$$dh = (3R^3P/4q) \quad d/(f^2 + d^2)^{3/2} \quad (1)$$

$$dv = (3R^3P/4q) \quad f/(f^2 + d^2)^{3/2} \quad (2)$$

donde dh y dv son los desplazamientos horizontal y vertical respectivamente, R es el radio de la fuente esférica de presión, P es el exceso de presión en la fuente, q es la rigidez del material elástico que conforma el semiespacio, d es la distancia radial horizontal al centro de presión y f es la profundidad del mismo. En esta forma, el uso de estas expresiones implica que $f \ll d$. La magnitud de la componente radial del vector de inclinación del terreno ds (Figura 3) puede calcularse fácilmente derivando dv respecto a d :

$$ds = (-9R^3P/4q) \quad fd/(f^2 + d^2)^{5/2} \quad (3)$$

En las Figuras 1, 2 y 3 se han utilizado valores de presión, de dimensión de la fuente de presión (i.e. de la cámara magmática) y de la rigidez del medio, que podrían considerarse más realistas para el caso del Popocatepetl, en base a argumentos sismológicos y geoquímicos. En los ejemplos ilustrados, los valores utilizados son:

- Radio de la fuente esférica de presión: $R=500\text{m}$ (equivalente a un volumen de magma de 0.52 km^3).
- Presión en el cuerpo magmático (en exceso sobre la presión litostática): $P=100 \text{ bar} \approx 10^7 \text{ Pa}$.
- Rigidez de la roca volcánica: $q=0.5 \times 10^{11} \text{ dinas/cm}^2 \approx 5 \times 10^9 \text{ Pa}$.

Los valores de presión y volumen de la cámara magmática utilizados en este ejemplo corresponden a un escenario que puede involucrar una erupción pliniana con índice de explosividad volcánica (VEI) alrededor de 4, dependiendo de la intensidad (razón de emisión) con que se desarrollara la actividad. Claramente, situaciones de mayor riesgo, que involucren volúmenes más grandes de magma y presiones más altas, producirán deformaciones proporcionalmente mayores que las mostradas en las figuras.

En las Figuras 1, 2 y 3 se muestran los desplazamientos y las inclinaciones radiales con estos parámetros para cinco distintas profundidades de la fuente (1, 2, 3, 5 y 8 km). De la inspección de las gráficas, se hace evidente que los desplazamientos horizontales se distribuyen sobre una distancia considerable para profundidades grandes y tienden a concentrarse más cerca del epicentro de la fuente para profundidades más someras.

Para la configuración de parámetros propuesta, las mejores resoluciones para la profundidad de la fuente a partir de la medida de desplazamientos horizontales, se tienen para el rango 1 a 6 km de distancia radial desde el cráter, asumiendo que este representa el epicentro de la fuente de presión. En lo que respecta a los desplazamientos verticales, el rango de distancias epicentrales en los que se tiene resolución se reduce a 2 km. Para el caso de la resolución de las inclinaciones, los máximos valores se obtienen a distancias radiales entre 0.5 y 2.5 km del epicentro de presión. Estos resultados se discuten con mayor detalle más adelante, en relación con el diseño de la red geodésica del Popocatepetl.

Las Figuras 1 y 2 representan los desplazamientos *absolutos* esperados, como función de la distancia radial al epicentro de la fuente de presión y de su profundidad. Son los desplazamientos que podrían medirse desde un sistema de referencia que no se deformara con el volcán, como podrían ser los resultados de métodos de interferometría por GPS. Si los métodos empleados utilizan mediciones relativas entre distintos puntos del volcán (por ejemplo triangulación, nivelación, etc.), entonces es necesario tomar las diferencias entre los desplazamientos entre los puntos de medida y los puntos de referencia, que también pueden estar situados en regiones que se deformen. Esto se logra tomando las diferencias de las ecuaciones de Mogi, evaluadas en los sitios de medida y las evaluadas en los sitios de base o referencia.

Si denotamos como a la distancia entre el epicentro de presión y las estaciones de medida (i.e. los vértices P), y b la distancia entre el mismo epicentro y las estaciones de la línea base o de referencia, los desplazamientos diferenciales entre los puntos a distancias a y b están dados por:

$$ddh = (3R^3P/4q) [a/(f^2+a^2)^{3/2} - b/(f^2+b^2)^{3/2}] \quad (4)$$

$$ddv = (3R^3P/4q) [f/(f^2+a^2)^{3/2} - f/(f^2+b^2)^{3/2}] \quad (5)$$

Las Figuras 4 y 5 muestran estos desplazamientos diferenciales para valores de a y b comúnmente utilizados en el control geodésico del Popocatepetl, como se discute más adelante. En este caso las distancias epicentrales a y b son fijas y se grafican los desplazamientos como función de la profundidad de la fuente.

3. METODOS UTILIZADOS PARA LA MEDIDA DE LA DEFORMACION

El objetivo central de los métodos utilizados es medir con la mayor precisión y reproducibilidad posible las deformaciones del terreno asociadas al fenómeno volcánico, que se traducen en cambios en las coordenadas espaciales de los puntos de medida, e inclinaciones del terreno, así como la rapidez con que ocurren estos cambios, e interpretarlos en términos de modelos de fuentes de presión móviles o estáticas para, en conjunto con otras mediciones geofísicas y geoquímicas, establecer el potencial eruptivo del volcán.

Para evaluar los cambios que existen en la posición espacial de puntos en la superficie terrestre, se hace uso de varias técnicas tanto instrumentales como topográficas y geodésicas, que permiten obtener la variación en el tiempo de la posición relativa de estas coordenadas. El proceso consiste básicamente en efectuar mediciones periódicas sobre marcas permanentes establecidas en el edificio volcánico o en sus alrededores, utilizando las técnicas adecuadas con los lineamientos apropiados, realizando estas con la frecuencia que indiquen los cambios observados y el riesgo a que se considere esté sometida la población (De la Cruz-Reyna y Ramos, 1992).

La determinación de las deformaciones incluye medidas de las componentes horizontales y verticales de los desplazamientos. Para el caso de las primeras se utilizan técnicas topográficas consistentes en redes de triangulación, trilateración, triangulateración y poligonación y para las segundas se utilizan métodos de nivelación, mediante redes cuyas características satisfagan el orden de precisión requerido en este tipo de control (Sundquist y Tryggvason, 1982; SPP, 1985; Van Der Laat, 1987). En lo concerniente a la inclinación del terreno, este puede determinarse esencialmente por dos métodos: a través de dispositivos electrónicos (inclinómetros) o por medio de métodos topográficos de inclinometría seca (Van Der Laat, 1987).

Por otra parte, la precisión en las observaciones es parte esencial para poder evaluar satisfactoriamente estos desplazamientos en términos del riesgo volcánico. Para las mediciones de desplazamiento horizontal se requiere una precisión mínima de una parte en cien mil, mientras que para las observaciones verticales se requiere una exactitud de $0.004 \text{ m} \cdot x \text{ (r km)}^{1/2}$, siendo (r km) el número de kilómetros de longitud de la red de nivelación (SPP, 1985). En lo concerniente a la inclinación del terreno es recomendable una precisión de por lo menos $10 \mu\text{radianes}$ en el campo cercano (dentro de unos 2 km de distancia radial al epicentro de presión), y por lo menos de $1 \mu\text{radian}$ para lograr resoluciones significativas a distancias mayores.

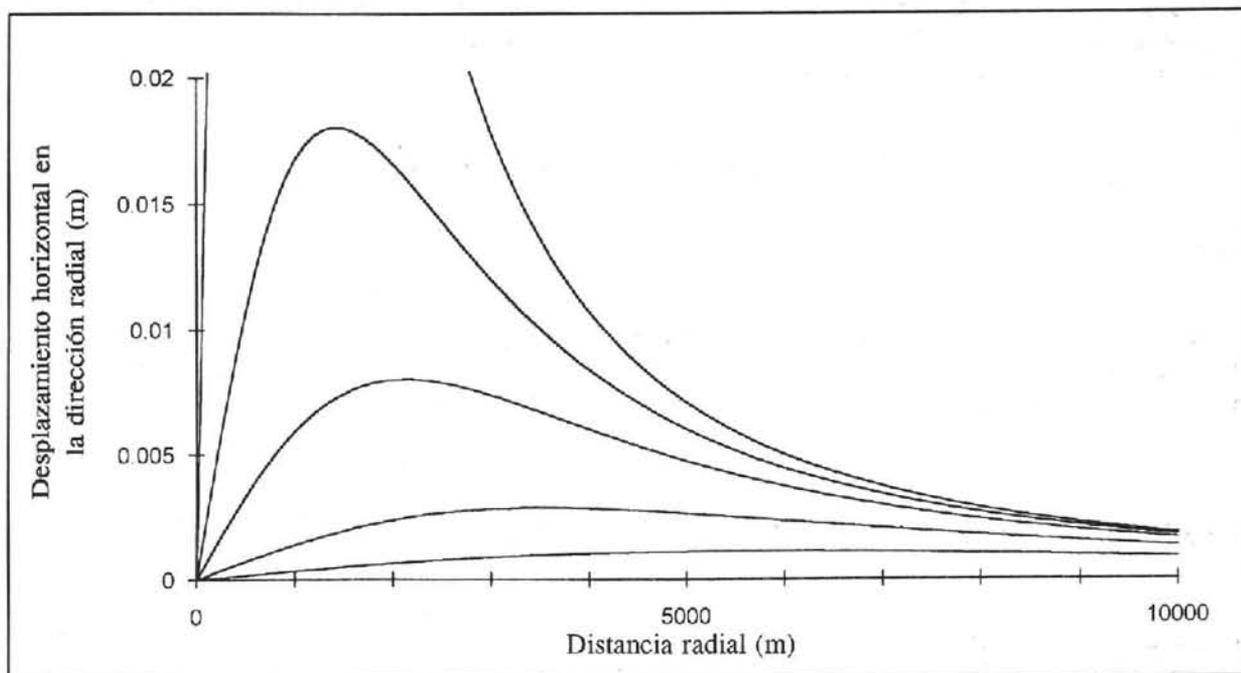


Figura 1

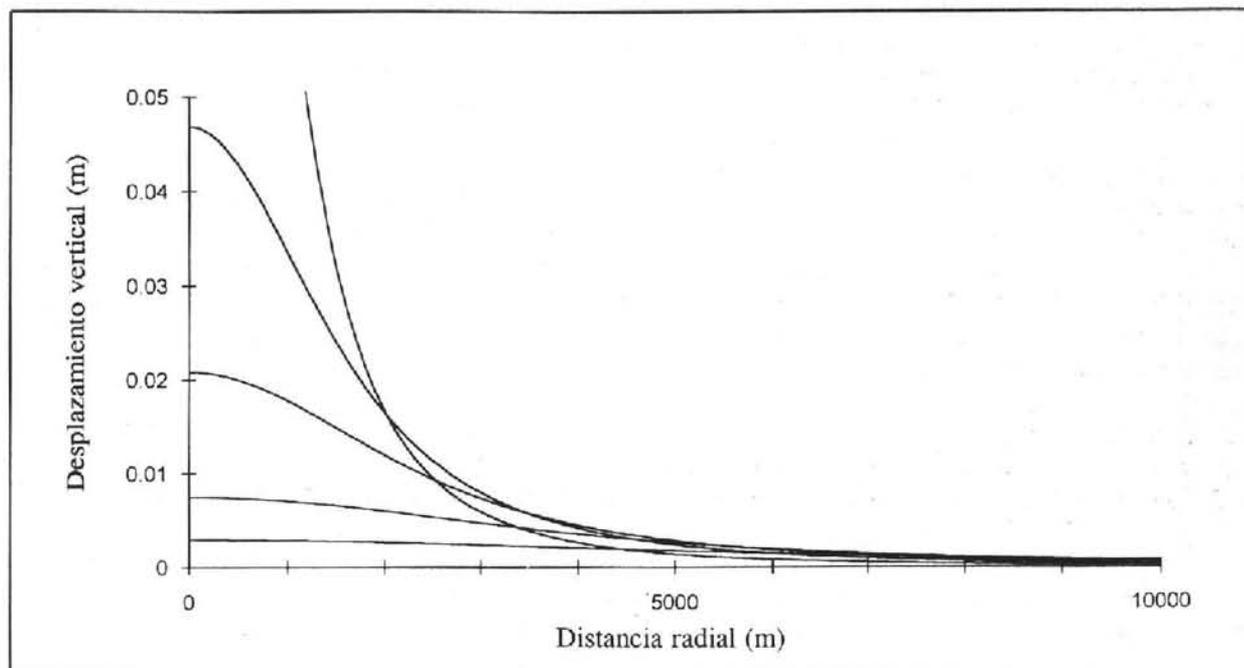


Figura 2

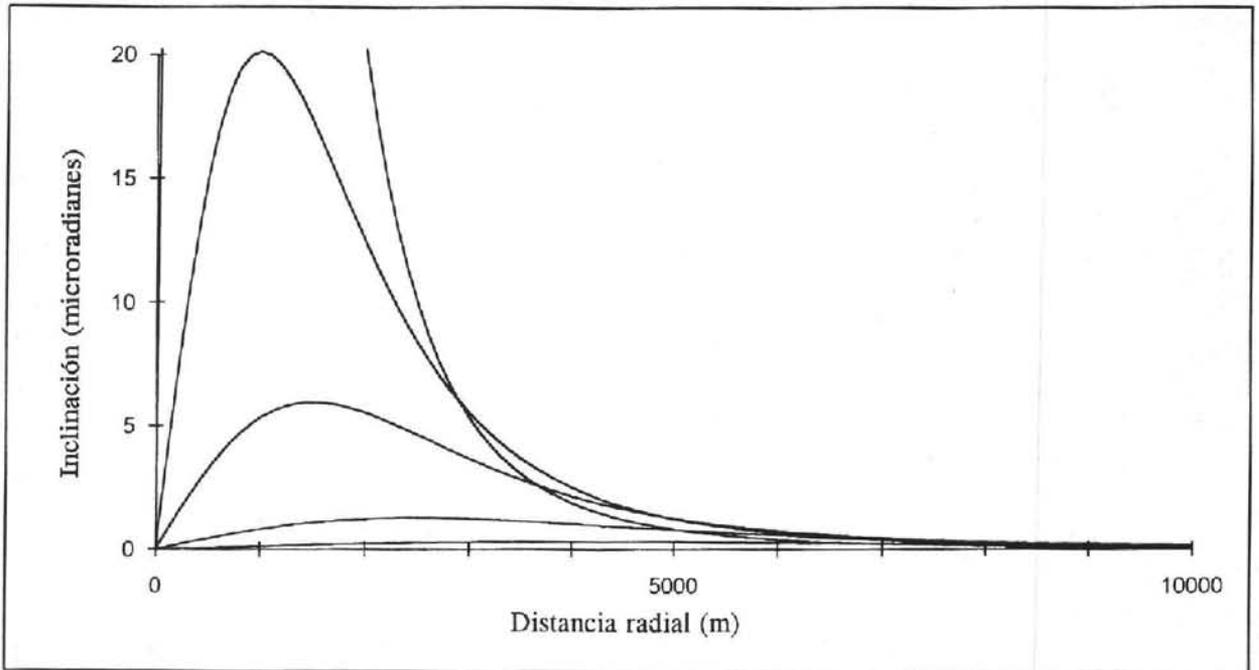


Figura 3

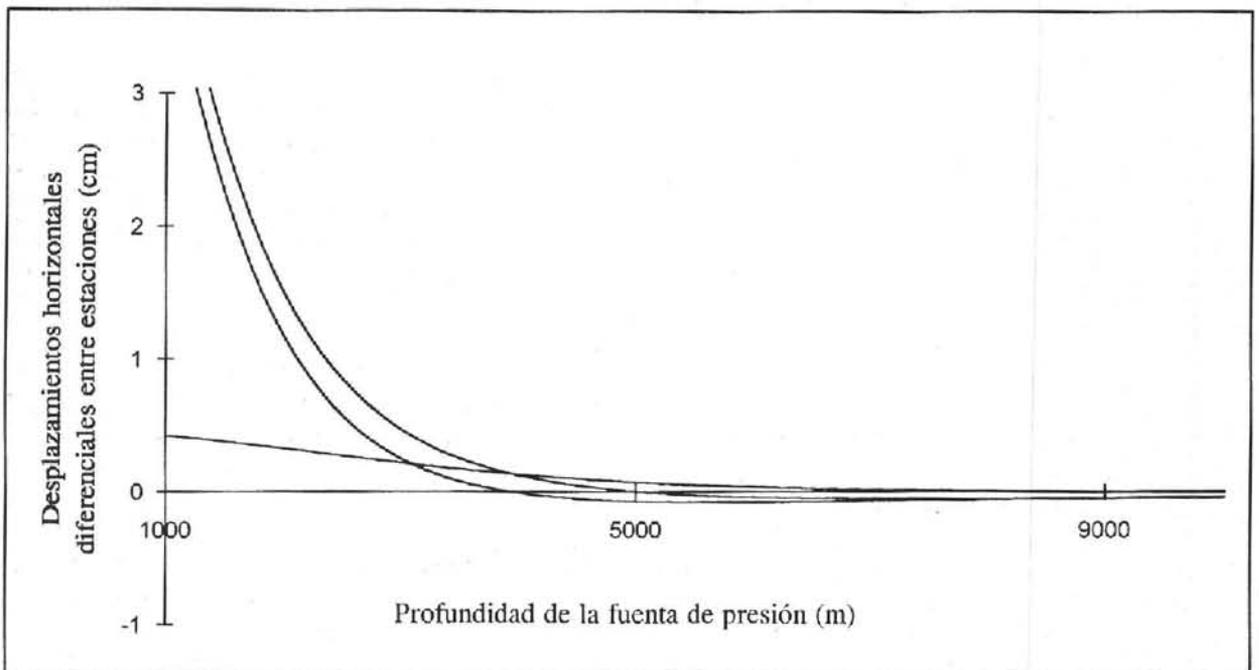


Figura 4

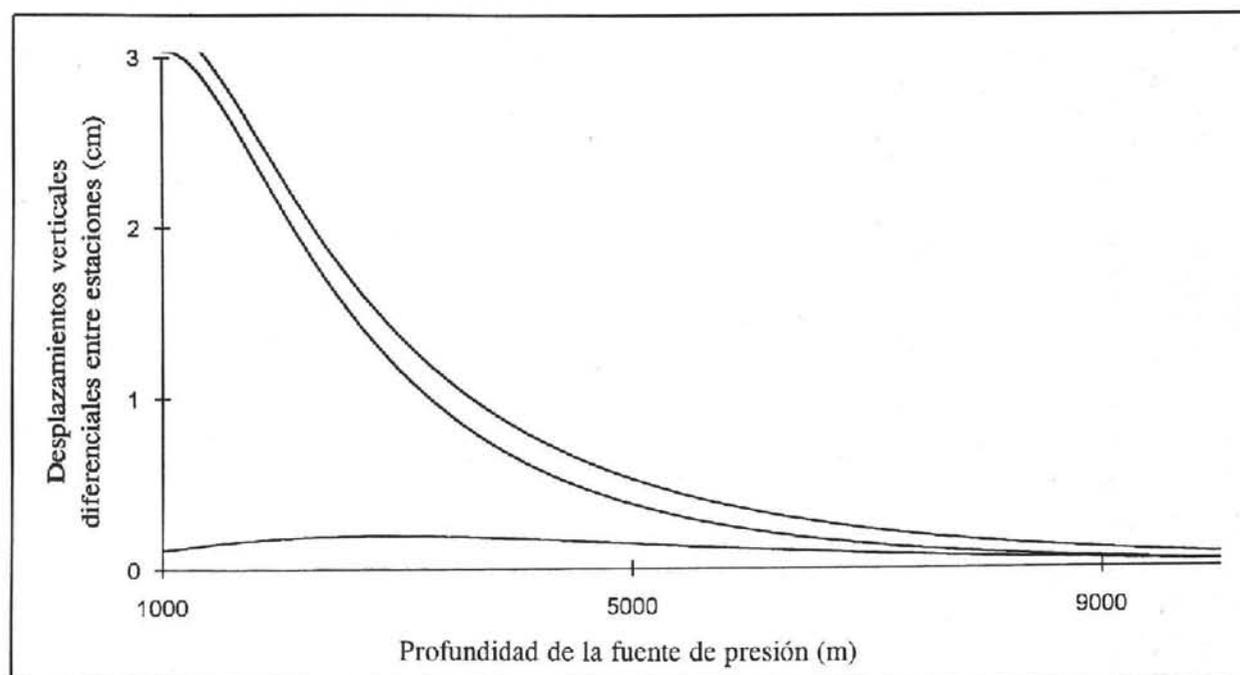


Figura 5

4. CRITERIOS DE DISEÑO DE LAS REDES GEODESICAS

Las Figuras 1 a 5 muestran las magnitudes de las deformaciones esperadas en un semiespacio elástico con una fuente esférica de presión a una cierta profundidad. Si bien esto parece representar una imagen poco exacta del volcán, los criterios de Mogi han demostrado ser una herramienta sumamente poderosa para el diseño de redes para el monitoreo geodésico de volcanes. Aunque la geometría misma del volcán y las heterogeneidades del terreno puedan modificar los resultados de un modelo de Mogi, estas variaciones no son lo suficientemente grandes para alterar significativamente las deformaciones observadas, y por ende los criterios de diseño. Los modelos de Mogi siguen siendo universalmente utilizados para interpretar las deformaciones del terreno en función de fuentes internas de presión.

Las Figuras 1 a 5 fueron construidas en base a un modelo que, como se menciona anteriormente, podría corresponder al escenario de una erupción de moderada a grande. Fuentes de presión más pequeñas, que podrían escapar a la detección geodésica, tendrían menor relevancia en los aspectos de riesgo. Por otro lado, si el diseño propuesto detecta las deformaciones generadas por el modelo propuesto, lo hará de mejor manera para fuentes de presión correspondientes a escenarios de erupciones mayores.

La inspección de las figuras muestra que los desplazamientos horizontales máximos para la fuente propuesta (radio: 500 m, presión: 100 bar, rigidez del medio 0.5×10^{11} dinas/cm²) ocurren en el rango de los 2000 metros de distancia radial al epicentro de la fuente de presión y profundidades hasta de 3000m para esta. Para profundidades mayores, el desplazamiento horizontal varía muy poco con la distancia epicentral. Los desplazamientos verticales evidentemente son máximos en el epicentro de la fuente de presión, y decrecen rápidamente con la distancia radial. Para distancias epicentrales radiales mayores de 3000 metros, los desplazamientos para las distintas profundidades de la fuente de presión se hacen muy similares y prácticamente indistinguibles.

Las inclinaciones, dadas por la relación 3 y mostradas en la Figura 3, tienen valores máximos a una distancia epicentral de 1500 a 2000 m. A distancias epicentrales mayores de 4500 m, las inclinaciones para las distintas profundidades de la fuente son muy pequeñas (2μ radianes o menos) y se confunden entre ellas. De aquí se concluye que la región óptima para situar inclinómetros de cualquier tipo ("secos" o electrónicos) es en el rango de 1000 a 3000 ó 4000 metros como máximo de distancia epicentral, ya que de otra manera los métodos de inclinometría carecen de resolución.

Los métodos de triangulación implican la medida de distancias y ángulos entre puntos cercanos y lejanos al cráter (que se asume como epicentro). Si los puntos o líneas de referencia son suficientemente lejanos, puede suponerseles fijos e inmóviles, y aplicar las relaciones 1 y 2 directamente para evaluar desplazamientos en el campo cercano. Por otro lado, grandes distancias entre la línea de base o referencia involucran mayores errores en las medidas de distancias y ángulos. Lo ideal es entonces un compromiso de distancias suficientemente grandes entre la línea de referencia y los vértices de medida para permitir un contraste significativo entre los desplazamientos diferenciales del terreno, pero no tanto para introducir errores serios de camino óptico, turbulencia atmosférica y otras fuentes de ruido que afecten la medida de los ángulos y distancias y que empeoran con la distancia.

En el caso del Popocatepetl, se ha escogido como línea base de referencia la que va de Paso de Cortés a Cerro Tlamacas, y como vértices de medida (vértices P, como se definen más adelante), a varios sitios sobre el flanco norte del cono volcánico cuya distancia epicentral promedia 1500 m. Las Figuras 4 y 5 muestran los desplazamientos diferenciales esperados entre los vértices P y los extremos de la línea base para distintas profundidades de la fuente de presión. De la inspección de esas figuras se concluye que si los métodos utilizados tienen una resolución para los desplazamientos horizontales de 1 cm, las deformaciones originadas por la fuente de presión aquí modelada podrán ser detectadas cuando esta alcance una profundidad de unos 2.5 km o menor (bajo la curva de nivel de la red geodésica). Evidentemente fuentes mayores podrán ser detectadas a profundidades mayores.

Cabe señalar que con la red funcional actual, con distancias entre la línea base y los vértices P en el rango de los 2 a 3 km, y tomando en cuenta que la resolución del equipo utilizado es de 1 parte en 100,000, la resolución esperada es del orden de 2 a 3 cm para mediciones individuales. Sin embargo, la realización de numerosas mediciones en cada sesión de campo, ha permitido obtener un grado de reproducibilidad mayor, que se manifiesta en la baja desviación estándar alrededor de la media de las medidas repetidas, la cual se reduce por lo general a 1 cm. No obstante, actualmente se está desarrollando una extensión al método de triangulación que permitirá aumentar aun más la resolución por medio de la medida diferencial de desplazamientos verticales entre la línea base y los vértices P.

5. APLICACIONES EN EL POPOCATEPETL: ESTABLECIMIENTO DE LA RED DE TRIANGULACION EN EL VOLCAN

Se ha establecido una red de triangulación en el volcán Popocatepetl, similar en características a las instaladas para los mismos fines en otros dos volcanes de México: el volcán de Fuego de Colima (Nolasco, et. al., 1993, 1994), como parte de un dispositivo de monitoreo y vigilancia más amplio que permita detectar con anticipación suficiente las manifestaciones que preceden a un evento eruptivo, y en el Tacaná, con los mismos objetivos (Nolasco, et. al., en preparación). Las etapas realizadas dentro de este programa comprenden:

a.) Diseño y pre-análisis; b.) Reconocimiento y Monumentación; c.) Observaciones y Cálculos de Campo; d.) Cálculos de Gabinete (ajustes); e.) Evaluación e Interpretación de los datos; y f.) Memoria de los trabajos.

Para la primera etapa, se hizo un reconocimiento del volcán y se buscaron los lugares más propicios para el establecimiento de la red. Se localizaron los sitios que cumplieron con tres características principales: Primera, que

permitieran, mediante medidas tomadas desde estos y las ecuaciones de Mogi, la modelación de la fuente de presión, esto es que satisficieran los criterios de diseño detallados en el párrafo anterior. Segunda, que cumplieran con las normas establecidas para servir como vértices de una red de triangulación y, tercera, que se encontraran en lugares razonablemente accesibles, que facilitarían la reocupación de la red, aun en condiciones desfavorables y que implicaran una exposición a un nivel de riesgo aceptable a los operadores de campo.

Las estaciones cercanas al epicentro de presión (vértices P) fueron situadas en cinco lugares altos, fácilmente identificables, relativamente accesibles y en terreno firme y bien cimentado (Figura 6). Allí se construyeron monumentos consistentes de mojoneras de concreto, cada una con un tornillo fijo vertical sobre el cual se fija la base basculante de los árboles de prismas reflectores (Figura 7). En forma repetitiva se miden las distancias y los ángulos desde los extremos de la línea base a cada uno de esos vértices P.

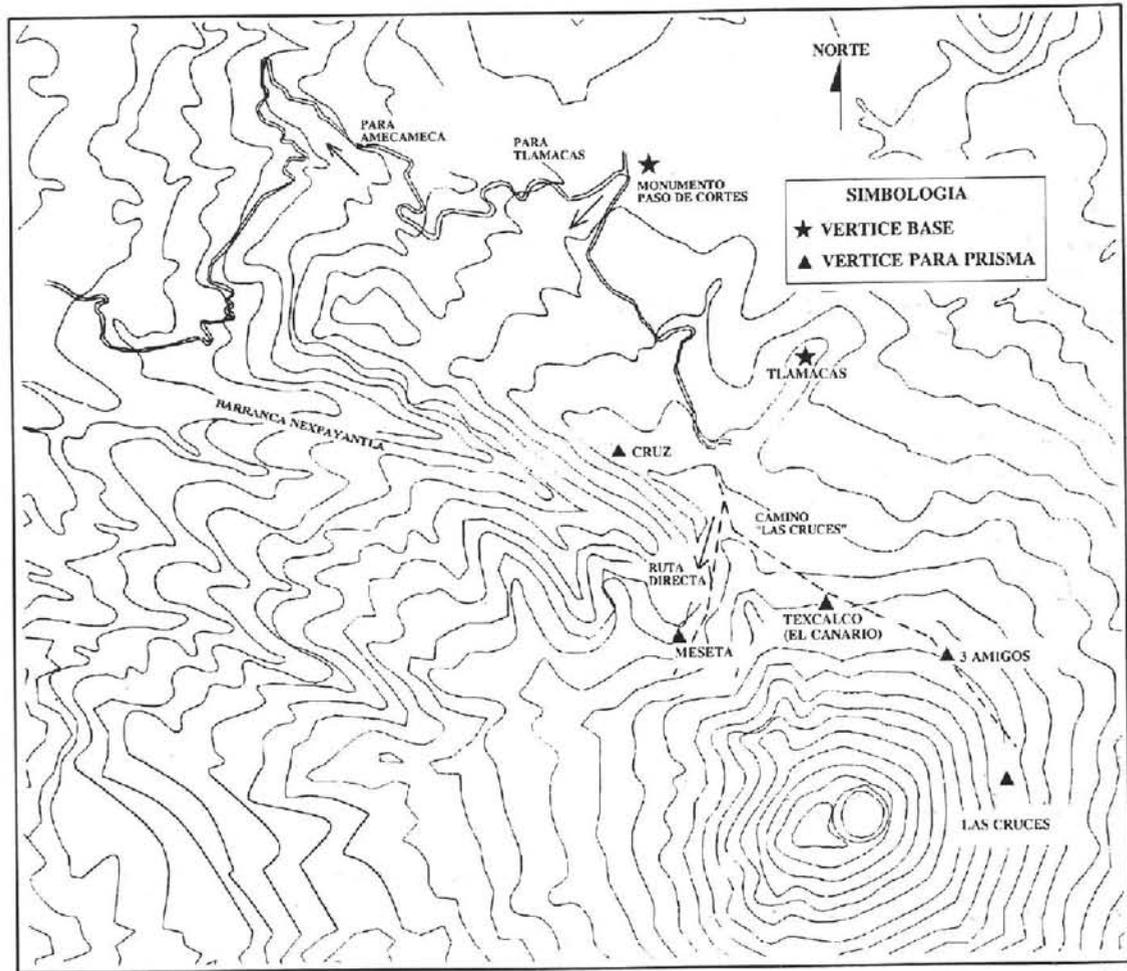


Figura 6

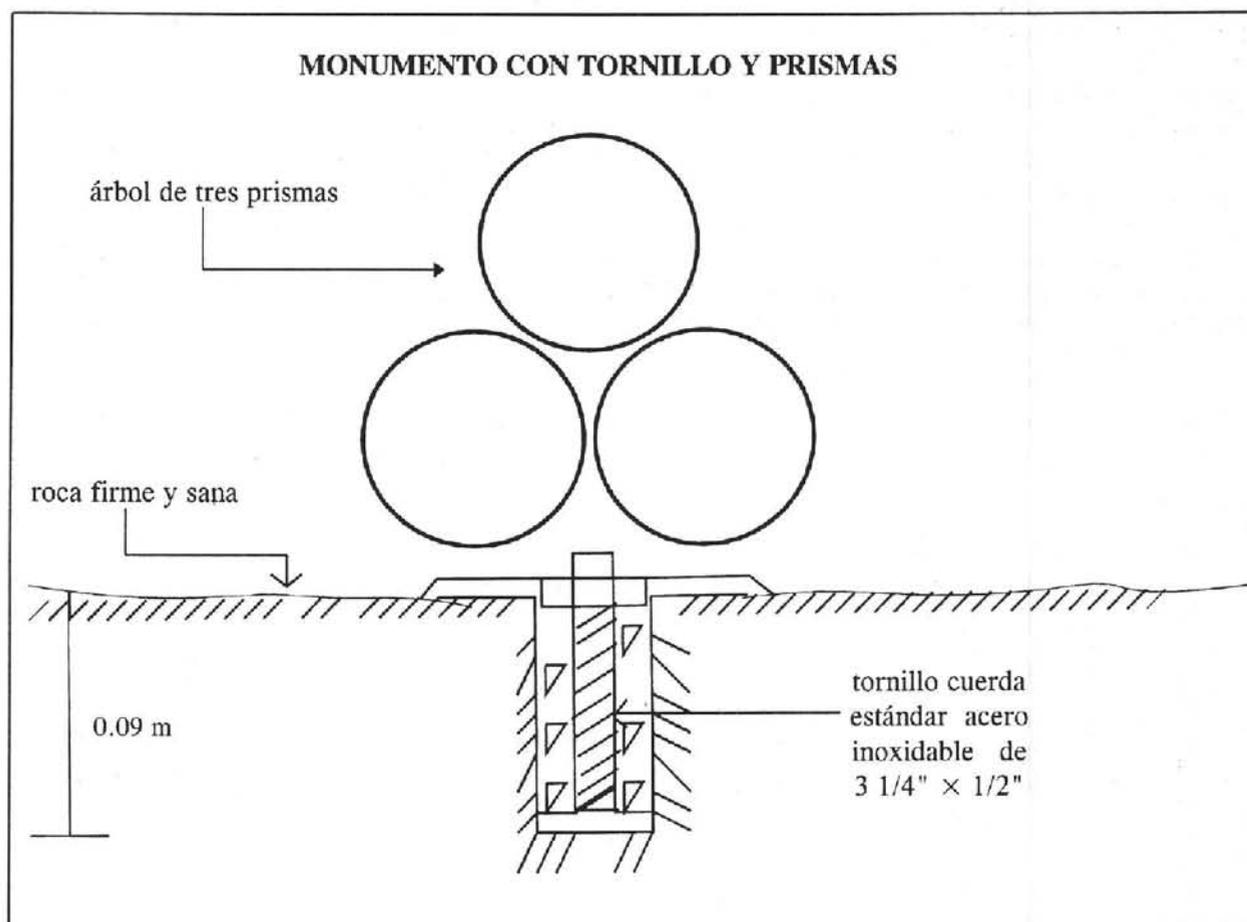


Figura 7

6. DESCRIPCION DE LA LINEA BASE

La línea base tiene una longitud de unos 2.9 km, con un rumbo aproximado SE 45°. Está definida en uno de sus extremos por una marca en forma de cruz, de 5 centímetros por cada brazo, grabada con cincel en el cuerpo que forma la base del monumento de concreto del "Paso de Cortés", en su extremo suroeste, a una distancia de 60 centímetros de donde se encuentra el bajo-relieve que representa la entrada de Hernán Cortés al Valle de México (ver Figura 8). Este vértice se denominó así mismo "Paso de Cortés". Se localiza en el kilómetro 21 de la carretera Amecameca - Tlamanca, a 3980 metros de altitud y sus coordenadas son 19.0854° N, 98.6455° W.

El segundo extremo que define la línea se ubica en la base de una de las antenas de televisión que se encuentran en otra estación repetidora enclavada en la cumbre del "Cerro Tlamanca" (19.0659° N, 98.6287° W), a unos metros de la estación sísmológica PPM. El vértice se localiza en el extremo suroeste de la base perteneciente a la antena de mayor altura y consiste en una marca en forma de cruz, de 5 centímetros por cada brazo, grabada con cincel en el cuerpo de concreto que sirve como sostén a la estructura de la antena. El cuerpo de concreto es monolítico y tiene unas dimensiones tales (aproximadamente el volumen de un edificio de 1 piso de altura) que se puede asegurar con toda certeza su estabilidad. A este vértice se le dio el nombre de "Tlamanca".

Posteriormente a la definición de la red geodésica, fue construida otra torre de microondas que obstaculizó las visuales entre el vértice Tlamacas y algunos de los vértices P. Por ello hubo que definir un vértice auxiliar en la esquina sureste de la misma base de concreto donde se encuentra el vértice Tlamacas. A este vértice auxiliar se le denominó Tlamacas 1 y las medidas que desde allí se realizan pueden ligarse a las de la línea base original mediante ángulo y distancia. En la Figura 9 se muestra la posición exacta de las marcas correspondientes a estos vértices, así como las distancias horizontales con que se referenciaron los vértices a las esquinas de la estructura de concreto.

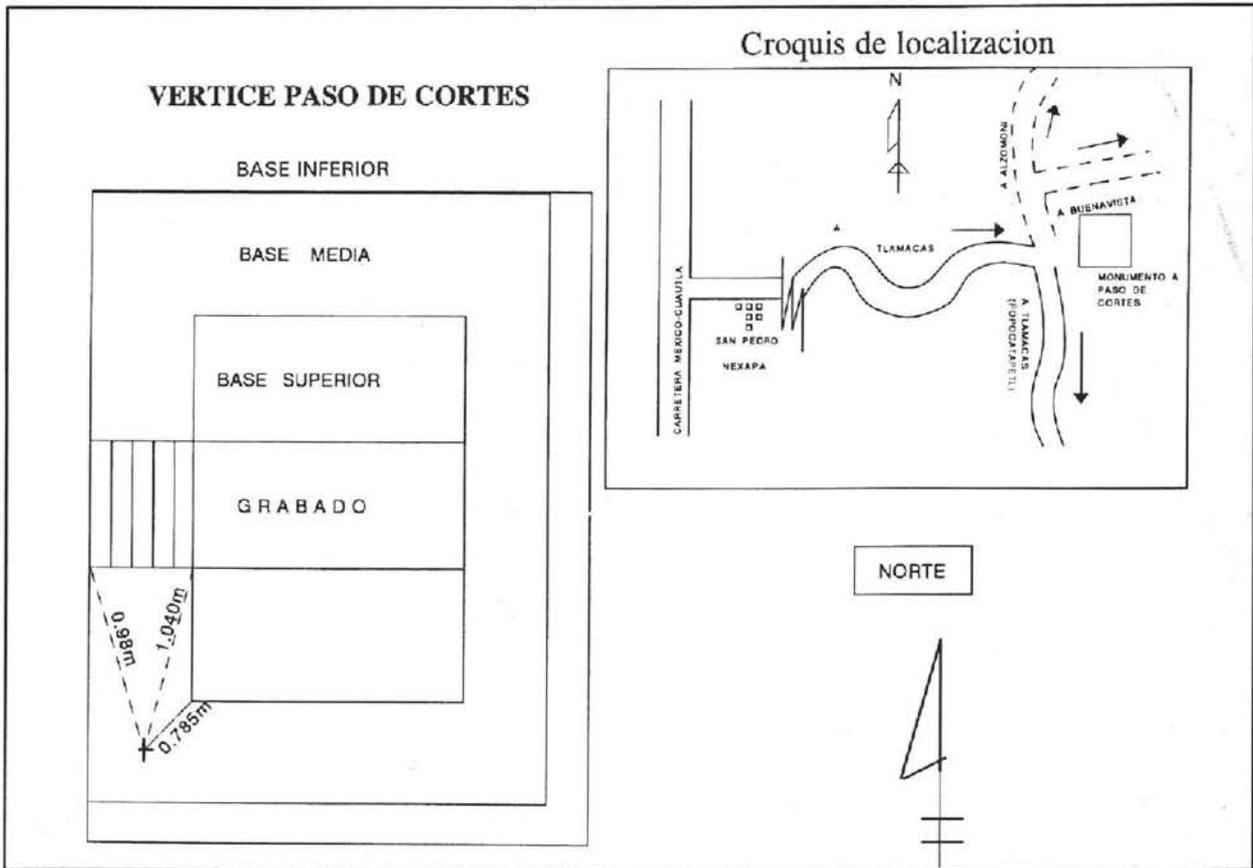


Figura 8

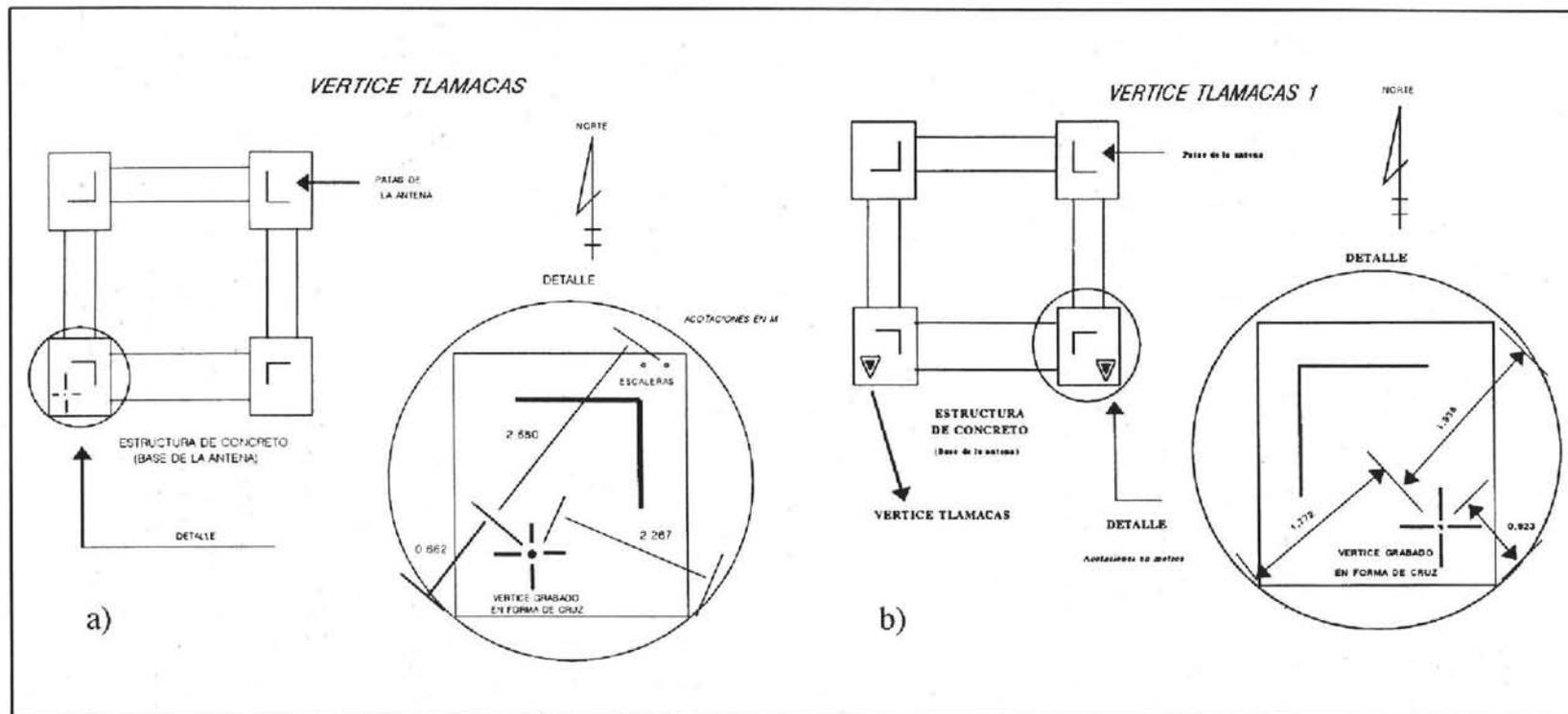


Figura 9

7. DESCRIPCION DE LOS VERTICES P

Los sitios escogidos como vértices P sobre el flanco norte del volcán son:

- Las Cruces (19.0350° N, 98.6193° W), con un árbol de 11 prismas.
- Tres Amigos (19.0372° N, 98.6319° W), con un árbol de 3 prismas.
- Texcalco (19.0412° N, 98.6279° W), con un árbol de 3 prismas.
- Meseta (19.0415° N, 98.6397° W), con un árbol de 3 prismas.
- La Cruz (19.0590° N, 98.6485° W), con un árbol de 3 prismas.

Las Cruces, Texcalco y Tres Amigos están contruidos sobre flujos de lava del volcán el Fraile, datada aproximadamente en 3800 años. Los otros dos (Meseta y Cruz) están asentados sobre macizos rocosos que forman parte de la estructura del volcán Nexpayantla (Robin y Boudal, 1987). Los vértices son bases de concreto contruidas todas ellas sobre roca maciza, con un tornillo de acero inoxidable de 1/2 x 3 1/4 de pulgada como centro. El tornillo se encuentra empotrado en la roca y la base es de forma más o menos cuadrada, de unos 20 cm de lado (Figura 7). El vértice está señalado físicamente por el centro geométrico del tornillo y los prismas se fijan a este. Dado que en el entorno que rodea a los vértices no existen detalles significativos que nos permitan ubicar estos monumentos mediante referenciación a puntos notables por rumbo y distancia, se optó por identificarlos con el nombre del paraje donde se encuentran. A continuación se da una descripción de la ubicación de los monumentos así como de la forma de llegar a estos lugares (ver Figura 6).

VERTICE CRUZ: Se ubica aproximadamente 5 m al SE de la cruz de concreto, de dos metros de altura, situada a unos 150 m al SW del albergue alpino Tlamacas. La roca es parte de la estructura del volcán Nexpayantla.

VERTICE MESETA: Se encuentra sobre un macizo rocoso correspondiente a la estructura del volcán Nexpayantla. Dicho macizo tiene forma de meseta y se ubica al SE del partaguas conformado en la parte superior o inicial de la barranca Nexpayantla, sobre la ruta más corta para ascender al volcán (ruta directa).

VERTICE TEXCALCO: Se localiza en la parte superior de una estructura rocosa de unos 10 m de altura, ubicada en la parte sur del camino que conduce de Tlamacas a las Cruces. Este macizo está emplazado inmediatamente después de cruzar la primera morrera que atraviesa el camino. El punto se encuentra al NW de las ruinas del refugio "El Canario".

VERTICE TRES AMIGOS: Se halla a unos 10 metros al SE del camino a Las Cruces, sobre un cuerpo rocoso estable, en la segunda morrera del camino Tlamacas-Las Cruces, aproximadamente a la mitad de la distancia entre Texcalco y Las Cruces.

VERTICE LAS CRUCES: El monumento se ubica en un promontorio rocoso que se localiza al SW del camino que une a Tlamacas con las Cruces, inmediatamente al Sur de las cruces de hierro que dan nombre a esta zona.

8. ESTABLECIMIENTO DE LA RED DE INCLINOMETROS

Los inclinómetros electrónicos que se han utilizado en el Popocatepetl son de la serie 700 de Applied Geomechanics, y han sido facilitados por el U.S. Geological Survey. El principio de su funcionamiento se basa en la detección electrónica de la posición de una burbuja en un nivel muy sensible. Los más pequeños desplazamientos de la burbuja son amplificados electrónicamente y la señal resultante es enviada por telemetría al centro de operaciones en el CENAPRED. Tienen un rango de inclinaciones de 1° en el transductor de alta ganancia y mayor a 10° en el transductor de baja ganancia. La resolución especificada para estos equipos es de 0.1 radianes para el transductor de alta ganancia. Dada la alta sensibilidad de estos equipos a los cambios de temperatura, es necesario enterrarlos de 1 a 2 metros bajo el suelo y llevar un control estricto de las temperaturas del instrumento, dato que se transmite

junto con las inclinaciones y el voltaje de la batería que los alimenta. Estas baterías son recargadas por paneles solares.

Hasta el momento se han colocado tres inclinómetros en sitios cerca de o donde ya existen otros vértices o estaciones sismológicas. La instalación fue realizada por el grupo de Instrumentación del CENAPRED y personal del USGS. Los sitios donde se encuentran los inclinómetros electrónicos son: PIN (Nexpayantla) 19.0526° N, 98.6366° W; PIP (Canario) 19.0412° N, 98.6279° W y PIX (Chipiquixtle) 19.0088° N, 98.6566° W.

9. METODOLOGIA DE LAS OBSERVACIONES

Las mediciones repetitivas de triangulación sobre la red establecida en el flanco norte del volcán Popocatepetl se han realizado de manera persistente desde el mes de agosto de 1994. Se cuenta con ocho etapas completas de vigilancia geodésica hasta la fecha.

Para efectuar las observaciones se utiliza equipo de precisión geodésico: Las distancias inclinadas se miden con un distanciómetro electrónico (EDM) Leica Wild DI3000S, el cual emite un haz láser infrarrojo, que es reflejado en los sitios remotos por los prismas. Este equipo tiene un alcance máximo teórico de 19 km y una precisión de 3 mm + 1 ppm. Los ángulos horizontales y verticales se miden con un teodolito universal Leica T-2, con aproximación a la décima de segundo. Las correcciones barométrica y térmica son programadas in situ en el microprocesador del distanciómetro, a partir de las lecturas de un altímetro/barómetro digital Ultimeater, con resolución de 10m para las altitudes y de 0.1mm Hg para la presión atmosférica. Los prismas reflectores (un árbol de 11 prismas y cuatro árboles de tres prismas cada uno) son de las marcas Leica y Sokkisha respectivamente.

Este equipo ha sido adquirido por el Instituto de Geofísica con financiamiento del CONACYT, a través del Proyecto CONACYT No. 400323-5-1899-T9211 "Procesos Físicos en Volcanes Activos", del cual es responsable el primer autor de este artículo. Algunas de las componentes de este equipo (Sokkisha) han sido donadas por la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA).

Desde los extremos de la línea base, correspondientes al monumento de Paso de Cortés y a la estación repetidora de Cerro Tlamacas se dirigen visuales hacia cada uno de los cinco monumentos ubicados en la cara norte del cono volcánico. Estos monumentos fueron bautizados genéricamente como vértices P, por ser los sitios donde se mantienen los prismas reflectores. Se miden series de ángulos para cada una de esas marcas permanentes. Una serie implica la lectura de un ángulo horizontal y uno vertical, registrando cinco series para cada marca visada. A continuación se efectúan las mediciones electrónicas de distancia (EDM), produciendo una muestra de 10 distancias inclinadas para cada marca visada. En total, se registran en promedio 40 lecturas de distancias inclinadas y 15 series de ángulos en cada marca permanente. Las mediciones electrónicas de distancia son corregidas en el momento mismo de la observación introduciendo datos de presión y temperatura. Internamente, el instrumento asigna la corrección en partes por millón a la distancia medida. Posteriormente se analizan estadísticamente todos los valores de distancias y ángulos y se obtienen promedios, desviaciones estándar y límites de confianza. Las sesiones de campo se repiten de acuerdo al nivel de actividad del volcán.

Los inclinómetros transmiten los datos de inclinación de dos componentes perpendiculares, orientadas de tal manera que la bisectriz del ángulo de 90° entre ellas se dirige radialmente al volcán, conjuntamente con datos de temperatura y voltaje de las baterías de alimentación. La información se recibe y procesa en el CENAPRED por medio del software denominado BOB, desarrollado en el USGS. Este permite obtener en pantalla los datos correspondientes a un número predeterminado de días (ver como ejemplo Figura 23).

10. RESULTADOS

Las Figuras 10 a 21 resumen en forma gráfica los resultados de todas las observaciones realizadas por los métodos de triangulación desde septiembre de 1994 hasta la fecha (31 de marzo de 1995). La Figura 10 muestra las medidas de distancia inclinada entre Tlamacas y Las Cruces. Las medias en cada una de cuatro etapas muestran desviaciones estándar de 1 cm. Esto representa una resolución efectiva mejor que 3 partes por millón. Sobre una distancia media de 3574.6931 se observan pequeñas fluctuaciones que, considerando los errores inherentes de medida, no son significativas como deformaciones entre esos dos puntos. Lamentablemente, el prisma de Las Cruces dejó de reflejar las señales del distanciómetro después de la 6a etapa, por lo que será necesario, cuando las condiciones de seguridad lo permitan, realinearlos.

La Figura 11 muestra las medidas de distancia inclinada entre Tlamacas y Tres Amigos. Se inician en la 5a etapa por ser esa la fecha en que se instaló ese vértice P. Los resultados observados sugieren nuevamente que las pequeñas diferencias entre los promedios de las distancias medidas pueden ser atribuidos a errores de medida en un rango menor a 3 ppm.

La Figura 12, que muestra las distancias inclinadas entre Tlamacas y Meseta con el mismo grado de resolución de las anteriores, indica un desplazamiento significativo de ese punto entre la 3a (18/Nov/94) y la 4a (3/Ene/95) etapas de medida. El desplazamiento observado corresponde a un acercamiento de 3.4 cm del vértice Meseta a Tlamacas. El desplazamiento parece ser irreversible. Antes y después de este, las distancias se mantienen inalterables dentro de los límites de error. El hecho de que el inicio de fase de mayor actividad se iniciara entre estas dos etapas (el 21/Dic/94) podría ser relevante a este cambio, como se discute en el párrafo de conclusiones.

La Figura 13 sugiere que la distancia entre los puntos Tlamacas y Cruz se mantiene estable, con un promedio de 1366.9148 m, y fluctuaciones no significativas que caen dentro de los límites de error.

La Figura 14 muestra el control entre los extremos de la línea base Tlamacas-Paso de Cortés. La distancia media medida de 2910.7082 presenta fluctuaciones aleatorias y no significativas, atribuibles al error inherente a las mediciones.

Las Figuras 15 a 17 muestran las distancias medidas entre el vértice-base auxiliar Tlamacas 1 y los vértices P Las Cruces, Tres Amigos y Texcalco. Como se menciona arriba, el árbol de prismas en Las Cruces probablemente ha cambiado su orientación por efectos del viento y no refleja desde la 6a etapa. Las distancias entre Tlamacas1 y Tres Amigos y Tlamacas 1 y Texcalco muestran una fluctuación entre la 7a y 8a etapas que, aunque más grande que el nivel general de ruido, es poco probable que sea significativa, dado que no se detecta desde los otros vértices de referencia, pudiendo entonces ser debida a un error sistemático en el emplazamiento del distanciómetro en Tlamacas1. Si este fuera el caso, la naturaleza de esta fluctuación se podrá determinar de etapas futuras, analizando si tiene carácter reversible.

La Figura 18 muestra las observaciones correspondientes a la línea más larga de la red: Paso de Cortés-Las Cruces. La distancia media de 6332.3070 m se mantiene estable, con fluctuaciones no-significativas atribuibles al error de medida. Otra línea de longitud comparable, Paso de Cortés-3 Amigos, se empezó a medir desde la 5a etapa. Dado que durante la 7a y 8a etapas no fue posible obtener reflexiones desde ese punto, la Figura 19 muestra solamente los dos resultados obtenidos hasta el momento.

La línea Paso de Cortés-Texcalco representa uno de los brazos de la red geodésica con mejor control por la excelente visibilidad entre esos dos puntos. La Figura 20 muestra que la distancia media de 5351.2394 m presenta únicamente variaciones aleatorias, dentro de los límites de error.

Los resultados obtenidos en el brazo Paso de Cortés-Meseta, mostrados en la Figura 21, confirman los resultados

descritos en la Figura 12. Entre la 3a y la 6a etapas, se observa un cambio significativo en la distancia, que excede los errores de medición. La magnitud del desplazamiento observado es completamente consistente con el observado en la línea Tlamacas-Meseta. El mismo acercamiento de 3.4 cm de Meseta hacia Paso de Cortés es registrado aquí.

Es evidente la necesidad de extender esta red geodésica para cubrir otros sectores del volcán. Existe ya la monumentación para el control geodésico del sector SW. La distribución de los monumentos se muestra en la Figura 22. Para realizar las medidas sólo se requieren los recursos para adquirir los prismas reflectores adicionales que permitan efectuar estas medidas.

En lo que respecta a los inclinómetros electrónicos, estos toman varias semanas para estabilizarse. La Figura 23 muestra como ejemplo los resultados de los últimos 10 días. Nótese que mientras las lecturas de inclinación y temperatura de PIN (Nexpayantla) se mantienen muy estables, PIP (Canario) muestra una ligera deriva que se puede correlacionar con un gradual aumento en la temperatura, probablemente de carácter estacional, pues el flanco SW del volcán está más expuesto a las condiciones de calidez climática.

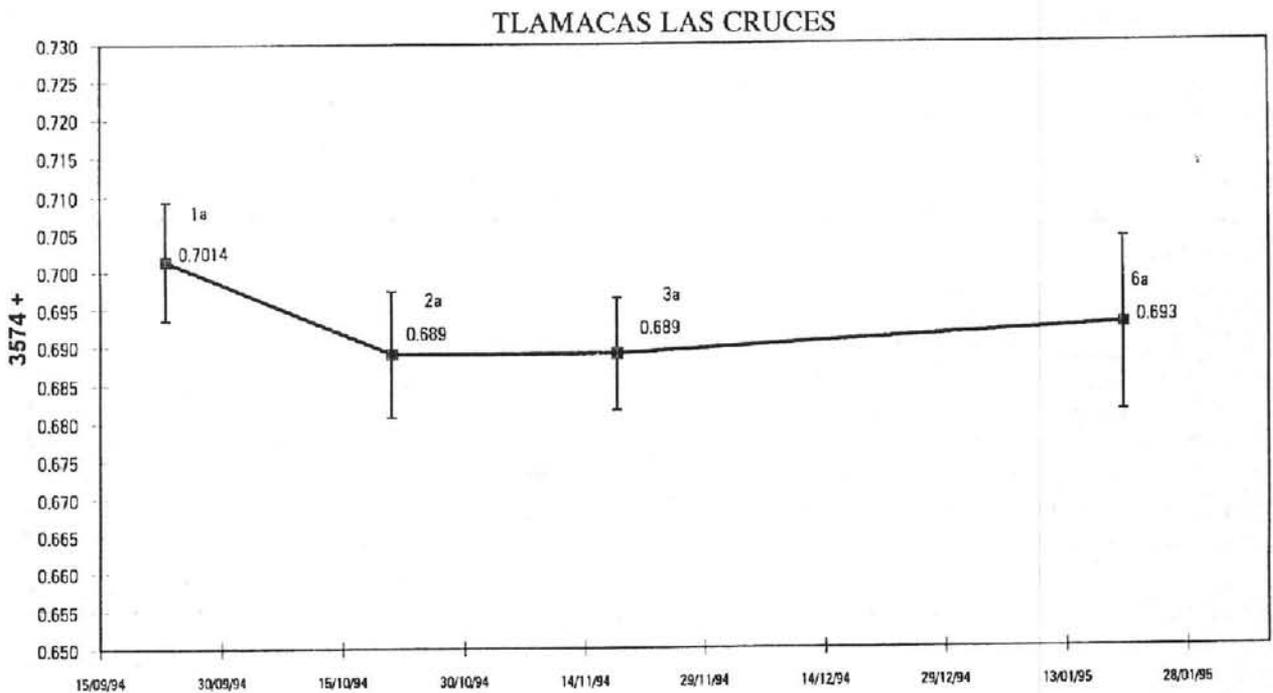


Figura 10

TLAMACAS-3 AMIGOS

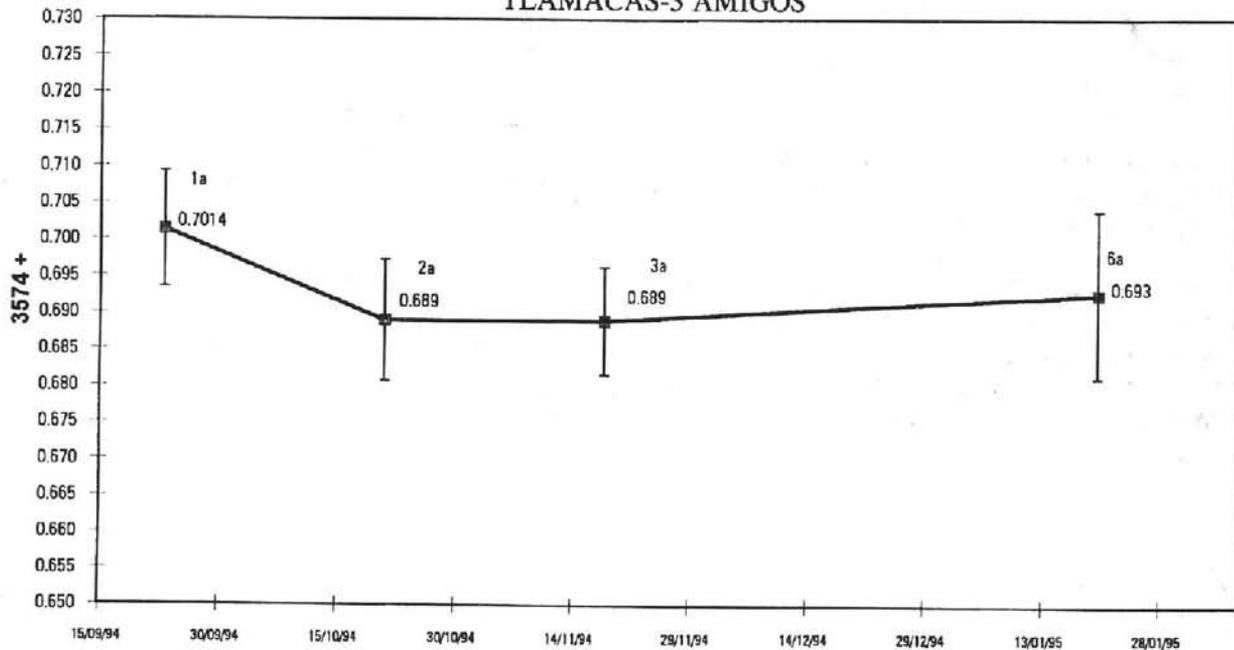


Figura 11

TLAMACAS-MESETA

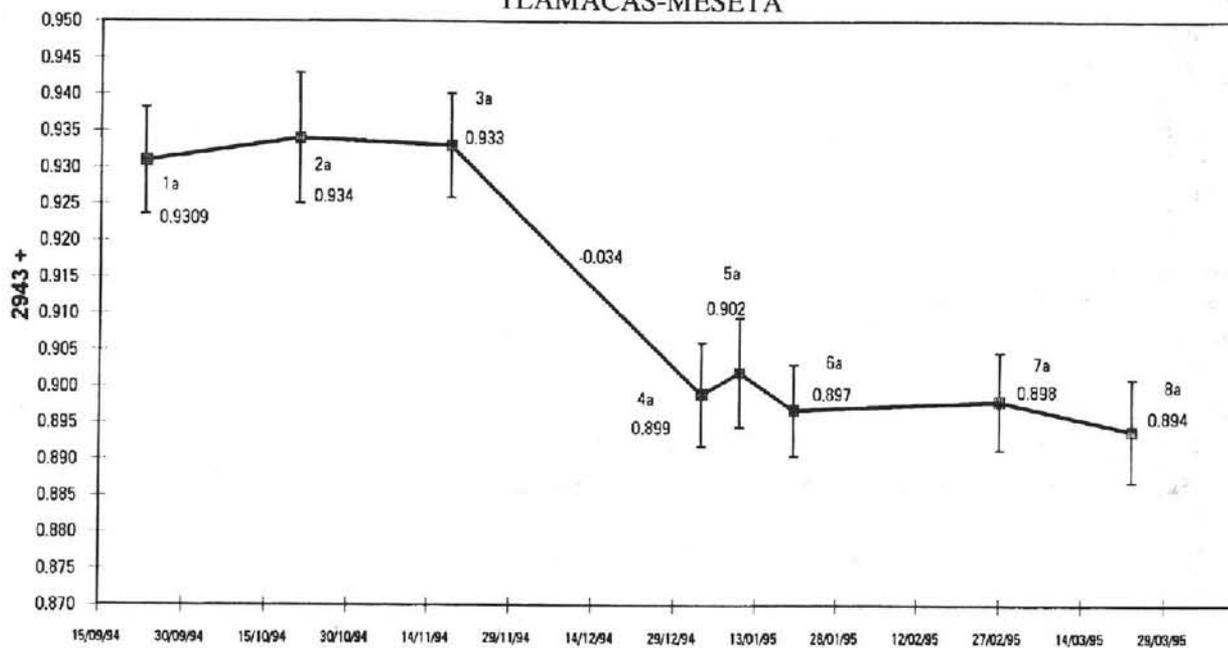


Figura 12

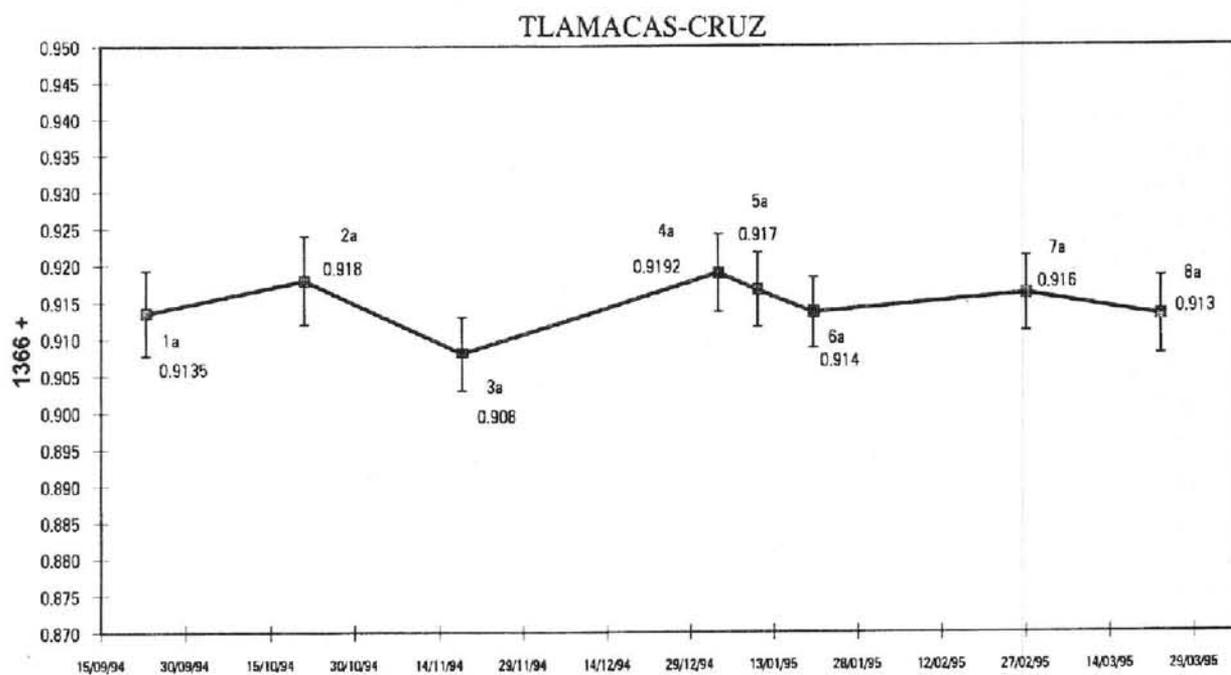


Figura 13

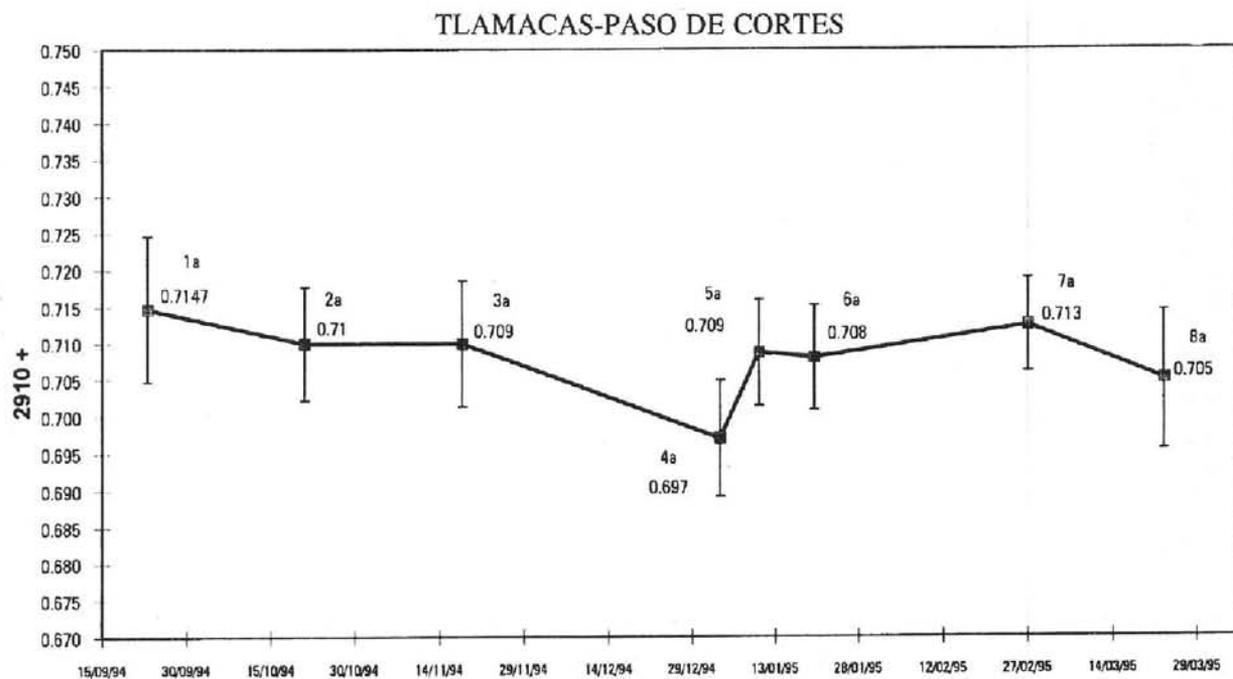


Figura 14

TLAMACASI-LAS CRUCES

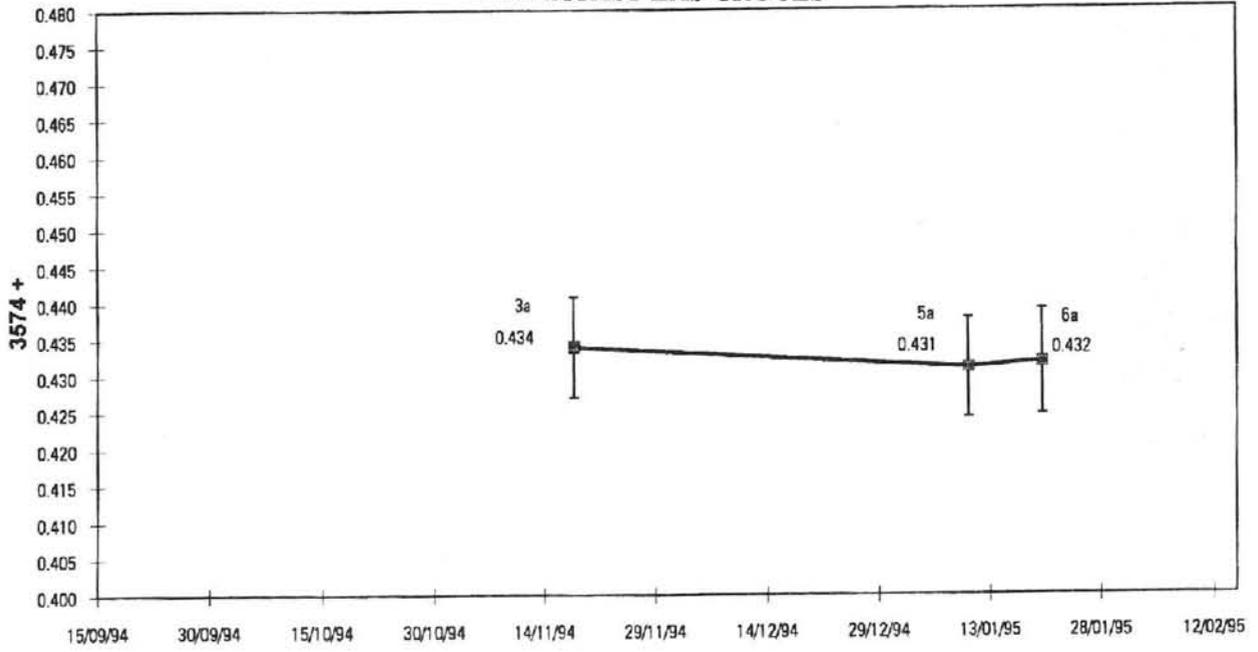


Figura 15

TLAMACASI-3 AMIGOS

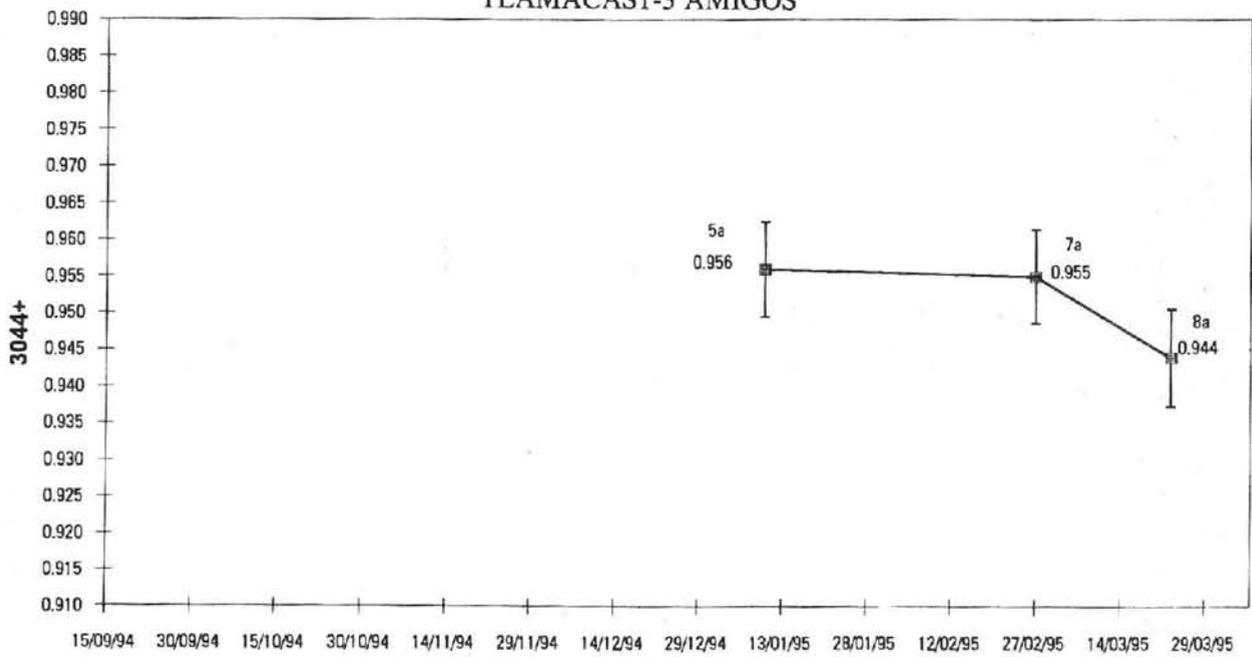


Figura 16

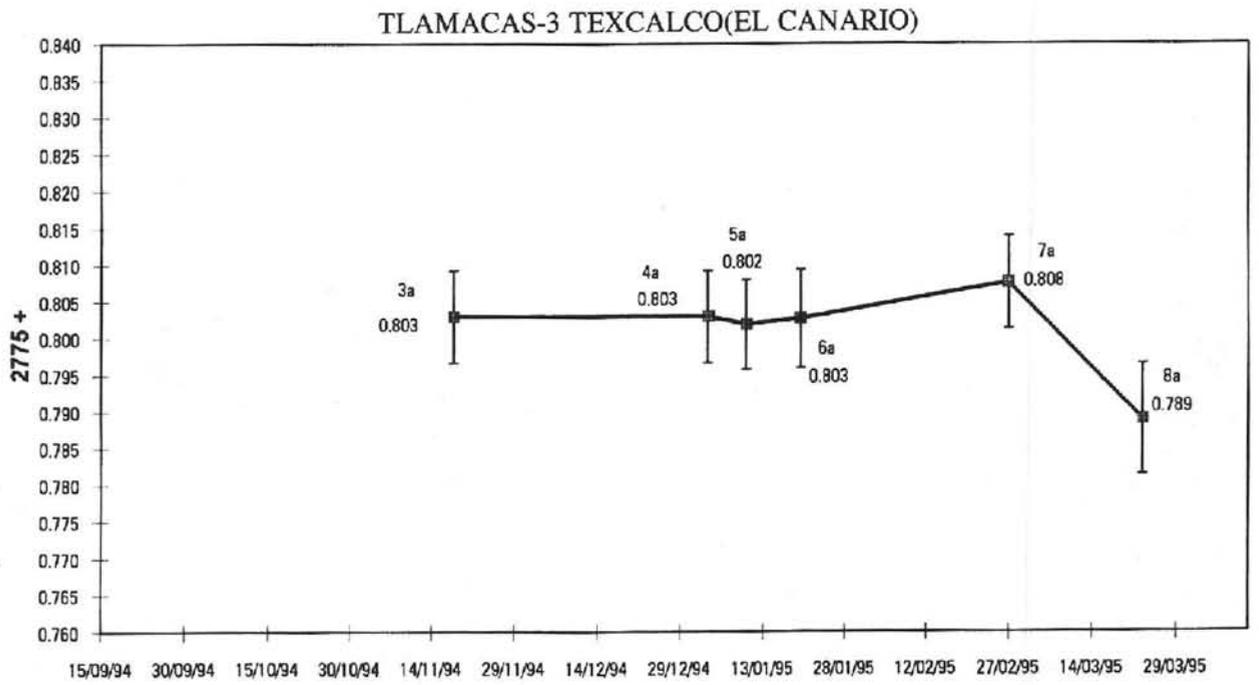


Figura 17

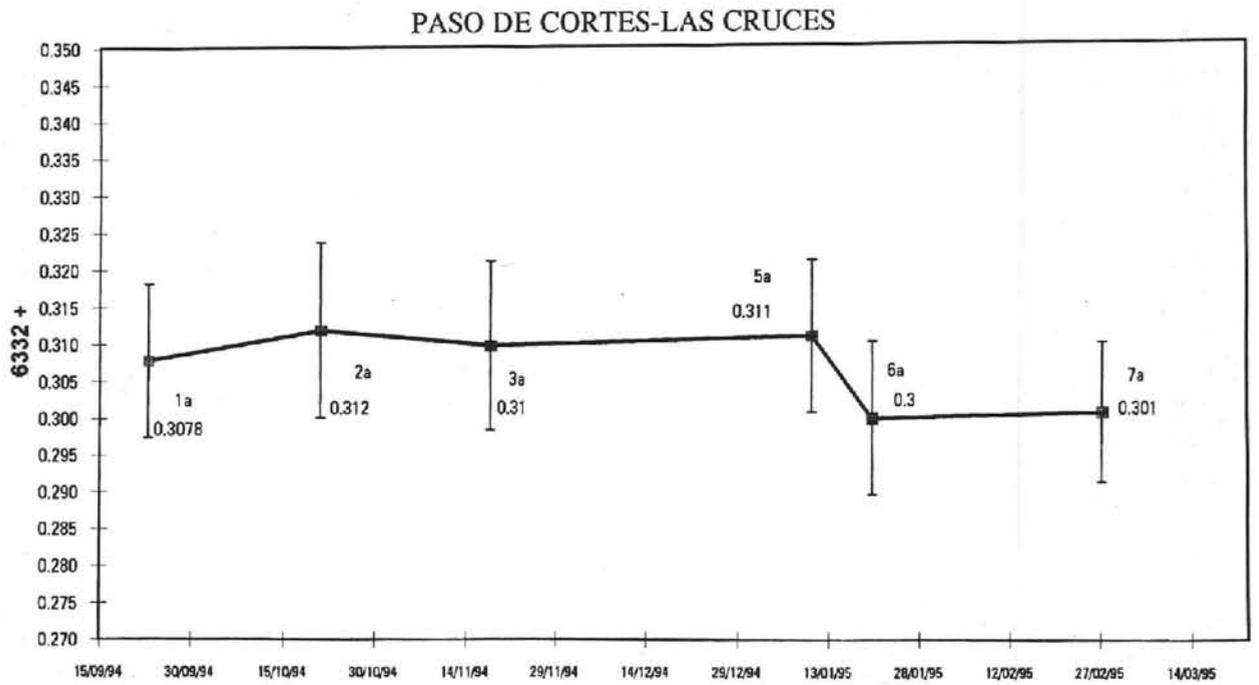


Figura 18



Figura 19

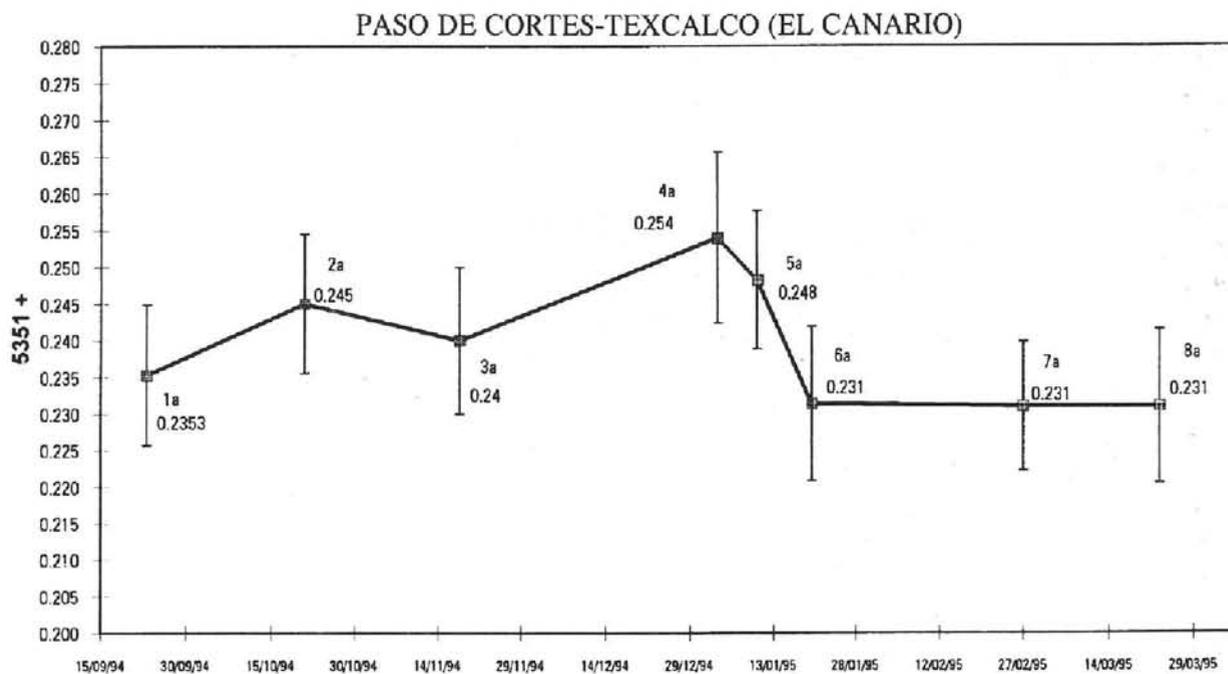


Figura 20

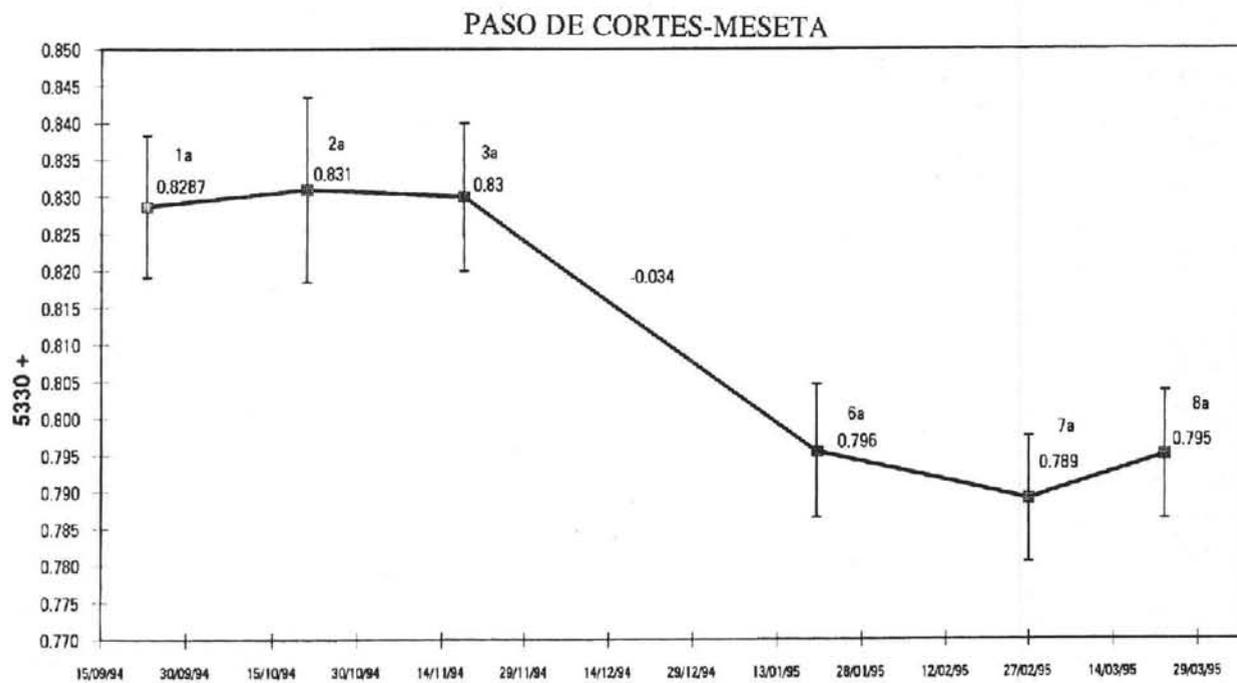


Figura 21

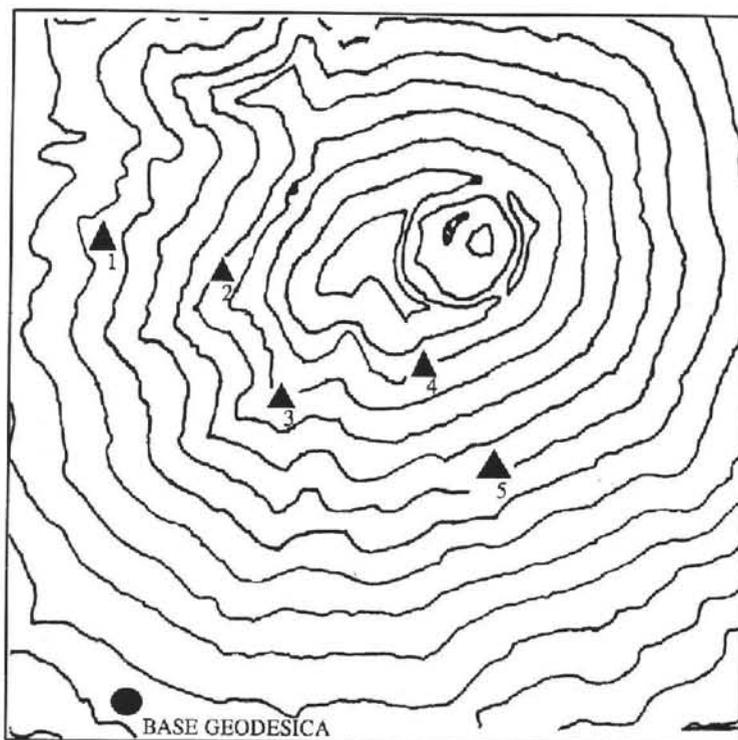


Figura 22

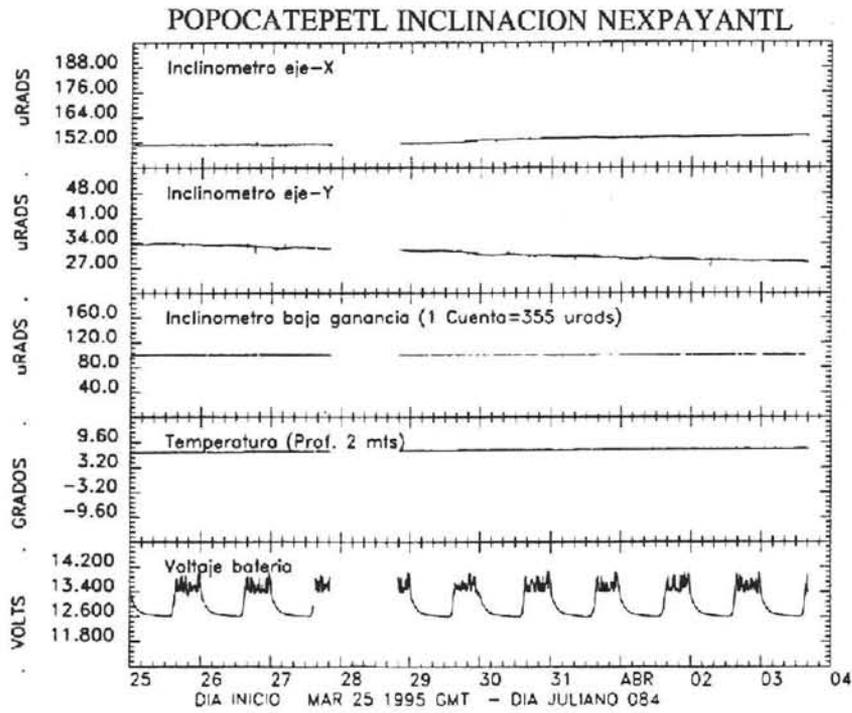


Figura 23 a

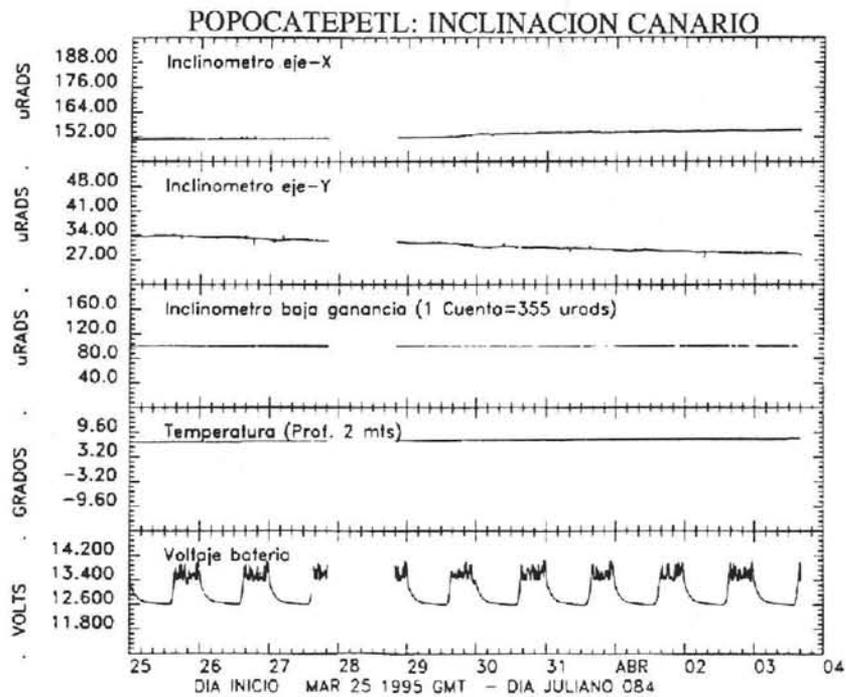


Figura 23 b

11. CONCLUSIONES

El análisis de los datos de deformación sugiere que la mayor parte de las variaciones observadas caen dentro de los límites de resolución de los instrumentos utilizados y por tanto no son significativas en términos de fuentes de presión internas al volcán. Una excepción es el cambio observado entre la 3a y 4a etapas en el vértice P correspondiente al sitio Meseta. Dos medidas independientes Tlamacas-Meseta y Paso de Cortés-Meseta confirman este desplazamiento en base a dos argumentos centrales:

- a) En ambos casos el desplazamiento observado está fuera de los límites de error de las mediciones.
- b) En ambos casos el desplazamiento observado presenta un carácter irreversible. Las lecturas hasta la 3a etapa son consistentemente mayores que las lecturas de la 4a etapa en adelante.

De todo esto puede concluirse que si existe una fuente de presión significativa para fines de la evaluación del riesgo (esto es, una cámara magmática con un volumen mayor de 0.5 km^3 y un exceso de presión de por lo menos 100 bar) dentro del volcán Popocatepetl:

1.- Si esta fuente se hubiera desplazado hacia la superficie, este desplazamiento no ha ocurrido durante el periodo septiembre 1994 - marzo 1995, o bien ha tenido lugar a profundidades mayores de 2.5 km bajo la cota de los 4000 m, esto es, a profundidades mayores de unos 4 km bajo la cumbre del volcán.

2.- El desplazamiento observado en la Meseta (situada sobre el borde de la barranca de Nexpayantla) es probablemente real y coincidente con los eventos de diciembre de 1994. Es posible que las actividades sísmica y freática desarrolladas en ese periodo hayan generado esfuerzos y desplazamientos sobre estructuras relativamente inestables, como podría ser la Meseta. Sin embargo, este desplazamiento no parece ser significativo desde la perspectiva de movimientos importantes de magma en el interior del volcán.

12. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer de manera especial al CENAPRED y en particular al grupo de Instrumentación: R. Quaas, E. Guevara, R. González, B. López y L. Gaytán, su apoyo en la obtención de muchos de los resultados reportados aquí. Así mismo, sin el apoyo de la UNAM, específicamente el Instituto de Geofísica y el Instituto y la Facultad de Ingeniería, hubiera sido imposible desarrollar este trabajo. La mayor parte del equipo utilizado en este estudio ha sido adquirido por el Instituto de Geofísica con financiamiento del CONACYT, a través del Proyecto No. 400323-5-1899-T9211 "Procesos Físicos en Volcanes Activos", (Responsable S. De la Cruz-Reyna). Algunas de las componentes del equipo (Prismas y distanciómetro Sokkisha) han sido donadas por la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA). Los inclinómetros electrónicos han sido otorgados en préstamo por tiempo indeterminado al CENAPRED por el USGS. Especiales gracias también a Dan Dzursin, John Ewart, Tom Murray, Robert Tilling y otros vulcanólogos del U.S. Geological Survey por sus valiosas discusiones, comentarios y sugerencias.

13. REFERENCIAS

- BARBERI, F., BLONG, R., DE LA CRUZ-REYNA, S., HALL, M., KAMO, K., MOTHESE, P., NEWHALL, C., PETERSON, D. PUNONGBAYAN, R., SIGVALDASON, G., ZANA, D. (1990) Reducing volcanic disasters in the 1990's. Bull. Volcanol. Soc. Japan. 35: 80-95.
- BOUDAL, C. AND ROBIN, C. (1989) Volcán Popocatépetl: Recent Eruptive History and Potential Hazards and Risks in Future Eruptions. En: Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology 1. J.H Latter (Ed.). Springer-Verlag, Berlin, pp 110-128.
- CAMACHO, H. (1925) Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatépetl en relación con la sismología. Anales del Instituto Geológico de México: 38-60.
- DE LA CRUZ-REYNA, S., RAMOS, E. (1992) Volcanes. Centro Nacional De Prevención de Desastres, Fascículo 4, Publicación del CENAPRED, 35 páginas,.
- DZURISIN, D., ANDERSON, L.A., EATON, G.P., KOYANAGI, R.Y., LIPMAN, P.W., LOCKWOOD, J.P., OKAMURA, R.T., PUNIWAI, G.S., SAKO, M.K., YAMASHITA, K.M. (1980) Geophysical observations of Kilauea Volcano, Hawaii, 2. Constrains on the magma supply during november 1976-september 1977. J. Volcanol. Geotherm. Res. 7: 241-269.
- ISHIHARA, K. (1990) Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. En: M.P. Ryan (editor), Magma Transport and Storage. J. Wiley and sons.
- MOGI, K. (1958) Relations between the eruptions of variuos volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 36: 98-134,
- NOLASCO, H., DE LA CRUZ-REYNA, S., ESPINDOLA, V.H. (1993) Nivelación en el volcán de Fuego de Colima, primeras evaluaciones. Rev. Ingeniería. 63(1): 59-64
- NOLASCO, H., DE LA CRUZ-REYNA, S., ESPINDOLA, V.H., MENA, M., CORTEZ, A., NAVARRO, C. (1992) Reporte de la etapa de monumentación en el volcán de Colima con el fin de evaluar deformaciones de corteza terrestre. Rev. Ingeniería. 64(1/4): 43-60.
- ROBIN, C., BOUDAL, C. (1987) A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatépetl. J. Geophys. Geotherm. Res. 31: 115-130.
- SPP, DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA. (1985) Normas Técnicas para Levantamientos Geodésicos. Diario Oficial de la Federación (1 de Abril, 1985), pp. 13-43.
- SUNDQUIST, U., TRYGGVASON, E. (1982) Deformation measurement in the Hengill Region, initial measurement in 1979. Nordic Volcanological Institute, 8204. University of Iceland, pp 2-10.
- TRYGGVASON, K. (1987) Myvatn lake level observations 1984-1986 and ground deformation during Krafla eruption. J. Volcanol. Geotherm. Res. 31: 131-138.
- VAN DER LAAT, R. (1987) Primer curso regional sobre metodologías empleadas en vigilancia de actividad volcánica, apuntes sobre deformación volcánica. UNESCO, Obs. Vulcan. y Sismol. de Costa Rica. 11 pp.

WAITZ, P. (1920) La nueva actividad y el estado actual del Volcán Popocatépetl". Mem. de la Soc. Científica Antonio Alzate. 37: 295-313.

YOKOYAMA, I. (1971) A model for the crustal deformations around volcanoes ". Jour. Physics. Earth. 19(3): 199-207.

YOKOYAMA, I. (1974) Crustal deformations asociated with volcanic activities. Tectonophysics. 23: 349-360.

YOKOYAMA, I. (1993) Vigilancia de volcanes activos. En: La volcanología actual, J. Martí y V. Araña, Eds. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, pp 445-530.

CAPITULO V

ASPECTOS GEOLOGICOS



*DERRUMBES GIGANTES, DEPOSITOS DE AVALANCHA
DE ESCOMBROS Y EDAD DEL ACTUAL CONO DEL
VOLCAN POPOCATEPETL*

MONITOREO DE LOS GLACIARES DEL POPOCATEPETL

DERRUMBES GIGANTES, DEPOSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS Y EDAD DEL ACTUAL CONO DEL VOLCAN POPOCATEPETL

C. Siebe¹, M. Abrams² y J. L. Macías¹

RESUMEN

Al menos cuatro derrumbes pre-históricos de dimensiones gigantes en los flancos del complejo volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl produjeron extensos depósitos de avalanchas de escombros. Estos depósitos se caracterizan por formar una típica topografía de montículos. El depósito más pequeño aparentemente se originó en la parte sur del Iztaccíhuatl y cubre un área de aproximadamente 50 km² hacia el sureste. Los tres depósitos más grandes se traslapan formando un extenso abanico que cubre un área de 600 km² al sur del actual Popocatepetl. Se estima que el depósito más grande viajó a más de 70 km de distancia horizontal del volcán y tiene un volumen mínimo de 9 km³, lo cual lo coloca entre los más grandes del mundo. El más joven de los depósitos tiene una edad radiométrica de aproximadamente 23,000 años. Esta edad equivale a la edad del actual cono del Popocatepetl. La presencia y características de depósitos piroclásticos de flujo y caída que sobreyacen directamente a este depósito indican que este derrumbe gigante estuvo asociado a una erupción de gran magnitud que cambió por completo el escenario de la región en un radio de más de 50 km. La gran altura del actual cono del Popocatepetl es prueba de su madurez. Probablemente ya alcanzó en términos geológicos la etapa de culminación de su existencia. Debido a la función de sostén que ejerce el Iztaccíhuatl sobre el flanco norte, el próximo derrumbe gigante probablemente ocurrirá nuevamente hacia el Sur en el futuro geológico del volcán. Por esta razón es necesario monitorear geodésicamente los flancos del volcán y en especial el flanco sur para poder detectar cualquier deformación del terreno que pudiese indicar un posible derrumbe en el futuro

1. INTRODUCCION

El majestuoso Volcán Popocatepetl coronado por nieve y glaciares supuestamente perpetuos sin lugar a duda ha inspirado sentimientos de respeto, y admiración entre la mayoría de las personas que lo han visitado. Su gran masa y altura contribuyen a darle un aura de eternidad. Sin embargo los volcanes no son eternos y tampoco crecen indefinidamente hasta alcanzar el cielo. La anterior afirmación sin duda parece ser trivial. No lo debería ser para quienes viven en los alrededores de un volcán.

En términos generales se puede decir que son las erupciones pequeñas en las que se producen flujos de lava y cenizas de caída que se acumulan alrededor del cráter las que contribuyen al paulatino crecimiento del edificio volcánico. Contrastan con las pequeñas erupciones, las erupciones paroxísmicas en las cuales se libera una gran energía durante un lapso de tiempo muy corto. En este tipo de erupciones el edificio volcánico sufre cambios dramáticos en su fisonomía y queda frecuentemente reducido en tamaño dejando un gran cráter en su lugar.

¹ Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. Coyoacán, C.P. 04510, México, D.F.

² Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, CA 91109 U.S.A.

Ocurren varios tipos de erupciones paroxísmicas. Las del tipo llamado Bezymianny o Santa Elena figuran entre las más destructivas (Glicken, 1986; Siebert, 1984). Se caracterizan por culminar en un gigantesco derrumbe del edificio volcánico y el emplazamiento de una avalancha de escombros que viaja a grandes velocidades destruyendo todo cuanto encuentra a su paso. Como resultado, el edificio volcánico ya solo es una ruina de lo que era antes y un nuevo ciclo de paulatino crecimiento puede volver a iniciarse. Este círculo de lento crecimiento y rápida destrucción puede repetirse en varias ocasiones hasta que el sistema magmático se agota. El volcán se extingue finalmente y sus vestigios son removidos por el intemperismo y la erosión.

En el presente artículo se pretende presentar, con un lenguaje sencillo y sin demasiados tecnicismos, las evidencias geológicas recolectadas en los alrededores del Volcán Popocatepetl durante los últimos años que sirven como base para aseverar que el Popocatepetl, al igual que todos los demás volcanes sobre la Tierra, tiene un ciclo de vida que comprende varias etapas de construcción y destrucción.

2. ANTECEDENTES: LA ERUPCIÓN DEL SANTA ELENA EN 1980

El derrumbe parcial de edificios volcánicos es hoy un concepto de general aceptación en la Volcanología (Ui, 1983; Ui, 1985; Ui et al., 1986; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987; Francis and Wells, 1988). Sin embargo éste no era el caso antes del 18 de mayo de 1980, fecha en que se produjo una tremenda erupción acompañada por el colapso de una gran parte del cono del monte Santa Elena, volcán localizado en el noroeste de los Estados Unidos (Glicken, 1986; en prensa; Voight et al., 1983). A partir de esta fecha se comenzó a entender la naturaleza y complejidad de este fenómeno con mayor exactitud. La erupción fue precedida meses antes por cuantiosos temblores locales y el resurgimiento de fumarolas y pequeñas emisiones de cenizas en la región de la cima del volcán. Esta actividad atrajo la atención de las autoridades y el Servicio Geológico instaló una red de monitoreo geofísico alrededor del volcán, lo cual permitió, entre otras cosas, observar lentas modificaciones de la topografía del mismo. La parte superior del volcán sufría un paulatino inflamamiento por la inyección del nuevo material magmático al interior del edificio. Esta fue la causa más importante que llevó a la desestabilización de las laderas del volcán.

A las 8:32 AM se desprendió en pocos instantes gran parte del flanco norte del volcán causando una avalancha de escombros que viajó a velocidades mayores a los 80 km/hora, destruyendo todo cuanto encontraba por su camino. La avalancha llegó a una distancia máxima de 23 km de su lugar de origen con un tiempo de emplazamiento de pocos minutos. Así se produjo un depósito que hoy cubre un área de 60 km² y tiene un volumen de 2.5 km³. Pero eso no fue todo. Pocos instantes después del inicio del desprendimiento masivo del flanco norte se suscitó una inmensa explosión. Esta explosión fue de una magnitud tal que estuvo fuera de toda comprensión por quienes la presenciaron. Se produjo una onda de presión seguida por el emplazamiento turbulento de una nube diluida que consistió en una mezcla de vapor, ceniza y bloques que viajó a velocidades supersónicas. La ola expansiva de la explosión eventualmente rebasó a la avalancha devastando completamente un área de 550 km² (Waitt, 1981). Después de disiparse la nube de cenizas que envolvió al volcán durante y después de la erupción cataclísmica del 18 de mayo de 1980 se pudieron reconocer drásticos cambios en su morfología. El que antes había sido un elegante cono con un casco de nieve y hielos perpetuos, ahora tenía un cráter enorme abierto hacia el norte en forma de herradura. En su base, en la misma dirección se encontraba un depósito constituido por una caótica mezcla de grandes bloques, cenizas, hielo y arcillas, producto de la avalancha de escombros. Una de las principales características que distingue al depósito es, aparte de su gran extensión, su topografía que consta de innumerables montículos y lomas, resultado de la heterogeneidad física y química de los fragmentos que forman el depósito. Arriba de éste se encuentra el depósito de la explosión (llamado "blast" en inglés), el cual es de poco espesor y muy susceptible a la erosión (Hoblitt et al., 1981). A pesar de ser tan efímero y tener tan insignificante apariencia estuvo relacionado con la etapa más mortífera del fenómeno. Además del depósito de avalancha y el "blast" se generó una columna de material que fue arrojado verticalmente del cráter. Esta columna de material y gases incandescentes al colapsarse produjo flujos piroclásticos que movidos por la gravedad descendieron en forma vertiginosa por las laderas del edificio volcánico. Estos flujos de material fragmentado e incandescente usaron los valles y barrancas

del volcán como un canal y devastaron la vegetación que encontraron en su camino. Una vez que la etapa paroxísmica del evento había concluido se generaron lahares (flujos de agua, grava y cenizas volcánicas con propiedades similares al concreto mojado) como consecuencia de la cantidad de agua proveniente del deshielo y las lluvias que se mezcló con el material volcánico que ocupaba los valles y el sistema natural de drenaje. Estos lahares fluyeron por los cauces de los ríos, desbordándolos y arrastrando árboles, edificios, puentes, etc. Este fenómeno alcanzó lugares localizados a más de 60 km del volcán. A partir de la erupción cataclísmica se formó un domo de lava en el interior del gran cráter en forma de herradura. Este domo ha crecido a lo largo de los años lentamente y se prevé que algún día en muchas décadas futuras haya rellenado la oquedad del gran cráter hasta finalmente haber saneado la cicatriz dejada por la erupción cataclísmica. De esta forma después de muchas pequeñas erupciones más el Santa Elena habrá recobrado su altura original y estará listo para la siguiente erupción cataclísmica. En síntesis, los fenómenos asociados a la erupción fueron muy variados y algunos ocurrieron simultáneamente. En su conjunto cambiaron completamente el entorno al volcán en un lapso de tiempo de unas pocas horas. Fueron dos los factores que, dada la magnitud del evento, contribuyeron sustancialmente a reducir el número de víctimas. Por un lado el volcán se encuentra en una región relativamente remota y deshabitada, y por el otro el intensivo monitoreo y los cuantiosos estudios realizados por personal del Servicio Geológico permitieron predecir con gran exactitud la posible erupción del volcán. Se cerraron con anticipación las rutas de acceso al volcán y se evacuó a los habitantes de las zonas aledañas. Lo que no se pudo predecir fue el grado de violencia de la erupción, que prácticamente no tuvo antecedentes en la historia de la vulcanología. Pocas veces se había observado de cerca una erupción tan catastrófica con tanto personal científico equipado con instrumentos modernos y sofisticados.

Inicialmente se pensó que la erupción del Santa Elena había sido un evento fuera de serie y sui generis. Sin embargo en los años que han transcurrido desde aquel acontecimiento, vulcanólogos en todo el mundo comenzaron a descubrir rastros de este tipo de erupción en muchos volcanes en casi todos los continentes (véase también Ui, 1983; Ui et al., 1986; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987; 1989; Francis and Wells, 1988). De hecho, en la remota e inhóspita península de Kamchatka ocurrieron en 1956 y 1964 dos erupciones paroxísmicas acompañadas por avalanchas de escombros en los volcanes Bezymianny y Shiveluch (Gorshkov, 1959; 1963; Gorshkov y Dubik, 1970). En ambos casos hubo pocos testigos oculares de las erupciones y debido a las restricciones impuestas durante la Guerra Fría no existió la posibilidad de estudiar el fenómeno a fondo por vulcanólogos extranjeros. Por esta razón estas erupciones pasaron ampliamente desapercibidas para la mayoría de los científicos.

Con el tiempo se ha venido formando la opinión de que lo ocurrido en el Santa Elena no fue un caso tan aislado y excepcional como se había pensado inicialmente, sino un episodio común en el ciclo de vida de un volcán.

3. DEPOSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS EN LOS VOLCANES DE MEXICO

No sólo en otras regiones del mundo se han descubierto depósitos de avalancha de escombros. También en México, en los grandes volcanes que se encuentran alineados a lo largo del Cinturón Volcánico Transmexicano. Estudios recientes han revelado la existencia de estos depósitos en varias localidades (Fig. 1). Los depósitos de avalancha más impresionantes por sus dimensiones son los que se encuentran al sur del Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1982; Luhr y Prestegaard, 1988; Robin et al., 1987; Stoopes 1991; Stoopes y Sheridan, 1990; Siebe et al., 1992; Komorowski et al., 1994). Stoopes y Sheridan (1990) demostraron que una de estas avalanchas viajó más de 100 km desde su lugar de origen para finalmente precipitarse al Océano Pacífico. Adicionalmente se han encontrado este tipo de depósitos al norte del Volcán Jocotitlán cerca de Atlacomulco en el Estado de México (Siebe et al., 1992). Este depósito es particularmente interesante por la pronunciada topografía de montículos de su superficie así como su gran espesor. Además aún es posible reconocer el antiguo cráter en forma de herradura dejado por el desprendimiento de uno de sus flancos. Otros depósitos sumamente grandes se encuentran en la vertiente oriental del Pico de Orizaba (Sheridan et al. 1990, Høskuldsson y Robin, 1993; Carrasco et al., 1993), en la ladera sur del Nevado de Toluca y la vertiente oriental del Cofre de Perote. Finalmente merecen mención los domos Las Derrumbadas en el Estado de Puebla que como su nombre sugiere están rodeados de dichos depósitos (Siebe y Sheridan, 1990; Siebe et al., 1992; 1993; 1995 (en prensa). La cantidad de depósitos de avalancha encontrados hasta el momento en el país indica que es muy probable que se descubran aún más en el futuro cercano sobre territorio mexicano. Esto comprobará, una vez más, que las erupciones del tipo Santa Elena acompañadas de derrumbes gigantes no pertenecen a una categoría aislada sino que forman una etapa normal del ciclo de vida de un volcán.

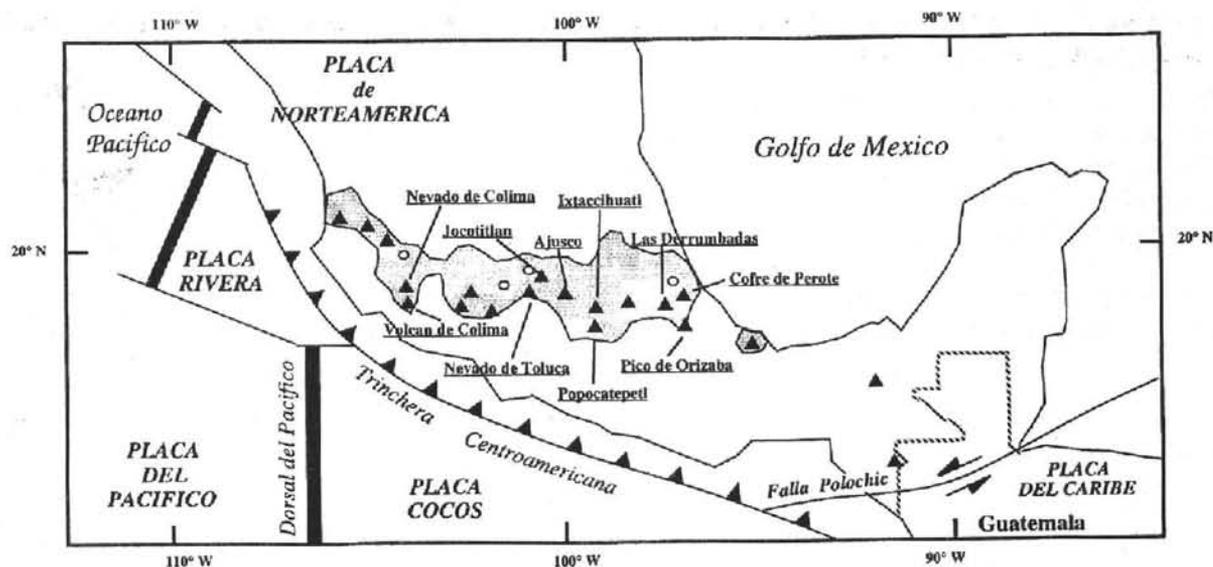


Fig. 1. Mapa esquemático que muestra el Cinturón Volcánico Transmexicano y los volcanes en los que se han detectado depósitos de avalancha de escombros.

4. LOS DEPOSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS EN EL POPOCATEPETL

Los primeros estudiosos que reportan este tipo de depósito en el Popocatepetl son Robin y Boudal (1984; 1987). En dos artículos que se refieren casi exclusivamente a la última erupción del tipo Santa Elena en el Popocatepetl mencionan que existe un depósito que cubre amplias partes de la ladera sur del volcán. Este depósito presenta la característica superficie conformada por montículos y tiene todos los demás atributos de este tipo de depósitos como lo son la estructura de tipo rompecabezas de los bloques que lo conforman, amplias zonas alteradas hidrotermalmente, etc. Estos autores jamás lograron obtener material orgánico que permitiese fechar el depósito, sin embargo estiman su edad entre 30 000 y 50 000 años antes de hoy. Estos autores calcularon una superficie para este depósito de 300 km^2 y un volumen de 27.7 km^3 . El alcance máximo horizontal del depósito es de $L = 30 \text{ km}$. Estiman una altura del volcán sobre la base del terreno de $H = 3,500 \text{ m}$ en el momento previo al derrumbe lo que les da un coeficiente de fricción (Hsü, 1975) de $H/L = 0.116$. Este valor es compatible con valores reportados para depósitos de avalancha en otros volcanes del mundo (Siebert, 1984). Llegan a la conclusión que por su gran extensión este depósito en el Popocatepetl debería de ser catalogado como "gigante".

A partir de 1993 iniciamos estudios en el Popocatepetl con el fin de reconstruir su historia eruptiva. Al igual que a Robin y Boudal (1987) nos llamó la atención la gran dimensión del depósito de avalancha. Sin embargo nuestras investigaciones han revelado muchos nuevos datos que nos obligan a reevaluar los resultados obtenidos por Robin y Boudal (1987). En síntesis podemos adelantar que el depósito no alcanzó una distancia máxima horizontal de 30 km, sino de al menos 75 km hacia el sur (Figs. 2 y 3). Además no se trata de un depósito, sino de al menos cuatro, por lo que se puede hablar de un abanico gigante de depósitos de avalancha (Siebe et al., 1993). Esto significa concretamente que el actual cono del Popocatepetl no es el primer cono que existe en ese lugar, sino que han existido varios conos previamente.



Fig. 2. Imagen Landsat "Thematic Mapper" que muestra la Sierra Nevada con los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl alineados de Norte a Sur y el área aproximada de distribución de los depósitos de avalancha de escombros relacionados a este complejo volcánico. El depósito de avalancha de escombros localizado en el flanco Este no aparece ya que el área muestra cobertura de nubes. Estructuras geológicas: Iztaccíhuatl I, Cono del Popocatepetl P, Cráter de Xico X, Granodiorita Jantetelco J, Calizas del Cretácico L, fallas tectónicas F. Poblaciones: Chalco G, Amecameca A, Cuautla W, Izúcar de Matamoros Iz, Atlixco At, Axochiapan Ax, Huehuetlan El Chico H. Escala: la barra equivale a 20 km. Vea el mapa de la Fig. 2 para mayores detalles.

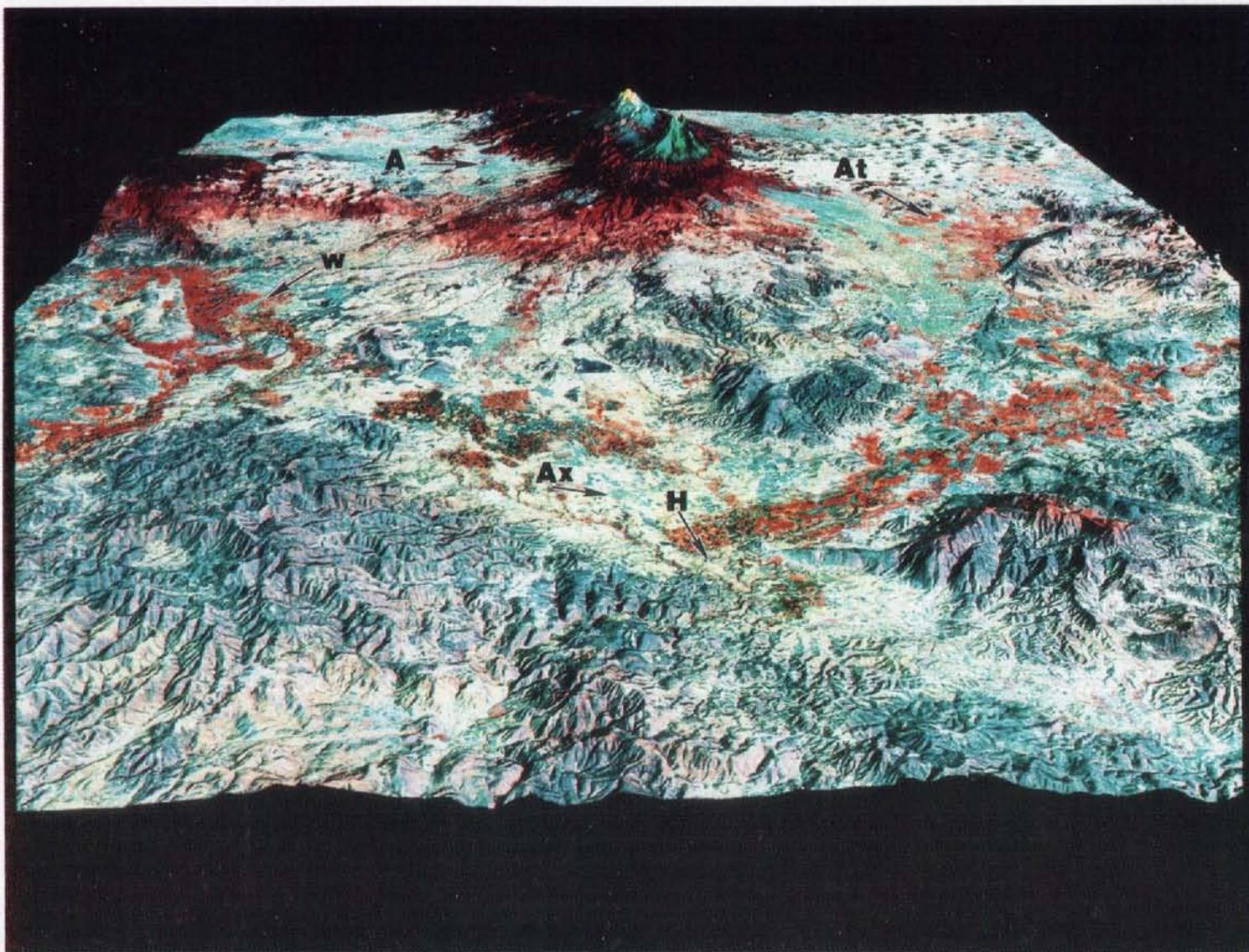


Fig. 3. Imagen de perspectiva desde el Sur obtenida de la combinación de datos Landsat "Thematic Mapper" y datos topográficos digitalizados. La imagen muestra el abanico de depósitos de avalancha de escombros con el Popocatepetl en el fondo.

5. AREA Y DISTRIBUCION DE LOS DEPOSITOS DE AVALANCHA

Nuestras investigaciones aún no han concluido. Sin embargo podemos asegurar con toda certeza que en los alrededores del Popocatepetl existen al menos cuatro depósitos de avalancha. Uno de ellos se encuentra en la ladera este y cubre un área mínima de aproximadamente 50 km² (Fig. 4). Alcanza espesores de más de 25 m en varios lugares. Desafortunadamente no hay muchos afloramientos de este depósito ya que la mayor parte del mismo se encuentra cubierto por depósitos piroclásticos jóvenes provenientes del Popocatepetl. Los mejores afloramientos ocurren en cortes de la carretera federal que comunica a las ciudades de Atlixco y Cholula. También hay excelentes cortes en la carretera entre Atlixco y San Juan Tianguismanalco (Fig. 5). La edad y origen de este depósito se desconocen ya que no ha sido estudiado en detalle. Todas las observaciones hechas hasta la fecha indican que este depósito tiene una edad de varios miles de años y probablemente se originó en el Iztaccíhuatl. Ahí se puede observar un gran cráter en forma de herradura que forma las llamadas "Rodillas", un accidente topográfico en la parte sur de este volcán (Figs. 6 y 7). Este cráter tiene un diámetro de aproximadamente 1400 m y está abierto hacia el sureste, dirección hacia donde se encuentra el depósito de avalancha (Fig. 4).

Distribución Aproximada de los Depósitos de Avalancha relacionados al Complejo Volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl

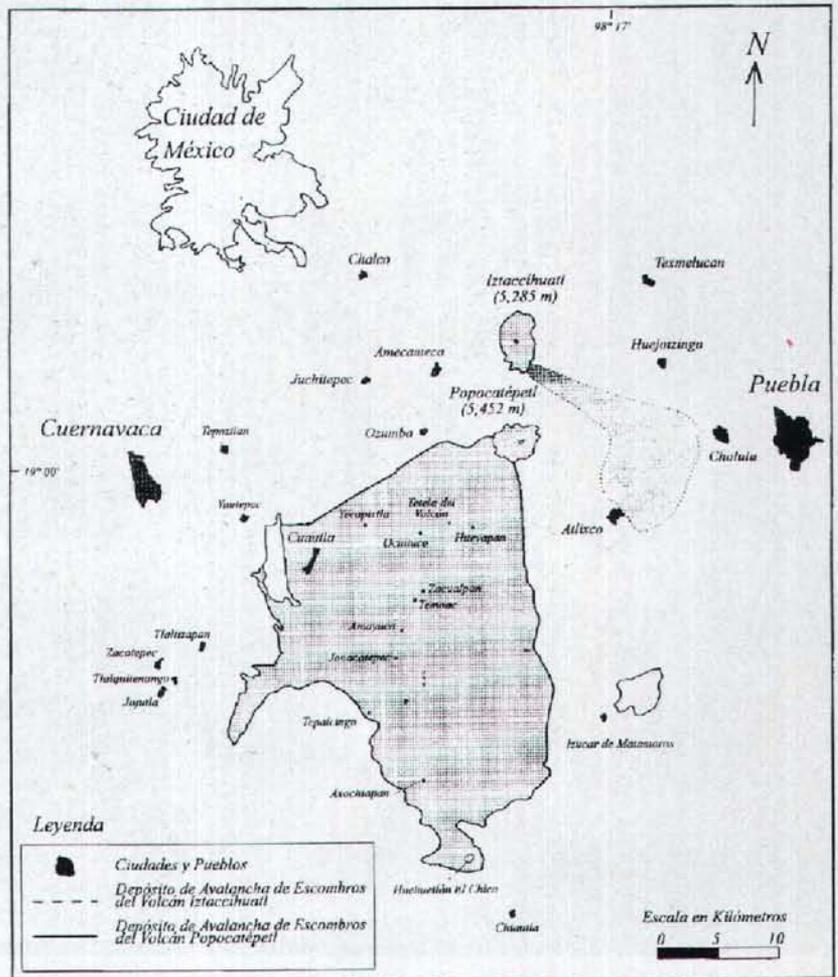


Fig. 4. Mapa esquemático que muestra de manera aproximada la extensión de los depósitos de avalancha en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Hasta la fecha se han detectado cuatro depósitos diferentes. Tres de ellos se traslapan en la vertiente sur del Popocatepetl y el cuarto se encuentra de manera aislada al sureste del Volcán Iztaccíhuatl.

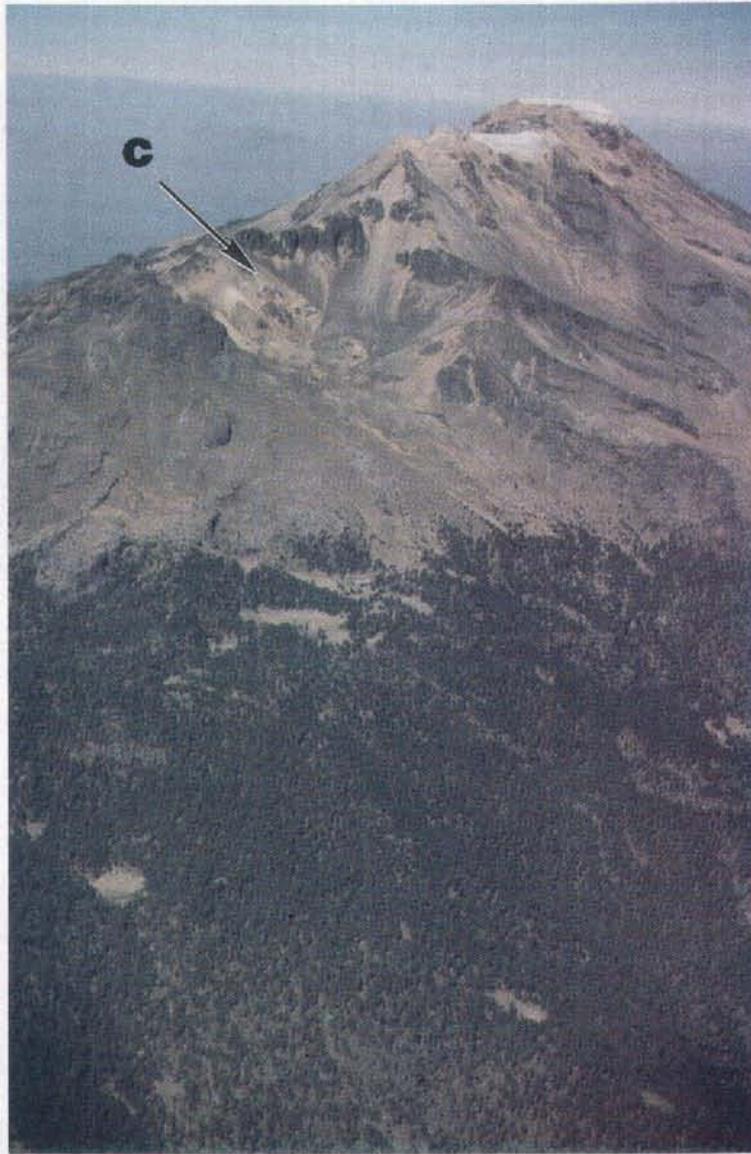


Fig. 5. Cráter en forma de herradura abierto hacia el Sureste localizado en la parte sur del Volcán Iztaccíhuatl. Probablemente es aquí donde se originó el depósito de avalancha que se encuentra al pie del Popocatepetl en el Valle de Puebla.



Fig. 6. Fotografía con teleobjetivo del cráter en forma de herradura abierta hacia el Sureste localizado en la parte Sur del Volcán Iztaccíhuatl. La fotografía fue tomada por Claus Siebe el día 16 de Enero de 1995.

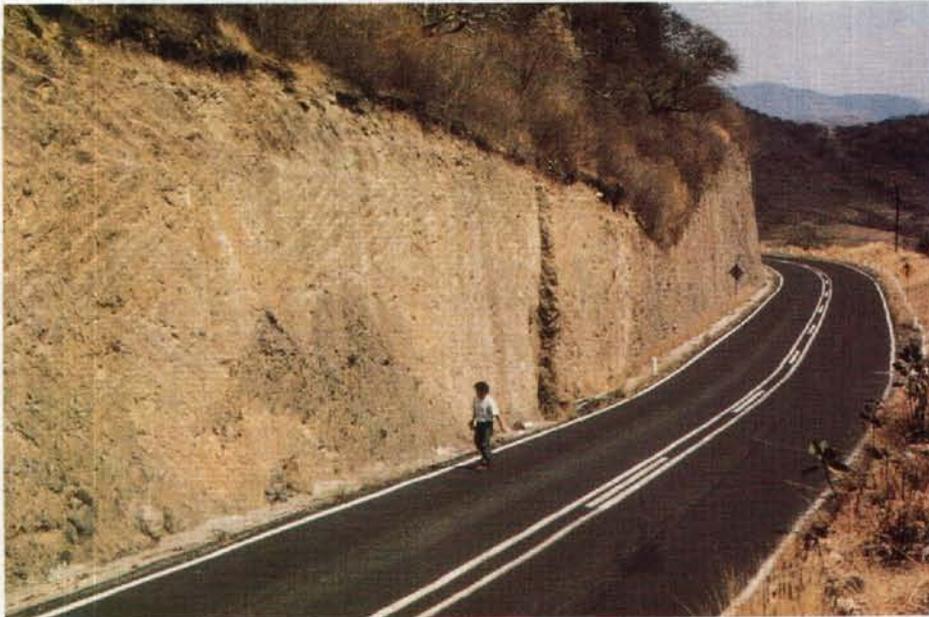


Fig. 7. Afloramiento del depósito de avalancha proveniente probablemente del Iztaccíhuatl en un corte de la carretera que comunica los poblados de Atlixco y Tianguismanalco en el Estado de Puebla. La persona se encuentra observando un gran bloque con estructura de "rompecabezas". Nótese el espesor de varios metros del depósito.

Los otros tres depósitos de avalancha relacionados al complejo volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl se encuentran en la vertiente sur del Popocatepetl. Se trata de tres depósitos que se traslapan y cubren una superficie mínima de 600 km² (Figs 2, 3 y 4). Hay muchos afloramientos en las barrancas que drenan el flanco sur del volcán que muestran claramente dos y en ocasiones hasta tres diferentes depósitos superpuestos (Figs. 8 y 9). Los tres depósitos son muy similares en su litología y estructura interna y por lo consiguiente difíciles de distinguir. Los depósitos alcanzaron una distancia de desplazamiento horizontal de más de $L = 70$ km hacia el Sur del volcán donde afloran cerca de Huehuetlán El Chico. Si asumimos una altura del antiguo cono sobre el terreno circundante similar a la actual de $H = 4\ 500$ m, obtenemos un coeficiente de fricción de $H/L = 0.0643$. Este valor es mucho menor que el valor promedio para este tipo de depósitos (Siebert, 1984) e implica una gran movilidad del material durante el transporte.



Fig. 8. Afloramiento en la localidad 2-6 (ver Fig. 15) que muestra dos depósitos diferentes de avalancha de escombros. Los depósitos de avalancha se encuentran separados por material retrabajado.

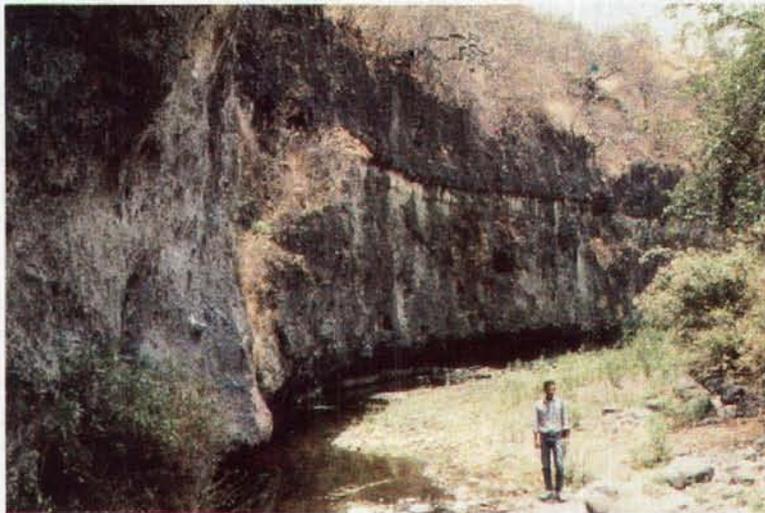


Fig. 9. Afloramiento en la localidad 2-8 (ver Fig. 15) que muestra dos depósitos diferentes de avalancha de escombros. Los depósitos de avalancha se encuentran separados por material retrabajado.

6. ORIGEN Y VOLUMEN DE LOS DEPOSITOS

El origen de los depósitos es aún materia de especulación. De los cuatro depósitos creemos que al menos uno se originó en la parte sur del volcán Iztaccíhuatl (Figs. 5 y 6). Se trata del depósito que se encuentra al este del Popocatepetl en el Estado de Puebla. Por su distribución y cercanía al cráter en forma de herradura localizado en las "Rodillas" del Iztaccíhuatl creemos que hay una conexión entre ambos. Una estimación conservadora del volumen de este depósito arroja una cifra de 0.5 km^3 , partiendo de una superficie de 50 km^2 y un espesor promedio de 10 m. Si tratamos de calcular el volumen del material que originalmente ocupó el cráter en forma de herradura es necesario hacer algunas simplificaciones. Asumiendo que el actual cráter de 1,200 m de diámetro estuvo ocupado por un cono de 1,200 m de altura obtenemos un volumen para este cono de 0.45 km^3 . Desde luego se trata de aproximaciones muy burdas, sin embargo existe una congruencia que nos hace pensar que este depósito efectivamente proviene de ese cráter.

Con respecto al origen y volumen de los tres depósitos restantes que forman el abanico de avalanchas de escombros al sur del actual Popocatepetl se puede decir lo siguiente: los tres depósitos son muy similares en su composición litológica y estructura interna y muy difíciles de distinguir (Fig. 9). Seguramente no se traslapan en su totalidad por lo cual la superficie de cada uno con toda seguridad no es idéntica. Además ya no es posible reconocer los cráteres en forma de herradura donde se originaron estos depósitos. Esto se debe a que el actual volcán Popocatepetl ha crecido de tal manera que ha saneado casi totalmente las viejas heridas. Aún es posible reconocer algunos remanentes de los anteriores volcanes que sufrieron derrumbes gigantes como lo son la pared del Nexpayantla, una irregularidad topográfica en el noroeste del actual Popocatepetl. Sin embargo no es posible identificar los cráteres en forma de herradura ya que han sido completamente rellenados por el presente edificio volcánico. De ahí que una estimación de los volúmenes de los depósitos de avalancha sea aún más difícil. Además es posible que el más antiguo de los tres depósitos de avalancha provenga del Iztaccíhuatl y halla sido emplazado cuando el Popocatepetl aún no existía. A pesar de todas las incertidumbres vale la pena intentar estimar los volúmenes del material involucrado en los derrumbes gigantes. Para esto suponemos que las dimensiones de los anteriores edificios volcánicos son similares a las del actual Popocatepetl y una zona de derrumbe que comprende únicamente la porción superior del edificio arriba de los 4,000 m s.n.m. En este caso el diámetro del cráter en forma de herradura sería de 4 km, la altura de la parte superior del cono de 1,500 m y su volumen de 6.28 km^3 . Partiendo de una superficie de 600 km^2 y un espesor promedio de 15 m para cada uno de los tres depósitos, obtenemos un volumen de 9 km^3 para cada uno. Esto resulta en un total de 27 km^3 de material de avalancha acumulados en el abanico al sur del Popocatepetl. Estas cifras resultan de premisas muy conservadoras y deben ser consideradas como valores mínimos. Difieren grandemente de las cifras calculadas por Robin y Boudal (1987) que nos parecen sumamente infladas. El motivo principal radica en que Robin y Boudal reconocieron únicamente la porción de los depósitos más cercana al volcán. Es ahí donde la morfología de montículos es más acentuada (Figs. 10 y 11), el espesor de los depósitos es mayor y la cobertura por depósitos más jóvenes en muchos casos inexistente. Por estas razones es más fácil reconocer los depósitos de avalancha en las cercanías del volcán. Si estos autores hubieran hecho un reconocimiento en regiones más lejanas del volcán también hubieran podido establecer las dimensiones reales de estos depósitos.

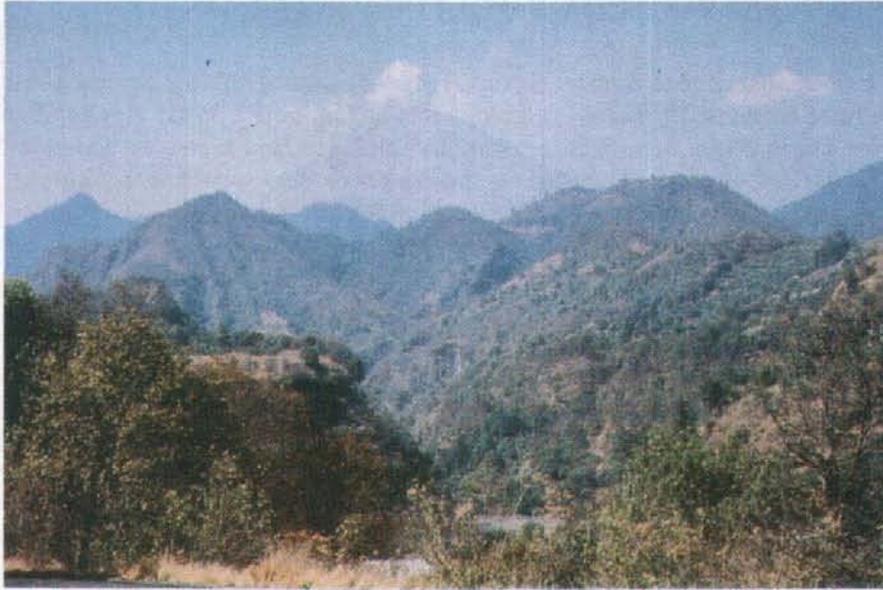


Fig. 10. Topografía de montículos que alcanzan alturas de hasta 400 m al pie del Popocatépetl. Vista tomada en la vertiente meridional del volcán desde el punto 2-4 (ver Fig. 15) en la carretera que comunica los poblados de Tetela y Hueyapan en el Estado de Morelos.



Fig. 11. Otro aspecto de la topografía de montículos al pie del Popocatépetl. Vista tomada en la vertiente meridional del volcán desde el punto 2-7 en la carretera que comunica los poblados de Hueyapan y Amayuca en el Estado de Morelos.

7. COMPOSICION, ESTRUCTURA Y TEXTURA INTERNAS

La estructura y textura internas de los diferentes depósitos es muy similar a la de los depósitos de este tipo descritos por la literatura en otros volcanes del mundo (Glicken, 1986; en prensa; Ui, 1985). Los depósitos por lo general son masivos con contactos inferiores bien definidos. Consisten de fragmentos de roca del antiguo edificio volcánico, incluyendo bloques de lava dacítica y andesítica, porciones de depósitos piroclásticos, y áreas alteradas hidrotermalmente (Figs. 12 y 13). Las últimas son fáciles de reconocer por su coloración rojiza y amarillenta. Los bloques que componen el depósito son más grandes en las porciones del depósito próximas al volcán, mientras en las porciones distales son más pequeños. Cerca del volcán se pueden observar bloques coherentes de varias decenas de metros de diámetro (Fig. 14), mientras que en las áreas distales predominan fragmentos del tamaño de la grava. Los grandes bloques en las partes proximales muestran la típica estructura de "rompecabezas". Esto significa, que aunque los bloques muestran cuarteaduras y fracturamiento, los diferentes componentes aún se pueden ensamblar visualmente e identificar como miembros de un gran bloque. Este tipo de estructura se produce por fragmentación durante el transporte y da prueba de que los bloques fueron transportados de manera coherente y no fueron dispersados totalmente como ocurriría en un flujo turbulento. A mayor distancia del volcán los bloques son cada vez más pequeños debido a la continua fragmentación y la estructura de "rompecabezas" cada vez más difícil de reconocer por el mayor desmembramiento de los componentes. Lo mismo ocurre con la expresión superficial del depósito. La mayoría de los montículos (en Inglés "hummocks") tiene núcleos que consisten de un gran bloque y ocurren cerca del volcán (Fig. 14). Es ahí donde también son de mayor tamaño y el espesor del depósito es mayor y alcanza en algunos casos hasta 300 m. A mayor distancia del volcán los montículos son cada vez más pequeños y en la parte distal desaparecen casi por completo. Estas observaciones son consistentes con observaciones hechas en otros depósitos de este tipo e indican que el material al inicio del derrumbe fue transportado en forma de desliz. Después de la aceleración inicial se comportó más bien como un flujo laminar capaz de sobremontar barreras topográficas pequeñas y fluir alrededor de barreras más grandes (Davies, 1982).

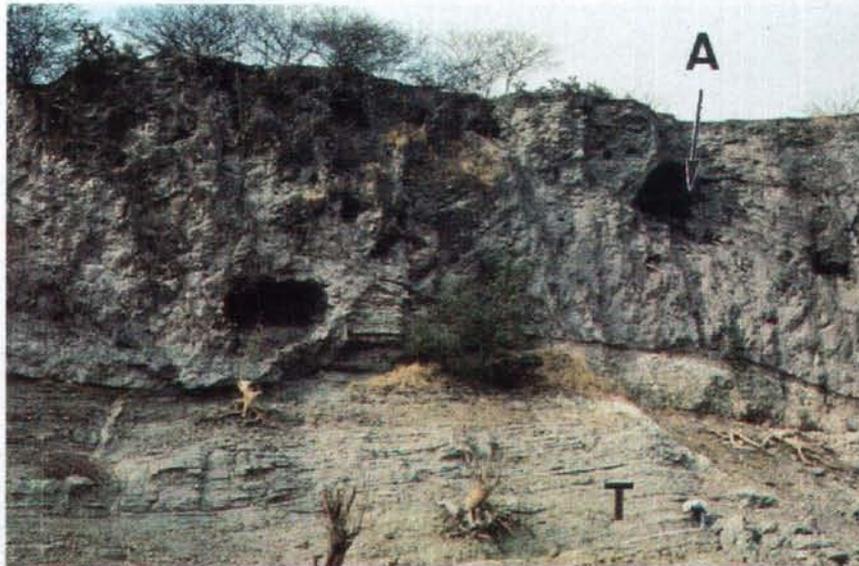


Fig. 12. Afloramiento 5 km al Suroeste de Tepexco que muestra el espesor y estructura interna del depósito de avalancha de escombros más joven. Este afloramiento se encuentra a más de 40 kilómetros de distancia del actual Popocatepetl. Los bloques de color gris oscuro A consisten de ceniza y escoria de caída y son muy deleznable. Parece increíble que no se hayan fragmentado completamente durante el transporte. Nótese también el contacto bien definido con las rocas de Edad Terciaria T que subyacen al depósito de avalancha.



Fig. 13. Cercamiento del afloramiento que se muestra en la Figura 12. Nótese el bloque de escoria y cenizas A al igual que la composición heterolitológica del depósito.



Fig. 14. Afloramiento que muestra un corte a través de un montículo o "hummock". Estos montículos son una de las características más típicas de los depósitos de avalancha de escombros. Se puede apreciar que el montículo consta de un megabloque totalmente fracturado. El fracturamiento ocurrió durante el emplazamiento de la avalancha.

8. ACTIVIDAD ERUPTIVA ASOCIADA AL EVENTO DEL ULTIMO DERRUMBE

Un volcán puede sufrir un derrumbe parcial de su cono con o sin una erupción que acompañe al evento. El último derrumbe del Popocatepetl estuvo asociado a la erupción más violenta que hemos podido identificar en la historia eruptiva del volcán. Prueba de ello dan los depósitos que sobreyacen al depósito de avalancha. En la Figuras 15, 16, y 17 se muestran la localización y columnas estratigráficas de diversos afloramientos que ocurren en el flanco sur del volcán y fueron estudiados por nosotros.

Localización de Afloramientos que muestran Depósitos Proximales de Avalancha en el Flanco Sur del Volcán Popocatepetl

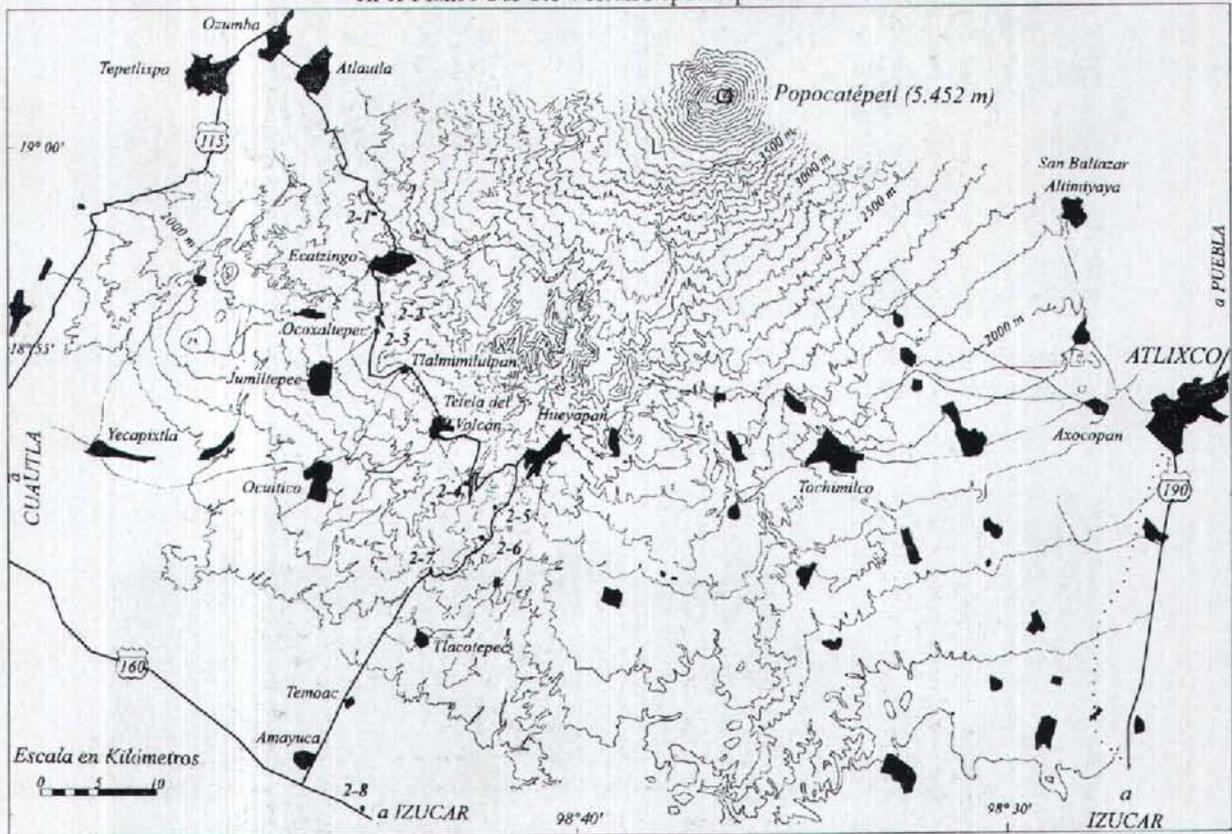


Fig. 15. Mapa que muestra la localización de afloramientos geológicos en la vertiente sur del Popocatepetl. Estos afloramientos muestran depósitos de avalanchas de escombros así como otros depósitos asociados a las erupciones cataclísmicas del tipo Santa Elena.

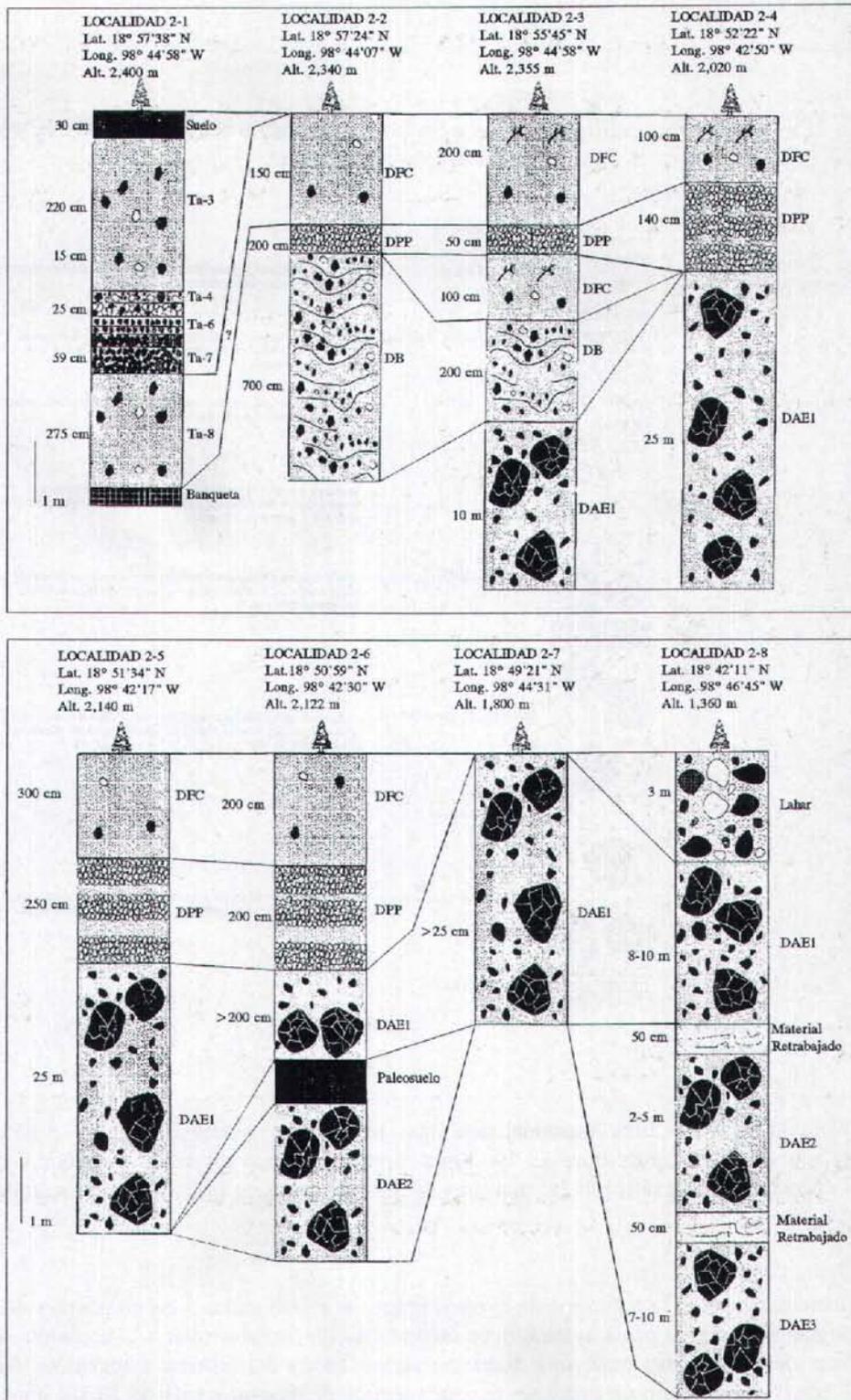


Fig. 16. Columnas de los afloramientos 2-1 a 2-9 que muestran las relaciones estratigráficas de los depósitos relacionados a las erupciones del tipo Santa Elena en el flanco Sur del Popocatepetl. DAE = Depósito de avalancha de escombros, DB = Depósito de "blast", DFC = Depósito de flujo de cenizas, DPP = Depósito de pómez de Caída "Pliniano".

Columna Estratigráfica Compuesta de los Depósitos Piroclásticos en el Flanco Sur del Volcán Popocatepetl

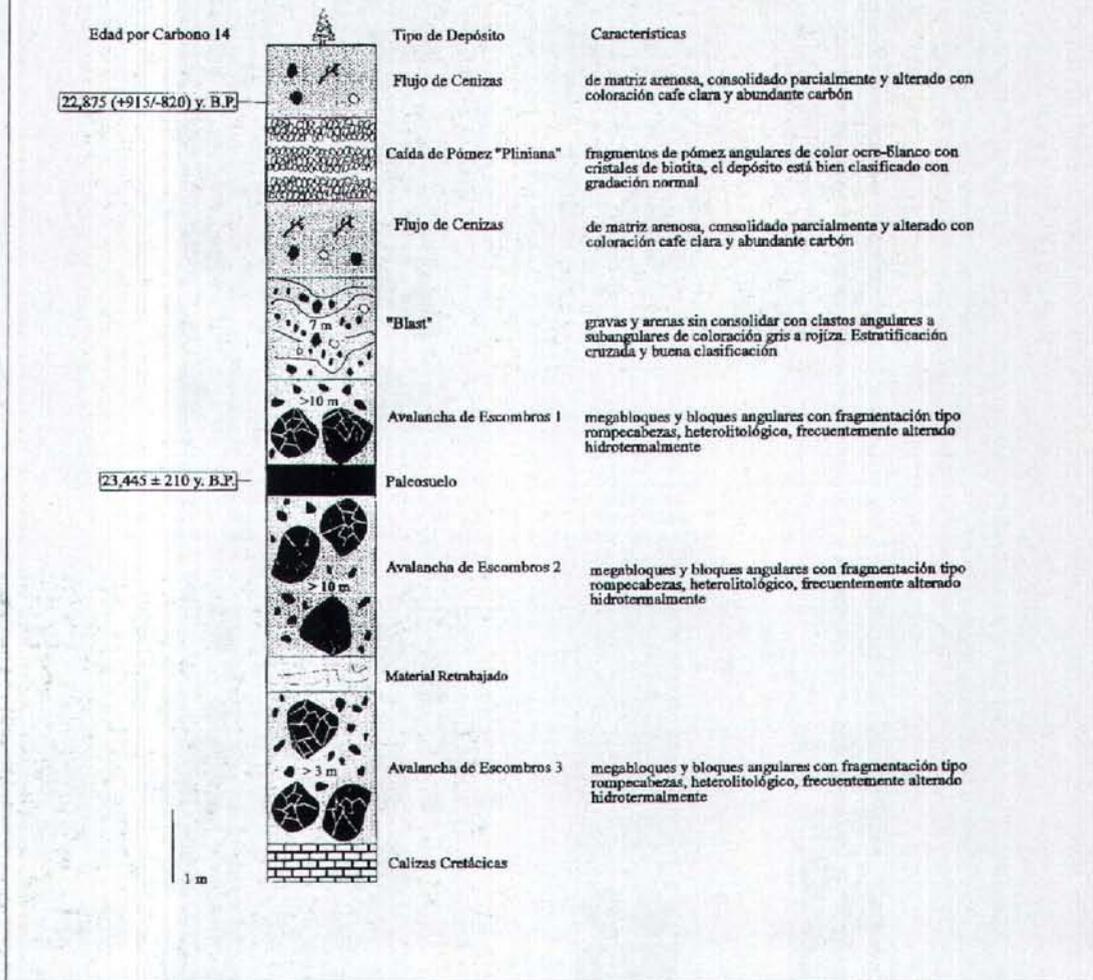


Fig. 17. Columna estratigráfica esquematizada que muestra la secuencia de los depósitos piroclásticos relacionados a las erupciones del tipo Santa Elena en el flanco sur del Popocatepetl. También se muestra la posición estratigráfica de las muestras de material orgánico fechadas por el método de radiocarbono 14.

Estos afloramientos muestran la secuencia de eventos eruptivos relacionados a las erupciones del tipo Santa Elena que dieron origen a los depósitos de avalancha de escombros. En forma similar a la erupción del Santa Elena, el desprendimiento del flanco sur causó una despresurización súbita del sistema magmático. Se generó un flujo turbulento o "blast" que produjo un depósito de varios metros de espesor a más de 10 km de distancia del cráter (Figs. 18 y 19). El depósito consta de una alternancia de capas de gravas, arena y bloques de color rojizo a gris. Los fragmentos son angulares y las capas se caracterizan por tener estratificación cruzada y otras estructuras que indican emplazamiento por un flujo horizontal, turbulento y de poca densidad.



Fig. 18. Afloramiento que muestra la secuencia de depósitos tipo "blast", que sobreyace al depósito de avalancha de escombros en la localidad 2-2 (ver Fig. 15). La secuencia "blast" es el producto de varios flujos turbulentos de baja densidad y alta energía que se generaron como producto de la despresurización súbita del sistema magmático durante los primeros instantes de la erupción tipo Santa Elena. La despresurización súbita ocurrió cuando se inició el derrumbe gigante.



Fig. 19. Acercamiento que muestra la secuencia de depósitos tipo "blast" en el que alternan finas láminas de ceniza arenosa con gravas de fragmentos angulosos y poco redondeados. La falta de redondez implica baja densidad de los flujos.

Una revisión de la literatura nos permite catalogar este "blast" como uno de los depósitos más grandes de su tipo detectados hasta la fecha alrededor del orbe. El "blast" fue seguido por el emplazamiento de un depósito de pómez de caída. Este depósito es el más grande de su tipo detectado hasta la fecha en el volcán. Consta de fragmentos angulares de una pómez de color beige a blanco con fenocristales de biotita y alcanza espesores de varios metros (Figs. 20 y 21). Por su distribución y dimensiones es sin lugar a duda el producto de la caída de fragmentos provenientes de una columna de tipo Pliniana que debe haber alcanzado alturas estratosféricas. La erupción terminó con el emplazamiento de flujos de ceniza de color café claro que se produjeron cuando la columna Pliniana ya no se pudo sostener más y colapsó por gravedad. Estos flujos alcanzaron distancias de más de 30 km del volcán. La erupción que produjo esta secuencia de depósitos fue de magnitudes enormes y produjo cambios drásticos en el paisaje. Destruyó completamente la vegetación en un radio de decenas de kilómetros y modificó completamente la red hidrográfica de la zona. Durante los años que siguieron, la red hidrográfica se volvió a reconstruir y se produjeron lahares (flujos de arena, grava y agua) e inundaciones que retrabajaron los depósitos primarios y formaron nuevos depósitos. Estos depósitos cubren las partes distales del abanico de avalanchas.

9. EDAD DEL ULTIMO DEPOSITO

Se mencionó anteriormente, que Robin y Boudal (1987) estimaron la edad de la avalancha más joven, que es la que ellos describen y actualmente forma el paisaje de montículos al sur del volcán, entre 30 000 y 50 000 años. Como la edad de la última avalancha de escombros implícitamente nos indica también la edad del presente cono del Popocatepetl pusimos especial énfasis en intentar resolver esta cuestión. Dentro del depósito de avalancha deberían abundar vestigios de material orgánico provenientes de la vegetación que cubría las laderas del volcán en el momento que se inició el derrumbe gigante. En efecto, es posible encontrar moldes de troncos y ramas de árboles en muchos afloramientos. Sin embargo, la gran mayoría de estos moldes están huecos debido a que la materia orgánica original se pudría. En algunas ocasiones el material orgánico fue reemplazado por minerales arcillosos. Por esta razón jamás hemos encontrado material fechable por el método de radiocarbono 14 directamente dentro del depósito de avalancha. Sin embargo logramos encontrar madera fechable dentro de un paleosuelo que se encuentra directamente debajo del depósito de avalancha en un afloramiento localizado 3 Kms. al este de Tepexco sobre la carretera federal que comunica los poblados de Cuautla e Izúcar de Matamoros (Figs. 22 y 23). Su análisis dio una edad de $23,445 \pm 210$ años.

Además logramos obtener material carbonizado de los flujos de ceniza que se produjeron al final de la misma erupción que produjo el depósito de avalancha de escombros y que por lo tanto deben de ser de edad contemporánea (Fig. 17). El análisis de este material produjo una edad de $22,875 +915/-820$ confirmando nuestra sospecha. Estos resultados indican que la edad del depósito de avalancha de escombros y por lo consiguiente del actual cono del Popocatepetl debe estar en el rango delimitado por los dos fechamientos, esto es entre 22,000 y 23,655 años. Esto también significa que el sistema magmático del Popocatepetl ha producido entre 6 y 9 km³ de material eruptivo durante los últimos 23 000 años, lo que equivale a una tasa de producción anual de 273 a 391 m³ de magma. Recuérdese que estas cifras están basadas en estimaciones muy conservadoras.



Fig. 20. Afloramiento en una mina de grava localizada en el punto 2-5 (ver Fig. 15) donde se pueden observar las relaciones estratigráficas del depósito de avalancha de escombros **D** y los depósitos piroclásticos que lo sobreyacen. El depósito de caída de pómez con biotita **P** y los flujos de ceniza **F** están relacionados a una columna eruptiva que alcanzó alturas estratosféricas y se generó poco después del derrumbe gigante que produjo el depósito de avalancha.

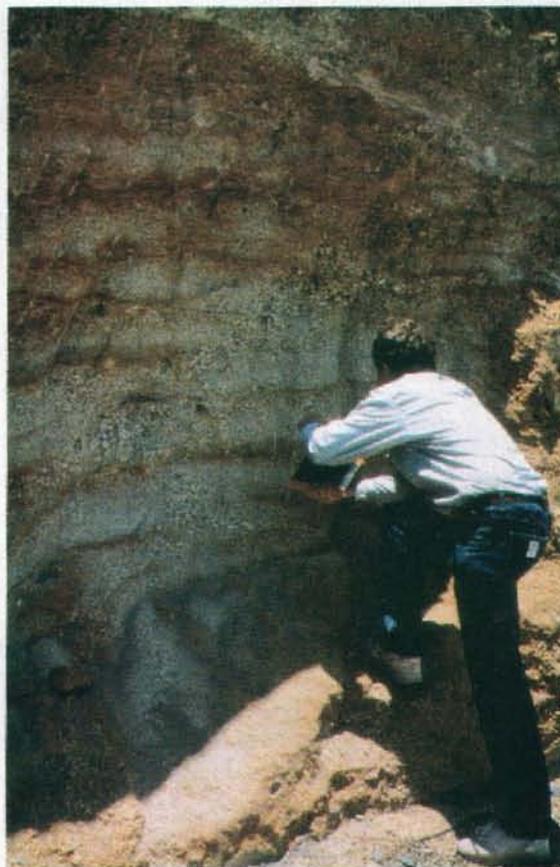


Fig. 21. Acercamiento del depósito de pómez de caída que sobreyace al depósito de avalancha de escombros. Nótese que consta de varias series de caída que corresponden a varios pulsos magmáticos e indican una taza de erupción fluctuante.

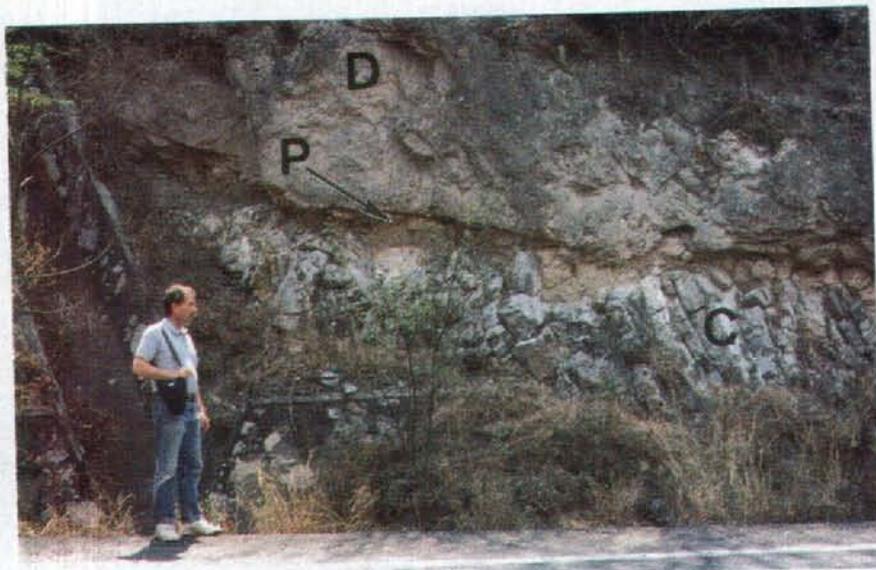


Fig. 22. Afloramiento del depósito de avalancha más joven proveniente del Popocatepetl en un corte de la carretera federal que comunica los poblados de Tepexco e Izúcar de Matamoros en el Estado de Puebla. La muestra de material orgánico fechada en $23,445 \pm 210$ años fue tomada del paleosuelo P que se encuentra entre rocas calizas del Cretácico C y el depósito de avalancha de escombros D.

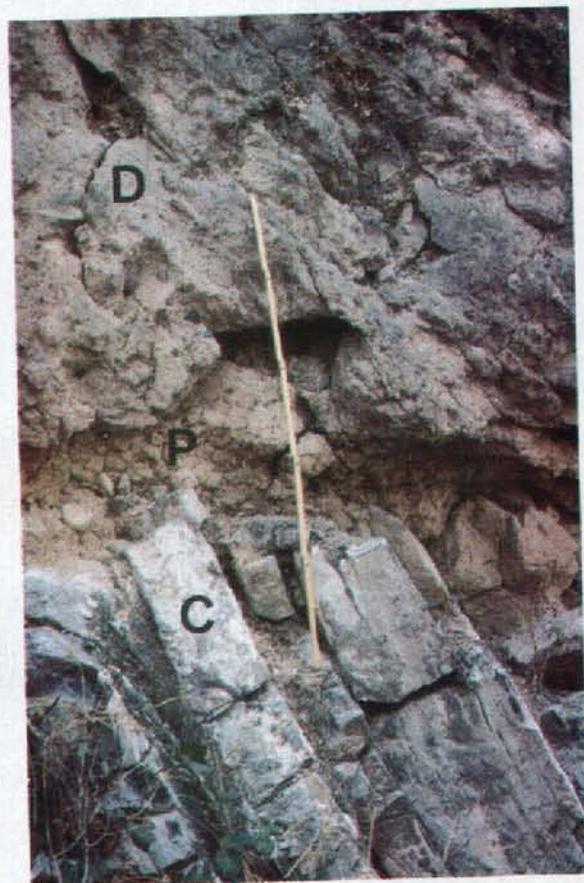


Fig. 23. Acercamiento de la localidad que se muestra en la Fig. 22. Nótese que las rocas calizas con nódulos de pedernal del Cretácico se encuentran en posición casi vertical porque fueron plegadas durante la Orogénesis Larámide.

10. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

Si comparamos los depósitos de avalancha en el Popocatepetl con otros depósitos que se describen en la literatura podemos resaltar lo siguiente: Los depósitos de avalancha del Volcán Popocatepetl se pueden catalogar entre los más grandes del mundo y son comparables en sus dimensiones a los depósitos observados en el Monte Shasta, California (Crandell, 1989; Crandell et al., 1984) Socompa, Chile (Francis et al., 1985) y el complejo volcánico de Colima Stoores (1990). Con estos últimos guardan especial similitud. En Colima también se pensaba inicialmente que sólo había un único depósito y al paso de los años se descubrieron cada vez más (Stoores y Sheridan; 1991; Siebe et al., 1991). Ahora se piensa que existen ahí al menos cinco depósitos diferentes (Komorowski et al., 1994). Pero hay más similitudes aún. Los volcanes de Colima, al igual que el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl, se encuentran alineados de Norte a Sur a lo largo de una cadena volcánica cuyo volcán más activo y más joven se encuentra en el extremo meridional. Los depósitos en Colima también forman un abanico de similares dimensiones que cubre amplias extensiones hacia el sur del complejo volcánico. El repetido colapso con generación de derrumbes hacia el sur se debe en ambos casos a que la gran masa del volcán más antiguo que se encuentra hacia el norte sirve como sostén impidiendo la desestabilización de los flancos septentrionales. Esta observación tiene valor predictivo pues es muy probable que el próximo derrumbe gigante ocurra en ambos lugares, el Volcán de Colima así como el Popocatepetl, hacia el Sur nuevamente. En el caso del Popocatepetl es posible que el promontorio formado por la pared de Nexpayantla, localizado en el Noroeste del actual cono, dé mayor estabilidad a ese flanco causando un debilitamiento mayor y consiguiente derrumbe gigante hacia el Sureste.

En resumen se puede afirmar que el actual Popocatepetl no es el primer volcán que se encuentra localizado en ese lugar. Los anteriores volcanes que existieron ahí tuvieron un largo período de crecimiento que culminó con una erupción del tipo Santa Elena que produjo un derrumbe gigante y el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros hace aproximadamente 23,000 años. Esta erupción produjo además varios depósitos piroclásticos entre los cuales resalta un depósito de pómez de caída que representa un excelente marcador estratigráfico en toda la zona. El actual cono del Popocatepetl se reconstruyó a partir de esa erupción, rellenó paulatinamente el gran cráter en forma de herradura y se encuentra ahora probablemente en la etapa final de su crecimiento. Trabajos futuros deberían estar encaminados a determinar las edades de los demás depósitos de avalancha con el fin de conocer el lapso de repetición de este fenómeno. Además es necesario delimitar con mayor exactitud la superficie y volúmenes de los diferentes depósitos para tener un mejor conocimiento de la tasa de producción magmática. Es necesario monitorear geodésicamente los flancos del Popocatepetl y en especial el flanco Sur para detectar cualquier deformación del terreno que pudiese indicar un inminente derrumbe.

11. AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue financiado a través del proyecto CONACyT No. 0631-T9110 asignado a Claus Siebe. El trabajo de Michael Abrams fue financiado por un proyecto de la National Aeronautics and Space Administration a través del Jet Propulsion Laboratory en Pasadena, California. Los Dres. Chris Eastoe y Austin Long procesaron el material orgánico que sirvió para obtener las fechas de radiocarbono 14 en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Arizona en Tucson. Además queremos agradecer el apoyo constante de las autoridades de la UNAM, que han entendido que el mejor conocimiento de nuestros volcanes puede tener en ocasiones algún valor utilitario que rebasa la mera satisfacción de la curiosidad académica y otras manías. También queremos agradecer sinceramente la ayuda editorial ofrecida por el Ing. Tomás Sánchez del CENAPRED. Nuestro compañero de trabajo y amigo Juan Manuel Espíndola gentilmente revisó una versión temprana del manuscrito. Finalmente queremos agradecer a Maria Elena y Enzo Segre su generosa hospitalidad. Gracias a ellos nos sentimos miembros de la comunidad que habita en las faldas de nuestro respetable Señor Volcán.

12. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Carrasco-Nuñez, G., Vallance, J. y Rose, W.I., 1993. A voluminous debris avalanche-induced lahar from Citlaltépetl Volcano (México): Implications for hazards assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* V. 59, p. 34 - 52.
- Crandell, D. R., 1989. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper.*, 1861 : 1 - 32.
- Crandell, D. R., Miller, C. D., Glicken, H.X., Christiansen, R.L. y Newhall, C.G., 1984. Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, 12 : 143 -146.
- Davies, T. R. H., 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, 15 : 9 - 24.
- Francis, P. W. y Wells, G. L., 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the central Andes. *Bull. Volcanol.*, 50 : 258 - 278.
- Francis, P. W., Gardeweg, M., Ramírez, C. F. y Rothery, D. A., 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology*, 13 : 600 - 603.
- Glicken, H. X., 1986. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. Doctoral Dissertation, University of California, Santa Barbara, pp. 1 - 303.
- Glicken, H. X., (en prensa). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 1488 : 1-304.
- Gorshkov, G. S., 1959. Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, 20 : 77 - 109.
- Gorshkov, G. S., 1963. Directed volcanic blasts. *Bull. Volcanol.*, 26 : 83 - 88.
- Gorshkov, G. S., y Dubik, Y.M., 1970. Gigantic directed blast at Shiveluch volcano, Kamchatka. *Bull. Volcanol.* 34, p. 261-288.
- Hoblitt, R. P., Miller, C. D. y Vallance, J. W. 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Editors): *The 1980 eruptions of Mt. St. Helens, Washington*. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* 1250 : 401- 420.
- Höskuldsson, A., y Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bull. Volcanol.* V.55, p. 571-587.
- Hsü, K. J., 1975. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86 : 129 - 140.
- Komorowski, J.C. Navarro, C. Cortés, A., Siebe, C., y Rodríguez, S., 1993. Recurrent collapse of Volcán de Colima (Mexico) since 10, 000 y. B.P.: Implications for eruptive processes, magma output, edifice stability, and volcanic risks. Abstract Volume: IAVCEI-General Assembly, Canberra, Australia, p. 60.
- Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E., 1982. The Colima Volcanic Complex, Mexico: III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 : 262 - 275.

Luhr, J. F. y Prestegard, K. L., 1988. Caldera formation at Volcán Colima, México by a large Holocene volcanic debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35 : 335 - 348.

Robin, C. y Boudal, C., 1984. Une éruption remarquable par son volume: l' événement de type Saint-Helens du Popocatepetl (Mexique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 299, Série II, No. 13, p. 881-886.

Robin, C. y Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31 : 115 - 130.

Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Gourgaud, A. y Vincent, P. M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31 : 99 - 113.

Sheridan, M. F., Siebe, C., Kahle, A. B. y Abrams, M. J., 1990. Remotely sensed data for volcanoes of the Trans Mexican Volcanic Belt. In : *The Tectonics, Geophysics, and Volcanism of Mexico : A Symposium.* University of New Orleans and Tulane University, New Orleans, April 12 - 14, 1990.

Siebe, C. y Sheridan, M. F., 1990. Reconstrucción de las diferentes fases evolutivas de crecimiento y subsecuente colapso gravitacional de los domos riolíticos localizados en la cuenca de Serdán - Oriental, Estados de Puebla y Veracruz. (Abstract) 2a Reunión Nacional "Volcán de Colima". Univ. de Colima, Colima.

Siebe, C., Komorowski, J. C. y Sheridan, M. F. 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlan Volcano, Central Mexico. *Bull. Volcanol.* 54, p. 573-589.

Siebe, C., Abrams, M. J., y Sheridan, M. F., 1992. Growth and sequential gravitational collapse of major monogenetic rhyolite domes in the basin of Serdán-Oriental, east - central Mexico. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, V. 73, No. 27, p. 636, San Francisco, California.

Siebe, C., Abrams, M. J., y Sheridan, M. F., 1993. Two different types of debris avalanche deposits at Las Derrumbadas rhyolite domes, east-central Mexico. Abstract Volume: IAVCEI-General Assembly, Canberra, Australia, p. 100.

Siebe, C., Delgado, H., y Abrams, M. J., 1993. Recurrent cone collapse of Volcán Popocatepetl, Central Mexico: Implications for risk evaluation. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, V. 74, No. 43, p. 640. San Francisco.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M. J., Rodríguez, S., Castro, R., y Delgado, H., 1995 (en prensa). Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East-Central Mexico: Implications for future hazards. Fieldtrip Guide, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans.

Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22 : 163 - 197.

Siebert, L., Glicken, H. X. y Kienle, J. 1989. Debris avalanches and lateral blasts at Mount St. Augustine volcano, Alaska. *National Geographic Res.* 5 - 2: 232 - 249.

Siebert, L., Glicken, H. X. y Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai - type eruptions. *Bull. Volcanol.* 49 : 435 - 459.

Stoopes, G., 1991. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic complex, Mexico. Arizona State University, Tempe, Arizona, Unpublished Master's Thesis.

Stoops, G. y Sheridan, M.F., 1990. Hazards related to giant volcanic debris avalanches from Volcán de Colima and Nevado de Colima, Mexico (Abstr). 2a Reunión Nacional "Volcán de Colima", Univ. de Colima, Colima. pp. 15 - 16.

Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18: 135 - 150.

Ui, T., 1985. Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. *Proceedings, IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, Japan.* pp. 405 - 410.

Ui, T., Yamamoto, H. y Suzuki-Kamata, K., 1986. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29 : 231 - 243.

Voight, B., Janda, R. J., Glicken, H.X. y Douglass, P.M., 1983. Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique* 33 : 243 - 273.

Waitt, R. B. Jr., 1981. Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of May 18- Stratigraphy and sedimentology of deposits. In : Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R., (Editors): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.* U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 1250 : 439 - 460.

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 soplaba 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 congesa 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.

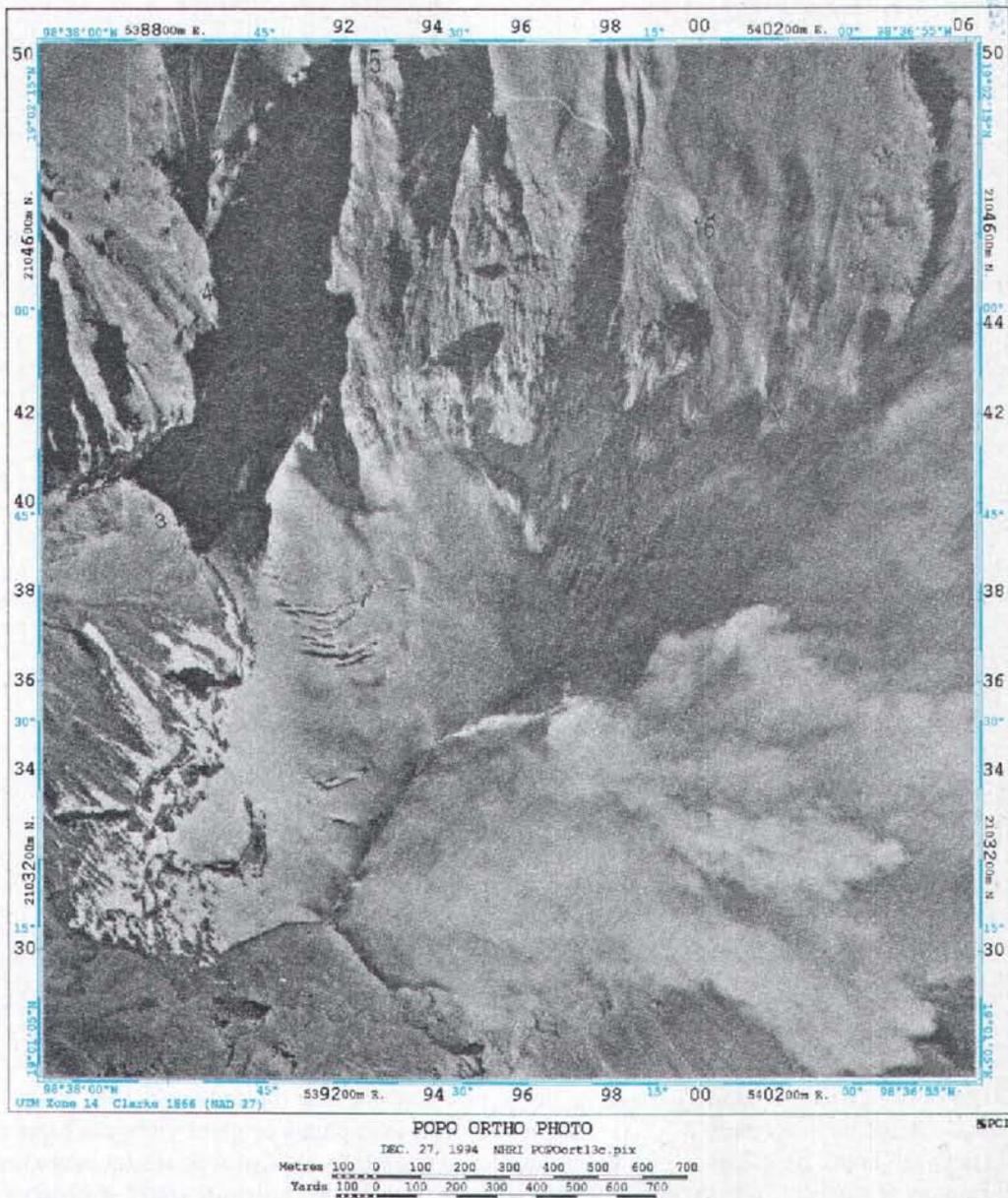


Figura 1. Ortofotografía del Volcán Popocatepetl. Fotografía aérea tomada por un avión de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes el día 27 de diciembre de 1994 a las 16:00 horas aproximadamente. Se puede observar la pluma de cenizas y gases saliendo del cráter, dirigiéndose hacia el oriente. Las 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).

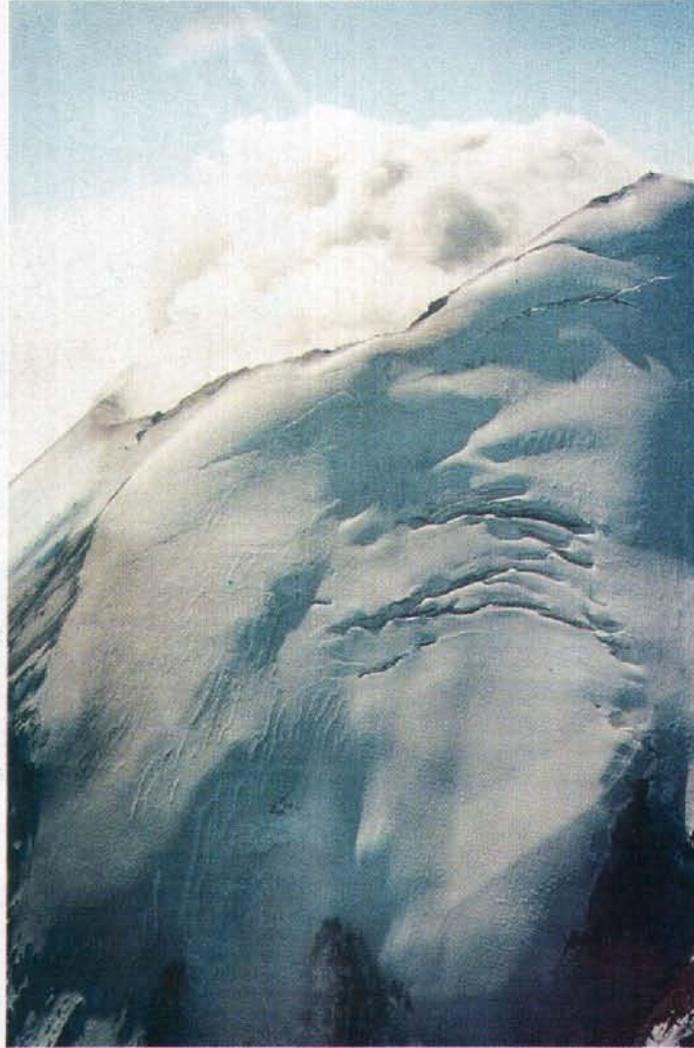


Figura 2. Vista oblicua desde el Norte del glaciar del Ventorrillo el 22 de diciembre de 1994 a las 10:30 hrs. Fotografía tomada desde un helicóptero a 5,500 m.s.n.m. Se observa la pluma de gases y cenizas hacia el sureste. La orilla del cráter del Popocatepetl se delinea perfectamente, a la derecha 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.

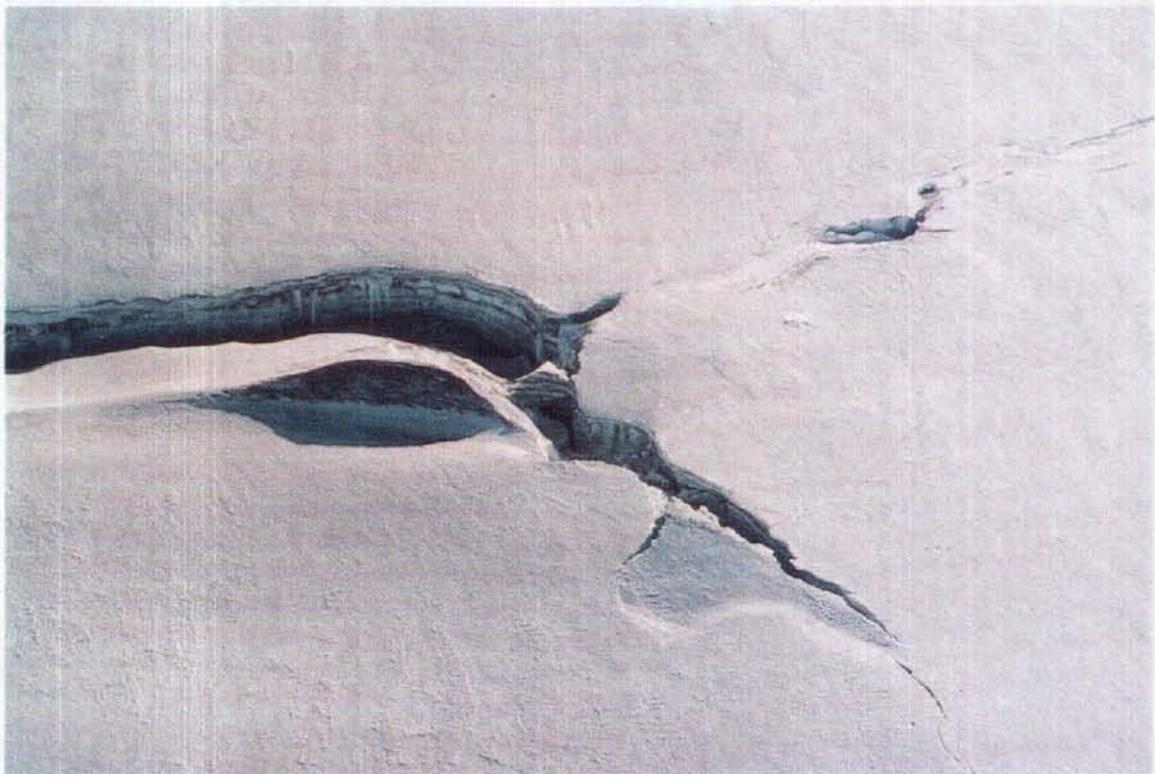


Figura 4. Fotografía tomada el 28 de diciembre a las 12:00 hrs. Acercamiento a la grieta maestra inferior. La grieta tiene una profundidad de 15 m aproximadamente. Las fracturas "en echelón" que se observan en su ramificación inferior son producidas por el cizallamiento asociado al movimiento del glaciar 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 1o. 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} [$\text{ppm} \cdot \text{m}$] = $C_{\text{SO}_2} \cdot \text{CM}$

Asimismo, obtenemos la sección transversal S del SO_2 [$\text{ppm} \cdot \text{m}^2$] 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 $[F_{\text{SO}_2}] = S \cdot v$ [$\text{ppm} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$].

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 SO₂ 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 SO₂. Durante los vuelos efectuados se han observado emisiones súbitas del SO₂ 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 SO₂ 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 (SO₂, 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.

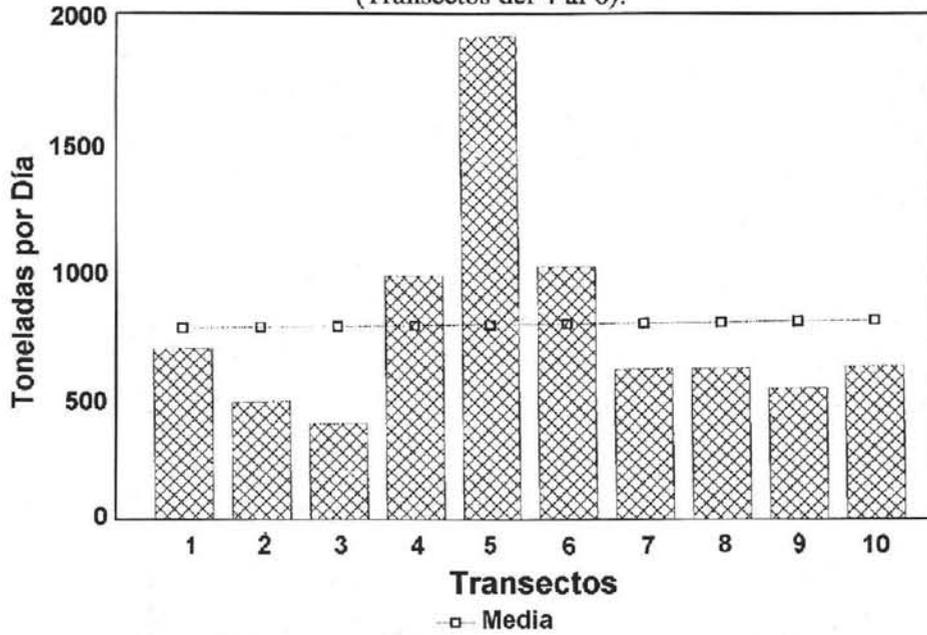
7. REFERENCIAS

- 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.



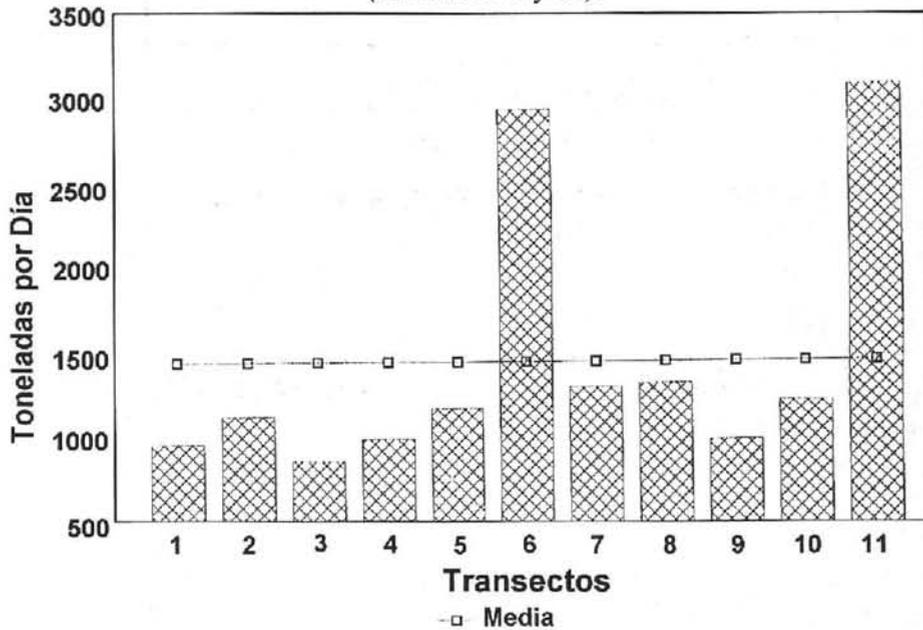
Figura 1. Volcán Popocatepetl visto del lado de Puebla, se ilustra un transecto del avión perpendicular a la pluma; la distancia horizontal con respecto al cráter es simbólica.

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.

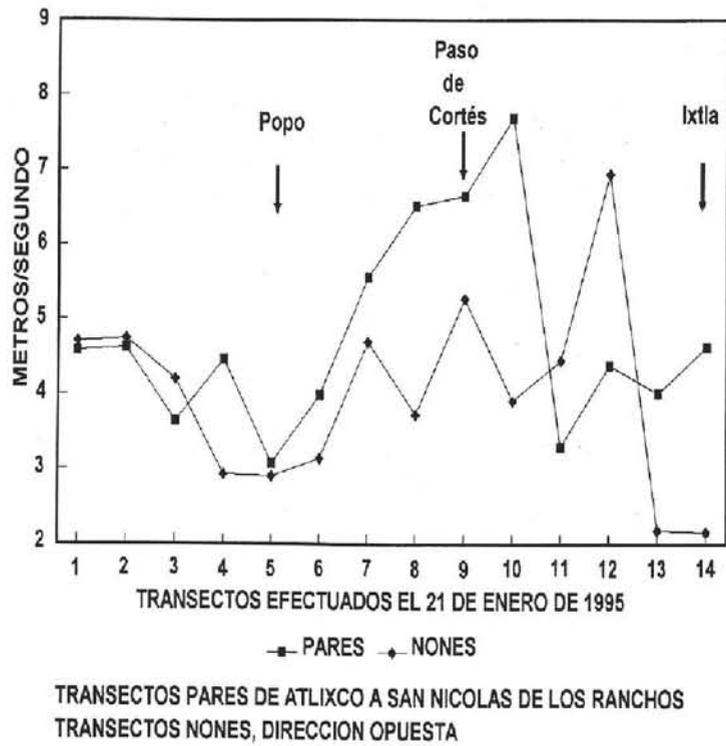
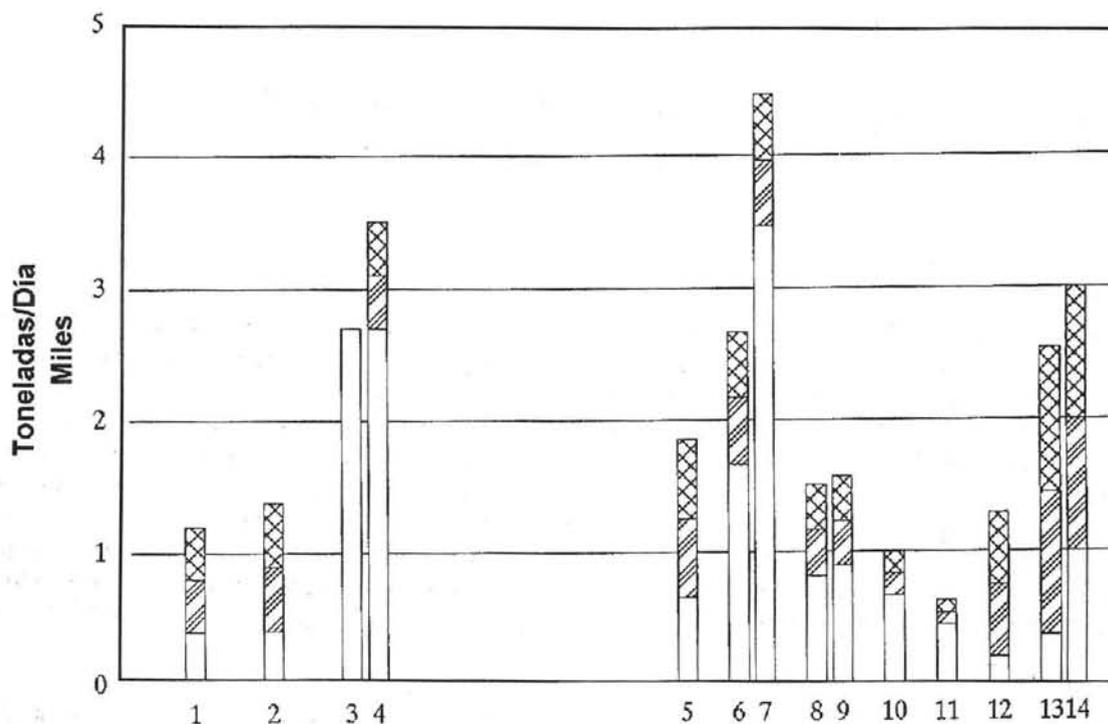


Figura 3. Efectos sombra del Volcán Popocatépetl.



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 disminuída 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; esto 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.

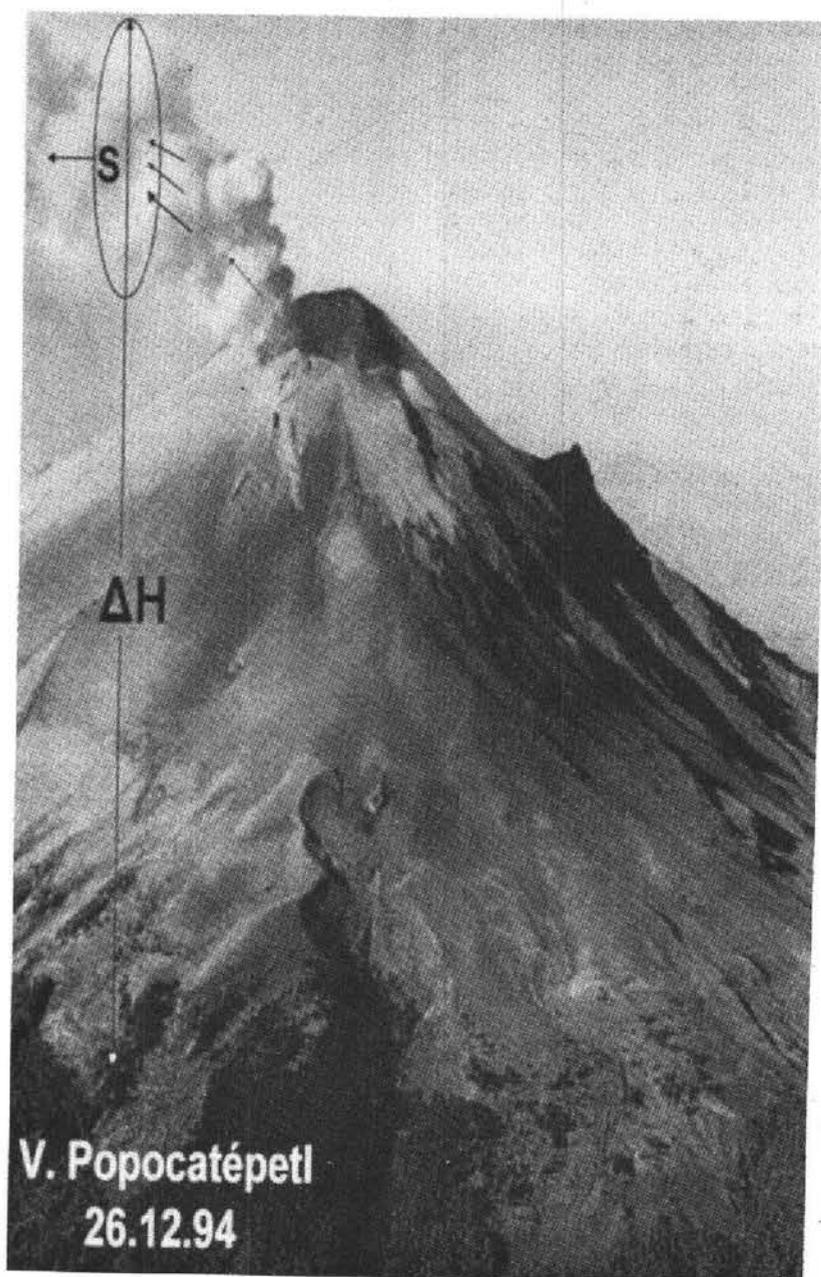


Figura 3. Fotografía del volcán Popocatépetl del 26 de diciembre de 1994 mostrando esquemáticamente la ascensión de la fácua.

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.

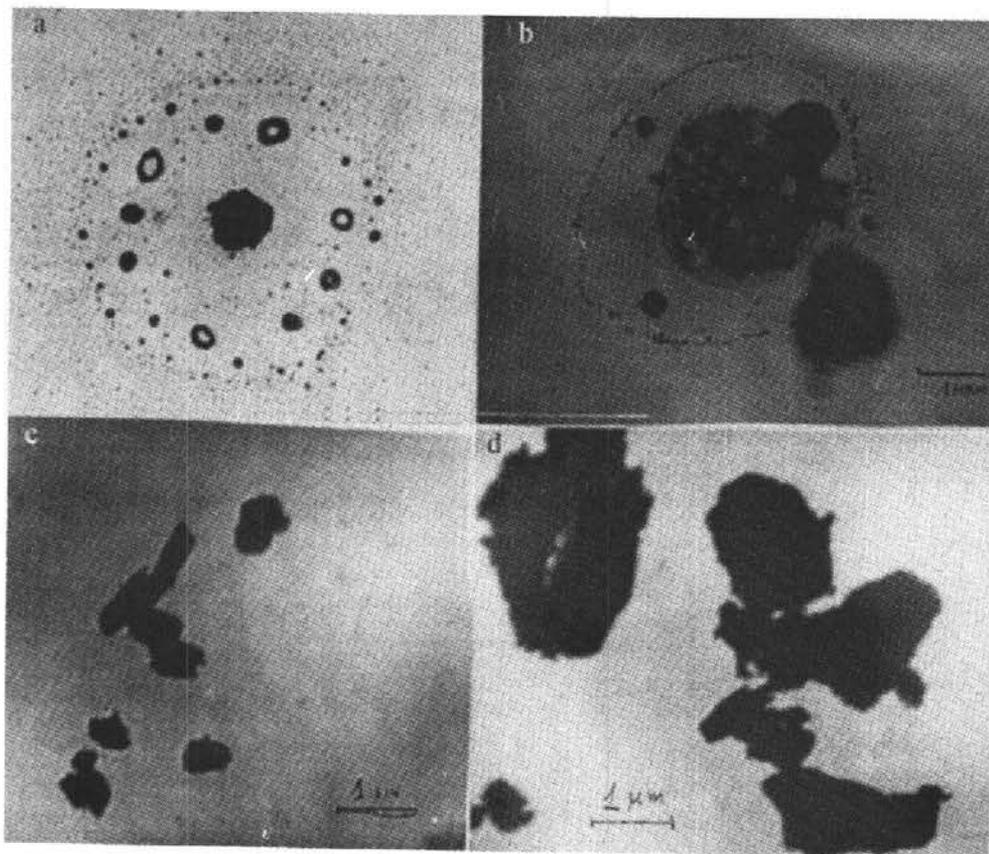


Figura 4. Microscopía electrónica.

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).

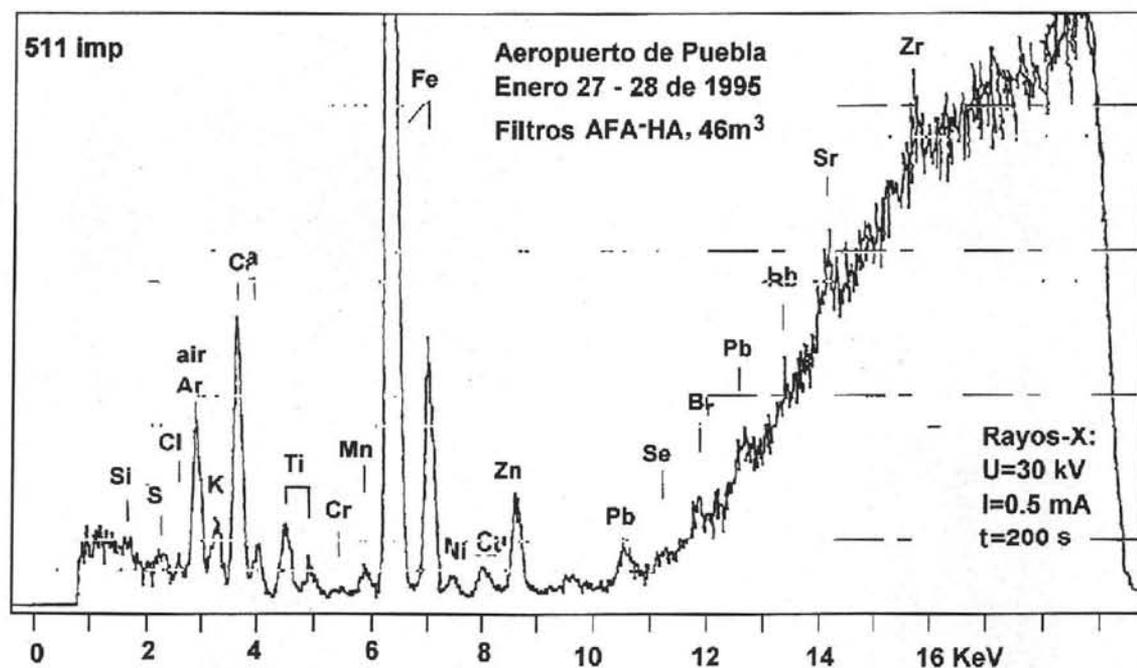


Figura 5a. Aerosoles.

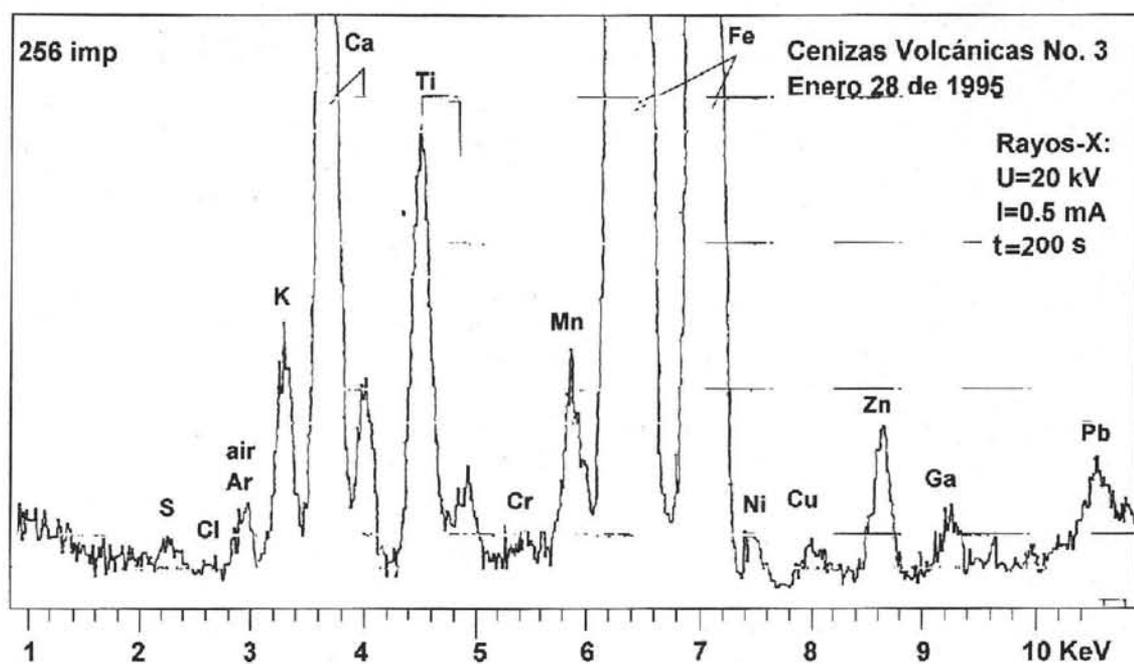


Figura 5b. Cenizas.

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.

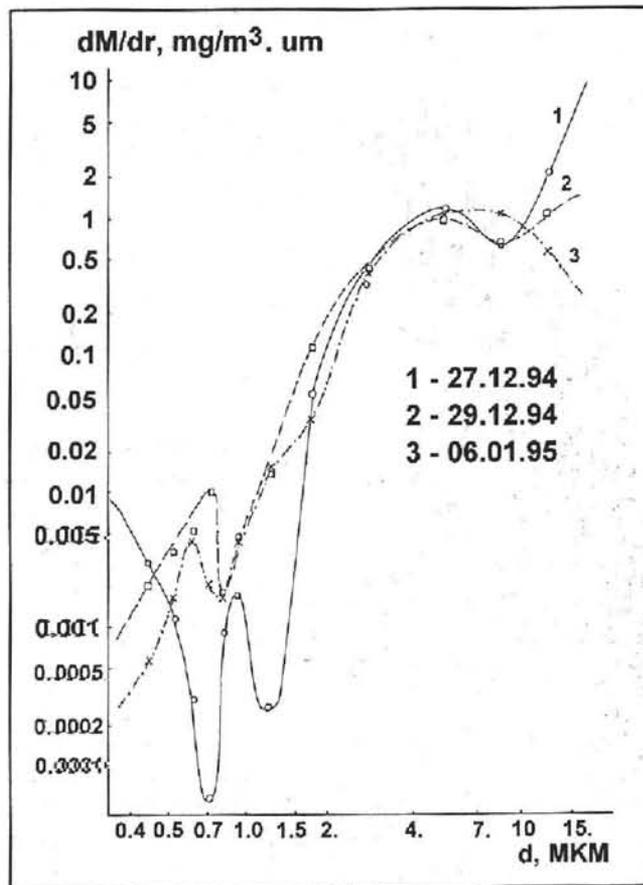


Figura 6. Distribuciones de masa de aerosoles.

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.

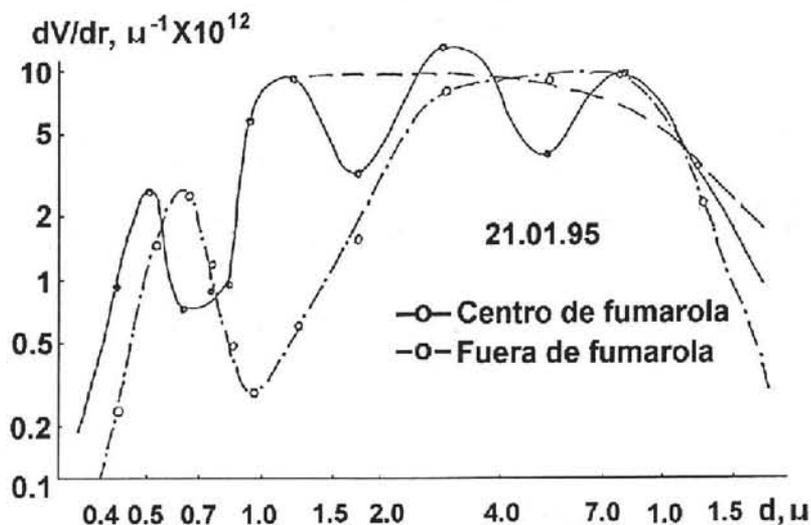


Figura 7. Variaciones de la dispersividad (dV/dr) de aerosoles en diferentes lugares de la fumarola.

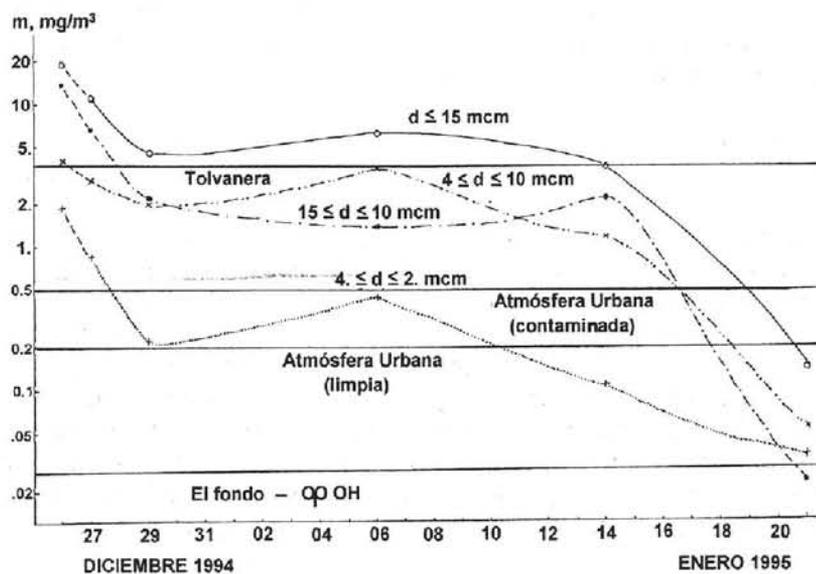


Figura 8. Variación temporal de la concentración de cenizas de diferente dispersividad en el centro de la pluma durante el periodo de mediciones.

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 $N(r) = N(r \geq r_c)$, 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,µm	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	
		dN, cm-3							
d,µm	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,µm	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		
		dN, cm-3							
d,µm	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 particulas 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 particulas 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, piritita 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.

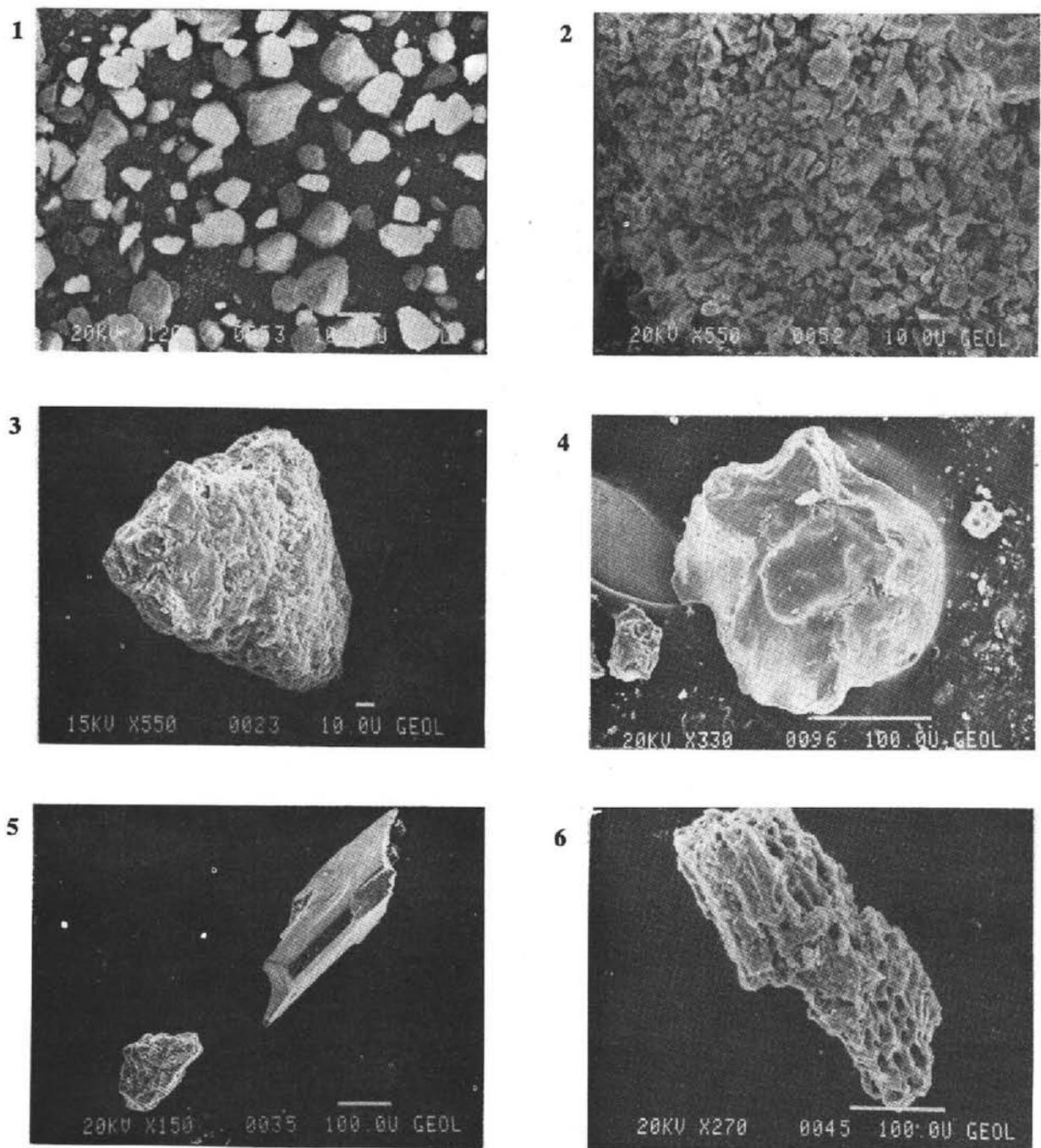


Figura 2. Fotografías de las cenizas tomadas en el microscopio electrónico: 1. Aspecto general de la ceniza (fracción gruesa), 2. Aspecto general (fracción fina), 3. Lítico gris claro, 4. Vidrio negro brillante, 5. Arriba un cristal de piroxena, abajo un lítico, 6. Sublimado de potasio y azufre.

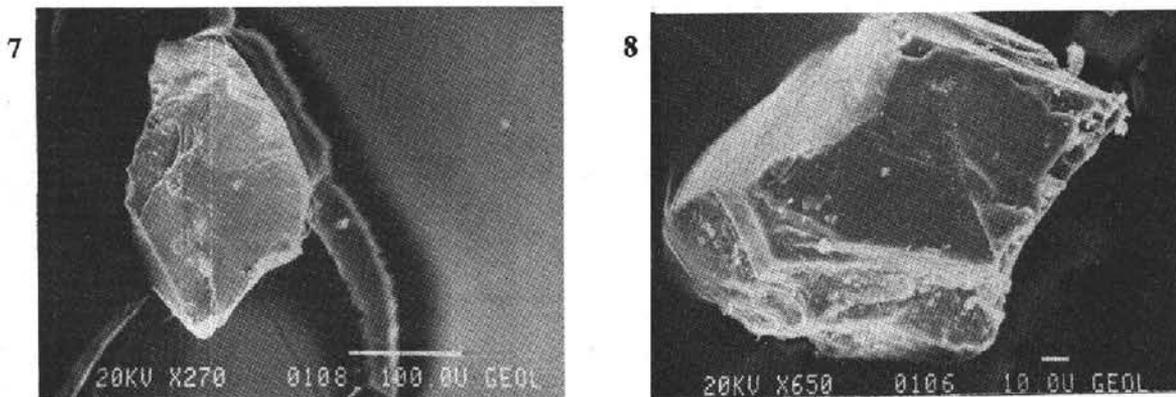


Figura 2 (Continuación). Fotografías de las cenizas tomadas en el microscopio electrónico: 7. Cuarzo, 8. Plagioclasa.

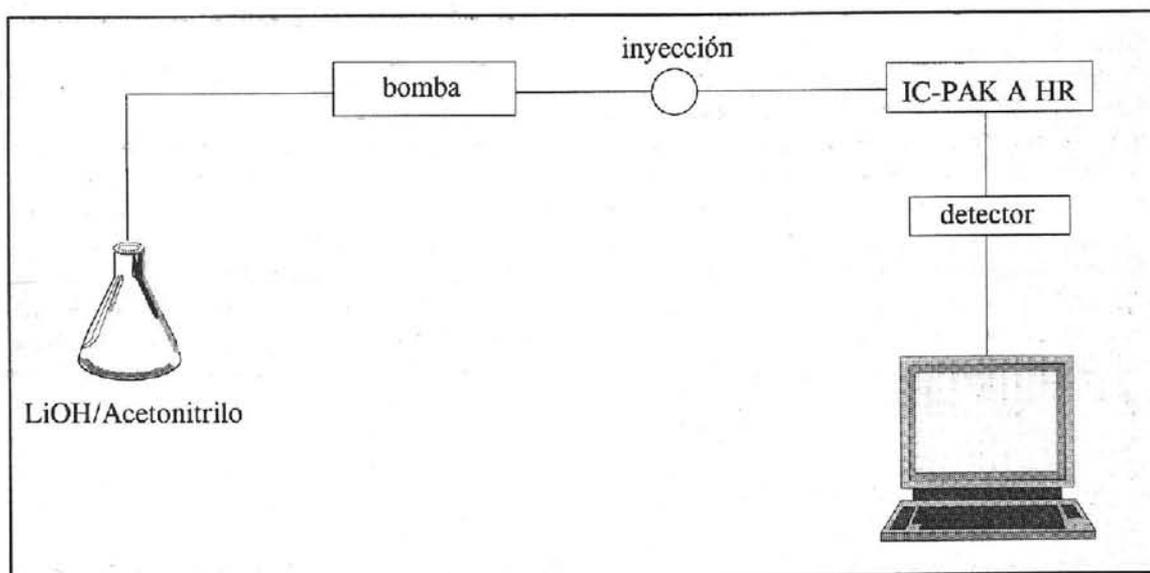


Figura 3. Componentes de un Cromatógrafo de Iones.

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 obscurecidas 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.

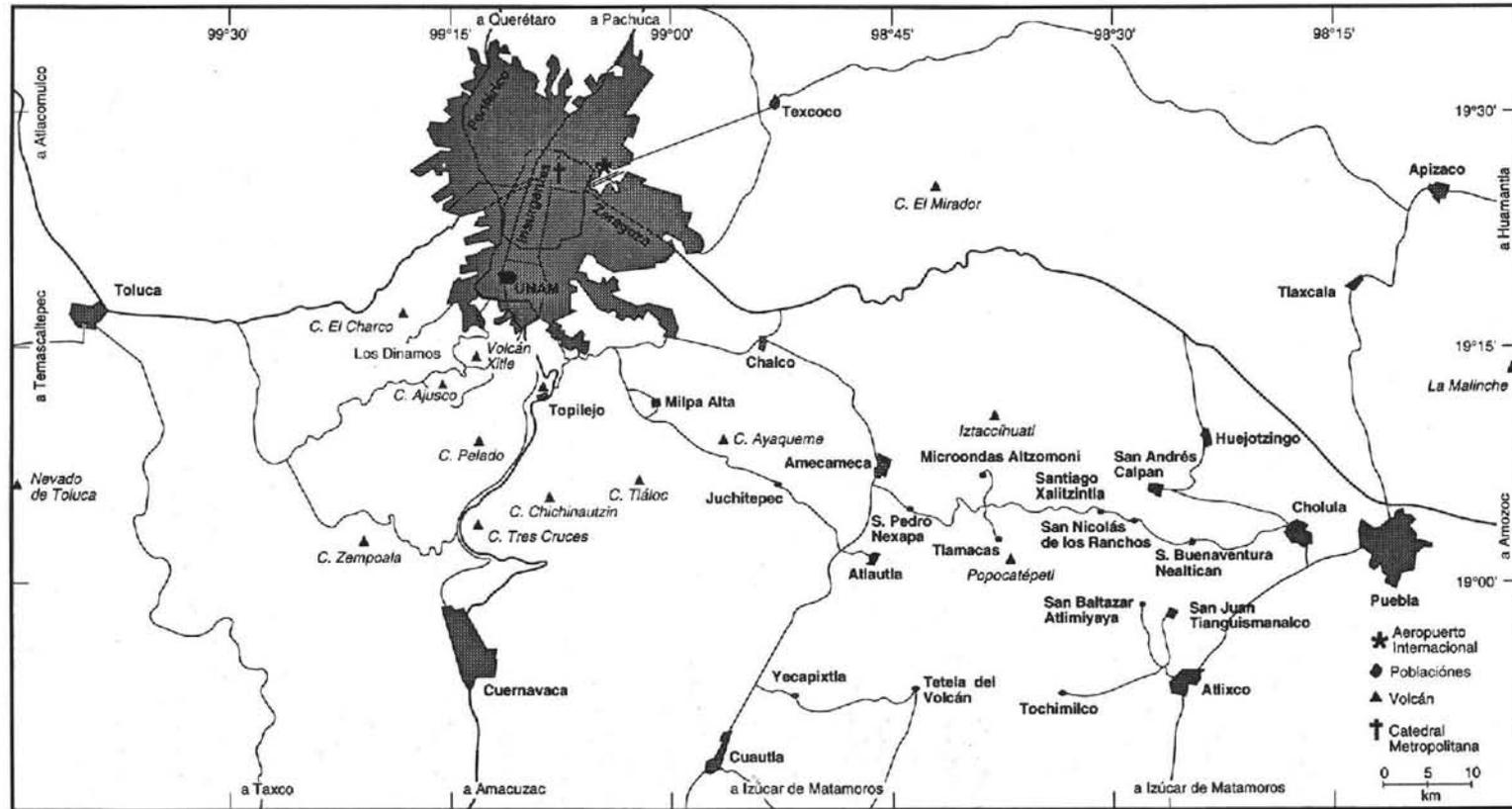


Figura 1. Mapa de localización del volcán Popocatepetl y principales centros de población

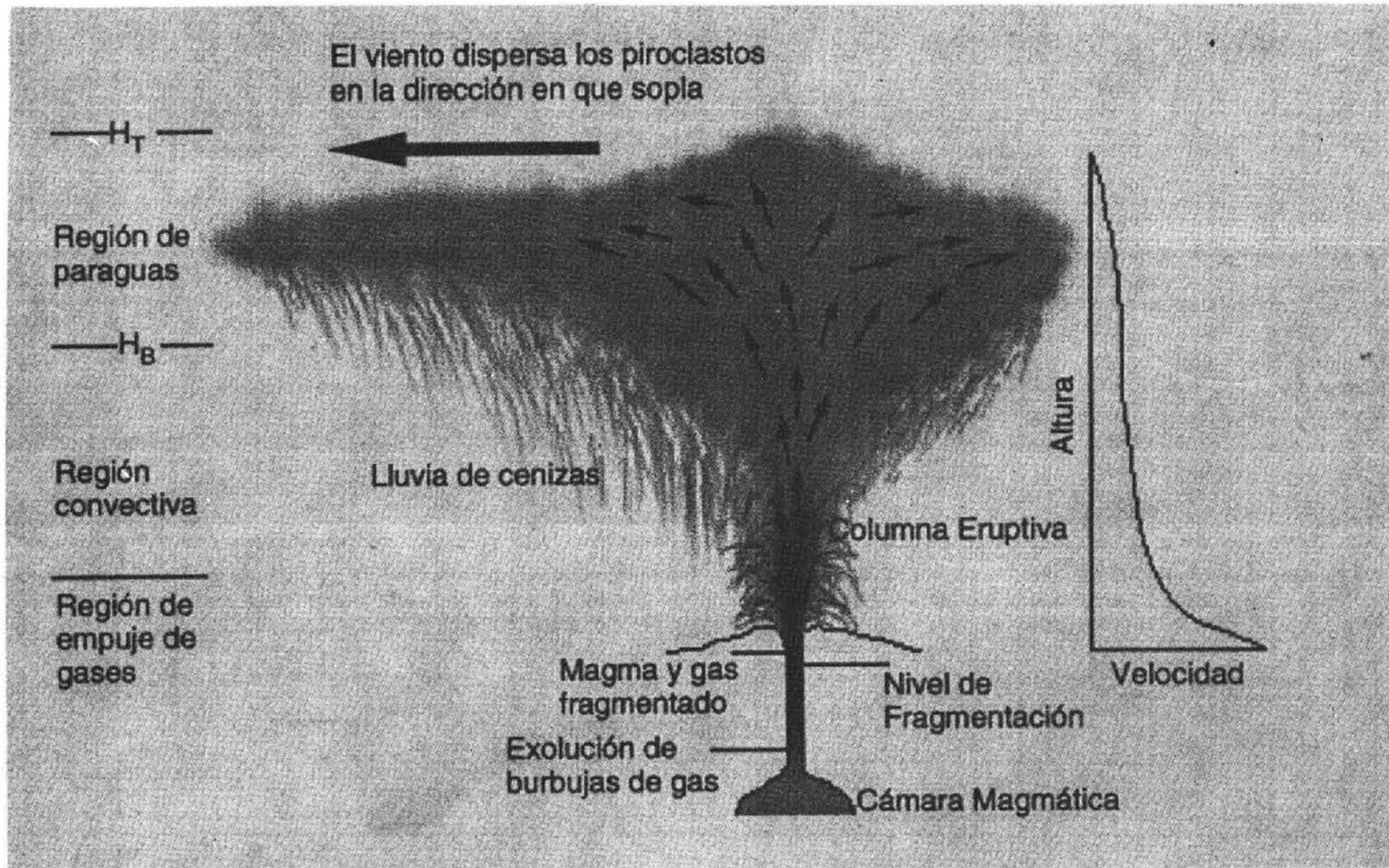


Figura 2. Características principales de una columna eruptiva. La convención hace que las partículas lleguen hasta la altura H_B ; el desplazamiento lateral se lleva a cabo arriba de H_B , con el material moviéndose hacia afuera radialmente. El momento de las partículas hace que algunas de éstas lleguen 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)

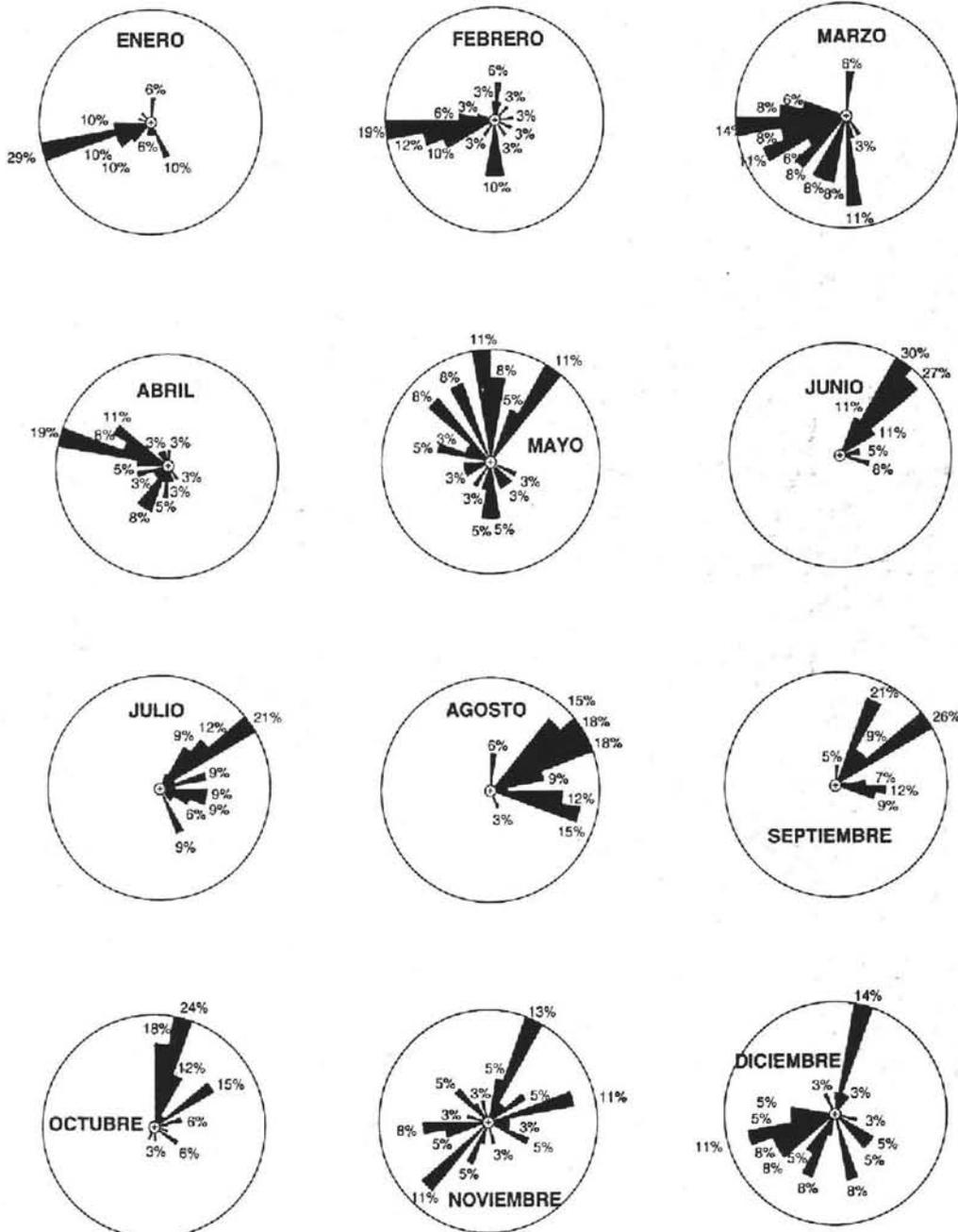


Figura 3. Patrón de vientos bajos. Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan mensualmente debajo de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en por ciento, cada barra representa un rango de 10°. Datos de 1976-1982.

PATRON DE VIENTOS MENSUAL

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

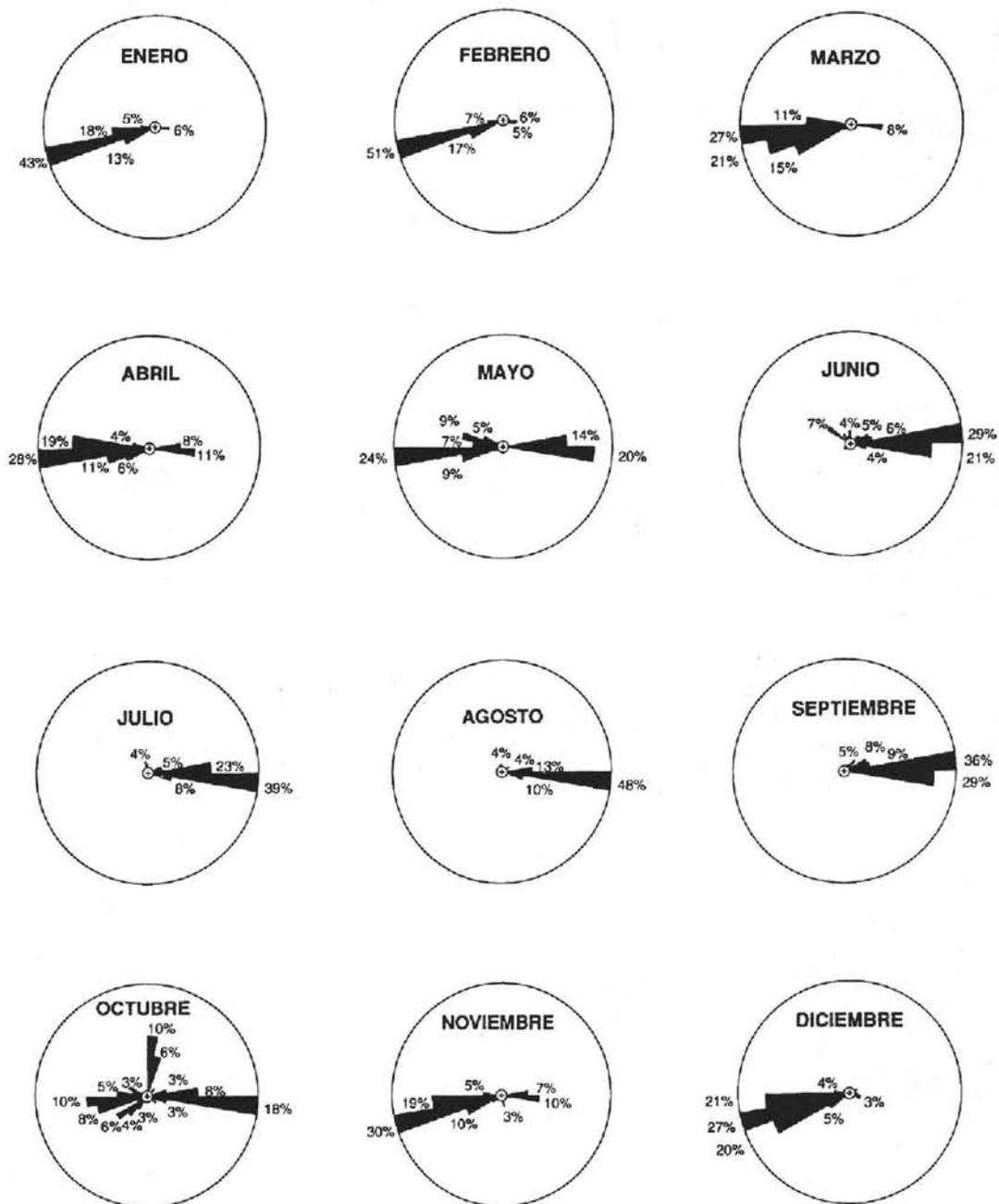


Figura 4. Patrón de vientos bajos. Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan mensualmente arriba de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en por ciento. Datos de 1976-1982.

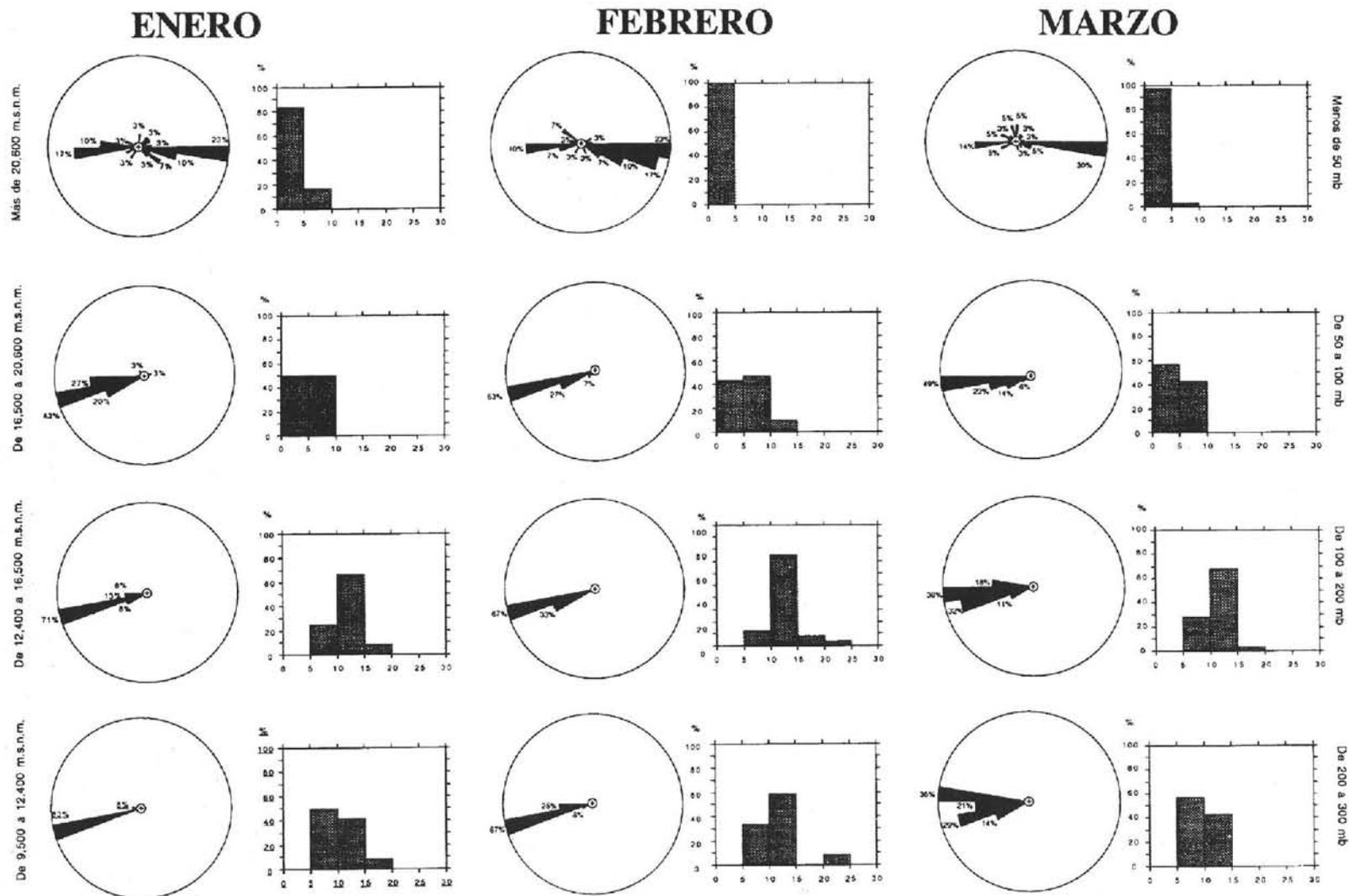


Figura 5.A. Patrones de viento por estratos. Los histogramas circulares muestran la dirección del viento indicando su frecuencia en por ciento y los histogramas rectangulares muestran la frecuencia de la velocidad del viento en m/s, para ocho estratos en los que se analizó información de los niveles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

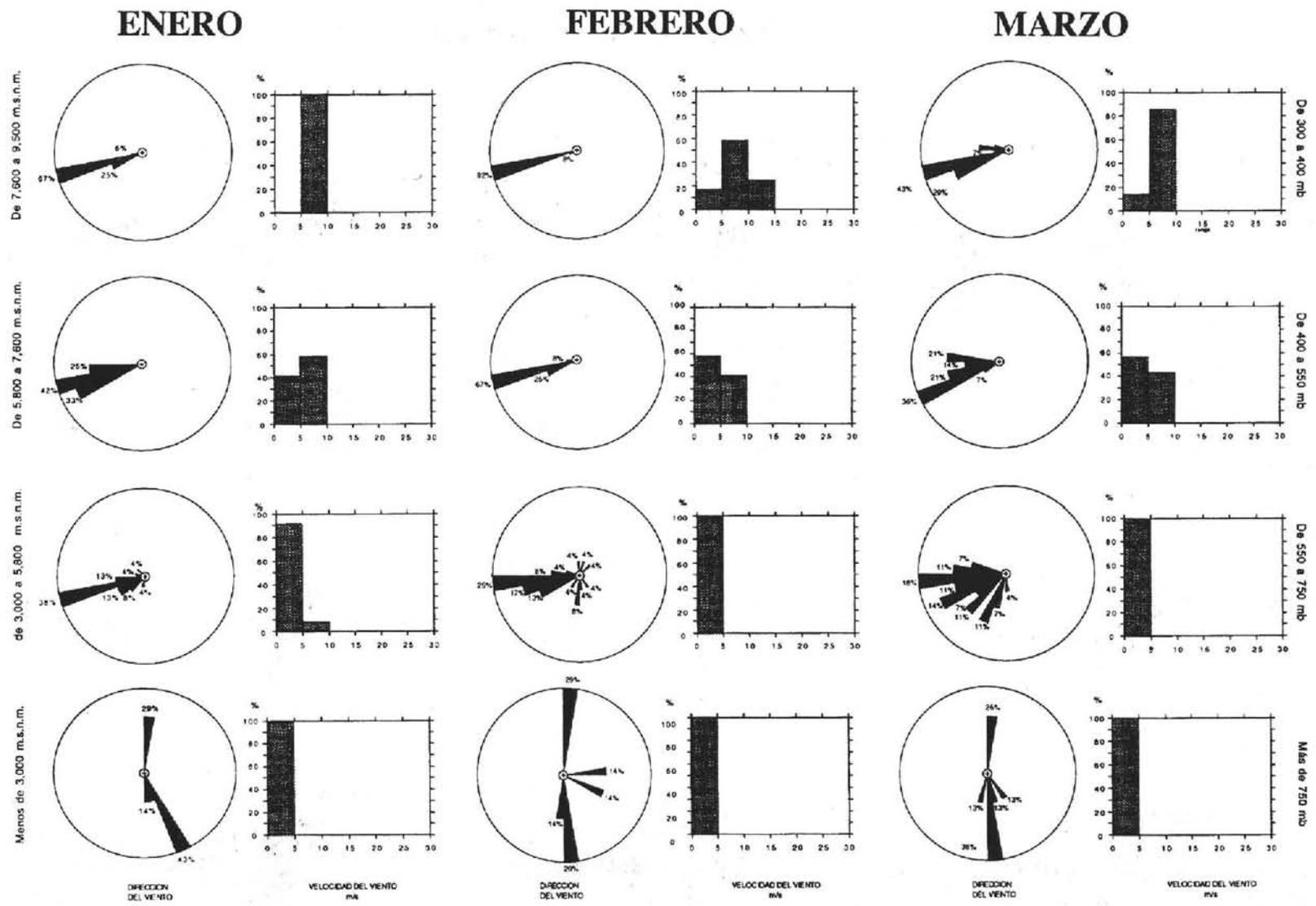


Figura 5.A. (Continuación). Histogramas enero-marzo.

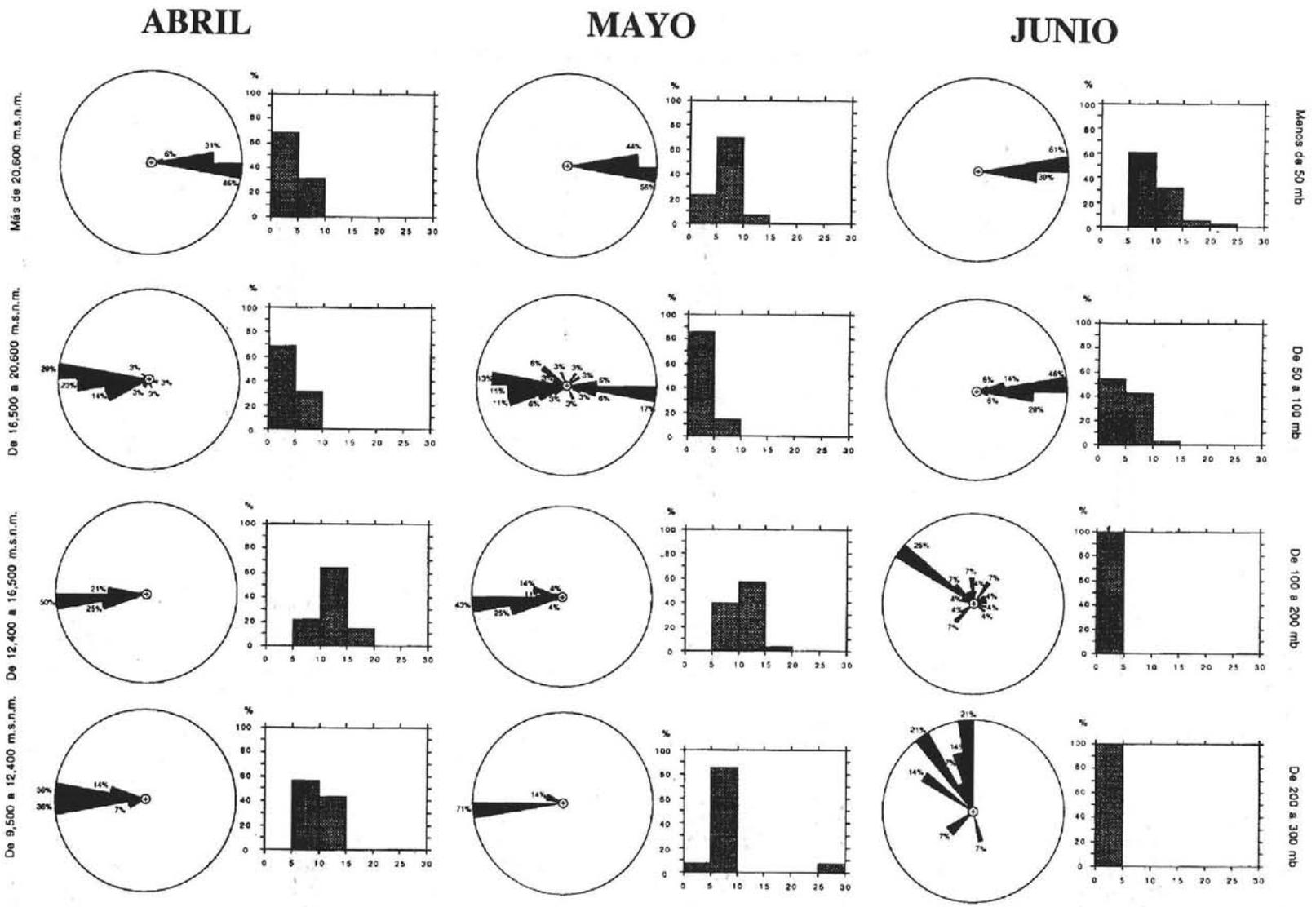


Figura 5.B. Histogramas abril-junio.

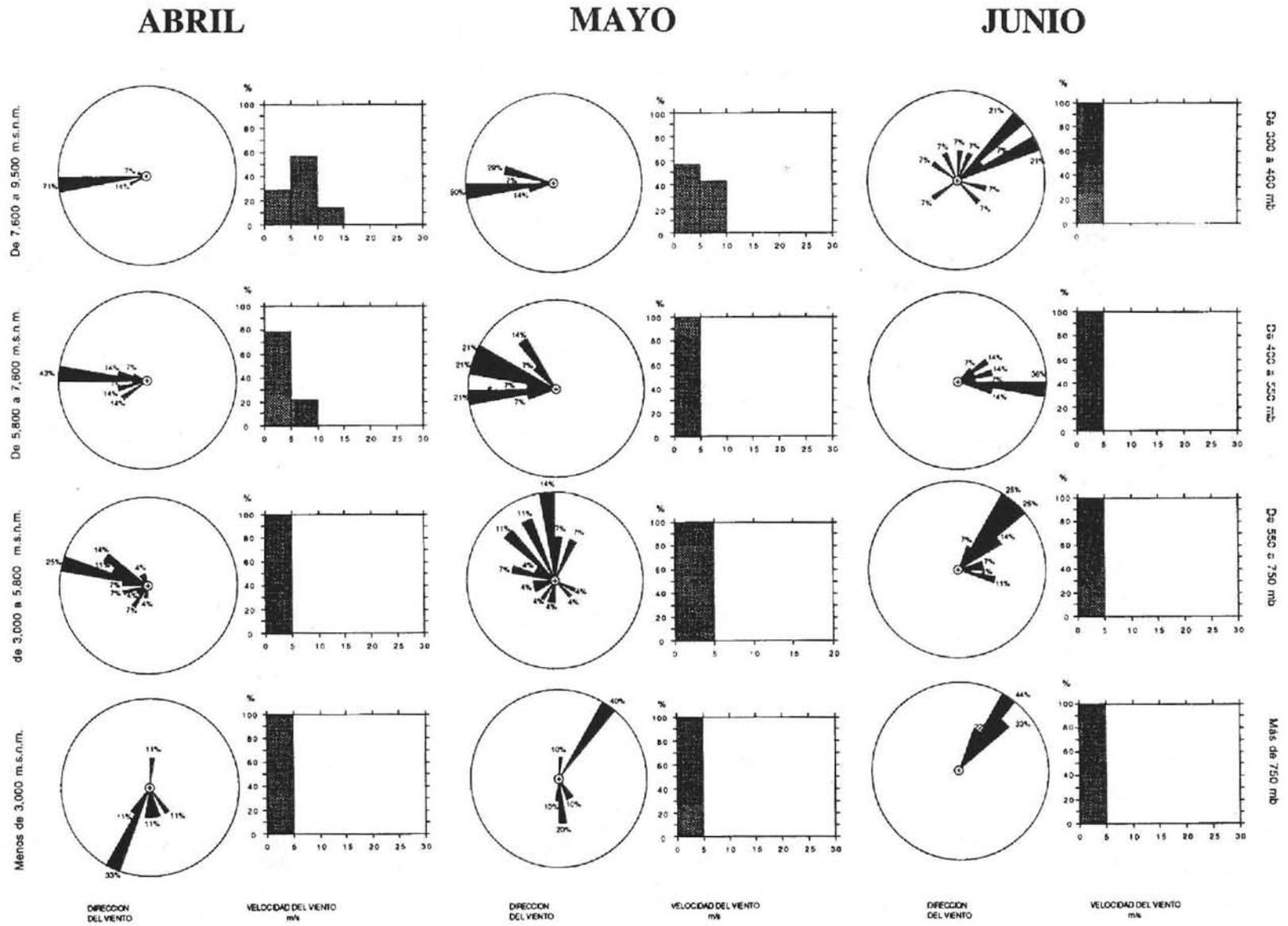


Figura 5.B. (Continuación). Histogramas abril-junio.

JULIO

AGOSTO

SEPTIEMBRE

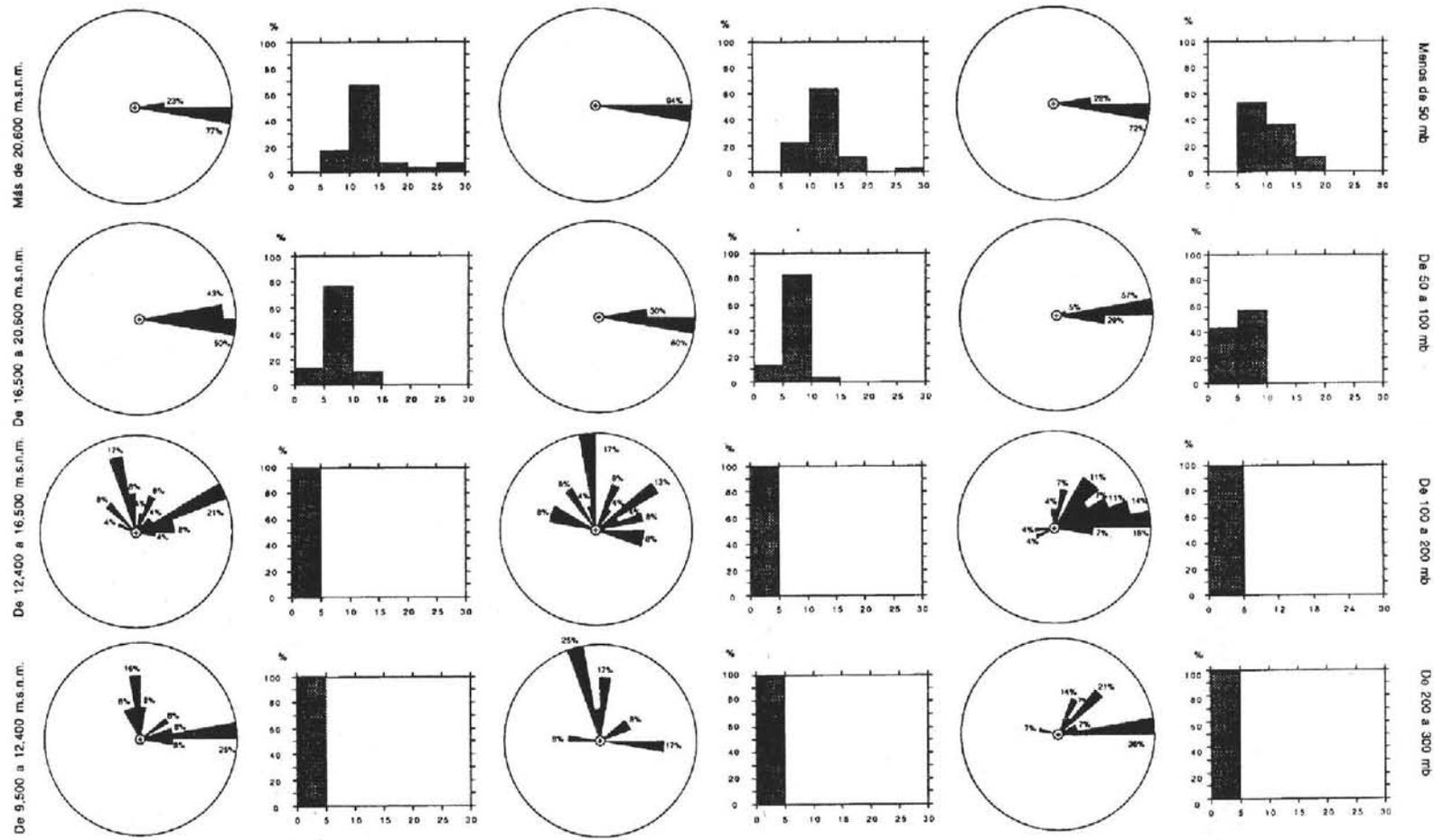


Figura 5.C. Histogramas julio-septiembre..

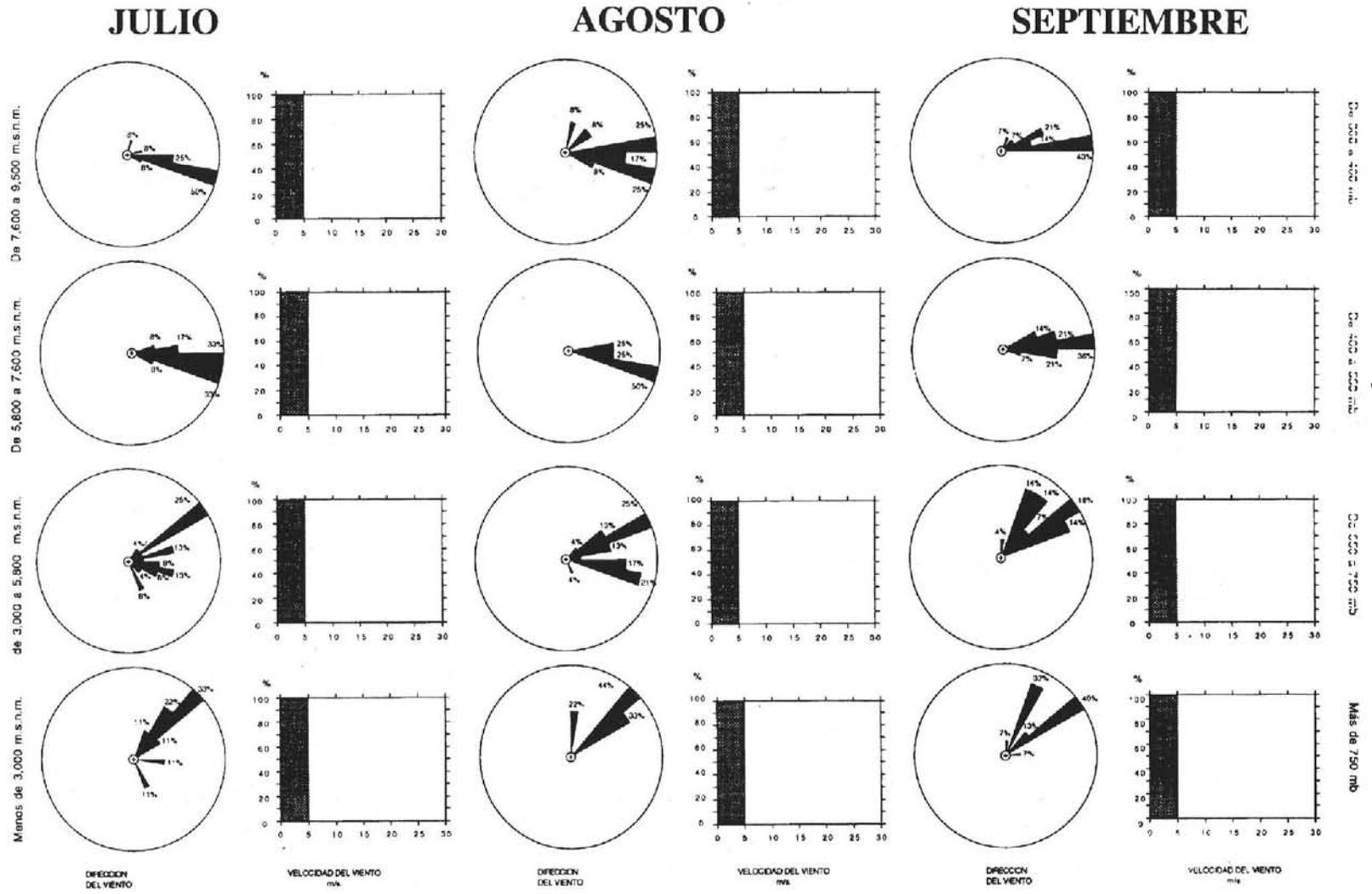


Figura 5.C. (Continuación). Histogramas julio-septiembre.

OCTUBRE

NOVIEMBRE

DICIEMBRE

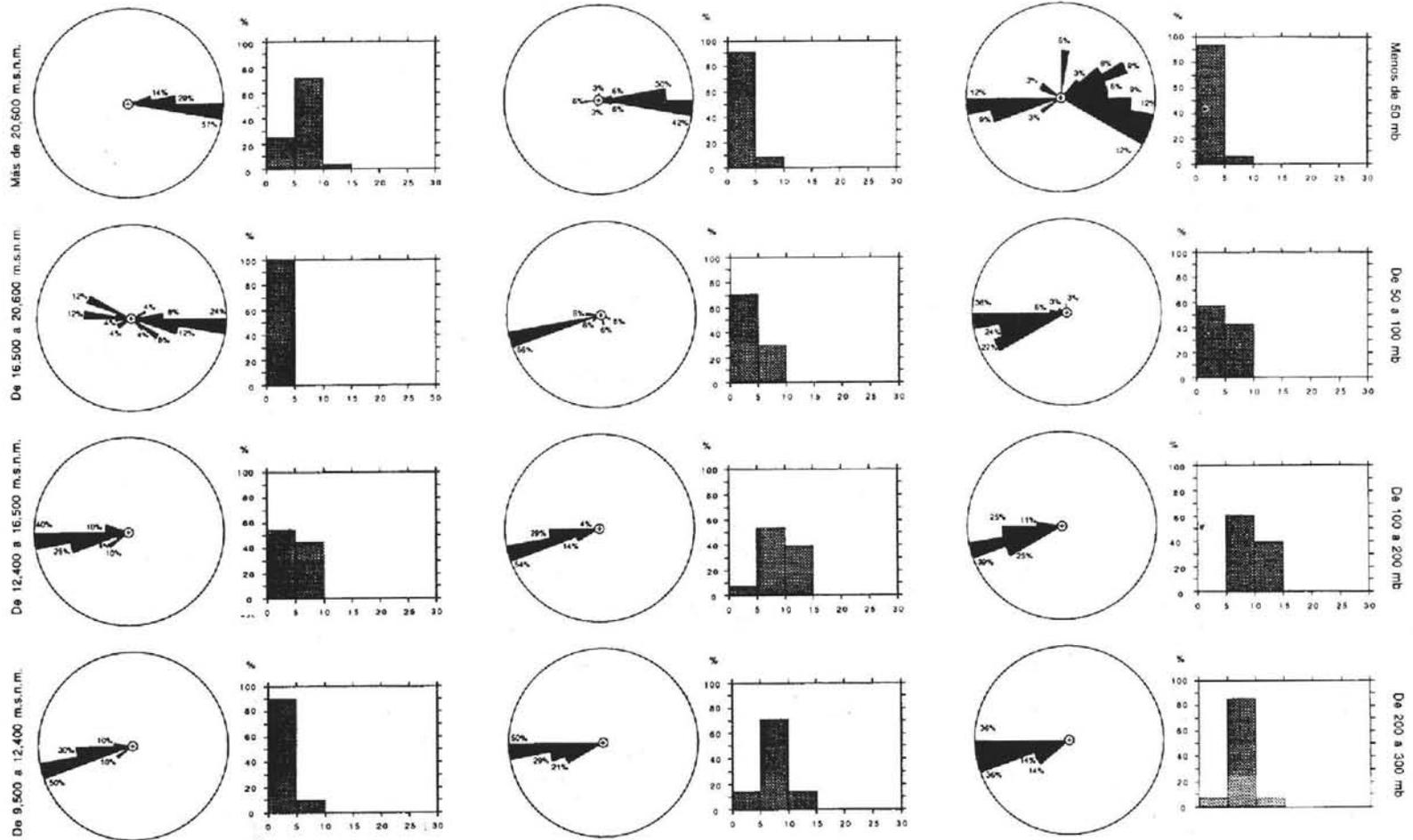


Figura 5.D. Histogramas octubre-diciembre.

OCTUBRE

NOVIEMBRE

DICIEMBRE

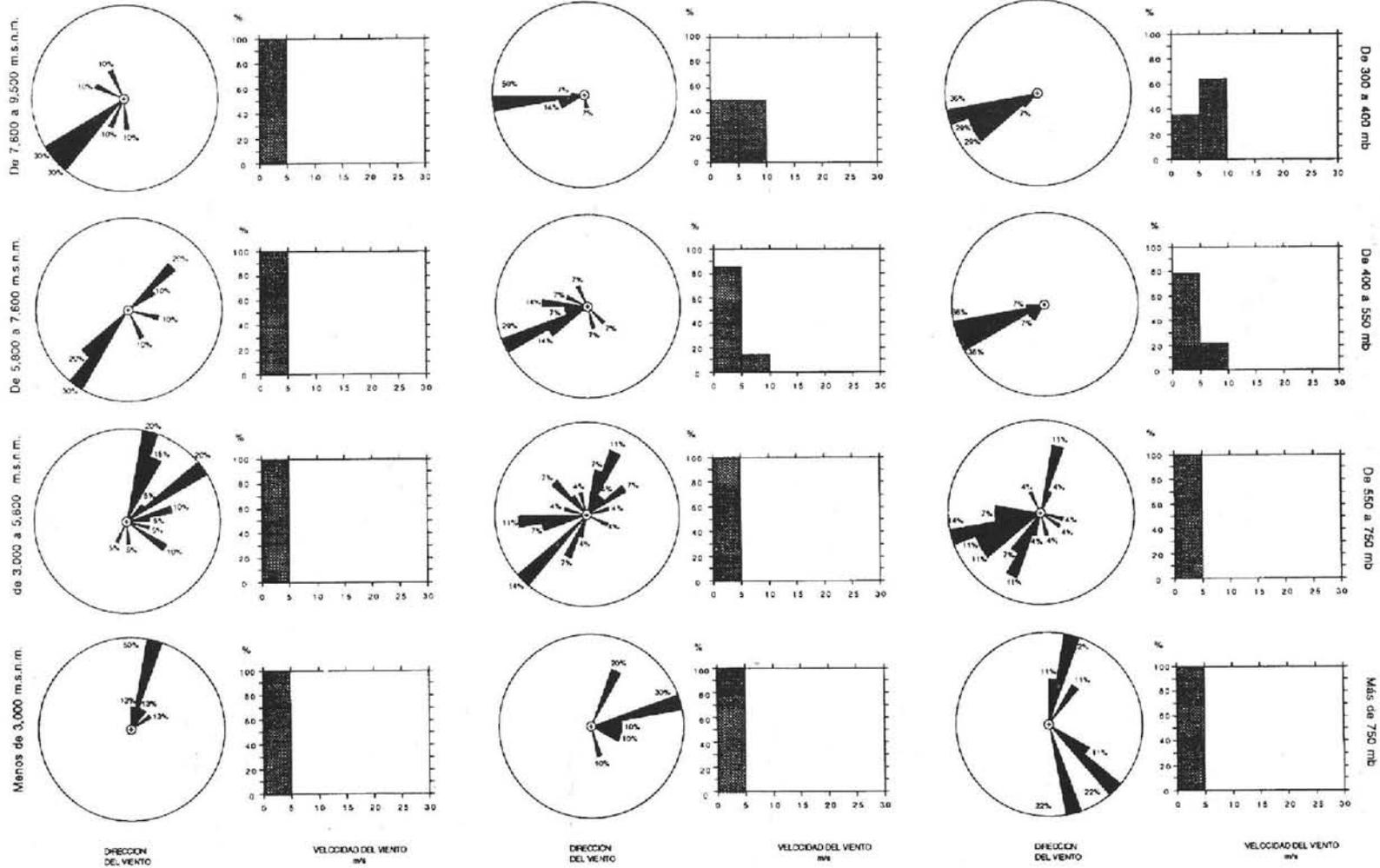


Figura 5.D. (Continuación). Histogramas octubre-diciembre.

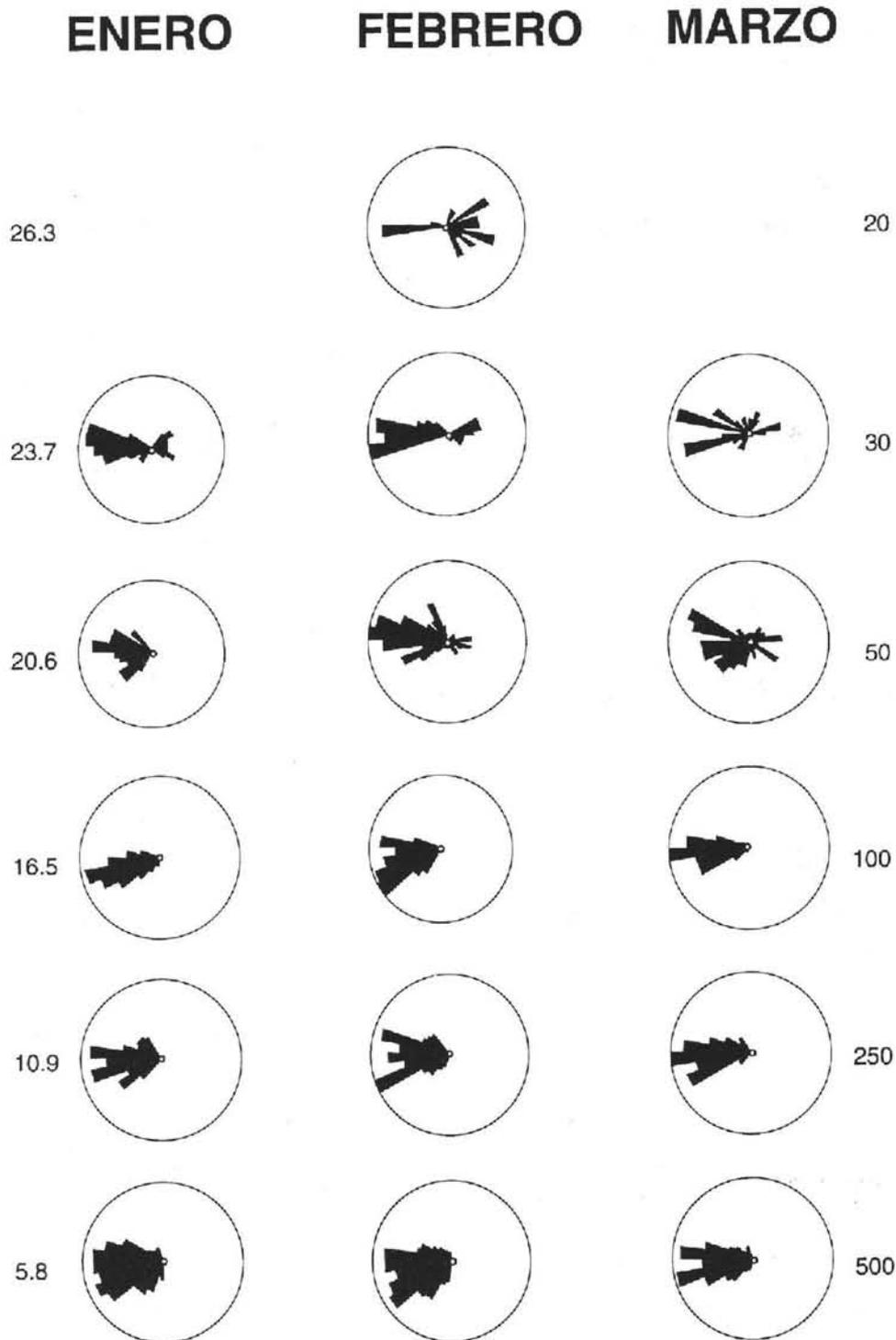


Figura 6. A. Patrones de viento por niveles seleccionados. Los histogramas circulares indican la procedencia del viento directamente de los datos de un nivel dado. Histogramas enero-marzo.

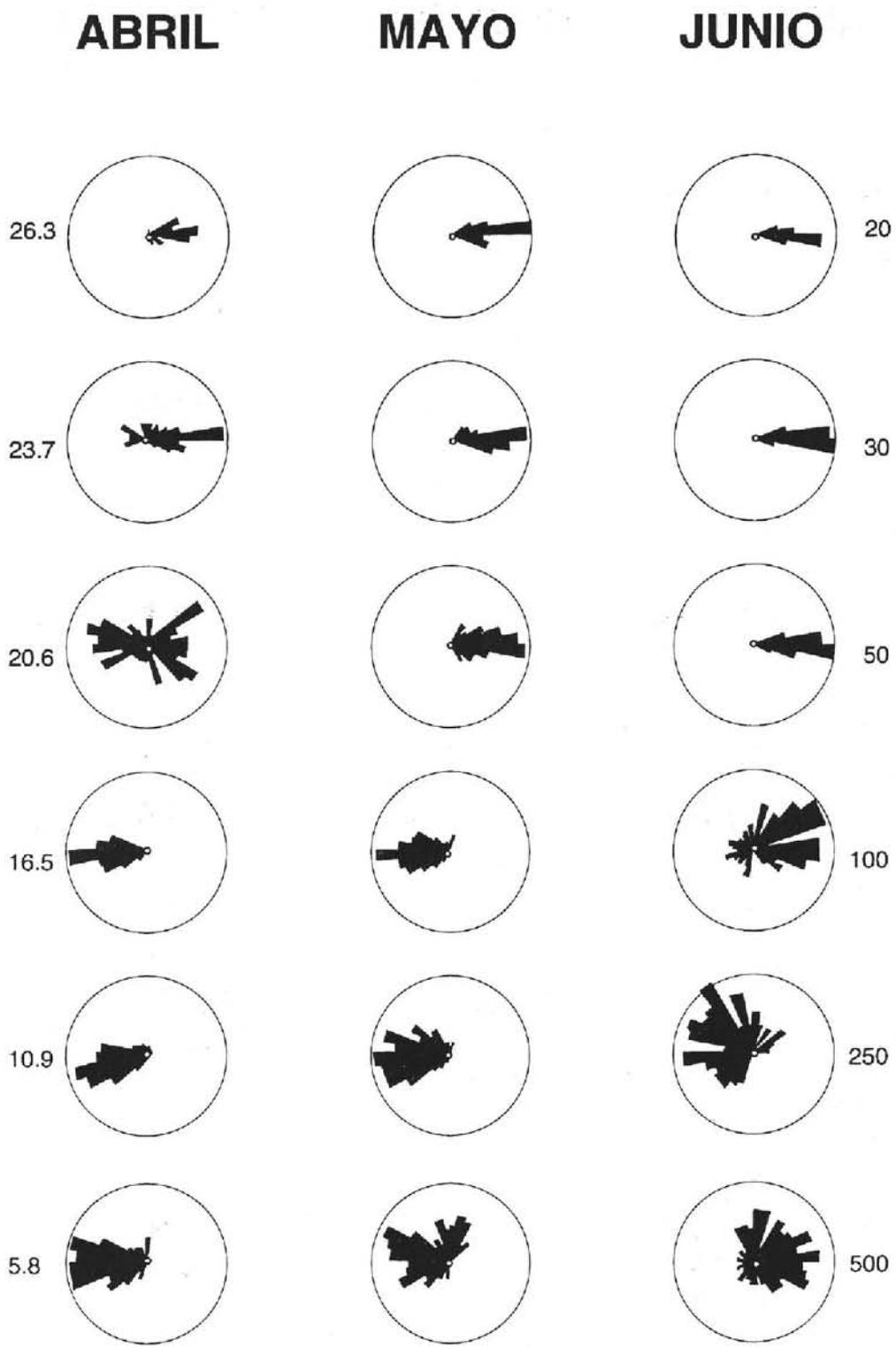


Figura 6. B. Histogramas abril-junio.

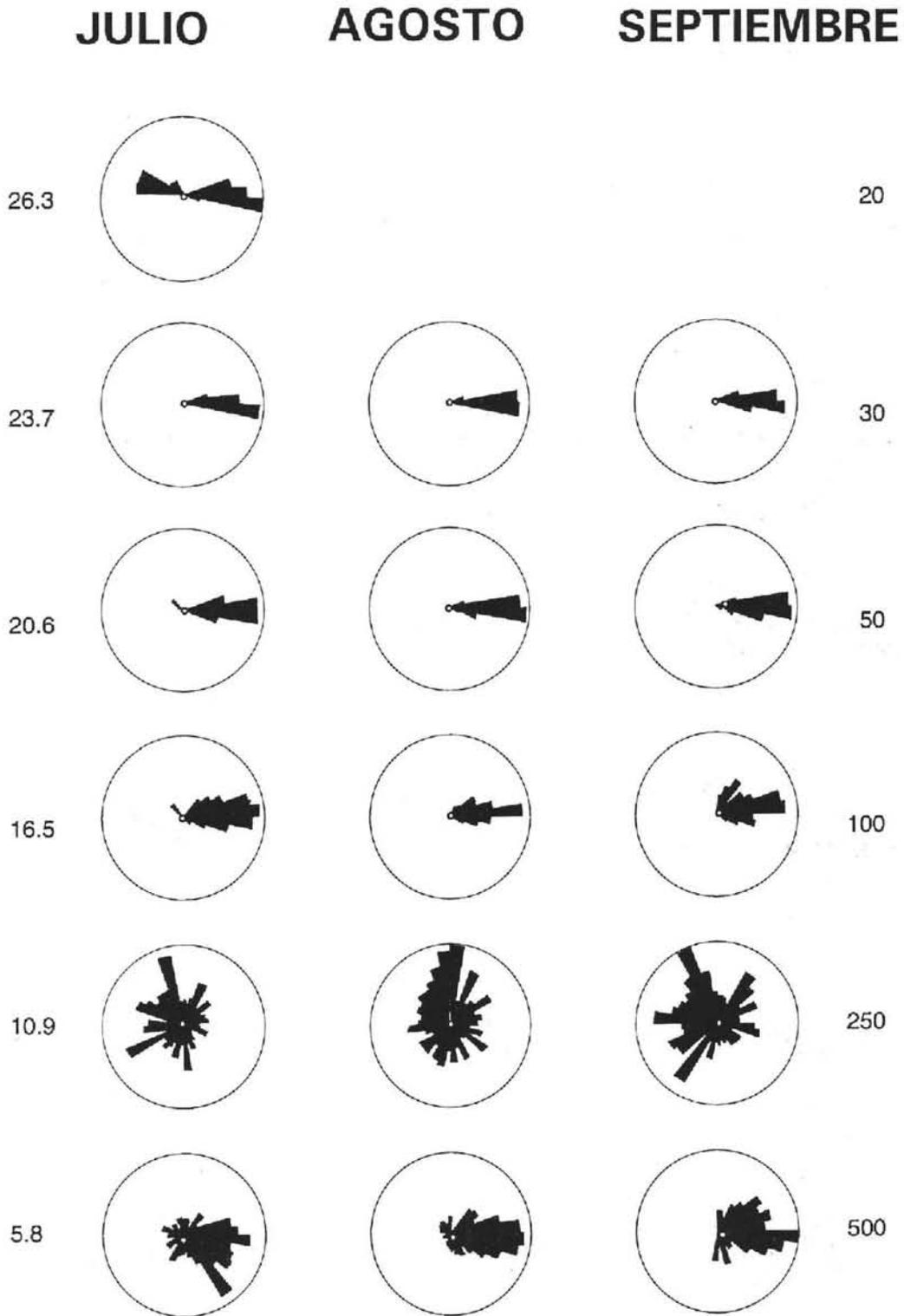


Figura 6. C. Histogramas julio-septiembre.

OCTUBRE

NOVIEMBRE

DICIEMBRE

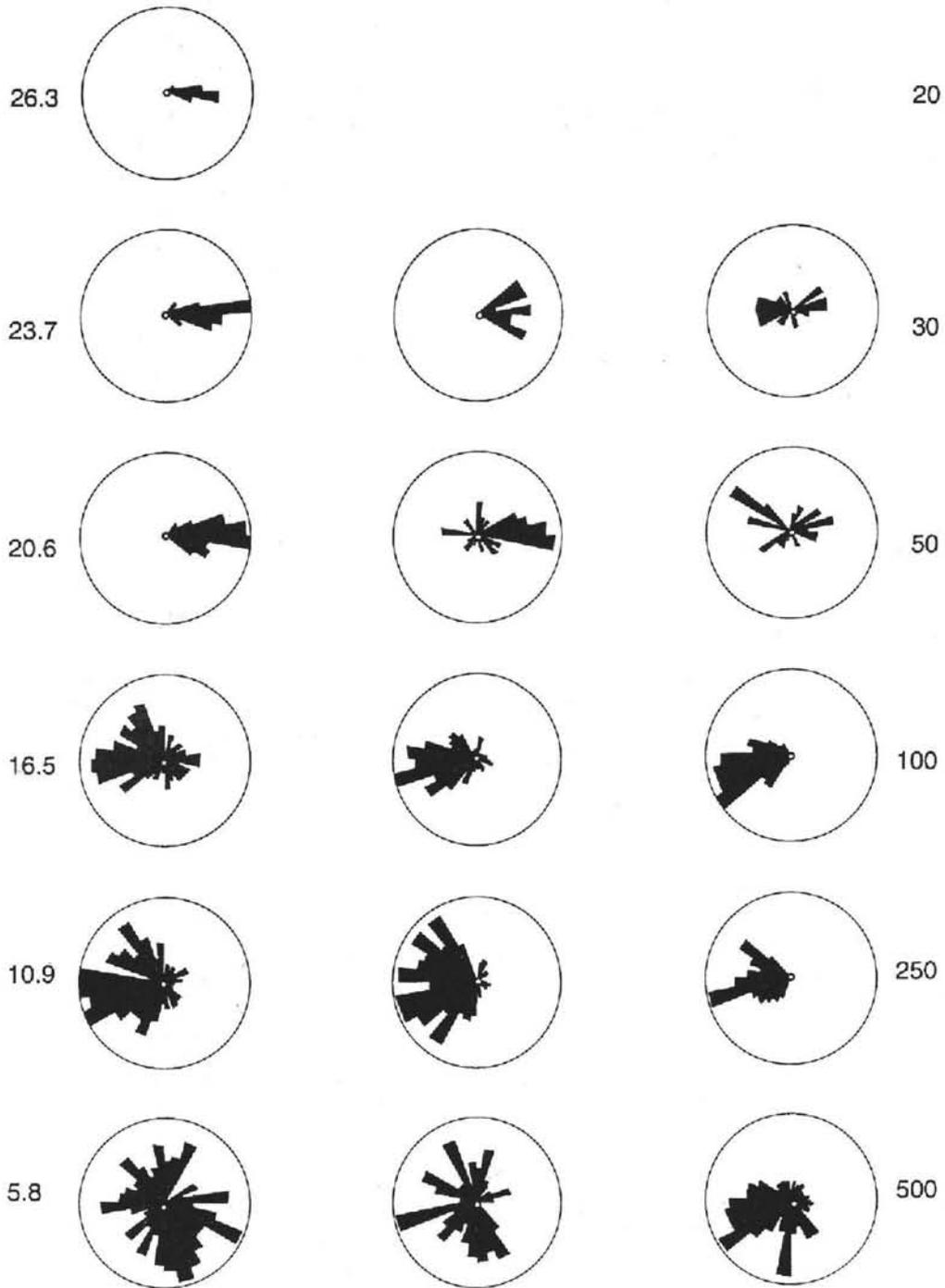


Figura 6. D. Histogramas octubre-diciembre.

CORTE TRANSVERSAL DE VIENTOS MEXICO-VERACRUZ 1993

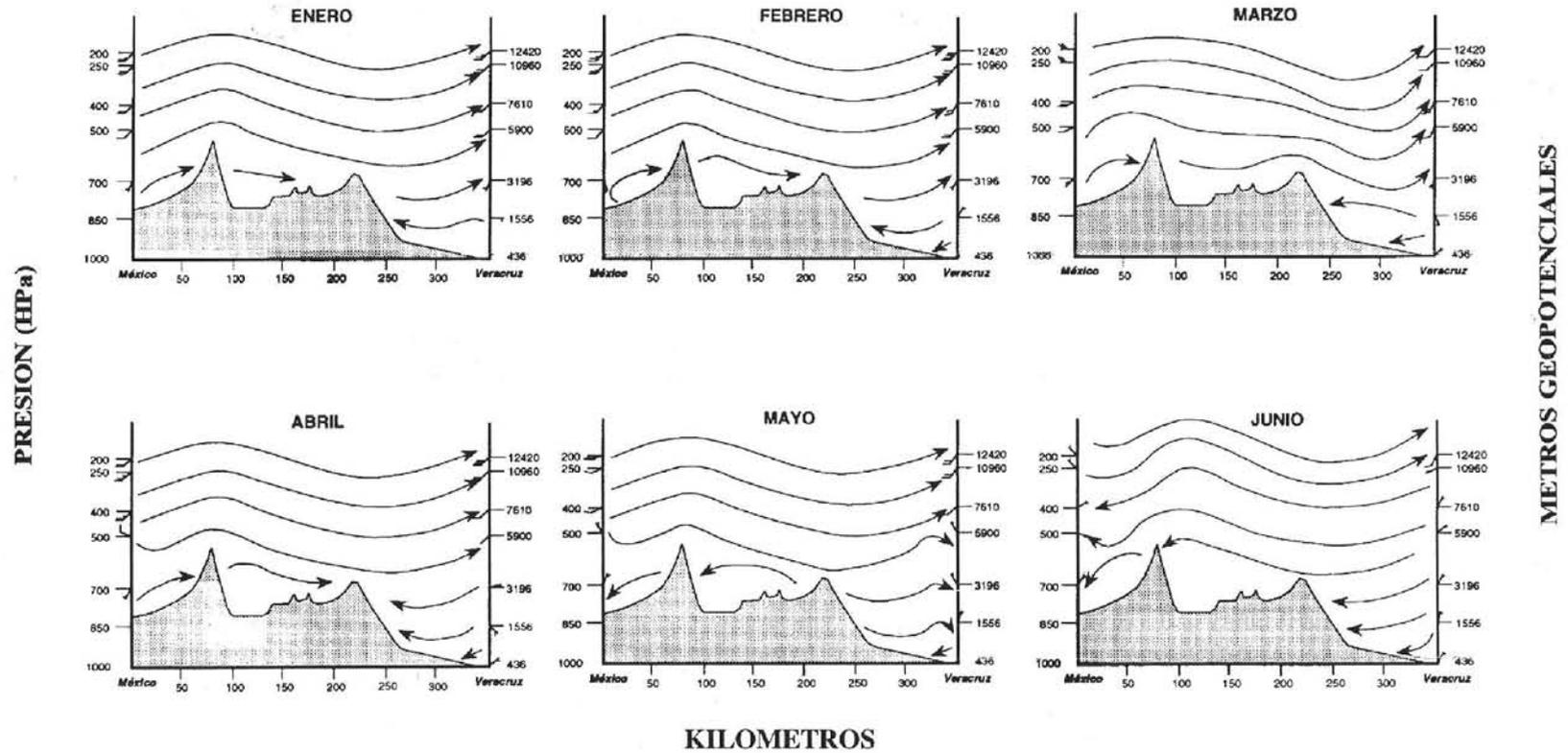


Figura 7. Corte transversal de vientos México-Veracruz para el año de 1993. La presión está dada en milibars (HPa) y su equivalente aproximado en metros (equipotenciales).

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.

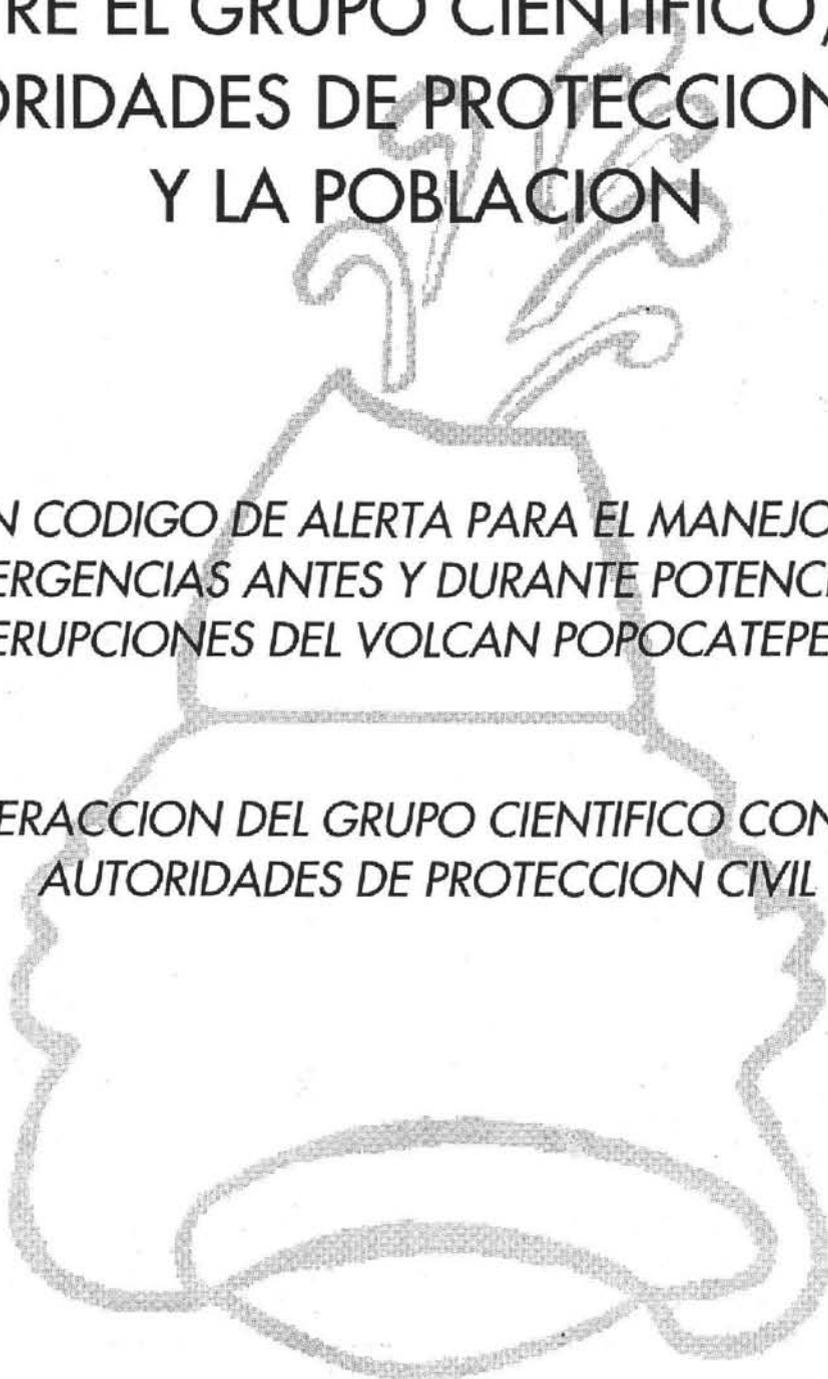
Tabla 1. Índice de Explosividad Volcánica. Esquema de clasificación de Newhall y Self (1982). El catálogo de volcanes activos que se menciona es el de Simkin et al. (1981).

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 imprevistas, 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 movilizada 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