



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ALGUNOS ASPECTOS DE RIESGO (FLUJOS DE  
LODO Y DE PIROCLÁSTICOS) PARA EL  
VOLCÁN POPOCATÉPETL**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS**

**P R E S E N T A:**

**ESTEBAN RAMOS JIMÉNEZ**

**CIUDAD UNIVERSITARIA, D. F.**

**2008**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **AGRADECIMIENTOS**

El presente trabajo fue logrado gracias al apoyo tanto del Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación, como del Instituto de Geofísica de la UNAM, ya que me permitieron desarrollar las diversas actividades aquí plasmadas.

Asimismo, agradezco todo el apoyo recibido de mi Asesor el Dr. Servando de la Cruz-Reyna y los comentarios y correcciones hechos a éste documento por mis sinodales, los Doctores Juan Manuel Espíndola Castro, Hugo Delgado Granados, José Luis Macías Vázquez y Gerardo Carrasco Núñez.

Finalmente, doy las gracias a todas las personas que de alguna manera colaboraron en los trabajos de campo y especialmente a mi esposa e hijos por su comprensión e impulso para alcanzar ésta meta.

# ALGUNOS ASPECTOS DE RIESGO (FLUJOS DE LODO Y DE PIROCLÁSTICOS) PARA EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

RESUMEN Y ABSTRACT .....	4
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....	6
CAPÍTULO 2. HISTORIA ERUPTIVA, GEOLOGÍA, MARCO TECTÓNICO, VULCANISMO Y TIPOS DE ERUPCIONES .....	10
2.1. GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO .....	18
2.2. VULCANISMO Y TIPOS DE ERUPCIONES .....	23
2.3. TIPOS DE VOLCANES .....	24
2.3.a. CONOS DE CENIZA O ESCORIA .....	24
2.3.b. VOLCANES EN ESCUDO .....	25
2.3.c. ESTRATOVOLCANES .....	25
2.3.d. DOMOS .....	26
2.3.e. CALDERAS .....	27
2.3.f. MAAR .....	28
2.3.f. FISURALES .....	29
2.4. TIPOS DE ERUPCIONES .....	30
CAPÍTULO 3. MONITOREO Y VIGILANCIA VOLCÁNICA .....	32
3.1. MÉTODOS GENERALES DE MONITOREO .....	32
3.2. APLICACIONES AL Popocatépetl .....	34
3.3. SISMICIDAD .....	36
3.4. DEFORMACIÓN .....	37
3.5. FLUJO DE GASES .....	40
3.6. MONITOREO HIDROGEOQUÍMICO .....	41
3.6.a. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN HIDROGEOLÓGICA .....	42
3.6.b. MUESTREO DE MANANTIALES .....	43

3.6.c. ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS .....	47
3.6.d. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS .....	50
3.7. LAHARES O FLUJOS DE LODO .....	53
3.8. OTRAS TÉCNICAS DE MONITOREO .....	54
<b>CAPÍTULO 4. MODELADO DE ESCENARIOS DE RIESGO Y MAPA DE PELIGRO VOLCÁNICO PARA EL POPOCATÉPETL .....</b>	<b>55</b>
4.1. ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS DE FLUJO .....	56
4.2. ZONIFICACIÓN DEL RIESGO .....	60
4.3. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A LAHARES .....	64
4.4. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A FLUJOS PIROCLÁSTICOS .....	69
4.5. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A LA CAÍDA DE CENIZAS .....	71
4.6. MAPA DE PELIGRO VOLCÁNICO PARA EL Popocatépetl .....	74
<b>CAPÍTULO 5. ÍNDICES DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (VEI), PARA LOS DISTINTOS PERÍODOS DE ACTIVIDAD DEL VOLCÁN Popocatépetl .....</b>	<b>76</b>
5.1. ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SUS CORRESPONDIENTES ÍNDICES DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (VEI) .....	77
<b>CAPÍTULO 6. DISTRIBUCIÓN DE LA POBLACIÓN ALREDEDOR DEL POPOCATÉPETL .....</b>	<b>86</b>
<b>CAPÍTULO 7. VULNERABILIDAD DE LA POBLACIÓN ASENTADA EN LA PERIFERIA DEL Popocatépetl .....</b>	<b>94</b>
7.1. FLUJOS DE LODO .....	96
7.2. FLUJOS DE PIROCLÁSTICOS .....	100
7.2.A. FLUJOS PIROCLÁSTICOS .....	101
7.2.B. OLEADAS PIROCLÁSTICAS CALIENTES .....	102
7.2.C. OLEADAS PIROCLÁSTICAS FRÍAS O BASALES .....	104
7.2.D. EXPLOSIONES LATERALES O DIRIGIDAS .....	105
7.3. CAÍDA DE CENIZAS .....	106

7.4. EMANACIÓN DE GASES .....	110
7.5. AVALANCHAS .....	111
7.6. FLUJOS DE LAVA .....	112
7.7. SISMOS .....	115
7.7.A. TIPOS DE SISMOS VOLCÁNICOS .....	116
7.8. EXPLOSIONES Y ONDAS DE CHOQUE .....	117
<b>CAPÍTULO 8. PLANES DE CONTINGENCIA Y RELACIÓN CIENCIA-PROTECCIÓN CIVIL .....</b>	<b>120</b>
8.1. INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA .....	122
8.1.a. DEFENSA ACTIVA .....	123
8.1.b. CLASIFICACIÓN DEL RIESGO A LARGO PLAZO .....	123
8.2. CAMPAÑAS DE INFORMACIÓN AL PÚBLICO .....	124
8.3. NIVELES DE ALERTAMIENTO .....	125
8.3.a. INSTAURACIÓN DE UN COMITÉ CIENTÍFICO ASESOR (CCA) .....	125
8.3.b. CÓDIGO DE ALERTA VOLCÁNICA .....	126
8.3.c. SEMÁFORO DE ALERTA VOLCÁNICA .....	128
8.3.d. CRITERIOS PARA RETORNAR A UN NIVEL DE ALERTA MÁS BAJO ...	128
8.4. MECANISMOS DE RESPUESTA .....	129
8.4.a. ACTITUD DE RESPUESTA ANTE UNA CRISIS .....	129
8.4.b. SEGUIMIENTO DESPUÉS DE LA CRISIS VOLCÁNICA .....	130
8.5. POLÍTICAS .....	130
8.5.a. ASIGNACIÓN POLÍTICA Y ECONÓMICA .....	130
8.5.b. DESARROLLO DE PROGRAMAS LOCALES ENCAMINADOS A MITIGAR EL RIESGO VOLCÁNICO .....	130
<b>CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>131</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>135</b>

## **RESUMEN**

El presente trabajo está encaminado a analizar el riesgo ante una potencial actividad del volcán Popocatepetl, de las áreas donde se encuentran varias comunidades que se han desarrollado desde la época pre-hispánica. Una de las causas de esos desarrollos es que las fértiles tierras donde se asientan, son producto de distintas etapas eruptivas del volcán Popocatepetl, dando como resultado una alta productividad y por consecuencia el crecimiento de un gran número de comunidades, como se señala en el capítulo 6 de éste trabajo. De ésta manera y debido al riesgo en que se encuentran esas comunidades y la infraestructura establecida, es importante analizar la vulnerabilidad, debido al grado de pérdida que puede resultar al ocurrir una erupción y cualquiera de sus fenómenos secundarios asociados.

En los capítulos 1 y 2 se desarrolla una introducción general, historia eruptiva, geología y marco tectónico, además del vulcanismo y tipos de erupciones del Popocatepetl. En el capítulo 3 se hace un compendio de los distintos métodos de investigación del riesgo que diversos especialistas nacionales y de otros países han aplicado, los cuales se han enfocado para conocer, vigilar y emitir recomendaciones a las autoridades de protección civil de los estados circunvecinos, precisamente con la finalidad de mitigar en lo posible el efecto de cualquier evento que pudiera ocurrir, sobre todo en las zonas más vulnerables que se señalan en el capítulo 7.

En el capítulo 4 se ilustra la utilización de herramientas para modelar escenarios de riesgo, principalmente en los lugares por donde pueden fluir lahares y donde también se señalan los poblados más vulnerables a éste tipo de fenómeno volcánico. En éste mismo capítulo se señalan los elementos que deben conformar los mapas de riesgo y peligro, necesarios para el manejo eficaz de contingencias volcánicas.

Asimismo, en el capítulo 5 se toca lo referente a los Índices de Explosividad Volcánica (VEI) de la actividad pasada del Popocatepetl, asignados mediante una interpretación de la información disponible y mediante el uso de otra herramienta auxiliar como es la fórmula de Settle (1978), mediante la cual se ha podido asignar el VEI para los eventos de la presente etapa de actividad del volcán.

Finalmente, en el capítulo 8 se tocan los aspectos de planes de contingencia y relación entre investigadores y autoridades de protección civil, que aplican y llevan a cabo los planes operativos durante las contingencias, para salvaguardar la vida de las personas, de sus bienes y el entorno, como ocurrió durante los eventos eruptivos del 30 de junio de 1997 y 18-19 de diciembre del 2000.

## **ABSTRACT**

The present work is focused to show and analyze the hazard for a potential activity of Popocatepetl volcano on populated areas, which have settled since pre-hispanic times around this edifice. One of the reasons for the growth of these settlements is the fertility of the land, resulting of the renewed soils produced by different eruptive stages of Popocatepetl as discussed in chapter 6. It is thus important to assess the risk of the communities and the regional infrastructure, particularly considering the high loss that may occur in the case of a potential eruption.

In the chapters 1 and 2, introductory remarks on the eruptive history and some geological and tectonic aspects, as well as the eruption types of Popocatepetl are discussed. Chapter 3 summarizes some risk-assessment methods and the way their results may be translated into recommendations to civil protection authorities, aiming to reduce as much as possible the effects of any contingency and their applications to vulnerable areas, discussed in chapter 7.

In chapter 4, some tools for modeling risk scenarios are applied to regions prone to be affected by lahars and the most vulnerable communities are identified. The basic elements for constructing effective hazard and risk maps and their applications to produce efficient volcanic contingency management plans are also discussed in this chapter.

The eruptive history of Popocatepetl volcano is discussed in chapter 5. Volcanic Explosivity Index (VEI) values are assigned to the eruptions using several criteria, particularly the Settle (1978) method. In the final chapter 8 the actual emergency plans and the relationships between scientists and civil protection authorities are discussed. Particularly, the responses in the cases of the eruptive events of June 30, 1997 and December 18-19, 2000 are analyzed and evaluated.



## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El trabajo de investigación que aquí se trata, surge a raíz de la presente etapa de actividad del Popocatepetl luego de su reactivación a finales de 1993, por lo que resultó imponderable realizar estudios por investigadores de diversas instituciones, que han contribuido a un mayor conocimiento del que existía hasta antes del 21 de diciembre de 1994 en que por primera vez el volcán emitió a la atmósfera cantidades moderadas de gases y cenizas, asociadas a otros parámetros como sismicidad y temperatura principalmente.

Por tanto, el objetivo de éste trabajo es presentar una visión global de lo que se ha realizado en éste volcán, incluyendo un breve bosquejo geológico y tectónico del mismo, los tipos de vulcanismo existentes en general, la historia eruptiva del volcán en base a las crónicas existentes y a los fechamientos más recientes realizados por diversos autores, los distintos tipos de métodos de monitoreo aplicados, el modelado de escenarios de riesgo para flujos de lodo en las barrancas más importantes que nacen al pie de los glaciares norte y noroeste, un método para determinar Índices de Explosividad Volcánica con ejemplos recientes para éste volcán, la distribución de la población en la periferia del mismo, la vulnerabilidad por los distintos tipos de fenómenos asociados a una erupción que pudiera presentarse y los mecanismos existentes para enfrentar una contingencia con base en un “Plan Operativo”, que se activa mediante las recomendaciones emitidas por los investigadores a las autoridades de protección civil, en función del seguimiento a la actividad del volcán y finalmente las conclusiones y recomendaciones para mejorar el estado actual del monitoreo y vigilancia del mismo.

Para lo anterior, se realizaron trabajos de campo (anexo 1) que dieron lugar al establecimiento de la red de monitoreo sísmico, el “sembrado” de los inclinómetros para medir posibles deformaciones en los flancos del volcán (anexo 2), el muestreo hidrogeoquímico de manantiales en diferentes localidades de la periferia del volcán (anexo 3), el modelado de escenarios de riesgo en computadora, reforzados con verificación de campo en las principales barrancas del mismo edificio volcánico, además de colaborar en la elaboración del Mapa de Planeación de Emergencias con base en el Mapa de Peligros de éste mismo volcán.

Mediante los trabajos arriba mencionados y la información generada, se buscó evaluar la vulnerabilidad de la zona aledaña al volcán Popocatepetl, ya que por lo menos durante los últimos 700 años, los asentamientos humanos que se encontraban en lo que actualmente corresponde a los Estados de Puebla, México, Morelos, Tlaxcala y el Distrito Federal, vivieron y padecieron los efectos de distintas etapas eruptivas hasta el presente, por caída de ceniza, pómez y lapilli principalmente; debido a que la lava, flujos piroclásticos, avalanchas, flujos de lodo y otros fenómenos asociados tuvieron lugar en épocas más remotas y con zonas preferenciales, que dependieron tanto de la morfología del propio volcán, como de la magnitud de los fenómenos eruptivos que entonces ocurrieron.

Así, éste volcán se ubica geográficamente a los  $19^{\circ} 01.38'$  de Latitud norte y  $98^{\circ} 37.29'$  de Longitud oeste; es el segundo volcán más alto de la República Mexicana (foto 1), con 5,452 msnm y pertenece al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual va desde Nayarit hasta Veracruz, con dimensiones aproximadas de 1000 km de largo por unos 20 a 150 de ancho promedio (Verma, 1987).



Foto 1. Volcán Popocatépetl

Dista unos 65 km al sureste de la ciudad de México, 42 km al suroeste de la ciudad de Puebla y 65 km al noreste de la ciudad de Cuernavaca. Por la densidad de población de sus alrededores (alrededor de 17,000,000 de habitantes incluyendo parte de la capital del país), puede haber afectación debido a la caída de ceniza (De la Cruz-Reyna et. al., 2006). De la población en riesgo que se asienta en sus alrededores, corresponden unos 578,999 habitantes al Estado de Puebla (tabla 17, capítulo 6), unos 233,551 habitantes al Estado de Morelos (tabla 15, capítulo 6) y otros 168,108 habitantes al Estado de México (tabla 13, capítulo 6).

El edificio tiene en su parte superior un cono truncado de forma elíptica con una inclinación hacia el oriente y con ejes mayor y menor de 800 y 600 metros respectivamente. Desde el fondo del cráter al labio superior había 460 m y al labio inferior sólo 230 m antes de la erupción iniciada en 1994.

Estas profundidades han variado a partir del 26 de marzo de 1996, ya que se han formado varios domos de lava, cuyo material también ha sido emitido hacia la parte externa del cráter mediante un gran número de explosiones y exhalaciones de material. Esto último, ha provocado que sus dimensiones hayan venido cambiando paulatinamente y solo hasta

que su actividad regrese a sus niveles previos a la presente etapa eruptiva, se podrán conocer sus nuevas dimensiones.

Respecto de los glaciares de éste volcán, se han definido dos (Huggel y Delgado, 2000): el Ventorrillo ubicado en la parte norte y cuyo drenaje es en la misma dirección, mientras que el glaciar Noroccidental se extiende al noroeste y drena al oeste.

Ambos glaciares comenzaban a los 5,452 msnm y terminan aproximadamente a los 4,800 msnm (el Ventorrillo) y 5,130 msnm (el Noroccidental). Éste último es considerado como pasivo, mientras que el Ventorrillo muestra variantes activas (Delgado, 1997).

El glaciar del Ventorrillo estaba dividido en tres “lenguas” separadas (Herradura, Texcalco y Ventorrillo), cuyo sistema de drenaje es el mismo (Huggel y Delgado, 2000). Ambos glaciares tienen una pendiente media de  $36^{\circ}$ , lo que es importante desde el punto de vista de estabilidad a esas altitudes.

Observaciones anteriores fueron reportadas desde el siglo XIX por Alzate (1831); Aguilera y Ordóñez (1895); Waitz (1910 y 1921); Freudenberg (1911); Weitzberg (1923) y con mayor detalle por White (1954 y 1981) y Lorenzo (1964), quien distingue tres glaciares. El tercer glaciar llamado glaciar Norte fue observado posteriormente y forma parte del glaciar Ventorrillo (Delgado, 1977), aunque éste mismo autor desarrolló trabajos previos en 1985 y 1993.

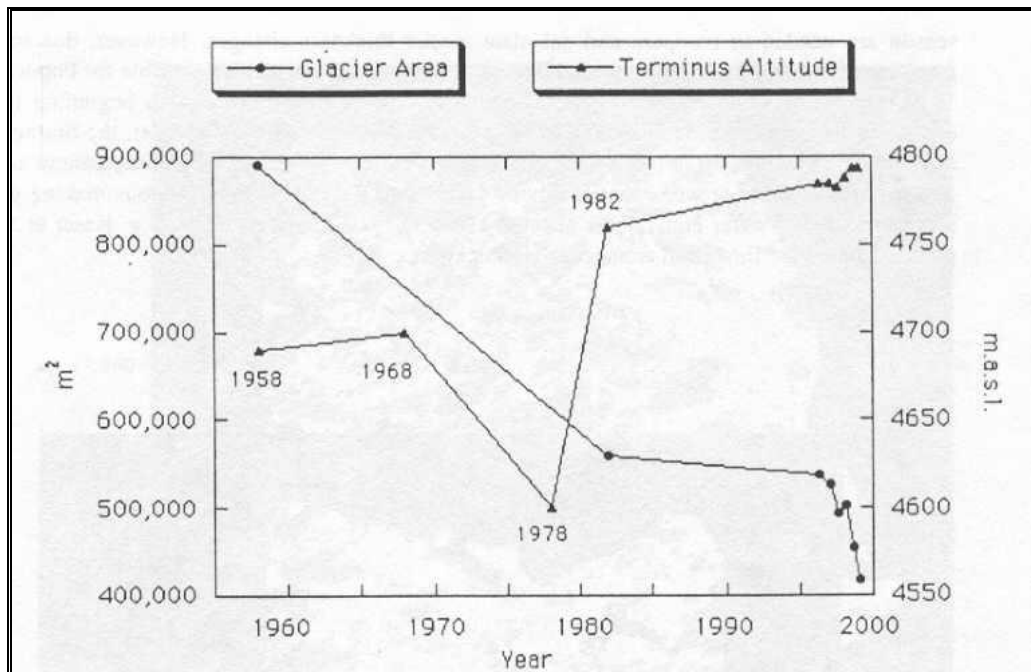


Figura 1. Cambios en el área y terminación de retiro del glaciar (lengua Ventorrillo) entre 1958 y 1999. Los datos anteriores a 1996 fueron tomados de White (1981) y Delgado (1997). Ésta gráfica fue tomada de Huggel y Delgado (2000)

La extensión superficial de los glaciares Ventorrillo y Noroccidental entre 1958 y 1996 disminuyó en  $0.36 \text{ km}^2$ , que equivale a la pérdida de un 40% del área de  $0.89 \text{ km}^2$  en ese

año de 1958, lo que equivale a una “tasa promedio de retiro” o de disminución de 0.01 km<sup>2</sup>/año. El término de “retiro” de la “lengua Ventorrillo” para el mismo lapso de tiempo fue de 95 metros en altitud, que equivale a una “tasa media” de 2.5 m/año. Ésta “tasa de retiro” fue interrumpida entre 1968 y 1978, con un avance considerable de unos 100 metros en altitud (White, 1981), para posteriormente retroceder nuevamente en forma lineal aproximadamente (figura 1).

El monitoreo de los glaciares fue intensificado luego del comienzo de la actividad actual en el año de 1994, que dio lugar a una gran cantidad de datos, especialmente a partir de 1996, con lo que se pudieron observar las fluctuaciones a una escala más conveniente.

Así, entre 1996 y principios de 1999 los glaciares perdieron 0.12 km<sup>2</sup> ó sea 22% del área de 1996 (0.54 km<sup>2</sup>), lo que equivale a una “tasa de retiro” de 0.045 km<sup>2</sup>/año. Durante éste mismo intervalo de tiempo, el glaciar Ventorrillo disminuyó 8 metros, mientras que el Noroccidental se retiró 28 metros; lo que equivale a “tasas de retiro” de 3 m/año y 10.5 m/año respectivamente. Por tanto, la pérdida mayor ocurrió en el flanco noroeste del glaciar.

Ésta pérdida del 22% durante tres años indica un extraordinario “encogimiento” de los glaciares entre 1996 y 1999 y se interpreta que pudo ser debido a la actividad volcánica que comenzó en 1994 y no a cambios inducidos por el clima, ya que las pérdidas en los glaciares en éste orden de magnitud parecen ser improbables.

Existen pocos estudios de campo debido al alto riesgo de trabajar en la parte alta del cono volcánico por la actividad del volcán y ante la posibilidad de generación de lahares como los ocurridos el 30 de junio de 1997 y 22 de enero del 2001, en que llegaron hasta la población de Santiago Xalitzintla, Estado de Puebla, distante 13 km al noreste, desde la parte alta del mismo volcán.

Otros estudios glaciológicos indirectos mediante fotogrametría digital basada en fotografías aéreas fueron realizados por Julio y Delgado (2003), quienes determinaron que el área de glaciar total para el 16 de diciembre del 2000 fue de 209,138 m<sup>2</sup>, pero considerando la pendiente de ésta superficie, el área real resultó ser de 255,310 m<sup>2</sup>, la cual fue menor a la de 1996 (540,000 m<sup>2</sup>).

Si se considera que para ésta fecha el espesor promedio del hielo era de 15 metros, el volumen total del mismo fue de 3,829,650 m<sup>3</sup>, que fundido da un volumen de agua de fusión de 3,638,167 m<sup>3</sup>, tomando una densidad de hielo de 950 kg/m<sup>3</sup>. Esto último es de gran importancia, debido a que si llegara a generarse un lahar, muchos poblados establecidos a lo largo de las trayectorias de flujo, serían vulnerables a éste tipo de riesgo.

Más adelante en el capítulo 4, se trata el tema de los escenarios de flujos de lodo o de lahar, generados desde la parte alta del volcán en la zona de glaciares, los cuales se encauzan y llegan a ciertos poblados dentro de los Estados de Puebla y México.

## **CAPÍTULO 2. HISTORIA ERUPTIVA, GEOLOGÍA, MARCO TECTÓNICO, VULCANISMO Y TIPOS DE ERUPCIONES**

El Popocatepetl está formado sobre el remanente del paleovolcán Nexpayantla con una edad no mayor de 730,000 años, compuesto principalmente de andesitas basálticas, andesitas y dacitas, aunque también en menor proporción de brechas pumíticas, tobas, depósitos de caída aérea, de flujos de ceniza, de avalanchas de escombros y de lahar, fue construido durante dos episodios volcánicos, separados por un gigantesco evento tipo bezymianny (Robin, C. and Boudal, C., 1987) y cubre una superficie de unos 500 km<sup>2</sup>.

Con base en la información obtenida de fechamientos con C-14 por diversos autores (tabla 11, capítulo 5), a partir de muestras colectadas en campo en la periferia del volcán Popocatepetl, además de datos suministrados por otros observadores y estudiosos de la época colonial, se ha podido establecer una secuencia eruptiva del mismo, aunque adolece aún de información para poder reconstruir totalmente su evolución en el tiempo.

Boudal, C. and Robin, C., 1989, mencionan también que la historia reciente del Popocatepetl tiene una edad mínima de por lo menos 10,000 años, con actividades y erupciones repetitivas que tuvieron lugar durante cuatro períodos:

1. El primero que ocurrió hace más de 10,000 años.
2. El segundo entre 10,000 y 8,000 años.
3. El tercero entre 5,000 y 3,800 años, y.
4. El cuarto que empezó hace unos 1,200 años y que continúa con las manifestaciones actuales.

Durante estas etapas y la historia antigua del volcán, las erupciones repetitivas dieron lugar a grandes volúmenes de materiales piroclásticos de caída aérea que se extendieron por lo menos unos 20 km al SE, entre 10 km y 15 km al NE y de 15 km a 18 km en el sector oeste.

Las lavas parecen estar más restringidas al área de la cima debido a las características mineralógicas que las hacen más viscosas y por tanto de reducido alcance.

Sin embargo, Siebe et al. (1995) menciona en estudios más recientes que el cono actual se formó luego del último colapso volcánico ocurrido hace aproximadamente unos 23,000 años; además de que la actividad anterior se ha caracterizado por al menos siete erupciones plinianas que cubrieron una extensa área con pómez de caída, flujos piroclásticos y depósitos de lahar (Siebe et al., 1995, 1996).

Por otro lado, la altura y forma actual del volcán favorecen la amplia distribución de los productos piroclásticos, e incluso facilitan su llegada a muchos núcleos de población asentados sobre sus faldas.

La historia eruptiva del Popocatepetl se resume en la misma tabla 11 del Capítulo 5, donde se hace un análisis de estimación de Índices de Explosividad Volcánica (VEI).

Su actividad histórica documentada se encuentra a partir de algunos códigos prehispánicos (Álvaro Tezozómoc, Hernando, "Crónica Mexicayotl, 1609"), en diversas crónicas coloniales y en algunos documentos del México independiente (ver misma tabla 11).

En la pasada centuria, se cuenta ya con información bien documentada del período activo 1919-1927 (Boudal and Robin, 1989) ya que se tienen datos técnicos de cierta calidad que permiten interpretar el fenómeno volcánico (ver tabla 11).

Descripciones detalladas de la actividad moderna se encuentran en diversos reportes. Entre ellos, los que describen el episodio anterior al actual se remontan a 1920, cuando la emisión de gases desde el cráter era muy notoria y el Instituto Geológico de México organizó una expedición para hacer mediciones sísmicas desde Tlamacas, además de recolectar muestras de gas de las fumarolas y medir las temperaturas de los materiales en la base del volcán. De hecho, la actividad había comenzado desde 1919 y en aquella época se especulaba que tal vez fue provocada por la detonación de 28 cartuchos de dinamita en el fondo del cráter con la finalidad de obtener mayor producción de azufre, que en aquella época era extraído por una compañía particular. Dicha detonación aisló a varios trabajadores dentro del cráter, lo que provocó que fueran muriendo 15 de ellos en el transcurso del 19 al 25 de febrero de 1919; sobreviviendo solo 3; ya que la cuadrilla estaba compuesta de 18 hombres. La actividad se prolongó hasta 1927 y tal vez las explosiones de gases y cenizas más fuertes que ocurrieron en éste período fueron las del 25 de marzo de 1921 y la del 10 de diciembre del mismo año. Ésta información, se encuentra en documentos escritos principalmente por Camacho (1925), del Instituto Geológico de México y por Atl (1939).

Aunado a lo anterior, también se consigna el actual período de reactivación que comenzó en 1993 y que también se describe en la tabla 11.

La descripción de actividad que se incluye en la segunda columna de ésta tabla, se basa en los depósitos observados en campo y analizados por cada uno de los autores, además de textos descriptivos elaborados por otros autores a lo largo de la vida colonial de México hasta principios del siglo XX. Así, en el período entre 23,000 B.P. y 1,100 D.C. se basó dicha actividad descriptiva en el trabajo sistemático de investigación geológica de campo, mientras que entre 1354 y 1919 se fundamentó en información recopilada de documentos elaborados de ese período.

## **2.1. GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO**

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán andesítico-dacítico que fue conformado por una sucesión de depósitos producto de distintas etapas eruptivas; forma parte de la Sierra Nevada y se ubica en su parte más meridional, la cual se alinea en dirección norte-sur, además de contener otros volcanes inactivos tales como el Tláloc, Telapón e Iztaccíhuatl. Ésta misma sierra, también separa las cuencas de México y Puebla haciendo que el sistema hidrológico irrigue dichas cuencas, además del valle de Cuautla y parte del de Cuernavaca.

La Sierra Nevada, a su vez se enmarca dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (Mapa No. 1), el cual va desde Nayarit hasta Veracruz entre los paralelos 19<sup>o</sup> y 21<sup>o</sup>, donde se encuentran los principales aparatos volcánicos de nuestro país. Dicha faja volcánica es de edad cenozoica tardía (Nixon et al., 1987).

Así, la actividad volcánica se concentró a lo largo de grandes fracturas NE-SW y NW-SE, en el CVTM como se puede ver en el mapa de la figura 2.

Nixon et al., (1987), Nixon (1988a, 1988b ; tomado de Werner et al., 1997) y Nixon (1989) establecen que el vulcanismo de la región central del Cinturón Volcánico Transmexicano comenzó hace unos 1.7 Ma en base a fechamientos obtenidos por K-Ar de las rocas más

antiguas. De ésta manera, también se determinó que en la parte principal del Iztaccíhuatl (Llano Grande) las rocas tienen una edad de 0.9 Ma (Nixon et al., 1987) y que su actividad continuó intermitentemente hasta hace aproximadamente unos 0.6 Ma, luego de lo cual estuvieron activas una serie de "bocas" alineadas NW-SE, que culminaron con una erupción cataclísmica en la "boca" sur (pies del volcán) hace unos 0.3 Ma. Posteriormente y continuando con su actividad, se definieron basaltos y escoria andesítica en la parte sur (La Joya) con una edad de 0.27 Ma, así como dacitas en la pendiente norte (cerro Teyotl) con una edad de 0.08 Ma. Las "bocas" superiores pudieron haber continuado activas durante el último 0.1 Ma, pero el vulcanismo terminó antes de la glaciación (Wisconsin) del Pleistoceno Tardío.

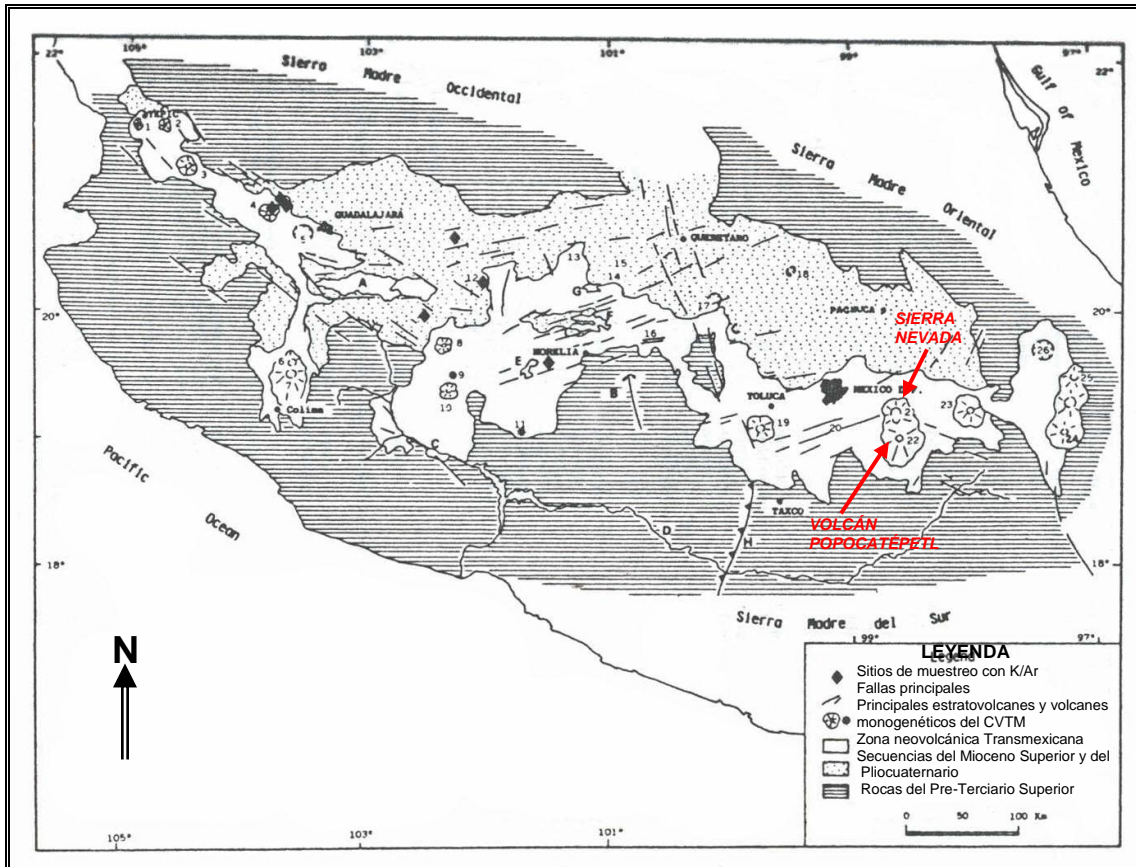


Figura 2. Mapa generalizado del Cinturón Volcánico Transmexicano, donde se ubican los principales aparatos volcánicos, incluido el Popocatepetl. Tomado y modificado de Nixon et al., 1987; después de Demant, 1981

De acuerdo con Mooser et al., (1974), el vulcanismo de la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano se desarrolló en siete fases a partir del Oligoceno y dentro de las cuales la más importante fue la de fines del Mioceno, al originarse la Sierra Nevada contemporáneamente con la Sierra de Las Cruces. La última fase correspondió al Pleistoceno, donde aparecieron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl.

Estudios recientes efectuados por Constantin et al., (2004), mediante un modelo físico para transporte de magma hasta la base de la corteza continental, propone que el magma es producido y se acumula en la proximidad de la superficie de la placa subducida, debajo de la Faja Volcánica Transmexicana, formando burbujas de diversos diámetros y viscosidades. Los resultados muestran que algunas burbujas nunca suben a la superficie, principalmente debido al

diámetro pequeño de unos 600 metros. Al aumentar éste diámetro a aproximadamente un kilómetro, las burbujas pueden llegar hasta el Moho a través de una trayectoria sinuosa por la "cuña" del manto y pueden llegar a lugares distintos dependiendo de su diámetro y viscosidad.

Si el diámetro aumenta hasta 10 km, todas las burbujas llegan al mismo punto, justamente arriba del punto de formación.

El modelo térmico para la zona de subducción en la costa de Guerrero con una interfase somera de la placa usando una expresión analítica predefinida para el flujo en el rincón del manto (Currie *et al.*, 2002), predice una temperatura de unos 900 °C para la astenosfera, debajo del frente volcánico (por ejemplo el volcán Popocatepetl), considerada muy baja para producir fundido. En éste modelo el componente basáltico de la placa subducida tampoco alcanza la temperatura del fundido. Como consecuencia, éste modelo no puede explicar la fuente del magma para el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en su parte central.

Sheth *et al.*, (2000) y Verma, (2002) han hecho comentarios recientes sobre el papel de la subducción en la génesis del CVTM y propusieron que el rifting continental encima del manto heterogéneo podría ser el mecanismo de formación.

El rechazo de la influencia de la subducción sobre la génesis del CVTM se fundamenta por lo general en las bases petrológicas y de estadística geoquímica, con la ayuda de una interpretación sencilla acerca de la falta de sismicidad debajo del arco. Por tanto, en éste estudio se aclara que ésta falta de sismicidad debajo del CVTM es debido a las temperaturas muy altas (> 700 °C) en la placa subducida de Cocos.

Por otro lado, recientemente Cervantes y Wallace, (2003) analizaron los elementos mayores y de traza en las inclusiones fundidas en algunos conos de ceniza de la sierra de Chichinautzin, encontrando lavas con un alto contenido de agua y señalando que los fluidos de subducción penetran el manto debajo del CVTM.

Así mismo, Gómez-Tuena *et al.*, (2003) encontraron la presencia de un cinturón NW-SE con una firma adakítica, sugiriendo que parte de la placa subducida debajo del CVTM está fundida. Ésta es otra evidencia sobre la influencia de la subducción debajo del CVTM, además de que la subida del magma hacia la superficie produce grandes estratovolcanes y volcanes monogenéticos más pequeños esparcidos en áreas grandes.

Por otro lado, la edad de la placa oceánica en la trinchera es de 13.7 Ma de acuerdo a la interpretación de las anomalías magnéticas del piso marino en la interfase de las placas Pacífico-Cocos (Klitgord and Mammerickx, 1982). La geometría de ésta interfase está constreñida por la sismicidad local y los modelos gravimétricos (Kostoglodov *et al.*, 1996).

La placa de Cocos tiene un ángulo inicial de subducción menor a 15°, cuya inclinación se acerca a los 35° cerca de la costa y subsecuentemente se hace más horizontal por debajo de la litosfera continental. A unos 270 km de la trinchera, la inclinación de la placa en la astenosfera es de unos 20°.

Los dos enjambres sísmicos que se observan en la figura 3 por debajo de la costa (en círculos pequeños), representan la actividad sísmica ambiental de la zona, con bajas magnitudes ( $M_w \leq 4$ ), la cual parece estar relacionada con lo flexible e inflexible de la placa en ésta región y que está a una distancia de entre 80 y 115 km a partir de la trinchera. Por tanto, una importante concentración de esfuerzos y variaciones de presión (superiores a unos 100 MPa) a lo largo de la falla de empuje, probablemente aparecerán en ésta región.



En su parte central, el CVTM contiene algunos estratovolcanes como el Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca, que se caracterizan por la periodicidad de sus erupciones. Los volcanes monogenéticos están representados en general por conos de lava, conos de ceniza, así como domos y flujos de lava, los cuales presentan un solo evento eruptivo y por esto tienen menor tamaño.

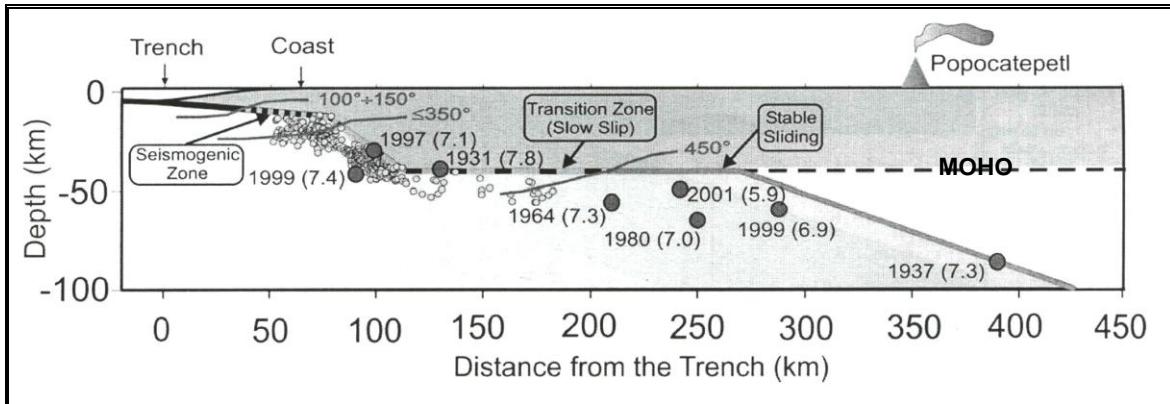


Figura 3. Los límites superior e inferior de la zona sísmica. La zona sísmica (líneas con puntos finos) está confinada por las isoterma 100-150 °C y  $\leq 350$  °C. La zona parcialmente acoplada (líneas en puntos gruesos) está delimitada por las isoterma  $\leq 350$  °C y 450 °C. Más allá de éste último valor, la placa oceánica y la placa que está por encima están completamente desacopladas (línea continua). Los círculos pequeños representan la actividad sísmica ambiental de baja magnitud ( $M_w \leq 4$ ). Los círculos mayores representan los sismos intraplaca con magnitud  $M \geq 5.5$

El estudio de Constantin *et al.* (2004) considera dos modelos: el primero es una cuña del manto isoviscoso y el segundo que considera una viscosidad fuertemente dependiente de la temperatura.

El primer modelo revela una temperatura máxima de unos 830 °C en la cuña del manto (figura 4a), que no es suficiente para fundir la peridotita. También, la geoterma de la superficie superior de la placa subducente no intersecta los sólidos fundidos de deshidratación para los minerales máficos.

El segundo modelo (figura 4b) predice temperaturas mayores a 1,200 °C por debajo del Cinturón Volcánico Transmexicano Central (CVTMC) con un amplio rango de parámetros reológicos (viscosidad y energía de activación). Arriba de un 0.6 % por peso de agua puede ser liberado a una profundidad de 60 km a través de cambios metamórficos en la corteza oceánica de la placa subducente.

La fusión de ésta corteza oceánica ocurre aparentemente en un rango reducido de profundidad, entre los 50 y 60 km y por tanto, la fusión de la peridotita de la cuña del manto hidratado se espera que ocurra por debajo del CMVB.

Considerando que el proceso de fusión sobre y en la vecindad de la superficie de la placa subducente genera la mayor parte del material volcánico, Constantin *et al.* (2004) desarrolló un modelo dinámico para las trazas de las burbujas. Estas, cuando están en el rango entre 0.2 y 10 km de diámetro, migran a lo largo de diferentes trayectorias solamente en el rango de viscosidades de  $\eta_w = 10^{14} - 5(10)^{17}$  Pa s.

Los resultados de éste modelado muestran que las trayectorias “rápidas” terminan en el mismo sitio, en la base de la corteza continental; mientras que los puntos de arribo de las trayectorias “lentas”, que son comunes para las burbujas de menor tamaño (entre 400 y 500 metros) se dispersan lejos del punto de ubicación promedio. Ésta observación puede sugerirnos un posible mecanismo de generación de los volcanes monogenéticos y de los compuestos.

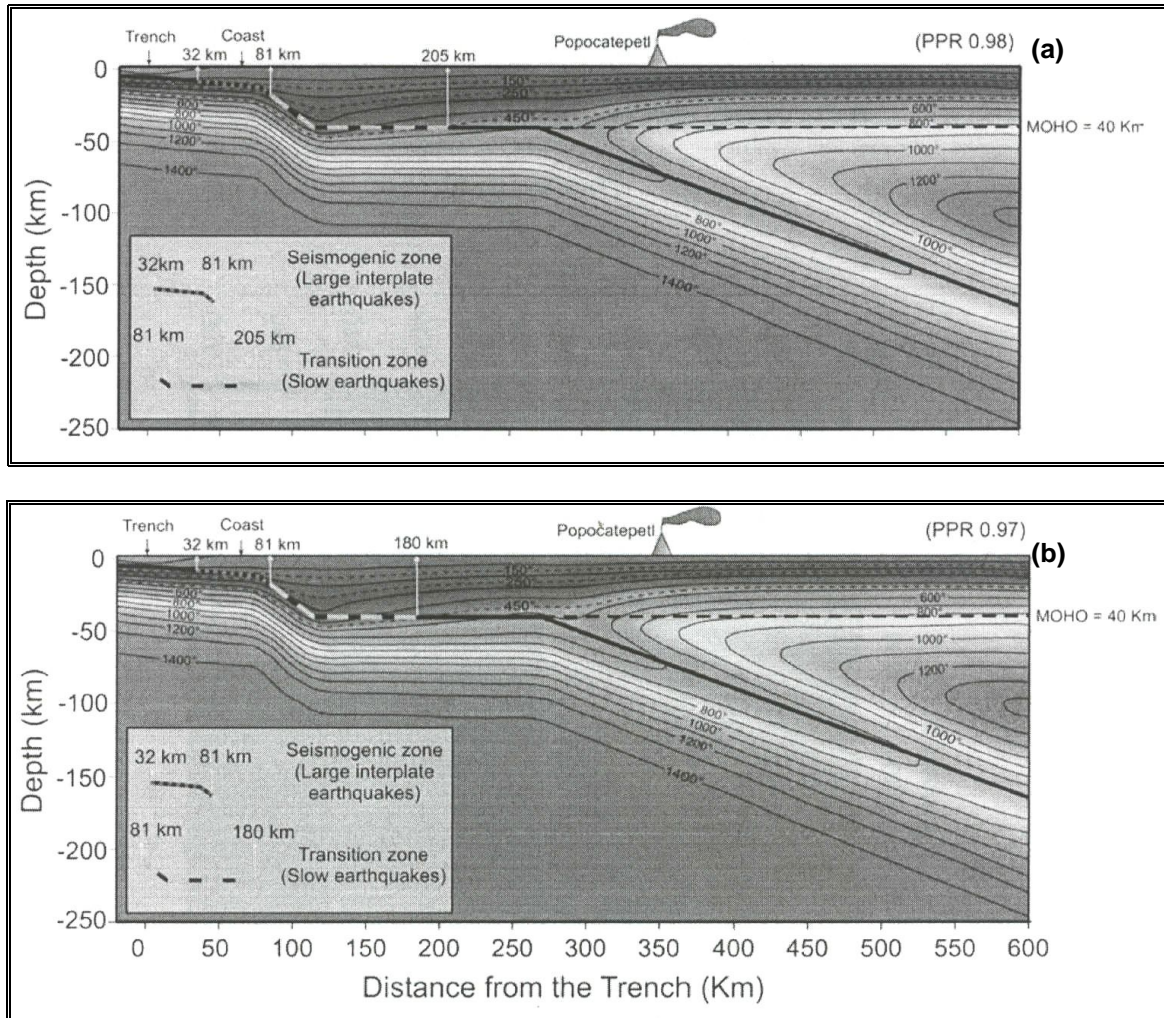


Figura 4. Modelos de estructura térmica estable para la litosfera oceánica subducente con una velocidad de 5.5 cm/año por debajo del Estado de Guerrero. Para el modelo (a) de arriba, el calentamiento de fricción (Tasa de Presion de Poro PPR=0.98) es introducido en la parte inferior a una profundidad máxima de 40 km. Los esfuerzos de corte a lo largo de la falla están dados por la Ley de fricción de Byerlee's (Byerlee, 1978). El triángulo representa al volcán Popocatépetl, la línea punteada es el Moho a 40 km de profundidad. Las líneas continuas indican la parte superior de la placa oceánica que se subduce, los segmentos punteados delimitan la zona sísmogénica (entre 100 °C-150 °C y 250 °C). La línea con segmentos mayores (250 °C – 450 °C) muestran la zona de acoplamiento parcial. La zona sísmogénica se localiza entre los 32 y 81 km a partir de la trinchera. La zona de acoplamiento se extiende a unos 250 km a partir de la misma trinchera. Para el modelo (b) de abajo es lo mismo, pero con un calentamiento de fricción PPR=0.97. La zona sísmogénica se encuentra entre los 32 y 81 km y la zona de acoplamiento se extiende más allá de los 180 km a partir de la trinchera

El tiempo de salida en que las burbujas se separan de la placa de subducción, para llegar al fondo de la corteza continental es de 0.001 a 14 Ma, dependiendo del diámetro de las burbujas y de la viscosidad circundante.

Hay varios estudios mineralógicos y geoquímicos del CVTM (Márquez and De Ignatio, 2002), sugiriendo la existencia de dos magmas máficos primitivos, uno con una componente astenosférica como OIB y otro con una componente litosférica.

Asimismo, utilizando los diagramas de fase para máficos (Hacker et al., 2003) es posible investigar si la cuña del manto está sujeta a hidratación por fluidos liberados a partir de la placa de subducción; además de que un muy delgado relleno sedimentario en la trinchera mexicana (figura 5), sugiere que alrededor de un 95 % de estos sedimentos (~ 200 m) son subducidos (Manea et. al., 2003).

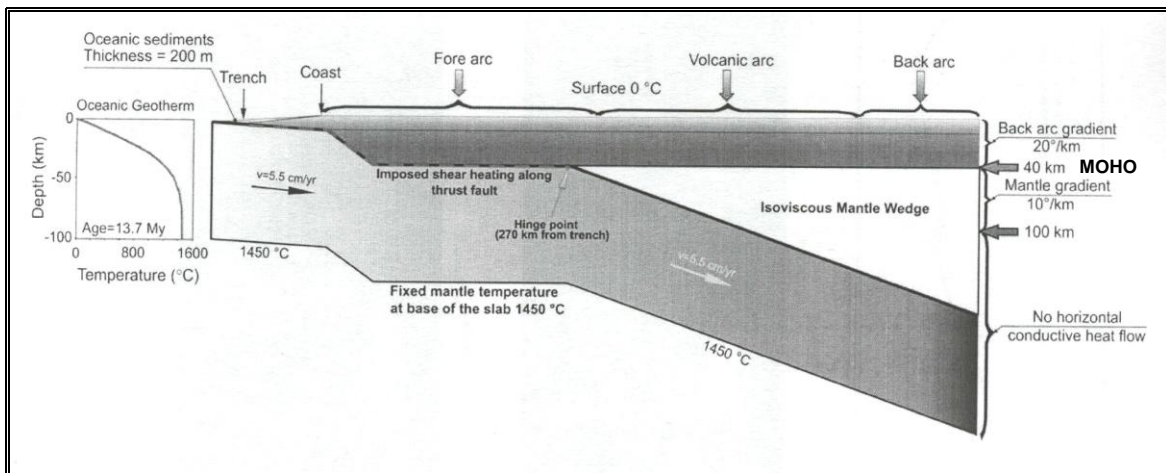


Figura 5. Condición de límite y parámetros térmicos utilizados. Los límites superior e inferior son mantenidos a temperaturas constantes de 0 °C y 1450 °C (astenosfera). La condición de límite vertical hacia el continente está definida por el gradiente térmico de 20 °C/km en la corteza continental y de 10 °C/km a una profundidad mayor de 100 km. A mayor profundidad el flujo conductivo de calor no se especifica. Hacia el océano la geoterma es unidimensional en la placa oceánica, la cual es corregida para la sedimentación histórica en función del tiempo (Wang and Davis, 1992) suponiendo un perfil constante porosidad-profundidad de la columna de sedimentos y un espesor uniforme de sedimentos de 200 m en la trinchera. La placa oceánica se subduce a una "tasa" de 5.5 cm/año, mientras que la corteza continental se considera como fija. Éste perfil es dividido en tres regiones: fore arc, arco volcánico y back arc. En cada región, la corteza continental consiste de dos capas: superior e inferior

Las burbujas buoyantes de diferente tamaño y composición pueden ser generadas por la fusión de la Placa de Cocos y por la sobreposición de la peridotita del manto, cuando la presión y temperatura llegan a las condiciones de solidificación (Gerya and Yuen, 2003).

## 2.2. VULCANISMO Y TIPOS DE ERUPCIONES

El vulcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano y por ende el del Popocatepetl es de tipo calcoalcalino, según de muestras tomadas en distintas localidades del mismo, ya que se han encontrado similitudes petrográficas, aunque también con ciertas variantes químicas y petrográficas.

De hecho, en general es aceptado que el vulcanismo de ésta zona es generado por la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana, mediante la cual el material al llegar a cierta profundidad es fundido por las altas presiones y temperaturas, dando lugar al material de la astenosfera, que a su vez busca salir a la superficie por las zonas de debilidad de la corteza dando lugar al vulcanismo que conocemos.

## 2.3. TIPOS DE VOLCANES

Por su morfología, los volcanes se pueden clasificar en:

### 2.3.a. CONOS DE CENIZA O ESCORIA

Estos conos se forman por el apilamiento de escorias o ceniza durante las erupciones explosivas basálticas, en las que predominan los materiales calientes solidificados en el aire y que caen en las proximidades del centro de emisión.



Foto 2. Cono de cenizas o escorias, perteneciente a la zona monogenética de Michoacán-Guanajuato, cerca de la localidad de Paracho, Mich.

Las paredes de un cono no pueden tener en éste caso pendientes muy altas, por lo que generalmente tienen ángulos comprendidos entre  $30^\circ$  y  $40^\circ$ . Son de forma cónica, base circular y algunas veces exceden los 300 m de altura. Como ejemplo se puede mencionar al volcán Xitle, ubicado en la falda norte del Ajusco, D. F. y otros muchos volcanes que se encuentran en las zonas monogenéticas de la Sierra de Chichinautzin y de Michoacán-Guanajuato (foto 2).

### 2.3.b. VOLCANES EN ESCUDO

Son aquellos cuyo diámetro es mucho mayor que su altura. Se forman por la acumulación sucesiva de corrientes de lava fluida, por lo que son de poca altura y pendiente ligera. Su

topografía es suave y su cima forma una planicie ligeramente encorvada. Como ejemplo de éste tipo de volcanes están los volcanes hawaianos y los de las Islas Galápagos. Ocasionalmente se observan volcanes de escudo con un cono de ceniza o escoria en su cúspide, como es el caso del volcán Teutli (foto 3) en Milpa Alta, D. F.



Foto 3. Volcán Teutli, D. F. con pendiente suave en forma de escudo y con un cono terminal en su cúspide

### **2.3.c. ESTRATOVOLCANES**

Son los formados por capas de material fragmentario de caída (pómez, lapilli y ceniza principalmente) y corrientes de lava intercaladas; lo que indica que surgieron en épocas de actividad explosiva, seguidas de otras donde arrojaron corrientes de lava fluida. Como ejemplo de estos están los volcanes más altos de nuestro país; Popocatepetl, Citlaltépetl o Pico de Orizaba, Fuego de Colima (foto 4), etc.



Foto 4. Volcán Fuego de Colima, formado por una sucesión de capas o estratos, producto de otras tantas etapas eruptivas explosivas

### **2.3.d. DOMOS**

Son protrusiones de lava como domos, formados en las pendientes externas de muchos conos compuestos o dentro de sus cráteres. Estos domos son el resultado de la extrusión lenta de magma rico en sílice altamente viscoso. La mayoría de ellos son bastante pequeños, aunque algunos exceden volúmenes de hasta 25 km<sup>3</sup>. Sus erupciones pueden comenzar explosivamente formando depresiones bordeadas con escombros de piroclásticos. A medida que se degasifican durante su actividad, el magma se extruye lentamente, como por ejemplo las lavas riolíticas viscosas que forman flujos de gran espesor o domos bulbosos.

Cuando crece el domo de lava, sus márgenes tienen pendientes suaves y su superficie queda cubierta con escombros compuestos de bloques angulosos. Si la protrusión ocurre sobre una pendiente empinada, sus márgenes dan lugar a flujos piroclásticos. Un ejemplo de esto es el domo de crecimiento dentro del Monte Santa Helena (foto 5), luego de la erupción de 1980; aunque también hay domos que llenan algunos cráteres como en el Monte Pelée, Martinica (Antillas Menores) y otros volcanes.



Foto 5. Domo de crecimiento, formado en el interior del cráter del Monte Santa Helena, posterior a la erupción ocurrida en mayo de 1980. Ésta foto fue tomada el 12 de octubre del 2006

### 2.3.e. CALDERAS



Foto 6. Caldera de Rabaul, en Papúa, Nueva Guinea, durante su etapa activa en octubre de 1994. En su interior se encuentra el cono activo Tavurvur

Son cráteres muy grandes (foto 6), formados cuando la superficie del terreno se colapsa y da como resultado la extrusión de una gran cantidad de ceniza, pómez y roca que emite la cámara magmática, la cual queda parcialmente vacía. La parte superior de la cámara magmática entonces queda hueca y momentáneamente vacía.

Sus dimensiones son variables y pueden ser de pequeñas o unos cuantos kilómetros hasta unos 60 kilómetros de diámetro. Las más grandes son fácilmente visibles desde el espacio, pero en el terreno algunas veces son difícil de reconocer debido a que su configuración no es visible desde un solo punto de observación.

Las erupciones de grandes volúmenes de material crean calderas que levantan incluso nubes huracanadas de escombros volcánicos calientes, que depositan o cubren amplias áreas con ceniza y pómez.

Un ejemplo de caldera es la de Rabaul en Papúa, Nueva Guinea, cuya actividad en 1994 dio lugar a la evacuación de una gran cantidad de población por las autoridades, luego de tomar una decisión debido a las recomendaciones emitidas por los científicos, en base al monitoreo efectuado dentro y cerca de la misma.

### **2.3.f. MAAR**

Es un pequeño volcán con un cráter ancho, cuyo rango va desde varios cientos de metros hasta 1 ó 2 km de diámetro y cuyas profundidades pueden variar desde 10 metros hasta unos 200 metros.



Foto 7. Maar “La Preciosa”, ubicado en la Cuenca Oriental de Puebla, cerca de los límites con el Estado de Tlaxcala, cuya formación fue a partir de la interacción de magma con agua somera



Los pisos de estos cráteres comúnmente están por debajo del nivel de la topografía circundante (foto 7). Los maars generalmente se forman a partir de explosiones de vapor, que ocurren cuando el magma ascendente hace contacto y se mezcla con agua subterránea o superficial.

Comúnmente se encuentran llenos con agua, formando lagos naturales y sus bordes están compuestos por una mezcla de fragmentos sueltos de rocas volcánicas y material fino, producto de la explosión hidromagmática en el momento de hacer contacto el magma con el agua.

Algunas de estas estructuras volcánicas se encuentran en el oeste de los Estados Unidos de Norteamérica, en la región Eifel de Alemania y en otras zonas geológicamente jóvenes del mundo.

En México, existen éste tipo de volcanes en la Cuenca Oriental de Puebla, cerca de los límites con el Estado de Tlaxcala, como son los maars de Alchichica, Aljojuca y La Preciosa (foto 7) entre otros.

### **2.3.g. FISURALES**

Son las más voluminosas de las erupciones volcánicas, provenientes de fisuras y son independientes de los conos y escudos. Sus productos ignimbríticos cubren amplias áreas e inclusive el piso oceánico con grandes volúmenes de dicho material.



Foto 8. Flujo de lava emitido durante la erupción fisural en Krafla, Islandia, durante la etapa activa de 1975-1984. *Photo taken and copyrighted by Peter Kresan*

Casi todos los conos y volcanes en escudo inicialmente se encuentran distribuidos a lo largo de fisuras (foto 8) y luego se concentran en una o más “bocas”. Aún después de que los volcanes llegan a tener grandes dimensiones, esfuerzos locales y regionales llegan a causar fisuras radiales y líneas de “bocas” o sitios de colapsos sobre los flancos o pendientes bajas.

Los magmas eruptados varían ampliamente de un volcán a otro o aún a lo largo de una sola fisura.

Algunos volcanes eruptan riolita a grandes alturas y basaltos a poca altura. Su naturaleza también difiere grandemente de acuerdo a la estructura del volcán y a la relativa importancia del agua subterránea. Un ejemplo de esto es la erupción del Tarawera, Nueva Zelandia en 1886, que varió grandemente en una sola fisura durante un breve episodio volcánico.

Islandia es una región clásica para éste tipo de erupciones, ya que se encuentra en el ridge o cresta del Atlántico Medio, donde ha esparcido material lateralmente al menos desde el Terciario Medio.

Un ejemplo es el flujo de lava fisural (foto 8), generado durante la erupción en Krafla, Islandia, en el período 1975-1984.

## **2.4. TIPOS DE ERUPCIONES**

Como se ha indicado antes, las erupciones volcánicas pueden ser clasificadas de varias maneras, de acuerdo con sus características (ver tabla 1).

Una de las más tradicionales es aquella basada en los nombres de los volcanes, de los cuales constituyen una actividad típica, o de alguna erupción históricamente famosa.

Así, se tienen erupciones entre otras, de tipo Hawaiano, Stromboliano, Vulcaniano, Peléano, Pliniano, etc., según tengan las características que más frecuentemente aparecen en los volcanes de Hawai, en el Stromboli, en el Vulcano, en el Monte Pelée, o de la erupción del Vesuvio en el año 79 D.C., descrita por Plinio el Joven, etc.

Ésta clasificación no es realmente muy adecuada, ya que estos volcanes pueden presentar muy diversos tipos de actividad en un momento dado. No obstante, dada la frecuencia con que se menciona, ésta clasificación de erupciones se resume en la tabla 1.

Con base en ésta misma tabla y a las características de la erupción del 18-19 de diciembre del 2000 en el volcán Popocatepetl, se puede considerar que fue del tipo vulcaniana, ya que el magma viscoso y rico en gases fue eyectado con fragmentos sólidos y semisólidos de lava juvenil. Parte de éste material se colapsó dentro del cráter mismo, además de presentarse pequeñas coladas de lava hacia el flanco oriental del cono y emisiones de ceniza principalmente hacia éste mismo sector, dentro del Estado de Puebla.

**TABLA 1.- TIPOS DE ERUPCIONES Y SUS CARACTERÍSTICAS**

<b>TIPO</b>	<b>NATURALEZA DEL MAGMA</b>	<b>CARACTERÍSTICAS</b>
<b>ISLANDIANA</b>	<b>FLUÍDO (BASÁLTICO)</b>	Típicamente son erupciones de fisura, con emisiones no explosivas de medianos a grandes volúmenes de lava basáltica que se esparcen a ambos lados de las fisuras. Dan lugar a extensos campos planos de lava y algunos pequeños conos de salpicadura de escoria. Ejemplos: La zona de fractura o "Ridge del Atlántico Medio" y la zona de fractura de Islandia que es una extensión del mismo Ridge
<b>HAWAIANA</b>	<b>FLUÍDO (BASÁLTICO)</b>	Es similar a la Islandiana pero con actividad central más pronunciada. Frecuente aparición de grandes fuentes de lava basáltica muy fluida que dan lugar a los llamados volcanes en forma de escudo. Al inicio de una erupción, primero es expelido el magma rico en gases en forma de fuentes, en seguida sale como escoria y por último en forma de lava fluida. Ejemplos: Mauna Loa y Kilauea, USA y Teutli, Milpa Alta; D.F. México
<b>ESTROMBOLIANA</b>	<b>MODERADAMENTE FLUÍDO, DOMINAN LOS BASALTOS</b>	Son erupciones más explosivas que las Hawaianas, que van de agudas a violentas, con una mayor proporción de fragmentos y piroclastos. La actividad puede ocurrir en forma de pulsos o continua con explosiones que pueden ascender hasta 500 m y posteriormente se presenta la actividad efusiva que puede durar desde unos meses hasta varios años. Éste tipo de erupciones generalmente produce conos de escoria de tamaño pequeño a regular. Ejemplo: Parícutin, México, 1943. El evento eruptivo del 18-19 de diciembre del 2000 en el Popocatepetl, por sus características correspondió a éste tipo de erupción, aunque el material emitido fue de tipo andesítico-basáltico
<b>FREÁTICA</b>	<b>VAPOR DE AGUA</b>	Son violentas explosiones de chorros de vapor con expulsión de fragmentos de roca y escombros de distintas formas y tamaños. Los chorros de vapor son producto del sobrecalentamiento de cuerpos de agua meteórica en el subsuelo, al entrar en contacto con rocas calientes a profundidad. Ejemplo: volcán Tacaná, México; 8 de mayo de 1986
<b>FREATOMAGMÁTICA</b>	<b>BASÁLTO Y AGUA</b>	Ocurre cuando el magma basáltico que asciende a la superficie entra en contacto bruscamente con un gran cuerpo de agua, generando así violentas erupciones explosivas. Estas, generalmente ocurren cerca de las costas o en volcanes oceánicos; difieren poco de las Estrombolianas y dan lugar a capas delgadas de material fino, lapilli y emisión de nubes de vapor con ceniza. Ejemplos: volcanes Taal, Filipinas; 1965 y Surtsey, Islandia; 1963-1965
<b>VULCANIANA</b>	<b>VISCOSO</b>	Aquí la explosividad va de moderada a violenta, generada por la emisión de un magma viscoso y rico en gases, que da lugar a la eyección de fragmentos sólidos o semisólidos de lava juvenil, bloques líticos, ceniza y pómez. En la fase terminal produce amplias coladas de lava viscosa, además de formar conos de ceniza o depósitos de bloques y cenizas, limitados por amplias capas de material fino. Ejemplo: Bárcena, Islas Revillagigedo; México, 1952-1953
<b>PELÉEA</b>	<b>VISCOSO</b>	Es similar a la Vulcaniana pero más explosiva, ya que los magmas pueden ser andesíticos, dacíticos o riolíticos. La actividad más violenta ocurre en las etapas iniciales, donde se producen violentas emisiones de flujos piroclásticos. Los magmas viscosos producen explosiones internas por la acumulación de gases, además de dar lugar a la formación de domos, espinas, cortos flujos de gran espesor, que por gravedad se colapsan dando lugar lavas de bloques y cenizas. Los ciclos eruptivos, generalmente duran unos cuantos años. Ejemplo: Mont Pelée, Martinica; Antillas Menores, 1902-1905
<b>PLINIANA</b>	<b>VISCOSO</b>	Emisión paroxísmica de grandes columnas eruptivas de material silícico rico en gases y volátiles, que ascienden por lo menos 25 km, dando lugar a la formación de grandes flujos piroclásticos. Estas erupciones son de corta duración, muy explosivas y producen extensas lluvias de pómez, lapilli y ceniza. Pueden producir colapso del edificio volcánico y formar calderas. El material más fino puede ser dispersado sobre grandes áreas, sobre todo durante las etapas iniciales, ya que si el periodo eruptivo se alarga, entonces el material emitido se hace más grueso y por tanto es depositado cerca de la fuente eruptiva. Ejemplo: El Chichón, México; abril 4 de 1982
<b>ULTRAPLINIANA</b>	<b>VISCOSO</b>	Erupción paroxísmica pliniana, extremadamente grande y destructiva
<b>FLUJOS RIOLÍTICOS</b>	<b>VISCOSO</b>	Enormes flujos de ceniza que con volúmenes de varias decenas o centenas de km <sup>3</sup> pueden cubrir grandes extensiones con ceniza o pómez semi-fundidas

## CAPÍTULO 3. MONITOREO Y VIGILANCIA VOLCÁNICA

### 3.1. MÉTODOS GENERALES DE MONITOREO

Cuando un volcán se reactiva o cambia su nivel de actividad, de tal manera que representa una amenaza mayor para la población vulnerable dentro de cierta área de influencia, normalmente se procede a expandir o en su caso a establecer una red de monitoreo y vigilancia (anexo 1). La información que provee ésta red y la que se genera mediante otros equipos e instrumentos, normalmente llega a un centro de recepción previamente establecido, donde una serie de especialistas e investigadores la almacenan, clasifican, analizan e interpretan continuamente a fin de recomendar acciones a las autoridades de Protección Civil, quienes actúan mediante un protocolo también previamente establecido, para prevenir y tomar acciones operativas en caso de una emergencia dada.

Así, generalmente se diseña como primer paso una red sismo-volcánica con la finalidad de conocer y determinar cómo evoluciona la actividad interna del edificio volcánico, que puede considerarse como el parámetro más importante para la toma de decisiones.

Es indispensable considerar paralelamente a ésta red, la instalación de otra serie de equipos e instrumentos, además de realizar mediciones directas e indirectas de productos emitidos como gases, cenizas, fragmentos de material nuevos, aguas de manantiales, imágenes térmicas y otros, que permitan interpretar mejor el fenómeno volcánico y su evolución.

De ésta manera, se instalan inclinómetros electrónicos que envían información teleméricamente al centro de recepción, que permiten conocer las variaciones positivas o negativas de la inclinación del terreno en los flancos del cono volcánico, sobre todo durante el ascenso y/o salida de magma y volátiles hacia la atmósfera. Estas variaciones del terreno también pueden conocerse mediante la instalación de una red geodésica (anexo 2), donde periódicamente se realizan mediciones de nivelación y triangulación y también mediante la instalación de otra red de equipos GPS (Sistema de Posicionamiento Global) y cuya información también se obtiene teleméricamente con ayuda satelital (De la Cruz-Reyna, et al., 1995).

Otro método de medición aplicado y muy utilizado es el Espectrómetro de Correlación (COSPEC), mediante el cual se puede conocer la “tasa” de emisión de  $\text{SO}_2$  a partir de mediciones de la pluma fumarólica, que también es un indicador importante de la actividad interna, ya que la degasificación de varios tipos de gases (ver tabla 5), se pueden inferir datos de la naturaleza magmática. Ésta medición se puede realizar mediante vuelos con avión o por tierra con un vehículo adecuado para tal fin.

Similarmente, existe otro método de monitoreo que consiste en medir los niveles de emisión de  $\text{CO}_2$ , mediante la colocación de “cajas japonesas” en la parte alta del cono volcánico, lo que permite realizarlo. También es posible estimar la “tasa” de emisión de ese gas por otros métodos como el FTIR.

Otro método de monitoreo es el muestreo de aguas de manantial del volcán (anexo 3), con el cual también se pueden conocer sus variaciones tanto de temperatura como de pH y conductividad; además de los cambios en los contenidos iónicos de alcalinidad,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{CO}_3$ , Cl, F,  $\text{SO}_4$ , S, Na, K, Ca, Mg,  $\text{SiO}_2$  y B. Los primeros tres parámetros se miden directamente al muestrear el agua y los contenidos iónicos se obtienen en laboratorio.

Otro parámetro de medición que se aplica es la medición de emisión de gas radón (Rn-222), el cual se libera principalmente por las fracturas y fisuras existentes en el edificio volcánico, aunque también puede aportar información de la difusión de gases en el suelo.

Otro más es la medición de las explosiones y ondas de choque atmosféricas, mediante la colocación de microbarógrafos de alta ganancia en sitios específicos cercanos al cono volcánico.

También se utiliza el monitoreo de la pluma fumarólica durante las erupciones mediante el uso de radares doppler, ya que esto permite conocer la trayectoria de nubes de ceniza y alertar a las autoridades aeroportuarias, quienes a su vez dan aviso a las aeronaves que sobrevuelan cerca del área activa.

La recolección de ceniza y fragmentos mayores de caída (foto 9), también permiten hacer análisis en laboratorio, tanto de lixiviados (contenidos iónicos), como del tamaño, tipo y composición de las partículas.



Foto 9. Material piroclástico de caída aérea producto de una emisión, colectado en campo para su posterior análisis petrográfico en laboratorio

Para la vigilancia de posibles flujos de lodo o lahares, también existen dos métodos de aplicación: uno mediante la instalación de sensores de vibración, que permiten detectar el paso de flujos por barrancas o cauces cuya señal se envía teleméricamente a los sitios establecidos preferentemente en las poblaciones a ser afectadas y en el mismo centro de recepción de toda la información de vigilancia y monitoreo. El otro método es el establecimiento de sensores de alambre, los cuales al ser rotos durante el paso del flujo de lodo, envían una señal a los mismos sitios. Éste último método se complementa con cámaras de vídeo, cuya señal también se envía en tiempo real y permite cerciorarse de que el flujo efectivamente ocurre.

Otro parámetro a medir es la temperatura de las emisiones y sus productos mediante la utilización de cámaras de infrarrojo, las cuales pueden colocarse a cierta distancia (varios kilómetros), donde pueda estar libre de la caída de materiales.

Así mismo, la utilización de cámaras de vídeo instaladas preferentemente a distancia y en los distintos flancos del cono volcánico, permiten visualizarlo, ya que mediante acercamientos de la imagen se pueden observar distintas características del edificio volcánico, tales como barrancas, posibles flujos de lodo y variaciones en los glaciares (en caso de existir como en el Popocatepetl) principalmente.

Otro parámetro importante es la realización periódica de vuelos fotogramétricos, cuya finalidad es tomar fotografías estereoscópicas, mediante las cuales poder determinar el tamaño y crecimiento de domos de lava (como es el caso del Popocatepetl).

Paralelamente también es recomendable mantener una vigilancia visual por medio de vuelos preferentemente con helicóptero, con la finalidad de observar cambios principalmente dentro del cráter, fisuras, fracturas, derrumbes, nuevas coladas de material, emanaciones nuevas en otros sitios, etc.

Otro método más de monitoreo es la medición directa o indirecta (dependiendo del grado de actividad del volcán) de glaciares en caso de existir, ya que son muy importantes debido a la posibilidad de generación de lahares al ocurrir una erupción que pueda producir flujos piroclásticos erosivos sobre el hielo y nieve de los mismos.

### **3.2. APLICACIONES AL POPOCATÉPETL**

A finales de 1992, la actividad del Popocatepetl se manifestaba mediante pequeñas fumarolas, con una temperatura de unos 90°C y por microsismicidad principalmente. Sin embargo, a principios de 1993 la actividad fumarólica mostró un incremento.

La evolución sísmica del Popocatepetl durante la etapa pre-eruptiva (anexo 4) se describe en De la Cruz-Reyna et al., (2008).

Para el 1° de febrero de 1994 se efectuó un muestreo de la pluma fumarólica mediante la técnica de COSPEC (espectrómetro de correlación), que arrojó una emanación de 1,200 toneladas métricas/día de SO<sub>2</sub> como promedio. Con toda ésta información, se procedió a implementar un proyecto tendiente a la adquisición de equipo apropiado para vigilar y monitorear mejor la actividad y evolución de volcán.

Dicho proyecto, se inició el 11 de febrero de 1994 con la participación de las Unidades Estatales de Protección Civil de los Gobiernos de los Estados de Puebla, México, Morelos y Distrito Federal; la Dirección General de Protección Civil de la Secretaría de Gobernación, los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM y el Centro Nacional de Prevención de Desastres, con el apoyo del US Geological Survey (USGS) y de la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA).

Así, se empezaron a realizar las primeras mediciones de ruido sísmico (foto 10), tendientes a la instauración de la red permanente de monitoreo y vigilancia del volcán.

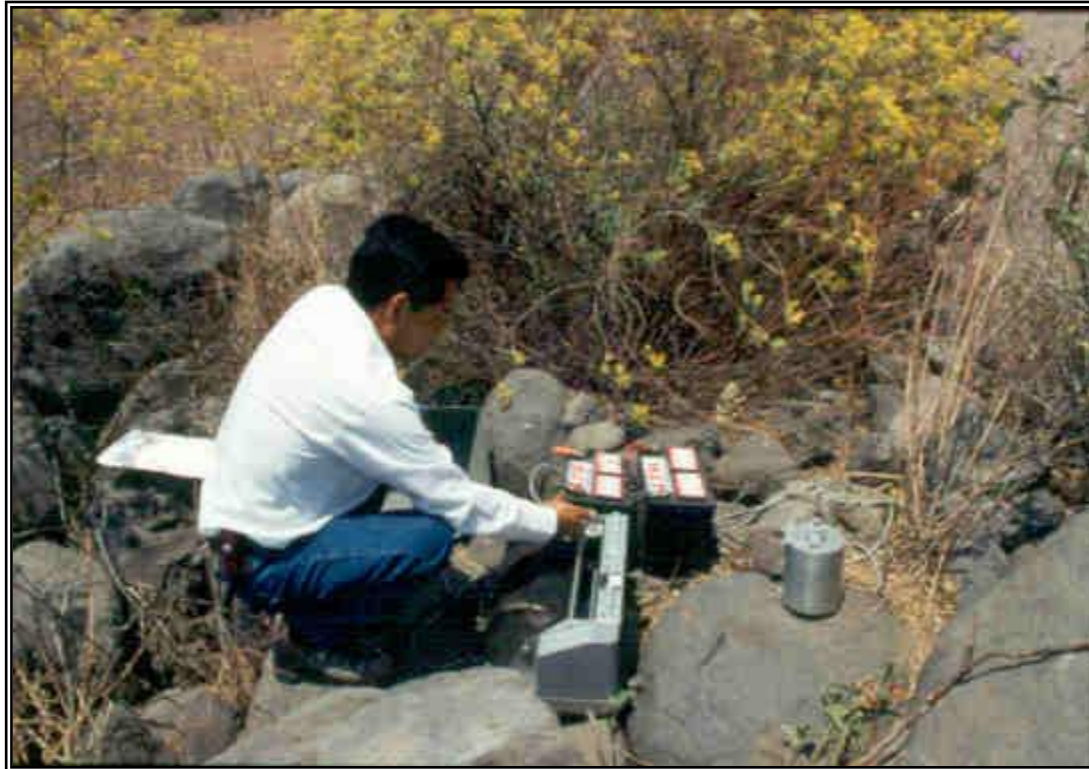


Foto 10. Sismógrafo MEQ-800, para realizar pruebas de ruido sísmico, previas al establecimiento de la red de monitoreo sismo-volcánico en el Popocatépetl

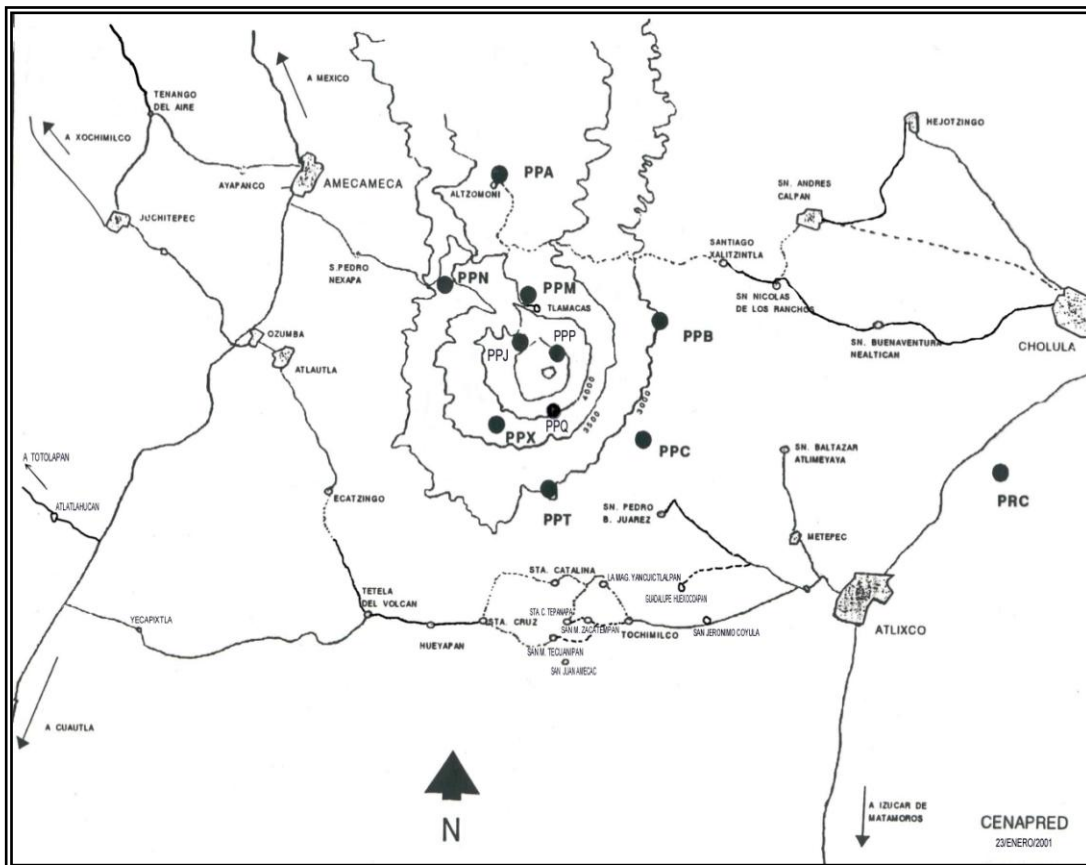


Figura 6. Mapa donde se muestra la distribución de las estaciones que conforman la red de vigilancia y monitoreo del volcán Popocatépetl

De ésta manera, se implementó una red sísmica telemetrizada (figura 6), que suministra información en tiempo real los 365 días del año. Ésta red se componía en su etapa inicial de 11 estaciones (anexo 1) incluida una repetidora: CANARIO (PPP), ALTZOMONI (PPA), CHIPIQUIXTLE (PPX), TLAMACAS (PPM), YOLOXÓCHITL (PPN), TETEXCALOC (PPT), BONSAI (PPB), COLIBRI (PPC), CUERVOS (PPQ), JUNCOS (PPJ) y CALO (PRC), cuyas características más importantes se consignan en la tabla 2 del inciso 3.3. Por diversas causas (vandalismo, alto nivel de ruido) las estaciones PPN y PPB dejaron de operar tiempo después.

### 3.3. SISMICIDAD

Respecto de éste parámetro, como medio para vigilar y monitorear la actividad del volcán se considera el más importante, ya que permite obtener un seguimiento de la evolución en la actividad interna del edificio volcánico, tanto temporal como espacialmente.

Al ser detectado un aumento en la emisión fumarólica del volcán a principios de 1993, inmediatamente se procedió a revisar la sismicidad de los registros obtenidos por las estaciones sismológicas de Tlamacas (PPM) y Altzomoni (IIA), pertenecientes a los institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, respectivamente. La observación que se tuvo de dicha información, fue que había un promedio de 6 sismos/día, aunque era obvio que no se podía detectar la actividad en toda su magnitud, ya que el objetivo de dichas estaciones era captar la sismicidad regional, al estar integradas tanto al Servicio Sismológico Nacional (SSN) como a Sismex de ambas instituciones. Cabe señalar que originalmente la estación de PPM fue instalada para monitoreo del volcán a partir de agosto de 1989, con un equipo donado por la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA); solo que desde 1991 fue cambiado su objetivo, al ser integrada al SSN. Ésta estación se encuentra a una distancia radial de 4.85 km desde el centro del cráter. La estación de Altzomoni (IIA) se encuentra en funcionamiento desde 1987 y se encuentra a una distancia radial de 12 km desde el cráter central del volcán.

De lo anterior, debe observarse que sólo la estación de Tlamacas (PPM) resultó ser la más confiable, ya que la microsismicidad generada en el interior del volcán no podía ser detectada por la de Altzomoni, ya que está más distante y las ondas se atenúan con la distancia, registrándose sólo los eventos mayores que aparecían esporádicamente.

La medición de  $SO_2$  obtenida el 1° de febrero de 1993, dio la pauta para inferir que debía haber un mayor incremento en la actividad interna del volcán, por lo que se procedió a realizar las primeras pruebas de monitoreo sísmico con un sismógrafo portátil MEQ-800 a partir del 19 de marzo de 1994 en las afueras de San Pedro Cuauhco Benito Juárez, Pue. al oriente del volcán (foto 10), con el fin de verificar los niveles reales de sismicidad. Estas pruebas se efectuaron hasta el 22 de junio del mismo año, ya que posteriormente se inició una campaña intensiva de campo, tendiente a buscar y definir los sitios propicios para el establecimiento de una red de vigilancia y monitoreo para dicho volcán.

De ésta manera, quedó conformada la red sísmica actual que consta de 10 estaciones más una repetidora, las cuales aparecen en la tabla 2.

Continuamente se trabaja en el análisis e interpretación de los datos sismo-volcánicos que llegan al Centro de Recepción del CENAPRED, los cuales conjuntamente con los demás parámetros, permiten evaluar la evolución de la actividad. La información así generada puede ser consultada



por la comunidad científica en general; además de que con la misma se emite un reporte diario de la actividad, el cual es enviado a distintos organismos, entidades e instancias de Protección Civil en los niveles Federal, Estatal y Municipal.

**TABLA 2.- RED DE MONITOREO SÍSMICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SUS CARACTERÍSTICAS**

ESTACIÓN	NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CRÁTER EN km	ALTITUD EN m	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	TIPO DE EQUIPO
PPP	CANARIO	2.20	4,280	19.0412 <sup>0</sup>	98.6280 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPA	ALTZOMONI	12.00	4,000	19.1204 <sup>0</sup>	98.6535 <sup>0</sup>	Sismómetro vertical (1Hz)
PPX	CHIPIQUIXTLE	3.85	3,980	19.0088 <sup>0</sup>	98.6566 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPM	TLAMACAS	4.85	3,980	19.0663 <sup>0</sup>	98.6278 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPN	YOLOXÓCHITL	7.60	3,700	19.0744 <sup>0</sup>	98.6738 <sup>0</sup>	Sismómetro vertical (1Hz)
PPT	TETEXCALOC	5.25	3,300	18.9745 <sup>0</sup>	98.6241 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPB	BONSAI	6.85	3,080	19.0498 <sup>0</sup>	98.5600 <sup>0</sup>	Sismómetro vertical (1Hz)
PPC	COLIBRÍ	7.85	2,650	18.9870 <sup>0</sup>	98.5572 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPQ	CUERVOS	2.45	4,200	19.0009 <sup>0</sup>	98.6246 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PPJ	LOS JUNCOS	2.65	4,452	19.0342 <sup>0</sup>	98.6446 <sup>0</sup>	Sismómetro triaxial (1Hz)
PRC	CALO	29.30	2,500	18.9641 <sup>0</sup>	98.3448 <sup>0</sup>	Repetidora

### 3.4. DEFORMACIÓN

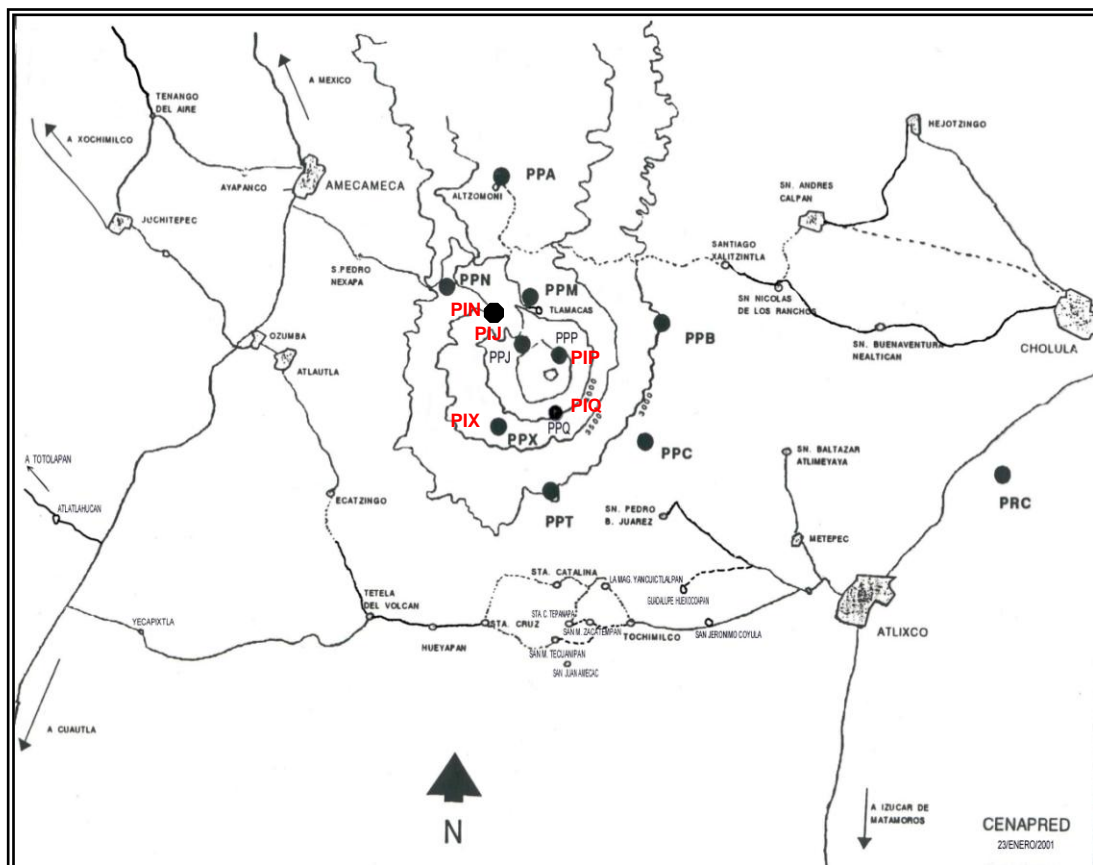


Figura 7. Mapa donde se muestra la distribución de las estaciones inclinométricas, las cuales coinciden con las estaciones sísmicas de Canario (PPP), Juncos (PPJ), Chipiquixtle (PPX), Cuervos (PPQ) y Nexpayantla, donde no hay estación sísmica

La vigilancia, también se ha complementado con mediciones periódicas de deformación, realizadas por personal especializado del Centro Nacional de Prevención de Desastres y del Instituto de Geofísica de la UNAM, mediante cuatro redes geodésicas de triangulación, las cuales se tienen en los flancos norte, sur, este y suroeste del edificio volcánico.

En estas redes (anexo 2) se cuenta con prismas reflectores (foto 11) los cuales se colocan en los vértices geodésicos de manera permanente, a fin de efectuar mediciones periódicas desde las bases ubicadas en puntos accesibles que se encuentran en la base del cono volcánico.

De las mediciones efectuadas en estas redes, se ha observado que en la del flanco norte se ha medido una deformación máxima de 1.5 cm, asociada principalmente a la formación y destrucción de domos de lava. Respecto de la del sureste, se ha visto que las deformaciones de hasta 2.5 cm están asociadas a una falla activa localizada en la región oriental del volcán cerca de la estación sísmica Colibrí (PPC), que corresponde a la falla de Xaltelulco. Ésta falla que es normal y con una pequeña componente lateral izquierda, que también se ha definido mediante sismicidad regional desde hace varios años.

Así mismo, también se instalaron inicialmente cinco inclinómetros electrónicos de burbuja como el que se muestra en la foto 12, en las localidades de Canario (PIP), Nexpayantla (PIN), Juncos (PIJ), Chipiquixtle (PIX) y Cuervos (PIQ), los cuales se ubican al norte, noroeste, suroeste y sur del cono volcánico respectivamente (ver tabla 3 y figura 7). La finalidad de ésta red inclinométrica es detectar posibles deformaciones debidas a la intrusión de magma.



Foto 11. Prismas reflectores, donde inciden y se reflejan los rayos láser emitidos por una fuente emisora, desde una base previamente establecida en un lugar seguro, cerca de la base del cono volcánico

Las variaciones de deformación captadas con estos equipos, es enviada vía telemetría al centro de recepción del CENAPRED en la ciudad de México y puede ser graficada y analizada en tiempo real todos los días del año, a fin de detectar deformaciones horizontales del edificio volcánico.



Foto 12. Inclínómetro electrónico de burbuja, el cual es colocado en una base de cemento a una profundidad de 2 m, con la finalidad de evitar cambios de temperatura atmosféricos

**TABLA 3.- RED DE INCLINÓMETROS ELECTRÓNICOS DE BURBUJA Y SUS CARACTERÍSTICAS**

ESTACIÓN	NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CRÁTER EN km	ALTITUD EN m	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	TIPO DE EQUIPO
PIP	CANARIO	2.20	4,280	19.0412 <sup>0</sup>	98.6280 <sup>0</sup>	Inclinómetro biaxial
PIN	NEXPAYANTLA	2.80	4,100	19.0465 <sup>0</sup>	98.6355 <sup>0</sup>	Inclinómetro biaxial
PIJ	JUNCOS	2.65	4,452	19.0342 <sup>0</sup>	98.6446 <sup>0</sup>	Inclinómetro biaxial
PIX	CHIPIQUITLÉ	3.85	3,980	19.0088 <sup>0</sup>	98.6566 <sup>0</sup>	Inclinómetro biaxial
PIQ	LOS CUERVOS	2.45	4,200	19.0090 <sup>0</sup>	98.6246 <sup>0</sup>	Inclinómetro biaxial

Actualmente solo funcionan algunas de las estaciones, mediante las cuales se ha podido observar una pequeña deflación a partir del 25 de marzo de 1996, en concordancia con el nacimiento de un domo de lava escoriácea en la parte interna del cono volcánico, el cual ha tenido un crecimiento lento y paulatino. Lamentablemente varias de las estaciones se han dañado durante los eventos explosivos y no ha sido posible reemplazarlas.

### 3.5. FLUJO DE GASES

Entre los gases emitidos por un volcán activo se encuentran diversos tipos, los cuales conforman la pluma fumarólica. Dichos gases son los que aparecen en la tabla 4 (Blong, 1984), donde además aparecen sus características y efectos sobre la salud.



Foto 13. Espectrómetro de correlación "COSPEC" montado en avión, para muestreo de la pluma fumarólica, mediante vuelos transversales efectuados en la parte inferior de la misma

**TABLA 4.- CARACTERÍSTICAS Y EFECTOS DE LOS GASES VOLCÁNICOS EN LA SALUD**  
(Después de Wilcox, 1959; Sax, 1963, 1974)

GAS	CARACTERÍSTICAS	EFECTOS POR SOBREDOSIS
<b>ANHÍDRIDO SULFUROSO [BIÓXIDO DE AZUFRE] (SO<sub>2</sub>)</b>	ES INCOLORO Y DE OLOR PICANTE. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 13 mg/m <sup>3</sup> ó 5 ppm EN EL AIRE	CAUSA INFLAMACIÓN E IRRITACIÓN EN LAS CONJUNTIVAS, FORMA ÁCIDO SULFUROSO; ÉSTE A SU VEZ SE CONVIERTE EN ÁCIDO SULFÚRICO. CONCENTRACIONES DE ENTRE 6 Y 12 ppm CAUSAN IRRITACIÓN INMEDIATA EN NARIZ Y GARGANTA; 20 ppm Ó MÁS IRRITAN LOS OJOS; 10,000 ppm IRRITAN LA PIEL HÚMEDA EN POCOS MINUTOS Y AFECTAN PRINCIPALMENTE LAS VÍAS RESPIRATORIAS Y LOS BRONQUIOS. EN ENFERMOS CARDIOPULMONARES, LOS EFECTOS PUEDEN SER MÁS AGUDOS, INCLUSIVE CON DOSIS MENORES QUE LAS YA MENCIONADAS
<b>ANHÍDRIDO CARBÓNICO [BIÓXIDO DE CARBONO] (CO<sub>2</sub>)</b>	ES UN GAS INCOLORO E INODORO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 9,000 mg/m <sup>3</sup> ó 5,000 ppm EN EL AIRE	PROVOCA ASFIXIA. LOS SÍNTOMAS APARECEN CUANDO SE ENCUENTRA EN ALTAS CONCENTRACIONES, DE TAL MANERA QUE NO HAY SUFICIENTE OXÍGENO PARA RESPIRAR. LAS CAUSAS QUE PRECEDEN A LA ASFIXIA SON DOLOR DE CABEZA, VÉRTIGO, RESPIRACIÓN DEFICIENTE, DEBILITAMIENTO MUSCULAR, SOMNOLENCIA Y ZUMBIDO EN LOS OÍDOS. PARA RECUPERARSE RÁPIDAMENTE SE DEBE SALIR DE LA ZONA DE EXPOSICIÓN. EN ENFERMOS CARDIOPULMONARES LOS EFECTOS PUEDEN SER MÁS AGUDOS, INCLUSIVE CON DOSIS MENORES QUE LAS YA MENCIONADAS
<b>MONÓXIDO DE CARBONO (CO)</b>	ES UN GAS INCOLORO E INODORO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 115 mg/m <sup>3</sup> ó 100 ppm EN EL AIRE	ES 210 VECES MÁS AFÍN CON LA HEMOGLOBINA QUE CON EL OXÍGENO. UNA MEZCLA INFERIOR A 10% DE MONÓXIDO DE CARBONO Y HEMOGLOBINA EN LA SANGRE, GENERALMENTE NO PROVOCA TRASTORNOS. DE 20-30%, CAUSA RESPIRACIÓN DEFICIENTE AL EFECTUAR UN ESFUERZO MODERADO Y LIGERO DOLOR DE CABEZA. DE 30-50% PROVOCA FUERTE DOLOR DE CABEZA, CONFUSIÓN MENTAL, VÉRTIGO, EMPEORA LA VISIÓN Y EL OÍDO, Y CAUSA DESFALLECIMIENTO Y CAÍDA AL MENOR ESFUERZO. DE 50-56% LA PERSONA QUEDA INCONSCIENTE. Y, CON UN 80% PROVOCA CASI UNA MUERTE INMEDIATA. EN ENFERMOS CARDIOPULMONARES LOS EFECTOS PUEDEN SER MÁS AGUDOS, INCLUSIVE CON DOSIS MENORES QUE LAS YA MENCIONADAS
<b>ÁCIDO FLUORHÍDRICO (HF)</b>	ES TRANSPARENTE, INCOLORO, CORROSIVO, VAPOROSO Y SE PRESENTA EN FORMA DE GAS O LÍQUIDO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 2 mg/m <sup>3</sup> ó 3 ppm EN EL AIRE	ES ALTAMENTE IRRITANTE Y CORROSIVO A LA PIEL Y LAS MUCOSAS. LA INHALACIÓN DEL VAPOR PUEDE CAUSAR ÚLCERAS EN LAS VÍAS RESPIRATORIAS. LA EXPOSICIÓN BREVE A CONCENTRACIONES ENTRE 50-250 ppm ES MUY PELIGROSA; PRODUCE GRAVES QUEMADURAS EN LA PIEL, CUYA CICATRIZACIÓN ES MUY LENTA. EL TEJIDO SUBCUTÁNEO TAMBIÉN PUEDE RESULTAR AFECTADO AL DESANGRARSE Y PERDER COLOR, E INCLUSIVE ALGUNAS ÁREAS DAÑADAS PUEDEN GANGRENARSE
<b>ÁCIDO CLORHÍDRICO (HCl)</b>	ES DESCOLORIDO; PUEDE APARECER COMO LÍQUIDO VAPOROSO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 7 mg/m <sup>3</sup> ó 5 ppm EN EL AIRE	IRRITA LAS MUCOSAS, LOS PÁRPADOS Y LAS VÍAS RESPIRATORIAS. UNA EXPOSICIÓN BREVE A UNA CONCENTRACIÓN MAYOR DE 35 ppm CAUSA IRRITACIÓN EN LA GARGANTA. SI ÉSTA EXCEDE LAS 100 ppm, PROVOCA EDEMA PULMONAR Y FRECUENTES ATAQUES DE TOS
<b>ÁCIDO SULFHÍDRICO (H<sub>2</sub>S)</b>	ES INCOLORO, INFLAMABLE Y DE OLOR MUY DESAGRADABLE (A HUEVO PODRIDO). SU LÍMITE PERMISIBLE ES 28 mg/m <sup>3</sup> ó 20 ppm EN EL AIRE	CAUSA IRRITACIÓN Y ASFIXIA. EN CONCENTRACIONES LIGERAMENTE ALTAS IRRITA LAS VÍAS RESPIRATORIAS. SI EL TIEMPO DE EXPOSICIÓN ES GRANDE, CAUSA EDEMA PULMONAR. DESPUÉS DE 30 MIN Y CONCENTRACIÓN DE 500 ppm PROVOCA DOLOR DE CABEZA, DESVANECIMIENTO, EXCITACIÓN, DESEQUILIBRIO CORPORAL, DIARREA Y MOLESTIA AL ORINAR, SEGUIDA OCASIONALMENTE POR BRONQUITIS O BRONCONEUMONÍA. EN PEQUEÑAS CANTIDADES ACTÚA COMO DEPRESIVO Y EN MAYORES COMO ESTIMULANTE. SI LA DOSIS ES MUY GRANDE, GENERALMENTE OCURRE PARO RESPIRATORIO
<b>ÁCIDO SULFÚRICO (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>)</b>	ES INCOLORO, LÍQUIDO Y GRASOSO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 1 mg/m <sup>3</sup> EN EL AIRE	CAUSA QUEMADURAS GRAVES; DESTRUCCIÓN RÁPIDA DE LOS TEJIDOS, INFLAMACIÓN DE LAS VÍAS RESPIRATORIAS Y DE LA PIEL
<b>FLÚOR (F)</b>	ES UN GAS DE COLOR AMARILLO PÁLIDO. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 0.2 mg/m <sup>3</sup> ó 0.1 ppm EN EL AIRE	ES UN PODEROSO IRRITANTE CÁUSTICO, PROVOCA CONJUNTIVITIS, IRRITA LA PIEL, MANCHA LOS DIENTES Y DEGENERA LOS HUESOS
<b>AMONIACO (NH<sub>3</sub>)</b>	ES INCOLORO, EXTREMADAMENTE PICANTE. SU LÍMITE PERMISIBLE ES 79 mg/m <sup>3</sup> Ó 100 ppm EN EL AIRE	CAUSA IRRITACIÓN A LOS OJOS, PROVOCA CONJUNTIVITIS, INFLAMACIÓN EN LOS PÁRPADOS, IRRITACIÓN DE LAS MEMBRANAS EN LAS MUCOSAS Y GARGANTA, TOS, MAREO, VÓMITO, E IRRITA LA PIEL, SOBRE TODO SI ESTÁ HÚMEDA

De estos se ha monitoreado principalmente el dióxido de azufre mediante técnicas tanto aéreas (foto 13) como terrestres, de tal manera que se realizaron vuelos COSPEC para muestreo de sombra de la pluma fumarólica desde 1994, obteniéndose diversos valores de SO<sub>2</sub>, como por ej. el primer valor del 1º de febrero de 1994 con 1,200 ton métricas/día como promedio, los días 4 y

5 de mayo de 1994 con 900 y 600 toneladas métricas/día como promedio y el 2 de julio del mismo año con 3,000 toneladas métricas/día como promedio. Estos muestreos se incrementaron obviamente a partir de la contingencia del 21 de diciembre de 1994, realizando inclusive vuelos diarios sobre todo en diciembre y los primeros meses de 1995 (Delgado et al., 2001).

De todos los componentes de la pluma fumarólica el vapor de agua constituye el 90% y el 10% restante está conformado por  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{F}$  y  $\text{NH}_3$  principalmente. Estos gases, son transportados desde su centro de emisión como aerosoles ácidos, como compuestos químicos absorbidos por la tefra y como sales en partículas microscópicas (Rose, 1977; Thorarinsson, 1979).

### **3.6. MONITOREO HIDROGEOQUÍMICO**

Es importante tomar en consideración que en todo proceso hidrogeoquímico dentro de la zona de influencia de un volcán, tendrán un impacto importante el tipo de material y de rocas o lavas que constituyen dicho volcán, ya que dependiendo de la composición química y mineralogía de dichos materiales también estarán presentes algunos componentes en las aguas subterráneas al emerger estas como manantial en algún punto de las faldas de dicho edificio.

También, se ha encontrado que los elementos menores o traza, tales como Li, Rb, Cs, B, F, Arsénico y  $\text{CO}_2$  en aguas subterráneas con temperaturas entre 200 y 300 °C alcanzan concentraciones altas (Cardona et al., 1993) y son de una fuente profunda o magmática; mientras que en acuíferos con temperaturas menores, dichas concentraciones se asocian generalmente a fuentes externas. Por otro lado, Ellis y Mahon (1977) probaron que es posible obtener también concentraciones similares en aguas de menor temperatura, al reaccionar estas con la roca encajonante durante el paso por los acuíferos o durante su percolación desde la superficie.

Asimismo, los principales volátiles liberados a partir del magma son  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  y  $\text{CO}_2$ , los cuales se disuelven en el agua y que por tanto pueden incrementar la concentración de los iones característicos  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$  y  $\text{HCO}_3^-$ . De la misma manera, los cambios químicos también se pueden generar indirectamente mediante la disolución de grandes volúmenes de gases volcánicos ácidos o a partir de la exposición de superficies sólidas frescas como resultado del fracturamiento interno del edificio volcánico (Armienta, et al., 2007).

#### **3.6.a. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN HIDROGEOLÓGICA**

Normalmente y desde el punto de vista hidrogeológico, existe en toda zona volcánica un sistema de capas o estratos de origen volcánico como producto de las diversas etapas eruptivas, que conforman un “paquete” por el cual se percolan las aguas meteóricas hasta encontrar las condiciones de un acuífero que permita el flujo de dicho fluido hasta aparecer en algún punto en forma de manantial. En el caso del Popocatepetl, las capas están conformadas por secuencias de tobas, cenizas, pómez y diversas capas intercaladas de lavas de diverso tipo, ya que estas pueden variar desde básicas a intermedias e inclusive ácidas. Asimismo, aparecen también depósitos de avalancha y de flujo de lodo como producto de fenómenos que normalmente se dan en volcanes activos. Todas estas capas, no necesariamente aparecen en toda la periferia del edificio volcánico, sino que su distribución depende del grado y tipo de erupción ocurrida a lo largo de su historia. Aunado a esto, existen además una serie de fallamientos y fracturamientos que dan lugar a la percolación de los fluidos a diferentes profundidades, lo que hace que cada manantial pueda tener condiciones distintas tanto de temperatura como de pH y contenidos

isotópicos, ya que estos parámetros dependerán del contacto de los fluidos con los distintos tipos de material que interactúan con el agua durante su recorrido a diferentes profundidades, distancias y períodos de tiempo.

Ahora bien, cuando un volcán pasa de un nivel de actividad baja y estable a otro de nivel superior acompañado de mayor sismicidad y emisión de gases y cenizas, es lógico inferir que dichos incrementos son debidos a una influencia de material magmático. Una intrusión máfica a la cámara magmática provoca que el sistema "volcán-cámara" pierda su equilibrio y que el material busque una salida a la superficie vía cráter abierto o fracturas y fisuras, generando así un estado de esfuerzos que se manifiestan en forma de sismos que pueden ser detectados mediante una red de monitoreo sísmico. Estos esfuerzos, a su vez pueden agrandar viejas fracturas y fisuras o dar lugar a otras nuevas dentro del edificio volcánico, por donde van a fluir principalmente gases y algunos componentes químicos provenientes del magma almacenado dentro de la cámara magmática, los cuales van a entrar en contacto y mezclarse con los acuíferos del volcán y que al emerger en los manantiales podrán ser muestreados y analizados en laboratorio. Es así, como pueden detectarse algunos iones y componentes químicos de origen netamente magmático en las aguas de los manantiales y que normalmente van a variar dependiendo de los cambios en la actividad del volcán.

De los volcanes activos mexicanos, se cuenta con relativamente poca información respecto del muestreo geoquímico de aguas de manantial, ya que por primera vez en el Tacaná en el SE de México, se midieron algunas concentraciones un mes antes de la explosión freática ocurrida el 8 de mayo de 1986 (De la Cruz Reyna et al., 1986). Posteriormente también fueron observados cambios químicos en el volcán Fuego de Colima en 1991 (Armienta y De la Cruz-Reyna, 1995) y en 1998-1999 (Taran et al., 2000). También fueron reportadas variaciones composicionales en aguas de manantial, previas a algunos eventos eruptivos del Popocatepetl (Armienta et al., 2002; Segovia et al., 2002 y Martin-Del Pozzo et al., 2002).

En éste inciso, se consigna el trabajo de campo realizado en el Popocatepetl y los resultados obtenidos de los muestreos en manantiales a partir de septiembre de 1995 y que a la fecha continúan (anexo 3), ya que es necesario efectuar un trabajo ininterrumpido para poder interpretar las variaciones durante un lapso de tiempo considerable (varios años) a fin de poder correlacionar ésta información con otros parámetros de actividad.

### **3.6.b. MUESTREO DE MANANTIALES**

Para el muestreo geoquímico de campo, se considera que las aguas subterráneas que emergen a la superficie en manantiales son parte del sistema hidrogeológico del volcán y que por tanto se supone tienen un aporte de compuestos químicos de las diferentes capas que conforman la columna litológica del volcán vía descomposición química por la interacción de estas con el paso de aguas meteóricas desde la superficie hacia los acuíferos, o bien de soluciones líquidas y/o gaseosas provenientes de una fuente magmática profunda. Estas soluciones, generalmente ascienden por fracturas, fisuras o a través de las zonas permeables y porosas de las distintas capas conformadas por las erupciones subsecuentes a través de la historia del volcán. Debe considerarse que dichas soluciones en su ascenso a la superficie, se mezclan normalmente al entrar en contacto con los acuíferos del volcán y que por tanto nos van servir para conocer el tipo de iones y su origen, lo que nos permite dilucidar si en realidad la actividad que presenta un volcán, concuerda con un aumento, disminución o estabilidad de la misma de acuerdo con otros parámetros tales como la sismicidad, deformación, geoquímica de gases, etc. entre otros.

En el presente caso, el Popocatépetl se ubica en los Estados de Puebla, México y Morelos, cuyo nivel de actividad cambió notablemente a principios de 1993, con un aumento considerable sobre todo en la emisión de gases fumarólicos y sismicidad; culminando con una crisis el 21 de diciembre de 1994 al ocurrir una secuencia de explosiones, seguidas de una importante emisión de gases y cenizas no juveniles.

**TABLA 5.- LOCALIDADES PARA MUESTREO HIDROGEOQUÍMICO**

LOCALIDAD	ALTITUD (msnm)	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	OBSERVACIONES
<b>SAN BALTAZAR ATLIMEYAYA</b>	2,198	18° 59' 19.7"	98° 28' 55.2"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>PALEORÍO</b>	2,042	18° 58' 20.2"	98° 28' 20.0"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>AXOCOPAN</b>	1,945	18° 55' 01.1"	98° 28' 35.8"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>GUADALUPE HUEXOAPAN</b>	2,028	18° 55' 12.4"	98° 32' 30.6"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>TECONALA</b>	2,010	18° 54' 04.00"	98° 34' 32.6"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>BARRANCA DE NEXPAYANTLA</b>	3,920	19° 02' 28.2"	98° 38' 31.4"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>CHIHUAHUITA II</b>	1,285	18° 55' 10.59"	99° 00' 26.19"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ EN EL POZO
<b>EL BOSQUE</b>	1,375	18° 54' 09.73"	98° 57' 13.37"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ DONDE NACE EL MANANTIAL
<b>SAN ANDRÉS CALPAN</b>	2,485	19° 06' 26.8"	98° 28' 37.35"	EL MUESTREO SE EFECTUÓ EN EL DEPÓSITO DE AGUA



Foto 14.- Manantial de San Baltazar Atlimeyaya, Pue., ubicado en la parte oriente del volcán Popocatépetl, donde se ha muestreado el agua para análisis hidrogeoquímico



En éste volcán, se decidió muestrear inicialmente 4 localidades o manantiales ubicados en las partes oriente y poniente del edificio volcánico con una frecuencia mensual, aunque posteriormente se complementó con otras al suroeste, a fin de tener un buen cubrimiento en esos flancos y así poder conocer las variaciones hidrogeoquímicas que presenta el volcán. Estas localidades aparecen en la tabla 5, se ubican en el mapa de la figura 8 y además se ilustran algunas mediante las fotos 14 a 17.

Las primeras cinco y la última localidades, corresponden a los manantiales de la parte oriente del volcán en el Estado de Puebla; el sexto manantial se encuentra en la parte noroeste, dentro de la barranca de Nexpayantla en el Estado de México (foto 17) y el séptimo y octavo manantiales se ubican al suroeste, dentro del Estado de Morelos.

De cada manantial o sitio muestreado se obtiene la siguiente información: altura barométrica, Latitud y Longitud (coordenadas), Temperatura, pH y 3 muestras de agua en envases plásticos de 1000, 500 y 125 ml de capacidad, las cuales se analizan posteriormente en el laboratorio de química analítica.

Al recipiente de 500 ml se le añaden 50 gotas de ácido nítrico en el momento de su muestreo y al de 125 ml 4 gotas de carbonato de sodio y 4 más de acetato de zinc. Estos reactivos tienen la función de conservar en lo posible las características originales del agua hasta que sean analizadas en laboratorio. Respecto del recipiente de 1000 ml, solo se busca que no lleve gases atmosféricos en su interior, por lo que debe llenarse completamente por inmersión total durante el muestreo.

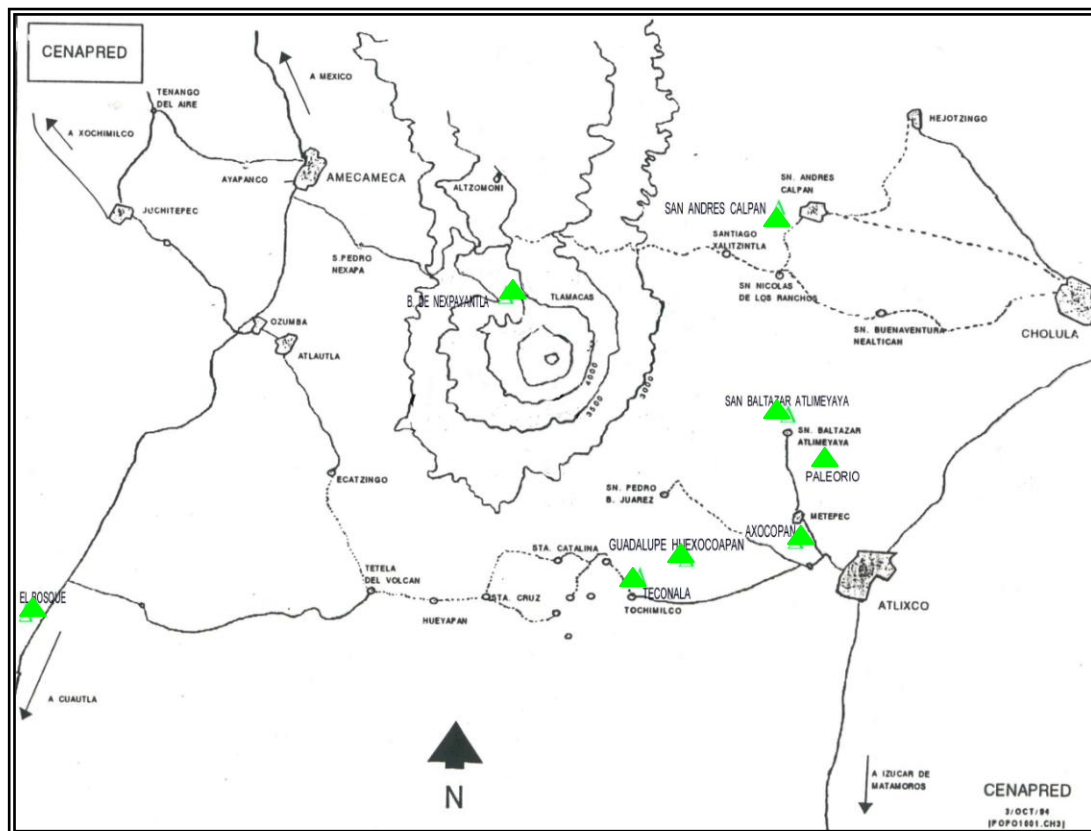


Figura 8. Mapa donde se muestra la ubicación en triángulos verdes, de las localidades para muestreo hidrogeoquímico y que se consignan en la tabla 5



Foto 15.- Manantial para muestreo geoquímico en Axocopan, Pue., sobre el costado sureste del volcán Popocatepetl



Foto 16.- Manantial de Guadalupe Huexocoapan, Pue., donde se analizan las aguas que emergen como producto del sistema hidrogeológico del volcán Popocatepetl

Las muestras de agua, se refrigeran a unos 4 °C a fin de conservar en lo posible sus características de sitio, hasta que lleguen al laboratorio para su análisis.



Foto 17.- Manantial de Nexpayantla, Estado de México, donde se aprecia parte del equipo para medir temperatura y pH, como parte del estudio sistemático de geoquímica que se efectúa en el volcán Popocatepetl

El proceso anterior, es el que se realiza durante el trabajo de campo en las localidades apuntadas en la tabla 5 y cuyos resultados de los análisis de laboratorio son los que finalmente se interpretan conjuntamente con otros parámetros de medición.

### **3.6.c. ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS**

El análisis químico se efectúa en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM, donde se aplican métodos estándar, tal como se señala en APHA (1989). La alcalinidad total se obtiene mediante la adición de indicador de fenolftaleína a una alícuota de la muestra de agua. Los bicarbonatos son medidos por titración ácida a un pH de 4.8, utilizando una solución indicadora verde de bromocresol rojo de metilo; las muestras se calientan al final de la titración a fin de obtener una mayor precisión.

Las concentraciones de Cl y F se obtienen mediante el uso de electrodos selectores de iones. Los sulfatos se determinan mediante la técnica turbidimétrica modificada, consistente en pesar con precisión el  $BaCl_2$  a fin de obtener una lectura de turbidez más reproducible a partir de la formación de  $BaSO_4$ ; de ésta manera, la precisión en la medición de la concentración de sulfatos se incrementa (Armienta et al., 1987).

El Na y el K se miden directamente utilizando un fotómetro de flama. Las concentraciones de Mg y Ca se obtienen por titración complejométrica mediante la adición de ácido etilendiaminotetraacético (EDTA). La concentración de  $SiO_2$  se determina colorimétricamente mediante el método

de reacción del molibdato de amonio con la sílice y el Boro se mide colorimétricamente a través de su reacción con el ácido carmínico.

El pH, la conductividad ( $\Omega$ ) y la temperatura se determinan mediante el uso de un medidor CONDUCTRONIC PC-18 que incluye las tres funciones y cuyas características son: La sonda de pH que consiste de un electrodo de inmersión que tiene en su interior NaCl, el cual fluye hacia una unión de cerámica que se encuentra en el extremo final de dicha sonda al efectuar una medición.

La precisión de su lectura es de 0.02 pH, su resolución de 0.01 pH y su rango de lectura va de 0 a 14. El conductímetro también consta de una sonda de inmersión, la cual da lecturas en microsiemens ( $\mu\text{S}$ ) en rangos de hasta 2,000 y 20,000.

Finalmente, la temperatura cuya sonda de inmersión también da lecturas con una precisión de 0.03  $^{\circ}\text{C}$ , a una resolución de 0.1  $^{\circ}\text{C}$  y dentro de un rango de  $-50$  a  $+150$   $^{\circ}\text{C}$ .

**TABLA 6.- VALORES OBTENIDOS EN LABORATORIO, DE LAS MUESTRAS TOMADAS EN CAMPO EL 7-8 DE SEPTIEMBRE Y 6 DE OCTUBRE DE 1995**

MUESTRA	pH	$\Omega$	ALCALINIDAD TOTAL mg/l	$\text{HCO}_3^-$ mg/l	$\text{CO}_3^{=}$ mg/l	$\text{Cl}^-$ mg/l	F <sup>-</sup> mg/l	$\text{SO}_4^{=}$ mg/l	S <sup>=</sup> mg/l	$\text{Na}^+$ mg/l	$\text{K}^+$ mg/l	$\text{Ca}^{2+}$ mg/l	$\text{Mg}^{2+}$ mg/l	$\text{SiO}_2$ mg/l	B mg/l
A-1 *	6.92	192	81.05	98.88	0	4.27	0.66	6.76	n.d.	17.55	2.58	12.42	6.53	50.95	n.d.
B-1 **	6.18	696	324.21	395.53	0	17.00	0.56	47.97	n.d.	60.8	5.84	39.35	39.43	52.10	n.d.
C-1 **	7.46	170	76.84	93.74	0	2.22	0.74	9.56	n.d.	17.09	1.02	11.59	6.78	63.5	n.d.
D-1 ***	6.99	50	12.12	14.78	0	4.04	0.74	n.d. (1.22)	n.d.	3.57	1.78	3.22	0.488	35.75	n.d.

\* Muestra tomada el 7 de septiembre de 1995; \*\* Muestra tomada el 8 de septiembre de 1995; \*\*\* Muestra tomada el 6 de octubre de 1995

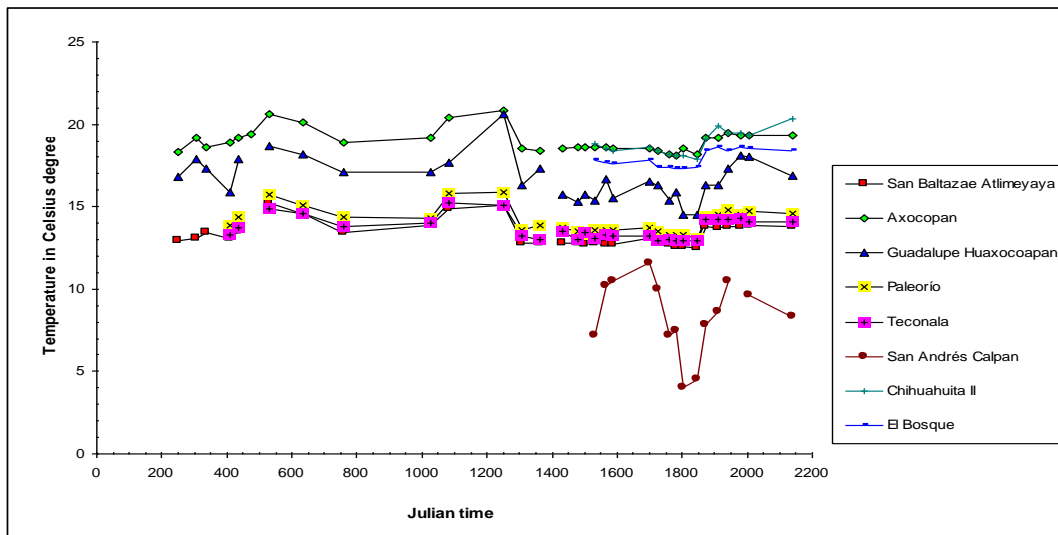


Figura 9.- Gráfica que muestra las variaciones de temperatura de los ocho manantiales muestreados de septiembre de 1995 a noviembre del 2000

Los valores de pH y temperatura se toman directamente en campo, más no el de conductividad ya que casi nunca cambia en las aguas de manantial, por lo que se determina en laboratorio, como se consigna en el ejemplo de la tabla 6. Aquí, A, B, C y D corresponden a los manantiales de San Baltazar Atlimeyaya, Axocopan, Guadalupe Huexocoapan y barranca de Nexpayantla respectivamente.

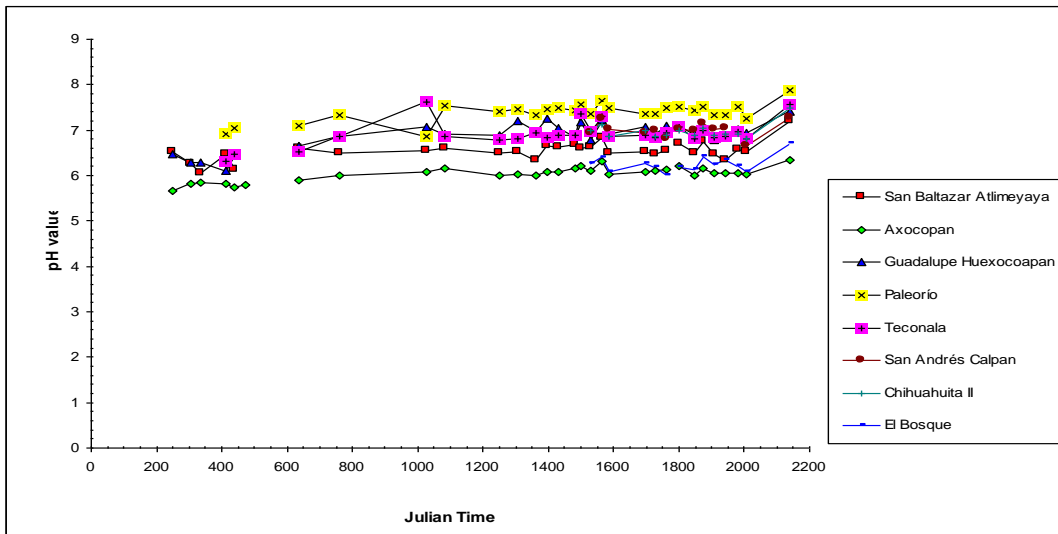


Figura 10.- Gráfica que muestra las variaciones de pH de los manantiales muestreados de septiembre de 1995 a noviembre del 2000

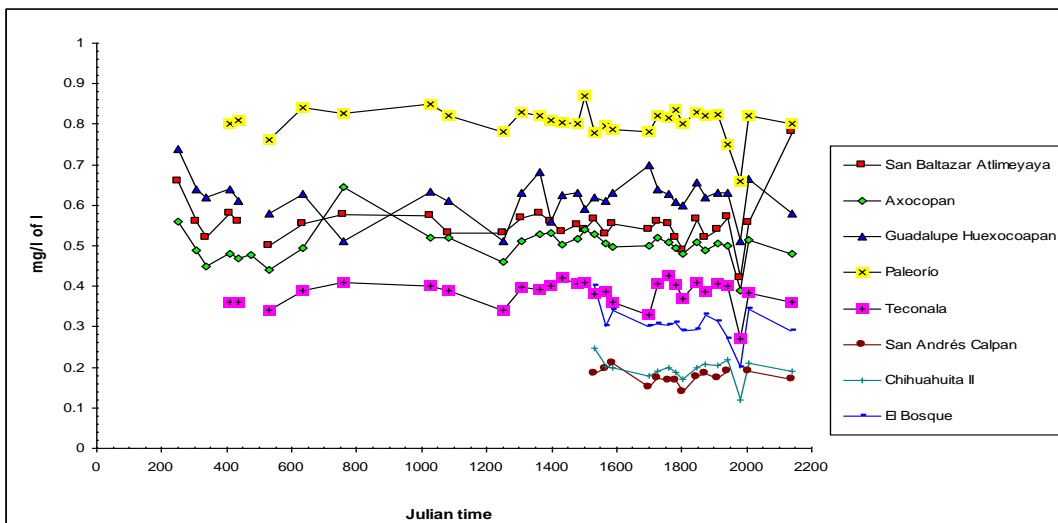


Figura 11.- Gráfica que muestra las variaciones en las concentraciones de fluoruros, en los manantiales ubicados alrededor del Popocatepetl, en el período de septiembre de 1995 a noviembre del 2000

En las figuras 9 a 12, se muestran las gráficas con las variaciones de T, pH y de las concentraciones de los iones F y B principalmente. Se omiten los valores del manantial correspondiente a la barranca de Nexpayantla, debido a que solo se tomó una muestra y se decidió no seguirlo muestreando porque emerge a una altitud de 3,920 msnm, donde el agua proviene del deshielo del glaciar, por lo que probablemente no alcanza a ser influenciado en forma directa por gases volcánicos.

En estas gráficas se consignan los valores de los ocho manantiales que aparecen en la tabla 5, para el período que va de septiembre de 1995 a noviembre del 2000 y donde el tiempo sobre el eje x aparece como tiempo juliano.

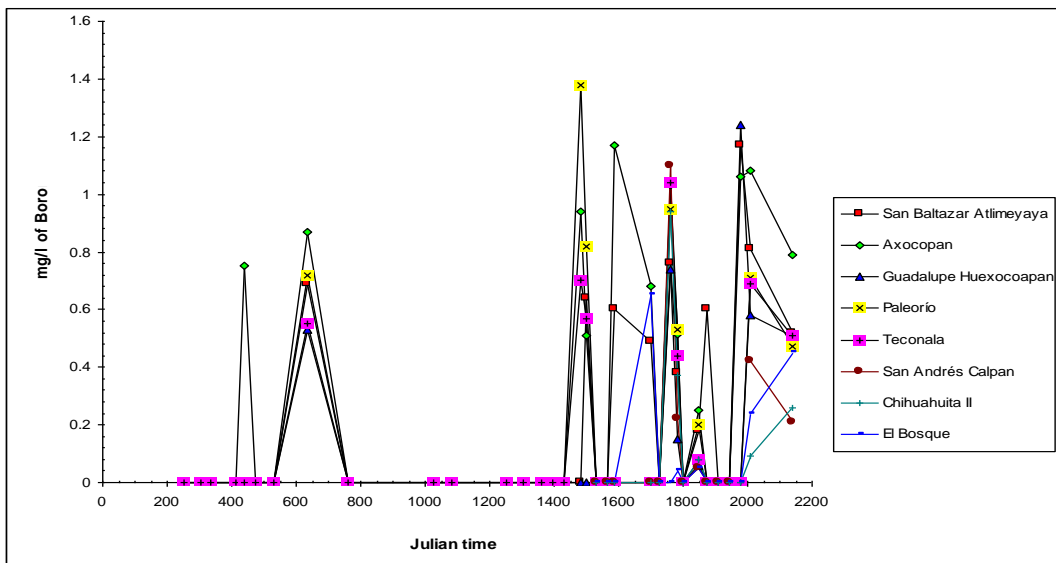


Figura 12.- Gráfica que muestra las variaciones en las concentraciones de boro, en los manantiales del Popocatépetl, en el período de septiembre de 1995 a noviembre del 2000

### 3.6.d. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

El análisis geoquímico de aguas de manantial en zonas volcánicas como método de vigilancia, debe abarcar un período de muestreo considerable (generalmente de varios años), de tal manera que se puedan integrar y cotejar los resultados con otro tipo de información como sismicidad, deformación, análisis de gases fumarólicos, etc., para así poder lograr una buena interpretación de la evolución del fenómeno volcánico.

Debe señalarse aquí, que uno de los inconvenientes en el análisis de los resultados para el caso de un volcán con actividad creciente, es el tiempo transcurrido entre la colección de la muestra y la obtención de valores y su interpretación (hasta una semana), ya que el fenómeno debe evaluarse casi en tiempo real durante situaciones críticas. Ésta evaluación, debe interpretarse conjuntamente con otros parámetros medidos en el mismo manantial, tales como pH, cambios de temperatura, etc.

Actualmente se sabe que el descenso de unas cuantas décimas de unidad en el pH de una muestra de agua de manantial, puede reflejar un incremento en la disolución de gases ácidos de origen volcánico dentro de un sistema hidrotermal (e.g. Ruiz [Sturchio et al., 1988]). Es así que se puede deducir que los cambios en la composición química, pH y temperatura del agua, pueden reflejar una intrusión de material magmático y volátiles desde profundidad a la cámara del edificio volcánico o a la corteza adyacente a la misma.

Al analizar los resultados de análisis de muestras de aguas de manantial asociados al Popocatépetl (Armienta et. al., 2006) se concluye lo siguiente: se observaron dos mínimos en el magnesio, uno el 14 de junio de 1998 y otro el 7 de julio del 2003, aunque posiblemente pudieron ser resultado de dilución durante la época de lluvias de junio a septiembre.

Los cloruros y los sulfatos, tuvieron ligeras variaciones antes y durante algunos episodios de incremento de actividad del volcán. Entre finales de septiembre y el 28 de octubre de 1999 hubo un cambio de los cloruros en el manantial de Axocopan, de 11.4 mg/L a 22 mg/L, luego de lo

cual hubo un decremento hasta marzo del 2003. Éste cambio precedió la extrusión de un domo de lava del 11 de noviembre de 1999. Una tendencia de incremento en éste mismo ión se observó en Paleorío desde su inicio hasta noviembre del 2000, cuya concentración fue de 9.2 mg/L, la cual decayó a casi la mitad (5 mg/L) durante el muestreo del 3 de marzo del 2001, luego de lo cual no hubo cambios significativos.

En cuanto a los sulfatos, mostraron un ligero incremento durante todo el período, aunque fue más evidente en Axocopan y Chihuahuita II. Fuertes concentraciones también fueron registradas el 23 de septiembre de 1998 en Guadalupe Huexocoapan (un 260% de incremento respecto del muestreo previo) y en Axocopan pasó de 33 mg/L a 49 mg/L entre diciembre de 1998 y el 9 de febrero de 1999. Aquí se menciona que ocurrió un sismo tectono-volcánico el 13 de septiembre de 1998 y una explosión del 22 de septiembre de 1998 que emitió ceniza hasta la vecindad sureste de la ciudad de México, además de frecuentes exhalaciones menores durante febrero de 1999.

También ocurrieron episodios de tremor armónico de alta frecuencia y tres sismos tectono-volcánicos con magnitudes entre 2.0 y 2.5, registrados el 9 de febrero de 1999 a 8 km al sureste del cono volcánico. Asimismo hubo un incremento en las emisiones de SO<sub>2</sub>, ya que ocasionalmente llegó a las 40,000 ton/día (Delgado et al., 2001) o más (50,000 ton/día reportadas por CENAPRED), lo que pudo haber afectado la química del agua de los acuíferos del volcán.

Los bicarbonatos se mantuvieron casi constantes durante todo el período de observación.

El Boro se ha mantenido en bajos niveles durante todo el período de observación, aunque se registraron algunos picos antes o coincidentes con la actividad volcánica. Se detectó por primera vez en Axocopan el 12 de marzo de 1996, previo a la aparición del primer domo de lava. Posteriormente en abril y junio del mismo año no se detectó, sino hasta el 26 de septiembre de 1996 en el mismo manantial y en todas las demás localidades. Aquí lo más significativo en términos de actividad volcánica fue la destrucción del segundo domo (emplazado en mayo de 1996) en septiembre. Posteriormente, éste ión no fue detectado durante 1997 y 1998.

La actividad explosiva del Popocatepetl en diciembre de 1998 estuvo asociada con la destrucción del domo, que produjo intensas emisiones de gas, vapor de agua y material incandescente sobre los flancos del volcán, como lo fue el evento del 21 de diciembre de 1998 en que la ceniza llegó a ciertos sectores al oriente de la ciudad de México.

Posteriormente y luego de frecuentes exhalaciones, eventos de tremor y un sismo tectono-volcánico de M3 registrado el 14 de enero de 1999, apareció nuevamente el Boro el 20 de enero de 1999 en Paleorío con 1.38 mg/L y también fue detectado en otros manantiales en enero y febrero de éste mismo año. Esto sugiere una interacción del gas volcánico con los acuíferos, como ocurrió entre 1996 y 2003, ya que el Boro apareció en uno o más manantiales por un corto tiempo y luego desapareció hasta el siguiente episodio de actividad relevante.

Lo anterior sugiere una fuente intermitente de Boro. En ausencia de actividad explosiva frecuente, las anomalías de Boro han aparecido antes del emplazamiento de domos, lo que puede también ser interpretado como un posible precursor de salida de nuevo material.

Los picos precedentes o coincidentes con incrementos de actividad volcánica también se han observado en otros volcanes mexicanos como en el Fuego de Colima (Armienta y De la Cruz-Reyna, 1995; Taran et al., 2000) y Tacaná (De la Cruz-Reyna et al., 1986), donde los picos

fueron relacionados con el crecimiento de domos y explosiones en el Fuego de Colima y con la explosión freática del Tacaná.

Las mediciones iniciales de pH realizadas "in situ" en septiembre de 1995 fueron durante la fase freática del volcán, las cuales variaron entre 5.6 y 6.5, luego de lo cual al aproximarse a la fase magmática, dichos valores tendieron a valores menos ácidos. Ésta tendencia continuó en la mayoría de las localidades muestreadas hasta la primera mitad de 1999. Solamente en Paleorío el pH se mantuvo en ascenso hasta octubre de 1999. Posteriormente los valores mostraron un decremento hasta comienzos del 2001.

Estas variaciones pueden ser interpretadas como un grado de la influencia del sistema hidrotermal pre-eruptivo sobre los acuíferos existentes en la periferia del volcán.

Ésta influencia aunque pequeña decreció desde la apertura del sistema volcánico el 21 de diciembre de 1994, donde probablemente se inició un proceso de pérdida de agua en el sistema hidrotermal. Esto se reflejó en un incremento de los valores de pH en la mayoría de los manantiales.

Durante 1999 y 2000 la poca influencia del sistema hidrotermal fue seguida por un crecimiento predominante de gases magmáticos sobre los acuíferos, lo cual se manifestó como un subsecuente decrecimiento del pH. Parece ser que un equilibrio llegó luego del 2001, dando como resultado una estabilización relativa del pH.

El ión fluoruro permaneció aproximadamente estable durante el período de muestreo en la mayoría de los manantiales; aunque se observó un incremento en el período 2001-2003 en varios de ellos, lo que se interpreta como una segunda etapa de salida de magma, relacionada con el emplazamiento de los últimos 12 domos.

Después del emplazamiento del último domo en abril del 2003, el fluoruro decreció abruptamente en la mayoría de los manantiales, a excepción de Paleorío. El incremento inicial de fluoruro puede haber sido el resultado de un incremento en el HF emitido, uno de los gases magmáticos más solubles (Martini, 1996) durante ésta última etapa de magma máfico, relacionada con el calentamiento de la cámara magmática del volcán, donde probablemente se tuvieron las temperaturas más altas. La baja subsiguiente probablemente fue causada por una reducción de la temperatura de la cámara magmática asociada al emplazamiento del último domo de 2003.

El incremento de actividad al causar la disolución de los gases magmáticos en las aguas de manantial, pudo también reflejar un incremento relativo en los valores de porcentaje de acidez residual (PAR).

El mayor PAR se registró en Atlimeyaya en marzo de 1996, al mismo tiempo de emplazamiento del primer domo.

Valores relativamente altos también se encontraron en 1997, durante un período de frecuentes exhalaciones y extrusiones de domos de lava y un persistente incremento de éste PAR también se detectó en los manantiales de Axocopan y Atlimeyaya a lo largo del 2000, que fue el año más intenso en actividad.

En El Bosque también hubo un incremento de ácidos disueltos, ya que los valores de PAR se detectaron durante 1999-2000, llegando a su máximo en noviembre del 2000.



### 3.7. LAHARES O FLUJOS DE LODO

A partir de noviembre de 1997, se implementó la instalación de tres detectores para monitorear el paso de posibles flujos de lodo generados en la parte alta del volcán, en el sector norte, ya que el 30 de junio de 1997 se había disparado uno pequeño por efecto de la fusión del hielo en el glaciar norte, al caer parte del material piroclástico expelido en dirección noroeste durante la explosión ocurrida en ésta fecha. Estos equipos se describen en la tabla 7, los cuales están telemetrizados y envían información en tiempo real al Centro de Recepción del CENAPRED, al detectar la vibración característica de cualquier flujo de lodo al pasar por las barrancas cercanas al sitio donde se encuentran instalados.

**TABLA 7.- RED DE MONITORES DE FLUJO PARA DETECTAR POSIBLES LAHARES HACIA EL SECTOR NORESTE, EN EL EDO. DE PUEBLA Y SUS CARACTERÍSTICAS**

ESTACIÓN	NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CRÁTER EN km	ALTITUD EN m	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	TIPO DE EQUIPO
PFM1	CANARIO	2.20	4,280	19.0412 <sup>0</sup>	98.6280 <sup>0</sup>	Detector acústico de flujo y pluviómetro
PFM2	LA ESPINERA	2.05	4,294	19.0383 <sup>0</sup>	98.6255 <sup>0</sup>	Detector acústico de flujo y pluviómetro
PFM3	UNIÓN	4.57	3,693	19.0681 <sup>0</sup>	98.6122 <sup>0</sup>	Detector acústico de flujo y pluviómetro

La decisión de instalar los equipos detectores de flujo en el sector norte del volcán, se debió fundamentalmente a la existencia y nacimiento de las barrancas en la base de los glaciares en éste sector y que son Tenenepanco, La Espinera y Tepeteloncocone principalmente (figura 13).

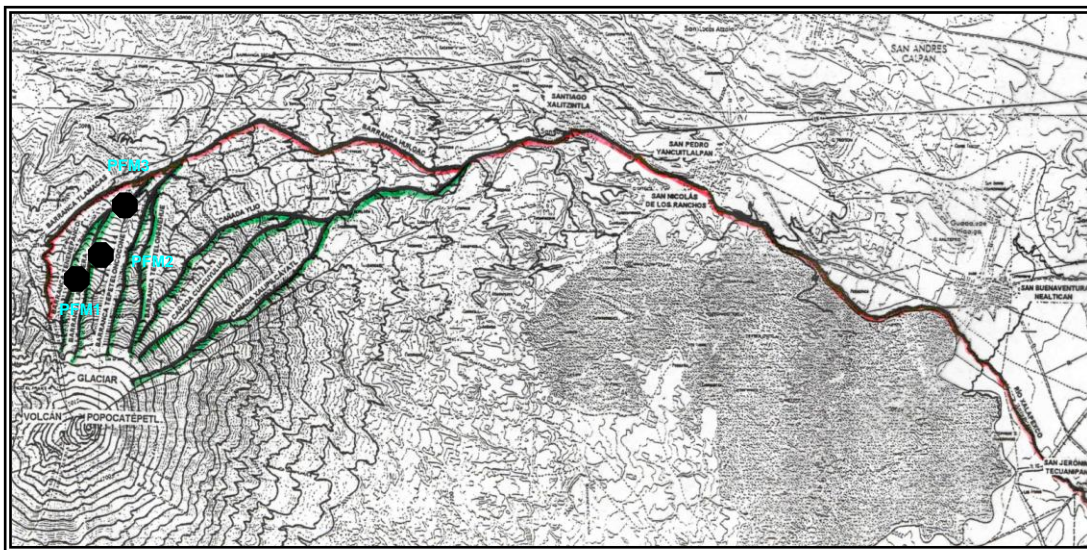


Figura 13. Barrancas principales por donde podrían encauzarse los flujos de lodo, hacia el NE del Popocatepetl, disparados por el agua de fusión generada al caer material de alta temperatura sobre el hielo del glaciar. Aquí mismo se observa la ubicación aproximada de los tres inclinómetros que se consignan en la Tabla 7

Estos equipos también son parte de un sistema de aviso y alertamiento hacia las poblaciones ubicadas principalmente a lo largo de la trayectoria Tenenepanco-Huiloac-Xalapexco-Nexapa (figura 13), para que las personas asentadas dentro y en la orilla de la misma, sepan hacia donde desplazarse en caso de ocurrencia de éste fenómeno.

Como también el glaciar NW drena hacia el Estado de México, se tiene proyectado implementar la instalación de equipos similares en las barrancas de Amalacaxco, Yancuecole y Huiclástoc (figura 14) como un sistema de detección, aviso y alertamiento hacia las poblaciones que se encuentran aguas abajo de estas trayectorias.

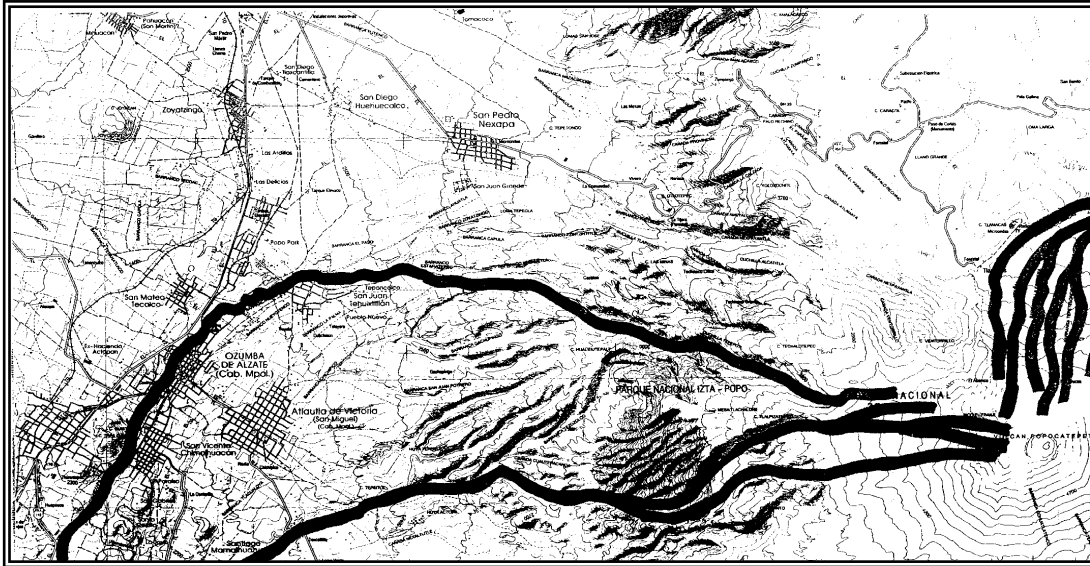


Figura 14. Barrancas de Amalacaxco, Yancuecole y Huiclástoc, por donde pudieran encauzarse posibles flujos de lodo generados por agua de fusión del glaciar y la nieve, desde la parte noroeste del cono volcánico en el Popocatepetl

### 3.8. OTRAS TÉCNICAS DE MONITOREO

Otro método de vigilancia adicional, es el monitoreo de la emanación del gas radón, efectuado por especialistas del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares (ININ), mediante el cuál se detecta el aumento en la emanación del Rn-222, como parte de la cadena radiactiva proveniente del U-238. Éste gas radiactivo, es el que fluye por las fracturas y fisuras del edificio volcánico, como resultado de los esfuerzos ejercidos desde el interior del conducto o chimenea volcánica, cuando el ascenso de gases o de material magmático provoca sismicidad y ésta a su vez fracturamiento en la vecindad del edificio volcánico.

También se efectúa el monitoreo del domo cratérico de crecimiento en base a vuelos periódicos; de temperatura con una cámara de infrarrojo y mediciones con GPS. Así mismo, se mantuvo instalado hasta el año 2000 un sistema de radar para detectar emisiones de material en caso de ocurrir una erupción o cualquier explosión y una cámara de vídeo a fin de tener un monitoreo visual permanente.

## **CAPÍTULO 4. MODELADO DE ESCENARIOS DE RIESGO Y MAPA DE PELIGRO VOLCÁNICO PARA EL POPOCATÉPETL**

Por la densidad de población existente en los alrededores del volcán Popocatepetl, el riesgo, peligro (amenaza) y vulnerabilidad que éste representa es muy importante desde el punto de vista social y económico.

En general pueden considerarse como elementos bajo riesgo la población, el medio ambiente y la infraestructura física representada por la vivienda, la industria, el comercio y los servicios públicos en el entorno del edificio volcánico.

Así, el riesgo puede definirse como la destrucción o pérdida esperada a partir de la ocurrencia de un evento peligroso y de la vulnerabilidad de los elementos expuestos al mismo. Asimismo, se expresa como la probabilidad de exceder un nivel de consecuencias económicas y sociales en un cierto sitio y en un cierto período de tiempo (Spence, 1990).

Se define la amenaza o peligro como la probabilidad de que un fenómeno (como el volcánico para el caso que nos ocupa) se produzca en un determinado tiempo y espacio; o al peligro (potencial) de que las vidas o bienes materiales humanos sufran un perjuicio o daño en un determinado lugar, debido a un fenómeno natural.

La diferencia fundamental entre la amenaza y el riesgo es que la amenaza está relacionada con la probabilidad de que se manifieste un evento natural o un evento provocado, mientras que el riesgo está relacionado con la probabilidad de que se manifiesten ciertas consecuencias, las cuales están íntimamente relacionadas no sólo con el grado de exposición de los elementos sometidos sino con la vulnerabilidad que tienen dichos elementos a ser afectados por el evento (Fournier 1985).

De la misma manera, la vulnerabilidad se entiende como el grado de pérdida de un elemento o grupo de elementos bajo riesgo, resultado de la probable ocurrencia de un evento desastroso y que se puede expresar en porcentaje (0 a 100) o mediante una escala de 0 (o sin daño) a 1 (o pérdida total).

Teniendo en cuenta las definiciones anteriores y tomando en consideración la vulnerabilidad de los asentamientos localizados en o cerca de las trayectorias de mayor riesgo por flujos, se presenta en éste capítulo un análisis de flujos de diversos tipos de materiales, generados en la parte alta del edificio volcánico. Los modelos contemplan flujos de material de baja, media y alta viscosidad. Los alcances de estos flujos, se han calibrado de acuerdo a los depósitos de los distintos materiales emitidos en las diferentes etapas eruptivas y que se han mapeado con anterioridad, por lo que se considera que las trayectorias definen zonas de riesgo sobre todo en las partes oriente, sur y poniente del volcán, donde se encuentra una cantidad considerable de poblados.

El modelado de escenarios de flujo para éste volcán se realizó desde principios de 1993 al considerar que su actividad podía aumentar como en el período 1919-1927, en que ocurrieron explosiones en el cráter, fumarolas y emisiones de gases y cenizas. Su objetivo principal es definir la infraestructura susceptible de ser dañada, como son asentamientos humanos, carreteras, vías férreas, tierras laborables, cuerpos de agua, empresas y cualquier otro bien que represente un valor para el riesgo.

Lo anterior, además tiene la finalidad de suministrar una herramienta útil a las autoridades de Protección Civil, que les permita planear y elaborar programas de contingencia volcánica, así como poder tomar decisiones en caso de presentarse una mayor actividad en el edificio volcánico.

#### **4.1. ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS DE FLUJO**

Para la generación de escenarios de trayectorias de flujo en las barrancas más importantes que nacen en las bases de los glaciares norte y noroeste del Popocatepetl, se ha utilizado el programa de modelación desarrollado en el Centro Nacional de Prevención de Desastres para la generación del mapa de escenarios de riesgo para el volcán Popocatepetl (De la Cruz-Reyna et al., 1992), que consta de dos archivos: POPODEF.EXE y MAPA.BAT.

Al ejecutar el archivo POPODEF.EXE, se generan otros programas y archivos adicionales, necesarios para procesar y hacer que aparezcan en pantalla el mapa de riesgos del volcán Popocatepetl y su modelo tridimensional. Estos son: POPO.DEF, POPO.GRD, POPO.POL, RVOL.EXE, RVOL3D.EXE y SALDAC.

El archivo MAPA.BAT contiene las instrucciones necesarias para mostrar el mapa de riesgos del volcán con curvas topográficas, poblaciones, carreteras, vías férreas y algunas otras características.

El programa POPO.DEF contiene los datos internos del programa RVOL.EXE, por lo que es necesario tenerlo en el momento de exhibir en pantalla el mapa de riesgos.

El archivo POPO.GRD contiene los datos procesados a partir de la información topográfica disponible y sirve para generar en pantalla el mapa de escenarios de riesgo del volcán.

El archivo POPO.POL contiene información adicional a partir de la topografía del volcán; representa a todos los contornos, poblados, carreteras, vías férreas y algunas otras características del modelo, necesarias para graficar en pantalla del mapa de riesgos.

El programa RVOL.EXE procesa el archivo POPO.GRD y genera a colores en pantalla un mapa del volcán Popocatepetl con las curvas topográficas de nivel, poblados, carreteras, vías férreas y algunas otras características. Al ejecutarse éste programa, se crean dos nuevos archivos: POPO.DXX y POPO.DYY, que contienen las pendientes de los flancos del volcán en distintas direcciones y un tercero POPO.PLT que contiene información de los parámetros de los flujos que pueden ser generados y que pueden ser graficados posteriormente.

POPO.DXX es la pendiente con respecto a la dirección E-W de todo el modelo, representado por un conjunto de datos en (x, y, z).

POPO.DYY es la pendiente con respecto a la dirección N-S de todo el modelo, representado por un conjunto de datos en (x, y, z).

POPO.PLT que es el archivo mediante el cual se obtiene el escenario de flujos del volcán, utilizando un graficador compatible.

El programa RVOL3D.EXE se usa para procesar el archivo (x, y, z) de datos POPO.GRD, mediante el cual se muestra en pantalla una imagen tridimensional; sobre ésta se pueden también reconocer las zonas de mayor riesgo y además permite grabar la imagen de la

perspectiva seleccionada si se desea.

Finalmente, el archivo SALDAC. contiene el código de colores para poder ver de manera más clara la representación del volcán, ya que codifica los colores de las curvas de nivel según la altura.

Para que éste programa funcione, se requirió inicialmente un archivo o base de datos en tres dimensiones (x, y, z), el cual se obtuvo a partir de digitizar mediante el uso del Sistema de Información Geográfica ILWIS las curvas de nivel de las cartas topográficas E14B41 (Amecameca), E14B42 (Huejotzingo), E14B51 (Cuautla), E14B52 (Atlixco), E14B61 (Jonacatepec) y E14B62 (Izúcar de Matamoros) a escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), al cual se le agregó también la información de poblados, carreteras, vías férreas y algunas otras características.

Éste programa, considera intrínsecamente tres tipos de generación de flujos: alta, media y baja viscosidad, además de cuatro pasos para indicar el volumen de material emitido: pequeño, mediano, moderado y abundante.

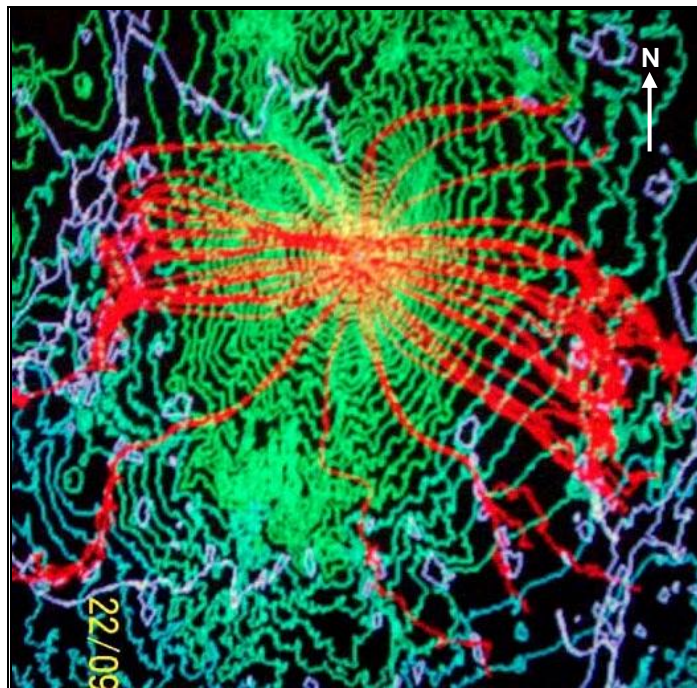


Figura 15. Escenario con una emisión abundante de material desde la parte alta del volcán. Los flujos (líneas en rojo) se encauzan por los arroyos y barrancas existentes en la periferia

Aquí, se ha considerado por ejemplo un escenario de riesgo, donde se emite un gran volumen de material de baja viscosidad a partir del cráter (figura 15). Esto permite visualizar globalmente todas las posibles trayectorias y las poblaciones que pueden ser afectadas por el curso de estos flujos simulados de lodo.

A partir de éste mapa general de flujos, es posible realizar un análisis más detallado de ciertas áreas donde inciden algunas de las trayectorias. Se analizan por separado algunos flujos que se consideran importantes debido a que pueden afectar poblaciones asentadas en sus trayectorias, además de la considerable infraestructura existente en sus cercanías, como pueden ser las fuentes de abastecimiento de agua que generalmente provienen del deshielo del volcán,

comunicaciones, campos de cultivo, ganadería, comercio, etc. entre otros.

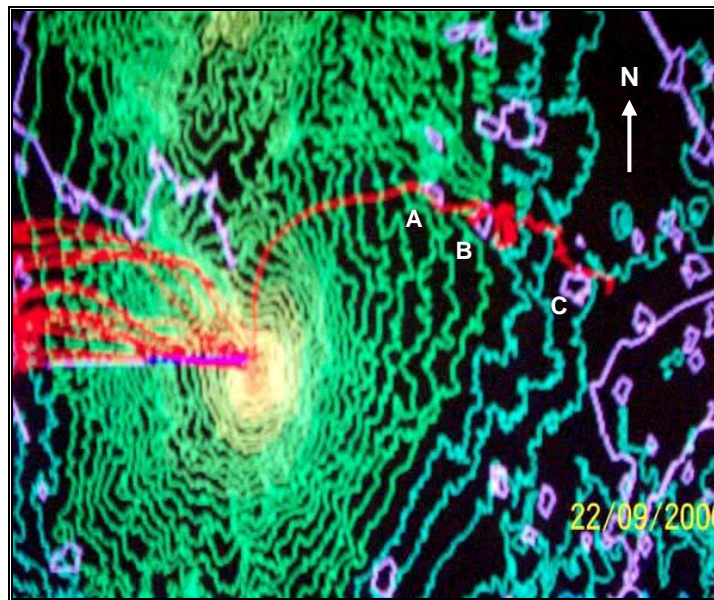


Figura 16. Detalle de los flujos en la parte NE del volcán, donde se ubican los poblados de Santiago Xalitzintla (A), San Nicolás de Los Ranchos y San Pedro Yancuictlalpan (B) y San Buenaventura Nealtican (C)

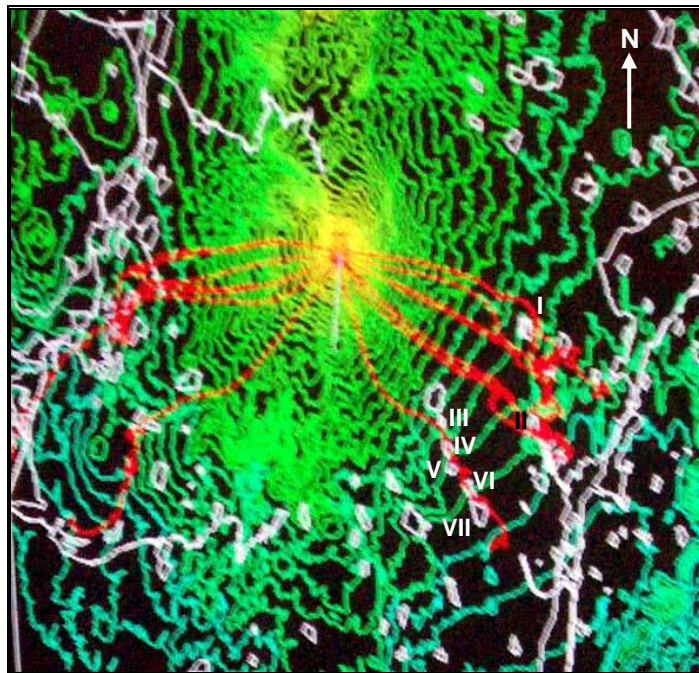


Figura 17. Flujos de material en la parte SE del volcán, que pasan por San Baltazar Atlimeyaya y San Pedro Atlixco (I), Metepec (II), San Juan Ocoteppec (III), Colonia Agrícola (IV), Guadalupe Huexocoapan (V), San Miguel Ayala (VI) y San Jerónimo Coyula (VII)

En el detalle mostrado en el mapa de la figura 16, se observa una trayectoria que sale desde la parte alta del volcán en dirección NE y que incide finalmente en los poblados de Santiago

Xalitzintla (A), San Nicolás de Los Ranchos y San Pedro Yancuictlalpan (B) y San Buenaventura Nealtican (C). Debe mencionarse que ésta interpretación concuerda con la reportada por Boudal y Robin, 1989.

En el mapa de la figura 17 se muestra la parte sureste del edificio volcánico, donde se puede apreciar que las corrientes de material podrían afectar principalmente a San Baltazar Atlimeyaya y San Pedro Atlixco (I), Metepec (II) y más al sur otro flujo de material que pudiera pasar por los asentamientos de San Juan Ocoatepec (III), Colonia Agrícola (IV), Guadalupe Huexocoapan (V), San Miguel Ayala (VI) y San Jerónimo Coyula (VII).

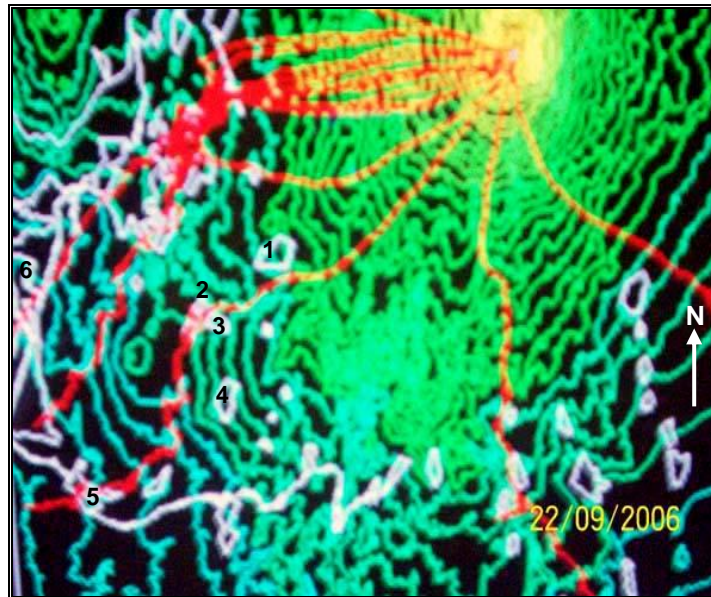


Figura 18. Parte SW del volcán donde se muestran los flujos (líneas rojas) que pueden afectar las poblaciones de Ecatzingo (1), San Juan Tlacotompa (2), San Francisco Texcala (3), Xochitlán (4), Yecapixtla (5) y Atlatlahucan (6)

En el análisis de los flujos en la parte SW de la misma estructura volcánica (ver mapa de la figura 18), se observan trayectorias que pueden pasar por las comunidades de Ecatzingo (1), San Juan Tlacotompa (2) y San Francisco Texcala (3), para llegar inclusive a los poblados de Xochitlán (4) y Yecapixtla (5). Más al poniente otro de los flujos pasa por Atlatlahucan (6).

Ahora si se analiza el sector noroeste (figura 19), se observa que una de las trayectorias pasa por San Juan Tehuixtitlán y Popo Park (A) y Ozumba de Alzate (B). Ésta trayectoria corresponde a la barranca de Amalacaxco-Hueyatlaco-Estafiatepec-Caxquenatlaco-Tetoro-Necuate-Grande.

Debe mencionarse que un análisis más detallado de zonas restringidas e incluso de trayectorias individuales, permitirá obtener una mejor definición de las zonas o áreas de mayor riesgo al paso de distintos tipos de material que pueden ser seleccionados en la computadora antes de generar el mapa de escenarios.

Del análisis de los escenarios de riesgo y de algunas zonas más restringidas del volcán Popocatepetl, concluimos que la respuesta del método es bastante confiable si consideramos la escala a que se trabaja actualmente (1:50,000). Dichos resultados han concordado con el análisis que hacen por ejemplo Boudal y Robin en la parte noreste del volcán.

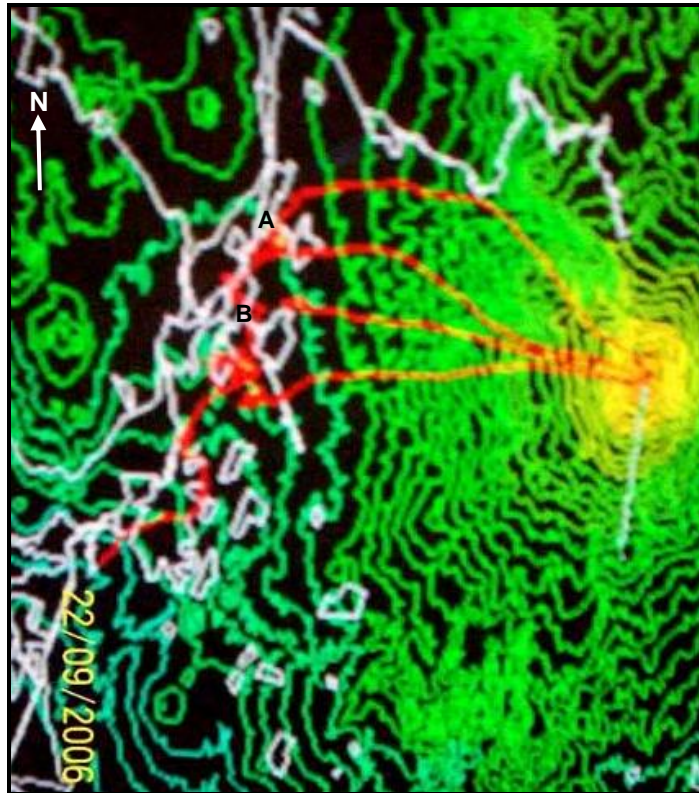


Figura 19. Al analizar la trayectoria de la parte superior, se ve que pasa por las poblaciones de San Juan Tehuixtlán y Popo Park (A) y Ozumba de Alzate (B)

Debe señalarse que se han elaborado modelos adicionales para otros volcanes mexicanos, que concuerdan con las trayectorias existentes en la morfología de cada volcán en particular, como se verificó incluso con el ejemplo de la reciente actividad del Volcán Fuego de Colima el 16-17 de Abril de 1991.

La finalidad primordial al elaborar estos escenarios de riesgo, es delimitar las zonas de mayor riesgo potencial por flujos de lodo en volcanes activos, ya que es bien sabido que una actividad eruptiva causa grandes estragos a la población, como ocurrió en nuestro país en 1982 con el Chichón, que dejó una experiencia y conocimiento del riesgo y sus consecuencias.

## 4.2. ZONIFICACIÓN DEL RIESGO

El tópico que nos ocupa, es el estudio del riesgo que representa el edificio volcánico para la población asentada en la zona aledaña al mismo.

Por su actividad en los últimos 10,000 años, se puede deducir que dicho riesgo siempre ha sido importante, ya que los productos emitidos y sus depósitos destruyeron campos de cultivo y algunos asentamientos humanos, como lo indican los restos sepultados de maíz calcinado hallados en San Pedro Benito Juárez y los restos de una casa-habitación encontrada entre San Nicolás de Los Ranchos y San Buenaventura Nealtican.



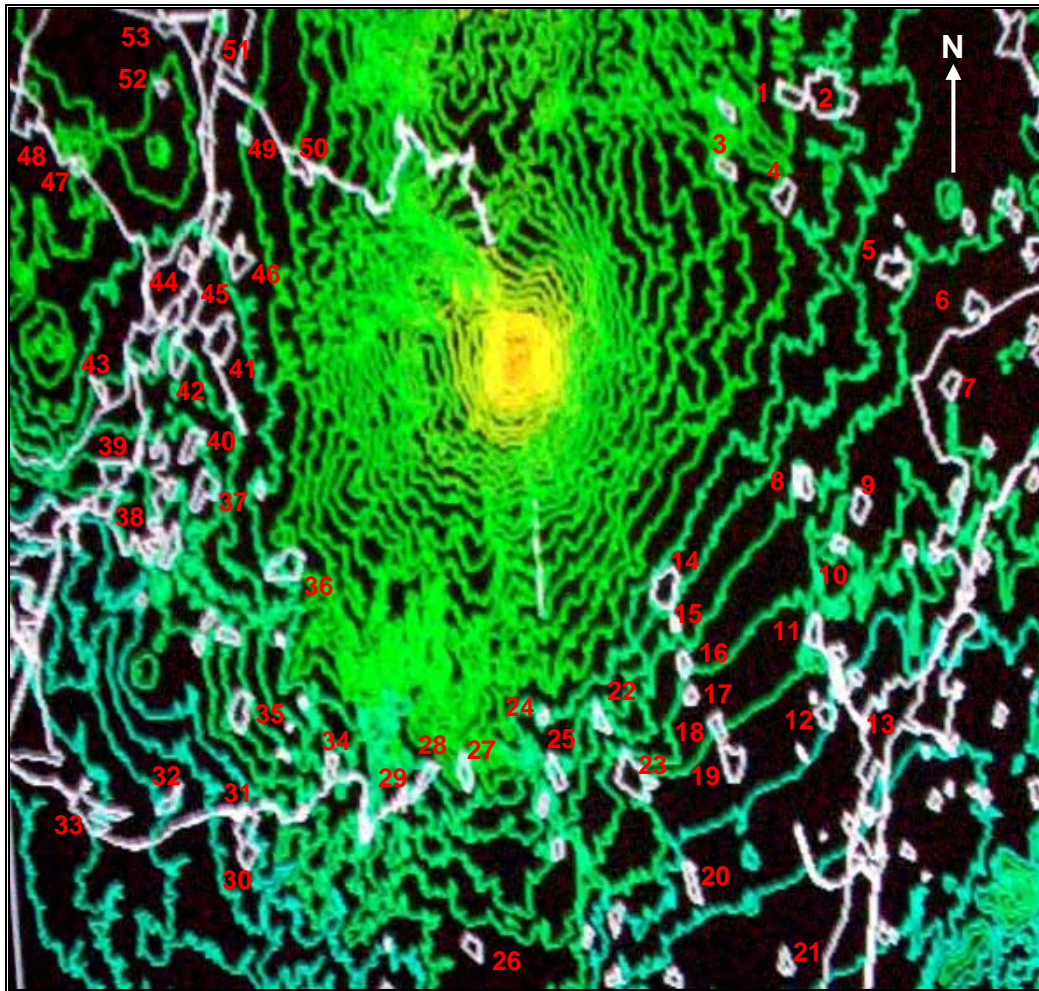


Figura 20. Algunos de los poblados existentes en la periferia del volcán Popocatepetl

Además, en las últimas décadas el grado de riesgo y vulnerabilidad ha ido aumentando en función de la cantidad de población e infraestructura asentada en su zona de influencia.

Así, en el mapa de la figura 20 se aprecian algunos de los poblados existentes en la periferia del volcán, correspondientes a los estados de Puebla, Morelos y México y cuyos nombres son: San Lucas Atzala (1), San Andrés Calpan (2), Santiago Xalitzintla (3), San Nicolás de Los Ranchos y San Pedro Yancuictlalpan (4), San Buenaventura Nealtican (5), Santa María Acuexcomac (6), San Jerónimo Tecuanipan (7), San Baltazar Atlimeyaya y San Pedro Atlixco (8), San Juan Tianguismanalco (9), San Martín Tlapala (10), Metepec (11), La Magdalena Axocopan (12), Atlixco (13), San Pedro Cuauhco Benito Juárez (14), San Juan Ocotepec (15), Colonia Agrícola (16), Guadalupe Huexocoapan (17), San Miguel Ayala (18), San Jerónimo Coyula (19), San Juan Tejupa (20), Tezonteopan de Bonilla (21), La Magdalena Yancuictlalpan (22), Tochimilco (23), Santa Catalina Cuilotepec (24), Santa Catarina Tepanapa y San Martín Zacatempan (25), San Juan Amecac (26), Santa Cruz Cuauhtomatitla (27), Santo Domingo Hueyapan (28), San Antonio Alpanocan (29), Colonia Cinco de Mayo (30), Ocuituco (31), Xochitlán (32), Yecapixtla (33), Tetela del Volcán (34), San Andrés Jumiltepec (35), Ecatingo de Hidalgo (36), San Juan Tepecoculco (37), Predio Mancera (38), Nepantla de Sor Juana Inés de La Cruz (39), Santiago Mamalhuazuca (40), Atlautla de Victoria (41), San Vicente Chimalhuacán (42), San Esteban Cuecucuatitla (43), San Mateo Tecalco (44), Ozumba de Alzate (45), San Juan Tehuixtitlán (46), San Matías Cuijingo (47), Juchitepec (48), San Diego Huehuecalco (49), San Pedro Nexapa

(50), Amecameca de Juárez (51), San Martín Pahuacán (52) y Ayapango de Gabriel Ramos Millán (53).

Como es bien sabido y de las experiencias obtenidas en otras partes del mundo, los desastres ocasionados por la actividad repentina o paulatina de cualquier volcán, causa generalmente una inestabilidad o rompimiento del ritmo de vida de la población, causándoles pérdida en sus bienes e incluso de vidas.

Por lo anterior, se debe considerar el significado de la palabra "riesgo", el cual se ha tratado mediante varias definiciones que se pueden encontrar en la literatura de peligros volcánicos (Fournier d'Albe, 1979; Newhall, 1982, 2000; Tilling, 1989; Blong, 2000).

Actualmente, se ha tratado de definir una forma práctica de la fórmula original de riesgo, apropiada para hacer estos conceptos más accesibles a las personas que toman las decisiones durante estas crisis. Ésta fórmula (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2006) para definir el riesgo es:

$$R = H * (V - P)$$

donde **H** (peligro) es la probabilidad de que una manifestación volcánica específica o fenómeno ocurra en un área dada, dentro de un intervalo de tiempo dado; el símbolo \* es el producto de cada par de posibles manifestaciones peligrosas conocidas y la componente de vulnerabilidad que pueda realmente ser considerada; **V** (vulnerabilidad) es el porcentaje de pérdida esperado, de los valores expuestos ante la ocurrencia de una manifestación de peligro (i. e., probabilidad de pérdida) y **P** puede definirse como la "preparación", referida aquí como la serie de medidas para reducir la vulnerabilidad.

El riesgo es por tanto, la probabilidad de pérdida de un cierto porcentaje de valor en una región dada, sobre un intervalo de tiempo dado, causado por la posible ocurrencia de una manifestación volcánica particular. Así, el riesgo es reducido a una medida propia para reducir la vulnerabilidad.

En la figura 21 se muestra un mapa de peligros y los asentamientos amenazados que se consignan en el mapa de la figura 20, que quizás podrían ser considerados como un precursor para un mapa de riesgos, como parte de un proyecto a largo plazo (Atlas Nacional de Riesgos Naturales: Sistema de Información Integral) del Sistema Nacional de Protección Civil de México, con apoyo de un Sistema de Información Geográfico dinámico (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2006).

En México, se han venido desarrollando en los últimos años estudios sobre el riesgo que representan los diversos productos emitidos por los volcanes que han tenido alguna actividad reciente. Por tanto, se presenta aquí un modelo para el volcán Popocatepetl, que permite obtener distintos escenarios, generados desde algún punto de la cima, donde se considera que pudiera ocurrir la generación de flujos de lava o de lodo.

Otros puntos que se consideran para la generación de estos flujos, son en el nacimiento de las barrancas al pie de los glaciares, ya que es aquí por donde pueden encauzarse.

Adicionalmente y tomando en consideración el Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl (figura 21) elaborado por Macías et. al., 1995; se ha zonificado al volcán en tres áreas, en función de los depósitos de material existentes y mapeados en campo, del tamaño de las partículas, de sus espesores y de su distribución. De ésta manera se definieron como de: Alto (1), Mediano (2) y Bajo (3) peligro; además de haber añadido una cuarta área (4), que corresponde exclusivamente a las trayectorias de flujos de lodo o lahar y que se restringe a los Estados de Morelos y Puebla

únicamente.

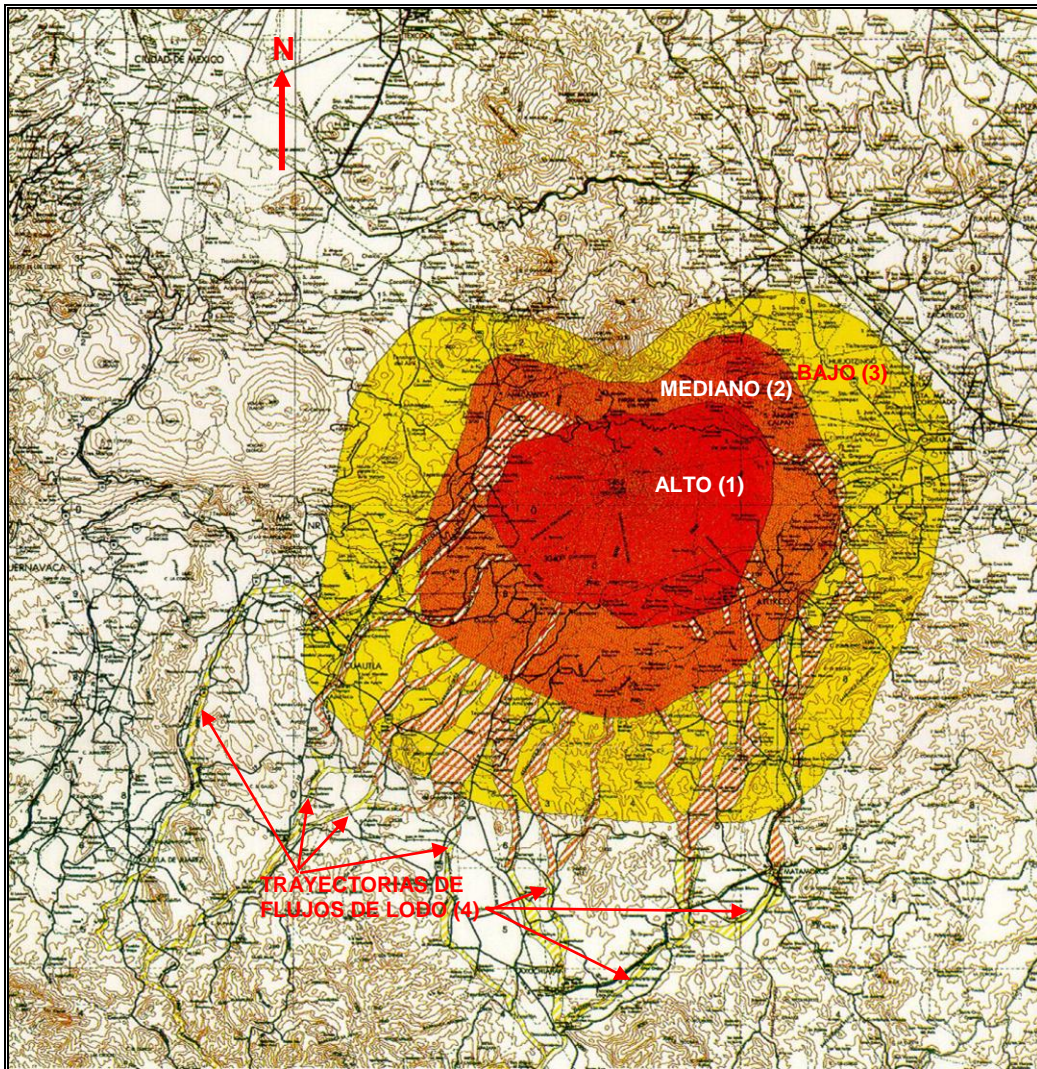


Figura 21. Mapa de peligros del volcán Popocatepetl donde se enmarcan las distintas zonas, además de las trayectorias de flujo de lodo potenciales

En seguida se hace una descripción de los riesgos a que se encuentran sujetas ciertas poblaciones en función de su ubicación dentro de las tres zonas de riesgo ya apuntadas y por qué tipo de material o fenómeno podrían ser impactadas.

### 4.3. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A LAHARES

Las áreas que podrían ser afectadas por lahares o flujos de lodo, primordialmente están las partes noreste, sureste, sur y oeste, que es hacia donde drenan las corrientes principales que nacen o se forman en la estructura propia del volcán.

Ésta zonificación, se restringe exclusivamente a las poblaciones ubicadas dentro o cerca de los cauces y que inclusive en el pasado han sido afectadas por éste tipo de flujos.

Por tanto, si se analizan los poblados que mayor peligro tienen de sufrir una inundación por

material producto de un lahar, se pueden clasificar mediante la tabla 8, donde en la primera columna se especifica el nombre de la trayectoria o barranca, en la segunda los poblados ubicados a lo largo de la misma y en la tercera el sector donde se ubica dicha trayectoria. El orden de análisis de estas barrancas es en el sentido de las manecillas del reloj, partiendo desde el sector NE del volcán.

**TABLA 8. TRAYECTORIAS POR DONDE PODRÍAN ENCAUZARSE LOS FLUJOS DE LODO O LAHARES, EN LA PERIFERIA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

<b>TRAYECTORIA O CAUCE DE BARRANCA</b>	<b>POBLACIONES UBICADAS A LO LARGO DEL CAUCE</b>	<b>SECTOR DEL VOLCÁN</b>
<b>Huilcoac-Xalapexco-Nexapa-Ahuehuello</b>	Santiago Xalitzintla, San Nicolás de Los Ranchos, San Pedro Yancuictlalpan y San Buenaventura Nealtican. Continúa la misma trayectoria ahora con el nombre de río Nexapa, donde se encuentran los poblados de San Jerónimo Tecuanipan; Santa Isabel Cholula, San Martín Tlamapa, Santa Ana Acozautla, San Agustín Los Molinos, 10 de Abril, Santo Domingo Atoyatempan, Santa Ana Yancuictlalpan, Emiliano Zapata Nexatengo, Rancho La Joya (dependiente de Juan Ubera), La Libertad, Colonia El Paraíso, San Juan Huiluco, San Pedro Teyuca, San Cristóbal Tepeojuma, Fraccionamiento Cañaverales, El Paraíso, La Galarza, Santa María Tatetla, San Martín Alchichica, Izúcar de Matamoros, San Sebastián Puctla, Matzaco, San Nicolás Tolentino, Ayutla y otras poblaciones aguas abajo de la misma trayectoria, pero ahora con el nombre de río Ahuehuello.	<b>NE</b>
<b>Metepec</b>	Metepec, El León, la parte SW de Atlixco y San Diego Acapulco; continuando ésta trayectoria hasta unirse más al sur con el río Nexapa cerca de Santa Ana Coatepec y continuar hacia El Paraíso, San Juan Huiluco, etc. como se describe en el párrafo de arriba.	<b>SE</b>
<b>Aguitzo</b>	San Juan Ocotepec, la Colonia Agrícola, Guadalupe Huexocoapan, San Miguel Ayala, San Jerónimo Coyula, Teacalco, Progreso, La Ventana, San Juan Vallarta, El Rodeo y Tepapayeca; donde se une con la trayectoria que baja por la barranca Atila desde Santa Catalina Cuilotepec.	<b>SE</b>
<b>Matadero</b>	La Magdalena Yancuictlalpan, Tochimilco, Tejupa y Santa Cruz; donde se une con la trayectoria que viene de Santa Catalina Cuilotepec por la barranca Atila (Huitzilac).	<b>SE</b>
<b>Atila (Huitzilac)</b>	Santa Catalina Cuilotepec, San Martín Zacatempan, San Miguel Tecuanipan, Tochimisolco, San Francisco Huilango, Santiago Atzitzihuacán, Huaquechula, Santa Cruz y Tlapanalá, para unirse más adelante en Tepapayeca con el cauce proveniente de San Juan Ocotepec.	<b>SE</b>
<b>Amatzinac</b>	San Antonio Alpanocan, Tlacotepec, Zacualpan de Amilpas, Temoac, Popotlán, Huazulco, Amilcingo, San Pedro Jantetelco, San Mateo Chalcatzingo, Tenango, Santa Ana, Marcelino Rodríguez, Atlacahualoya y Tlalayo, donde finalmente se une con las trayectorias que vienen de la parte del Estado de Puebla.	<b>S</b>
<b>Hilojuac (Agua Blanca)</b>	San Juan Tlacotompa, San Marcos Huecahuaxco, San Francisco Texcala, Xochitlán, Zahuatlán, Los Reyes, Mexquemeca y Yecapixtla, donde se une aguas abajo con la trayectoria que viene de Achichipico, para formar parte del río Cuautla y que se describe en el párrafo de abajo.	<b>SW</b>
<b>Yancuecole y Huiclástoc-Huitzilac-</b>	San Andrés Tlalámac, Achichipico, Unidad Habitacional Salvador Esquer, Fraccionamiento Brisas de Cuautla, Colonia Nuevo Paraíso, Colonia Cuauhtémoc, Unidad Habitacional Piedra Blanca, Colonia Dos de Mayo, Ampliación Colonia Estrella, Colonia Ampliación Santa Cruz, Colonia Ignacio Zaragoza, Colonia Santa Cruz, Colonia Tierra y Libertad, Fraccionamiento Los Sabinos, Colonia Los Amates, Fraccionamiento Río Verde, Colonia Santa Rosa, Fraccionamiento Manantiales, Colonia La Cerrillera, Colonia Guadalupe Victoria, Colonia Emiliano Zapata, Unidad	<b>NW</b>

<b>Texcaltitla- Grande-Chalpa- Río Cuautla</b>	Habitacional FOVISSSTE Amilcingo, Residencial Diamante, Colonia Otilio Montañó, Colonia Gabriel Tepepa, Colonia Ampliación Gabriel Tepepa, Fraccionamiento Xochitenco, Fraccionamiento Los Sauces, Colonia Pablo Torres Burgos, Ampliación Pablo Torres Burgos, San Pedro Apatlaco (Coahuixtla), Colonia México Nuevo (Los Apaches), Anenecuilco, Fraccionamiento Hacienda del Río, Ejido de San Pedro Apatlaco, Colonia Ejidal Rafael Merino, Colonia Abelardo Rodríguez, Colonia Leopoldo Heredia, San Vicente Juárez (Las Piedras), Tecomalco y El Vergel.	
<b>Amalacaxco- Hueyatlaco- Estafiatepec- Caxquenatlaco- Tetoro-Necuate- Grande-EI Salto-Nexpan- Río Yautepec</b>	San Juan Tehuixtitlán, Popo Park, Ozumba de Alzate, San Vicente Chimalhuacán, Nepantla de Sor Juana Inés De la Cruz, Predio Mancera, Kilómetro Ochenta y Ocho, Tetelcingo, Ampliación 19 de Febrero, Ampliación Narciso Mendoza, Cocoyoc, Ex-Hacienda de Pantitlán, Itzamatitlán, Yautepec, San Isidro, Colonia Miguel Hidalgo, Colonia José María Morelos, Ticumán, Colonia Bonifacio García (Colonia Alejandra), Balneario Las Estacas (Jurisdicción de la Colonia Bonifacio García), Colonia Palo Prieto, Temilpa Viejo, Tlaltzapán de Zapata, Tlaquiltenango, Jojutla, Tlaltench y Pedro Amaro.	<b>NW</b>

De estos sectores, los de mayor riesgo son indudablemente los de las partes noreste y noroeste, ya que en caso de fundirse los glaciares por la incidencia de material piroclástico de alta temperatura como ocurrió en el Nevado del Ruiz, Colombia en noviembre de 1985, pueden generarse lahares que llegarían a los primeros poblados en un tiempo no mayor de unos 20 min, ya que la distancia a que se encuentran es menor a los 20 km, como es el caso por ej. de Santiago Xalitzintla, que se encuentra a 17 km de distancia recorrida a lo largo de las barrancas de Tenenepanco y Huiloac hasta llegar a dicho poblado, o a San Juan Tehuixtitlán distante sólo 15 km de trayecto por la barranca Amalacaxco-Hueyatlaco-Estafiatepec-Caxquenatlaco.

Otro programa utilizado para simular flujos de lodo o lahares desde las partes altas del volcán en las barrancas más importantes que nacen al pie de los glaciares del Popocatepetl es el LAHARZ (Iverson, *et al.*, 1998), el cual utiliza un modelo digital de elevación en (x, y, z) generado por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), volúmenes de agua de fusión de cada uno de los glaciares y los valores “x” e “y” que representan respectivamente la distancia desde el centro del cráter hasta la población que se supone puede ser impactada por el flujo de lodo y la diferencia de altitudes entre la cima del volcán y la misma población a ser impactada.

Así por ejemplo, si se quieren conocer los flujos que pudieran generarse en las partes terminales de los glaciares norte y noroeste se hace lo siguiente:

Para el flujo norte que se genera al pie del glaciar norte donde nace la barranca Tenenepanco, que continúa por la barranca Huiloac y llega a Santiago Xalitzintla, San Nicolás de Los Ranchos, San Pedro Yancuictlalpan y San Buenaventura Nealtican (figuras 22 y 23), se alimenta el software con un valor de volumen de agua de fusión de 3,829,650 m<sup>3</sup> (para diciembre del año 2000), una distancia en línea recta de 12.8 km entre éste poblado (Santiago Xalitzintla) y la parte alta del cono volcánico, más la diferencia de alturas entre éste mismo poblado y la cima del volcán que es de 2,982 m, lo que da un depósito de lahar (en color rosa), cuyo avance llega un poco más abajo de San Nicolás de Los Ranchos y San Pedro Yancuictlalpan. Si ahora se cambia el parámetro de agua de fusión a 8,100,000 m<sup>3</sup> (para el año 1996), el depósito de lahar (en color verde) llega hasta San Buenaventura Nealtican. Éste cauce y los poblados impactados, se enmarcan dentro de la tabla 8 de arriba.

Otros parámetros que se pueden conocer de éste depósito de lahar mediante el mismo programa son el ancho en cualquier punto que se desee, por ejemplo en las inmediaciones de Santiago Xalitzintla, donde se determinaron 614 metros (figura 23), lo que representa

prácticamente la totalidad de la población, debido a que se asienta dentro de un valle limitado por dos colinas con rumbos generales NW-SE y cuya población que podría ser afectada asciende a 6,000 habitantes.

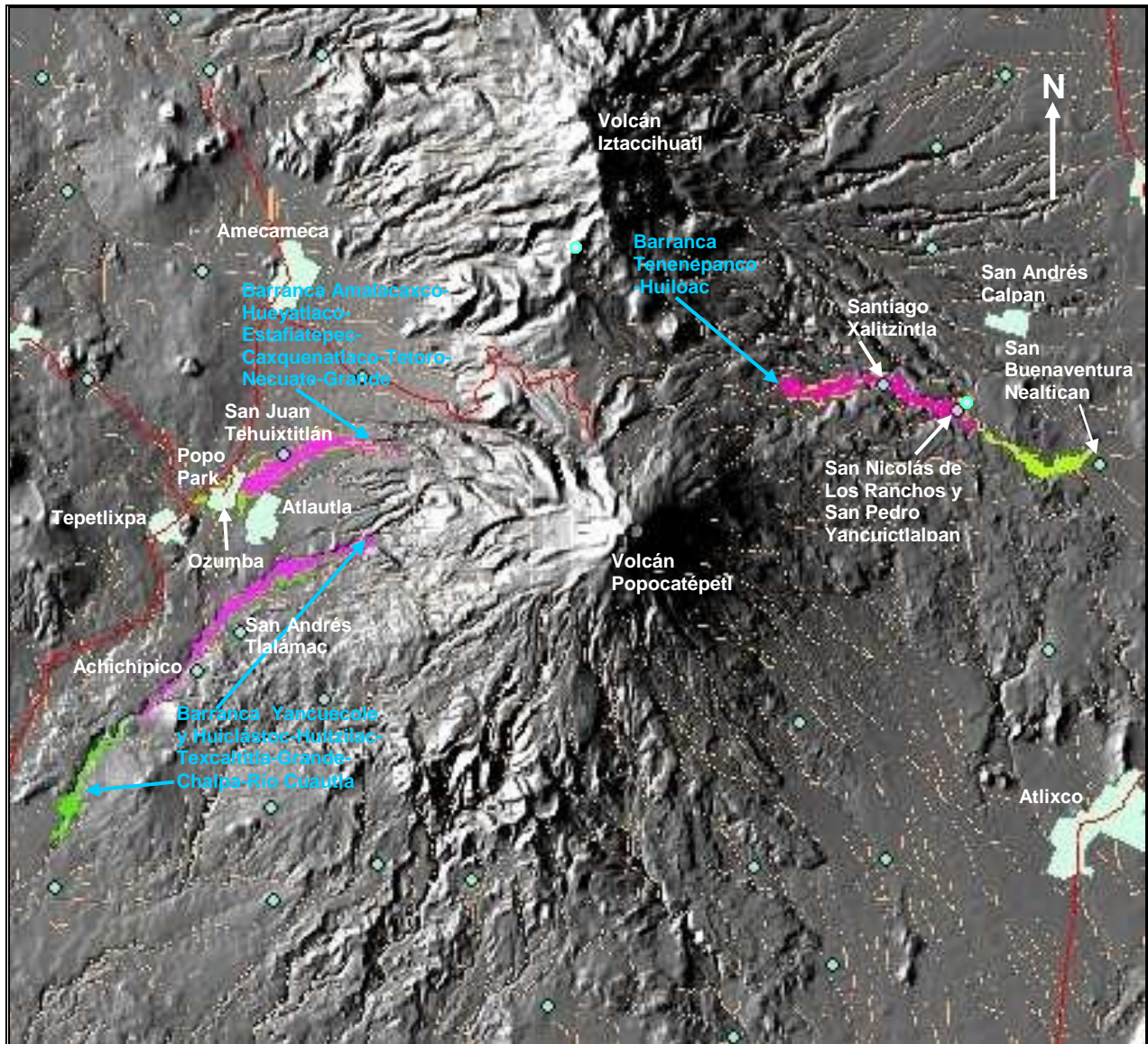


Figura 22. Modelo digital del Popocatepetl, donde aparecen los flujos simulados con el software LAHARZ, en las barrancas de Tenenepanco-Huiloac; Amalacaxco-Hueyatlatco-Estafiatepec-Caxquenatlaco-Tetoro-Necuate-Grande y Yancuecole y Huiclástoc-Huitzilac- Texcaltitla-Grande-Chalpa-Río Cuautla. Los polígonos en blanco y los círculos en azul suave son poblaciones y las líneas en café son carreteras

Siguiendo el curso de la barranca aguas abajo, se determinó en San Nicolás de Los Ranchos y San Pedro Yancuictlalpan un ancho de invasión por el mismo flujo de lodo de 864 metros (figura 23), lo que se interpreta como la posible afectación de estos dos poblados, que en conjunto suman 17,000 habitantes. Al continuar aún más abajo por el mismo cauce, se pudo determinar un ancho de invasión de 930 metros en las inmediaciones de San Buenaventura Nealtican (figura 23), lo que también se interpreta como la afectación total de la población que asciende a 9,800 habitantes.

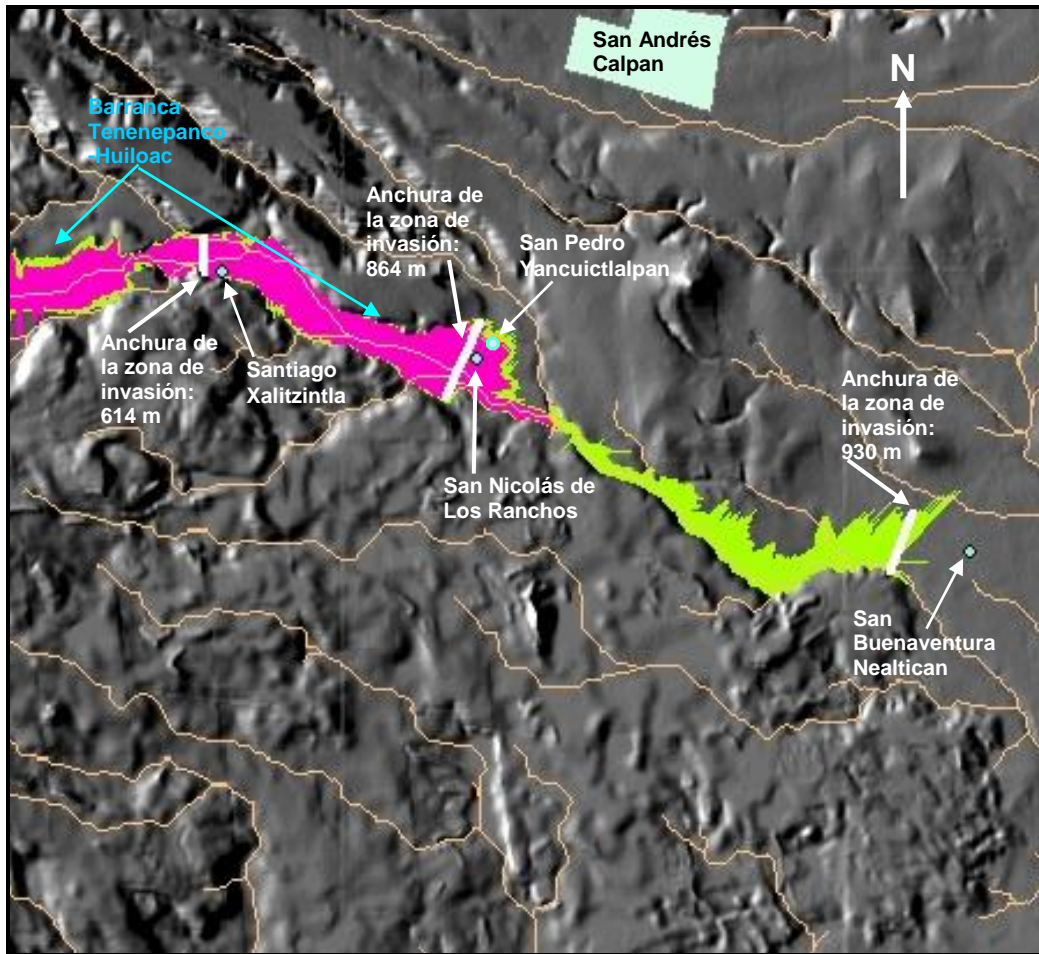


Figura 23. Modelo digital del Popocatópetl, donde se muestra el escenario de flujo de lodo encauzado por la barranca Tenenepanco Huiloac, el cual impacta a las poblaciones de Santiago Xalitzintla, San Nicolás de Los Ranchos, San Pedro Yancuictlalpan y San Buenaventura Nealtican. El polígono en blanco y los círculos en azul suave son poblaciones, mientras que el drenaje se representa con líneas en color crema

De la misma manera, para el flujo que se genera en el glaciar noroeste donde nace la barranca de Amalacaxco-Hueyatlaco-Estafiatepec-Caxquenatlaco-Tetoro-Necuate-Grande (figuras 22 y 24), se alimenta el programa con el volumen de agua de fusión de  $3,829,650 \text{ m}^3$  (para diciembre del año 2000), una distancia de 15.9 km en línea recta entre el poblado de San Juan Tehuixtlán y la parte alta del cono volcánico, más la diferencia de alturas entre éste mismo poblado y la cima del volcán que es de 3,032 m, con lo que se obtuvo un depósito de lahar (en color rosa) que llegó hasta los límites entre Popo Park y Ozumba. Si también se cambia el parámetro de agua de fusión a  $8,100,000 \text{ m}^3$  (para el año 1996), el depósito de lahar (en color verde) llega hasta el extremo suroeste de Ozumba. Como en el caso anterior, ésta barranca y los poblados de posible impacto por el flujo de lodo se enmarcan dentro de la misma tabla 8.

Análogamente y como en la barranca anterior, con ayuda del mismo programa se determinó un ancho de invasión por el lahar, de 897 metros en las inmediaciones de San Juan Tehuixtlán (figura 24), lo que implica una posible afectación de casi el 90% de la población, o sean alrededor de 4885 habitantes. Al continuar aguas abajo por éste mismo cauce, se pudo determinar un ancho de invasión de 1,370 metros en las inmediaciones de Ozumba (figura 24), lo que también representa una posible afectación de un 90% de la población, que se traduce en 16,643 habitantes.

De igual forma, para conocer el flujo que pasa por la barranca Yancuecole y Huiclástoc-Huitzilac- Texcaltitla-Grande-Chalpa-Río Cuautla (figuras 22, 24 y 25), se alimentó al programa con los datos de volumen de agua de fusión de 3,829,650 m<sup>3</sup> (para diciembre del año 2000), una distancia de 21.15 km entre el poblado de San Andrés Tlalámac y la parte alta del cono volcánico, más la diferencia de alturas entre éste mismo poblado y la cima del volcán que es de 3,472 m, con lo que se obtuvo un depósito de lahar (en color rosa) que llegó unos dos km más abajo de Achichipico, Morelos. Si también se cambia el parámetro de agua de fusión a 8,100,000 m<sup>3</sup> (para el año 1996), el depósito de lahar (en color verde) llega aproximadamente hasta un km antes del poblado de Yecapixtla, Morelos, el cual se ubica cerca de ésta barranca. Como en los casos anteriores, éste cauce y los poblados que podrían ser impactados por el lahar se consignan en la misma tabla 8.

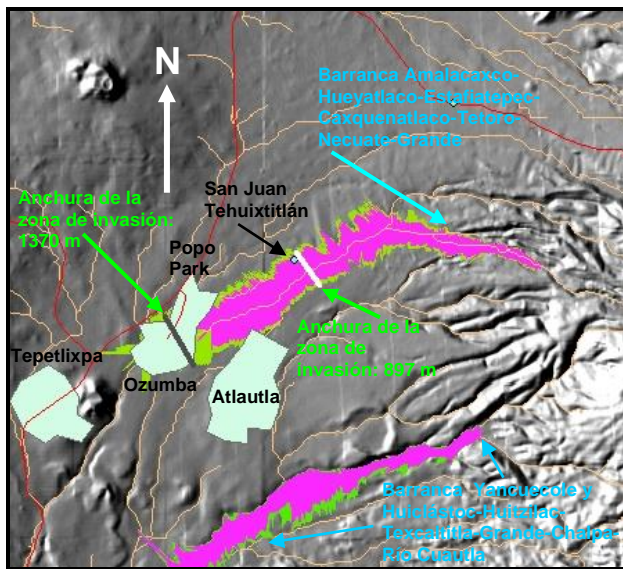


Figura 24. Modelo digital del Popocatópetl, donde se muestra el escenario de flujo de lodo, encauzado por la barranca Amalacaxco-Hueyatlatco-Estafiatepec-Caxquenatlaco-Tetoro-Necuate-Grande. El escenario inferior corresponde a las barrancas Yancuecole y Huiclástoc-Huitzilac- Texcaltitla-Grande-Chalpa-Río Cuautla. Los polígonos en blanco y los círculos en azul suave son poblaciones, mientras que el drenaje se representa con líneas en color crema y las carreteras en líneas café

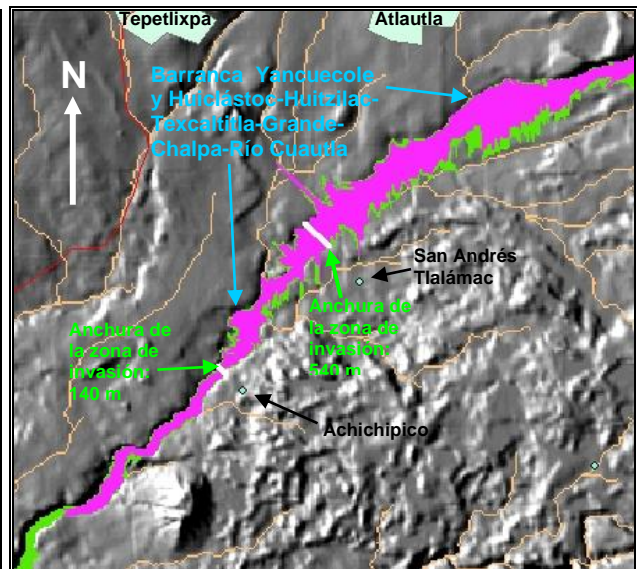


Figura 25. Modelo digital del Popocatópetl, donde se muestra el escenario de flujo de lodo, encauzado por la barranca Yancuecole y Huiclástoc-Huitzilac- Texcaltitla-Grande-Chalpa-Río Cuautla. Los polígonos en blanco y los círculos en azul suave son poblaciones, mientras que el drenaje se representa con líneas en color crema y las carreteras en líneas de color café

De la misma manera y como en las barrancas anteriores, con ayuda del programa LAHARZ se determinó un ancho de invasión por el lahar, de 540 metros en las inmediaciones de San Andrés Tlalámac (figura 25), lo que implica una posible afectación de un 15% de la población, o sean alrededor de 522 habitantes. Al continuar aguas abajo por éste mismo cauce, se pudo determinar un ancho de invasión de 140 metros en las inmediaciones de Achichipico, Morelos (figura 25), lo que también representa una posible afectación de un 20% de la población, que se traduce en 387 habitantes.

La modelación de escenarios de riesgo para flujos de lodo mediante éste software, también es muy útil y concuerda con la metodología anteriormente mostrada en éste mismo capítulo, donde inclusive se corroboró directamente en campo tanto para cada barranca como para las poblaciones existentes a la orilla de las mismas.



#### 4.4. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A FLUJOS PIROCLÁSTICOS

En cuanto a los materiales producto de los flujos piroclásticos, estos pueden tener distintos radios de afectación, dependiendo de la magnitud de la erupción.

En el pasado, estos materiales han afectado 3 zonas principalmente como se ha reportado en el Mapa de Peligros Volcánicos del Popocatepetl Macías et al., (1995): Una zona proximal de unos 12 km de diámetro promedio, que representa al área de mayor peligro que podría ser afectada por erupciones que ocurren a una “tasa” de 2 en 1000 años; una zona intermedia con un diámetro promedio de unos 17 km y que representa peligro intermedio al poder ser afectada por erupciones que ocurren a una “tasa” estimada de 10 en 15,000 años y una tercera zona más externa de unos 30 km de diámetro promedio y con un peligro menor debido a la distancia a partir de la “boca” eruptiva y a la menor “tasa” de ocurrencia de erupciones que se estima ocurren a una “tasa” promedio de 10 en 40,000 años (Macías et al., 1995).

De acuerdo a la actividad observada los días 18-19 de diciembre del 2000, se considera que existía en ese momento una probabilidad aumentada de que pudieran ser afectadas las zonas 1 y 2 definidas dentro del Mapa de Peligros para el Volcán Popocatepetl.

Así, en la tabla 9 se enmarcan las 3 zonas con las poblaciones incluidas dentro de cada una de ellas, señalándose el Estado a las que corresponden. En la primera (1) se encuentran los poblados más cercanos al centro eruptivo, en la segunda (2) están los de riesgo medio y en la tercera (3) se hallan los de menor riesgo, aunque éste mayor cubrimiento se alcanzaría solo en caso de ocurrir un evento pliniano de gran magnitud. Así mismo y debido a que las trayectorias más importantes quedan fuera de la zona 3, también se ha considerado una cuarta zona (4), donde se incluyen los poblados que se ubican a lo largo de las trayectorias generadas en los Estados de México, Puebla y Morelos, que finalmente drenan hacia la parte sur del volcán y que por tanto se restringe sólo a los cauces por los que puede fluir material de lahar o flujo de lodo.

**TABLA 9. ZONAS Y POBLACIONES CON RIESGO POR FLUJOS PIROCLÁSTICOS**

ZONA	POBLACIONES EN RIESGO
1	En el Estado de México: Atlautla de Victoria, Ecatzingo de Hidalgo, San Juan Grande, San Juan Tehuixtltlán, San Juan Tepecoculco, San Marcos Tecomaxusco, San Pedro Nexapa y Santiago Mamalhuazuca; además de las instalaciones de TV Azteca y del Albergue Alpino, ubicadas en Tlamacas y las de Televisa que se encuentran en Altzomoni. En el Estado de Morelos: San Francisco Ocoaxaltepec y San Pedro Tlalmimilulpan. Y en el Estado de Puebla: La Colonia Agrícola, Guadalupe Huexocoapan, La Magdalena Yancuictlalpan, San Baltazar Atlimeyaya, San Jerónimo Coyula, San Juan Ocoatepec, San Martín Zacatempan, San Mateo Ozolco, San Miguel Ayala, San Miguel Tecuanipan, San Nicolás de Los Ranchos, San Pedro Atlixco, San Pedro Cuauhco Benito Juárez, San Pedro Yancuictlalpan, Santa Catalina Cuilotepec, Santa Catarina Tepanapa, Santa Cruz Cuauhtomatitla, Santiago Tochimisolco, Santiago Xalitzintla y Tochimilco.
	En el Estado de México: Aldea Los Reyes, Amecameca de Juárez, Ayapango de Gabriel Ramos Millán, Benito Juárez de Tlaltecocoyac, Colonia Alzate, Colonia Guadalupe Hidalgo, Colonia Industrial, Las Delicias (dependiente de Popo Park), Nepantla de Sor Juana Inés De La Cruz, Ozumba de Alzate, Popo Park, San Andrés Tlalámac, San Antonio Soyatzingo, San Antonio Tlaltecahuacan, San Cristóbal Poxtla, San Diego Chalcatepehuacan, San Diego Huehucalco, San

2	<p>Esteban Cuecucuatitla, San Francisco Zentlalpan, San José Tlacotitlán, San Juan Tlacotompa, San Lorenzo Tlaltecóyac, San Mateo Tecalco, San Vicente Chimalhuacán, Santa Isabel Chalma, Santiago Cuauhtenco y Tepetlixpa. En el Estado de Morelos se encuentran: Achichipico, Colonia Aquiles Serdán, Colonia Cinco de Mayo, Los Capulines, Metepec, Mexquemeca, Ocuituco, San Andrés Jumiltepec, San Francisco Texcala, San Marcos Huecahuaxco, San Marcos Huejotengo, San Miguel Huepalcalco, Santo Domingo Hueyapan, Tetela del Volcán, Tezontetelco, Tlacotepec, Xochicalco, Xochitlán, Yecapixtla y Zahuatlán. Y finalmente en el Estado de Puebla: Atlixco, Colonia Agrarista Emiliano Zapata, Colonia Cabrera, Colonia Chapultepec Axocopan, Colonia El León, Colonia El Mirador, Colonia Emiliano Zapata, Colonia Guadalupe Hidalgo, Colonia La Villa (asentamiento irregular), Colonia Lomas de Axocopan, Colonia Maravillas, Colonia San Isidro, Colonia San Juan Los Laureles, Colonia Tlamapa, Domingo Arenas, Ex-Hacienda de Dolores, La Magdalena Axocopan, La Soledad Morelos, La Trinidad Tepango, Mártir de Chinameca, Metepec, Prados El León, Pueblo Nuevo, San Agustín Chahuac, San Agustín Los Molinos, San Andrés Calpan, San Antonio Alpanocan, San Antonio Cuautla, San Antonio Tlatenco, San Buenaventura Nealtican, San Diego Acapulco, San Diego Buenavista, San Francisco Buenavista, San Francisco Huilango, San Francisco Xochitliapan, San Jerónimo Tecuanipan, San Juan Amecac, San Juan Castillotla, San Juan Pancoac, San Juan Tejupa, San Juan Tianguismanalco, San Lucas Atzala, San Lucas Tulcingo, San Martín Tlamapa, San Martín Tlapala, San Mateo Coatepec, San Miguel Aguacomulcán, San Miguel Papaxtla, San Miguel Tianguizolco, San Pedro Ixhuatepec, Santa Ana Acozautla, Santa Isabel Cholula, Santa María Atexcac, Santa María Nepopualco, Santa María Tianguistenco y Santiago Atzitzihuacán.</p>
3	<p>En el Estado de México: Juchitepec de Mariano Rivapalacio, San Bartolomé Mihuacán, San José Zavaleta, San Juan Atzacualoya, San Juan Coxtocán, San Juan Evangelista Tlamapa, San Lorenzo Tlalmiminolpan, San Martín Pahuacán, San Mateo Tepopula, San Matías Cuijingo, San Rafael, Santiago Tepopula, Santo Tomás Atzingo, Temamatla, Tenango del Aire y Tlalmanalco de Velázquez. En el Estado de Morelos: Adolfo López Mateos, Amacuitlapilco, Amilcingo, Atlatlahucan, Cocoyoc, Cuautla, Huazulco, Huexca, Jonacatepec, Juan Morales, Kilómetro Ochenta y Ocho, Los Limones, Los Reyes, Pazulco, Popotlán, Predio Mancera, San Martín Temoac, San Mateo Chalcatzingo, San Pedro Jantetelco, Santiago Amayuca, Tecajec, Tetelcingo, Tlamomulco, Tlayacapan, Tlayca, Unidad Habitacional Francisco I, Madero (Paraíso Escondido), Yecapixteca y Zacualpan de Amilpas. Y en el Estado de Puebla: Ahuatlán, Almazán, Cacaloxúchitl de Ayala, Champusco (Internado Femenil), Cholula de Rivadavia, Colonia Diez de Abril, Colonia El Paraíso, Colonia Emiliano Zapata Nexatengo, Colonia Emilio Portes Gil, Colonia Las Palmas, Colonia Mártir Cuauhtémoc, Colonia Independencia San José Teruel, Colonia Zaragoza, El Pedregal, Fraccionamiento Cañaverales, Francisco Javier Mina, Huaquechula, Huejotal, Huejotzingo, Juan Ubera, La Canoa, La Libertad, La Magdalena, La Sabana, La Venta, Las Petacas, Los Reyes Teolco, Los Reyes Tlanechicolpan, Maximino Ávila Camacho, Morelos Matlala, Otilio Montaña, Progreso, Rafael Ávila Camacho (Colonia Manantiales), Rancho de Aztla, Rancho El Potrero, Rancho La Joya (Jurisdicción de Juan Ubera), Rancho Nuevo Mi Chapita, Rancho Tepetzingo, San Agustín Atzompa, San Agustín Calvario, San Agustín Huixastla, San Agustín Ixtahuistla, San Andrés Cholula, San Antonio Mihuacán, San Bartolo Cohuecan, San Bernardino Tlaxcalancingo, San Cosme Texintla, San Cristóbal Tepeojuma, San Cristóbal Tepontla, San</p>

	<p>Diego Cuachayotla, San Diego El Organal, San Esteban Zoapiltepec, San Felipe Teotlaltzingo, San Felipe Tepemaxalco, San Félix Hidalgo, San Francisco Acatepec, San Francisco Cacalotepec, San Francisco Coapan, San Francisco Ocotlán, San Gregorio Atzompa, San Gregorio Zacapechpan, San Hipólito Achapa (dependiente de San Bernardino Chalchihuapan), San Isidro Huilotepec, San Jerónimo Caleras, San José Cuauhtémoc, San Juan Bautista, San Juan Huiluco, San Juan Portezuelo, San Juan Tejaluca, San Juan Tetla, San Juan Tlale (La Unión), San Juan Tlautla, San Juan Vallarta, San Lorenzo Chiautzingo, San Lucas Matlala, San Luis Chalma, San Luis Coyotzingo, San Luis Tehuiloyucan, San Marcos Acteopan, San Martín Zoquiapan, San Mateo Capultitlán, San Matías Atzala, San Matías Cocoyotla, San Nicolás Zecalacoaya, San Pablo Aguatempan, San Pedro Contla, San Pedro Teyuca, San Rafael Comac, San Sebastián Tepalcatepec, Santa Ana Coatepec, Santa Ana Xalmimilulco, Santa Ana Yancuictlalpan, Santa Bárbara Almoloya, Santa Catarina Coatepec, Santa Clara Ocoyucan, Santa Cruz Yancuictlalpan, Santa Lucía Cosamaloapan, Santa María Acuexcomac, Santa María Coronango, Santa María El Rodeo, Santa María Tonantzintla, Santa María Zoyatla, Santa Mónica, Santiago Momoxpan, Santiago Tetla, Santo Domingo Atoyatempan, Santo Domingo Ayotlicha, Soto y Gama, Teacalco de Dorantes, Tehuixpango, Tepapayeca, Tezonteopan de Bonilla, Tlapanalá, Tlapetlahuaya y Tronconal.</p>
4	<p>Se tienen los siguientes poblados en los cauces: río Nexapa: Fraccionamiento Cañaverales, El Paraíso, La Galarza, Santa María Tatetla, San Martín Alchichica, Izúcar de Matamoros, San Sebastián Puctla, Matzaco, San Nicolás Tolentino, Ayutla y otras poblaciones aguas abajo de la misma trayectoria, pero ahora con el nombre de río Ahuehuello; barranca Amatzinac: Tenango, Santa Ana, San Antonio La Esperanza, Rancho Los Carros San Felipe de Jesús (Telixtac), Cayehuacán y Marcelino Rodríguez; trayectoria Amalacaxco-Hueyatla-Estafiatepec-Caxquenatlaco-Tetoro-Necuate-Grande-Nexpa-río Yautepec: Cocoyoc, Ex-Hacienda de Pantitlán, Itzamatitlán, Yautepec, San Isidro, Colonia Miguel Hidalgo, Colonia José María Morelos, Ticumán, Colonia Bonifacio García (Colonia Alejandra), Balneario Las Estacas (dependiente de la Colonia Bonifacio García), Colonia Palo Prieto, Temilpa Viejo, Tlaltzapán de Zapata, Tlaquiltenango, Jojutla, Tlaltench y Pedro Amaro; y finalmente la trayectoria Huitzilac-Texcaltitla-Grande-Chalpa-río Cuautla: Colonia México Nuevo (Los Apaches), Anenecuilco, Fraccionamiento Hacienda del Río, Ejido de San Pedro Apatlaco, Colonia Ejidal Rafael Merino, Colonia Abelardo Rodríguez, Colonia Leopoldo Heredia, San Vicente Juárez (Las piedras), Tecomalco y El Vergel.</p>

Debe mencionarse que los depósitos observados en las tres zonas de peligro, representan el producto tanto de los flujos piroclásticos como de oleadas derivadas en éste fenómeno.

#### 4.5. ZONIFICACIÓN RELACIONADA A LA CAIDA DE CENIZAS

Para ilustrar el tipo de caída de cenizas que se ha observado en la reciente actividad del Popocatepetl, se muestra la distribución de isopacas (figura 26, Martín del Pozzo et al., 1995), producida durante la fase de emisión de diciembre de 1994 a junio de 1995, y donde se puede ver claramente que ésta se depositó principalmente en la parte oriental del volcán. Dicha distribución se debió a la dirección dominante de los vientos que es hacia el oriente de octubre a abril.

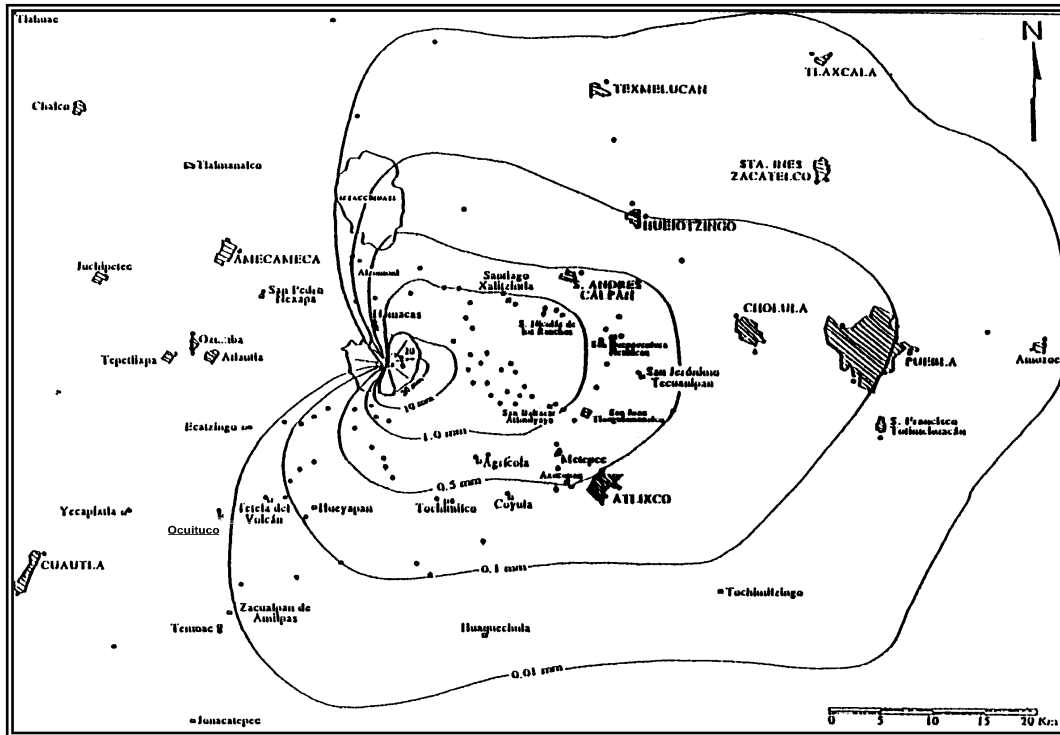


Figura 26. Mapa de isopacas, donde se muestra la distribución de caída de cenizas durante el período diciembre de 1994-junio de 1995 (tomado de Martin del Pozzo et al., 1995)

En el pasado, seguramente también se depositó en el sector opuesto, como lo atestiguan algunos afloramientos que se pueden ver sobre todo en Atlautla de Victoria y Ozumba de Alzate, lo que hace pensar que la emisión ocurrió en el período de mayo a septiembre. Así mismo, en las crónicas de la colonia se menciona la caída de cenizas en los poblados de Chalco y Tlaxcala (De la Cruz-Reyna et al., 1995).

Por lo que respecta a los gases, ya se mencionó que no representan un peligro significativo debido a la gran altitud del volcán y que por tanto no cabe hacer un análisis de zonificación.

En referencia a las avalanchas y debido a la situación del Popocatepetl respecto del sistema de apoyo ejercido por el volcán Iztaccihuatl, hace pensar que pudiera ocurrir un fallamiento que provocaría un derrumbe con mayor probabilidad en la parte sur del volcán, con el consecuente daño hacia el Estado de Morelos. Un fenómeno de éste tipo ya se dio hace unos 23,000 años (Siebe et al., 1995), afectando justamente ésta zona (foto 18), como lo corroboran los depósitos (montículos) existentes en Yecapixtla, Tetela del Volcán, Santo Domingo Hueyapan, Zacualpan de Amilpas, Temoac, Amayuca, Cautla, Jonacatepec, Axochiapan e inclusive Huehuetlán El Chico.



Foto 18. Depósitos de material en forma de montículos, producidos por una avalancha hace 23,000 años (Siebe et al., 1995) hacia la parte sur del Popocatépetl



Foto 19. Colada de lava andesítica en la parta alta del Popocatépetl. Su avance es restringido debido a su alta viscosidad

Respecto de los flujos de lava, estos quedarían restringidos dentro de una pequeña zona y en la periferia del cono volcánico (foto 19), como ha quedado de manifiesto con las coladas que han avanzado no más de 4 km a partir del centro de emisión. Estas lavas son característicamente andesitas y dacitas de muy alta viscosidad, que contienen porcentajes de sílice de más de 58%. Por tanto, éste tipo de material se depositaría como coladas de lava aproximadamente entre las cotas de 4,500 y 5,400 msnm, que corresponde a la cima del volcán o cuando mucho llegaría a los límites de la zona boscosa en forma de lava de bloques al fragmentarse las coladas por efecto de enfriamiento y gravedad en los flancos del cono.

#### **4.6. MAPA DE PELIGRO VOLCÁNICO PARA EL POPOCATÉPETL**

Los mapas de peligro en volcanes que representan amenaza para la población, son necesarios y fundamentales para la planeación de posibles emergencias al corto plazo y para la definición del uso del suelo al largo plazo, por lo que deben elaborarse para volcanes con un riesgo potencial significativo. Un mapa de éste tipo debe incluir:

1. Una base topográfica, de preferencia a escala 1:50,000 ó más detallada, incluyendo información actualizada, como pueblos, vías de acceso, escuelas, hospitales, etc.
2. Amenazas primarias posibles, tales como caída de material piroclástico, de ceniza, flujos de lodo, de lava, etc., incluyendo una breve descripción de cada uno de ellos y sus “tasas” de ocurrencia, así como su impacto en el hombre y en el ambiente.
3. Probables riesgos secundarios, tales como flujos de lodo inducidos por lluvia, deslizamientos de tierra, ruptura de presas, obstrucción de ríos por sobrecarga de sedimentos y fuego provocado por los flujos de lava entre otros.
4. Áreas con probabilidad de ser afectadas, incluyendo el tipo de riesgo o una combinación de varios.
5. Bases para delimitar zonas de riesgo: información existente, actitud y condiciones bajo las que se aplicará dicho mapa, tiempo de preparación y un plazo de terminación para ser aplicado.

Las bases mínimas para construir un mapa de peligros adecuado son: topografía, información oral y escrita del área específica, cubrimiento de la misma con fotografías aéreas y su fotointerpretación, además de un reconocimiento estratigráfico y geológico completo y detallado.

Si se cuenta con tiempo y recursos suficientes, el mapa de peligros y su evaluación deben contener la estratigrafía detallada, un mapeo de los depósitos de material volcánico existentes y sus fechamientos, que nos van a permitir entender la historia del volcán, así como estimar la recurrencia del riesgo. También es deseable incluir isópacas, donde se muestran los espesores de caídas previas de tefra y que a la vez dan idea de la magnitud de las erupciones pasadas, ya que también muestran a detalle las áreas afectadas. De la misma manera, se deben señalar los posibles niveles de afectación por lahares o flujos de lodo.

Si se decide incluir más trabajo, la evaluación puede describir la evolución del magma, el tectonismo regional y local de la estructura, sus implicaciones en el riesgo volcánico y la probabilidad de repetición de otra erupción.

Estos mapas, muestran los distintos niveles de peligro para la región circundante. La información

adicional sobre la población e infraestructura existentes, además de cubrir las zonas de interés socioeconómico y sus vulnerabilidades, incluyendo el valor de la propiedad permite transformar un mapa de peligros en un mapa de riesgos. Estos factores son de considerable importancia en la toma de decisiones en los planes a futuro basados en un mapa de éste tipo.

El texto que acompaña a un mapa de riesgo debe enfocar su atención a las poblaciones e infraestructura que son particularmente vulnerables, como pueden ser puentes, carreteras, presas, asentamientos humanos, líneas de alimentación de energía, hospitales, suministros de agua, rutas de evacuación, centros de acopio, albergues y otra infraestructura.

Para propósitos de planes de evacuación, los probables tiempos de traslado de cada zona deben ser revisados y discutidos con respecto a las rutas de evacuación. Los mapas de riesgo a escala 1:25,000 ó a una escala mayor, son esenciales para mostrar los detalles del riesgo, especialmente para los lahares o flujos de lodo.

Actualmente, la información topográfica de riesgo y peligro puede ser digitizada, manipulada e interpretada como sistemas de información geográfica (SIG). En estos SIGs, cualquier combinación de datos puede visualizarse interactivamente, ya que los datos base y mapas pueden ser actualizados con nueva información obtenida en campo. Esto permite utilizar una nueva generación de mapas de riesgo y peligro para el diseño de rutas de evacuación y el manejo eficaz de una contingencia volcánica.

## **CAPÍTULO 5. ÍNDICES DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (VEI), PARA LOS DISTINTOS PERÍODOS DE ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

Para reducir los factores subjetivos, la evaluación del peligro volcánico debe ser cuantitativa. Esto requiere como primer paso contar con información lo más precisa posible acerca de la dimensión o tamaño de los eventos que constituyen la historia eruptiva de un volcán.

Desafortunadamente, uno de los mayores problemas de la vulcanología estriba precisamente en medir el tamaño de las erupciones, debido a la diversidad de mecanismos por los que liberan energía. Algunos autores han propuesto la masa o volumen de material emitido como una medida del tamaño de la erupción. Tsuya (1955) definió una escala para medir los volúmenes de distintos tipos de productos volcánicos; Walker (1980) definió la magnitud de masa (masa total de material expulsado) como uno de los cinco parámetros necesarios para caracterizar la escala de erupciones explosivas. Otros autores han propuesto la energía liberada por las erupciones como una medida del tamaño de la misma. Yokoyama (1957) sugirió ampliar la clasificación de Tsuya tomando en consideración la energía como una relación directa entre masa total y la energía involucrada en una erupción. Hédervári (1963) definió otra escala de magnitud de energía, donde toma en consideración las diferentes formas de energía liberada durante las erupciones. Así mismo, Walker (1980) menciona a la violencia como otro de los cinco parámetros y lo relaciona con la energía cinética liberada durante las explosiones. De la Cruz-Reyna (1991) encontró una correlación negativa entre la energía liberada por las erupciones y la “tasa” de ocurrencia de las erupciones a nivel global en la correspondiente categoría de energía, que utilizó para definir una escala de magnitud en base a la energía y “tasa” de ocurrencia.

La intensidad o “tasa” de descarga de magma es otro parámetro que también se ha utilizado para medir el tamaño de las erupciones (Walker, 1980 y Carey and Sigurdsson, 1989). Ésta puede inferirse de las trayectorias de dispersión de los líticos y de la forma y altura máxima de la columna eruptiva (Settle, 1978 y Fedotov, 1985). Carey and Sigurdsson, 1989 encontraron una correlación positiva entre la masa total eruptada y la intensidad.

El Índice de Explosividad Volcánica (VEI) definido por Newhall and Self, (1982) (tabla 10) es una estimación compuesta de la magnitud de masa y/o intensidad y/o cualquiera de los otros parámetros de medición del tamaño de una erupción explosiva, dependiendo de los datos disponibles.

Aunque la estimación de éste Índice no mide directamente la energía liberada por las erupciones, puede encontrarse una correlación entre el VEI y la energía (De la Cruz-Reyna, 1991). Éste Índice, es el que se ha escogido para medir el tamaño de los eventos eruptivos del volcán Popocatepetl.

Para asignar valores a los Índices de Explosividad Volcánica (VEI) de eventos eruptivos, es necesario tener información bien documentada de cada uno de ellos, o determinaciones de la distribución de sus productos de caída, que nos permitan cuantificar de cierta manera los volúmenes de material emitidos y depositados. Con esto y utilizando los “criterios para la estimación del Índice de Explosividad Volcánica (VEI)” que se muestra en la tabla 10, podemos encontrar un valor VEI como más adelante se consigna en la tabla 11.

La asignación correcta del tamaño o magnitud de la actividad pasada es esencial, ya que es a partir de aquí, de donde se podrán conocer las trayectorias de actividad.



En seguida se presenta la tabla 10, donde aparecen los criterios para definir los valores VEI que más adelante se establecerán para cada evento del Popocatépetl.

**TABLA 10. CRITERIOS PARA LA ESTIMACIÓN DEL ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (VEI)  
(DESPUÉS DE NEWHALL Y SELF, 1982)**

CRITERIO VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
DESCRIPCIÓN	NO EXPLOSIVA		MENOR	MODERADA	MODERADA GRANDE	GRANDE	MUY GRANDE		
VOLUMEN EMITIDO (m <sup>3</sup> )	<10 <sup>4</sup>	10 <sup>4</sup> -10 <sup>6</sup>	10 <sup>6</sup> -10 <sup>7</sup>	10 <sup>7</sup> -10 <sup>8</sup>	10 <sup>8</sup> -10 <sup>9</sup>	10 <sup>9</sup> -10 <sup>10</sup>	10 <sup>10</sup> -10 <sup>11</sup>	10 <sup>11</sup> -10 <sup>12</sup>	>10 <sup>12</sup>
ESCALA DE TSUYA	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
ALTURA DE COLUMNA EN (km)	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
CUALITATIVO	SUAVE Y EFUSIVA		EXPLOSIVA		SEVERA		CATACLISMO		PAROXISMO
CLASIFICACIÓN		STROMBOLIANA			PLINIANA				
	HAWAIANA		VULCANIANA				ULTRAPLINIANA		
DURACIÓN DE LA FASE EXPLOSIVA (hs)		<1		1-6			>12		
				6-12					
INYECCIÓN TROPOSFÉRICA	MÍNIMA	MENOR	MODERADA	SUBSTANCIAL					
INYECCIÓN ESTRATOSFÉRICA	NULA	NULA	NULA	POSIBLE	DEFINIDA		SIGNIFICATIVA		

## 5.1. ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SUS CORRESPONDIENTES ÍNDICES DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (VEI)

Debido a la actividad actual del Popocatépetl, se considera como uno de los volcanes de mayor riesgo en México, por lo que es importante estimar una posible erupción con base en la información disponible hasta la fecha.

Así, los datos que se consignan en la tabla 11, se han obtenido tanto de fechamientos a partir de muestras de carbón con el método de C-14, como de datos escritos en códigos prehispánicos, en crónicas de la época colonial y en algunos trabajos técnicos desarrollados a partir de 1921, además del conocimiento actual de su actividad.

La estimación del tamaño de la erupción a partir de estos datos es un tanto difícil, debido a que sólo se tienen bien definidos algunos depósitos de material en campo, que dan una idea de la magnitud de cada una de ellas. Para el caso de actividades menores, es aún más difícil asignarle una magnitud, ya que la ocurrencia de un evento frecuentemente se menciona con poca información, además de que si hay alguna descripción, ésta puede ser subjetiva o ambigua. Sin embargo, los grandes episodios de actividad son descritos con mayor precisión, como son los que aparecen en la tabla 11 de abajo.

Las erupciones ocurridas entre 3195 A.C. y 1101 D.C. han sido agrupadas como cinco eventos, debido a su cercanía, de tal manera que algunos de ellos se han tomado como un solo período eruptivo.

Los valores de VEI han sido asignados a los eventos del Popocatépetl de acuerdo a lo señalado en Volcanoes of the World (Simkin et al., 1981) con base en la información disponible de los

autores, que también se consigna en la columna 4 de la misma tabla.

**TABLA 11. HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

AÑO	BREVE DESCRIPCIÓN DE LA ACTIVIDAD	REFERENCIAS	VEI (índice de Explosividad Volcánica)
2002-2007	<p>En el año 2002 ocurrieron 10 eventos eruptivos relacionados con pequeñas explosiones, acompañadas por emisiones de ceniza y fragmentos incandescentes a distancias cortas del cráter. Hubo algunos reportes de caída de ceniza en San Pedro Nexapa, Ecatingo, Tecomasusco; Tetela del Volcán, San Pedro Benito Juárez y algunos sectores de la ciudad de Puebla (17 de junio del 2002).</p> <p>En el 2003 ocurrieron 27 eventos de carácter eruptivo, acompañados por emisiones de ceniza y fragmentos incandescentes a distancias cortas del cráter. Algunos de ellos provocaron algunos incendios en la zona de pastizales a distancias aproximadas de 3 km. Hubo también reportes de caída de ceniza en Santiago Xalitintla y San Nicolás de Los Ranchos, Edo. de Puebla; en Tetela del Volcán, Yecapixtla, Ocuilco, Atlatlahucan y Totolapan, dentro del Estado de Morelos y en San Pedro Nexapa, San Diego Huehucalco, San Juan Tehuixtitlán, Atlautla, Ozumba, Ecatingo, Santiago Mamalhuazuca, San Juan Tlacotitlán, Tepetixpa, Juchitepec, Tenango del Aire y Amecameca en el Edo. de México. El evento más importante del 19 de julio, dio lugar a la caída de ceniza fina en la mayor parte de la ciudad de México. La exhalación del 13 de agosto generó otra columna de ceniza que el SENEAM reportó en dirección suroeste. Asimismo, se registraron 76 sismos tectono-volcánicos con magnitudes entre 1.7 y 3.2 y 249.63 h de tremor armónico de alta frecuencia y baja a moderada amplitud.</p> <p>Para el 2004, hubo un total de 4,187 exhalaciones de baja intensidad, 55 sismos tectono-volcánicos con magnitudes entre 1.7 y 2.8 y 1 h con 2 min de tremor armónico de baja amplitud. En general, se considera que la actividad registrada durante éste año se mantuvo baja y estable.</p> <p>Durante el 2005 se generaron un total de 5,747 exhalaciones de baja a moderada intensidad, 75 sismos tectono-volcánicos con magnitudes menores a 2.9 y 10 h con 37 min de tremor armónico de alta frecuencia y baja amplitud. De las exhalaciones destacan las ocurridas el 9 y 22 de enero; 9 de marzo; 23 de junio; 29 y 30 de julio; 23 y 24 de octubre; 1, 4, 13, y 25 de diciembre. En general, la actividad registrada durante éste año también se mantuvo baja y estable.</p> <p>Durante el año 2006, se registraron 4,475 exhalaciones de baja a moderada intensidad, 112 sismos tectono-volcánicos con magnitudes menores a 3.0 y 69 h con 20 min de tremor armónico de baja y alta frecuencia y de baja y mediana amplitud. De las exhalaciones registradas destacan las ocurridas el 6, 25 y 26 de enero y 25 de julio; además de la señal de tremor más importante que se presentó el 4 de agosto con 10 h y 40 min de duración.</p> <p>Para el año de 2007, se registraron un total de 3,339 exhalaciones de baja a moderada intensidad, 93 sismos tectono-volcánicos con magnitudes menores a 3.1 y 51 h con 9 min de tremor armónico de alta frecuencia y de baja y mediana amplitud. Del total de exhalaciones registradas durante el año, destacan las ocurridas el 6 de enero, 26 de noviembre y 1 y 31 de diciembre; además de la señal de tremor más importante que se presentó el 5 de julio con 10 h de duración.</p>	Centro Nacional de Prevención de Desastres.	2
2001	<p>La actividad de destrucción de domo continuó a lo largo de enero de 2001. Destaca la explosión del 22 de enero, que destruyó una parte considerable del domo y produjo flujos piroclásticos (flujos de ceniza caliente que descienden rápidamente por los flancos del volcán), una columna de ceniza de 8 km de altura sobre la cima y algunos flujos de lodo. Ninguno de estos fenómenos afectó a la población.</p>	Centro Nacional de Prevención de Desastres.	3
2000	<p>En febrero de 2000 se registra el crecimiento de un pequeño domo que es seguido por un período de tranquilidad relativa; en mayo 10 y 24 se generan pequeños lahares por fusión de nieve en la parte alta del volcán, cuyo drenaje es hacia el Estado de Puebla por la barranca de Tenenepanco. Posteriormente, a mediados de septiembre los dispositivos de monitoreo detectan señales crecientes de actividad interna, que reflejaron el crecimiento lento de un nuevo domo de lava en el interior de cráter. Desde octubre de 2000 se registran señales de intensidad creciente y explosiones que lanzan algunos fragmentos incandescentes alrededor del cráter, relacionadas con la destrucción parcial de ese domo. A partir del 1 de noviembre se detecta un aumento súbito en la actividad interna del volcán, sin que se hagan evidentes manifestaciones externas mayores. En diciembre 2, aumenta el número e intensidad de exhalaciones acompañadas de temblores volcánicos. A partir de diciembre 10 se empiezan a detectar unas señales diferentes a todas las observadas con anterioridad, Tremores armónicos de gran amplitud (señales sísmicas de baja frecuencia sostenidas) aumentan en duración e intensidad durante varios días. En diciembre 12 se registran 200 exhalaciones por día, algunas de ellas alcanzando 5 a 6 km sobre la cima del volcán. Por las noches se observa incandescencia dentro del cráter y algunas emisiones leves de fragmentos de lava. Este tipo de actividad continúa por tres días, produciendo lluvias ligeras de ceniza sobre comunidades alrededor del volcán. El 15 de diciembre, la señal de tremor armónico alcanza niveles extraordinarios, saturando los sismógrafos y registrándose en estaciones sismológicas lejanas a más de 150 km del Popocatepetl. Estas señales pudieron ser sentidas en algunas comunidades cercanas al volcán. Tras 10 horas de tremor de gran intensidad, la actividad del volcán decae abruptamente la mañana de diciembre 16, y 16 horas después se inicia otro episodio de tremor armónico de intensidad tan alta que daña algunos sismógrafos. Todos los dispositivos de monitoreo: sismógrafos, inclinómetros, detectores de gas, etc. detectan señales sin precedente. Fotos aéreas tomadas el 16 de diciembre muestran un domo de lava cuyo volumen excede a todos los anteriores combinados y que crece 5 a 10 veces más rápido que cualquiera de los anteriores. Ante estas manifestaciones, las autoridades de Protección Civil declaran un aumento en el nivel de alerta e inician una evacuación preventiva. Aproximadamente 40,000 personas abandonan áreas de riesgo. Se estima que en ese momento el domo contenía cerca de 18 millones de metros cúbicos de lava. El 18 de diciembre, una erupción lanzó una considerable cantidad de material incandescente sobre los flancos del cono volcánico. Algunos fragmentos llegaron a cerca de 5 ó 6 km del cráter. Una erupción similar pero de menor intensidad se observó el día 24. Poco después de Navidad, la gente regresó a sus comunidades.</p>	Centro Nacional de Prevención de Desastres.	3
1996 - 1997	<p><b>El 4 de marzo de 1996 ocurrió otra crisis sísmica que provocó la salida de más gases y cenizas, lo que fue en aumento hasta generar la salida de un domo escoriáceo en la parte interna del cráter a partir del 25 de marzo de 1996. El crecimiento de éste domo y el entrapamiento de gases aunado a la sismicidad, provocó una pequeña explosión el 30 de abril de 1996 en la parte alta del domo, generando una onda de choque y emisión de material escoriáceo de alta temperatura, gases y ceniza, los cuales viajaron al NE, detectándose material de 3 cm de diámetro en la estación sísmica de Bonsai (PPB), de 0.5 cm en Santiago Xalitintla y San Nicolás De los Ranchos, de 3 mm en San Andrés Calpan, y ceniza fina en las ciudades de Tlaxcala y Apizaco. Este último episodio, ocasionó la muerte instantánea de 5 alpinistas al encontrarse filmando sobre el labio inferior del cráter.</b></p> <p>El domo crece y posteriormente, hacia noviembre de 1996, es destruido por explosiones en forma análoga a como ocurrió en 1919. Los procesos de crecimiento y destrucción de domo se repiten unas 10 veces a lo largo de éste período. En ocasiones las explosiones lanzan fragmentos incandescentes alrededor del cráter. Algunas de las explosiones más fuertes forman columnas de ceniza de hasta 8 km de altura sobre el cráter, similares al <i>pino</i> descrito por Atl en diciembre de 1922. El 30 de junio de 1997, una emisión de esas características, combinada con un viento hacia el noroeste, provoca una ligera lluvia de ceniza en la ciudad de México que sacude la opinión pública. Sin embargo, la investigación científica sobre el volcán y los dispositivos de observación permiten delimitar el nivel de riesgo e informar al público sobre la dimensión del fenómeno.</p> <p><b>Este último evento, dio lugar a la generación de un lahar que llegó hasta el poblado de Santiago</b></p>	Centro Nacional de Prevención de Desastres.	2

	<b>Xalitiztla en el Estado de Puebla.</b>		
1995	Gradualmente, el volcán alcanza una situación de equilibrio, en la cual se observan frecuentes exhalaciones que lanzan nubes de gas y vapor, ocasionalmente con ceniza, muy similares a las descritas en la primera etapa de actividad del episodio 1919-1925. Se aprovecha ésta condición de estabilidad para incrementar el nivel de vigilancia del volcán instalando más equipo de monitoreo sobre el volcán. Geólogos de la UNAM (Macías et al., 1995) elaboran un Mapa de Peligros Volcánicos para el volcán Popocatepetl, donde se describe la naturaleza y alcance de probables eventos volcánicos. Se elabora un Sistema de Alerta Temprana para mantener permanentemente informada a la población de la condición que presenta el volcán, al que se denomina "Semáforo de Alerta Volcánica" (De la Cruz-Reyna, 1995).	(De la Cruz-Reyna, 1995).	1
1994	Se establece un Comité de Planeación "Plan Popocatepetl", integrado por autoridades estatales y federales de Protección Civil y por científicos de la UNAM, el CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres, órgano técnico consultivo del Sistema Nacional de Protección Civil de la Secretaría de Gobernación) y otras instituciones, con el fin de desarrollar planes de contingencia. Se utilizan inicialmente los mapas de amenaza volcánica de Robin y Boudal como base para las evaluaciones de riesgo. Ese año también se instala sobre el flanco suroeste del volcán, a unos 4 km del cráter, la estación telemétrica "Chipiquixtle" (PPX) por parte del CENAPRED y otra estación sísmica telemétrica: "Colibrí" (PPC), a unos 7 km al sureste del cráter (Quaas et al., 1995). Persiste la microsismicidad elevada. A la 01:31 de la madrugada del 21 de diciembre de 1994, 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 la 01:54 hs, un evento mayor de explosión relacionado con la apertura del conducto volcánico, permite la salida de mayores cantidades de gas que arrastran ceniza. Al amanecer, una ligera lluvia de cenizas cae sobre la ciudad de Puebla y otras localidades cercanas. A las 9:00 hs se reúne con carácter de urgente el Comité Científico Asesor integrado por expertos de la UNAM y del CENAPRED. Se determina realizar un vuelo de reconocimiento; el cual se repite a las 14:00 hrs. Se evalúan los resultados de las observaciones, concluyendo se desarrolla un incremento considerable tanto en las emisiones de ceniza como en la sismicidad del volcán. Por la tarde y noche, 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 se autoevacuó por sus propios medios a casas de familiares y amigos. En el Estado de Morelos se evacúan 716 personas de la localidad de Tetela del Volcán. En los tres días siguientes se incrementan los niveles de monitoreo, con vuelos del COSPEC, (mediciones del volumen de bióxido de azufre emitido por el volcán utilizando un espectrómetro de correlación); instalando otra estación sísmológica y tres inclinómetros electrónicos telemétricos con el apoyo del Servicio Geológico de los E.U.A., así como otros puntos de observación geodésica. Algunas de las poblaciones evacuadas retornan escalonadamente a sus lugares de origen.	(Quaas et al., 1995).	2
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 ésta ocasión es posible seguir por medio de las observaciones sísmológicas. Se cuentan varios microsismos volcánicos por día en promedio. Se instala una red de monitoreo geodésico sobre el flanco norte del volcán en febrero 1992 con el objeto de medir deformaciones del volcán.	S. de la Cruz-Reyna et al., 1995	0
1981 - 1989	Robin y Boudal publican entre 1981 y 1989 una serie de artículos, donde describen su historia geológica y establecen los riesgos potenciales asociados al volcán Popocatepetl. Describen una importante erupción en el Pleistoceno del tipo Bezymianny o Mt. St. Helens, que causó la demolición de parte del edificio volcánico y la subsecuente producción de devastadoras avalanchas de escombros y plantean el riesgo asociado a un evento similar que pudiera repetirse (Boudal y Robin, 1989). En julio de 1987 se instala por el Instituto de Ingeniería de la UNAM la estación sísmológica telemétrica "Altzomoni" (IIA) a 4 km de Paso de Cortés y a 12 km al norte del cráter del volcán. En septiembre de 1989, el Instituto de Geofísica de la UNAM instala la estación sísmológica telemétrica "Tlamacas" (PPM), a un poco más de 4 km al norte del cráter. Frecuentes expediciones al cráter y a su interior reportan la existencia episódica y estacional de una pequeña laguna craterica.	(Boudal y Robin, 1989).	0
1923 - 1929	El período 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 sin emisión de materiales sólidos, comparado con el período 1509-1697. Las descripciones de las solfataras cratericas y las evaluaciones de su posible explotación comercial como fuente de azufre, sugieren que durante ese período la actividad principal del volcán probablemente se limitó a una considerable producción de bióxido de azufre. En 1919 y hasta 1925 se inicia un nuevo episodio de actividad magmática, similar a la de los siglos XVI y XVII, caracterizada por secuencias de crecimiento de domos de lava acompañadas de frecuentes exhalaciones, alternadas con explosiones moderadas que los destruían. Afortunadamente existen detalladas descripciones de éste episodio de actividad. Narra Atl [37]: "Los corresponsales de los grandes diarios de Méjico que vivían en Amecameca, Atlixco y Puebla, enviaban constantemente noticias exageradas sobre la actividad del volcán y el público llegó a admitir la existencia de un verdadero peligro para todos los pueblos y ciudades situados en las faldas de la montaña y hasta se temió que la ciudad de México fuera víctima de una erupción". Más adelante, describe eventos de mayor intensidad: "El 23 de junio de 1925 presencié desde las faldas de la Itzacchiuatl, a una altura de 4,000 metros, tres explosiones muy violentas, 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)". El nivel de actividad del volcán desciende notoriamente a partir de 1925: "En 1927 el nuevo cono había terminado su evolución y apareció revestido de una capa de escorias fundidas con una pequeña chimenea en el centro"... Después, en 1928 y 29: "... el nuevo cráter se deterioró rápidamente ..." Sigue un período de quietud relativa en el que se realizan importantes estudios sobre el volcán.	[37] <i>id.</i> , pág. 33-34.	2
1921	<b>La actividad sísmica mostrada fue alta y hubo 15 víctimas en el interior del cráter al realizar trabajos de explotación de azufre en 19 de febrero de 1919. Hubo otra víctima y dos heridos más, al ocurrir una pequeña explosión al encontrarse una expedición en la parte alta del cráter el 25 de marzo de 1921. [31]</b> Reporta el Dr. Atl [36], refiriéndose a hechos del 24 de marzo de ese año: "El diario Excelsior 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 hacer algunas observaciones importantes"... "..., 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."... "...nuestra excursión supo por los compañeros de Puebla, que los mozos encargados de poner los cables no habían podido cumplir su misión"... "...dos peones habían sido heridos por las piedras de una erupción y tuvieron miedo de bajar el malacate"... Narra uno de los trabajadores: "...a eso de las seis y media de la mañana salió una fumarola grandísima que nos tapó el sol y cuando el viento la hizo a un lado vimos que caían muchos puntitos blancos ... eran piedras que parecían caer del cielo..." "...a Anastasio lo hirieron en la pantorrilla y a otro le quemaron un pie. Esto no lo habíamos visto nunca, el volcán nunca había echado piedras" Esas personas tuvieron suerte de presenciar una exhalación menor, que lanzó pequeñas cantidades de pómez, material volcánico muy poroso y ligero. Continúa Atl: "A pesar de los informes alarmantes, todos los miembros de nuestra excursión decidieron proseguir hacia el cráter y a las dos de la mañana del 25 emprendimos la marcha con el Sr. Andrés Téllez –el más viejo volcanero del Popocatepetl-, a la cabeza, seguido por el Sr. Moreno Zaragoza Jr., corresponsal de Excelsior y de las señoritas Carmen Foncecerra y Ángela y María Lourdes Alfaro; venían en seguida los otros veintitantos miembros de la excursión. 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. Afortunadamente la explosión	[31] Gaspar Sánchez Ochoa: <i>El Heraldo</i> , México, junio de 1856. [36] <i>id.</i> , pp. 31-33.	2

	<p>se produjo en sentido diagonal, hacia el Oriente, evitando accidentes a todos los que seguían hacia el Sur. Pero un mozo que se desvió hacia el Oriente fue herido en la cabeza por un proyectil grande como un puño de una mano, y al bajarlo hacia Tlamacas, murió." "...todas las piedras que habían caído sobre el declive tenían una alta temperatura."</p> <p>Aunque la sismología de la época mostraba ya un desarrollo considerable, la tecnología y sensibilidad de los sismógrafos no era suficiente para detectar las señales del volcán. Ingenieros comisionados por la Secretaría de Industria y Comercio reportan:</p> <p>"Los sismógrafos que se instalaron en Atlixco y San Nicolás de los Ranchos no registraron movimiento alguno que coincidiera con las emisiones de gases..."</p> <p>Al respecto, Atl comenta:</p> <p>"Es necesario advertir que no hubo nunca en el Popocatepetl sismos que precedieran a las erupciones y que, por el contrario, eran estas 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..."</p>		
1920	<p>La primera etapa de crecimiento de ese domo la describe el Dr Atl [35]:</p> <p>"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".</p> <p>A partir de 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".</p>	[35] <i>id.</i> , pp. 28-29.	2
1900 - 1919	<p>Acaso como un preludio de guerra, con el siglo se emprendieron los trabajos de extracción bajo la supervisión del General J. Sánchez Ochoa. Esta explotación duró hasta 1907, ya que el costo del acarreo desde el fondo del cráter era muy elevado. La audacia de la época se refleja en el proyecto propuesto para resolver los problemas de transportación del azufre: se proyectó la excavación de un túnel de medio kilómetro de largo que conectaría el fondo del cráter con el exterior del cono volcánico, y de allí se construiría un cable funicular para transportar el azufre hasta Tlamacas [32]. Finalmente, el proyecto no se realizó y continuó la explotación de azufre en menor escala desde 1908 hasta febrero de 1919 por una pequeña compañía. Se construyeron unas chozas en Tlamacas y un malacate en el borde del cráter. Un capataz a cargo de 25 obreros se dedicó a la explotación del azufre. Paralelamente, durante ese período, las observaciones realizadas por el Dr. Atl del cráter del volcán resultaron en descripciones minuciosas de su estructura [33]:</p> <p>"...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."..."</p> <p>Como un preludio al episodio de actividad que se avecinaba, el Dr. Atl menciona la ausencia de un cráter en el interior del cráter principal, como es frecuente observar en otros volcanes. Cabe aquí decir que la erupción que inició en 1919 terminó dejando ese esperado cráter interno.</p> <p>"Con excepción de las sulfataras, no se encuentran 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, Hueitépetl, Xaltépetl, 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 aberturas 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".</p> <p>El capataz de la compañía que se dedicaba a la explotación del azufre, decidió el 19 de febrero de 1919 utilizar dinamita para remover la roca del interior del cráter del Popocatepetl. El uso inadecuado de los explosivos causó una tragedia al dejar incomunicados en el fondo del cráter a los 18 trabajadores que laboraban en la extracción. Al parecer, los derrumbes ocasionados en las paredes interiores del cráter mataron a varios de ellos y el operador del malacate al ver esto desde el borde huyó. El Dr. Atl [34] transcribe entrevistas que hizo al único sobreviviente José Mendoza y al encargado del rescate Leonardo Santos. El relato de las penurias de los sobrevivientes de los derrumbes durante seis días en el fondo del cráter, a cerca de 5000 m de altitud, rodeados de paredes casi verticales de más de 200 m de alto, sin alimentos ni cobijo adecuado, es sobrecogedor. Es de admirarse la tenacidad y la solidaridad de aquellos trabajadores, casi todos de Amecameca. Aproximadamente un mes después, un grupo en el que participaron Mendoza y Santos ascendió al cráter y reportaron haber visto lo que parecía la primera emisión de lava que marca el inicio del episodio eruptivo. Una nueva visita al cráter en diciembre confirmó la presencia de un cuerpo de lava que crecía lentamente en el fondo del cráter tomando la forma de "una cazuela volteada boca abajo". El Dr Atl, y muchas otras personas atribuyen la erupción iniciada en 1919 a la explosión de dinamita. Actualmente se piensa que esto es poco probable y que la erupción hubiera ocurrido en todo caso. Sin embargo, es posible que la presencia de lava bajo el piso del cráter favoreciera la ocurrencia de derrumbes importantes y fumarolas durante la explosión de dinamita.</p>	[32] <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, <i>op. cit.</i> , Tomo 1, pág. 18. [33] <i>ibid.</i> , pp. 20-23. [34] <i>idem.</i> , pp. 23-27.	1
1827 - 1895	<p>En un período de baja actividad, varios observadores y científicos estudiaron el Popocatepetl. Entre otros reportes destacan:</p> <p>"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 mas 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]. Por su parte, el señor Federico Guerol y el Barón Luis Gross subieron al Popocatepetl en 1834 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]. Dos años después, "el barón de Gross visitó las alturas del Popocatepetl encontrando el cráter en completo reposo." [28]. Con un interés más especializado, el geólogo Andrés del Río publicó en 1842 algunas notas sobre "las ricas sulfataras del volcán y muestra estar de acuerdo con las observaciones de Humboldt y de Gross." [29]. 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 éste en tres o cuatrocientas. Al aproximarse al cráter se oye un ruido parecido al del agua que desciende de una cascada y éste 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]</p>	[26] <i>Calendario de Galván. Colección LaFragua</i> , 351/LAF, Antigua Librería de Murguía, S.A., México, 1836, pág. 11. [27] <i>ibid.</i> , <i>Calendario de Galván</i> , pág. 12. [28] <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, <i>op. cit.</i> , pág. 18. [29] <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, pág. 18. [30] Ríos de Jesús, M.: <i>Ascensión al Popocatepetl (Algunas Observaciones para los Viajeros que lo Intenten)</i> , La Ilustración Mexicana, Colección LaFragua, CIB/LAF, México, 1851, pág. 423.	0

	<p>Por esas fechas resurge el interés militar que Hernán Cortés mostró sobre el azufre que continuamente se formaba en el interior del cráter por condensación de las fumarolas. Así, en el Diario El Heraldo, en junio de 1856, el Ing. Gaspar Sánchez Ochoa, hace del conocimiento público sus cálculos efectuados sobre la generación de algunos materiales por el Volcán Popocatepetl:</p> <p>"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 húmero en que yo hice mi experimento era tan débil que cuando la atmósfera estaba un poco cargada de electricidad ni aún se percibía."</p> <p>[31]</p> <p>Algunos años después, en 1870, el geólogo Antonio del Castillo estudió la productividad de azufre condensado en las solfataras del cráter y en 1895, la Secretaría de Guerra y Marina nombró una comisión para evaluar las posibilidades de producción de azufre del volcán [32]. De acuerdo a los cálculos de aquellos ingenieros, podría esperarse una explotación del orden de una tonelada de azufre por día (ya que un quintal equivale a 46.24 kg).</p>	<p>[31] Gaspar Sánchez Ochoa: <i>El Heraldo</i>, México, junio de 1856.</p> <p>[32] <i>cit. pos.</i>, Dr. Atl, <i>op.cit.</i>, Tomo I, pág. 18.</p>	
1804	<p>"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 del cráter". [25]</p>	<p>[25] <i>cit. pos.</i>, Dr. Atl, <i>op.cit.</i>, pág. 18.</p>	1
1720	<p>"Este año hizo una nueva erupción el Popocatepetl". [24]</p> <p>Los reportes de los eventos de 1697 y 1720 son vagos e inespecíficos, por lo que probablemente se trata de actividad menor.</p>	<p>[24] Orozco y Berra, Don Juan, <i>op.cit.</i>, Tomo I, pág. 325.</p>	1
1697	<p>Para el año de referencia, Alamán en sus <i>Disertaciones</i>, Apéndice, pág. 44, observa que: "El 20 de octubre de 1697, hizo una erupción de fuego el Volcán Popocatepetl". [23]</p>	<p>[23] <i>cit. pos.</i>, Orozco y Berra, Don Juan, Tomo II, pág. 268.</p>	2
1667	<p>Numerosos episodios eruptivos con emisión de gases y cenizas durante éste período principalmente. Se ignora si hubo daños.</p> <p>"Erupción del Popocatepetl". [27]</p>	<p>[27] <i>ibid.</i>, Calendario de Galván, pág. 12.</p>	2
1665	<p>En "El Mexicano" periódico bisemanal, en el número 75, tomo II, pág. 96, que se publicó en 1886, se encontró la siguiente noticia: "1665. Éste 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, hayándome 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 ésta misma u otra erupción a la que se refiere Lorenzana en las "Cartas de Relación", que se publicaron en 1770, fol. 25, en 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 fue señalado porque en él reventó el volcán de México, y estuvo arrojando ceniza cuatro días". [22]</p> <p>De esta relación de acontecimientos puede inferirse que en el período 1663-1665 ocurrieron varios episodios de actividad volcánica de mayor importancia relativa en el Popocatepetl, probablemente comparables con algunos del período 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, sugiere la presencia de lava fresca en el cráter. 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 resultado de actividad explosiva de relativamente baja intensidad.</p>	<p>[22] Orozco y Berra, Don Juan, <i>op.cit.</i>, Tomo II, pág. 268.</p>	2
1664	<p>"El día 24 de junio de 1664, arrojó gran cantidad de humo el volcán 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 ésta noticia". [18, 21]</p>	<p>[18] <i>ibid.</i>, Orozco y Berra, Don Juan pág. 267.</p> <p>[21] Orozco y Berra, Don Juan, <i>op.cit.</i>, Tomo I, pág. 315.</p>	3
1663	<p>- Las actividades del volcán en éste período fueron descritas en parte, por el padre Betancourt (según Orozco y Berra) o Vetancourt (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 obscurecía 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 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, porque 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]</p> <p>- 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:</p> <p>"Notable suceso. El Volcán de la Sierra Nevada". Éste 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 blanquizco, 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".</p> <p>"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 dió 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 encontraban 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 fue 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 lumbré, 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".</p> <p>"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, fue 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 ésta mala cosa mucha cantidad de piedra azufre, la cual llega muy cerca de los pueblos, y los indios la toman. Descúbrense estas sierras desde leguas y se ve salir el humo, como de un horno, salvo que en grandísima cantidad".</p>	<p>[18] <i>ibid.</i>, Orozco y Berra, Don Juan pág. 267</p> <p>[19] <i>cit. pos.</i>, Dr. Atl, en <i>Volcanes de México</i>, pág. 16.</p> <p>[20] <i>cit. pos.</i>, Dr. Atl, pp. 17 y 18.</p>	2
1642	<p>- En la misma carta dirigida por el Conde de la Cortina a todos los editores de los periódicos de ésta ciudad capital en 1815, se establece que en 1642 otra: "erupción del Popocatepec : arroja humo y cenizas". [18]</p> <p>- En una carta dirigida por el Conde de la Cortina a todos los editores de los periódicos de ésta ciudad capital en</p>	<p>[18] <i>ibid.</i>, Orozco y Berra, Don Juan pág. 267</p> <p>[16] <i>ibidem.</i>, Orozco y Berra,</p>	2

1592	1815, se registra que en 1592: <b>"volvió a arrojar el Popocatepec vapores y cenizas". [16]</b>	Don Juan, Tomo I, pág. 309.	2
1571	Reporta el Sr. Martínez Gracida: <b>"Erupción del Volcán Popocatepetl, Arrojo muchas cenizas". [18]</b>	[18] <i>Ibid.</i> , Orozco y Berra, Don Juan pág. 267.	2
1548	Según el testimonio dejado por el Sr. Martínez Gracida en ese año hubo una: <b>"erupción del Popocatepec, arrojó lava y materias encendidas". [15]</b> 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, cenizas y en ocasiones rocas incandescentes alrededor del cráter es común y frecuente en el Popocatepetl. Esto corresponde a erupciones pequeñas a moderadas. Una percepción 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 otros volcanes de América Central. Díaz del Castillo posiblemente presencié algunas de las erupciones ocurridas en Nicaragua (El volcán San Cristobal 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)	[15] Orozco y Berra, Don Juan, <i>Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, "Antonio Alzate"</i> , Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzbispado, Tomo I, México, 1887, pág. 308.	2
1540	Según Bernal Díaz del Castillo: <b>"echó grandes llamas, piedras y cenizas". Sus cenizas llegaron hasta Huejotzingo, Chalco, Cholula y Tlaxcala. "quemó el campo, las hortalizas y los árboles". [15]</b> Un cronista anónimo de 1550, cuyo manuscrito se encuentra en la Biblioteca Provincial de Toledo, asegura que el volcán: <b>"después de haber estado en reposo durante diez años, tornó a enturberarse en 1540, poniendo el espanto en los vecinos de Huejotzingo y sus alrededores". [14]</b>	[14] <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl en <i>Volcanes de México</i> , pág. 16. [15] Orozco y Berra, Don Juan, <i>Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, "Antonio Alzate"</i> , Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzbispado, Tomo I, México, 1887, pág. 308.	2
1539	Reporta Bernal Díaz del Castillo [11]: <b>"después acá desde que estamos en ésta tierra no le hemos 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..."</b>	[11] Díaz del Castillo, Bernal: "Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España. 15ª Ed. Porrúa, México, 1992. Pág. 136.	2
1530	En su Repertorio de los tiempos, Enrico Martínez citó que el Popocatepetl: <b>"Tornó a arrojar humo y dejó de hacerlo, conforme a ésta cita: "en éste mismo año de 1530, el Volcán que está a vista de México, cesó de echar humo y estuvo así hasta el año de 1540". [13].</b>	[13] Orozco y Berra, Manuel. "Historia Antigua y de la Conquista de México". Tomo IV, pág. 234, <i>cit. pos.</i> Orozco y Berra, Don Juan, <i>op. cit.</i> , pág. 264.	1
1519	La actividad del Popocatepetl seguía en éste 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 éste 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 ésta 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. Éste 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] Mencionó el Dr. Atl: "En la Cosmografía de Sebastián Musler, 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 sostiene 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 pareciéles que tenía 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" [10] Relata Bernal Díaz del Castillo [11]: "...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: <b>"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"</b> . Una braza equivale a 1.67 metros, por lo que cada tramo de las cuerdas guindalesas mediría aproximadamente 60 m. Tocó a Montaña entrar siete veces en el cráter del cual extrajo cerca de ocho arrobas y media de azufre (una arroba equivale aproximadamente a 11.5 kg). En seguida entraron los otros compañeros hasta llenar los sacos y decidieron no entrar más, porque según Montaña dijo al cronista Cervantes de Salazar, <b>"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</b>	[7] <i>idem</i> , Orozco y Berra, Don Juan, pág. 264. [8] Cortés, Hernán: "Segunda Carta de Relación", <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl en <i>Volcanes de México, Vol. I. La Actividad del Popocatepetl</i> , Editorial Polis, México, 1939, pág. 14. [9] Musler, Sebastián: "Cosmografía", 1540, <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, <i>Volcanes de México</i> , pág. 16. [10] <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, en <i>Volcanes de México</i> , pág. 15. [11] Díaz del Castillo, Bernal: "Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España. 15ª Ed. Porrúa, México, 1992. Pág. 136. [12] Cervantes de Salazar: "Crónica de la Nueva España", Tomo III. <i>cit. pos.</i> , Dr. Atl, <i>op. cit.</i> , Pág. 15.	3

	<i>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". [12]</i>		
1512	"Año de siete navajas y de 1512... En éste año "les parecía que humeaban las piedras tanto que llegaba el humo al cielo"...Al respecto comenta Orozco y Berra "El símbolo interpretado como el humear de las piedras nos parece decir que permanecieron aún los efectos de la erupción del Popocatepetl. [6] Ese reporte refleja lo que parece ser una actividad fumarólica, sin manifestaciones explosivas. Continúa Don Juan Orozco y Berra con una descripción que podría sin duda aplicarse a la actividad actual.	[6] <i>ibidem</i> , Orozco y Berra, Don Juan, pág. 263.	2
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 ésta 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 éste 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. Ésta fue una de las maravillas que ellos vieron antes de que viniesen los cristianos y pensaban que era Quecalcoatlé al cual esperaban". Sobre esto comenta Don Manuel Orozco y Berra "Las pinturas de los códices Telleriano-Remence 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 que fue una erupción del volcán Popocatepetl, situado al SE de México. Así nos lo persuaden las descripciones y las pinturas, sólo que los intérpretes no supieron darse cuenta del fenómeno anotado en los anales. El vulgo tomaba como cosa maravillosa y perteneciente al cielo". [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. Manuel Orozco y Berra relaciona este evento con el glifo del código Tellerianus Remensis, 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.,1995; Siebe et. al., 1995). La magnitud de la actividad reflejada en el código Tellerianus Remensis contrasta por ejemplo con la de glifos, como el del código Quauhtinchan que muestran al Popocatepetl con una leve pluma fumarólica (al lado de una Iztaccihuatl pasiva). 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, quien escribe [5]: "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 ésta 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 éste 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 Popocatepetl, en la Monarquía Indiana de Torquemada"...En el libro primero capítulo XIV, de ésta 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 cenizas, arena y piedra pómez –la misma capa de piedra pómez de 30 centímetros de espesor a que he hecho referencia más arriba-. Éste hallazgo fue en el pueblo de Amecameca por los años de 1910 y en forma enteramente casual, al abrir un pozo. Consistió en varios cacharos de cocina: una ollita pequeña de barro pulida, sin engretar, un apaxtle, y además un metate junto al típico tlecuil, todo lo cual se encontraba al pie de un muro de adobe"...¿Época? Difícil precisarla; 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".	[4] Orozco y Berra, Manuel: "Historia Antigua y de la Conquista de México", Tomo III, pág. 466, <i>cit. Pos.</i> Orozco y Berra, Don Juan, <i>op. cit.</i> , pág. 262. [5] Dr. Atl. <i>Volcanes de México. Vol I La Actividad del Popocatepetl</i> , Editorial Polis, México, 1939, Pág 13. [6] <i>ibidem</i> , Orozco y Berra, Don Juan, pág. 263.	1
1363	Fernando Alvaro Tezozomoc escribió en su Crónica Mexicatotl: "107. Ce acatl xihuitl, 1363 años, iquac ipanin peuh in Popocatepetl in yeyepoca, iquac in mic in Tenochtzin, in teyacan Tenochtitlan cempohuallon caxtollí ipan nauh xihuitl, aih inic ompa 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 Tenochtitlan 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	[2] <b>Alvaro Tezozómoc, Hernando:</b> "Crónica Mexicatotl, 1609." Trad. Adrián León, 1949. <i>cit. pos</i> <b>Yarza de la Torre, Esperanza,</b> en <i>Volcanes de México</i> , M. Aguilar, Editor, México, 2ª edición corregida y ampliada, 1971, pág. 136. [3] <i>cit. pos.</i> Yarza de la Torre, Esperanza en <i>Volcanes de México</i> , pág. 136.	1
1,354	( <i>V Tochtli</i> ) " <b>A los treinta y un años de la fundación de la ciudad (de México), comenzó a salir el fuego del volcán". [1, 2]</b> Es la mención más antigua que se ha encontrado de las erupciones del Popocatepetl Es posible que este reporte refleje efectos remanentes de la última de las erupciones mayores que han ocurrido en el Popocatepetl, alrededor del año 900 o 1000 (Macías et. al., 1995). 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.	[1] Orozco y Berra, Manuel: "Historia Antigua y de la Conquista de México", Tomo III, pág. 169. <i>cit. pos.</i> Orozco y Berra, Don Juan en <i>Etemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana "Antonio Alzate"</i> , Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzbispado, Tomo II, México, 1888, pág. 261. [2] <b>Alvaro Tezozómoc, Hernando:</b> "Crónica Mexicatotl, 1609." Trad. Adrián León, 1949. <i>cit. pos</i> <b>Yarza de la Torre, Esperanza,</b> en <i>Volcanes de México</i> , M. Aguilar, Editor, México, 2ª edición corregida y ampliada, 1971, pág. 136. <b>(Macías et. al., 1995).</b>	2
	Erupciones plinianas con formación de depósitos de surge al este del cráter, a una distancia entre 15 y 20 km y a cotas de 2,300 a 3,500 metros sobre el nivel medio del mar; además de formación de depósitos flujos de cenizas.	<b>Robin, C., 1981</b> <b>Fechamiento: 880 ± 80 a.</b>	

1050 D.C. (950 BP)	Explosiones muy violentas que originaron depósitos de pómez, ya que existen capas de entre 30 cm y 1 metro de espesor (principalmente).	Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 1095 ± 155 d.c. y 1035 ± 55 d.c. Heide, K. and Heide-Weise, H., 1973. Fecha: 965 ± 60 a.	4
724 D.C. (1200 BP)	Erupciones plinianas que dieron lugar a depósitos de caída de pómez al este del volcán, a una distancia del cráter entre 15 y 20 km; con formación de amplios depósitos de piroclásticos y de lahar hacia el sector este del volcán, hacia Atlitxco y Cholula, Pue., a unos 33 km del cráter y a altitudes entre 2,180 y 3500 metros sobre el nivel medio del mar. Posibles derrames de lava poco fluida.	Robin, 1981. Fecha: 1,230 ± 90 a. Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 920 ± 65 d.c.; 820 ± 50 d.c.; 800 ± 85 d.c.; 790 ± 175 d.c.; 785 ± 60 d.c.; 715 ± 50 d.c.; 695 ± 45 d.c.; 685 ± 55 d.c. y 675 ± 60 d.c.	4
298 A.C. (2305 BP)	Erupción pliniana con formación de depósitos de pómez y de flujos de ceniza hacia el sector noreste del volcán, a una distancia de unos 5 km y a una cota de 3,500 metros sobre el nivel medio del mar.	Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 215 ± 65 a.c. y 380 ± 195 a.c.	4
714 A. C. (2721 B.P.)	Erupción pliniana, con formación de depósitos de pómez y de flujos de ceniza hacia los sectores este y noreste del volcán, a unos a unos 15-20 km del cráter y a una cota de 3,500 metros sobre el nivel medio del mar. <i>Se encontraron restos de habitaciones sepultadas por una capa de pómez en las cercanías de San Nicolás De los Ranchos y San Buenaventura Nealtican, además de milpas sepultadas por el mismo material.</i>	Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 520 ± 70 a.c. y 565 ± 70 a.c. Seele, E., 1973; Uruñuela y Pluncket, P., 1995. Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 800 ± 75 a.c.	4
3005 A.C. (5012 B.P.)	Erupción de tipo pliniana con emisión de nubes ardientes tipo San Vicente, así como depósitos piroclásticos ampliamente dispersos, a una distancia de 5 km desde el cráter y a una cota de 3,500 metros sobre el nivel medio del mar; además de posibles derrames de lava de poca fluidez.	Robin, 1981. Fecha: 4980 ± 50 a. Siebe, C. et al., 1996. Fecha: 2830 ± 65 a.c.; 2860 ± 90 a.c.; 3015 ± 65 a.c.; 3130 ± 85 a.c. y 3195 ± 75 a.c.	4
4980 A. C. (6987 B.P.)	Erupción de tipo pliniana con emisión de nubes ardientes tipo San Vicente, así como depósitos piroclásticos ampliamente dispersos, además de posibles derrames de lava de poca fluidez.	Robin, 1981. Fecha: 4980 ± 50 a.	4
9100 B.P.	Ocurren varias erupciones menores y al menos cuatro grandes erupciones	Siebe et al., 1995	4
10700 B.P.	Ocurren varias erupciones menores y al menos cuatro grandes erupciones	Siebe et al., 1995	4
14000 B.P.	Gran erupción pliniana que produjo lluvia de ceniza y pómez sobre el Valle de México	Siebe et al., 1995	5
23000 B.P.	Erupción que dio lugar a una avalancha de escombros que se precipitó pendiente abajo por el colapso parcial del cono, la cual dio lugar a la morfología actual en la parte sur del volcán, donde se asientan algunos poblados tales como Tetela del Volcán, Zacualpan de Amilpas y Cuautla entre otros, en el Estado de Morelos.	Siebe et al., 1995	4

Una breve descripción de los eventos a los que se asignaron valores VEI, también se da en la segunda columna de dicha tabla.

Un método para determinar el valor actual del VEI en el Popocatepetl, es calcular el volumen de material emitido, para asignarle su valor correspondiente de acuerdo a la escala establecida por Newhall y Self, (1982).

Ahora bien, para estimar el volumen de material expulsado durante una erupción, se puede utilizar la fórmula de Settle (1978):

$$V = \{3.6/10^9\} \tau/\rho \{H/\alpha\}^{1/\lambda}$$

donde **V** es el volumen de material emitido en km<sup>3</sup>, **τ** la duración del evento eruptivo en horas, **ρ** la densidad del material en g/cm<sup>3</sup>, **H** la altura absoluta que alcanza la columna eruptiva en km y **α** (km(s/kg)<sup>λ</sup> y **λ** son constantes obtenidas para el caso de seis volcanes con características geológicas semejantes.

Por tanto y sustituyendo en la fórmula anterior los valores del evento más importante ocurrido en el Popocatepetl el 13 de diciembre del 2000, donde la altura de la columna fue de 8 km por encima del cráter (13.5 km sobre el nivel medio del mar), la duración del evento de 4 horas y la densidad promedio del material de 1.1 g/cm<sup>3</sup>, obtenemos lo siguiente:

$$V = \{3.6/10^9\} 4.0/1.1 \{13.5/0.527\}^{1/0.220}$$

$$V = \{13.09090909 \times 10^{-9}\} \{25.61669829\}^{4.545454545}$$



$$V = \{13.09090909 \times 10^{-9}\} \{2525677.926\}$$

$$V = 33063420.12 \times 10^{-9}$$

$$V = 0.03306342012 \text{ km}^3$$

$$V = 33,063,420.12 \text{ m}^3$$

que es el volumen de material emitido exclusivamente durante éste evento y al cual le corresponde un valor VEI = 3 de acuerdo a la escala arriba referida.

De la misma manera, para conocer el volumen total aproximado emitido de material a partir del 21 de diciembre de 1994 hasta fines del año 2000, lo que hacemos es calcular los volúmenes parciales para cada emisión de material e integrarlos como un solo.

Éste método sólo es válido para emisiones conocidas, más no para eventos anteriores donde no sabemos cuantas emisiones ocurrieron.

En éste último caso, lo que se hace es buscar la información geológica de los depósitos y conociendo su extensión y espesores se calcula su volumen aproximado para poder asignarle el valor VEI correspondiente.

Por otro lado, tomando en consideración la erupción reciente del Popocatepetl del 18-19 de diciembre del 2000, veremos que también concuerda con el cálculo anterior, o sea un VEI=3 y esto lo vemos si analizamos su ocurrencia con los parámetros considerados dentro de la tabla 11; ya que fue de tipo explosiva, vulcaniana, troposférica moderada y altura entre 3 y 15 km.

Esto último nos permite corroborar la consistencia y validez del método aplicado, para encontrar el VEI de cualquier volcán en actividad del mundo, únicamente en función de la mayor emisión de material piroclástico a la atmósfera, siempre y cuando se conozcan su altura absoluta en km y duración en horas.

## CAPÍTULO 6. DISTRIBUCIÓN DE LA POBLACIÓN ALREDEDOR DEL POPOCATÉPETL

La población vulnerable que se asienta en la zona de influencia del volcán Popocatepetl, corresponde primordialmente a tres estados: México, Morelos y Puebla, aunque en el pasado también han sido impactados algunos asentamientos de Tlaxcala y el Distrito Federal.

Para el estudio del riesgo en estos tres estados, se realizaron censos de población directamente en cada una de las poblaciones, con la finalidad de realizar una clasificación de ellas por niveles de riesgo, de acuerdo con el mapa actual de peligro volcánico. Así mismo, se agregó un cuarto nivel de riesgo, que corresponde a las poblaciones localizadas a lo largo de las trayectorias por posibles flujos de lodo o de lahar y que inclusive se encuentran fuera del mismo mapa de peligro volcánico, elaborado por Macías, et. al., 1995 (las poblaciones con riesgo por posibles flujos de lodo, se tratan más ampliamente en el inciso 4.3 del capítulo 4.

Así, para el Estado de México se agrupan los poblados en la tabla 12, además de un compendio en la tabla 13.

**TABLA 12.- POBLACIONES CON NIVELES DE RIESGO ALTO (1), MEDIANO (2) Y BAJO (3) EN EL ESTADO DE MÉXICO, ADEMÁS DEL NIVEL 4 POR FLUJO DE LODO O LAHAR**

POBLACIÓN	HABITANTES	NIVEL DE RIESGO 1 (ALTO)	NIVEL DE RIESGO 2 (MEDIANO)	NIVEL DE RIESGO 3 (BAJO)	NIVEL DE RIESGO 4 (POBLACIONES UBICADAS EN LAS TRAYECTORIAS DE POSIBLES FLUJOS DE LODO)
ATLAUTLA DE VICTORIA	8,223	1			
ECATZINGO DE HIDALGO	5,735	1			
SAN JUAN GRANDE	212	1			
SAN JUAN TEHUIXTITLÁN	5,428	1			
SAN JUAN TEPECOCULCO	3,073	1			
SAN MARCOS TECOMAXUSCO	1,025	1			
SAN PEDRO NEXAPA	3,317	1			
SANTIAGO MAMALHUAZUCA	1,526	1			
ALDEA LOS REYES	312		2		
AMECAMECA DE JUÁREZ	28,222		2		
AYAPANGO DE GABRIEL RAMOS MILLÁN	1,943		2		
BENITO JUÁREZ DE TLALTECÓYAC *	384 *		2		
COLONIA ALZATE	500		2		
COLONIA GUADALUPE HIDALGO	691		2		
COLONIA INDUSTRIAL	200		2		
LAS DELICIAS (DEPENDIENTE DE POPO PARK)	1,200		2		
NEPANTLA DE SOR JUANA INÉS DE LA CRUZ	1,846		2		
OZUMBA DE ALZATE	18,493		2		
POPO PARK	816		2		
SAN ANDRÉS TLALÁMAC	3,482		2		
SAN ANTONIO SOYATZINGO	2,274		2		
SAN ANTONIO TLALTECAHUACAN	1,154		2		
SAN CRISTÓBAL POXTLA	581		2		
SAN DIEGO CHALCATEPEHUACAN *	92 *		2		
SAN DIEGO HUEHUECALCO	1,378		2		
SAN ESTEBAN CUECUECUATITLA	1,301		2		
SAN FRANCISCO ZENTLALPAN	2,112		2		
SAN JOSÉ TLACOTITLÁN	1,031		2		

SAN JUAN TLACOTOMPA	1,061		2		
SAN LORENZO TLALTECÓYAC	604		2		
SAN MATEO TECALCO	1,767		2		
SAN VICENTE CHIMALHUACÁN	1,092		2		
SANTA ISABEL CHALMA	1,820		2		
SANTIAGO CUAUHTENCO	1,070		2		
TEPETLIXPA	9,380		2		
JUCHITEPEC DE MARIANO RIVAPALACIO	10,395			3	
SAN BARTOLOMÉ MIHUACÁN	442			3	
SAN JOSÉ ZAVALITA	404			3	
SAN JUAN ATZACUALOYA *	342 *			3	
SAN JUAN COXTOCÁN	1,071			3	
SAN JUAN EVANGELISTA TLAMAPA	300			3	
SAN LORENZO TLALMIMINOLPAN	1,414			3	
SAN MARTÍN PAHUACÁN	973			3	
SAN MATEO TEPOPULA *	? *			3	
SAN MATÍAS CUIJINGO	3,826			3	
SAN RAFAEL	16,578			3	
SANTIAGO TEPOPULA	1,409			3	
SANTO TOMÁS ATZINGO	1,312			3	
TEMAMATLA	2,902			3	
TENANGO DEL AIRE	3,503			3	
TLALMANALCO DE VELÁZQUEZ	9,892			3	
<b>TOTALES:</b>	<b>51</b>	<b>168,108</b>	<b>8</b>	<b>27</b>	<b>16</b>

\* Datos tomados del Consejo Estatal de Población COESPO (2000) del Estado de México

**TABLA 13.- NÚMERO DE POBLADOS Y DE HABITANTES PARA CADA ZONA DE RIESGO EN EL ESTADO DE MÉXICO**

ZONA DE RIESGO	NÚMERO DE POBLACIONES	NÚMERO DE HABITANTES
1	8	28,539
2	27	84,806
3	16	54,763
<b>TOTALES:</b>	<b>51</b>	<b>168,108</b>

Por lo que respecta al Estado de Morelos, también se hace una clasificación de poblaciones por niveles de riesgo en la tabla 14, estableciéndose además el nivel 4 correspondiente a los asentamientos ubicados a lo largo de trayectorias con riesgo por flujos de lodo. Así mismo, se hace un compendio en la tabla 15 para éste mismo Estado.

**TABLA 14.- POBLACIONES CON NIVELES DE RIESGO ALTO (1), MEDIANO (2) Y BAJO (3) EN EL ESTADO DE MORELOS, ADEMÁS DEL NIVEL 4 POR FLUJO DE LODO O LAHAR**

POBLACIÓN	HABITANTES	NIVEL DE RIESGO 1 (ALTO)	NIVEL DE RIESGO 2 (MEDIANO)	NIVEL DE RIESGO 3 (BAJO)	NIVEL DE RIESGO 4 (POBLACIONES UBICADAS EN LAS TRAYECTORIAS DE POSIBLES FLUJOS DE LODO)
SAN FRANCISCO OCOXALTEPEC	1,300	1			
SAN PEDRO TLALMIMILULPAN	1,420	1			
ACHICHIPICO	1,936		2		
COLONIA AQUILES SERDÁN	930		2		
COLONIA CINCO DE MAYO	1,800		2		
LOS CAPULINES	250		2		
METEPEC	2,000		2		
MEXQUEMECA	600		2		
OCUITUCO	7,800		2		
SAN ANDRÉS JUMILTEPEC	12,000		2		
SAN FRANCISCO TEXCALA	761		2		
SAN MARCOS HUECAHUAXCO	2,500		2		

SAN MARCOS HUEJOTENGO	1,500		2		
SAN MIGUEL HUEPALCALCO	1,800		2		
SANTO DOMINGO HUEYAPAN	1,300		2		
TETELA DEL VOLCÁN	7,500		2		
TEZONTETELCO	700		2		
TLACOTEPEC	6,500		2		
XOCHICALCO	800		2		
XOCHITLÁN	2,000		2		
YECAPIXTLA	11,903		2		
ZAHUATLÁN	2,294		2		
ADOLFO LÓPEZ MATEOS	400			3	
AMACUITLAPILCO	2,500			3	
AMILCINGO	2,300			3	
ATLATLAHUCAN	6,981			3	
COCOYOC	?			3	
CUAUTLA	?			3	
HUAZULCO	3,000			3	
HUEXCA	370			3	
JONACATEPEC	6,600			3	
JUAN MORALES	25,000			3	
KILÓMETRO OCHENTA Y OCHO	?			3	
LOS LIMONES	238			3	
LOS REYES	960			3	
PAZULCO	370			3	
POPOTLÁN	600			3	
PREDIO MANCERA	95			3	
SAN MARTÍN TEMOAC	5,000			3	
SAN MATEO CHALCATZINGO	1,833			3	
SAN PEDRO JANTETELCO	3,915			3	
SANTIAGO AMAYUCA	4,082			3	
TECAJEC	1,178			3	
TETELCINGO	?			3	
TLAMOMULCO	360			3	
TLAYACAPAN	?				
TLAYCA	524			3	
UNIDAD HABITACIONAL FCO. I. MADERO (PARAÍSO ESCONDIDO)	?			3	
YECAPIXTECA	300			3	
ZACUALPAN DE AMILPAS	6,500			3	
BALNEARIO LAS ESTACAS (JURISDICCIÓN DE LA COLONIA BONIFACIO GARCÍA)	50				4
CAYEHUACÁN	350				4
COLONIA BONIFACIO GARCÍA (COLONIA ALEJANDRA)	2,453				4
COLONIA MIGUEL HIDALGO	?				4
COLONIA JOSÉ MARÍA MORELOS	663				4
COLONIA PALO PRIETO	?				4
EX-HACIENDA DE PANTITLÁN	275				4
ITZAMATITLÁN	1,500				4
MARCELINO RODRÍGUEZ	1,600				4
RANCHO LOS CARROS, SAN FELIPE DE JESÚS (TELIXTAC)	64				4
SAN ANTONIO LA ESPERANZA	230				4
SAN ISIDRO	50				4
SANTA ANA	150				4
TEMILPA VIEJO	1,632				4
TENANGO	3,500				4
TICUMÁN	5,812				4
TLALTIZAPÁN DE ZAPATA	15,662				4
TLAQUILTENANGO	20,860				4
YAUTEPEC	36,000				4
<b>TOTALES:</b>	<b>57</b>	<b>187,433</b>	<b>2</b>	<b>20</b>	<b>28</b>
					<b>19</b>

**TABLA 15.- NÚMERO DE POBLADOS Y DE HABITANTES PARA CADA ZONA DE RIESGO EN EL ESTADO DE MORELOS**

ZONA DE RIESGO	NÚMERO DE POBLACIONES	NÚMERO DE HABITANTES
1	2	2,720
2	20	66,874
3	28	73,106
4	19	90,851
<b>TOTALES:</b>	<b>69</b>	<b>233,551</b>

De manera similar, para el Estado de Puebla se hace una clasificación de todas las poblaciones en la tabla 16, con un nivel de riesgo 4 adicional, correspondiente a los núcleos de población ubicados a lo largo de los cauces con riesgo por flujos de lodo o lahares. Así mismo, en la tabla 17 aparece un compendio para todo éste Estado.

**TABLA 16.- POBLACIONES CON NIVELES DE RIESGO ALTO (1), MEDIANO (2) Y BAJO (3) EN EL ESTADO DE PUEBLA, ADEMÁS DEL NIVEL 4 POR FLUJO DE LODO O LAHAR**

POBLACIÓN	HABITANTES	NIVEL DE RIESGO 1 (ALTO)	NIVEL DE RIESGO 2 (MEDIANO)	NIVEL DE RIESGO 3 (BAJO)	NIVEL DE RIESGO 4 (POBLACIONES UBICADAS EN LAS TRAYECTORIAS DE POSIBLES FLUJOS DE LODO)
COLONIA AGRÍCOLA	2,025	1			
GUADALUPE HUEXOAPAN	544	1			
LA MAGDALENA YANCUICTLALPAN	2,370	1			
SAN BALTAZAR ATLIMEYAYA	1,331	1			
SAN JERÓNIMO COYULA	3,018	1			
SAN JUAN OCOTEPEC	627	1			
SAN MARTÍN ZACATEMPAN	932	1			
SAN MATEO OZOLCO	4,500	1			
SAN MIGUEL AYALA	1,541	1			
SAN MIGUEL TECUANIPAN	2,000	1			
SAN NICOLÁS DE LOS RANCHOS	12,000	1			
SAN PEDRO ATLIXCO	1,333	1			
SAN PEDRO CUAUHCO BENITO JUÁREZ	6,000	1			
SAN PEDRO YANCUICTLALPAN	5,000	1			
SANTA CATALINA CUILOTEPEC	343	1			
SANTA CATARINA TEPANAPA	584	1			
SANTA CRUZ CUAUHTOMATITLA	1,700	1			
SANTIAGO TOCHIMISOLCO	522	1			
SANTIAGO XALITZINTLA	6,000	1			
TOCHIMILCO	2,911	1			
ATLIXCO	90,000		2		
COLONIA AGRARISTA EMILIANO ZAPATA	?		2		
COLONIA CABRERA	980		2		
COLONIA CHAPULTEPEC AXOCOPAN	608		2		
COLONIA EL LEÓN	1,500		2		
COLONIA EL MIRADOR	280		2		
COLONIA EMILIANO ZAPATA	400		2		
COLONIA GUADALUPE HIDALGO	800		2		
COLONIA LA VILLA (ASENTAMIENTO IRREGULAR)	100		2		
COLONIA LOMAS DE AXOCOPAN	150		2		
COLONIA MARAVILLAS	456		2		
COLONIA SAN ISIDRO	138		2		
COLONIA SAN JUAN LOS LAURELES	300		2		
COLONIA TLAMAPA	520		2		
DOMINGO ARENAS	7,300		2		
EX-HACIENDA DE DOLORES	90		2		
LA MAGDALENA AXOCOPAN	2,077		2		
LA SOLEDAD MORELOS	?		2		

LA TRINIDAD TEPANGO	3,000		2	
MÁRTIR DE CHINAMECA	300		2	
METEPEC	5,068		2	
PRADOS EL LEÓN	?		2	
PUEBLO NUEVO	450		2	
SAN AGUSTÍN CHAHUAC	600		2	
SAN AGUSTÍN LOS MOLINOS	270		2	
SAN ANDRÉS CALPAN	15,000		2	
SAN ANTONIO ALPANOCA	2,350		2	
SAN ANTONIO CUAUTLA	384		2	
SAN ANTONIO TLATENCO	2,911		2	
SAN BUENAVENTURA NEALTICAN	9,800		2	
SAN DIEGO ACAPULCO	1,500		2	
SAN DIEGO BUENAVISTA	586		2	
SAN FRANCISCO BUENAVISTA	620		2	
SAN FRANCISCO HUILANGO	1,062		2	
SAN FRANCISCO XOCHITIOPAN	1,088		2	
SAN JERÓNIMO TECUANIPAN	2,900		2	
SAN JUAN AMECAC	7,000		2	
SAN JUAN CASTILLOTLA	806		2	
SAN JUAN PANCOAC	921		2	
SAN JUAN TEJUPA	4,000		2	
SAN JUAN TIANGUISMANALCO	5,472		2	
SAN LUCAS ATZALA	3,500		2	
SAN LUCAS TULCINGO	1,538		2	
SAN MARTÍN TLAMAPA	2,019		2	
SAN MARTÍN TLAPALA	1,398		2	
SAN MATEO COATEPEC	713		2	
SAN MIGUEL AGUACOMULICAN	1,214		2	
SAN MIGUEL PAPAXTLA	1,520		2	
SAN MIGUEL TIANGUIZOLCO	1,751		2	
SAN PEDRO IXHUATEPEC	1,200		2	
SANTA ANA ACOZAUTLA	1,500		2	
SANTA ISABEL CHOLULA	2,750		2	
SANTA MARÍA ATEXCAC	2,768		2	
SANTA MARÍA NEPOPUALCO	2,437		2	
SANTA MARÍA TIANGUISTENCO	550		2	
SANTIAGO ATZITZIHUACÁN	656		2	
AHUATLÁN	280			3
ALMAZÁN	800			3
CACALOXÚCHITL DE AYALA	5,900			3
CHAMPUSCO (INTERNADO FEMENIL- ESCUELA TÉCNICA # 4)	484			3
CHOLULA DE RIVADAVIA	56,293			3
COLONIA DIEZ DE ABRIL	200			3
COLONIA EL PARAÍSO	?			3
COLONIA EMILIANO ZAPATA NEXATENGO	1,000			3
COLONIA EMILIO PORTES GIL	600			3
COLONIA LAS PALMAS	470			3
COLONIA MÁRTIR CUAUHTÉMOC	750			3
COLONIA INDEPENDENCIA SAN JOSÉ TERUEL	?			3
COLONIA ZARAGOZA	?			3
EL PEDREGAL	?			3
FRACCIONAMIENTO CAÑAVERALES	?			3
FRANCISCO JAVIER MINA	?			3
HUAQUECHULA	11,213			3
HUEJOTAL	300			3
HUEJOTZINGO	19,318			3
JUAN ÜBERA	?			3
LA CANOA	?			3
LA LIBERTAD	?			3
LA MAGDALENA	?			3
LA SABANA	790			3
LA VENTA	280			3

LAS PETACAS	?			3	
LOS REYES TEOLCO	954			3	
LOS REYES TLANECHICOLPAN	?			3	
MAXIMINO ÁVILA CAMACHO	?				
MORELOS MATLALA	200			3	
OTILIO MONTAÑO	?				
PROGRESO	412			3	
RAFAEL ÁVILA CAMACHO (COLONIA MANANTIALES)	?			3	
RANCHO DE AZTLA	600			3	
RANCHO EL POTRERO	36			3	
RANCHO LA JOYA (JURISDICCIÓN DE JUAN UBERA)	?			3	
RANCHO NUEVO MI CHAPITA	180			3	
RANCHO TEPETZINGO	520			3	
SAN AGUSTÍN ATZOMPA	3,600			3	
SAN AGUSTÍN CALVARIO	3,500			3	
SAN AGUSTÍN HUIXASTLA	?			3	
SAN AGUSTÍN IXTAHUISTLA	?			3	
SAN ANDRÉS CHOLULA	?			3	
SAN ANTONIO MIHUACÁN	8,000			3	
SAN BARTOLO COHUECAN	?			3	
SAN BERNARDINO TLAXCALANCINGO	?			3	
SAN COSME TEXINTLA	?			3	
SAN CRISTÓBAL TEPEOJUMA	5,800			3	
SAN CRISTÓBAL TEPONTLA	?			3	
SAN DIEGO CUACHAYOTLA	?			3	
SAN DIEGO EL ORGANAL	3,791			3	
SAN ESTEBAN ZOAPILTEPEC	?				
SAN FELIPE TEOTLALTZINGO	6,000			3	
SAN FELIPE TEPEMAXALCO	?			3	
SAN FÉLIX HIDALGO	?			3	
SAN FRANCISCO ACATEPEC	?			3	
SAN FRANCISCO CACALOTEPEC	?			3	
SAN FRANCISCO COAPAN	6,000			3	
SAN FRANCISCO OCOTLÁN	12,000			3	
SAN GREGORIO ATZOMPA	?			3	
SAN GREGORIO ZACAPECHPAN	7,000			3	
SAN HIPÓLITO ACHAPA (DEPENDIENTE DE SAN BERNARDINO CHALCHIHUAPAN)	200			3	
SAN ISIDRO HUILOTEPEC	?			3	
SAN JERÓNIMO CALERAS	?			3	
SAN JOSÉ CUAUHTÉMOC	?				
SAN JUAN BAUTISTA	450			3	
SAN JUAN HUILUCO	3,500			3	
SAN JUAN PORTEZUELO	400			3	
SAN JUAN TEJALUCA	?			3	
SAN JUAN TETLA	3,550			3	
SAN JUAN TLALE (LA UNIÓN)	800			3	
SAN JUAN TLAUTLA	?			3	
SAN JUAN VALLARTA	1,000			3	
SAN LORENZO CHIAUTZINGO	10,500			3	
SAN LUCAS MATLALA	476			3	
SAN LUIS CHALMA	700			3	
SAN LUIS COYOTZINGO	1,645			3	
SAN LUIS TEHUILOYUCAN	?			3	
SAN MARCOS ACTEOPAN	?			3	
SAN MARTÍN ZOQUIAPAN	4,600			3	
SAN MATEO CAPULTITLÁN	1,791			3	
SAN MATÍAS ATZALA	2,000			3	
SAN MATÍAS COCOYOTLA	?			3	
SAN NICOLÁS ZECALACOAYA	2,700			3	
SAN PABLO AGUATEMPAN	2,200			3	
SAN PEDRO CONTLA	?			3	
SAN PEDRO TEYUCA	1,800			3	
SAN RAFAEL COMAC	?			3	

SAN SEBASTIÁN TEPALCATEPEC	?			3		
SANTA ANA COATEPEC	1,342			3		
SANTA ANA XALMIMILULCO	12,162			3		
SANTA ANA YANCUICTLALPAN	?			3		
SANTA BÁRBARA ALMOLOYA	?			3		
SANTA CATARINA COATEPEC	1,339			3		
SANTA CLARA OCOYUCAN	?			3		
SANTA CRUZ YANCUICTLALPAN	86			3		
SANTA LUCÍA COSAMALOAPAN	?			3		
SANTA MARÍA ACUEXCOMAC	10,837			3		
SANTA MARÍA CORONANGO	11,000			3		
SANTA MARÍA EL RODEO	?			3		
SANTA MARÍA TONANTZINTLA	?			3		
SANTA MARÍA ZOYATLA	?			3		
SANTA MÓNICA	?					
SANTIAGO MOMOXPAN	?			3		
SANTIAGO TETLA	1,010			3		
SANTO DOMINGO ATOYATEMPAN	1,800			3		
SANTO DOMINGO AYOTLICHÁ	485			3		
SOTO Y GAMA	?			3		
TEACALCO DE DORANTES	1,800			3		
TEHUIXPANGO	?					
TEPAPAYECA	1,100			3		
TEZONTEOPAN DE BONILLA	4,500			3		
TLAPANALÁ	1,100			3		
TLAPETLAHUAYA	580			3		
TRONCONAL	1,600			3		
AYUTLA	3,293				4	
EL PARAÍSO	?				4	
IZÚCAR DE MATAMOROS	70,000				4	
LA GALARZA	?				4	
MATZACO	?				4	
SAN MARTÍN ALCHICHICA	3,000				4	
SANTA MARÍA TATETLA	?				4	
SAN NICOLÁS TOLENTINO	3,800				4	
SAN SEBASTIÁN PUCTLA	?				4	
<b>TOTALES:</b>	<b>191</b>	<b>321,798</b>	<b>20</b>	<b>56</b>	<b>115</b>	<b>9</b>

**TABLA 17.- NÚMERO DE POBLADOS Y DE HABITANTES PARA CADA ZONA DE RIESGO EN EL ESTADO DE PUEBLA**

ZONA DE RIESGO	NÚMERO DE POBLACIONES	NÚMERO DE HABITANTES
1	20	55,281
2	56	197,301
3	115	246,324
4	9	80,093
<b>TOTALES:</b>	<b>200</b>	<b>578,999</b>

De las clasificaciones anteriores y en base a las tablas 13, 15 y 17, se resume en la tabla 18 el número total de poblados para cada zona de riesgo del Popocatepetl, con el total de habitantes para cada una de las mismas y un gran total global.

**TABLA 18.- NÚMERO TOTAL DE POBLADOS Y DE HABITANTES PARA LAS DISTINTAS ZONAS DE RIESGO EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

ZONAS DE RIESGO	NÚMERO DE POBLADOS	NÚMERO TOTAL DE HABITANTES
ZONA 1	30	86,540
ZONA 2	103	348,981
ZONA 3	159	374,193
ZONA 4	28	170,944
<b>TOTALES:</b>	<b>320</b>	<b>980,658</b>



Los censos anteriores se actualizaron para el año 2000, previo a la contingencia del 18-19 de diciembre del mismo año y que fueron utilizados durante la puesta en marcha del Plan Operativo del Volcán Popocatepetl por la Dirección General de Protección Civil de la SEGOB.

## CAPÍTULO 7. VULNERABILIDAD DE LA POBLACIÓN ASENTADA EN LA PERIFERIA DEL POPOCATÉPETL

En el pasado geológico, el volcán Popocatepetl tuvo grandes erupciones que dieron lugar a la conformación actual de su periferia y que abarca parte de los Estados de Puebla, México y Morelos. Una de esas erupciones fue la que ocurrió hace unos 23,000 años Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1989 y que se considera fue del tipo Bezymianny.

Subsecuentes erupciones de los últimos 3,000 años han representado un peligro para los asentamientos en la periferia del edificio volcánico (Siebe, et al., 1996; Siebe and Macías, 2004), como lo demuestran algunos vestigios recién descubiertos en la parte noreste del volcán (entre San Pedro Yancuictlalpan y San Buenaventura Nealtican, en Puebla), cuyo fechamiento por C-14 arrojó una edad de 1,200 años b.p.; y el fechamiento por el mismo método de maíz calcinado por material de caída aérea en la parte sureste del mismo (a la entrada de San Pedro Benito Juárez, Pue.) con una edad de 700 años b.p. Estos dos ejemplos, específicamente están asociados a la caída de material piroclástico rico en pómez.

Ahora bien, de los datos históricos que se tienen del año 1,354 a la fecha (De la Cruz-Reyna et al., 1995), parece ser que las erupciones más recientes no han sido de grandes magnitudes, ya que solo se han reportado emisiones de gases, algunas cenizas y de existir material piroclástico, éste quedó confinado a un área reducida de unos pocos km de radio a partir del cráter de emisión.

Sin embargo y con el conocimiento de los depósitos de materiales existentes, producto de su actividad tanto geológica como histórica, es posible que se vuelva a presentar una erupción de cualquier magnitud (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007).

Por tanto, es importante considerar el riesgo **R** a que están expuestos el contexto social y material representado por las personas, recursos y servicios que pueden ser afectados ante la ocurrencia de un evento; es decir, las actividades humanas y la infraestructura existente como carreteras, escuelas, templos, hospitales, puentes, líneas vitales, centros de producción, servicios y la gente que los utiliza en el entorno del Popocatepetl.

Recordemos que el riesgo **R** se define como la destrucción o pérdida esperada a partir de la ocurrencia de un evento peligroso y de la vulnerabilidad de los elementos expuestos al mismo, pero que puede disminuirse o aumentar dependiendo de su ubicación y del grado de preparación que tenga la gente para enfrentarlo. Así mismo, se expresa como la probabilidad de exceder un nivel de consecuencias económicas y sociales en un cierto sitio y en un cierto período de tiempo (Spence, 1990).

Existe la posibilidad de reducir o mitigar el riesgo si se disminuye la vulnerabilidad. Esto se puede lograr con medidas “suaves” como las que se contemplan en los planes de protección civil o “duras” mediante obras civiles de protección (como por ejemplo las obras Sabo en Japón) que podrían disminuir los efectos y pérdidas ocasionadas por un fenómeno volcánico, como en el caso de ocurrencia de lahares o de flujos de piroclásticos por ejemplo.

Una manera de evaluarlo es mediante la utilización de la definición establecida en la página 55 del capítulo 4:

$$R = H * (V - P)$$

donde **H** (peligro) es la probabilidad de que una manifestación volcánica específica o fenómeno ocurra en un área dada, dentro de un intervalo de tiempo dado; El símbolo \* es el producto de cada par formado por una de las posibles manifestaciones peligrosas conocidas y la componente de vulnerabilidad que pueda realmente ser considerada. **V** (vulnerabilidad) es el porcentaje de pérdida esperado, de los valores expuestos ante la ocurrencia de una manifestación de peligro (i. e., probabilidad de pérdida). **P** puede definirse como el grado de “*preparación*” que tenga la gente para enfrentar el peligro, o sean la serie de medidas para reducir la vulnerabilidad.

El riesgo es por tanto, la probabilidad de pérdida de un cierto porcentaje de valor en una región dada, sobre un intervalo de tiempo dado, causado por la posible ocurrencia de una manifestación volcánica particular (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007).

La evaluación del conocimiento y de la capacidad de una comunidad para actuar correctamente ante la ocurrencia de una erupción volcánica, corresponde a un análisis de percepción de la vulnerabilidad para éste caso; igualmente, el análisis de la capacidad de reacción de personal de socorro y de la capacidad hospitalaria ante una demanda masiva de servicios médicos, corresponde a un análisis de reducción de la vulnerabilidad institucional y funcional para atender un desastre.

Para evaluar la amenaza **H**, se debe determinar la probabilidad de que un fenómeno físico se manifieste, con un determinado grado de severidad, durante un período de tiempo definido y en un área determinada. Representa la recurrencia estimada y la ubicación geográfica de eventos probables.

Para evaluar la vulnerabilidad, hay que tomar en cuenta el grado de exposición de los elementos sometidos a la posible ocurrencia de un evento (Fournier, 1985).

Una vez evaluado el riesgo y teniendo en cuenta que no es posible reducirlo a cero, para efectos de planificación y diseño de obras de infraestructura y de protección, es necesario definir un nivel de “riesgo aceptable”, o sea un valor admisible de probabilidad de consecuencias sociales y económicas que, a juicio de las autoridades que regulan éste tipo de decisiones, se considera lo suficientemente bajo para permitir su uso en la planificación física, la formulación de requerimientos de calidad de los elementos expuestos o para fijar políticas socio-económicas afines.

En resumen, para evaluar el riesgo deben seguirse tres pasos: la evaluación de la amenaza o peligro, el análisis de la vulnerabilidad y la estimación del riesgo como resultado de relacionar los dos parámetros anteriores. Cambios en uno o más de estos parámetros modifican el riesgo en sí mismo.

Al igual que la amenaza (o peligro), el riesgo también puede plasmarse en mapas, los cuales pueden ser, dependiendo de la naturaleza de la amenaza probabilísticos o determinísticos. En éste último caso, los mapas de riesgo representan un “escenario”, o sea la distribución espacial de los efectos potenciales que puede causar un evento de

una intensidad definida sobre un área geográfica, de acuerdo con el grado de vulnerabilidad de los elementos que componen el medio expuesto (Cardona, 1991).

Estos mapas, como puede intuirse, no sólo son de fundamental importancia para la planificación ante una amenaza y/o vulnerabilidad a través de los planes de desarrollo, sino también para la elaboración de los planes operativos o de contingencia que las autoridades deben realizar durante la etapa de preparativos para emergencias. Es importante anotar que un plan operativo elaborado con base en un mapa de peligros es mucho más eficiente que si se realiza sin conocer dicho escenario de efectos potenciales, dado que éste último permite definir procedimientos de respuesta más precisos para atender a la población en caso de desastre.

También es importante anotar que **R** también representa las condiciones que imposibilitan o dificultan la recuperación autónoma posterior al evento; esto es, debe incluir el grado de resiliencia de la sociedad.

Para evaluar la vulnerabilidad **V**, se debe determinar el grado de susceptibilidad y predisposición al daño o pérdida de un elemento o grupo de elementos económicos, sociales y humanos expuestos ante una amenaza particular y los factores y contextos que pueden impedir o dificultar de manera importante la recuperación, rehabilitación y reconstrucción con los recursos disponibles en la unidad social afectada. Así, la vulnerabilidad se puede expresar en por ciento (0 a 100) o mediante una escala de 0 (o sin daño) a 1 (o pérdida total).

Una manera de adelantarse a las crisis y mitigar los eventos detonantes o las condiciones de vulnerabilidad que favorezcan la ocurrencia de las mismas, es establecer alertas tempranas, como ha sido el caso del Semáforo de Alerta Volcánica, establecido para el volcán Popocatepetl y que se explica en el capítulo 8.

A continuación se describen los principales fenómenos que representan una amenaza (peligro) en distinto grado alrededor de la zona de influencia del volcán.

## **7.1. FLUJOS DE LODO**

Dentro de los fenómenos que pudieran ocurrir en el volcán, son la generación de flujos de lodo como producto de la fusión de los glaciares existentes en las partes norte y noroeste del cono volcánico por efecto de la incidencia de flujos piroclásticos o surges o de una lluvia anómala contemporánea o posterior a una emisión grande de ceniza.

Éste fenómeno ha ocurrido en el pasado, ya que González-Huesca, (2000) mostró que hace unos 1100-1300 años ocurrió y dio lugar al emplazamiento de un depósito de lahar mayor a 3 metros de espesor en las cercanías de Santiago Xalitzintla, con un volumen  $5 \times 10^7 \text{ m}^3$ . Parte de éste depósito se puede reconocer fácilmente además en los poblados de San Nicolás de Los Ranchos, San Pedro Yancuictlalpan y San Buenaventura Nealtican en Puebla. También existe otro depósito aún no cuantificado en las cercanías de San Juan Tehuixtltlán, Estado de México.

Otros pequeños lahares se han presentado durante la etapa actual de actividad, como son el del 30 de junio de 1997 (foto 20) y el del 22 de enero del 2001, cuyas trayectorias

se dieron a lo largo de la misma barranca de Tenenepanco, que aguas abajo cambia de nombre a Huiloac y pasa por las poblaciones apuntadas en el párrafo anterior.

La otra causa que pudiera generar un flujo de lodo o lahar, es la caída de una lluvia de características extraordinarias (García et al., 1995), sobre todo en el verano después de la emisión de grandes cantidades de ceniza, las cuales al mezclarse con el agua y por el alto gradiente de las pendientes, puede adquirir una fuerza destructiva de consideración que puede dañar a las poblaciones existentes aguas abajo.

Éste fenómeno, tal vez sea el que mayor daño pueda causar a ciertas poblaciones ubicadas en las trayectorias de barrancas y arroyos que nacen a más de 4,000 m de altura en la base del cono del volcán. Más adelante, se expone con mayor detalle la generación de éste tipo de flujo o lahar.

Los lahares o flujos de lodo, son mezclas de escombros rocosos movidos por agua que fluyen rápidamente por las pendientes de los volcanes (Crandell, 1971); sus propiedades físicas están controladas por el tamaño del grano y por el contenido de agua (Fisher, 1971).

Durante el avance del flujo ocurren transformaciones entre crecientes y lahares (Fisher, 1983; Pierson y Scott, 1985; Scott, 1988), por lo que pueden ocurrir los siguientes procesos:

1. Si la creciente rica en agua incorpora progresivamente sedimento durante su trayecto, se convierte en lahar o flujo de lodo. A éste proceso se le ha denominado hinchamiento.
2. Por el contrario, si dicho lahar recibe un aporte mayor de agua o pierde sedimento, entonces se diluye convirtiéndose así en un flujo de creciente (descarga terminal del lahar con un 20 a 60 % de sedimento por volumen) o en una creciente diluida.

Las velocidades de los lahares varían ampliamente debido a la forma, dimensiones y características de los ríos o barrancas por donde se encauzan, y al volumen y tamaño del grano. Por ejemplo en el Monte Santa Helena, E.U.A. en 1980, las velocidades variaron desde 40 m/s en las partes altas, hasta 1.3 m/s en las partes distales de baja pendiente (Janda et al., 1981).

Las áreas de inundación y la longitud de un lahar dependen principalmente del volumen del flujo, de las características granulométricas del material arrastrado, de las transformaciones que sufra durante su trayecto y de la topografía y pendientes del volcán.

Los lahares con un gran volumen, un alto contenido de arcilla y el confinamiento en un valle angosto, recorren grandes distancias. Es así que algunos de ellos han alcanzado centenares de km aguas abajo. Por el contrario las descargas pico de lahares que tienen un bajo contenido de arcilla se atenúan rápidamente alcanzando menor distancia; y lo mismo ocurre con los que se esparcen en amplios valles de poca pendiente. Los lahares que se mueven a altas velocidades, en ocasiones rebasan las barreras topográficas y frecuentemente desbordan las paredes en la parte externa de las curvas durante su descenso.

Las causas que pueden disparar un lahar son variadas, por lo que en seguida se mencionan algunas de ellas:

- a-** Una explosión volcánica, mediante la cual se puede desaguar brusca y catastróficamente una laguna cratérica (Zen y Hadikusumo, 1965).
- b-** Por avalanchas de escombros saturadas de agua que se transforman en flujos de lodo.
- c-** Por avalanchas de escombros que se detienen y represan en alguna parte del cauce formando presas temporales, que al romperse repentinamente generan lahares al soltar agua y pequeños deslizamientos en masa (Janda et al., 1981).
- d-** Por flujos piroclásticos que al invadir los ríos incorporan agua y dan lugar a flujos de lodo.
- e-** Por la interacción de flujos piroclásticos y oleadas, con hielo y nieve de las partes altas de un volcán, provocando su fusión (Major y Newhall, 1987) y dando lugar a la formación de agua, que al descender y mezclarse con sedimentos generan un lahar. Éste tipo de fenómeno es el que ocurrió en el Nevado del Ruiz, Colombia en 1985 (Lowe et al., 1986) y en el Monte Tokachi-dake, Japón en 1926, 1962 y 1988.

Hay otros mecanismos de generación de lahares, pero que están indirectamente relacionados con la actividad de un volcán. Estos son:

- 1.** Represas formadas por flujos de lava, lahares, avalanchas de escombros y flujos piroclásticos previos, que pueden fallar por desbordamiento.
- 2.** Bordes crátericos, que pueden derrumbarse por debilitamiento debido a hidrotermalismo o por un sismo local.
- 3.** Lluvias torrenciales que al mezclarse con la tefra recién caída y material no consolidado, forman lahares como ha estado ocurriendo recientemente en la zona aledaña al Monte Pinatubo, en Las Filipinas.
- 4.** Lahares formados por la ocurrencia simultánea de tormentas y columnas eruptivas convectivas (Moore y Melson, 1969).
- 5.** Los lahares, también pueden ser causados por la brusca liberación del agua almacenada en un glaciar sobre un volcán y que puede deberse a una rápida fusión del hielo por condiciones meteorológicas o por una fuente de calor volcánico (foto 20), tal como la caída de material de alta temperatura. Éste fue el caso durante la erupción del 30 de junio de 1997.

Por la alta densidad y velocidad de los lahares, generalmente amenazan la vida y la propiedad, sobre todo en asentamientos cercanos a ríos y valles por donde desembocan. También pueden destruir la vegetación, campos de cultivo, carreteras, puentes y enterrar profundamente obras de infraestructura, rellenar canales de ríos reduciendo la capacidad de drenaje de crecientes (Janda et al., 1981; Lombard et al.,

1981; US Army Corps of Engineers, 1984), e inclusive incrementar la sedimentación de los ríos impactados, afectando su capacidad de navegabilidad (Schuster, 1983).



Foto 20. Efecto del paso de un lahar por la barranca Tenenepanco, durante la pequeña erupción ocurrida el 30 de junio de 1997 en el volcán Popocatepetl. Nótese el proceso erosivo no solo del lecho, sino de ambas márgenes de dicha barranca

Una medida que se ha implementado para controlar las crecientes y mitigar los efectos de los lahares, es la que se ha desarrollado en Japón (Oficina para la Prevención de Desastres (Disaster Prevention Bureau), 1988a, 1988b; Asociación Japonesa de Sabo (Japan Sabo Association), 1988 y en Indonesia (Sudradjat y Tilling, 1984; Suryo y Clarke, 1985), mediante la construcción de barreras laterales, represas de contención y desvío, estructuras de contención de sedimentos para desviar, contener o por lo menos disminuir el flujo pico de lahares y crecidas asociadas.

Ahora bien, para detectar un lahar cerca de su fuente y dar aviso oportuno a las personas asentadas aguas abajo, es necesario colocar detectores de flujo y/o sensores de alambre (foto 21), los cuales pueden enviar una señal hacia un dispositivo de aviso y alertamiento ubicado en cada población, para que las personas puedan ponerse a salvo en áreas de seguridad previamente identificadas.

Adicionalmente es recomendable tener cámaras de video cerca de dichos sensores a fin de asegurarse de que el lahar realmente está ocurriendo. Si hubiera existido un sistema de éste tipo en Armero, Colombia y de haberse definido previamente sitios de seguridad hacia donde desplazarse, seguramente la población se hubiera salvado por sus propios medios con tan solo caminar hacia dichos lugares.

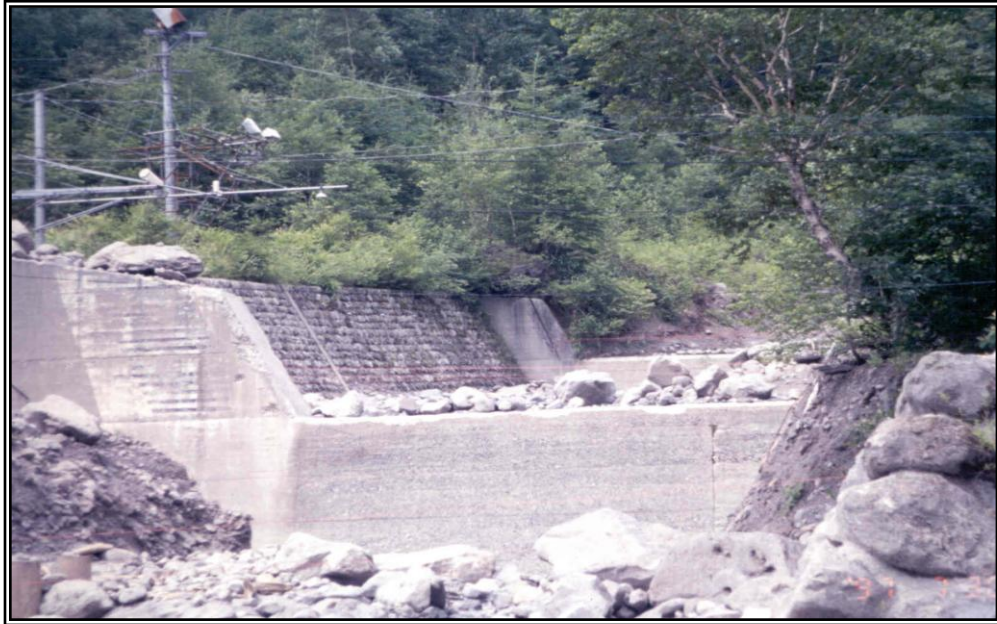


Foto 21. Sensores de alambre, de tirante de flujo y cámaras de vídeo, instalados en una sección de canal, que suministran información en tiempo real, para dar la señal de aviso y alertamiento hacia las comunidades asentadas aguas abajo, en caso de ocurrencia de un flujo de lodo

## 7.2. FLUJOS DE PIROCLÁSTICOS

Los flujos piroclásticos, representan otro peligro importante sobre todo en un radio de unos 25 km a partir del centro de emisión o cráter, ya que dicho material al salir a alta presión, temperatura y velocidad, alcanza grandes alturas, abriéndose en forma de hongo o de paraguas y posteriormente dar lugar a distintos tipos de fenómenos, tales como la formación de flujos y oleadas, que por lo general no dejan ningún vestigio de vida por donde pasan, debido a que el material y gases que lo conforman tienen temperaturas de hasta 600 °C, como ocurrió por ejemplo con la oleada generada por la erupción del volcán Chichón, Chiapas en 1982, que arrasó totalmente a por lo menos 18 poblados.

Otra consecuencia de la nube convectiva producto de la erupción es la caída de tefra o material de alta temperatura en una cierta área y que puede también provocar daños considerables.

Ahora bien, debido a las características y componentes de estos flujos, Scott, W.E., 1992 los ha clasificado en:

- **7.2.A. Flujos piroclásticos**
- **7.2.B. Oleadas piroclásticas calientes**
- **7.2.C. Oleadas piroclásticas frías o basales, y**
- **7.2.D. Explosiones laterales o dirigidas**



A continuación se hace una descripción de cada uno de estos:

### **7.2.A. FLUJOS PIROCLÁSTICOS**

Son masas secas y calientes de materiales piroclásticos y gases que se mueven rápidamente sobre la superficie (foto 22) con velocidades entre 10 y varios cientos de metros por segundo. Sus temperaturas varían entre 300 °C y más de 800 °C. Estos flujos, normalmente se componen de dos partes:



Foto 22. Flujo piroclástico, conformado por una mezcla de gases y materiales volcánicos de alta temperatura

- **a.** Un flujo basal denso, que se mueve al nivel del terreno y que es prácticamente lo que conforma al flujo piroclástico, y
- **b.** Una oleada en forma de nube turbulenta de ceniza que precede o cabalga sobre el mismo.

Las nubes convectivas de ceniza también están asociadas a los flujos piroclásticos y forman un tipo de depósito de caída de tefra.

Por otro lado, de la observación directa se ha visto que los flujos piroclásticos se forman de varias maneras:

- **1.** Por un colapso gravitacional de las columnas plinianas (Hay, 1959; Smith, 1960; Sparks y Wilson, 1976; Davies et al., 1978a; Nairn y Self, 1978; Sparks et al., 1978; Wilson et al., 1980).

- **2.** Por columnas eruptivas de poca altura que parecen derramarse sobre el filo del cráter y que preceden al desarrollo de una columna eruptiva de gran altura (Anderson y Flett, 1903; Taylor, 1958; Rowley et al., 1981; Hoblitt, 1986). Y:
- **3.** Por flujos formados por la destrucción gravitacional o explosiva de domos lávicos y flujos de lava calientes (Perret, 1937; Macdonald y Alcaraz, 1956; Rose et al., 1977).

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

Los gases que fluidizan al flujo provienen de:

- a. La degasificación de los piroclásticos durante el flujo.
- b. Del aire y gases magmáticos atrapados durante la formación del flujo.
- c. Del aire ingerido durante el avance del frente de flujo, el cual se calienta y expande; y:
- d. Por la vaporización del agua superficial, de la nieve o del hielo.

Los flujos piroclásticos son muy comunes en volcanes andesíticos y dacíticos y en calderas silíceas. Su composición, temperatura, volumen y tasa de emisión son muy variadas, lo que repercute en las posibles áreas de cubrimiento. Así, se tiene por ej. que un flujo de bloques y ceniza compuesto por fragmentos densos y ligeramente vesiculados dentro de una matriz de ceniza, es de poco volumen, de baja movilidad y con un alcance de algunos kilómetros o decenas de km desde su centro de emisión. Por el contrario, los grandes flujos piroclásticos de pómez compuestos en su mayoría por lapilli y ceniza, pueden alcanzar hasta 200 km de distancia desde sus centros de emisión y cubrir además de miles a decenas de miles de km<sup>2</sup>.

Éste tipo de flujos por su gran volumen y velocidad, alcanzan a sobrepasar barreras topográficas de cientos de metros de altura (Miller y Smith, 1977; Barberi et al., 1978) y por tanto tienen la capacidad de afectar áreas que se encuentran fuera de las cuencas hidrográficas. Asimismo, por su alta temperatura y asociación con las oleadas piroclásticas, representan una amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto.

Por otro lado, los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de nieve y hielo para formar lahares y crecientes que pueden causar daños en los valles aguas abajo. Adicionalmente, pueden generar incendios que pueden extenderse más allá de los límites del flujo mismo.

### **7.2.B. OLEADAS PIROCLÁSTICAS CALIENTES**

Las oleadas piroclásticas, en general son mezclas dispersas gas-sólido, turbulentas, bajas en concentración de partículas, que fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Wright et al., 1980).

Ahora bien, una oleada piroclástica caliente es la que está íntimamente asociada con un flujo piroclástico y que puede formarse de las siguientes maneras:

1. Delante del frente de avance de un flujo piroclástico
2. Por colapso de una columna eruptiva que puede o no producir flujos piroclásticos (Fisher, 1979)
3. Y, por la nube de ceniza que se forma a partir del flujo piroclástico (Crandell y Mullineaux, 1973; Fisher, 1979; Fisher y Heiken, 1982).

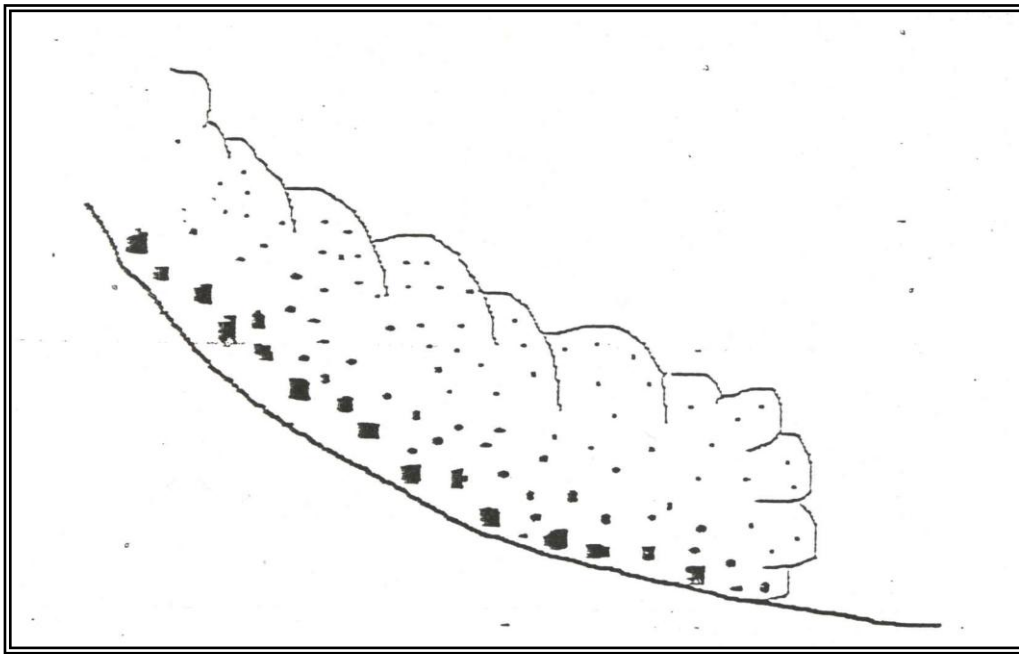


Figura 27. Mecanismos de formación e interrelaciones de flujos piroclásticos y oleadas, tal como se observó en el Monte Santa Helena en 1980. Obsérvese la suspensión altamente inflada, generada por el colapso de una columna piroclástica sobre un terreno de alta pendiente

La observación de los flujos piroclásticos (figura 27) en el Monte Santa Helena, USA en 1980, indicó que estos sufren cambios en la relación sólido-gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a procesos de segregación e inflación; y que existe una clara relación genética entre flujos piroclásticos y oleadas.

Como los flujos piroclásticos pueden estar controlados por la topografía y las oleadas derivadas de estos tienen una movilidad más alta, estas últimas pueden afectar áreas alejadas del límite del flujo mismo.

En tanto que un flujo piroclástico se restringe a los fondos de los valles, las oleadas piroclásticas que los acompañan pueden afectar zonas ubicadas en las partes altas de las paredes de los valles y aún alcanzar valles aledaños.

Las oleadas piroclásticas calientes pueden por tanto afectar zonas ubicadas a varias decenas de km de los centros de emisión y pueden provocar peligros de incineración, asfixia y muerte inclusive por liberación de gases tóxicos durante su proceso evolutivo pendiente abajo.

Algunas catástrofes históricas provocadas por oleadas piroclásticas calientes son la del Vesuvio en el año 79 D.C. con más de 2,000 víctimas (Sheridan et al., 1981; Sigurdsson et al., 1985b), Mont Pelée en 1902, con 30,000 muertos (Lacroix, 1904; Fisher y Heiken, 1982; Mt. Lamington en 1951, con 3,000 muertos (Taylor, 1958); y El Chichón en 1982 con 2,000 muertos (Sigurdsson et al., 1987a).

### **7.2.C. OLEADAS PIROCLÁSTICAS FRÍAS O BASALES**

Estas se originan mediante explosiones hidrovulcánicas en las que el agua subterránea somera o agua superficial interactúa con el magma (Moore, 1967; Nairn, 1979; Sheridan y Wohletz, 1983). Generalmente contienen agua y/o vapor y se encuentran a temperaturas inferiores al punto de ebullición del agua.

Las oleadas basales típicamente se encuentran restringidas a un radio de unos 10 km desde su punto de emisión. También se pueden generar explosiones y oleadas asociadas a éstas por el calentamiento de agua atrapada debajo de flujos de lava o flujos piroclásticos, especialmente a lo largo de ríos, lagos, brazos de mar y campos de nieve y hielo (Fisher, 1968; Moyer y Swanson, 1987). Estas oleadas se distinguen por ser pequeñas, aunque han ocurrido explosiones muy grandes al penetrar en el mar flujos piroclásticos de grandes proporciones (Walker, 1979).



Foto 23. Refugio superficial para protección contra flujos y oleadas piroclásticas (Monte Unzen, Japón). Es importante contar con tanque de oxígeno en su interior para evitar la muerte por asfixia

Las oleadas piroclásticas representan una amenaza, ya que provocan destrucción por nubes de ceniza que se mueven a gran velocidad, por impacto de fragmentos de roca y por enterramiento provocado por los depósitos producto de la oleada. Estas alcanzan velocidades de algunas decenas de m/s, por lo que son de gran movilidad y hacen que cualquier escape sea imposible una vez que la corriente piroclástica de densidad ha sido generada.

El único método de mitigación efectivo contra éste tipo de fenómeno, es la evacuación de las zonas amenazadas antes del inicio de la erupción; aunque algunas personas han sobrevivido a las oleadas especialmente en zonas distantes, al encontrar resguardo en refugios subterráneos y a veces en refugios construidos especialmente en la superficie misma (foto 23), aunque esto último no es muy factible debido al alto costo de diseño y construcción.

#### **7.2.D. EXPLOSIONES LATERALES O DIRIGIDAS**

Las grandes explosiones lateralmente dirigidas comparten características de flujos piroclásticos y oleadas, solo que tienen una componente inicial de ángulo bajo y pueden afectar amplios sectores de un volcán de hasta 180° y alcanzar distancias de algunas decenas de km. Se generan por la repentina despresurización del sistema magmático y/o hidrotermal dentro del volcán (figura 28), ya sea por deslizamientos o por alguna otra razón y generan una corriente de densidad que se mueve a velocidades excepcionalmente altas e inclusive mayores a los 100 m/s y con una movilidad también muy grande, por lo que generalmente la topografía no representa ningún obstáculo a su paso.

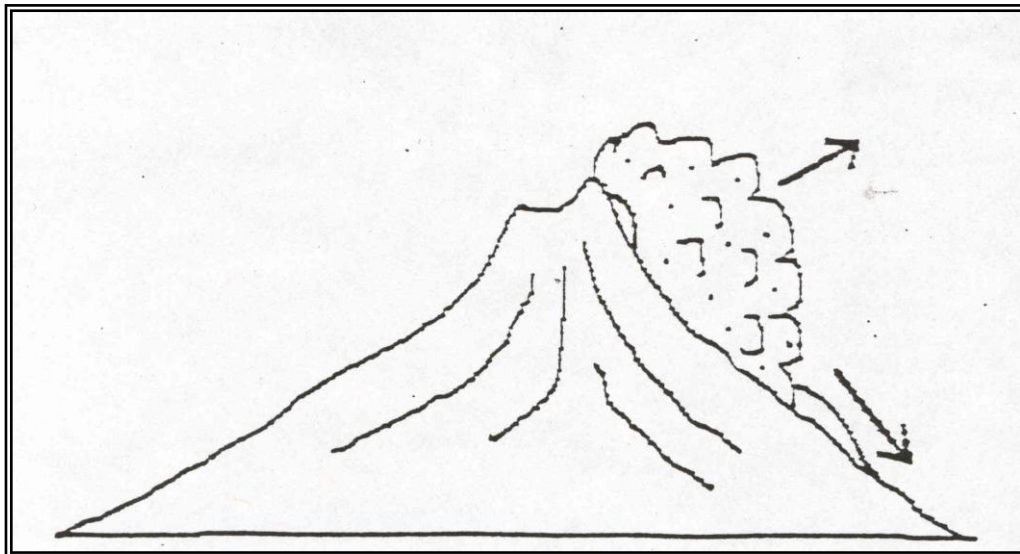


Figura 28. Explosión lateralmente dirigida, iniciada por un deslizamiento

Algunas explosiones catastróficas históricas de éste tipo han ocurrido en el volcán Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Gorshkov, 1959, 1963; Bogoyavlenskaya et al., 1985; Belousov y Bogoyavlenskaya, 1988) y en 1980 en el Monte Santa Helena, USA.

De las observaciones efectuadas en éste último y de la investigación de sus depósitos, se demuestra que estuvieron involucrados flujos, oleadas, y caídas de ceniza.

Las zonas afectadas en ambos volcanes fue del orden de 500 a 600 km<sup>2</sup>, donde todo vestigio de vida fue aniquilado, además de ser destruidas las estructuras por la fuerza de la nube de explosión, por el impacto de los escombros, la abrasión, el enterramiento, la asfixia y el calor. Las temperaturas registradas en la nube de explosión del Monte Santa Helena variaron de casi 100 °C hasta más de 300 °C (Banks y Hoblitt, 1981; Moore y Sisson, 1981). Algunos sobrevivientes ubicados cerca de los límites exteriores de la nube informaron que inicialmente ésta era fría durante unos cuantos segundos y que posteriormente fue caliente durante varios minutos (Rosenbaum y Waitt, 1981).

Éste fenómeno puede representar un peligro en la zona del Popocatepetl, principalmente hacia los sectores sur y este, donde las paredes del cráter tienen un espesor menor y donde además el truncamiento del cono tiene la altura menor, aunque afortunadamente dicho sector ha mantenido buena estabilidad sin que manifieste signos de debilitamiento.

Adicionalmente pueden ocurrir flujos relacionados con derrumbes o colapsos de domos, o con el desmoronamiento de los frentes de lava; flujos producidos directamente en cráteres de cumbre y flujos descargados desde fisuras.

Entre los relacionados con domos, se distinguen dos tipos que varían grandemente en su poder destructivo. Uno es el tipo Merapiano, en referencia al volcán Merapi de Java, Indonesia, que consiste en flujos o avalanchas de origen no explosivo, producidos por desmoronamiento y efecto de la gravedad, a partir de domos de cumbre en expansión, que sobrepasan los bordes del cráter que los contiene y generan avalanchas de material caliente que se deslizan sobre los flancos del volcán hasta cerca de sus bases.

Algunas avalanchas merapianas se pueden producir también desde los frentes de flujos de lava de bloques que descienden sobre los flancos del volcán. Estos flujos pueden ser disparados por movimientos de los domos, por temblores que sacuden las estructuras o por algún otro factor externo.

Otro tipo de flujos piroclásticos sumamente destructivos relacionados con domos de cumbre, es el llamado tipo Peléeano (nube ardiente), referidos a la devastadora erupción del Monte Pelée, en Martinica, pequeña isla de posesión francesa en El Caribe, el 8 de mayo de 1902, que asoló la ciudad capital de St. Pierre causando cerca de 29,000 víctimas.

Generalmente se producen durante las fases iniciales del crecimiento de domos y sus depósitos están formados por ceniza, lapilli, bloques y bombas; todo proveniente de magma juvenil, rico en volátiles disueltos, aunque también pueden contener bloques líticos de material no juvenil del volcán, dependiendo esto de qué parte del domo sea emitido el flujo.

### **7.3. CAÍDA DE CENIZAS**

La caída de ceniza a distancias mayores, es otro producto que también ocasiona daños, ya que puede defoliar la vegetación, destruir cultivos y causar males en las vías

respiratorias, ojos y tráquea tanto a los seres humanos como a otros seres vivos. Ésta ceniza normalmente es arrastrada por el viento y dependiendo de la dirección y fuerza de éste, alcanzará y podrá dañar una cierta región.

La emisión de ceniza no juvenil en el volcán Popocatepetl, posterior al episodio inicial del 21 de diciembre de 1994 y durante 1995 fue muy pequeña; y debido a la altura del cráter y a los vientos dominantes no causó problemas en la población ni a la vegetación circundante. Sin embargo, emisiones posteriores incluyendo las del 30 de junio de 1997, del 12, 13, 18 y 19 de diciembre del 2000 y las del 22 de enero del 2001 provocaron confusión y nerviosismo en ciertos sectores del volcán hacia donde sopló el viento en el momento de su ocurrencia.

Ahora bien, en caso de ocurrir emisiones más prolongadas, se deben tomar ciertas medidas, ya que se conocen muy bien sus efectos en otros volcanes, como por ejemplo el Monte Pinatubo, Islas Filipinas en junio de 1991, donde las consecuencias fueron y siguen siendo de un alto costo para dicho país, ya que se han venido desarrollando lahares subsecuentes en cada temporada de lluvias por la removilización de los depósitos de caída, con el consecuente enterramiento tanto de poblaciones como de campos de cultivo.



Foto 24. Emisión de ceniza del 11 de abril de 1998 en el volcán Popocatepetl. Foto tomada desde la parte suroeste del cono volcánico

La ceniza, es producto de la fragmentación que sufre la roca por el fenómeno de la expulsión hacia la atmósfera, a alta velocidad, presión y temperatura desde el interior del volcán en el momento de ocurrir una erupción explosiva. Éste material al inyectarse en la troposfera en forma de nube convectiva, va acompañado de volátiles y fragmentos

de roca de todos tipos y tamaños. Los materiales de mayor densidad caen por gravedad cerca de la boca eruptiva y a medida que disminuyen de tamaño, van siendo arrastrados a mayor altura y distancia del mismo centro de emisión. Como la ceniza es la de menor tamaño, es la que va a llegar a la parte más alta de la nube convectiva y posteriormente va a ser arrastrada por el viento a distancias que van a depender de su fuerza y dirección (foto 24). Ésta ceniza, se clasifica de acuerdo a la distancia del depósito, ya que la más gruesa (más de 2 mm) caerá primero y a medida que disminuye en diámetro irá depositándose cada vez más lejos.

La velocidad de movimiento de la ceniza depende de la velocidad del viento. Por ejemplo la erupción del Katmai, Alaska en 1941 esparció ceniza en un área de unos 115,000 km<sup>2</sup> y llegó a acumularse en espesores de hasta 30 cm a 160 km de distancia de la boca eruptiva.

Los depósitos comúnmente conocidos como capas de ceniza, cuando se consolidan se denominan tobas. Si las cenizas contienen una menor proporción de fragmentos de tamaño grande, se llaman depósitos de ceniza-lapilli; o de toba-lapilli en caso de contener moderado o abundante lapilli. Si contienen bloques de roca, entonces será toba-brecha y será toba-aglomerado si contiene bombas volcánicas.

Ocasionalmente, las capas de ceniza muestran un incremento en el tamaño de grano hacia arriba, lo que se interpreta como un incremento persistente de la fuerza explosiva durante el desarrollo de una erupción.

Una erupción explosiva violenta puede inyectar ceniza fina en los niveles superiores de la atmósfera y estratosfera, con lo que ésta viajará grandes distancias en el planeta, como ocurrió con la erupción del volcán Krakatoa en 1883, la del Chichón en 1982 y la del Monte Pinatubo en 1991. Estos últimos ejemplos han causado cambios atmosféricos y climáticos ya que las partículas de ceniza y la condensación de volátiles han dado lugar a la formación de aerosoles principalmente por la precipitación de sulfatos sobre los núcleos de condensación, además de reducir la cantidad de rayos solares que inciden sobre la superficie terrestre.

Durante el período de emisión de ceniza no juvenil en el Popocatepetl (21 de diciembre de 1994 a junio de 1995), se observó que dicho material tenía un tamaño promedio de 18 a 20 micras, sobre todo a distancias de unos 5 km del cráter y más. Sin embargo, ceniza de aproximadamente 1 mm de diámetro fue detectado a no más de 1.5 km de la cumbre.

Por otro lado, se ha observado en muchas poblaciones cercanas a volcanes activos que la caída de grandes cantidades de ceniza provoca el colapso de los techos en casas, ya que su densidad promedio es de unos 2.5 g/cm<sup>3</sup> cuando se compacta y de 1.1 g/cm<sup>3</sup> cuando está no compactada.

La ceniza volcánica causa irritación, erosión y molestias en la piel, ojos, garganta, contamina el agua, los arroyos, provoca rayos, contamina los pastos que ingiere el ganado en el campo, azolva los drenajes de los poblados, puede defoliar los bosques y huertos y provoca serios problemas al tráfico aéreo, ya que si una aeronave penetra en una nube de ceniza, las turbinas pueden sufrir corrosión debido a que dicha ceniza es roca pulverizada y por tanto un abrasivo que las desgasta rápidamente dejándolas fuera de funcionamiento durante el vuelo. Asimismo, la ceniza fundida por la ignición de la



turbina de potencia las daña seriamente. De esto último, se han reportado varios casos en por ej. Dunn y Wade, 1991; Zinser, 1991; Kenneson et al., 1991; Onodera y Kamo, 1991; Przedpelski y Casadevall, 1991, etc.

El daño principal que causa la ceniza ocurre cuando se acumula en los techos de las construcciones provocando su colapso, situación que se puede evitar limpiando a intervalos la ceniza acumulada sobre los mismos y almacenándola para evitar su llegada al drenaje.

La inhalación excesiva de ceniza también es peligrosa, por lo que se recomienda usar mascarilla contra polvo o al menos un simple pedazo de tela para cubrir la nariz y la boca, renovándola con frecuencia. Donde haya equipos mecánicos trabajando, se recomienda usar filtros adecuados para evitar que el polvo penetre y cause corrosión y rápido desgaste. De ser posible, también se deben trasladar los animales y ganado doméstico a un lugar seguro, pues de lo contrario pueden morir debido a la ingestión de polvo y ceniza o de agua y vegetales contaminados. La ceniza también reduce la visibilidad, por lo que una evacuación durante una lluvia de ella es difícil o hasta imposible y en estos casos se ha llegado a recomendar a la gente que no salga de sus casas hasta que se restaure la visibilidad y que sólo salga brevemente para limpiar los techos de sus construcciones, siempre que la zona en cuestión no se encuentre dentro del alcance de flujos piroclásticos o lahares.

En áreas donde ha caído suficiente ceniza, su acumulación provoca la defoliación y caída de ramas de árboles, caída de techos, irritación de las vías respiratorias en personas y animales, 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.

Aunado a esto, si llueve en abundancia se generarán flujos de lodo que son aún más peligrosos, ya que se crean a lo largo de corrientes que pueden destruir instalaciones hidroeléctricas, carreteras y poblaciones asentadas en las riberas de los ríos.

En el caso del volcán Chichón la caída de ceniza produjo daños a cultivos, interrupción total de comunicaciones aéreas y parcial en las terrestres en los Estados de Chiapas, Tabasco, Campeche y parte de Oaxaca, Veracruz y Puebla, principalmente.

Sin embargo, éste material además de ser dañino también trae beneficios a largo plazo, sobre todo para la agricultura, ya que renueva los suelos y redundando en un mejor crecimiento y producción de las cosechas.

Las erupciones plinianas pueden formar una gran nube de ceniza y aerosoles ácidos en forma de paraguas en la estratosfera, que pueden provocar cambios climáticos locales o regionales (Rampino y Self, 1982, 1984; Stothers, 1984; Rampino y Stothers, 1988), dependiendo de las corrientes de chorro preponderantes en la región y de la cantidad de material inyectado a esas alturas.

## 7.4. EMANACIÓN DE GASES

Los magmas, normalmente contienen gases disueltos que pueden escapar a la atmósfera a través de sistemas hidrotermales asociados a la actividad volcánica, durante las erupciones o mientras permanece estacionario cerca de la superficie.

La emisión de gases para el caso del Popocatépetl no representa un peligro directo para la población, ya que debido a la altura de su centro de emisión y que la pluma convectiva por lo general se eleva a unos 6,500 ó 7,000 msnm (foto 25), hace que sea dispersada por el viento. Esto provoca que dichos gases se diluyan rápidamente a esas alturas.

Como el mayor componente de los gases emitidos por el volcán es vapor de agua, la emisión normalmente forma nubes que pueden observarse con cierta facilidad. Sin embargo, el resto de los gases de origen magmático no pueden ser observados directamente y algunos de ellos solo pueden detectarse por las molestias y efectos producidos tanto en personas como animales.

Tanto los compuestos de azufre como los cloruros y fluoruros reaccionan con el agua para formar ácidos tóxicos, los cuales aún en concentraciones bajas son nocivos para los ojos, la piel y el sistema respiratorio de los seres humanos y animales. Así mismo, dependiendo de su concentración y del tipo de vegetación, éstos ácidos pueden causar daño y hasta exterminar a dicha vegetación, además de dañar también metales y textiles.



Foto 25. Pluma fumarólica del Popocatépetl, la cual contiene un 10% de gases de origen magmático y un 90 % de vapor de agua, la cual da lugar a la formación de nubes

El CO y el CO<sub>2</sub> son gases inodoros por lo que no pueden ser detectados por las personas, al contrario de los demás gases tóxicos. El CO es ligero y tóxico, mientras que el CO<sub>2</sub> es más denso que el aire por lo que generalmente se acumula en zonas bajas o en depresiones topográficas, por lo que puede llegar a asfixiar a cualquier persona o animal que se encuentre en dichas áreas invadidas por el gas. Una manera de detectar la presencia de estos gases, es cuando los perros y otros animales que respiran aire cercano al suelo pierden el sentido o mueren o cuando la gente se maree sin causa aparente.

Los peligros derivados de estas emisiones gaseosas han quedado bien demostrados con los casos recientes de por ejemplo la erupción freática en Dieng, Indonesia en 1979, donde hubo una gran emisión de CO<sub>2</sub> (Le Guern et al., 1982) y en los lagos cratéricos tipo maar del Lago Manoun en 1984 (Sigurdsson, et al., 1978b) y del Lago Nyos en 1986 (Kling et al., 1987), situados en regiones tropicales de Camerún, donde luego de acumular grandes volúmenes de CO<sub>2</sub> ocurrieron exhalaciones que algunos autores consideran volcánicas, que emitieron considerables cantidades de éste gas.

Los efectos sobre la salud de un gas volcánico, están relacionados directamente con su concentración, la cual decrece con la distancia a partir de su punto de emisión y por la dilución del gas en el aire. Estos efectos, generalmente están restringidos a un radio de unos 10 km desde su punto de emisión, a excepción de algunos casos aislados.

Puede entonces decirse que para el caso del volcán Popocatepetl, las emisiones no representan un peligro significativo, ya que las poblaciones más cercanas se encuentran entre 12 y 13 km a partir del centro de emisión a cotas de unos 2,750 msnm, lo que hace que los gases lleguen a percibirse sólo ocasionalmente y por periodos cortos de tiempo, ya que los vientos cambian en el transcurso del día y a lo largo de las estaciones del año. A éste respecto, se menciona que los vientos dominantes entre abril y septiembre son hacia el sector poniente del volcán, mientras que entre octubre y marzo son hacia el oriente, en el Estado de Puebla.

## **7.5. AVALANCHAS**

En las avalanchas, los escombros se precipitan pendiente abajo por el colapso parcial del cono volcánico pudiendo alcanzar una gran movilidad y velocidad, como ocurrió en el pasado cuando se generó una avalancha hace unos 23,000 años b.p. (Siebe et al., 1995), la cual dio lugar a la morfología actual en la parte sur del volcán, donde se asientan algunos poblados tales como Tetela del Volcán, Zacualpan de Amilpas y Cuautla entre otros, en el Estado de Morelos.

Éste fenómeno constituye un gran peligro, ya que suele ocurrir en forma repentina y tiene un gran alcance por su movilidad.

Han ocurrido avalanchas en numerosos conos compuestos o estratovolcanes durante tiempos históricos (Schuster y Crandell, 1984; Siebert, 1984; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987), teniendo lugar después de un período de varios meses de actividad sísmica precursora, de un proceso de deformación o de una actividad explosiva; aunque otras han tenido lugar después de un corto tiempo de aviso.

Las avalanchas de escombros de origen volcánico tienen mayor movilidad que sus equivalentes no volcánicas, es decir que para un volumen y diferencia de cota dados, las avalanchas de escombros volcánicas viajan más lejos (Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Ui y Voight han atribuido éste fenómeno al alto grado de fracturamiento de las rocas en el interior del volcán y a la presencia de fluidos y gases hidrotermales y/o magmáticos.

Algunas avalanchas de escombros conocidas han llegado a extenderse hasta unos 85 km desde su fuente de origen y han cubierto decenas de km<sup>2</sup> o inclusive más de 1,000 km<sup>2</sup>. El impulso adquirido por las avalanchas de escombros le permite ascender pendientes empinadas y sobrepasar barreras topográficas de hasta algunos cientos de metros de altura.

Las avalanchas con volúmenes mayores de 10 km<sup>3</sup> parecen ser proporcionalmente más móviles que las pequeñas (Siebert et al., 1987), entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso y alteran grandemente la topografía. Además pueden represar ríos y formar lagos, los cuales pueden romperse y drenar catastróficamente formando lahares y crecientes (Costa y Schuster, 1988; Scott, 1988). También las grandes avalanchas pueden provocar una caída de presión litostática abrupta que mantiene confinados a los sistemas magmático e hidrotermal, lo cual a su vez puede dar lugar a explosiones que pueden variar desde freáticas menores hasta las grandes explosiones dirigidas. Así mismo, las avalanchas de escombros que penetran en una masa de agua, la desplazan dando lugar a olas que entran en bahías estrechas o lagunas formando olas muy grandes (Slingerland y Voight, 1979) y las que inciden en el mar pueden incluso formar tsunamis (Kienle et al., 1987).

Los procesos que contribuyen al debilitamiento progresivo de un edificio volcánico, son la sismicidad local, una intrusión de material magmático, alteración hidrotermal, erosión y otros procesos tales como fracturamiento y fallamiento que pueden provocar el deslizamiento de grandes masas de escombros como producto del resquebrajamiento del sector colapsado; aunque lo más probable es que éste se inicie por un terremoto o por una explosión volcánica.

Ahora bien, hasta el presente el comportamiento estructural de la pared oriental del cono en el Popocatepetl ha mostrado buena estabilidad, ya que no ha sufrido fracturamientos visibles, ni la salida de gases o anomalías térmicas en ese sector.

Por tanto, se considera que la probabilidad de éste fenómeno es baja, comparada con la de otros escenarios, aunque pudiera presentarse dependiendo de la situación interna del volcán, ya que tendría que evolucionar hacia niveles inusuales y sus premonitores serían claramente visibles con los datos captados con las distintas técnicas de medición y por la red de monitoreo y vigilancia instalada en su periferia.

## **7.6. FLUJOS DE LAVA**

Generalmente las lavas son emitidas como coladas a partir de un cráter superior, de algún cráter secundario, desde una fisura en el suelo o sobre los flancos de un volcán, impulsados por la gravedad. Estos flujos se distribuyen sobre la superficie (foto 26), según la topografía del terreno. En términos generales se producen en erupciones de explosividad baja o intermedia y el riesgo asociado a esa manifestación está

directamente ligado a la temperatura y composición de la lava, a las pendientes del terreno y a la distribución de población.



Foto 26. Colada de lava basáltica (en color más oscuro), cuya distribución obedece a la gravedad y morfología del terreno. Al fondo se ven los volcanes Cerro Pizarro y Las

Las distintas temperaturas y composiciones de la lava pueden originar diversos tipos de flujos, por lo que se han clasificado en varios tipos: las más fluidas "**aa**" y "**pahoehoe**" que provienen de dos vocablos hawaianos para denotar los flujos de lava más comúnmente observados alrededor de numerosos volcanes basálticos o andesítico-basálticos de todo el mundo. Estos flujos se caracterizan principalmente por las texturas de sus superficies.

El **pahoehoe** tiene una corteza de textura relativamente suave, que se dobla y tuerce en forma similar a como lo hace una tela gruesa o una serie de cuerdas trenzadas. Durante su desarrollo, la superficie del flujo de lava se enfría y alcanza un estado semi-sólido, permitiendo la formación de una corteza plástica y que en su interior siga fluyendo la lava líquida, formando en ocasiones largos tubos (o túneles) de lava.

La variedad **aa**, en contraste, se caracteriza por una superficie extremadamente áspera y cortante y por un avance irregular de los gruesos flujos de ese tipo, producidos por acumulaciones y desmoronamientos sucesivos del frente.

Otro tipo de flujo de lava común en volcanes con productos más ácidos y viscosos, es la **lava de bloques**. Estos con su interior incandescente, descienden por las pendientes de un volcán en forma de pequeñas avalanchas, que ruedan cuesta abajo formando coladas de lava similares a las de un flujo líquido.



Foto 27. Colada de lava de bloques, a partir del derrame de éste material desde la parte alta del cráter del volcán Fuego de Colima, el 16 y 17 de abril de 1991

Pueden llegar a desplazarse como flujos continuos y avanzar sobre terrenos con pendientes fuertes; se detienen cuando la pendiente del terreno es menor que aproximadamente el 15%. Sin embargo, los flujos de lava de bloques pueden fragmentarse y generar derrumbes o avalanchas de rocas incandescentes que al deshacerse pueden liberar cantidades considerables de material piroclástico, como fue el caso de la actividad del volcán Fuego de Colima en abril 16 y 17 de 1991 (foto 27).

La velocidad de avance y los alcances de los flujos de lava son muy variados. Los reportes más comunes sitúan las velocidades observadas con mayor frecuencia en el rango de 5 a 1000 m/hr, aunque excepcionalmente se han observado flujos en erupciones islandianas o hawaianas que alcanzan 30 km/hr (Nyragongo, Zaire) y hasta 64 km/hr (Mauna Loa, Hawai).

Los alcances máximos reportados son de 11 km para lava de bloques y 45 km para lavas de tipo hawaiano. Éste último tipo de flujos no han sido observados en México. En

contraste, los flujos de lava de bloques y otros tipos de flujos de lavas más viscosas, avanzan por lo general en forma muy lenta, a razón de unos cuantos metros por día y su alcance está muy limitado por las pendientes del terreno.

Los daños que pueden llegar a producir los flujos de lava son muy distintos. Desde luego, la pérdida de tierras laborables por la cobertura del terreno por lava es el más común.

La pérdida de construcciones puede también ejemplificarse con la erupción del Parícutin, ya que en los primeros días de 1944 un flujo de lava que tardó tres días en desplazarse desde el volcán, alcanzó al poblado de Parícutin a una velocidad de unos 30 m/hr, cubriéndolo por completo. Después, en mayo de 1944, San Juan Parangaricutiro también fue alcanzado por otro flujo similar, moviéndose a 25 m/hr destruyéndolo casi en su totalidad.

Estos efectos destructivos pueden atribuirse con mayor frecuencia a lavas del tipo aa o pahoehoe, que por su relativa menor viscosidad pueden desplazarse sobre terrenos con menor pendiente.

Los flujos de lava representan un peligro bajo a moderado para las poblaciones asentadas en la periferia del volcán Popocatépetl, ya que su composición química ácida les produce una alta viscosidad, por lo que su velocidad al fluir es muy baja, además de enfriarse y detenerse después de viajar sólo unos cuantos km, como se ha podido apreciar en los frentes de lava ubicados en las partes más altas sobre el cono volcánico. Éste material, puede provocar incendios forestales generados por fragmentos de lava de bloques que se deslizan pendiente abajo a partir de los frentes de lava, tal como ha ocurrido en el volcán Fuego de Colima en años recientes.

## **7.7. SISMOS**

La sismicidad típica de cualquier volcán activo, no es comparable con la generada por el movimiento relativo entre placas, como es el caso de la subducción de la placa de Cocos en la placa Norteamericana, para el caso de México; ya que mientras estos movimientos dan lugar a sismos grandes, en el interior de los volcanes por lo general se producen sismos de magnitud no mayor a 5, como fue el caso de la erupción en el volcán Santa Helena en mayo de 1980, que se asocia a un sismo de magnitud 4.7.

En el caso del Popocatépetl, el mayor evento tectono-volcánico registrado tuvo una magnitud 3.7, aunque también se han registrado sismos de explosión y otro tipo de eventos típicamente volcánicos con diferentes contenidos de frecuencia y señales de tremor armónico, que se han relacionado con el ascenso de nuevo material magmático para la formación de domos en distintas etapas de actividad de éste volcán.

De ésta manera, vemos que se genera una gama de movimientos que dan lugar a diferentes tipos de señales, que si se interpretan correctamente, permiten realizar una adecuada vigilancia y monitoreo del comportamiento interno de un volcán (figura 29).

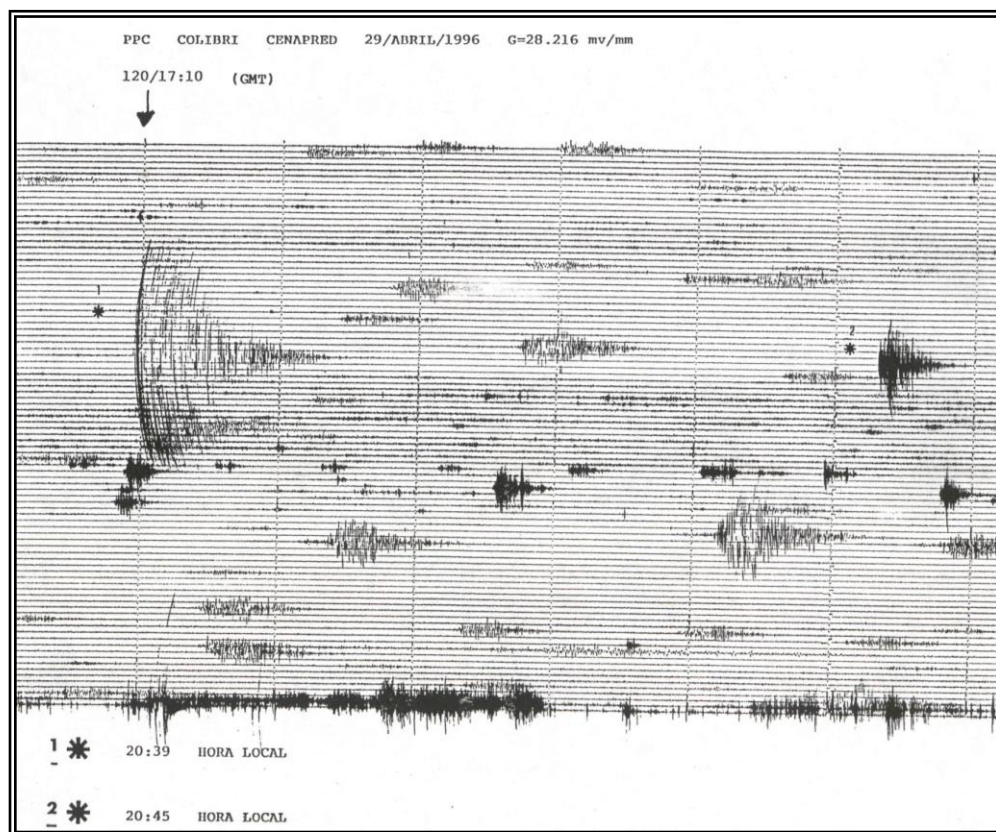


Figura 29. Distintos tipos de microsismos (tectónicos y volcánicos) generados en la parte interna del volcán Popocatépetl, durante su fase de actividad

### 7.7.A. TIPOS DE SISMOS VOLCÁNICOS

Los sismos generados en un volcán activo, dependen del tipo de volcán, de su actividad, de la composición química de sus volátiles, de la geología y estratigrafía de los depósitos de sus productos eruptivos, de la forma, tamaño y profundidad de los conductos y de su cámara magmática, etc.

Esto, es lo que da lugar a una variedad de señales, como las que se muestran en la figura 30, donde además se ilustran otro tipo de señales o sismos de origen no natural o inducidos.



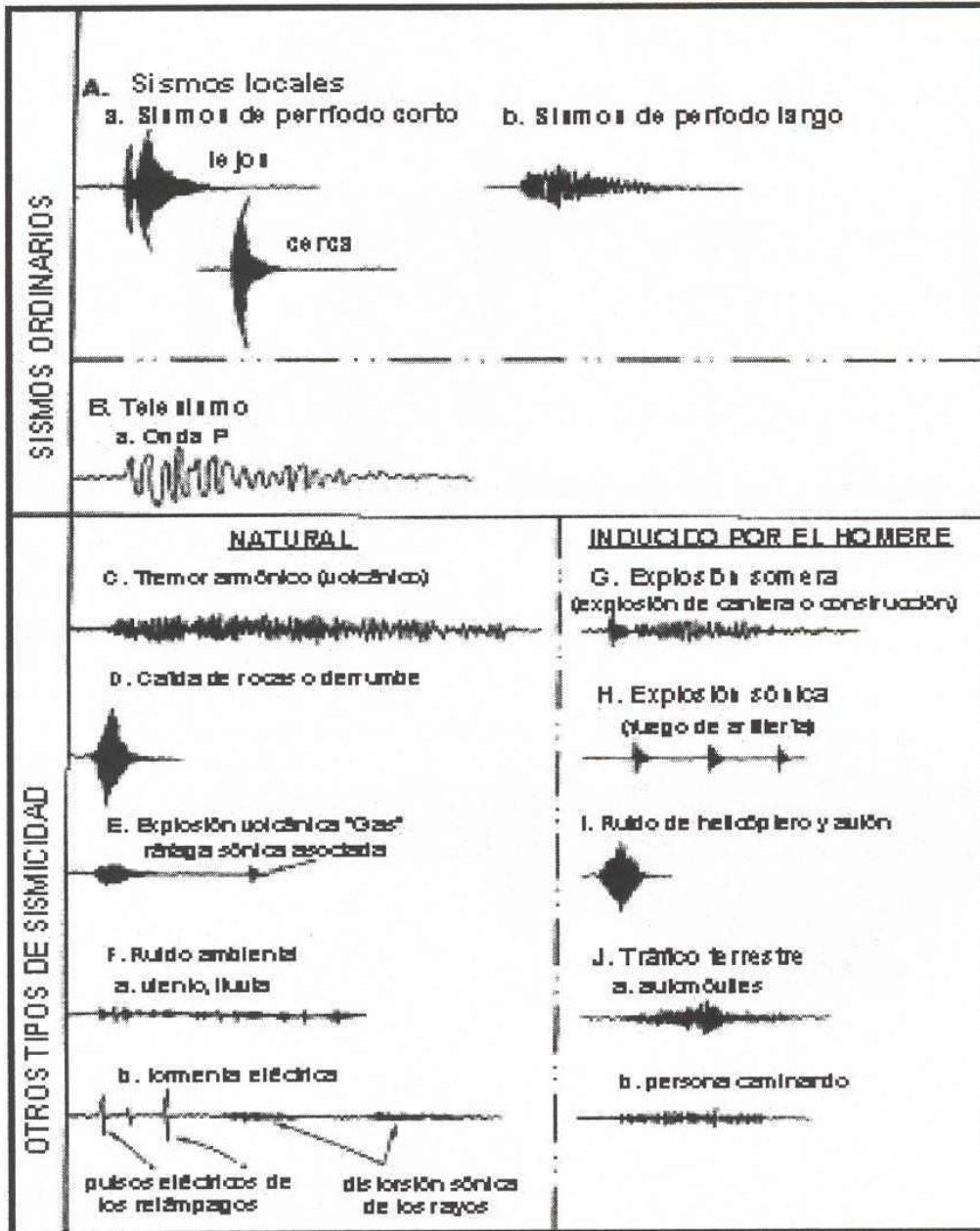


Figura 30. Tipos de señales sísmicas tanto naturales como inducidas, donde destacan las de origen volcánico

## 7.8. EXPLOSIONES Y ONDAS DE CHOQUE

Durante la actividad que ha mantenido el Popocatepetl a partir de 1993 y hasta el 2008, han ocurrido diversos sismos de explosión, cuyas características más importantes son: primeros arribos impulsivos, alta frecuencia, corta duración y magnitudes coda que van desde menores a 1 hasta cerca de 4.

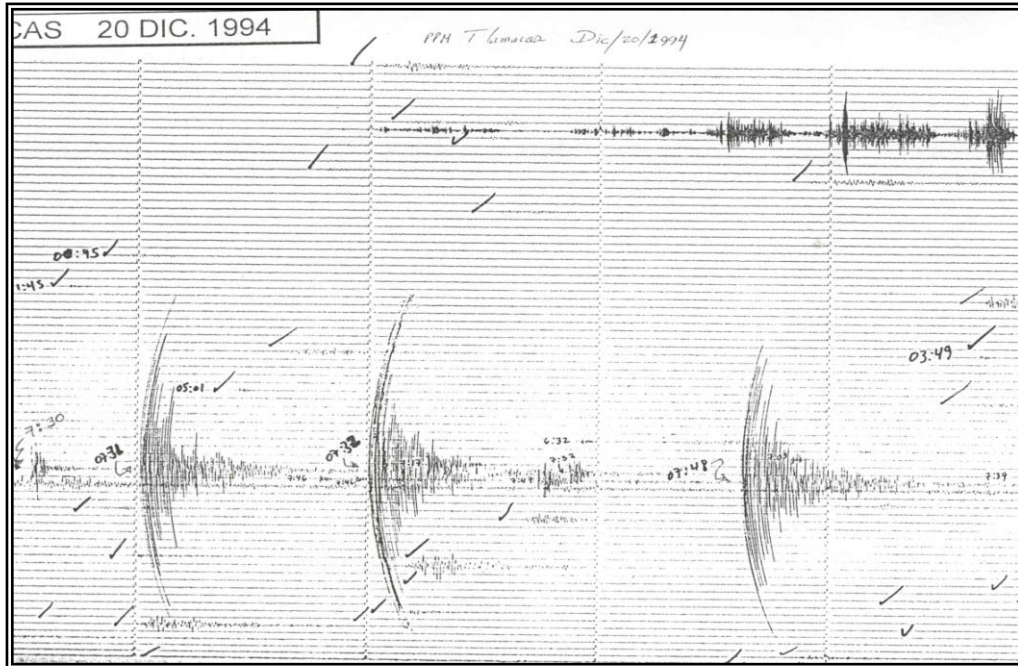


Figura 31. Sismos de explosión ocurridos el 21 de diciembre de 1994 en el volcán Popocatepetl

Puede ejemplificarse éste tipo de eventos con los ocurridos el 21 de diciembre de 1994 (figura 31), o con otros posteriores como aquellos del 30 de abril de 1996 (figura 32) y del 22 de enero del 2001 (figura 33).

Generalmente, estos eventos han ocurrido a profundidades someras.

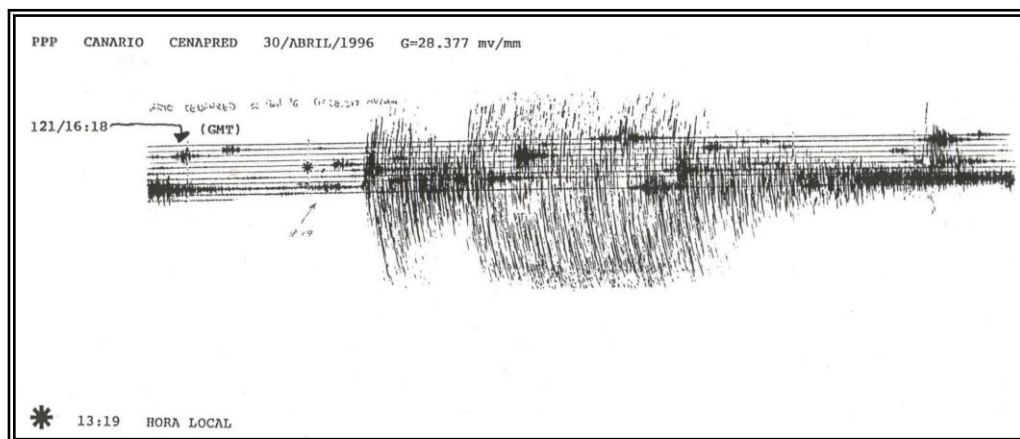


Figura 32. Evento explosivo ocurrido el 30 de abril de 1996 en el volcán Popocatepetl

Adicionalmente, han ocurrido diversos sismos de explosión a lo largo de 1996, 1997 y 1998 principalmente.

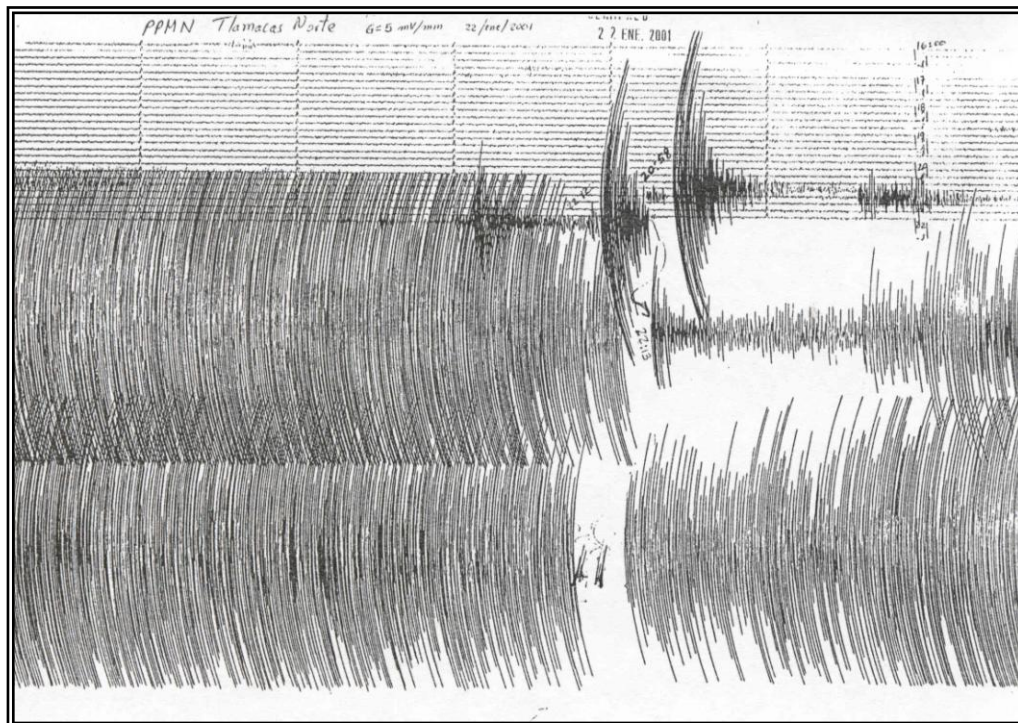


Figura 33. Sismograma donde se aprecian dos eventos de explosión, previos a la erupción ocurrida el 22 de enero del 2001 en el Popocatepetl y donde la columna convectiva se elevó 8 km por encima del nivel del cráter

Es importante señalar que al ocurrir la explosión y liberar una cantidad considerable de energía en el momento de emitir hacia la atmósfera los volátiles provenientes de la cámara magmática del volcán, puede generarse una onda de choque atmosférica, la cual viaja a altas velocidades en el aire y que puede ocasionar algunos daños tanto a la infraestructura localizada en la periferia del volcán, como a seres humanos y animales en caso de encontrarse a distancias cercanas del punto de generación de ésta onda.

Es común que las explosiones lancen fragmentos de materiales juveniles (bombas) y de materiales estructurales (líticos) que representan un riesgo serio de impacto en el entorno inmediato del centro eruptivo. Como ejemplo de esto, se mencionan los cinco decesos ocurridos a alpinistas que se encontraban en la parte superior noreste del cono volcánico el 30 de abril de 1996.

## **CAPÍTULO 8. PLANES DE CONTINGENCIA Y RELACIÓN CIENCIA-PROTECCIÓN CIVIL**

Como complemento de la investigación que se efectúa en la UNAM, el CENAPRED y otras instituciones, las autoridades de Protección Civil han trabajado paralelamente en la implementación de un Plan Operativo para el volcán Popocatepetl, el cual fue puesto en operación por primera vez y en condiciones de crisis sin precedente durante la contingencia del 21 de diciembre de 1994, al evacuar alrededor de 20,000 personas de las zonas de mayor riesgo en las partes NE, E y SE en el Estado de Puebla. Más recientemente se aplicó nuevamente durante la erupción y contingencia del 18-19 de diciembre del 2000, en que también fueron evacuadas alrededor de 34,000 personas en el sector del Estado de Puebla; 8,592 personas en el lado del Estado de México y unas 2,000 personas en la parte correspondiente al Estado de Morelos.

Adicionalmente, se ha elaborado un Mapa de Planeación de Emergencias (figura 34) basado en el Mapa de Peligros, donde se define una serie de sectores, cuyo primer dígito se refiere a alguna de las regiones del Mapa de Riesgos y el segundo a la posición acimutal del sector respecto al volcán.

Así por ejemplo, el sector 21 se refiere al primer sector (NE) localizado sobre la zona 2 del Mapa de Peligros (Macías et. al., 1995a).

Como ejemplo del Plan de Contingencias del Popocatepetl, se señalan las acciones emprendidas del 15 al 27 de diciembre del 2000 por las autoridades de Protección Civil del Gobierno del Estado de México, donde se activó el denominado "Plan Operativo Volcán Popocatepetl" como sigue:

***"Con motivo del incremento en la actividad del volcán Popocatepetl, el 15 de diciembre del año 2000, el Gobernador del Estado de México, ordenó mediante la Dirección General de Protección Civil del Estado, la movilización coordinada con los Presidentes Municipales de Amecameca, Atlautla, Ecatingo, Ozumba y Tepetlixpa y con los participantes en el Plan Operativo Volcán Popocatepetl; de los vecinos de las poblaciones de San Pedro Nexapa, San Juan Tehuixtílán, San Juan Grande, Colonias Industrial y Alzate, San Vicente Chimalhuacán, Santa Rosa, San Miguel Nepantla, San Marcos Tecomaxusco, Ecatingo y San Juan Tlacotompa".***

Para lo anterior, se procedió a alertar a las instancias que participan en el Plan mencionado, solicitándoles ejercer los procedimientos de actuación correspondientes, en base a los reportes que emitió el Centro Nacional de Prevención de Desastres sobre la actividad del volcán. Uno de ellos fue el de las 01:30 h (tiempo local) del 16 de diciembre del 2000: "Después de las frecuentes exhalaciones y las emisiones continuas de ceniza observadas en días pasados, ayer por la mañana la actividad del volcán mostró una tendencia a disminuir en el número e intensidad de las exhalaciones".

"A partir de las 10:50 h se registró un incremento en la actividad sísmica reflejado en un tremor armónico de gran amplitud. A las 14:04 horas estas señales fueron aumentando paulatinamente en tamaño y duración hasta mantenerse en forma continua por 10 horas. La vibración producida por estas señales fueron percibidas por pobladores de comunidades cercanas al volcán".

”Los altos niveles de las señales sísmicas y otros parámetros monitoreados, motivaron a las autoridades de Protección Civil de la Secretaría de Gobernación, previa consulta del Comité Científico Asesor, pasar el Semáforo de Alerta Volcánica de Amarillo Fase 2 a Fase 3 y realizar una evacuación selectiva de las poblaciones más cercanas al volcán y que por tanto se encontraban en mayor riesgo”.

Dichas instancias fueron el Gobernador Constitucional del Estado de México, la Coordinación General de Comunicación Social, las Secretarías General de Gobierno; de Educación, Cultura y Bienestar Social; la del Trabajo y de la Previsión Social; de Comunicaciones y Transportes; de Desarrollo Económico; de Salud; de Desarrollo Urbano y Obras Públicas; de Desarrollo Agropecuario; Procuraduría General de Justicia del Estado de México, Sistema para el Desarrollo Integral de la Familia del Estado de México (DIFEM) y el Instituto de Seguridad Social del Estado de México y Municipios (ISSEMyM).

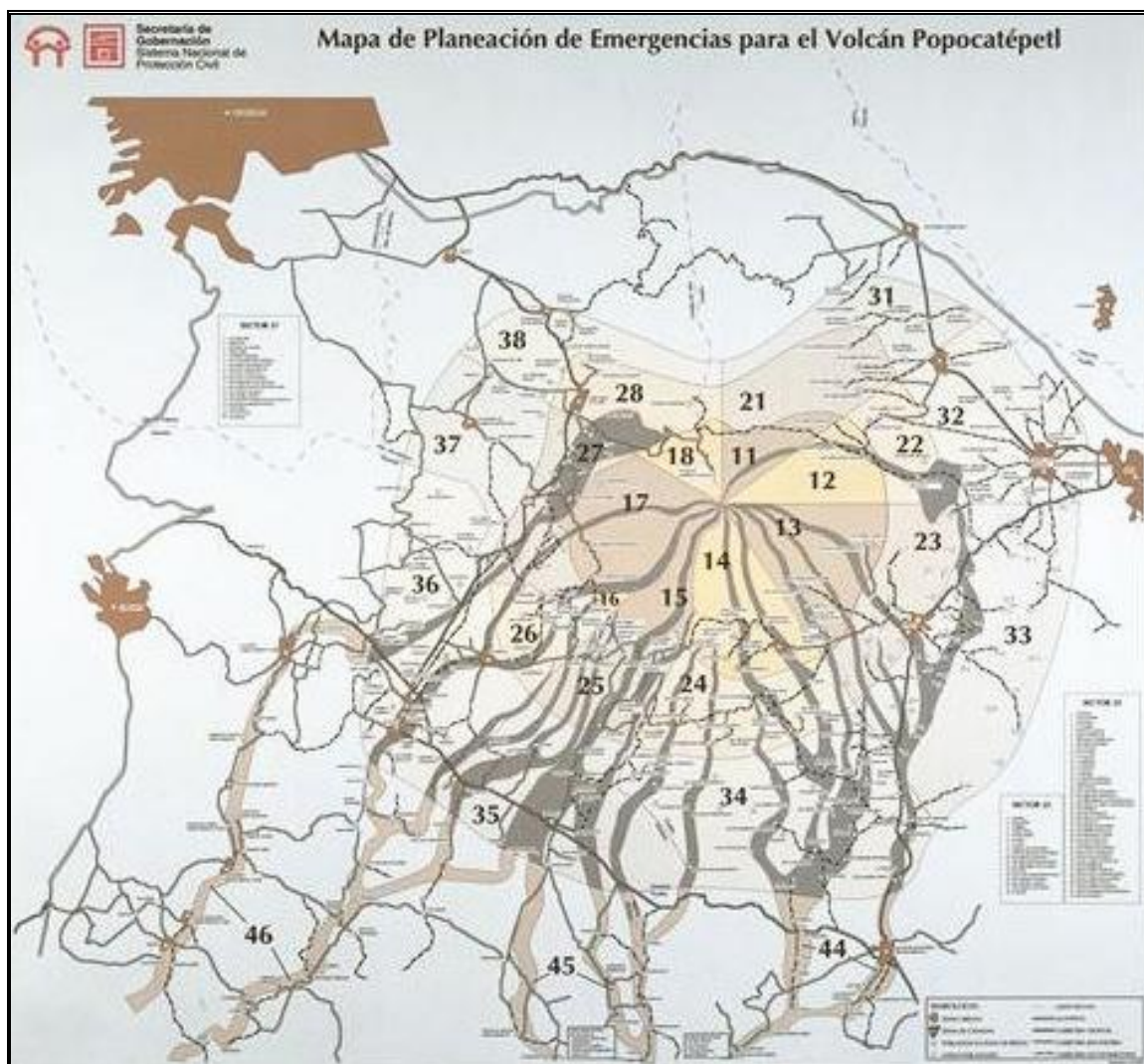


Figura 34. Mapa de Planeación de Emergencias para el volcán Popocatepetl (Elaborado para la SEGOB por Esteban Ramos J. y Servando De la Cruz-Reyna), basado en el Mapa de Peligros (Macías et. al., 1995a)

Así mismo, también participaron diversas instancias federales, los Ayuntamientos de los municipios en riesgo, así como diversos sectores sociales y privados.

De ésta manera, en una acción coordinada con las autoridades de la Dirección General de Protección Civil de la SEGOB, se instruyó a la Dirección General de Protección Civil del Gobierno del Estado de México, a fin de que se instalara el Centro de Operaciones en la Escuela de Artes y Oficios de Chalco, Méx., a efecto de desarrollar las acciones que le correspondía a cada dependencia.

Con lo anterior se logró poner en operación los albergues y vehículos para transportar a las personas desde sus poblaciones, apoyados con la logística necesaria, antes de la ocurrencia del evento eruptivo del 18-19 de diciembre del 2000, en que mantenía el Semáforo de Alerta Volcánica en Amarillo Fase III.

Del censo real de las once poblaciones de mayor riesgo (27,047 personas), se logró movilizar a 15,687 personas, llegando a los 18 albergues temporales habilitados un total de 8,592 personas entre el 18 y 19 de diciembre y el resto se alojó en casas de amigos y parientes.

Por tanto, un total del 58% de la población salió de sus hogares hacia albergues o casa de amigos y familiares y un 42% no fue evacuada. Los refugios temporales permanecieron funcionando 13 días hasta que las personas retornaron a sus hogares sin que se registrara ninguna denuncia por ilícito, ya que fueron vigiladas las comunidades por personal de la 37 Zona Militar de la Secretaría de la Defensa Nacional, de la Dirección General de Seguridad Pública y Tránsito del Estado de México, de la Policía Federal Preventiva y de los Cuerpos de Seguridad Pública Municipales.

Lo anterior, puso de manifiesto la importancia de tener elaborado un Plan Operativo para enfrentar contingencias cuando un volcán activo entra en fase de crisis, pero que además está adecuadamente vigilado y evaluado por un cuerpo de especialistas multidisciplinario, que es capaz de analizar, interpretar y recomendar acciones a las autoridades gubernamentales y de Protección Civil, quienes finalmente son las que actúan coordinadamente a fin de salvaguardar la vida y propiedades de los moradores en la zona de riesgo y peligro de un volcán activo.

## **8.1. INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA**

Una inquietud fundamental en el contexto de la política de las organizaciones científicas mundiales, es la reducción de los efectos de los desastres naturales, en particular la reducción de los desastres volcánicos (Barberi et al., 1990). Una primera etapa de éste proceso es el desarrollo de mecanismos para medir el riesgo asociado a la actividad eruptiva. Y dentro de ésta etapa inicial, el conocimiento de la naturaleza y efectos de la actividad reciente de un volcán dado, es básico para la evaluación de su amenaza y vulnerabilidad.

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 éste caso, "aceptable" significa que la probabilidad de perjuicios a la población por efectos de evacuación o reubicación no excede a la probabilidad de perjuicios a la misma por efectos de cualquier manifestación volcánica. De la misma manera debe existir una preparación, cuyo significado implica el diseño e implementación de una defensa activa de respuesta rápida y eficiente. Una parte fundamental de la investigación científica es la capacidad de reconocer los precursores de las erupciones con la antelación suficiente para poder instrumentar las medidas

preventivas de reducción de la vulnerabilidad. Más adelante se discuten algunos de estos aspectos.

### **8.1.a. DEFENSA ACTIVA**

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

Los elementos involucrados son:

1. 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 del volcán.
2. Las autoridades federales, estatales, municipales, locales y militares, responsables de salvaguardar a la población del riesgo volcánico, coordinadas por los Sistemas de Protección Civil.
3. Los organismos responsables de estudiar y observar al volcán con los dispositivos de monitoreo más avanzados en ciencia y tecnología y la capacidad de reconocer la actividad precursora en términos del desarrollo dinámico de los escenarios de riesgo más probables.

Otro elemento que debe ser involucrado en éste concepto es el de los medios de comunicación masiva.

Para el caso de nuestro país, las fuentes de información para esos medios son el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y el Comité Científico Asesor (CCA), constituido por científicos especialistas de éste mismo Centro y de los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); así como por expertos de otros institutos, universidades y organismos nacionales y extranjeros, cuya opinión se considere de valor en la evaluación del estado de actividad del volcán y del riesgo que ésta represente.

Un mecanismo efectivo de defensa activa para la protección civil implica la existencia de un protocolo de 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.

La optimización de los mecanismos y protocolos de información entre los elementos 1, 2 y 3 que componen el sistema social directamente relacionado al volcán es asimismo indispensable para una respuesta eficiente ante el riesgo (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007).

### **8.1.b. CLASIFICACIÓN DEL RIESGO A LARGO PLAZO**

Ésta se basa en la información de recurrencia eruptiva para cada volcán particular, estableciendo distintos tipos y escalas para cada uno de ellos, especificando las áreas afectadas en actividades pasadas. Para esto, se debe tomar toda la información disponible tanto histórica como geológica, con lo cual se tratará de reconstruir su historia eruptiva cronológicamente, en base a los depósitos existentes y de las áreas que por tanto han sido dañadas en el pasado.

Esto es lo que finalmente permite al especialista delimitar zonas de riesgo en distintos niveles

para cada volcán que mantiene una actividad potencial. La representación de ésta información como mapas de peligro y de riesgo volcánico es fundamental para el desarrollo de planes de preparación.

## **8.2. CAMPAÑAS DE INFORMACIÓN AL PÚBLICO**

Dentro de las medidas recomendadas a las autoridades locales para reducir el peligro volcánico pueden incluirse campañas de educación pública, distribución de material y folletería a la población, donde se les indique qué hacer antes, durante y después de una emergencia; limitación y planificación de uso del suelo, reducción de los asentamientos humanos en zonas de alto riesgo y catastro del valor de la propiedad; además del desarrollo y prueba de sistemas de advertencia en respuesta a emergencias, esto es, la implementación de sistemas de aviso y alertamiento inmediato a la población en caso de la ocurrencia de alguna eventualidad, simulacros de evacuación y otros métodos de defensa activa.

La educación hacia el público y el conocimiento del riesgo es esencial en el éxito de la mitigación del mismo y para ello se han sugerido numerosas actividades educativas, implementadas por los científicos locales, autoridades de protección civil y líderes de las comunidades.

Dichas actividades deben incluir:

- a. Preparación de materiales impresos: volantes, carteles, folletos, libros para colorear, revistas cómicas, etc.
- b. Edición de material para noticieros y medios de comunicación incluyendo un glosario e información general para los periódicos; columnas invitadas en los diarios locales, artículos y revistas; participación en programas radiales (quizás el más efectivo de todos), preparación de entrevistas televisivas, películas y cintas de vídeo para ilustrar el tipo de riesgo y cómo actuar para evitarlo. Las películas documentales de erupciones y la respuesta de las comunidades a las mismas pueden ser extremadamente útiles. Debe tenerse especial cuidado en involucrar a los noticieros locales en el proceso de educación a la población, ya que ellos tienen considerables recursos de difusión y lo que aprendan respecto de la mitigación del riesgo volcánico durante el proceso, servirá para futuras crisis.
- c. Discutir con la comunidad las películas o videos mostrados, seguidos por sesiones de preguntas y respuestas. Esto mismo puede aplicarse para clubes, asociaciones, etc.
- d. Viajes de campo con las comunidades a zonas recientemente afectadas por actividad volcánica.
- e. Establecimiento de observatorios y otras facilidades de mitigación.
- f. Trabajo con escuelas y autoridades de educación a fin de ampliar el conocimiento sobre el riesgo volcánico, sesiones de clase y demostraciones sobre volcanes.
- g. Participación de la población local en el proceso de mitigación del riesgo; esto es, la observación voluntaria del volcán e involucramiento en el desarrollo de los planes de contingencia, etc.
- h. Visitas a museos y otros centros afines, ya que algunos pueden contener material



específicamente desarrollado para volcanes.

- i. Organización de simposios y talleres que traten sobre el riesgo volcánico, enfocados a las autoridades y público en general.
- j. Realización de simulacros y ejercicios de evacuación (no son prácticos en todos los sitios).
- k. Emisión de timbres postales conmemorativos mostrando volcanes.
- l. Declaración del "Día del Volcán", asociándolo a la publicidad y eventos públicos. Esto puede marcar el aniversario de la erupción principal por ejemplo.
- m. Preparación de juegos de vídeo y de computadora sobre volcanes (esto es, de erupciones y evacuaciones).
- n. Establecimiento de relaciones entre dos ciudades "hermanas" del mundo con amenazas volcánicas similares.
- o. Entrenamiento: Cursos sobre mitigación de riesgo volcánico.

### **8.3. NIVELES DE ALERTAMIENTO**

Siempre que sea posible, la prevención del riesgo debe incluir la estimación de probabilidad de eventos que pudieran afectar áreas específicas en intervalos de tiempo definidos. Esto implica cuantificar la magnitud y frecuencia de las erupciones pasadas y de sus consecuencias. El uso de una metodología común, asegurará que las diferencias en la probabilidad sean atribuibles a cambios en la condición volcánica.

Debe mencionarse que a fin de tener la información continua, confiable y necesaria en base a los parámetros investigados, se cuenta en el CENAPRED con personal altamente calificado para mantener todos los equipos operando en campo, además de actualizar continuamente la Red de Monitoreo adicionando otros equipos más modernos y técnicas aplicadas al análisis de la información, lo que da pauta a una mejor interpretación y emisión de recomendaciones a las autoridades de Protección Civil, vía Comité Científico Asesor.

Con la finalidad de implementar un sistema eficaz para hacer llegar a la población en riesgo la información pertinente de la evolución en la actividad volcánica, se deben llevar a cabo diversas acciones tales como:

#### **8.3.a. INSTAURACIÓN DE UN COMITÉ CIENTÍFICO ASESOR (CCA)**

Es un órgano que evalúa el riesgo y la actividad de un volcán, a fin de hacer las recomendaciones pertinentes a las autoridades de protección civil, quienes a su vez son la parte operativa para hacer frente a cualquier contingencia volcánica.

En el caso específico del volcán Popocatepetl, existe un **Comité Científico Asesor** que es un órgano de consulta formado por especialistas que proponen, en base a sus observaciones y a un consenso, el nivel de actividad definido en el **Código de Alerta Volcánica**.

### 8.3.b. CÓDIGO DE ALERTA VOLCÁNICA

Ante la necesidad de contar con un lenguaje común que permitiera al grupo técnico-científico transmitir a las autoridades de Protección Civil la información sobre el estado de actividad del volcán y de los peligros que éste 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 toda la información relevante a las medidas de protección a tomar, llevó a Protección Civil a solicitar al Comité Científico Asesor el diseño de un **Código de Alerta Volcánica**, en el cual basar el diseño de su Plan de Operaciones para el Manejo de Emergencias del volcán Popocatepetl.

Este código (tabla 19) está organizado en dos partes:

Una estructura de 7 niveles (nivel verde, fase 1; nivel verde, fase 2; nivel amarillo, fase 1; nivel amarillo, fase 2; nivel amarillo, fase 3; nivel rojo, fase 1 y nivel rojo, fase 2), que permite al grupo técnico-científico calificar el estado de riesgo del volcán por medio de una escala relativamente fina y comunicarlo de ésta forma a las autoridades de Protección Civil, ya que también contiene una serie de acciones y recomendaciones al Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC).

**TABLA 19. CÓDIGO DE ALERTA VOLCÁNICA PARA EL VOLCÁN POPOCATÉPETL**  
(De la Cruz-Reyna et. al., 2006)

<u>NIVEL DE ALERTA:</u> COMUNICACIÓN CCA- SINAPROC	ESCENARIOS ESPERADOS	ACCIONES RECOMENDADAS AL SINAPROC	<u>NIVEL DE ALERTA PÚBLICA. ACCIONES RECOMENDADAS</u>
<b>VERDE.</b> <b>FASE 1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- EL VOLCÁN ESTÁ QUIETO.</li> <li>- SEÑALES SÍSMICAS ESPORÁDICAS.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- DESARROLLO DE PLANES DE PREPARACIÓN.</li> <li>- PROMOCIÓN DE PROGRAMAS DE EDUCACIÓN.</li> <li>- MANTENIMIENTO DE INSTRUMENTOS DE MONITOREO.</li> </ul>	<p><b>VERDE.</b> <b>NORMALIDAD.</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- MANTENER INFORMADA A LA POBLACIÓN.</li> </ul>
<b>VERDE.</b> <b>FASE 2</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ACTIVIDAD SÍSMICA DE BAJO NIVEL REGISTRADA SOLAMENTE EN LAS ESTACIONES MÁS CERCANAS.</li> <li>- ALGUNA ACTIVIDAD FUMARÓLICA.</li> <li>- CAMBIOS MENORES EN LA TEMPERATURA DE LAS FUMAROLAS.</li> <li>- CAMBIOS MENORES EN LA COMPOSICIÓN DE LAS AGUAS DE MANANTIAL, QUE NO AFECTAN SIGNIFICATIVAMENTE SU CALIDAD PARA LA AGRICULTURA Y CONSUMO HUMANO.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- INCREMENTAR EL MONITOREO.</li> <li>- PROMOVER REUNIONES MÁS FRECUENTES DEL CCA.</li> <li>- INCREMENTAR LA COMUNICACIÓN ENTRE EL CCA Y EL SINAPROC.</li> <li>- REVISAR LOS PLANES DE EMERGENCIA.</li> <li>- INCREMENTAR LA DISEMINACIÓN DE INFORMACIÓN VOLCÁNICA HACIA EL PÚBLICO.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- APRENDER RESPECTO DEL FENÓMENO VOLCÁNICO.</li> <li>- MEMORIZAR SEÑALES: <ul style="list-style-type: none"> <li>-- RUTAS DE EVACUACIÓN.</li> <li>-- LUGARES DE REUNIÓN.</li> <li>-- REFUGIOS.</li> </ul> </li> <li>- ATENDER REUNIONES DE INFORMACIÓN.</li> <li>- UNIRSE A LAS INSTRUCCIONES Y EJERCICIOS.</li> <li>- PROMOVER LA REUBICACIÓN DE LAS PROPIEDADES VULNERABLES.</li> </ul>
<b>AMARILLO</b> <b>FASE 1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- INCREMENTO DE LA SISMICIDAD LOCAL DE BAJO NIVEL.</li> <li>- GAS O FUMAROLAS DE VAPOR Y/O EMISIONES LIGERAS DE CENIZA.</li> <li>- ESTAS MANIFESTACIONES PUEDEN CAUSAR ACIDIFICACIÓN DE LA LLUVIA METEÓRICA Y LIGERAS CAÍDAS DE CENIZA SOBRE POBLADOS ALREDEDOR DEL VOLCÁN. ALGUNAS DE ELLAS PUEDEN PROVOCAR UNA LIGERA AMENAZA AL TRÁFICO AÉREO.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- PROMOVER REUNIONES MÁS FRECUENTES DEL CCA Y UNIRSE A REUNIONES CON EL SINAPROC.</li> <li>- ESTUDIOS ESPECÍFICOS RECOMENDADOS SOBRE EL VOLCÁN.</li> <li>- REVISAR LA DISPONIBILIDAD DE PERSONAL ESPECIALIZADO, EQUIPO Y VEHÍCULOS REQUERIDOS PARA EVACUACIONES.</li> <li>- PREGUNTAR AL CCA RESPECTO DE LOS CRITERIOS PARA DEFINIR LOS LÍMITES DE ACCESO AL VOLCÁN.</li> <li>- EMITIR AVISOS A LOS CONTROLADORES DEL TRÁFICO AÉREO.</li> </ul>	<p><b>AMARILLO. ALERTA.</b></p>

<p><b>AMARILLO FASE 2</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ACTIVIDAD ERUPTIVA DE BAJA A INTERMEDIA (VEI <math>\leq</math> 2)</li> <li>- ÉSTE NIVEL DE ACTIVIDAD PUEDE PRODUCIR EXPLOSIONES MODERADAS, EYECTANDO ESCOMBROS ALREDEDOR DEL CRÁTER DEL VOLCÁN.</li> <li>- LAS EXPLOSIONES PUEDEN EYECTAR CENIZA Y PRODUCIR DE LIGERAS A MODERADAS CAÍDAS DE CENIZA SOBRE LAS COMUNIDADES CERCANAS Y CIUDADES ALEJADAS, SI EL VIENTO ES FUERTE.</li> <li>- LA CENIZA EN EL AIRE PUEDE REPRESENTAR UNA IMPORTANTE AMENAZA PARA LA AVIACIÓN.</li> <li>- FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE BAJO NIVEL Y FLUJOS DE LODO (LAHARES) PUEDEN DESARROLLARSE SIN LLEGAR A ZONAS POBLADAS.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COMUNICAR EL CAMBIO DE NIVEL DE ALERTA A LAS AUTORIDADES EN LOS TRES NIVELES DE GOBIERNO: MUNICIPAL, ESTATAL Y FEDERAL Y A TODAS LAS DEMÁS AUTORIDADES OFICIALES INVOLUCRADAS.</li> <li>- MANTENER UN ROL DE TURNOS DE VIGILANCIA CON PERSONAL ESPECIALIZADO DE EMERGENCIA.</li> <li>- INCREMENTAR EL ÁREA DE ACCESO RESTRINGIDO ALREDEDOR DEL VOLCÁN, DE ACUERDO A LAS RECOMENDACIONES DEL CCA.</li> <li>- EMITIR AVISOS A LOS SISTEMAS DE NAVEGACIÓN AÉREA.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- MANTENERSE BIEN INFORMADO. PONER ESPECIAL ATENCIÓN A LOS ANUNCIOS OFICIALES.</li> <li>- MANTENER LOS DOCUMENTOS MÁS IMPORTANTES EN UN SOBRE O ENVOLTURA FÁCIL DE LLEVAR.</li> <li>- TRATAR DE UBICAR LAS RUTAS DE EVACUACIÓN PARA LLEGAR A LOS SITIOS DE REUNIÓN, ZONAS SEGURAS Y REFUGIOS TEMPORALES</li> <li>- ESCUCHAR Y OBEDECER LAS INSTRUCCIONES DE LAS AUTORIDADES Y MANTENERSE ALERTA.</li> <li>- ESTAR PREPARADOS PARA UNA POSIBLE EVACUACIÓN.</li> </ul>
<p><b>AMARILLO FASE 3</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ACTIVIDAD ERUPTIVA FREÁTICA O MAGMÁTICA DE EXPLOSIVIDAD INTERMEDIA A ALTA (VEI 2 - 3)</li> <li>- CRECIMIENTO DE DOMOS DE LAVA E INCREMENTO EN LA PROBABILIDAD DE EYECCIÓN DE MAGMA.</li> <li>- POSIBILIDAD DE EXPLOSIONES DE INTENSIDAD CRECIENTE, EYECTANDO ESCOMBROS CALIENTES A DISTANCIAS SIGNIFICATIVAS (VARIOS KM).</li> <li>- CLARAS Y EVIDENTES CAÍDAS DE CENIZA SOBRE PUEBLOS Y CIUDADES.</li> <li>- POSIBILIDAD DE GRANDES FLUJOS PIROCLÁSTICOS Y LAHARES, NO LLEGANDO A ÁREAS POBLADAS.</li> <li>- RIESGO INCREMENTADO PARA LA AVIACIÓN Y LIGEROS EFECTOS SOBRE LOS AEROPUERTOS.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- MANTENER AL PÚBLICO Y A LOS MEDIOS BIEN INFORMADOS RESPECTO DE LA SITUACIÓN Y MEDIDAS TOMADAS.</li> <li>- PREPARAR EL PERSONAL ESPECIALIZADO Y EQUIPO PARA LA OPERACIÓN DE LOS REFUGIOS.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS ESPECÍFICAS EN LA MAYORÍA DE LAS ÁREAS VULNERABLES.</li> <li>- INICIAR MEDIDAS PREVENTIVAS CONTRA LA CAÍDA DE CENIZA Y ESCOMBROS Y CONTRA LAHARES EN ZONAS ALTAMENTE VULNERABLES (ESTO PUEDE INCLUIR ALGUNAS EVACUACIONES).</li> <li>- ADEMÁS INCREMENTAR EL ÁREA RESTRINGIDA ALREDEDOR DEL VOLCÁN.</li> <li>- ALERTAR A TODOS LOS SISTEMAS DE NAVEGACIÓN Y TRÁFICO AÉREO.</li> </ul>	
<p><b>ROJO. FASE 1</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ERUPCIONES EXPLOSIVAS DE INTERMEDIAS A GRANDES (VEI 3 - 4) PRODUCIENDO COLUMNAS ERUPTIVAS CON CAPACIDAD PARA LLEGAR A LA ESTRATÓSFERA.</li> <li>- LAS EXPLOSIONES PUEDEN EYECTAR CONSIDERABLES CANTIDADES DE CENIZA Y FRAGMENTOS, LLEGANDO A LOS POBLADOS MÁS CERCANOS.</li> <li>- PRODUCCIÓN DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS A GRAN ESCALA Y FLUJOS DE LODO, CAPACES DE LLEGAR A LOS POBLADOS MÁS CERCANOS Y MÁS ALLÁ DE ELLOS.</li> <li>- IMPORTANTES CAÍDAS DE CENIZA EN LOS POBLADOS A DISTANCIAS INTERMEDIAS, CON CAPACIDAD DE PRODUCIR EL COLAPSO DE TECHOS. SIGNIFICATIVA CAÍDA DE CENIZA EN GRANDES CIUDADES ALREDEDOR DEL VOLCÁN.</li> <li>- AMENAZA SERIA PARA LA AVIACIÓN SOBRE GRANDES DISTANCIAS. SERIOS EFECTOS EN LOS AEROPUERTOS.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- EVACUACIÓN SELECTIVA DE ACUERDO AL CRITERIO DEFINIDO POR EL CCA, EN BASE AL DESARROLLO E INTENSIDAD DE LA ERUPCIÓN.</li> <li>- INFORMAR Y PROMOVER RESPECTO DE AUTOEVACUACIONES EN ÁREAS SELECCIONADAS.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS ESPECÍFICAS CONTRA LA CAÍDA DE CENIZA Y FRAGMENTOS EN LAS REGIONES CERCANAS AL VOLCÁN, DEFINIDAS POR EL CCA.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS ESPECÍFICAS CONTRA FLUJOS PIROCLÁSTICOS, OLEADAS Y LAHARES EN LAS REGIONES DEFINIDAS POR EL CCA.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS CONTRA CAÍDAS DE CENIZA DE MODERADAS A INTERMEDIAS, EN ZONAS METROPOLITANAS DE GRANDES CIUDADES CERCANAS.</li> <li>- IMPLEMENTAR PLANES DE EMERGENCIA PARA PROTEGER Y MANTENER LÍNEAS DE COMUNICACIÓN Y SUMINISTROS DE AGUA Y ALIMENTOS.</li> <li>- AVISOS A TODA LA AVIACIÓN Y AEROPUERTOS DEL PAÍS, E INTERNACIONALES.</li> </ul>	<p><b><u>ROJO. ALARMA.</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- MANTENERSE BIEN INFORMADO. PONER TODA LA ATENCIÓN A LOS ANUNCIOS OFICIALES Y OBEDECER LAS INSTRUCCIONES.</li> <li>- LLEVAR LOS DOCUMENTOS MÁS VALIOSOS EN UN SOBRE O ENVOLTURA</li> </ul>

<p><b>ROJO. FASE 2</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ERUPCIÓN GRANDE A EXTREMA (VEI &gt; 4)</li> <li>- PRODUCCIÓN A GRAN ESCALA DE NUBES VOLCÁNICAS HASTA LA ESTRATÓSFERA.</li> <li>- POSIBILIDAD DE COLAPSO MASIVO EN UN SECTOR DEL VOLCÁN, PRODUCIENDO AVALANCHAS EXTENSIVAS DE ESCOMBROS.</li> <li>- FLUJOS PIROCLÁSTICOS MASIVOS.</li> <li>- LAHARES MASIVOS, LLEGANDO A DISTANCIAS MÁS ALLÁ DEL ALCANCE DEL MAPA DE PELIGROS.</li> <li>- DEVASTACIÓN DE LAS REGIONES DEFINIDAS EN EL MAPA DE PELIGROS.</li> <li>- INTENSAS CÁIDAS DE CENIZA Y DE FRAGMENTOS EN ÁREAS METROPOLITANAS DE CIUDADES, DENTRO DE UN RADIO EXCEDIENDO LOS 100 KM.</li> <li>- AMENAZA MÁXIMA PARA TODA LA AVIACIÓN DEL PAÍS Y A LO LARGO Y ANCHO DE TODO EL CONTINENTE.</li> <li>- AMENAZA SERIA PARA LOS AEROPUERTOS DE TODO EL PAÍS.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- EVACUACIONES EXTENSIVAS DE ACUERDO AL CRITERIO DEFINIDO POR EL CCA, BASADO EN LA EVOLUCIÓN E INTENSIDAD DE LA ERUPCIÓN.</li> <li>- INFORMAR Y PROMOVER RESPECTO DE AUTOEVACUACIONES SOBRE ÁREAS AMPLIAS, DEFINIDAS POR EL CCA.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS ESPECÍFICAS CONTRA LA INTENSA CÁIDA DE CENIZA Y FRAGMENTOS, EN LAS REGIONES DEFINIDAS POR EL CCA.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS ESPECÍFICAS CONTRA FLUJOS MASIVOS DE ESCOMBROS, DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS, OLEADAS Y LAHARES, EN LAS REGIONES DEFINIDAS POR EL CCA.</li> <li>- IMPLEMENTAR MEDIDAS PREVENTIVAS CONTRA CÁIDAS DE CENIZA Y FRAGMENTOS DE INTERMEDIAS A GRANDES, EN ZONAS METROPOLITANAS DE GRANDES CIUDADES CERCANAS, INCLUYENDO MEDIDAS ANTIPÁNICO PARA EL BLOQUEO TOTAL DE LA LUZ SOLAR.</li> <li>- IMPLEMENTAR PLANES DE EMERGENCIA PARA PROTEGER Y MANTENER LÍNEAS DE COMUNICACIÓN Y SUMINISTROS DE AGUA Y ALIMENTOS.</li> <li>- AVISOS A TODA LA AVIACIÓN Y AEROPUERTOS DEL PAÍS, E INTERNACIONALES.</li> </ul>	<p>FÁCIL DE LLEVAR Y TRANSLADARSE A LOS SITIOS DE REUNIÓN, ZONAS SEGURAS Y REFUGIOS, DE ACUERDO A LAS INSTRUCCIONES DE LOS OFICIALES DE PROTECCIÓN CIVIL.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- SI PUEDE SALIR DEL ÁREA PELIGROSA POR SÍ MISMO, HÁGALO Y NO LO DUDE NI TITUBÉE.</li> <li>- MANTENERSE INFORMADO RESPECTO A LA EVOLUCIÓN DE LA ERUPCIÓN.</li> </ul>
--------------------------------	--	--	---

SINAPROC = Sistema Nacional de Protección Civil; CCA = Comité Científico Asesor, VEI = Índice de Explosividad Volcánica

La otra estructura que consta de tres niveles (tabla 20), permite a las autoridades de Protección Civil condensar esa información y transmitirla a la población en forma clara, precisa y sin posibilidades de confusión y que se describe en el párrafo de abajo.

### **8.3.c. SEMÁFORO DE ALERTA VOLCÁNICA**

Con el fin de transmitir el estado y el pronóstico del volcán, se definió una estructura sencilla y con un lenguaje cotidiano hacia la población de las regiones vulnerables en el Popocatepetl.

Asimismo, se tradujo la información de los 7 niveles del Código de Alerta Volcánica a 3 colores: **VERDE, AMARILLO y ROJO**, que conforman el denominado **Semáforo de Alerta Volcánica**, y cuyas acciones recomendadas están implícitas en la segunda columna de la tabla 20.

El anuncio público se hace como un cambio en el color de dicho Semáforo. La respuesta de preparación en los diferentes sectores definidos en el Mapa de Peligros y en el Mapa de Planeación de Emergencias del Volcán Popocatepetl depende de la situación particular, de acuerdo a las recomendaciones del **CCA** hechas en base a la evolución que hubiera experimentado el volcán. Los planes de preparación deben ser por lo tanto sensibles al contexto en alto grado.

### **8.3.d. CRITERIOS PARA RETORNAR A UN NIVEL DE ALERTA MÁS 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 que la población desplazada debe permanecer en albergues por tiempos prolongados sin que la situación de riesgo del volcán se resuelva en una dirección u otra.

**TABLA 20.- SEMÁFORO DE ALERTA VOLCÁNICA**

<b>NIVELES DE ALERTA NOMENCLATURA PARA COMUNICACIÓN ENTRE SINAPROC* Y CCA*.</b>	<b>ACCIONES GENERALES RECOMENDADAS</b>
<b>NIVEL VERDE</b>	<p><b><u>NORMALIDAD</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>▸ MANTENERSE INFORMADO</li> <li>▸ MEMORIZAR LA SEÑALIZACIÓN DE:               <ul style="list-style-type: none"> <li>• RUTAS DE EVACUACIÓN</li> <li>• SITIOS DE REUNIÓN</li> <li>• ALBERGUES</li> </ul> </li> <li>▸ ASISTIR A CURSOS DE CAPACITACIÓN</li> <li>▸ PARTICIPAR EN EJERCICIOS DE SIMULACROS</li> <li>▸ PROMOVER LA REUBICACIÓN DE INSTALACIONES QUE SE ENCUENTRAN EN ÁREAS DE ALTO RIESGO</li> </ul>
<b>NIVEL AMARILLO</b>	<p><b><u>ALERTA</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>▸ INCREMENTAR NIVELES DE ATENCIÓN A LA INFORMACIÓN OFICIAL QUE SE PROPAGUE.</li> <li>▸ ENSAYAR LOS DESPLAZAMIENTOS A LOS ALBERGUES O SITIOS SEGUROS.</li> <li>▸ OBEDECER LAS INSTRUCCIONES DE LAS AUTORIDADES.</li> <li>▸ <b>MANTENERSE ALERTA Y ESTAR PREPARADO PARA UNA POSIBLE EVACUACIÓN: TENER DOCUMENTOS IMPORTANTES A LA MANO, CONOCER LA UBICACIÓN DE LOS MIEMBROS DE LA FAMILIA, (PRINCIPALMENTE NIÑOS), CONOCER SU SITIO DE REUNIÓN, POSIBLE SITIO DE ALBERGUE, ETC.</b></li> </ul>
<b>NIVEL ROJO</b>	<p><b><u>ALARMA</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>▸ ATENDER LAS INSTRUCCIONES DE LAS AUTORIDADES</li> <li>▸ DIRIGIRSE A LOS SITIOS DE REUNIÓN PARA SER TRANSLADADOS A LOS ALBERGUES.</li> <li>▸ LA POBLACIÓN QUE PUEDA EVACUARSE O IR A OTRO LUGAR SEGURO POR SUS PROPIOS MEDIOS, DEBE HACERLO.</li> <li>▸ MANTENERSE CONTINUAMENTE INFORMADO SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL FENÓMENO.</li> </ul>

SINAPROC = Sistema Nacional de Protección Civil; CCA = Comité Científico Asesor

La toma de decisiones en tales casos debe estar 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 volcánica, basadas en las manifestaciones no visibles detectadas por los dispositivos de monitoreo. Por ejemplo, en una situación en que se tiene una alerta roja y los niveles de actividad detectados no ceden con el tiempo, pero tampoco aumentan y la actividad visible del volcán se limita a manifestaciones poco amenazantes, la población movilizadas 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. Esto último es lo que ha ocurrido por ejemplo durante las contingencias del 21 de diciembre de 1994 y del 18-19 de diciembre del 2000, en que los jefes de familia sólo acudían a sus poblaciones a dar de comer a su ganado principalmente, retornando a los albergues posteriormente.

## **8.4. MECANISMOS DE RESPUESTA**

### **8.4.a. ACTITUD DE RESPUESTA ANTE UNA CRISIS**

Paralelamente y ante una situación de riesgo máximo, las autoridades de Protección Civil son las responsables de decidir la movilización de la población, que puede extenderse sobre varios o

todos los sectores de riesgo del volcán.

#### **8.4.b. SEGUIMIENTO DESPUÉS DE LA CRISIS VOLCÁNICA**

Esto se efectúa mediante la documentación de información vulcanológica y sociológica asimilada en crisis anteriores e incorporando lo aprendido en el restablecimiento de actividades después de la emergencia. Lo anterior, es lo que debe servir para planificar a futuro el restablecimiento de la vida socioeconómica de las comunidades en otras áreas similares.

### **8.5. POLÍTICAS**

Ante la necesidad de mitigar el riesgo volcánico, se han tomado los lineamientos generales establecidos por la IAVCEI (Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra), a través de un grupo de trabajo (Barberi et al. 1990) para la "Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales 1990-2000" (IDNDR). Estos implican la satisfacción de ciertas necesidades para el manejo efectivo de una emergencia volcánica, que son:

#### **8.5.a. ASIGNACIÓN POLÍTICA Y ECONÓMICA**

Es indispensable implementar y desarrollar un plan o programa que involucre los aspectos social, político y económicos, donde se contemple la ocurrencia potencial de un fenómeno de origen volcánico, al cual se le puedan asignar los recursos económicos necesarios para que sea posible la vigilancia y monitoreo permanente de volcanes de riesgo, con la tecnología y equipos adecuados que permitan suministrar factores de decisión a las autoridades de Protección Civil para que, en un momento dado, éstas puedan ordenar un movimiento de la población o, más frecuentemente, evitar una evacuación innecesaria.

#### **8.5.b. DESARROLLO DE PROGRAMAS LOCALES ENCAMINADOS A MITIGAR EL RIESGO VOLCÁNICO**

Esto es muy importante, ya que la prevención y mitigación de un desastre volcánico resultará mejor y de menor costo si se desarrolla de forma continua por grupos locales, además de establecer y mantener intercambios y visitas de investigadores nacionales y extranjeros.

Por tanto, en regiones donde los fenómenos volcánicos son poco frecuentes y que por lo mismo los grupos locales no son autosuficientes, la alternativa es establecer convenios de apoyo mutuo con instituciones afines.

## CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del trabajo anterior, se pueden desprender algunas consideraciones importantes, en base a las experiencias tenidas durante la última (presente) etapa de actividad del volcán Popocatépetl:

1. Que un volcán activo, debe contar con al menos un monitoreo básico, que permita al investigador reconocer cualquier cambio en su actividad, ya sea visible o no.
2. Que se tenga un conocimiento histórico de su actividad anterior, en base no solo a documentos pasados, sino a su historia geológica, mediante la cual se puedan perfectamente definir las etapas eruptivas y sus zonas de influencia, para poder así elaborar mapas de riesgo y/o peligro volcánico.
3. Que existan políticas definidas respecto de las líneas de investigación encaminadas al estudio de volcanes activos en el país.
4. Que se destinen recursos hacia la investigación y elaboración de mapas de riesgo y peligro de todos aquellos volcanes activos que se encuentran en distintos grados de actividad, ya que pueden reactivarse o pasar a otro nivel mayor de actividad, como han sido los casos de los volcanes El Chichón, Fuego de Colima o Popocatépetl recientemente, donde existen grandes núcleos de población.
5. Incentivar la formación de recursos humanos y de infraestructura de investigación, a fin de poder realizar la investigación en todas las 16 localidades con actividad volcánica del país (Tres Vírgenes, Sangangüey, Ceboruco, Fuego de Colima, Popocatépetl, Pico de Orizaba o Citlaltépetl, San Martín Tuxtla, El Chichón, Tacaná, Bárcena, Evermann, Parícutin, Jorullo, Xitle y las calderas de Los Humeros y La Primavera).

Así mismo, se pueden hacer las siguientes recomendaciones:

- Continuar con un programa de elaboración de mapas computarizados de escenarios de riesgo, de los volcanes activos del país (ya existen para el Fuego de Colima, Popocatépetl, Tacaná, Ceboruco, San Martín Tuxtla, Tres Vírgenes y Pico de Orizaba o Citlaltépetl), mediante los cuales se puedan definir las zonas de mayor riesgo, sobre todo en lo referente a las trayectorias de flujos de lodo o lahares y de dispersión de cenizas, en función de los vientos dominantes y de su velocidad y dirección en las distintas épocas del año.
- Que exista un Comité Científico Asesor para cada volcán activo, ya que solo así se podrán delinear las estrategias de investigación y trabajo, encaminadas a recomendar ciertas acciones hacia las autoridades gubernamentales y de protección civil, para elaborar un programa de trabajo conjunto en función de la actividad de cada localidad activa. A éste respecto, se señala que los Comités Científicos Asesores existentes para los volcanes Popocatépetl y Fuego de Colima han jugado un papel importante en la toma de decisiones de las autoridades gubernamentales, durante las etapas críticas de mayor actividad.
- Así mismo, que se elabore un Código de Alerta Volcánica (Semáforo de Alerta Volcánica) como los que existen para los volcanes Popocatépetl y Fuego de Colima, ya que es importante, sobre todo para que la población en riesgo pueda entender fácilmente el

estado de actividad en que se encuentra el volcán cercano a su localidad.

- Elaborar los Planes Operativos respectivos, para hacer frente a cualquier contingencia volcánica, ya que mediante éste instrumento, se podrán coordinar todas las acciones encaminadas a salvaguardar las vidas, el entorno y las propiedades de las personas que viven dentro de una zona de riesgo. Esto último, se ha probado exitosamente en diversos países con volcanes activos y más recientemente en México con los volcanes Popocatépetl y Fuego de Colima.

Respecto de mejorar el sistema de vigilancia y monitoreo, no solo para el volcán Popocatépetl, sino para cualquier otro volcán en crisis, se debe considerar lo siguiente:

- Instalar un juego de al menos dos microbarógrafos de alta ganancia, colocados cerca del cono volcánico para detectar explosiones y ondas de choque.
- Instalar sensores de vibración (foto 28), con la finalidad de detectar las frecuencias de vibración característica de cualquier flujo que pueda dispararse desde la parte alta del volcán en caso de ocurrir un evento eruptivo. Estos deben colocarse en las zonas donde nacen las principales barrancas (las de mayor riesgo), por donde se encauzarían dichos lahares hacia zonas pobladas en la parte baja del mismo edificio volcánico. Esta información puede ser enviada vía telemetría en tiempo real hacia los centros de recepción de información.



Foto 28. Sensor de vibración ubicado en la Barranca La Espinera del volcán Popocatépetl, cuya función es detectar el paso de flujos de lodo, mediante el reconocimiento de frecuencias características al paso de los mismos

- Instalar en las mismas barrancas juegos de sensores de alambre (cada juego consta de tres alambres) cuya función es detectar el paso de flujos de lodo provenientes de la parte



alta del volcán, ya que se pueden generarse por una lluvia extraordinaria o por un evento volcánico y en cuyo caso, el frente de flujo rompe los alambres (figura 35) e inmediatamente es enviada una señal que puede recibirse simultáneamente tanto en el Centro de Monitoreo Volcánico o en las oficinas de Protección Civil de las entidades estatales respectivas y en las poblaciones que se encuentran a lo largo de las trayectorias de riesgo aguas abajo. De ésta manera, los sectores de población en riesgo pueden desplazarse a sitios seguros previamente establecidos en lugares altos a fin de quedar fuera del alcance e impacto de éste fenómeno que es sumamente destructivo.

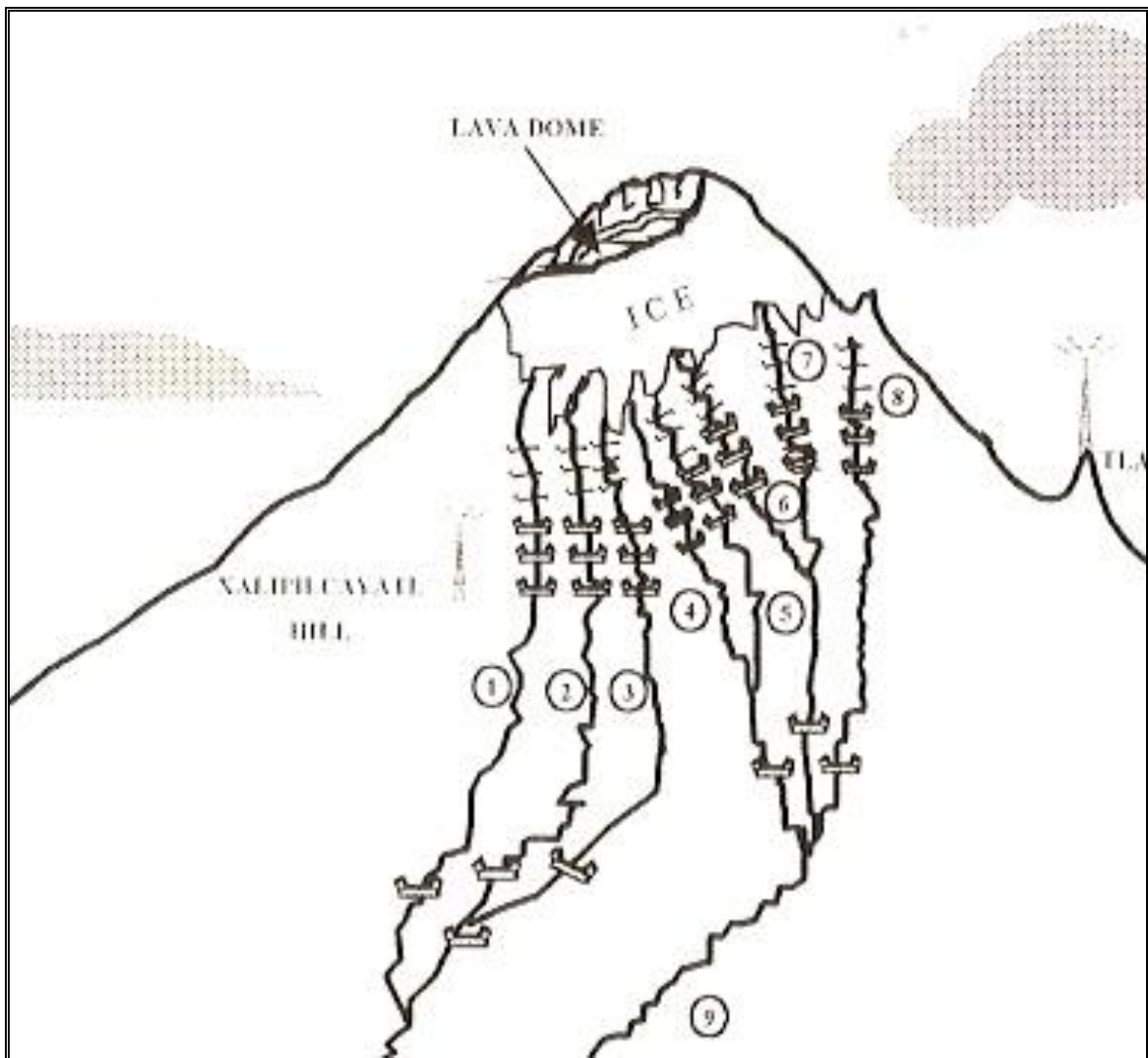


Figura 35. En éste dibujo, se ilustran los “juegos” de sensores de alambre (3 alambres en cada juego) energizados, cuya función es emitir una señal en caso de ser rotos al pasar un flujo de lodo

- Con lo anterior, también es necesario colocar altavoces en sitios estratégicos (foto 29) a fin de que la población pueda escuchar las señales de prealerta y alerta y así saber en qué momento deba desplazarse a los sitios seguros previamente identificados, donde lo deseable sería construir estructuras que sirvan de albergue temporal, ya que un flujo puede ocurrir en condiciones climatológicas adversas o inclusive de noche.

- Instalar al menos dos cámaras de vídeo (ver también foto 29), las cuales se ubicarán en sitios donde estén colocados los sensores de flujo y los de alambre para detectar flujos de lodo o lahares. Esto es con la finalidad de que las imágenes pueden llegar teleméricamente al Centro de Recepción o de Monitoreo, donde se podrá tomar la decisión de enviar las señales de prealerta y alerta hacia las poblaciones donde se considere pueda llegar un flujo generado en la parte alta del volcán. Las imágenes también podrán ser grabadas en cintas de vídeo para su análisis posterior.



Foto 29. Altavoces colocados en lugares estratégicos, de tal manera que la población pueda escuchar claramente los mensajes de prealerta y alerta en caso de ocurrencia de flujos de lodo provenientes de la parte alta de un volcán (zona aledaña al Monte Unzen, Japón)

Debe mencionarse que los sistemas de aviso y alertamiento para el caso de ocurrencia de flujos de lodo, deberán operar en aquellas zonas donde la población está expuesta a éste fenómeno; a reserva de recomendar la reubicación de ciertos sectores que se encuentran asentados dentro y a la orilla de las barrancas de alto riesgo.

A éste respecto, se recomienda realizar estudios de microzonificación de riesgo, donde se definan para cada población particular las construcciones de mayor riesgo, con las observaciones y recomendaciones pertinentes.

- Mejorar las rutas de acceso y evacuación, además de considerar la construcción y ampliación de puentes en caso de existir en las barrancas o trayectorias de mayor riesgo, a fin de que la población pueda desplazarse a sitios seguros lo más rápidamente posible ante alguna contingencia.

- También es importante incluir programas de prevención en las escuelas y organizar reuniones públicas con las autoridades locales de protección civil en las comunidades, a fin de aumentar su conocimiento del riesgo.
- Organizar simposios y talleres relacionados con el riesgo volcánico, conducidos por las autoridades locales, comités de protección civil y público en general.
- Programar y efectuar ejercicios de evacuación con las personas de las comunidades de riesgo, dependiendo de la actividad volcánica y del grado de riesgo en cada una de ellas.
- Organizar y dar cursos de entrenamiento sobre mitigación de riesgo volcánico.

# REFERENCIAS

Aguilera, J. G. and Ordóñez, E., 1895. **Expedición científica al Popocatépetl**. Comisión Geológica Mexicana.

Alatorre-Zamora, M.A. and Campos-Enríquez, J.O., 1992. **La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations**. Geofísica Internacional. Vol. 31, Num. 4, October-December 1992, pp. 371-382.

Álvaro Tezozómoc, Hernando. **"Crónica Mexicayotl, 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.

Alzate, J.A., 1831. **Observaciones físicas ejecutadas por D. José Antonio Alzate en la Sierra Nevada**. Gaceta de Literatura (reprinted) I:99-107.

Anderson, T. y Flett, J.S., 1903. **Report on the eruptions of the Soufrière in St. Vincent, 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique**. Phil. Trans. Royal Soc. London Series A, 200, pp. 353-553.

APHA, 1989. **Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater**. American Public Health Association, 17th ed., Washington, D.C.

Araña, V. y López, J., 1974. **Volcanismo. Dinámica y Petrología de sus Productos**. Ediciones Istmo, Madrid, España. 496 p.

Araña, V. y Ortiz, R., 1984. **Volcanología**. Editorial Rueda. Madrid, España; 510 p.

Armienta, M.A., Zamora, V. y Juárez, F., 1987. **Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio**. Comunicaciones Técnicas. Serie Docencia y Divulgación, N° 4. Inst. de Geofísica-UNAM, 85 p.

Armienta, M.A. y De la Cruz-Reyna, S., 1995. **Some hydro-geochemical fluctuations in Mexico related to volcanic activity**. Applied Geochemistry, vol. 10, pp. 215-227.

Armienta, M.A., Varley, N., and Ramos, E., 2002. **Radon and chemical monitoring at Popocatépetl volcano**. Geofísica Internacional 41, 271-276.

Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., Gómez, A., Ramos, E., Ceniceros, N., Cruz, O., Aguayo, A. and Martínez, A. 2007. **Hydrogeochemical indicators of the Popocatépetl volcano activity**. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 46 pp.

Atl, 1939. **Volcanes de México. La actividad del Popocatépetl**. Volumen 1, Editorial Polis, México; 74 p.

Atlas Nacional de Riesgos, 1987. **Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC)**, 165 p.

Banks, N.G. and Hoblitt, R.P., 1981. **Summary of temperature studies of 1980 deposits, in the 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington**. Edited by Lipman, P.W., and

Mullineaux, D.R., U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250, pp. 295-313.

Barberi, F., Innocenti, L., Lirer, L., Munro, R., Pescatore, T. and Santacroce, R., 1978. **The Campanian ignimbrite: A major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)**. Bull. Volcanol., 41, 10-32.

Barberi, F., Blong, R., De la Cruz-Reyna, S., Hall, M., Kamo, K., Mothes, P., Newhall, C., Peterson, D., Punongbayan, R., Sigvaldasson, G., Zana, D., 1990. **Reducing Volcanic Disasters in the 1990's**. Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2. 35: 80-95.

Barth, T. F. W., 1950. **Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland**: Carnegie Inst. Wash. Pub., vol. 587, 174 pp.

Belousov, A.B. and Bogoyavlenskaya, G.E, 1988. **Debris avalanche of the 1956 Bezymianny eruption [abstract]**: Abstracts Volume, Kagoshima International Conference on Volcanoes, 352.

Blong, R. J., 1984. **Volcanic Hazards**. A Source book on the effects of eruptions. Academic Press Australia; 424 pp.

Blong, R., 2000. **Volcanic hazards and risk management**. *In*: Sigurdsson, H., Hughton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), **Encyclopedia of Volcanoes**. Academic Press, San Diego, p. 1215-1227.

Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiriyarov, V.Yu. and Miller, C.D., 1985. **Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes**. J. Geodynamics, 3, 189-218.

Boudal, C. and Robin, C., 1988. **Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatépetl**. Can. J. Earth Sci.; 25: 955-971.

Boudal, C. and Robin, C., 1989. **Volcan 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.

Byerlee, J. D., 1978. **Friction of rocks**. Pure Applied Geophysics, 116, 615-626.

Calendario de Galván, 1836. **Colección La Fragua, 351/LAF**. Antigua Librería de Murguía, S.A., México.

Camacho, H., 1925. **Apuntes acerca de la actividad actual del volcán Popocatépetl en relación con la sismología**. Anales del Instituto Geológico de México. Páginas 38-60.

Cantagrel, J.M. and Robin, C., 1979. **K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks. Relations Between the Andesitic and the Alkaline Provinces**. Jour. Volc. Geotherm. Res. 5. pp. 99-114.

Cardona, O. D., 1991. **Evaluación de la Amenaza, la Vulnerabilidad y el Riesgo**. Taller Regional de Capacitación para la Administración de Desastres ONAD/PNUD/OPS/UNDRO, Bogotá, Colombia.

Cardona, A., Carrillo, J. J. y Armienta, M.A., 1993. **Elemento traza: contaminación y valores de fondo en aguas subterráneas de San Luis Potosí, S.L.P., México**. Geofísica Internacional.

Vol. 32, Núm. 2, abril-junio de 1993, pp. 277-286.

Carey, S. and Sigurdsson, H., 1989. **The intensity of plinian eruptions.** Bull. Volcanol. 51: 28-40.

Carrasco, G., Silva, L., Delgado, H. y Urrutia, J., 1985. **Geología y paleomagnetismo del Popocatepetl. México.** Comunicaciones Técnicas, Instituto de Geofísica, UNAM.

Ceresis (Centro Regional de Sismología para América del Sur), 1989. **Riesgo Volcánico. Evaluación y Mitigación en América Latina.** Lima, Perú. 300 p.

Cervantes de Salazar. **Crónica de La Nueva España.** Tomo III, cit. pos, Dr. Atl, op.cit, pág. 15.

Cervantes, P. and Wallace, P., 2003. **Role of H<sub>2</sub>O in subduction zone magmatism: new insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico.** Geology, 31, 235-238.

Consejo Estatal de Población (COESPO), 2000. **Índices de marginación 2000: estatal, regional, municipal y por localidad.** Gobierno del Estado de México, 229 pp.

Constantin, M. V., 2004. **Modelos termodinámicos para las zonas de subducción de Guerrero y Kamchatka.** Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 200 pp.

Constantin, V., Manea, M., Kostoglodov, V., Curie, C. A. and Sewell, G., 2004. **Thermal structure coupling and metamorphism in the Mexican Subduction Zone beneath Guerrero.** Geophysical Journal International, 158: 775-784. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x.

Cortés, Hernán. **Segunda Carta de Relación.** Cit. pos, Dr. Atl en Volcanes de México, Vol. 1 La actividad del Popocatepetl. Editorial Polis. México, 1939, pág. 14.

Costa, J.E., 1984. **Physical geomorphology of debris flows.** Developments and Applications of Geomorphology. Edited by Costa, J.E. and Fleisher, P.J. Springer-Verlag; New York. pp. 268-317.

Costa, J.E. and Schuster, R.L., 1988. **The formation and failure of natural dams.** Geol. Soc. Amer. Bull., 100, No. 7, 1054-1068.

Crandell, D.R., 1971. **Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington.** U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 677, 73 pp.

Crandell, D.R. and Mullineaux, D.R., 1973. **Pine Creek volcanic assemblage at Mount St. Helens, Washington.** U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-A, 23 pp.

Crandell, D.R. and Mullineaux, D.R., 1978. **Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington.** U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-C, 26 pp.

Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K. and Kostoglodov, V., 2002. **Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone.** Journal of Geophysical Research, 107, No. B12, 2370, doi: 10.1029/2001JB000886.

Davies, D.K., Quearry, M.W. and Bonis, S.B., 1978a. **Glowing avalanches from the 1974**

**eruption of volcano Fuego, Guatemala.** Geol. Soc. Amer. Bull. 89, 369-384.

Dean, K.G., Whiting, L. and Jiao, H., 1991. **An Aircraft Encounter With a Redoubt Ash Cloud (a Satellite View).** Volcanic Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 333-339.

De la Cruz-Reyna, S., Mena., Segovia, N., Chalot, J.F., Seidel, J.L., Monnin, M., 1985. **Radon Emanometry in Soil Gases and Activity in Ashes from El Chichon Volcano.** PAGEOPH, 123: 407-421.

De la Cruz-Reyna, S., Armienta, M.A., Zamora, V. and Juarez, F., 1986. **Chemical Changes in spring Waters at Tacana Volcano, Chiapas, Mexico: A Possible Precursor of the May 1986 Seismic Crisis and Phreatic Explosion.** J. Volcanol. Geotherm. Res.38, 345-353.

De la Cruz-Reyna, S., 1990. **Principales Eventos de Actividad Volcánica Histórica en México.** Inst. de Geofísica-UNAM. Asesor de CENAPRED. 17 p.

De la Cruz-Reyna, S., 1991. **Poisson-distributed patterns of explosive activity.** Bull. Volcanol. 54: 57-67.

De la Cruz-Reyna, S., Ramos, E. y Juárez, G., 1992. **Manual operativo del mapa de escenario de riesgo para el volcán Popocatepetl, Puebla-Morelos-México.** Centro Nacional de Prevención de Desastres, México. 11 p.

De la Cruz-Reyna, S. y Ramos, E., 1994. **Volcanes.** Fascículo 4, Segunda Edición. Ed. por el Centro Nacional de Prevención de Desastres, 36 p.

De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T., 1995. **Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995).** Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, p. 3-22.

De la Cruz-Reyna, S., Nolasco, H., Ramos, E., Degollado, J.L., Castillo, F.J., Velázquez, C., Medrano, A., González, H., Romero, H. Y Castellanos, D.A., 1995. **La red geodésica del volcán Popocatepetl para el monitoreo de la actividad volcánica.** Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, p. 167-192.

De la Cruz-Reyna, S., 1996. **Long term probabilistic analysis of future explosive eruptions.** In R. Scarpa and R. Tilling (Eds). Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg; pp. 599-629.

De la Cruz-Reyna, S. and Tilling, R.I., 2007. **Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatepetl volcano, Mexico: Importance of an effective hazards-warning system.** Journal of Volcanology and Geothermal research; 45 pp (in press).

De la Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Martínez-Bringas, A. and Ramos, E., 2008. **Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatepetl volcano, Central Mexico.** Bull. Volcanol. Springer-Verlag (2008), 70:753-767.

Delgado, H., Carrasco, G., Urrutia, J. and Casanova, M., 1985. **Analysis of the eruptive records of the Popocatepetl volcano. Mexico.** Instituto de Geofísica, UNAM.

- Delgado, H., Arciniega, R. y Calvario, D., 1986. **Los glaciares del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl**. Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, Inst. de Geof. UNAM, No.31, 20 p.
- Delgado, H., 1988. **Report on the glaciers of Mexico**. En: Haeberli and Müller (eds.), Fluctuation of Glaciers 1980-1985 (Vol. 5), 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 Environmental Programme and UNESCO, 28 p.
- Delgado, H., 1993. **The glaciers of Popocatepetl volcano, (Mexico): Changes and causes**. Program and abstracts. First International Conference on Climatic Change in Mexico, Taxco, Gro., p.27.
- Delgado H, y Brugman, M., 1995. **Reporte de los estudios glaciológicos llevados a cabo en el volcán Popocatépetl del 8 al 17 de abril de 1995**. Inst. de Geofísica, UNAM. Reporte enviado a CENAPRED, 7 p.
- Delgado, H., 1997. **The glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico): changes and causes**. In Quaternary Internacional, Vol.43/44, pp.53-60, 1997.
- Delgado, H., Cárdenas, G. y Piedad, S., 2001. **Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano**. J. Volcanol. Geotherm. Res. 108, 107-120.
- Demant, A., 1981. **L'axe néo-volcanique trans-mexicain. Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique**. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Aix-Marseille. 260 pp.
- Díaz del Castillo, Bernal. **Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España**. 15ª Edición, Porrúa, México, 1996. Pág. 136.
- Disaster Prevention Bureau, 1988a. **Volcanic Disaster Countermeasures in Japan**. Disaster Prevention Bureau, National Land Agency, Prime Minister's Office, Tokyo, 23 pp.
- Disaster Prevention Bureau, 1988b. **Natural Disasters and International Cooperation: The abstract of a White Paper on Disaster Countermeasures in 1988 Toward the IDNDR**. Disaster Prevention Bureau, National Land Agency, Prime Minister's Office, Tokyo, 32 pp.
- Dunn, M.G. and Wade, D.P., 1991. **Influence of volcanic ash clouds on gas turbine engines**. Volcanic Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 107-117.
- Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., 1977. **Chemistry and Geothermal Systems**. Academic Press, N.Y., 379 pp.
- Fedotov, S. A., 1985. **Estimates of heat and pyroclastic discharge by volcanic eruptions based upon the eruption cloud and steady plume observations**. J. Geodynam. 3: 275-302.
- Fisher, R.V., 1968. **Puu Hou littoral cones**. Geologische Rundschau, 57, 837-864.
- Fisher, R.V., 1971. **Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits**. J. Sediment. Petrology, 41, No. 4, 916-927.



- Fisher, R.V., 1979. **Models for pyroclastic surges and pyroclastic surges.** J. Volcanol. Geotherm. Res., 6, 305-318.
- Fisher, R.V. and Heiken, G., 1982. **Mount Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges.** J. Volcanol. Geotherm. Res., 12, 339-371.
- Fisher, R.V., 1983. **Flow transformations in sediment gravity flows.** Geology, 11, 273-274.
- Fisher, R.V., Heiken, G. and Hullen, J.B., 1997. **Volcanoes.** Princeton University Press. Princeton New Jersey, 317 pp.
- Foshag, W.F. and González, R.J., 1956. **Birth and Development of Paricutin Volcano, Mexico.** Geol. Surv. Bull. 965-D.
- Fournier d'Albe, E.M., 1979. **Objectives of Volcanic Monitoring and Prediction.** Jl. Geol. Soc. Lond., 136; 321-326.
- Fournier, d'Albe E. M., 1985. **The Quantification of Seismic Hazard for the Purposes of Risk Assessment.** International Conference on Reconstruction, Restauration and Urban Planning of Towns and Regions in Seismic Prone Areas, Skopje, November 1985.
- García, F, Ramos, E. y Domínguez, R., 1995. **Posible flujo de lodo en el costado oriente del volcán Popocatépetl.** Volcán Popocatépetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres, p. 109-125.
- Gerya, T. V. and Yuen, T. A., 2003. **Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel "cold plumes" at subduction zones.** Earth and Planetary Science Letters, 212, 47-62.
- González-Huesca, A. E., 2000. **Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatépetl.** Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México. México, 110 pp.
- González-Partida, E., Barragán, R.M. y Nieva, D., 1993. **Análisis geoquímico-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de Los Humeros, Puebla, México.** Geofísica Internacional. Vol. 32, Núm. 2, abril-junio de 1993, pp. 299-309.
- Gómez-Tuena, A., Lagatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco-Núñez, G., 2003. **Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination.** Geochemistry, Geophysics and Geosystems, 4, DOI: 10.1029/2003GC000524, 1-33.
- Gorshkov, G.S., 1959. **Gigantic eruption of the Bezymianny volcano.** Bull. Volcanol., 20, 77-109.
- Gorshkov, G.S., 1963. **Directed volcanic blasts.** Bull. Volcanol., 26, 83-88.
- Hacker, B. R., Abers, G.A. and Peacock, S. M., 2003. **Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds and H<sub>2</sub>O contents.** Journal and Geophysical Research. V. 108, 10.1029/2001JB001127.
- Hay, R.L., 1959. **Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent,**

**British West Indies.** J. Geology, 67, 540-562.

Hédervári, P., 1963. **On the energy and magnitude of volcanic eruptions.** Bull. Volcanol., 25: 373-385.

Heide, K. and Heide-Weise, H., 1973. **Jungquartäre Forderfolgen des Malinche Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie Paläoklimatologie und Archäologie.** Münster Forsch. Geol. Paleontol. 31/32:303-322.

Hem, J.D., 1970. **Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water.** In: Geological Survey Water Supply Paper, 1473. United States Government Printing Office. Washington, 363 p.

Herrera, R., 1995. **Cholula 2000-Tradición y cultura.** Mayo de 1995, 216 p.

Hoblitt, R.P., 1986. **Observations of the eruptions of July 22 and August 7, 1980, at Mount St. Helens, Washington.** U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1335, 44 p.

Huggel, C. and Delgado, H., 2000. **Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes.** In: Hegg, Ch., Vonder Mühll, D. (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom. 8. - Juli 1999 in Bromois (Kt. Wallis). Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL. 97-106.

Iverson, R. M., Schilling, S. P. and Vallance, J. W., 1998. **Objective delineation of lahar-inundation hazard zones.** Geological Society of America Bulletin; August 1998. V. 110, No. 8, p. 972-984

Janda, R.J., Scott, K.M., Nolan, K.M. and Martinson, H.A., 1981. **Lahar movement, effects and deposits, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.** Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250, pp. 461-478.

Japan Sabo Association, 1988. **Sabo Works for Active Volcanoes in Japan, Tokyo.** Japan Sabo Association, 88 pp.

Julio, P. y Delgado, H., 2003. **Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers, Mexico.** Geofísica Internacional (2003), Vol. 42, Núm. 2, pp.275-283.

Kenneson, G., Whiting, L. and Jiao, H., 1991. **An aircraft encounter with a Redoubt ash cloud (A satellite view).** Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 333-339.

Kienle, J. Kowalik, Z. and Murty, T.S., 1987. **Tsunamis generated by eruptions from Mount St. Augustine volcano, Alaska.** Science, 236,1442-1447.

Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L. and Wagner, G.N., 1987. **The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, west Africa.** Science, 236, 169-175.

Klitgord, K. and Mammerickx, J., 1982. **Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework.** Journal and Geophysical Research, 87, 6725-6750.

- Kostoglodov, V., Bandy, W., Cominguez, J. and Mena, M., 1996. **Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico.** *Geophysical Research Letters*, 23, 3385-3388.
- Lacroix, A., 1904. **La Montagne Pelée et ses eruptions.** Masson et Cie., Paris, 662 pp.
- Le Guern, F., Tazieff, H. and Faivre Pierret, R., 1982. **An example of health hazard, people killed by gas during a phreatic eruption: Dieng Plateau (Java, Indonesia), February 20, 1979.** *Bull. Volcanol.*, 45, No. 2, 153-156.
- Lombard, R.E., Miles, M.B., Nelson, L.M., Kresh, D.L. and Carpenter, P.J., 1981. **The impact of mudflows of May 18 on the lower Toutle and Cowlitz Rivers, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.** Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250, pp. 693-699.
- Lorenzo, J.L., 1964. **Los glaciares de México.** Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM, No. 1, Segunda Edición, 123 p.
- Lowe, D.R., Williams, S.N., Leigh, H., Connor, C.B., Gemmell, J.B. and Stoiber, R.E., 1986. **Lahars initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia.** *Nature*, 324, 51-53.
- Macdonald, G.A. and Alcaraz, A., 1956. **Nuées ardentes of the 1948-1953 eruption of Hibok-Hibok.** *Bull. Volcanol.*, 18, 169-178.
- Macdonald, G.A., 1972. **Volcanoes.** Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J., 510 pp.
- Macías, J.L., Norris, J. and Sheridan, M.F., 1991. **Field Trip. East Central Trans Mexican Volcanic Belt.** State University of New York at Buffalo, USA; Instituto de Geofísica-UNAM and Instituto de Geología-UNAM. 15 pp.
- Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Martin, A.L., Siebe, C. Hobblit, R.P., Sheridan, M. y Tilling, R.I., (1995a). **Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl.** Instituto de Geofísica, UNAM- CENAPRED, México, D.F. (Mapa y folleto explicativo de 12 páginas).
- Macías J.L., Carrasco G. y Siebe, C., (1995b). **Zonificación de Peligros Volcánicos del Popocatepetl.** En: Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995. CENAPRED-UNAM, México, D.F. p. 79-91. (Modificado y actualizado a partir de Macías et al., 1995a).
- Macías, J.L., Siebe, C., 2005. **Popocatepetl's crater filled to the brim: significance for hazard evaluation.** *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141: 327-330.
- McClelland, L., Simkin, T., Summers, M., Nielsen, E., Stein, T., 1989. **Global Volcanism 1975-1985. (SEAN).** Prentice Hall-AGU. New Jersey, 655 pp.
- Major, J.J. and Newhall, C.G., 1987. **Effects of historical volcanic eruptions on snow and ice - a global review [abstract].** *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 68, No. 44, 1550.
- Manea, M., Manea, V. C. and Kostoglodov, V., 2003. **Sediment fill of the Middle America Trench inferred from the gravity anomalies.** *Geofísica Internacional*, 42, (4): 603-612.
- Márquez, A. and De Ignatio, C., 2002. **Meralogical and geochemical constrainsfor the origin**

**and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican ic Belt.** *Lithos*, 62, 35-62.

Martín 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 Villarreal, M., 1995. **La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo en el volcán Popocatepetl.** Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, p. 285-291.

Martin-Del Pozzo, A.L., Aceves, F., Espinasa, R., Aguayo, A., Inguaggiato, S., Morales, P. and Cienfuegos, E., 2002. **Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatepetl Volcano, Mexico.** *Chem. Geol.* 190, 207-229.

Martini, M., 1996. **Chemical characters of the gaseous phase in different stages of volcanism: precursors and volcanic activity.** In: Scarpa R. and Tilling R.I. (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards.* Springer, Berlin, pp 199-219.

McGee, K. A., Sutton, A.J., Wieprecht, D.E. e Iven, M.E., 1993. **Técnicas de vigilancia continua del agua superficial en volcanes activos: Ejemplos del Drenaje Loowit, Mount St. Helens y Kelut Crater Lake, Indonesia.** *Vigilando Volcanes: Técnicas y Estrategias Empleadas por el Personal del Observatorio Vulcanológico Cascades, 1980-90.* BOLETÍN 1966 DEL SERVICIO GEOLÓGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS, USA. En cooperación con USAID-OFDA. pp. 189-194.

McTaggart, K.C., 1960. **The mobility of nuées ardentes.** *Amer. J. Sci.*, 258, 369-382.

Mercado, R. y Rose, W.I., 1992. **Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México.** *Geofísica Internacional*, Vol. 31, Núm. 3, julio-septiembre de 1993, pp. 205-237.

Miller, T.P. and Smith, R.L., 1977. **Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and fisher calderas, Alaska.** *Geology*, 5, 173-176.

Miller, C.D., Mullineaux, D.R. and Crandell, D.R., 1981. **Hazards assessments at Mount St. Helens, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.** Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, pp. 789-802.

Moore, G.J., 1967. **Base surge in recent volcanic eruptions.** *Bull. Volcanol.*, 30, 337-363.

Moore, J.G. and Melson, W.G., 1969. **Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano, Philippines.** *Bull. Volcanol.*, 33, 600-620.

Moore, J.G. and Sisson, T.W., 1981. **Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.** Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, pp. 421-438.

Mooser, F., 1957. **Active volcanoes of Mexico.** In: *catalogue of active volcanoes of the world*, IAVCEI. La Haya: 2-36.

Mooser, F., 1958. **Active volcanoes of Mexico.** In: *catalogue of active volcanoes of the world*, IAVCEI. Roma, 6: 2-36.

Mooser, F. Meyer-Abich, H. and McBirney, A.R., 1958. **Catalogue of Active Volcanoes of the**

**World: Part VI, Central America.** Napoli, Int. Volcanol. Assoc., 146 pp.

Mooser, F., Nairn, A. E. M. and Negendank, 1974. **Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A paleomagnetic and petrologic study of the volcanics of the Valley of Mexico.** Geol. Rundschau, 63, 451-483.

Moyer, T.C. and Swanson, D.A., 1987. **Secondary Hydroeruptions in pyroclastic-flow deposits: An example from Mount St. Helens.** J. Volcanol. Geotherm. Res., 32, 299-319.

Musler, Sebastián. **Cosmografía, 1540.** Cit. pos, Dr. Atl, Volcanes de México, pág. 16.

Nairn, I.A. and Self, S., 1978. **Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975.** J. Volcanol. Geotherm. Res., 3, 39-60.

Nairn, I.A., 1979. **Rotomahana-Waimangu eruption, 1886: Base surge and basaltic magma.** New Zealand J. Geol. Geophys., 22, 363-378.

Neall, V.E., 1976. **Lahars as major geological hazards.** Inter. Assoc. Engineering Geology Bulletin, No. 14, 233-240.

Newhall, C.G., Self, S., 1982. **The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism.** J. Geophys. Res., 87C2: 1231-1238.

Newhall, C.G., 1982. **A method for estimating intermediate- and long-term risks from volcanic activity, with an example from Mount St. Helens, Washington.** U.S. Geological Survey Open-File Report 82-396, 59 pp.

Newhall, C.G., 2000. **Volcano warnings.** *In:* Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), **Encyclopedia of Volcanoes.** Academic Press, San Diego, p. 1185-1197.

Niedzielski, H., 1993. **El Túnel, un manantial en Cuernavaca, Mor. (México).** Geofísica Internacional, Vol. 32, Num. 1, January-March, 1993, pp. 81-88.

Nixon, G.T. and Pearce, T.H., 1987. **Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl volcano, Mexico.** American Mineralogist 72, 1144–1162.

Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L. and Harakal, J. E., 1987. **K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt.** Geofís. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt - Part 3A (Ed. S. P. Verma), 26, in press.

Nixon, G.T., (1988a). **Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes.** Journal of Petrology 29, 213–264.

Nixon, G.T. (1988b). **Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx.** Journal of Petrology 29, 265–303.

Nixon, G.T. (1989). **The Geology of Iztaccíhuatl Volcano and Adjacent Areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico.** Geological Society of America, Special Papers 219, 58 pp.

Onodera, S. and Kamo, K., 1991. **Aviation Safety Measures for ash clouds in Japan and the System of Japan Air Lines for Monitoring Eruptions at Sakurajima Volcano.** Volcanic Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 213-219.

Ordóñez, E., 1895. **Observaciones relativas a los volcanes de México.** Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate". Tomo VIII (1894-1895); Núms. 5 y 6, México. Pág. 183-196.

Orozco y Berra, J., 1887. **Seismología. Efemérides Seismicas Mexicanas.** Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate, México, 1: 305-541.

Orozco y Berra, Manuel, 1888. **Historia Antigua y de la Conquista de México.** Tomo III, pág. 169, *cit. pos*, Orozco y Berra Don Juan en *Efemérides Seismicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana "Antonio Alzate"*. Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzobispado, Tomo II, México, pág 261.

Orozco y Berra, Manuel, 1888. **Historia Antigua y de la Conquista de México.** Tomo IV, pág. 234. *cit. pos*, Orozco y Berra, Don Juan, *op. cit.*, pág. 264.

Orozco y Berra, J., 1888-1889. **Adiciones y rectificaciones a las efemérides seismicas mexicanas.** Memorias de la sociedad científica Antonio Alzate, México, 2: 261-288.

Perret, F.A., 1937. **The eruption of Mount Pelée, 1929-1932.** Carnegie Institute of Washington, Publication 458, 125 pp.

Pierson, T.C. and Scott, K.M., 1985. **Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow.** Water Resources Research, 21, No. 10, 1511-1524.

Pierson, T.C., 1994. **Preliminary Assessment of Potential Lahar Hazard and Lahar Travel Times at Popocatepetl Volcano.** VDAF, U.S, Geological Survey. Memorandum enviado a UNAM, CENAPRED, 8 p.

Podesta, B. y Giesecke, M., 1989. **El Nevado El Ruiz y el Riesgo Volcánico en América Latina.** Centro Regional de Sismología para América del Sur (Ceresis). Lima, Perú. 50 p.

Przedpelski, Z.J. and Casadevall T.J., 1991. **Impact of Volcanic Ash from 15 December 1989 Redoubt Volcano Eruption on GE CF6-80C2 Turbofan Engines.** Volcanic Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 129-135.

Quaas, R., González, R., Guevara, E., Ramos, E. y De la Cruz-Reyna, S., 1995. **Monitoreo volcánico: instrumentación y métodos de vigilancia.** Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED, p. 25-76.

Ramos, E., 1991. **Informe técnico del viaje de campo efectuado a la porción centro-oriental del Cinturón Volcánico Mexicano.** Centro Nacional de Prevención de Desastres. 31 p.

Rampino, M.R. and Self, S., 1982. **Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact.** Quaternary Research, 18, No. 2, 127-143.

Rampino, M.R. and Self, S., 1984. **The atmospheric effects of El Chichón**. Scientific American, 253, 48-57.

Rampino, M.R. and Stothers, R.B., 1988. **Flood basalt volcanism during the past 250 million years**. Science, 241, 663-668.

Ríos de Jesús, M., 1851. **Ascensión al Popocatepetl (algunas observaciones para los viajeros que lo intenten)**. La Ilustración Mexicana. Colección La Fragua, CIB/LAF. México, pág. 423.

Robin, C., 1981. **Relations Volcanologie magmatologie-géodynamique: applications au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain**. Thèse Doctorat d'état. Univ. Clermont-Ferrand. Ann Univ. Clermont II, Ser 2. vol 31: 503 pp.

Robin, C. and Cantagrel, J.M., 1982. **Le Pico de Orizaba (Mexique). Estructure et evolution d'un grand volcan andésitique complexe**. Bull. Volcanol., 45(4): 299-315.

Robin, C., 1984. **Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques**. Bull. Volcanol., Vol. 47-I.

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

Rojas, M, Noa, H., Pérez, J. y Villalba, J., 1995. **Efecto sobre la función pulmonar en personas expuestas a cenizas del volcán Popocatepetl. Diciembre 1994-enero 1995**. Revista del Instituto Nacional de Enfermedades Respiratorias, México. Vol. 8, Núm. 2; abril-junio de 1995, pag. 112-118.

Rose, W.I. Jr, Pearson, T. and Bonis, S., 1977. **Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito volcano, Guatemala**. Bull. Volcanol., 40, 1-16.

Rosenbaum, J.G. and Waitt, R.B., Jr., 1981. **Summary of eyewitness accounts of the May 18 eruption, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington**. Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250, pp. 53-67.

Rowley, P.D., Kuntz, M.A. and MacLeod, N.S., 1981. **Pyroclastic-flow deposits, in The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington**. Edited by Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250, pp. 489-524.

Sanchez Ochoa, G., 1856. El Heraldo de México, julio de 1856.

Schuster, R.L., 1983. **Engineering aspects of the 1980 Mount St. Helens eruptions**. Assoc. Engineering Geologists Bull., 20, No. 2, 125-143.

Schuster, R.L. and Crandell, D.R., 1984. **Catastrophic debris avalanches from volcanoes**. Proceedings of the IV International Symposium on Landslides, Toronto, I, 567-572.

Scott, K.M., 1988. **Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system**. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1447-A, A1-A74.

Sean Bulletin, V. 11, N<sup>o</sup> 1. January 31, 1986.

Seele, E., 1973. **Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtican, Puebla**: Fundación Alemana para la Ciencia, Comunicaciones . V. 7, p. 77-86.

Segovia, N., Armienta, M.A., Seidel, J.L., Monnin, M., Peña, P., López, B., Mena, M., Valdés, C., Tamez, E., López, R.N. and Aranda, P., 2002. **Radon in soil and chemical composition of spring water near the Popocatepetl volcano**. *Geofísica Internacional* 41, 399-405.

Settle, M., 1978. **Volcanic eruptions clouds and thermal power output of explosive eruptions**. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 3: 309-324.

Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M. and Santacroce, R., 1981. **A model for plinian eruptions of Vesuvius**. *Nature*, 289, 282-285.

Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1983. **Hydrovolcanism: Basic considerations and review**. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 1-29.

Sheth, H., Torres-Alvarado, I. and Verma. S.P., 2000. **Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt**. *International Geology Review*, 42, 1116-1132.

Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L., 1995. **Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad actual del cono del volcán Popocatepetl**. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*. CENAPRED, p. 195-220.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L. and Obenholzner, J., 1996. **Repeated volcanic disasters in prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future?**. *Geology*. May, 1996; Vol. 24, Num. 5, pp.399-402.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M. y Obenholzner, J., 1996. **La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl**. *Ciencias*. Núm. 41; enero-marzo de 1996. México, pp. 36-45.

Siebe, C. and Macías, J. L., 2004. **Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions of Popocatepetl, Nevado de Toluca and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin**. *Volcanic Field Guide, Penrose Conf. Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism*. *Geol. Soc. Am.*, pp.1-77.

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. and Ui, T., 1987. **Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-type eruptions**. *Bull. Volcanol.*, 49, 435-459.

Sigurdsson, H., Carey, S.N., Cornell, W. and Pescatore, T., 1985b. **The eruption of Vesuvius in A.D. 79**. *National Geographic Research*, 1, 332-387.

Sigurdsson, H., Carey, S.N. and Fisher, R.V., 1987a. **The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastics surges**. *Bull. Volcanol.*, 49, 467-488.

Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. and Latter, J.M., 1981. **Volcanoes of the World**. Smithsonian Inst. Hutchison Ross. Publ. Cy.



- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., 1984. **Volcanoes of the World, 1984 Supplement**. Smithsonian Institution Washington, pp. 1-32.
- Slingerland, R.L. and Voight, B., 1979. **Occurrences, properties and predictive models of landslide-generated water waves**. In *Rockslides and avalanches*, 2, Engineering Sites, edited by Voight, B., pp. 317-400, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, R.L., 1960. **Ash flows**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 795-842.
- Sparks, R.S.J. and Wilson, L., 1976. **A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse**. *J. Geol. Soc. London*, 132, 441-452.
- Sparks, R.S.J., 1978. **Gas release rates from pyroclastic flows: An assessment of the role of fluidization in their emplacement**. *Bull. Volcanol.*, 41, No. 1, 1-9.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L. and Hulme, G., 1978. **Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse**. *J. Geophys. res.*, 83, 1727-1739.
- Spence, R.J.S., 1990. **Seismic Risk Modelling - A review of Methods. Contribution to "Velso il New Planning"**, University of Naples, Papers of Martin Centre for Architectural and Urban Studies, Cambridge.
- Stoiber, R.E. y Williams, S.N., 1990. **Monitoring active volcanoes and mitigating volcanic hazards: the case for including simple approaches**. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, p. 129-149.
- Stothers, R.B., 1984. **The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath**. *Science*, 224, 1191-1198.
- Sturchio, N.C., Williams, S.N., García, P.N. and Londoño, C.A., 1988. **The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia**. *Bull. Volcanol.*, 50: 399-412.
- Sudradjat, A. and Tilling, R. I., 1984. **Volcanic hazards in Indonesia: The 1982-83 eruption of Gulunggung**. *Episodes*, 7, No. 2, 13-19.
- Suryo, I. and Clarke, M.C.G., 1985. **The occurrence and mitigation of volcanic hazards in Indonesia as exemplified at the Mount Merapi, Mount Kelut and Mount Gulunggung volcanoes**. *J. Engineering Geol.*, 18, 79-98.
- Taran, Y., Gavilanes, J.C., Cortés, A. and Armienta, M.A., 2000. **Chemical precursors to the 1998-1999 eruption of Colima volcano, Mexico**. *RMCG* 17, 112-126.
- Taylor, G.A.M., 1958. **The 1951 eruption of Mt. Lamington, Papua**. Bureau of mineral Resources of Australia. *Geology and Geophysics Bulletin* 38, 117 pp.
- Thorarinsson, S., 1979. **On the damage caused by volcanic eruptions with special reference to tephra and gases**. *Volcanic Activity and Human Ecology*, Edited by Sheets, P.D. and Grayson, D. K., pp. 125-159.
- Tilling, R.I., 1989. **Volcanic hazards and their mitigation: Progress and problems**. *Reviews*

of Geophysics, v. 27, p. 237-269.

Tilling, R. y Punongbayan, S., 1993. **Apuntes para un curso breve sobre los Peligros Volcánicos**. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO) y Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI). Santa Fe, Nuevo Mexico, USA., 125 pp.

Truchan, M. and Larson, R.L., 1973. **Tectonic Lineaments on the Cocos Plate: Earth and Planet**. Sc. Letters. V. 17; pp. 426-432.

Tsuya, H., 1955. **Geological and petrological studies of Volcano Fuji**. 5, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 33: 341-384.

Ui. T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K., 1986. **Characterization of debris avalanche deposits in Japan**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29, p. 231-243.

UNESCO, 1972. **Report of consultive meeting of experts on the statistical study of natural hazards and their consequences**. Document SC/WS/500, 11 pp.

U.S. Army Corps of Engineers, 1984. **Final Mount St. Helens, Washington, Feasibility Report and Environmental Impact Statement, Toutle, Cowlitz and Columbia Rivers**. U.S. Army Corps of Engineers, Portland District (Oregon).

Verhoogen, J., 1951. **Mechanics of ash formation**. American Journal of Science, Vol. 249. pp. 729-739.

Verma, S. P. , 1987. **Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems**. Geof. Int., Vol. 26-2, pp. 309-340.

Verma, S.P., Salazar, A., Negendank, J.F.W., Milán, M., Navarro, I. y Besch, T., 1993. **Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores del Campo Volcánico Los Tuxtlas, Veracruz, México**. Geofísica Internacional Vol. 32, Núm. 2, abril-junio de 1993, pp. 237-248.

Verma, S. P., 2002. **Absence of Cocos plate subduction-related mafic volcanism in southern Mexico: A unique case of Earth?**. Geology, 30, 1095-1098.

Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H.X. and Douglas, P.M., 1983. **Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980**. Geotechnique 33: 243-273.

Waitz, P., 1910. **Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba**. Bol. Soc. Geol. Mex. 7, 67-76.

Waitz, P., 1920b. **La nueva actividad y el estado actual del volcán Popocatepetl**. Mem. de la Soc. Científica "Antonio Alzate". Tomo 37, México: 295-313.

Waitz, P., 1921. **Popocatepetl again in activity**. Am. J. Sci. 5th Ser. V.1: 81-85.

Walker, G.P.L., 1979. **A volcanic ash generated by explosions where ignimbrite entered the sea**. Nature, 281, 642-646.

Walker, G. P. L., 1980. **The Taupo pumice: Product of the most powerful known**

**(ultraplinian) eruption.** J. Volcanol. Geotherm. Res., 8: 69-94.

Wang, K. and Davis, E. E., 1992. **Thermal effect of marine sedimentation in hydrothermally active areas.** Geophysical Journal International, 110, 70-78.

Weitzberg, F., 1922. **El ventisquero del Popocatepetl.** Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate". Tomo 41, N<sup>os</sup> 2 y 3. Noviembre-diciembre de 1922.

Weitzberg, F., 1923. **El ventisquero del Popocatepetl.** Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", 41. No. 2-3: 65-90.

Werner, C., Janik, C. J., Goff, F., Counce, D., Johnson, L., Siebe, C., Delgado, H., Williams, S. N. and Fischer, T. P., 1997. **Geochemistry of summit fumarole vapors and flanking thermal/mineral waters at Popocatepetl Volcano, Mexico.** Los Alamos National Laboratory. Report LA-13289-MS, UC 903, 1-33.

White, S.E., 1954. **The firn field on the volcano Popocatepetl, Mexico.** Journal of Glaciology, 2:389-393.

White, S. E., 1981. **Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico.** J. Glaciol., Vol. 27, No. 96: 359-363.

Williams, H. and McBirney, A.R., 1979. **Volcanology.** Freeman, Cooper & Co., San Francisco CA. 94133. USA, 397 pp.

Wilson, C.J.N., 1980. **The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, p. 231-249.

Wilson, L., Sparks, R.S.J. and Walker, G.P.L., 1980. **Explosive volcanic eruptions-IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour.** Geophys. J. Royal Astronom. Soc., 63, 117-148.

Wilson, C.J.N., 1984. **The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: Experimental results and their interpretation.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 20, p. 55-84.

Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S., 1980. **A working terminology of pyroclastic deposits.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, p. 315-336.

Yarza de la Torre, E., 1971. **Volcanes de México.** Segunda edición. M. Aguilar, Editor, S.A. México. 238 p.

Yokoyama, I., 1957. **Energetics in active volcanoes.** 2nd paper. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 36: 75-97.

Yokoyama, I. and De la Cruz-Reyna, S., 1990. **Precursory earthquakes of the 1943 eruption of the Parícutin volcano, Michoacán, México.** Enviado a J. Volcan. Geotherm. Res.

Zen, M.T. and Hadikusumo, D., 1965. **The future danger of Mt. Kelut (Eastern Java, Indonesia).** Bull. Volcanol., 28, 275-282.

Zinser, L.M., 1991. **Effects of volcanic ash on aircraft powerplants and airframes.** Volcanic

Ash and Aviation Safety. Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey. Bulletin 2047. pp. 141-145.

## **ANEXOS**

**ANEXO 1. MONITOREO VOLCÁNICO: INSTRUMENTACIÓN Y MÉTODOS DE VIGILANCIA: R. QUAAS, R. GONZÁLEZ, E. GUEVARA, E. RAMOS, S. DE LA CRUZ-REYNA. 52 PÁGINAS.**

**ANEXO 2. LA RED GEODÉSICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL PARA EL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA: S. DE LA CRUZ-REYNA, H. NOLASCO, E. RAMOS, J. L. DEGOLLADO, F. J. CASTILLO, C. VELÁZQUEZ, A. MEDRANO, H. GONZÁLEZ, H. ROMERO Y D. A. CASTELLANOS. 26 PÁGINAS.**

**ANEXO 3. HYDROGEOCHEMICAL INDICATORS OF THE POPOCATÉPETL VOLCANO ACTIVITY: M. A. ARMIENTA, S. DE LA CRUZ-REYNA, A. GÓMEZ, E. RAMOS, N. CENICEROS, O. CRUZ, A. AGUAYO, A. MARTÍNEZ. 46 PÁGINAS.**

**ANEXO 4. PRECURSORY SEISMICITY OF THE 1994 ERUPTION OF POPOCATÉPETL VOLCANO, CENTRAL MEXICO: SERVANDO DE LA CRUZ-REYNA, IZUMI YOKOYAMA, ALICIA MARTÍNEZ-BRINGAS, ESTEBAN RAMOS. 15 PÁGINAS.**

## MONITOREO VOLCANICO: INSTRUMENTACION Y METODOS DE VIGILANCIA

R. Quas<sup>1,2</sup>, R. González<sup>1</sup>, E. Guevara<sup>1</sup>, E. Ramos<sup>1</sup>, S. de la Cruz-Reyna<sup>1,3</sup>

### 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.

---

<sup>1</sup> Centro Nacional de Prevención de Desastres.

<sup>2</sup> Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

<sup>3</sup> 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 más 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 binoculars, 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 monitorizadas 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 Alzomoni (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 Alzomoni, Edo. de México a 4 Km al Norte de Paso de Cortés. Dicha estación aún sigue en operación y forma parte de la red sismológica 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 Tlaxacas, 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 importante mencionar 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, Idel, 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 Alzomoni, 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 Popocatepetl 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 Popocatepetl 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 más 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).

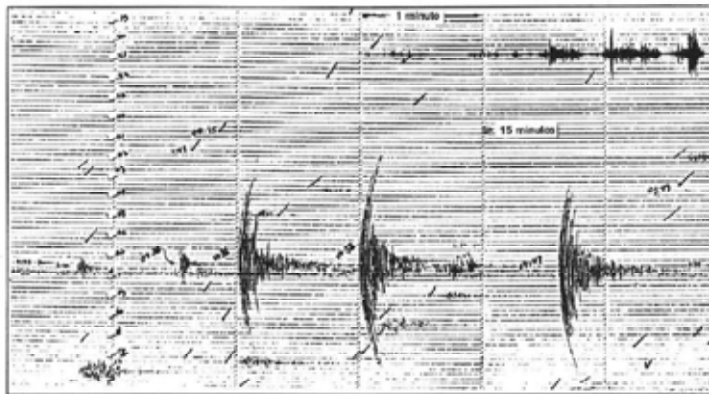


Figura 2a. Sismogramas de los eventos registrados en la estación PPM, Tlmacas, el 21 de diciembre de 1994.

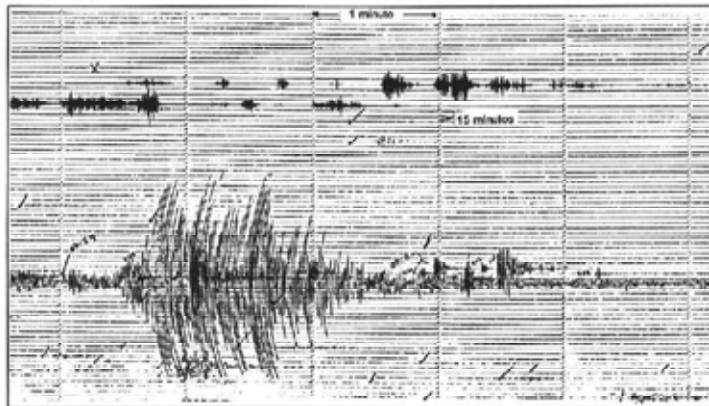


Figura 2b. Sismogramas de los eventos registrados en la estación PPM, Tlmacas, el 21 de diciembre de 1994.

## 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 Bonsái, 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 período 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 (Quas 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 Juchitpec 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	LAT °N	LONG °W	INSTRUMENTO	INSTITUCION	FECHA DE INST.
PPM	TLAMACAS	Microondas Tlamecas	3980	19.0663	98.8278	Siomómetro triaxial (1Hz)	IGF	13 sep-1994
PPM2	TLAMACAS	Microondas Tlamecas	3980	19.0663	98.8278	Siomómetro triaxial (8 seg)	I de I. CENAPRED	27-dic-1994
SA	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.8535	Siomómetro vertical (1Hz)	I de I	jun-1994
PFA	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.8535	Siomómetro vertical (1Hz)	CENAPRED	Prevista
PPC	COLIBRI	NW de Sn. Pedro Benito Juárez	2650	19.9870	98.5572	Siomómetro vertical (2Hz)	I de I. CENAPRED	22-nov-1994
PPB	BONSAI	SW de Santiago Xalitzintla	3080	19.0498	98.5600	Siomómetro vertical (1Hz)	CENAPRED, USGS	6-ene-1995
PPX	CHIPIQUIXTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0088	98.6566	Siomómetro vertical (2Hz)	I de I. CENAPRED	14-oct-1984
PX	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	Siomómetro vertical (2Hz)	CENAPRED	Prevista
PPJ	LOMA DEL MUERTO	E de Ecatezingo	2830	19.0010	98.7150	Siomómetro vertical (1Hz)	IGF	oct-1994
PPP	CANABO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.8280	Siomómetro vertical (1Hz)	CENAPRED, USGS	4-ene-1995
PP	CANABO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.8280	Inclinómetro biaxial	CENAPRED, USGS	5-ene-1995
PPN	NEXPAYANTLA	Loma al SW de Tlamecas	3846	19.0485	98.6355	Inclinómetro biaxial	CENAPRED, USGS	4-ene-1995
PPN	LOMO DEL NEGRO	Cerro Yoloxochitl	3705	19.0744	98.6738	Siomómetro triaxial (1Hz)	CENAPRED	Prevista
IT	TONANZINTLA	INAOE, Tonanzintla	2705	19.0210	98.3080	Siomómetro vertical (1Hz)	I de I	1974
PPY	AYAQUEME	Cerro Ayaqueme	2800	19.1485	98.9941	Siomómetro vertical (1Hz)	IGF	ene-1995
PPS	TECHALOTEPEC	SW de Sn Nicolás de los Rancho	2700	19.0030	98.5000	Siomómetro vertical (1Hz)	IGF	ene-1995
PPC	CALO	Cerro Calo, Chichihuispan	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 Iztaccihuatl.
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) (casca 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 más cercanas son PPP y PIP que se encuentran a 1.7 Km del centro del cráter y son también las más 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 sature 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.

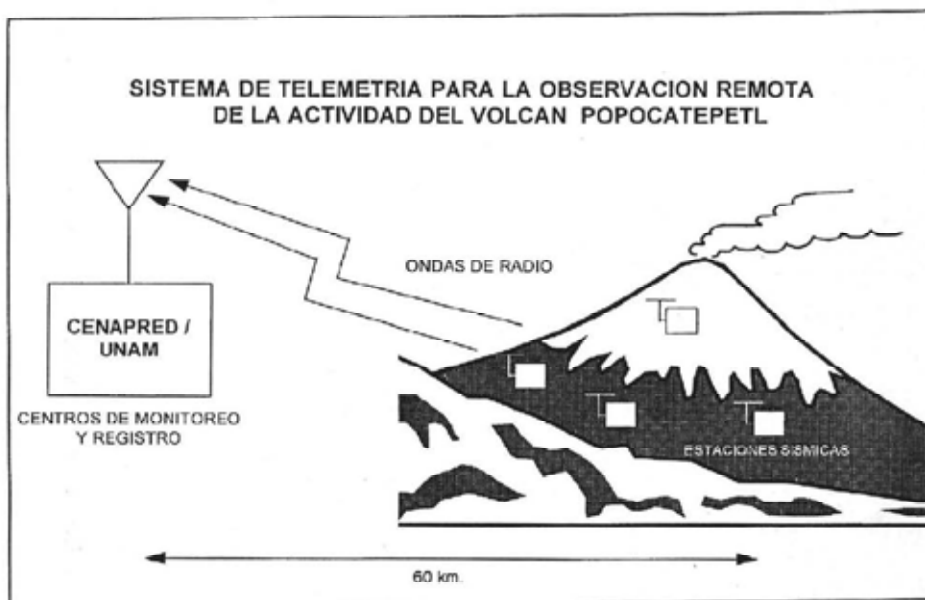


Figura 4. Esquema del sistema de telemetría empleado para la observación remota de la actividad volcánica.

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.

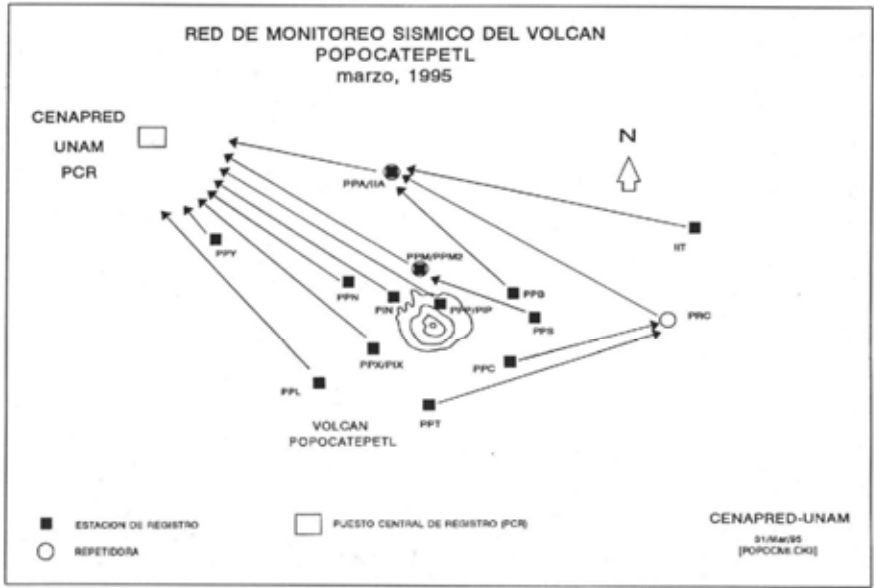


Figura 5. Topología de los enlaces de radio para el sistema de telemetría de la red de monitoreo.

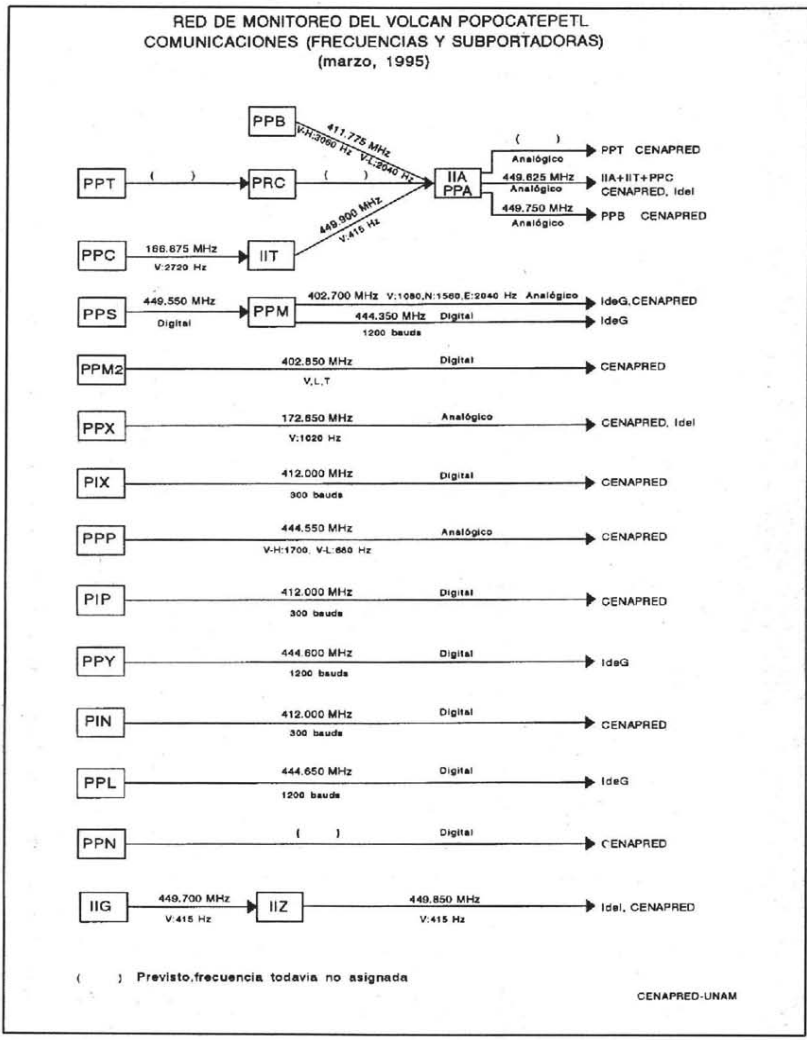


Figura 6. Asignación de frecuencias de radio y de subportadoras para los enlaces de telemetría del sistema de monitoreo del volcán.

REO 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 Interoceánico, Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19.0663 ° N 98.6278 °W	19.0663 ° N 98.6278 °W	19.1204 °N 98.6535 °W
ALTITUD (manm)	3980 m	3980 m	4000 m
TIPO	Análogica	Análogica	Análogica
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	45 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 TRANSMISION	FM-FM analógica	Digital, 4800 bauds	FM-FM analógica
EQUIPO DE TRANSMISION	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 TRANSMISION	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 POROCATEPETL (continuación)

FECHA DE ACTUALIZACION: marzo 30, 1995

NOMBRE DE LA ESTACION	COLIBRI	BONSAI	CHIPIQUIXTE
CLAVE	PPC	PPB	PPX
LOCALIZACION	Costado sureste del volcán Barranca Xaitelulco, Puebla	Costado este del volcán, Camino Sn. Baltazar a Xaitzintla, Puebla	Costado suroeste del volcán, arenas, Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	18.9870 °N 98.5572 °W	19.0495 °N 98.5600 °W	19.0088 °N 98.0568 °W
ALTITUD (msnm)	2650 m	3080 m	3980 m
TIPO	Análogica	Análogica	Análogica
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	CHIQUIXITLE	TETEXCALOC	LOMA DEL MUERTO
CLAVE	PIX	PPT	PPL
LOCALIZACION	Costado suroeste del volcán, Arenales, 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	Análogica	Análogica	Digital 1 componente
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	Prevista (1er semestre de 1995)	Ok
INSTITUCION RESPONSABLE	Cenapred	Cenapred	Instituto de Geofisica, 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, Lucas		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 TRANSMISION	Digital, 300 bauds		FSK Digital, 1200 bauds
EQUIPO DE TRANSMISION	Handy Talkie, Motorola		Monitron
TIPO DE ANTENA	Yagi 5 elementos		Cornet Reflector
ANCHO DE BANDA	10 KHz		8 KHz
POTENCIA DE TRANSMISION	4 Watt		2 Watt

Tabla 3. Continuación.

CENTRO NACIONAL DE INVESTACION 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 Tlamicas Estado de México
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19°02'28.4" - 98°37'40.5"	19°02'28.4" - 98°37'40.5"	19°03'08.5" - 98°58'11.9"
ALTITUD (msnm)	4170 m	4170 m	3 846
TIPO	Análogica		
ESTADO DE OPERACION ACTUAL	OK	OK	OK
INSTITUCION RESPONSABLE	Canapred	Canapred	Canapred
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 $\mu$ rad, rango: 500 $\mu$ rad Sensibilidad: 1mV = 355 $\mu$ rad, rango: 30°	Sensibilidad: 1mV = 0.1 $\mu$ rad, rango: 500 $\mu$ rad Sensibilidad: 1mV = 355 $\mu$ 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 TRANSMISION	FM-FM analógica	Digital, 300 bauds	Digital, 300 bauds
EQUIPO DE TRANSMISION	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 TRANSMISION	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	PFN	IT	PPY
LOCALIZACION	Costado oeste, cerro Yolóxochitl, Estado de México	INAGE, 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	Análogica	Análogica	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
ORIENTACION Y SYSPORTADORAS		C1: vertical 450 Hz	-
TIPO DE TRANSMISION		FM-FM Análogica	FSK Digital, 1200 bauds
EQUIPO DE TRANSMISION		Monitron	Monitron
TIPO DE ANTENA		Yagi de 5 elementos	Cornet Reflector
ANCHO DE BANDA		5 KHz	5 KHz
POTENCIA DE TRANSMISION		2 Watt	250 mWatt

Tabla 3. Continuación.



RED DE OBSERVACION SISMICA DEL VOLCAN POPocatepetl (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, Chalchihuaapan, 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	6 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 la 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 trasmisor.

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 trasductor 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.

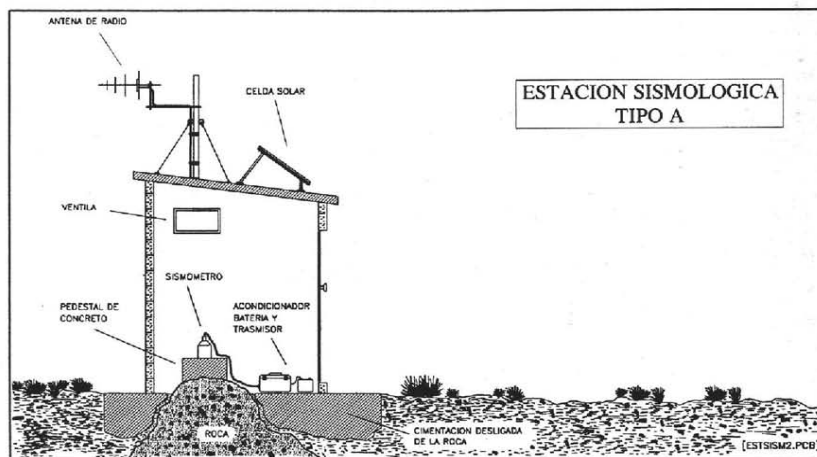


Figura 7. Esquema de la instalación y equipamiento de una estación sismológica tipo A con caseta.

A un lado del pedestal se coloca el equipo de acondicionamiento de señal, trasmisor y baterías de alimentación. Las celdas solares y una pequeña torre con la antena de trasmisión 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 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.

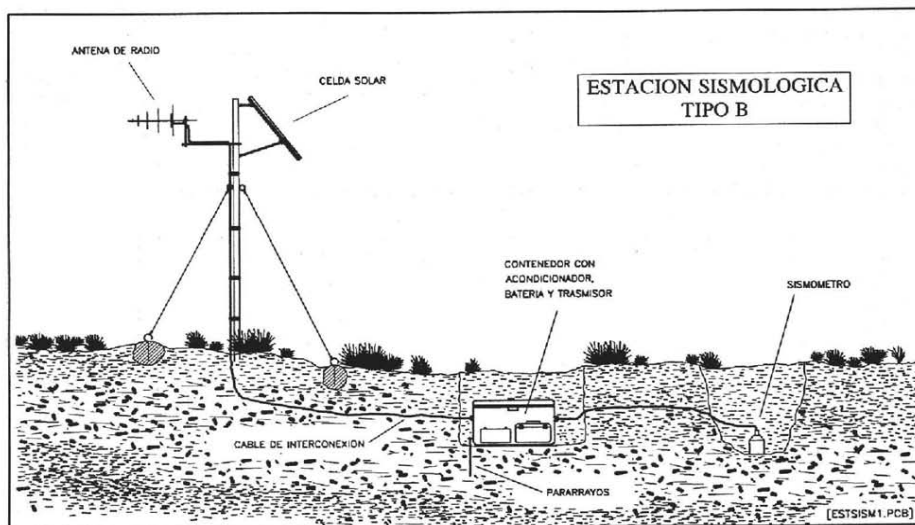


Figura 8. Esquema de la instalación y equipamiento de una estación sismológica tipo B sin caseta.

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.

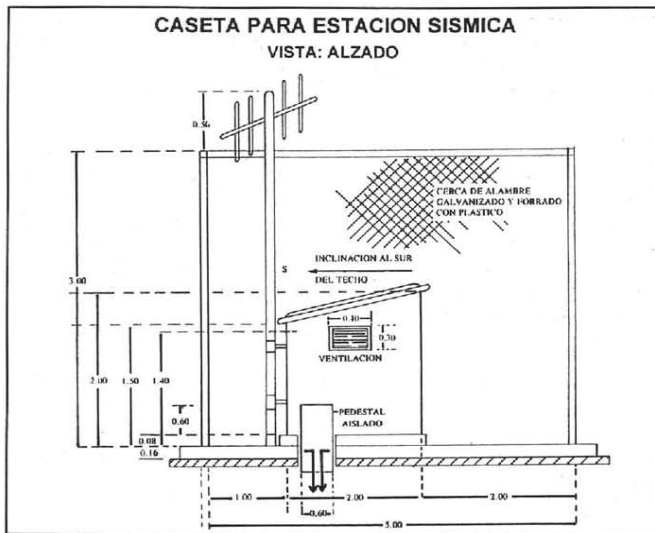


Figura 9a. Plano con la vista en planta de una caseta sismológica.

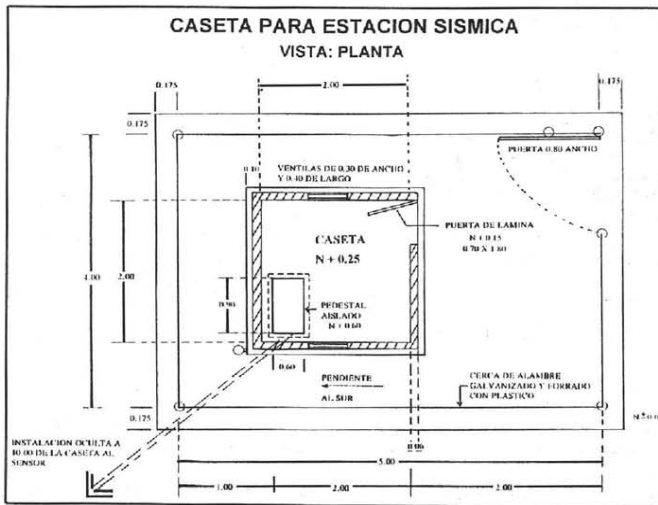


Figura 9b. Plano con la vista lateral de una caseta sismológica.

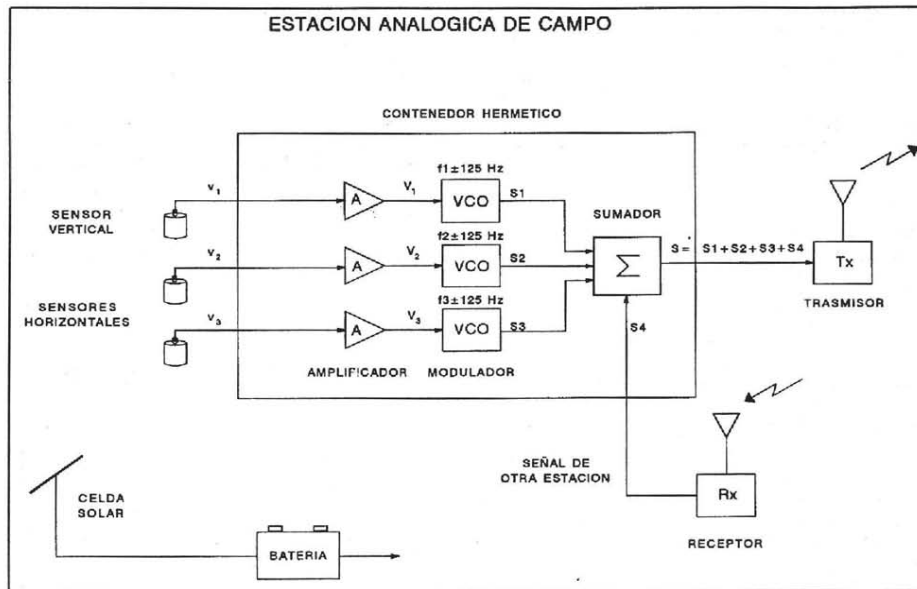


Figura 10. Diagrama de bloques de los equipos electrónicos en una estación sismológica con telemetría.

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 y 3060 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 trasmisor 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.

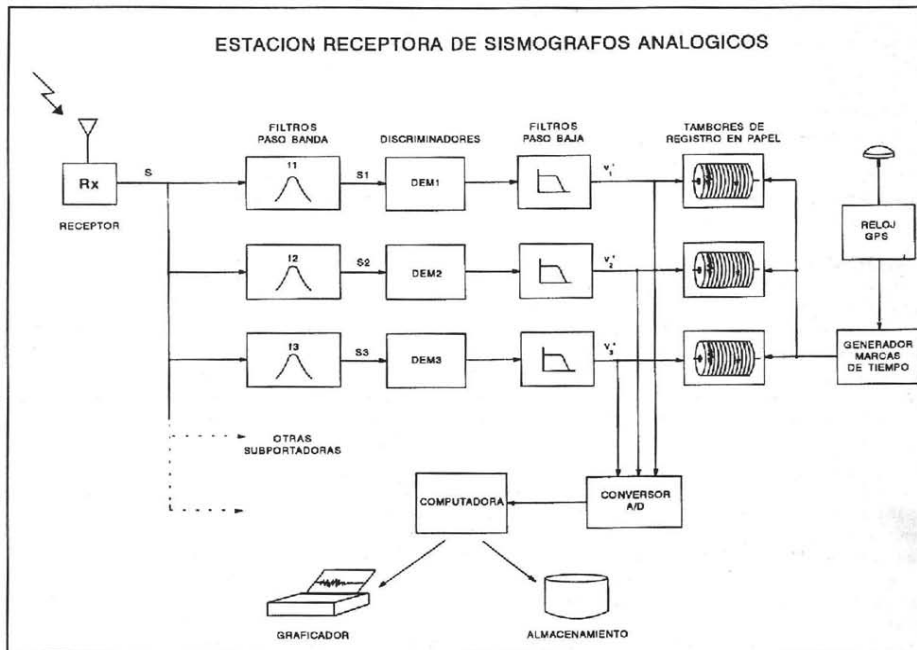


Figura 11. Diagrama de bloques de los equipos electrónicos para la recepción y registro de las señales de telemetría en la estación central.

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 S1, S2, y S3, 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 DEM1,2 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 =  $5.73 \times 10^{-5}$  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.

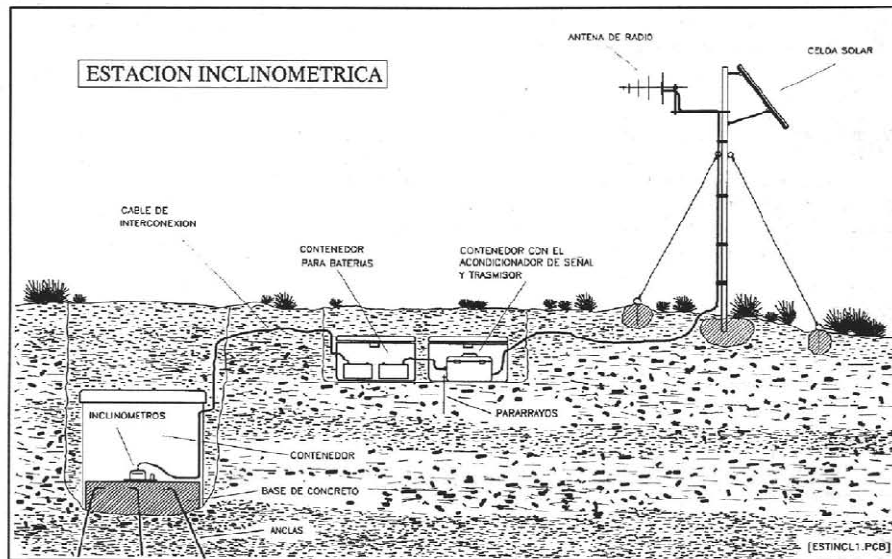


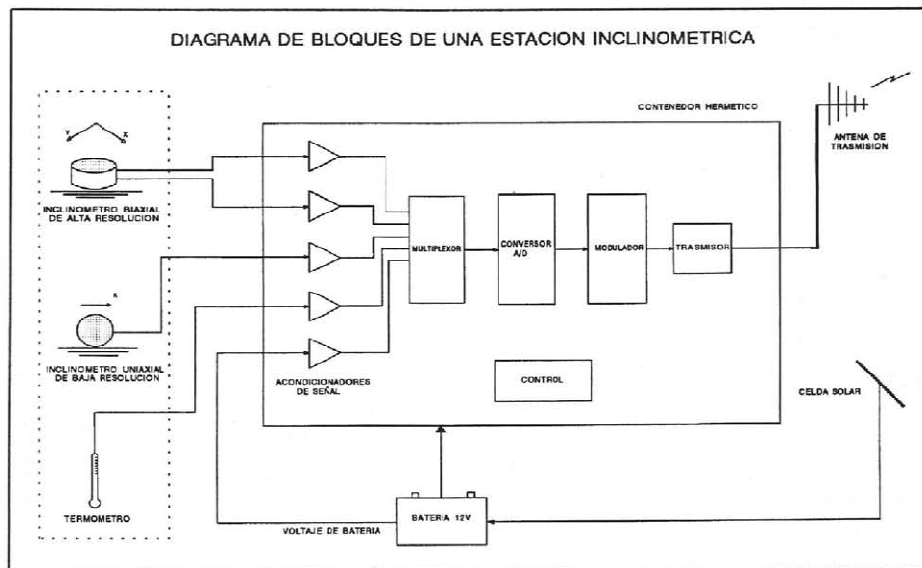
Figura 12. Esquema de instalación y equipamiento de una estación inclinométrica.

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.





## 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.

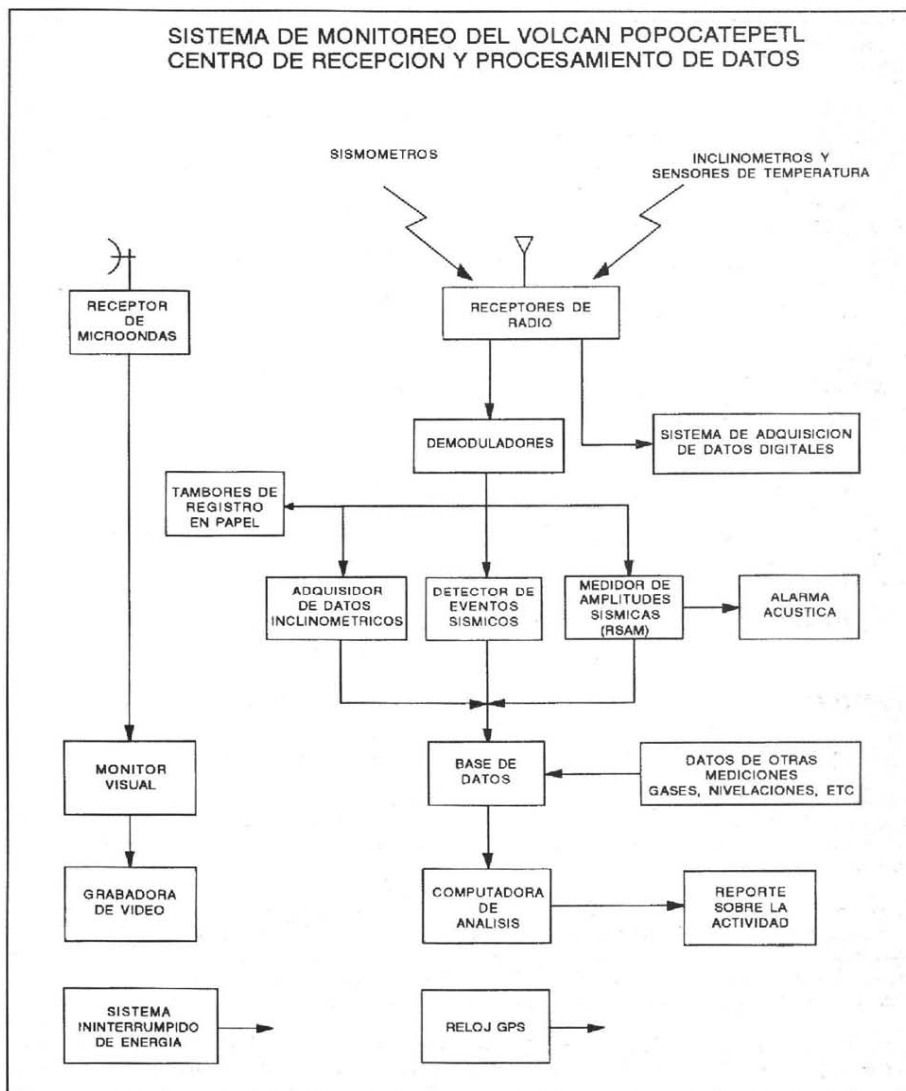


Figura 14. Equipos que integran el centro de recepción y procesamiento de datos del sistema de monitoreo del volcán.

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).

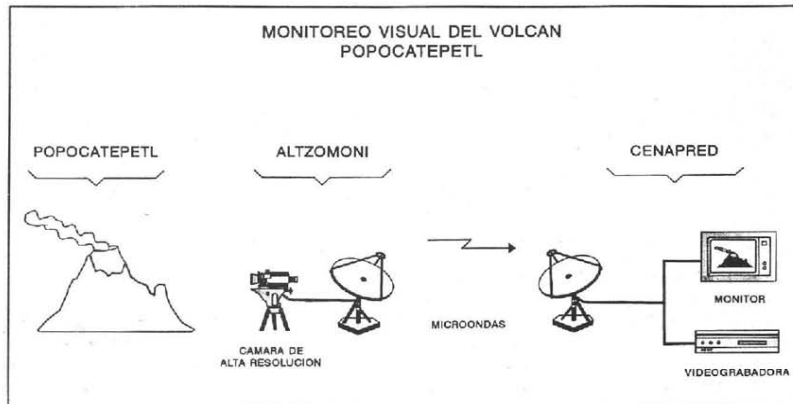


Figura 15. Sistema de monitoreo visual del volcán.

Como referencia única de tiempo se tiene un reloj fechador 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.

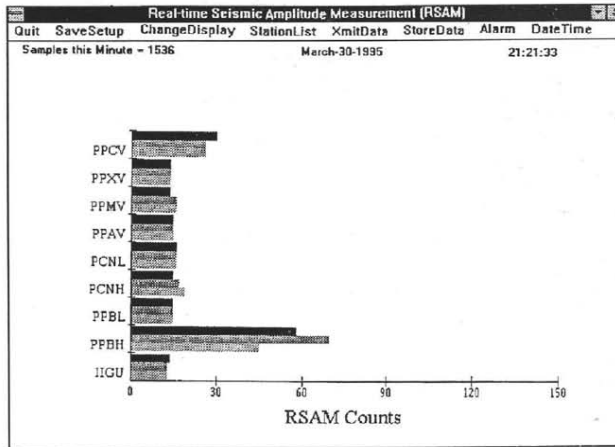


Figura 16. Monitor en tiempo real de las amplitudes sísmicas (RASM).

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.

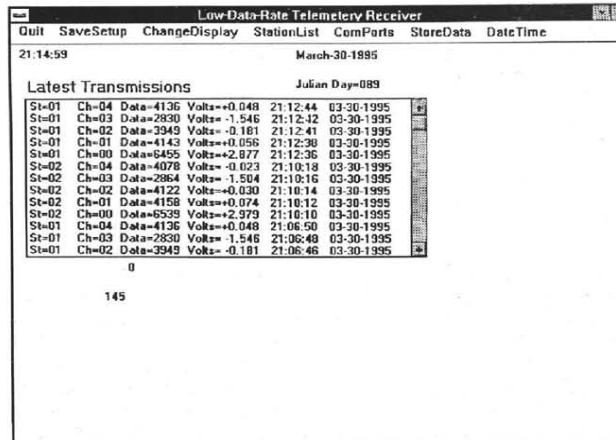


Figura 17. Despliegue de los datos de las estaciones inclinométricas.

CANAL	VARIABLE	FACTOR DE CONVERSION Y UNIDADES
0	VOLTAJE DE BATERIA	(cuentas - 4096) X 5.49 X 10 <sup>-3</sup> [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.

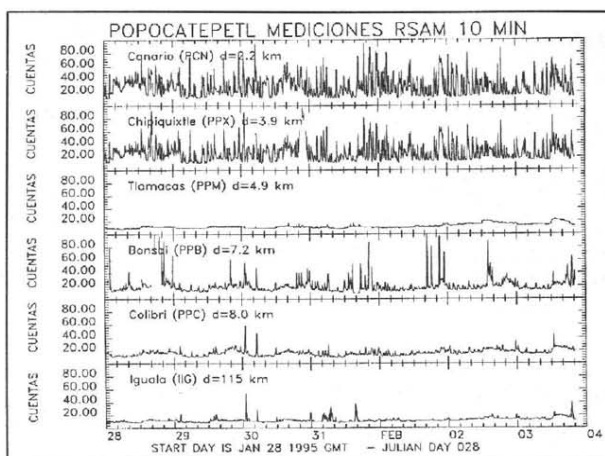


Figura 18. Actividad sísmica registrada en seis estaciones de la red en el intervalo del 28 de enero al 4 de febrero de 1995.

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.

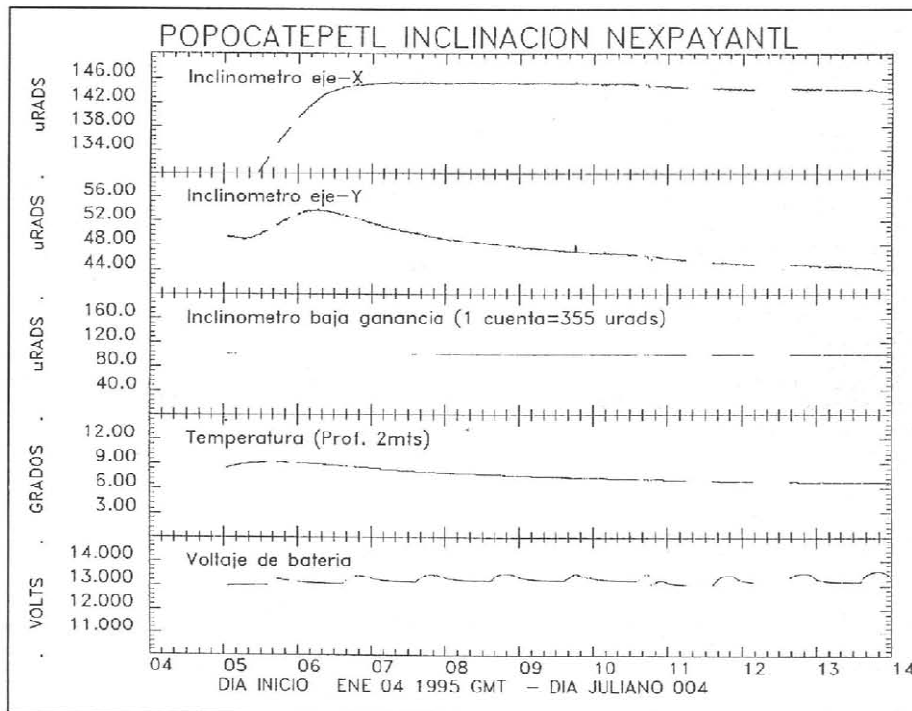


Figura 19. Datos de inclinación registrados del 4 de enero (fecha de instalación) al 14 de enero de 1995 en la estación Nexpayantla (PIN).

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.

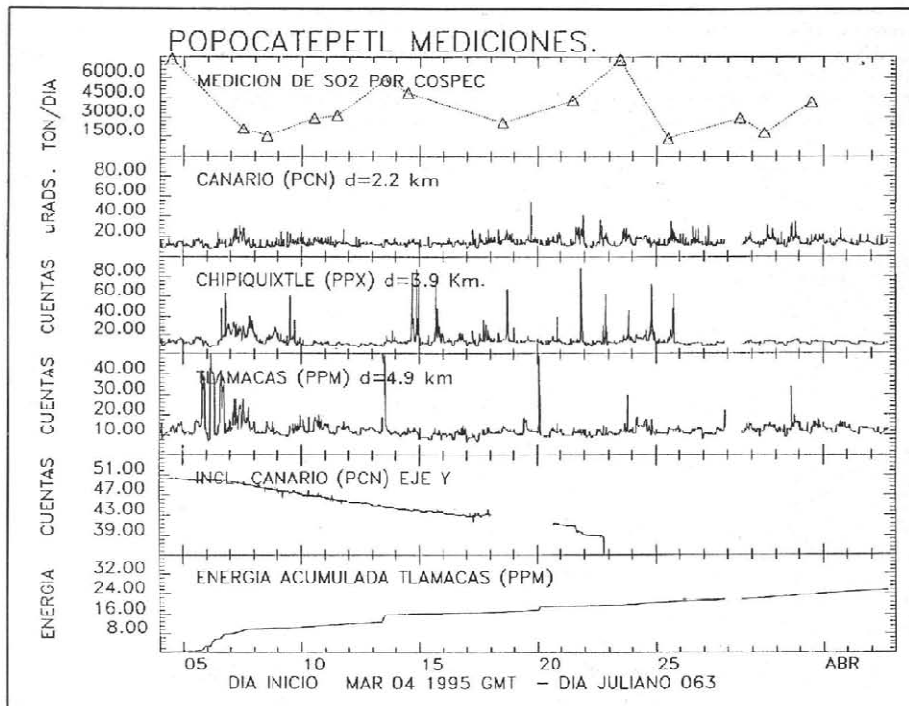


Figura 20. Gráfica combinada que muestra la medición de diferentes variables en el periodo del 4 de marzo al 3 de abril de 1995.

## 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 sísmológica 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.

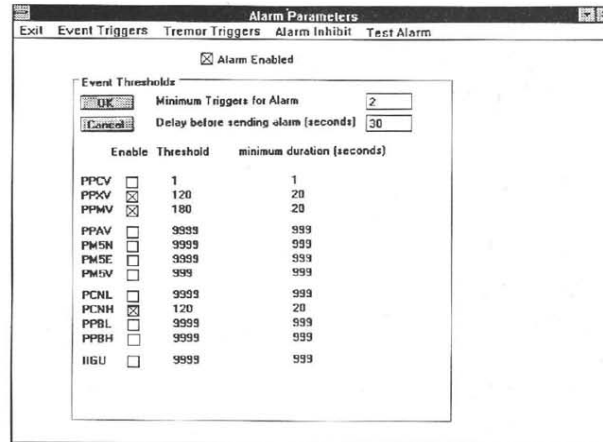


Figura 21a. Menú de selección de parámetros para detectar la actividad sísmica y activar la alarma acústica.

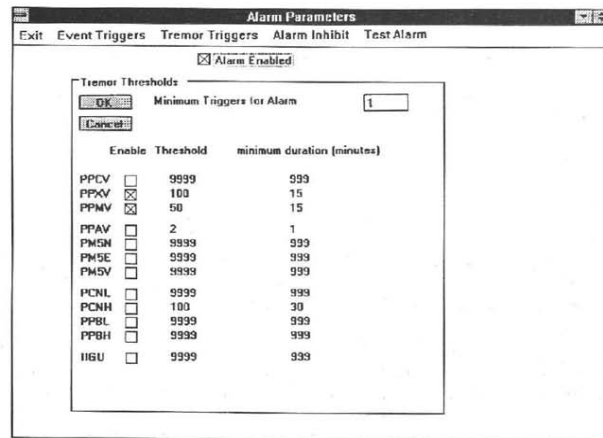


Figura 21b. Menú de selección de parámetros.



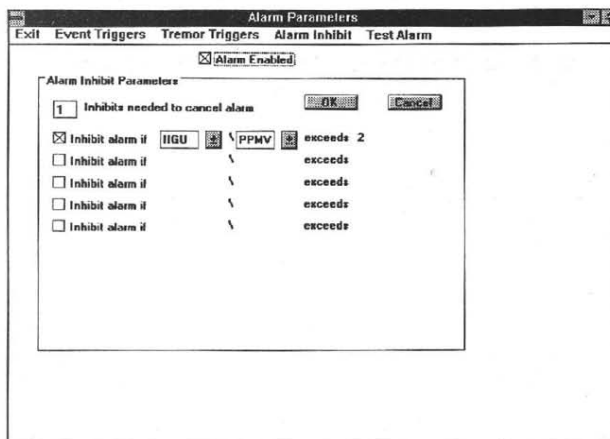


Figura 21c. Menú de selección de parámetros para inhibir la alarma acústica.

## 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 primer 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.

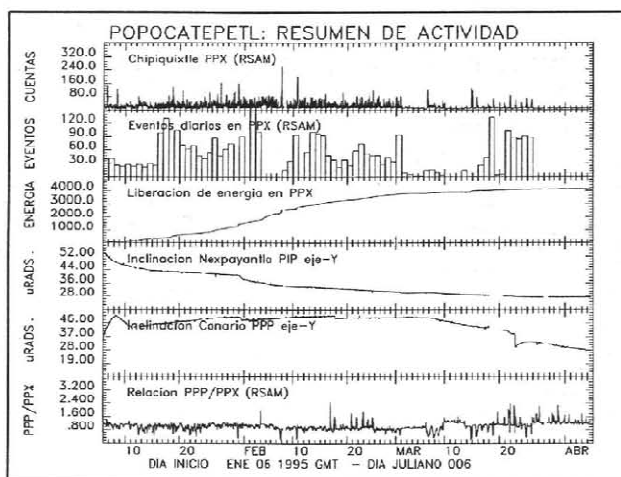


Figura 22. Resumen de la actividad registrada en el volcán en el intervalo del 5 de enero (fecha de instalación del sistema de procesamiento digital) al 1° de abril de 1995.

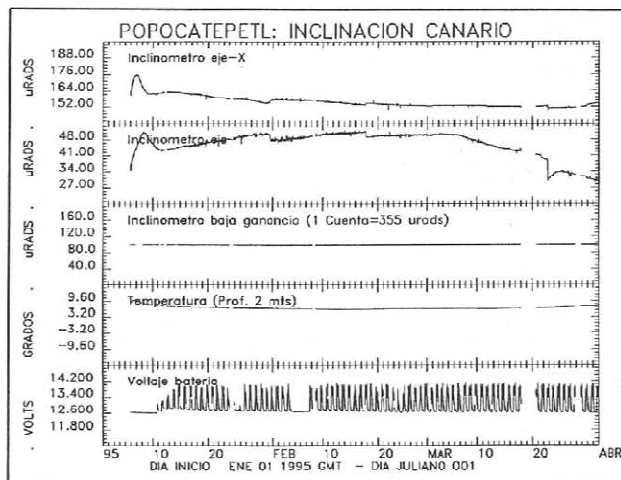


Figura 23. Resumen de la deformación registrada en la estación del Canario del 5 de enero al 1° de abril de 1995.

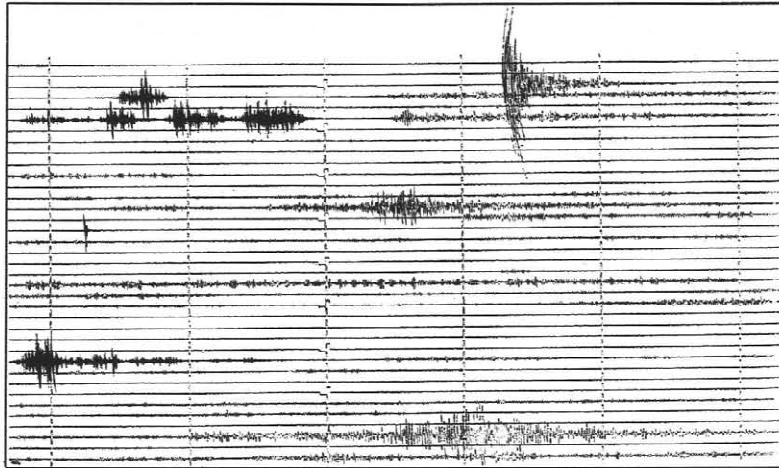


Figura 24. Sismograma obtenido por telemetría de un evento tipo A ocurrido en el volcán el 26 de enero de 1995 y registrado en las estación PPM (sensor vertical de periodo corto).

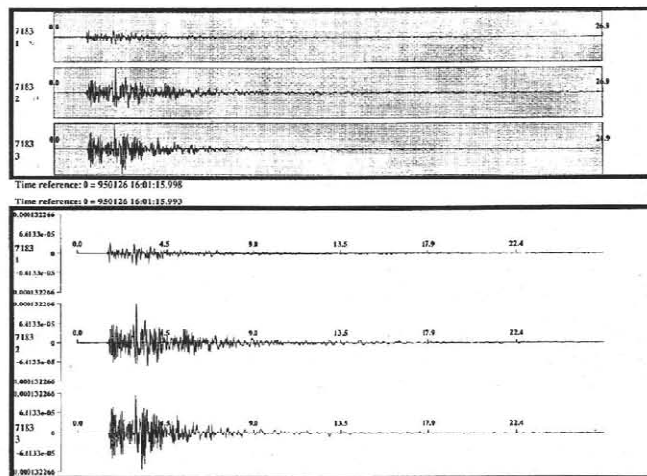


Figura 25. Sismogramas del evento A del 26 de enero de 1995 registrado por el sismógrafo portátil de banda ancha instalado temporalmente en Tlamacas (PPM).

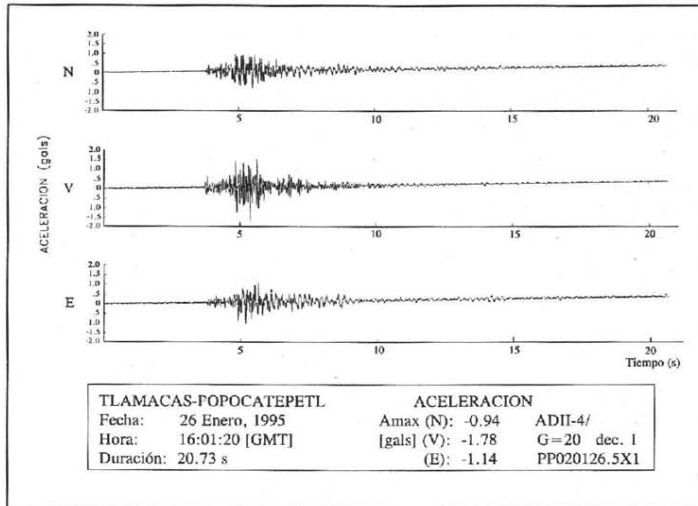


Figura 26. Acelerograma del evento tipo A del 26 de enero de 1995 registrado en el albergue de Tlamacas.

## 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.

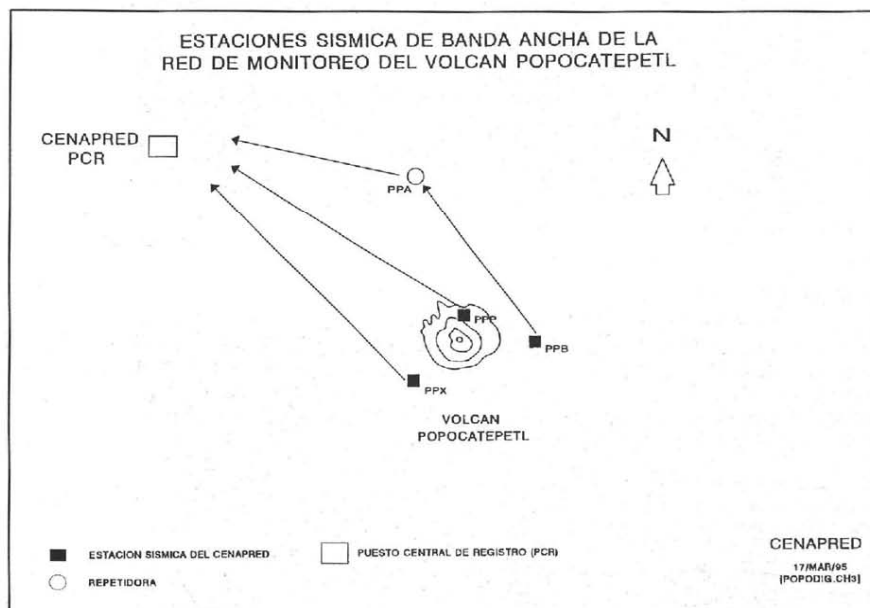


Figura 27. Localización de estaciones y enlaces de telemetría previstos para las estaciones sísmológicas de banda ancha.

## 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 Yotoxóchil, septiembre de 1994.

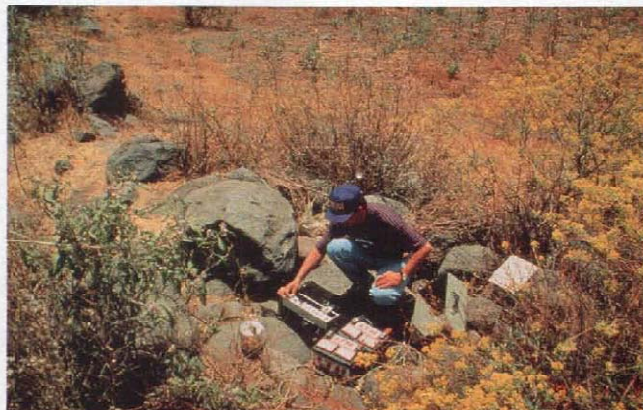


Figura 29. Mediciones del nivel del ruido sísmico con un sismógrafo portátil de papel ahumado MEQ-800. Selección del sitio para la colocación de estación Colibrí (PPC), septiembre de 1994.

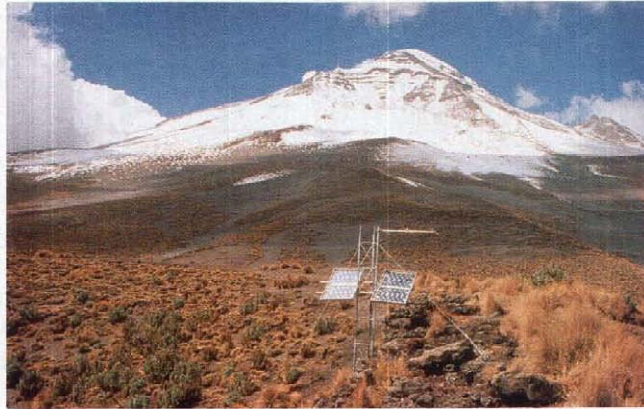


Figura 30. Estación de telemetría sísmica instalada temporalmente en la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX) en la ladera Sureste del volcán, altitud 3980 msnm. El equipo fue prestado por el Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.

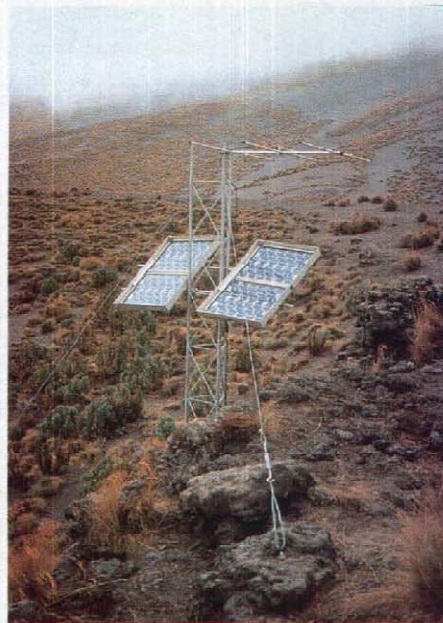


Figura 31. Torre con la antena de radio VHF para la telemetría de los datos y paneles solares para el suministro de energía eléctrica de la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX). Equipo prestado por el Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.

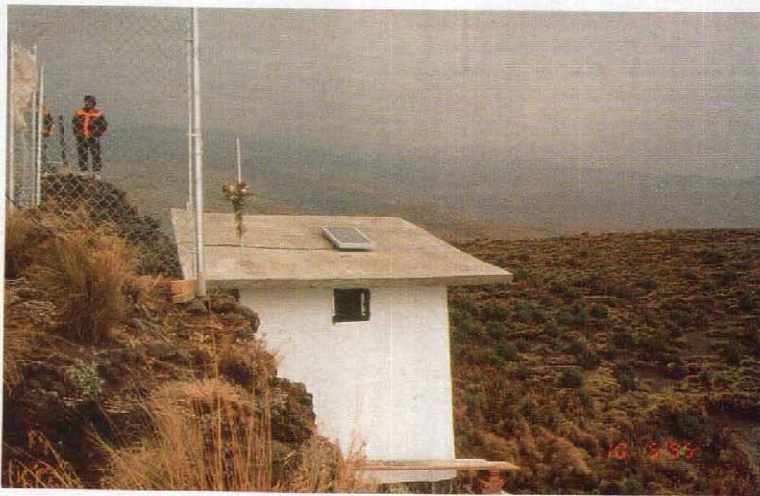


Figura 32. Caseta de protección definitiva en la estación Chipiquixtle, Mex. (PPX, PIX) construida conjuntamente por el Cenapred y la Unidades Municipales de Amecameca, Autlautla, Ayapango, Ecatzingo, Ixtapaluca, Tenango, Tepetlixpa y Ozumba, mayo 1995.



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 accrecamiento del ganado, noviembre 1994.



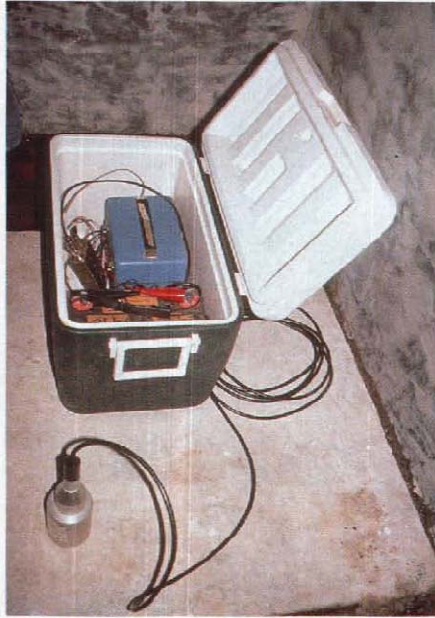


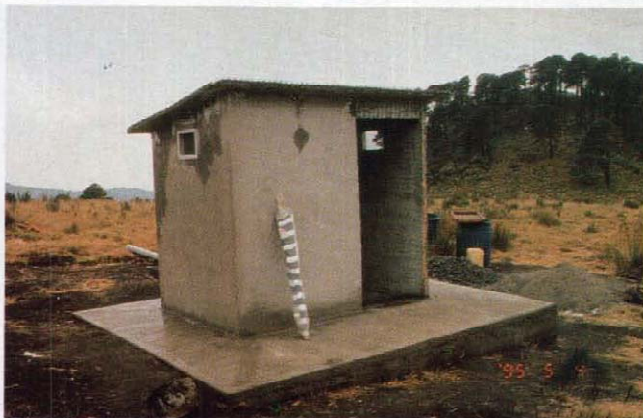
Figura 34. Vista del sismómetro vertical y equipo acondicionador de datos para la telemetría en el interior de la caseta PPX. Equipo del Instituto de Ingeniería, UNAM, noviembre de 1994.



Figura 35. Caseta en construcción para la estación definitiva de Bonsai, Puc. (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.

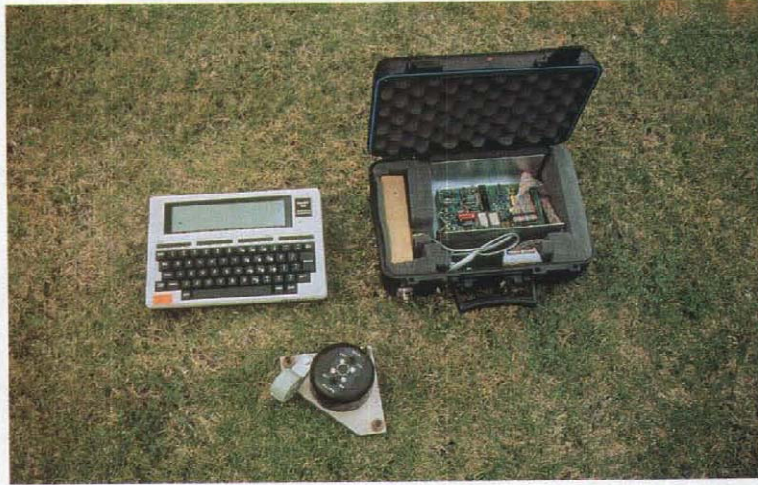


Figura 38. Módulos para la instrumentación de una estación inclinométrica: sensor biaxial (abajo), equipo acondicionador de datos y transmisor (derecha) y computadora (izquierda) para la calibración e intercomunicación con el acondicionador. El equipo fue diseñado por el Cascades Volcano Observatory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

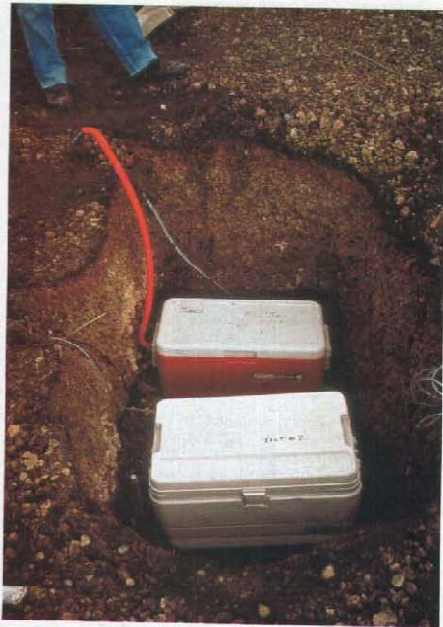


Figura 40. Instalación subterránea de la instrumentación del inclinómetro en PPX. El primer módulo contiene la electrónica para el acondicionamiento y transmisión de datos, y el segundo, las baterías. Nótese el tubo de ventilación.



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



Figura 42. Vista general del puesto centralizado de recepción y 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.

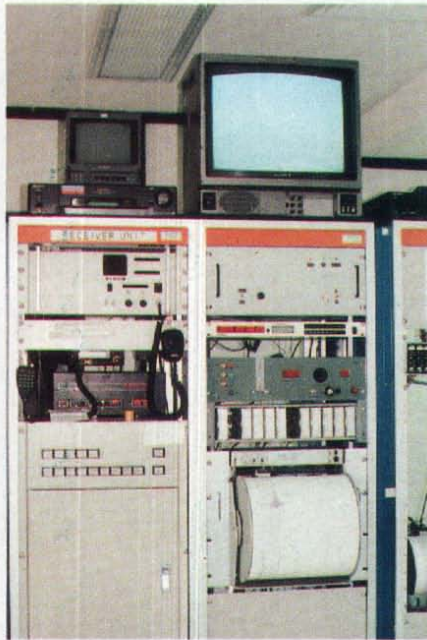


Figura 43. Detalle del gabinete con los equipos de recepción de datos, graficación y monitoreo de la señal de video.



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 más 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 Cicero, 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 Cuauamatitla, 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 Altzomoni, 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 múltiplex 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.

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

S. de la Cruz-Reyna<sup>1,2</sup>, H. Nolasco<sup>1\*</sup>, E. Ramos<sup>2</sup>, J. L. Degollado<sup>3</sup>, F. J. Castillo<sup>3</sup>,  
C. Velázquez<sup>3</sup>, A. Medrano<sup>3</sup>, H. González<sup>3</sup>, H. Romero<sup>3</sup> y D. A. Castellanos<sup>3</sup>

### RESUMEN

Uno de los métodos más utilizados para la detección temprana de cambios en el estado de actividad de un volcán, que pudieran 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

---

<sup>1</sup> Departamento de Sismología y Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

<sup>2</sup> Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

<sup>3</sup> 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; Dzurisín, et al, 1980; Tryggvason, 1987; Ishihara, 1990).

Entre los volcanes que han mostrado actividad en tiempos recientes está el Popocatepetl ( $19.02^{\circ}$  N,  $96.82^{\circ}$  W), ubicado en el extremo meridional de la sierra nevada. Es la segunda montaña más alta del país con 5450 msnm, y está 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

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

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

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  $d$ :

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

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  $0.52 \text{ km}^3$ ).
- 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 Laet, 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 Laet, 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  $0.004 \text{ m} \cdot x (r \text{ km})^{1/2}$ , 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.

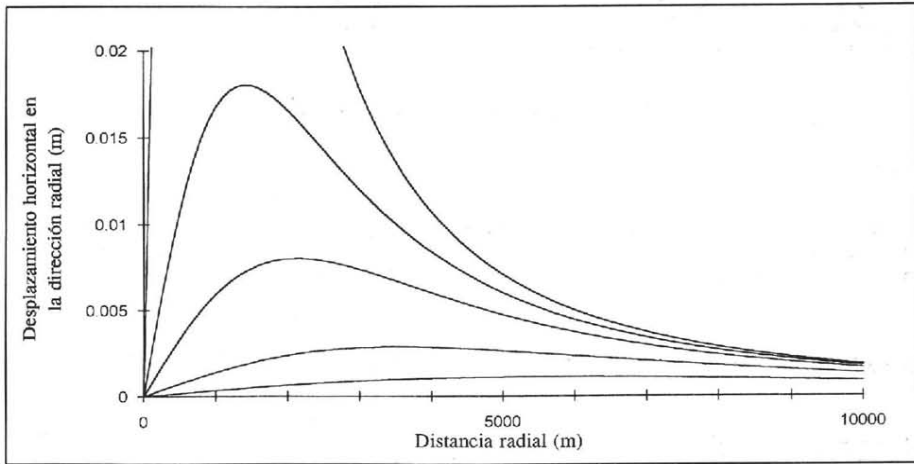


Figura 1

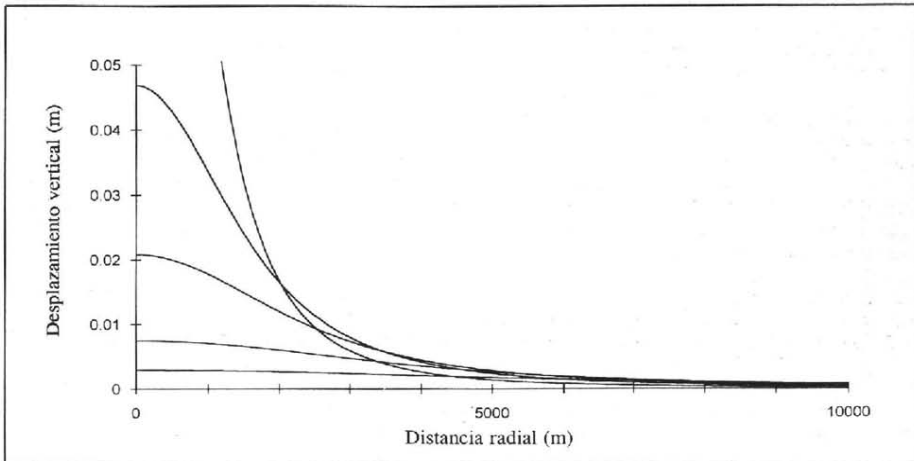


Figura 2

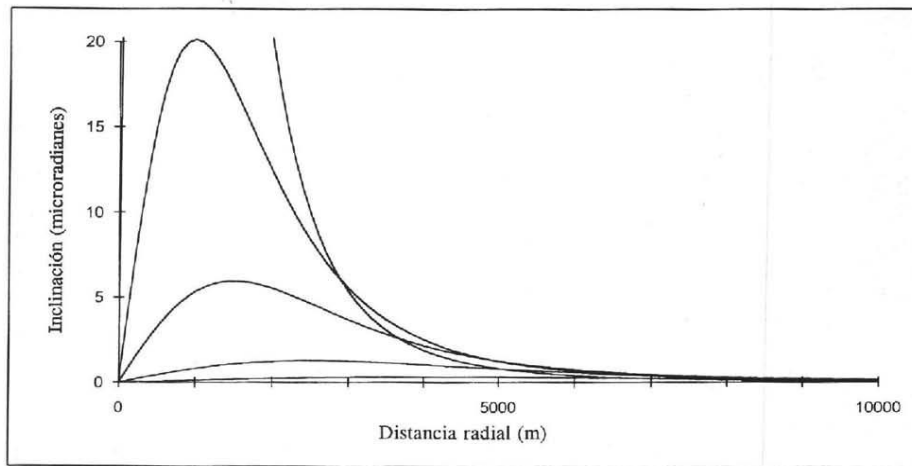


Figura 3

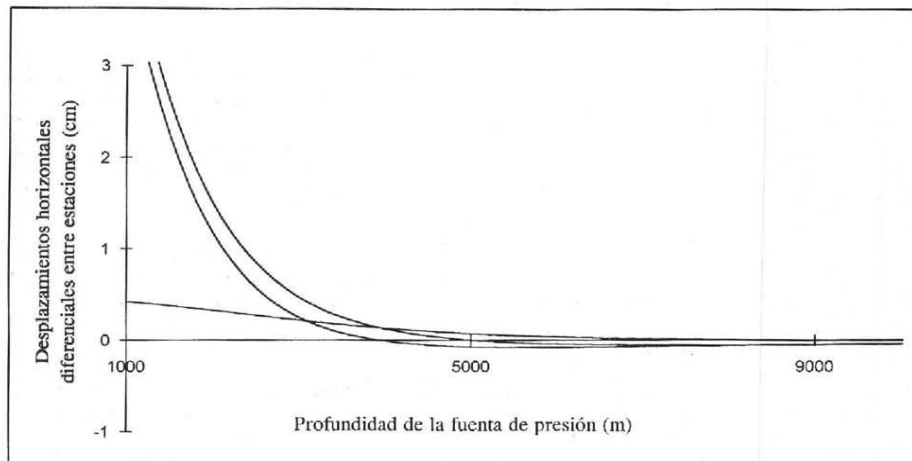


Figura 4

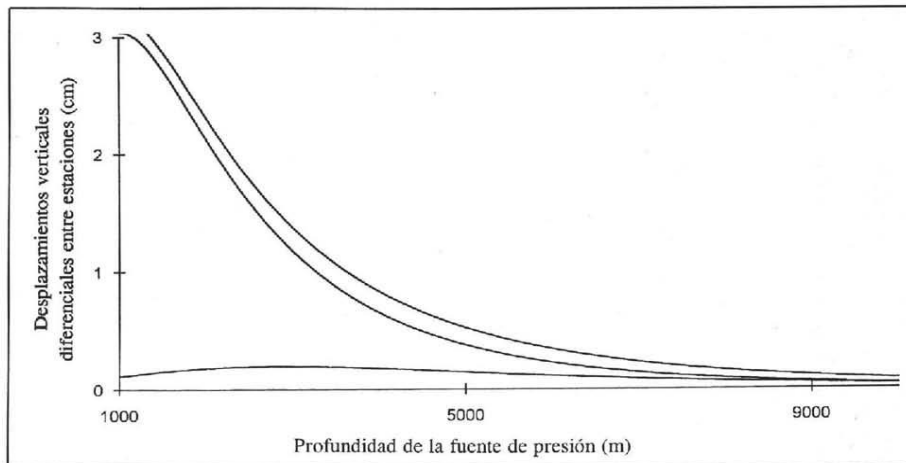


Figura 5

#### 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  $0.5 \times 10^{11}$  dinas/cm<sup>2</sup>) 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 ( $2 \mu$ 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 suponerse 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 facilitaran 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.

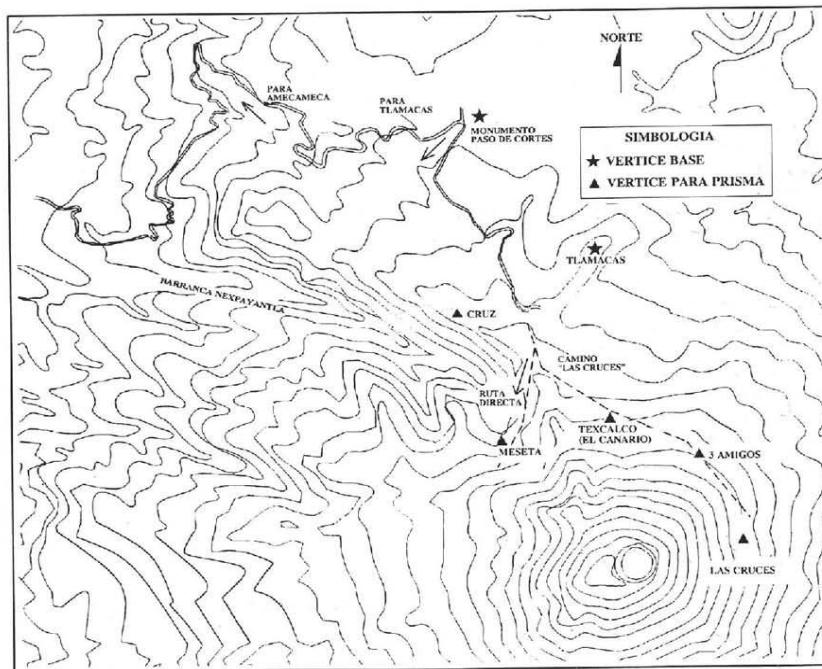


Figura 6

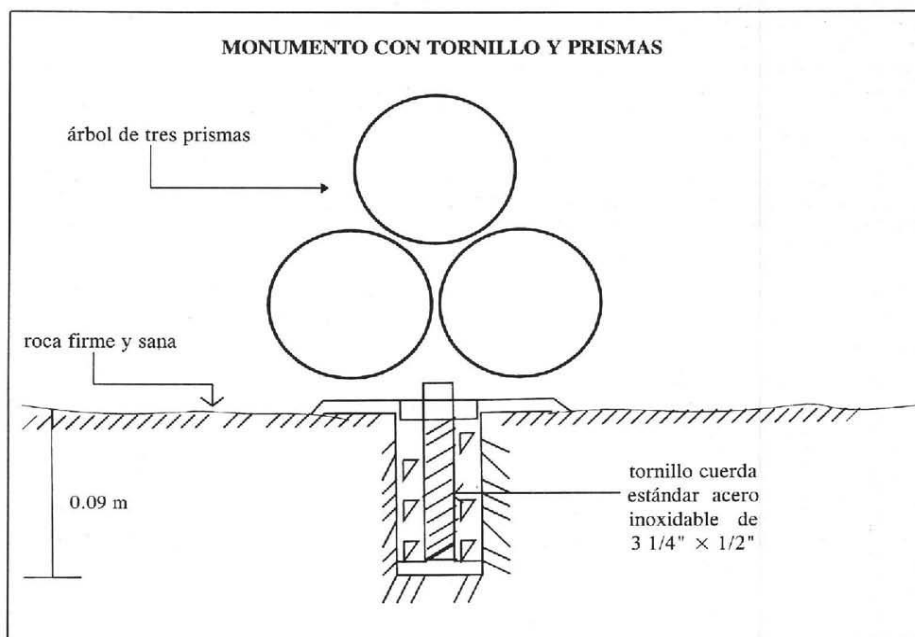


Figura 7

## 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 - Tlamecas, 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 Tlamecas" (19.0659° N, 98.6287° W), a unos metros de la estación sismológica 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 "Tlamecas".

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.

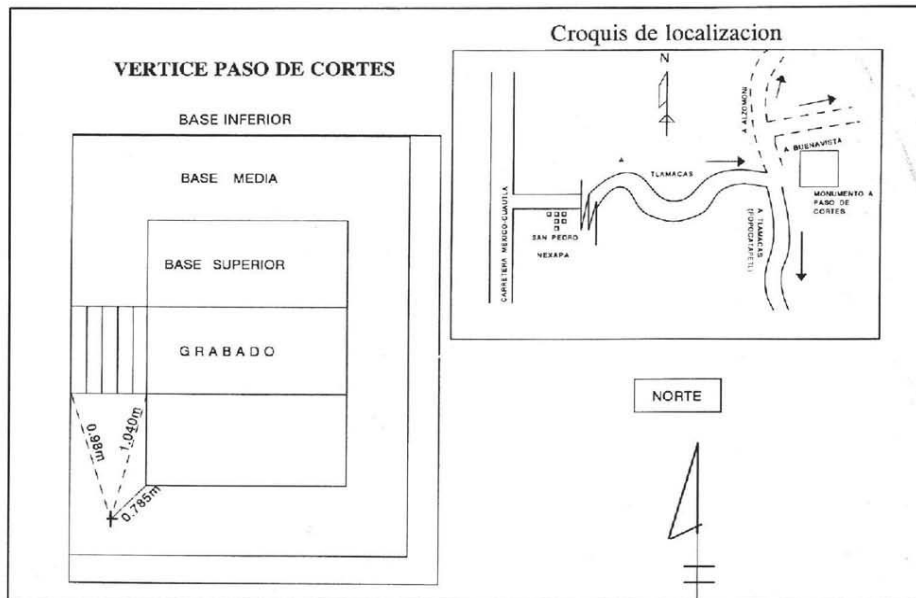


Figura 8

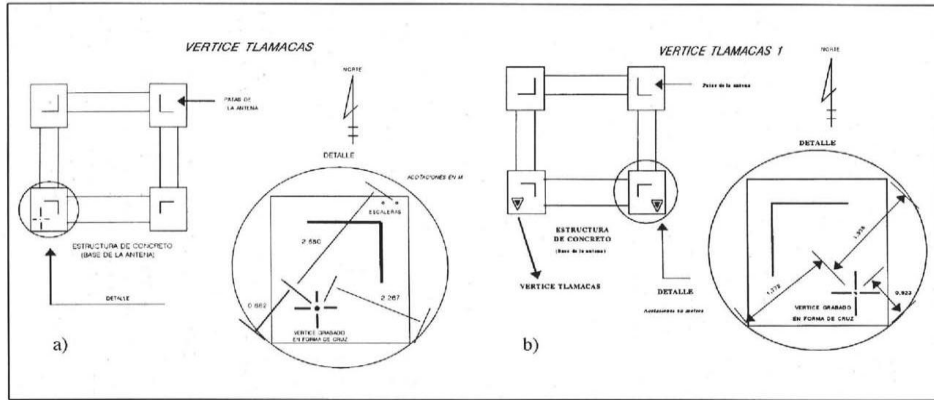


Figura 9

## 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 construidos 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 construidas 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 parcaguas 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 Ultimeter, 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, realinearlo.

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.

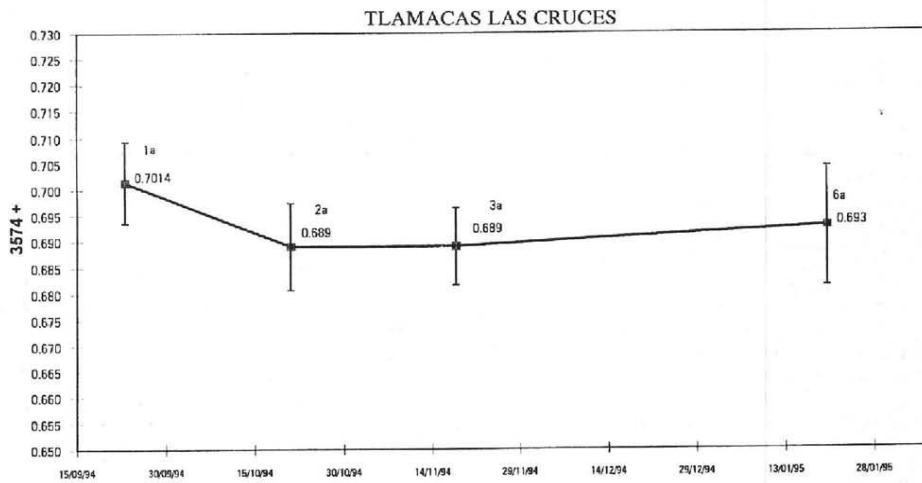


Figura 10

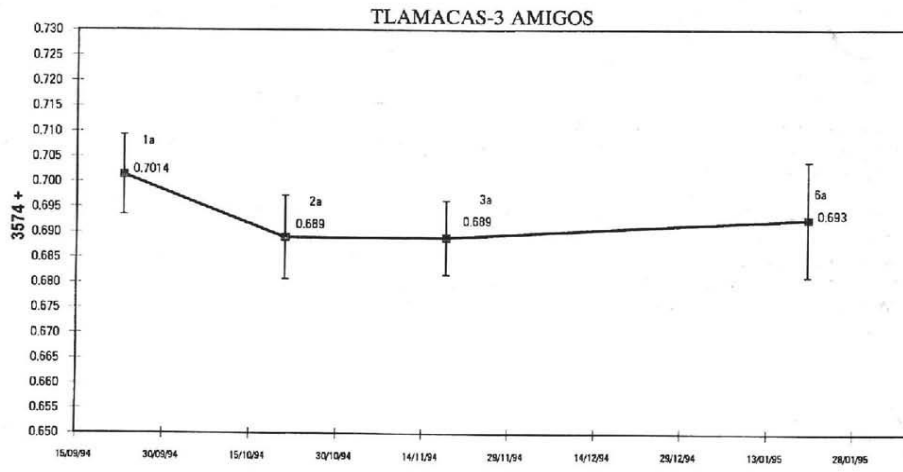


Figura 11

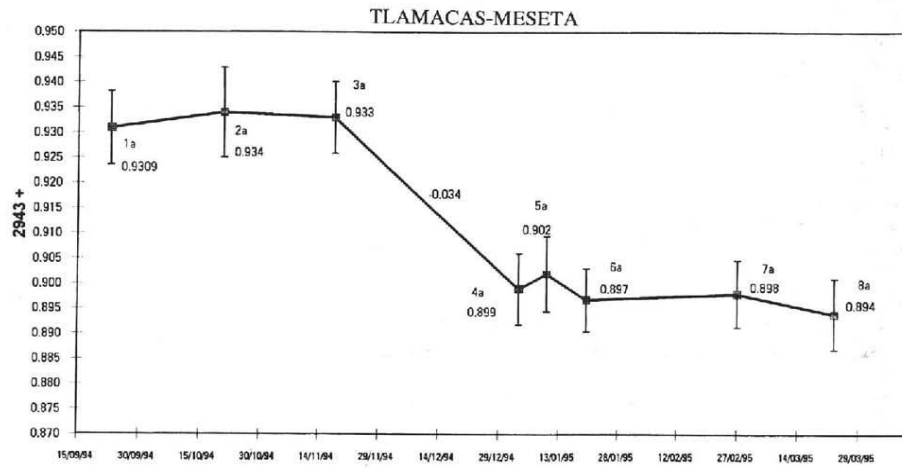


Figura 12

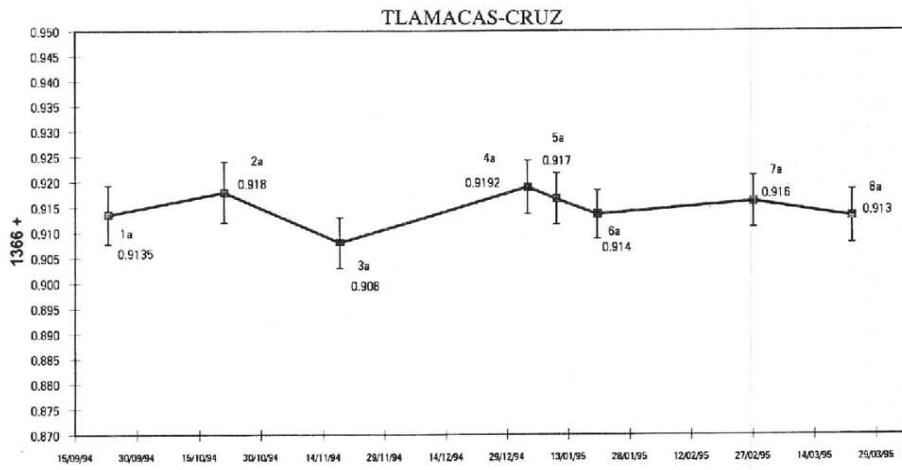


Figura 13

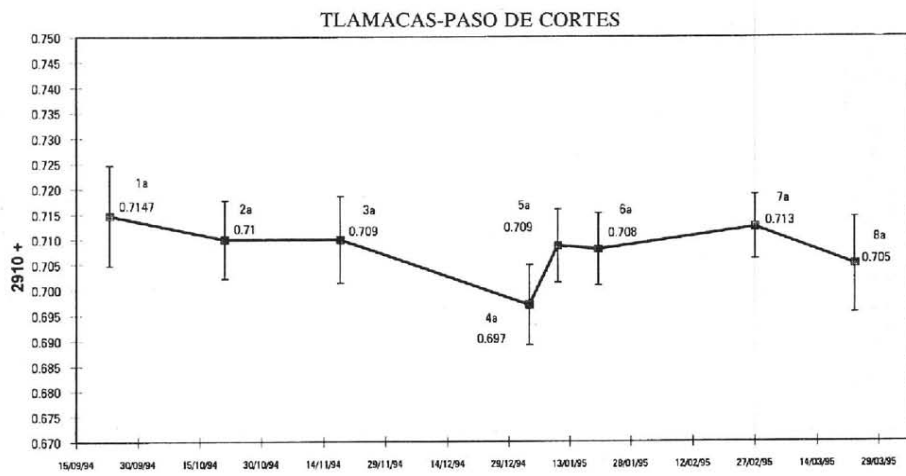


Figura 14

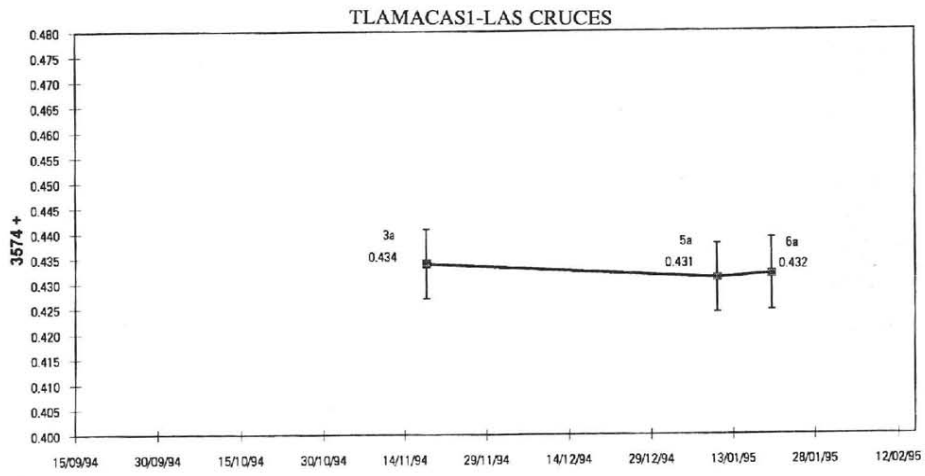


Figura 15

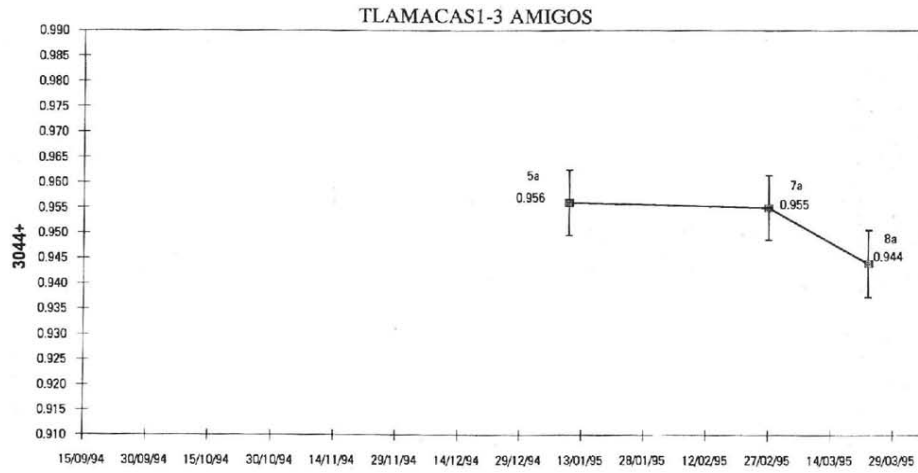


Figura 16

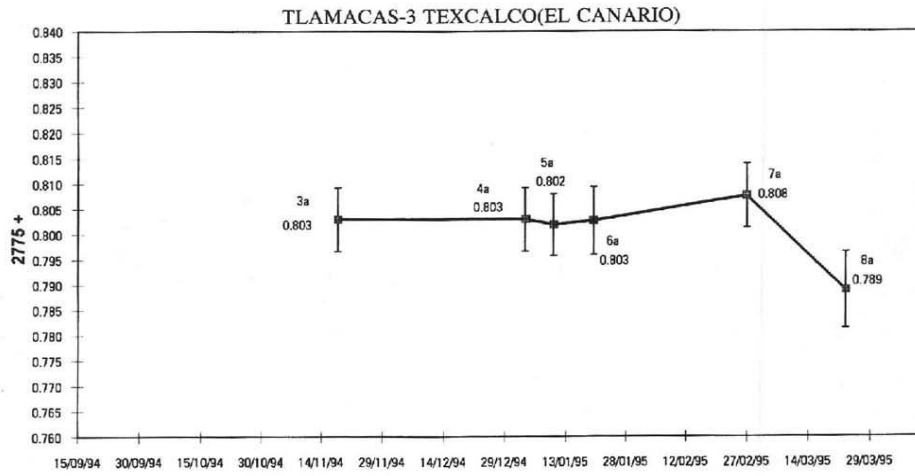


Figura 17

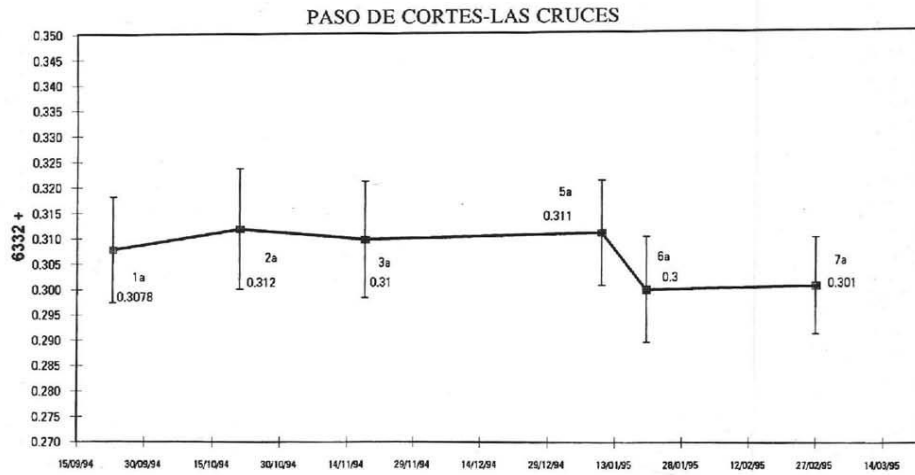


Figura 18



Figura 19

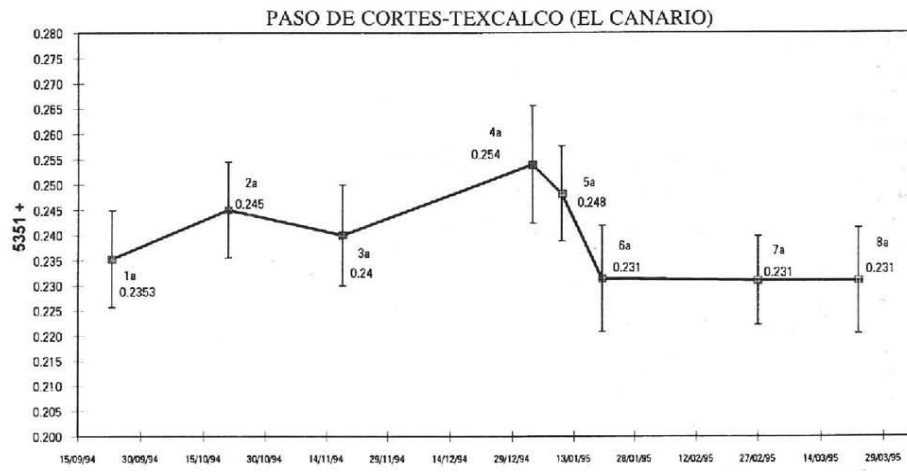


Figura 20

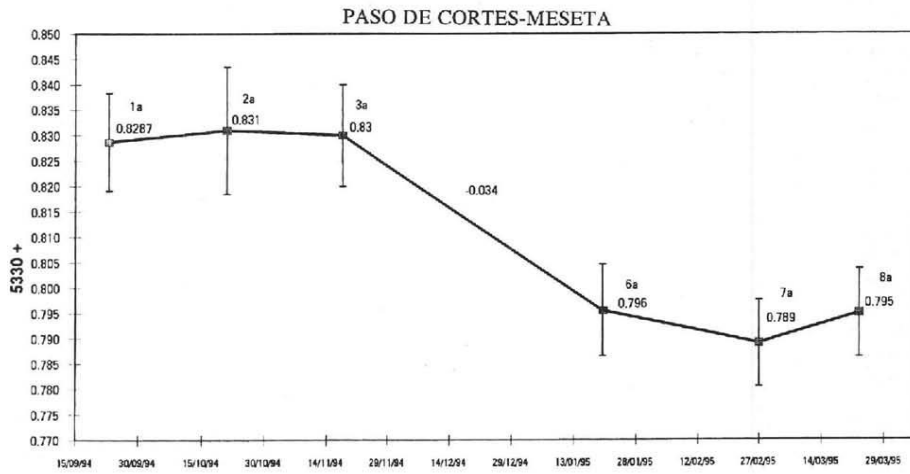


Figura 21

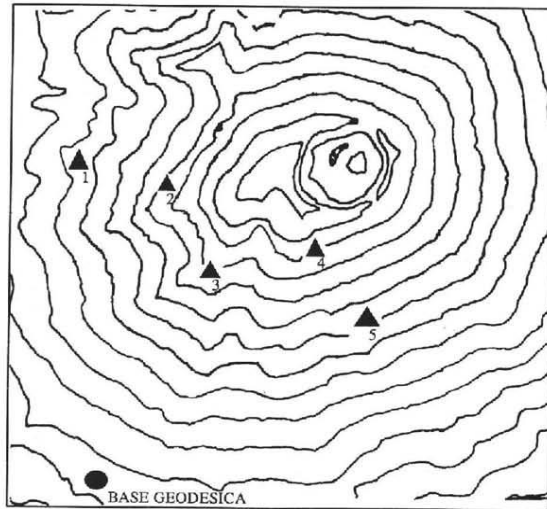


Figura 22

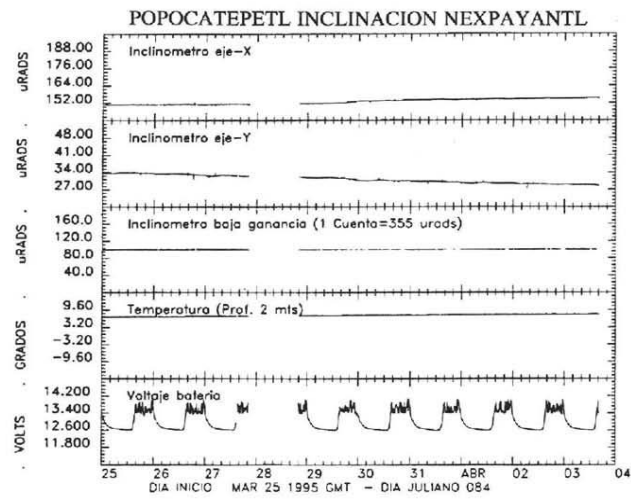


Figura 23 a

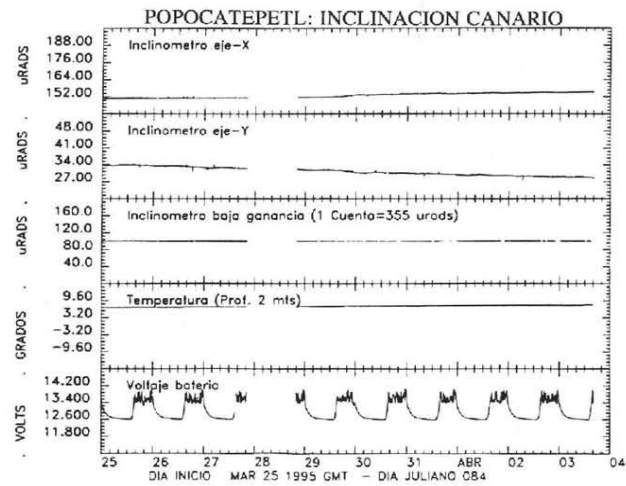


Figura 23 b



## 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  $0.5 \text{ km}^3$  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 Dzurisin, 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., MOTHEs, 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 Popocatepetl: 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 Popocatepetl 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 Popocatepetl. 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.

# Accepted Manuscript

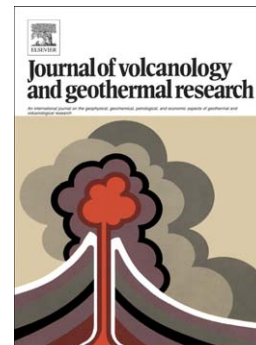
Hydrogeochemical indicators of the popocatepetl volcano activity

M.A. Armienta, S. De la Cruz-Reyna, A. Gomez, E. Ramos, N. Cenicerros, O. Cruz, A. Aguayo, A. Martínez

PII: S0377-0273(07)00286-7  
DOI: doi: [10.1016/j.jvolgeores.2007.09.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.006)  
Reference: VOLGEO 3756

To appear in: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

Received date: 6 September 2007



Please cite this article as: Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., Gomez, A., Ramos, E., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Martínez, A., Hydrogeochemical indicators of the popocatepetl volcano activity, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2007), doi: [10.1016/j.jvolgeores.2007.09.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.006)

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

## HYDROGEOCHEMICAL INDICATORS OF THE POPOCATÉPETL VOLCANO ACTIVITY

M.A. Armienta<sup>1\*</sup>, S. De la Cruz-Reyna<sup>1</sup>, A. Gómez<sup>2</sup>, E. Ramos<sup>3</sup>, N. Ceniceros<sup>1</sup>, O. Cruz<sup>1</sup>, A. Aguayo<sup>1</sup>, A. Martínez<sup>1</sup>

1. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM. C. Universitaria, México 04510 D.F. 2. CENAPRED. Centro Nacional de Prevención de Desastres. Delfín Madrigal 665, México 04360 D.F. 3. Instituto de Protección Civil del Estado de México

### Abstract.

The main ions, silica, boron and sulfide were analyzed by standard methods in samples from waters of several springs and a shallow well located around Popocatepetl volcano. Analyses of several chemical components allowed a geochemical monitoring of Popocatepetl activity from 1995 to 2004. Most samples were dilute and immature cold waters and only silica minerals were oversaturated in the springs and well water. The ratios of chemical species indicated water-rock interaction with plagioclases, evaporites and ferromagnesian minerals. The chemistry of the spring with the highest conductivity indicated water interaction with limestones. A small, increasing trend of silica and magnesium concentrations over the nine year period at all sampled sites seems to reflect the increase on the alteration processes, mainly of ferromagnesian minerals. Interaction of immature waters and volcanic CO<sub>2</sub> with the silicate minerals may dissolve silica and magnesium, resulting in the observed slow concentration increase in most spring waters. The influence of volcanic activity was reflected as changes of different nature in the water chemistry, which may have been derived from direct interaction of diffuse volcanic gases with the aquifers, or by the opening of new pathways for water and gases through the reactivation of the fault system. It is likely that short-period fluctuations of the water chemistry, like those observed in the concentrations of chloride, boron, and, sometimes, fluoride and sulfate, reflect the interaction of highly-volatile magmatic gases with water. Longer term trends, like those observed in sulfate and CO<sub>2</sub> may reflect slow accumulation by scrubbing of fault-transported or diffuse gases that would otherwise show large

---

\* Corresponding author. TEL. (52)55-56224114. FAX (52)55-55502486. email:victoria@geofisica.unam.mx

variations in open vents. Their further concentration reduction signals the decline of the source magma-mixing process. Not all sampled sites responded well to volcanic influence; the spring at Axocopan best correlated with the changes of volcanic activity. The fluctuations of water chemistry played a significant role in the assessment of the volcanic hazard. The most relevant chemical monitoring parameters, jointly with others, were used by decision makers in managing the Popocatepetl activity.

**Keywords:** Hydrogeochemistry, chemical monitoring, Popocatepetl, volcanic risk.

## 1. INTRODUCTION

The precise assessment of changing volcanic hazards attains a special significance when the volcano poses a serious threat to a large vulnerable population. Well-supported risk assessments of active volcanoes must consider all parameters, to allow the most accurate evaluations of their hazards. Various manifestations associated with volcanic activity have been used to detect and interpret changes within the volcanic system that may indicate corresponding changes in the volcanic hazard. The most commonly used methods rely on geophysical parameters, such as seismicity, deformation, gravimetry and others. Monitoring methods based on chemical changes related to volcanic activity have also proven effective to determine or at least to set bounds to the volcanic hazard. Geochemical monitoring usually relies on studies of gas emissions from fumaroles or an active crater, and less frequently, of groundwater influenced by volcanic products or increased fracturing induced by volcanic activity.

Groundwater in an active volcanic setting may change in background composition as a result of direct interaction with volcanic products, mainly through dissolution of volcanic gas. The main soluble volatiles released from magma, namely  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{CO}_2$  dissolve in water and may increase the concentrations of characteristic ions:  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Chemical changes may also be produced indirectly from increased leaching of the solid matrix. Leaching increase may result from either the dissolution of a larger volume of acid volcanic gases, or from the exposure of fresh solid surfaces resulting from fracturing.

Hydrogeochemical changes have been observed prior to or during eruptions at several volcanoes (Hirabayashi et al., 1982; Takahashi et al., 1988; Martini et al., 1991; Gíslason et al., 1992; Shevenell and Goff, 1995; Tilling and Jones, 1996; Fischer et al., 1997; Quattrocchi et al., 2000). In México, variations in the concentration of some chemical species in groundwater were measured for the first time at Tacaná volcano, over the month prior to the phreatic explosion of May 8th, 1986 (De la Cruz-Reyna et al., 1986). Chemical changes were also observed at Colima in 1991 (Armienta and De la Cruz-Reyna, 1995), and in 1998-1999 (Taran et al., 2000). Compositional variations in water springs have also occurred at Popocatépetl, preceding some eruptions (Armienta et al., 2002; Segovia et al., 2002; Martin-Del Pozzo et al., 2002).

Popocatépetl volcano, quiescent since 1927 except for minor fumaroles, commenced new eruptive activity on December 21st, 1994. Since then, tephra emissions related first to phreatic activity, and later to dome growth and destruction episodes have occurred irregularly. A summary of the volcanic activity since January 1995, including the main seismic events, domes and exhalations is shown in Fig. 1. About 25 domes of different sizes have appeared and been partially or totally destroyed from March 1996 to April 2003. The growth of the largest dome within the crater of Popocatépetl occurred by the end of 2000.

The location of Popocatépetl, among several densely populated Mexican cities (65 km southeast of Mexico City, 42 km southwestern of Puebla and 65 km northeast of Cuernavaca) and many smaller towns poses a hazard to a very large population. This condition has led Mexican authorities to take different levels of action to protect the population, depending on monitoring results (De la Cruz-Reyna and Tilling, this issue).

Several monitoring methods have been used at Popocatépetl by a Scientific Committee (SC) to evaluate its activity level. Hydrogeochemical and geochemical studies have been used for the assessment of Popocatépetl volcanic activity and its related hazards within the SC.

The aim of this work is to discuss some hydrogeochemical characteristics of water from springs and wells located close to Popocatépetl, and their relation with its current activity. The relevance of geochemical observations in the volcanic hazard assessment is also addressed.

## 2. HYDROGEOLOGICAL FRAMEWORK

In a volcanic zone, layers or strata deposited throughout its eruptive history form a pack through which meteoric waters percolate. Flow systems involving recharge, storage and discharge of water through springs, always exist within a volcanic edifice (Yamamoto, 1995). At Popocatépetl volcano, the pack layers are formed by alternating sequences of tuffs, ash, pumice and lava, with compositions ranging from basic to acid. At certain points, mudflows and avalanche deposits contribute to those sequences. In addition, faults and cracks allow water percolation and gas diffusion. Cretaceous limestones and dolomites are exposed on the southern flank of the volcano, and are thought to underlie Popocatépetl (Fries, 1960; Varley and Armienta, 2001).

The chemical composition of lavas and tephra influences heavily the chemical characteristics of a hydrogeological system. The distribution of different layers and groundwater flows gives the waters of each spring particular physical-chemical characteristics. Thus, chemical composition, temperature, pH and isotopic contents may vary among waters from different springs, depending on their flow paths and residence times through volcanic sequences. It is then important to keep a temporal baseline of the compositional variations of water and gas at different sites at a volcano during quiescence. When a volcano shows any level of unrest, many internal processes, such as the release of magmatic fluids and volatiles, the incorporation of water and country-rock by magmatic systems, and the magma induced stress fields causing rock fracturing and deformations of the crust are likely to modify the composition of local aquifers, as well as the paths and composition of the hydrogeological system. These interactions are likely to show up as departures from the base line values in the composition of spring waters. Specific chemical



analyses of water composition may allow interpretations of such changes in terms of the volcanic activity level.

### 3. SAMPLING AND ANALYSIS METHODS AT POPOCATÉPETL VOLCANO

Sampling of spring waters has been carried out at seven sites since 1995. The location of the sampled springs and wells is depicted in Fig. 2. Latitude, longitude and altitude of the sites are listed in Table 1. The first five locations correspond to springs in Puebla State, on the eastern side of the volcano, while the other two belong to a shallow well and a spring found on its southwestern side, in the state of Morelos. Atlimeyaya, Paleorío, and Axocopan springs align with a known active NW-SE trending fault system crossing the volcano, in the Xaltelulco ravine, where frequent volcano-tectonic events are detected. Huexocoapan is located very close to this area and may be just as well influenced by this fault. El Bosque could belong to a conjugate fault, where volcano-tectonic events have also been detected.

Temperature and pH were measured in-situ using a CONDUCTRONIC PC-18 conductimeter. Buffer solutions were allowed to level their temperature with the spring before calibrating the pH-meter prior to each reading. Three samples were taken from each site in plastic containers of 1000, 500 and 125 ml. No chemicals were added to the 1000 ml sample, 50 ml HNO<sub>3</sub> were added to the 500 ml sample, and solutions of Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> and zinc acetate were added to the 125 ml bottle for sulfide preservation. The samples were preserved at 4° C until their analysis within 48 hours at the Geophysics Institute, UNAM, México. Concentrations of the major anions: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and boron, were measured in the 1000 ml sample. Cations were analyzed in the acidified sample.

The chemical analyses of the samples were performed following standard methods (APHA, 1995; Armienta et al., 1994). Bicarbonates were measured by acid titration to pH = 4.8, using a mixture of methyl red and bromocresol green; the samples were heated at the end of titration in order to obtain a better precision. Chloride and fluoride concentrations were

measured using selective electrodes. Sulfates were determined through a modified turbidimetric technique, consistent in weighing precisely  $\text{BaCl}_2$  in order to obtain a more reproducible turbidity value (Armienta et al., 1994).  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  were measured by emission with a Perkin Elmer 2380 spectrophotometer. The  $\text{Mg}^{2+}$  and  $\text{Ca}^{2+}$  concentrations were obtained by complexometric titration through the addition of etilendiaminotetra-acetic acid (EDTA). Fluoride and chloride concentrations were determined with ion selective electrodes.  $\text{SiO}_2$  was analyzed colorimetrically by the molybdosilicate method. Boron was measured by colorimetry through its reaction with carminic acid. Sulfide was determined by the methylen blue method. Spectrophotometric measurements were made with a HP 8452A diode array spectrophotometer. The analytical quality of the analyses was checked by calculation of the ionic balance. Detection limits for sulfide and boron were 0.04 mg/L and 0.40 mg/L respectively.

#### 4. HYDROGEOCHEMISTRY OF SAMPLES

Most sampled springs discharged dilute water with conductivities ranging from 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$  to near 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , suggesting a short groundwater residence time. An exception was Axocopan, with values varying around 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Temperatures showed a seasonal influence as follows: San Baltazar Atlimeyaya from 12.5 °C to 14.9 °C, Axocopan from 18.2 °C to 21.4 °C, Guadalupe Huexocopan from 14.5 °C to 20.9 °C, Paleorío from 13.1 °C to 15.8 °C, Teconala from 12.8 °C to 15.2 °C, Chihuahuita from 17.9 °C to 20.3 °C, El Bosque from 17.3 °C to 19.0 °C. Representative analyses of the main ions at various dates are listed in Table 2.

Hydrogeochemical classification of groundwater samples with Piper diagrams is shown in Fig. 3. All springs correspond to a bicarbonated-water type. Almost all samples are mixed in cations, except Paleorío, which showed a slight predominance of sodium on some dates. El Bosque, Chihuahuita and Axocopan are also classified as mixed bicarbonated waters, but with a slightly higher proportion of magnesium with respect to sodium and calcium. No strong temperature fluctuations were observed in the springs over these years. The pH values ranged from 5.65 (Axocopan in September, 1995) to 7.88 (Paleorío in October,

1999). Small pH variations over time were recorded at each spring. Axocopan and El Bosque had the most acidic pH ranges within the sampled period. According to the Giggenbach criteria (Giggenbach, 1983, 1988) all samples are immature waters. Calculation of the Percentage Residual Acidity (PRA) proposed by Varekamp et al. (2000) rendered very low values (lower than 0.15%) for all samples, indicating a weak interaction with acid volcanic gases, consistent with near-neutral or slightly acid pH values.

Table 3 shows the minerals with the highest saturation indexes, calculated with the PHREEQC computer code (Parkhurst and Appelo, 1999; 2004), for Atlimeyaya, Axocopan, Huexocoapan, Paleorío and Teconala in the years 1996, 2000 and 2004. Results show an oversaturation of silica minerals only, such as chalcedony, cristobalite, silicagel, and quartz.  $\text{SiO}_2(\text{a})$  was also close to saturation at all springs, with similar results obtained at Chihuahuita and El Bosque. These values may reveal an influence of volcanic rocks on the water. Similar high-silica concentrations have also been reported by Werner et al. (1997) in most springs sampled in the region of Popocatépetl during 1994-1995.

Compared with other measured springs, the saturation indexes of gypsum and magnesite in Axocopan probably result from additional interactions of water with regional evaporites. The  $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$  ratio and the conductivity of Axocopan spring also supports a possible groundwater flow through carbonates (Hounslow, 1995). According to the systematics developed by Hounslow (1995) and the geology of the area (Schaaf et al., 2005), the hydrogeochemical composition of the samples reflects an interaction of the water with various minerals. Rock source deductions, obtained from ion ratios found in the samples, suggests the following possible derivations of the water: volcanic glass or hydrothermal water may produce the relatively high ( $>0.5$  mmol) silica concentrations at Axocopan, El Bosque and Huexocoapan springs. Besides, silicates, and particularly plagioclase weathering, may produce the concentrations of  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  and  $\text{SiO}_2$  measured at El Bosque, Chihuahuita, Paleorio, Huexocoapan, Teconala and Atlimeyaya. Albite weathering may also contribute to the  $\text{Na}^+$  and  $\text{Cl}^-$  contents at El Bosque and Chihuahuita. Sulfate and calcium may be released to the water by gypsum dissolution at Teconala and

Axocopan. Magnesium and calcium may also come from ferromagnesian minerals dissolution at Atlimeyaya, and carbonate weathering at Axocopan.

Based on the Garrels and McKenzie (1967) mass-balance model, PHREEQC inverse modeling was run, to generate possible rainwater dissolution modes of minerals known to be widespread at Popocatepetl (Schaaf et al., 2005). Results of selected models based on the interaction of water with the minerals indicated above by their ion ratios (Hounslow, 1995), in conjunction with their weatherability, are listed in Tables 4a and 4b. The results show that diverse proportions of the igneous minerals  $\text{SiO}_2(\text{am})$ , olivine, hornblende, albite, plagioclase (andesine), and K-feldspar in the volcanic rocks could be the source of Na, K, Ca, Mg and  $\text{SiO}_2$  in the spring waters. However, calcite, which would also release Ca to the water, was only included at Axocopan, based on the particular chemical characteristics and location of this spring.

A small, yet persistent increase of silica and magnesium concentrations over the nine year period of analysis was observed at all sampled sites (Figs. 4 and 5). This trend was more pronounced at Axocopan, and seems to reflect an increase on the alteration processes of volcanic rocks, as well as the immature character of the waters that are still far from attaining water-rock equilibrium conditions. A similar behavior of silica and magnesium indicate that part of the dissolved silica probably results from alteration of silicate minerals, such as olivine and hornblende, identified in Popocatepetl rocks (Schaaf et al., 2005). According to the Goldich Stability Series (Goldich, 1938), those minerals possess the highest weathering susceptibility within the ferro-magnesian, igneous, rock-forming minerals. The interaction of immature water and volcanic  $\text{CO}_2$  with the above silicate minerals may dissolve silica and magnesium, producing the slow concentration increase in spring waters. Additionally, the exposure of new surfaces by fracturing, or the heating of volcanic rocks at depth would also increase weathering of silicate minerals. Results from Ruapehu, and Copahue (Giggenbach, 1983; Varekamp et al., 2001) showed that magnesium was one of the most mobile elements responding to high-temperature weathering. At Popocatepetl, this effect was more pronounced in the crater lake water

before it disappeared in 1994. The Mg/Cl ratio increased from 0.085 in 1992 to 0.177 in 1994.

Other rock-derived ions such as sodium, potassium and calcium did not show any trends with time. Sulfide was not detected in any sample obtained from September, 1995 to November, 2004.

## **5. CORRELATIONS BETWEEN HYDROGEOCHEMICAL VARIATIONS AND VOLCANIC ACTIVITY DURING 1995-2004.**

The short-term variations on the concentration of main ions and minor chemical species in the spring waters may be produced by either, climatic conditions, or the influence of volcanic activity. Cations such as calcium, sodium, and potassium did not show any clear correlation with volcanic changes (Figs. 6, 7, 8).

Apart from the slightly increasing trend of magnesium observed at Axocopan, two magnesium minima, on June 14, 1998 and on July 7, 2003, also detected in Huexocoapan and at other sites to a lesser degree (Fig. 5), may have been caused by rain dilution, since the rainy season at Popocatepetl spans from June to September.

Chloride and sulfate had slight variations preceding or coincident with episodes of increased volcanic activity (Figs. 9 and 10). A marked step (from 11.4 mg/L to 22 mg/L) in chloride concentration was observed at Axocopan between the end of September and October, 28, 1999 (Fig. 9), followed by a decreasing trend until March 2003. This step increase preceded the extrusion of a dome on November 11, 1999. This dome had a peculiar feature: it was extruded about one year after the previous dome, representing the longest time interval between dome extrusions. Besides, on October 21, a volcano-tectonic earthquake magnitude  $M=3$  struck southeast of the volcano. This earthquake and the ascent of the lava producing the dome could have modified the stress field, facilitating the passage of HCl to groundwater discharging at Axocopan, resulting in the observed chloride concentration step. A chloride increasing trend in Paleorío was observed from the

beginning of the sampling period until November 2000 when chloride concentration was 9.2 mg/L. The next sample on March 3, 2001, dropped to almost half the concentration (5 mg/L); almost all the subsequent samples have remained without significant changes (Fig. 9).

Sulfate concentrations also showed a slight increasing trend during the entire period. This trend was more evident at Axocopan and Chihuahuita (Fig. 10). Strong peaks of sulfate concentration were recorded on September 23, 1998 at Huexocoapan (a 260% increase relative to the previous sample), and on February 9, 1999 at Axocopan (from 33 mg/L in December 1998 to 49 mg/L in February, 1999). The first peak occurred after a volcano-tectonic earthquake on September 13, 1998. High COSPEC SO<sub>2</sub> emissions were reported that month by CENAPRED. An ash-producing explosion reached some neighborhoods SE of Mexico City on September 22, 1998. Frequent exhalations, although less intense than those of September 1998, were also observed during February, 1999. Episodes of high-frequency volcanic tremor and three volcano-tectonic earthquakes with a magnitude between 2.0 and 2.5 were registered 8 km southeast of the volcano on February 9. An increase of gas emissions and intense fracturing may have thus produced the sulfate increment observed on those dates. Although SO<sub>2</sub> scrubbing in water has been considered relatively insignificant at Popocatepetl (Symonds et al., 2001), the high SO<sub>2</sub> emissions, occasionally reaching 40,000 ton/day (Delgado et al., 2001) or more (50,000 ton/day on December, 2000, reported by CENAPRED), have indeed affected the water chemistry of volcanic aquifers. On the other hand, bicarbonate maintained almost constant values during the period of observation (Fig. 11).

Boron has remained at low levels during the observation period (Fig. 12). Several concentration peaks have been observed at various dates, many of them preceding or coincidental with volcanic activity. Boron reached a concentration above the detection level for the first time on March 12, 1996, at Axocopan, before the appearance of the first lava dome. The next boron measurements on April and June 1996 at Axocopan yielded nil concentrations. On September 26, 1996, boron increased at Axocopan again and was also detected in all sampled springs. This second peak had no clear correlation with magma

extrusions. The only significant event at that time was the onset of the destruction of the second dome (emplaced in May 1996) in September. Afterwards, boron was not detected throughout 1997 and 1998.

Explosive activity from Popocatepetl associated with dome destruction was high on December, 1998 (Fig. 1), producing intense exhalations of gas, water vapor and explosions ejecting hot debris onto the flanks of the volcanic cone. On December 21, 1998, a light ashfall over some sectors of eastern Mexico City prompted airport authorities to stop airflight operations for nearly two hours. Frequent exhalations of gas, water and ashes, some of them higher than 3 km, and volcanic tremors continued throughout January, 1999. A volcano-tectonic event ( $M=3$ ) was recorded on January 14. On January 20, 1999, the highest concentration of boron during the entire sampled period was measured at Paleorío (1.38 mg/L), and it was also detected at other sampled springs in January and February 1999. Boron concentrations above detection levels at various water springs in a period of intense, explosive volcanic activity suggests scrubbing of volcanic gas by groundwater. As occurred several times between 1996 and 2003, boron appeared at one or more springs for a short time and then disappeared until the next relevant episode of volcanic activity. This behavior reflects an intermittent source of boron, whose concentration in water was not enough to remain or increase with time. In the absence of frequent explosive activity, boron anomalies have appeared prior to dome emplacements. This may set boron as a possible precursor to effusive activity.

Boron peaks preceding or coincidental with increments of volcanic activity have also been observed at other Mexican volcanoes, like Colima (Armienta and De la Cruz-Reyna, 1995; Taran et al., 2000) and Tacaná (De la Cruz-Reyna et al., 1986). Boron peaks were related to dome growth and explosions at Colima, and with a phreatic explosion at Tacaná.

The volcanic origin of spring-water boron may be questioned, as it also can be leached from the host rocks. However, short-term fluctuations of boron in water are difficult to explain by a leaching origin. Boron in volcanic gases can exist as  $\text{BF}_3$ ,  $\text{BCl}_3$ ,  $\text{B}_4\text{H}_{10}$ ,  $\text{B}_2\text{H}_6$ , and  $\text{B}_2\text{O}_3$ . These compounds form boric acid with water (Christ and Harder, 1969). At the

pH values observed in Popocatepetl springs, boron would stay as a neutral species,  $\text{H}_3\text{BO}_{3(\text{aq})}$ , not being absorbed by clays to any significant extent (Hounslow, 1995). Thus, boron leached from host rocks should not vary much. Furthermore, evidence of boron input from volcanic gas scrubbing in aquifers has also been found at Mount Etna (Giammanco et al., 1998).

The concentration of dissolved  $\text{CO}_2$  was calculated using the PHREEQC computer code (Parkhurst and Appelo, 2004), considering the ionic composition of water and the temperature and pH values measured on the field. Two clear episodes of partial pressure  $\text{CO}_2$  increase and decrease were observed in 1997 and between mid 1999 and mid 2001 (Fig. 13).

Similar behavior, though less pronounced, was also detected at El Bosque, Teconala, Atlimeyaya and Huexocoapan (Figs. 13 and 14). Large and frequent explosions occurred during 1997 and the increase in  $\text{CO}_2$  also coincided with the growth of the largest dome extruded at Popocatepetl. In these periods of higher magmatic activity,  $\text{CO}_2$  may have been supplied either from magmatic gas, or from the Cretaceous limestones underlying the volcano. The plausibility of this latter source at Popocatepetl has been thoroughly discussed by Goff et al. (2001). The occasional assimilation of limestone into the magma at depths of 3.5 to 7 km beneath the summit was recognized as a possible source of high  $\text{CO}_2$  discharge events (lasting from 0.5 to 3 hours with a  $\text{CO}_2$  flux occasionally exceeding 100,000 ton/day) (Goff et al, 2001). It is likely that part of such  $\text{CO}_2$  bursts may have accumulated in groundwater, producing the observed gradual increase at the springs. Varley and Armienta (2001) report a lack of diffuse  $\text{CO}_2$  in soils around Popocatepetl.  $\text{CO}_2$  transport would then occur mainly through the main vent, and through the surrounding fracture system.

The location of Axocopan spring, approximately 3500m below the summit, and its water chemistry indicate an interaction with limestone, suggesting that a fraction of the  $\text{CO}_2$  contained there may have been produced by limestone-derived  $\text{CO}_2$  assimilation close to the aquifer that feeds this spring. Analogous increases of  $\text{CO}_2$  at Atlimeyaya, Chihuahuita



and El Bosque may also reflect the influence of the fault system on gas transport. A similar, magmatic CO<sub>2</sub> release has been measured over tectonic structures at the flanks of Mount Vesuvius (Federico et al., 2002).

The initial in-situ pH measurements in September 1995 were made during the phreatic phase of the eruption. Most pH values remained within a rather narrow range (5.6 ~ 6.5). Near the onset of magmatic extrusions, the pH value showed a trend towards less acid values (Fig. 15). This trend continued towards a maximum, which at most stations was reached on the first half of 1999. Only Paleorio's pH kept rising until October, 1999. The pH values then showed a decreasing trend, lasting to the beginning of 2001, falling within the wider range of 5.6 ~ 7.5, which remained more or less constant, exhibiting only smaller variations without significant trends.

The pH variations at most springs may be interpreted as the degree of influence a pre-eruptive hydrothermal system has on its surrounding aquifers. Such influence, though small, decreased since the opening of the volcanic system in December 1994 and probably started a process of water loss in the hydrothermal system. This was reflected as an increasing trend of the mean pH values at most springs. During 1999 and 2000, the weakened influence of the hydrothermal system was followed by a growing predominance of magmatic gases on the aquifers, which showed up as a subsequent decreasing trend of pH. It seems that some sort of equilibrium was reached after early 2001, resulting in a relative stabilization of pH.

Fluoride remained approximately stable during the sampled period at most springs. However, a concentration increase was observed in the period 2001-2003 at several of them. This period marks a second stage of Popocatépetl magma output, related to the emplacement of the last 12 domes. After the emplacement of the last in April 2003, fluoride decreased abruptly at most springs with the notorious exception of Paleorio (Fig. 16). This behavior may have been the result of an increase of the emitted HF, one of the most soluble magmatic gases (Martini, 1996), during the late stage of mafic-magma related heating of the Popocatépetl's magma chamber, when the highest temperatures were more likely there.

The extrusion of the last dome may probably be related to a temperature drop in the magma chamber, consistent with the drop of fluoride dissolution in the aquifers.

Increased volcanic activity causing dissolution of magmatic gases in the spring waters may also be reflected as a relative increase of PRA values. Figure 17 shows that the highest PRA was recorded in March 1996 at Atlimeyaya at the time of the first dome emplacement. Relatively high values were also found in 1997, during a period of frequent exhalations and dome extrusions. A persistent PRA increase was also observed at Atlimeyaya and Axocopan along 2000, the year with the most intense activity. El Bosque also reflected the increase of dissolved acids, as PRA values clearly increased during 1999-2000, reaching a maximum in November, 2000.

## **7. CONCLUSIONS.**

The analysis of fumarolic gases through direct sampling or remote sensing has been widely used for geochemical monitoring of active volcanoes. While the latter has been applied at Popocatepetl (Delgado et al., 2001), the absence of fumarolic fields outside the crater has precluded the former. The concentration of soil gases is generally very low and only radon could be correlated with volcanic activity for some periods (Armienta et al., 2002; Segovia et al., 2003). On the other hand, thermal springs are absent at Popocatepetl flanks. This leaves, low-mineralized, low-temperature springs and well water, which fortunately have proved to respond chemically to changes in volcanic activity. The chemistry of springs and shallow well waters around Popocatepetl is influenced by volcanic-gas input. Gases are transported mainly through fractures and faults pervasive throughout the volcanic edifice.

The influence of volcanic gases on the chemical composition of springs varies with the change of volcanic stress patterns, derived either from magma displacements or from the release of strain in volcano-tectonic earthquakes. Magma displacements leading to dome emplacements facilitate leaching of host-rocks, mainly promoting the weathering of ferro-magnesian minerals.

Boron, chloride, sulfate, fluoride and CO<sub>2</sub> are the chemical species more sensitive to changes in volcanic activity, with the Axocopan spring being the most responsive. However, the chemical composition of other springs occasionally changes differently in response to volcanic activity increases than it does at Axocopan.

The production of volcanic CO<sub>2</sub> in the gas phase of Popocatepetl is difficult to assess because of its intermittent nature. Different measurements made during bursts may yield quite different values. On the other hand, accumulation of CO<sub>2</sub> in groundwater dampens rapid fluctuations, allowing an estimate of how the mean production rate of volcanic CO<sub>2</sub> varies. Extreme care must be used nonetheless in performing field determinations of pH and temperature, for an accurate calculation of the concentration of CO<sub>2</sub> dissolved in water.

Concentration changes in the chemical species may be derived from a direct interaction of diffuse volcanic gases with the aquifers, or from the opening of new pathways for water and gases owing to the reactivation of the fault system. It is likely that short-period fluctuations in water chemistry, like those observed in the concentration of chloride, boron, and sometimes fluoride and sulfate, reflect the interaction of available magmatic gases with water or with the newly exposed fault surfaces. Conversely, slow trends like those observed for sulfate and CO<sub>2</sub> may imply slow accumulation by scrubbing of diffuse, (or fault-transported) volcanic gases that otherwise display large variations in open vents. The further reduction of their concentrations near the maximum magmatic activity seems to signal the decline of the source magma- mixing process.

The fluctuations of water chemistry have played a significant role in the assessment of volcanic hazard. Most relevant chemical changes have been reported to the National Center of Disaster Prevention (CENAPRED) and to the Popocatepetl Scientific Committee. The integrated information of the monitoring systems has been used for decision-making directed to protect the population.

## 8. Acknowledgements.

We sincerely thank Marino Martini and Johan Varekamp for their reviews and comments that greatly improved this paper. The authors also thank CENAPRED and Instituto de Geofísica, National Autonomous University of Mexico for supporting this study.

## 9. References.

APHA, AWWA, WPCF, 1995. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. American Public Health Association, the American Water Works Association and the Water Pollution Control Federation, Washington, D.C.

Armienta, M.A., Zamora, V., Juárez, F., 1994. Manual para el Análisis Químico de Aguas Naturales en el Campo y en el Laboratorio, Comunicaciones Técnicas IGF, Serie Docencia y Divulgación No.4, IGF, UNAM, México D.F.

Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., 1995. Some Hydro-Geochemical Fluctuations Observed in México Related to Volcanic Activity, *Appl. Geochem.*, 10, 215-227.

Armienta, M.A., Varley, N., Ramos, E., 2002. Radon and chemical monitoring at Popocatepetl volcano. *Geofísica Internacional* 41, 271-276.

Berner, E.K., Berner, R.A., 1996. *The Global Environment: water, air and geochemical cycles*, Prentice Hall, N.J.

Christ, C.L., Harder, H., 1969. Boron. In: Wedepohl K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag, N.Y., pp 5A1-5O3.

De la Cruz-Reyna, S., Armienta, M.A., Zamora, V., Juárez, F., 1986. Chemical Changes in spring Waters at Tacana Volcano, Chiapas, Mexico: A Possible Precursor of the May 1986 Seismic Crisis and Phreatic Explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*38, 345-353.

De la Cruz-Reyna, S., Tilling, R.I. Scientific and Public Responses to the Ongoing Volcanic Crisis at Popocatepetl Volcano, Mexico: Importance of an Effective Hazards-Warning System. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* This issue.

Delgado-Granados, H, Cárdenas, G.I., Piedad, S.N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*108, 107-120.

Federico C., Aiuppa A., Allard P., Bellmono S., Jean-Baptiste P., Parello F., Valenza M., 2002. Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy, *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 963-981.

Fischer, T.P., Sturchio, N.C., Stix, J., Arehart, G.B., Counce, D., Williams, S.N., 1997. The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 229-253.

Fries, Jr. C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región Central-Meridional de México. *Bol. Instituto de Geología* 60, UNAM, México.

Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1967. origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In R.F. Gould (ed.) *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems. Advances in Chemistry Series 67.* American Chemical Society, Washington, D.C., pp 222-242.

Giggenbach, W.F., 1983. Chemical surveillance of active volcanoes in New Zealand. In: Tazzief, H., Sabroux, J.C. (Eds.), *Forecasting Volcanic Events*, Elsevier, Amsterdam, pp. 311-322.

Giggenbach W.F., 1988. Geothermal solute. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749-2765.

Giammanco, S., Ottaviani, M., Valenza, M., Veschetti, E., Principio, E., Giammanco, G., Pignato, S., 1998. Major and trace elements geochemistry on the ground Waters of a volcanic area: Mount Etna (Sicily, Italy). *Water Res.* 32, 19-30.

Gíslason, S.R., Andréðdóttir, A., Sveinbjörnsdóttir, E., Öskarsson, N., Thordarson, T.H., Novák, Z.K., 1992. Local effects of volcanoes on the hydrosphere: Example from Heckla, southern Iceland. In: Kharaka and Maest (Eds.), *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam, pp 477-481.

Goff, F., Love, S.P., Warren, R.G., Counce, D., Obenholzner, J., Siebe, C., Schmidt, C., 2001. Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO<sub>2</sub> emissions at Popocatepetl volcano, Mexico, *Chem. Geol.* 177, 133-156.

Goldich, S.S., 1938, A study in rock weathering. *Journal of Geology* 46, 17-58

Hirabayashi, T., Ossaka, K., Ozawa, T., 1982. Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases: a case study on Sakurajima Volcano, *Geochem. J.* 16, 11-21.

Hounslow A.W., 1995. *Water Quality Data. Analysis and Interpretation.* Lewis Publ., N.Y.

Martin-Del Pozzo, A.L., Aceves, F., Espinasa, R., Aguayo, A., Inguaggiato, S., Morales, P., Cienfuegos, E., 2002. Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatepetl Volcano, Mexico, *Chem. Geol.* 190, 207-229.

Martini, M., Giannini L., Capaccioni B., 1991. Geochemical and seismic precursor of volcanic activity, *Acta Vulcanologica* 1, 7-11.

Martini M., 1996. Chemical characters of the gaseous phase in different stages of volcanism: precursors and volcanic activity, In: Scarpa R. and Tilling R.I. (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Berlin, pp 199-219.

Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2) A computer program for speciation, bath-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geol. Surv. Water Res. Invest. Report 99-4259. 312 p.

Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 2004. PHREEQC for Windows, Version 2.10.02, A hydrogeochemical transport model, U.S. Geol. Surv. Water Res. Invest., Denver.

Quattrocchi, F., Di Stefano, G., Pizzino, L., Pongetti, F., Romeo, G., Scarlato, P., Sciacca, U., Urbini, G., 2000. Geochemical Monitoring System II prototype (GMS II) installation at the "Acqua Difesa" well, within the Etna region: first data during the 1999 volcanic crisis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 273-306.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico, *J. Petrology* 46, 1243-1282.

Segovia, N., Armienta, M.A., Seidel, J.L., Monnin, M., Peña, P., López, B., Mena, M., Valdés, C., Tamez, E., López, R.N., Aranda, P., 2002. Radon in soil and chemical composition of spring water near the Popocatepetl volcano, *Geofísica Internacional* 41, 399-405.

Segovia, N., Armienta, M.A., Valdes, C., Mena, M., Seidel, J.L., Monnin, M., Peña, P., Lopez, M.B.E., Reyes, A.V., 2003. Volcanic monitoring for radon and chemical species in the soil and in spring water samples, *Rad. Meas.* 36, 379-383.

Shevenell, L., and Goff, F., 1995, Evolution of geothermal waters at Mount St. Helens, Washington, U.S.A. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 73-93.

Symonds, R.B., Gerlach, T.M., Reed, M.H., 2001. Magmatic gas scrubbing: implications for volcano monitoring, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 108, 303-341.

Takahashi, M., Abe, K., Noda, T., Kazahaya, K., Ando, N., 1988. The variations of geochemical character of groundwater with special references to the volcanic activity in Izu Oshima Island, *Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes*, p. 320-324.

Taran, Y., Gavilanes, J.C., Cortés, A., Armienta, M.A., 2000. Chemical precursors to the 1998-1999 eruption of Colima volcano, Mexico, *RMCG* 17, 112-126.

Tilling, R.I., Jones, B.F., 1996. Waters associated with an active basaltic volcano, Kilauea, Hawaii: Variation in solute sources, 1973-1991. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 108, 562-577.

Varekamp, J.C., Pasternack, G.B., Rowe Jr., G.L., 2000. Volcanic lake systematics II. Chemical constraints. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 161-179.

Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Bermúdez, A., Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A “beehive” volcano in turmoil. *Geology* 29, 1059-1062.

Varley, N.R., Armienta, M.A., 2001. The absence of diffuse degassing at Popocatepetl, Mexico. *Chem. Geol.* 177, 157-173.

Werner, C., Janik, C.J., Goff, F., Counce, D., Johnson, L., Siebe, C., Delgado, H., Williams, S.N., Fischer, T.P., 1997. Geochemistry of summit fumarole vapors and flanking thermal/mineral waters at Popocatepetl volcano, Mexico. Los Alamos National Laboratory Report LA-13289-MS, Los Alamos, 33 p.

Yamamoto S., 1995. Volcano body springs in Japan, Kokon-Shoin, Tokyo.

Table 1. - Localities for hydrogeochemical sampling for this study.

<b>LOCALITY</b>	<b>ALTITUDE (masl)</b>	<b>NORTH LATITUDE</b>	<b>WEST LONGITUDE</b>	<b>OBSERVATIONS</b>
<b>SAN BALTAZAR ATLIMEYAYA</b>	2,198	18 <sup>0</sup> 59' 19.7"	98 <sup>0</sup> 28' 55.2"	SPRING
<b>PALEORÍO</b>	2,042	18 <sup>0</sup> 58' 20.2"	98 <sup>0</sup> 28' 20.0"	SPRING
<b>AXOCOPAN</b>	1,945	18 <sup>0</sup> 55' 01.1"	98 <sup>0</sup> 28' 35.8"	SPRING
<b>HUEXOCOAPAN</b>	2,028	18 <sup>0</sup> 55' 12.4"	98 <sup>0</sup> 32' 30.6"	SPRING
<b>TECONALA</b>	2,010	18 <sup>0</sup> 54' 04.00"	98 <sup>0</sup> 34' 32.6"	SPRING
<b>CHIHUAHUITA</b>	1,285	18 <sup>0</sup> 55' 10.59"	99 <sup>0</sup> 00' 26.19"	WELL
<b>EL BOSQUE</b>	1,375	18 <sup>0</sup> 54' 09.73"	98 <sup>0</sup> 57' 13.37"	SPRING



Table 2. Representative analyses of main ions in sampled springs, month and year of sampling listed chronologically. Concentrations in mg/L.

Sample	Na	K	Ca	Mg	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
<b>Atlimeyaya</b>							
09-95	17.6	2.6	12.4	6.5	98.9	6.8	4.3
03-96	17.8	2.4	11.6	7.7	106.8	7.4	3.7
10-97	17.6	2.6	13.0	7.9	107.3	6.5	3.0
12-98	17.6	2.6	13.0	7.9	107.3	6.5	3.0
10-99	16.4	2.7	13.1	6.5	104.1	7.7	5.0
11-00	16.9	2.9	11.6	7.5	107.1	7.3	3.4
08-01	18.2	2.8	11.5	8.0	106.6	7.6	2.7
07-02	17.2	2.7	10.7	10.4	106.1	7.3	3.2
02-03	8.1	2.7	14.6	6.9	103.0	7.4	4.1
12-04	16.9	2.8	12.8	6.8	103.5	7.7	3.3
<b>Axocopan</b>							
09-95	60.8	5.8	39.4	39.4	395.5	48.0	17.0
03-96	59.9	5.6	35.8	41.3	401.6	38.0	18.8
10-97	59.5	6.1	34.6	42.2	402.4	26.9	17.1
12-98	55.6	5.9	38.5	40.5	395.8	33.1	16.5
10-99	57.1	5.8	36.8	42.2	398.7	38.8	22.0
11-00	57.6	6.3	39.1	44.4	410.8	39.3	18.0
08-01	60	6.5	34.9	43.3	405.7	39.2	17.5
07-02	60	6.1	33.7	44.8	403.7	38.5	17.3
02-03	53.4	5.8	38.5	41	409.4	38.8	16.8
12-04	60.8	6.6	36.1	43.3	412.8	41.0	18.4
<b>Huexocoapan</b>							
09-95	17.1	1.0	11.6	6.8	93.7	9.6	2.2
03-96	15.4	1.1	9.1	6.7	81.3	7.5	2.4
10-97	15.2	0.9	9.0	9.1	84.3	8.9	2.3
12-98	15.3	1.3	11.3	7.1	91.6	11.5	3.0
10-99	15.7	1.3	9.8	7.2	89.3	10.4	1.8
11-00	13.9	1.7	9.2	7.0	85.9	10.6	3.8
08-01	15.7	1.3	10.7	8.5	100.7	13.6	2.0
07-02	15.2	1.4	8.8	10.1	85.5	10.1	2.2
02-03	14.2	1.6	9.7	7.9	88.1	12.4	3.2
12-04	13.8	1.6	9.6	5.8	78.9	9.3	2.1
<b>Paleorio</b>							
03-96	22.3	3.9	9.3	7.6	96.6	12.9	5.4
10-97	23.1	4.2	10.0	9.1	99.6	11.8	5.1
12-98	21.1	4.3	9.7	7.9	97.5	13.7	8.0
10-99	21.2	4.2	10.6	6.9	96.7	13.4	5.4
11-00	20.7	4.4	10.4	7.3	87.1	12.9	9.2
08-01	21.7	4.4	9.9	8.0	100.7	13.6	4.9
07-02	22.5	4.3	9.8	11.0	112.0	12.8	5.2
02-03	19.1	4.0	10.9	8.1	103.0	13.1	6.3
12-04	22.5	4.6	10.4	8.3	103.5	12.4	4.8
<b>Teconala</b>							
03-96	14.2	1.9	10.1	7.1	68.6	21.8	3.4
10-97	13.4	2.0	10.0	9.4	71.5	16.4	3.1
12-98	12.9	2.2	12.1	6.4	67.9	25.6	3.2

10-99	13.0	2.2	9.8	7.9	68.4	23.0	2.0
11-00	12.7	2.4	10.4	7.8	73.4	23.1	4.8
08-01	12.8	2.2	10.3	8.2	72.6	24.2	3.0
07-02	13.3	2.3	8.8	11.6	70.7	22.6	3.2
02-03	12.1	2.2	9.7	8.6	74.6	23.0	3.9
12-04	13.1	2.3	10.4	7.3	69.0	22.5	3.1

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 2. Representative analyses of main ions in sampled springs. Concentrations in mg/L. Continuation.

Sample	Na	K	Ca	Mg	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
<b>Chihuahuita</b>							
10-99	10.3	3.1	15.5	13.9	107.1	20.7	3.8
11-00	6.4	1.9	26.5	4.6	26.5	81.4	1.2
08-01	9.8	3.2	14.8	13.0	105.1	17.9	3.4
07-02	7.0	1.8	25.9	8.0	22.1	81.9	1.4
02-03	12.0	2.3	35.6	5.9	31.2	93.3	2.1
<b>El Bosque</b>							
10-99	10.3	3.1	15.5	13.9	107.1	20.7	3.8
11-00	9.9	3.3	13.6	14.1	105.8	17.9	5.0
08-01	12.0	3.0	11.5	14.0	131.8	2.9	1.9
07-02	10.1	3.1	14.2	14.8	106.1	17.9	4.6
02-03	9.4	3.2	16.2	13.8	107.1	22.0	4.7
12-04	11.4	3.4	17.6	15.1	113.4	22.8	4.5

Table 3. Saturation Indexes of Minerals in Atlimeyaya (A), Axocopan (B), Huexocoapan (C), Paleorío (D) and Teconala (E).

Mineral	1996					2000					2004				
	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E
Aragonite	-2.06	-1.66	-2.04	-1.61	-2.31	-2.27	-1.71	-2.04	-1.46	-2.24	-1.94	-1.55	-1.71	-1.64	-2.17
Calcite	-1.91	-1.51	-1.89	-1.46	-2.16	-2.12	-1.56	-1.89	-1.31	-2.08	-1.78	-1.41	-1.56	-1.48	-2.02
Chalcedony	0.72	0.75	0.74	0.72	0.74	0.65	0.76	0.68	0.67	0.69	0.70	0.80	0.74	0.74	0.72
Cristobalite	0.77	0.79	0.78	0.77	0.8	0.71	0.81	0.74	0.73	0.74	0.76	0.85	0.79	0.80	0.78
Fluorite	-2.13	-1.92	-2.03	-1.77	-2.41	-1.73	-1.9	-2.13	-1.77	-2.46	-2.09	-1.94	-2.08	-1.74	-2.43
Gypsum	-3.46	-2.36	-3.34	-3.17	-2.82	-3.3	-2.3	-3.23	-3.11	-2.85	-3.23	-2.31	-3.26	-3.13	-2.86
Magadiite	-2.95	-2.47	-2.51	-2.28	-2.92	-3.79	-2.52	-2.99	-2.53	-3.38	-3.15	-2.05	-2.35	-2.33	-3.08
Magnesite	-2.27	-1.75	-2.72	-2.14	-2.90	-2.67	-1.79	-2.33	-1.81	-2.56	-2.42	-1.62	-2.11	-1.94	-2.53
Quartz	1.18	1.19	1.19	1.18	1.21	1.12	1.21	1.14	1.14	1.15	1.17	1.25	1.19	1.21	1.18
Silicagel	0.18	0.21	0.20	0.18	0.20	0.11	0.23	0.15	0.13	0.15	0.16	0.26	0.20	0.20	0.18
SiO <sub>2</sub> (a)	-0.16	-0.11	-0.13	-0.16	-0.13	-0.23	-0.10	-0.18	-0.2	-0.19	-0.18	-0.06	-0.14	-0.14	-0.16

Table 4a. Modeling of Minerals Dissolution (mmol/L) by Rainwater<sup>a</sup> accounting for the composition of Popocatépetl springs. Positive values indicate dissolution of the mineral, negative values indicate precipitation.

Mineral	Atlimeyaya (1)	Atlimeyaya (2)	Axocopan (1)	Axocopan (2)	Huexocoapan (1)	Huexocoapan (2)	Paleorio (1)	Paleorio (2)	Teconala (1)	Teconala (2)	El Bosque (1)	El Bosque (2)
Chalcedony	-0.4948	-0.0014	-3.017	-1.323	-----	-----	-0.9166	-----	-0.0994	-----	-0.1831	-----
K-feldspar	0.0636	-0.0636	0.1471	0.1471	0.0319	0.0319	0.1039	0.0319	0.0517	0.0517	0.0683	0.0683
Ca-Montmorillonite	-0.4727	-0.5934	-2.491	-2.491	-0.3803	-0.4546	-0.4335	-0.3803	-0.3141	-0.3384	-0.3892	-0.5264
Albite	0.4553	0.2260	-----	-----	0.4581	0.3169	0.7912	0.4581	0.6486	0.6025	0.2608	-----
Gypsum	0.0789	0.0789	0.3013	0.3013	0.1239	0.1239	0.1304	0.1239	0.2351	0.2351	-0.0091	0.0091
CO <sub>2</sub> (g)	3.863	3.863	24.74	24.12	1.714	1.714	1.824	1.714	1.8910	1.891	7.1170	7.117
Plagioclase (andesine)	0.4221	0.792	4.100	4.100	0.2870	0.5147	0.0834	0.2870	0.0229	0.0973	0.4187	0.8393
Olivine	-----	0.1508	-----	0.7703	0.0675	0.1604	-----	0.0675	-----	0.0304	-----	0.1715
Hornblende	0.0603	-----	0.3081	-----	0.0371	-----	0.0658	0.0371	0.0326	0.0204	0.0987	0.0301
Calcite	-----	-----	-1.008	-0.3921	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
SiO <sub>2</sub> (am)	-----	-----	-----	-----	-----	0.3038	-----	-----	-----	-----	-----	0.3780

a) Rainwater composition from Berner and Berner (1996), 1) Model including hornblende dissolution, 2) Model including olivine dissolution

Table 4b. Measured concentrations of chemical species (mmol/L) and results from de models of Table 4a.

Chemical Species	Atlimeyaya		Axocopan		Huexocoapan		Paleorío		Teconala		El Bosque	
	Measured	Model	Measured	Model	Measured	Model	Measured	Model	Measured	Model	Measured	Model
Alkalinity	1.705	1.790	6.618	7.280	1.477	1.551	1.626	1.788	1.142	1.084	2.023	2.161
Ca <sup>2+</sup>	0.2995	0.2845	1.059	1.059	0.2600	0.2470	0.2246	0.2246	0.2473	0.2597	0.2857	0.2857
K <sup>+</sup>	0.0680	0.0661	0.1497	0.1497	0.03453	0.03453	0.1064	0.1064	0.05423	0.05423	0.07086	0.07086
Mg <sup>2+</sup>	0.3197	0.3037	1.564	1.543	0.3398	0.3228	0.3497	0.3309	0.1646	0.1650	0.5509	0.4958
Na <sup>+</sup>	0.7640	0.7258	2.550	2.550	0.6787	0.6448	0.9463	0.8516	0.6395	0.6715	0.5290	0.5290
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.08486	0.0891	0.3114	0.3114	0.1296	0.1341	0.1406	0.1406	0.2582	0.2453	0.0010	0.0010
SiO <sub>2</sub>	0.9156	0.9156	1.487	1.487	1.191	1.191	0.9222	0.9222	1.169	1.169	1.263	1.263

## Figure Captions.

Figure 1. Summary of volcanic activity at Popocatepetl from January, 1995 to December, 2004. The thick solid line corresponds to total number of observed exhalations. Vertical lines reaching the top are exhalations 5 km height or higher. Open circles correspond to volcano-tectonic earthquakes  $M = 3$ . Solid lines forming columns mark the presence of domes (time between emplacement and destruction). Diamonds mark the initial extrusion date of each dome.

Figure 2. Location of sampling sites.

Figure 3. Piper classification of sampled waters at Popocatepetl springs.

Figure 4. Silica concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion. The solid line shows the silica concentration trend at Axocopan

Figure 5. Magnesium concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion. The solid line shows the magnesium concentration trend at Axocopan.

Figure 6. Calcium concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 7. Sodium concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 8. Potassium concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 9. Chloride concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 10. Sulfate concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 11. Bicarbonate concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 12. Boron concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion. Black squares in the bottom correspond to concentrations below detection level ( $<0.40$  mg/L).

Figure 13. Calculated  $\text{CO}_2$  concentration (atm) in Popocatepetl spring waters from December 1998 to January 2003. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 14. Calculated CO<sub>2</sub> concentration (atm) at Atlimeyaya, Huexocoapan, Paleorio, Teconala and Chihuahuita waters from December 1998 to January 2003. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

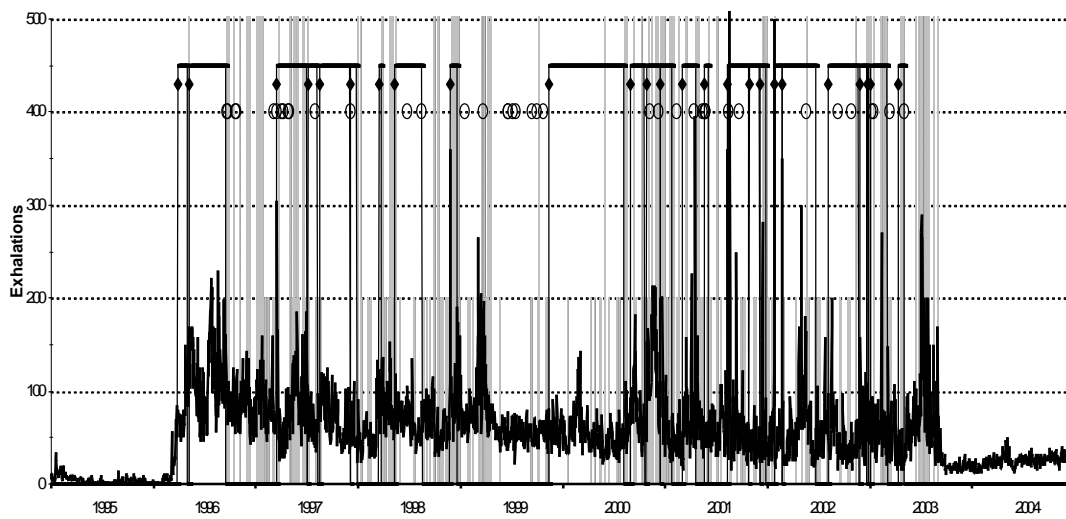
Figure 15. pH in Popocatépetl springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

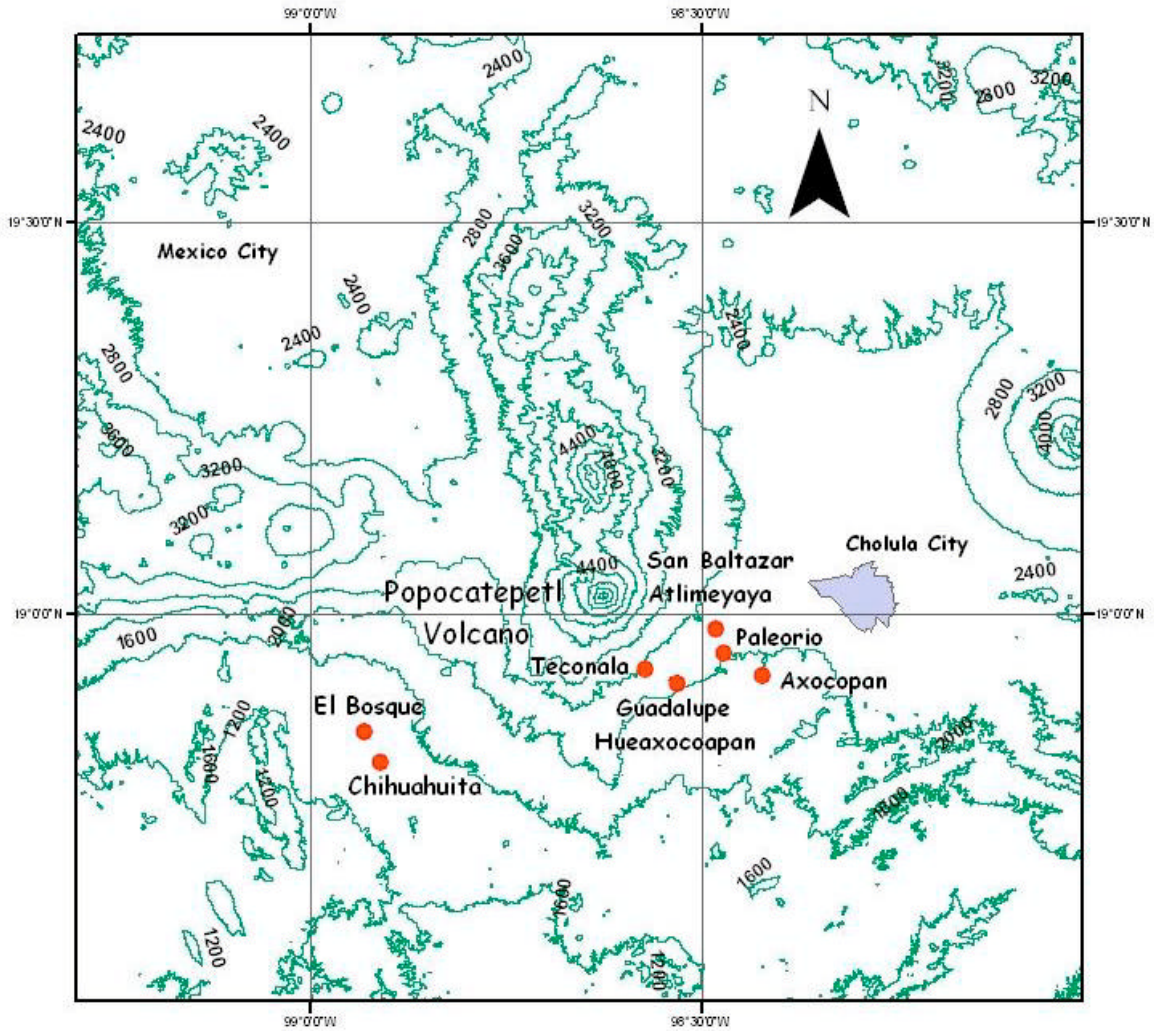
Figure 16. Fluoride concentration (mg/L) in springs 1995-2004. Diamonds indicate the onset of dome extrusion.

Figure 17. Calculated Percentage Residual Acidity (PRA) for Axocopan, El Bosque and Atlimeyaya springs.

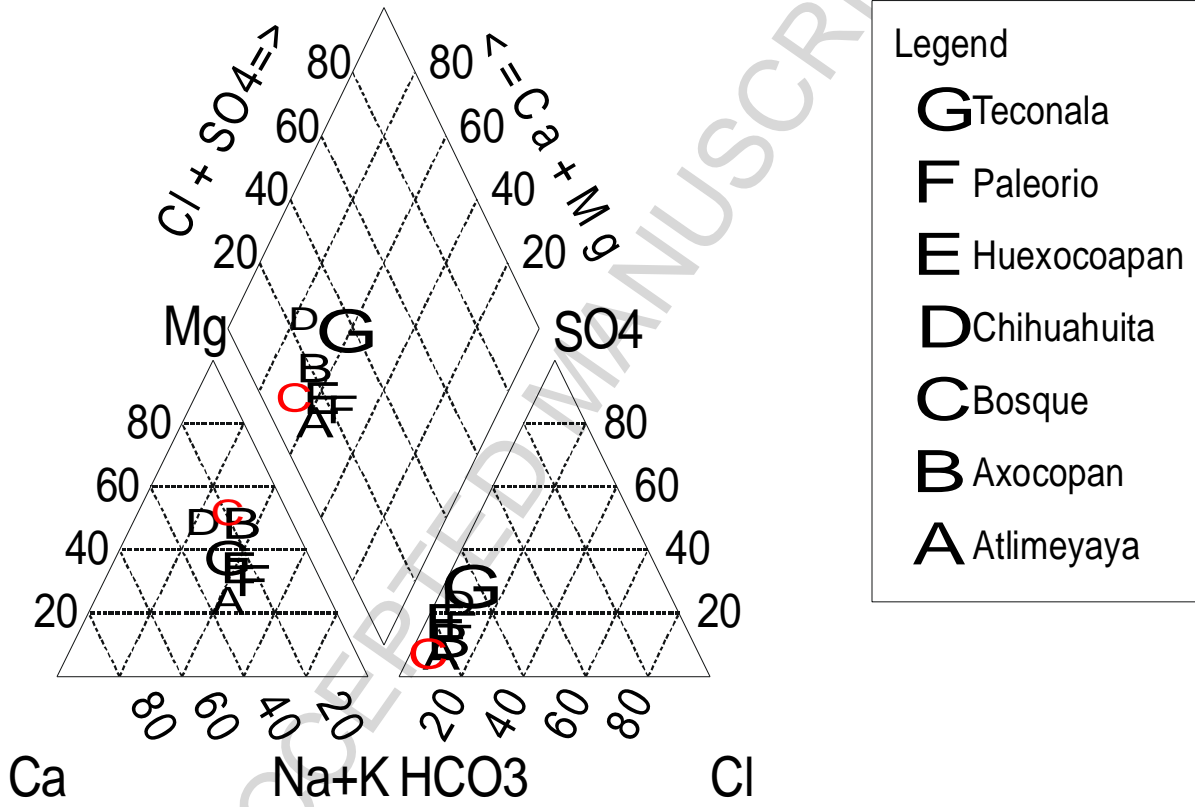
ACCEPTED MANUSCRIPT

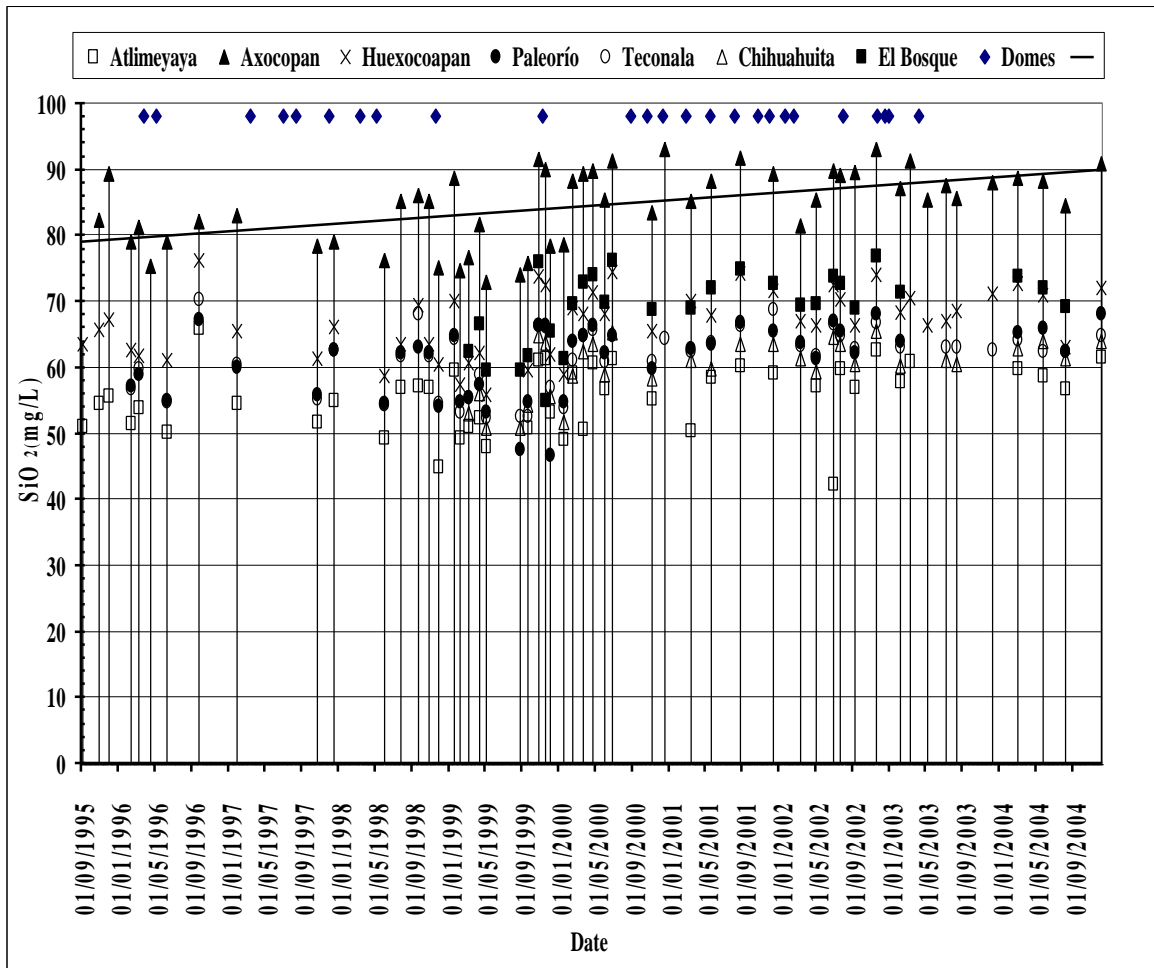


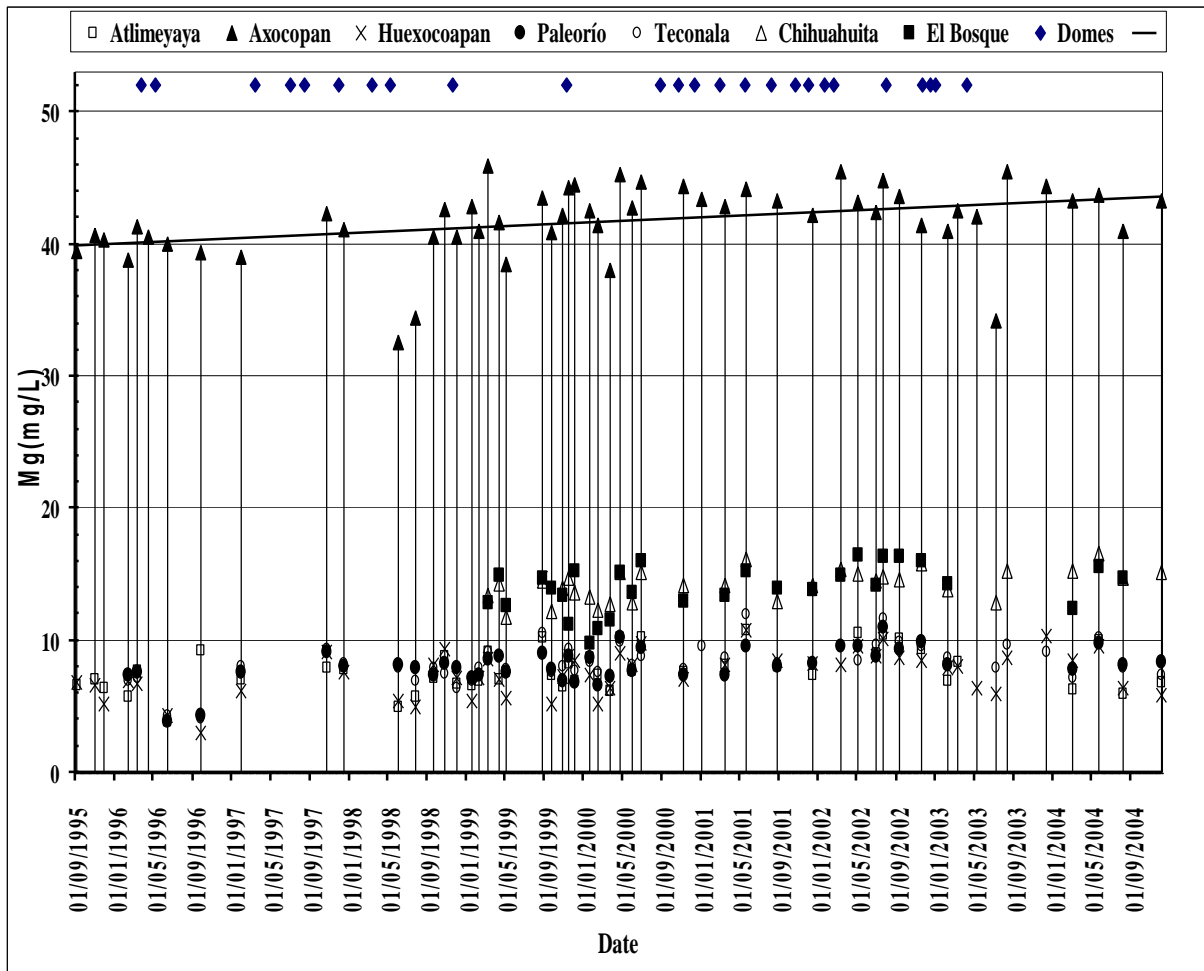


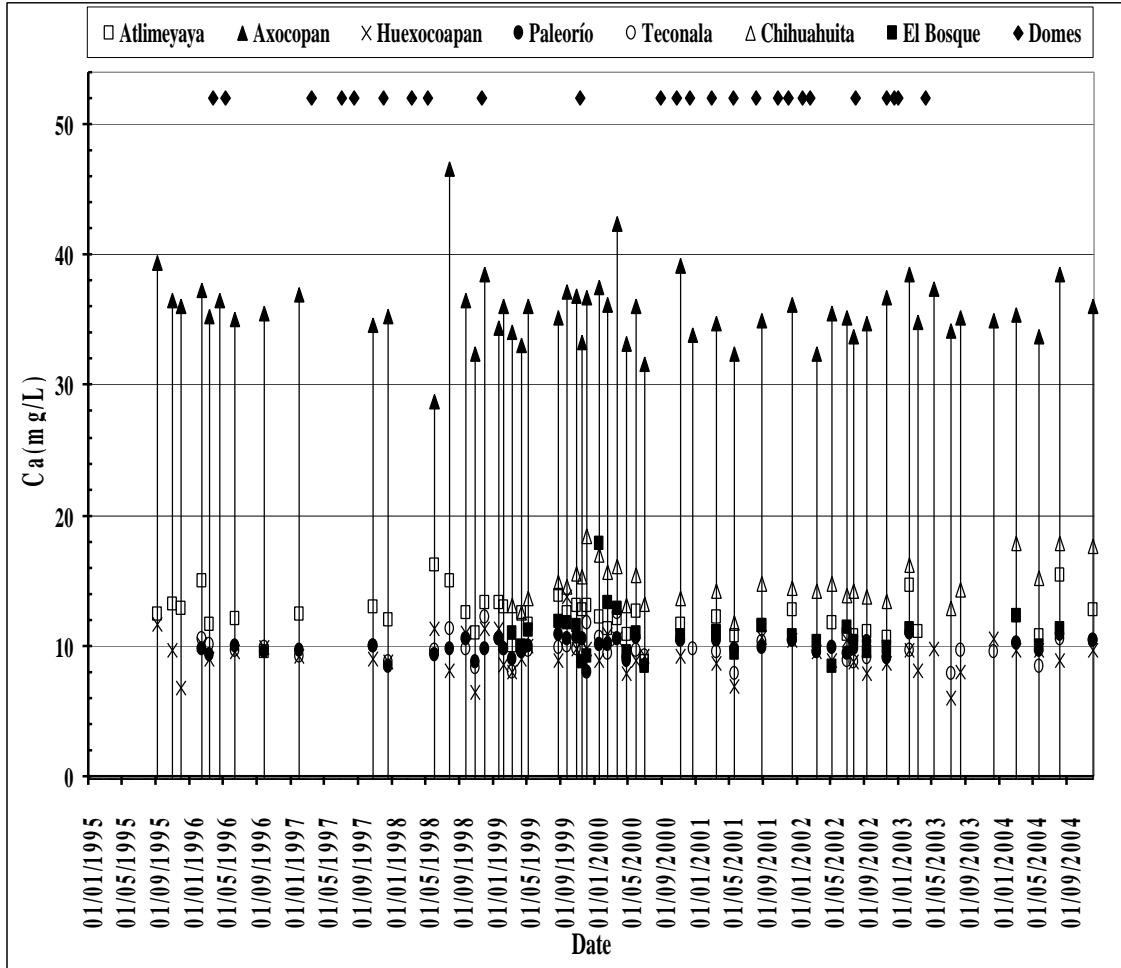


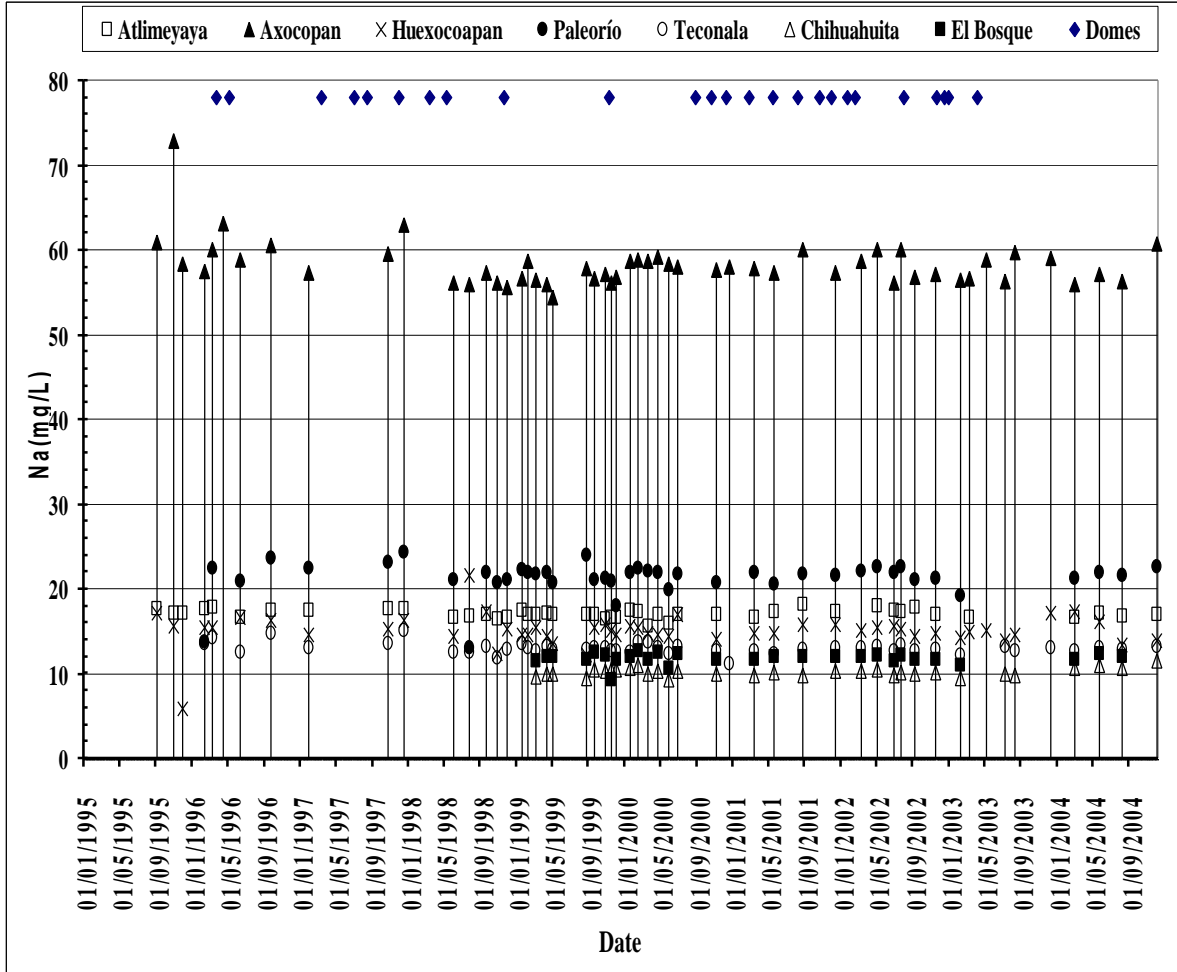
### Piper Plot

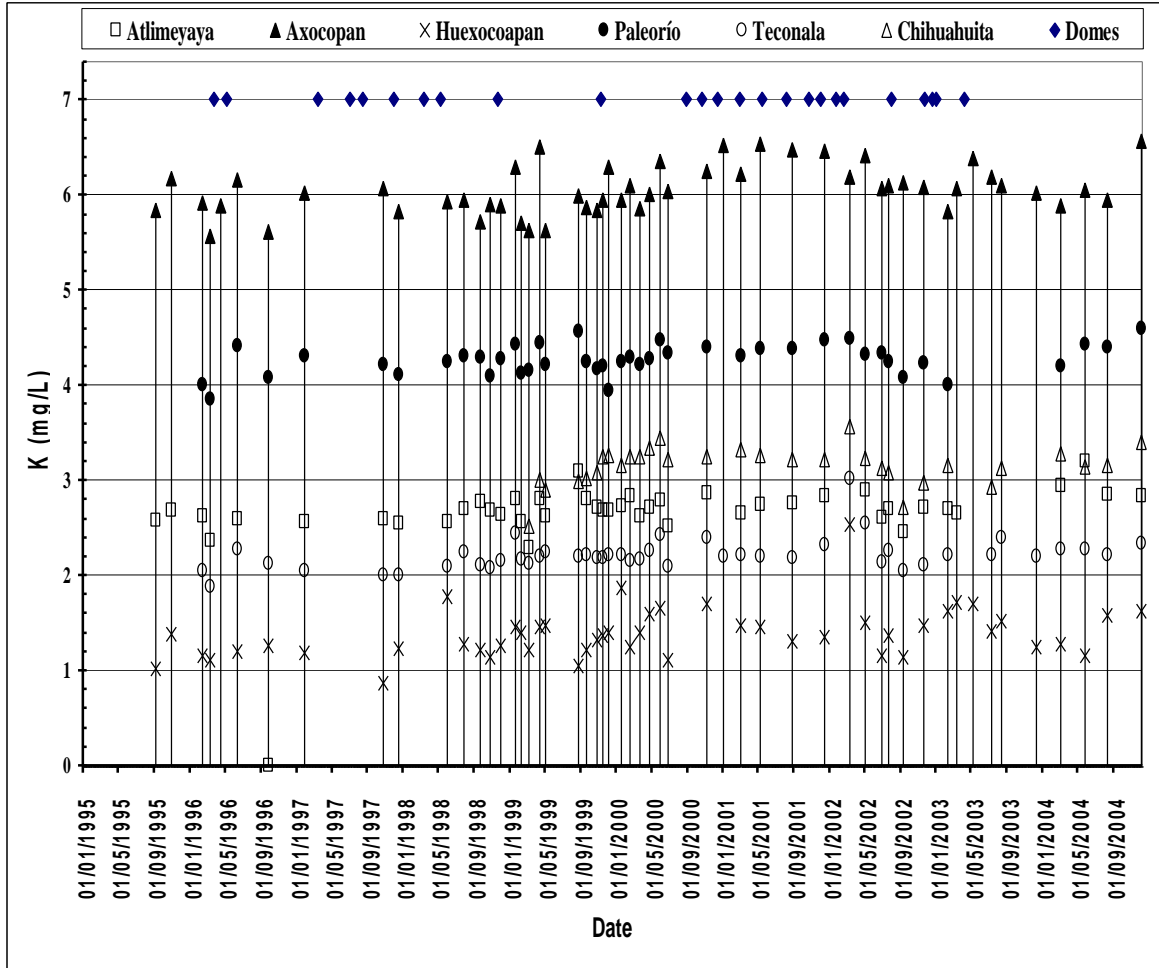




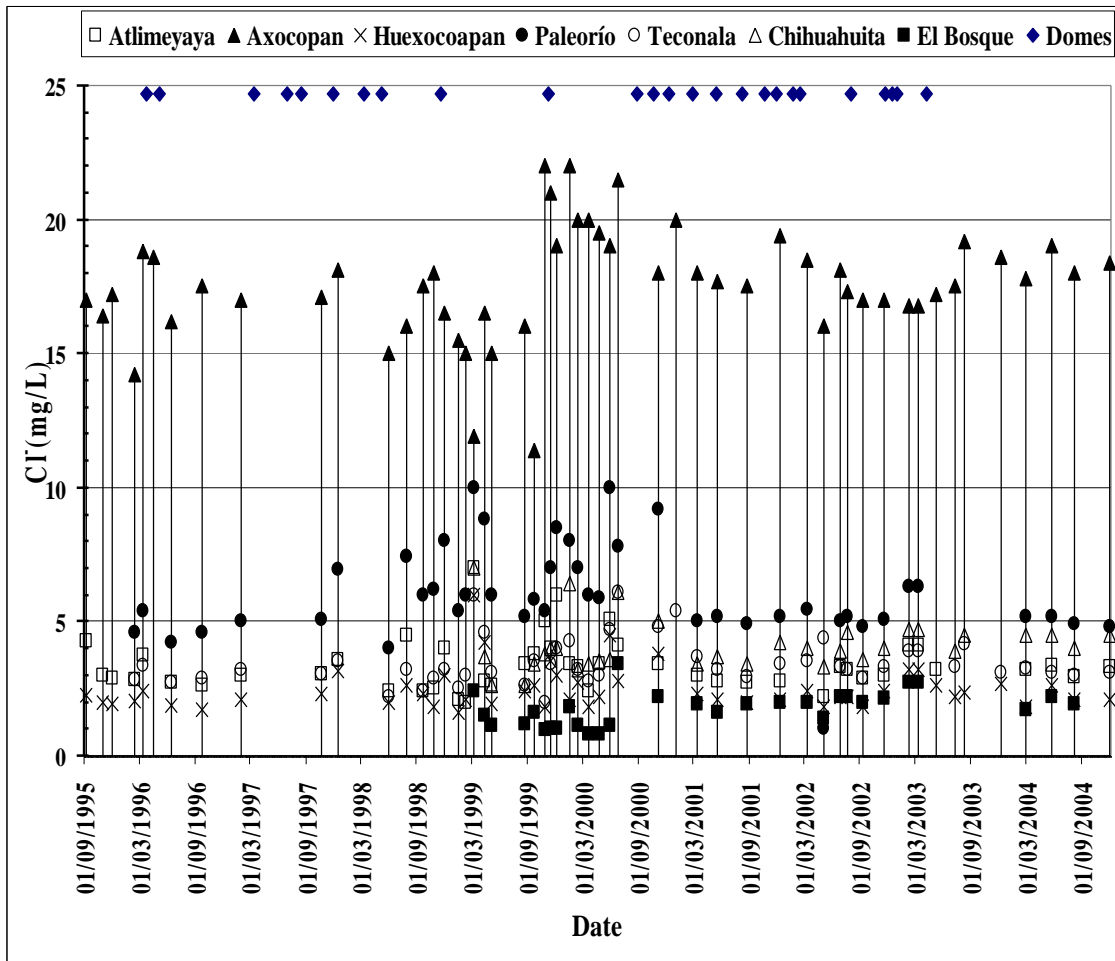


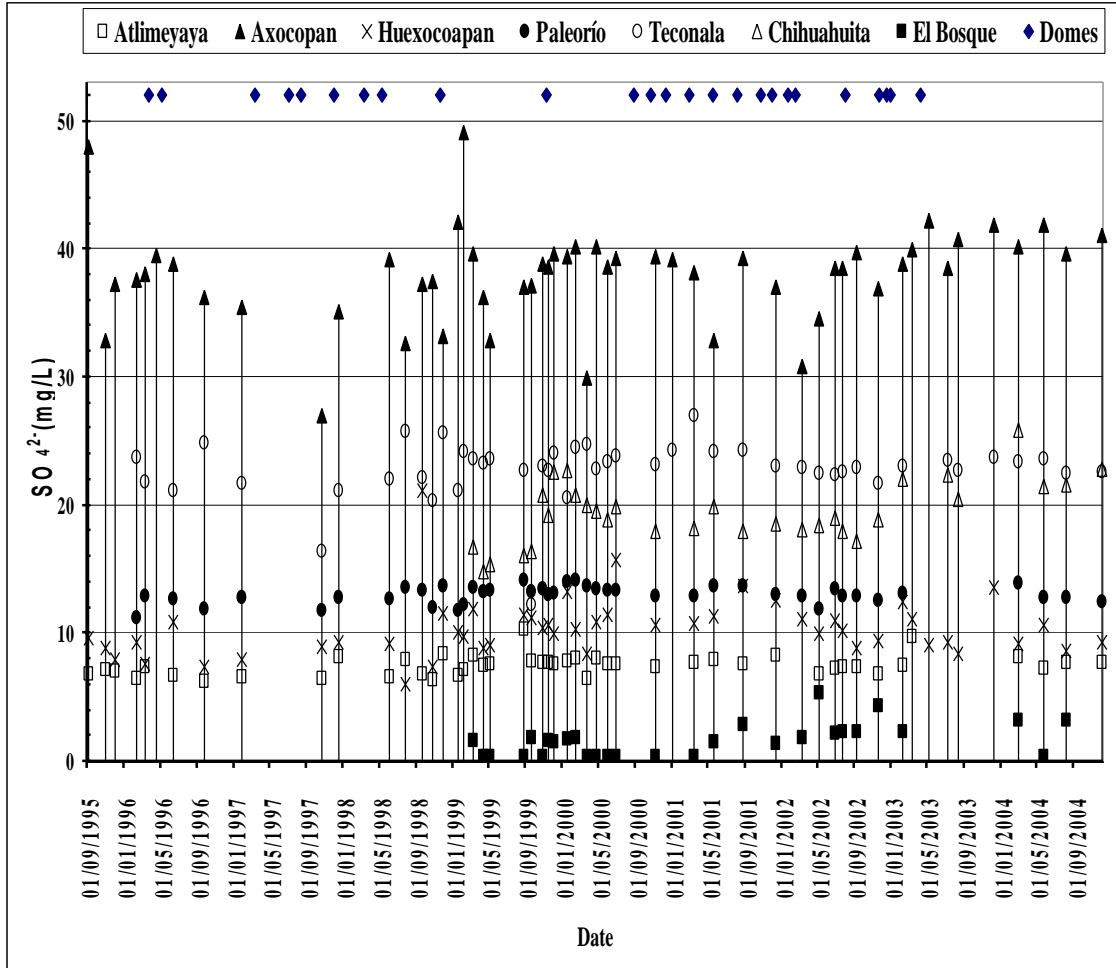


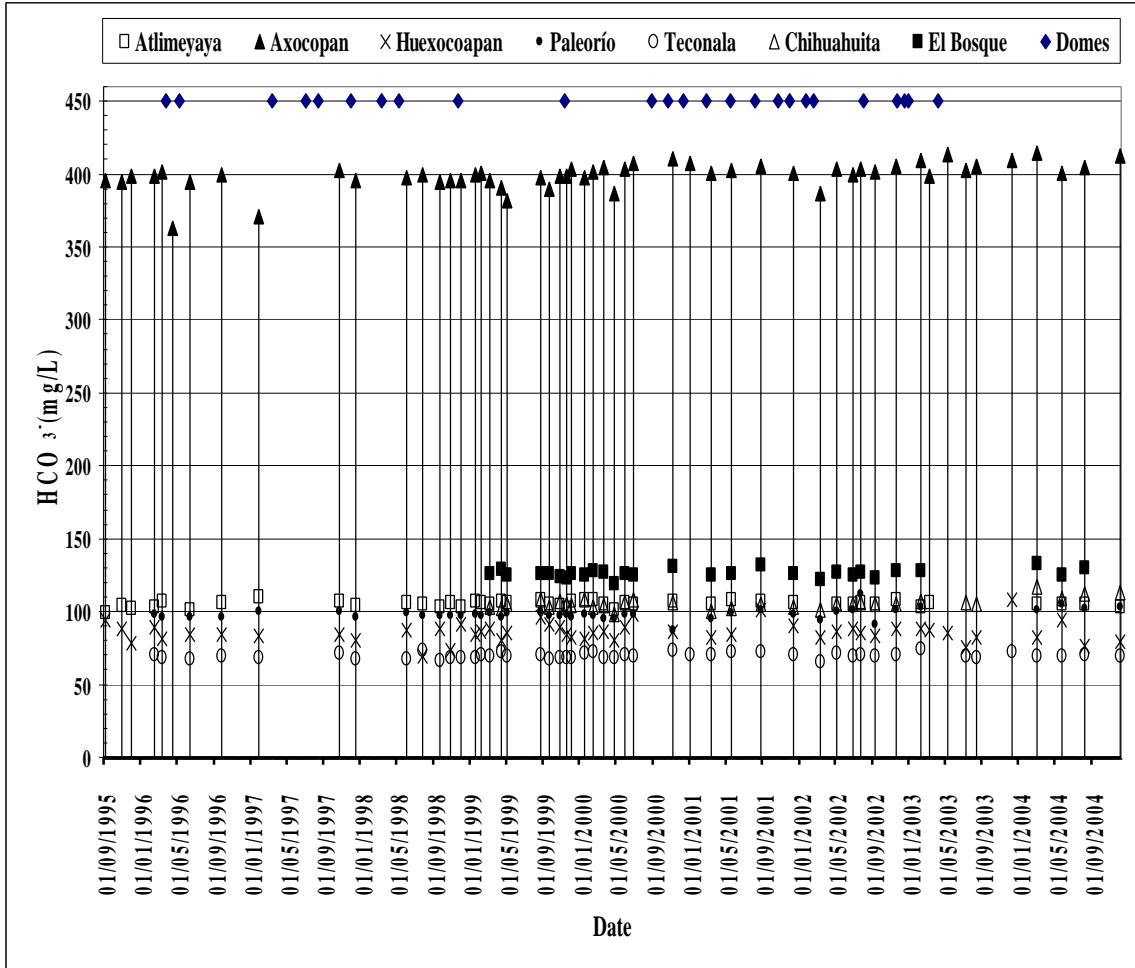


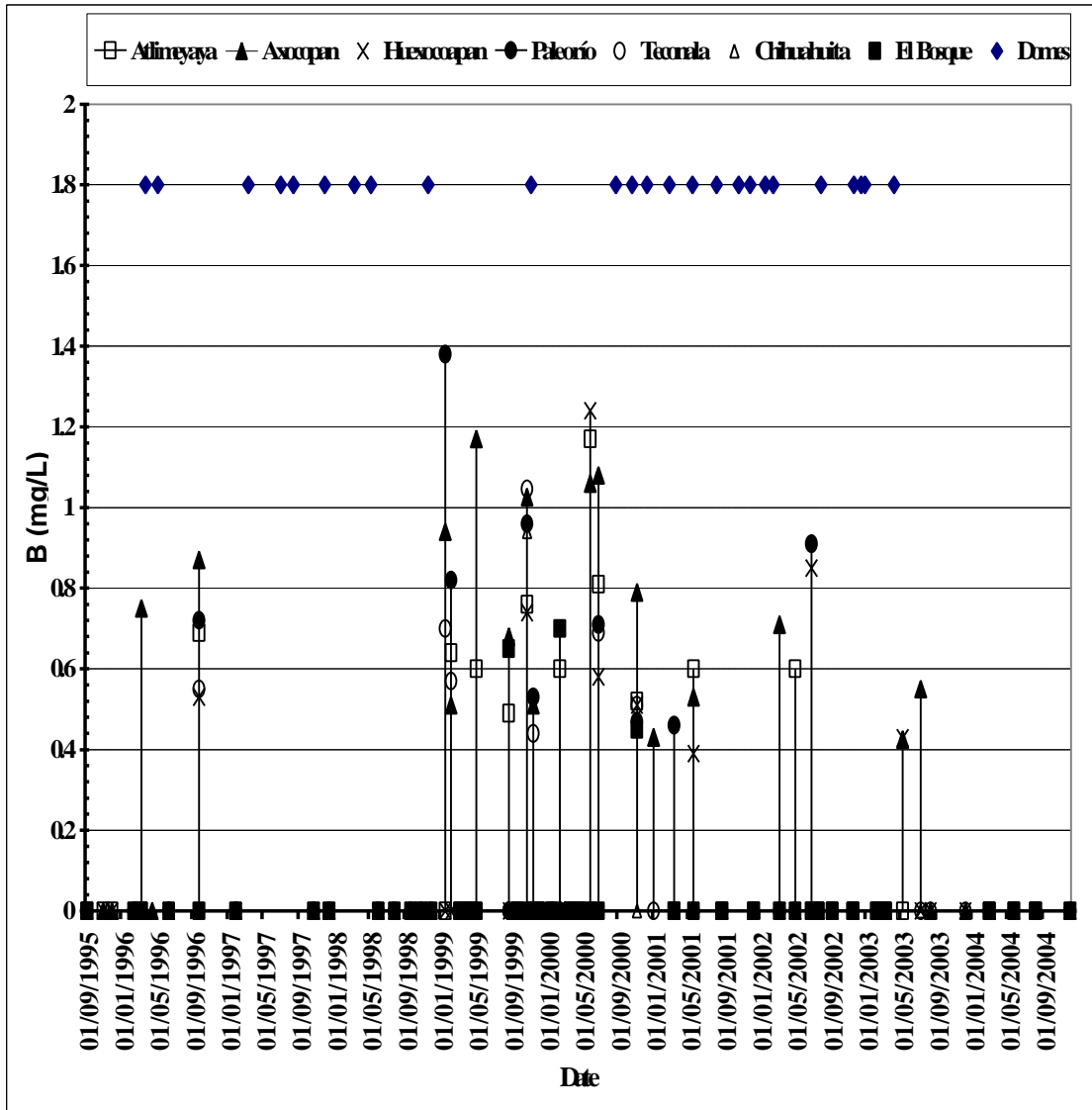


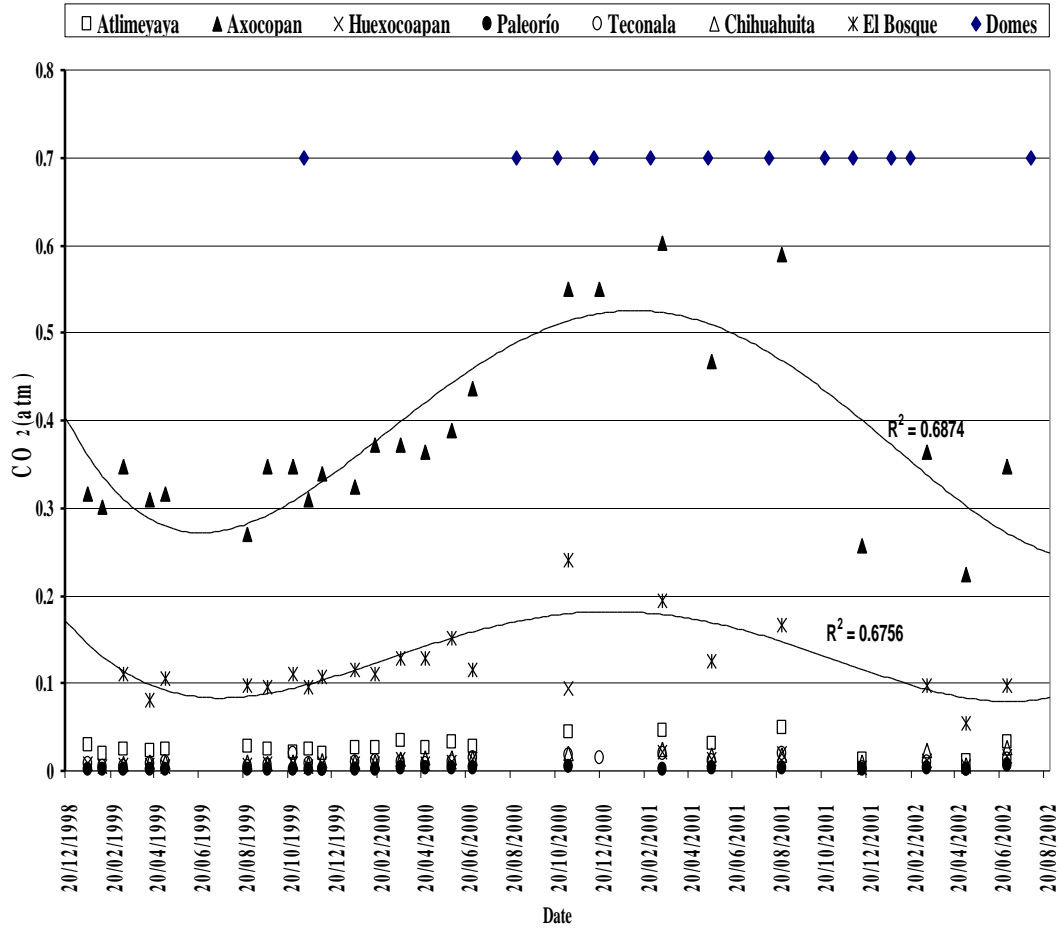




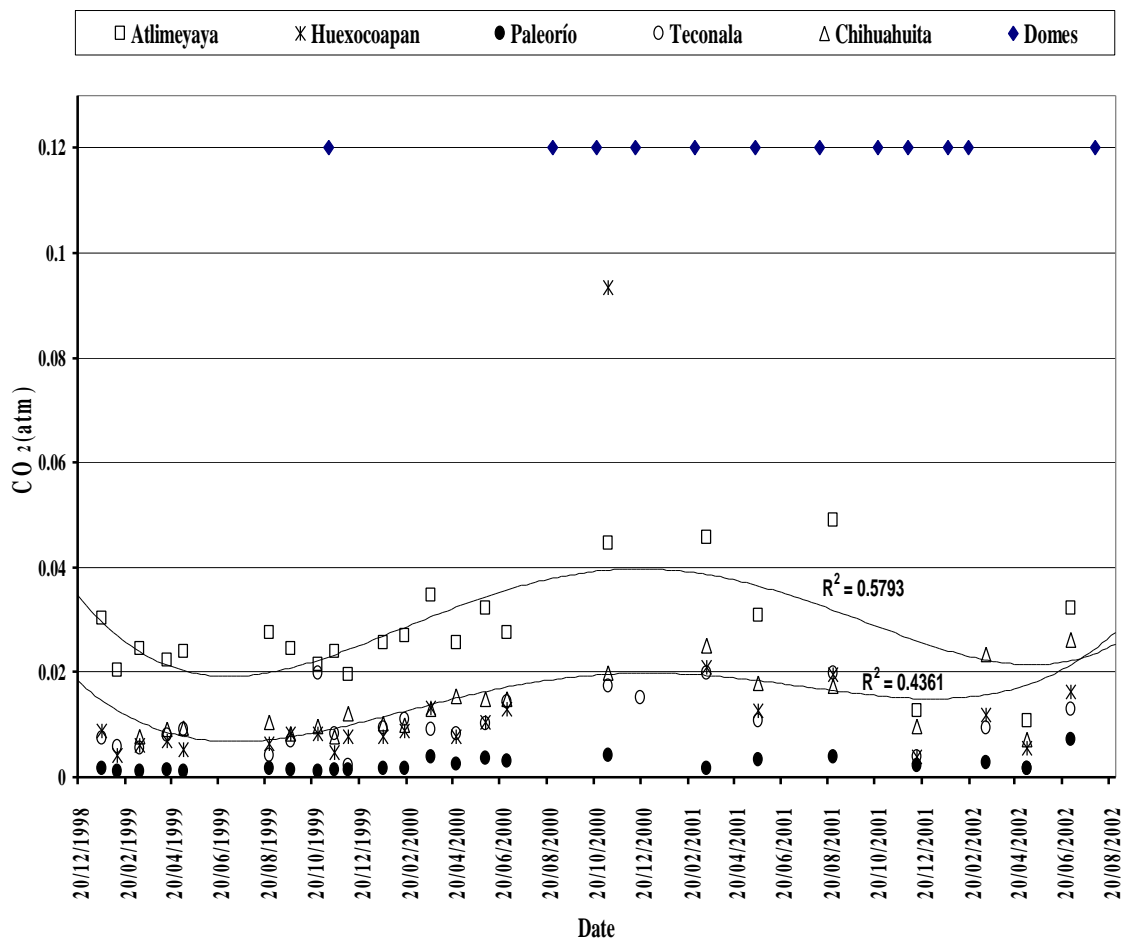


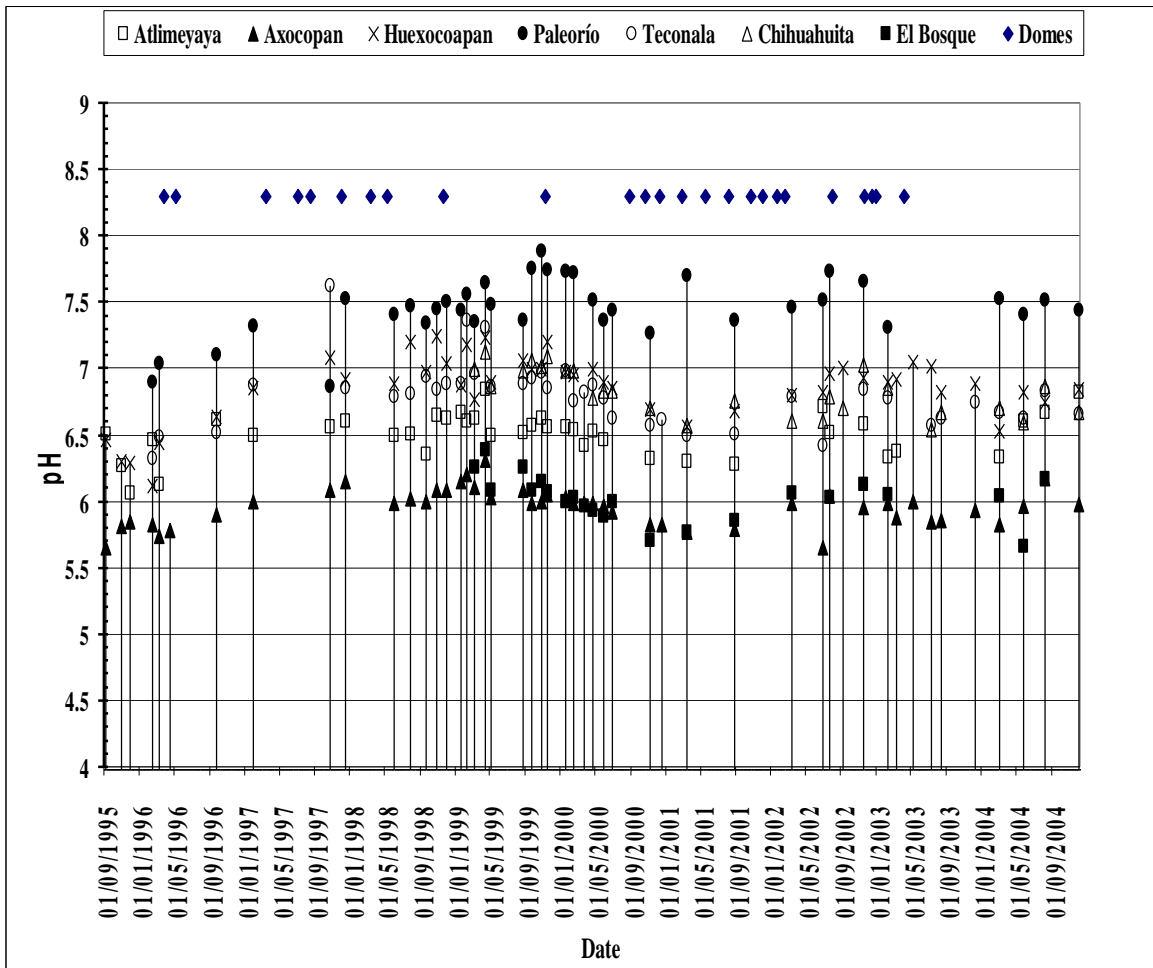


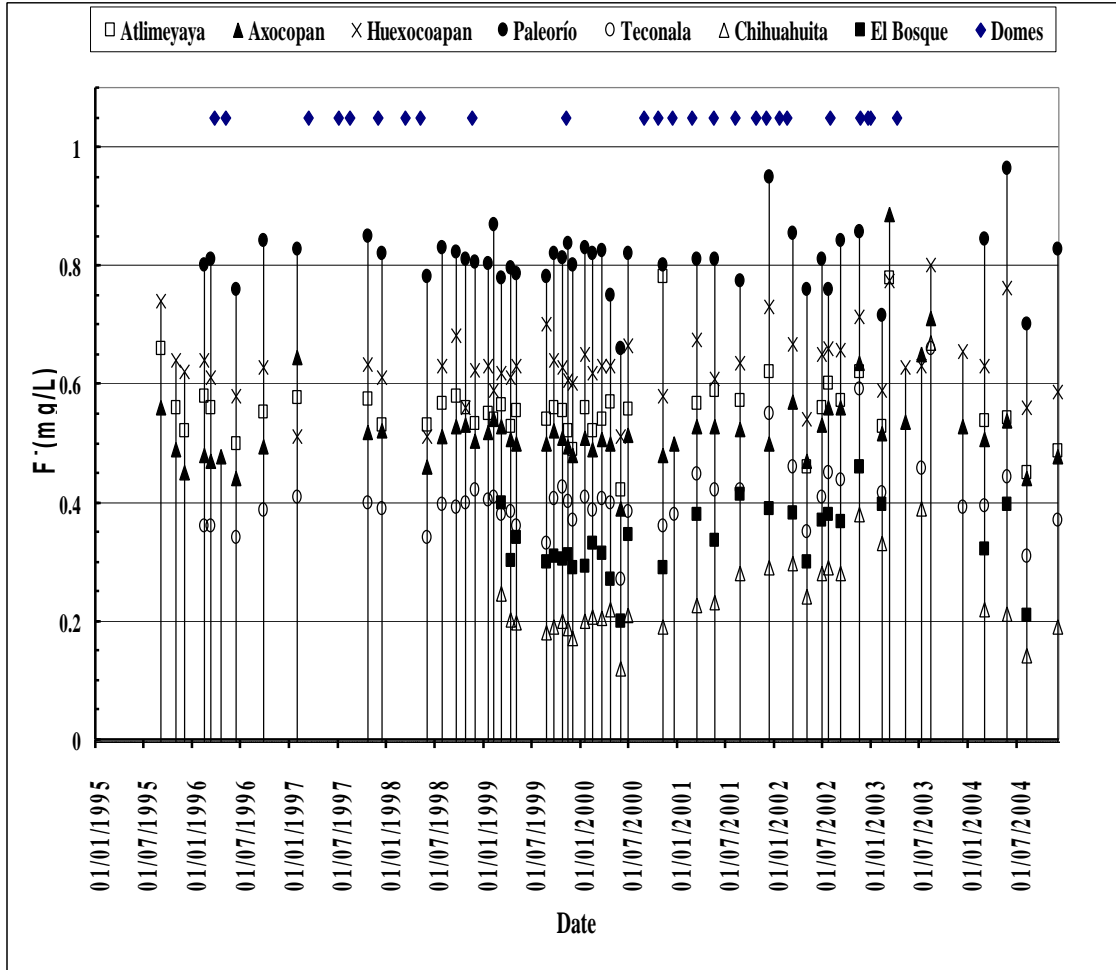




ACC



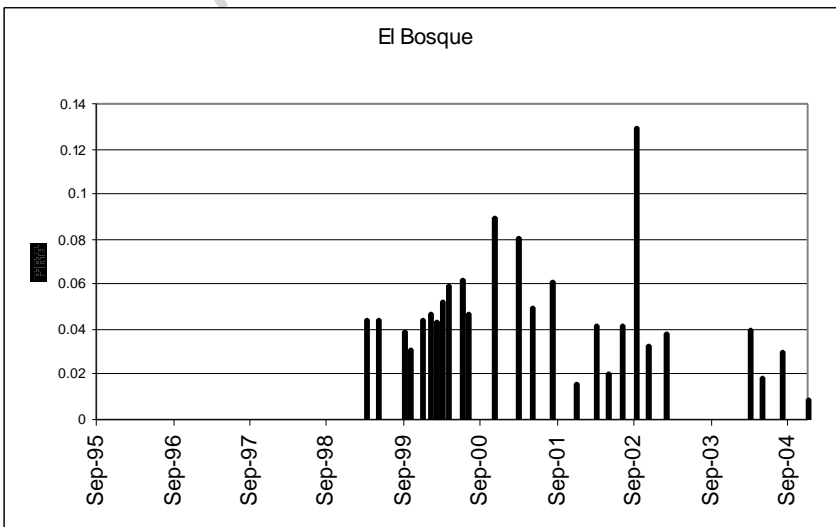
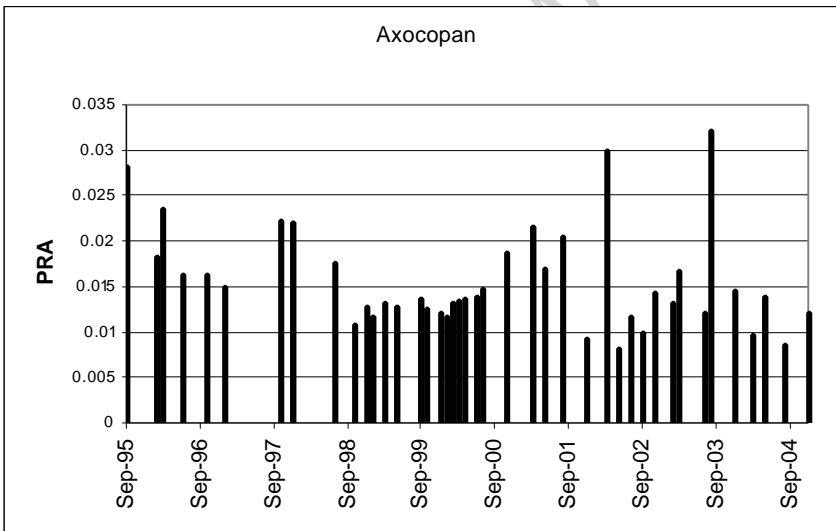
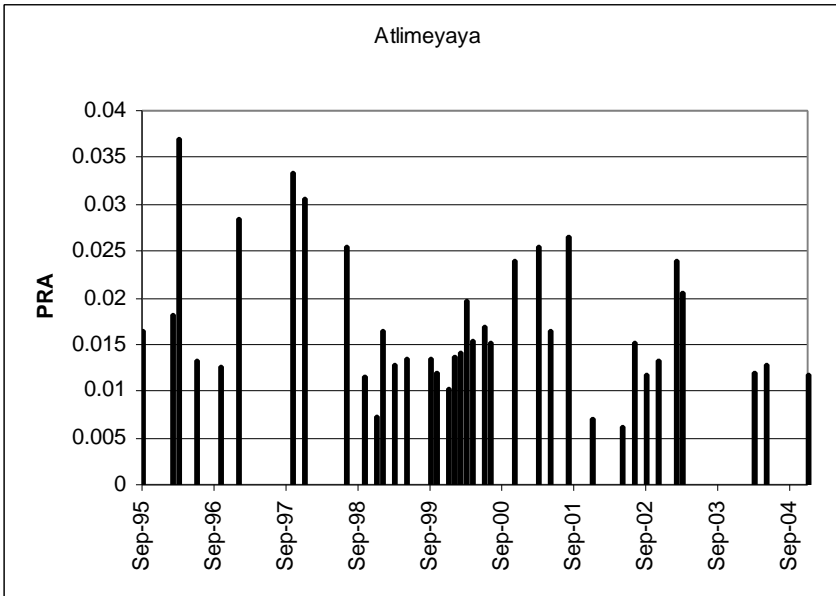




extrusion.

ACCE





## Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatépetl Volcano, Central Mexico

Servando De la Cruz-Reyna · Izumi Yokoyama · Alicia  
Martínez-Bringas · Esteban Ramos

Received: 14 October 2006/ Accepted: 21 December 2007/ Published  
online: 30 January 2008 – Springer-Verlag 2008

**Abstract** Popocatépetl Volcano is located in the central Mexican Volcanic Belt, within a densely populated region inhabited by over 20 million people. The eruptive history of this volcano indicates that it is capable of producing a wide range of eruptions, including Plinian events. After nearly 70 years of quiescence, Popocatépetl reawakened in December 21, 1994. The eruptive activity has continued up until the date of this submission and has been characterized by a succession of lava dome growth-and- destruction episodes, similar to events that have apparently been typical for Popocatépetl since the fourteenth century. In this regime, the episodes of effusive and moderately explosive activity alternate with long periods of almost total quiescence. In this paper we analyze five years of volcano- tectonic seismicity preceding the initial eruption of the current episode. The evolution of the V- T seismicity shows four distinct stages, which we interpret in terms of the internal processes which precede an eruption after a long

period of quiescence. The thermal effects of a magma intrusion at depth, the fracturing related to the slow development of magma-related fluid pathways, the concentration of stress causing a protracted acceleration of this process, and a final relaxation or redistribution of the stress shortly before the initial eruption are reflected in the rates of V- T seismic energy release. A hindsight analysis of this activity shows that the acceleration of the seismicity in the third stage asymptotically forecast the time of the eruption. The total seismic energy release needed to produce an eruption after a long period of quiescence is related to the volume of rock that must be fractured so imposing a characteristic threshold limit for polygenetic volcanoes, limit that was reached by Popocatépetl before the eruption.

**Keywords** Popocatépetl volcano · Volcano-tectonic earthquakes · Reawakening of volcanic activity · Accelerating seismic energy release · Eruption precursors

**Editorial responsibility:** C Kilburn

S. De la Cruz-Reyna (✉)  
Instituto de Geofísica, C. Universitaria, Universidad Nacional Autónoma  
de México, México 04510 DF, México  
e-mail: sdelaacr@geofisica.unam.mx

I. Yokoyama  
Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan  
e-mail: iyokoya@aol.com

A. Martínez-Bringas  
Centro Nacional de Prevención de Desastres CENAPRED, México 04360 DF,  
México

E. Ramos  
Dirección General de Protección Civil del Estado de México, Carr.  
México-Pachuca, km 37, Tecamac Méx. 55740. México

### Introduction

Popocatépetl volcano (19.02°N, 98.62°W) is located in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, about 60 km southeast of México City, and 45 km west of Puebla City, which, combined with other nearby cities encompass a population of over 20 million people. Rising 5,454 m above sea level, the conic volcanic edifice has a diameter of nearly 20 km at the 3,000 m level, and is topped by an elliptic crater measuring about 600 m in the N-S direction, and approximately 800 m in the E-W direction. Popocatépetl is the second highest volcano in México and the youngest within the Sierra Nevada, a volcanic range which extends in a roughly N-S direction. This range includes the large complex of overlapping cones called Iztaccíhuatl. A large monogenetic volcanic field, Sierra Chichinautzin, containing

more than 220 cinder cones and shield volcanoes is located to the west of the Popocatepetl.

The Popocatepetl is not the first volcanic edifice that has formed at this site. There is geological evidence that a large eruption ca. 23,000 years B.P. destroyed a previous volcano, generating massive debris avalanches (Robin and Boudal 1987; Boudal and Robin 1989). Since then, activity has been characterized by many small eruptions and at least seven major eruptions which have produced large volumes of ash and pumice. Three of the most recent explosive eruptions (ca. 3000 B.C., between 800 and 200 B.C., and ca. A.D. 800) affected human settlements as indicated by archaeological remains buried by ash fall beds and pottery shards consumed by mudflows (Siebe et al. 1996; Siebe and Macías 2004). After the last of these major eruptions, activity at Popocatepetl has remained moderate for nearly 1,200 years. Batches of magma have extruded, forming lava domes and producing moderate explosions and ash falls. Eyewitness reports written since 1354 have described episodes of activity, while more recent and detailed reports indicate that about 13 small and 3 moderate eruptive episodes have occurred within the past 500 years, some of them probably associated to dome growth and destruction episodes similar to the current one (De la Cruz-Reyna et al. 2001; De la Cruz-Reyna and Tilling 2007).

The eruption prior to the one currently in progress occurred during the period 1919-1927 and was a well-documented episode of dome building and destruction. Then, after nearly 70 years of quiescence (except for a minor fumarolic event in 1947), Popocatepetl volcano reawakened in 1993 with a significant rise of fumarolic and seismic activity. By October 1994, this activity increased significantly and culminated in the early hours of 21 December 1994 with a series of moderate explosions at the crater. The explosions produced emissions of ash which fell on several towns to the east and northeast of the volcano, including the large city of Puebla. As a preventive action some of the most vulnerable towns located along the likely paths of pyroclastic flows and lahars were evacuated in the afternoon of that same day. A week later the activity decreased, and ash emissions became shorter in duration (5-20 min) and less frequent (a few times a day). These emissions (or extended low-intensity explosions) were referred to as "exhalations", and on occasion were mostly gas and steam, carrying little ash. This type of exhalation activity persisted through 1995 and early 1996, with a decreasing frequency (De la Cruz-Reyna and Siebe 1997).

About a year later the activity increased again, and in late March 1996 a lava dome was observed growing for the first time at the bottom of the crater. The precise date of the first appearance of lava was probably around March 26. The first dome-destruction explosion occurred on April 30, 1996. This dome continued to grow after this explosion until mid-September, 1996 when it was

finally destroyed. Dome construction activity resumed mid-March 1997 (GVN 1996, 1998).

These events marked the beginning of a series of at least 26 dome growth and destruction cycles that have continued up until the date of submission of this paper. The cumulative total volume of the 26 extruded domes is estimated to be between 30 and 40 million cubic meters.

Analysis of seismic records has shown that the initial explosions of 1994 were preceded by almost five years of significant local seismicity which included a variety of earthquake types. Even before significant external manifestations such as fumaroles or alterations of the crater lake were detected, seismic signals from the volcano indicated internal activity.

Below we attempt to analyze the volcano-tectonic seismic activity during the quiet phase, before the onset of the current episode in 1994, and interpret the observations in terms of the internal processes that precede an eruption after a long period of quiescence.

### Seismicity of volcanoes

Volcanoes produce various types of seismic events before and during eruptions related to the nature of their internal activity. Widely used classifications which take into account the waveform and frequency characteristics of volcanic earthquakes have been proposed by Minakami (1960, 1974); Malone (1983); Malone et al. (1983); and Lahr et al. (1994). Among these signals are the A-type or volcano-tectonic (V-T) earthquakes, characterized by high-frequency, impulsive arrivals, with seismic motions similar to those of shallow rock-fracture tectonic earthquakes. A-type earthquakes may reflect the stress conditions of deeper parts of a volcano and may provide information about the long-term processes preceding eruptions. Koyanagi et al. (1976) at Hawaii and Kamo (1978) at Sakurajima observed migration of the hypocenters of the A-type earthquakes from deep to shallow before the eruptions. Tokarev (1963, 1981, 1983, 1985) proposed a hyperbolic relation between cumulative seismic strain release for precursory volcanic earthquakes and eruptions, and showed that in some cases the eruption time may be forecast by finding the asymptote to the cumulative sum of the increments of the square root of seismic energy. De la Cruz-Reyna and Reyes-Dávila (2001) proposed a viscoelastic model to explain such behavior, and showed that a hyperbolic increase of the rate of strain energy release (closely related to the cumulative seismic energy release) reflects a condition of constant stress leading to a material failure, and that a linearly growing stress produces a logarithmic increase of the strain rate. These conditions may appear in closed systems, which are capable of maintaining

stress. Cumulative extension of faults and interconnection of fractures by magma-induced stresses in a confined volume may generate a characteristic pattern of V-T rates preceding eruptions (Kilburn 2003). In open volcanic systems, where the magma-induced stress may dissipate before reaching critical conditions for material failure, the accelerating rates of strain or seismicity may appear for short times or may not appear at all (Reyes-Dávila and De la Cruz-Reyna 2002).

An accelerated rate of strain release could result from an increase in the density of fractures and cracks (i.e. an increasing number of fractures per unit volume), which may be interpreted as a material degradation leading to failure, and is thus an eruption precursor in closed volcanic systems. In some cases (Tárraga et al. 2006) it has been observed (at Teide volcano, Canary Islands) that the occurrence of V-T earthquakes is preceded by the release of a significant increase of the seismic noise in low-frequency bands, suggesting that the material-failure process may develop at different spatial and temporal scales.

Another important factor regarding precursory seismic activity is the total seismic energy released. Yokoyama (1988) discussed an empirical relation for the threshold of cumulative seismic energy released before magmatic eruptions in closed polygenetic volcanoes that have long quiescence times. He concludes that eruptions should occur in andesitic or dacitic volcanoes when the cumulative seismic energy released in the precursory stage reach a threshold level of about  $10^{10-11}$  J  $\pm$  one order of magnitude. This threshold energy is related to the volume of rock fractured by the magma that will eventually be ejected by the impending eruption. The intruding magma adds a stress in a volume around it, and when the combination of this stress with the regional tectonic stress reaches a critical value the induced fracturing allows the magma and the magma related fluids to find their pathways to the surface.

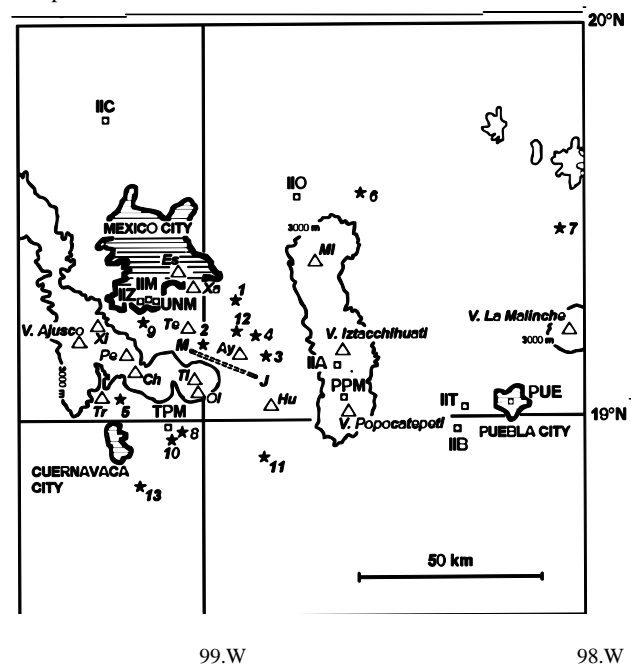
Below we discuss the protracted seismic volcano-tectonic activity which preceded the 1994 eruption of the Popocatepetl and which has not abated as of this paper's date of submission.

### Monitoring the seismicity of Popocatepetl volcano

The first attempt to monitor Popocatepetl volcano took place during a previous eruptive episode in the 1920s. At that time, two mechanical seismic stations were set up at Atlixco (24 km SE of the crater) and San Nicolás de Los Ranchos (15 km NE of the crater). No earthquakes were reported by the Mexican government office which operated the instruments on that occasion. We assume that no significant local earthquakes occurred during the time of the record, and that due to their low gain, the seismometers could not record the low-magnitude eruption-related seismicity.

In July 1987 the Institute of Engineering of the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) installed a seismic station at Alzomoni (IIA). This station belongs to SISMEM, a telemetric seismic network set up to monitor seismicity at Mexico City's metropolitan area and its vicinity. The installation site is located 12 km north of the Popocatepetl crater, at the foot of Iztaccihuatl volcano (5,230 m above sea level).

The first seismic station dedicated to monitoring the activity of Popocatepetl was set up at Tlamacas, on the northern slope of the volcano, 4.8 km from the crater (Fig. 1) in September 1989 by the Institute of Geophysics, UNAM. The station, code-named PPM, consisted initially of a three-component, l-s seismometer which continuously transmitted analog signals to the Institute in Mexico City, about 65 km away. At the Institute, the vertical component



**Fig. 1** Epicenters (stars) of the earthquakes detected from November 1989 to October 1990, as located by 13 stations of the Mexican National Seismological Network to evaluate the background regional seismicity around Popocatepetl. The seismological stations used for the epicenter determinations (squares) were: Tlamacas (PPM), Alzomoni (IIA), Instituto de Geofísica (UNM), Instituto de Ingeniería (IIM), Jardín Botánico (IIZ), Organos (IIO), Tonantzintla (IIT), Puebla (PUE), Tepoztlán (TPM) and San Bernardino (IIB). Some stations are located outside the figure: Iguala (IIJ), Jocotitlán (IIJ) and Morelia (MRX). Some of the volcanoes in and around the Valley of Mexico are shown as triangles. Important cinder cones and monogenetic volcanoes are: Ch Chichinautzin (3,490 m a.s.l.), Hu Huipilo (2,800 m a.s.l.), OI Oloolica (3,200 m a.s.l.), Tr Tres cruces (3,200 m a.s.l.), TI Tlaloc (3,690 m a.s.l.), Ay Ayaqueme (3,000 m a.s.l.), Te Teuhtli (2,700 m), Pe Pelado (3,500 m), Xi Xitli (3,120 m), Xa Xaltepec (2,450 m), Es Estrella (2,440 m a.s.l.), and Mi Mirador (4,120 m a.s.l.). Large stratovolcanoes are: V. Ajusco (3,929 m a.s.l.), V. Malinche (4,461 m a.s.l.), V. Iztaccihuatl (5,286 m a.s.l.), v: Popocatepetl (5,452 m a.s.l.). M = = J represents the seismically active Milpa Alta–Juchitepec fault

was registered by a drum recorder, and all three components were digitized and recorded on a hard disc. If signal amplitudes exceeded a preset level, the data was later archived on a CD.

In 1994, both of these stations were incorporated into the monitoring system of Popocatepetl, operated by CENAPRED, the National Center for Disaster Prevention of México. After the onset of activity in December 21, 1994, the monitoring system was complemented (in collaboration with the UNAM, the US Geological Survey, and the Japan International Cooperation Agency), with nine other composite monitoring stations around the volcano, including broadband seismometers, thermal surveillance cameras, tiltmeters, electronic distance meters, lahar acoustic detectors and other instruments (Guevara et al. 2003).

The detection of B-type earthquakes was only possible after December 1994, when seismometers were installed closer to the crater and in sites with a lower background noise. One such seismometer is that of the PPP station, set up in January 1995 and located approximately 2.2 km from the summit at an altitude of 4,280 m a.s.l.

### Background seismicity in the Valley of Mexico before the 1994 eruption

To provide a context for the analysis of volcanic seismic activity, the tectonic seismicity of a region which included the Valley of Mexico, Popocatepetl, and Chichinautzin was studied using seismograms recorded on eleven stations between November 1989 and October 1990. These stations, which included IIA and PPM, all belong to the SISMEEX (Valley of Mexico) network. Ramos et al. (1990) located hypocenters near Popocatepetl with HYPO71. Thirteen other regional earthquakes were also located and are shown in Fig. 1. The positions of some of the seismic stations are also shown in Fig. 1.

Of the 13 earthquakes, nos. 6,7,10 and 12 were located at depths greater than 10 km, while No.7 was an isolated event, far from the Valley of Mexico. Most epicenters clustered at about 25-50 km to the NW and W of the volcano. Their hypocenter depths varied between 14 and 32 km, with magnitudes ranging between 2.7 to 4.4. At that time, no volcanic A-type earthquakes directly related to Popocatepetl volcano were detected by this seismic network. We assume that if any occurred, their magnitudes were below the detection level of the network.

The source of the 13 regional earthquakes is not quite clear, but they may be related to a regional stress influenced by the structural setting of the monogenetic field of scoria cones around the Valley of Mexico. This massive field comprises more than 220 monogenetic cinder cones and shield volcanoes, most of them Holocene in age, which surround a large, older andesitic

dome complex volcano (Ajusco). The youngest monogenetic cone (Xitle) was formed ca. 1670 YBP. In this volcanic area there are well-defined active tectonic faults like the one crossing Milpa Alta and Juchitepec ( $J = M$  in Fig. 1), whose activity seems to be unrelated to Popocatepetl volcano. Table 1 shows the parameters of the typical regional seismicity detected in 1989-1990.

### Frequency of earthquake occurrence and seismic energy release preceding the eruption

After the initial eruption of December 1994, CENAPRED expanded the seismic monitoring network on and around Popocatepetl volcano. Here, however, we will focus on the results arising from the study of the long-term, pre-eruption volcanic seismicity. Thus, the following discussion will not deal with exact locations or earthquake source mechanisms, as our data are limited to what was derived from recordings taken by a single, short-period analog seismic monitoring station (the only one available at the time capable of detecting low-magnitude, A-type earthquakes that could be associated with Popocatepetl volcano). Considering the large size of Popocatepetl, only earthquakes with an S-P time corresponding to a hypocentral distance  $\Delta$  of about 20 km or less from PPM are considered as volcano-tectonic. Using a larger value may induce some confusion with the seismicity related to the Juchitepec fault.

Coda magnitudes of the V-T events were calculated with a standard formula used by the Mexican National Seismological Service:

$$M = 21 \log(T) + 0.0035(D) - 0.87, \quad (1)$$

where  $T$  is the duration of the signal in seconds, measured in the paper records from the first arrival to the coda level where the

**Table 1** Earthquakes located in the Valley of Mexico

	Date	Focal depth (km)	$\Delta$ (km)	$M$	
1.	1989 Nov. 10	2	42	4.4	
2.		3.8	43	2.8	
3.		4	26	2.8	
4.		7	32	3.4	
5.	Nov. 21	6	63	3.6	
6.	Nov. 30	15	60	2.8	
7.	Dec. 21	30	80	3.5	
8.	Dec. 28	4	48	4.0	
9.	1990 Mar. 18	4	62	3.5	
10.		Apr. 6	33	52	3.5
11.		Sep. 3	4.4	29	3.6
12.		Sep. 19	17	37	3.2
13.	Oct. 12	4	65	3.2	

$\Delta$  is distance measured from PPM station

signal is about twice the noise level.  $D$  is the distance to the source in kilometers, calculated as  $V_p V_s / (V_p - V_s) \approx 4.8$  times the S-P phase difference. The factor 4.8 was estimated from the P and S wave arrivals from recent explosive events at the crater. The energy  $E$  in Joules released by the volcanic earthquakes was calculated with the formula:

$$\log E = 1.5M + 4.8 \quad (2)$$

Between 1989 and 1990 the PPM station independently detected a few small shocks around the Popocatepetl region, and recorded the earliest low magnitude (1.3~1.7) V-T earthquakes in January 1990. The first clear volcano-tectonic earthquake was detected by PPM on 3 June 1990. It had a magnitude of 2.3 and was an A-type volcanic earthquake with its hypocenter at 7.5 km from PPM. Such events were labeled "volcano-tectonic" due to their wave-forms (distinctly impulsive P and S arrivals), and the proximity of their epicenters to Popocatepetl (Fig. 2). It is possible that a few V-T events occurred before the installation of PPM station. However, the analysis of the earlier records of IIA and other stations indicate that such events, if any, were very few and too small to be significant to this analysis.

Figures 3, 4, 5 and 6 summarize the evolution of seismicity during the period between January 1990 and December 21, 1994, when the first eruption took place. They show the magnitudes of the volcano-tectonic earthquakes, the number of detected earthquakes, their frequency of occurrence, and the V-T seismic energy release of the volcano. All of these parameters evolved along the pre-eruptive stage in four well-defined phases.

Figure 3 shows the M-t diagram, that is, the time sequence of V-T earthquake magnitudes. It can be seen that through the entire 1990-1994 period the maximum magnitude

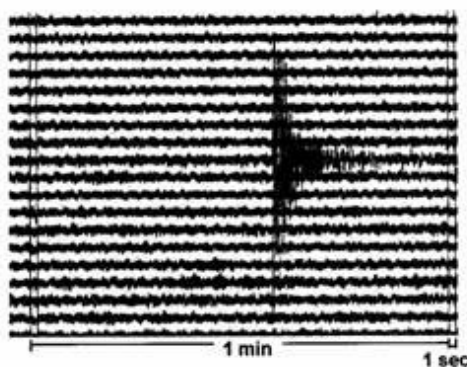


Fig. 2 Analog paper recording of a typical V-T earthquake (M 1.8) of Popocatepetl located at 5 km from PPM on 3 September 1990 at 07:57 (GMT). Each horizontal line corresponds to a 15-min turn of the helicorder seismograph. The double vertical lines to the right and left of the record are the minute marks. The time between successive lines in each doublet is 1 s

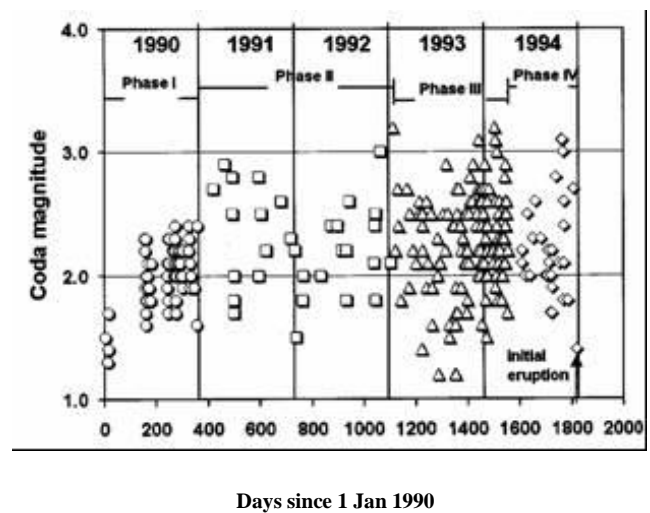
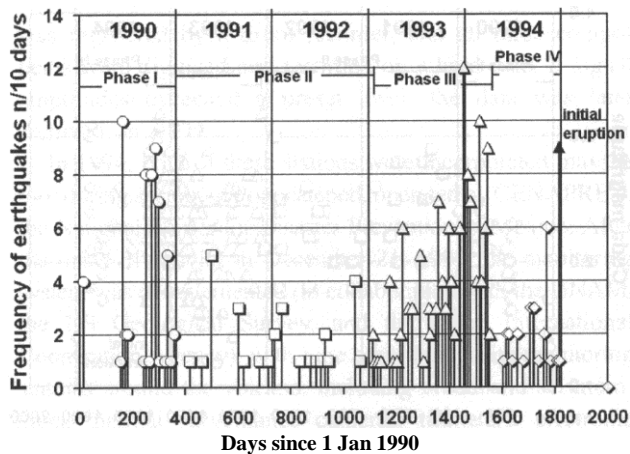


Fig. 3 Time variation of the V-T earthquakes. The four phases of activity discussed in the text are shown with different markers: Phase I (circles) is characterized by three earthquake swarms of increasing maximum magnitudes. Phase II (squares) shows larger maximum magnitudes, greater magnitude dispersion and lower occurrence frequency. Phase III (triangles) shows a further increase in maximum magnitudes, magnitude dispersion and occurrence frequency. Phase IV (diamonds) shows a drop in magnitude dispersion and occurrence frequency

reached by the volcanic earthquakes was 3.2. Figure 4 shows the number of earthquakes per unit time of 10 days, regardless of their magnitudes. Figure 5 shows the cumulative number of earthquakes (again, regardless of their magnitudes), and Fig. 6 illustrates the cumulative rate of energy released by the V-T earthquakes. The four phases that can be recognized in Figs. 3, 4, 5 and 6 are:

*Phase I*, shown as circles in Figs. 3, 4, 5 and 6, takes place throughout 1990. Three separate swarms of earthquakes may be recognized. Earthquake magnitudes increase sharply during the second half of 1990, but remain below M 2.5 (Fig. 3). Maximum frequencies of ten earthquake occurrences per 10 days were detected in mid-1990 (Fig. 4). During this period, a total of 63 earthquakes released a total energy of  $10^{9.73}$  by 23 December 1990 (day 357 after January 1, 1990). To the knowledge of the authors, no significant external manifestations were apparent at the time, other than a mild hydrothermal and fumarolic activity within the crater reported since mid-1988 (GVN 1989, 1990).

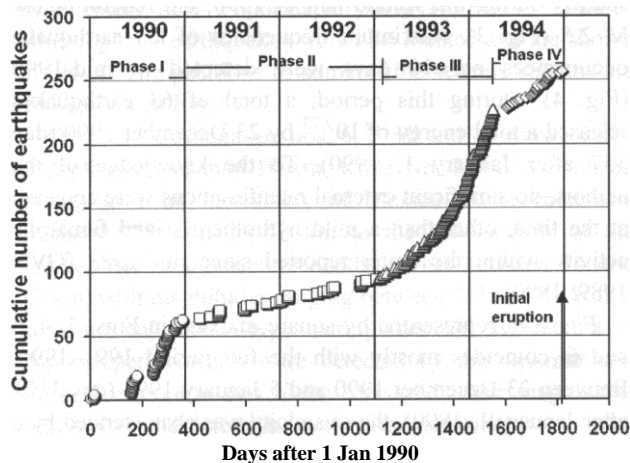
*Phase II*, represented by square markers in Figs. 3, 4, 5 and 6, coincides mostly with the full period 1991-1992. Between 23 December 1990 and 5 January 1993 (day 1101 after January 1, 1990), the seismicity was characterized by a smaller number of relatively larger earthquakes and a drop of earthquake occurrence rate and energy release. The accumulated energy increased from  $10^{9.73}$  to  $10^{10.19}$  and was released by 31 earthquakes with a maximum occurrence frequency of 5 per 10 days. During most of this period no significant external activity was reported. However, in 1992, the small crater lake of



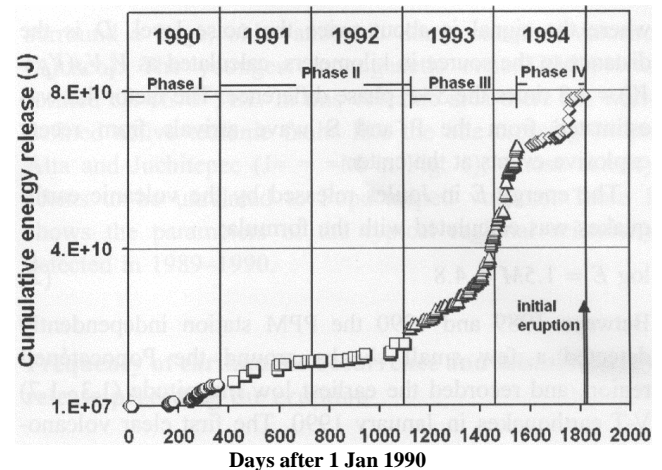
**Fig. 4** Number of V-T earthquake occurrences per 10-day interval. The four phases of activity, signaled with the same markers as in Fig. 3, can also be recognized here: Phase I contains high occurrence frequencies. Phase II is characterized by relatively low occurrence frequencies that increase in Phase III to the maximum registered values (12 V-T events per 10 days). Phase IV shows an abrupt drop in occurrence frequencies

Popocatepetl reached very high values of water conductivity and a somewhat lower pH, although its temperature was moderate (Armienta et al. 2000). Increased fumarolic activity was reported in early 1993 (GVN 1993a). Both, earthquake occurrence and energy release rates slowly step up along this phase as a prelude of the clear accelerating trend developing in the next stage.

*Phase III* represented by triangles in Figs. 3, 4, 5 and 6, lasted through 1993 and up until the beginning of April 1994 (days 1,101 to 1,553 counted from 1 January 1990), and shows a clear pattern of accelerating earthquake occurrence rate. V-T seismic energy release increases from



**Fig. 5** Cumulative number of earthquakes. All the V-T detected earthquakes are accounted for here. The three earthquake swarms in Phase I show a high rate of accumulation. Phase II initiates with a low rate, followed by an accelerated rate of accumulation that becomes very evident in Phase III. This runaway increase stops suddenly, which characterized Phase IV's lower rate



**Fig. 6** Here the cumulative energy released by all the V-T earthquakes shows a behavior similar to the cumulative number of earthquakes of Fig. 5. The main differences are: (1) The rate of energy release in Phase I is low, while the number of events accumulates rapidly. (2) In contrast with the rate of occurrences, the energy accumulation in Phase IV shows a sudden increase before the 1994 eruption. Phases III and IV show the same type of acceleration in the rate of energy release as Fig. 5 shows for the number of events

$10^{10.19}$  to  $10^{10.82}$ , with a clear accelerating trend lasting until early April 1994. The range of magnitudes shows a significant spread and the frequency of occurrence increases to the maximum observed value of 12 events per 10 days in December 1993. The highest magnitudes (3.1–3.2) of V-T earthquakes were recorded in this stage. Externally, after the increased fumarolic activity observed in early 1993, a dilute white column, roughly the diameter of the summit crater, could be seen gently rising from the crater. An increase of the temperature of the small crater lake to 51°C was reported (GVN 1993a). Steam vents in the summit crater grew in number that year. In mid-November 1993, white plumes reached 50 km downwind (GVN 1993b). A COSPEC flight in February 1994 measured 1,200 t/day of SO<sub>2</sub> (GVN 1994a).

*Phase IV*: From April 1994 to the initial eruption (day 1,816, 21 December 1994) seismicity changed rather abruptly (diamonds in Figs. 3, 4, 5 and 6). Both accelerating trends of earthquake occurrences and energy release stopped, and the frequency of events per unit time dropped. Energy released in this period went from  $10^{10.82}$  to  $10^{10.90}$  as V-T earthquakes occurred with a broader range of magnitudes. Externally, white plumes were observed repeatedly rising a few hundred meters above the crater in mid-1994. That year, the temperature of the crater lake increased to 65°C (GVN 1994b). Finally the volcano erupted at 0112 on December 21, 1994 (vertical arrow in Figs. 3, 4, 5 and 6). In the early morning of December 21, 1994, a series of volcanic earthquakes marked the beginning of a new stage of eruptive activity (GVN 1994c). Small A-type earthquakes occurred every few minutes. The volcano first broke out at 0112 with a gush of

ejecta. The seismic events, detected at 0112, 0131\*, 0132\*, 0138, 0140, and 0148\* (all in local time), were very impulsive, high-frequency, and short-duration signals. The three events marked with asterisks were accompanied by waves of large amplitude caused by air vibrations of explosive eruptions, indicating the opening of the vent system. Within a few minutes these events were followed by a series of B-type earthquakes and a major lower-frequency event at 0153. Later on December 21, a thick ash plume emerging from the crater was observed for the first time in decades, initiating the volcanic crisis of Popocatepetl that continues to the time of this submission.

**Variations in the frequency-magnitude distribution with time**

The distribution of earthquakes magnitudes in a region can be described by the frequency-magnitude distribution of earthquakes based on the Ishimoto and Iida (1939) and Gutenberg-Richter (1944) law

$$\log_{10} N = a - bM \tag{3}$$

where  $N$  is the cumulative number of earthquakes with magnitude  $\geq M$ , and  $a$  and  $b$  are constants that describe the power law decay of occurrence frequency with increasing magnitude. The b-value is the slope of the straight line which usually fits well the earthquake-magnitude distribution data above the magnitude of completeness  $M_c$ , defined as the lowest magnitude at which 100% of the events are detected (Rydelek and Sacks 1989; Taylor et al. 1990; Wiemer and Wyss 2000). The b-value depends mostly on the properties of the seismic medium and on the nature of the stress source causing the earthquakes. Areas where seismicity is caused by extensive regional stresses show b-values near 1.0 (Frohlich and Davis 1993). Stress concentration leading to clustering of seismicity and fracture over distances of a few kilometers seems to have a strong effect on the value of  $b$  (Ogata and Katsura 1993; Wiemer and McNutt 1997; Wiemer and Wyss 1997); particularly, stress concentration produced by increased thermal gradients cause a significant increase in  $b$  (Warren and Latham 1970). In addition, since the magnitude of an earthquake is directly related to the fault dimensions, recording the b-value is equivalent to recording the mean magnitude, i.e. the mean crack length (Wiemer and McNutt 1997; Wyss et al. 1997; Wiemer et al. 1998).

To estimate the b-value, a maximum-likelihood method is the most appropriate:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{[\langle M \rangle - (M_c - \Delta M_{bin}/2)]} \tag{4}$$

where ( $M$ ) is the mean magnitude of the sample and  $\Delta M_{bin}$  is the binning width of the catalogue (Utsu 1965, 1992; Aki 1965; Bender 1983; Woessner and Wiemer 2005).

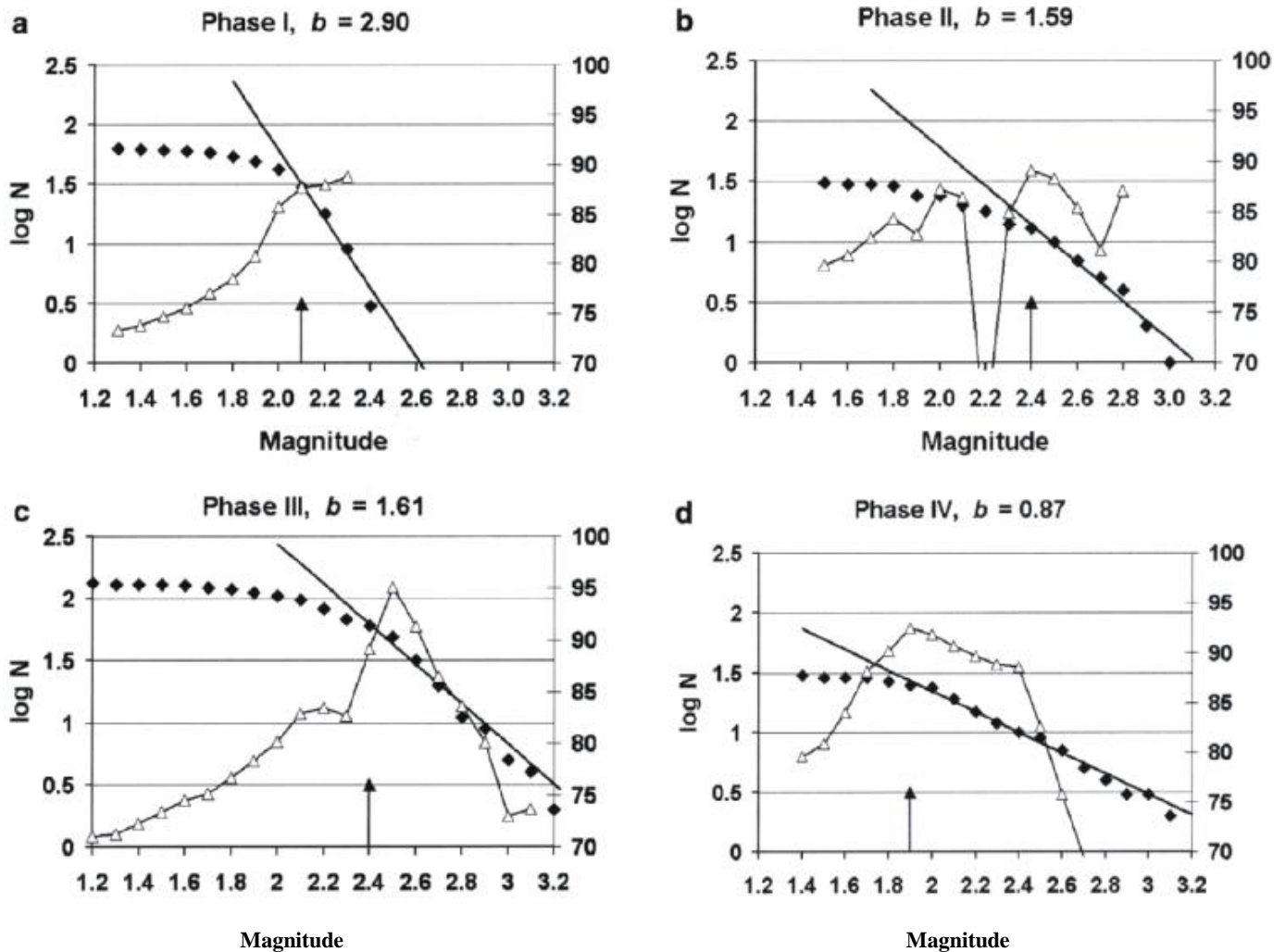
To estimate the magnitude of completeness  $M_c$ , we used the method of Wiemer and Wyss (2000). We first estimated the  $b$ - and  $a$ - values of the Gutenberg-Richter law (Eq. 3) for each of the phases described in the previous section as a function of a minimum magnitude  $M_i$ , based on the events with  $M \geq M_i$ , using the maximum likelihood method (Eq. 4) for each possible  $M_i$ . Next, we calculated the absolute differences  $R(a,b,M_i)$  of the number of events in each magnitude bin between the observed distribution and the distribution calculated from the maximum likelihood method for each possible  $M_i$

$$R(a,b,M_i) = 100 - \left( \frac{\sum_{M_i}^{M_{max}} |B_i - S_i|}{\sum_i B_i} 100 \right) \tag{5}$$

where  $B_i$  and  $S_i$  are the observed and predicted cumulative number of events in each magnitude bin.  $R(a,b,M_i)$  is thus a measure of the goodness-of-fit between the calculated and the observed distributions that should approximate 100% as  $M_i$  approaches the "correct"  $M_c$  value, i.e. the lowest magnitude at which most or all of the events in its magnitude bin are detected. The  $M_c$  is then estimated searching the  $M_i$  values which render the highest  $R$  values. The results are illustrated in Fig. 7. Phase I shows a jump in the  $R(a,b,M_i)$  parameter at  $M_i=2.1$ , with about 87.7% goodness of fit. The  $R(a,b,M_i)$  goodness of fit values are shown as open triangles scaled on the right side of the plots in Fig. 7. Higher values of  $M_i$  rendered a very low increase (about 1%) of  $R$ , so 2.1 was chosen as  $M_c$ . The b-value calculated for that magnitude is a rather high 2.90 (straight line in Fig. 7a). The goodness-of-fit parameter of Phase II shows a maximum at  $M_i=2.4$  (with 89.1 %). The corresponding maximum likelihood b-value is 1.59 (straight line in Fig. 7b). Phase III shows a goodness-of-fit maximum at  $M_i=2.5$  (with 95.1%). However, we used here  $M_i=2.4$  (with 89.1%) which is close to the commonly used goodness-of-fit level of 90% (Wiemer and Wyss 2000). The corresponding b-value is 1.61 (solid line in Fig. 7c). Finally, Phase IV shows a clear maximum at  $M_i= 1.9$  (with 92.5%). The corresponding b-value here is 0.87 (Fig. 7d). Figure 8 summarizes these results showing the completeness magnitude  $M_c$ , the b-value and the goodness- of-fit  $R(a,b,M_i)$  for each phase.

The relatively high  $M_c$  values found may raise doubts about the actual completeness of the 1990-1994 V-T seismicity catalogue. To verify that the scarceness of small magnitudes is a characteristic of the volcano-tectonic activity of Popocatepetl, we next compare the  $M_c$  values obtained from the Tlamacas





**Fig. 7** Characteristic  $b$ -values of the four phases. **a** Phase I has a high  $b$ -value of 2.90 for  $M_c$  2.1, shown as the small vertical arrow. This value was calculated for 87.7% goodness-of fit (open triangles, scaled on the right side of the plots). **b** The goodness-of-fit maximum in Phase II corresponds to  $M_c$  2.4. The maximum likelihood  $b$ -value is 1.59. **c** In Phase III the maximum of

the goodness-of-fit is for  $M_c$  2.5. However, in this case the  $b$ -value was calculated for 89.1% goodness-of fit ( $M_c$  2.4,  $b=1.61$ ). **d** In Phase IV, the  $b$ -value drops to 0.87 for  $M_c=1.9$  with 92.5% goodness of fit

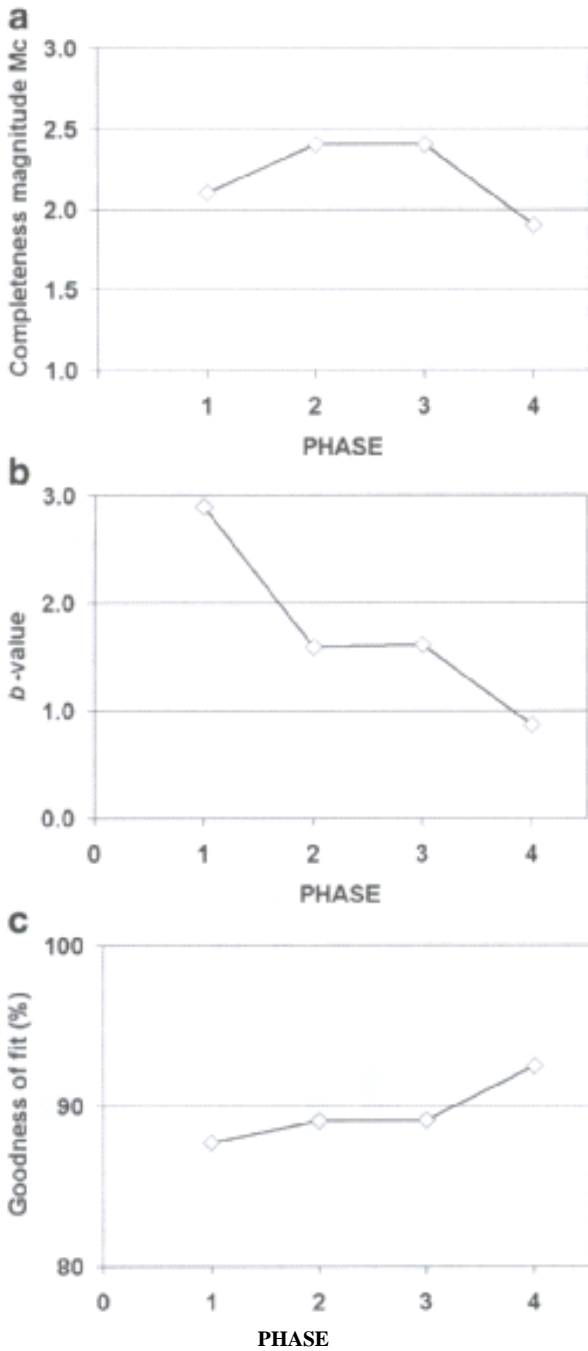
PPM station in the period 1990-1994 with the  $M_c$  values calculated from the full V-T catalogue, obtained from data of all the monitoring stations (including broad-band stations located higher in the volcano) for the period 1995-2007. Figure 9 shows the  $M_c$  values calculated from 1867 V-T events using the ZMAP package (Wiemer 2001). The range of  $M_c$  values in the figure is similar to the range shown in Fig. 8a for the period 1990-1994.

## Discussion

Prior to eruptions, stresses caused by intrusions, movements, or state changes of magma and related fluids, superimposed to regional stresses, induce seismicity in different ways that can be distinguished as distinct stages or phases of seismic energy release. After a long repose period the earliest stage of V-T seismicity in a volcano may be

related to the rapid intrusion of hot mafic magma mixing with the andesitic or dacitic magma stored in a magmatic reservoir and/or in dike swarms under the volcano. This would cause strong thermal gradients in a highly inhomogeneous medium, a likely cause of high  $b$ -values (Mogi 1962; Warren and Latham 1970). We speculate that Phase I represents this process at Popocatepetl in 1990. In this stage, the initial intrusion process probably produced thermally-induced cracks of increasing length, as suggested by the increasing magnitudes in Fig. 3.

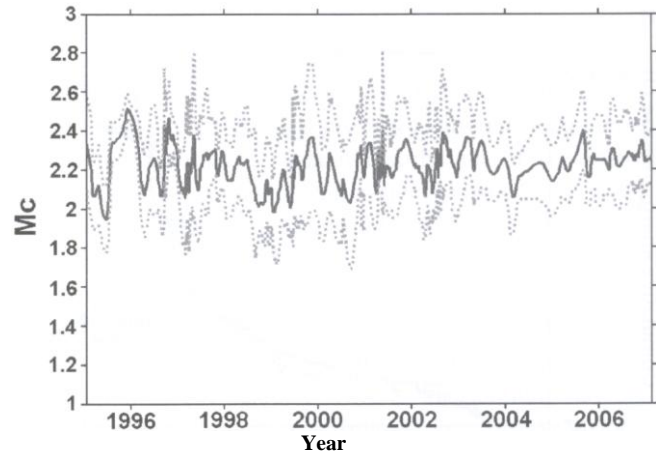
Phase II (and more clearly Phase I shows the onset of the hyperbolic acceleration of the precursory seismicity that differs from similar processes at other volcanoes by its remarkably low growth rate. Figure 10a shows the hyperbolic accelerating trend in the number of earthquakes during both Phases and its inverse (Fig. 10b) pointing to the eruption time. Figure 11a and b show a similar energy release behavior in the same time interval. While other volcanoes have



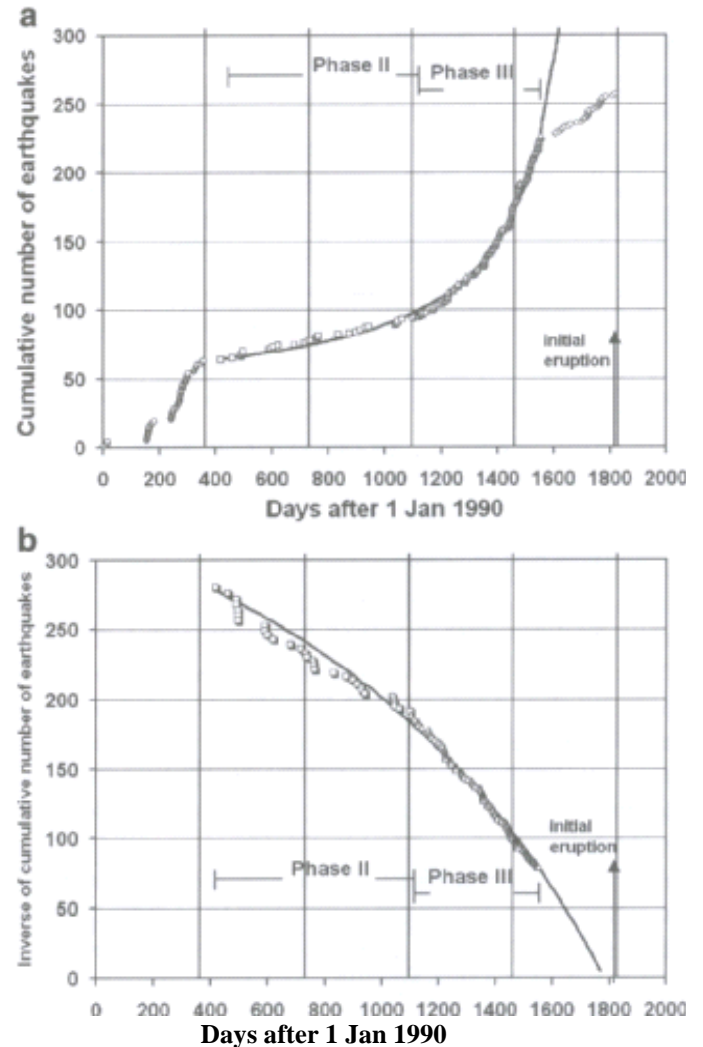
**Fig. 8** a Completeness magnitude  $M_c$ . b  $b$ -value. c Goodness-of-fit  $R$  (a,b, $M_c$ ) for each of the four phases of volcano-tectonic activity detected at Popocatepetl volcano in the period 1990-1994

shown precursory accelerating patterns over intervals of a few days to a few weeks indicative of a material-failure process (e.g. Tokarev 1985; Yokoyama 1988; Harlow et al. 1996; Kilburn and Voight 1998; De la Cruz-Reyna and Reyes-Davila 2001; Ortiz et al. 2003), Popocatepetl seems to develop such a pattern over almost three and a half years. What is the cause of such a slow growth? Although no simple answer can be found to this question, the following considerations may offer an explanation. The fit of Phase II and III with an increase rate of the general hyperbolic form

$$E(t) = d + a/(1 - s(t - c)) \tag{6}$$



**Fig. 9** Completeness magnitude  $M_c$  calculated for the whole period 1995-2007 using the software package ZMAP (Wiemer 2001). The values of  $M_c$  are similar to those in Fig. 8a. The parameters used for these calculations were: window 10; overlap 3; bootstrap 50. The dotted lines show the bootstrap standard error of the  $M_c$  values



**Fig. 10** a The best hyperbolic fit to the cumulative number of V-T earthquakes during phases II and III. b Inverse of the above hyperbolic fit of phase III pointing very close to the date of the 21 December 1994 eruption

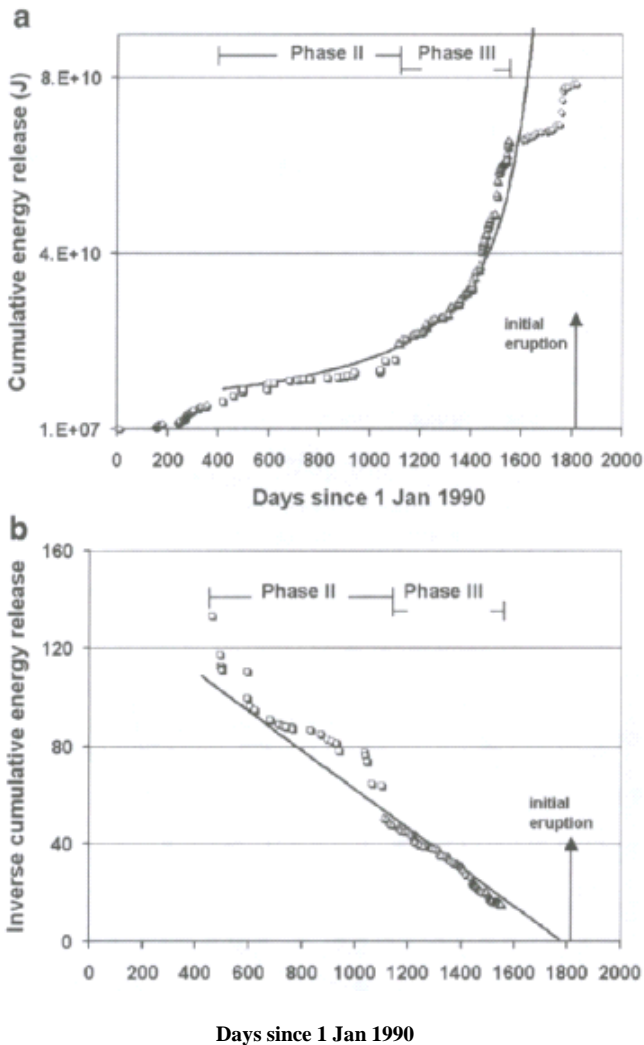


Fig. 11 **a** Best hyperbolic fit to the cumulative seismic energy released during phases II and III. **b** Inverse of the cumulative seismic energy hyperbolic fit of phase III pointing very close to the date of the 21 December 1994 eruption

suggests, according to the criteria proposed by De la Cruz Reyna and Reyes Dávila (2001), that a constant stress was imposed on the volcanic system during Phase I. In Eq. 6,  $s$  determines the rate of growth,  $t$  is time, and  $a$ ,  $d$  and  $c$  are constants that depend mostly on the way the data is recorded, namely, the energy level at the initial date, the time units, the gain of the monitoring devices, etc. in contrast to a hyperbolic rate, a logarithmic acceleration would indicate a linearly increasing stress. Assuming that this criterion is applicable here, the imposed constant stress may have been induced by the postulated initial mafic intrusion in early 1990. Under this stress, the heated magma started to look for its way to the surface propagating along cracks and fractures, in a fashion that has been described and discussed elsewhere (see for instance Hill 1977; Kilburn 2003; Roman and Cashman 2006).

In Phase I, the cracking was predominantly produced by strong thermal gradients, as discussed above. Later, as the thermal gradients

decreased by diffusion and other mechanisms of heat transport, the fresh magma spread into the cracks. If some cracks contained older dacitic magma, the new intrusion could generate some degree of magma mixing, as the recent analyses of some dome samples suggests (Witter et al. 2005; Schaaf et al. 2005). The stress induced by the intruded volume and by its buoyancy produced new fractures and cracks which allowed the slow displacement of the magma towards the surface. The seismicity related to this process reflects a slowly developing accelerated release of strain energy (and seismic moment), similar to the behavior preceding material failure (Voight 1989; Comelius and Scott 1993). However, in this slow process, the acceleration of the seismicity may also be related to an increase in the volumetric density of cracks and fractures (i.e. the number of cracks and fractures per unit volume; De la Cruz-Reyna and Reyes-Dávila 2001) derived from the reduction of the volume in which the process

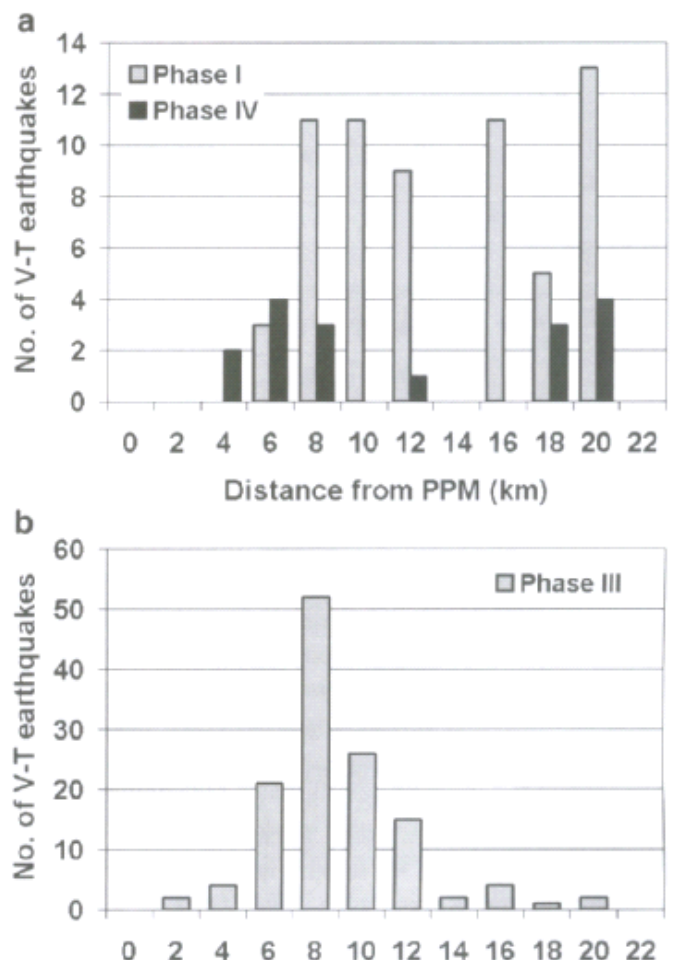
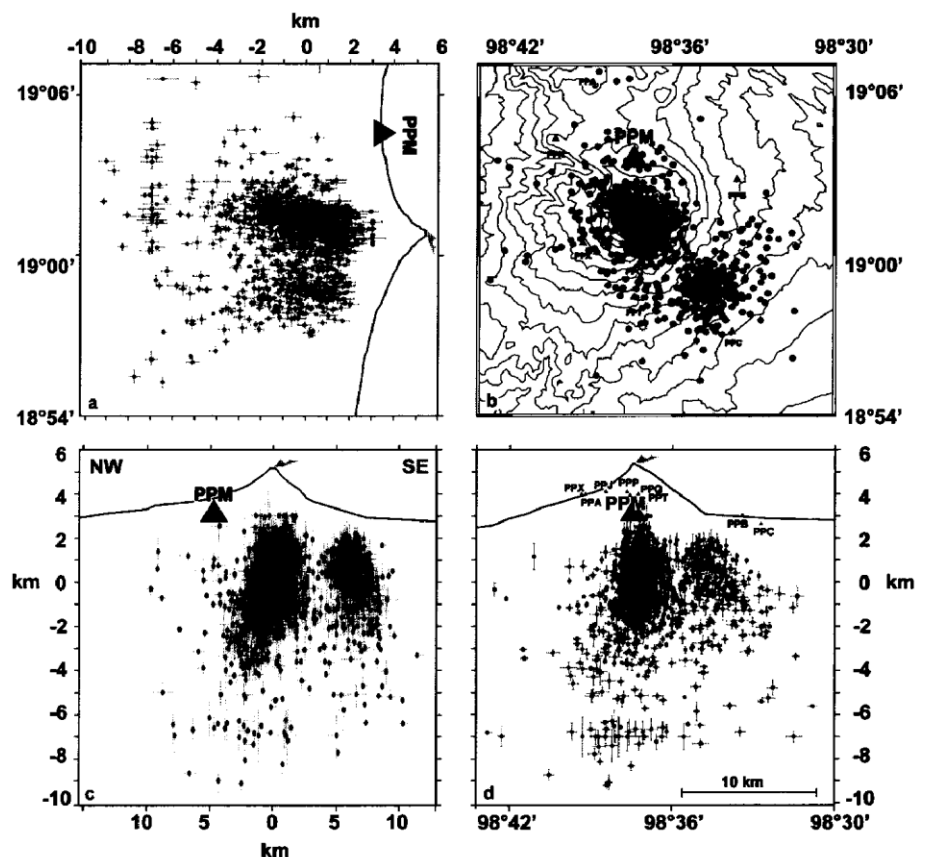


Fig. 12 Hypocentral distances of the V-T earthquakes measured from PPM station. **a** phases I and IV show bimodal distributions with hypocenters clustering in two regions, at about 8 to 12 km, and 16 to 20 km for phase I, and at around 6 and 20 km for phase IV. **b** phase III shows an unimodal, almost normal distribution centred at about 8 km from PPM

builds up as the magma ascends. This decrease of available volume and the resultant fracture density increase would be the expected condition in a magma ascending through a complex array of cracks and faults that becomes narrower beneath the volcanic cone, as the magma paths converge into a main conduit. This would lead to a seismicity behavior similar to a material failure (i.e. a hyperbolic increase of the volumetric energy density) leading to an eruption. This argument is consistent with the reduction of the average distance between the hypo centers and the PPM station (located at 4.8 km from the volcano summit), and the reduction of their standard deviations. The mean hypocentral distance of the V-T earthquakes to PPM station decreases from 13.2 km in Phase I to 8.3 km in Phase III. Similarly, the standard deviation of hypocentral distances decreases from 4.8 km in Phase I to 3.26 km in Phase III, indicating a reduction of the volume containing the fractures causing the earthquakes. The b-values for Phase I and III around 1.6 is also consistent with the stress concentration and clustering of seismicity near an active magma body (Wiemer et al. 1998). In Phase IV the acceleration of seismicity stopped abruptly, and both the mean epicentral distance and its standard deviation increased to 10.8 and 7.2 km respectively. The high value of the standard deviation indicates the largest spatial dispersion of hypocenters. Figure 12 shows the relative locations of the V-T earthquakes. In

Phases I and IV, the distribution of the hypocentral distances is bimodal, while in Phase III is unimodal. Although the internal conditions generating the post eruptive seismic activity are probably different to the pre eruptive conditions, the spatial distribution of seismicity determined with the monitoring system installed after 1995 may help to understand the spatial distribution of the pre eruptive V-T seismicity shown in Fig. 12. Figure 13 illustrates the spatial distribution of V-T seismicity after the 1994 eruption and until 2002 (Martínez Bringas 2005; Carlos Valdés-González, personal communication). Two main features of this distribution may be relevant to the pre-eruptive seismicity. First, the very large volume hosting the V-T hypocenters, which is about 25 km long in the NW-SE direction, about 15 km in the NE-SW direction, and about 15 in depth. Assuming that the standard deviations of the mean hypocentral distances discussed above provide a measure of the volume hosting the pre-eruptive V-T seismicity, such a volume is smaller than the volume hosting the post-eruptive V-T seismicity. The second feature is the existence of two regions concentrating the activity, one below the crater, and other beneath the SE sector of the volcano (Lermo-Samaniego et al. 2006). The latter activity is probably related to predominately normal faulting in that sector, associated to the NE-SW direction of maximum distention stress that may have caused sector collapses in the past (Capra et al. 2002).

Fig. 13 Location of 1094 V-T earthquakes detected between late December 1994 and December 2002. **a** Latitude projection vs depth. **b** Epicentral locations. **c** Projection of hypocenters on a NW-SE vertical plane. **d** Longitude projection vs depth. Seismic stations are shown as solid triangles, and PPM is marked by a larger triangle. The hypocenters are shown as circles with location error bars (Martínez-Bringas 2005; Carlos Valdés-González, personal communication)



Considering that PPM station is located at 4.8 km from the crater, at 3,980 m above sea level, the bimodal distribution shown in Fig. 12a suggests that the hypocenters of the proximal zone in Phase I were probably distributed in a volume beneath the crater in the depth range 3.6 to 11 km under the level of PPM station. Since the distal post eruptive seismicity in the SE sector of Popocatepetl is centered at about 12 km to the SE of PPM, it is likely that the pre-eruptive distal events had hypocentral distances from PPM station similar to those shown in Fig. 13. The seismicity of Phase IV in Fig. 12a has a similar bimodal distribution. In this case, the proximal seismicity, if assumed to occur below the crater, was probably shallower, above a depth of 6.4 km measured from the station level. In contrast, the unimodal histogram of Phase III (Fig. 12b) suggest that the seismicity was probably concentrated below the crater in the same depth range as Phase I, i.e. 3.6 to 11 km below the station level and near the active magma body. These spatial variations, together with the evolution in the frequency of earthquake occurrences and magnitude distribution, suggest that the nature of the stress causing the seismicity changed along the phases. The inferred concentration of hypocenters under the crater in Phase III was probably related to the stress concentration that caused the acceleration of seismicity. The larger dispersion of hypocenters in Phase IV may have been associated with a redistribution of the stress over a larger volume, derived from the inability of the limited volume undergoing the accelerated seismicity to maintain it. This is like reducing the stress gradients in a rock volume by relaxing the elastic properties of a part of it. These ideas are indeed speculative but unfortunately, the scarce seismic data available from a single station makes it difficult to support them with stronger arguments.

The precursory stage of the volcanotectonic activity ended with the eruption of 21 December 1994, which was predominantly phreatic and was probably related to the clearing of non-juvenile ash in the volcanic gas pathways to the surface. The first magmatic eruptive activity was detected in late March 1996, as a growing lava dome in the crater. This was the first of a series of about 26 episodes of dome growth and destruction that extruded a total of nearly 35-40 million cubic meters of lava in about 10 years. Figures 10b and 11b show how the inverse of the accelerated seismicity rates point to the time of the 1994 initial eruption suggesting that the process of crack and fracture propagation during Phase II and III was strongly influenced not only by magma, but by fluid and volatiles also.

The relations between the seismic energy, the volume of magma involved in the precursory activity, and the magnitude and intensity of an eruption are complex subjects to address. From the analyses made by Yokoyama (1988, 2001)

it may be concluded that the cumulative seismic energy threshold  $10^{10-11}$  J is not clearly related to the magnitude of the upcoming eruption. For example, the moderate eruptions of Popocatepetl 1994-2006 and Tokachi 1962 (VEI~3) have similar precursory energy releases to El Chichón 1982 (VEI 4-5). However, the maximum eruption intensity (i.e. the peak magma eruption rate) seems to have a stronger relationship with the maximum magnitudes of the V-T precursory earthquakes. Magnitudes of earthquakes associated with major volcanic eruptions may be as much as M 5 or even more. As typical examples of major eruptions, Yokoyama (2001) cites the 1883 eruption of Krakatau with M 5, the 1956 eruption of Bezymianny with M 4.9, the 1980 eruption of Mount St. Helens with M 5.1, the 1982 eruption of El Chichón with M 4, and the 1991 eruption of Pinatubo with M 5.7. These eruptions were very violent, and some even caused sector collapses or caldera formations. This suggests that while the total accumulated energy reflects the process of magma ascent, the maximum magnitudes probably reflect the volume of the magma batches. It is reasonable to assume that the size of such batches is one of the factors controlling the intensity of eruptions, i.e. their magma production rate. However, this is not always the case, as some volcanoes did not erupt even when their cumulative seismic energy exceeded  $10^{11}$  J. Some examples are the 1975-1977 activity of La Soufriere, Guadeloupe (FWI), or the 1980 seismicity at Long Valley Caldera. Feuillard et al. (1983) called such events "stillborn eruptions".

In the case of Popocatepetl, the largest magnitude detected of V-T earthquakes was about 3.1-3.2, and the total seismic energy released before the 1994 eruption was  $10^{10.9}$  J. In light of the above, this may set some constraints on the way magma was supplied to the volcano.

Several authors (e.g. Dambara 1966; Yokoyama et al. 1981; Yokoyama and Seino 2000) have looked to the relationships between co-seismic land deformations and earthquakes magnitudes. Dambara (1966) proposed an empirical relation between the upper bounds of source dimension L (m) and earthquake magnitudes M (2~8) as

$$\text{Log } L = 0.51M + 0.73 \quad (7)$$

Combining this with relation 2, the characteristic dimension of the region (in meters) releasing the seismic energy E (in Joules) may be written as:

$$\text{Log } L = 0.34 \text{ log } E - 0.9 \quad (8)$$

Assuming that this corresponds to the linear dimension of a source volume  $V_s$ , we have  $V_s \sim L^3$ . Therefore, the source volume and the released seismic energy are related by:

$$\text{log } V_s = \text{log } E - 2.7 \quad (9)$$

This means that the strained volume stores an elastic energy density of order

$$E_v = E/V_s = 500 \text{ J/m}^3 \quad (10)$$

At Popocatepetl, the maximum magnitude of the precursory earthquakes  $M = 3.1\text{--}3.2$ , corresponds to an energy  $10^{9.4\text{--}9.6}$  J. This corresponds to a volume of about  $5\text{--}8 \times 10^6 \text{ m}^3$  in agreement with the volume the largest domes emplaced in the crater (GVN 1996, 1998, 2000). Furthermore, the largest domes were emplaced with the largest magma extrusion rates. This suggests that the source volume is similar to the volume of the intruding magma batches, at least for the largest earthquakes.

To summarize, the total accumulated seismic energy reflects the ascent process of magma and related fluids, and the maximum V-T earthquake magnitudes reflect the volume of the magma batches, which in turn are related to the magnitude and intensity of eruptions.

## Conclusions

Prior to the 1994 eruption of Popocatepetl, the stresses induced by the accumulation of magma and related fluids combined with the regional stress inducing seismicity in different stages. The earliest stage of seismicity, characterized by a very high b-value, was probably related to the thermal effects derived from a deep, hot magma intrusion about 5 years before the initial eruption and more than 6 years before the first magma extrusion.

The subsequent stages reflected the slow ascent of magma and related fluids through a series of cracks and fractures into more confined regions under the stress induced by the intruded volume and its buoyancy. In this stage the volume of fractured rock may not have increased, but the density (number of fractures per unit volume) of fractures grew, leading to an accelerated seismic energy release ending with an eruption in a fashion similar to the strain release in a material failure process. This process requires the accumulated release of about  $10^{10\text{--}11}$  J of seismic energy.

The development of the seismicity suggests that the ascent of magma and related fluids may be inferred from the rate variations of seismic energy release and that the magnitude (erupted mass) and intensity (eruption rate) of the impending eruption may be directly related to the magnitudes of individual V-T earthquakes.

Identifying these processes in active volcanoes that have been quiescent (and closed) for decades may help in forecasting the time of the initial eruption and in setting constraints on the magnitude and intensity of the impending eruption.

**Acknowledgments** We express our sincere thanks to the National Seismological Service of México (SSN), to the SISMEM network, and to CENAPRED for sharing their seismic data with us, and particularly to Ana María Alarcón for her help processing with ZMAP. The Japan International Cooperation Agency (JICA) early understood our strategy of monitoring Popocatepetl volcano and provided radiote-telemetry and other equipment in the early precursory stage. We are deeply grateful to its authorities. We thank Prof. Takeshi Mikumo for his valuable comments and suggestions, and Dr. Carlos Valdés for his help in completing the seismic data set. We thank Prof. R. Scandone and an anonymous reviewer, whose comments and suggestions have greatly improved our manuscript. This study has been partially financed by DGAPA-PAPIIT UNAM grant IN 110502. The Mexican National System of Civil Protection (SINAPROC) provided support and valuable information for which we are indebted.

## References

- Aki K (1965) Maximum likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 43:237–239
- Armiata MA, De la Cruz-Reyna S, Macías J.L (2000) Chemical characteristics of the crater lakes of Popocatepetl, El Chichón, and Nevado de Toluca volcanoes, México. *J Volcanol Geotherm Res* 97:105–125
- Bender B (1983) Maximum likelihood estimation of b-values for magnitude grouped data. *Bull Seismol Soc Am* 73:831–851
- Boudal C, Robin C (1989) Volcán Popocatepetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions. In: Latter JH (ed) *Volcanic hazards*. IAVCEI Proc Volcanol. Springer, Berlin, pp 110–128
- Capra L, Macías J.L, Scott JM, Abrams M, Garduño-Monroy VH (2002) Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico—behavior, and implications for hazard assessment. *J Volcanol Geotherm Res* 113:81–110
- Cornelius R, Scott PA (1993) A materials failure relation of accelerating creep as empirical description of damage accumulation. *Rock Mech Rock Eng* 26:233–252
- Dambara T (1966) Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake. *J Geod Soc Japan* 12:18–45 (in Japanese)
- De la Cruz-Reyna S, Reyes-Dávila GA (2001) A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. *Bull Volcanol* 63:297–308
- De la Cruz-Reyna S, Siebe C (1997) The giant Popocatepetl stirs. *Nature* 388:227
- De la Cruz-Reyna S, Tilling RI (2007) Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatepetl volcano, Mexico: importance of an effective hazards-warning system. *J Volcanol Geotherm Res* (in press) DOI 10.1016/j.jvolgeores.2007.09.002
- De la Cruz-Reyna S, Quezada JL, Peña C, Zepeda O, Sánchez T (2001) Historia de la actividad reciente del volcán Popocatepetl (1354–1993). In: *Las Cenizas Volcánicas del Popocatepetl y sus Efectos Para la Aeronavegación e Infraestructura Aeroportuaria*. CENAPRED-Instituto de Geofísica UNAM Mexico, pp 3–20
- Feuillanl M, Allegre CJ, Brandeis G, Gaulon R, Le Mouel JL, Mercier JC,
- Pozzi JP, Semet MP (1983) The 1975–1977 crisis of la Soufriere de Guadeloupe (FWI): a stillborn magmatic eruption. *J Volcanol Geotherm Res* 16:317–334
- Frohlich C, Davis S (1993) Teleseismic b-values: or, much ado about 1.0. *J Geophys Res* 98:631–644
- Guevara E, Quass R, Castelán G, Ortiz J, Vázquez J, Morquecho C, Alarcón AM, Martínez A, Gómez A, Espitia G, Alonso P,

- Cárdenas L (2003) Instrumentación y monitoreo del volcán Popocatepetl. Informes Técnicos CENAPRED, México, pp 1-101
- Gutenberg R, Richter CF (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull Seismol Soc Am* 34:185-188
- GVN (1989) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 14(4)
- GVN (1990) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 15(8)
- GVN (1993a) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 18(5)
- GVN (1993b) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 18(11)
- GVN (1994a) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 19(1)
- GVN (1994b) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 19(4)
- GVN (1994c) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 19(11)
- GVN (1996) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 21(8)
- GVN (1998) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 23(2)
- GVN (2000) Global Volcanism Network, Smithsonian Institute Bulletin 25(12)
- Harlow DH, Power JA, Laguerta EP, Ambubuyong G, White RA, Hobbitt RP (1996) Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall CG, Punongbayan RS (eds) Fire and mud: eruptions and lahars at Mount Pinatubo, Philippines. *Philvolcs*, Quezon City, pp 285-305
- Hill DP (1977) A model for earthquake swarms. *J Geophys Res* 82:1347-1352
- Ishimoto M, Iida K (1939) Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 17:443-478
- Kamo K (1978) Some phenomena before the summit eruptions at Sakura-zima volcano. *Bull Volcanol Soc Japan* 23:53-64 (in Japanese with English abstract)
- Kilburn CRJ (2003) Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 125:271-289
- Kilburn CRJ, Voight B (1998) Slow rock fracture as eruption precursor at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Geophys Res Lett* 25:3665-3668
- Koyanagi RY, Endo ET, Ward PL (1976) Seismic activity on the Island of Hawaii, 1970 to 1973. *Geophys Mon* 19:169-173
- Lahr JC, Chouet BA, Stephens CD, Power JA, Page RA (1994) Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J Volcanol Geotherm Res* 62:137-151
- Lermo-Samaniego J, Antayhua-Vera Y, Chavacán-Avila M (2006) Análisis de la actividad sísmica del Popocatepetl (México) durante el periodo 1994-1997. *Bol Soc Geol Mex* 58:253-257
- Malone SD (1983) Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens. In: Kanamori H, Boschi E (eds) Earthquakes: observation, theory and interpretation. *Società Italiana di Fisica*, Bologna, pp 436-455
- Malone SD, Boyko C, Weaver CS (1983) Seismic precursors to the Mount St. Helens eruptions in 1981 and 1982. *Science* 221:1376-1378
- Martínez-Bringas A (2005) Variaciones Temporales de la Atenuación de las Ondas Coda y del Valor b, Asociadas a la Actividad del Volcán Popocatepetl de 1995 a 2003. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México
- Minakami T (1960) Fundamental research for predicting volcanic eruptions (Part 1). Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 38:497-544
- Minakami T (1974) Seismology of volcanoes in Japan. In: Civetta L, Gasparini P, Luongo G, Rapolla A (eds) *Developments in solid earth geophysics. Physical volcanology*. Elsevier, Amsterdam, pp 1-27
- Mogi K (1962) Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 40:831-853
- Ogata Y, Katsura K (1993) Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude-frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophys J Int* 113:727-738
- Ortiz R, Moreno H, García A, Fuentealba G, Astiz M, Peña P, Sánchez N, Tárraga M (2003) Villarrica volcano (Chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *J Volcanol Geotherm Res* 128:247-259
- Ramos E, De la Cruz-Reyna S, Yokoyama I (1990) Monitoreo sísmico en el volcán Popocatepetl. *Dept Geofac Sci, UNAM*
- Reyes-Dávila GA, De la Cruz-Reyna S (2002) Experience in the short term eruption forecasting at Volcán de Colima, México, and public response to forecasts. *J Volcanol Geotherm Res* 117:121-127
- Robin C, Boudal C (1987) A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatepetl. *J Volcanol Geotherm Res* 31:115-130
- Roman DC, Cashman KV (2006) The origin of volcano-tectonic swarms. *Geology* 34:457-460
- Rydelek PA, Sacks LS (1989) Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature* 337:251-253
- Schaaf P, Stimac J, Siebe C, Macías JL (2005) Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *J Petrol* 46:1243-1282
- Siebe C, Macías JL (2004) Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions of Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin. *Field guide, Penrose Conf Neogene-Quaternary Continental margin volcanism. Geol Soc Am* 1:1-77
- Siebe C, Abrams M, Macías JL, Obenholzer J (1996) Repeated volcanic disasters in pre-Hispanic time at Popocatepetl, Central Mexico. *Past key to the future? Geology* 24:399-402
- Tárraga M, Carniel R, Ortiz R, Manero JM, García A (2006) On the predictability of volcano-tectonic events by low frequency seismic noise analysis at Teide-Pico Viejo volcanic complex, Canary Islands. *Nat Haz Earth Syst Sci* 6:365-376
- Taylor DWA, Snoke JA, Sacks IS, Takanami T (1990) Non-linear frequency-magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan. *Bull Seismol Soc Am* 80:340-353
- Tokarev PI (1963) On a possibility of forecasting of Bezymianny volcano eruptions according to seismic data. *Bull Volcanol* 26:379-386
- Tokarev PI (1981) Seismology of Kamchatka volcanoes (in Russian). Nauka, Moscow
- Tokarev PI (1983) Experience in predicting volcanic eruptions in the USSR. In: Tazieff H, Sabroux JC (eds) *Forecasting volcanic events*. Elsevier, Amsterdam, pp 257-268
- Tokarev PI (1985) The prediction of large explosions of andesitic volcanoes. *J Geodynam* 3:219-244
- Utsu T (1965) A method for determining the value of b in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophys Bull Hokkaido Univ* 13:99-103 (in Japanese)
- Utsu T (1992) On seismicity. In: Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics, Institute for Statistical Mathematics, Tokyo, pp 139-157
- Voight B (1989) A relation to describe rate-dependent material failure. *Science* 243:200-203
- Warren NW, Latham G (1970) An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *J Geophys Res* 75:4455-4464

- Wiemer S (2001) A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismol Res Lett* 72:373-382
- Wiemer S, McNutt SR (1997) Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophys Res Lett* 24:189-192
- Wiemer S, Wyss M (1997) Mapping the frequency magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times? *J Geophys Res* 102:15115-15128
- Wiemer S, Wyss M (2000) Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States and Japan. *Bull Seismol Soc Am* 90:859-869
- Wiemer S, McNutt SR, Wyss M (1998) Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California. *Geophys J Int* 134:409-421
- Witter JB, Kress VC, Newhall CG (2005) Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994-present eruption. *J Petrol* 46:2337-2366
- Woessner J, Wiemer S (2005) Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull Seismol Soc Am* 95:684-698
- Wyss M, Shimazaki K, Wiemer S (1997) Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan. *J Geophys Res* 102:20413-20422
- Yokoyama I (1988) Seismic energy releases from volcanoes. *Bull Volcanol* 50:1-13
- Yokoyama I (2001) The largest magnitudes of earthquakes associated with some historical volcanic eruptions and their volcanological significance. *Ann Geofis* 44:1021-1029
- Yokoyama I, Seino M (2000) Geophysical comparison of the three eruptions in the 20th century of Usu volcano, Japan. *Earth Plan Space* 52:73-89
- Yokoyama I, Yamashita H, Watanabe H, Okada H (1981) Geophysical characteristics of dacite volcanism-The 1977-1978 eruption of Usu volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 9:335-358