



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

INTERPRETACIÓN DEL TREMOR ARMÓNICO
REGISTRADO EN EL VOLCAN POPOCATÉPETL
DURANTE LA CRISIS ERUPTIVA DE DICIEMBRE
DEL 2000

Tesis que para obtener el grado de Ingeniero Geofísico

Presenta:

Raúl Arámbula Mendoza

Director de Tesis:

Dr. Carlos Valdés González

Ciudad Universitaria

Septiembre 2002



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.



ZONAS ESCOLARES
UNIVERSITARIAS
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-804

SR. RAÚL ARÁMBULA MENDOZA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Carlos M. Valdés González y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**INTERPRETACIÓN DEL TREMOR ARMÓNICO REGISTRADO EN EL VOLCÁN
POPOCATÉPETL DURANTE LA CRISIS ERUPTIVA DE DICIEMBRE DEL 2000**

- RESUMEN
- I INTRODUCCIÓN
- II MONITOREO VOLCÁNICO
- III ANÁLISIS DEL TREMOR ARMÓNICO
- IV RESULTADOS E INTERPRETACIÓN
- V CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

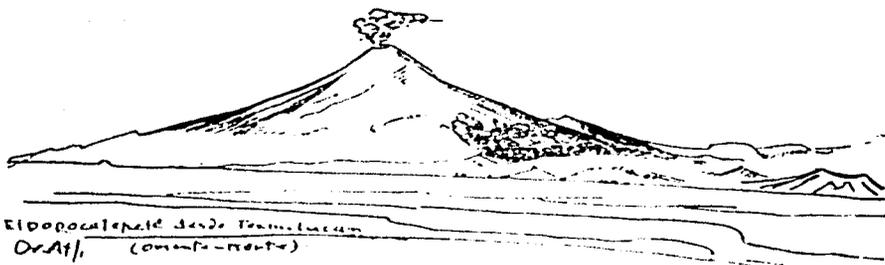
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 4 de junio de 2002
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

PP



Desde la cima del Volcán yo vi el Mundo
comoun espectáculo maravilloso y lo
amé sin reticencias, profundamente, intensamente.
Todo me pareció bello, hasta el Dolor.
Todo me pareció portentoso, hasta la Mujer,
y de todas las cosas emanó una fuerza
nueva cuyo influjo yo no había sentido jamás,
una palpitación cuyo ritmo nacía de cada
molécula de la materia y vibraba
sobre mis nervios, con renovadora energía.

Dr ATL

AGRADECIMIENTOS

A Dios por darme la oportunidad de estar vivo.

A mis Padres y Hermano que me han apoyado y amado durante toda mi estancia en esta vida, sin importar fracasos o triunfos. A mi familia por brindarme el apoyo necesario para seguir adelante.

A mi asesor y maestro Dr. Carlos Valdés González por su confianza y enseñanza.

Al Dr. Servando de la Cruz Reyna, Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Martín Cárdenas Soto y Ing. Enrique Del Valle Toledo por sus recomendaciones y enseñanzas.

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por brindarme la oportunidad de estudiar y superarme como ser humano.

Al CENAPRED en especial a Ing. Enrique Guevara O., Ing. Gilberto Castelán P., Ing. Javier Ortiz C., Cesar Morquecho Z., Germán Espitia S., Paulino Alonso R., Jazmin Vázquez L., Ana María Alarcón F., Gerardo Jiménez R., Hidromiro Romero M., M en C. Alicia Martínez B., Ing. Angel Gómez V., Lucio Cárdenas G. A todos ellos gracias por su ayuda y recomendaciones.

A mi amigo Cesar Honorio por compartir gratos momentos. A Iris, Rubi, Nahum, Carmen, Aida, Blanca, Toño, Carlos, Juan José por compartir su amistad. A Itzel por acompañarme en gran parte de la carrera. A Judith por contagiarme la alegría de vivir y hacerme sentir feliz.

A mis amigos y hermanos del GEU, por tantas experiencias compartidas.

Finalmente a Gregorio Chino Popocatépetl por existir y darnos la oportunidad de conocerlo y explorarlo

INDICE

CAPITULOS	PAG
RESUMEN	1
I INTRODUCCION	3
I.1 Historia del Volcán Popocatépetl	7
I.2 Peligros Volcánicos	8
I.2.1 Derrames de Lava	9
I.2.2 Domos de Lava	9
I.2.3 Corrientes Piroclásticas de Densidad	10
I.2.4 Flujos de Lodo (lahares)	10
I.2.5 Derrumbes Gigantes	11
I.2.6 Caída de Material Piroclástico	11
I.3 Breve Historia	12
I.4 Actividad Paroxismica	14
I.5 Resumen de la Actividad de Diciembre de 1994 a Enero del 2001	15
II MONITOREO VOLCANICO	28
II.1 Monitoreo del Volcán Popocatépetl	30
II.1.1 Monitoreo Visual	34
II.1.2 Monitoreo Geodésico	34
II.1.3 Monitoreo Geoquímico	36
II.1.4 Monitoreo Geofísico	37
II.1.5 Monitoreo Sísmico	37
II.1.5.1 Sismómetros	39

II.1.5.2 Actividad Sísmica en el Volcán Popocatepetl	41
II.1.5.2.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT)	42
II.1.5.2.2 Eventos de Largo Periodo (LP)	44
II.1.5.2.3 Eventos Híbridos (H)	46
II.1.5.2.4 Eventos de Explosión	47
II.1.5.2.5 Tremor	48
II.1.5.3 Modelo Genérico de Enjambres Sísmicos Volcánicos	52
III ANALISIS DEL TREMOR ARMONICO	55
III.1 Duración y Variación de las Frecuencias	55
III.2 Movimiento de Partículas	71
IV RESULTADOS E INTERPRETACION	83
IV.1 La Sismicidad del Volcán Popocatepetl en la Crisis Eruptiva	83
IV.1.1 Tremor Armónico	84
IV.1.1.1 Localización del Tremor en el Tiempo	87
IV.1.1.2 Velocidades de Ascenso	100
IV.1.1.3 Modelo del Tubo de Organo	104
IV.1.1.4 Modelo Conceptual del Volcán	106
IV.2 Correlación del Tremor con la Deformación	108
IV.3 Volumen del Domo de Lava	110
IV.4 Erupción	112
IV.5 Índice de Explosividad (VEI)	115
IV.6 Energía Sísmica	116
V CONCLUSIONES	118
BIBLIOGRAFIA	121

RESUMEN

El volcán Popocatepetl es considerado uno de los más activos de nuestro país en la actualidad como lo ha demostrado en los últimos años. La actividad contemporánea del volcán inició el 21 de diciembre de 1994 emitiendo gases y cenizas, las cuales alarmaron a las poblaciones cercanas. A principios de noviembre del 2000, se presentaron una gran cantidad de eventos volcano-tectónicos, así como enjambres de eventos de largo periodo (LP's), y exhalaciones de pequeñas a moderadas. A principios de diciembre de ese mismo año se presentó otro enjambre de eventos volcano-tectónicos (VT's), así como exhalaciones de diferente intensidad. Para los días 12, 13, y 14, se generaron varias exhalaciones, las cuales produjeron plumas volcánicas cargadas de ceniza. Una etapa de gran actividad sísmica se presentó en el volcán, los días 15, 16 y 17 de ese mismo mes. Esta etapa correspondió a un periodo de tremor armónico de gran amplitud, el cual saturó los registros analógicos de las estaciones de periodo corto de la red del monitoreo del volcán Popocatepetl. El tremor armónico se relacionó al emplazamiento de un nuevo domo de lava dentro del cráter, el cual se formó en dos etapas que totalizaron aproximadamente 32 horas. La primera etapa de actividad tuvo una duración de 12.5 horas, después hubo un periodo de calma de 16 horas en las cuales únicamente se presentaron algunos eventos LP's. Seguido a este periodo de calma, hubo un nuevo episodio, el cual tuvo una duración de 19.5 horas y en el cual se presentaron exhalaciones de gas y de ceniza. En la primera etapa del tremor se observaron tres diferentes frecuencias en la señal, las cuales estuvieron localizadas principalmente en 1.20, 2.71 y 4.00 Hz. Las amplitudes para estas frecuencias, variaron; la máxima amplitud se concentró en la frecuencia de 1.20 Hz, seguida de la de 2.71 y finalmente en algunas ocasiones que estuvo presente la tercera frecuencia de 4.00 Hz. Para la segunda etapa estas frecuencias se presentaron en 1.06, 2.00 y 3.00 Hz. La mayor amplitud se concentró en la segunda frecuencia que fue de 2.00 Hz. La localización de estos tremores se llevó a cabo analizando el movimiento de partículas, de los registros filtrados para la mayor amplitud, que en este caso fue de 1.20 y 2.00 Hz, los cuales nos dieron las direcciones preferenciales para cada plano en diferentes estaciones. Para este análisis se utilizaron tres estaciones, dos de banda ancha ubicadas en Canano (PPP) al Norte y Chipiquixtle (PPX) al Sur-Oeste y una de periodo corto en Colibri (PPC) al Sur-Este del volcán. Las localizaciones para la primera etapa se concentraron en una zona entre los 3100 y

3900 msnm, y para la segunda etapa se presentaron entre 3500 y 4400 msnm. Estas regiones en las que prevalece la frecuencia de un 1 Hz, se encuentra por debajo de los 3800 m. Para la región en donde se presentan las frecuencias de 2 Hz, se localiza ligeramente por arriba de los eventos generados en la primera parte. Siguiendo el modelo de un tubo de órgano con sus extremos cerrados se propone un modelo conceptual de los conductos más superficiales del volcán. Con base a las frecuencias del tremor y su localización se calcularon longitudes de conductos de 0.844, 0.500, 0.350, 0.250 kilómetros para las frecuencias de 1.13, 2.00, 2.85 y 4.00 Hz, que fueron las que estuvieron presentes a lo largo de todo el tiempo que duró el tremor. La longitud del conducto de 0.844 km se colocó sobre los 3100 msnm, después el conducto de 0.5 km a una altura de 3750, con una zona de transición de los dos ductos entre los 3750 y 4000 msnm. Por arriba del conducto de 0.5 km se colocaron los conductos de 0.35 y 0.25 km. El tremor de gran amplitud generado durante esos días, indicaba el emplazamiento de un domo de lava, el cual fue destruido en su gran mayoría los días 18 y 19 de diciembre del 2000, así como el 22 de enero del 2001.

I INTRODUCCION

Los volcanes en nuestro país han tenido gran importancia en el desarrollo tanto social como económico. Muchas de las grandes ciudades se han asentado a los pies de estos gigantes, debido principalmente a que los suelos han sido enriquecidos con minerales de materiales volcánicos, lo que provoca que los cultivos sean de muy buena calidad. De igual forma el deshielo de sus glaciares aporta agua a las comunidades cercanas y debido a la altura de estas enormes montañas sirven como trampas de humedad, lo que ocasiona que se condense el vapor de agua en sus cumbres para convertirlo en lluvias, y por si fuera poco el magnifico paisaje que propician estas hermosas montañas, atraen a visitantes y fomentan el turismo en la zona.

En la cultura y el arte han sido de gran atractivo para pintores, escritores y fotógrafos, los cuales han desarrollado sus talentos para entenderlos y plasmarlos como ellos los ven. El mismo escudo de la UNAM tiene a los volcanes como parte de nuestra historia, de tal forma que los volcanes siempre han estado con nosotros y por siempre lo estarán.

En el siglo pasado lamentablemente hubo lecciones difíciles de olvidar, tanto en el extranjero como en nuestro país. Como ejemplo están las erupciones del Chichón en marzo y abril de 1982, las cuales produjeron un gran número de víctimas. Este tipo de situaciones pueden llegar a ser mitigadas y minimizadas, con un adecuado sistema de monitoreo volcánico.

Parte de la labor de los investigadores en ciencias de la tierra es poder hacer diagnósticos oportunos de la actividad volcánica a realizarse, así como su magnitud, de tal forma que la reducción de los riesgos por una inminente erupción es la base de este tipo de estudios, los cuales arrojan información importante para el conocimiento del fenómeno volcánico.

En nuestro país existen varios volcanes que se consideran activos, entre ellos se encuentra el volcán Popocatepetl. El volcán Popocatepetl se ubica a 60 km al Sureste de la ciudad de México y a 45 km al Oeste de la Ciudad de Puebla, como se observa en la Figura 1.1. Tiene

una elevación aproximada de 5452 msnm y un cráter en forma de elipse con un semieje mayor de 900 m y de 600 m en su semieje menor.

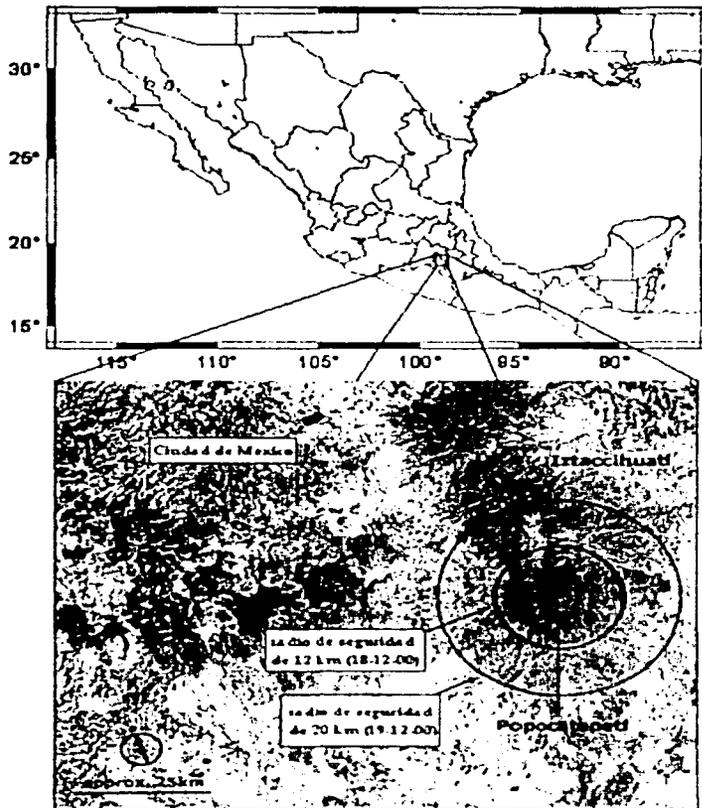


Figura 1.1.- Localización del volcán Popocatepetl, en la parte central de México, así mismo se presentan los radios de seguridad adoptados en la actividad de diciembre del 2000

El Popocatepetl es un estratovolcán formado por capas sucesivas de lavas y material piroclástico. La composición de sus lavas desde su reactivación han sido dacitas (65% de SiO_2) a andesitas (57% de SiO_2) con 2-6.6% de MgO (Martín-Del Pozzo *et al.*, 2002), lo que lo hace ser un volcán de composición intermedia. El edificio volcánico cubre un área de más de 500 km^2 abarcando los estados de Puebla, México y Morelos.

El Popocatepetl entró en una nueva actividad el 21 de diciembre de 1994, en la cual emitió fumarolas con cenizas y gases, después de no haber presentado actividad desde los años 20's. A lo largo de estos casi 7 años, el volcán se ha caracterizado por presentar diferentes etapas de actividad. En algunas ocasiones han ocurrido explosiones importantes, en otras ocasiones únicamente exhalaciones de cenizas y gases, como la mostrada en la Figura 1.2, en donde se observa el evento del día 28 de noviembre de 1998.



Figura 1.2 -Exhalación del día 28 de noviembre de 1998.
(Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>)

La actividad presentada en el volcán, ha sido principalmente de bajo peligro, solamente en algunas explosiones considerables se han presentado peligros volcánicos, como los lahares o flujos piroclásticos. Esto no implica que el volcán siempre se comporte de esta manera. Por ejemplo los depósitos formados alrededor del volcán producto de actividades históricas nos

demuestran que puede llegar a presentar erupciones de tipo pliniano, las cuales emiten grandes cantidades de gases y material fragmentado en un corto lapso de tiempo, que podrían llegar hasta las poblaciones más cercanas al volcán.

El monitoreo volcánico ha demostrado en las últimas décadas ser una herramienta de vital importancia en la mitigación de los peligros volcánicos (Banks *et al.*, 1989). La forma de vigilar a un volcán es midiendo esos pequeños cambios en las propiedades físicas y químicas de su estructura y de los materiales emitidos en su actividad, de tal forma que cambios en su comportamiento interno son de gran ayuda para poder hacer pronósticos acertados de una futura actividad volcánica.

En especial, la geofísica es una de las herramientas más utilizadas en el monitoreo de un volcán. La magnetometría, nos ayuda a inferir las zonas donde el campo magnético es afectado por cuerpos magnéticos, de igual forma la gravimetría nos puede llegar a ser útil al inferir cambios en las densidades de ciertos lugares cercanos a el volcán, producto de una intrusión de material con diferentes propiedades de la roca encajonante.

Una rama de la geofísica, la cual es la principal herramienta en el monitoreo volcánico, es la sismología. Los sismos que ocurren en los volcanes son muy variados y nos indican que tanta actividad se está presentando dentro del volcán. Los procesos de ascenso de magma dentro del volcán tienen manifestaciones físicas en formas de sismos, es por eso que aunque en la superficie no se presente ninguna manifestación visible, por medio de estos movimientos podemos inferir que tan activo se encuentra el volcán.

Los ocurrencia de sismos, así como la profundidad y la magnitud de ellos, en otros volcanes ha sido de gran utilidad en el pronostico de erupciones. Ejemplos como el Pinatubo, Filipinas en 1991 (McNutt, 1996), han demostrado que una vigilancia metódica de este tipo de actividad pueden llevar a reconocer futuras erupciones. El monitoreo sísmico tiene la ventaja de poder ser en tiempo real, así como de obtener los datos sin tener personal cerca del volcán, ya que debido a la tecnología actual los datos son recopilados en el lugar y son enviados teleméricamente a un centro de registro y procesamiento.

La sismología junto con otros parámetros como la deformación, la geoquímica y la información visual, permiten llevar a cabo una sólida vigilancia. Es por eso que la obtención de la mayor cantidad de datos acerca del nivel de actividad nos dará un mejor panorama de que es lo que está sucediendo.

El objetivo de este trabajo es comprender los procesos volcánicos por medio de la observación de manifestaciones físicas que ocurren dentro del volcán, como son los sismos, ya que estos nos aportan información valiosa sobre la actividad volcánica que ocurre en ese momento y de lo que puede ocurrir en un futuro cercano. En particular nos concentramos en la interpretación de señales sísmicas conocidas como tremor armónico, que precedieron la actividad eruptiva del Popocatepetl en diciembre del 2000. De tal forma que el estudio sistemático de este tipo de señales puede ser una herramienta importante en la mitigación de los desastres volcánicos.

1.1 Historia del Volcán Popocatepetl

El volcán Popocatepetl a lo largo de su historia ha presentado diferentes periodos de actividad, así como de intensidad en sus erupciones. El volcán que conocemos ahora ha sufrido de múltiples transformaciones en tiempos pasados, debidas principalmente a erupciones paroxísmicas, es decir liberan una gran cantidad energía en forma de grandes columnas eruptivas, las cuales lanzan enormes cantidades de material fragmentado, gases, y rocas de dimensiones considerables.

El Popocatepetl, montaña que humea, como su nombre lo indica en Náhuatl, mantuvo a lo largo de muchos años una actividad fumarólica, la cual precedió a la actual actividad de carácter explosivo. De igual forma a lo largo de cientos de años los antiguos pobladores cercanos al volcán escribieron y plasmaron la actividad del Popocatepetl en varios documentos tanto escritos como pictóricos, lo que nos indica que el volcán ha mantenido actividad por varios miles de años.

Para conocer esta actividad a lo largo de los siglos, los vulcanólogos especializados en depósitos generados por volcanes han recorrido gran parte de las zonas aledañas al

Popocatépetl, para clasificar los diferentes depósitos generados por el volcán y así reconocer el tipo de actividad que ha presentado en el pasado y que posiblemente podría realizar en un futuro tal vez no muy lejano.

I.2 Peligros Volcánicos

Los peligros volcánicos generados a lo largo de toda su historia eruptiva han sido muy variables y de diferente intensidad, a continuación se da una clasificación y explicación de cada uno de ellos.

Clasificación de Peligros volcánicos tomado de Macias *et al.*, (1995)

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

A. Lavas

- Derrames de lavas
- Domos de lava

B. Corrientes piroclásticas de densidad

- Flujos piroclásticos
- Oleadas piroclásticas 'surges'
- Explosiones piroclásticas 'blast'

C. Flujos de lodo y sus transformaciones (lahares)

D. Derrumbes Gigantes (avalanchas de escombros)

2. Peligros por eventos de caída libre.

A. Caída de material piroclástico

B. proyectiles balísticos.

1.2.1 Derrames de Lava

Los derrames de lava son flujos de roca fundida e incandescente, los cuales viajan siguiendo la morfología del terreno, con velocidades que en algunos casos no sobrepasan algunos metros por día. En el volcán Popocatepetl las lavas emitidas en el episodio actual se han concentrado dentro del cráter, lo cual no es un riesgo para la población, además de que la composición mineralógica las clasifica como andesita a dacita lo cual significa que su viscosidad es alta y por lo tanto su capacidad de fluir es poca.

1.2.2 Domos de Lava

El volcán Popocatepetl en el transcurso de la actividad iniciada desde el 21 de diciembre de 1994, ha presentado 12 domos de lava dentro de su cráter. Al emitir lava de alta viscosidad esta no fluye en varias direcciones sino por el contrario se acumula en la parte central de los conductos con lo cual impide la salida de gases y nuevo material de una manera eficiente, lo que trae consigo el taponamiento de los conductos o grietas que dan a la superficie aumentando así la presión dentro de los conductos. Finalmente cuando la presión excede el nivel de estabilidad, ocurre una explosión de tipo vulcaniana (Morrissey *et al.*, 2000). Un ejemplo de un domo se puede observar en la Figura 1.3



Figura 1.3.- Ejemplo de un domo de lava emplazado en 1997, la foto fue tomada el 10 de diciembre de ese mismo año a las 10:50 horas (Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>)

1.2.3 Corrientes Piroclásticas de Densidad

Son flujos de materiales volcánicos generados por erupciones de tipo explosivo los cuales están compuestos por gases y fragmentos de roca, pómez y escoria de dimensiones variables y a altas temperaturas mayores a los 500° C. Si las concentraciones de material volcánico, como fragmentos grandes de rocas, pómez, escorias, respecto al centro del flujo es alta, a estos se les llaman flujos piroclásticos, estos flujos viajan por las barrancas y destruyen todo a su paso. Si el contenido de material sólido no es tan alto, con respecto a los gases se les llama oleadas piroclásticas (surges). Estas oleadas pueden llegar a sobrepasar barreras topográficas, y recorrer distancias mayores que la de los flujos piroclásticos. En la actividad actual del volcán Popocatepetl, se han presentado flujos piroclásticos como el ocurrido el 22 de enero del 2001, los cuales fueron producto del colapso parcial de la columna eruptiva. Estos flujos bajaron por las cañadas principales de la parte norte del volcán y llegaron a una distancia aproximada de 5 kilómetros del cráter del volcán.

Otro tipo de eventos con características explosivas y de gran emisión de material fragmentado son las explosiones dirigidas (blast), las cuales son provocadas por una rápida liberación de la presión ejercida por un cuerpo magmático, el cual provoca un deslizamiento de una parte del volcán. Como se hará mención más adelante este fenómeno a ocurrido en el volcán en varias ocasiones.

1.2.4 Flujos de Lodo (lahares)

El termino lahar es de origen filipino (Tagalo), está compuesto por una mezcla de material fragmentado de origen volcánico, como rocas, escoria, pómez, ceniza, con agua la cual puede ser producto de lluvias, o derretimiento de masas de hielo (glaciares). Estos flujos se generan durante erupciones volcánicas, en las cuales hay aporte de agua producto de deshielo, lluvias etc. Adicionalmente cuando queda mucho material suelto sobre las barrancas del volcán y hay un aporte de agua debido a grandes precipitaciones se pueden generar también los lahares. Estos flujos de lodo siguen las barrancas o cañadas y pueden llegar a recorrer grandes distancias. En el Popocatepetl se han presentado algunos flujos de lodo como el ocurrido el 30 de junio de 1997, el cual llegó a cerca del poblado de Santiago Xalitlintla en el estado de

Puebla recorriendo cerca de 18 kilómetros, así como el ocurrido el 22 de enero del 2001, el cual fue producto del derretimiento parcial del glaciar debido a un flujo piroclástico.

1.2.5 Derrumbes Gigantes

El derrumbes de una parte del edificio volcánico, debido a la intrusión de un cuerpo magmático, puede producir flujos de materiales que viajan a muy altas velocidades (>100 km/hr) y son capaces de transportar mega-bloques, este tipo de actividad destruye todo lo que encuentra a su paso y es el principal peligro asociado a una erupción volcánica. Las probabilidades de que esto suceda en el volcán Popocatepetl en un futuro cercano son muy poco probables, pero si llegara a ocurrir la parte más vulnerable debido a las características estructurales del edificio volcánico sería posiblemente hacia el sur-sureste.

1.2.6 Caída de Material Piroclástico.

Los materiales de caída libre, compuestos por material fragmentado como pómez, cristales, ceniza y rocas preexistentes son emitidos a través del cráter por explosiones o exhalaciones, las cenizas más finas pueden viajar grandes distancias, y en algunas ocasiones en la actividad actual del volcán han llegado hasta Veracruz y el Caribe. Las cenizas presentan el peligro volcánico que puede tener efectos a grandes distancias del volcán

En el caso de los bloques o bombas como se les conoce, estos han llegado hasta un radio aproximado de 6-7 kilómetros del cráter del volcán, como se puede observar en la explosión generada el 1 de enero de 1998, la cual se muestra en la Figura 1.4.



Figura 1.4.- Explosión ocurrida el día 1 de enero de 1998, a las 18:30 horas (hora local), en la cual se observa el incendio forestal producido por la caída de fragmentos incandescentes, los cuales alcanzaron las partes boscosas. (Tomado <http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>)

Uno de los principales problemas generados con las cenizas volcánicas, es que pueden viajar a grandes alturas y llegar a perjudicar a las aeronaves que se interpongan en su trayectoria, es por eso que se utilizan imágenes satelitales para informar a las autoridades aeronáuticas sobre la dirección y altura de estas plumas.

En caso de que llegara a ocurrir una erupción Pliniana, es decir que lanzara material fragmentado a grandes alturas, mayores a 10 km, la ceniza y material más fino podrían llegar a viajar grandes distancias, como se ha presentado en algunas erupciones históricas de este tipo, como la del Chichón en 1982 y la del Pinatubo en 1991, en las cuales la ceniza viajó alrededor del mundo durante varias semanas generando cambios climáticos en el mundo por varios años.

1.3 Breve Historia

En la Tabla 1.1 podemos observar las últimas fases eruptivas del volcán, los datos fueron recopilados gracias a escritos de los pobladores cercanos al volcán y a los depósitos generados por el Popocatepetl en sus alrededores.

Tabla I.1 Historia Eruptiva del volcán Popocatépetl.

(Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx/involcan.html>.)

AÑO	BREVE HISTORIA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
23,000a	Gran erupción tipo Sta. Helena destruye el edificio volcánico previo
14,000a	Gran erupción pliniana produce lluvias de cenizas y pómez sobre el valle de México
14,000-5,000a	Ocurren varias erupciones menores y al menos cuatro grandes erupciones
3,000 b	Erupción Grande
200 b	Erupción Grande
800 c	Erupción Grande
800 c-	Después de la última erupción explosiva, la actividad del Popocatépetl ha sido moderada. A lo largo de los últimos 1200 años se han presentado numerosos episodios de actividades similar a la actual. Algunos de ellos están documentados
1354 c	Erupción menor
1363 c	Fumarolas
1512 c	Fumarolas
1519 c	Fumarolas
1530 c	Erupción moderada
1539-1549 c	Erupción moderada. Explosiones esporádicas moderadas emiten ceniza y pómez
1571c	Emisiones de ceniza
1592 c	Fumarolas y emisiones de ceniza
1642 c	Fumarolas y emisiones de ceniza
1663 c	Erupción moderada. Explosiones esporádicas moderadas emiten ceniza y pómez
1664 c	Emisiones de ceniza
1665 c	Emisiones de ceniza
1697 c	Fumarolas
1720 c	Erupción leve y actividad fumarólica
1804 c	Fumarolas Leves
1919-1927 c	Erupción Moderada. Explosiones esporádicas moderadas emiten ceniza y pómez. Se forma un pequeño domo de lava en el fondo del cráter. Hubo algunas víctimas en el interior del cráter al realizar trabajos de explotación de azufre

I.4 Actividad Paroxísmica

El volcán Popocatépetl ha presentado erupciones de tipo St. Helens o Bezymianny anteriormente (Siebe *et al.*, 1995). Este tipo de actividad se refiere a la ocurrida en el volcán Santa Helena situado en la parte noroeste de los Estados Unidos de América, en la cual se empezaron a observar cientos de sismos ubicados por debajo del cráter cargados ligeramente hacia la parte septentrional, de igual forma se empezaron a registrar deformaciones de metros sobre la misma ladera del volcán, indicando una intrusión magmática, la cual estaba deformando de manera importante al volcán. Finalmente el 18 de mayo de 1980 a las 8:32 (hora local) se produjo la erupción que ocasiono que la parte norte del volcán se deslizara liberando la presión ejercida por el magma localizado a muy poca profundidad del cráter, la cual inició una erupción, en donde se emitió aproximadamente un kilómetro cúbico de material fragmentado. La característica de los depósitos generados por esta erupción, consistió en montículos de material del mismo edificio volcánico, así como del material juvenil que provocó la erupción. Estos montículos se distribuyeron a lo largo de una gran área, la cual quedo devastada por la erupción. Las explosiones dirigidas también generan depósitos de menor espesor llamados Blast, los cuales son uno de los grandes rasgos de este tipo de erupciones, adicionalmente se generaron depósitos de lahares, flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, así como depósitos de caídas.

Este tipo de erupciones anteriormente se habian presentado en otros volcanes alrededor del mundo, pero fue hasta ese día en donde una gran cantidad de investigadores se dieron cuenta del tipo de depósito que generaba estas erupciones. Fue así que alrededor del mundo se empezaron a reconocer los depósitos de avalancha de escombros, los cuales en algunos volcanes eran mucho mayores que el del St. Helens. Uno de esos volcanes donde se reconoció este tipo de depósitos es el volcán Popocatépetl.

Investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM, han encontrado hacia la parte sur del volcán Popocatépetl, al menos cinco depósitos de avalancha, los cuales han sido mapeados y se han calculado sus volúmenes (Siebe *et al.*, 1995). La última erupción de tipo Santa Helena ocurrida en el volcán fue hace 23,000 años. Según estudios radiométricos, esta erupción

destruyó el edificio volcánico de ese entonces, y paulatinamente a lo largo de los siglos se fue reconstruyendo hasta llegar al volcán conocido en la actualidad. En la parte noroeste del Popocatepetl, se encuentra el vestigio de un antiguo edificio al cual se le ha dado el nombre de Nexpayantla.

El emplazamiento de estos depósitos hacia el sur del volcán tienen una explicación y es debida a que el volcán Iztaccihualt ha servido como sostén ante la desestabilización de los flancos septentrionales del Popocatepetl. Esto nos indica que si llegara ha ocurrir otra actividad similar a está, el lado más susceptible de derrumbarse será el flanco sur-sureste, con lo cual hay se debe poner una atención especial en las deformaciones desarrolladas en este lado del volcán.

1.5 Resumen de la Actividad de Diciembre de 1994 a Enero del 2001

El Volcán Popocatepetl, inició una nueva fase de actividad el 21 de Diciembre de 1994, después de haber aumentado su actividad sísmica y fumarólica iniciada en 1993, en esta nueva etapa el volcán emitió una exhalación de ceniza, y generó señales de tremor (señal sísmica persistente que puede durar de minutos a días, con una frecuencia fundamental y sus armónicos), lo que promovió la evacuación de las poblaciones más cercanas al volcán, debido a que no se tenía la certeza de que tipo de actividad seguiría a esta primera emisión después de no haber presentado ninguna actividad desde la registrada en los años 20 's. (Valdés *et al.*, 2001).

Después de estas primeras exhalaciones de cenizas y gases, siguió un periodo de poca actividad a lo largo de todo el año de 1995. A principios de 1996 incrementó su actividad, emitiendo exhalaciones de ceniza parecidas a las de diciembre de 1994. A finales de marzo de ese año se pudo observar el crecimiento de un cuerpo de lava dentro del cráter (domo), con lo cual se esperaba que la actividad del volcán se volviera más explosiva, ya que este mismo domo, obstruía parcialmente la salida de nuevo material. El domo siguió creciendo hasta finales de julio y continuó con emisiones de ceniza que fueron disminuyendo en cantidad. A partir de septiembre de ese mismo año, las exhalaciones fueron de carácter más explosivo y

continuaron durante todo el año, y siguieron durante el primer semestre del 1997. El 30 de junio de 1997, se presentó un evento explosivo con una serie de eventos volcano-tectónicos o VT's (sismos por fracturamiento de corte), que iniciaron a las 16:56 de ese mismo día, un temblor le siguió después indicando la parte inicial de la exhalación a las 17:11. Esta erupción emitió una columna de ceniza de ocho kilómetros aproximadamente, y debido a que los vientos predominantes en esa época del año tenían una dirección hacia el noroeste, la ceniza fue llevada hacia la Ciudad de México donde se reportó caída de este material en un lapso de 2 a 3 horas. (Valdés *et al.*, 2001).

Debido a la gran precipitación durante esos días, parte del material que quedó sin consolidar en las faldas del volcán fue acarreado, produciendo un flujo de lodo que bajó por una de las principales cañadas del volcán y llegó hasta el poblado de Santiago Xalitzintla en el estado de Puebla a 12 km al noreste del Popocatepetl, este flujo provocó una pequeña inundación en una cañada donde se encontraba una casa. (Valdés *et al.*, 2001).

La actividad persistió durante 1997, y a finales de ese mismo año se observaron señales de temblor lo cual indicaba la aparición de un nuevo domo de lava dentro del cráter, y que se corroboró con un sobre-vuelo en diciembre. Seguido al crecimiento del domo comenzó su destrucción con algunas explosiones importantes como la del 24 diciembre del 1997 y el 1 de enero de 1998, en donde se presentaron incendios de pastizales cercanos al volcán debido a los fragmentos incandescentes, de igual forma se presentaron explosiones en los meses de marzo y abril.

En agosto de ese mismo año se presentó un evento VT de magnitud 3.9, el cual es el más grande ocurrido en el volcán en la época actual y se presenta a una profundidad de 11.5 kilómetros por debajo del cráter, localizado al SE. Adicionalmente ocurrieron otros sismos, así como emisiones de ceniza y en algunos casos temblor armónico de baja amplitud. Durante ese mes se presentaron eventos con carácter explosivo, los cuales generaron columnas volcánicas de entre 4 y 5 km de altura. A finales de agosto se observó resplandor en la cima del volcán lo que hizo pensar que existía un cuerpo de lava en su interior. El volcán siguió mostrando una actividad explosiva a lo largo de septiembre y mediados de octubre, con un decaimiento en las

emisiones a finales de ese mismo mes y principios de noviembre. Durante todo el mes de noviembre se presentaron exhalaciones, algunas de carácter explosivo. A partir del día 22 se observa incandescencia en la parte alta del volcán, así como episodios de tremor armónico, lo que hace creer en la aparición de un nuevo domo de lava. El día 25 a las 8:10 se presenta una explosión lo que indica un nuevo periodo de actividad con características explosivas en las cuales se destruirá el domo. Emisiones de ceniza importantes se presentaron los días 25, 27, 28, 29, 30 y 1 de diciembre. El 5, 6, 7 de diciembre continuó la actividad explosiva, así como el 8 en donde ocurren cinco emisiones de ceniza. Los días 9 y 10 continúa la actividad. Los días del 11 al 16 de diciembre, la actividad se mantuvo con pocas explosiones, resaltando dos el día 12 y una el día 15 y 16. El día 17 se presentó una explosión que lanzó fragmentos incandescentes que alcanzaron parte del bosque ocasionando incendios forestales. Del 18 al 21 de diciembre no hubo emisiones importantes hasta el día 22, y después solo hubo emisiones pequeñas hasta fin de año (Valdés *et al.*, 2001).

Durante los dos primeros meses de 1999, el volcán mantuvo un nivel bajo de actividad, hasta marzo donde se incrementó, con pocas emisiones de ceniza de características no explosivas. Los días 12, 13, 18 y 20 de marzo ocurrieron pequeñas explosiones las cuales generaron pequeñas emisiones de ceniza.

En el mes de abril ocurrieron explosiones moderadas como la de el día 4 de abril, la cual pudo ser escuchada en los poblados cercanos. Para el mes de mayo se registraron pequeños flujos de lodo ocasionados por la fusión parcial del glaciar. El 16 y 17 de junio ocurrieron 35 sismos volcano-tectónicos o VT's asociados al sismo de Tehuacán Puebla (Pérez, 2001). En julio ocurrieron 15 eventos VT, y se siguieron generando flujos de lodo de pequeñas magnitudes. En agosto ocurrieron pequeñas emisiones de ceniza, y hubo algunos eventos VT (Valdés *et al.*, 2001).

En los primeros días de septiembre ocurrieron cuatro eventos VT, y una exhalación el 5 de ese mismo mes que produjo caída de ceniza en algunas poblaciones cercanas al volcán. El 3 y 4 de octubre ocurrieron emisiones de ceniza, con caída de material en algunos poblados, después de este periodo disminuyó la actividad presentandose únicamente exhalaciones de vapor de agua y gases. El 3 de noviembre se observó un incremento en la actividad sísmica,

presentándose un evento VT, así como tremor armónico y una pequeña exhalación, a finales de mes disminuyó la actividad únicamente presentándose algunos eventos VT. De igual forma se mantuvo la actividad a lo largo del mes de diciembre en donde únicamente se presentaron 3 eventos VT y una exhalación de pequeña magnitud (Valdés *et al.*, 2001).

El año del 2000 inició con poca actividad, sólo ocurrieron pequeñas emisiones de ceniza, así como eventos VT. A principios de febrero la actividad fue baja, pero el día 12, se presentó un tremor armónico, el cual después fue asociado con un domo de pequeñas dimensiones dentro del cráter, y fue observado el día 25 de ese mismo mes.

Durante marzo del 2000 se siguieron presentando episodios de tremor armónico, así como algunos eventos VT's. A principios de abril se registró una exhalación moderada, la cual inició parte de la destrucción del domo emplazado durante el mes de febrero. De igual forma hubo exhalaciones los días 17 y 18. El aumento de la temperatura ambiental propició que el glaciar se provocaran pequeños flujos de lodo. En el mes de mayo se registraron más exhalaciones aunque fueron de moderada intensidad, y solo en una de ellas registró caída de ceniza en los poblados más próximos. El 24 se observó un flujo de lodo el cual llegó hasta el puesto de observación de la SEDENA a 4 km de la cima (Valdés *et al.*, 2001).

El día 6 de junio se presentaron pocas exhalaciones así como algunos eventos VT's. De igual forma que el mes anterior, el mes de julio continuó con niveles bajos de actividad, únicamente con algunos episodios de tremor, así como exhalaciones moderadas y muy pocos eventos VT's (Valdés *et al.*, 2001).

En agosto de ese mismo año la actividad permaneció con niveles bajos, únicamente se presentan algunas emisiones moderadas de ceniza y algunos episodios de tremor. Un incremento en la actividad del volcán se inició a partir del mes de septiembre en donde se presentaron exhalaciones de pequeña a moderada intensidad, como en los días 1, 4, y 16. De igual forma se registraron episodios de tremor armónico de baja amplitud, lo que sugería el crecimiento de un nuevo domo de lava dentro del cráter del volcán. Esto se pudo confirmar con un sobrevuelo realizado el día 15 de ese mes, en el cual se observa un pequeño domo. El

numero de eventos VT's fue de 8, con magnitudes de coda menores a $M_c=2.5$. En este tiempo se observó que algunas exhalaciones culminan con etapas de tremor. El mes de octubre continúa con exhalaciones, algunas etapas de tremor armónico y también se registran explosiones como la ocurrida el día 16, a las 5:20 (hora local), con una fase final acompañada de tremor. En cuanto a los eventos VT's se presentan únicamente 5 en todo el mes (Valdés *et al.*, 2001).

En noviembre se inicio el incremento de una actividad anómala, ya que en los primeros días de ese mes se presenta un enjambre de eventos VT's. El día primero se registro un VT con magnitud de 3.1, el día tres se presentaron cinco con magnitudes menores a 3. Debido a este tipo de actividad, ese día el comité científico asesor, recomienda subir el semáforo volcánico de amarillo fase dos a amarillo fase tres. De igual forma el día 6 hubieron dos VT's con magnitudes de 2.4 y 2.2. El 8 se presentaron dos VT's. A lo largo del mes se siguieron presentando un gran numero de eventos, que en total sumaron 27. En la Figura 1.5, se puede observar la localización de los eventos VT's en ese mes.

El numero de eventos de largo período o LP's (sismo de baja frecuencia con onda P emergente y con onda S poco distinguibles) o conocidos comúnmente como exhalaciones (Servando De la Cruz, comunicación personal) también aumentó de manera importante, algunas de moderada intensidad que produjeron columnas de ceniza mayores a los 5 kilómetros, como las de los días 1 y 9. Algunas de estas exhalaciones también presentaban tremor espasmódico (señal sísmica persistente con amplitudes y frecuencias variables) el cual llegaba a durar hasta 30 minutos. El nivel máximo de exhalaciones por día fue de 114 el 17 de noviembre. Estas exhalaciones estaban compuestas principalmente por vapor de agua y gases, y en algunas ocasiones muy poca ceniza. A finales del mes seguirían las exhalaciones y en algunos casos episodios de tremor armónico.

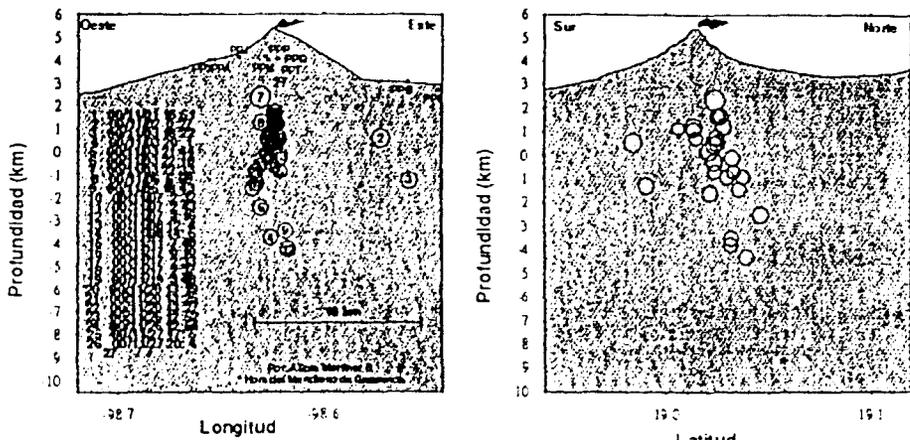


Figura 1.5. Eventos volcano-tectónicos localizados durante todo el mes de noviembre del 2000, la gran cantidad de estos eventos sugiere un nuevo aporte de material proveniente de la cámara magnética localizada probablemente por debajo de los 5 km del nivel del mar. (Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>).

La actividad del volcán a principios de diciembre se mantuvo en niveles altos, se presentaron exhalaciones de gases y cenizas, como la del día 2, en la que el volcán emitió una columna de ceniza de aproximadamente 1.5 km de altura y con una duración de una hora y media, también se presentó un evento VT. El día 3 también se produjo una columna de un kilómetro y medio de altura. El día 4 ocurrieron 75 exhalaciones de baja a moderada intensidad, así como un evento VT. Al día siguiente se registraron 26 exhalaciones, además de cinco eventos VT's. El día seis se presentaron episodios de tremor armónico y un evento VT. Para el día 7 solo ocurrieron algunas exhalaciones. El día 8 hubieron cuatro eventos VT's, y el día 9 también hubo un evento VT.

El día 10 se presentó tremor armónico y algunas exhalaciones, al día siguiente se presenta una secuencia sísmica con episodios de tremor además de exhalaciones. El día 12 se presentó una exhalación de veinte minutos de duración la cual alcanzó una altura de 5 km sobre el cráter. En la fase inicial de l e evento se pudieron observar algunos fragmentos incandescentes que

cayeron cerca del cráter. El día 13 de diciembre se presentó temblor espasmódico con emisión de ceniza a las 00:35 hrs, además se observa incandescencia en la cima del volcán, asociada posiblemente al crecimiento de un domo con altas temperaturas. Ese mismo día se presentan exhalaciones importantes a las 09:30 y las 19:57 hrs. En la Figura 1.6, se puede observar una imagen de la exhalación de las 9:30 hrs.



Figura 1.6.- Imagen de la exhalación del día 13 de diciembre del 2000.
(Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx/cgi-bin/popo/mvolcan.cgi>)

El día 14 se presentó una emisión de ceniza que comenzó a las 05:44 horas, con una altura de 4 km sobre el cráter, la emisión fue continua y los vientos dominantes transportaron la ceniza hacia la ciudad de México. De igual forma durante la madrugada de ese día se presentaron explosiones cortas, que lanzaban fragmentos incandescentes a menos de 1 kilómetro y medio de distancia. A las 12:12 del mismo día continuó emitiendo una pluma de ceniza que alcanzaba los cuatro kilómetros de altura sobre el cráter.

La actividad del volcán como se ha mencionado, tuvo un incremento en su actividad desde el mes de septiembre, cuando se pudo visualizar un pequeño domo de lava en su cráter. En la Figura 1.7 se muestra la energía acumulada sísmica RSAM de 10 min (Medida de la Amplitud Sísmica en Tiempo Real) Endo *et al.*, (1991), para la estación Canario Vertical (PPPV), así

como la medición del SO₂ para los meses de finales de septiembre a inicios de enero. En esta gráfica se puede observar un incremento en la actividad sísmica en los primeros días del mes de noviembre, fecha en que se presenta una gran cantidad de eventos VT's, así como exhalaciones de baja a moderada magnitud.

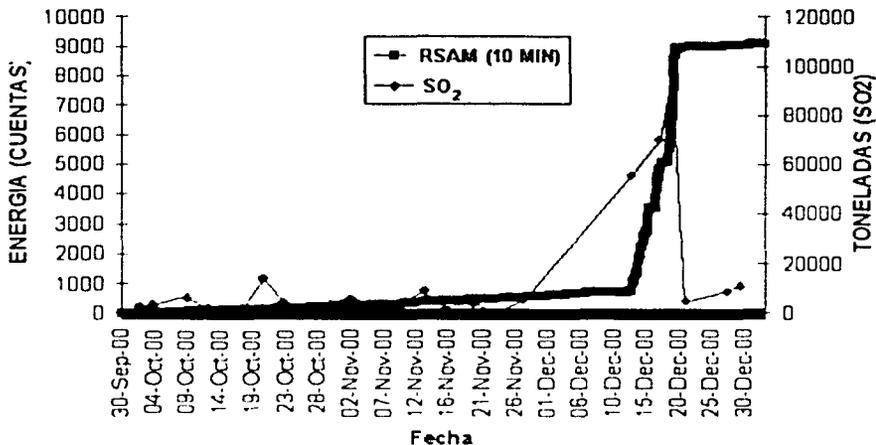


Figura 1.7.- Gráfica de la energía acumulada RSAM(10 min) para la estación PPPV, en la cual se puede observar un cambio de pendiente a principios de noviembre que es cuando se presenta un enjambre de eventos volcano-tectónicos el día 5. De igual forma se correlaciona con el SO₂ el cual llega a un nivel máximo de casi 100, 000 toneladas el 19 de diciembre del 2000.

El día 15 de diciembre a las 14:05 (hora local), comenzó a presentarse un episodio de tembor armónico de gran amplitud. La duración del tembor fue aproximadamente de 12.5 horas. Después de la gran etapa de tembor de gran amplitud se presentó un periodo de calma de 16 horas, en las cuales únicamente se presentaron algunos eventos LP's En seguida un nuevo episodio de tembor armónico de gran amplitud se registró el día 16 por la noche, terminando al día siguiente con una duración de casi 20 horas. En la mañana del 18 de diciembre después de una intensa actividad el día anterior, el volcán se mantuvo en niveles muy bajos de actividad, únicamente se presentaron algunos episodios de tembor de baja amplitud, y se observaba una fumarola de vapor de agua. A las 17:25(hora local) se empezó a detectar un tembor armónico.

Después a las 17:51 horas ocurre una exhalación con algo de ceniza de aproximadamente de 1.5 km de altura, y a las 18:36 se observa incandescencia en el cráter la cual alcanza un máximo a las 19:10 hrs. Finalmente ocurren explosiones dentro del cráter a las 19:13 hrs, lanzando fragmentos incandescentes hasta 1000 metros de distancia del cráter, de igual forma se inicio una emisión de ceniza que alcanzó una altura aproximada de 4 km sobre el cráter, y con una dirección hacia el Noreste. A las 19:41 horas la longitud horizontal de la columna era de 15 km, y explosiones sucesivas se presentaron a partir de está hora teniendo máximos a las 19:35, 19:40, 19:43 hasta las 19:57, en donde empezó a declinar la actividad (Valdés *et al.*, 2001).

Se reportó caída de ceniza en San Pedro Benito Juárez, en Atlixco y San Jerónimo. De nuevo a las 2:08 hrs de l día 19, se volvieron a presentar explosiones con fragmentos incandescentes hacia el flanco Este, hasta una distancia de 500 m. A las 6:11 horas se inició otra nueva etapa explosiva que lanzó fragmentos incandescentes hasta una distancia de 1 km, por aproximadamente 1.5 horas, además de la columna permanente de ceniza de una altura aproximada de más de 3 km, con dirección hacia el Sureste Después de estos eventos explosivos el volcán continuó emitiendo una columna de ceniza de aproximadamente 500 metros de diámetro (Figura 1.8).



Figura 1.8.- El volcán por la mañana, emitiendo una densa fumarola de gas y ceniza (Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx/volcan.html>)

Durante todo el tiempo de emisión de está columna de ceniza se observa tremor espasmódico producto de la emisión de material de manera constante. La pluma de cenizas y gases es persistente a lo largo de todo el día y conserva una altura superior a los 3000 metros sobre el cráter, el tremor se registra en todas las estaciones, y las imágenes satelitales muestran la dirección de la columna de ceniza, que sigue una dirección Sur-Sureste, como lo podemos ver en la Figura 1.9, en donde se observa la distribución de la pluma del día 19 a las 13:02 hrs (hora local). La amplitud del tremor disminuyó conforme llegaba la tarde aunque continuaba la emisión permanente de ceniza. Finalmente la emisión de ceniza disminuyó durante la noche, y únicamente se observó una fumarola de vapor, gas y ceniza de menos de 1000 metros sobre el cráter.

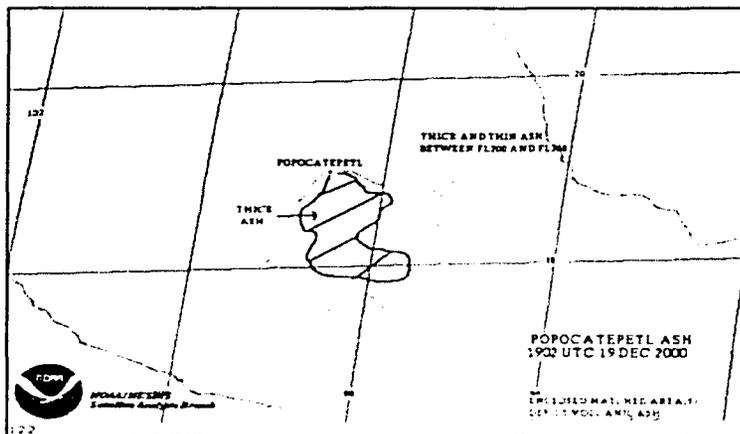


Figura 1.9.- Imagen satelital en donde se muestra la dirección de la pluma volcánica del día 19 a las 13:02 hora local, se puede ver claramente que se esparce hacia el Sur-sureste y Suroeste, con una altura aproximada de entre 6600 y 8600 msnm (Tomada de <http://www.ssd.noaa.gov/VAAC/messages.html>)

La actividad del volcán disminuyó en los siguientes días, y únicamente se presentaron exhalaciones de gases, algunos episodios de tremor, así como algunos vientos VT's. Los siguientes días se presentaron solo algunas explosiones, por ejemplo la del día 24 a las 15:55

hrs, lanzando algunos fragmentos hacia afuera del cráter, y al día siguiente ocurrió una exhalación moderada que lanzó algunos fragmentos incandescentes a menos de 500 m del cráter y alcanzó una altura mayor a 3 kilómetros sobre el nivel del cráter, con dirección al noreste. Eventos con las mismas características explosivas se presentaron los días 27, 28 y 30 de ese mismo mes. Durante enero del 2001 se presentaron exhalaciones moderadas los días 1, 2, 3, 8, 14. Algunas de estas exhalaciones mostraron una fase inicial explosiva, y estuvieron acompañadas de ceniza, gases y vapor de agua, y terminaron con tremor espasmódico. De igual forma durante los primeros días de este mes se registraron varios eventos VT's por debajo del cráter.



Figura 1-10.- Fase explosiva del 22 de enero del 2001, en ella se observa que el diámetro de la columna eruptiva alcanza aproximadamente 500 metros
(Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx/mvolean.html>)

El día 22 de enero se presentó un evento VT's con una magnitud de 2.8 localizado al Este del cráter. Después de este evento sísmico se presentó una explosión grande que alcanzó en pocos minutos varios kilómetros de altura, la columna de ceniza fue tan grande que abarcó todo el cráter del volcán, por consiguiente se generaron flujos piroclásticos producto de un colapso parcial de la columna eruptiva (tipo St. Vicente). Estos flujos bajaron por las principales cañadas en la parte Norte del volcán, así como por el Oeste, Sur y Este, llegando hasta una

distancia aproximada de 5 km. Uno de estos flujos atravesó parte del glaciar y generó un flujo de lodo (lahar) que se emplazó por la cañada Huiloac, y tuvo dimensiones aproximadas de 50 cm de alto por 7 m de ancho, en la parte terminal de los 15 km recorridos y a 3 km de Santiago Xalitzintla.

La altura de la columna se estimó entre 8 a 10 km de altura por encima del cráter formando un hongo característico de este tipo de explosiones, ya que llegó a la altura de tropopausa en donde existe la división de la troposfera y la estratosfera, la temperatura de la columna disminuyó en este nivel, con lo que la densidad del aire circundante y la de la columna se igualaron produciendo que se dispersara la ceniza en forma radial.

Durante toda la tarde se presentaron diversas fases explosivas, como se puede observar en la Figura 1.10, en donde se muestra un acercamiento al cráter y se observa el ancho de la columna que es aproximadamente de 500 m, tomando en cuenta que el diámetro del cráter tiene 800 m. Estas explosiones generaron un temblor continuo, el cual disminuyó conforme avanzaba la noche. Este tipo de actividad explosiva es característica del proceso relacionado con la destrucción del domo emplazado en el mes de diciembre. Se reportó caída de ceniza en Santiago Xalitzintla, Atlixco, parte de Puebla, Tecamachaleco y Tétela del Volcán (Valdés *et al.*, 2001)

Al día siguiente de esta actividad se presentó una exhalación moderada a las 08:28 horas la cual emitió una columna de ceniza menor a los 3 kilómetros de altura. Fotografías aéreas tomadas días después indicaron que aproximadamente más de un 20% del domo de diciembre había sido destruido con la explosión del día 22 de enero del 2001. El día 26 se presentaron solo algunas emisiones de vapor y agua con algo de ceniza. A las 11:02 del día 29 se registró una exhalación con fase inicial explosiva, y cuya fase intensa duró aproximadamente minuto y medio, la cual produjo una fumarola con alto contenido de ceniza que se elevó aproximadamente 2.5 km y se dirigió al Noreste. El evento lanzó algunos fragmentos que alcanzaron menos de un kilómetro de distancia desde el cráter. El día 27 de igual forma se presentaron exhalaciones de ceniza y gases que no alcanzaron más de 2 kilómetros de altura sobre el cráter.

El objetivo del presente estudio es el análisis del comportamiento temporal y espacial del tremor armónico del 15 al 17 de diciembre del 2000 y su correlación con la formación del domo de lava emplazado dentro del cráter y la actividad eruptiva presentada en el mismo mes y enero del 2001.

Este trabajo esta compuesto por cuatro capítulos más, en el segundo llamado Monitoreo Volcánico se tratan las diferentes herramientas que se utilizan en la vigilancia volcánica, así como la actividad sísmica que se ha presentado en el volcán Popocatepetl.

En el capítulo tres se analiza el tremor armónico en tiempo y frecuencias, generado los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000, así como el análisis del movimiento de partícula del tremor, que sirvió para su localización. En el cuarto capítulo se presentan los Resultados e Interpretaciones de los datos obtenidos y finalmente el quinto capítulo trata sobre las Conclusiones de este trabajo.

II MONITOREO VOLCANICO

La mayoría de las erupciones, tal vez en todas, vienen precedidas por cambios geofísicos y geoquímicos en el estado del volcán. Estos cambios que a veces son imperceptibles por los seres humanos, pueden ser detectados con instrumentos sofisticados, instalados en las laderas o cerca de los volcanes. El término vigilancia volcánica (o monitoreo volcánico) se refiere a los estudios científicos que colectivamente observan, registran y analizan sistemáticamente los cambios visibles o invisibles, que ocurren en el volcán y en sus alrededores (Banks *et al.*, 1989).

Los primeros observatorios vulcanológicos fueron establecidos en Japón y Hawai en 1911, con la instalación de sismómetros y otros instrumentos. Los datos obtenidos por la vigilancia o monitoreo volcánico describen el comportamiento actual del volcán y reflejan, directa o indirectamente los cambios en el sistema físico y químico del sistema magma-agua-gas-roca que lo conforma y proporcionan la información necesaria para hacer pronósticos o predicciones a corto plazo (meses, semanas, días u horas) Banks *et al.*, 1989

En el volcán Popocatepetl estos cambios de intranquilidad volcánica comenzaron desde 1993 y claramente el 21 de diciembre de 1994, el día en el cual hubo la primera exhalación de ceniza y gases después de la actividad presentada en los años 20's. Actualmente el monitoreo del volcán Popocatepetl, desde su reactivación consiste de 5 aspectos que se mencionan a continuación.

- Monitoreo Visual
- Monitoreo Geodésico
- Monitoreo Geoquímico
- Monitoreo Geofísico (gravimetría, magnetometría, percepción remota, etc)
- Monitoreo Sísmico

Este monitoreo es realizado en conjunto por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), y los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM.

II.1 Monitoreo del Volcán Popocatépetl

Como se ha mencionado el volcán Popocatépetl, actualmente cuenta varias estaciones tanto sísmicas como de deformación. La mayoría de las estaciones están localizadas sobre el volcán en un radio menor de 10 km y a una altitud que varía de 3000 a 4200 msnm, la estación más cercana es Canario (PPP/ PIP) que se encuentra a 1.7 km del centro del cráter y es también la más alta.

Varias estaciones están localizadas una de otra entre 2 y 10 km y se han incorporado al sistema estaciones a una mayor distancia del volcán para registrar la actividad regional, estas permiten definir la sísmicidad dado de que exista una erupción de mayores proporciones que destruya las estaciones cercanas o que sature los registros de los equipos.

Las estaciones de la red son de tipo telemétrico, esto significa que envían sus señales por medio de ondas de radio a una central, en donde se registran de forma continua y con una misma referencia de tiempo. Debido a que se requiere línea de vista para enlazar por radio dos puntos, varias de estas señales tuvieron que ser repetidas mas de dos veces, en especial aquellas que se encuentran en la parte este y sureste del volcán. En la Figura 2.1 se muestra la localización de las estaciones tanto sísmicas como de deformación.

Todas las señales provenientes del volcán llegan telemetricamente como ya se habia mencionado, a un puesto centralizado de recepción de datos localizado en el CENAPRED, donde son procesadas y analizadas por el personal de riesgo volcánico. Un diagrama de bloques simplificado del equipo se puede observar en la Figura 2.2. Este sistema está compuesto principalmente por tres gabinetes que alojan los módulos y circuitos electrónicos de recepción y decodificación, así como los graficadores del tambor. Las tareas específicas de adquisición, monitoreo, procesamiento y análisis de los datos se lleva a cabo mediante computadoras interconectadas en red (Quaas *et al.*, 1995)

Un banco de receptores detecta las señales de radio, algunas se transmiten en forma digital que directamente son procesadas por un sistema independiente de adquisición y

procesamiento de datos. Para el caso de las señales sísmicas analógicas y de inclinometría, estas pasan por un proceso de demodulación o decodificación, después las señales son graficadas en papel mediante registradores en tambores, así como también son grabadas en forma digital para ser procesadas en tiempo real.

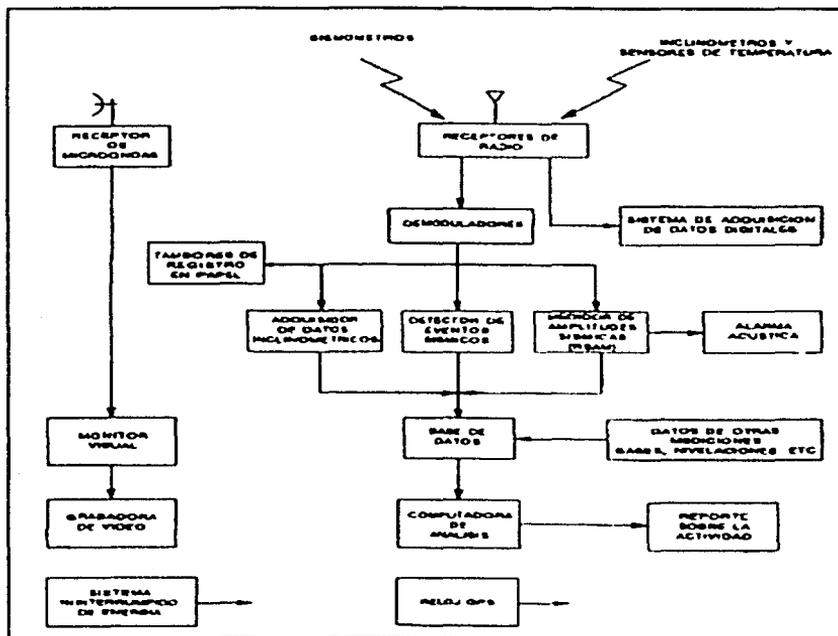


Figura 2.2.-Equipos que componen el centro de recepción y procesamiento de los datos de monitoreo del volcán Popocatepetl. (Tomado de Quaa *et al.*, 1995).

Los datos procesados, tanto de la medición directa vía telemetría, como de otra información adicional, se vierten y almacenan en un banco de datos. De allí se toman para su procesamiento y análisis, con los cuales se realizan reportes diarios acerca de la actividad del volcán. La Tabla II.1 muestra las estaciones de la red de monitoreo del volcán, así como su localización, la instrumentación, la institución a la que pertenecen y su fecha de instalación.

Tabla II.1 Instrumentación para el monitoreo y vigilancia del volcán Popocatepetl
CENAPRED - UNAM - USGS. (Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html>)

CLAVE	NOMBRE DE LA ESTACION	LOCALIZACION DE LA ESTACION	ALT. (m)	LAT. N	LONG. W	INSTRUMENTACION	INSTITUCION	FECHA DE INSTALACION
PRR	CENAPRED	Cenapred, Mexico DF	2365	19.3151	99.1747	Puesto central de recepción, registros, monitoreo y procesamiento de la información de toda la red	CENAPRED, USGS, IIGIOL	agosto, 1994
PA A	ALIZOMONI	Microondas Alizomoni	4000	19.1204	98.6535	camara de video	CENAPRED, IIGIOL	febrero, 1995
PA A	ALIZOMONI	Microondas Alizomoni	4000	19.1204	98.6535	sismometro vertical (1 Hz) repetidora	IDEL, CENAPRED	julio, 1994
PBA	ALIZOMONI	Microondas Alizomoni	4000	19.1204	98.6535	Microbarógrafo **	CENAPRED	mayo, 1997
PA B	ALIZOMONI	Microondas Alizomoni	4000	19.1204	98.6535	camara termica infrarroja **	CENAPRED	febrero, 1998
PPM	TLAMACAS	Microondas Tlamacas	3950	19.0963	98.6278	sismometro triaxial (1 Hz) repetidora	IIGIOL, CENAPRED	septiembre, 1994
PN	COIHUIRI	Ladera SW cerca de San Pedro Benito Juarez	2650	18.9870	98.5572	sismometro triaxial (1 Hz)	CENAPRED	noviembre, 1994
PNX	CHIHUIQUINTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0008	98.6566	sismometro triaxial (1 Hz)	CENAPRED, USGS	octubre, 1994
PNXB	CHIHUIQUINTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0008	98.6566	sismometro triaxial de banda ancha	CENAPRED, USGS	julio, 1998
PNX	CHIHUIQUINTLE	Arenales ladera SW	3980	19.0008	98.6566	inclinometro basal	CENAPRED, USGS	Febrero, 1995
PEJ	EL SACON	Base del Ventorrillo ladera SW	4452	19.0342	98.6446	sismometro triaxial (1 Hz)	CENAPRED, USGS	noviembre, 1997
PEJ	EL TENCALCO	Ladera sur	3300	18.8743	98.6241	sismometro triaxial (1 Hz)	CENAPRED	mayo, 1996
PEP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	sismometro triaxial	CENAPRED	enero, 1995
PEPB	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	sismometro triaxial de banda ancha	CENAPRED	marzo, 1998
PEJ	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	inclinometro basal	CENAPRED, USGS	enero, 1995
PN	SIENPAYASTLA	Loma al SW de Tlamacas	4100	19.0465	98.6355	inclinometro basal	CENAPRED, USGS	enero, 1995
PNY	LOS CUERVOS	Parte alta ladera sur	4200	19.0609	98.6246	sismometro triaxial (1 Hz)	CENAPRED	enero, 1995
PEM	CANARIO	Refugio de El Canario, barranca Tenenepanaco ladera norte	4170	19.0412	98.6280	detector acustico de flujos y pluviometro	CENAPRED, USGS	octubre, 1997
PEM	ESPIERA	Barranca Espinera ladera norte	4294	19.0383	98.6255	detector acustico de flujos y pluviometro **	CENAPRED, USGS	octubre, 1997
PEM	ESPIERA	Base de las barrancas Espinera y Tenenepanaco	3663	19.0681	98.6122	detector acustico de flujos y pluviometro	CENAPRED, USGS	octubre, 1997

Una herramienta de gran ayuda en el manejo de los datos sismicos es la desarrollada por Endo y Murray (1991) llamada RSAM (Medida de la Amplitud Sismica en Tiempo Real), con la

cual se despliegan en un monitor los promedios del nivel de sismicidad registrado en cada estación. El despliegue de estos datos es mediante diagramas de barras, a cada señal se le asocian 3 barras de diferente color; la superior indica el promedio calculado en un periodo de diez segundos, la intermedia el promedio de un minuto y la inferior de diez minutos. La amplitud eje horizontal se mide directamente en cuentas del convertidor analógico-digital, si el tamaño de la barra es grande indica gran actividad sísmica, con este sistema es fácil determinar que tanta actividad sísmica se está generando en ese momento. Este sistema ha sido utilizado en varios volcanes en las últimas dos décadas y ha demostrado ser útil en crisis volcánicas como por ejemplo en el Pinatubo, Filipinas (1991), en el Redoubt, Alaska (1989) y el volcán de Colima (1998).

De igual forma otra herramienta de gran ayuda en la determinación de la actividad sísmica de un volcán, es el SSAM (Medida de la Amplitud Sísmica Espectral; Stephens *et al.*, 1994) igualmente desarrollada por personal del U.S.G.S (Servicio Geológico de los Estados Unidos). El SSAM es un sistema que determina el promedio de la amplitud espectral para 16 diferentes bandas de frecuencia, estos cálculos son determinados una vez por minuto para cada estación en particular. Los datos del SSAM son mostrados en una gráfica de tiempo-frecuencia-amplitud, en donde la intensidad de la señal corresponde a una escala de colores. Esta forma de representar las amplitudes espectrales en función del tiempo es de gran ayuda para determinar cuantitativamente la actividad sísmica desarrollada en ese momento, de una forma automática y rápida, que es de gran ayuda en las crisis, cuando los análisis manuales no son adecuados.

El análisis e interpretación de los datos sísmicos, y de inclinación, así como los datos de emisión de gases obtenidos en campo, se pueden realizar con un programa desarrollado por Murray (1992), el cual es llamado BOB. Este programa es flexible ya que permite graficar los datos en un intervalo de tiempo determinado, de tal forma que podemos conocer la evolución de ciertos parámetros de diferentes estaciones, como son el RSAM, la inclinación, la emisión de SO₂, la liberación de energía, etc.

Finalmente, la mayoría de las decisiones tomadas en un observatorio vulcanológico dependen de estos datos, algunos obtenidos en tiempo real y otros con mediciones periódicas. Las variaciones que pudieran tener en un determinado tiempo nos indicaran el estado de actividad

del volcán, ya que por ejemplo un incremento en el número de eventos sísmicos, en la inclinación y en la emisión de gases podría tratarse de una nueva actividad eruptiva. El tratamiento sistemático de los datos nos debe llevar a conocer esos pequeños cambios que pueden ser precursores de una futura erupción, pues como ya se ha mencionado antes, el monitoreo volcánico es la primera componente del proceso de mitigar los riesgos volcánicos.

II.1.1 Monitoreo Visual

El monitoreo visual del volcán es llevado a cabo con una cámara de video localizada en el cerro de Alzomoni. La imagen obtenida es transmitida hacia las instalaciones del CENAPRED. Con ayuda de la cámara se llevan a cabo acercamientos con los cuales se pueden realizar observaciones que nos puedan mostrar algún cambio significativo en la actividad volcánica visible. Las exhalaciones y explosiones producidas por el volcán emiten, en algunas ocasiones, emisiones de cenizas y gases, los cuales pueden ser dañinos para las aeronaves que transitan por la zona. Con estas imágenes, se puede inferir la dirección y la altura de la pluma y con ello se dan aviso a las autoridades correspondientes. Además, las imágenes generadas nos ayudan a correlacionar los cambios en la deformación y la actividad sísmica con los generados en la superficie.

Adicionalmente se utiliza una cámara térmica infrarroja, la cual ayuda a obtener imágenes, las cuales nos proporcionan una temperatura aproximada de los productos generados durante exhalaciones o explosiones (Gerardo Jiménez, comunicación personal 2002). De igual forma se utilizan imágenes satelitales para obtener anomalías térmicas y correlacionarlas con los demás parámetros monitoreados.

II.1.2 Monitoreo Geodésico

Los cambios en la forma del volcán están asociados a la actividad volcánica. Estos cambios generalmente reflejan ajustes de la superficie del volcán en respuesta a los movimientos magnéticos y cambios de presión dentro del edificio volcánico, provocando deflación o inflación o en algunos casos inclinaciones sobre alguna ladera del volcán.

Varios sistemas son utilizados para medir la deformación en el volcán Popocatepetl, uno de ellos son los inclinómetros, los cuales determinan variaciones en las inclinaciones de las laderas del volcán. Estas variaciones tienen una precisión de unos pocos microradianes (10^{-6} radián). Un microradián es equivalente al ángulo recorrido por una tabla de un kilómetro de longitud, si uno de sus extremos es levantado o bajado un milímetro (0.206 segundos de arco). Los datos obtenidos con este método pueden ser observados en tiempo casi-real debido a que son transmitidos teleméricamente al centro de registro y procesamiento de datos localizado en el CENAPRED.

El EDM (electronic distance meter) es otra forma de medir la deformación de un volcán. El EDM utiliza la transmisión coherente de un rayo láser desde el instrumento ubicado sobre un vértice, hacia un reflector (blanco) situado sobre otro vértice instalado en una ladera del volcán. El tiempo que necesita la luz para viajar hacia el reflector y de vuelta al instrumento transmisor es proporcional a la distancia entre los hitos. El volcán Popocatepetl cuenta con una red de hitos en diferentes sectores del volcán para determinar la deformación asociada a cualquier cambio en la actividad volcánica.

Actualmente se encuentra en operación un instrumento EDM en el cerro de Tlamacas, el cual obtiene datos de tres diferentes hitos localizados en la parte norte del volcán. El sistema mide automáticamente las distancias teleméricamente y trasmite al CENAPRED la información. Este sistema es uno de los pocos existentes en el mundo, ya que la mayoría de las redes de EDM, necesitan personal que recolecte los datos en el campo (Errasti *et al.*, 2000).

El GPS (Global Positioning System) es otro método utilizado en la determinación de la deformación de un volcán. Este instrumento utiliza señales de una serie de satélites (alrededor de 30) las cuales son procesadas por un receptor en superficie, que determinan la distancia de cada satélite y deriva su posición en la superficie de la tierra (Murray *et al.*, 2000). La precisión del GPS es de unos cuantos centímetros, y en el Popocatepetl existen varios instrumentos instalados alrededor del mismo.

II.1.3 Monitoreo Geoquímico

Todos los sistemas volcánicos tienen una zona de aguas meteóricas y circulación de fluidos calentados, llamado sistema geohidrotérmal o envoltura que rodea al magma, fundido o solidificado, pero todavía caliente. Un aporte de magma nuevo, o movimiento del ya existente dentro del edificio volcánico, puede resultar en el escape de gases distintivos hacia la atmósfera o a los fluidos en la envoltura geotérmica. Perturbaciones en el régimen térmico y en los patrones de circulación hidrotérmal pueden causar una interacción hasta cierto grado del sistema geotérmico tanto con la roca encajonante como en el régimen de aguas subterráneas (Banks *et al.*, 1989). Tales efectos aparecen como cambios geoquímicos visibles o medibles instrumentalmente en la superficie del volcán, manifestándose como variaciones en la temperatura, composición química y tasa de emisión de gases y fluidos descargados en fumarolas y manantiales (Banks *et al.*, 1989).

En el volcán Popocatepetl se realizan muestreos sistemáticos de los manantiales localizados a sus faldas, para ser analizados en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geofísica de la UNAM. De igual forma las cenizas y otros materiales piroclásticos emitidos por el volcán son analizados para encontrar cualquier cambio significativo que nos pueda demostrar una actividad volcánica más grande (Armenta *et al.*, 2002).

Los gases volcánicos como el dióxido de azufre (SO_2) y el dióxido de carbono (CO_2) son de vital importancia en el sistema geoquímico del volcán, pues como ya se dijo anteriormente estos gases pueden estar asociados a un nuevo cuerpo de magma que va ascendiendo por el edificio volcánico, y por ello es necesario llevar un monitoreo de los gases emitidos por el volcán. Para ello se utiliza el Espectrómetro de Correlación (COSPEC), para el bióxido de azufre y el Analizador Infrarrojo de Energía Dispersiva (LICOR) para el bióxido de carbono.

El COSPEC provee una técnica confiable para monitorear el flujo de SO_2 de los volcanes. El aparato es portátil, durable y puede ser usado en una amplia variedad de modos. Las técnicas principales son terrestres (fijas y móviles) y aéreas. En el volcán Popocatepetl, las técnicas de

medición que se aplican son las técnicas terrestre móvil y aérea. La técnica terrestre móvil consiste en colocar el instrumento en un vehículo automotor y realizar travesías alrededor del volcán con el fin de efectuar "cortes" de la nube de gases mediante la observación vertical de la radiación ultravioleta, en la que el sol es la fuente de iluminación. La técnica aérea consiste en montar el equipo en una aeronave y realizar cortes bajo la pluma de gas (Delgado *et al.*, 2002).

I.1.4 Monitoreo Geofísico

Cambios en la temperatura o en el equilibrio de masas de agua, gas, roca sólida y de componentes magmáticos, pueden producir alteraciones en los campos magnéticos, gravitacional y eléctricos circundantes al volcán. Es por ello que se realizan levantamientos gravimétricos alrededor del volcán por investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM. Adicionalmente se tiene instalado un magnetómetro en el cerro de Tlamacas, el cual percibe cambios en el campo magnético debido a intrusiones magmáticas dentro del edificio volcánico, estos datos son comparados con otro observatorio geomagnético ubicado en Teoloyucan (Querétaro) el cual nos brinda la información necesaria para discriminar actividad del volcán o del campo magnético de la tierra (Martin Del Pozzo *et al.*, 2002)

II.1.5 Monitoreo Sísmico

El monitoreo sísmico está definido como la vigilancia sistemática de los niveles de actividad sísmica de un volcán. El monitoreo sísmico puede ayudar a: (1) conocer los niveles de actividad sísmica de fondo del volcán, (2) si presenta leve actividad, (3) si muestra actividad precursora, (4) si ha comenzado a hacer erupción, (5) si se encuentra en erupción, (6) si finalizó la erupción, (7) si regreso a su nivel de fondo. (McNutt, 2000).

En general los objetivos buscados por el monitoreo sísmico de un volcán son el conocimiento del estado del volcán, pronosticar erupciones, estimar el tamaño de la erupción en progreso y entender los procesos físicos que están ocurriendo dentro del volcán. Muchos pronósticos de erupciones han sido acertados, debido a que el nivel de actividad sísmica refleja el nivel de

actividad volcánica, es por ello que en la actualidad existen alrededor de 200 volcanes monitoreados sísmicamente, esto es cerca de una tercera parte de los 538 volcanes que han hecho erupción en tiempos históricos (McNutt, 2000).

En la actualidad el monitoreo sísmico de un volcán en actividad es la principal herramienta con la cual se cuenta para hacer diagnósticos en cuanto a su actividad, esto se ha demostrado en contadas ocasiones en las últimas dos décadas, en las cuales se pudieron hacer pronósticos oportunos de erupciones. Como ejemplos importantes podemos citar el volcán Santa Helena, el cual entró en actividad a principios de 1980, después de 59 días de actividad sísmica. Otra importante erupción ocurrida en el siglo pasado es la del Pinatubo en las Filipinas en 1991, la cual produjo una columna pliniana con una altura de 33 km y emitió aproximadamente 10 km^3 de tefra, la cual viajó alrededor del mundo afectando el clima por varios años. Erupciones de menor magnitud se han presentado con acertados pronósticos basados en actividad sísmica precursora, ejemplos como el Monte Spurr en Alaska en 1992 y Rabaul Caldera, en 1994 en Papua Nueva Guinea han sido parte de pronósticos acertados. (McNutt, 2000). En nuestro país se han hecho pronósticos acertados de actividad volcánica en el volcán de Colima, basados en la actividad sísmica (De la Cruz-Reyna *et al.*, 2001).

Desde principios de siglo, los observatorios vulcanológicos han adoptado dentro de sus instrumentos, sismómetros mecánicos los cuales han ayudado a conocer la actividad sísmica precursora. En el Sakurajima un volcán situado en Japón se pudo observar la actividad sísmica de la erupción ocurrida el 12 de enero de 1914 (Banks *et al.*, 1989). El Kilauea ubicado en la isla grande de Hawai, fue también uno de los primeros volcanes en el mundo en contar con este tipo de vigilancia.

El monitoreo sísmico debe de cumplir con ciertos requerimientos para que pueda ser una herramienta realmente eficiente en la mitigación de las erupciones volcánicas. Principalmente se debe de contar por lo menos con 4 estaciones, para facilitar una ubicación acertada de los sismos de baja magnitud (Banks *et al.*, 1989). Además las estaciones deben de estar a menos de 15 km de la fuente y deben estar balanceadas, esto quiere decir que se deben de instalar en varias direcciones alrededor del volcán, pues si se encuentran muy cercanas entre si o de un

mismo lado, las localizaciones estarán influenciadas hacia las estaciones. De igual forma se debe de contar con una o varias estaciones regionales para así poder discriminar los eventos del volcán con movimientos de origen tectónico. Es importante un modelo adecuado de velocidades sísmicas para poder localizar los hipocentros con la mayor precisión posible.

El gran desarrollo que ha tenido el monitoreo volcánico se debe a la gran proliferación de modernas computadoras, las cuales han simplificado la adquisición de los datos, así como mejor precisión en la localización de los eventos, sin mencionar que muchos de los datos son adquiridos en tiempo real, lo que realmente es una ventaja cuando se encuentra en actividad un volcán. Actualmente muchos de los datos obtenidos son digitizados a 100 muestras por segundo lo que ayuda enormemente en el procesamiento de los datos, y nos ha ayudado a obtener errores en las localizaciones de entre 50 a 100m horizontalmente y de 100 a 300 metros verticalmente.

II.1.5.1 Sismómetros

Los sismómetros más utilizados en volcanes son los llamados de periodo corto (1s), este sistema esta basado en un sistema de péndulo inercial amortiguado, la estructura del sismómetro es rígida y está anclada al suelo, el péndulo está diseñado para dar movimiento a la masa, donde este movimiento es retrasado debido a la inercia de la masa. Cada sistema de péndulo ha sido diseñado para estar en equilibrio, con lo cual la masa se encuentra en reposo, y seguido del sismo provocado por el movimiento del suelo está sistema regresara a su estado inicial de equilibrio. La orientación del péndulo determina cual componente del movimiento de la tierra inducirá el movimiento relativo del péndulo. En el Popocatepetl hay 7 instrumentos con estas características de tres componentes de Marca Mark L-4.

Actualmente existe otro tipo de sismómetros los cuales tienen la ventaja de tener una capacidad de registrar una mayor banda de frecuencias, a este tipo de instrumentos se les llama sismómetros de banda ancha.

Tabla II.2. Características del sismómetro de banda ancha Guralp Cmg-T40

CARACTERÍSTICA	Cmg-40
Anchura de banda Estándar	0.03-50Hz
Anchura de banda Alterna	0.016-50Hz 0.00833-50Hz
Centrado	Manual
Mech. Resonancia	> 400Hz
Rango de operación	-10 a 65°C
Material De la Cubierta	Inoxidable
Conector De Acoplamiento	Kpt06f-16-26s
Diámetro Del Caso	6,6 adentro
Altura Del Caso	6,5 adentro
Peso Del Sensor	20 libras
Peso Del Envío	30 libras
Std. Energía	+12 VDC
OPT. Energía	+12 VDC
Dren Actual	+26 mA +50 mA (DC-DC)
Accesorios	
Caja-PUBB Del Desglose	Si
Control Unit-HCU	Si
Falta de información Alejada	Si
Convertidor de DC/DC 10 a la operación 36V	Estándar
Paquete De Downhole	Si
Módulo Del Digitizador del Dm	DM24 o DM16
Módulo Del Almacenaje del SAM	Si

Actualmente existe otro tipo de sismómetros los cuales tienen la ventaja de tener una capacidad de registrar una mayor banda de frecuencias, a este tipo de instrumentos se les llama sismómetros de banda ancha. Los sismómetros de banda ancha usados en el Popocatepetl se encuentran en la estación de Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX). Son marca Guralp Cmg-40T con una respuesta plana de 0.03 a 50 Hz. Las especificaciones de este sismómetro se encuentran en la Tabla II.2. Los sismómetros de banda ancha permiten obtener datos en una banda de frecuencias más grande que los de periodo corto, y debido su mayor rango dinámico no se presenta saturación de los datos en el caso de gran actividad sísmica, como sucede con los sismómetros de periodo corto.

11.1.5.2 Actividad Sísmica en el Popocatépetl

La actividad sísmica generada en volcanes es variada y corresponde esencialmente a mecanismos de fuente diferentes, así como atenuación en las ondas sísmicas por el trayecto y en algunos casos por el efecto de sitio en donde se encuentra ubicada la estación. En el volcán Popocatépetl se han generado diversos sismos con formas de onda y características espectrales bien definidas. La variación en el tiempo de estos sismos nos indica un cambio en los mecanismos que los generan y nos pueden prevenir acerca de una actividad eruptiva diferente o más intensa.

Tabla 3.1- Terminología de sísmicidad volcánica tomada de (McNutt, 1996)

McNutt ^a	Minakami ^b	Latter ^c	AVO ^d	Otros nombres
Alta-Frecuencia HF	Tipo A	Tectónico, Vulcano-Tectónico	Vulcano-Tectónico VT	Sismo de periodo corto
Baja -Frecuencia LF	Tipo B	Sismo Volcánico	Periodo Largo LP	Evento de Coda Largo, tornillo ^e
Frecuencias Mezcladas	-	Frecuencia-Media	Híbrido	Frecuencia Media
Sismo de Explosión	Sismo de Explosión	Explosión Volcánica	Explosión	-
Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Armónico, Tremor Espasmódico

^aMcNutt (1996).

^bMinakami (1974).

^cLatter (1979); solo una porción de la clasificación de Latter es mostrada.

^dAlaska Volcano Observatory (1993); ver Power *et al.*, (1994).

^eTornillo es el nombre dado para el volcán Galeras en Colombia.

También el número de ellos, así como la magnitud nos indica cuanta energía se ha ido liberando y poder conocer el nivel de actividad del volcán. Son diversas las clasificaciones que se han desarrollado para definir a los eventos sísmicos asociados a procesos eruptivos, la más conocida es la desarrollada por Minakami(1974), en donde da una clasificación basada en los volcanes japoneses. En Tabla 3.1 se pueden observar las diferentes clasificaciones desarrolladas por diferentes autores alrededor del mundo. A continuación se da una breve

explicación de estos sismos de origen volcánico y como se han clasificado en el Volcán Popocatepetl (Valdés *et al.*, 1995).

II.1.5.2.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT)

Estos eventos son similares a los tectónicos, son generados por fallamientos ó fracturamientos de corte en rocas sólidas, como los ocasionados en zonas de subducción es decir tienen un mecanismo de doble par. Las fases de las ondas P y S son claramente definidas con un intervalo de 1.5 a 3 segundos entre una fase y otra, la duración de coda es de 40 segundos o menos.

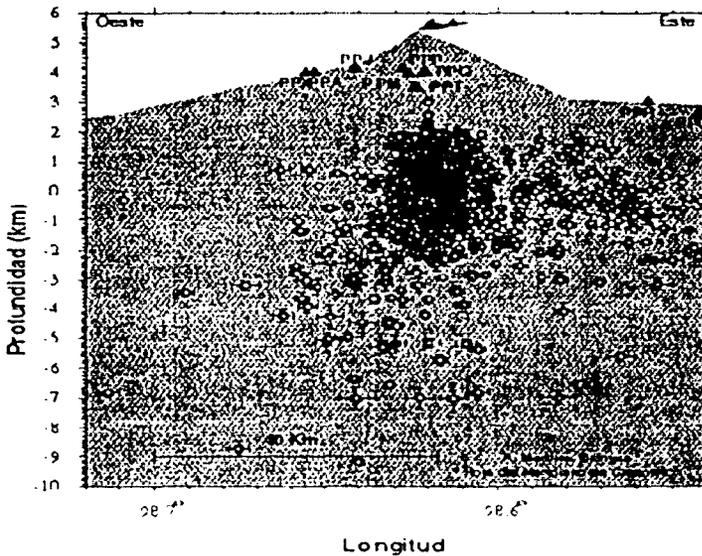


Figura 2.1.- Ejemplo de un corte W-E del volcán en donde se puede observar las localizaciones de los eventos volcano-tectónicos en el Popocatepetl. (Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx/popoc/sismicidad/sistotal.gif>)

Las frecuencias de estos eventos están definidas entre 5 y 15 Hz. Estos sismos son localizados a profundidades entre 3 y 10 kilómetros aproximadamente desde el cráter. En la Figura 2.1 se puede observar la localización de los eventos volcano-tectónicos en el volcán Popocatepetl. Un ejemplo del registro de estos sismos se puede observar en la Figura 2.2, así como su espectro de potencia normalizado, el cual resalta las frecuencias dominantes de la señal. En la Figura se observa la fase P, seguida un segundo y medio después por la fase S, las amplitudes más grandes se encuentran localizadas en un rango de frecuencias de 6 a 10 Hz, la magnitud de coda de este evento fue de $M_c = 3$.

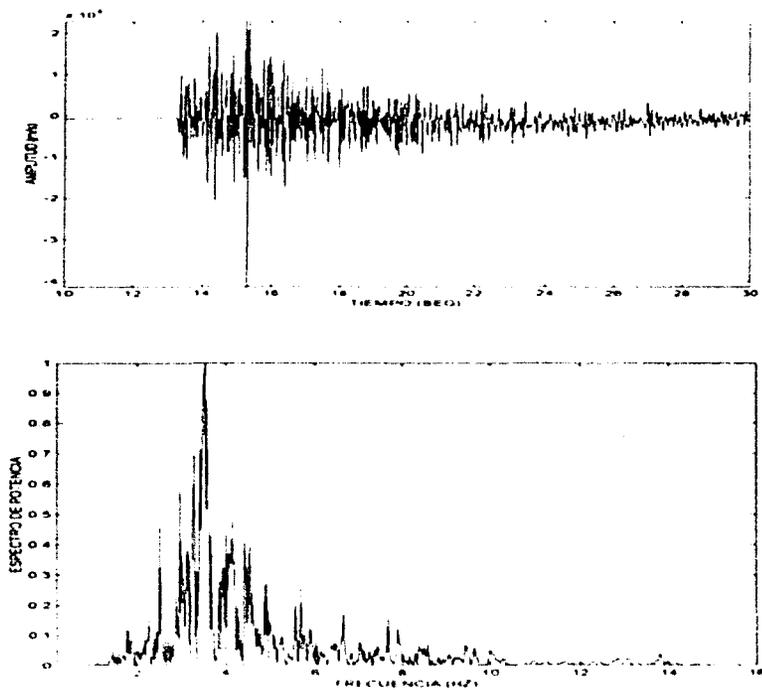


Figura 2.2.- Ejemplo de un sismo volcano-tectónico del día 11 de mayo del 2000 a las 04:56:25 (hora local), localizado en la estación Canano en su componente Norte (PPP_N) a 1.7 km del cráter. Además se muestra el espectro de potencia de la señal, en el cual se observa un contenido muy variado de frecuencias, con amplitudes entre los 2 y los 10 Hz.

II.1.5.2.2 Eventos de Largo Periodo (LP)

Este tipo de señales tienen un arribo de ondas P emergentes, pero no puede ser identificada la llegada de la ondas S, la duración de la coda es menor a los 25 segundos, y los espectros de amplitudes muestran una variedad de frecuencias centradas entre 1 y 5 Hz, con picos principalmente entre 2 y 3 Hz (McNutt, 2000). Un ejemplo de estos eventos se pueden observar en la Figura 2.3, con un sismograma de 40 segundos de duración y con su espectro de potencia normalizado con un pico en 2 Hz.

Chouet en (1996) afirma que este tipo de eventos vienen acompañados en su inicio por una señal energéticamente más débil pero con un contenido de frecuencias más grandes, (>5 Hz.). Chouet (1985, 1996) interpreta a este tipo de señales, como causados por resonancias iniciadas por presiones transitorias en un conducto o en una fractura saturada con algún tipo de fluido, gas o material magmático. Otros mecanismos generadores de este tipo de sismicidad sugieren que son producidos por flujos de material, como gas, magma o un fluido magmático transitando por un conducto, así como burbujas de gas expandiéndose o contrayéndose. Algunos investigadores consideran que la fuente debe de ser puntual y otros postulan que es un ensamble de la energía provocada por intrusiones de magma o agua dentro de estos conductos o diques. Las profundidades de estos eventos son menores a los 2 kilómetros por debajo del cráter.

Lermo *et al.*,(1995), menciona que los eventos clasificados como LP's (Tipo B) en el volcán Popocatepetl, muestran una gran variedad en cuanto a su forma de onda y contenido espectral, lo cual dificulta la clasificación, por lo que hace subclasificaciones de estos eventos, y los llama como Tipo-B de alta, media y baja frecuencia.

Los Tipo-B de alta frecuencia que encuentra Lermo, muestran frecuencias en el rango de 6 a 10 Hz., con fases de onda P y S bien definidas, estos eventos podrían llegar a ser del tipo volcano-tectónico, ya que la diferencia entre S-P es de unos pocos segundos y su alto contenido de frecuencias sugieren un mecanismo de doble par. Los Tipo-B de frecuencia media tienen una fase P emergente y la fase S es difícil de distinguir, presentan frecuencias

dominantes alrededor de 6 Hz, mientras que la duración es mayor a 30 segundos y al final del evento se observan frecuencias alrededor de los 2 Hz. Estos eventos podrían ser los de Tipo H, clasificados por Valdés *et al.*,(1995), en donde se produce una fractura debida a altas presiones producidas por líquidos o gases, y luego hay una intrusión de este mismo material el cual genera las bajas frecuencias. Finalmente se encuentran los eventos Tipo-B de baja frecuencia, estos eventos presentan frecuencias dominantes entre 2 y 4 Hz, así como un arribo de ondas P emergentes, y una onda S difícil de distinguir, esta definición corresponde a los eventos de LP's propuesta por Valdés. A los eventos de largo periodo (LP's) se les llama comúnmente exhalaciones, los cuales están asociados a salida de gas y en algunas ocasiones ceniza en el volcán Popocatepetl (Servando De la Cruz, comunicación personal 2002).

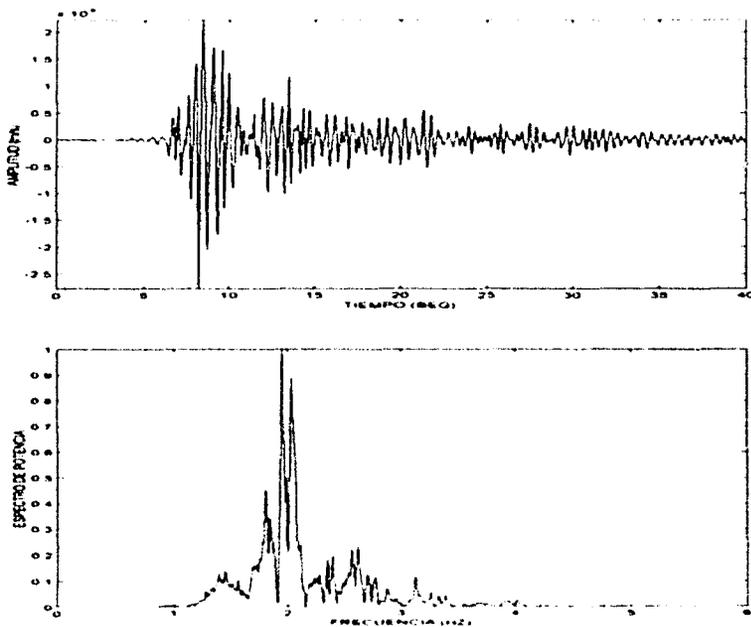


Figura 2.3.- Ejemplo de un sismo LP (comúnmente llamado exhalación), el cual se produjo el 15 de diciembre del 2000, a las 12:24:30 y fue registrado en la estación Canario en su componente Norte (PPPn), así como su espectro de potencia normalizado en donde podemos encontrar que está compuesto por bajas frecuencias entre 1.5 y 3.5 Hz.

II.1.5.2.3 Eventos Híbridos (H)

Este tipo de eventos posee un comienzo en altas frecuencias, seguido de bajas frecuencias, incluyen fases impulsivas de las ondas P y S, con un tiempo de S-P aproximadamente de 1.5 a 2 segundos, las amplitudes de las ondas P y S son más pequeñas que las de los eventos volcano-tectónicos, las bajas frecuencias son de entre 0.90 a 1.25 Hz, y la duración de la coda de todo el evento es menor a los 150 segundos. Un ejemplo de este tipo de eventos lo podemos observar en la Figura 2.4, en donde se aprecia el sismograma y su espectro de potencia formado de varias frecuencias que van de 1.8 hasta 8 Hz.

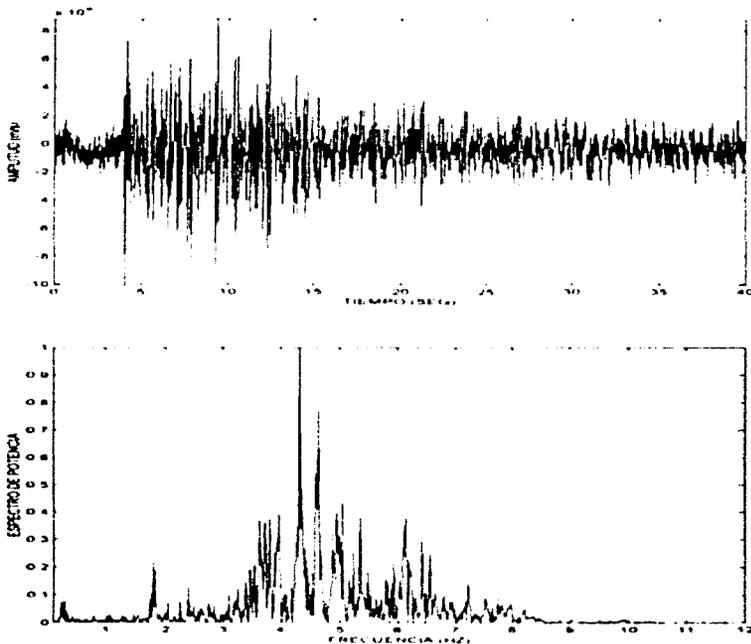


Figura 2.4.- Ejemplo de un evento H, ocurrido el 17 de octubre de 1998 a las 11:20:20 (hora local), en la estación Chipiquixtle en su componente Vertical (PPXV). En el se pueden observar la llegada de la onda P de una forma impulsiva, así como su espectro de potencia normalizado en donde se demuestra que tienen un rango grande de frecuencias que van desde arriba de 0 hasta los 9 Hz.

La explicación de su origen está basado en una fractura propiciada por las altas presiones generadas por un fluido o material magmático. Cuando se lleva a cabo el fallamiento se presentan las altas frecuencias, seguido de este proceso hay una intrusión de este mismo material el cual se inyecta en el conducto variando la presión dentro de este y así generando las bajas frecuencias, por eso es considerado como una mezcla del volcano-tectónico con el L.P. Este tipo de eventos han sido escasos en el volcán y su estudio es importante, ya que nos indican los límites entre la roca sólida y donde se encuentran fases líquidas y gaseosas a altas presiones, las cuales generan los mecanismos de ruptura.

II.1.5.2.4 Eventos de Explosión

Estos eventos tiene una onda P de tipo emergente, las frecuencias dominantes se encuentran entre 1 a 5 Hz, la duración del evento es de aproximadamente unos 40 segundos, en la Figura 2.5 se puede observar un evento ocurrido el día 25 de diciembre del 2000 a las 18:18:17 (hora local), estas señales se relacionan con explosiones de burbujas de magma, en las cuales hay una ruptura y recuperación del conducto de lava cerca de la superficie.

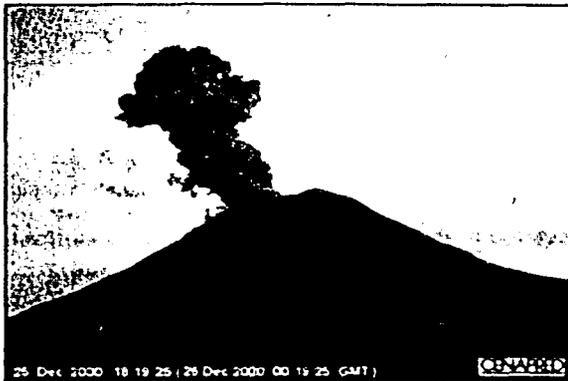


Figura 2.5.- Imagen de una pluma generada por una explosión ocurrida el 25 de diciembre de 2000, a las 18:18:17 (hora local)
(Tomado <http://www.cenapred.unam.mx/myvolcan.html>)

A veces este tipo de señales vienen acompañados por tremores de distinto contenido de frecuencias. Un ejemplo de este tipo de eventos se puede observar en la Figura 2.6, en donde se gráfica el sismograma característico y su espectro de potencia normalizado en el cual observamos bajas frecuencias entre 2 y 3 Hz.

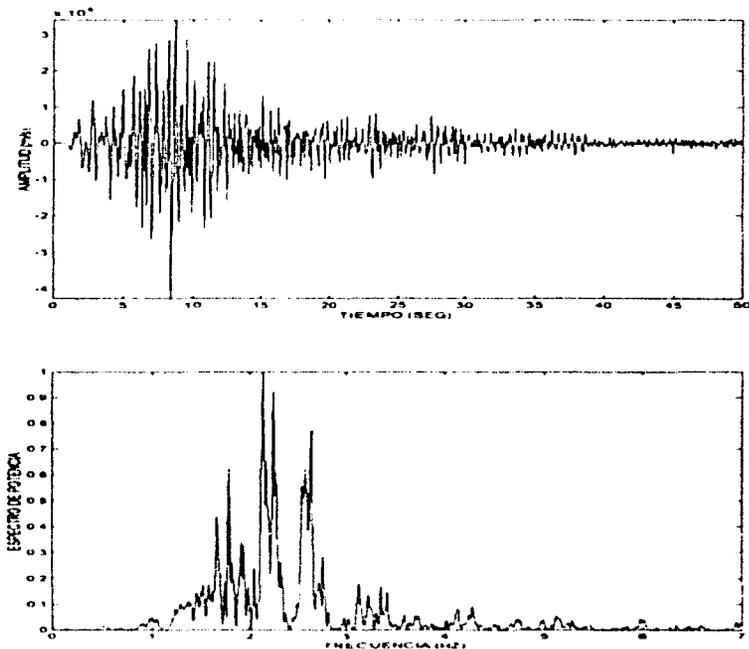


Figura 2.6.- Ejemplo de un evento producido por una explosión el día 25 de diciembre del año 2000 a las 18:18:17 (hora local), en la estación Canario en su componente Norte (PPPN), así como su espectro de potencia, en el cual podemos observar el bajo contenido de frecuencias, desde 1 hasta 6 Hz.

II.1.5.2.5 Tremor

El tremor volcánico es una señal sísmica cuya principal característica es la de mantener amplitudes y frecuencias más o menos constantes y regulares, por un largo tiempo, que puede

llegar a durar de minutos hasta horas y en algunos casos hasta meses, con un contenido espectral con picos agudos y centrados generalmente en las bajas frecuencias. Es común observar una frecuencia (pico dominante) con algunos picos subdominantes. Las frecuencias centrales de los picos dominantes son estables y no suelen estar en función del tipo de erupción. Generalmente no parece existir una correlación entre la actividad volcánica visual y la envolvente del tremor, esto quiere decir que aunque exista una gran amplitud del tremor no necesariamente el volcán se encuentra en un periodo de fuerte actividad.

Debido a la similitud en las características espectrales y en las temporales de los eventos LP's y los tremores, se piensa que tienen la misma fuente. La única variación es el corto tiempo de duración de una señal LP con respecto del tremor. De tal forma que la generación del tremor se podría decir que es el resultado de una sostenida actividad volcánica, debido a un cambio de presión, producto del flujo de fluidos, gases, o magma dentro de los conductos, reservorios y mantos, así como fracturas dentro del edificio volcánico.

En el volcán Popocatepetl desde el 22 de diciembre de 1994 y al inicio de 1995 se presentó un tremor continuo de alta frecuencia. Este tremor estuvo asociado al destapamiento de los conductos y la circulación de gas, ya que se observaron grandes emisiones de ceniza y de material no juvenil en esos días

El tremor en el volcán Popocatepetl se ha clasificado como armónico debido a su frecuencia regular y constante así como a su amplitud, como se puede observar en la Figura 2.7, en donde se muestra un segmento generado el 15 de diciembre del 2000. En el cual se observa que la señal está compuesta por dos frecuencias fundamentales, la menor frecuencia con la menor amplitud, y una segunda frecuencia con una mayor amplitud. En el espectro de potencia normalizado se observa un pico en la frecuencia de 1.3 Hz, y el segundo pico con la mayor amplitud en 2.6 Hz.

Si el tremor es variable en cuanto a sus frecuencias y amplitudes se le llama espasmódico (Brandsdóttir, *et al.*, 1992), como por ejemplo el producido por los flujos de lodo, o el registrado después de exhalaciones o explosiones.

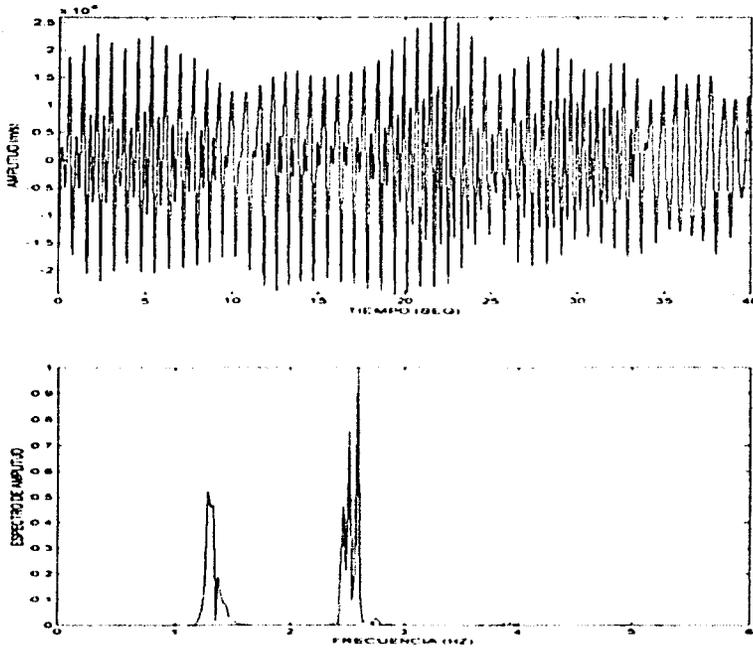


Figura 2.7.- Ejemplo de tremor armónico, del día 15 de diciembre del 2000 a las 19:35 en Canario en su componente Norte (PPPn), el cual estuvo asociado al emplazamiento del domo dentro del cráter en esos días. El espectro de potencia mostrado debajo de la señal sísmica nos muestra una frecuencia centrada en 1.3 Hz., y otra en 2.6 Hz.

El tremor registrado en el volcán Popocatepetl está en función de diferentes mecanismos generadores, en algunos casos es propiciado por flujos de lodo o agua, en este tipo de tremor únicamente se observa en las estaciones cercanas al flujo. Este tipo de tremor presenta una gran variedad de frecuencias las cuales llegan hasta los 20 Hz, como se puede ver en la Figura 2.8, en donde se muestra una señal sísmica producto de un flujo de lodo del día 5 de julio del 2001.

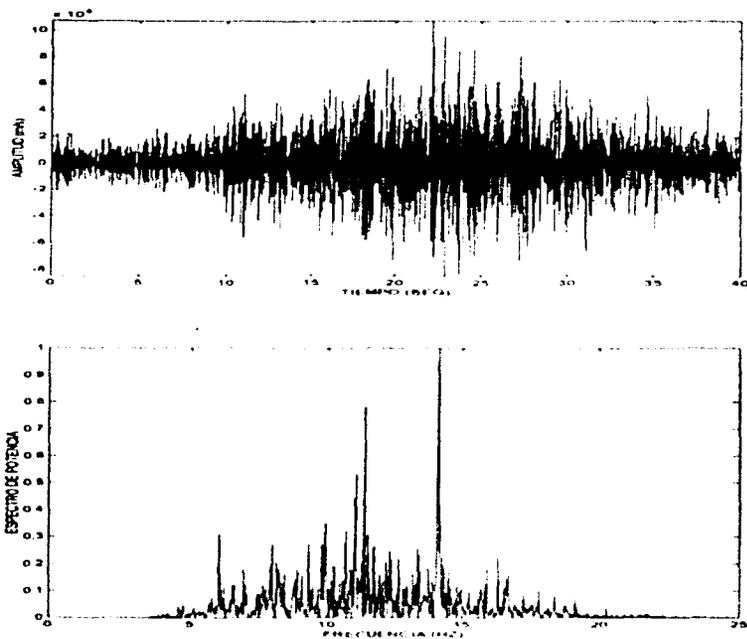


Figura 2.8.- Ejemplo de un temblor espasmódico registrado en un instrumento de banda ancha localizado en la estación Canario en su componente Norte (PPPn), el día 5 de julio del 2001 a las 13:42 (hora local). El cual fue producto de un pequeño flujo que bajo por la cañada cercana a la estación, en el se puede observar el ancho de frecuencias generadas, las cuales llegan hasta los 20 Hz.

En otros volcanes el temblor ha sido precursor de erupciones, como lo demuestran Barberi, *et al.*,(1992), quien en base ha registros históricos, observó que en 132 casos, el temblor es el precursor más común de erupciones freáticas. De igual forma McNutt(1994) estudió 80 volcanes de los cuales encontró que aproximadamente el 60% de los episodios de temblor en estos volcanes acompañaron erupciones de gas, ceniza o lava. Además cerca del 20% de los episodios de temblor ocurrieron en menos de 10 días de entrar en erupción el volcán.

11.1.5.3 Modelo Genérico de Enjambres Sísmicos Volcánicos

Alrededor del mundo se han estudiado los comportamientos de diversos volcanes con características diferentes, cada volcán es independiente y su comportamiento depende de muchos parámetros que en algunas ocasiones son difíciles de conocer, es por eso que la vigilancia metódica y continua de los volcanes nos aporta información valiosa de los patrones de comportamiento en lapsos de tiempo conocidos y por consiguiente, si se llegara a presentar una actividad diferente a la antes observada se podrán hacer pronósticos acertados sobre una actividad volcánica anómala.

Un modelo de actividad sísmica generado antes de erupciones ha sido observado en varios volcanes alrededor del mundo (McNutt, 1996), se basa en la actividad sísmica volcánica que antecede a una actividad de tipo eruptivo. Debido a que en cada volcán se involucran muchos parámetros diferentes, como la composición, temperatura, tasa de emisión, y contenido de volátiles entre otros, las manifestaciones pueden ser diferentes de un volcán a otro, por consiguiente es difícil seguir un patrón muy específico, por lo que este modelo tiene que ser considerado como muy genérico.

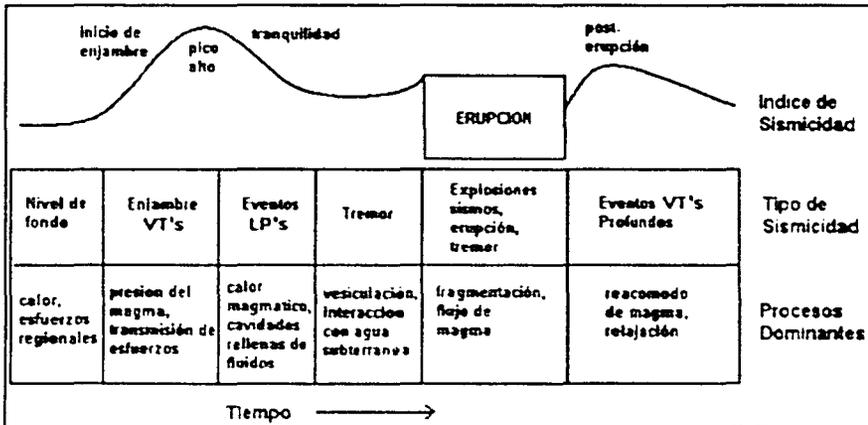


Figura 2.9.- Diagrama donde se representa el tipo de sísmica y sus procesos dominantes antes de una erupción (Tomado de McNutt, 1996).

Inicialmente se tiene una actividad de fondo, la cual es representada por la presencia de unos cuantos sismos de período largo (LP's) al día, sin tener actividad fumarólica importante, seguida a esta actividad se presentan eventos volcano-tectónicos, los cuales reflejan fracturas cortantes en la roca encajonante, en respuesta a un incremento en la presión por el ascenso de magma, como se muestra en la Figura 2.9, donde se presenta un esquema de la actividad sísmica, así como los procesos a los que está asociada. Debido a que el magma se mueve de profundidades grandes, mayores a los 5 km por debajo del nivel del mar, los enjambres son grandes y pueden durar de días a semanas. Finalmente llegan a zonas donde no se produzcan esfuerzos cortantes que generen eventos de alta frecuencia. Los procesos debidos a esta nueva intrusión producen cambios importantes en los reservorios y conductos dentro del volcán, primero los volátiles se separan del magma, cambiando su reología y la impedancia acústica y por consiguiente su habilidad para transmitir y reflejar ondas sísmicas, como ejemplo la exolución de los volátiles incrementa la viscosidad y disminuye la velocidad acústica (McNutt, 1996).

Al ir ascendiendo hacia la superficie, el magma entra en cavidades y produce un cambio de presión, lo que provoca eventos sísmicos de bajas frecuencias, de igual forma puede encontrar cuerpos de agua subterránea modificando el sistema hidrotermal y remover el calor magmático por conducción o advección, debido a este proceso de exolución de gases, así como la interacción del agua con el material en ascenso se producen enjambres de eventos de largo periodo, los cuales nos indican las condiciones de alta presión existentes en la parte más somera del volcán. El siguiente paso es abrir los conductos más superficiales, para poder liberar la presión excedente, es por eso que después de esta gran actividad ocurre en periodos de relativa tranquilidad, como se ha comprobado en 25% de enjambres sismos alrededor del mundo (Newhall y Endo 1987).

En la siguiente fase se presentan los temblores tanto armónicos como espasmódicos, los cuales pueden ser el producto del movimiento de fluidos hidrotermales, volátiles o magma, o en la mayoría de los casos pueden estar involucrados los tres. Una vez que se ha presentado esta relajación en la actividad, los niveles aumentan y finalmente el magma llega a la superficie, en algunas ocasiones de forma pasiva formando domos de lava y otra en forma explosiva

llegando así a la erupción. Durante la erupción ocurren explosiones, así como temblores que nos indican que hay una fragmentación del magma y una liberación rápida de la presión acumulada dentro del volcán.

Después de la erupción hay una relajación de los esfuerzos, reacomodo del magma así como los esfuerzos regionales cercanos al material volcánico que no llegó hasta la superficie, por lo que se presentan algunos sismos volcánico-tectónicos profundos. De igual forma se ha observado que grandes enjambres volcánicos ocurren en grandes extensiones, y no necesariamente están asociados con grandes erupciones, es por eso que no existe una clara correlación entre las duraciones de los enjambres y el tamaño o tipo de erupción. Las duraciones de los enjambres están caracterizadas por tener una distribución logarítmica normal con un promedio de 5 días, una media de 7 y una moda de 2 (Benoit *et al.*, 1993).

III ANALISIS DEL TREMOR ARMONICO

El tremor armónico de origen volcánico como ya se ha mencionado anteriormente, es una vibración continua del suelo debida cambios de presión dentro de los conductos, reservorios o fracturas del edificio volcánico. Estos cambios de presión son debidos a flujos de magma, gases, así como fluidos hidrotermales a altas presiones y temperaturas. El tremor armónico ya se había presentado en el Popocatepetl y se ha correlacionado con el proceso de formación de domos dentro de su cráter. Los episodios de tremor anteriores al de diciembre del 2000, habian ocurrido en pequeños lapsos de tiempo, de unos cuantos minutos a unas pocas horas, indicando una tasa de emisión de magma baja.

III.1 Duración y Variación de las Frecuencias

El día 15 de diciembre a las 14:05 (hora local), se comenzó a presentar un episodio de tremor armónico de gran amplitud. El tremor se presentó en forma de paquetes que duraban aproximadamente entre 25 y hasta más de 200 segundos en algunos casos, como se puede mostrar en la Figura 3.3, en donde se observa un sismograma de 10 minutos de la estación de banda ancha Canario en su componente Norte (PPPn). A este tipo de señal compuesto por tremores y periodos de quietud entre las señales, se le suele llamar tremor Bandedo (McNutt, 1996).

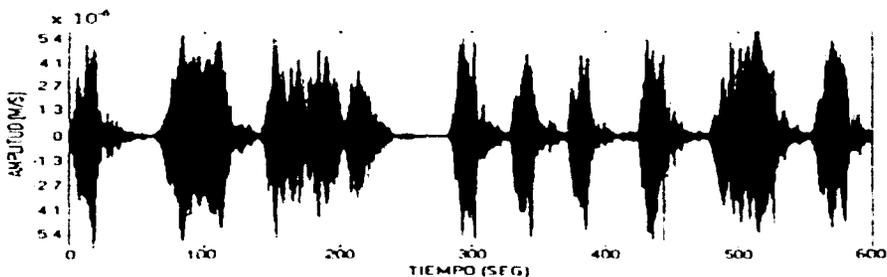


Figura 3.3.-Sismograma del día 15 de diciembre a las 19:40 hrs(hora local) en la estación de banda ancha Canario en su componente Norte-Sur (PPPn), en el se puede observar la duración de nueve paquetes, mostrados en diez minutos, así como los periodos de quietud sísmica entre cada paquete.

El temblor terminó aproximadamente a las 03:05 del día 16 de diciembre, sumando un total de más de 12.5 horas continuas de temblor. La Figura 3.4, muestra la duración de los diferentes paquetes del temblor a lo largo del tiempo, así como el tiempo de quietud sísmica entre cada paquete de temblor.

En total se contabilizaron 348 paquetes de temblor en esta primera etapa. Los periodos de reposo entre cada paquete de temblor duraban de unos pocos segundos en la fase más intensa del temblor, que se presentó de las 17:15 a las 22:12 hrs (hora local) y a más de 900 segundos en la fase final del temblor.

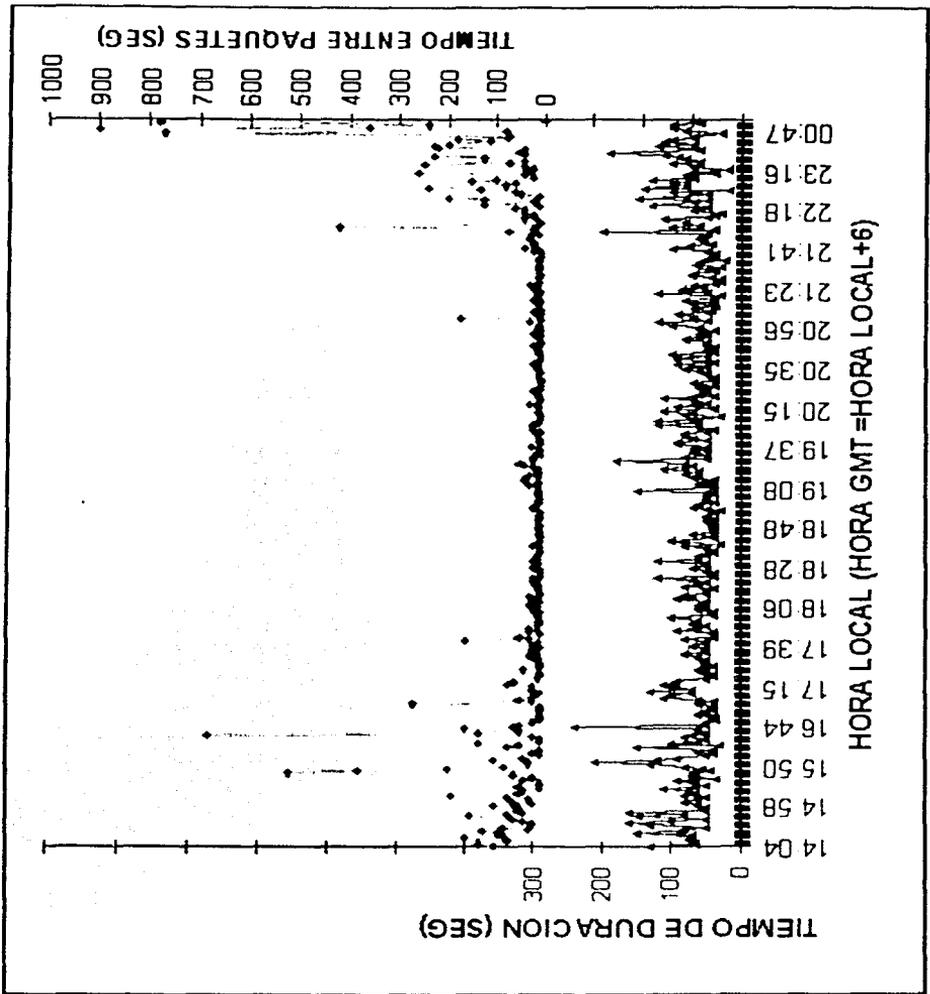


Figura 3.4.-Gráfica en donde se muestra la duración de los paquetes de tremor a lo largo del tiempo, así como el tiempo de reposo entre cada paquete, en el se observa que la fase más intensa se presenta de las 17:15 a las 22:12 del día 15 de diciembre del 2000.

La gran amplitud que presentaban estos paquetes de tremor, saturaba los registros de periodo corto de la red analógica de monitoreo sísmico del Popocatepetl. En una de las estaciones del Citlaltepelt también se observó el tremor generado en el Popocatepetl a más de 140 km de distancia, así como en las estaciones del Servicio Sismológico Nacional localizadas en la ciudad de México.

El análisis espectral del tremor a lo largo del tiempo en esta primera etapa nos indicó que existen tres frecuencias fundamentales; la primera se encuentra entre 1.10 y 1.60 Hz, la segunda frecuencia se mantuvo entre 2.00 y 3.00 Hz, y por último una frecuencia entre 4.00 y 4.80 Hz. En la Figura 3.5, se presenta un sismograma de banda ancha de la estación de Canario en su componente Norte-Sur (PPPN), del día 15 de diciembre a las 20:07 hrs. En el se aprecian las frecuencias predominantes en ese momento, las cuales variaron a lo largo de todo el tiempo que duro el tremor.

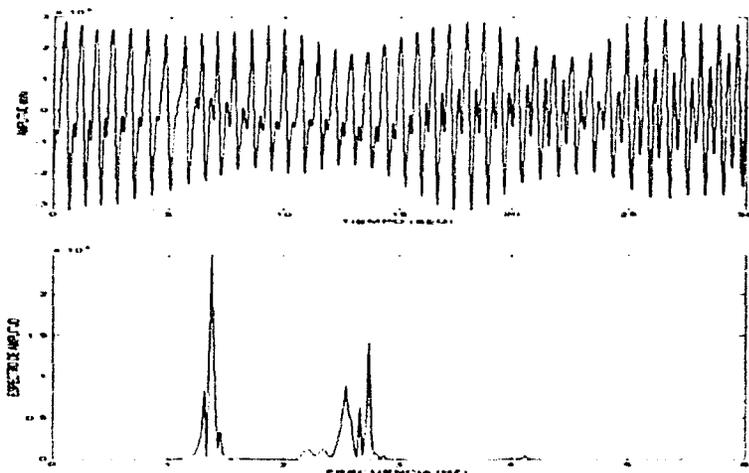


Figura 3.5.- Tremor registrado en la estación de banda ancha Canario en su componente Norte-Sur (PPPN), el día 15 de diciembre a las 20:07 hrs (hora local), y su espectro de amplitud. En el se observan tres frecuencias fundamentales que variaron durante la primera parte, la primer frecuencia se encuentra entre 1.20 y 1.40 Hz, la segunda frecuencia se encuentra entre 2.50 y 2.80 Hz, y por ultimo una frecuencia entre 4.00 y 4.20 Hz. Alrededor de la segunda frecuencia se presentan otras de menor amplitud.

La Figura 3.6, muestra la variación de las frecuencias con respecto del tiempo, durante los días 15 y 16 de diciembre del 2000. La primera frecuencia f_1 se localizó alrededor de 1.10 a 1.60 Hz, está frecuencia se mantuvo a lo largo de todo el tiempo que duró el tremor. La segunda frecuencia f_2 fue la que más varió con respecto del tiempo, y se mantuvo entre 2.00 y 3.00 Hz. Finalmente una tercera frecuencia f_3 , la cual no estuvo presente al principio de la actividad y tuvo periodos intermitentes. Está tercera frecuencia varió de los 4.00 a los 4.80 Hz, y solo en un período de tiempo muy corto bajo hasta los 3.6 Hz. El valor medio de las frecuencias registradas en la primera parte fueron $f_1=1.20$, $f_2=2.71$ y $f_3=4.08$ Hz.

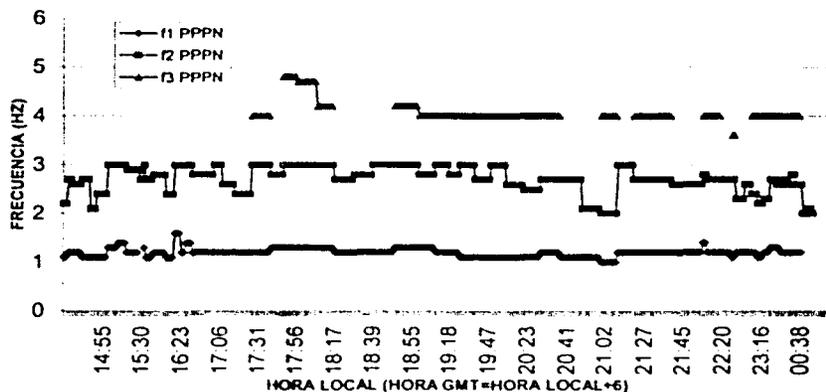
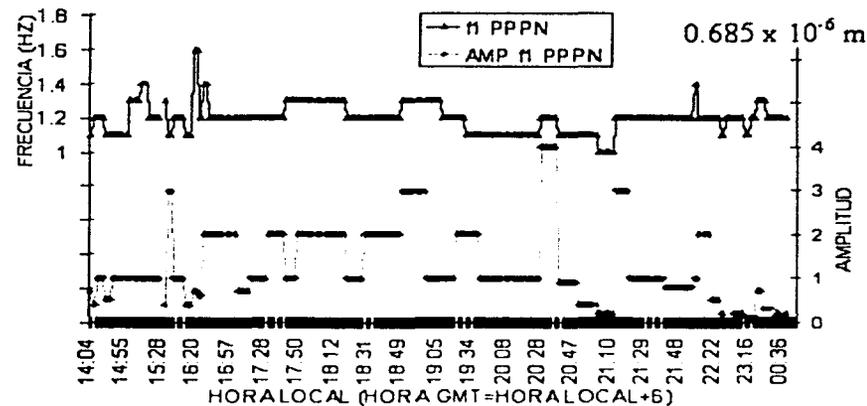


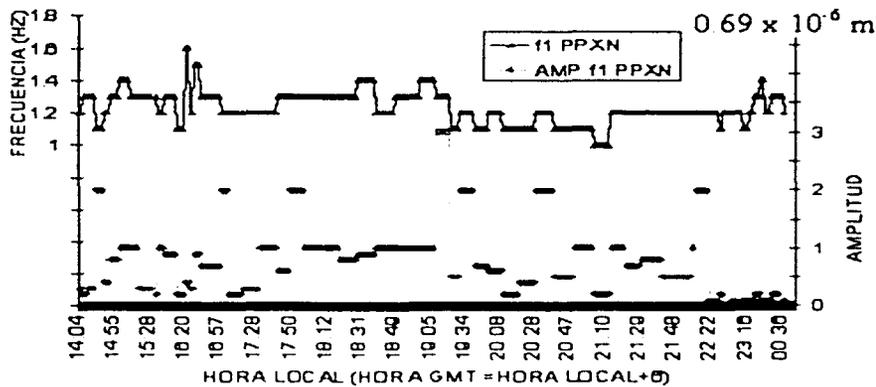
Figura 3.6.-Las frecuencias fundamentales del primer episodio de tremor y su variación con el tiempo, durante los días 15 y 16 de diciembre del 2000, en la estación Canario en su componente Norte-Sur (PPPN) la tercera frecuencia no siempre estuvo presente durante toda la duración del tremor.

La primera frecuencia f_1 , se mantuvo casi estable en 1.20 Hz para Canario en su componente Norte y de 1.20 a 1.30 para Chipiquixtle para la misma componente, como se muestra en la Figura 3.7. Las amplitudes para Canario en la componente Norte llegaron hasta 2.74 μm a las 20:35 hrs. las amplitudes se mantuvieron en general entre 0.685 a 2.05 μm para esta componente. Para Chipiquixtle el valor máximo alcanzado fue de 2.07 μm a las 19:10 horas y las amplitudes espectrales se conservaron entre 0.69 y 1.38 μm . Como se puede observar, las

mayores amplitudes se ubicaron en la estación de Canario, posiblemente por la cercanía de está estación con el cráter del volcán.



a)



b)

Figura 3.7.-Variación de la frecuencia f_1 y de su amplitud durante la primera parte del tremor del día 15 al 16 de diciembre del año 2000. Para a) Canario en su componente Norte-Sur (PPPn), y para b) Chipiquixtle para la misma componente (PPXn). La amplitud máxima registrada fue de $2.74 \mu\text{m}$, a las 20:35 hrs del día 15 en la estación Canario.

La segunda frecuencia f_2 , la cual se mantuvo durante todo el tiempo de duración del tembor, variaba de 2.00 a 3.00 Hz, como se puede observar en la Figura 3.8. La mayoría del tiempo se encontraba entre 2.70 a 3.00 Hz en Canario y para Chipiquixtle variaba entre 2.05 a 3.00 Hz. La amplitud máxima registrada en Canario fue de 2.05 μm a las 20:56 hrs, y en promedio se mantuvieron alrededor de 0.685 μm , en el caso de Chipiquixtle el máximo valor alcanzado fue de 2.07 μm , y se mantuvieron en promedio entre 0.552 y 0.69 μm .

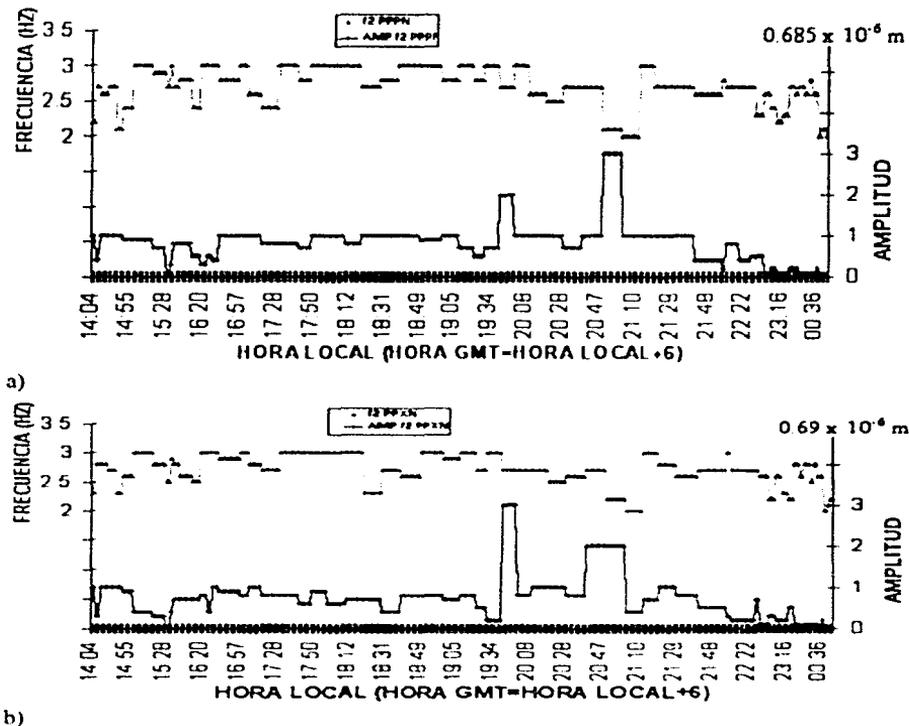


Figura 3.8.-Variación de la frecuencia f_2 y de su amplitud, durante la primera parte del tembor del día 15 al 16 de diciembre del año 2000. Para a) Canario en su componente Norte-Sur, y para b) Chipiquixtle en la misma componente. Las amplitudes máximas registradas fueron de las 19:34 a las 21:00 hrs del día 15.

La tercera frecuencia tuvo un rango entre los 4.00 y los 4.80 Hz, aunque casi siempre se mantuvo alrededor de los 4.00 Hz, tanto para Canario como para Chipiquixtle. Esta frecuencia no siempre se presentó durante todo el tiempo que duró el temblor, únicamente alrededor de 7 horas. En un pequeño lapso de tiempo, esta frecuencia estuvo alrededor de los 3.60 Hz, como se puede mostrar en la Figura 3.9. Las amplitudes máximas registradas llegaron hasta las 0.342 μm Canario y de 0.207 μm en Chipiquixtle.

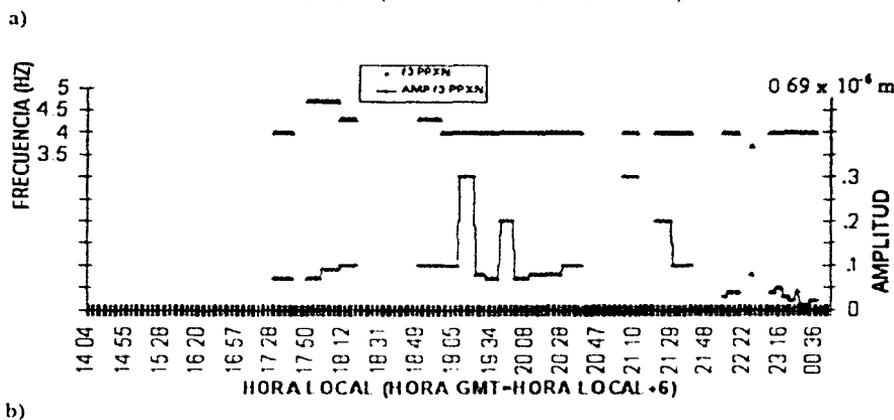
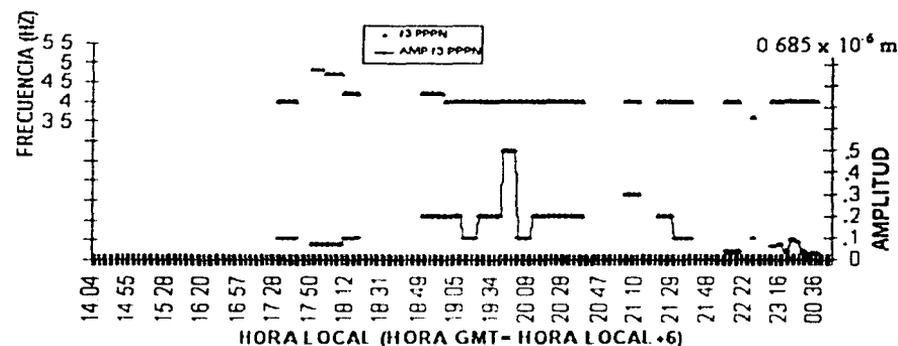


Figura 3.9.-Variación de la frecuencia 13 y de su amplitud, durante la primera parte del temblor del día 15 al 16 de diciembre del año 2000. La amplitud máxima registrada fue de 0.342 μm en a) Canario y de 0.207 μm para b) Chipiquixtle.

El día 16 de diciembre a las 19:22, después de 16 horas y 17 minutos de calma en donde únicamente se registraron algunos L.P's, se presentó una segunda etapa de tremor armónico de gran amplitud. Esta segunda parte duró más de 19.5 horas y en ella se contabilizaron 161 paquetes de tremor, los cuales llegaron a tener duraciones mayores a 800 segundos en algunos casos, como se muestra en la Figura 3.10. La mayor actividad se presentó de las 22:11 hasta las 02:57 horas del día 17 de diciembre, después de este periodo disminuyó de forma importante hasta las 06:30 horas, y a partir de esta hora reinició su actividad con paquetes de hasta 800 segundos, después el tremor bajo considerablemente.

Aproximadamente a las 02:35 horas del día 17 de diciembre, se produjo una explosión moderada que arrojó fragmentos incandescentes a un 1 km de distancia del cráter. A las 6:47 se registró una exhalación la que produjo una fuerte emisión de ceniza con dirección inicial al suroeste. A las 8:16 hrs se presentó una exhalación moderada que generó una emisión de ceniza que alcanzó una altura de 2.5 km con dirección inicial al suroeste. Finalmente a las 15:13 hrs se registró una exhalación moderada y a partir de las 15:30 hrs aumentó la amplitud del tremor provocando una emisión continua de ceniza que alcanzó una altura de 3 km.

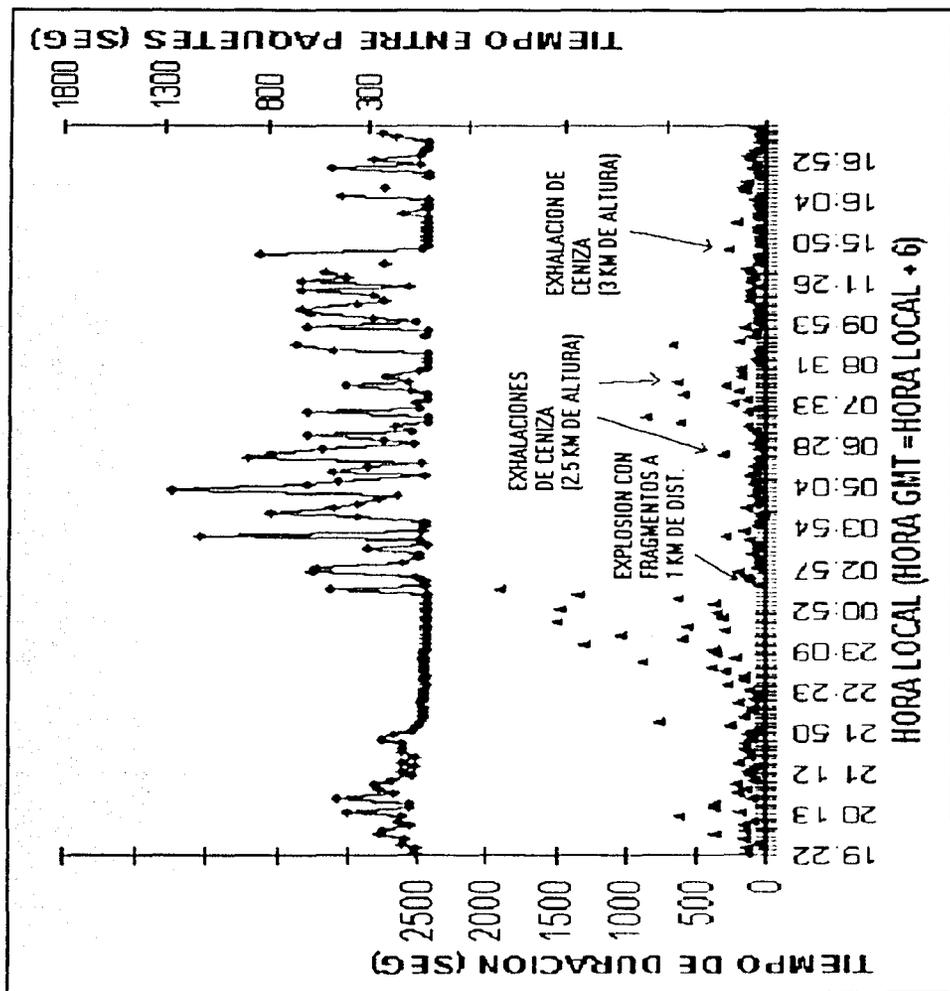


Figura 3.10.-La duración de los paquetes de la segunda parte del tembor, en la cual se observa que la actividad tuvo su parte más intensa aproximadamente entre las 22:22 del día 16 de diciembre del 2000, a las 02:57 hrs del día 17 de diciembre del 2000.

El tremor generado a las 6:47 y 15:30 hrs del 17 de diciembre del 2000, mostró variaciones no tan regulares como las de los otros paquetes claramente armónicos. Aunque si conservaron las frecuencias en 1.00 y 1.70 Hz, por lo que además del ascenso de material magmático, debió de ocurrir otro proceso que probablemente este asociado a circulación de magma y gas en los conductos más superficiales del volcán que ocasiono las exhalaciones observadas en esas horas del día. La Figura 3.11 muestra el sismograma de este tipo de señales, así como su espectro de potencia.

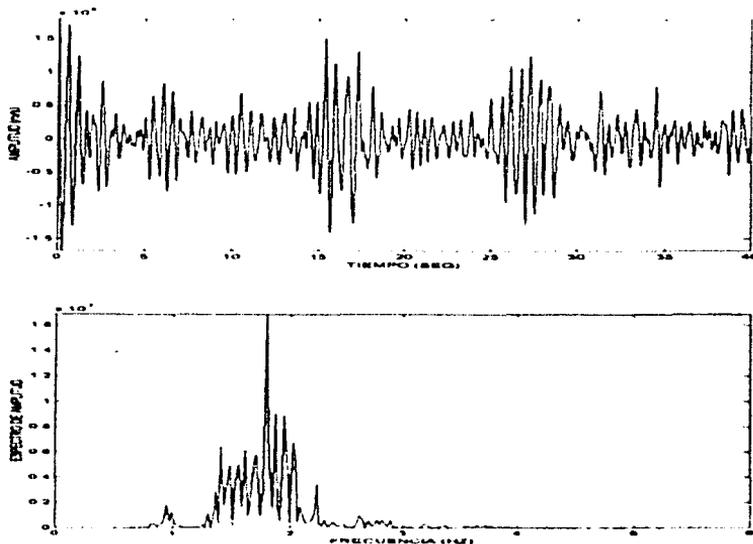


Figura 3.11.-Tremor generado durante la exhalación del día 17 de diciembre a las 16:03 horas, en la estación de banda ancha Canario en su componente Vertical. esta señal es probablemente generada por la desgasificación de material magmático muy cerca de la superficie. En el espectro se pueden observar dos picos, localizados en 1.00 y 1.80 Hz aproximadamente.

La segunda etapa del tremor observada los días 16 y 17 de diciembre tuvo similitudes con las que se generaron durante la primera etapa del tremor. En esta segunda parte estuvieron presentes las tres frecuencias como en la primera etapa. La primera frecuencia Ω_1 , se mantuvo entre 0.80 y 1.40 Hz, como se puede apreciar en la Figura 3.12. La segunda frecuencia Ω_2 se

encontraba entre 1.70 y 2.60 Hz, y la tercer frecuencia f_3 se mantuvo entre 2.60 y 3.40 Hz. La primera frecuencia f_1 no estuvo presente en todo el tiempo que duró la segunda parte del tembor, como sucedió con la primera parte. La segunda frecuencia fue la que estuvo presente a lo largo de todo el tiempo desde que inicio el tembor, y por ultimo la frecuencia f_3 tampoco estuvo en la mayoría del tiempo en está parte del tembor. Los valores medios de estas frecuencias estuvieron en $f_1=1.06$, $f_2= 2.00$ y $f_3=3.00$ Hz.

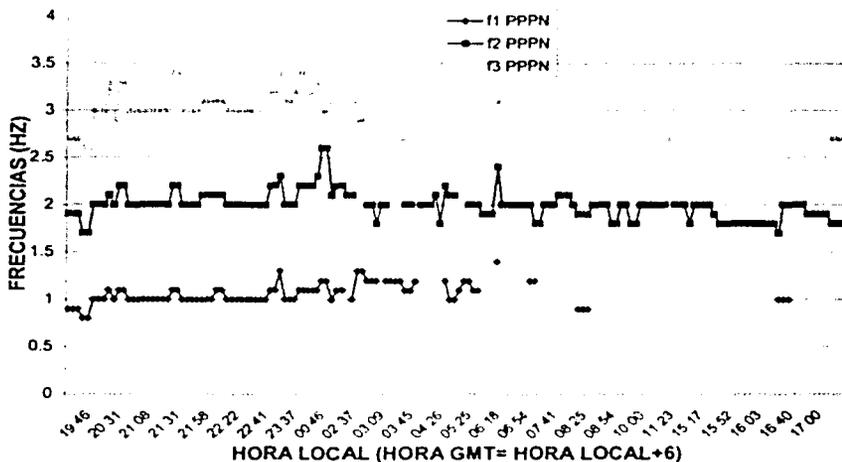
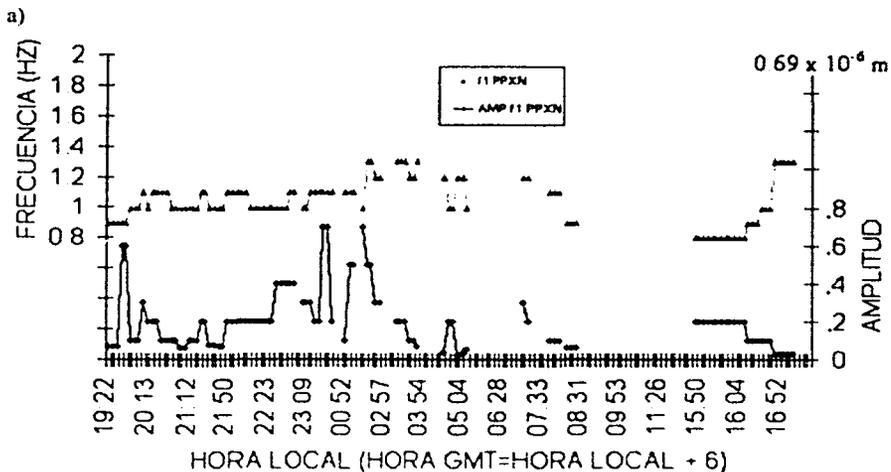
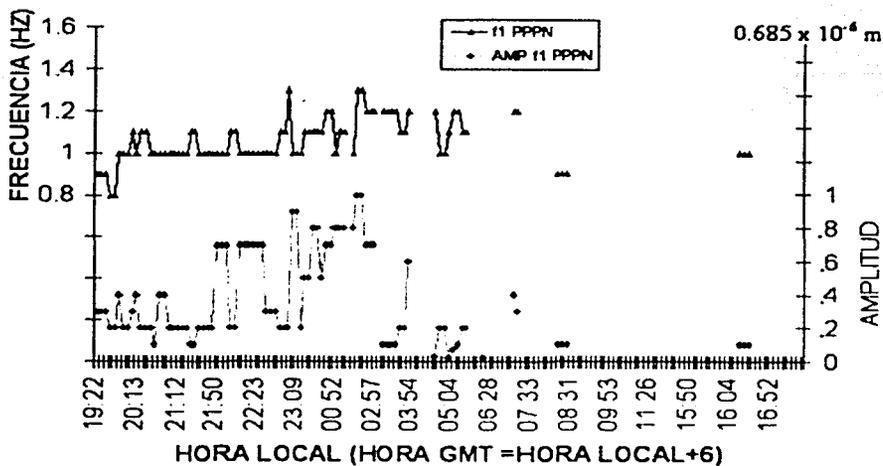


Figura 3.12.-Variación de las tres diferentes frecuencias con respecto del tiempo de la segunda parte del tembor del día 16 al 17 de diciembre del 2000, se observa que únicamente la frecuencia f_2 se mantuvo presente a lo largo de todo el tiempo que duró el tembor.

La Figura 3.13 muestra la variación de la primer frecuencia con el tiempo, así como sus amplitudes para las dos estaciones de banda ancha, Canario con su componente Norte (PPPn) y Chipiquixtle en la misma componente Norte (PPXn). Para Canario en su componente Norte observamos que las amplitudes más grandes alcanzaron $0.685 \mu\text{m}$ y para Chipiquixtle alcanzaron $0.548 \mu\text{m}$ en el tiempo en que duró está frecuencia. Estas amplitudes se presentaron entre las 23:09 y las 2:30 hrs de los días 16 y 17 de diciembre respectivamente. Las amplitudes en toda la duración del tembor de está segunda parte estuvieron, alrededor de las $0.548 \mu\text{m}$ para Canario y de $0.276 \mu\text{m}$ para Chipiquixtle.

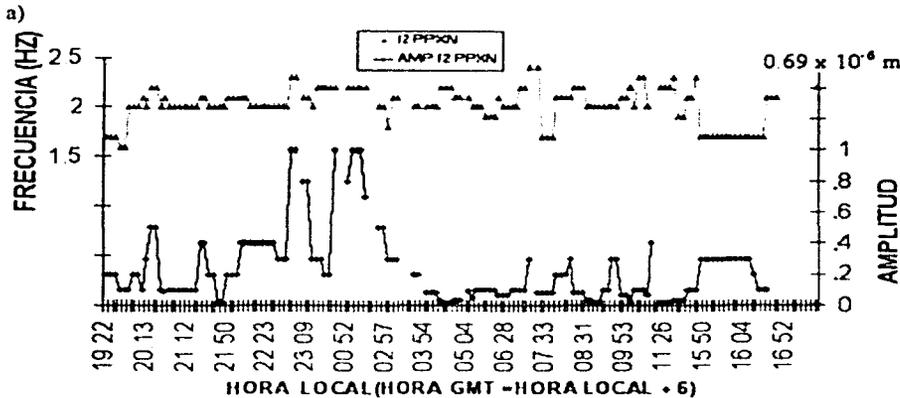
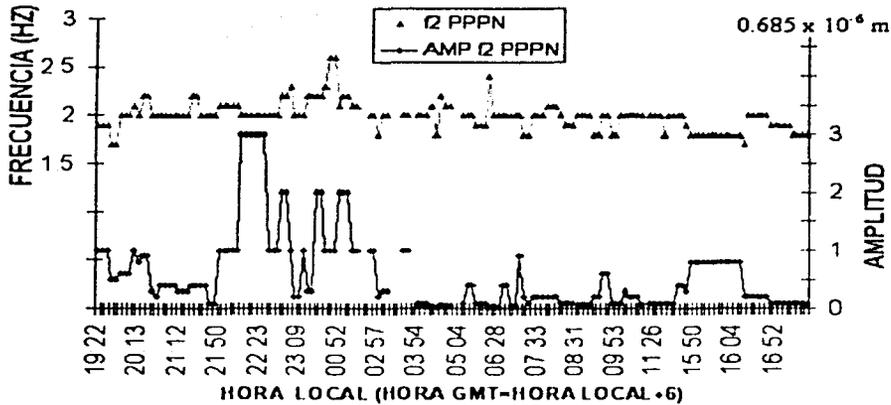
En total se acumularon aproximadamente 10 horas de tremor con la frecuencia f_1 . También podemos observar que las amplitudes registradas en esta segunda etapa, para esta frecuencia, fueron menores que las registradas en la primera etapa del tremor, ya que la máxima amplitud registrada del día 15 al 16, fue de 2.74 μm en Canario y de 2.07 μm para Chipiquixtle, comparados con las 0.689 y 0.552 μm respectivamente del 16 al 17 de diciembre del 2000.

La segunda frecuencia registrada durante este periodo de tremor, se mantuvo alrededor de los 2.00 Hz, y varió de 1.70 a 2.60 Hz en Canario y de 1.7 a 2.4 en Chipiquixtle (ver Figura 3.14). Las amplitudes máximas del tremor se registraron en esta frecuencia alcanzando un nivel máximo de 2.05 μm para Canario y de 0.69 μm en Chipiquixtle. Estas amplitudes se presentaron alrededor de las 21:50 de 16 de diciembre hasta las 2:50 hrs del 17 de ese mismo mes. En general las amplitudes estuvieron entre 0.685 y 1.37 μm para Canario y de 0.207 a 0.345 μm para Chipiquixtle.



b)

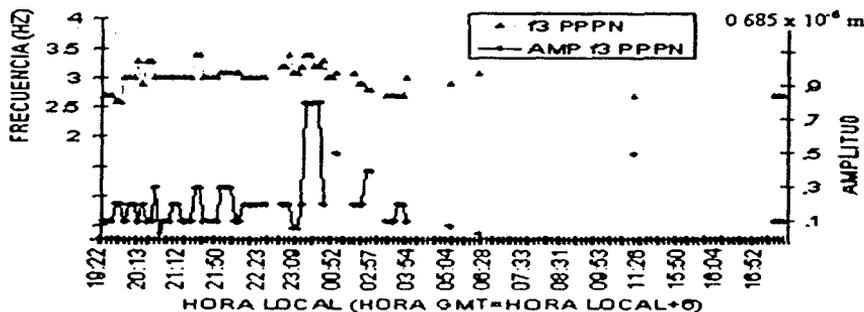
Figura 3.13.-La frecuencia f_1 en la estación a) Canario en su componente Norte (PPPN), se encontraba entre 0.80 y 1.30 Hz, de igual forma para b) Chipiquixtle en la misma componente, está frecuencia no siempre estuvo presente a lo largo de todo el tiempo que duró la segunda parte, la cual inicio el día 16 de diciembre a las 19:22 y termino al siguiente día a las 17:11 hrs.



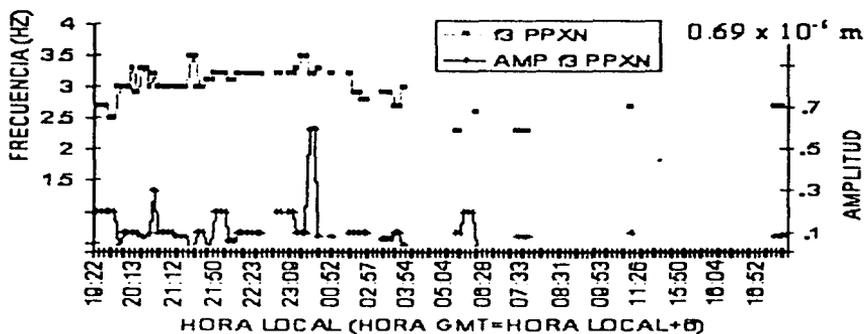
b)

Figura 3.14.- En la segunda parte del temblor observada del 16 al 17 de diciembre del 2000, la frecuencia que estuvo presente a lo largo de todo el tiempo que duró el temblor fue la f2, la cual variaba entre 1.70 y 2.60 Hz, como se puede observar a) en la estación de Canario en su componente Norte (PPPN) y b) Chipiquixtle para la misma componente. De igual forma las mayores amplitudes se mantuvieron en esta frecuencia llegando en algunos casos hasta 2.05 μm en Canario.

La última frecuencia f_3 se presentó únicamente al principio del tremor. En la estación Canario se ubico alrededor de 3.00 Hz, con variaciones de 2.60 a 3.40 Hz, en Chipiquixtle se mantuvieron entre 2.50 y 3.50 Hz, como se puede apreciar en la Figura 3.15, en donde se presentan las variaciones de la frecuencia con la amplitud. Las amplitudes máximas registradas fueron alrededor de 0.548 μm para Canario y de 0.414 μm para Chipiquixtle en el periodo de las 23:09 del 16, a las 0:10 hrs del 17 de diciembre del 2000.



a)



b)

Figura 3.15.- Variación de la frecuencia f_3 con respecto del tiempo del 16 al 17 de diciembre del 2000. Para, a)Canario en su componente Norte y b)Chipiquixtle en la misma componente, está frecuencia únicamente se presentó al principio de la actividad, las amplitudes registradas en ambas estaciones no sobrepasaron los 0.548 μm .

III.2 Movimiento de Partículas

Para el tremor volcánico a diferencia de otras señales sísmicas como los VT's, no se ha desarrollado un método práctico y formal para localizarlos, es por esta razón que los análisis de este tipo, no se han desarrollado de manera sistemática en volcanes como parte de un adecuado sistema de monitoreo sísmico de una actividad volcánica normal. Como ya se mencionó, el tremor volcánico puede ser causado por resonancias iniciadas por presiones transitorias en un conducto o en una fractura saturada con algún tipo de fluido, gas o material magmático. Así como flujos de material, como gas, magma o un fluidos magmáticos transitando por un conducto o reservorio, o burbujas de gas expandiéndose o contrayéndose.

Estos movimientos no llegan a presentar claras fases de ondas que puedan ayudar a localizarlos por los métodos tradicionales. Es por esta razón que diferentes herramientas se han desarrollado a lo largo de varios años para ubicar a la fuente generadora de este tipo de señales tan comunes en volcanes activos.

Para conocer la localización de la fuente generadora de este tremor se utilizó un programa para determinar el movimiento de partícula en los tres diferentes planos, en dos de las estaciones de banda ancha y una de periodo corto. Este tipo de análisis se ha realizado para otros volcanes en el mundo para localizar eventos tanto explosivos (Del Pezzo, *et al.*, 1992), así como de muy largo periodo (Hidayat *et al.*, 2000), (Ohminato *et al.*, 1997), (Kawakatsu *et al.*, 2000). El movimiento de partícula nos permite conocer la composición vectorial del movimiento en la estación debido al tremor, y la dirección preferencial de este movimiento del suelo nos indica la trayectoria por la cual transitó la onda sísmica desde la fuente hasta el lugar de registro. Con las tres componentes se analizan estos movimientos para tres planos. Dos verticales, Vertical-Este(V-E) y Vertical-Norte(V-N) y un plano horizontal Norte-Este(N-E).

Con las tres estaciones podemos obtener el lugar aproximado en donde se generó el movimiento. Este lugar es el sitio en donde se producen cambios de presión, probablemente generados por gas, fluidos o magma en ascenso, que genera vibraciones detectables por las estaciones de monitoreo sísmico.

El tremor armónico presentó tres frecuencias fundamentales en la primera parte como lo podemos observar en la Figura 3.16, en donde se grafica una señal de 40 segundos registrada en la estación Canario en su componente Este (PPPE), así como el espectro de amplitudes para la misma señal en donde se observan tres frecuencias localizadas en 1.30, 2.80 y 4.10 Hz.

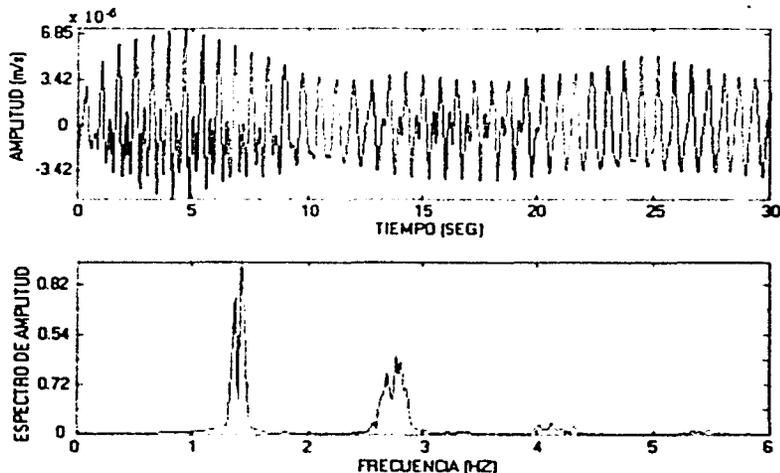


Figura 3.16.- Sismograma de un segmento de tremor del día 15 de diciembre del 2000 a las 20:35 hrs (hora local) localizado en la estación Canario en su componente Norte (PPPN), en ella se pueden observar las frecuencias predominantes a lo largo de todo el tiempo en que duró el tremor durante la primera parte..

En la segunda parte los promedios de las tres frecuencias fundamentales estuvieron en $f_1=1.06$, $f_2= 2.00$ y $f_3=3.00$ Hz. Las frecuencias generadas en las dos etapas son importantes en la polarización de las ondas generadas. Para poder conocer el movimiento de la partícula en un momento determinado, se utilizó un programa llamado Pitsa (Programable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, Sherbaun and Johnston, 1992). El programa tiene varias herramientas para procesar datos sismológicos, una de ellas es la obtención de espectros de amplitud usando la transformada rápida de Fourier (FFT), así como el filtrado de señales y movimiento de partículas. Para el análisis se utilizaron dos estaciones de banda ancha localizadas en Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX), así como una estación de periodo corto en

Colibrí (PPC). La razón por la cual no se utilizaron más estaciones, es debido a que las otras estaciones de periodo corto se saturaron debido a la gran actividad presentada así como a su cercanía con el cráter del volcán.

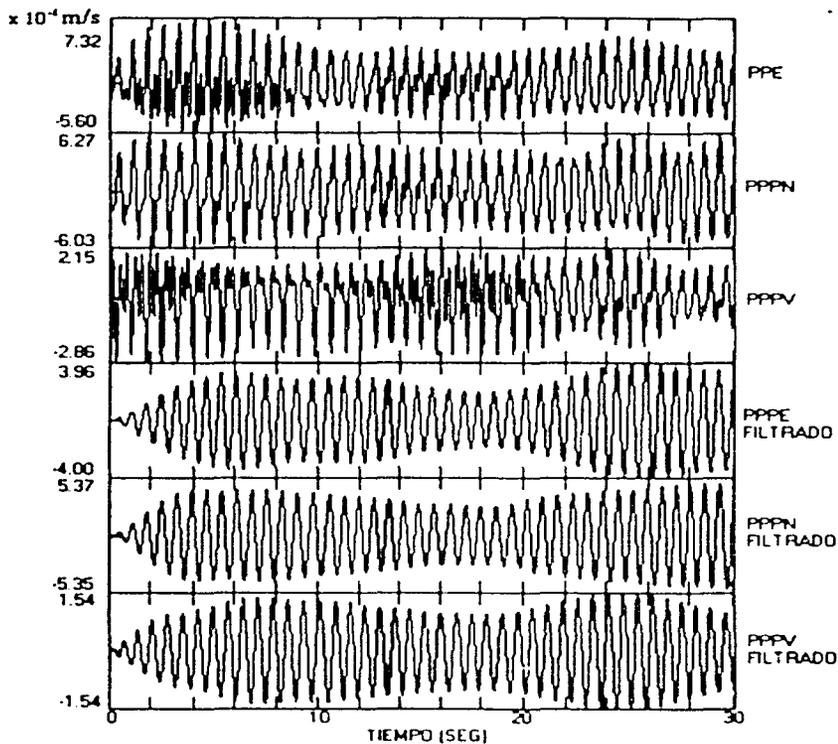


Figura 3.17- Señal de tremor armónico del día 15 de diciembre a las 20:35 hrs en la estación de banda ancha Canario (PPP), y sus trazas filtradas con un filtro pasabandas Butterworth entre 1.30 y 1.50 Hz.

Para obtener la localización de la fuente generadora del tremor se llevaron a cabo cuatro pasos. El primer paso fue obtener un segmento de tremor de 30 segundos de longitud cada media hora, en las tres estaciones con sus tres componentes. El segundo paso fue obtener el espectro de la señal registrada para determinar la frecuencia de mayor amplitud, que en la

mayoría de los casos, se encontraban entre 1.10 a 1.60 Hz para la primera etapa, y de 1.7 a 2.6 Hz en la segunda etapa.

Como la frecuencia variaba con el tiempo una s décimas de hertz, la señal se filtraba con respecto a la frecuencia de mayor amplitud en ese momento, por lo que se utilizó un filtro pasabandas de tipo Butterworth (este filtro se caracteriza por el suavizamiento de la discontinuidad que separa las frecuencias permitidas y las no permitidas) con una ventana $B = 0.20$ Hz, como se muestra en la Figura 3.17, en donde podemos observar las trazas sin filtrar de tres componentes para la estación Canario, así como las señales ya filtradas entre 1.30 y 1.50 Hz, para las mismas componentes.

El tercer paso fue utilizar los sismogramas filtrados para generar los movimientos de partícula en cada estación, usando ventanas corridas de 3 segundos, las cuales son mayores al tiempo de coherencia recomendado $t_c = \frac{1}{\pi B} = 1.59$ seg, definido por Seidl y Hellweg (1991), el cual determina la independencia estadísticamente de los elipsoides de polarización. El programa necesita dos componentes para llevar a cabo el movimiento de partícula. Los planos generados para obtener los vectores de desplazamiento fueron VE, VN y NE. El movimiento generado por el tremor tiene como característica ser de forma elíptica. El eje mayor de está elipse nos indica la trayectoria de la onda sísmica que viaja desde la fuente hasta la estación de registro.

La forma elíptica del movimiento de partícula no es extraño si consideramos que el movimiento producido en una superficie libre está dado por ondas S y sus reflejos de S y P. Nutli (1961), demostró que las ondas S incidentes por arriba del ángulo de incidencia crítico de las componentes SH y SV de la onda incidente, reflejan ondas P, y componentes SH y SV en la onda S reflejada, estas se combinan para producir un movimiento de partícula no lineal. De igual forma autores como (Menke *et al.*, 1991) afirman que la generación de ondas P en la fuente están caracterizadas por una clara polarización lineal en la una superficie libre. Ohimato, (1997) y Ohimato *et al.* (1998) demostraron que el movimiento de la partícula apunta, aproximadamente a la ubicación de la fuente, cuando el periodo dominante de la señal es suficientemente largo en duración. Es por está razón que el campo de ondas medido en la superficie libre es una superposición de las diferentes fases involucradas. En algunos casos la

clara linealidad de los movimientos de partícula demuestran que el campo de ondas del temblor está conformado por ondas de cuerpo, como lo mencionan (Tsuruga *et al.*, 1997), ondas predominantemente longitudinales, acompañadas de componentes transversales y normales (Gil-Cruz, 1999) o una mezcla de ondas de cuerpo con ondas superficiales (Almedros *et al.*, 1997). Los movimientos elípticos claramente lineales observados en este trabajo, sugieren que las ondas observadas en los movimientos de partícula son producidos por ondas de cuerpo, cuyos semiejes mayores de la elipse de polarización apuntan aproximadamente a la fuente, asumiendo un medio lineal, isotópico y homogéneo. Los errores calculados en este tipo de localizaciones se han estimado en más de 300 metros en la vertical y de 200 en la horizontal. En la Figura 3.18, podemos observar el registro de 30 segundos del temblor filtrado entre 1.4 y 1.6 Hz, generado el día 15 de diciembre a las 18:04 hrs, en la estación de banda ancha Canario (PPP), así como el movimiento de partícula claramente lineal para los tres planos N-E, V-E y V-N en donde se pueden apreciar las direcciones preferenciales del movimiento.

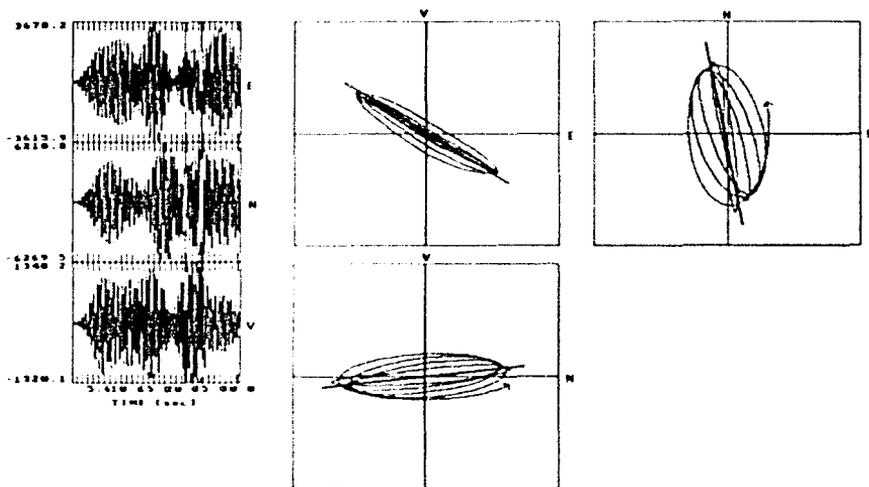


Figura 3.18.-Señales sísmicas filtradas entre 1.4 y 1.6 Hz, para el temblor del día 15 de diciembre a las 21:30 (hora local) en la estación de banda ancha localizada en Canario (PPP). De igual forma se pueden observar los movimientos de partícula para tres diferentes planos, con ejes Vertical-Este, Norte-Este y Vertical-Norte, con una ventana de 3 segundos.

En el caso de Canario (PPP) el movimiento generado por el temblor se presentaba desde el Sur para la componente V-N, del este en la componente V-E y del Suroeste-Sur-Sureste para el plano N-E. De igual forma se utilizaron las direcciones preferenciales para la otra estación de banda ancha Chipiquixtle (PPX), localizada en la parte Suroeste del volcán en la cual se observan (ver Figura 3.19) movimientos elípticos en los tres planos. En el plano V-N las ondas arribaban desde Norte, para el plano V-E llegaban desde el Este y en el plano horizontal del Noreste. Para la estación de periodo corto Colibrí (PPC) localizada en la parte Sureste (ver Figura 3.20), las ondas generadas por el temblor arribaban desde el Norte para el plano V-N, desde el Oeste para el plano V-E, y del Noreste para el plano horizontal N-E.

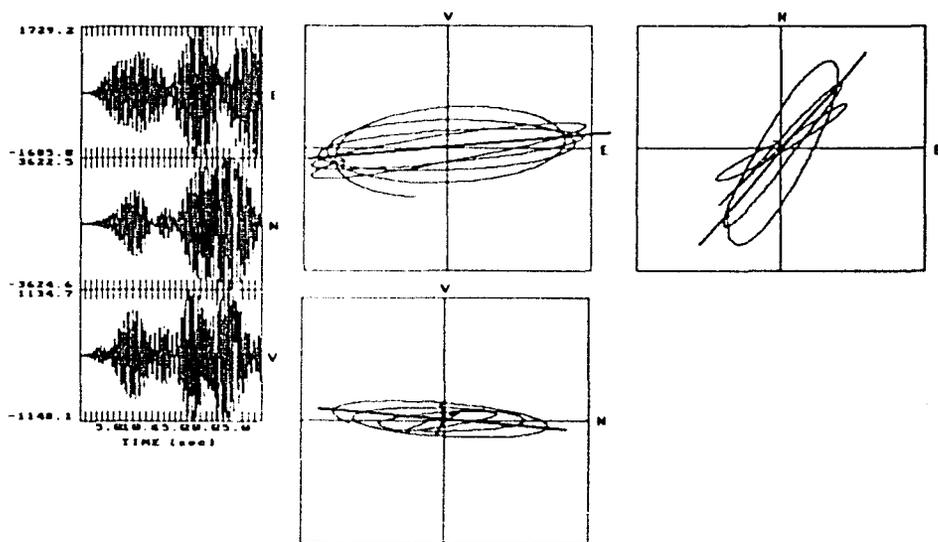


Figura 3.19.-Trazas sísmicas filtradas de 1.4 a 1.6 Hz, así como sus movimientos de partícula para los tres planos, en ellos se muestran las direcciones preferenciales de los movimientos generados por el temblor del día 15 de diciembre del 2000, a las 21:30 hrs (hora local) en la estación de banda ancha Chipiquixtle (PPX).

Finalmente con las direcciones en cada una de las estaciones se procedió a localizar la fuente para cada segmento de temblor tomado cada 30 minutos. Esto se logró gráficamente siguiendo

las respectivas trayectorias de cada una de las estaciones, hacia dentro del edificio volcánico y determinando la zona de intersección de los vectores como se muestra en la Figura 3.21, de igual forma se observa el error horizontal, así como vertical en este tipo de localizaciones. En esta figura también se observan las rosetas calculadas para cada estación en el plano V-N, las cuales indican los ángulos de polarización de la onda proveniente de la fuente. La amplitud del radio de la roseta indica la ocurrencia con que llegaba la onda en esa dirección.

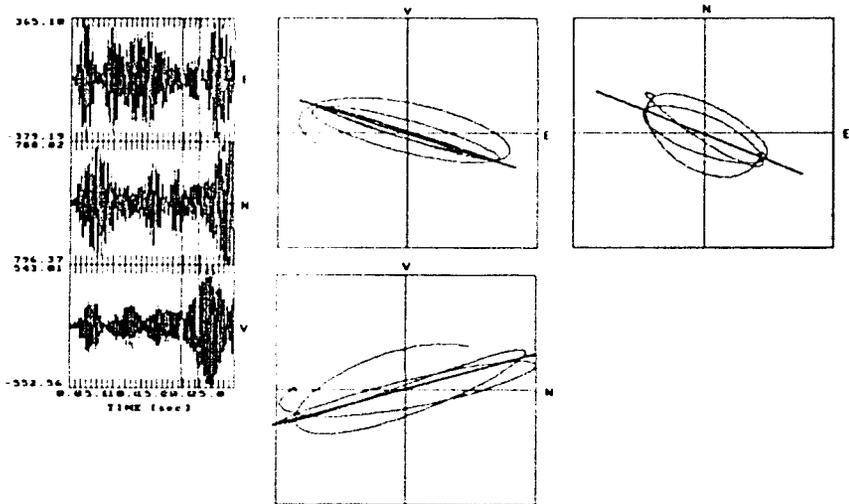


Figura 3.20.-Trazas sísmicas filtradas de 1.4 a 1.6 Hz, así como sus movimientos de partículas para los tres planos, en ellos se muestran las direcciones preferenciales del temblor del día 15 de diciembre del 2000, a las 21:30 (hora local) en la estación de periodo corto Colibrí (PPC).

En la estación Canario (PPP) las trayectorias del temblor provenían del Sur como ya se había mencionado anteriormente, con un ángulo de -33 a 0 grados con respecto a la horizontal. En Chipiquixtle (PPX) las trayectorias del temblor arribaban desde el Norte con un ángulo de -28 a 8 grados. En Colibrí (PPC) los vectores tenían direcciones provenientes del norte con un ángulo de 0 a 32 grados sobre la horizontal. Para el plano V-E (ver Figura 3.22), en Canario se observa que las direcciones provienen del Este con un ángulo de 60 a 90 grados y de -45 a -90

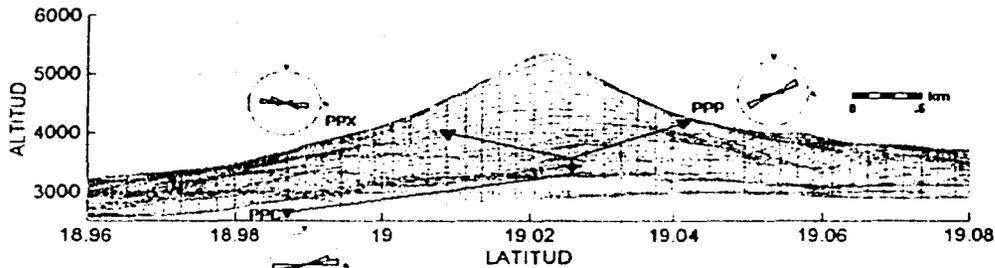


Figura 3.21.-Se muestra como se llevó a cabo la localización de la fuente generadora del temblor en las estaciones de Canario (PPP), Chipiquixtle (PPX) y Colibri (PPC). En la gráfica se observa las direcciones correspondientes a un segmento de temblor de las 00:04 (hora local) del día 16 de diciembre del 2000, así como las rosetas que muestran las direcciones preferenciales durante toda la primera etapa del temblor, que duró del 15 al 16 de diciembre del 2000.

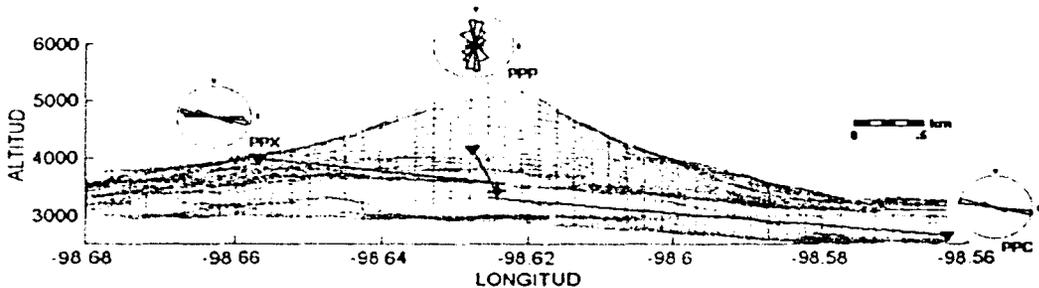


Figura 3.22.-Localización de un segmento de temblor de las 00:04 (hora local) del día 16 de diciembre del 2000 en el plano V-E, así como las rosetas en donde se observan las direcciones preferenciales del movimiento de partícula de la primera etapa del temblor para el plano Vertical-Este. En las estaciones de Canario (PPP), Chipiquixtle (PPX) y Colibri (PPC).

tomando como base el eje horizontal. En este caso los vectores tienen una componente vertical mayor que la Este-Oeste, debido a que la estación se encuentra naturalmente rotada al norte del cráter del volcán, lo que implica que está componente reciba poca energía en la dirección transversal de la estación. En Chipiquixtle (PPX) las trayectorias del temror provienen del Este con un ángulo de -28 a 5 grados sobre la horizontal. Para Colibrí (PPC) la dirección del temror viene del Oeste con un ángulo que va de 0 a 25 grados sobre la horizontal.

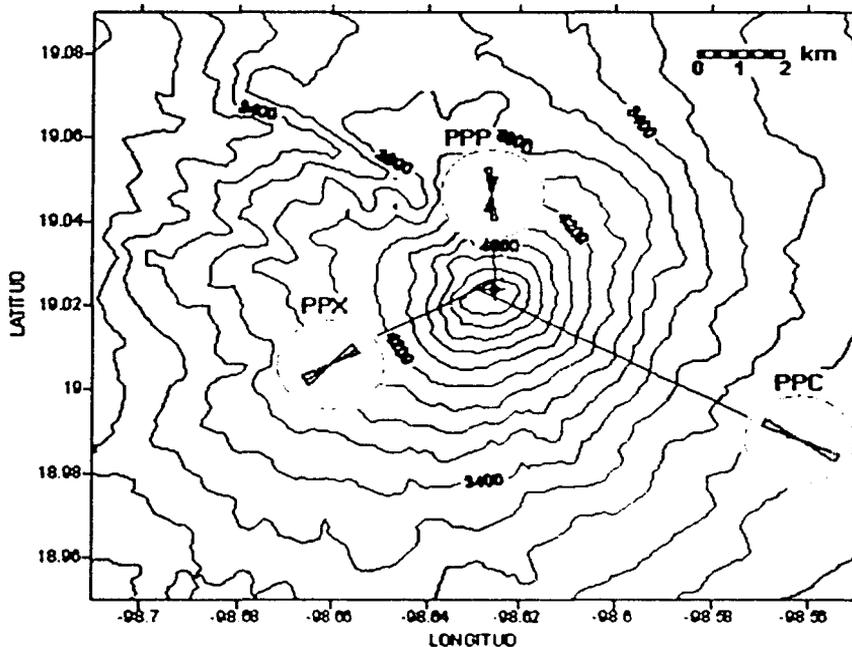


Figura 3.23.- Localización de un segmento de temror de las 00:04 (hora local) del día 16 de diciembre del 2000 en el plano N-E. Así como las rosetas en donde se aprecian las direcciones preferenciales del movimiento de partícula de la primera etapa del temror del día 15 y 16 de diciembre del 2000 en las estaciones de Canario (PPP), Chipiquixtle (PPX) y Colibrí (PPC).

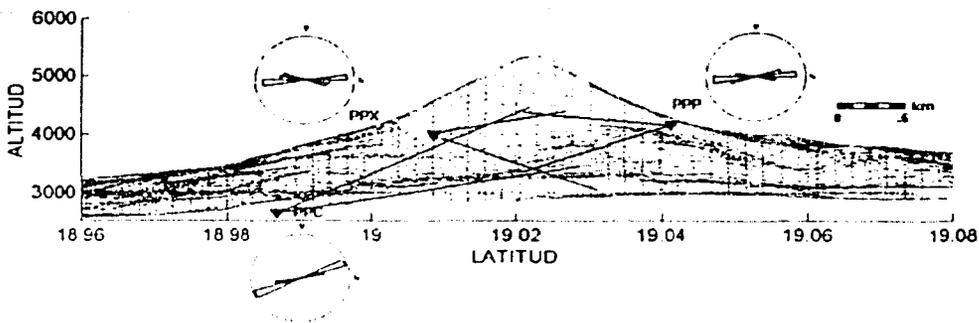


Figura 3.24.- Direcciones preferenciales para las tres diferentes estaciones, durante la segunda etapa del tembor que duró del 16 al 17 de diciembre del 2000 para el plano Vertical-Norte. Las ondas en este plano provienen del Sur para Canary (PPP), del Norte para Chipiquixtle (PPX) y de Norte para Colibrí (PPC).

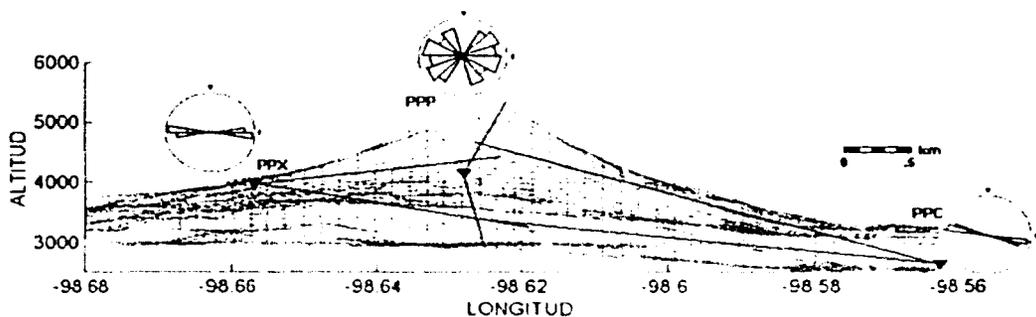


Figura 3.25.-Direcciones para el plano V-E durante la segunda parte del tembor, en la estación de Canary (PPP) no se puede observar un claro una dirección preferencial debido a la ubicación de la estación. En la estación Chipiquixtle (PPX) se observa que las ondas provienen del Este. Para Colibrí (PPC) provienen del Oeste.

En el caso del plano horizontal N-E (Figura 3.23), para Canario (PPP) las direcciones azimutales provienen de 170° a 187° . En Chipiquixtle (PPX) de entre 45° a 65° y en Colibrí (PPC) de 293° a 307° .

De igual forma para la segunda parte del temblor la cual tuvo una duración más grande que la primera, se calcularon las direcciones preferenciales del movimiento de partícula del temblor, como se puede observar en la roseta del plano V-N (Figura 3.24). Las direcciones para Canario (PPP) vienen del sur con un ángulo de -20 a 15 grados con respecto de la horizontal. Para Chipiquixtle (PPX) llegan a la estación desde el norte con un ángulo de -22 a 8 grados. En Colibrí (PPC) las trayectorias del temblor arriban con una dirección del Norte con un ángulo que va desde los 8 a los 30 grados.

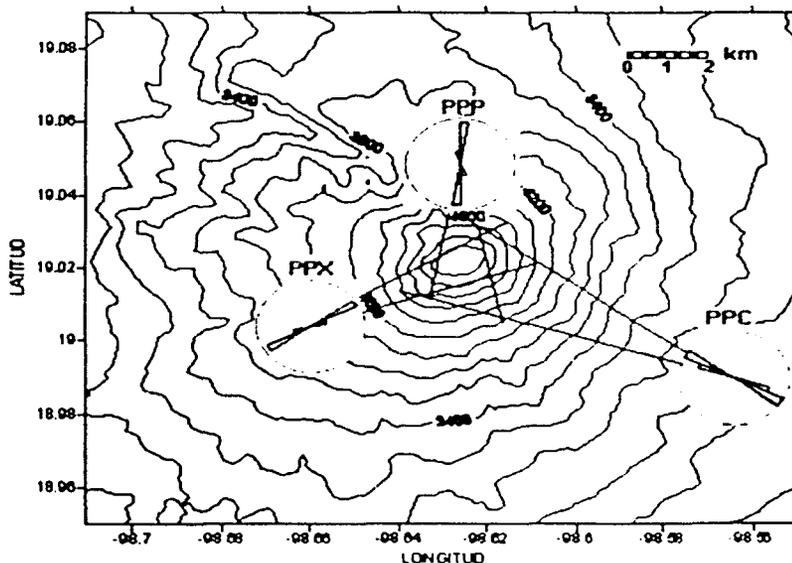


Figura 3.26.-Direcciones preferenciales durante los días 16 y 17 de diciembre del 2000 para el plano N-E, para Canario (PPP) las direcciones apuntan hacia el Suroeste-Sur-Sureste, en Chipiquixtle (PPX) hacia Noreste, y para Colibrí (PPC) hacia el Noroeste.

En el plano V-E(ver Figura 3.25), Canario (PPP) tiene ángulos de -75 a 90 grados sobre la horizontal provenientes del Este. En Chipiquixtle (PPX) los arribos provienen del Este con -13 a 12 grados. Para Colibrí (PPC) los arribos provienen del Oeste con ángulos que van de los 4 a los 26 grados sobre el eje horizontal.

En el plano N-E (ver Figura 3.26), Canario (PPP) tiene arribos azimutales desde 158° a 188°. En Chipiquixtle (PPX) las trayectorias del tremor provienen de entre 60° a 68°. Finalmente en Colibrí (PPC) se tiene direcciones de 288 ° hasta el 304°.

IV RESULTADOS E INTERPRETACION

IV.1 La Sismicidad del Volcán Popocatépetl en la Crisis Eruptiva

Como hemos visto anteriormente una actividad de tipo eruptivo inició a principios de noviembre del 2000, se presentaron enjambres de eventos VT, los cuales indicaban una nueva intrusión de magma desde la cámara magmática. Estos eventos se localizan en profundidades de 3 a -7 km tomando como referencia el nivel del mar, en estas regiones se generan esfuerzos que propician la ruptura de la roca por intrusiones de magma que busca su ascenso hacia la superficie. La cantidad de eventos o energía sísmica acumulada nos puede dar una idea de la cantidad de material involucrado en este proceso de movimiento de material.

Enseguida se presentó una actividad muy característica que son los enjambres de eventos LP's, los cuales tienen duraciones en su fase intensa de unos cuantos segundos. Este tipo de eventos son producidos por una desgasificación, producto de la separación de los volátiles del magma que asciende lentamente hacia la superficie.

Diversos autores mencionan que estos eventos pueden ayudar a hacer pronósticos acertados de la actividad imperante en ese momento en el volcán (Chouet, 1989). De igual forma el contacto entre el magma a altas temperaturas y cuerpos de agua a profundidades someras generan una evaporación del agua y por consiguiente un cambio de presión dentro de los conductos y reservorios del volcán, con lo que se producen esta serie de eventos para liberar la presión excedente. En este ascenso de material se originan exhalaciones de material con una alta cantidad de gas, las cuales emiten columnas de no más de 5 kilómetros de altura. Este proceso tuvo lugar en la primera quincena de diciembre.

Una vez que el magma ha llegado a los últimos kilómetros por debajo de la superficie y el material transita por la parte final de los conductos hasta la base del cráter es probable que se genere el temblor (McNutt, 1996).

IV.1.1 Tremor Armónico

El tremor armónico de los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000, ha sido sin duda alguna el mayor presentado en el Popocatepetl, desde su reactivación en 1994. Como se ha mencionado anteriormente los modelos que sugieren las posibles fuentes del tremor se dividen en a) Oscilaciones de los conductos por el transporte o flujo de fluidos magmáticos, b) excitación y resonancia de fracturas rellenas de fluidos y C) crecimiento y colapso de burbujas en la ebullición de agua subterránea (Konstantinos *et al.*, 2002). El crecimiento del domo dentro del cráter durante los días 15, 16 y 17 de diciembre sustenta la hipótesis de que el tremor armónico de gran amplitud fue generado por el flujo de fluidos, gases, o magma o probablemente los tres, por los conductos más superficiales del volcán hasta la base del cráter.

Por lo que la ocurrencia de esta señal sísmica propia de los volcanes indicaba el crecimiento de un nuevo domo de lava de un tamaño mayor, así como una tasa de emisión de magma alta, comparada con periodos anteriores, por lo que los escenarios en cuanto a la actividad podrían sugerir una erupción de mayor magnitud en los siguientes días.

La duración de los diferentes paquetes a lo largo de la primera parte nos muestra que más del 20% de los paquetes tenían duraciones de aproximadamente 50 segundos, con una media de 67.27 seg, como se muestra en la Figura 4.1, en donde se observan los porcentajes de ocurrencia de la duración de los paquetes, así como el intervalo de tiempo entre cada paquete, para las dos diferentes etapas del tremor. En cuanto al periodo de tiempo de quietud sísmica entre cada paquete podemos observar, que más del 30% de tiempo entre cada paquete se encontraba en 20 segundos. La media para estos periodos de reposo fue de 46.74 segundos. Para la segunda parte, más del 12% de los paquetes tenían duraciones de 70 segundos aproximadamente. Para esta etapa se obtuvo una duración media de los paquetes de tremor de 210.59 segundos. Las variaciones en cuanto a las duraciones en esta segunda parte con respecto de la primera se debieron a la ocurrencia de explosiones y exhalaciones de gas y ceniza que provocaron que el tremor en algunas ocasiones llegara a ser continuo con duraciones de hasta 6 minutos. En cuanto al tiempo de quietud sísmica entre paquetes para la

segunda parte del temblor, más del 25% de este tiempo se encontró en 10 segundos y solo en algunos casos hubo periodos de calma de más de 400 segundos

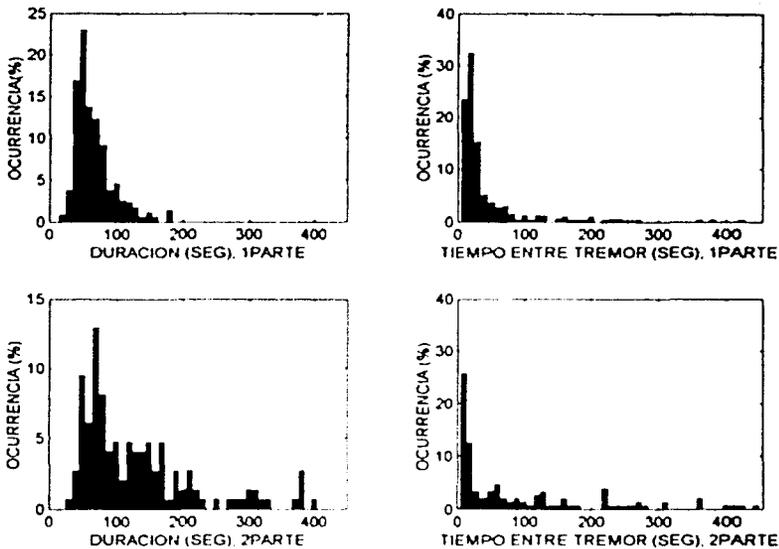


Figura 4.1.- Porcentaje de ocurrencia en la duración de los paquetes de temblor, así como el periodo de tiempo de quietud sísmica entre cada paquete para las dos etapas del temblor.

La media para estos lapsos de descanso fue de 183 segundos. Los valores similares de la duración de los paquetes de temblor armónico de la primera y segunda etapa sugieren que no ocurrieron cambios significativos en la estructura de los ductos y en la forma de ascenso del material magmático. En la segunda etapa se pudo observar una anticorrelación de la duración de los paquetes y el tiempo de quietud entre estos paquetes. Esto se observa claramente de las 21:50 del día 16, hasta las 2.00 del día 17 de diciembre del 2000, en donde la gran actividad sísmica mantenía duraciones de paquetes de hasta media hora y periodos sin actividad sísmica

de menos de 10 segundos. De igual forma de las 2:30 del día 17 de diciembre la actividad sísmica disminuyó y por lo tanto los tiempos de reposo aumentaron.

Las amplitudes espectrales mostradas en las dos etapas de tremor fueron las más grandes generadas por un tremor armónico en el volcán Popocatepetl como ya se mencionó anteriormente. En la primera parte la frecuencia f_1 cuyo promedio fué de 1.20 Hz, mostró las mayores amplitudes, las cuales fueron de 2.74 μm en Canario y de 2.07 μm en Chipiquixtle. La segunda frecuencia f_2 se mantuvo en la mayoría del tiempo en 2.71 Hz, presentó amplitudes de 2.05 μm tanto en Canario como para Chipiquixtle. Finalmente la frecuencia f_3 cuyo promedio fue de 4.08 Hz presentó amplitudes de 0.342 μm en Canario y de 0.207 μm en Chipiquixtle.

Para la segunda parte del tremor la frecuencia f_1 se mantuvo en 1.06 Hz, las amplitudes para esta frecuencia bajaron con respecto a la primera parte del tremor. El máximo valor espectral en esta frecuencia fué para Canario de 0.685 μm y en Chipiquixtle de 0.552 μm .

La segunda frecuencia f_2 localizada en 2.00 Hz presentó las mayores amplitudes para esta etapa. En Canario se presentaron amplitudes de 2.057 μm y en Chipiquixtle de 0.69 μm . La tercera frecuencia tuvo un promedio de 3 Hz en todo el tiempo que duró. La máxima amplitud alcanzada en Canario fué de 0.548 μm y de 0.207 μm en Chipiquixtle. El cambio en la frecuencia dominante de una etapa a la otra, así como el espaciamiento entre las distintas frecuencias, puede ser causada por cambios en las dimensiones de la fuente y/o en las propiedades físicas de los fluidos involucrados, como lo mencionan Gil-Cruz, (1999) y Chouet (1985, 1996).

La variación de las frecuencias con respecto a la amplitud en una misma estación no tiene una clara correlación. En algunos casos al aumentar la frecuencia, la amplitud del tremor crecía, pero no era algo regular, en otros casos la frecuencia disminuyó y su amplitud espectral aumentó, por lo que no se puede correlacionar directamente las variaciones de las frecuencias con las amplitudes.

Las frecuencias mostradas en las dos estaciones de banda ancha localizadas Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX) si muestran correlación entre ellas, ya que al aumentar la frecuencia en una de ellas, la otra también lo hace. Esta característica puede ser un indicador de que efectivamente las frecuencias observadas en las estaciones son generadas en la fuente y no por efectos de la trayectoria o de sitio. En cuanto a las amplitudes, no existe una correlación en las dos estaciones, en la mayoría de los casos las mayores amplitudes se presentaron en Canario, probablemente por la cercanía de esta estación con el cráter del volcán. En muy pocos casos las mayores amplitudes se presentaron en Chipiquixtle.

IV.1.1.1 Localización del Tremor en el Tiempo

Las localizaciones del tremor tuvieron variaciones en la profundidad dentro de los conductos del volcán. Para la primera parte del tremor sus localizaciones se encontraron entre 3100 y los 4400 msnm. Para la segunda parte se localizaron entre 3500 y 4600 msnm. En la primera etapa se registraron 25 localizaciones espaciadas cada media hora. En la segunda etapa, se obtuvieron 39 localizaciones. Para observar las variaciones de las localizaciones en tiempo se graficaron en periodos ó segmentos que presentaban características semejantes en duración o amplitud de las señales importantes de actividad en su mayoría de 4 horas.

Primera Parte

Durante la primera parte del tremor las localizaciones demostraron que la fuente variaba espacialmente a lo largo del tiempo para está primera etapa. Como podemos observar en la Figura 4.2, en la que se observa que algunos eventos se localizaron por arriba de los cuatro mil metros ligeramente cargado hacia el norte del volcán. En la mayoría de los casos la fuente se localizó entre los 3100 y los 3900 msnm, en una zona de aproximadamente 440 m de longitud

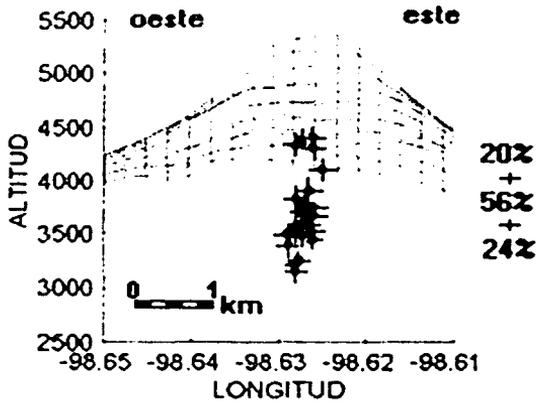
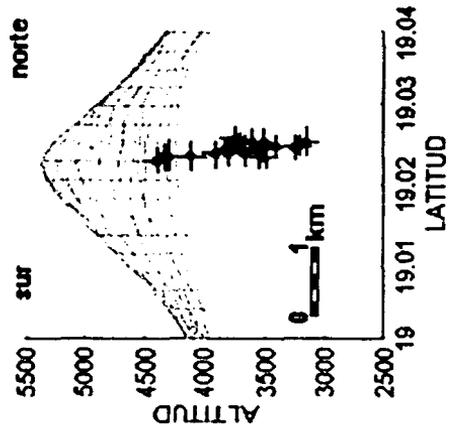
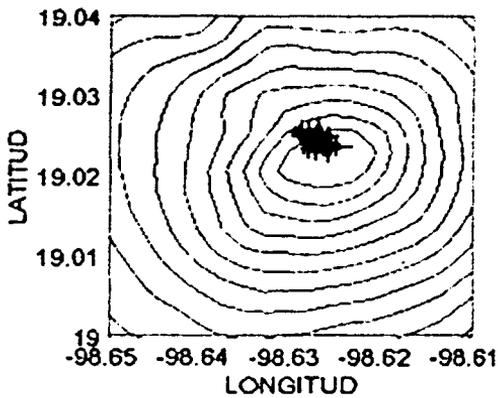


Figura 4.2.- Localización de la primera parte del tremor en la cual tuvo una duración de 19.5 horas. Inició el día 15 de diciembre de las 14:05 (hora local) a las 3:05 del día 16 de ese mismo mes. Así mismo se aprecian los errores generados por este método de localización.

para el plano V-E, y de 330 m para el plano V-N, definiendo una sección aproximadamente de 165 a 220 m de ancho. Para esta primera etapa un 20% de los eventos se encuentran por encima de los 4000 m, un 56% entre 3500 y 4000 m, y un 24% para los eventos menores a 3500 msnm.

0-4 horas

En las primeras 2 horas de actividad se observó que los primeros eventos, (1 al 4) se ubicaron entre los 4000 y 4500 msnm, como se puede observar en la Figura 4.3. El siguiente evento (5) se localiza en la parte más profunda de la zona de localización de los tremores, cerca de los 3000 msnm, a 2470 bajo la cima del volcán. Los siguientes segmentos de media hora (6,7 y 8), se localizan a alrededor de los 3500 msnm. Del corte a lo largo de la latitud, podemos observar un alineamiento que en su parte profunda corresponde a la región norte y en su parte somera al sitio bajo el cráter. La distribución de los eventos a lo largo de la longitud sugiere un ancho de aproximadamente 300m.

Estas primeras 4 horas de actividad pueden estar asociadas a los sitios en donde existe un mayor estado de esfuerzos que impiden que la columna de magma ascienda libremente, lo que explica que en estas primeras horas los paquetes de tremor tenían duraciones de más de 50 segundos y periodos de quietud entre estos paquetes de más de 100 segundos. Este comportamiento hace pensar que el magma en ascenso todavía no fluía de una manera constante y regular. Para el final de estas primeras horas las localizaciones se mantuvieron entre los 3100 y 3700 msnm

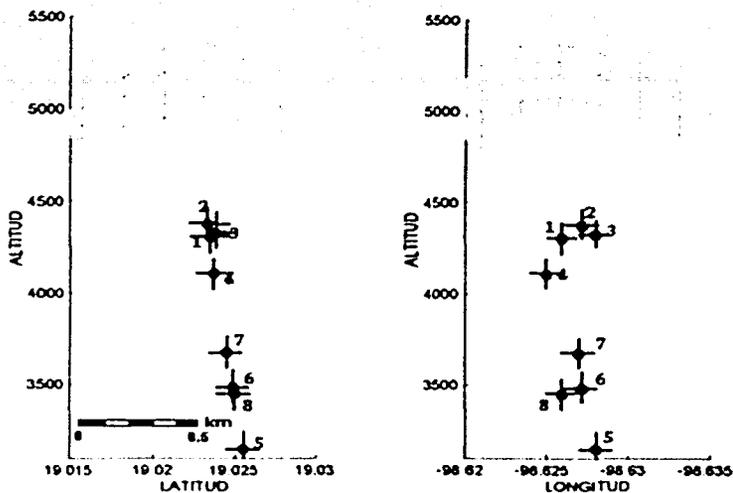


Figura 4.3. Ubicación de las primeras cuatro horas (0-4 horas) de la primera parte del tembor.

4-8 horas

De las 4 a las 8 horas, la localización de la fuente generadora del tembor se presentó entre los 3500 y 3900 msnm, como se puede observar en la Figura 4.4. En este periodo de tiempo las duraciones de los paquetes son bastantes regulares y los periodos de reposo no alcanzan más de 20 segundos. Es en esta etapa cuando el tembor presentó su mayor actividad (en duración y amplitudes de los paquetes) y probablemente en este periodo el magma flúa de manera constante y regular hacia la superficie.

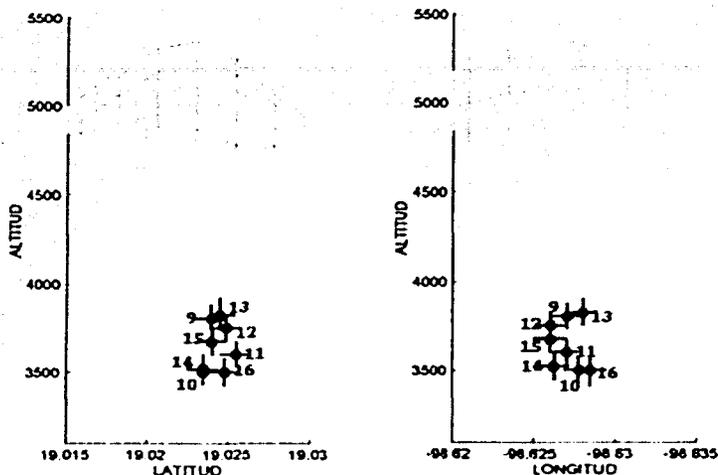


Figura 4.4. Ubicación de la fuente generadora del tremor de las 4 a las 8 horas de iniciada la primera parte del tremor.

8-12.5 horas

Para las últimas cuatro horas de la primera parte del tremor, las localizaciones se ubicaban de nuevo como en el primer segmento de 4 horas, desde los 3100 hasta casi los 4500 msnm, como se puede ver en la Figura 4.5. De igual forma los eventos muestran poca dispersión en su localización, comparable a los de la primera etapa de 4 horas.

Para esta parte los paquetes continuaban de manera regular en cuanto a su duración, aunque los periodos de reposo aumentaron en tiempo, hasta que la actividad disminuyó por completo a las 3:03 hrs del día 16. Para las siguientes horas se realizó un sobrevuelo sobre el cráter del volcán, y en él se detectó el domo de lava parcialmente emplazado.

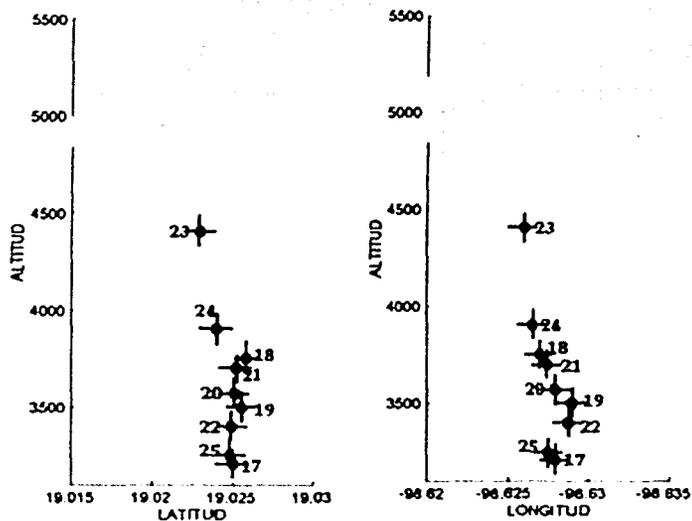


Figura 4.5. Ubicación de la fuente generadora del tremor de las 8 a las 12.5 horas.

Segunda parte

Las localizaciones de la segunda etapa del tremor se muestran en la Figura 4.6, y en ellas observa que las localizaciones son ligeramente en cota más elevada que las localizaciones de la primera etapa. En la segunda parte del tremor un 44% se encuentran por encima de los 4000 m, un 53.5% entre 3500 y 4000 m, y un 2.5% para eventos localizados por debajo de los 3500 msnm. Los espesores máximos involucrados en esta segunda etapa del tremor, es de aproximadamente 270 m en la latitud, y de 275 m para la longitud, y la altura de esta zona es aproximadamente de 1030 m, lo que nos da una radio aproximado en la que se encuentran los conductos de 137 m, en la primera parte del tremor los radios se calcularon entre 165 a 220 m.

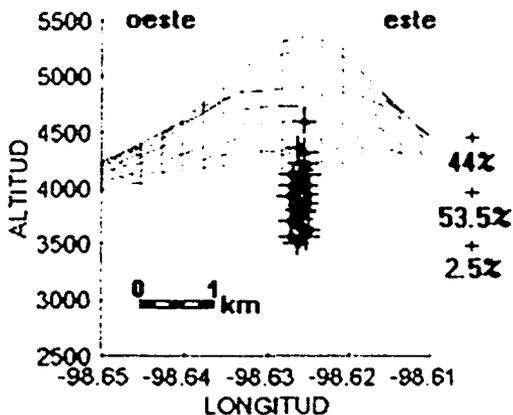
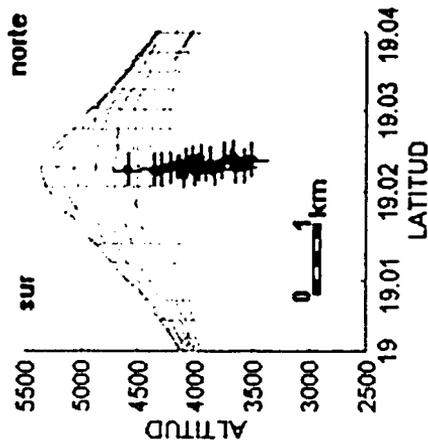
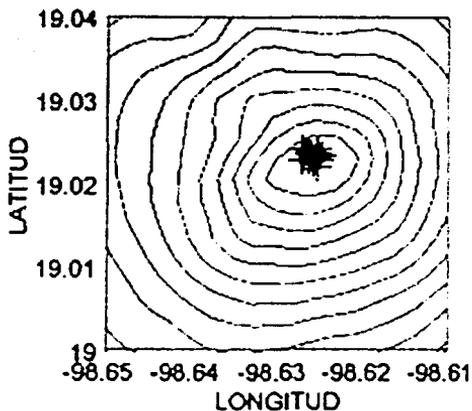


Figura 4.6.-Localizaciones para los dos planos verticales y la planta de la segunda etapa del temblor del día 16 al 17 de diciembre del 2000. Los 39 eventos registrados cada media hora desde el inicio demuestran que estuvieron concentrados entre los 3500 y los 4400 msnrn.

0-3 horas

Para la segunda parte del tembor, las localizaciones se dividieron en periodos con mucha y poca actividad. Al inicio de este nuevo episodio de tembor se presento un periodo de 3 horas en las que los paquetes tenían duraciones grandes, así como periodos de reposo de más de 100 segundos. La ubicación del tembor en estas primeras tres horas se presento entre 3500 y 4000 msnm (Figura 4.7) y estuvieron asociadas a un nuevo ascenso del material en las partes más profundas de los conductos, como nos sugieren sus localizaciones.

3-7 horas

Para las siguientes cuatro horas la actividad aumentó considerablemente presentándose duraciones de paquetes de más de 25 minutos, y un casi nulo espaciamento entre paquetes. Para este lapso de tiempo, el de mayor actividad de la segunda parte del tembor, la posición de la fuente se ubico entre 3500 y 4400 msnm(Figura 4.8). En la primera parte del tembor

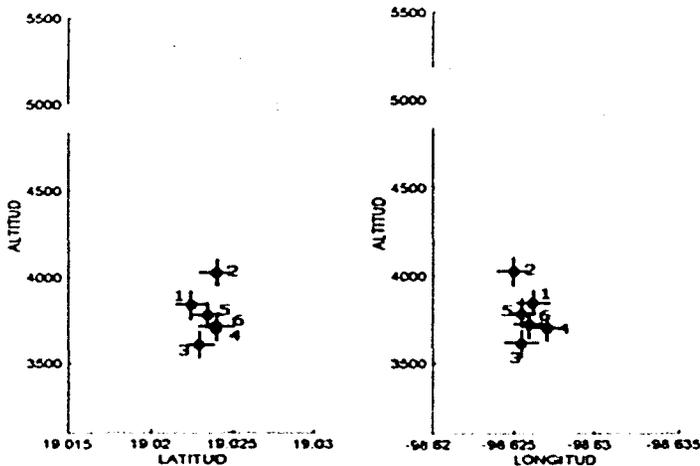


Figura 4.7. Ubicación de las primeras tres horas (0-3 horas), para la segunda parte del tembor.

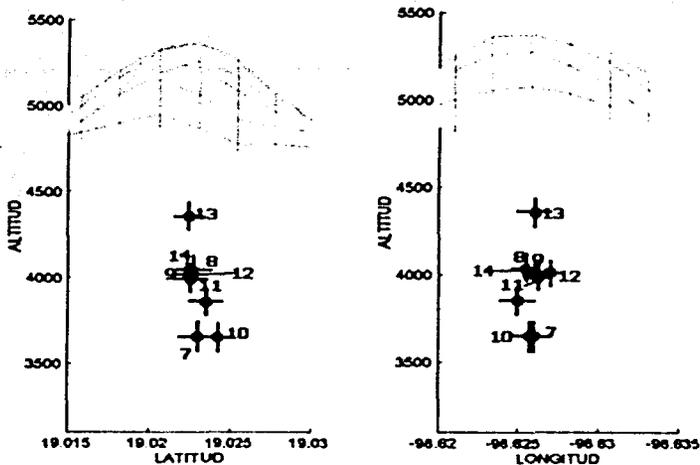


Figura 4.8 Ubicación de las siguientes cuatro horas (3-7) en la segunda parte del temblor. En este periodo se observó la mayor actividad.

para el periodo de mayor actividad, la zona en que se generaban las mayores amplitudes se encontraban aproximadamente en estas mismas cotas.

7-11 horas

Para las siguientes cuatro horas la actividad disminuyó considerablemente, aunque a las 2:35 horas del día 17 se presentó una explosión que arrojó fragmentos incandescentes. Para este periodo las localizaciones estuvieron entre 3500 y 4550 (Figura 4.9). En esta etapa se observa que la zona generadora del temblor, comienza a presentarse en cotas más elevadas, esto debido principalmente a que para ese momento ya existía un cuerpo de lava emplazado dentro del cráter (domo) el cual obstruía salida de más material, por consiguiente requería que el magma tuviera una mayor presión en las partes más altas de los conductos para poder ascender.

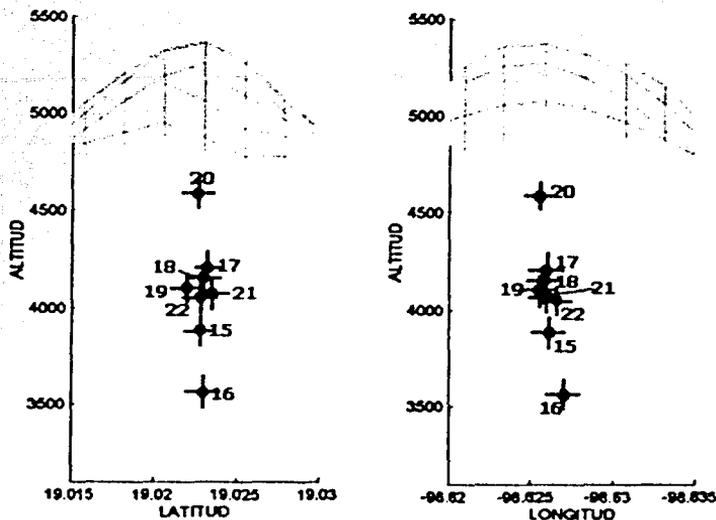


Figura 4.9. Ubicación de las siguientes cuatro horas (7-11 horas), en donde se observa una variación de la mayoría de los eventos, los cuales disminuyen en su profundidad.

11-15 horas

Para las siguientes 4 horas, los paquetes aumentaron su duración y los periodos entre ellos disminuyeron. En esta parte del temblor se presentó una exhalación de magnitud moderada, a las 08:16 hrs (hora local) la cual emitió una columna de ceniza de aproximadamente 2.5 km de altura con dirección Sur-Oeste, Oeste, la cual se precipitó en algunas poblaciones del estado de Morelos y de México. En este momento todavía existía un aporte de material al domo, así como una gran desgasificación como lo muestran las mediciones de SO_2 realizadas en esos momentos, la cual arrojó valores de más de 70,200 toneladas aproximadamente. En la Figura 4.10 se observa la ubicación de la fuente generadora del temblor para este periodo.

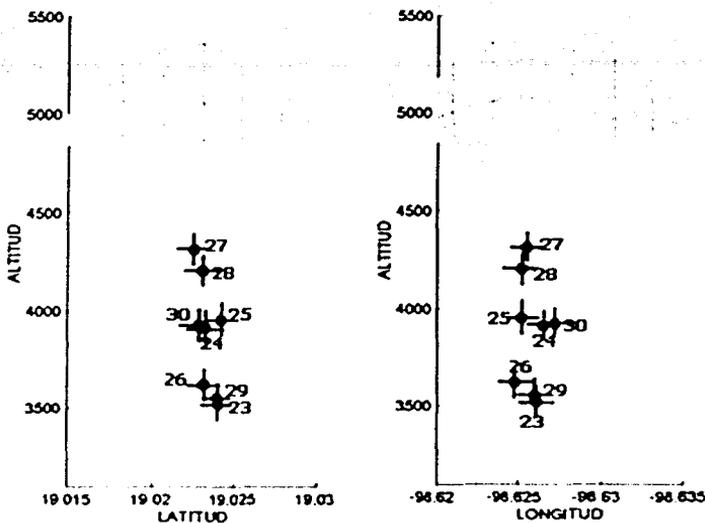


Figura 4.10. Ubicación de la fuente generadora del tremor para las siguientes cuatro horas (11-15 horas)

15-19.5 horas

Para la parte final del tremor los paquetes se hicieron menos frecuentes y menos regulares, aunque se volvió a presentar otra exhalación importante a las 15:13 (hora local), la cual generó una columna de ceniza similar a la de las 8:16 de la mañana. Las localizaciones en la parte final del tremor se presentaron de los 3500 a los 4500 msnm. En las últimas dos horas la mayoría de estos eventos estuvieron ubicados por arriba de los cuatro mil metros. Esto es debido probablemente, a que gran parte del domo ya estaba emplazado en la base del cráter, y este obstruía salida de más material y gas, por lo que la parte más alta de los conductos el material en ascenso ejercía mayor presión. La ubicación del tremor en esta parte final se puede apreciar en la Figura 4.11.

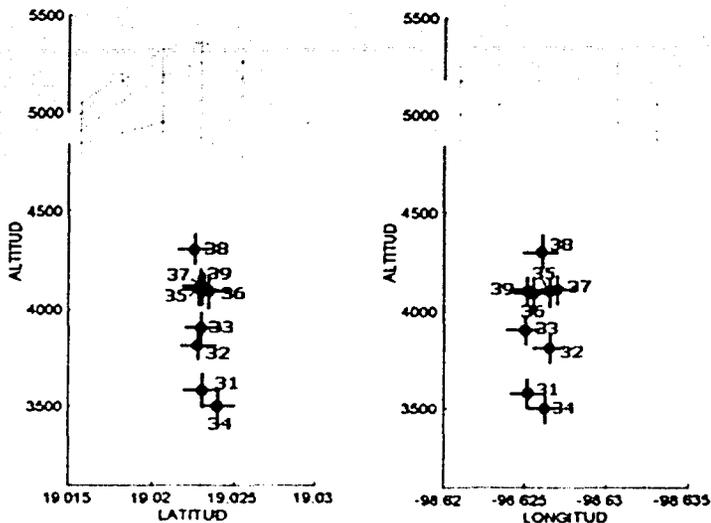


Figura 4.11. Ubicación de la parte final de la segunda parte del temblor (15–19.5 horas), del día 17 de diciembre del 2000.

Las localizaciones del temblor armónico corresponden a los lugares donde se generaron las mayores amplitudes en un momento dado y nos indican el movimiento de un flujo de material a lo largo de los conductos, grietas y reservorios dentro del volcán. El temblor se genera por presión a lo largo de varios de los conductos del volcán y las amplitudes corresponden esencialmente a los lugares donde hay mayor obstrucción y presión, probablemente debido a el tránsito del magma hacia la superficie.

Las variaciones en las localizaciones de la primera parte con respecto a la segunda, tuvo diferencias en cuanto a la profundidad como podemos observar en la Figura 4.12. Como ya se mencionó anteriormente, las amplitudes de la segunda parte estuvieron ubicadas por arriba de las localizadas en la primera parte, esto puede ser atribuido a que en la etapa inicial del temblor los conductos se encontraban parcialmente obstruidos en su parte más alta y el tránsito del magma hacia la superficie tendría que ir abriendo los conductos. Para la segunda parte del

tremor, los conductos ya no se encontraban tan obstruidos en su parte baja, aunque en la parte superior ya se encontraba parte del domo, lo que ocasionaba obstrucción y por consiguiente los cambios de presión que generaban el tremor se llevaban a cabo en la parte más superficial de estos conductos.

En la segunda parte del tremor, después de varias horas de gran actividad, está decayó sustancialmente, por lo que se presentaron explosiones y exhalaciones, dando fin al tremor armónico e iniciando una etapa de tremor espasmódico. Las frecuencias de este nuevo tremor eran muy parecidas al armónico, por lo que adicionalmente al crecimiento del domo probablemente este se estaba desgasificando debido a la separación de volátiles del nuevo magma que ascendía

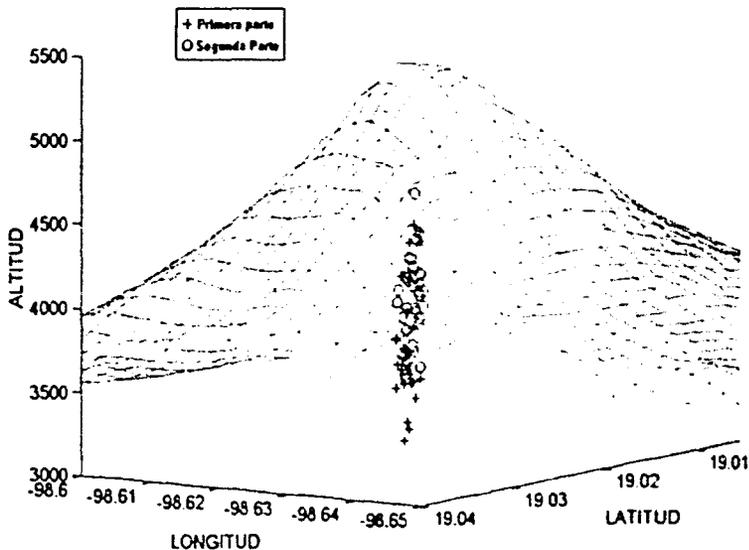


Figura 4.12.- El volcán Popocatepetl y la localización para las dos partes del tremor, se observa que la segunda parte (o) estuvo ubicada por arriba de la primera (+).

IV.1.1.2 Velocidades de Ascenso

Para las dos etapas del tremor se graficó la variación de la elevación de la localización en función del tiempo de su duración. Para la primera parte se puede ver que las primeras dos horas (1-4 paquetes), se ubicaron por arriba de los 4200 msnm. Después de esta etapa, se presentaron lapsos periódicos de ascenso de material, que tuvieron duraciones entre 1 y 4 horas como se observa en la Figura 4.13, en donde se aprecian 7 diferentes velocidades de ascenso de la columna de magma. Estos ascensos iniciaban en las zonas más profundas de los conductos localizadas entre 3150 y 3550, y concluían en alturas de hasta 3800 msnm, salvo con una excepción que llegó hasta los 4400 al terminó de esta parte del tremor. Las velocidades de ascenso para la primera parte se calcularon para diferentes trayectorias y se pueden observar en la Tabla IV.1

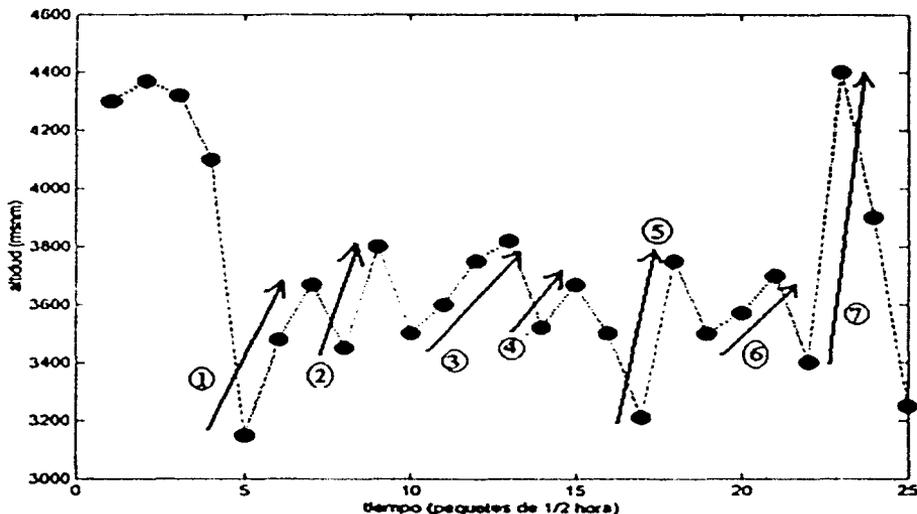


Figura 4.13. Variación de la ubicación con respecto del tiempo para la primera parte del tremor.

Las velocidades de ascenso estuvieron en un rango de valores de entre 0.055 hasta 0.555 m/s, con un promedio de 0.196 m/s, esto asumiendo que el cambio de presión generado por el material en ascenso registrado en la parte más profunda sea el mismo que el producido en la parte más somera de los conductos. Para las primeras cuatro horas del tremor (0-4 horas), las velocidades estuvieron entre 0.152 y 0.194 m/s. En esta parte los paquetes eran regulares y el tiempo entre paquetes eran grandes pero disminuían conforme transcurría el tiempo. Para las siguientes cuatro horas (4-8 horas), las velocidades calculadas estuvieron en el orden de 0.055 m/s, en este período se presentó la mayor actividad, ocurriendo paquetes grandes de tremor y regulares espaciados entre ellos por algunos pocos segundos. Para el último período (8-12.5 horas), las velocidades se mantuvieron por arriba de los 0.277 m/s, salvo una trayectoria con una velocidad 0.055 m/s. En este último período, se seguían manteniendo las duraciones de los paquetes de tremor constantes y regulares, aunque el tiempo de quietud entre paquetes aumento hasta que finalizó esta etapa.

Tabla IV.1. velocidades para la primera parte del tremor

Trayectorias	Velocidad (m/s)
1	0.152
2	0.194
3	0.055
4	0.055
5	0.305
6	0.055
7	0.555

En la segunda parte del tremor, se siguieron presentando estos ascensos periódicos de la columna de material magmático. Ahora los ascensos se iniciaron a partir de los 3500 y llegaron hasta los 4600 msnm. Las duraciones de estos ascensos fueron de 1 hasta 2 horas, como se observa en la Figura 4.14. A diferencia de la primera etapa para este lapso del tremor, las localizaciones se mantuvieron ligeramente 300 metros por encima, la razón es debida probablemente a la obstrucción o mayor presión de los conductos superficiales por la presencia del domo de lava parcialmente emplazado durante la primera etapa.

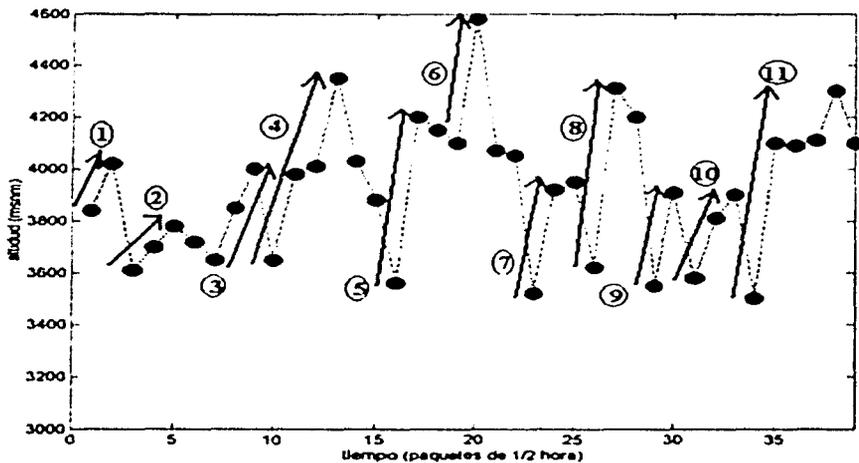


Figura 4.14.- Trayectorias de ascenso de material para la segunda parte del tremor.

Para esta etapa se calcularon 11 velocidades de ascenso de la columna de magna, como se muestra en la Tabla IV.2

Tabla IV.2. Velocidades para la segunda parte del tremor

Paquetes	Velocidad (m/s)
1	0.105
2	0.055
3	0.111
4	0.138
5	0.333
6	0.277
7	0.125
8	0.277
9	0.166
10	0.069
11	0.111

Las velocidades se mantuvieron entre 0.055 y 0.333 m/s. En las primeras 6 horas los paquetes de tremor se mantuvieron con duraciones regulares y periodos grandes de quietud entre estos paquetes, las velocidades estuvieron entre 0.055 y 0.105 m/s. En las siguientes cuatro horas, la actividad aumentó considerablemente casi volviéndose constante. Las velocidades se elevaron y se mantuvieron de 0.111 a 0.138 m/s. Para las siguientes cuatro horas la actividad disminuyó y las velocidades estuvieron en el orden de 0.277 a 0.333 m/s, y únicamente una de 0.125 m/s. Para las siguientes cuatro horas la actividad aumentó de nuevo, presentándose una exhalación de ceniza y gases. Las velocidades de este periodo estuvieron entre 0.277 y 0.166 m/s. En las últimas horas del tremor las velocidades descendieron de 0.069 a 0.111 m/s, en este periodo de tiempo también se presentó una exhalación de gas y ceniza moderada.

Las velocidades calculadas para los dos periodos de tremor se mantuvieron entre 0.055 y 0.555 m/s. Velocidades calculadas en otros volcanes para las partes de los conductos más superficiales como por ejemplo en la erupción del 18 de mayo de 1980 en el monte St. Helens fue de 0.6 a 0.7 m/s, y para los periodos de construcción de domos de 1981 y 1982, se mantuvo entre 0.014 y 0.028 m/s. En la erupción de 1991 en el volcán Unzen en Japón las velocidades estuvieron entre 0.007 y 0.3 m/s (Rutherford *et al.*, 2000). Las velocidades en los crecimientos de los domos del Santa Helena y del Unzen muestran velocidades bajas a medias, comparadas con el rápido crecimiento del domo del volcán Popocatepetl en diciembre del 2000, aunque las velocidades del magma para erupciones plinianas como la del 18 de mayo de 1980 del volcán Santa Helena llegan hacer más altas.

IV.1.1.3 Modelo del tubo de Órgano

Fue posible observar una variación importante de la amplitud de las frecuencias del tremor en los dos episodios. En la primera parte del tremor las máximas amplitudes espectrales registradas fueron del orden de 1.37 μm a 2.74 μm y correspondieron a la frecuencia f_1 que abarcaba en la mayoría del tiempo los 1.20 Hz. Para la segunda frecuencia f_2 en el rango de 2.70 a 3.00 Hz y se observaron amplitudes de 0.68 a 1.37 μm , y finalmente en la frecuencia f_3 entre 4.00 y 4.20 Hz y se presentaron amplitudes de hasta 0.54 μm .

En la segunda parte del tremor ocurrieron algunos cambios; la primera frecuencia f_1 se mantuvo en 1.0 Hz la mayoría del tiempo que estuvo presente, y sus amplitudes bajaron a 0.68 μm . La segunda frecuencia que estuvo presente todo el tiempo en 2.00 Hz y en esta frecuencia se observaron las mayores amplitudes, llegando hasta 2.05 μm para Canario y de 0.69 μm para Chipiquixtle. Finalmente la frecuencia f_3 se presentó en 3.00 Hz y duró poco tiempo y con muy baja amplitud.

Estas variaciones de la frecuencia pueden ser atribuidas a un cambio en la geometría de los conductos por variación de los fluidos dentro de ellos, como lo demostró McNutt (1986). El analiza y compara señales de baja amplitud producidas por agua fluyendo a través de túneles de descarga de la represa Tarbela en Pakistán, y los compara con temblores de volcanes de Centro América y Alaska. McNutt obtiene las frecuencias dominantes para los temblores y las señales de las represas, y con estas frecuencias calcula la longitud del túnel de descarga, basándose en la relación para el modo fundamental de un tubo de órgano, con dos salidas cerradas por sus extremos. La relación de la longitud del conducto y la longitud de onda del tremor es

$$L = \lambda/2 \quad (1)$$

donde L = longitud en kilómetros

λ = longitud de onda en kilómetros.

Para calcular la longitud la longitud de onda λ se utiliza la relación $\lambda=V/f_0$, donde V es la velocidad de ondas P en km/s y f_0 es la frecuencia dominante en Hz.

Trabajos anteriores se han realizado en el Popocatepetl como el elaborado por Lermo *et al.*, (1995), el analizó eventos LP's y tremores del volcán Popocatepetl, utilizando una velocidad de ondas P de 2 km/s, con frecuencias f_0 de 2.6, 1.1 y 0.6 Hz para eventos 'tipo B' y de 20, 19, 13, 12 y 9 Hz para tremores, encontrando longitudes de 0.38, 0.90 y 1.66 km, para los eventos 'tipo B' y de 0.050, 0.052, 0.070, 0.080 y 0.110 km respectivamente para los tremores.

De igual forma Arciniega (1997), utiliza está relación pero lo hace para el caso de un tubo de órgano cerrado por uno de sus lados $l_c= \lambda/4$ y con una velocidad de ondas P de 1.3 km/s, este valor fue propuesto por Kieffer (1977) para un fluido mixto con contenidos de agua, vapor y gases magmáticos, ella encuentra frecuencias de 0.79, 0.93, 1.13, 1.42, 1.71, 1.80, 2.14, 3.03 y 4.00 Hz, para los tremores y frecuencias muy parecidas en eventos LP's, y obtiene longitudes de 0.406, 0.344, 0.282, 0.226, 0.187, 0.180, 0.156, 0.106 y 0.080 km respectivamente.

Lermo en 1999 vuelve a obtener valores de 2, 0.9 y 0.15 Hz, con variaciones de \pm 1Hz y encuentra para esos mismos valores utilizando $\lambda/4$, $\lambda/2$ y $\lambda/3$, longitudes de 0.25, 1.11 y 4.44 km, de forma que la frecuencia más alta le corresponde la longitud más pequeña y la profundidad más somera, y para la frecuencia más pequeña la longitud del conducto más larga, y la mayor profundidad, de tal forma que el conducto más largo tiene conexión con la cámara magmática.

Con las frecuencias del tremor generado durante los días 15, 16 y 17 de diciembre se propone longitudes de los conductos basados en el modo fundamental de un tubo de órgano con dos salidas cerradas por sus extremos. Los promedios de las frecuencias registradas en la primera parte fueron para $f_1=1.20$, $f_2=2.71$, y $f_3=4.08$ Hz. Para la segunda parte los promedios de estas frecuencias estuvieron en $f_1=1.06$, $f_2= 2.00$ y $f_3=3.00$ Hz. Para el cálculo de la longitud de los conductos las frecuencias utilizadas serán las observadas en las dos etapas, que son aproximadamente de 1.13, 2.00, 2.85 y 4.00 Hz.

El modelo del tubo de órgano de dos salidas cerradas se propuso debido a que el material, al ir ascendiendo hacia la superficie, encontraba material previamente emplazado en los conductos más superficiales y en la parte del cráter, por lo que el sistema por los dos extremos se encontraba cerrado. La velocidad propuesta de ondas P es de 2 km/seg en el magma, que es el valor más alto que se puede esperar en un magma McNutt (1986). La relación para la longitud del conducto L y longitud de onda es la de un tubo con dos extremos cerrados.

$$L = \lambda/2$$

En la Tabla IV.3 se observan los valores obtenidos para las longitudes de onda del tremor armónico, así como las longitudes de los conductos.

Tabla IV.3

Frecuencia	Longitud de Onda λ (km)	Longitud del Conducto l_c (km)
1.13	1.769	0.844
2.00	1.000	0.500
2.85	0.701	0.350
4.00	0.500	0.250

IV.1.1.4 Modelo Conceptual del Volcán.

De acuerdo a las frecuencias registradas a lo largo de todo el periodo del tremor, se propone un modelo esquemático de los conductos del volcán. Como sabemos, las localizaciones del tremor corresponden a la ubicación de la frecuencia con mayor amplitud calculada con los espectros de amplitudes. La combinación de diversos ductos con geometrías variadas y la existencia de otros conductos laterales explica la complejidad de los espectros como lo menciona (Schik *et al.*, 1982) pues la aparición de múltiples resonancias se atribuye a las variaciones de los conductos de emisión, que pueden aproximarse a una superposición de diversos tubos de órganos. De modo que en la primera parte del tremor las mayores amplitudes correspondían a frecuencias de 1.13 Hz, para la segunda parte las mayores amplitudes tuvieron el valor de 2.00 Hz.

La ubicación de las longitudes de los conductos de la primera parte del tremor corresponde a las frecuencias de 1.13 Hz, que representa una longitud de 0.844 km y que inicia a la elevación de 2750 msnm. Entre los 3550 y 3800 msnm se encuentra una zona en donde se presentan tanto eventos de 1.13 como de 2.00 Hz. En esta parte del volcán existe una división entre los dos conductos de las dos diferentes frecuencias que tenían las mayores amplitudes.

Arriba de esta zona se presentaron la mayoría de los eventos con amplitudes máximas en la frecuencia de 2.00 Hz. Para esta frecuencia se calculó una longitud de conducto de 0.5 km. Por arriba del conducto de la frecuencia de 2.00 Hz, se acomodaron las frecuencias de 2.85 y 4.00 Hz, y sus respectivas longitudes de conductos de 0.350 y 0.250 km. El modelo propuesto se observa en la Figura 4.15.

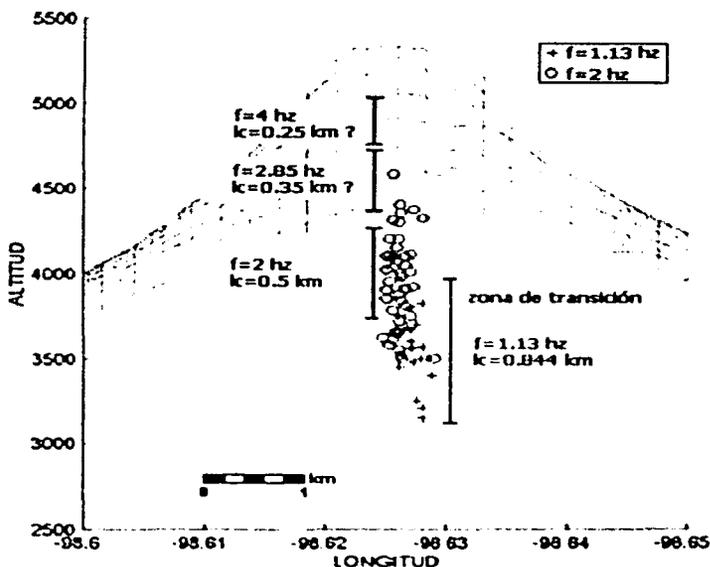


Figura 4.15.- En base al modelo de tubo de órgano y la localización del tremor se presenta un modelo esquemático del volcán en su parte más superficial.

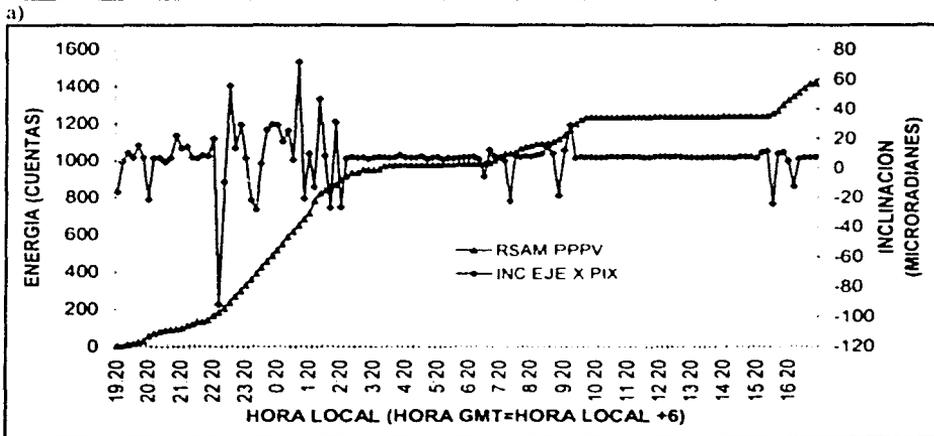
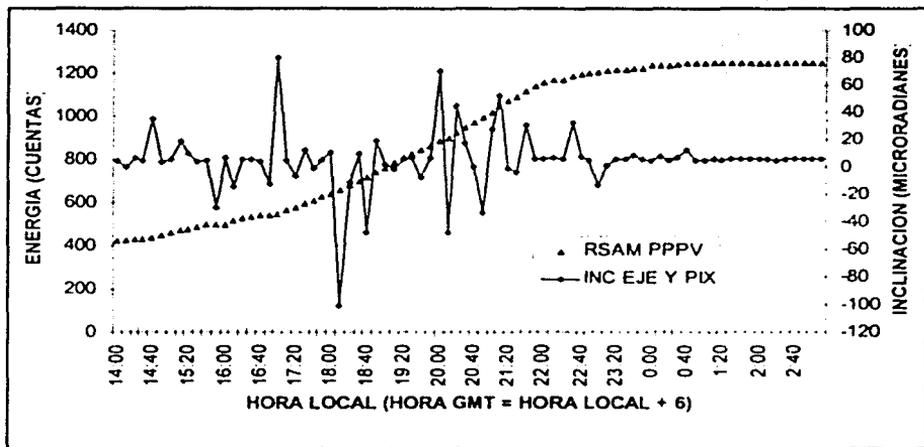
IV.2 Correlación del Tremor con la Deformación.

El monitoreo volcánico debe tomar en cuenta todos los parámetros posibles para poder conocer la condición del volcán. Por esta razón basarse únicamente en un solo parámetro de medición podría proporcionar una evaluación incorrecta del comportamiento del volcán.

La actividad, como hemos mencionado anteriormente, tuvo sus inicios a principios de noviembre, presentándose una gran cantidad de eventos volcano-tectónicos, emisiones de ceniza, así como eventos LP's, que indicaban una desgasificación de magma en ascenso. Al comienzo de diciembre se siguieron presentando una gran cantidad de eventos volcano-tectónicos, y a partir del día 12 ocurrieron grandes exhalaciones que indicaban una mayor desgasificación y ascenso rápido del material hasta las partes más superficiales de los conductos.

Un parámetro importante en el monitoreo de volcanes activos es la evaluación de la deformación del edificio volcánico, la cual puede ser determinada por los inclinómetros que se encuentran en las laderas del volcán. Los inclinómetros localizados en el Popocatepetl tienen componentes 'x' y 'y', las cuales están orientadas de tal forma que la bisectriz entre estos dos ejes apunta hacia el cráter del volcán. Los valores obtenidos por los inclinómetros del volcán Popocatepetl durante el tremor armónico de la primera parte del tremor, tuvieron valores para la estación de Nexpayantla (PIN) de -34 a 5 microradianes en la componente 'x' y de -18 a 27 en la componente 'y'. Para la estación localizada en Chipiquixtle (PIX), los valores fluctuaron de -70 a 58 en la componente 'x', y en la componente 'y' fueron de -100 a 80 microradianes, como se puede observar en la Figura 8.16

En la grafica se observa una correlación de la energía sísmica liberada acumulada (RSAM 10 min) de la estación Canario en su componente vertical y los valores de inclinación en la estación Chipiquixtle (PIX) en sus dos componentes para las dos etapas de tremor. La pendiente de la energía sísmica indica que tanta actividad existía en ese momento, y se puede ver claramente que cuando la pendiente aumenta los valores de inclinación variaban de valores positivos a negativos, lo que indicaba que el volcán se inclinaba en el momento del ascenso del magma por los conductos.



b)

Figura 4.16.-Relación que existe entre la energía acumulada de la estación en Canario Vertical (PPPV) durante la primera parte del temblor del día 15 al 16 de diciembre, y la inclinación en la estación de a) Chipiquixtle (PIX) para la componente 'y', b) la misma relación de energía y deformación para la segunda parte del temblor del día 16 al 17 de ese mismo mes, para Canario Vertical (PPPV) y el inclinómetro en Chipiquixtle (PIX) para la componente 'x'. En ella se observa una correlación de la energía sísmica liberada y las deformaciones que llegan a tener hasta -100 microradianes en las dos componentes.

Para la segunda parte del tremor las deformaciones estuvieron en el rango de -23 a 10 microradianes para la componente 'x', y de -48 a 52 microradianes en la componente 'y' de la estación Nexpayantla. Para la estación en Chipiquixtle los valores estuvieron entre -90 y 70 microradianes en la componente 'x', y de -50 a 100 para la componente 'y'.

Las deformaciones encontradas con otros métodos como el EDM, sugieren que estas deformaciones están asociadas a fuentes de presión (utilizando el modelo de Mogi, 1957), con profundidades similares a las propuestas por la localización de los tremores que varían de 3000 a 4600 msnm aproximadamente (Servando De la Cruz, comunicación personal).

IV.3 Volumen del Domo de Lava

El volumen calculado del domo emplazado los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000, con base a fotografías aéreas fue de entre 15 y 19 millones de metros cúbicos. La Figura 4.17 se muestra una fotografía del domo parcialmente emplazado el día 16 de diciembre por la mañana. Suponiendo que la duración del tremor es el mismo tiempo en que se formó el domo de lava, el tiempo del emplazamiento es de 32 horas aproximadamente. La tasa de emisión se calculó entre 180 y 200 m^3/s (Bulletin of the Global Volcanism Network, BGVN Vol 25: No.12). Valores calculados para magmas de composición andesítica a riolítica andan de 5 a 10 m^3/s para domos lavicos, y de hasta más de 10^4 m^3/s para erupciones plinianas, (Araña, *et al* 1984). La tasa de emisión de lava en el Popocatepetl durante el mes de diciembre del 2000 es la más alta registrada en el volcán, desde su reactivación el 21 de diciembre de 1994.

Para calcular el volumen alojado dentro de los conductos antes de salir a la superficie se cálculo la densidad de la andesita a 2 kilómetros de profundidad, la cual es de 2557 kg/m^3 a 1000° C (Spera, 2000). En la superficie la densidad es de 2550 kg/m^3 , con lo cual el volumen dentro de los conductos se expandirá 1.0029 veces en la superficie. Si sabemos el volumen total del domo emplazado en la superficie, el cual fue calculado en 19×10^6 m^3 , el volumen dentro de los conductos es de 18.945×10^6 m^3 . Si observamos las elevaciones en donde

comienzan las localizaciones de los tremores hasta la superficie podemos ver que esta zona tiene una longitud aproximadamente de 2000 m.

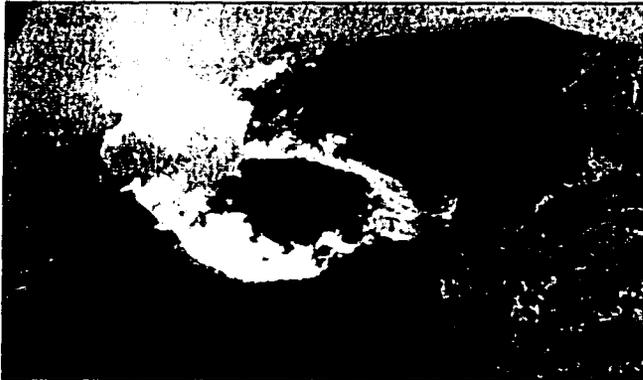


Figura 4.17. Fotografía del domo del día 16 de Diciembre del 2000.
tomada de (http://www.volcano.si.edu/gvp_volcano/region14/mexico/popo/var.htm).

Considerando el volumen de un cilindro ($\pi r^2 \times 2000m$), podemos encontrar el radio de este volumen de magma, el valor es de 54.91 m, esto es asumiendo que el cilindro está completamente lleno de magma. Obviamente el volumen extruido no es todo el volumen contenido dentro de los conductos, debido a que los diferentes eventos explosivos durante diciembre del 2000 y enero del 2001 representan más ascenso de fluidos, gases y magma que empujan al material ya emplazado dentro de los conductos hacia la superficie.

La presión calculada para una profundidad de 2500 metros, que es la base del material ya acomodado dentro de los conductos, está dada por $P(z) = P_a + \rho_g z$; donde P_a es la presión atmosférica, ρ , es la densidad de la roca encajonante y z es la profundidad (Jaupart, 2000). Si calculamos la presión a una profundidad de 2000 m, que es la profundidad de la base de la localizaciones de los tremores podemos calcular la presión mínima necesaria del magma para ascender hacia la superficie desde esta profundidad. La presión es de 50.132 Mpa, o 497.76

atmósferas. Con estos valores podemos calcular la presión mínima necesaria para que el magma ascienda y empuje al material emplazado en los conductos más superficiales del volcán hacia el exterior.

IV.4 Erupción

Las erupciones de tipo vulcaniano llegan a ser de pequeñas a moderadas, inyectan material fragmentado a alturas menores de 20 km, en intervalos de tiempo de segundos a minutos, estas erupciones se caracterizan por ser discretas y violentas, así como el lanzamiento de bloques y bombas de distintos tamaños, en las explosiones está involucrada una onda compresional de aire, producto del calentamiento súbito del aire. Algunas hipótesis acerca del modelo eruptivo proponen que el incremento de presión es causado por la exolución de los volátiles, el sobrecalentamiento de agua subterránea y la cristalización de algunos minerales.

Cálculos hechos con la cristalización de la microilita, demuestran que puede aumentar la presión en un domo de lava y sus conductos interiores, en valores de décimas de Mpa, lo que causa que el domo finalmente falle. El modelado con la microilita usando mezclas de magmas andesíticos, demostró como el nivel de presurización puede aumentar de minutos a horas, formando bolsas de gas. Estos resultados explican las erupciones en pulsos. (Morrissey *et al.*, 2000).

Los magmas involucrados en estas erupciones van de andesíticos basálticos a dacíticos, ya que debido a su alta viscosidad se hace difícil que los gases volcánicos producto de la exolución de los volátiles, la cristalización del magma y el sobrecalentamiento de agua subterránea, se escapen excepto bajo presión extrema, lo que conduce al comportamiento explosivo.

Las explosiones estrombolianas, son provocadas por las burbujas de gas que se escapan del magma en zonas relativamente profundas y aumentan de volumen al alcanzar el techo de la columna magmática, a niveles superficiales. En un modelo de explosión estromboliana se admite que el magma permanece en reposo siendo las burbujas de gas las que se aproximan a la superficie (Araña *et al.*, 1984).

El proceso de cada explosión corresponde a la evolución de una o varias burbujas. La principal característica de estas erupciones es la persistente actividad, que implica un continuo aunque escaso aporte de magma de zonas profundas. También puede intervenir un pequeño aporte de agua a la columna magmática como desencadenante de estas pequeñas explosiones, ya que se piensa que casi en todas las erupciones hay episodios controlados por la interacción del magma con agua meteórica (subterránea o superficial)

Después de haberse emplazado el domo de lava, los días 15, 16 y 17 de diciembre transcurrieron aproximadamente 26 horas de reposo entre el final del temblor y la erupción misma. La actividad observada los días 18 y 19 de diciembre estuvo principalmente formada por explosiones discretas de algunos cuantos minutos, acompañadas por una constante y regular emisión de gases y cenizas que llegaban a durar varias horas como se puede observar en la Figura 4.18, en donde se puede ver un modelo esquemático de este tipo de explosiones. La actividad consistió de la expulsión de grandes fragmentos de rocas, que al salir volando y caer en las pendientes del volcán se partían y rodaban dando la impresión de ser derrames de lava.

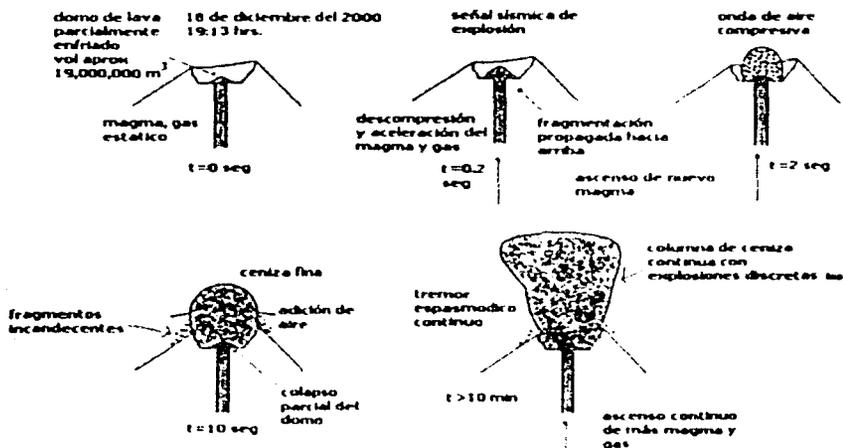


Figura 4.18.- Modelo esquemático de lo que ocurrió el 18 de diciembre del 2000, el inicio de la erupción comenzó a las 19:13 hrs.

La erupción del 18 al 19 tuvo periodos de gran actividad, como se puede observar en la Figura 4.19, en donde se presenta una relación de la energía RSAM, eventos diarios, RSAM acumulado para Chipiquixtle y la componente de 'y' en la estación de Nexpayantla, para el periodo del 15 al 21 de diciembre. La erupción comenzó a las 19:13 del día 18 de diciembre del 2000 y duró aproximadamente 2 horas con 51 minutos, hubo un descanso de 2 horas con 17 minutos. La siguiente etapa duró aproximadamente 5 horas con 8 minutos y hubo un descanso de 5 horas aproximadamente, finalmente se presentó un periodo con mayor actividad el cual tuvo una duración de 12 horas con treinta minutos.

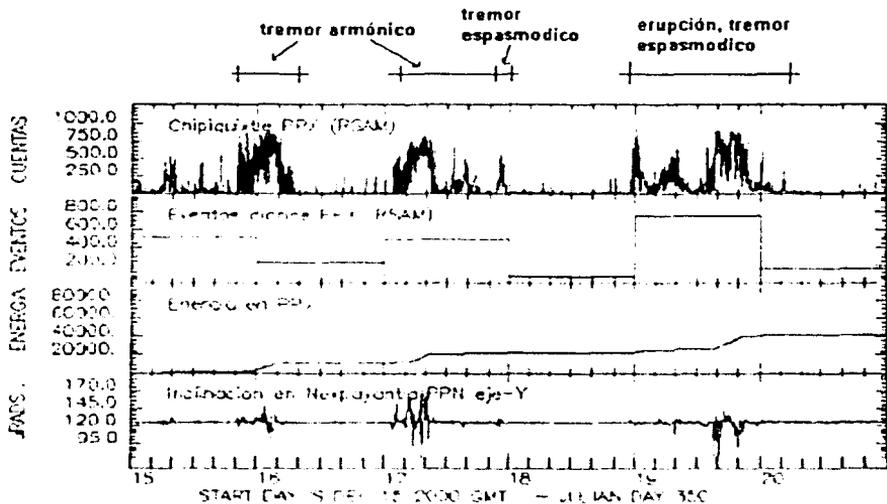


Figura 4.19.-Comparación de la energía de RSAM(10 min), eventos diarios, energía acumulada, para la estación de Chipiquixtle (PPX) y la deformación en Nexpayantla (PIN) en la componente 'y'. Se observa desde el día 15 de diciembre hasta el 21 (hora GMT), la energía liberada correlacionada con la deformación.

Como hemos mencionado ocurrieron varias explosiones que duraban unos cuantos minutos, dando la apariencia de ser fuentes comúnmente observadas en actividad estromboliana, por lo

que la erupción del 18 y 19 de diciembre, se podría considerar un evento híbrido tanto de actividad estromboliana como de vulcaniana.

IV.5 Índice de Explosividad (VEI)

El índice de explosividad propuesto por Newhall y Self (1982) combina varios parámetros para definir un nivel de explosividad en las erupciones. Los parámetros en los que se basa principalmente este índice son, una descripción general de la erupción, volumen emitido, altura de la columna, duración, inyección troposférica e inyección estratosférica entre otras, el número asociado al índice tiene que ver de manera ascendente con el tipo de erupción, como se puede observar en la Tabla IV.4, en donde se muestra este índice de explosividad, así como el tipo de erupción, ejemplos, y algunos criterios de evaluación.

Tabla IV.4. Tomada de <http://volcano.und.nodak.edu>.

VEI	Descripción	Altura de la Pluma	Volumen m ³	Tipo de Erupción	Que tan a menudo	Ejemplo
0	No-explosiva	<100 m	<10 ⁴	Hawaiano	diario	Kilauea
1	Pequeña	100-1000 m	10 ⁴ -10 ⁶	Haw/Estromboliana	diario	Stromboli
2	Moderada	1-5 Km	10 ⁶ -10 ⁷	Estrom/vulcaniana	semanal	Galeras 1992
3	Moderada a Grande	3-15 km	10 ⁷ -10 ⁸	Vulcaniana	anualmente	Ruiz 1985
4	Grande	10-25 km	10 ⁸ -10 ⁹	Vule/pliniana	10 años	Gaunggung
5	Muy grande	>25 km	10 ⁹ -10 ¹⁰	Pliniana ultraplina-na	100 años	Sta Helena 1980
6	Muy grande	>25 km	10 ¹⁰ -10 ¹¹	Ultraplina	100 años	Krakatau, 1888
7	Muy grande	>25 km	10 ¹¹ -10 ¹²	Ultraplina	1000 años	Tambora, 1815
8	Muy grande	>25 km	>10 ¹²	Ultraplina	10 000 años	Yellowstone, 2 MA

La actividad eruptiva de diciembre del 2000 del volcán Popocatepetl alcanzó una altura de más de 3 km por arriba de su cráter, y arrojó aproximadamente $3.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ que es aproximadamente el 20% del volumen del domo calculado en base a fotografías aéreas del día

23 de ese mismo mes. Con estos datos, a esta actividad se le asigno un valor VEI ≤ 2 . Para la explosión del 22 de enero del 2001, se le asigno un VEI=3, debido a que la altura de la columna se calculo entre 8 y 10 km sobre el cráter, la clasificación de la erupción fue vulcaniana. La duración del evento fue de varias horas divididas en diferentes pulsos y la inyección troposferica fue sustancial.

IV.6 Energía Sísmica

En cuanto a la energía sísmica liberada la Figura 4.20, muestra la energía sísmica RSAM(10 min) acumulada del mes de diciembre del 2000. Podemos ver que para el período del 1 al 15 de diciembre se liberó un 19.55% de toda la energía sísmica de diciembre. En este lapso se presentaron eventos vulcano-tectónicos, enjambres de eventos LP's, así como exhalaciones y lapsos de tremor armónico de baja amplitud

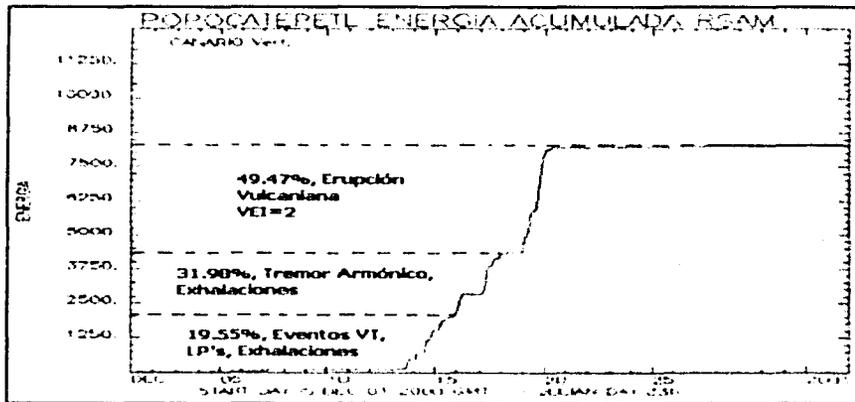


Figura 4.20.- Energía Acumulada RSAM(10 min), para la estación Canano Vertical (PPPV). Se observa el total de la energía acumulada durante todo el mes de diciembre del 2000, distinguiéndose tres diferentes partes. La primera con eventos vulcano-tectónicos, eventos LP's, y exhalaciones. La segunda parte presenta tremor armónico de gran amplitud, con exhalaciones menores, y finalmente la erupción estromboliana-vulcaniana de Índice de Explosividad (VEI) menor o igual a 2.

En una segunda etapa de actividad se presentó el tremor armónico de gran amplitud el cual liberó un 32% del total de la energía. Finalmente durante la erupción de los días 18 y 19 así como en algunas explosiones al final de diciembre se liberó un 49.47% de la energía sísmica.

V CONCLUSIONES

La actividad de diciembre del 2000, en el volcán Popocatepetl ha sido la más importante desde su reactivación en diciembre de 1994 y hasta junio del 2001.

El tremor armónico generado durante los días 15, 16 y 17 de diciembre presentó duraciones y amplitudes no registradas desde el inicio de la actividad en diciembre de 1994. Es por esta razón que el desarrollo de esta señal indicaba el emplazamiento de un nuevo domo de lava con una tasa de emisión alta, por lo que las probabilidades de explosiones en el cráter, eran grandes.

Los temores se presentaron en forma de paquetes. En la primera parte el 20% de todos estos paquetes tuvo duraciones de 50 seg aproximadamente, con una media de 57 seg. En la segunda parte, los paquetes con duraciones de 70 seg representaron más del 12% del total de los paquetes medidos y las duraciones de todos estos temores tuvieron una media de 210 seg. La gran variación de la media de la primera parte con respecto a la segunda, es debida principalmente a que ocurrieron exhalaciones con duraciones de más de 6 minutos, las cuales modificaban la duración promedio del tremor.

En cuanto a la duración de periodos de quietud sísmica entre los paquetes del tremor, para la primera parte un 30% de estos periodos de reposo tuvo duraciones de 20 segundos, con una media de 46 seg. En la segunda parte un 25% del total de lapso de reposo se encontró en 10 seg, con una media de 183. La gran dispersión del mayor porcentaje con la media es producto de que hubieron periodos mas grandes de reposo en esta segunda etapa, probablemente debido a que se tenían que generar mayores presiones para que el magma ascendiera hacia la superficie, ya que en esta etapa una parte del domo se encontraba emplazado en la base del cráter. La duración de estos paquetes en su gran mayoría de 50 a 70 segundos y de los periodos de quietud, indica que el magma asciende en forma pulsante, en donde la columna de magma se concentra en un lugar y acumula presión para seguir avanzando hacia la superficie.

Para la primera etapa un 20% de la localización de los tremores se encontró por encima de los 4000 msnm, un 56% entre 3500 y 4000 msnm, y un 24% para los eventos menores a 3500 msnm. Para la segunda parte del tremor un 44% se encuentran por encima de los 4000 msnm, un 53.5% entre 3500 y 4000 msnm y un 2.5% para eventos localizados por debajo de los 3500 msnm. La variación de las localizaciones de la primera parte con respecto a la segunda, fue debido probablemente a una disminución en la obstrucción de los conductos entre los 3100 y 3500 msnm.

Las velocidades de ascenso del magma calculados para los dos periodos de tremor se mantuvieron entre 0.055 y 0.555 m/s. Comparadas con otros crecimientos de domos en otros volcanes (Santa Helena 1981, 1982, Unzen 1991) indican una alta velocidad de ascenso del magma que está correlacionada con la gran tasa de emisión calculada entre 180 y 200 m³/s, para un domo de aproximadamente 19×10^6 m³.

En la primera etapa del tremor se registraron tres diferentes frecuencias: 1.20, 2.70 y 4.00 hz. Para la segunda parte, las frecuencias se mantuvieron en 1.06, 2.00 y 3.00 Hz en promedio. Siguiendo el modelo de un tubo de órgano de dos salidas se calculó la longitud de los conductos en 0.844, 0.500, 0.350 y 0.250 km para las frecuencias de 1.13, 2.00, 2.85 y 4.00 hz, que son las frecuencias promediadas de las dos etapas. La longitud del conducto de 0.84 km se colocó sobre los 3100 msnm, después el conducto de 0.5 km a una altura de 3750, con una zona de transición de los dos ductos entre los 3750 y 4000 msnm. Por arriba del conducto de 0.5 km se colocaron los conductos de 0.35 y 0.25 km.

El tremor y los eventos LP's, tienen similitudes en sus características espectrales, por lo tanto es probable que tengan la misma fuente, lo que sugiere que los lugares en donde se generan los LP's, se localizan a las mismas profundidades que el tremor; entre los 3100 y los 4500 m aproximadamente, dependiendo de su contenido de frecuencias.

La erupción de diciembre siguió un patrón de comportamiento sísmico observado en otros volcanes para erupciones. Inicialmente se presentaron enjambres de eventos tipo volcaneotectónicos en los primeros días de noviembre y diciembre lo que indicaba una nueva intrusión

de magma en ascenso. Para mediados de noviembre se presentaron enjambres de eventos L.P's, que indicaban una desgasificación del magma y probablemente contacto con agua subterránea. Para finales de ese mismo mes y principios de diciembre se presentaron exhalaciones importantes de ceniza. A mediados de diciembre se presentó el tremor armónico de alta amplitud lo que probablemente indicaba el emplazamiento de un domo de lava dentro del cráter, y finalmente la destrucción parcial de este domo los días 18 y 19, a finales de diciembre, principios de enero y el evento más explosivo en la historia actual del volcán, el 22 de enero del 2001.

La energía liberada sísmicamente en el mes de diciembre se dividió en: a) 19.55% para los enjambres de eventos volcano-téctónicos y exhalaciones, b) de 31.98% para el tremor armónico y c) de 49.47% para la erupción.

Debido al volumen emitido, así como el tipo de erupción y la altura de la pluma, el Índice de Explosividad de la erupción del 18 y 19 diciembre fue de VEI=2. Para la explosión del 22 de enero del 2001 se le asignó un valor de VEI=3.

El tremor armónico de gran amplitud que se registró en un corto tiempo en Diciembre del 2000, implicaba un crecimiento rápido y grande de un cuerpo de lava dentro del cráter, lo que podría ocasionar una erupción de tipo explosiva en los subsiguientes días, como ocurrió en diciembre del 2000 y enero del 2001. En base a la cuantificación de los parámetros de fuente del tremor armónico de diciembre del 2000, será posible compararlos con actividades volcánicas futuras del Popocatepetl y prever escenarios similares o mayores a los presentados el 18-19 de diciembre del 2000 ó el 22 de enero del 2001. Es por esta razón que el reconocimiento de estas señales puede ser considerado como precursor de actividades eruptivas explosivas en el volcán Popocatepetl.

BIBLIOGRAFIA

Almedros J., Ibáñez J., Alguacil G., Del Pezzo E., Ortiz R. (1997). Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters*. Vol 24. No 23. pp 3069-3072.

Araña-Saavedra V., Ortiz-Ramis R. (1984). *Volcanología*. Editorial Rueda. Madrid.

Arciniega-Cevallos M. A. (1997). Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de 1994. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM. México. pp 80.

Arciniega-Cevallos A., Valdés-González C., Dawson P. (2000). Temporal and spectral characteristics observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 102. pp 207-216.

Armienta M. A., De la Cruz-Reyna S., Morton O., Cruz O., Ceniceros O. (2002). Chemical variations of tephra-fall deposit leachates for three eruptions from Popocatepetl volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 113. pp 61-80.

Banks G., Tilling I. R., Harlow H. D., Ewert W. J. (1989). Vigilancia volcánica y pronóstico a corto plazo. 2-3 de julio. 1993. Santa Fe. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOV. pp 51-82.

Barberi F. B., Andi P. P. (1992). A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 52. pp 231-246.

Benoit J., McNutt S. R. (1993). Volcanic earthquake swarm durations. *Eos Trans Am Geophys Union* 74. 43 Suppl. pp 648.

Brandsdóttir B., Einarsson P. (1992). Volcanic tremor and low-frequency earthquakes in Iceland. In Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), *Volcanic Seismology*. IAVCEI. Proc. Volcanol. 3. pp 212-222.

Chouet B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*. Vol 90. noB2. pp 1881-1893.

Chouet B. A., Page R., Stephens C., Lahar J., Power J., (1994). Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 62. pp 95-135.

Chouet, B. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*. Vol 380. pp 309-316.

De la Cruz Reyna S., Nolasco H., Ramos E., Degollado J. L., Castillo F. J., Velásquez C., Medrano A., González H., Romero H., 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. pp 167-191

De la Cruz-Reyna S., Reyes-Davila G. R. (2001). A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, México. *Bulletin of Volcanology*. Vol 63. Issue 5. pp 297-308.

Delgado G., Cárdenas G., Piedad S (2002). Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 108. pp 107-120.

Del Pezzo E., Godano C., Gorini A., Martin M. (1992). Wave Polarization and Location of Source of the explosion Quakes at Stromboli Volcano. *Volcanic Seismology*. Editorial Springer-Verlag. pp 279-296.

Errasti O. U., Juárez G. J., Huerta R. M. (2000). Diseño e Implementación de un sistema automatizado para el monitoreo de deformaciones volcánicas en tiempo cuasi-real. Tesis de Licenciatura. UNAM. Facultad de Ingeniería.

Endo E. T., Murray T. (1991). Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*. Vol 53. pp 533-545.

Gil-Cruz F. (1999). Observations of two special kinds of tremor at Galeras Volcano, Colombia (1989-1991). *Annali di geofisica*. Vol 42. No 3. pp 437-449.

Hidayat D., Voight B., Langston C., Ratdomopurbo A., Ebeling C. (2000). Broadband seismic at Merapi Volcano, Java, Indonesia: very-long-period pulses embedded in multiphase earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal research*. Vol 100. pp 215-231.

Ibáñez J., (1995). Sismología Volcánica. Departamento de vulcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. 50 pp.

Jaupart C. (2000). Magma ascent at shallow levels. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp 237-245.

Kawakatsu H., Kaneshima S., Matsubayashi H., Ohminato T., Sudo Y., Tsutsui T., Uhira K., Yamasato H., Ito H., Legrand D. (2000). Aso94: Aso seismic observation with broad band instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 101. pp 129-154.

Kiefer s. W. (1977). Sound speed in liquids-gas mixtures: water-air and water-steam. *Journal Geophysic Research*. Vol 62 pp 95-135.

Latter J. (1979). Volcanological observations at Tongariro National Park 2 Types and classification of volcanic earthquakes 1976-1978. *Geophysics Division Rep No 150*. Dept Sci and Ind Res Wellington. pp 60.

Lermo J., Cuenca J., Chávez-García F. J., Huidobro A., Bermúdez M. L., Rodríguez M., Quass R., Sánchez-Sesma F. J., Nava E., Mijares H., Briones E. (1995). Características espectrales de temblores tipo-A, tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en Diciembre de 1994. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 139-166.

Macías J. L., Carrasco G., Siebe C. (1995). Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 79-91.

Martín Del Pozzo. A. L., Cifuentes N. G., Cabral C E., Sánchez R. G., Reyes M., Martínez B. A., García E., Arango G. C. (2002). Volcanomagnetic signals during the recent Popocatepetl (México) eruptions and their relation to eruptive activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 113. pp 415-428.

McNutt S. R. (1986). Observations and analysis of b-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 76. no.1. pp 153-175.

McNutt S. R. (1994). Volcanic tremor amplitud correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. Volcanic ash and aviation safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey Bulletin 2047. pp 377 -385.

McNutt S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the State-of-the-Art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Scarpa R., Tilling R. I.(editores). Ed. Springer. Alemania. pp. 99-146.

McNutt S. R. Seismic Monitoring. (2000). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1095-1120.

McNutt S. R. Volcanic Seismicity. (2000). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1015-1034.

Minakami T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors). Physical Volcanology. Vol 6. Elsevier. Amsterdam, pp 1-27.

Mogi K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bulletin of Earthquake Research Institute. Vol 36. pp 99-134.

Morrissey M. M., Martin G. L. (2000). Vulcanian eruptions. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 463-475.

Murray J., Remer H., Locke C. (2000). Ground, deformation, gravity, and magnetic. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1121-1140.

Newhall C. G., Self S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research. Vol 87. C2. pp 1231-1238.

Ohminato T., Eriditato D. (1997). Broadband seismic observations at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. Geophysical Research Letters. Vol 24. no22. pp 2845-2848.

Ohminato T. (1998). Broadband Analysis of Seismic Signal observed in and Around Active Volcanoes. Tesis. Geological Survey of Japan.

Pérez-Campos N. (2001). Difusión rectificada en el volcán Popocatepetl debido al sismo de $M_w=7.0$ del 15 de junio de 1999. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM. pp 94.

Power J. A., Lahr J. C., Page R. A., Chouet B. A., Stephens C. D., Harlow D. H., Murray T. L., Davies J. N. (1994). Seismic evolution of the 1989-90 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 62. pp 69-94.

Quass R., González R., Guevara E., Ramos E., De la Cruz-Reyna S. (1995). Monitoreo volcánico: instrumentación y métodos de vigilancia. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 25-76.

Rutherford M., Gardner J. (2000). Rates of magma ascent. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp 207-217.

Scherbaum F., Johnson J. (1992). Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA). IASPEI Software Library Volumen 5.

Schick R., Lombardo G., Patane G. (1982). Volcanic tremors and shocks associated with eruptions at Etna (Sicily), September 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 14. pp 261-279.

Scott W. E. (1993). Los peligros volcánicos. Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. 2-3 de julio. 1993. Santa Fé. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOVO. pp 9-24.

Seidl D., Hellweg M. (1991). Volcanic tremor recordings: polarization analysis. in *Volcanic Tremor and Magma Flow*. Edit by R. Schick and R. Mugiono. KFA. pp 31-46.

Siebe C., Abramos M., Macías J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 195-220.

Soto J., Lermo J. (1999). Análisis de las frecuencias dominantes de los tremores volcánicos del Popocatepetl. Simposio Internacional Volcán Popocatepetl. pp 37-38.

Spera F. J. (2000). Physical properties of magma. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 171-190.

Stephens C., Chouet B. A., Page R. A., Lahar J. C., Power J. A. (1994). Seismological aspects of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska: the SSAM perspective. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 62. pp 153-182.

Tilling R. I., Introducción y marco general (1993) Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. 2-3 de julio. 1993. Santa Fé. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOVO. pp 1-8.

Tsuruga K., Yomogida K., Honda S., Ito H., Ohminato T., Kawakatsu H. (1997). Spatial and temporal variations of volcanic earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 75. pp 337-358.

Valdés-González C., González-Pomposo G., Arciniega-Cevallos A., Pérez-Soto A. (1999). Variaciones temporales y espaciales de la sismicidad en el volcán Popocatepetl (Enero 1992 a Enero 1999). Simposio Internacional Volcán Popocatepetl pp 40.

Valdés C., González G., Arciniega A., Guzmán M., Nava E., Gutiérrez C., Santoyo M. (1995). Sismicidad del volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp. 129-138.

Valdés C., De la Cruz S., Martínez A., Quaa R., Guevara E. (2001). Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre 1994 a mayo 2001. Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria. CENAPRED. pp 21-41.