



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERIA

MODELO CONCEPTUAL DE LOS PROCESOS DESARROLLADOS  
EN UNA ETAPA ERUPTIVA DE 13 HORAS EN EL VOLCÁN  
POPOCATÉPETL MEDIANTE EL ANÁLISIS DE SEÑALES  
SÍSMICAS DEL 16 DE ABRIL DEL 2001.

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
INGENIERO GEOFÍSICO  
P R E S E N T A:  
QUETZALCOATL RODRÍGUEZ PÉREZ



DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS VALDÉS GONZALEZ

2004



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.



SR. QUETZALCOATL RODRÍGUEZ PÉREZ  
Presente

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

**MODELO CONCEPTUAL DE LOS PROCESOS DESARROLLADOS EN UNA ETAPA ERUPTIVA DE 13 HORAS EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL MEDIANTE EL ANÁLISIS DE SEÑALES SÍSMICAS DEL 16 DE ABRIL DEL 2001**

- RESUMEN
- I INTRODUCCIÓN
  - II ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS Y LOCALIZACIÓN DE EVENTOS LP
  - III INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS Y DETERMINACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL
  - IV 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 27 de octubre de 2004  
EL DIRECTOR

  
M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFR\*JAGC\*gtg  


## AGRADECIMIENTOS.

A México, la patria, por darnos la tierra y la identidad.

Al pueblo de México por financiar y hacer gratuita la educación a nivel nacional.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por el pensamiento crítico.

A la Facultad de Ingeniería y al Instituto de Geofísica, por el conocimiento.

Al Dr. Carlos Valdés González por su asesoría, apoyo y confianza durante mi estancia en el Instituto de Geofísica.

A los integrantes de mi Jurado por la lectura y comentarios al trabajo: Dr. Servando de la Cruz Reyna, Dr. Martín Cárdenas Soto, Dra. Xyoli Pérez Campos y Dr. Jorge Aguirre González, lo que enriqueció mi trabajo.

Al CENAPRED, en especial a la M. en C. Alicia Martínez Bringas, por su ayuda.

A mi madre Elba, por su fortaleza en la vida, por su amor y entrega hacia la familia.

A mis hermanos Yuri y Citlali Ekaterina, por quererme y enseñarme lecciones de la vida.

A la memoria de mi padre Hugo Sergio y de mi abuela Amelia, quienes desde la ausencia y la efímera existencia respectivamente, marcaron mi persona.

A mis amigos por acompañarme en tiempo y espacio en la relatividad de la vida: Alinne, Olivia, Leticia, Raquel, Yanet, Angélica, Itzel, Samantha, Adolfo, Noe, Sergio, Adrián, Ismael, Alejandro, Cesar Ponce, Cesar Caballero, Cesar Cortes, Luis, Gerardo, Omar, Iván, Miguel, Arturo, Francisco, José Luis, Antonio, Mario.

A los camaradas de las carreras de Ciencias de la Tierra, especial a las carreras de Ingeniería Geológica y Geofísica.

A la memoria de los estudiantes caídos en cumplimiento de sus prácticas escolares.

Este trabajo fue financiado por el proyecto PAPIIT de la UNAM # IN103002.

*¡Busca la verdad!  
Escucha la verdad  
Aprende la verdad  
Ama la verdad  
Sostén la verdad  
Defiende la verdad hasta la muerte.*

*Jan Hus (1369-1415)*

# ÍNDICE

Pág.

<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>I INTRODUCCION</b> .....	3
I.1 Marco geológico.....	3
I.1.1 Eje Neovolcánico Transversal.....	3
I.1.2 La Sierra Nevada.....	5
I.1.3 El Volcán Popocatepetl.....	6
I.1.4 Naturaleza de los materiales expulsados durante una erupción.....	7
I.2 Antecedentes sismológicos.....	8
I.2.1 El campo de desplazamientos.....	7
I.2.2 Ecuaciones de movimiento fluido-sólido.....	10
I.2.3 Tensor de momento para procesos volcánicos.....	12
I.2.4 Sistemas de fuerzas que actúan durante los procesos volcánicos.....	14
I.2.5 Modelos de fuente para sismos volcánicos.....	15
I.2.5.1 Modelo de Shima.....	15
I.2.5.2 Modelo de Kubotera.....	15
I.2.5.3 Modelo de Mogi.....	16
I.2.5.4 Modelo de la fractura rellena.....	18
I.2.5.5 Modelo de la cadena fracturas.....	19
I.2.5.6 Modelo de las fracturas de Aki.....	20
I.2.5.7 Modelo del fracturamiento múltiple.....	21
I.2.5.8 Modelo del conducto magmático enterrado.....	21
I.2.5.9 Modelo del flujo de choque.....	23

I.2.6 Clasificación de las señales generadas durante la actividad volcánica.....	24
I.2.6.1 Clasificación de Minikami.....	24
I.2.6.2 Clasificación de tremores de Sassa.....	25
I.2.6.3 Clasificación general de las señales sismo-volcánicas.....	25
I.2.7 Aspectos de la instrumentación.....	27
I.2.8 Actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.....	29
<b>II ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS Y LOCALIZACIÓN DE EVENTOS LP.....</b>	<b>31</b>
II.1 Metodología.....	31
II.2 Análisis estadístico.....	31
II.3 Análisis espectral.....	40
II.3.1 Localización de los hipocentros de los sismos.....	53
<b>III INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS Y DETERMINACIÓN DEL MODELO   CONCEPTUAL.....</b>	<b>70</b>
III.1 Modelo del tubo de órgano.....	70
III.2 Procesos internos.....	73
III.3 Modelo conceptual.....	80
<b>IV CONCLUSIONES.....</b>	<b>83</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA. ....</b>	<b>84</b>

## RESUMEN.

La finalidad de la sismología volcánica es obtener información cuantitativa acerca de los procesos de transporte de magma, de las explosiones y de los mecanismos de fuente de los sismos, mediante el análisis de datos sísmicos registrados en los volcanes o en áreas cercanas a ellos. Los volcanes son la fuente de una gran variedad de señales sísmicas que se comportan diferente a las señales sísmicas originadas por sismos con fallamiento. La sismicidad en los volcanes se manifiesta principalmente en dos tipos diferentes de procesos: los procesos originados por la propagación de ondas en dos medios sólidos, y los procesos originados por la propagación de ondas en un medio sólido y en un fluido. Este estudio se enfocará a los procesos de propagación de ondas en entre un medios sólido y un fluido, de manera más exacta a los sismos LP en erupciones de corta duración. Cada erupción volcánica está precedida por un incremento en la actividad sísmica, por esta razón la sismología se ha vuelto una de las herramientas más usada para monitoreo y predicción de erupciones volcánicas. La metodología que se presenta en este trabajo ha sido aplicada en varios volcanes activos en todo el mundo incluyendo al mismo Popocatepetl, en etapas eruptivas anteriores. La actividad contemporánea del Volcán Popocatepetl inició en diciembre de 1994. A partir de esta fecha se han tenido varios episodios de actividad, uno de los cuales es el día 16 de abril del 2001, fecha en la cual se centra este trabajo de investigación.

El objetivo de este trabajo de investigación es analizar los sismos volcánicos, para identificar áreas activas dentro de la estructura volcánica; conocer los procesos internos que se llevan a cabo durante una erupción volcánica; y correlacionar la fecha de estudio con etapas eruptivas anteriores y así determinar si hay alguna evolución en el comportamiento del volcán. En el desarrollo de este trabajo de investigación se utilizaron datos sísmicos provenientes de la red de monitoreo sísmico del Volcán Popocatepetl, concretamente de tres estaciones sísmicas: Colibrí (PPC), Chipiquixtle (PPX) y Canario (PPP) en los flancos sureste, suroeste y norte, respectivamente. Los datos fueron proporcionados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en formato digital. Las estaciones PPC y PPX son de periodo corto con tres componentes (norte-sur, este-oeste y vertical), y la estación PPP es de banda ancha con tres componentes (norte-sur, este-oeste y vertical). Los datos corresponden a una etapa eruptiva que tuvo lugar el 16 de abril del 2001. La etapa eruptiva analizada presenta un comportamiento paulatino, con cinco etapas claramente diferenciadas, con una duración total de la actividad sísmica de 13 horas con 20 minutos, donde se identificaron 934 eventos sísmicos, en su mayoría eventos de periodo largo (LP), con algunos tremores volcánicos. En esta etapa eruptiva se formó un domo de un millón de metros cúbicos.

El capítulo I aborda temas relacionados con la geología y la sismología volcánica, con el fin de tener más elementos en el análisis de la etapa eruptiva estudiada. Los temas relacionados con la geología son: el Eje Neovolcánico Transversal, la Sierra Nevada y el Volcán Popocatepetl; es decir, desde la provincia geológica hasta el volcán como entidad independiente de estudio. Los temas relacionados con la sismología volcánica son: campo de desplazamientos, ecuaciones fluido-sólido, tensor de momento para procesos volcánicos, sistemas de fuerzas que actúan durante los procesos volcánicos, modelos de fuente para sismos volcánicos, clasificación de las señales generadas durante la actividad volcánica, aspectos de la instrumentación y la actividad sísmica del Volcán Popocatepetl, para diversas etapas de actividad desde 1994. En el capítulo II

se presentan los resultados obtenidos al procesar los datos sísmicos, aplicando diferentes tópicos relacionados con la sismología como: tratamiento de señales; filtrado de frecuencias; análisis espectral de señales; localización de sismos volcánicos por los métodos del movimiento de partícula y semblanza de las amplitudes de las señales sísmicas; polarización de ondas; estadística para cuantificar los sismos, determinar la duración de los eventos y conocer el comportamiento de las amplitudes de las ondas; relaciones empíricas (ocurrencia de eventos, energía, etc). El análisis de los datos sísmicos se dividió en dos partes: el análisis estadístico y el análisis espectral. En el capítulo III se analizan los procesos internos y se obtienen indirectamente parámetros como: la longitud del conducto volcánico mediante el modelo del tubo de órgano, diámetro del conducto volcánico, cuantificación de la presión litostática y velocidades de ascenso. También se infiere el comportamiento de la presión interna, además de discutir el mecanismo generador de los sismos volcánicos. Con base en la información se plantea un modelo conceptual para explicar la evolución de los procesos sísmicos en el interior del volcán. Finalmente, en el capítulo IV se exponen las conclusiones de este trabajo de investigación.



## I. INTRODUCCIÓN.

### I.1 Marco geológico.

#### I.1.1 Eje Neovolcánico Transversal.

El Eje Neovolcánico Transversal constituye una franja volcánica del Cenozoico Superior, que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura de los paralelos 19 y 20. La actividad ígnea inicia en el Oligoceno-Mioceno y perdura hasta nuestros días. El Eje Neovolcánico está formada por una gran variedad de rocas volcánicas, que fueron emitidas a través de un número importante de aparatos volcánicos. El Eje Neovolcánico no se puede definir como una zona volcánica continua, sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas (Fig. 1). La actividad volcánica en esta franja ha dado lugar a un gran número de cuencas endorreicas con el consecuente desarrollo de lagos. Los principales aparatos volcánicos son estrato-volcanes de dimensiones variables, pero son escasos a lo largo del Eje Neovolcánico. Pertenecen a esta categoría: el Nevado de Colima y su prolongación meridional, el Volcán de Colima, los que están en la parte occidental del Eje Neovolcánico; el Nevado de Toluca, el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl y La Malinche, que están agrupados en la parte central; y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote, en la parte oriental del Eje Neovolcánico. Todos ellos fueron edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y derrames lávicos. Los estrato-volcanes no se ubican al azar a lo largo del Eje Neovolcánico sino que, por lo general se orientan según direcciones N-S (Demant, 1976); este es el caso del macizo formado por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima y lo mismo ocurre para la Sierra Nevada (Fig. 2) y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

Existen además, conos cineríticos que son pequeños y están formados casi en su totalidad por materiales piroclásticos con derrames de lava de poca extensión, tales como el Parícutín en el estado de Michoacán, y aparatos dómicos riolíticos que se encuentran ubicados al occidente del Eje Neovolcánico en el estado de Jalisco. Además de estos tipos de emisiones centrales, hay evidencia de numerosas emisiones fisurales y existen algunas calderas, ejemplos de las más grandes son las de La Primavera en el estado de Jalisco, y los Humeros en el estado de Puebla. La composición petrográfica de las rocas que conforman el Eje Neovolcánico es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas, algunas unidades basálticas y aun riódacíticas. Desde el punto de vista químico, el Eje Neovolcánico es considerado como una provincia calco-alcalina, caracterizada por su abundancia de andesitas y dacitas (Demant, 1976).

El Eje Neovolcánico tiene su origen en la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la Placa Norteamericana, a lo largo de la trinchera de Acapulco. Urrutia y Del Castillo (1977) explican la formación del Eje por medio de un modelo, en el cual la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Norteamericana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco, y que de los extremos noreste al sureste de la trinchera, la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez; todo esto hace que disminuya paulatinamente el ángulo de subducción hacia el extremo sureste de la trinchera, y se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y el Eje Neovolcánico.

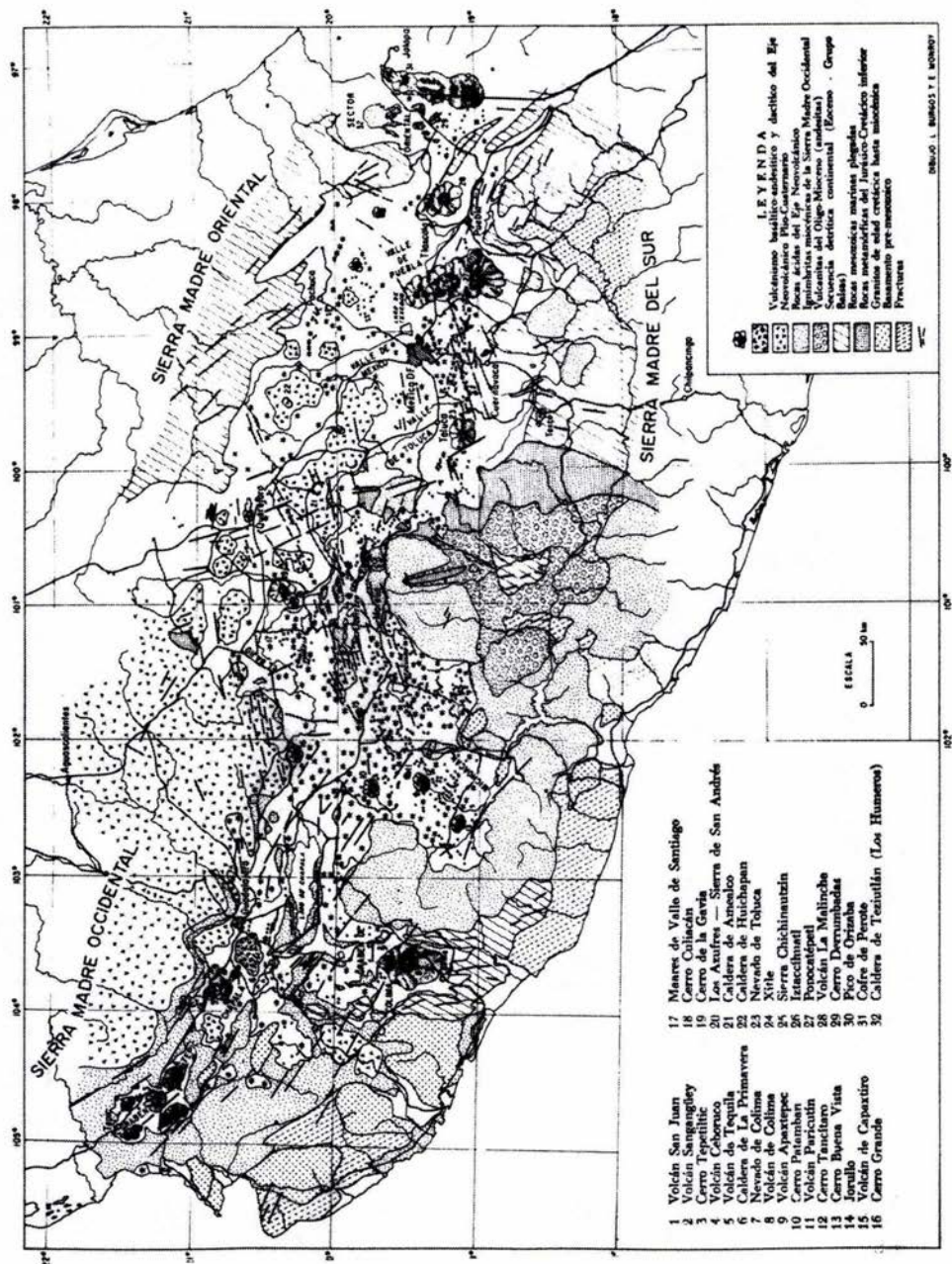
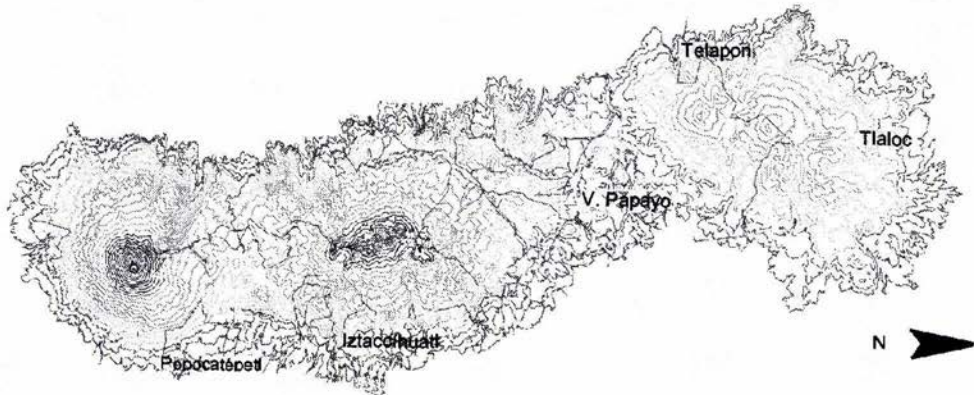


Figura 1. Mapa Geológico del Eje Neovolcánico Transversal. (Tomado de Demant 1978).

### I.1.2 La Sierra Nevada.

El volcán Popocatepetl forma parte de la provincia geológica conocida como el Eje Neovolcánico Transversal; así mismo, también forma parte de la Sierra Nevada (Fig. 2), la cual está ubicada al este del Estado de México, norte del estado de Morelos y al oeste de los estados de Puebla y Tlaxcala. Las principales elevaciones de la Sierra Nevada son los volcanes Tlaloc (4150m), Telapón (4200m), Iztaccíhuatl (5230m) y Popocatepetl (5452m). Siendo este último el único volcán activo de la Sierra Nevada.



**Figura 2.** La Sierra Nevada: formada por los volcanes Tlaloc , Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl, todos ellos con orientación N-S. (Tomado de Nixon 1989).

A mediados del Terciario se forman las bases de lo que posteriormente sería la Sierra Nevada (Nixon,1989), en un proceso geológico denominado como Formación Xochitepec, la cual está constituida por productos volcánicos que se acumularon paulatinamente. Las primeras erupciones dacíticas y andesíticas se abrieron paso a través de las grietas en los pliegues de los estratos de calizas subyacentes del Cretácico; es decir, se tenía una actividad fisural; posteriormente, como producto de erupciones por estrechas chimeneas, se formaron extensos flujos de lava basáltica.

Durante el Plioceno se formaron en la Sierra Nevada extensos abanicos aluviales, que se conocen como Formación Tarango, la cual consta de horizontes de suelos y conglomerados casi planos que se produjeron en condiciones de un clima semiárido, en el que a pesar de las escasas lluvias, lograron arrastrar y depositar aluviones de un espesor considerable. Durante el Mioceno, los primeros movimientos de la Fractura Clarión dieron origen al Iztaccíhuatl y el Ventorrillo, los cuales están formados por lavas andesíticas.

Los derrames dacíticos y riódacíticos constituyen gran parte del Popocatepetl, pero su base está cubierta por abanicos aluviales que en su parte sur muestran un espesor considerable. A finales del Mioceno se forma el volcán Iztaccíhuatl, con una edad aproximada de 20 millones de años, en cambio el Popocatepetl, surgió en el Plioceno y tiene una edad aproximada de 5 millones de años, siendo el volcán más reciente en la Sierra Nevada (Morán, 1981).



**Figura 3.** Vista panorámica del volcán Popocatepetl .  
(Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx>).

### **I.1.3 El Volcán Popocatepetl.**

El Popocatepetl es la segunda altura de la República Mexicana con 5452 m (Fig. 3), después del Pico de Orizaba. Su localización geográfica es 19.02N, 98.62W. El Popocatepetl es un estratovolcán, el cual está formado por una alternancia de lavas, brechas, tobas, piroclastos de caída libre y flujo de cenizas consolidados. Las rocas del volcán tiene una composición petrográfica intermedia (andesítica-dacítica).

En la historia de la edificación del volcán ha sido posible diferenciar dos etapas principales (Demant, 1976; Morán, 1981). La primera corresponde con el Volcán Nexpayantla y es conocida como Formación Nexpayantla; y la segunda, corresponde con el cubrimiento de la Formación Nexpayantla por el cono más reciente, llamada Formación Popocatepetl, iniciada después de un periodo de quietud y erosión.

La evolución en el tiempo del volcán incluye etapas en las cuales las primeras lavas emitidas son derrames de gran espesor de dacitas. Durante esta fase, fueron frecuentes las emisiones de nubes ardientes que generaron a su vez lahares y depósitos aluviales. El volcán creció así en altura, por la acumulación de lava, y se extendió lateralmente, con pendientes suaves por depósito de material proveniente de las fases explosivas. Cuando el volcán tuvo un tamaño importante, originó erupciones muy violentas. Estas erupciones, con emisión primero de pómez y después de cenizas y lavas andesíticas, son interpretadas como resultado de un fenómeno de diferenciación en la cámara magmática, además de la formación de fases ricas en gases.

#### I.1.4 Naturaleza de los materiales expulsados durante una erupción.

Los volcanes como sistemas geológicos dinámicos, al entrar en periodos de intensa actividad, producen erupciones, las cuales se manifiestan en diferentes formas (Fig. 4). Los volcanes emiten gases, fluidos viscosos y sólidos. Los gases principales son nitrógeno, dióxido de carbono, ácido clorhídrico, vapor de agua, monóxido de carbono y ácido sulfhídrico. Las emisiones fluidas viscosas son principalmente lava. Los sólidos se presentan como material piroclástico con un amplio rango en su granulometría. Los materiales expulsados durante una erupción se pueden clasificar de la siguiente manera (Tarbuck et al., 1999):

- Lahares
- Flujos piroclásticos (material piroclástico desde ceniza, bombas hasta brechas).
- Flujos de lava
- Gases y lluvia ácida
- Derrumbes o movimientos de laderas.

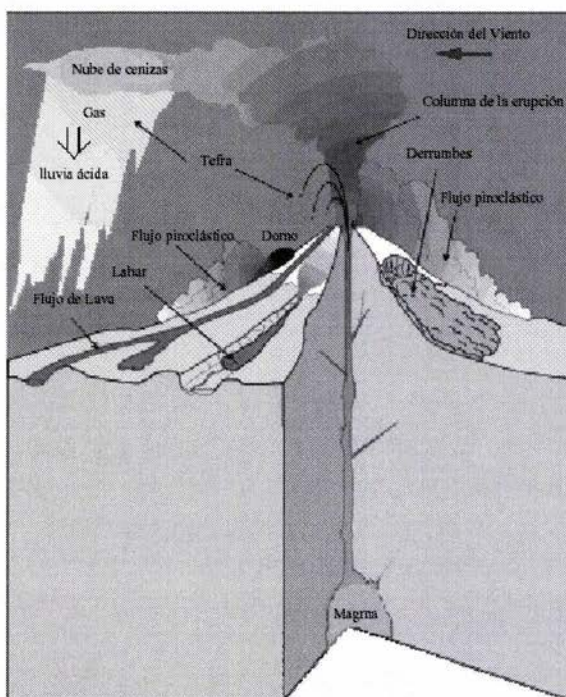


Figura 4. Materiales expulsados durante una erupción.  
(Tomado de <http://www.volcanoes.usgs.gov>).

## I.2 Antecedentes Sismológicos.

### I.2.1 El campo de desplazamientos.

Las ondas sísmicas en un volcán pueden originarse por fuentes externas al edificio volcánico tales como flujos piroclásticos, derrumbes y explosiones. Pero también pueden deberse a fuentes internas como fallas y procesos de transporte de fluidos, controlados por las propiedades mecánicas y térmicas de los fluidos. Las fuentes de los sismos volcánicos pueden clasificarse en dos tipos: fuentes volumétricas, donde el fluido juega un papel importante en la generación de ondas elásticas, y fuentes de cizalla o tensión en la roca fracturada dentro del volcán. El campo de desplazamientos para procesos sismo-volcánicos es descrito por (Chouet, 1996)

$$u_n(\bar{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iiint_V f_p(\eta, \tau) G_{np}(\bar{x}, t - \tau; \eta, 0) dV(\eta) + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} ([u_i(\xi, \tau)] c_{ijpq} v_j) \frac{\partial G_{np}(\bar{x}, t - \tau; \xi, 0)}{\partial \xi_q} - [T_p(\bar{u}(\xi, \tau), \bar{v})] G_{np}(\bar{x}, t - \tau; \xi, 0) d\Sigma(\xi), \quad (1)$$

para un cuerpo elástico y finito con volumen  $V$ , una superficie externa  $S$ , y dos superficies internas adyacentes, representadas por  $\Sigma^+$  y  $\Sigma^-$  (Fig. 5), que representan lados opuestos de una falla, fractura, un conducto o cualquier otro tipo de discontinuidad (Aki y Richards 1980). Siendo  $u_n(x, t)$ , la componente de desplazamiento de un sistema de  $n$  dimensiones observada en un punto  $x$  a un tiempo  $t$ ;  $f_p(\eta, \tau)$  es la fuerza aplicada en la dirección  $p$  en el punto  $\eta$  dentro del volumen  $V$  en el tiempo  $\tau$ ,  $\xi$  es la localización de un diferencial de superficie  $d\Sigma$  en  $\Sigma$ ;  $v$  es el vector unitario normal a  $d\Sigma$ ;  $[u(\xi, \tau)] = u(\xi, \tau)|_{\Sigma^-} - u(\xi, \tau)|_{\Sigma^+}$  es la discontinuidad en el desplazamiento en el punto  $\xi$  del plano  $\Sigma$  de falla (o fractura) en el tiempo  $\tau$ ;  $[T_p(u(\xi, \tau), v)] = T_p(u(\xi, \tau), v)|_{\Sigma^-} - T_p(u(\xi, \tau), v)|_{\Sigma^+}$  es la discontinuidad en los esfuerzos en el punto  $\xi$  al tiempo  $\tau$ ;  $c_{ijpq}$  son las constantes elásticas que relacionan los esfuerzos y las deformaciones; y  $G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0)$  es el tensor de Green que relaciona la componente  $x_n$  del desplazamiento en  $x$  con la componente  $x_p$  de una fuerza impulsiva aplicada en  $\xi$ .

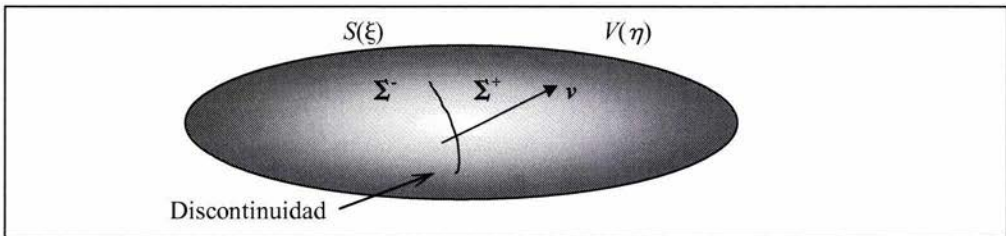


Figura 5. Cuerpo elástico finito de volumen  $V$ , superficie externa  $S$  y superficie interna  $\Sigma$ . (Tomado de Aki y Richards 1980).

De la ecuación (1) se observa, que el desplazamiento  $u$  en el punto  $x$  es la suma de las contribuciones debidas a las fuerzas de cuerpo  $f$  a través del volumen  $V$ , los desplazamientos  $u$  en  $\Sigma$ , y las tracciones  $T(u, v)$  en  $\Sigma$ . Estas contribuciones definen un sistema de fuerzas con magnitudes dependientes del tiempo y direcciones distribuidas sobre la superficie  $\Sigma$  y el volumen  $V$ .

Para ondas grandes; es decir, aquéllas en las que las longitudes de ondas son mayores que las dimensiones del volumen  $V$ , se consideran como fuentes puntuales a las fuentes volumétricas, y el sistema de fuerzas equivalentes para estas fuentes está localizado en el centro del volumen. En la ecuación (1) la derivada de  $G_{np}$  con respecto a la coordenada  $\xi_q$  representa un par simple, con brazo de palanca en la dirección  $\xi_q$  sobre  $\Sigma$  en  $\xi$ . Para las tres componentes de fuerza y las tres direcciones posibles del brazo de palanca existen nueve pares simples en un diferencial de superficie  $d\Sigma(\xi)$ . Estos nueve pares de fuerzas están representados por las componentes  $m_{pq}$  del tensor de densidad de momentos  $m$ :

$$m_{pq} = [u_i]v_j c_{ijpq}, \quad (2)$$

el cual se convierte para un cuerpo isotrópico en

$$m_{pq} = [u_i]v_j [\lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp})]. \quad (3)$$

La contribución al desplazamiento en  $x$ , debido a las discontinuidades en el desplazamiento  $|u_n(x, \tau)|$  a través de  $\Sigma$  puede escribirse en términos del tensor  $m_{pq}$  y asumiendo que las fuerzas de cuerpo son nulas, la ecuación (1) puede escribirse como

$$u_n(\bar{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq} * \frac{\partial}{\partial \xi_p} G_{np} d\Sigma. \quad (4)$$

Para longitudes de onda grandes, en las que la fuente se reduce a un punto, tenemos:

$$u_n(\bar{x}, t) = M_{pq} * \frac{\partial}{\partial \xi_p} G_{np}, \quad (5)$$

donde  $M_{pq}$  son las componentes del tensor de momentos:

$$M_{pq} = \iint_{\Sigma} m_{pq} d\Sigma; \quad (6)$$

las dimensiones de  $M_{pq}$  son fuerza por distancia. La contribución de las tracciones puede ser integradas sobre  $\Sigma$ . Puesto que  $[T] d\Sigma(\xi)$  tiene dimensiones de fuerza, podemos escribir:

$$F_p^{[T]} = - \iint_{\Sigma} [T_p] d\Sigma, \quad (7)$$

así que las contribuciones al desplazamiento  $u$  de una fuente puntual debida a las discontinuidades en las tracciones es  $F_p^{[T]} * G_{np}$ . Integrando la distribución de las fuerzas de cuerpo  $f$  sobre  $V$ , da como resultado la fuerza resultante  $F$ , siendo su contribución al desplazamiento  $F_p * G_{np}$ . Se asume que  $F$  y  $F_p^{[T]}$  son originadas por diversos procesos. Así, la ecuación (5) puede escribirse como:

$$u_n(\bar{x}, t) = F_p * G_{np} + M_{pq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}. \quad (8)$$

La continuidad de los desplazamientos a través de la falla implica que  $|T(u, v)| = 0$ , en el caso de no tener fuerzas de cuerpo, la ecuación (8) se reduce a la ecuación (5). La ecuación (5) puede usarse para representar fuentes volumétricas, que son los principales mecanismos en la generación de sismos volcánicos. Aunque los fenómenos volcánicos son más complejos que las ecuaciones descritas anteriormente, se pueden aproximar utilizando estas mismas ecuaciones.

### 1.2.2 Ecuaciones de movimiento fluido-sólido.

La sismicidad se manifiesta en dos tipos distintos de procesos, los que son originados en el fluido y los que son originados en el sólido; cada uno de estos medios tiene características particulares. Los procesos originados en el fluido son resultado de las fluctuaciones en la presión causadas por el transporte de masa inestable y por procesos termodinámicos. Los procesos que ocurren en la roca sólida se manifiestan principalmente como sismos asociados a las fallas en el interior del volcán. Si  $U = (u, v, w)$  representa el desplazamiento y además  $u$  es el desplazamiento en la dirección  $x$ ,  $v$  es el desplazamiento en la dirección  $y$ , y  $w$  es el desplazamiento en la dirección  $z$ , la ley de Hooke para un medio sólido elástico está dada por

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (9)$$

donde  $e_{ij}$  es el tensor de deformaciones de Cauchy,

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right]. \quad (10)$$

Entonces, la ecuación (9) relaciona los esfuerzos y las deformaciones en el medio sólido y las siguientes ecuaciones describen el comportamiento mecánico del desplazamiento en el sólido (Chouet, 1986):

$$\begin{aligned} \sigma_{xy} &= \mu \left[ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right] \\ \sigma_{xz} &= \mu \left[ \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right] \\ \sigma_{yz} &= \mu \left[ \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] \\ \sigma_{xx} &= \lambda \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + 2\mu \left[ \frac{\partial u}{\partial x} \right] \\ \sigma_{yy} &= \lambda \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + 2\mu \left[ \frac{\partial v}{\partial y} \right] \\ \sigma_{zz} &= \lambda \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + 2\mu \left[ \frac{\partial w}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (11)$$



$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{1}{\rho_1} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{xz} \right] \\ \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= \frac{1}{\rho_1} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{yz} \right] \\ \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \frac{1}{\rho_1} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xz} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yz} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{zz} \right].\end{aligned}$$

En ellas,  $\lambda$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé y  $\rho_1$  es la densidad del material sólido. En el medio sólido las velocidades de las ondas  $P$  y  $S$  están descritas por

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= \sqrt{\frac{\lambda_1 + 2\mu_1}{\rho_1}} \\ &\text{y} \\ \beta_1 &= \sqrt{\frac{\mu_1}{\rho_1}},\end{aligned}\tag{12}$$

respectivamente. En el fluido, las velocidades de las ondas  $P$  y  $S$  están descritas por

$$\begin{aligned}\alpha_2 &= \sqrt{\frac{\lambda_2}{\rho_2}} \\ &\text{y} \\ \beta_2 &= 0,\end{aligned}\tag{13}$$

respectivamente. Donde  $\lambda$  es el módulo de Bulk (compresibilidad),  $\rho_2$  es la densidad del fluido. Para el caso del fluido, el comportamiento mecánico está descrito por (Chouet, 1986)

$$\begin{aligned}\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{\rho_2} k u &= 0 \\ \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\eta}{\rho_2} k v &= 0 \\ \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\eta}{\rho_2} k w + g &= 0 \\ \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_2 \alpha_2^2} \left( u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial p}{\partial t} \right) &= 0 \\ \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} &= \alpha_2^2 \left[ \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \right],\end{aligned}\tag{14}$$

donde  $\eta$  es la viscosidad del fluido,  $p$  es la presión,  $k$  es una variable proporcional al volumen y  $g$  es la aceleración de la gravedad; para el caso de magmas ascendentes es un factor a considerar en los análisis de movimiento.

En el fluido, la presión tiene un factor de regulación en los desplazamientos, a diferencia de los desplazamientos desarrollados en medios sólidos. Además que las ondas  $S$  no se propagan en fluidos. Las condiciones de frontera son: continuidad en el desplazamiento y continuidad de los esfuerzos. Las ecuaciones 11 y 13 se resuelven simultáneamente al ser igualadas y evaluadas en todos los puntos de la frontera.

### I.2.3 Tensor de momento para procesos volcánicos.

Los sismos volcánicos se originan a profundidades menores que los sismos tectónicos ordinarios y tienen magnitudes menores que estos, por lo que se sugiere que tienen un mecanismo especial generador de ondas sísmicas el cual es diferente a los mecanismos generadores de terremotos. El tensor de momento para procesos volcánicos implica fuentes volumétricas que se expanden a razón de un factor  $\Delta V$ , el cual depende de las dimensiones y la forma geométrica de la fuente (Chouet, 1996).

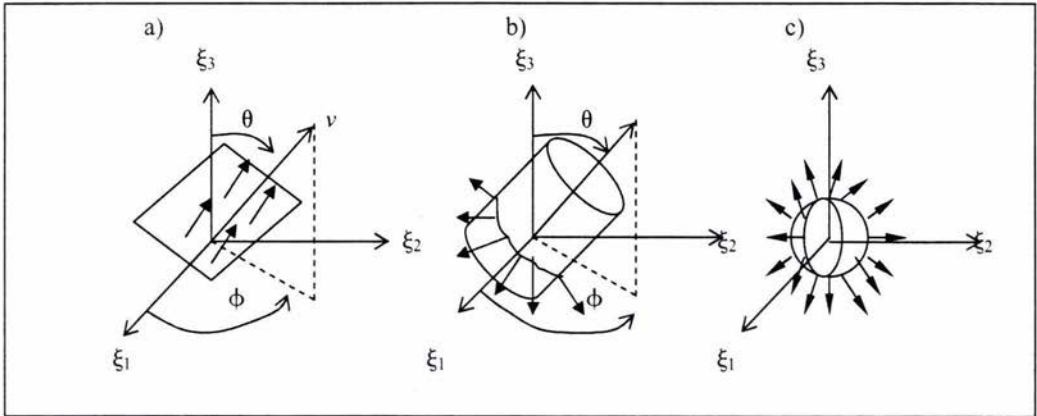
Considerando un sistema de coordenadas definido por  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ , la dirección de ruptura de una fractura está definida por el vector  $v$  y está orientada por los ángulos  $\theta$  y  $\phi$  (Fig. 6a). El tensor de momento para el caso de una fractura plana está dado por

$$M = \Delta V \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu \sin^2 \theta \cos^2 \phi & 2\mu \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & 2\mu \sin \theta \cos \theta \cos \phi \\ 2\mu \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & \lambda + 2\mu \sin^2 \theta \sin^2 \phi & 2\mu \sin \theta \cos \theta \sin \phi \\ 2\mu \sin \theta \cos \theta \cos \phi & 2\mu \sin \theta \cos \theta \sin \phi & \lambda + 2\mu \cos^2 \theta \end{pmatrix}, \quad (15)$$

donde  $\Delta V = [v] \cdot S$  representa un cambio en el volumen de la fractura,  $S$  es el área de la fractura y  $[v]$  es una discontinuidad sobre  $S$ .

Tomando en cuenta la expansión radial en un cilindro, cuyo eje vertical está orientado por los ángulos  $\theta$  y  $\phi$  (Fig. 6b). Las componentes del tensor de momento para el caso de una fuente cilíndrica con expansión radial están dadas por

$$\bar{M} = \Delta V \begin{pmatrix} \lambda + \mu(\cos^2 \theta \cos^2 \phi + \sin^2 \phi) & -(\mu \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi) & -(\mu \sin \theta \cos \theta \cos \phi) \\ -(\mu \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi) & \lambda + \mu(\cos^2 \theta \sin^2 \phi + \cos^2 \phi) & -(\mu \sin \theta \cos \theta \sin \phi) \\ -(\mu \sin \theta \cos \theta \cos \phi) & -(\mu \sin \theta \cos \theta \sin \phi) & \lambda + \mu \sin^2 \theta \end{pmatrix}. \quad (16)$$



**Figura 6.** Geometría para distintos tipos de fuente: a) Fractura plana extendiéndose en la dirección  $v$ . b) Expansión radial de un conducto cilíndrico. c) Expansión radial de una esfera. (Tomado de Chouet 1996).

Para el caso de un cilindro con expansión radial,  $\Delta V = L \Delta S$  es un cambio en el volumen,  $L$  es la longitud del conducto cilíndrico y  $\Delta S$  representa el incremento del área transversal. Un resultado particular se tiene cuando el cilindro es vertical; es decir, cuando el ángulo  $\theta$  es igual a cero. Sustituyendo en la ecuación (16) el valor de  $\theta = 0$  obtenemos

$$M = \Delta V \begin{pmatrix} \lambda + \mu & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + \mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix}. \quad (17)$$

El tensor de momentos para una fuente esférica, que se expande radialmente (Fig. 6c), está dado por la ecuación (18), siendo  $\Delta V = 4/3 \pi R^3 \Delta \theta$  un incremento en el volumen de la esfera,  $R$  es el radio de la esfera y  $\Delta \theta$  es un cambio fraccional en el volumen:

$$M = \Delta V \begin{pmatrix} \lambda + \frac{2}{3}\mu & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + \frac{2}{3}\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + \frac{2}{3}\mu \end{pmatrix}. \quad (18)$$

### I.2.4 Sistemas de fuerzas que actúan durante los procesos volcánicos.

Kanamori et al. (1984) en su análisis de fuerzas para mecanismos de fuente consideran un modelo compuesto por una cavidad cilíndrica vertical cercana a la superficie (Fig. 7a), que tiene un fluido presurizado que ejerce una fuerza vertical hacia arriba  $F_T$  en la tapa superior del cilindro, sobre las paredes del cilindro se ejerce una fuerza horizontal hacia afuera  $F_S$  y una fuerza vertical en la tapa inferior del cilindro  $F_B$ .

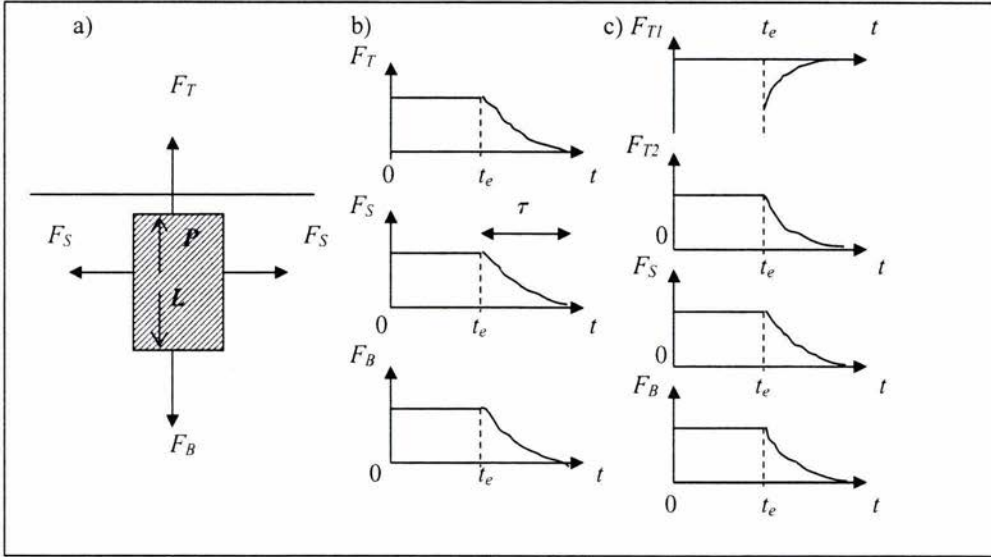


Figura 7. Sistemas de fuerzas que actúan en los procesos volcánicos. a) Cavidad cilíndrica somera. b) Comportamiento de las fuerzas en las tapas superior ( $F_T$ ) e inferior ( $F_B$ ) y las paredes de la cavidad ( $F_S$ ). c) Descomposición del sistema de fuerzas en una fuerza simple ( $F_{T1}$ ) y una fuente implosiva ( $F_S$ ,  $F_B$  y  $F_{T2}$ ). (Tomado de Kanamori et al. 1984).

La erupción es simulada por la repentina remoción de la tapa superior en un tiempo  $t = t_e$ , en ese punto la fuerza  $F_T$  se desvanece inmediatamente y la presión del fluido en el cilindro empieza a decrecer a razón de un tiempo constante  $\tau$ , controlado por el flujo de masa en la erupción, siendo  $\tau \sim L / v$ , donde  $L$  es la longitud del cilindro y  $v$  es la velocidad promedio del fluido adentro del cilindro. Es entonces que las fuerzas son proporcionales a la presión y decrecen con el mismo factor de tiempo constante  $\tau$ . El comportamiento a través del tiempo de las fuerzas  $F_T$ ,  $F_S$  y  $F_B$  se muestra en la figura 7, las fuerzas tienen el mismo comportamiento por que el sistema inicialmente se encuentra en equilibrio (Fig. 7b).

Kanamori et al. (1984) descomponen la fuerza  $F_T$  en dos componentes verticales  $F_{T1}$  y  $F_{T2}$ , la primera orientada hacia arriba y la segunda hacia abajo (Fig. 7c), donde  $F_{T2}$  tiene el mismo comportamiento a través del tiempo que  $F_S$  y  $F_B$ ; como resultado las fuerzas  $F_S$ ,  $F_B$  y  $F_{T2}$  forman una fuente implosiva de manera que el mecanismo de fuente es representado por una superposición de fuerzas en la dirección vertical, hacia abajo, como una fuerza de reacción al material que asciende por el conducto cilíndrico, debida a la implosión volumétrica.

## I.2.5 Modelos de fuente para sismos volcánicos.

### I.2.5.1 Modelo de Shima.

Shima (1958) propone un modelo de fuente para sismos volcánicos, en el cual la vibración de la cámara magmática es substituida por una vibración en una esfera líquida, de radio  $a$  y que está envuelta en un medio infinito y perfectamente elástico. La cavidad esférica está rellena con un material que se comporta como un fluido compresible. La ecuación de movimiento para cada uno de los medios, en coordenadas esféricas, está dada por

$$\begin{aligned}U_1 &= \frac{A}{r} e^{[i(k_{\alpha 1} r - \omega t)]} \\U_2 &= \frac{B}{r} e^{[i(k_{\alpha 2} r - \omega t)]} \\U_{1s} &= \frac{A_s}{r} e^{[i(k_{\beta 1} r - \omega t)]} \\k_{\alpha 1} &= \frac{\omega}{\alpha 1} \\k_{\alpha 2} &= \frac{\omega}{\alpha 2} \\k_{\beta 1} &= \frac{\omega}{\beta 1},\end{aligned}\tag{19}$$

donde  $A$  y  $B$  son las amplitudes de las ondas  $P$  en el sólido y el fluido respectivamente,  $A_s$  es la amplitud de las ondas  $S$  en el sólido,  $r$  es la distancia radial,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $\alpha_1$  es la velocidad de las ondas  $P$  en el sólido,  $\alpha_2$  es la velocidad de las ondas  $P$  en el fluido,  $\beta_1$  es la velocidad de las ondas  $S$  en el sólido;  $k_{\alpha 1}$ ,  $k_{\beta 1}$  y  $k_{\alpha 2}$  son los números de onda en el fluido y el sólido.

### I.2.5.2 Modelo de Kubotera.

Kubotera (1974) calcula la frecuencia de vibración  $f_0$ , para una cámara magmática esférica, de acuerdo con el modelo de Shima, obteniendo la siguiente relación:

$$f_0 = \frac{4.4\alpha_1}{2\pi a},\tag{20}$$

donde  $\alpha_1$  es la velocidad acústica de las ondas en el magma. La reducción de la amplitud en las oscilaciones del sistema causadas por la radiación o disipación de la energía, se determina mediante el contraste de impedancias entre el líquido y el sólido. El frente de onda es normal a la interfase, el resultado es similar al problema de la onda plana, en el que la reducción de la amplitud está regulada por el factor  $(\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1) / (\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1)$ , donde  $\alpha_2 \rho_2$  son, la velocidad y la densidad en el sólido respectivamente, y  $\alpha_1 \rho_1$  es la velocidad y la densidad en el líquido. De acuerdo con este modelo, el decaimiento de la amplitud con el tiempo se obtiene a partir de:

$$e^{-\varepsilon t} = \left( \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} \right)^{f_0 t}$$

$$\varepsilon = f_0 \ln \left( \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} \right) \quad (21)$$

$$Q = \frac{\pi f_0}{\varepsilon}$$

$$Q = \frac{\pi}{\ln \left( \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} \right)}$$

Este modelo requiere de una fuente impulsiva en el líquido, siendo ésta posible mediante una rápida desgasificación o por cambios de fases en el fluido.

### 1.2.5.3 Modelo de Mogi.

Mogi (1958) usa las ecuaciones de elasticidad para una esfera pequeña que se expande en un semiespacio infinito, siendo  $r$  el radio de la esfera cuyo valor es mucho menor a la profundidad  $h$  (Fig. 8a). El desplazamiento en la dirección  $x$  es  $U_x$ , el desplazamiento en la dirección  $y$  es  $U_y$ , y el desplazamiento en la dirección  $z$  es  $U_z$ . Para este modelo, los desplazamientos están descritos por

$$U_x = \frac{3Pr^3 x}{4\mu R^3}$$

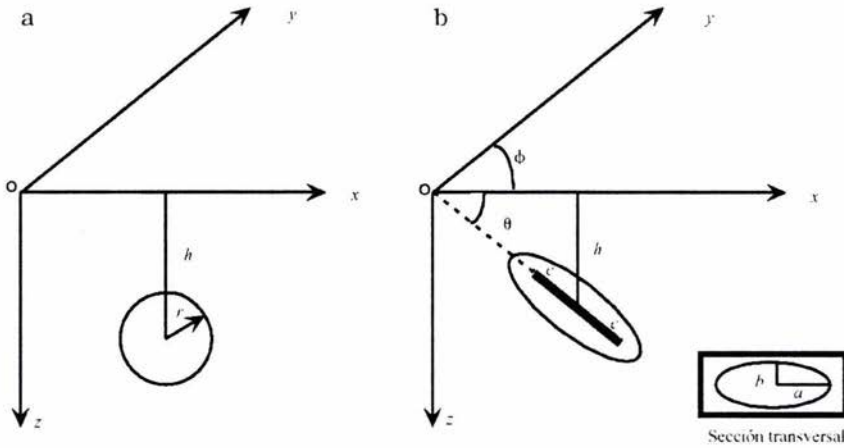
$$U_y = \frac{3Pr^3 y}{4\mu R^3} \quad (22)$$

$$U_z = \frac{3Pr^3 z}{4\mu R^3}$$

$$R^2 = x^2 + y^2 + h^2,$$

donde  $x$  e  $y$  son las distancias medidas a partir del centro de la esfera en las direcciones de los ejes  $x$  e  $y$ ;  $h$  es la profundidad de la esfera medida desde la superficie,  $P$  es el cambio en la presión hidrostática en la esfera y  $\mu$  es el módulo de rigidez. Se considera que la relación de Poisson ( $\nu$ ) es igual a 0.25 y que para las condiciones iniciales, el término de la presión  $Pr^3$  es igual a  $\mu \Delta V/\pi$ , donde  $\Delta V$  es el cambio en el volumen. Las ecuaciones anteriores se reducen a:

$$\begin{aligned}
 U_x &= \frac{3\Delta V_x}{4\pi R^3} \\
 U_y &= \frac{3\Delta V_y}{4\pi R^3} \\
 U_z &= \frac{3\Delta V_h}{4\pi R^3}.
 \end{aligned}
 \tag{23}$$



**Figura 8.** Modelos de fuente volcánica. a) Esfera expansiva inmersa en un semiespacio, de radio  $r$  y profundidad  $h$ . b) Elipsoide expansivo inmerso en un semiespacio con orientación  $\theta$  y  $\phi$ . (Tomado de Tiampo et al. 2000).

También considera elipsoides que se expanden en un semiespacio infinito, los desplazamientos  $U_{x,y,z}$  se consideran como funciones de la presión  $P$ , los esfuerzos en la superficie elipsoidal, la geometría elipsoidal (siendo  $a$  el semieje mayor,  $b$  el semieje menor y  $c$  la distancia focal), la localización del elipsoide definida por las coordenadas  $(x,y,z)$ , el ángulo de inclinación  $\theta$ , y el ángulo de orientación  $\phi$  (Fig. 8b). El volumen del elipsoide es

$$V = \frac{4\pi ab^2}{3};
 \tag{24}$$

los cambios en el volumen en el elipsoide están dados por

$$\Delta V = \frac{3P}{4\mu} \left[ \frac{4\pi ab^2}{3} \right] = \frac{P\pi ab^2}{\mu}.
 \tag{25}$$

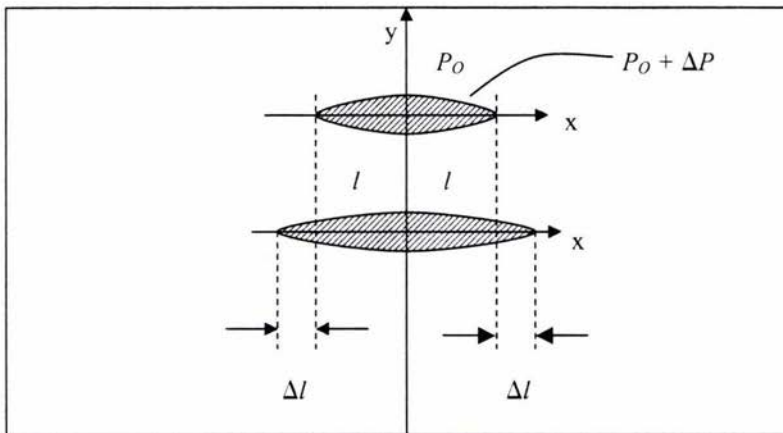
Los cambios en el volumen generan ondas elásticas para ambos tipos de fuente y están controlados por las propiedades elásticas de los medios, la geometría de la fuente y la presión.

### 1.2.5.4 Modelo de la fractura rellena.

Aki et al. (1977) consideran como modelo a un mecanismo de transporte de magma basado en fracturas rellenas con un fluido que están inmersas en un medio elástico; y a su vez, los extremos de la fractura se expanden en el medio circundante, al incrementarse la presión del fluido. Para este modelo se considera que la superficie de fractura está en el plano  $xz$ , y que  $z$  se extiende desde  $-\infty$  hasta  $+\infty$ , en la dirección  $z$  y la posición inicial de los extremos de la fractura está en  $x = \pm l$  (Fig. 9).

En este modelo se asume que la gravedad y otras fuerzas de cuerpo son despreciables, pero el líquido se encuentra a una presión inicial  $P_0$ . Con el incremento en la presión del líquido  $\Delta P$ , la concentración de los esfuerzos se localiza en las partes cercanas a los extremos de la fractura en el cuerpo elástico. Los esfuerzos de tensión  $\sigma_{xy}$  cerca de los extremos de la fractura en  $x = l$  son:

$$\sigma_{xy} = \Delta P \sqrt{\frac{l}{2(x-l)}} \quad \text{para } y=0 \text{ y } x>l, \quad (26)$$



**Figura 9.** Modelo de la fractura rellena, en la parte superior se encuentra en su posición original y a una presión inicial  $P_0$ , en la parte inferior, instantes después de un incremento en la presión  $\Delta P$  que produce una expansión a ambos lados de la fractura  $\Delta l$ . (Tomado de Aki et al. 1977).

en donde se observa que  $\sigma_{xy}$  tiene una singularidad en el extremo de la fractura. El coeficiente del término de la singularidad es llamado factor de intensidad de esfuerzos, el cual puede escribirse como:

$$N_0 = \Delta P \sqrt{\frac{l}{2}}. \quad (27)$$



La fractura se extiende si  $N_0$  excede cierto valor critico  $N_c$ ; es decir, se expande si

$$\Delta P \sqrt{\frac{l}{2}} > N_c. \quad (28)$$

Si la fractura se mueve una distancia  $\Delta l$ , cuando la fractura se mantiene abierta por la circulación de un fluido viscoso inyectado, el fluido no rellena completamente la fractura; siempre hay una parte del fluido que está libre en ambos lados del área invadida por el fluido. La presión alrededor de los extremos de la fractura actúa como una fuerza cohesiva, la cual genera un factor de intensidad de esfuerzos negativo y que resiste a la extensión de la fractura. El factor de intensidad de esfuerzos debido a la fuerza cohesiva  $P(x)$  está dado por

$$N_1 = \frac{\sqrt{2l}}{\pi} \int_0^l P(x) \frac{dx}{\sqrt{(l^2 - x^2)}}, \quad (29)$$

donde  $l$  es la longitud de la fractura después de la extensión, dada por  $\Delta l$ , obteniéndose que

$$N_1 \cong -0.9P_0 \sqrt{\frac{\Delta l}{2}}. \quad (30)$$

El factor de intensidad de esfuerzos total es

$$N = N_0 + N_1 \cong \Delta P \sqrt{\frac{l}{2}} - 0.9P_0 \sqrt{\frac{\Delta l}{2}}. \quad (31)$$

La fractura empieza a propagarse cuando se cumple la condición  $N_0 > N_c$ , la que se detendrá inmediatamente después de un incremento infinitesimal  $\Delta l$ . La ruptura dinámica ocurrirá sólo quasiestáticamente.

### 1.2.5.5 Modelo de la cadena de fracturas.

Aki et al. (1977) también proponen un modelo, en el que establecen como mecanismo generador de sismos volcánicos una cadena de fracturas unidas por estrechos canales (Fig. 10). Los canales entre las fracturas vecinas están inicialmente cerrados, cuando la presión en el reservorio de magma alcanza cierto límite, el primer canal se abre y el magma fluye hacia la primera fractura, esto eleva la presión interna en la primera fractura y el segundo canal se abre, permitiendo que el magma fluya hacia la segunda fractura. Una vez que el flujo toma su lugar, la presión en la primera fractura caerá, y el canal entre la primera fractura y la segunda se cerrará.

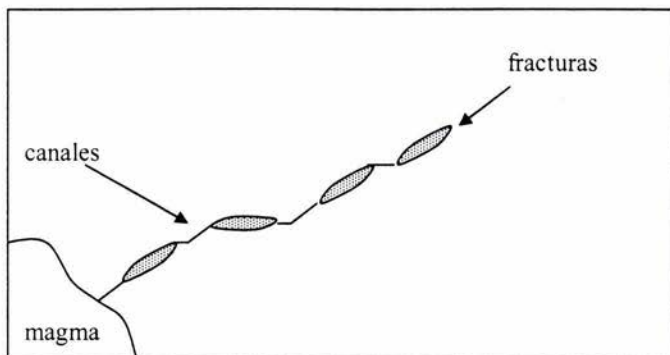


Figura 10. Transporte de magma a través de una cadena de fracturas. (Tomado de Aki et al. 1977).

Este canal podrá abrirse cuando la presión se incremente nuevamente en la primera fractura debido al aporte de magma desde partes más profundas. Este proceso se repetirá en todos los canales a lo largo de la cadena de fracturas hasta que el magma fluya hacia la superficie.

### 1.2.5.6 Modelo de las fracturas de Aki.

Aki et al.(1981) mantienen su idea de que los sismos son originados por fracturas rellenas con magma, debido a un incremento en la presión y proponen diferentes tipos de extensión de las fracturas: expansiva, móvil y estacionaria. (Fig. 11).

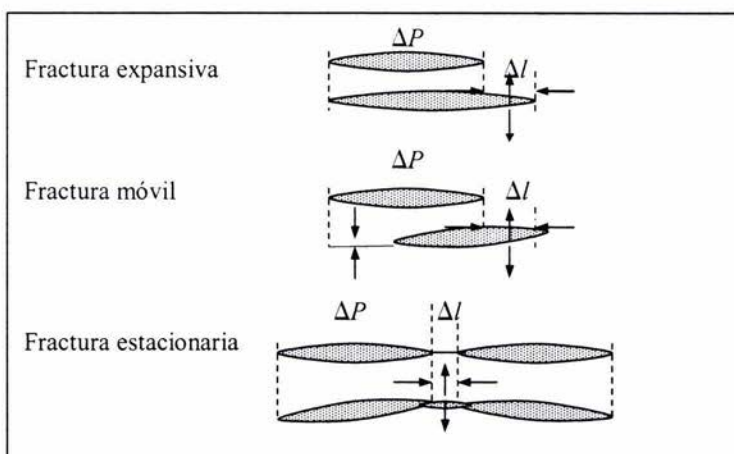


Figura 11. Diferentes tipo de fracturas debidas al transporte de magma. (Tomado de Aki et al. 1981).

- 1) Fracturas expansivas: la longitud de la fractura se expande una distancia  $\Delta l$ , este tipo de mecanismo los asocia a fracturamientos hidráulicos.
- 2) Fracturas estacionarias: considera una cadena de fracturas preexistentes rellenas con magma, separadas por canales estrechos o barreras, las cuales se abren repentinamente cuando la presión excede cierto límite en una o en ambas cadenas de las fracturas.
- 3) Fracturas móviles: las fracturas se desplazan manteniendo su longitud constante.

### I.2.5.7 Modelo del fracturamiento múltiple.

Aki et al. (1981) proponen un modelo de fracturamiento múltiple en el cual se tienen cadenas de fracturas unidas por canales estrechos (Fig. 12). Con el incremento en la presión, el canal que conecta dos fracturas puede ser abierto repentinamente, generando ondas con un periodo igual a dos veces la longitud de la fractura, quedando así interconectadas. Cuando la actividad se vuelve más intensa, los canales pueden volver a abrirse, esto ocurre cuando el canal más resistente se abre, generando ondas con un periodo que corresponde a cuatro veces la longitud de la fractura, las cuatro fracturas quedan interconectadas.

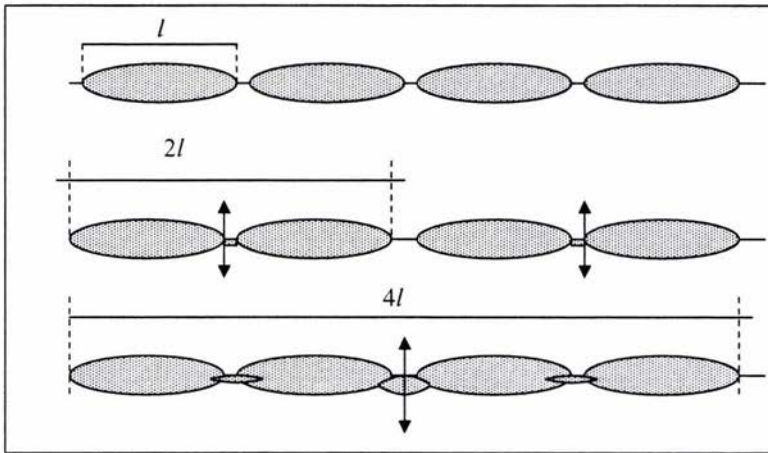
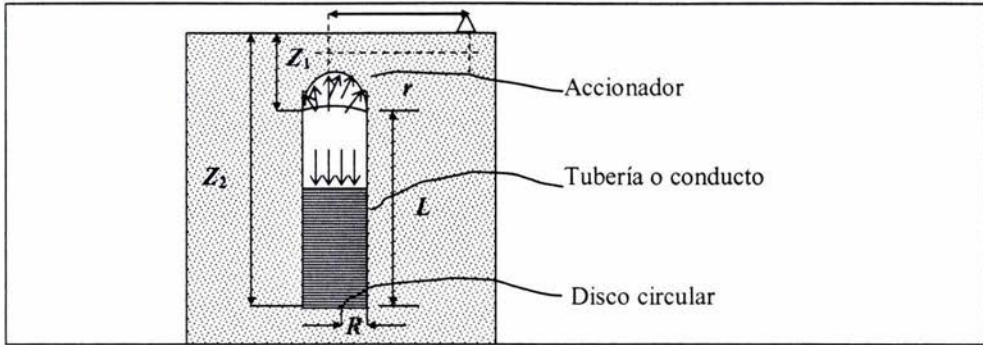


Figura 12. Modelo de fracturamiento múltiple. Con el incremento del transporte de magma aumenta el número de fracturas unidas y también aumenta el periodo de la onda. (Tomado de Aki et al. 1981).

### I.2.5.8 Modelo del conducto magmático enterrado.

Chouet (1985) propone un modelo en el que la fuente es una tubería rellena con un fluido cuyo mecanismo accionador es la presión excesiva de un gas. Este modelo consta de tres elementos: el mecanismo accionador de forma semiesférica; el resonador de forma cilíndrica y el radiador de forma circular (Fig. 13). Considera un sistema de coordenadas cilíndricas  $(r, \theta, z)$  y asume que la longitud de la tubería es  $L$ , además de que el fluido con el que se rellena el conducto se caracteriza por tener un modulo de Bulk  $b$ , menor que la rigidez  $\mu$  del medio que lo rodea. La cavidad semiesférica contiene un gas que actúa como mecanismo explosivo causante de las oscilaciones en la columna del fluido dentro del conducto cilíndrico. El accionador aplica una presión transitoria en las paredes de la cavidad semiesférica y hacia adentro de la tubería. La tubería se deforma elásticamente en respuesta a los cambios en la presión del fluido causados por el accionador. El disco circular al final del conducto se somete a la fuerza aplicada por la columna del fluido.



**Figura 13.** Configuración de la fuente, que consiste de un cilindro vertical de longitud  $L$  y radio  $R$ , cubierto por una superficie semiesférica y en la parte inferior limitado por un disco circular. El conducto está relleno con un líquido y la parte superior de la semiesfera contiene gas. (Tomado de Chouet 1985).

El desplazamiento en la superficie libre producido por el aumento repentino en la presión en el interior de la cavidad esférica es

$$\begin{aligned}
 u(r, \theta, 0; \omega) &= \frac{R P(z_2, \omega)}{\mu} \int_0^{\infty} \frac{k}{F(k)} J_1(kR) J_1(kr) (2v\gamma e^{-nz_2} + l e^{-iz_2}) dk \\
 w(r, \theta, 0; \omega) &= \frac{iR P(z_2, \omega)}{\mu} \int_0^{\infty} \frac{v}{F(k)} J_1(kR) J_0(kr) (l e^{-nz_2} - 2k^2 \gamma e^{-iz_2}) dk \\
 F(k) &= l^2 + 4k^2 v \gamma \\
 l &= 2k^2 - k_{\beta}^2 \\
 v &= (k_{\alpha}^2 - k^2)^{1/2} \\
 \gamma &= (k_{\beta}^2 - k^2)^{1/2} \\
 k_{\alpha} &= \frac{\omega}{\alpha} \\
 k_{\beta} &= \frac{\omega}{\beta},
 \end{aligned} \tag{32}$$

donde  $\omega$  es la frecuencia,  $P(z_2, \omega)$  es la transformada de Fourier de la presión del fluido en el fondo del conducto,  $R$  es el radio de la cavidad,  $r$  la distancia donde se registra el movimiento medida a partir de la fuente,  $F$  es la función de Rayleigh,  $k_{\alpha}$  y  $k_{\beta}$  son los vectores número de onda definidos a partir de las velocidades  $\alpha$  (ondas  $P$ ) y  $\beta$  (ondas  $S$ ) y  $J_0$  y  $J_1$  son las funciones de Bessel de orden cero y de primer orden; respectivamente. Para el mismo modelo, la fuente se define como una función de la presión  $p(z, t)$  como se observa en (33).

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} + \frac{8\eta}{\rho a^2 R^2} \frac{\partial p}{\partial t}$$

$$a = \left( \frac{b}{\mu} \right)^{1/2}$$

$$p(z, t) = (A_1 e^{\xi z} + A_2 e^{-\xi z}) e^{st} = P(z) e^{st} \quad (33)$$

$$s = \sigma + i\omega$$

$$\xi = \frac{1}{a} \left( s^2 + \frac{8\eta}{\rho R^2} s \right)^{1/2}$$

$$P(z) = P_0 \cosh(\xi z) - V_0 \frac{\rho a^2 \xi}{s} \sinh(\xi z),$$

donde  $a$  es la velocidad en el fluido, el parámetro  $\xi$  es el número de onda complejo,  $s$  representa la frecuencia compleja la cual está compuesta por las oscilaciones amortiguadas del fluido ( $\sigma$ ) y la frecuencia angular ( $\omega$ ),  $P_0$  es la presión inicial y  $V_0$  es la velocidad inicial en el interior del conducto. El espectro del desplazamiento refleja los modos de vibración en el conducto, y el pico dominante en el espectro está controlado por la viscosidad en el fluido y por la radiación elástica en el sólido.

### I.2.5.9 Modelo del flujo de choque.

Julian (1994) considera, como mecanismo generador de sismos volcánicos, a un flujo llamado flujo de choque. Las vibraciones son inducidas por el flujo de un fluido a través de un canal estrecho, limitado por paredes elásticas y móviles; este canal une dos reservorios de magma y el fluido se considera como un fluido incompresible y viscoso (Fig. 14). Cada pared es modelada como una masa, cuyo movimiento es controlado por un resorte que represente la elasticidad de la roca y un amortiguador para efectos inelásticos. La separación entre las paredes se considera como una función temporal, además que las paredes son planas y paralelas.

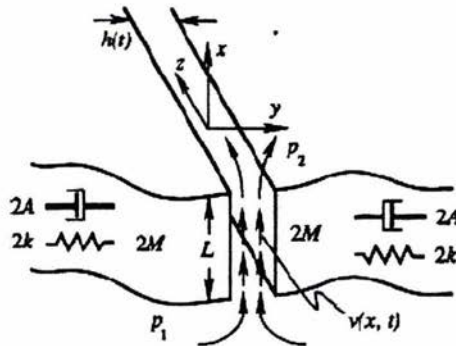


Figura 14. Flujo de un fluido a través de una fractura de longitud  $L$  y velocidad  $v(x, t)$ , las paredes de masa  $2M$  y elasticidad definida por un resorte de rigidez  $2k$ , con una constante de amortiguamiento  $2A$ . (Tomado de Julian 1994).

Cuando la presión del fluido decrece, las paredes de la fractura se mueven mutuamente una hacia la otra, encogiendo el área por donde circula el fluido y contrayendo el flujo. Un incremento en la presión fuerza al canal a abrirse de nuevo. Este proceso puede repetirse varias veces, al cerrar y abrir la fractura se generan oscilaciones que viajan por todo el volcán.

## **I.2.6 Clasificación de las señales generadas durante la actividad volcánica.**

### **I.2.6.1 Clasificación de Minikami.**

Minikami (1974) clasifica los sismos volcánicos de acuerdo a la localización de sus hipocentros y a la naturaleza de su movimiento, de acuerdo con este criterio; Minikami los clasifica en cuatro tipos:

- 1.-Sismos tipo A.
- 2.-Sismos tipo B.
- 3.-Sismos de explosión.
- 4.-Tremores volcánicos.

#### Sismos Tipo A.

Los sismos tipo A se localizan debajo de los volcanes a profundidades mayores a 1 km, generalmente en un rango que varía desde 1 km hasta 20 km. El patrón de la actividad sísmica o la frecuencia sísmica de los sismos tipo A es clasificada como de tipo enjambre, al igual que para los tipo B y los sismos de explosión, y es diferente a los patrones desarrollados por la actividad sísmica de los sismos de origen tectónico. La naturaleza de los movimientos es similar a los sismos tectónicos poco profundos.

#### Sismos Tipo B.

Los sismos tipo B se originan usualmente en las zonas adyacentes a los cráteres activos. Las magnitudes de los sismos tipo B son bajas, magnitudes menores a 2.5. Las ondas S en los sismogramas no se distinguen fácilmente y los movimientos consisten principalmente de vibraciones con periodos en un rango de 0.2 segundos a 1 segundo. Dado que la frecuencia sísmica de los sismos tipo B usualmente se incrementa antes de una erupción explosiva, la observación continua de los sismos tipo B es un indicador de la actividad interna de los volcanes.

#### Sismos de explosión.

Los sismos correspondientes a una erupción explosiva tienen las siguientes características: la máxima amplitud o la magnitud del sismo de explosión tiene una cercana relación con la intensidad de la erupción explosiva, y es aproximadamente proporcional a la energía cinética de la erupción. En los sismogramas de los sismos de explosión se pueden encontrar señales causadas por las ondas de choque de aire.

Tremores volcánicos.

Si se producen sismos de manera incesante o continuamente con un intervalo corto de tiempo, entonces los movimientos sísmicos se registran de manera continua, este tipo de señales son llamadas tremores. Se pueden encontrar varias formas de onda en los tremores volcánicos incluyendo ondas superficiales como ondas Rayleigh y Love.

### **1.2.6.2 Clasificación de tremores de Sassa.**

Sassa (1935) clasifica los tremores volcánicos, en cuatro tipos de tremores de acuerdo con las características de las ondas.

1.-Tremores tipo 1: los tremores tipo 1 tiene ondas Love con un periodo cercano a 1 segundo, además se propagan con una velocidad cercana a 1 km/s.

2.-Tremores tipo 2: este tipo de tremores está caracterizado por periodos largos que varían en un rango entre 3.5 a 7 segundos. Los tremores tipo 2 han sido interpretados como ondas guiadas debidas a las oscilaciones en la cámara magmática debajo del cráter activo.

3.-Tremores tipo 3: los tremores tipo 3 tienen ondas Rayleigh con un periodo predominante entre 0.4 y 0.6 segundos.

4.-Tremores tipo 4: están caracterizados por periodos cercanos a 0.2 segundos, consideran que están relacionados con la actividad eruptiva superficial.

### **1.2.6.3 Clasificación general de las señales sismo-volcánicas.**

Los volcanes activos son la fuente de una gran variedad de señales sísmicas. Tradicionalmente los sismos volcánicos han estado clasificados en base al criterio de Minikami en cuatro diferentes tipos eventos: tipo A o de alta frecuencia, tipo B o de baja frecuencia, sismos de explosión y tremores volcánicos. Este esquema de clasificación trabaja bien en un gran número de volcanes. La clasificación de Minikami incluye un rango restringido de profundidades para varios eventos, este criterio se ha flexibilizado por el mejoramiento en la localización de los eventos, un mejor entendimiento de la fuente y de los efectos de propagación. La clasificación general de las señales sismo-volcánicas, se basa en las características espectrales de las señales y no en la localización de los hipocentros y es la siguiente:

-Eventos de alta frecuencia (HF).

Muchos de los eventos de alta frecuencia (HF) son causados por fallas de cizalla o fallas de rumbo y difieren de los tectónicos en sus patrones de ocurrencia. En los volcanes los sismos típicamente se presentan en enjambres, un enjambre puede ser definido como un grupo de muchos sismos del mismo tamaño y localización. Los eventos HF tienen una clara definición de las fases de las ondas *P* y *S*, y sus frecuencias dominantes están en el intervalo de 5-15 Hz.

#### -Eventos de periodo largo (LP).

Los eventos de periodo largo (LP) o de baja frecuencia están relacionados con el flujo de un fluido, la mayoría de los eventos LP son causados por procesos de presurización en el fluido. En estos eventos se pueden identificar las fases de las ondas *P*, carece de ondas *S* y tienen frecuencias predominantes entre 1 y 5 Hz, siendo 2 y 3 Hz las frecuencias más comunes. Este tipo de eventos se presentan a profundidades someras, la actividad de los eventos LP y los temores volcánicos se originan en regiones particulares y con localizaciones bien definidas, controladas por las perturbaciones en el fluido.

#### -Sismos de explosión.

Los sismos de explosión acompañan las erupciones explosivas y muchos están caracterizados por la presencia de una onda de choque de aire en los sismogramas. En este tipo de eventos hay una partición de la energía en la fuente: una parte de la energía viaja a través del terreno como ondas sísmicas y otra parte viaja a través de aire como ondas de aire o acústicas, para después acoplarse en el terreno.

#### -Tremores Volcánicos.

Los temores están caracterizados por una señal armónica de amplitud sostenida que dura desde minutos, días y algunas veces hasta meses o más. Las frecuencias dominantes en los temores están definidas entre 1 y 5 Hz, siendo las frecuencias más comunes 2 y 3 Hz. Son similares a los eventos LP. Muchos investigadores sostienen la idea de que los temores son una serie de eventos LP que ocurren a intervalos de unos pocos segundos. Los temores armónicos y espasmódicos son dos casos especiales dentro de los temores volcánicos. Los temores armónicos son de baja frecuencia y se tienen ondas senoidales con una variación suave en la amplitud, algunas veces constan de una frecuencia fundamental con varias frecuencias secundarias. Los temores espasmódicos son de alta frecuencia, pulsantes y tienen una señal irregular. Los temores intermitentes se presentan regularmente en forma de trenes periódicos separados por periodos de reposo de duración uniforme.

#### -Sismos volcano-tectónicos (VT).

Los sismos VT involucran fallas y fenómenos puramente elásticos en los cuales los procesos magmáticos suministran la fuente de energía que conduce al fracturamiento de la roca, pero los fluidos no se involucran directamente en la dinámica de la fuente. Este tipo de fuente se presentan en la roca quebradiza alrededor del reservorio magmático (cámara magmática) y los conductos. Pueden involucrar procesos de cizalla ligados a los esfuerzos inducidos por el movimiento de magma o fallas de tensión en la roca, causadas por la contracción térmica debido al enfriamiento en la cercanía del cuerpo magmático en el interior del edificio volcánico. Este tipo de fuentes están asociadas con la respuesta estructural del edificio volcánico a la intrusión y/o extracción de fluidos. Las fases de las ondas *P* y *S* se distinguen claramente y las frecuencias para este tipo de eventos están definidas entre 5 y 15 Hz.



### I.2.7 Aspectos de la instrumentación.

Para estudiar el desarrollo de los fenómenos volcánicos y los mecanismos de fuente, es necesario contar con observaciones continuas de los movimientos del terreno, en un punto particular de la superficie durante la actividad volcánica. En la red de monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl, los instrumentos se instalaron en zonas geológicamente estables, como macizos rocosos y basamentos, evitando depósitos sedimentarios no consolidados, con el fin de disminuir los niveles de ruido y tener señales de mejor calidad. En la red de monitoreo sísmico, la mayor parte de los aparatos están localizados en los flancos de la estructura volcánica a distancias menores a 10 km (Fig.15). El espaciamiento en la distribución de los aparatos debe ser de algunos kilómetros, con el fin de detectar sismos pequeños y tener pocos errores al localizar las fuentes de los sismos.

El diseño de la red de monitoreo sísmico consta de dos anillos concéntricos, en cada uno de ellos se distribuyen los sismómetros (Fig.15). El primer anillo cercano al cráter, proporciona mejor información en la localización de sismos someros dada la cercanía al volcán, pero los instrumentos presentan un mayor riesgo en caso de una erupción. El segundo anillo de mayor diámetro, tiene una cobertura mayor, y en caso de una erupción y pérdida del primer anillo, proporcionará la información sísmica necesaria para localizar los sismos profundos. Los sismómetros de la red de monitoreo pueden detectar sismos originados a diferentes distancias, como pueden ser los siguientes casos: sismos volcánicos (<15 km), sismos regionales (>15 km) y telesismos (>600 km).

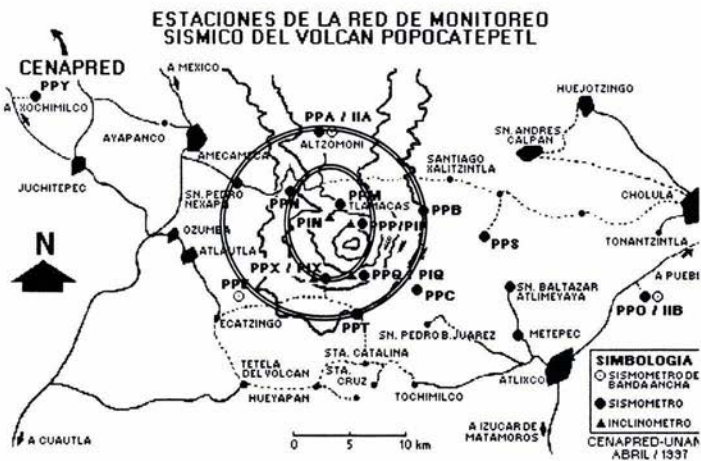


Figura 15. Red de monitoreo sísmico del Volcán Popocatepetl.  
(Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx>)

La red de monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl cuenta con sismómetros de banda ancha de tres componentes o triaxiales, de las cuales dos componentes son horizontales (norte-sur y este-oeste) y una vertical. Los sismómetros de banda ancha son marca Guralp Cmg-40T con una resolución de 24 bits, y una respuesta en frecuencias, desde 0.03 Hz hasta 50 Hz; además que este tipo de sismómetro no presenta saturación de los datos en el caso de gran actividad sísmica.

Tabla 1. Instrumentación sísmica en el volcán Popocatepetl.  
CENPRED-UNAM-USGS (Tomada de <http://www.cenapred.unam.mx>)

CLAVE	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LOCALIZACIÓN DE LA ESTACIÓN	ALT. (m)	LAT. N (°)	LONG. W (°)	INSTRUMENTACIÓN
IJA	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.6535	sismómetro vertical (1 Hz), repetidora
PPAB	ALTZOMONI	Microondas Altzomoni	4000	19.1204	98.6535	sismómetro triaxial de banda ancha
PPM	TLAMACAS	Microondas Tlamacas	3980	19.0663	98.6278	sismómetro triaxial (1 Hz), repetidora
PPC	COLIBRÍ	Ladera SW cerca de San Pedro, Benito Juárez	2650	18.9870	98.5572	sismómetro triaxial (1 Hz)
PPB	BONSAI	Ladera NE cerca de Santiago Xalitlintla	3080	19.0498	98.5600	sismómetro vertical (1 Hz)
PPX	CHIPIQUIXTLE	Arenales, ladera SW	3980	19.0088	98.6566	sismómetro triaxial (1 Hz) y sismómetro de banda ancha
PPXB	CHIPIQUIXTLE	Arenales, ladera SW	3980	19.0088	98.6566	sismómetro triaxial de banda ancha
PIX	CHIPIQUIXTLE	Arenales, ladera SW	3980	19.0088	98.6566	inclinómetro biaxial
PPJ	JUNCOS	Base del Ventorrillo, ladera NW	4452	19.0342	98.6446	sismómetro triaxial (1 Hz)
PIJ	JUNCOS	Base del Ventorrillo, ladera NW	4452	19.0342	98.6446	inclinómetro biaxial
PPT	TETEXCALOC	Ladera sur	3300	18.9745	98.6241	sismómetro triaxial (1 Hz)
PPP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	sismómetro triaxial (1 Hz) y sismómetro de banda ancha
PPPB	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	sismómetro triaxial de banda ancha
PIP	CANARIO	Refugio El Canario	4170	19.0412	98.6280	inclinómetro biaxial
PIN	NEXPAYANTLA	Loma al SW de Tlamacas	4100	19.0465	98.6355	inclinómetro biaxial
PPN	LOMO DEL NEGRO	Yoloxóchitl, ladera NW	3700	19.0744	98.6738	sismómetro vertical (1 Hz)
IIB	CALO	Cerro Calo, Chalchihuapan	2500	18.9641	98.3448	sismómetro vertical (1 Hz), repetidor
PPOB	CALO	Cerro Calo, Chalchihuapan	2500	18.9641	98.3448	sismómetro triaxial de banda ancha
PPY	AYAQUEME	Cerro Ayaqueme, cerca de Juchitepec	2800	19.1485	98.9941	sismómetro vertical (1 Hz)
PPS	TECHALOTEPEC	SW de Sn. Nicolás de los Ranchos	2700	19.0030	98.5000	sismómetro vertical (1 Hz)
PPQ	LOS CUERVOS	Parte alta, ladera sur	4200	19.0009	98.6246	sismómetro triaxial (1 Hz)
PIQ	LOS CUERVOS	Parte alta, ladera sur	4200	19.0009	98.6246	inclinómetro biaxial
IIS	CD. SERDÁN	Ladera W del volcán Pico de Orizaba, cerca de Cd. Serdán, Puebla	2985	18.9910	97.3740	sismómetro vertical (1 Hz)
POH	HALCÓN	Ladera NW del volcán Pico de Orizaba	4150	19.06889	97.28026	sismómetro vertical (1 Hz)

La red de monitoreo sísmico también cuenta con sismómetros de periodo corto de una componente (vertical) y de tres componentes (norte-sur, este-oeste y vertical). Los sismómetros de periodo corto son marca Lerantz con una resolución de 12 bits, los cuales responden a periodos menores a un segundo. En el desarrollo de este trabajo se utilizaron datos de las siguientes estaciones sísmicas de la red de monitoreo del volcán Popocatepetl (Fig. 15 y Tabla 1): PPC (periodo corto), PPP (banda ancha) y PPX (banda ancha).

### **I.2.8 Actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.**

La última etapa de actividad del Volcán Popocatepetl fue entre 1920 y 1927 cuando se emplazó un domo dacítico (Waitz, 1921). Desde 1993, después de 70 años de reposo, un incremento en la sismicidad ha sido observado en el Volcán Popocatepetl (Valdés y González, 1994), presentándose varios tipos de sismicidad; como eventos LP, eventos VT, temblores volcánicos, etc, además de emisiones constantes de ceniza, explosiones y formaciones de numerosos domos de lava. La actividad eruptiva del Volcán Popocatepetl ha mostrado episodios vulcanianos, estrombolianos y subplinianos. Valdés (2004) clasifica la sismicidad en 15 etapas diferentes que describen la evolución de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl, para el intervalo de tiempo comprendido entre diciembre de 1994 y diciembre del 2003, basando su análisis en la localización de hipocentros, características de la forma de onda para varios tipos señales sismo-volcánicas y mediciones de amplitud de la onda. Las etapas evolutivas son las siguientes:

- Etapas 1. Fase de preparación (1 de enero de 1992 a 22 de octubre de 1994).
- Etapas 2. Fase premonitoria (23 de octubre de 1994 a 21 de diciembre de 1994).
- Etapas 3. Fase eruptiva (21 de diciembre de 1994 a 1 de abril de 1995).
- Etapas 4. Fase fumarólica (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996).
- Etapas 5. Fase de construcción del primer domo (4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996).
- Etapas 6. Fase de actividad pulsante cuasicíclica (octubre de 1996 a 18 de agosto de 1997).
- Etapas 7. Formación del gran domo (19 de agosto de 1997 a 24 de diciembre de 1997).
- Etapas 8. Fase explosiva y de acumulación de energía (25 de diciembre de 1997 a 22 de noviembre de 1998).
- Etapas 9. Fase muy explosiva (23 de noviembre de 1998 a 3 de enero de 1999).
- Etapas 10. Fase post-eruptiva y de relajación (4 de enero de 1999 a 3 de septiembre de 1999).
- Etapas 11. Fase de recarga debilitada (4 de septiembre de 1999 a 15 de septiembre del 2000).
- Etapas 12. Fase de recarga (16 de septiembre del 2000 a 10 de diciembre del 2000).
- Etapas 13. Fase eruptiva intensa y de rápido crecimiento del domo (11 de diciembre del 2000 a 23 de enero del 2001).
- Etapas 14. Fase post-eruptiva y de construcción repetitiva del domo (24 de enero del 2001 a junio del 2002).
- Etapas 15. Obstrucción del conducto y regreso a una etapa de inactividad (1 de junio del 2002 a diciembre del 2003).

Para este trabajo, se utilizaron datos sísmicos del día 16 de abril del 2001 que corresponden a la etapa 14 (fase post-eruptiva y de construcción repetitiva del domo). Valdés (2004) reporta que en esta etapa, en el año 2001, el 29 de enero y el 9 de febrero se presentaron algunas explosiones pequeñas relacionadas con la destrucción de un domo preexistente, originado durante la etapa 13

a principios del mes de enero; después de esta pequeña actividad explosiva, el volcán entró en una fase de formación de un domo pequeño (menor que  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) de acuerdo con los reportes del CENAPRED, y su destrucción subsecuente por pequeñas explosiones. La formación del domo estaba acompañada, la mayoría de las veces, por eventos LP con una duración no mayor a 3 ó 5 días. El 6 marzo se registró un incremento en el número de eventos LP por día y el 13 de marzo se observó un nuevo domo pequeño de aproximadamente 150 m de diámetro; después, el 16 de abril, una explosión empezó el proceso de destrucción del domo, expulsando fragmentos incandescentes a 2 km de distancia del cráter y enviando una columna de ceniza de 4 km. A este episodio le siguieron otras explosiones el 29 de abril y el 31 de mayo. Junio se caracterizó por varios episodios de tremores armónicos de baja amplitud. El 16 de julio y el 10 de agosto se registraron periodos de intensa actividad LP, el 15 de agosto se observó la formación de un nuevo domo de 190 m de diámetro y 30 m de altura. El 10 de septiembre nuevamente se presentó intensa actividad LP, seguida de un evento volcánico-tectónico de magnitud 3 el día 19 de septiembre. El 10 de diciembre se registró una intensa actividad LP que produjo un gran domo de 190 m de diámetro, que fue observado el 11 de diciembre, seguido por más eventos LP el 12 de diciembre. El domo se destruyó por las explosiones de los días 18 y 22 de diciembre expulsando fragmentos incandescentes a 1 y 2 km de distancia, respectivamente. En varias ocasiones en el 2001 se formaron y destruyeron domos de lava, en el 2002; para esta etapa, se observó una actividad similar el 24 de enero, el 19 de febrero y el 29 de abril.

La actividad de los eventos VT durante la etapa 14 mostró inicialmente una acumulación de eventos entre 1 y 2 km de profundidad y otro grupo reducido entre 2 y 4 km de profundidad, ambas secuencias se volvieron más superficiales a partir de septiembre del 2001. En marzo y junio se registraron dos eventos con profundidades mayores a 6 km que estaban localizados debajo del cráter y en el sector sureste, respectivamente. Después de septiembre y hasta diciembre, la sismicidad se volvió más escasa y los eventos tendieron a estar a 3 km de profundidad. Esta actividad de los eventos VT corresponde a la construcción y destrucción del domo. En enero del 2002, las profundidades de los eventos VT variaban entre 2 y 4.5 km, la distribución de las profundidades de los eventos VT se presentó en forma de embudo; es decir, con una distribución irregular, siendo menos comunes los eventos VT de mayor profundidad y con una mayor ocurrencia de eventos VT de menor profundidad, en febrero, la distribución de las profundidades de los eventos VT variaba entre 1 y 2 km de profundidad y a finales de mayo entre 2 y 3 km de profundidad.

La etapa analizada de la actividad del volcán en este estudio representa un comportamiento de formación rápida de domos, precedida por una actividad sísmica de corta duración (menos de un día), implicando que los conductos del volcán se encontraban abiertos, es decir no estaban obstruidos, lo que dio como resultado que el transporte de material ígneo fuera eficiente.

## II. ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS Y LOCALIZACIÓN DE EVENTOS LP.

### II.1 Metodología.

En este estudio se seleccionó un periodo corto de actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl para analizar la evolución de los procesos sísmicos en el interior del volcán durante una etapa eruptiva. El criterio para escoger el periodo de estudio se basó principalmente en los reportes del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), además de corroborar que las fechas posibles para el trabajo de investigación no hayan sido estudiadas previamente. Se optó por el día 16 de abril del 2001, ya que para este día se registró un incremento en la actividad sísmica del volcán, además de tener la formación de un nuevo domo y la expulsión de materiales incandescentes. En este periodo de actividad sísmica se distinguieron fácilmente la etapas de su desarrollo, con un inicio y un final bien definidos. Por estas características se seleccionó este intervalo de actividad. Se trabajó con datos sísmicos proporcionados por el CENAPRED en formato digital. El análisis de los datos sísmicos se dividió en dos partes: el análisis estadístico y el análisis espectral. En el análisis estadístico se empleó el programa PC-SUDS (Seismic Unified Data System, Ward et al, 1980) para cuantificar los eventos y las amplitudes de las ondas, así como para conocer la duración de los eventos sísmicos. Estos resultados fueron útiles en la determinación de parámetros estadísticos y para la obtención de leyes empíricas (magnitud, energía y ocurrencia). En el análisis espectral se utilizó el programa SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein, 2000), para calcular espectros de amplitud, autocorrelaciones, espectrogramas, filtrado de frecuencias y el movimiento de partícula. Estos resultados fueron útiles para conocer las frecuencias predominantes y las variaciones temporales en las frecuencias, entre otras cosas. También se obtuvo la localización de los hipocentros con los datos de tres estaciones sísmicas (PPC, PPP y PPX) y se utilizó el programa SURFER 7 para graficar en el interior del edificio volcánico los hipocentros de los eventos seleccionados. Posteriormente se integró la información y se realizó una interpretación, con lo que se concluye el trabajo de investigación.

### II.2 Análisis estadístico.

En el desarrollo de este trabajo se utilizaron datos sísmicos del día 16 de abril del 2001, los cuales corresponden a una etapa eruptiva del Volcán Popocatepetl. El periodo de actividad analizado tiene una duración aproximada de 13 horas con 20 minutos, que corresponde al intervalo de tiempo comprendido entre las 6:41 y las 20:36 horas. A las 19:30 se registró una explosión moderada en el volcán que lanzó fragmentos incandescentes. Dentro de este intervalo se identificaron 934 eventos sísmicos. Los eventos sísmicos identificados, en su mayoría, son eventos LP; y algunos tremores volcánicos. Se observó que la ocurrencia o la frecuencia de los eventos sísmicos tiene un comportamiento estable (Fig. 16 y Tabla 2), ya que en todo el periodo de actividad se incrementó el número de eventos sísmicos registrados por hora, y al terminar esta etapa se normaliza la actividad sísmica hasta alcanzar los niveles previos al intervalo de actividad (6:41 a 20:36 horas). Al analizar la curva acumulativa de los eventos sísmicos, se observó también un comportamiento estable en cuanto al número de sismos registrados (Fig. 17 y Tabla 2), ya que la curva de la distribución acumulada tiene una pendiente uniforme durante todo el desarrollo de la actividad sísmica, sólo hay un cambio pequeño a las 12 horas.

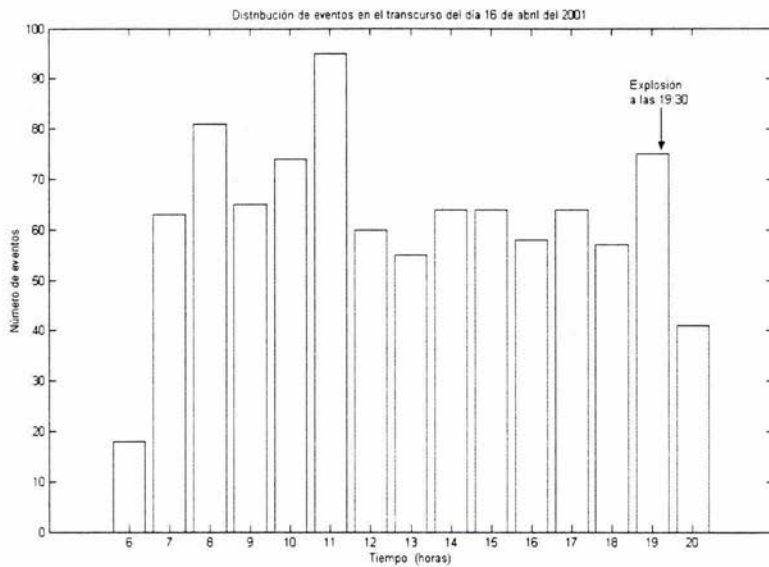


Figura 16. Histograma del número de sismos volcánicos por hora, en el transcurso de la actividad sísmica.

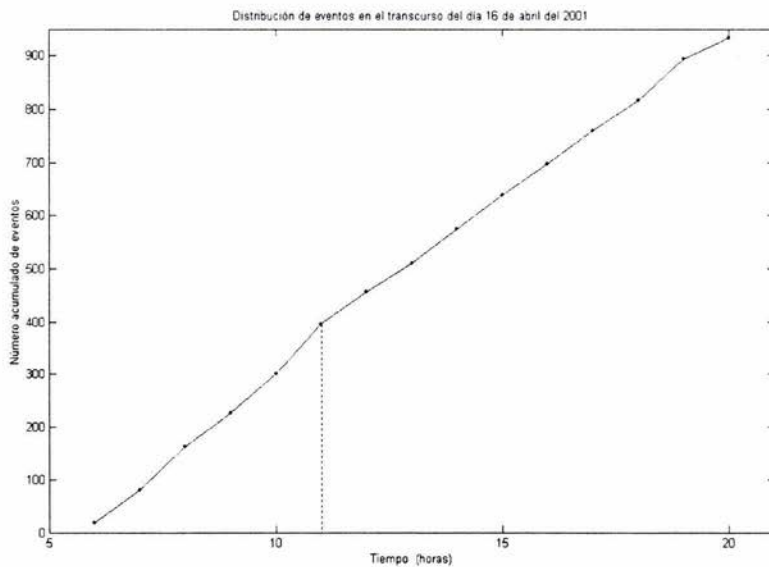


Figura 17. Curva acumulativa de los sismos volcánicos en todo el desarrollo de la actividad sísmica.

Tiempo (horas)	Número de eventos	Número acumulado de eventos
6	18	18
7	63	81
8	81	162
9	65	227
10	74	301
11	95	396
12	60	456
13	55	511
14	64	575
15	64	639
16	58	697
17	64	761
18	57	818
19	75	893
20	41	934

Tabla 2. Cuantificación de los eventos sísmicos por hora.

Así mismo, se determinó la duración en tiempo de los todos eventos sísmicos registrados entre las 6:41 y las 20:36 horas, medidos a partir del primer arribo de la onda y hasta dos veces el nivel del ruido previo al evento, considerando la duración de cada sismo como un evento estadístico  $x_i$ ,  $N$  como la población o número total de eventos ( $N = 934$ ) y  $n$  como una muestra de la población, la cual consta de los todos los eventos sísmicos registrados dentro de un intervalo de tiempo de 1 hora. Se calcularon la medida de tendencia central (media) y la medida de dispersión (desviación estándar) para las duraciones de cada sismo. En la Tabla 3 se muestran los resultados obtenidos.

Se define a la media para una muestra como

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n}; \quad (34)$$

a la media poblacional como

$$\mu = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{N}; \quad (35)$$

a la desviación estándar para una muestra como

$$S_n = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n-1}}; \quad (36)$$

y a la desviación estándar poblacional como

$$\sigma_n = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \mu)^2}{N}}. \quad (37)$$

Población $N = 934$ eventos	Media poblacional	Desviación estándar poblacional
Tiempo	$\mu$ (seg.)	$\sigma_n$ (seg.)
13 horas	0:00:54	00:00:30
Muestra de $n$ eventos	Media para las muestras	Desviación estándar muestral
Tiempo	$\bar{X}$ (seg.)	$S_n$ (seg.)
6 horas	0:01:01	00:00:48
7 horas	0:00:56	00:00:40
8 horas	0:00:44	00:00:29
9 horas	0:00:55	00:00:25
10 horas	0:00:49	00:00:20
11 horas	0:00:38	00:00:22
12 horas	0:01:01	00:00:40
13 horas	0:01:04	00:00:31
14 horas	0:00:56	00:00:14
15 horas	0:00:56	00:00:18
16 horas	0:01:02	00:00:22
17 horas	0:00:57	00:00:34
18 horas	0:01:04	00:00:42
19 horas	0:00:47	00:00:25
20 horas	0:00:58	00:00:38

Tabla 3. Valores de los parámetros estadísticos para la población y para las muestras de 1 hora.

Los resultados estadísticos que se presentan en este trabajo de investigación, son para las componentes verticales de las estaciones con el fin de desarrollar una metodología que pueda ser aplicable a otros volcanes, en donde comúnmente se tiene sólo sismómetros de componente vertical.

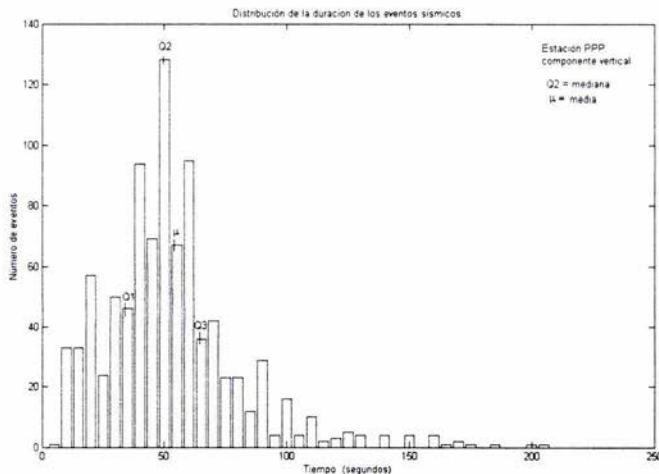


Figura 18. Distribución de la duración de los eventos sísmicos.

La distribución de la figura 18 es una distribución asimétrica, con sesgo positivo, con un valor promedio de la duración de  $\mu = 54$  segundos y una desviación estándar de  $\sigma_n = 30$  segundos. La dispersión de los datos respecto a la media está dada por el intervalo  $\mu \pm \sigma_n$ , es decir con una duración promedio de  $50 \pm 30$  segundos. En la tabla 3 se observa que el promedio de la duración de los eventos por hora es cercano al valor promedio de la población total que es de 54 segundos.



En cuanto a la duración se tiene un comportamiento regular con algunos eventos de duración mayor al límite superior de 80 segundos (50+30 segundos), siendo también escasos los eventos de duración menor al límite inferior de 20 segundos (50-30segundos). Los estadísticos que mejor describen la distribución de la figura 18 son: la mediana, el rango intercuartil y la desviación absoluta. Los cuartiles dividen al conjunto de datos en cuatro partes, es decir, se necesitan tres cuartiles para dividir los datos en cuatro partes. Si  $N$  es el número total de eventos, el primer cuartil  $Q_1$  es igual a:  $N/4$ ; el segundo cuartil  $Q_2$  es igual a:  $N/2$ ; y el tercer cuartil  $Q_3$  es igual a:  $7N/4$ . La mediana es igual al segundo cuartil. El rango intercuartil se define como:  $R = Q_3 - Q_1$ . La desviación absoluta respecto a la mediana se define como:  $\sum |x_i - Q_2|/N$ . Para este estudio se obtuvieron los siguientes resultados:  $Q_1 = 33.83$  segundos,  $Q_2 = 47.32$  segundos,  $Q_3 = 60.38$  segundos,  $R = 26.55$  segundos, y una desviación absoluta respecto a la mediana de 20 segundos. En la figura 18 se observa que el valor más representativo de la duración de los sismos es de aproximadamente 47.32 segundos (mediana) y no de 54 segundos (media), dada la naturaleza asimétrica de la distribución. La desviación absoluta respecto a la mediana nos indica la dispersión de los datos respecto a la mediana ( $Q_2 \pm 20$  segundos). El rango intercuartil nos indica la porción de la distribución con mayor ocurrencia de eventos, es decir que el 50 % de los sismos registrados tiene una duración entre 33.83 segundos y 60.38 segundos.

En el transcurso del día 16 de abril del 2001, se observan cinco etapas en la actividad sísmica: la primera etapa de las 6:41 a las 8:50 horas, donde se tienen eventos LP y algunos tremores volcánicos de baja amplitud ( $3000 > \text{Amplitud}[\text{cuentas}]$ ); la segunda etapa de las 8:50 a las 12:50 horas, donde se tienen eventos LP de amplitud media ( $3000 < \text{Amplitud} < 5000[\text{cuentas}]$ ); la tercera etapa con una duración aproximada de 1 hora, de las 12:50 a las 14:00 horas, de actividad sísmica baja que separa a los periodos activos; la cuarta etapa con eventos LP de mayor amplitud ( $5000 < \text{Amplitud} < 9000[\text{cuentas}]$ ), y con una duración aproximada de 5 horas de las 14:00 a las 18:43 horas; por último la quinta etapa, de las 18:43 a las 20:36 horas, donde se tienen eventos LP de amplitud media y de baja amplitud, con intervalos de actividad baja o reposo, ya que en esta etapa se normaliza la actividad (Figs. 19 y 20).

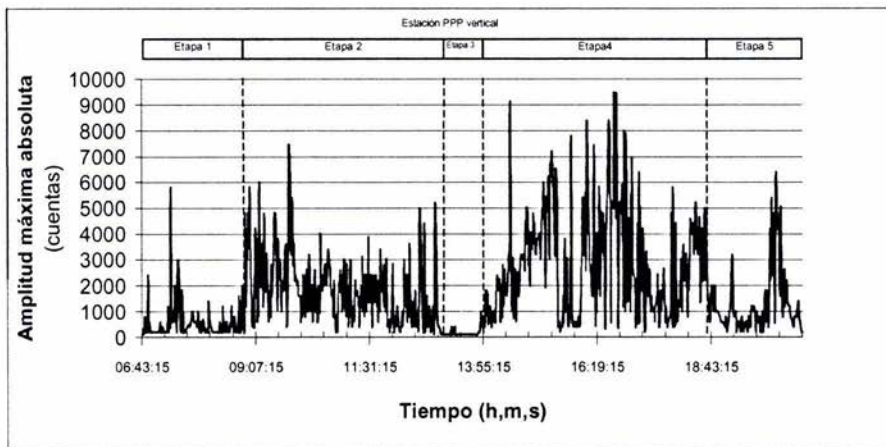


Figura 19. Comportamiento de las amplitudes pico en el desarrollo de la actividad sísmica. Se pueden observar cinco etapas claramente distinguibles.

Las etapas antes mencionadas representan familias de eventos LP bien definidos y claramente delimitados, como se observa en la figura 19. Únicamente en la primera etapa se tienen registrados tremores volcánicos. Los enjambres de eventos LP se presentan en todo el periodo de actividad. En la figura 20 se pueden identificar también las distintas etapas de la actividad sísmica, las que corresponden en esta gráfica a los cambios en la pendiente. Las pendientes horizontales representan los intervalos de reposo que separan los intervalos de mayor actividad. Podemos notar que la actividad se dió paulatinamente y que las condiciones internas (estado de esfuerzos) fueron cambiando, lo que se reflejó en las señales registradas. Las amplitudes mayores corresponden a los episodios de mayor energía sísmica, y las amplitudes menores; a los episodios de menor energía sísmica.

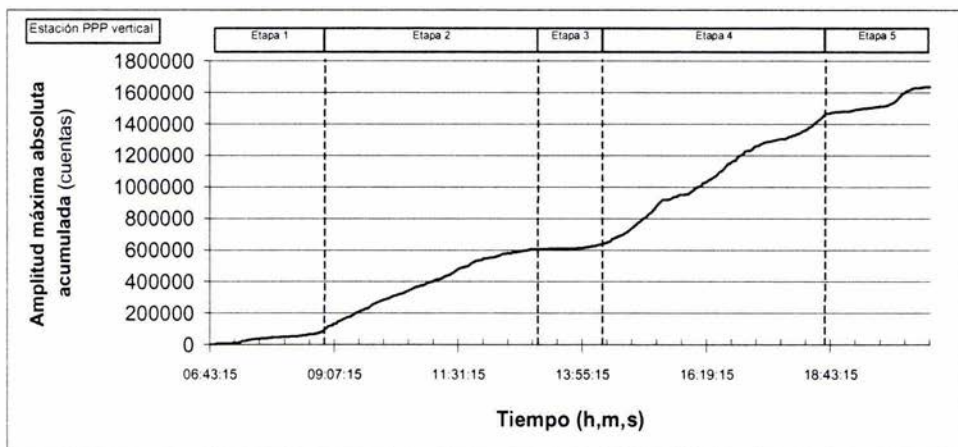
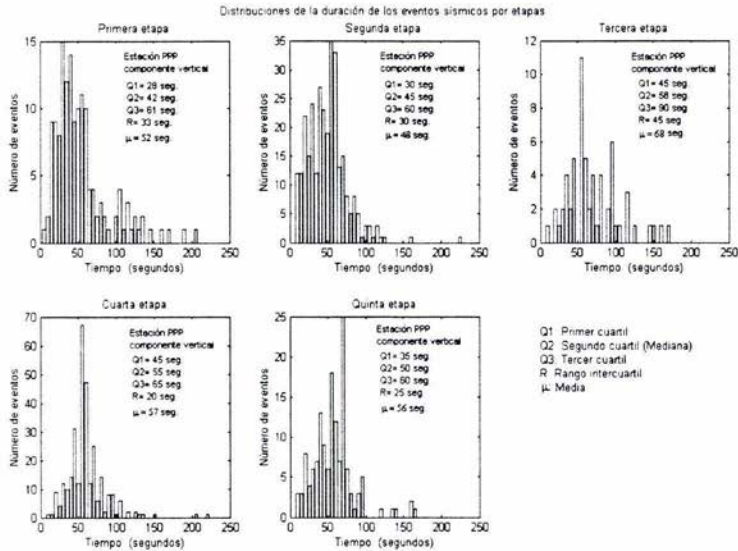


Figura 20. Distribución acumulada de las amplitudes pico en el desarrollo de la actividad sísmica. Los cambios en las pendientes representan diferentes etapas.

Retomando la parte estadística en la figura 21 se muestran las distribuciones de la duración de los eventos para cada etapa de la actividad sísmica, donde se observa que las distribuciones son asimétricas, al igual que la distribución de toda la actividad sísmica (Fig.18). El valor más representativo de la duración de los sismos volcánicos está dado por la mediana. En la primera etapa, la mediana es de 42 segundos y la mayor parte de los sismos son menores a este valor; en la segunda etapa, la mediana es de 45 segundos y la mayor parte de los sismos son menores a este valor, el comportamiento es semejante a la primera etapa (Fig. 21); en la tercera etapa, la mediana es de 58 segundos; en la cuarta etapa, la mediana es de 55 segundos y la mayor parte de los sismos tienen una duración cercana a este valor; y en la quinta etapa, la mediana es de 50 segundos.

Para cuantificar el tamaño de los sismos volcánicos, se siguió una metodología similar a la del cálculo de magnitudes. La amplitud máxima de los sismos volcánicos fue comparada con la amplitud máxima de algunos sismos VT, para los cuales se había calculado la magnitud. De esta manera se usó la máxima amplitud para caracterizar el tamaño de los sismos volcánicos. La amplitud es el único parámetro que se puede comparar, ya que los sismos VT y los sismos LP, difieren en cuanto a la duración.



**Figura 21.** Distribuciones de la duración de los sismos volcánicos para cada etapa de actividad, donde se muestran los siguientes los parámetros estadísticos: media, mediana, rango intercuartil, y primer y tercer cuartil.

De esta manera se obtuvo una relación empírica entre la amplitud máxima de los sismos VT y la magnitud de sismos tectónicos registrados en el Volcán Popocatepetl (Tabla 4). Se consideró que el medio es homogéneo, y que los efectos en la trayectoria de las ondas sísmicas que alteren la magnitud son despreciables, esto debido a que las estaciones están ubicadas en el edificio volcánico.

Fecha	Magnitud	Amplitud pico (cuentas)
13/04/01	2.05	5200
17/04/01	2.13	6800
15/04/01	2.16	7600
17/04/01	2.28	7112.7
20/04/01	2.31	7700
09/04/01	2.45	7800
12/04/01	2.47	8000
12/04/01	2.48	8000
11/04/01	2.99	10200

**Tabla 4.** Eventos tectónicos de magnitud conocida.

La magnitud es una medida de la energía liberada, está puede deberse a fuentes volumétricas como fluidos que dan origen a eventos LP, tremores volcánicos y exhalaciones; pero también es debida a fuentes superficiales como los planos de falla que dan origen a eventos tectónicos. La energía en un sismo volcánico es debida a ambos tipos de fuentes, o a uno de ellos, dependiendo del tipo de eventos sísmicos registrados.

La relación empírica entre la amplitud máxima y la magnitud de los eventos volcano-tectónicos seleccionados está dada por

$$A = 4310.4M - 2609.3, \quad (38)$$

donde  $A$  es la amplitud pico o amplitud máxima medida en cuentas y  $M$  es la magnitud. La gráfica de la ecuación 38 se presenta en la figura 22, donde se observa un comportamiento lineal, al aumentar la amplitud de la onda aumenta la magnitud del sismo.

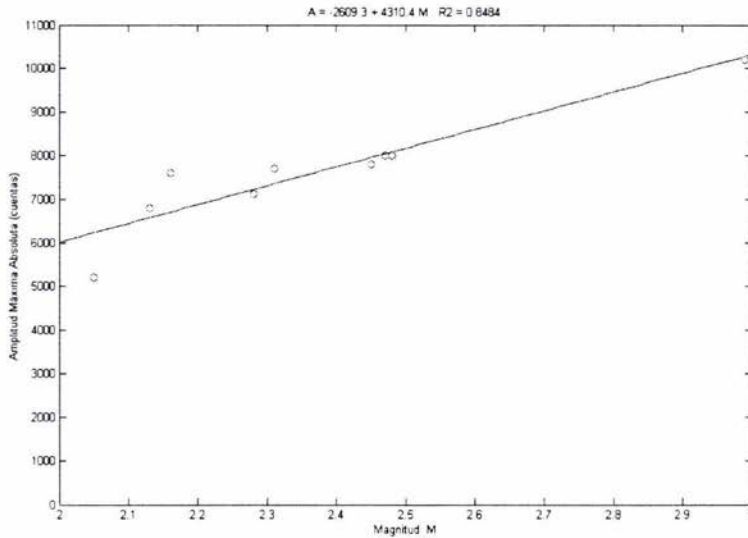


Figura 22. Relación empírica amplitud pico-magnitud.

Con base en la ecuación 38 se puede presentar una relación entre las amplitudes de los eventos LP y el tamaño de los sismos, dada por

$$M_r = 0.000232 A - 0.6053, \quad (39)$$

donde  $A$  es la amplitud máxima medida en cuentas y  $M_r$  es una magnitud relativa (tamaño de los sismos). La relación general entre la magnitud y la frecuencia de ocurrencia de eventos está dada por

$$\log N = a - bM, \quad (40)$$

(Gutenberg y Richter, 1956), donde  $a$  y  $b$  son dos constantes, y  $N$  es el número de eventos sísmicos de una cierta magnitud  $M$ , en un intervalo  $M + \Delta M$ ; para este estudio se considera que  $\Delta M_r = 0.2$ , utilizando las magnitudes relativas. Para sismos volcánicos los valores de  $b$  varían entre 0.6 y 1.3 (McNutt, 2002). También para el desarrollo de este trabajo se obtuvo la relación empírica

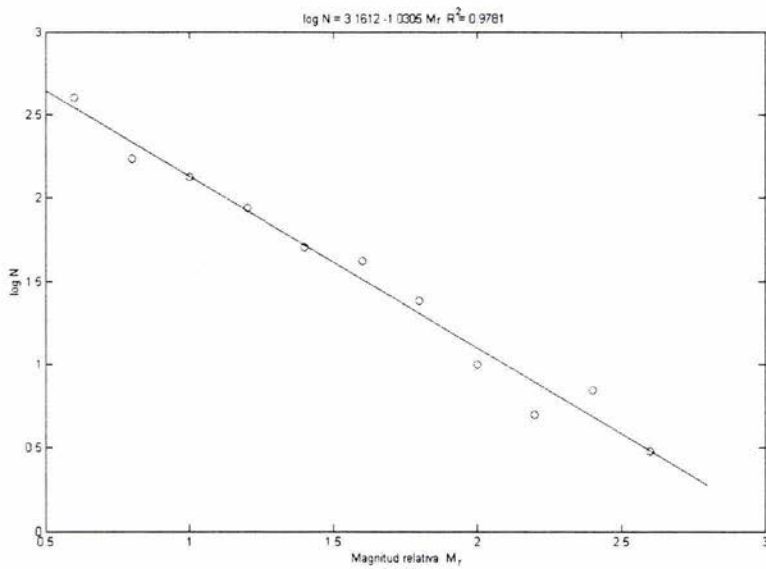


Figura 23. Relación frecuencia de ocurrencia–magnitud relativa.

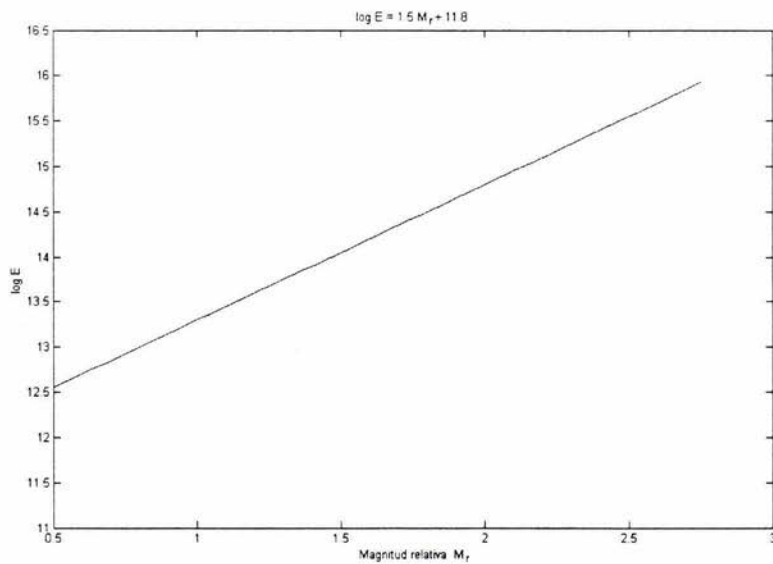


Figura 24. Comportamiento de la energía para los eventos registrados.

$$\log N = 3.1612 - 1.0305M_r, \quad (41)$$

donde se observa que es mayor la ocurrencia de sismos pequeños o de menor magnitud relativa que la ocurrencia de sismos grandes o de mayor magnitud relativa (Fig. 23). Para el periodo de actividad estudiado, las magnitudes relativas de los eventos identificados están en un rango entre 0.62 y 2.78. La energía se estimó mediante la adaptación de la relación de Gutenberg y Richter (1956), entre la energía y la magnitud (Fig. 24),

$$\log E = 1.5M_r - 11.8, \quad (42)$$

donde  $E$  es la energía y  $M_r$  es la magnitud relativa;  $E$  se mide en ergios. Esta relación se comporta linealmente, al aumentar la energía de los sismos aumenta la magnitud relativa. La energía en los sismos volcánicos es considerada como la superposición de la energía debida a la deformación, la energía cinética debida a las explosiones y la energía debida a la eyección de lava (Nishimura, 1998). La energía cinética se estima mediante el modelo cinemático (Ec. 42), pero ésta es una pequeña fracción de la energía total liberada en las erupciones volcánicas, siendo la energía térmica el factor que predomina. La energía calculada ( $E$ ) es la energía radiada por la fuente; este valor no es el valor exacto de la energía, sino que es un valor promedio (Ec. 42), algunas veces se considera como una sobreestimación o como una subestimación del valor real de la energía, sin dejar de ser un valor aceptable como indicador de la energía. Para la secuencia de eventos analizados se observó que los valores de la energía quedan comprendidos entre 12.74 y 15.98 ergios ( $1.274 \times 10^{-6}$  y  $1.598 \times 10^{-6}$  J).

### II.3 Análisis espectral.

Las frecuencias pico se calcularon mediante los espectros de amplitud obtenidos con la FFT (fast Fourier transform). Durante el desarrollo de la actividad sísmica, la máxima frecuencia pico registrada en la secuencia fue de 4 Hz, la mínima frecuencia registrada fue de 1 Hz, y las frecuencias que más predominaron estaban comprendidas entre 2 y 3 Hz aproximadamente (Fig. 25). La frecuencia con la que se inició y se terminó la actividad fue de 2Hz (Fig. 25).

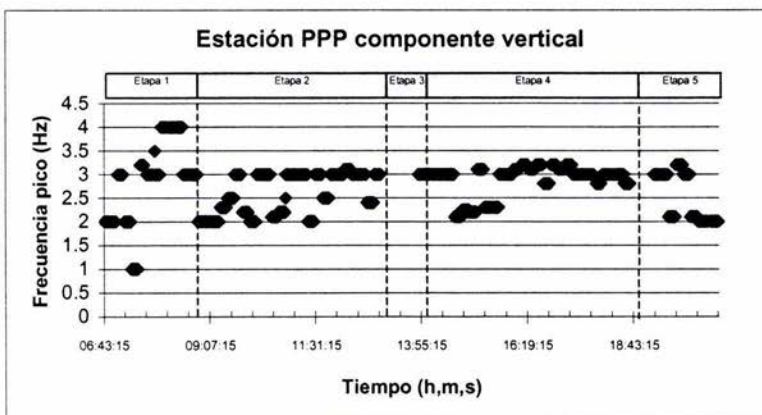
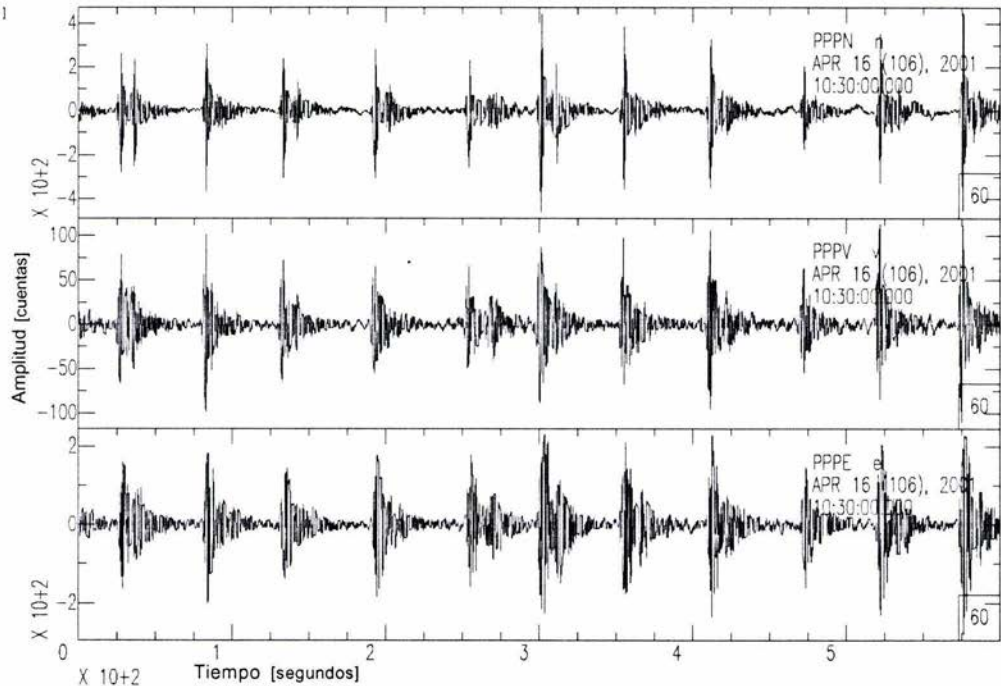


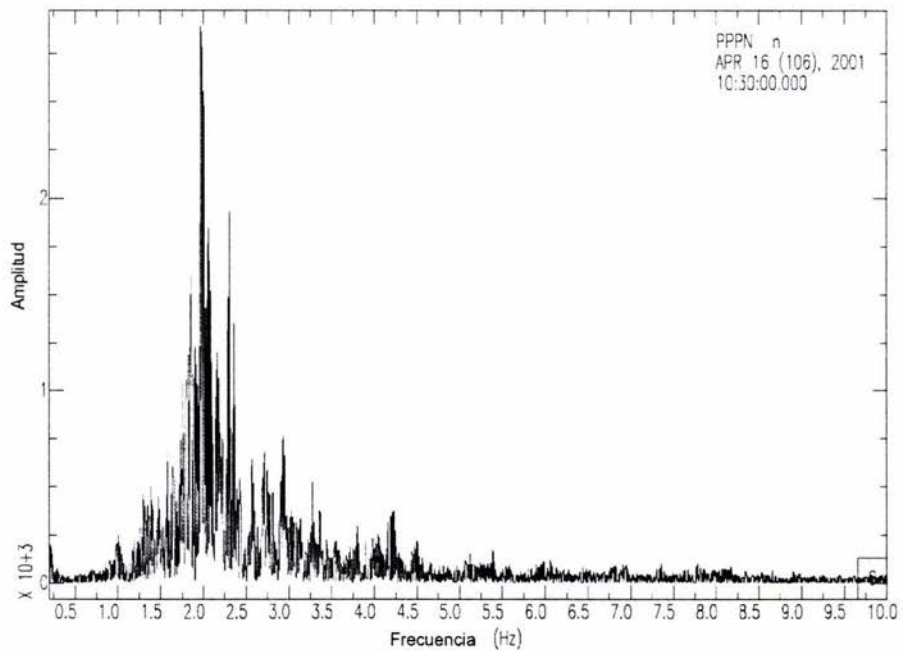
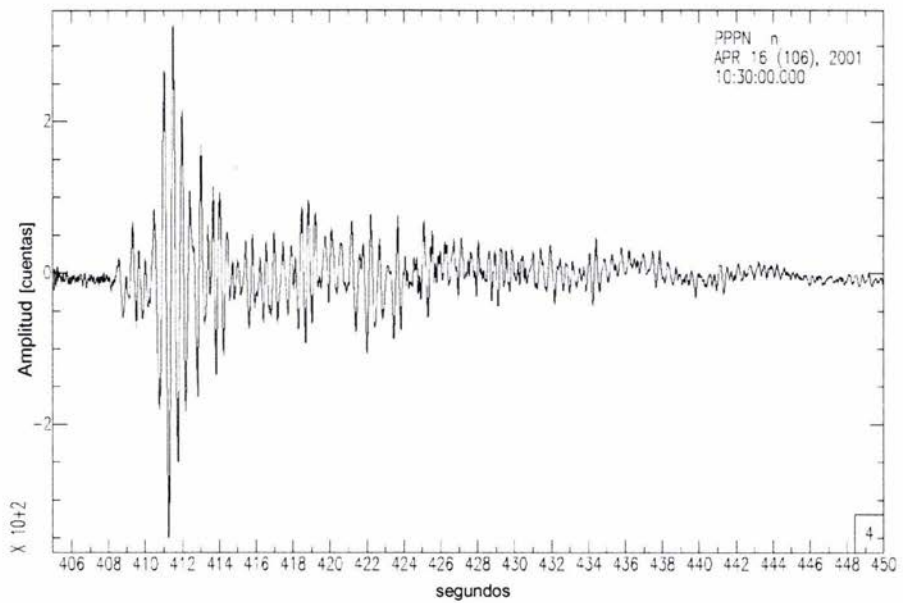
Figura 25. Comportamiento de las frecuencias con relación al tiempo durante la actividad sísmica en la estación PPP.

En la primera etapa de actividad (6:41- 8:50 horas) se registraron frecuencias desde 1Hz hasta 4 Hz, para esta etapa predominaron las frecuencias mayores o iguales a 3 Hz; en la segunda etapa (8:50-12:50 horas), la frecuencia máxima registrada fue de 3.1 Hz y la frecuencia mínima registrada fue de 2 Hz, pero también se tienen frecuencias intermedias como 2.1, 2.2, 2.4 y 2.5 Hz; en la tercera etapa (12:50-14:00 horas) no se registró actividad sísmica relevante; en la cuarta etapa (14:00-18:43 horas), las frecuencias registradas en su mayoría estaban entre 3 y 3.2 Hz con algunos eventos sísmicos con frecuencias de 2, 2.1, y 2.3 Hz; en la quinta etapa (18:43 -20:36 horas), al principio de la actividad las frecuencias tenían un valor cercano a 3 Hz y en la parte final de esta etapa decrecieron hasta 2 Hz. Como se verá más adelante las variaciones en las frecuencias están relacionadas con las dimensiones del conducto volcánico.



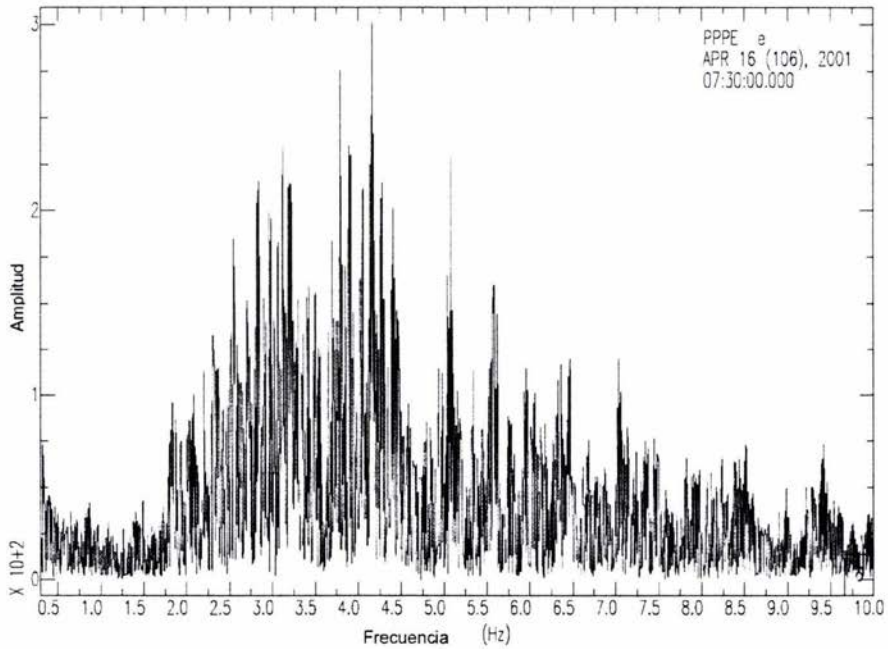
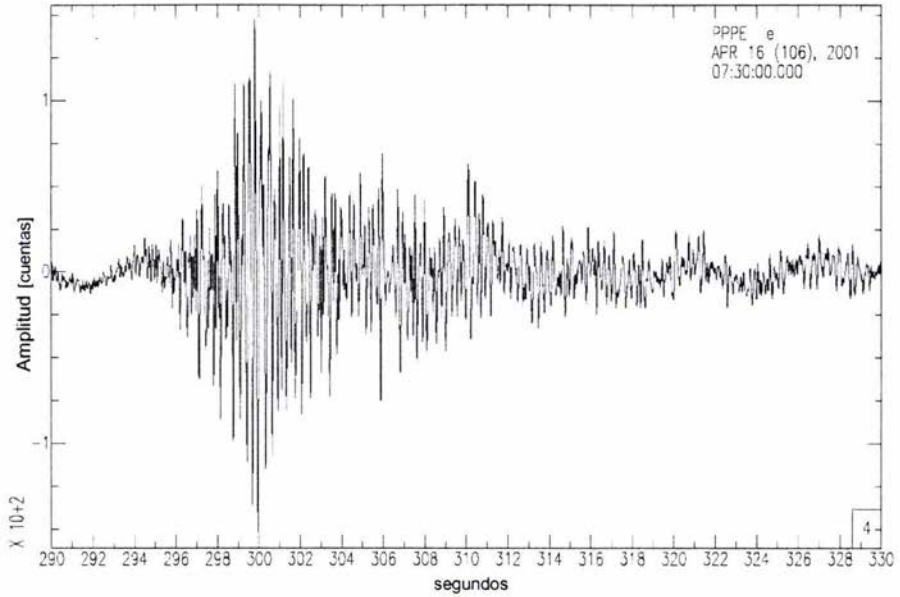
**Figura 26.** Secuencia típica de eventos LP donde se observa una duración similar entre cada evento de la secuencia, las amplitudes son muy semejantes. Las características espectrales de los eventos de esta secuencia también son semejantes. Eventos registrados en la estación PPP en sus tres componentes.

La actividad sísmica que se desarrolló en el volcán incluyó numerosos eventos sísmicos agrupados en familias o enjambres. Estos sismos poseen características comunes, como la duración de los eventos periódica para muchos de ellos (Fig. 26), pero también son similares en cuanto a las amplitudes de las ondas (Fig. 26). Al analizar los eventos de un enjambre en el dominio de las frecuencias, se observan similitudes entre cada uno de los eventos de una misma familia (Figs. 31, 32 y 33), y las diferencias corresponden a eventos de diferentes familias; cada familia está relacionada con las etapas en el desarrollo de la actividad, descritas anteriormente. Todos los espectros de los eventos LP tienen una frecuencia pico bien definida (Figs. 27, 28 y 29), la que varía durante la actividad (Fig. 25). Los tremores volcánicos registrados también tienen una frecuencia pico, pero además tienen frecuencias secundarias (Fig. 30).

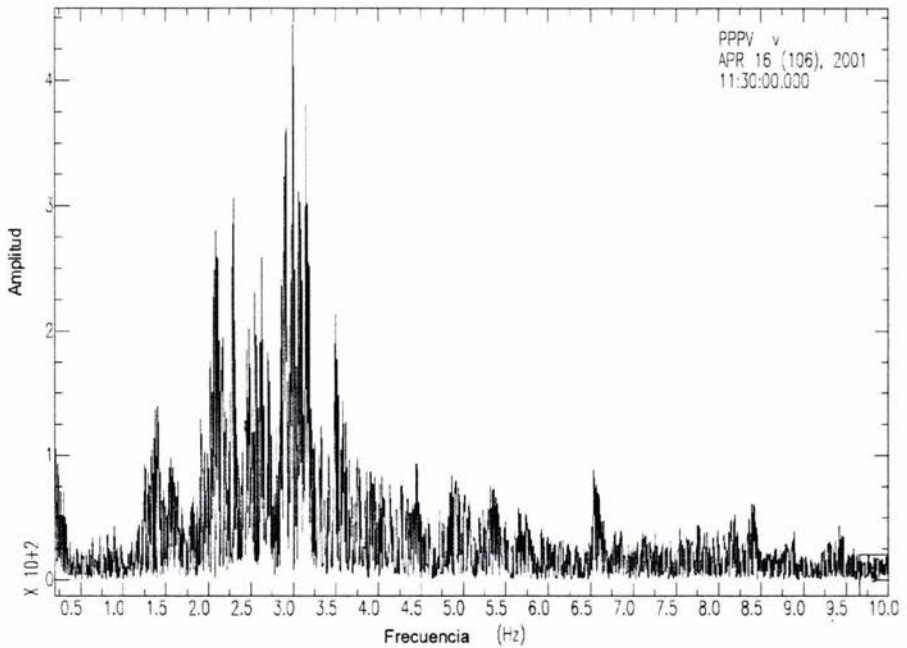
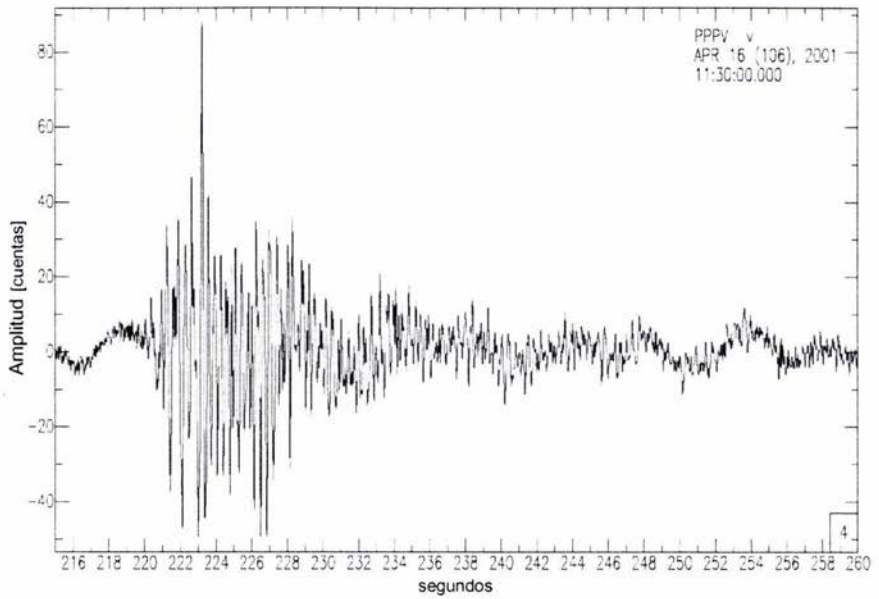


**Figura 27.** Sismograma de un evento LP de 40 segundos de duración y su espectro de amplitud, con una frecuencia pico de 2 Hz. La onda es monocromática, predominando la frecuencia de 2 Hz. Se observa que el decaimiento de los sismos LP no es tan exponencial como en los sismos VT. Evento registrado en la estación PPP.

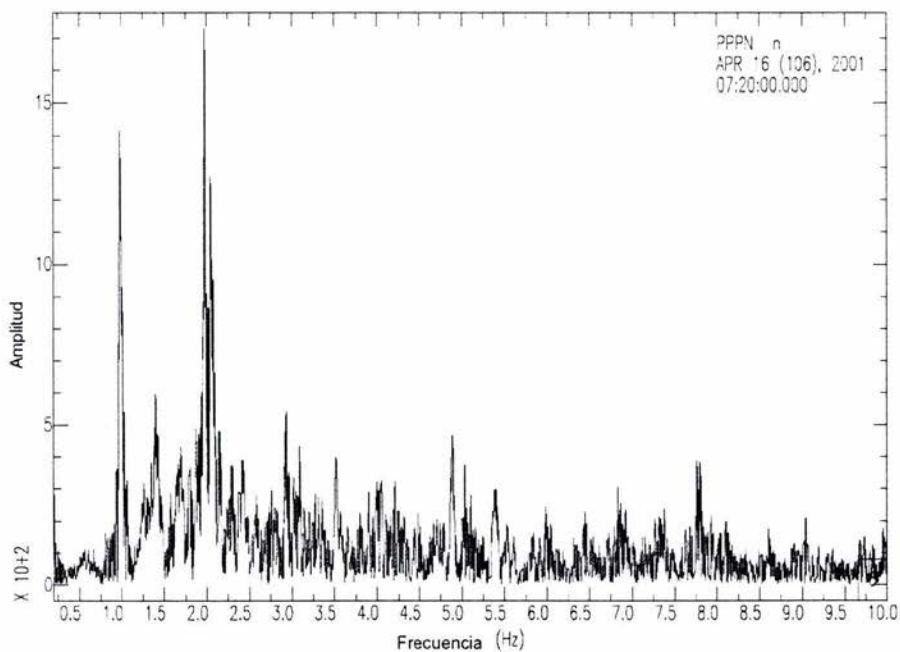
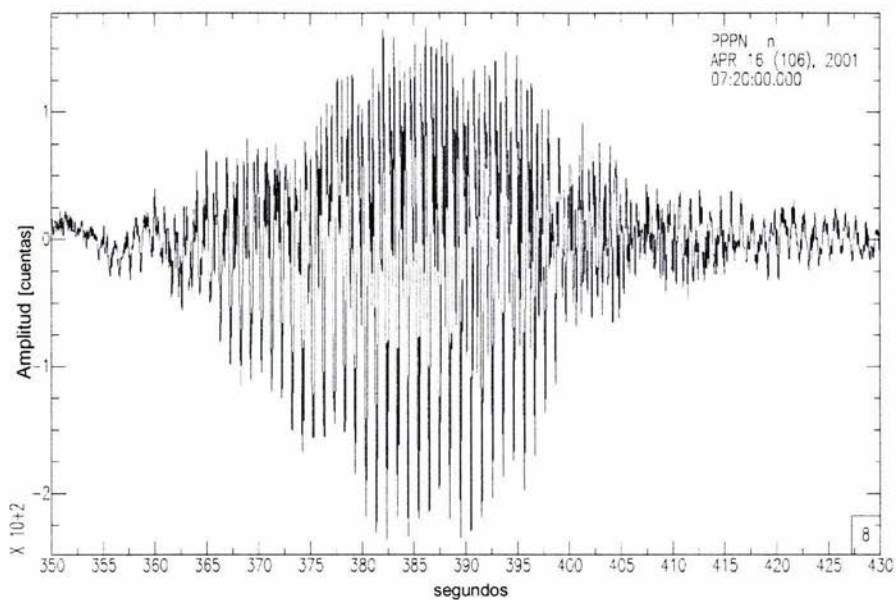




**Figura 28.** Sismograma de un evento LP de 35 segundos de duración y su espectro de amplitud, con una frecuencia pico de 4 Hz. Se observa que el decaimiento de los sismos LP no es tan exponencial como en los sismos VT. Evento registrado en la estación PPP.



**Figura 29.** Sismograma de un evento LP de 40 segundos de duración y su espectro de amplitud, con una frecuencia pico de 3 Hz. Evento registrado en la estación PPP.



**Figura 30.** Tremor volcánico de 75 segundos de duración y su espectro de amplitud, con una frecuencia dominante en 2 Hz y una frecuencia secundaria en 1 Hz. Evento registrado en la estación PPP.

Los espectros de amplitudes, teóricamente se obtienen al calcular el valor absoluto ( $|F(f)|$ ) de la transformada de Fourier ( $F(f)$ ) de las señales registradas en los sismógrafos ( $f(t)$ ). Las expresiones matemáticas para la transformada de Fourier y el espectro de amplitudes están dadas por

$$\mathfrak{F}\{f(t)\} = F(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-2\pi f i t} dt \quad (43)$$

$$|F(f)| = \left[ (\operatorname{Re} F(f))^2 + (\operatorname{Im} F(f))^2 \right]^{1/2}.$$

La ecuación 43 se aproxima mediante la transformada rápida de Fourier (FFT), que es un algoritmo basado en la transformada discreta de Fourier, ésta se expresa matemáticamente como

$$F(n) = F(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} f(k) e^{(-2\pi i n k) / N}, \quad (44)$$

$$n = 0, 1, 2, \dots, N-1,$$

donde  $f(k)$  es la señal sísmica discretizada; para los datos utilizados en este trabajo, el intervalo de muestreo fue de  $\Delta t = 0.01$  segundos. Los espectros que se presentan en esta investigación fueron realizados con el programa SAC (Goldstein, 2000), que utiliza el algoritmo de la FFT. En toda la actividad, el contenido de frecuencias fue similar entre los sismos de una misma familia de eventos (2-3.1 Hz), como se observa en los espectrogramas (Figs. 31, 32 y 33), los cuales fueron calculados para los datos de una estación de banda ancha (PPP). Como se menciona anteriormente, las secuencias de eventos LP tienen similitudes en cuanto al contenido de frecuencias y a la forma de onda.

Para confirmar la similitud de las características antes mencionadas se obtuvo las autocorrelaciones para distintas trazas comprendidas en las distintas etapas de actividad. La autocorrelación de una función contiene información únicamente acerca de la amplitud de la onda pero no acerca de la fase. Si la señal es periódica, la autocorrelación de la secuencia exhibe también periodicidad. La figura 34 muestra las autocorrelaciones para la primera y segunda etapas, las cuales corresponden a los siguientes intervalos de tiempo (6:41-8:50 horas) y (8:50-12:50 horas), respectivamente; y la figura 35 muestra las autocorrelaciones para la cuarta y quinta etapas, las cuales corresponden a los siguientes intervalos (14:00-18:43 horas) y (18:43-20:36 horas), respectivamente. No se presentan resultados para la tercera, ya que en esta etapa no tenemos actividad sísmica relevante. Los intervalos seleccionados corresponden a intervalos con una duración de 10 minutos, donde las secuencias de eventos LP tiene una duración similar y la función de autocorrelación se considera como una función periódica; teóricamente, la expresión matemática para la autocorrelación puede escribirse como

$$\phi_{11}(\tau) = \frac{1}{T_1} \int_{-T_1/2}^{T_1/2} f(t) f(t + \tau) dt \quad (45)$$

$$\Phi(n) = \frac{1}{T_1} \int_{-T_1/2}^{T_1/2} \phi_{11}(\tau) e^{-in\omega\tau} d\tau,$$

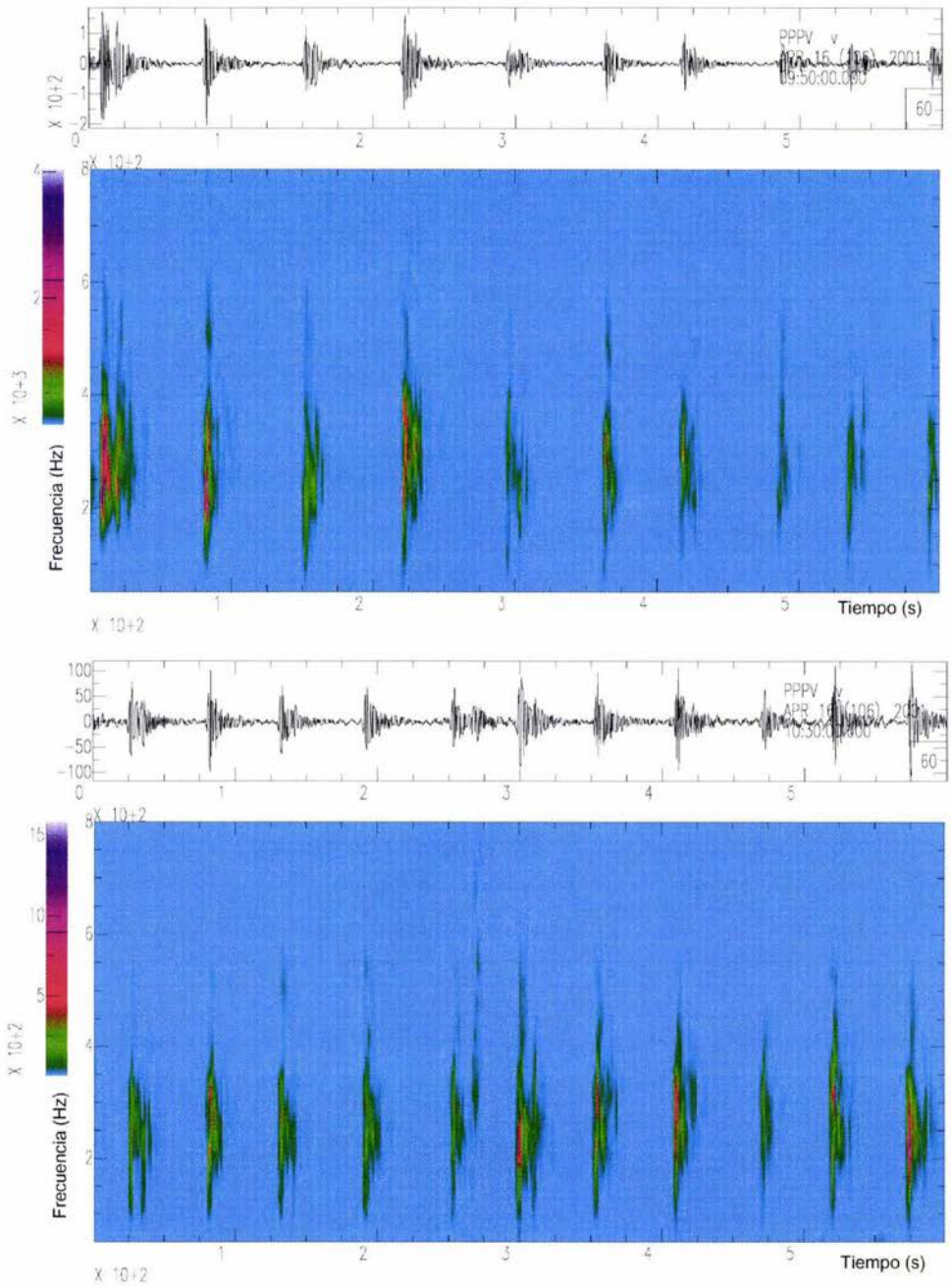
donde  $T_I$  es el periodo; éste se puede aproximar con la duración de los sismos que forman parte de un enjambre de eventos como los que se observan en la figura 26, que son muy comunes durante toda la actividad sísmica del 16 de abril del 2001;  $\omega$  es la frecuencia angular y  $\tau$  es un desplazamiento temporal continuo en el rango en el que la señal está definida. La ecuación 45 se puede aproximar mediante la autocorrelación discreta, la cual se obtiene al discretizar la señal; la autocorrelación discreta puede expresarse matemáticamente como

$$\varphi(kT) = \sum_{i=0}^{N-1} f(iT)f[(k+i)T], \quad (46)$$

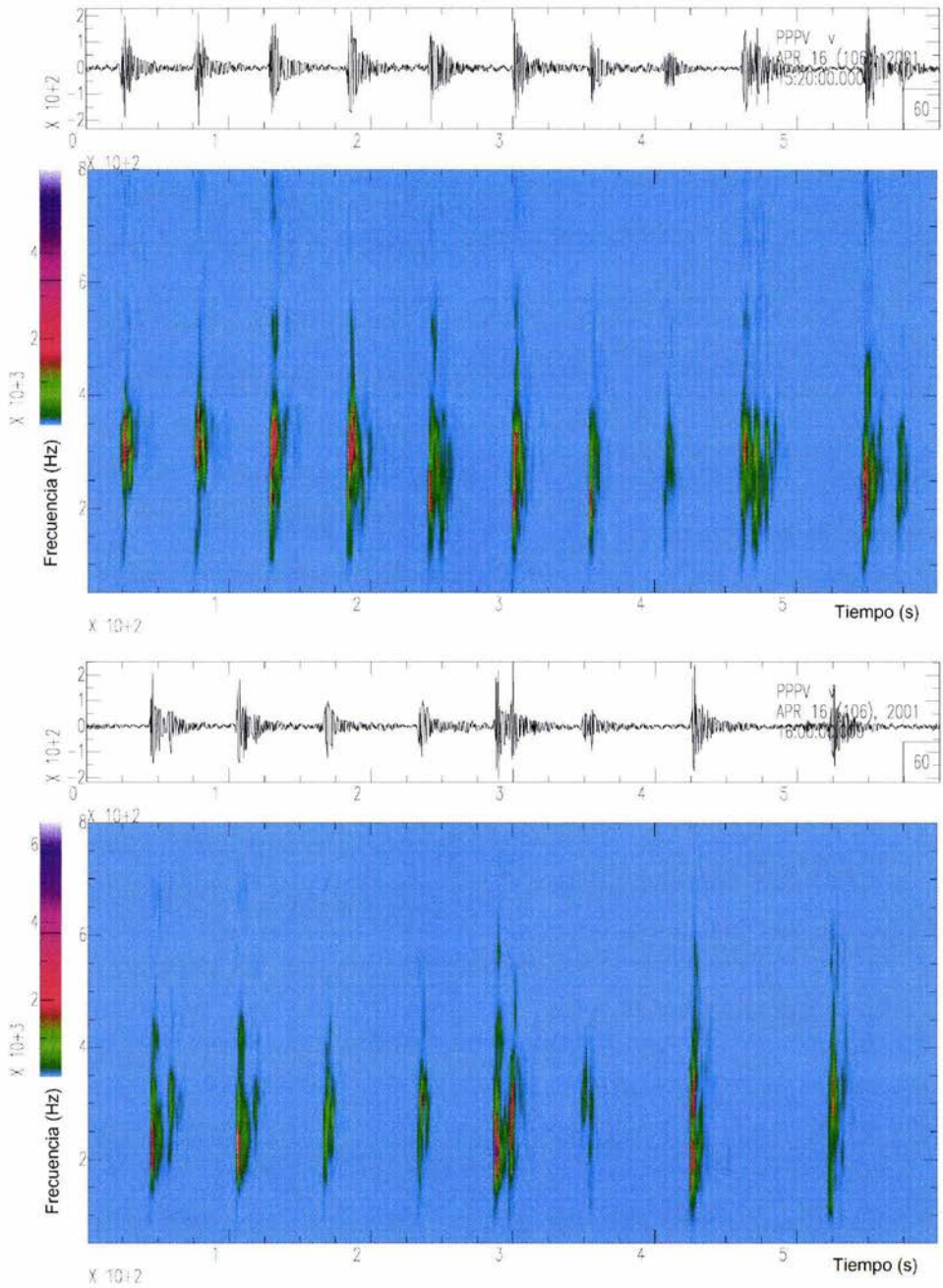
$$i = 0, 1, 2, \dots, N-1,$$

donde  $f(iT)$  es la señal sísmica discretizada; para los datos utilizados, el intervalo de muestreo fue de  $\Delta t = 0.01$  segundos. Las gráficas de autocorrelación que se presentan en este trabajo fueron realizados con el programa SAC (Goldstein, 2000), que utiliza la autocorrelación discreta. La gráficas de las autocorrelaciones son funciones pares, el valor máximo de la función de autocorrelación se encuentra en el origen y tiende a cero cuando la función tiende al infinito. La presencia de ruido explica la razón de que el valor máximo de la autocorrelación se encuentre en el origen, los picos más pequeños son debidos al carácter periódico de las señales en las trazas (Figs. 34 y 35). La autocorrelación se utilizó para identificar la periodicidad de las señales, y esta repetición en el patrón de generación de sismos se asocia con un único mecanismo de fuente.

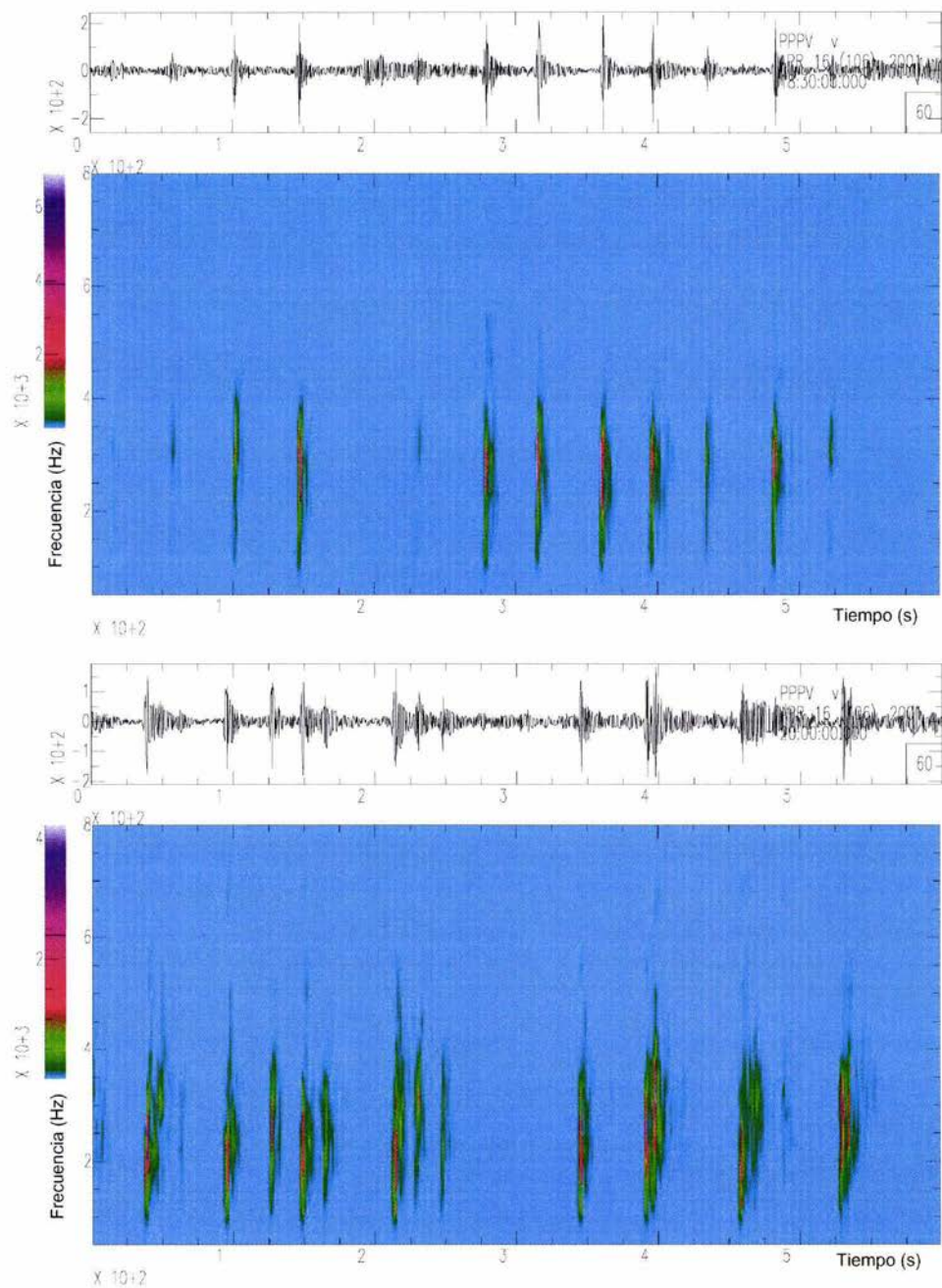
La actividad sísmica registrada tiene una diferenciación marcada en cada etapa, esto en cuanto a la duración de las etapas, que se expresan en la variación de la frecuencia pico de los espectros de amplitud (Figs. 27, 28, 29 y 30) y en la amplitud máxima de las ondas (Fig. 20); pero también, las señales registradas tiene características muy semejantes como son: la forma de la onda y el contenido de frecuencias ( $<4\text{Hz}$ ). La similitud de las características espectrales (frecuencias) de los distintos eventos LP durante el desarrollo de la actividad sugieren que son originados por el mismo mecanismo físico, donde los fluidos magmáticos participan activamente y las variaciones de las frecuencias pico son originadas por las variaciones en las dimensiones de los conductos (Chouet, 1986).



**Figura 31.** Espectrogramas para una secuencia de eventos sísmicos en los intervalos de las 9:40 a las 9:50 horas (panel superior) y de las 10:30 a las 10:40 horas (panel inferior), donde se observa que predominan las frecuencias menores a 4 Hz. La forma de onda y la duración es similar para todos los sismos.

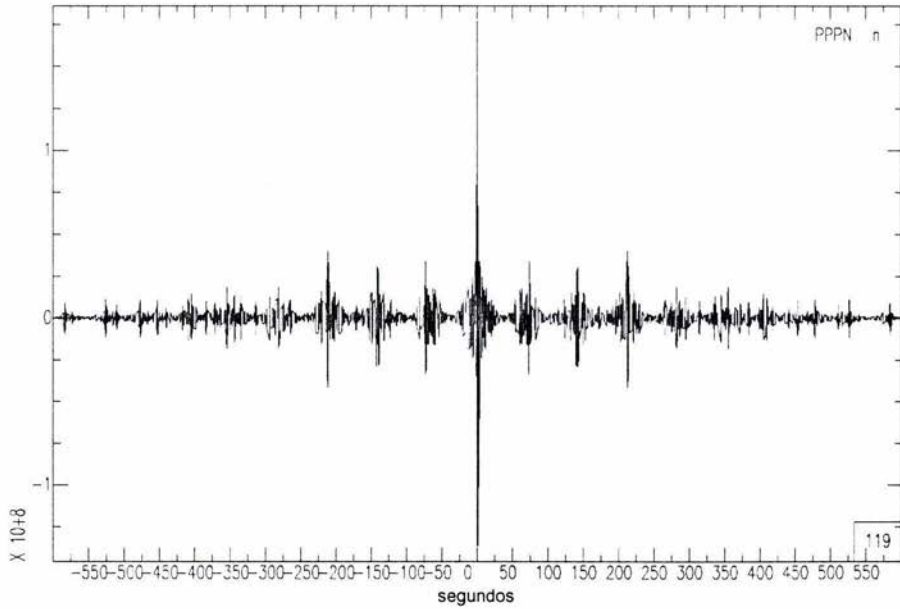
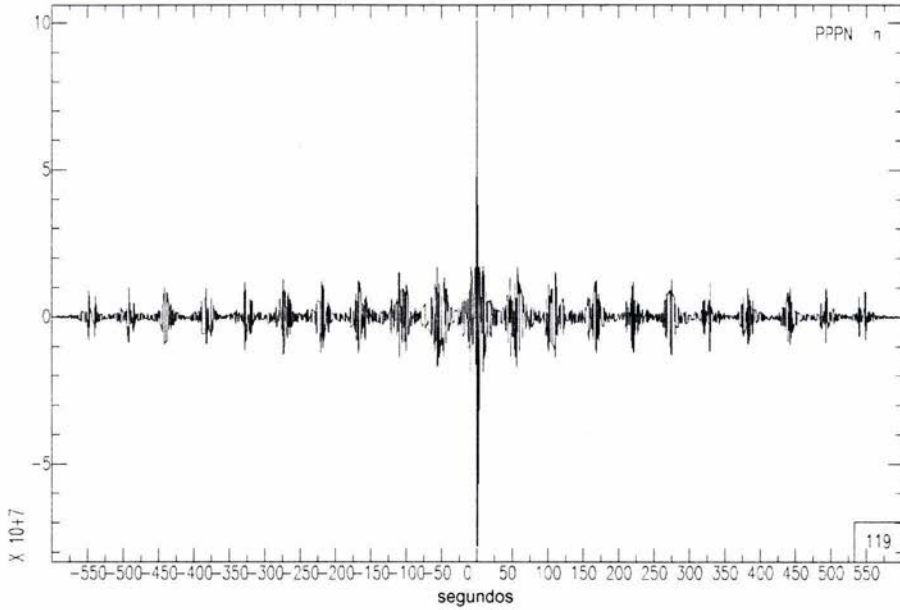


**Figura 32.** Espectrogramas para una secuencia de eventos sísmicos en los intervalos de las 15:20 a las 15:30 horas (panel superior) y de las 16:00 a las 16:10 horas (panel inferior), donde se observa que predominan las frecuencias menores a 4Hz. La forma de onda y la duración es similar para todos los sísmos.

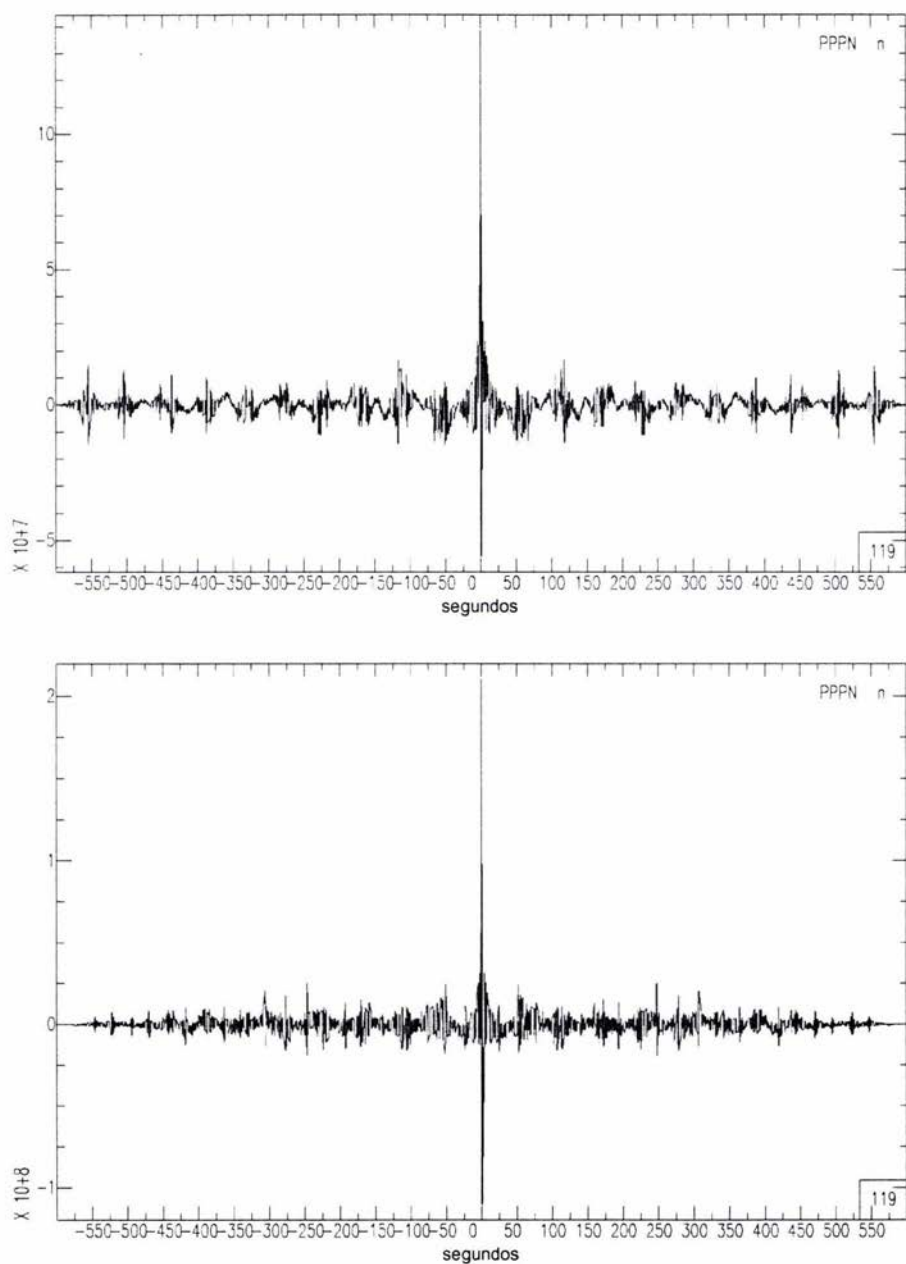


**Figura 33.** Espectrogramas para una secuencia de eventos sísmicos en los intervalos de las 18:30 a las 18:40 horas (panel superior) y de las 20:00 a las 20:10 horas (panel inferior), donde se observa que predominan las frecuencias menores a 4Hz. La forma de onda y la duración es similar.





**Figura 34.** Autocorrelaciones para una secuencia de eventos LP, en la primera etapa (6:41- 8:50 horas) en el panel superior y para la segunda etapa (8:50-12:50 horas) en el panel inferior. Las funciones muestran cierta periodicidad debida a la periodicidad de las señales de los eventos LP, el valor máximo en el origen resalta en parte por el ruido en la señal.



**Figura 35.** Autocorrelaciones para una secuencia de eventos L.P. en la cuarta etapa (14:00-18:43 horas) en el panel superior y para la quinta etapa (18:43-20:36 horas) en el panel inferior. Las funciones muestran cierta periodicidad debida a la periodicidad de las señales de los eventos L.P, el valor máximo en el origen resalta en parte por el ruido en la señal.

### II.3.1 Localización de los hipocentros de los sismos.

Para localizar los hipocentros de los eventos LP se usó el movimiento de partícula, como se ha hecho en otros volcanes (Neuberg y Luckett, 1996; Ohminato y Ereditato 1997). Se considera que los pulsos de los eventos LP son ondas  $P$  predominantemente. Las ondas  $P$  están polarizadas paralelamente a la dirección de propagación. El término polarización de las ondas sísmicas se aplica a la naturaleza de la trayectoria descrita por una partícula del medio en cada punto en éste. La polarización se caracteriza por parámetros que determinan las trayectorias del movimiento de las partículas en el medio. Tales trayectorias difieren para distintas ondas; esto es, diferentes ondas tienen diferente polarización. Los tipos de trayectorias pueden ser lineales, elípticas, tridimensionales, etc (Fig. 36).

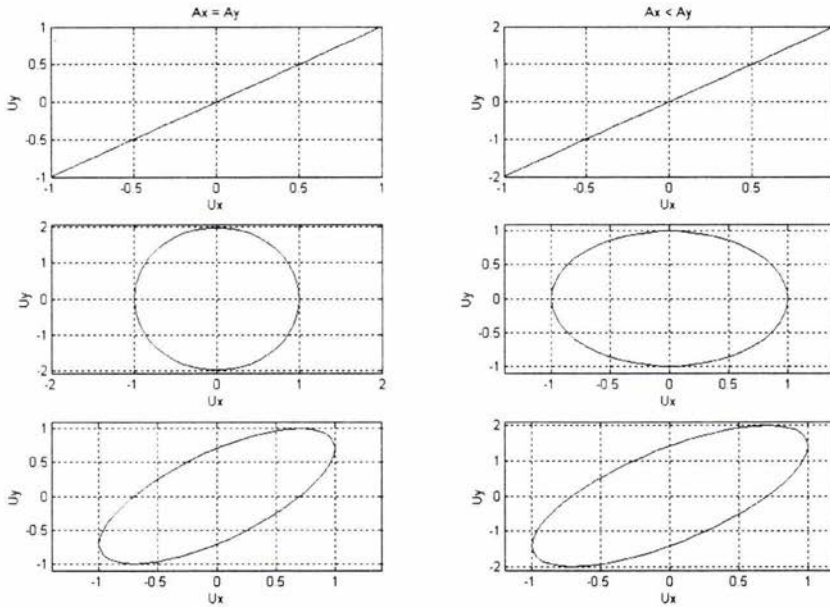


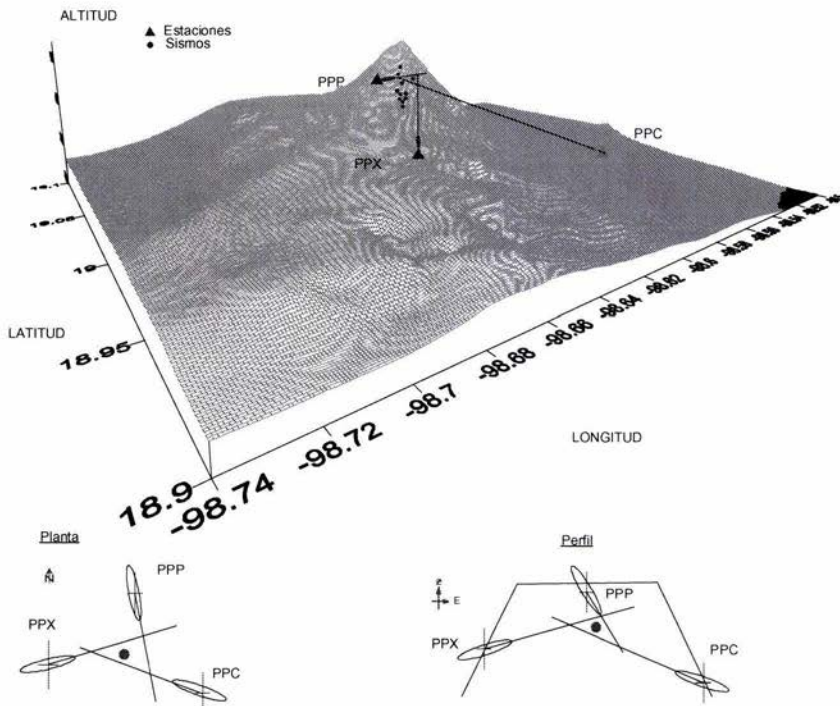
Figura 36. Diferentes tipos de polarización: lineal (paneles superiores), circular (paneles centrales), elíptica (paneles inferiores).

Al graficar dos componentes perpendiculares se obtiene el movimiento de partícula. El movimiento registrado en las estaciones sísmicas es el resultado de la superposición de varias oscilaciones independientes. Si se consideran dos componentes perpendiculares ( $U_x$  y  $U_y$ ), con movimientos armónicos con frecuencias dominantes iguales ( $f_0$ ), descritos por la ecuación 47, se puede observar el comportamiento de la polarización.

$$\begin{aligned} U_x &= A_x \cos(2\pi f_0 t - \delta) \\ U_y &= A_y \cos(2\pi f_0 t + \alpha), \end{aligned} \quad (47)$$

donde  $A_x$  y  $A_y$  son las amplitudes de la onda, y  $\delta$  y  $\alpha$  son las constantes de fases. Si las constantes de fases son iguales ( $\delta = \alpha$ ), el movimiento es una línea recta si las amplitudes son diferentes

cambia la pendiente de la recta. Si las componentes están defasadas  $\pi/2$  ( $\delta = \alpha + \pi/2$ ) y si las amplitudes son iguales, se tiene una circunferencia, si las amplitudes son diferentes se tiene una elipse. Si las componentes están defasadas con un ángulo menor a  $\pi/2$ , se tienen elipses sin importar los valores de las amplitudes (Fig. 36). Este caso particular se puede extender al caso de las ondas originadas por los volcanes, como se puede observar en el movimiento de partícula de los eventos LP registrados en la actividad sísmica del 16 de abril del 2001. La trayectoria más simple es la lineal. Los parámetros de polarización son: la posición en el plano de polarización y la orientación en el espacio. El movimiento sísmico de los puntos en la superficie y en el interior de la Tierra generalmente es determinado por vectores variables en la magnitud y la dirección. Para este análisis se utilizaron tres estaciones distribuidas estratégicamente para triangular y tener una mejor precisión en la localización de los hipocentros. Las estaciones utilizadas son PPC, PPP y PPX, en los flancos sureste, norte y suroeste respectivamente ( Fig. 37). En cada una de las tres estaciones se obtiene el movimiento de partícula en los planos vertical-norte, vertical-este y norte-este, para un sismo seleccionado. El análisis de movimiento de partícula nos define una región en el espacio donde está ubicado el hipocentro del sismo.



**Figura 37.** Ejemplo de la localización de un hipocentro de un sismo volcánico, donde se utilizan tres estaciones sísmicas: PPC, PPP y PPX, en los flancos SE, N y SW, respectivamente.

Para este estudio se seleccionaron algunos eventos sísmicos, aproximadamente cada 25 minutos, se obtuvieron sus espectros de amplitudes con sus respectivas frecuencias pico, posteriormente se filtraron las señales con un filtro pasabandas tipo Butterworth de tercer orden, con tres polos (tres pares conjugados complejos) y dos pasos por cero, con un ancho de banda de

0.5 Hz (Fig. 38). El filtro Butterworth es una buena aproximación a un filtro pasabandas ideal, siendo las frecuencias de corte  $f_c$ , las que están definidas en el siguiente intervalo  $f_c = f_p \pm 0.25$  Hz, donde  $f_p$  es la frecuencia pico registrada en el espectro de amplitud, todas las frecuencias comprendidas en este intervalo se conservan, y las frecuencias que no están en este intervalo son reducidas; este criterio se siguió para todos los eventos seleccionados. El filtro consta de tres partes: una banda de paso, una banda de transición y una banda de rechazo (Fig. 38). Los filtros Butterworth se caracterizan por tener una respuesta plana en la banda de paso y por el suavizamiento de la discontinuidad que separa las frecuencias permitidas y las no permitidas. Los filtros son sistemas lineales; el filtro  $H(f)$  es una función de transferencia que modifica a la entrada del sistema  $X(f)$ , que para este caso es la señal sísmica registrada y nos generan una señal modificada o salida del sistema  $Y(f)$ , que es la señal filtrada. Matemáticamente se puede expresar mediante el teorema de convolución:

$$Y(f) = H(f)X(f) \quad (48)$$

$$y(t) = h(t) * x(t),$$

donde  $Y(f)$  e  $y(t)$  están definidos en el dominio de las frecuencias y el tiempo, respectivamente. En la figura 39 se observa el espectro de amplitud de la entrada al sistema ( $X(f)$ ) y el espectro de amplitud de la salida del sistema ( $Y(f)$ ), al ser filtrada la señal por un filtro pasabandas ( $H(f)$ ), con una  $f_c$  de 1.75 y 2.25 Hz, y una  $f_p$  igual a 2 Hz. Las señales sísmicas están discretizadas con un intervalo de muestreo  $\Delta t = 0.01$  segundos, lo que da como resultado una frecuencia de muestreo de 100 Hz ( $f_M = 1 / 2\Delta t$ ) y una frecuencia de Nyquist de 50 Hz ( $f_M = 2 f_N$ ). La ecuación 49 representa los filtros Butterworth empleados, los cuales se implementaron con el programa SAC (Goldstein, 2000):

*frecuencias cercanas a 2Hz*

$$H(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} = \frac{-0.0054 + 0.0163z^{-2} - 0.0163z^{-4} + 0.0054z^{-6}}{1 - 2.0731z^{-1} + 5.0664z^{-2} - 5.3969z^{-3} + 6.2423z^{-4} - 3.1601z^{-5} + 1.8794z^{-6}}$$

*frecuencias cercanas a 3Hz*

$$H(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} = \frac{-0.0054 + 0.0163z^{-2} - 0.0163z^{-4} + 0.0054z^{-6}}{1 + 2.0731z^{-1} + 5.0664z^{-2} + 5.3969z^{-3} + 6.2423z^{-4} + 3.1601z^{-5} + 1.8794z^{-6}} \quad (49)$$

*frecuencias cercanas a 4Hz*

$$H(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} = \frac{-0.0054 + 0.0163z^{-2} - 0.0163z^{-4} + 0.0054z^{-6}}{1 + 5.4274z^{-1} + 13.4982z^{-2} + 19.2771z^{-3} + 16.6650z^{-4} + 8.2731z^{-5} + 1.8794z^{-6}}$$

$$z^{-1} = e^{-i\omega\Delta t} = e^{-2\pi f\Delta t i}$$

La respuesta en el dominio del tiempo se observa en las figuras 41, 43 y 45, donde se muestran los sismogramas antes y después de ser filtrados ( $x(t)$  e  $y(t)$ , respectivamente). Las señales son filtradas para tener una mejor resolución al localizar los hipocentros, como se observa en las gráficas del movimiento de partícula al ser filtradas y al no ser filtradas, en la figura 40. Para calcular los movimientos de partícula, se emplearon ventanas de tiempo de aproximadamente tres segundos, asegurándose que las ondas  $P$  estén dentro de la ventana, ya que en los eventos LP predominan este tipo de onda.

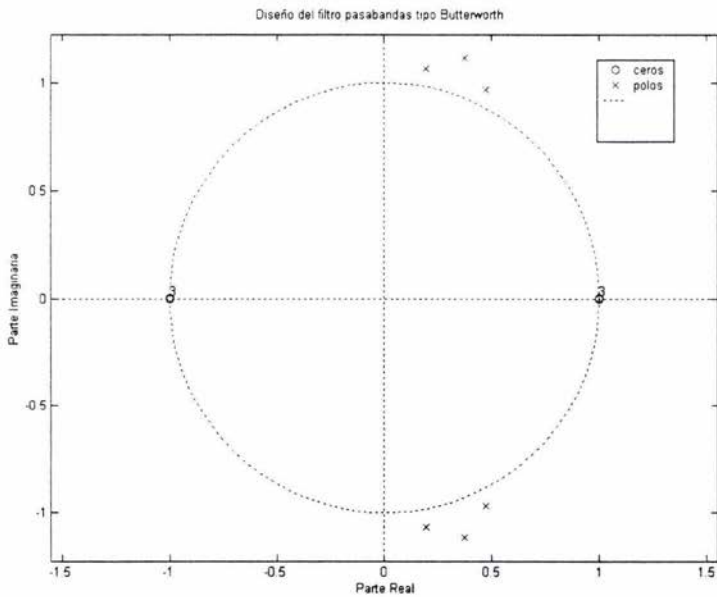
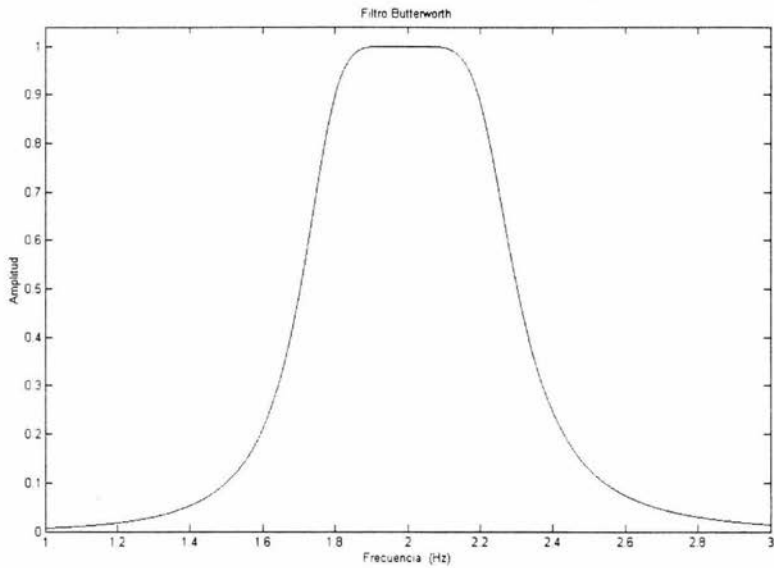


Figura 38. Filtro pasabandas Butterworth,  $f_c = f_p \pm 0.25$  Hz (superior), para este ejemplo  $f_c = 1.75$  y  $2.25$  Hz y  $f_p = 2$  Hz, el filtro es de tercer orden; además se muestra el diagrama de polos y ceros para el filtro (inferior), este tipo de filtro es una buena aproximación a un filtro ideal.

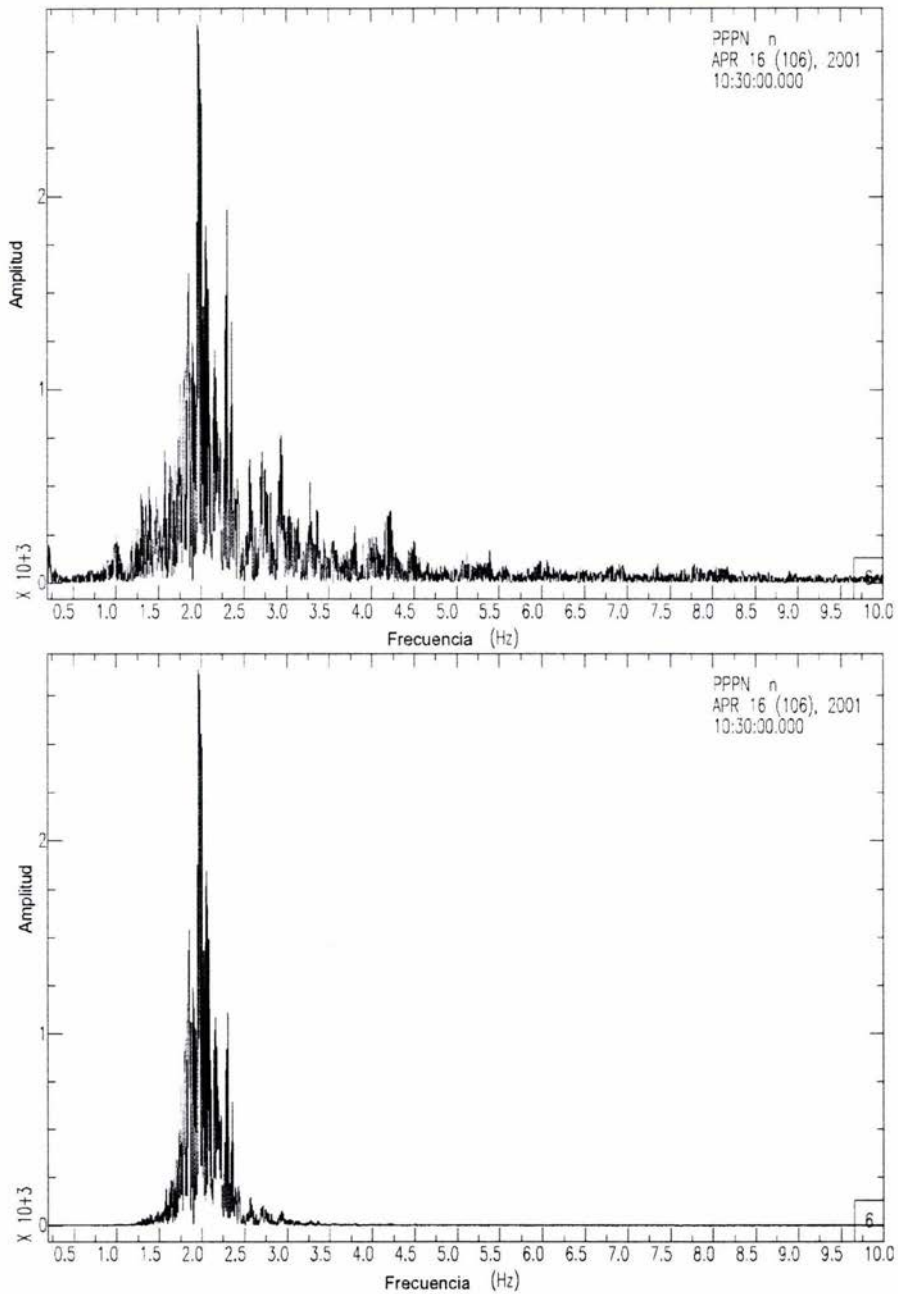
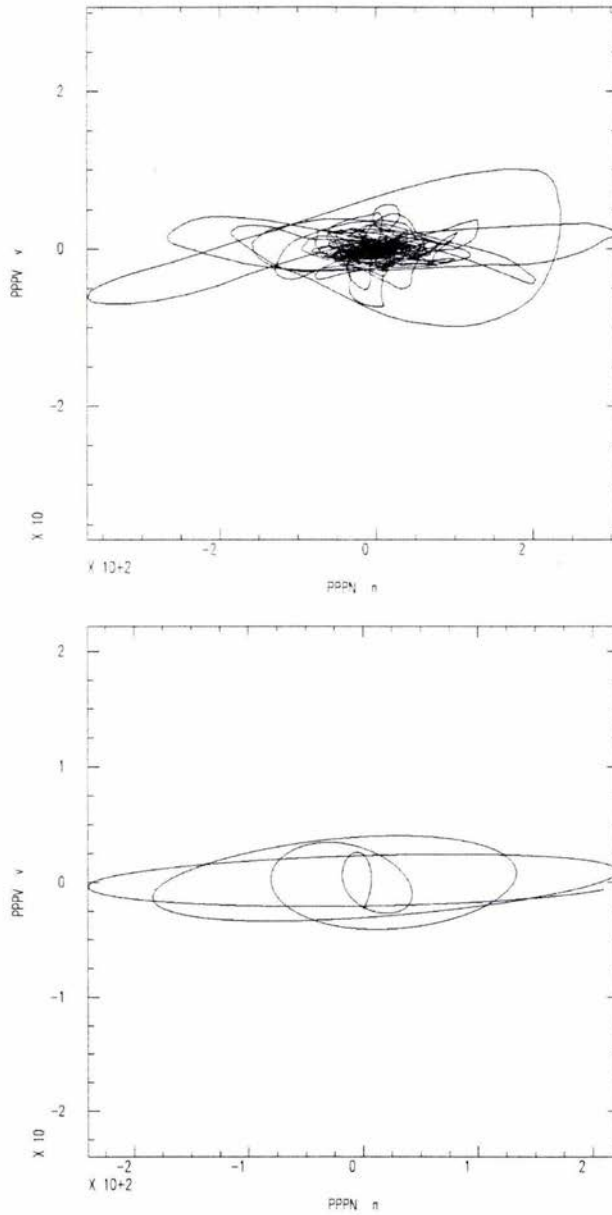
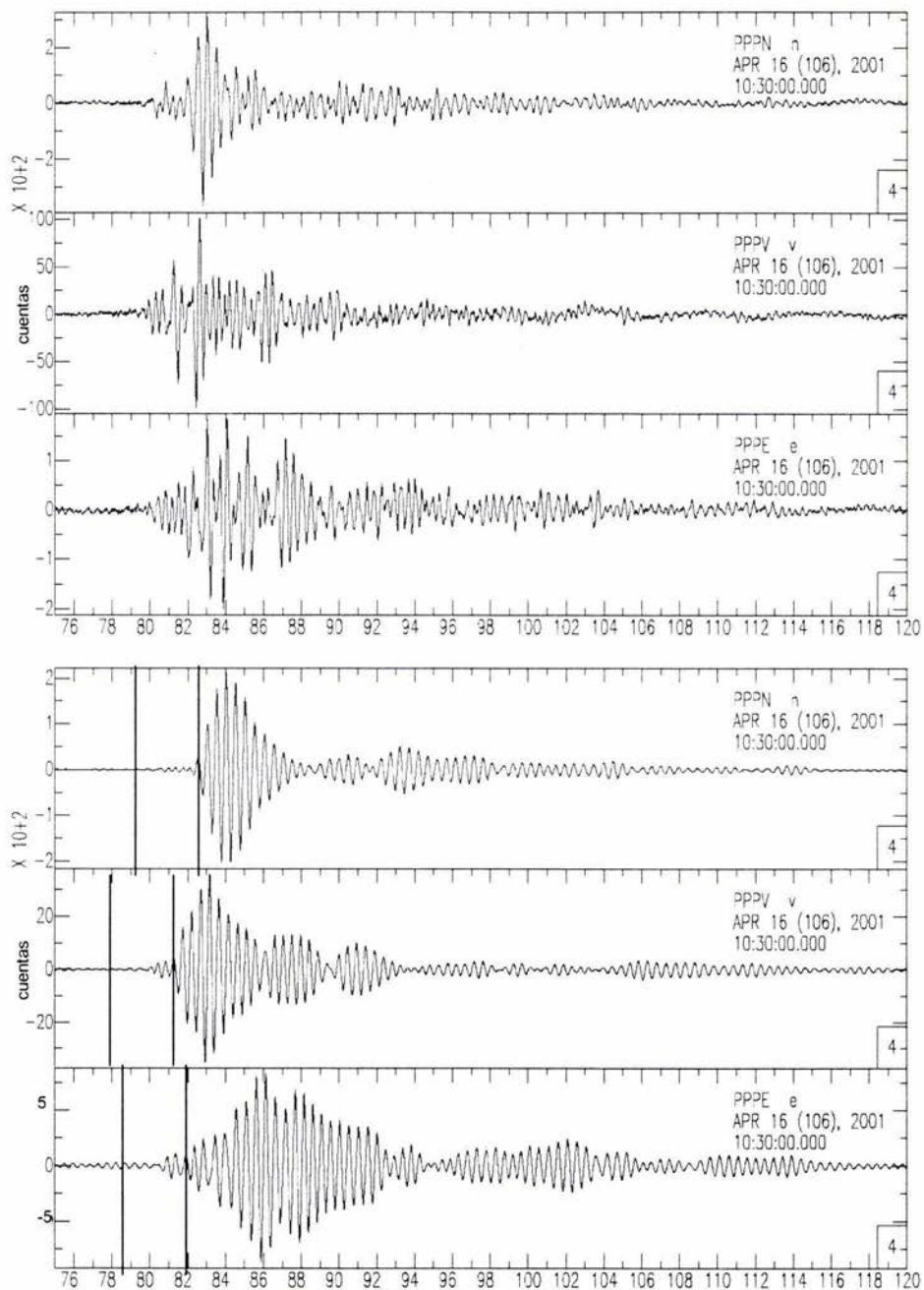


Figura 39. Espectro de amplitudes (superior) y espectro de amplitudes filtrado (inferior). La frecuencia pico es de 2 Hz y las frecuencias de corte del filtro pasabandas son 1.75 y 2.25 Hz, de acuerdo al criterio de  $f_c = f_p \pm 0.25$  Hz.

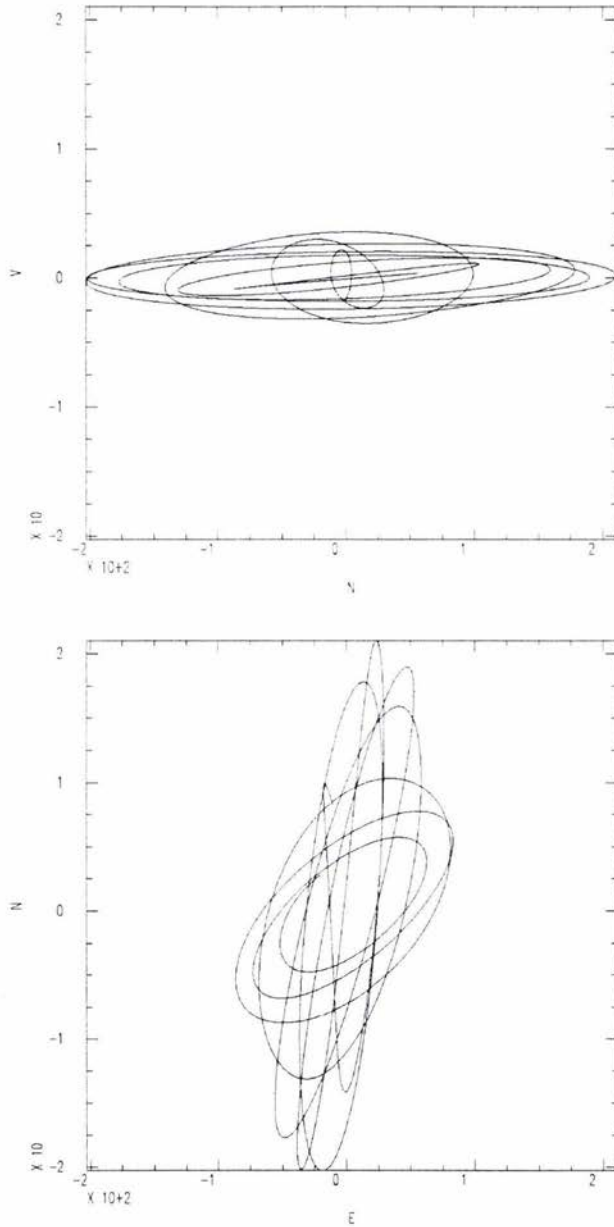


**Figura 40.** Gráfica del movimiento de partícula para el sismo del espectro de amplitud anterior (panel superior), y para el espectro de amplitudes filtrado anterior (panel inferior). Al filtrarse la señal se tiene una mejor resolución en la localización de los hipocentros, ya que el eje de la elipse nos define la dirección del movimiento de la onda.

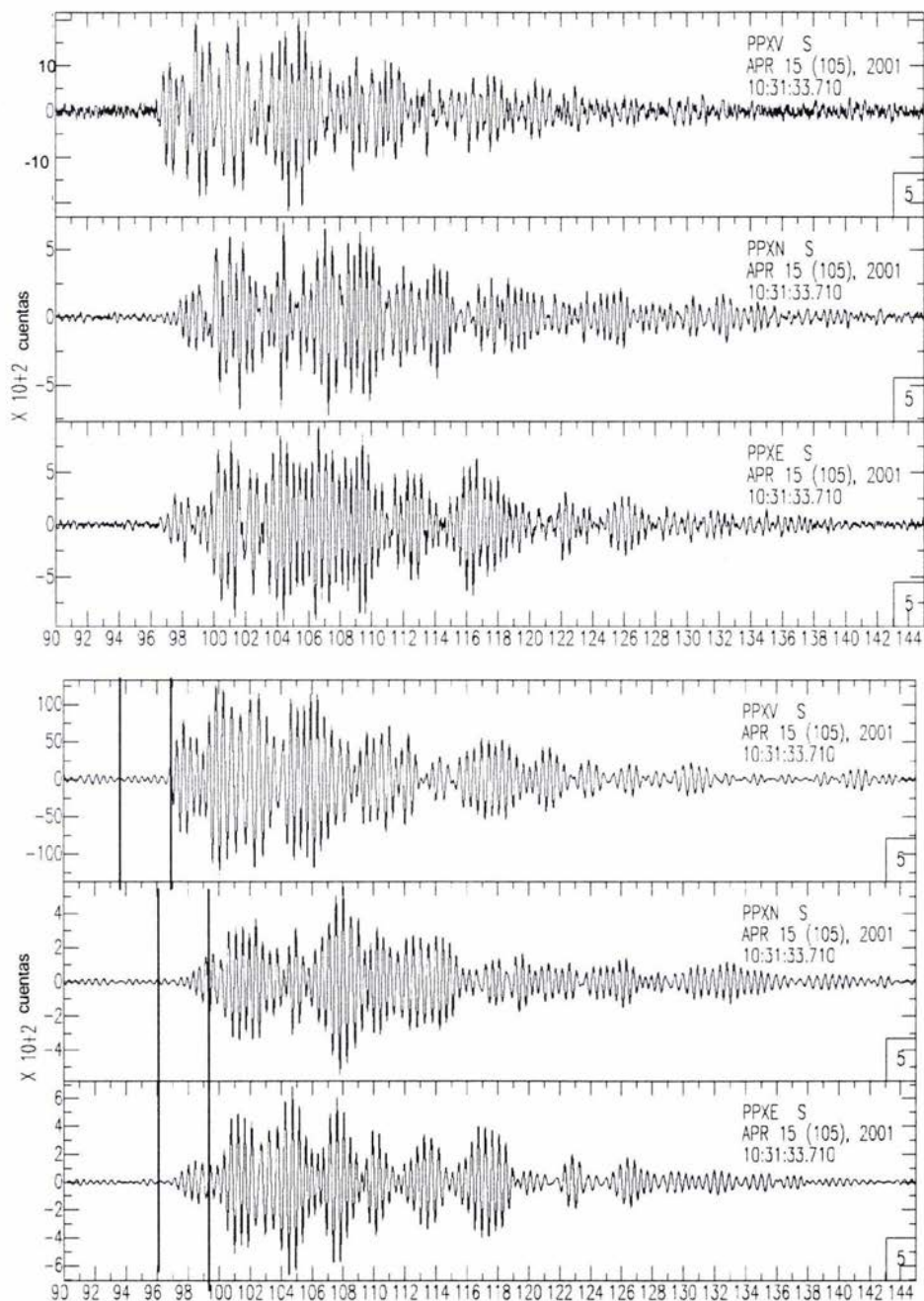




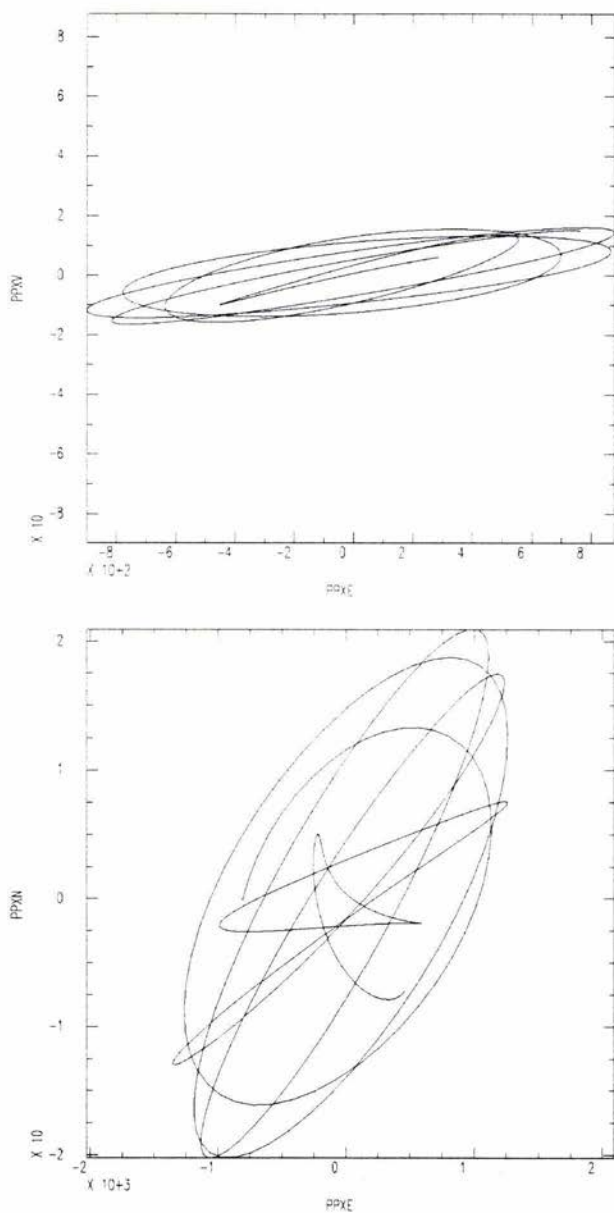
**Figura 41.** Señal original (superior) y señal filtrada (inferior) con un filtro pasabandas con un ancho de banda de 0.5 Hz (1.75 – 2.25 Hz) para las tres componentes (norte-sur, vertical y este-oeste). Estación PPP.



**Figura 42.** Movimiento de partícula para la señal filtrada , registrada en la estación PPP, en los planos vertical-norte (superior) y norte-este (inferior). Evento localizado a la altura de la estación y con una orientación N-W medida a partir de la estación.



**Figura 43.** Señal original (superior) y señal filtrada (inferior) con un filtro pasabandas con un ancho de banda de 0.5 Hz (1.75 – 2.25 Hz) para las tres componentes (vertical, norte-sur y este-oeste). Estación PPX.



**Figura 44.** Movimiento de partícula para la señal filtrada, registrada en la estación PPX, en los planos vertical-este (superior) y norte-este (inferior). Evento localizado a una altura mayor a la estación y con orientación N-E medida a partir de la estación.

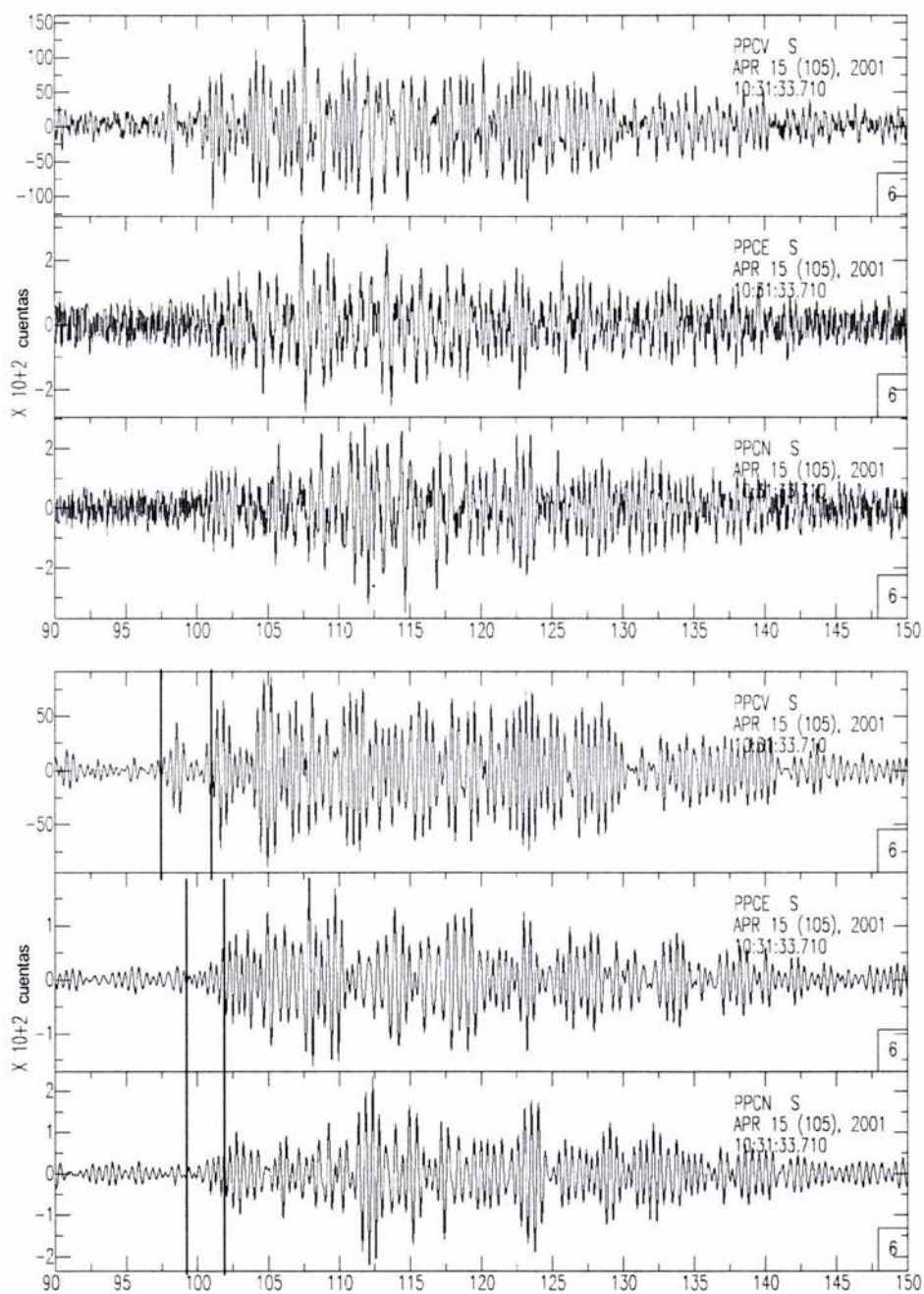
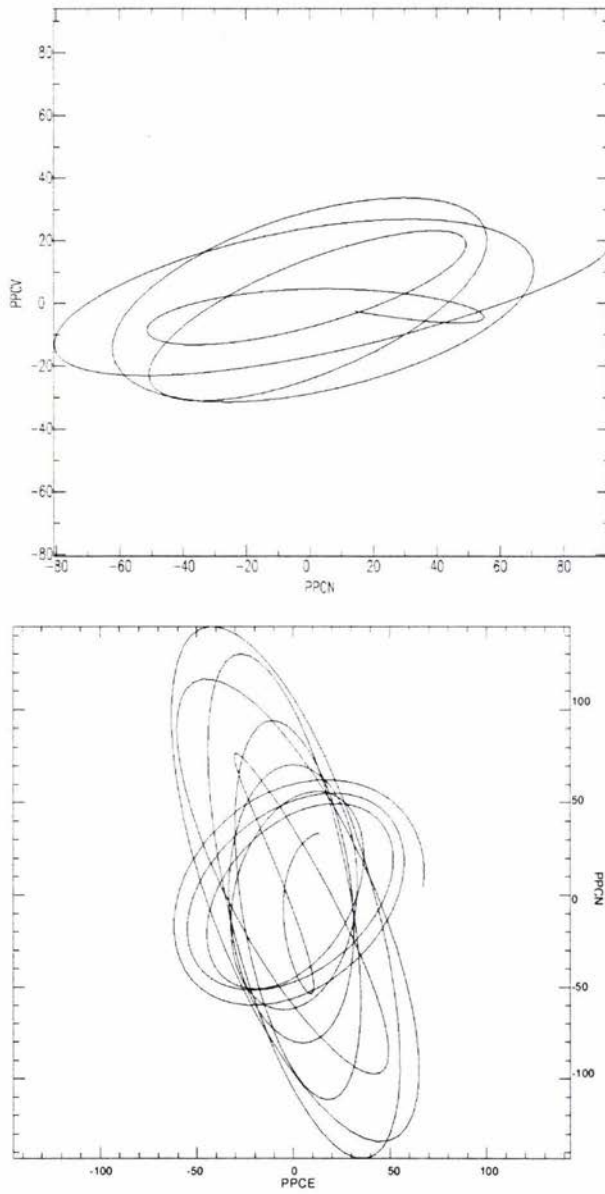


Figura 45. Señal original (superior) y señal filtrada (inferior) con un filtro pasabandas con un ancho de banda de 0.5 Hz (1.75 – 2.25 Hz) para las tres componentes (vertical , este-oeste y norte-sur). Estación PPC.



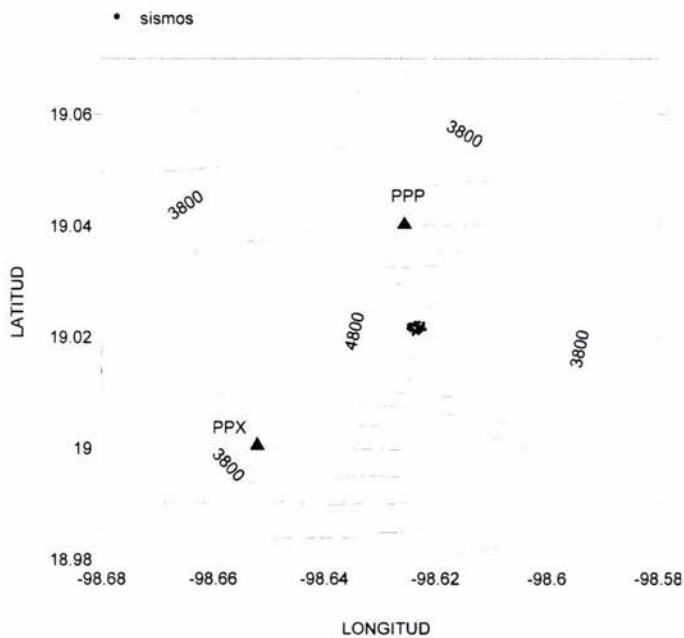
**Figura 46.** Movimiento de partícula para la señal filtrada, registrada en la estación PPC, en los planos norte-este (inferior) y vertical-norte (superior). Evento localizado a una altura mayor a la estación y con orientación N-W medida a partir de la estación.

Al filtrar las señales, las gráficas del movimiento de partícula tienen forma elíptica; el eje mayor de estas elipses nos indica la trayectoria de la onda sísmica que viaja desde la fuente hasta la estación de registro (Figs. 42, 44 y 46). Las fuentes están localizadas a lo largo de un eje vertical adentro del conducto, debajo del domo del volcán (Fig. 47). En el transcurso de la actividad del 16 de abril del 2001, las fuentes localizadas se encuentran a distancias cercanas a la cumbre del volcán (Figs. 47 y 48). La localización de los hipocentros se muestra en la tabla 5.

Tiempo (horas)	Longitud	Latitud	Altitud (metros)
7.1536	98.623 ± 40	19.022 ± 40	4071 ± 60
7.2246	98.6229 ± 50	19.027 ± 50	4086 ± 65
7.3283	98.624 ± 50	19.024 ± 50	4127 ± 50
7.4228	98.625 ± 40	19.023 ± 40	4013.7 ± 70
7.7278	98.626 ± 50	19.023 ± 50	4221 ± 65
7.731	98.6228 ± 50	19.0228 ± 50	4232 ± 50
8.9	98.625 ± 50	19.022 ± 50	4217 ± 60
9.8847	98.626 ± 60	19.021 ± 60	4093.92 ± 50
10.5736	98.626 ± 40	19.0209 ± 40	4176.89 ± 60
10.7403	98.6235 ± 45	19.0215 ± 45	4075 ± 60
11.1236	98.6245 ± 50	19.0217 ± 50	4053.27 ± 50
11.4278	98.625 ± 50	19.022 ± 50	4078 ± 55
11.8806	98.624 ± 50	19.0222 ± 50	4210.6 ± 50
12.5778	98.6237 ± 45	19.0232 ± 45	3995 ± 60
12.675	98.624 ± 45	19.022 ± 45	4252.6 ± 50
12.7236	98.6241 ± 50	19.021 ± 50	4357.86 ± 70
12.9014	98.6228 ± 50	19.0224 ± 50	4280 ± 60
13.5217	98.6225 ± 60	19.0227 ± 60	4087 ± 50
14.3347	98.622 ± 50	19.0235 ± 50	4192 ± 50
14.4917	98.6231 ± 50	19.0225 ± 50	4170 ± 55
14.9222	98.6238 ± 45	19.0238 ± 45	4370 ± 60
15.475	98.6241 ± 50	19.0225 ± 50	4252 ± 50
16.1083	98.6239 ± 50	19.0233 ± 50	4210 ± 55
16.545	98.6243 ± 50	19.0205 ± 50	4162 ± 50
16.7333	98.6245 ± 45	19.0223 ± 45	4032 ± 60
17.2097	98.6242 ± 45	19.0225 ± 45	4098 ± 65
17.425	98.6241 ± 50	19.0227 ± 50	4083 ± 60
17.9208	98.6236 ± 50	19.0229 ± 50	4078 ± 60
18.3889	98.6247 ± 50	19.0231 ± 50	4034 ± 50
19.7806	98.6232 ± 45	19.0231 ± 45	4107 ± 50
20	98.6227 ± 60	19.024 ± 60	4158 ± 50
20.2694	98.6233 ± 50	19.027 ± 50	4082 ± 55
20.512	98.6231 ± 60	19.026 ± 60	4102 ± 50
20.6123	98.6234 ± 50	19.025 ± 50	4092 ± 50

Tabla 5. Localización de los hipocentros para la actividad sísmica del día 16 de abril del 2001.

En el transcurso de la actividad sísmica, las direcciones azimutales de los ejes de las elipses de polarización, que definen las orientaciones de las fuentes varían en los siguientes intervalos por estación: en la estación PPC de  $296.231^{\circ}$  a  $301.3342^{\circ}$ , en la estación PPP de  $185.6267^{\circ}$  a  $199.756^{\circ}$ , y en la estación PPX de  $61.3413^{\circ}$  a  $70.0881^{\circ}$ . La actividad sísmica desarrollada el 16 de abril del 2001, incluía eventos LP someros o poco profundos, los cuales se encuentran distribuidos entre 3995 y 4370 m de altitud en todo el periodo de la actividad sísmica (Fig. 48 y Tabla 5). Las variaciones en la localización de los hipocentros no son significativas en relación a la altura total de la estructura volcánica ya que están distribuidas en un intervalo aproximadamente de 400 m. Los hipocentros de los eventos LP, tienen una distribución espacial semejante, ya que se presentan en un área reducida debajo del cráter del volcán (Fig. 47). La mayor parte de los eventos localizados en el interior del volcán corresponden a eventos con magnitudes entre 1 y 2, después le siguen los eventos de magnitudes menores a 1 y finalmente los eventos de magnitudes mayores a 2 y menores a 3 (Fig. 50).



**Figura 47.** Localización de hipocentros vista de planta, donde se observa que tienen una distribución espacial semejante, en una área reducida y dentro del cráter del volcán.

Para la primera etapa de la actividad (6:41- 8:50 horas) se observa que los hipocentros se encuentran distribuidos entre 4013.7 y 4232 m de altitud; en la segunda etapa de la actividad (8:50-12:50 horas) los hipocentros se encuentran distribuidos entre 3995 y 4357.86 m de altitud; en la tercera etapa de la actividad (12:50-14:00 horas) se localizó un hipocentro a una altitud de 4087 m; en la cuarta etapa de la actividad (14:00-18:43 horas) los hipocentros se encuentran distribuidos entre 4032 y 4370 m de altitud; y en la quinta etapa de la actividad los hipocentros se encuentran localizados entre 4082 y 4158 m de altitud (Tabla 5).



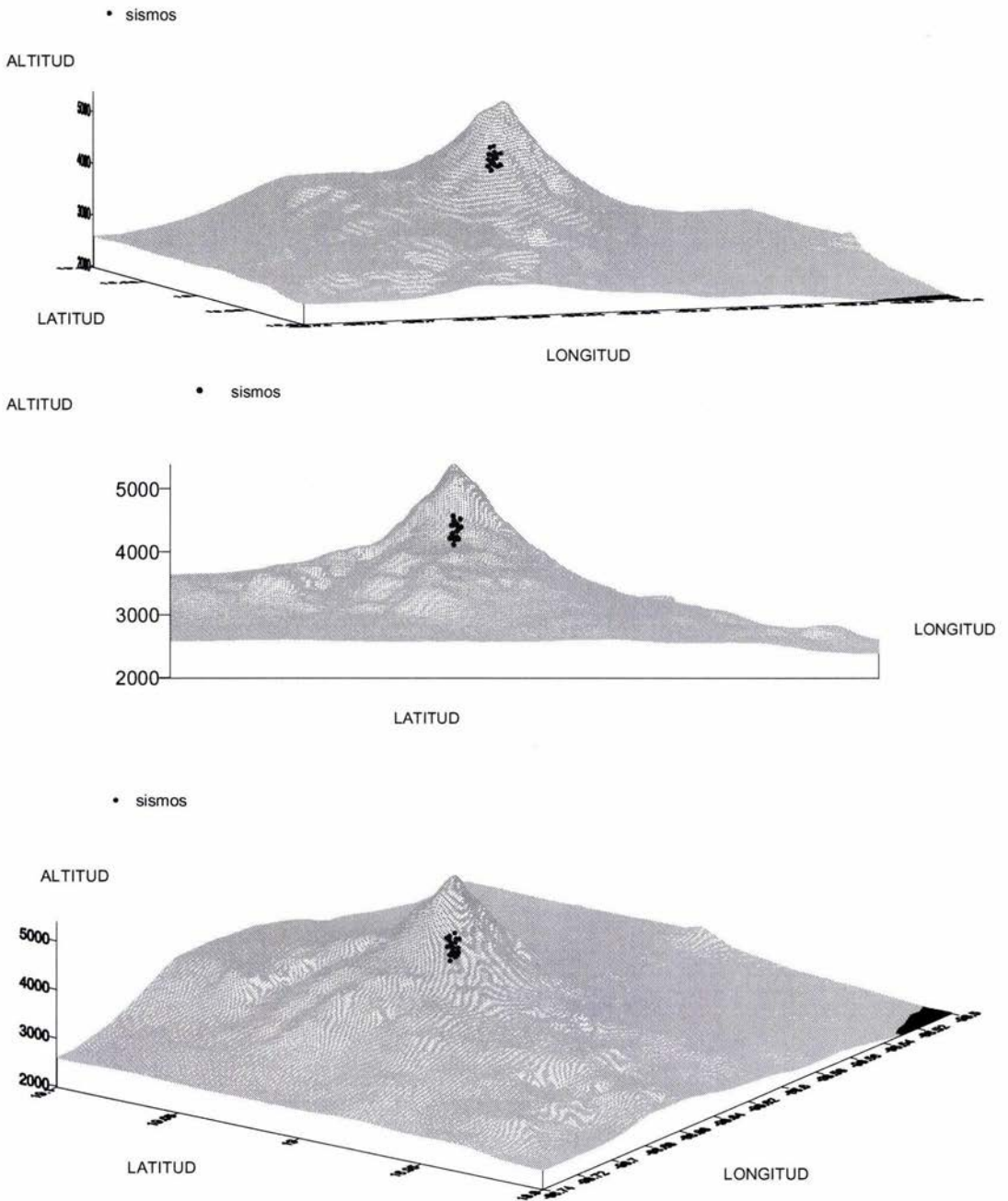


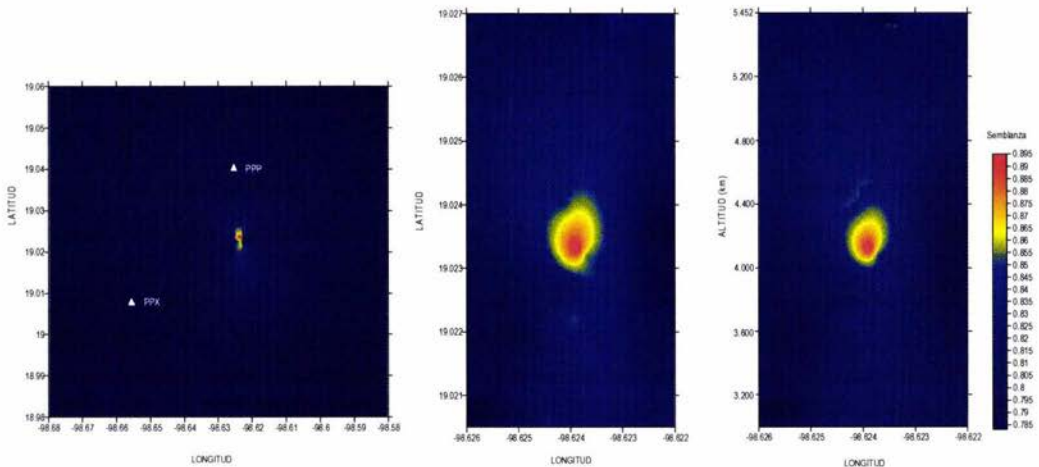
Figura 48. Localización de los hipocentros de los eventos sísmicos en la estructura volcánica, los cuales están distribuidos en un intervalo de 4000 a 4400 m de altitud, en todo el desarrollo de la actividad sísmica.

La semblanza es una medida de la coherencia o similitud entre los sismogramas (Furumuto et al., 1990; Kuwahara et al., 1997). La semblanza se define como

$$S = \frac{\sum_{j=1}^L \left( \sum_{i=1}^N u_{i,j(i)} \right)^2}{N \sum_{j=1}^L \sum_{i=1}^N u_{i,j(i)}^2}, \quad (50)$$

$$0 < S < 1,$$

donde  $N$  es el número de estaciones;  $u_{i,j(i)} = u_i(t_i + j\Delta t)$  es un sismograma de cada estación  $i$  en el tiempo de muestreo  $j(i)$ ;  $t_i$  es el tiempo de inicio; y  $L$  es el número de tiempos de muestreo, los cuales definen una ventana de tiempo. Para este trabajo se utilizaron las componentes verticales de tres estaciones ( $N = 3$ ), de 34 sismos (Tabla 5). La semblanza toma valores entre 0 y 1. La semblanza es una medida del ajuste de la forma de onda para una determinada localización de la fuente. Cuando  $S = 1$ , significa que hay un ajuste completo entre los sismogramas. La región estimada de la fuente es de 4000 a 4400 metros de altitud; está localización es consistente con los movimientos de partícula. La figura 49 muestra los contornos de la semblanza para dos secciones en planta y un perfil.



**Figura 49.** Estimación de la localización de las fuentes, obtenidas mediante el método de semblanza de la forma de onda, los contornos indican los valores de la semblanza (%), el valor máximo indica la región donde se tienen una mejor localización de los hipocentros.

La gráfica de la figura 51 muestra la localización de los hipocentros de los eventos sísmicos seleccionados con sus respectivas frecuencias pico. Las frecuencias con mayor ocurrencia son las que están comprendidas entre 3 y 3.3 Hz, las cuales se encuentran distribuidas en el intervalo de 3995 a 4280 m de altitud; las frecuencias entre 2 y 2.5 Hz son también muy frecuentes en todo el intervalo de actividad y se encuentran distribuidas entre 4075 y 4370 m de altitud; las frecuencias entre 3.5 y 4 Hz son menos comunes y se encuentran distribuidos en el intervalo de 4013.7 a 4086 m de altitud; las frecuencias de 1Hz se localizaron a 4127 m de altitud, y son las más escasas en todo el intervalo de la actividad sísmica.

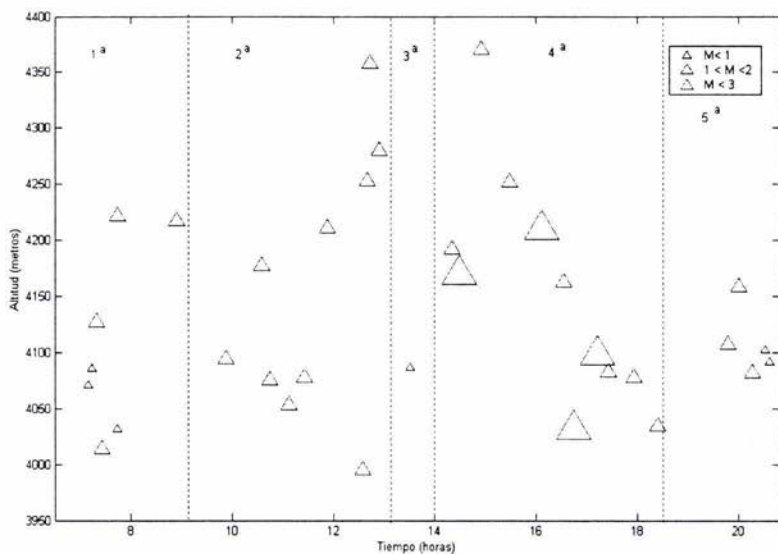


Figura 50. Localización de los hipocentros en el transcurso de la actividad sísmica con sus respectivas magnitudes.

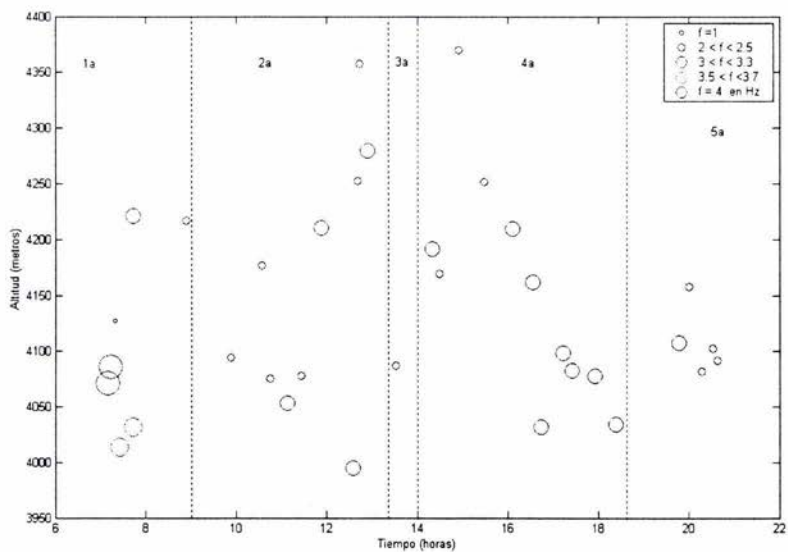


Figura 51. Localización de los hipocentros en el transcurso de la actividad sísmica con sus respectivas frecuencias.

### III. INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS Y DETERMINACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL.

#### III.1 Modelo del tubo de órgano.

La localización de las fuentes de los sismos volcánicos es muy importante en la sismología volcánica, ya que sirve para identificar áreas activas dentro de la estructura del volcán. Las fuentes superficiales están asociadas a procesos de desgasificación en el magma, y las fuentes profundas están relacionados con procesos de transporte de fluidos magmáticos (Chouet, 1996). Las variaciones de las frecuencias, registradas en los espectros de amplitud, pueden atribuirse a cambios en la geometría de los conductos originados por modificaciones en las propiedades de los fluidos magmáticos. McNutt (1983 y 1986) analiza y compara señales de baja amplitud producidas por agua, fluyendo a través de túneles de descarga de algunas represas, con tremores volcánicos y eventos LP de varios estratovolcanes. Él obtiene las frecuencias pico para los eventos volcánicos y para las señales de la represa, y calcula la longitud del túnel de descarga, basándose en la relación para el modo fundamental de vibración de un tubo de órgano, con dos salidas abiertas. En el modelo del tubo de órgano, el fluido resonará con frecuencias naturales de vibración dadas por

$$f_n = \frac{nV}{2l}, \quad (51)$$

$$n = 1, 2, 3, 4, \dots;$$

donde  $l$  es la longitud del conducto medida en kilómetros, y  $V$  es la velocidad de las ondas  $P$  en  $km/s$ . La frecuencia más baja se denomina frecuencia fundamental ( $f_0$ ), y las otras frecuencias reciben el nombre de armónicos (Fig.52). Estas frecuencias forman una serie, donde la frecuencia fundamental constituye el primer armónico; la frecuencia  $f_1 = V/l$  es el segundo armónico; la frecuencia  $f_2 = 3V/2l$  es el tercer armónico; y así sucesivamente. La frecuencia fundamental se obtiene cuando  $n = 1$  y se expresa como

$$f_0 = \frac{V}{2l}. \quad (52)$$

Para calcular la longitud de onda se utiliza

$$\lambda = \frac{V}{f}. \quad (53)$$

La longitud de los conductos volcánicos se determina mediante la siguiente relación

$$l = \frac{V}{2f_0} = \frac{\lambda}{2}, \quad (54)$$

donde  $l$  y  $\lambda$  son la longitud del conducto y la longitud de onda, ambas medidas en kilómetros;  $V$  es la velocidad de las ondas  $P$  en  $km/s$ ; y  $f_0$  es la frecuencia pico en Hz. Al aumentar la frecuencia disminuye la longitud del conducto, y al decrecer la frecuencia se incrementa la longitud del conducto (Fig. 53). Si cambian las frecuencias, implica variación en la geometría del conducto; que también implican que estas variaciones están relacionadas con el flujo del fluido magmático (McNutt, 1982).

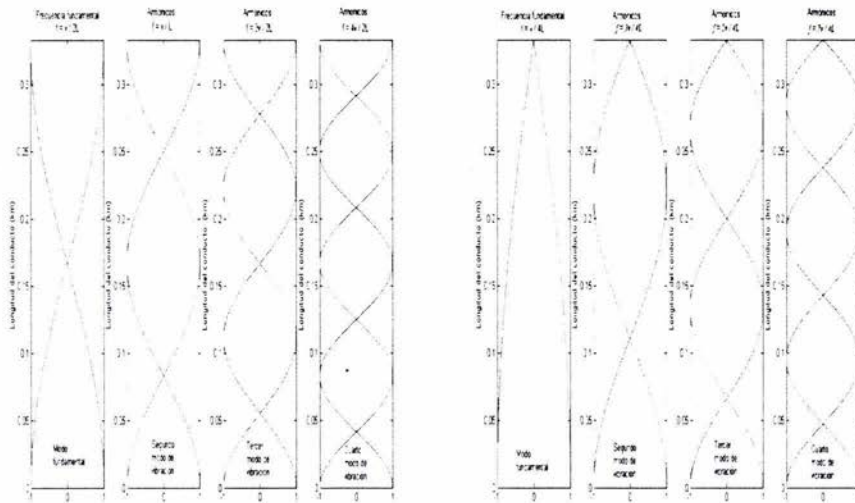


Figura 52. Los cuatro primeros modos de vibración de ondas armónicas para el modelo del tubo de órgano, para un tubo con ambos extremos abiertos (izquierda) y para tubo con un extremo cerrado (derecha), en el interior se propaga una onda armónica. (Adaptado de Sears, 1967).

En el modelo del tubo de órgano también se puede considerar al conducto volcánico como un tubo con un extremo cerrado, cuyas frecuencias resonantes correspondientes son

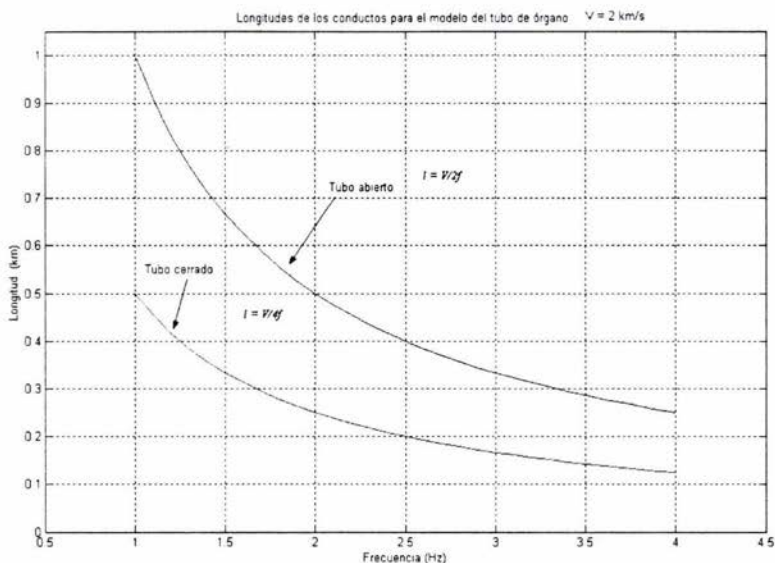
$$f_n = \frac{nV}{4l}, \tag{55}$$

$$n = 1, 3, 5, \dots$$

La longitud de los conductos volcánicos se determina mediante la siguiente relación

$$l = \frac{V}{4f_0}, \tag{56}$$

Las frecuencias fundamentales de vibración de un tubo cerrado son la mitad de las frecuencias de un tubo abierto, por consiguiente las longitudes de los conductos cerrados son la mitad de las longitudes de los conductos (Fig. 53).



**Figura 53.** Longitud de los conductos de acuerdo con el modelo del tubo de órgano, para una velocidad de las ondas  $P$  de 2 km/s. (Adaptado de Julian, 1994).

McNutt (1986) determina que la velocidad de ondas  $P$  es de 2 km/s en el magma. Para este valor de la velocidad, la localización de los hipocentros de los sismos volcánicos se ajusta a las longitudes de los conductos obtenidos mediante el modelo del tubo de órgano, para un tubo abierto, como se observa en la figura 54. Las fuentes de los sismos volcánicos identificados están distribuidas en un intervalo de aproximadamente 400 metros. En términos generales, las frecuencias pico detectadas durante toda la actividad sísmica están comprendidas entre 2 y 4 Hz, lo que da como resultado que las longitudes esperadas del conducto están entre 250 y 500 metros (Fig. 53). En la primera etapa de la actividad, se determinó que la longitud del conducto es de 250 metros; en la segunda y tercera etapas el conducto tiene una longitud de 450 metros; en la cuarta etapa la longitud del conducto es de 333 metros; y en la quinta, se obtuvo una longitud del conducto de 500 metros (Fig. 54). Todas las fuentes de los sismos, identificadas en cada etapa del desarrollo de la actividad sísmica, están distribuidas dentro de un rango menor o igual a la longitud total del conducto ( $\leq l$ ).

Para el caso de un tubo cerrado, de acuerdo al modelo del tubo de órgano las longitudes esperadas del conducto están entre 125 y 250 metros, para frecuencias entre 2 y 4 Hz respectivamente (Fig. 53). En la primera etapa de la actividad, se determinó que la longitud del conducto es de 125 metros; en la segunda y tercera etapas el conducto tiene una longitud de 225 metros; en la cuarta etapa la longitud del conducto es de 166.5 metros; y en la quinta, se obtuvo una longitud del conducto de 250 metros (Fig. 54). Todas las fuentes de los sismos, identificadas en cada etapa del desarrollo de la actividad sísmica, están distribuidas dentro de un rango menor o igual a la longitud total del conducto ( $\leq l$ ).

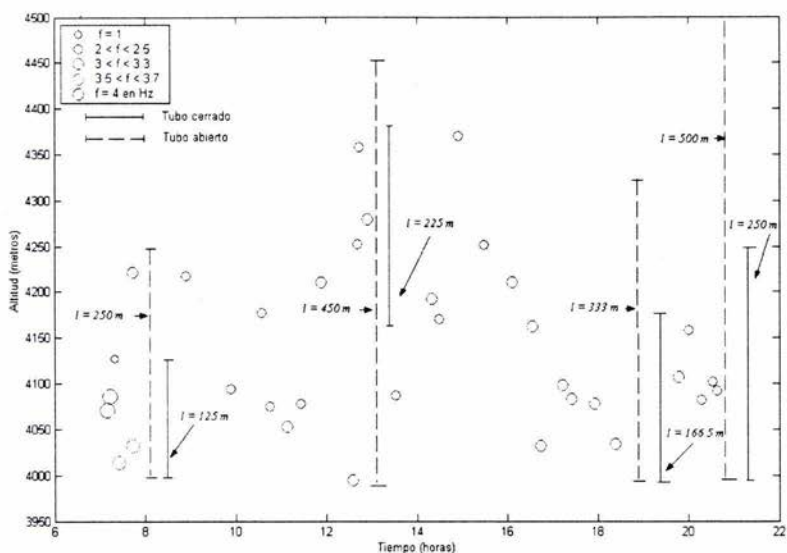


Figura 54. Longitudes de los conductos en el transcurso de la actividad, las cuales cambian al variar las frecuencias. A frecuencias menores, la longitud del conducto aumenta, y a mayores disminuye la longitud del conducto

Para este estudio se considera que el modelo del tubo de órgano es abierto, pero no existe inconveniente alguno para considerar a los conductos volcánicos como tubos con un extremo cerrado como se observa en la figura 54, las localizaciones de los sismos coinciden con las longitudes de los conductos. El 22 de enero del 2001 ocurrió una etapa eruptiva de gran intensidad que despejó los conductos y el domo remanente originado en diciembre del 2000, 83 días después de la actividad de enero se origina la actividad del 16 de abril del 2001, el conducto quedó obstruido nuevamente, pero dada el intervalo tan corto de tiempo el material que obstruía el conducto no estaba petrificado, el material probablemente se encontraba en un estado semisólido, esto originó una gran facilidad para desplazar fluidos magmáticos y formar un nuevo domo, por estas características se optó por el modelo de tubo de órgano con dos salidas abiertas.

### III.2 Procesos internos.

En la figura 55 se observa una representación esquemática de la evolución del comportamiento de la presión interna. Los incrementos en la presión se deben a una mayor inyección o aporte de material ígneo provenientes del reservorio de magma, lo que da como resultado una rápida presurización del sistema. La presión regula el movimiento de los fluidos, la presurización del sistema se da de manera paulatina, como se observa en la figura 55, donde el máximo de la gráfica representa la erupción. La parte anterior a la erupción es la fase de presurización del sistema, y la parte posterior a la erupción es la fase posteruptiva, la que se caracteriza por tener un decremento en la presión. Las etapas de la actividad sísmica del 16 de abril están comprendidas dentro de la fase de presurización (Fig. 55).

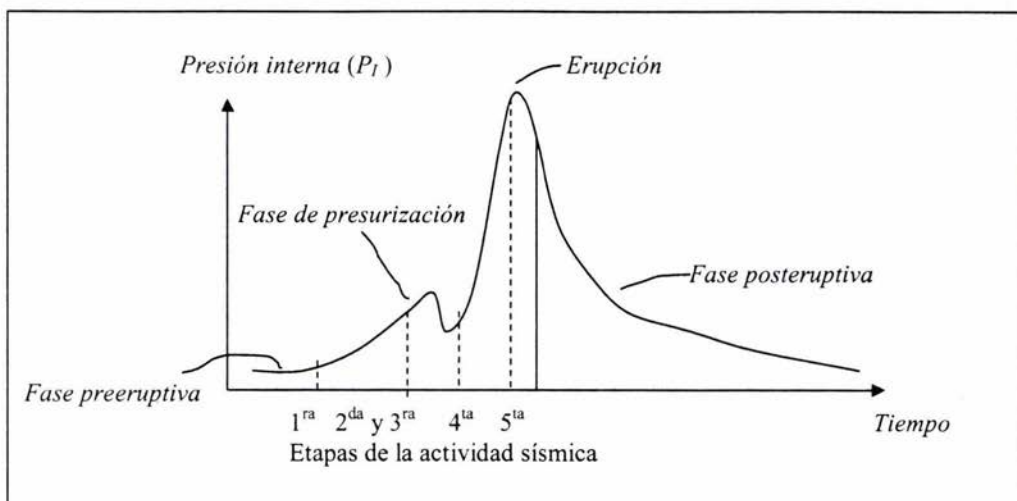


Figura 55. Representación esquemática de la evolución del comportamiento de la presión interna durante la actividad sísmica.

El comportamiento de la presión litostática es diferente al de la presión interna como se observa en la gráfica de la figura 56, considerando que la densidad de la andesita está entre 2400 y 2660  $kg/m^3$ . La presión litostática se obtiene mediante

$$P_L = \rho g z, \quad (57)$$

donde  $\rho$  es la densidad del material,  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $g=9.80 m/s^2$ ), y  $z$  es la altura de la columna de roca a un cierto nivel. Con base en la ecuación 57 se estimó la presión inicial, al comienzo de la actividad sísmica (4000 m), la cual estaba entre:  $P_0 = 25.87$  y  $28.67$  MPa, y donde la altura de la columna de roca era:  $z = 1100$  metros. Al incrementarse la presión interna ( $\Delta P_i$ ), el fluido empezó a ascender y la presión litostática se calcula a otro nivel de referencia ( $\Delta z$ ), (Fig. 57).

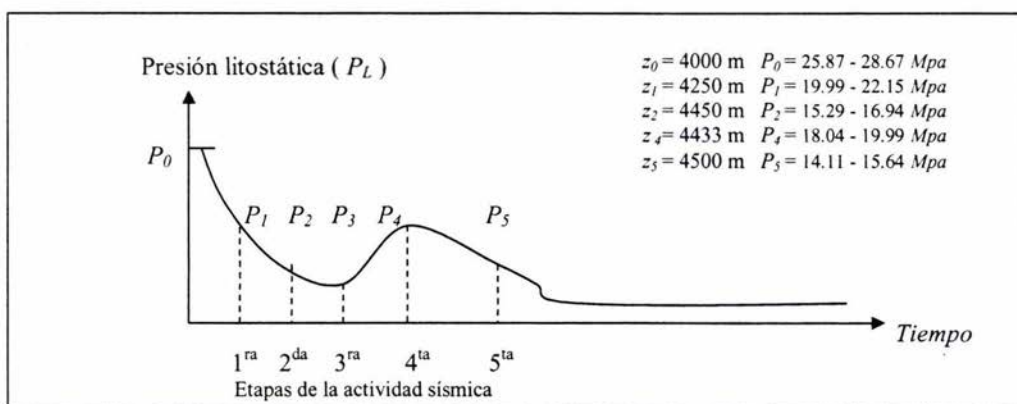


Figura 56. Representación esquemática de la evolución del comportamiento de la presión litostática, a diferentes altitudes durante la actividad sísmica.



En la primera etapa de la actividad, la presión litostática estaba entre:  $P_1 = 19.99$  y  $22.15$  MPa, donde la altura de la columna de roca era:  $z = 850$  m; en la segunda etapa de la actividad la presión litostática estaba entre:  $P_2 = 15.29$  y  $16.94$  MPa, donde la altura de la columna de roca era:  $z = 650$  m; en la tercera etapa de la actividad la presión litostática era cercana a  $P_2$ , esto es  $P_3 < P_2$ , pero también era mucho menor a  $P_4$ , esto es  $P_3 \ll P_4$  (Fig. 56); en la cuarta etapa de la actividad, la presión litostática estaba entre:  $P_4 = 18.04$  y  $19.99$  MPa, donde la altura de la columna del material era:  $z = 767$  m y en la quinta etapa de la actividad, la presión litostática estaba entre:  $P_5 = 14.11$  y  $15.64$  MPa, donde la altura de la columna de roca era:  $z = 600$  m.

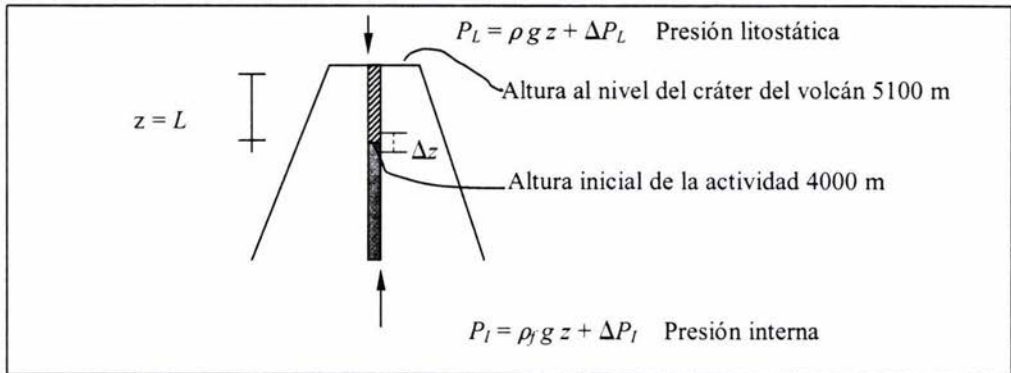


Figura 57. Balance de las presiones en el interior del volcán.  $P_L$  y  $P_I$  son las presiones litostática e interna, respectivamente.

Para evaluar la variación en los niveles del material en función del tiempo, se calcularon las velocidades de ascenso para diferentes trayectorias conectando ubicaciones contiguas (Fig. 58), obteniéndose el promedio de las velocidades para cada etapa de la actividad sísmica, los resultados se muestran en la tabla 6.

Trayectoria	Velocidad de ascenso (km/s)	Etapas	Velocidad de ascenso promedio (km/s)
a	0.089	1	0.107
b	0.189		
c	0.044		
d	0.033	2	0.261
e	0.058		
f	0.691		
g	0.036	4	0.061
h	0.129		
i	0.018		
j	0.014	5	0.034
k	0.065		
L	0.023		

Tabla 6. Velocidades de ascenso para las trayectorias y valores promedio para cada etapa de la actividad sísmica.

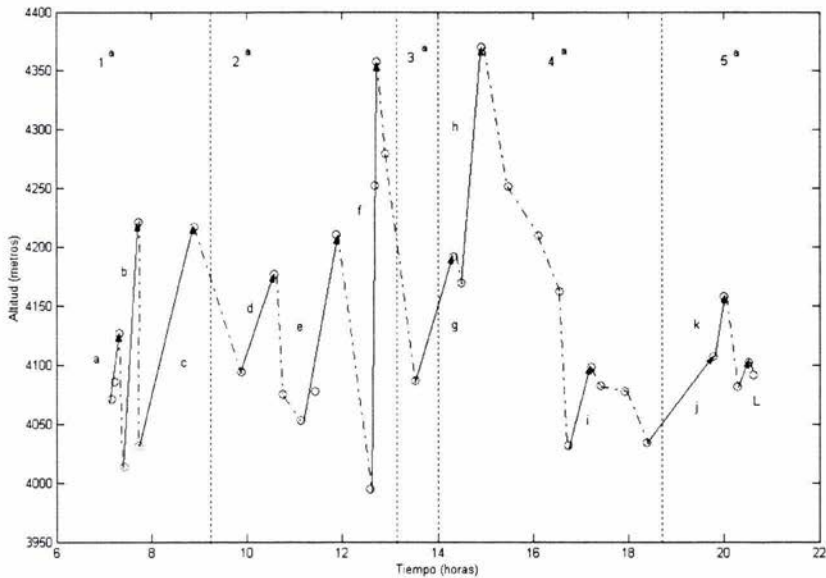


Figura 58. Trayectorias de ascenso del material durante la actividad sísmica.

En la primera etapa de la actividad, los ascensos inician en zonas localizadas a una altura entre 4000 y 4100 metros, y concluyen a una altura menor a 4232 metros; en la segunda etapa, los ascensos inician en zonas localizadas a una altura entre 3995 y 4100 metros, y concluyen a una altura menor a 4210 metros con excepción de una trayectoria que concluye a 4350 metros aproximadamente; en la tercera etapa sólo se tiene una trayectoria que inicia su ascenso en 4087 metros, y concluye a una altura de 4200 metros, en la etapa siguiente; en la cuarta etapa los ascensos inician a 4170, 4032 y 4034 metros de altitud, y concluyen a una altura de 4370, 4098 y 4107 metros respectivamente; en la quinta etapa los ascensos inician a una altura de 4107 y 4082 metros, y concluyen a una altura de 4158 y 4102 metros respectivamente. Arámbula (2002) obtiene un comportamiento parecido en las velocidades de ascensos para la actividad sísmica de diciembre del 2000, pero a diferente altitud.

La velocidad de ascenso promedio disminuye con el tiempo (Tabla 6 y Fig. 59). La presión se define como la fuerza por unidad de área ( $P = F / A$ ), o como:  $P = \rho g h$ , la fuerza que actúa en el conducto volcánico puede definirse como

$$F = PA = \rho g h A = \rho g V, \quad (58)$$

donde  $\rho$  es la densidad del material,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $V$ , el volumen del material. Las presiones interna y litostática se pueden expresar mediante dos fuerzas,  $F_1$  y  $F_2$ , respectivamente (Fig. 60).

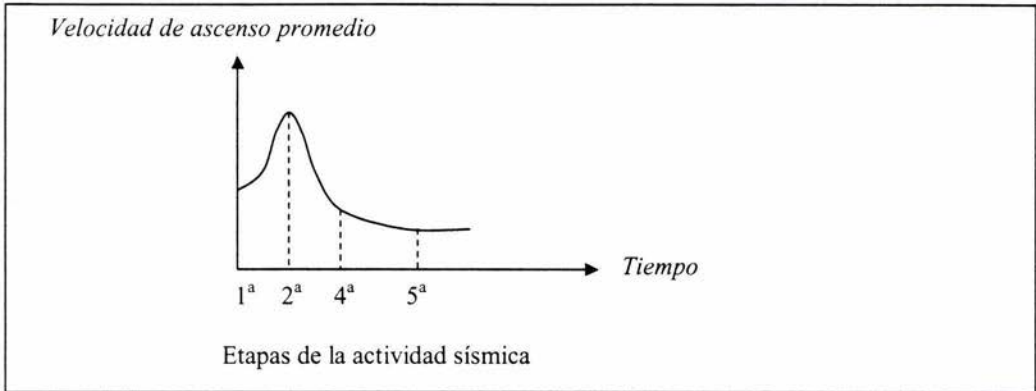


Figura 59. Evolución del comportamiento de la velocidad de ascenso durante la actividad sísmica.

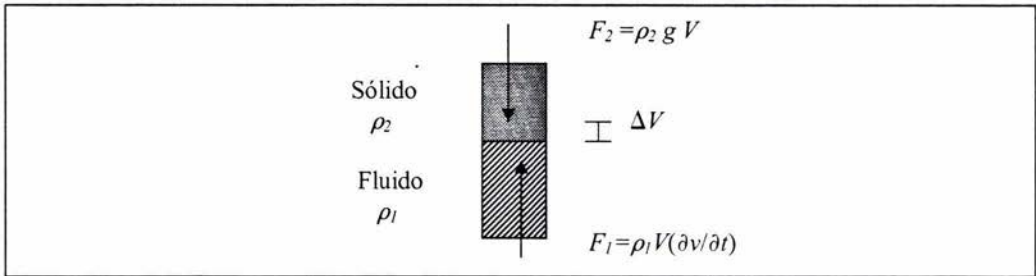


Figura 60. Balance de las fuerzas en el interior del volcán durante la actividad sísmica.

La fuerza  $F_1$  es proporcional a la presión interna y se expresa matemáticamente como

$$F_1 = \rho_1 g V = \rho_1 V \frac{\partial v}{\partial t}, \quad (59)$$

donde  $\rho_1$  es la densidad del fluido magmático,  $v$  es la velocidad de ascenso y  $V$  es el volumen del material. La fuerza  $F_2$  es proporcional a la presión litostática y se expresa como

$$F_2 = \rho_2 g V, \quad (60)$$

donde  $\rho_2$  es la densidad de la roca,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $V$  es el volumen del material. La columna de roca es empujada hacia arriba con una fuerza igual al peso del fluido desplazado ( $F_1$ ). Con base en la ecuación 59 y en la gráfica del comportamiento de la velocidad de ascenso (Fig. 59), se observa que para que la presión interna se incremente es necesario que existan cambios en el volumen del fluido, ya que la velocidad de ascenso decrece con el tiempo.

Jaupart (2000) determina que en los procesos de descompresión y desgasificación del magma, la mezcla volcánica se expande rápidamente, tal que el gas es el estado de la materia predominante por volumen de material. La fracción de gas alcanza niveles de 50% o más por volumen de material. Tomando en cuenta que el volumen de material expulsado es de 1 millón de metros cúbicos para la fecha de estudio, la proporción de gas del 50% y que el conducto es de forma cilíndrica, se obtuvo el radio del conducto volcánico. El volumen total del material es igual a la suma del volumen del material en fase de gas y el material en estado sólido ( $V_T = V_g + V_s$ ), siendo entonces que el volumen de gas es del 50% ( $V_g = 0.50 V_T$ ) y el volumen del material sólido es del 50% ( $V_s = 0.50 V_T$ ), obtenemos que el volumen del material en estado sólido es de  $500\,000\text{ m}^3$ . El radio del conducto volcánico está dado por

$$V = AL = \pi R^2 L, \quad (61)$$

$$R = \sqrt{\frac{V}{\pi L}};$$

donde  $R$  es el radio del conducto cilíndrico,  $V$  es el volumen y  $L$  es la longitud del conducto volcánico. Si el volumen es de  $500\,000\text{ m}^3$  y la longitud del conducto es de  $1100\text{ m}$ , se tiene un radio:  $R = 12\text{ m}$ , este valor es consistente con el obtenido mediante fotografías aéreas (Fig. 61).



**Figura 61.** Formación de un domo en el cráter del volcán. El diámetro del conducto es de  $13.4\text{ m}$ , menor que el diámetro mayor del cráter ( $900\text{ m}$ ). (Tomado de <http://www.cenapred.unam.mx>).

## ESTA TESIS NO SALE DE LA BIBLIOTECA

El domo se forma cuando la presión interna vence a la presión litostática y el material empieza a fluir hacia el exterior del conducto emplazándose en el cráter, en forma de un abultamiento irregular y con dimensiones aparentemente mayores a las del conducto volcánico (Fig. 61 y 62). El abultamiento del domo se debe en gran medida a el contenido de gases y al material no consolidado. El volumen se puede definir como  $V = m / \rho$ , considerando a la densidad constante, entonces el volumen y la masa son directamente proporcionales. El incremento en la masa, y por tanto en el volumen, está sujeto al principio de conservación de la masa; es decir, la cantidad de materiales provenientes del reservorio magmático es igual a la cantidad de materiales que son expulsados del volcán en forma de ceniza, gases, vapor de agua, materiales piroclásticos, etc. Los procesos de la conservación de la masa están descritos por

$$\frac{d}{dt} \iiint_V \rho dV + \iint_S \rho \vec{v} \cdot \vec{n} ds = 0, \quad (62)$$

donde  $\rho$  es la densidad del fluido magmático,  $\vec{v}$  es la velocidad de ascenso y,  $V$  y  $S$  son el volumen y la superficie del conducto, respectivamente. Las presiones hacen que el fluido se mueva en el interior del volcán y por tanto la actividad sísmica se origine en diversas zonas; este tipo de actividad se denomina pulsante; es decir, los pulsos de presión ( $\Delta P$ ) son los causantes del incremento en el volumen ( $\Delta V$ ), y al expandirse, el cuerpo de magma origina ondas sísmicas.

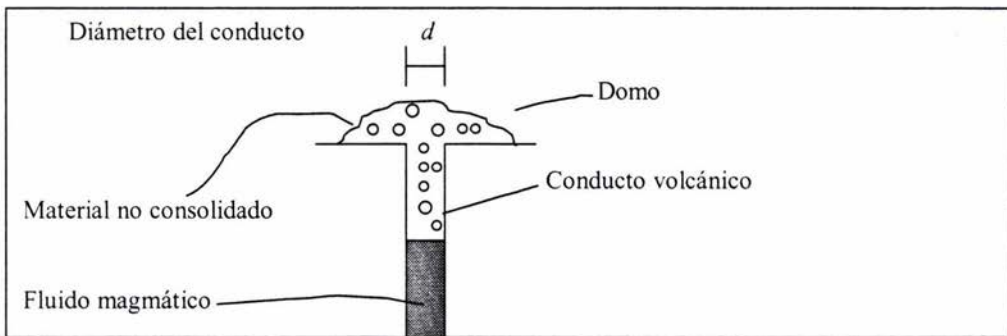


Figura 62. Formación del domo volcánico originado por el empuje de la presión interna.

La Asociación Internacional de Volcanología (IAVCEI), determina la intensidad de una erupción de acuerdo al volumen de material emitido: a) erupciones pequeñas ( $< 1 \times 10^4 \text{ m}^3$ ); b) erupciones medias ( $1 \times 10^4 - 1 \times 10^7 \text{ m}^3$ ) y c) erupciones grandes ( $> 1 \times 10^7 \text{ m}^3$ ). De acuerdo con este criterio, la fase eruptiva en estudio se considera como una erupción media. La magnitud de una erupción vendrá dada en función del volumen de material emitido (Hedervari 1963):

$$M = 0.60(\log V - 6.08), \quad (63)$$

donde  $M$  es la magnitud de la erupción y  $V$  es el volumen de material emitido. De acuerdo con la ecuación 63, la fase eruptiva en estudio tiene una magnitud de 2.4.

### III.3 Modelo Conceptual.

Con la información de las características espectrales, la ubicación de los hipocentros de los eventos sísmicos y la determinación de las longitudes de los conductos se planteó un modelo conceptual de la evolución de la actividad sísmica, el cual se describe a continuación:

En un principio el conducto estaba obstruido por materiales remanentes de actividades eruptivas anteriores (Fig. 63). Los fluidos magmáticos migraron desde el interior del volcán (cámara magmática) hasta emplazarse a una altitud cercana a los 4000 metros (Fig. 64), ya que no se tienen identificados sismos a un nivel menor de altitud.

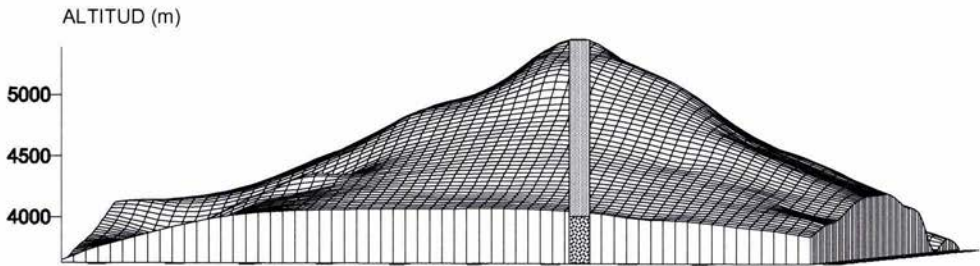


Figura 63. Estado del volcán previo a la actividad del 16 de abril del 2001. El conducto está tapado por materiales de otros episodios de actividad.

Los procesos de migración y emplazamiento se desarrollaron en diversos episodios de actividad previos al 16 de abril. Valdés (2004) registra un incremento en el número de eventos LP, además del crecimiento y destrucción de domos pequeños en el mes de marzo del 2001. Los fluidos migraron desde un lugar a mayor temperatura y presión, hasta un lugar con presiones y temperaturas menores, a través de las fracturas y cavidades en la estructura volcánica.

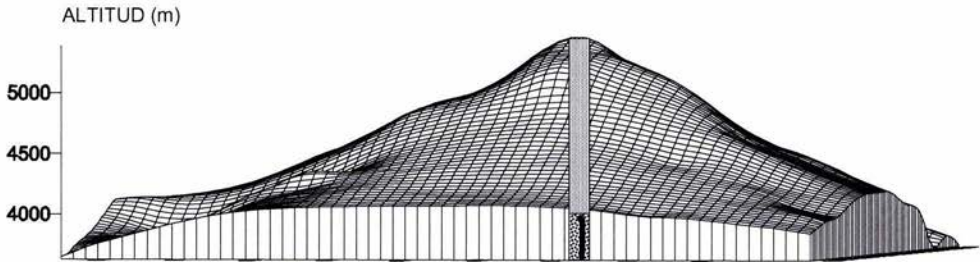


Figura 64. Material ígneo emergiendo y emplazándose a una altura de 4000 metros.

Posteriormente, un incremento en la presión interna ( $\Delta P_i$ ) provocó que el fluido empezara a desplazarse, el cual fue introduciéndose en las fracturas, muchas de ellas preexistentes, otras se crearon en este momento. Las fracturas fueron modificándose por el aumento en la cantidad del material ígneo que fluía a través de ellas. Esta interacción entre un fluido y un medio sólido originó ondas con amplitudes pequeñas y frecuencias entre 3 y 4 Hz. La longitud del conducto era de sólo 250 metros (Fig. 65).

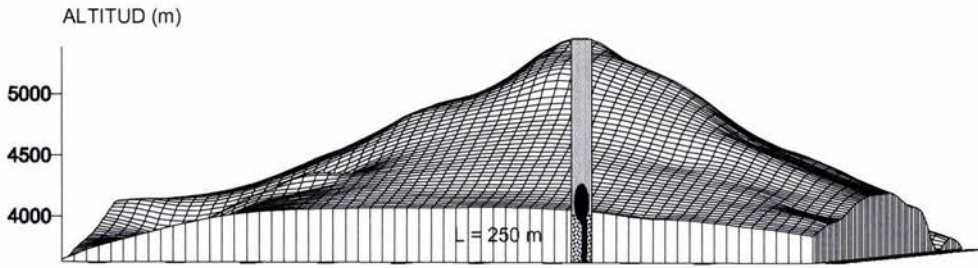


Figura 65. Primera etapa de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.

La presión se incrementó nuevamente, y el fluido fue cambiando las dimensiones del conducto hasta alcanzar una longitud de 450 metros en la segunda etapa de la actividad sísmica (Fig. 66). Este cambio también se ve reflejado en la naturaleza de las ondas, ya que se registran ondas con frecuencias de 2 a 2.5 Hz y algunas ondas con frecuencias de 3 Hz, además de un incremento en las amplitudes de las ondas. Las condiciones internas se estabilizaron en la tercera etapa de la actividad; es decir, no hubo incrementos en la presión ni aporte de material nuevo; este estado de relajación no produjo actividad sísmica considerable, y tuvo una duración aproximada de una hora.

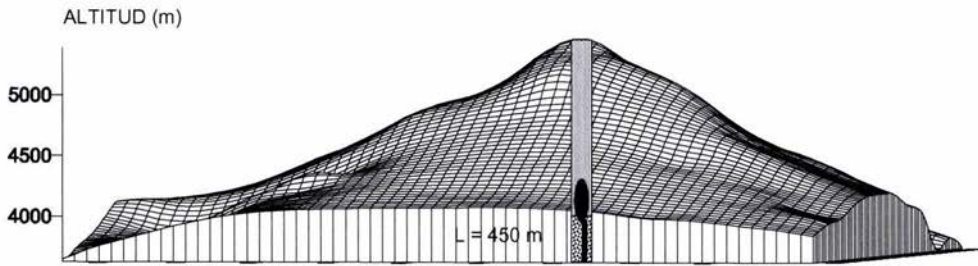


Figura 66. Segunda etapa de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.

Después en la cuarta etapa de la actividad disminuyó la presión interna lo que dió como resultado un decremento en el tirante del fluido. La longitud de la columna del fluido en un principio es igual a la longitud del conducto; es decir, de 450 metros; con el decremento en la presión interna, la columna del tirante del fluido es igual a 333 metros (Fig. 67). Bajo estas condiciones se generaron ondas con frecuencias entre 3 y 3.5 Hz y con amplitudes grandes.

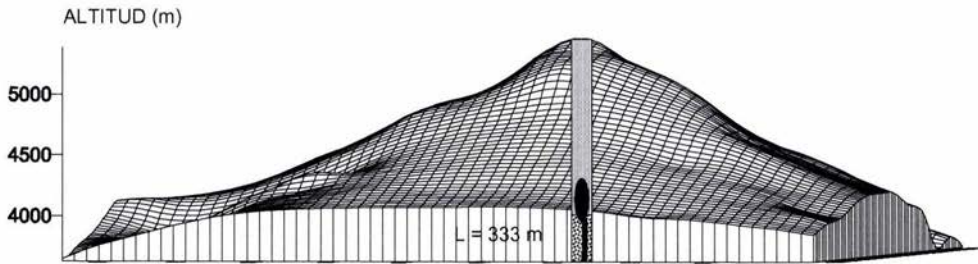


Figura 67. Cuarta etapa de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.

En la quinta etapa de la actividad sísmica, un nuevo aumento en la presión interna, acompañado de un incremento en el aporte de los fluidos magmáticos, originó un aumento en la longitud del conducto, desde 333 metros hasta 500 metros (Fig. 68). Estos cambios en la geometría del conducto originaron ondas con frecuencias cercanas a 2 Hz y con amplitudes medias.

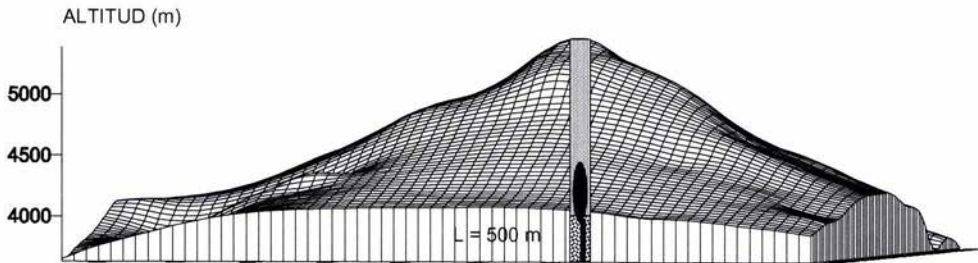


Figura 68. Quinta etapa de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl.

Por último, la presión interna superó a la presión litostática que es la presión ejercida por todas las capas de las rocas que están por encima de un punto; la presión litostática se opone a la presión interna; al ser mayor la presión interna, el material ígneo se desplaza hacia la superficie hasta ser expulsado al exterior del volcán, es entonces cuando se tiene una erupción (Fig. 69).

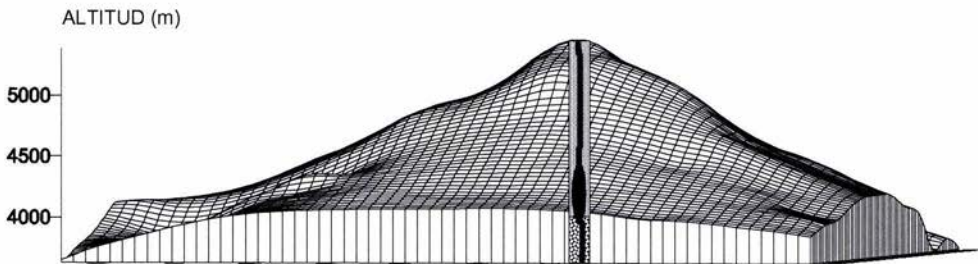


Figura 69. Culminación de la actividad sísmica.

De acuerdo con los informes del CENAPRED, el volcán lanzó fragmentos incandescentes hasta una distancia estimada de 2 km alrededor del cráter, principalmente hacia los flancos noreste y noroeste. Asimismo generó una columna de ceniza de aproximadamente 4 km de altura y con dirección al suroeste. El comportamiento registrado en el volcán está asociado a una etapa de crecimiento rápido de un domo, el cual tiene un volumen de aproximadamente 1 millón de metros cúbicos; según cálculos del CENAPRED, este material puede ser originado en esta etapa eruptiva o en alguna otra que se presentó con anterioridad. La formación del domo es muy eficiente, ya que en aproximadamente 13 horas se formó el domo en el volcán; esto se debe en gran parte a que los conductos no estaban obstruidos y que el material estaba emplazado a una distancia relativamente cercana a la superficie, a tan sólo 1100 metros del cráter del volcán. Este comportamiento en la generación de domos no se tiene registrado en etapas eruptivas anteriores, ya que los domos formados con anterioridad requirieron de más tiempo en su emplazamiento en el interior de la estructura volcánica.



#### IV. CONCLUSIONES.

La actividad sísmica intensa, que consistió en 934 sismos volcánicos en 13 horas, desarrollada en el Volcán Popocatepetl, el 16 de abril del 2001 presenta un comportamiento paulatino, con cinco etapas claramente diferenciadas. Esta diferenciación se cuantificó mediante las propiedades espectrales y las características de la forma de onda de los sismos. En la primera etapa, se tienen eventos LP y algunos tremores volcánicos de baja amplitud, para esta etapa predominan las frecuencias mayores o iguales a 3 Hz; en la segunda etapa, se tienen eventos LP de amplitud media, la frecuencia máxima registrada fue de 3.1 Hz y la mínima frecuencia registrada fue de 2 Hz, pero también se tienen frecuencias intermedias como 2.1, 2.2, 2.4 y 2.5 Hz; la tercera etapa es de baja actividad sísmica y separa a los periodos activos; en la cuarta etapa se tienen eventos LP de mayor amplitud, las frecuencias registradas en su mayoría están entre 3 y 3.2 Hz con algunos eventos sísmicos con frecuencias de 2, 2.1, y 2.3 Hz; en la quinta etapa se tienen eventos LP de amplitud media y de baja amplitud, al principio de esta etapa las frecuencias tienen un valor cercano a 3 Hz y en la parte final decrecen hasta 2 Hz.

En todo el desarrollo de la actividad sísmica se identificaron 934 eventos sísmicos, que en su mayoría corresponden a eventos LP, con algunos tremores volcánicos. La actividad sísmica que se desarrolló en el volcán incluía numerosos eventos sísmicos agrupados en familias o enjambres. Los sismos volcánicos se originan al propagarse las ondas en una interfase fluido-sólido. El mecanismo generador de sismos volcánicos es la expansión de un fluido en movimiento, dicho movimiento es regulado por la presión, esto se corrobora con la sismicidad, la cual se presenta durante la formación de domos. La actividad registrada en este estudio es de carácter pulsante.

La etapa eruptiva analizada se considera corta, ya que duró 13 horas con 20 minutos, con emisiones medias de materiales, de cerca de un millón de metros cúbicos. Los hipocentros de los sismos volcánicos localizados, muestran que las fuentes son someras y están relativamente cercanas al cráter, entre 4000 y 4400 metros de altitud. La fuente de los sismos se considera como una fuente estática ya que hay variaciones de tan sólo 400 metros en la localización en profundidad de los sismos, pero hay una gran facilidad para desplazar cantidades importantes de materiales ígneos ya que los conductos no estaban obstruidos, lo que da como resultado una gran eficiencia en los procesos de transporte de materiales. Tanto la duración total de la actividad sísmica como la emisión de materiales han sido mayores en etapas eruptivas anteriores. En diciembre del 2000, las fuentes estaban localizadas en un rango mas amplio de altitudes entre 3500 y 4500 metros, con emisiones de materiales de aproximadamente  $19 \times 10^6 \text{ m}^3$ ; para esta fecha la fuente se consideró como una fuente dinámica dada la movilidad registrada en la localización de los sismos. El comportamiento del volcán puede variar en intervalos cortos de tiempo.

Aparentemente, la etapa analizada no representa riesgo para las poblaciones cercanas al volcán, mientras que la actividad sísmica no exceda 13 horas, ya que los materiales expulsados alcanzaron una distancia máxima de 2 kilómetros, y la población más cercana se encuentra localizada a 3 kilómetros del cráter del volcán, pero si el volcán continua con el comportamiento registrado en este estudio, es decir que las fuentes de los sismos sigan desplazándose hacia la superficie y que haya continuamente generación y destrucción de domos con relativa facilidad, estos dos factores en conjunto representan un peligro potencial a futuro para las poblaciones cercanas al Volcán Popocatepetl.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aki K, Fehler M. y Das S.(1977) Source mechanism of volcanic tremor: fluid-drive crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 2 pp. 259-287.
- Aki K. y Richards P.G.(1980) *Quantitative seismology*. Editorial University Science Books. E.U.A. pp. 700.
- Aki K. y Koyanagi R.(1981) Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86 Num. B8. pp. 7095-7109.
- Arambula R.(2002) Interpretación del tremor armónico registrado en el Volcán Popocatepetl durante la crisis eruptiva de Diciembre del 2000. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp.127.
- Araña V. y Ortiz R. (1984) *Volcanología*. Editorial Consejo Superior de Investigación Científicas y Editorial Rueda. Madrid España. pp 510.
- Arciniega-Caballos A., Chouet B. y Dawson P. (2000) Very long-period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl Volcano, México. *Geophysical Research Letters*. Vol. 26 pp. 3013-3016.
- Arciniega-Caballos A., Valdés-González C. y Dawson P. (2000) Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 102 pp. 207-216.
- Benoit J., y Mc Nutt S. (1997) New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica using broadband seismic data. *Geophysical Research Letters*. Vol. 24 pp. 449-452.
- Chouet B.(1985) Excitation of buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* Vol.90 Num. B2. pp.1881-1893.
- Chouet B.(1986) Dynamics of a fluid crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of Geophysical Research* Vol.91 Num. B14. pp. 13967-13992.
- Chouet B.(1986) Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research* Vol.93 Num. B5. pp. 4375-4400.
- Chouet B, Page R. A., Stephens C. D., Lahr J.C., y Power J.A. (1994) Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska, their origin and use as a forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 62 pp. 95-116.

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

Chouet B, Saccorotti G., Dawson P., Martini M., Scarpa R., De Luca G., Milana G. y Cattaneo M. (1999) Broadband measurements of the sources of explosions at Stromboli Volcano Italy. *Geophysical Research Letters*. Vol. 26 pp. 1937-1940.

Chouet B.(2003) Volcano seismology. *Pure and Applied Geophysics* Vol.160 pp. 739-788.

Cruz F. G. y Chouet B. (1997) Long-period events, the most important characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 77 pp. 121-132.

De la Rosa F. (2003) Análisis de patrones sísmicos asociados a exhalaciones y explosiones del Volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp.90.

Demant A.(1978) Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología UNAM* Vol. 2, Num.2 pp.172-187.

Dobran F.(2001) Volcanic processes. Mechanisms in material transport. Editorial Kluwer Academic / Plenum Publishers New York E.U.A. pp 590.

Gresta S, Imposa S., Patané D. y Patané G.(1987) Volcanic tremor at Mt. Etna state-of-the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 125 Num.6 pp.1079-1097.

Fehler M. (1983) Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens Volcano. *Journal of Geophysical Research* Vol.88 pp. 3476-3484.

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

Hishimura T. y Chouet B.(2003) A numerical simulation of magma motion, crustal deformation, and seismic radiation associated with volcanic eruptions. *Geophysical Journal International*. Vol. 153 pp. 609-718.

Huidobro A. (2000) Análisis de la actividad sísmica relacionada con la erupción del Volcán Popocatepetl, México en Diciembre de 1994. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp.85.

Jaupart J (2000) Volcanic magma. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp 1034-1082.

Julian B.R.(1994) Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research* Vol.99 pp.11859-11877.

Kanamori H., Anderson D.L. (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 65 Num. 5 pp. 1073-1095.

- Kawakatsu H., Kaneshima S., Matsubayashi H., Ohminato T., Sudo Y., Tsutsui T., Uhira K., Yamasato H., Ito H. y Legrand D. (2000) Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 101 pp.129-154.
- Kubotera K. Volcanic tremors at Aso Volcano in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and Rapolla (editors).*Physical Volcanology*. Vol.6 Elsevier. Amsterdam Holanda, pp. 29-47.
- Kulhánek O.(1976) Introduction to digital filtering in geophysics. Editorial Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam Holanda pp.168.
- Lermo J., Chávez F., Huidobro A., Bermúdez M., Rodríguez M., Quass R., Sánchez-Sesma F., 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.
- McNutt S. R.(1983) correlation of the solid earth tide with volcanic earthquakes at Pavlof Volcano, Alaska, Proceedings of the 9th International Symposium on Earth Tides, New York, pp. 703-713.
- McNutt S. R.(1986) Observations and analysis of b-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska.. *Bulletin Seismological Society of America*. 2047 pp. 153-175.
- McNutt S. R.(1994) Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. US Geological Survey. *Bulletin* 2047 pp. 377-385.
- McNutt S. R.(2002) Volcano seismology and monitoring for eruptions. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Vol. 81a pp. 383-403.
- Minikami T.(1974) Seismology of volcanoes in Japan in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and Rapolla (editors).*Physical Volcanology*. Vol.6 Elsevier. Amsterdam, pp.1-27.
- Moran D.(1981) Geología de México. Editorial Facultad de Ingeniería UNAM. México. pp.187.
- Morrissey M. M. y Chouet B. (2001) Trends in long-period seismicity related to magmatic fluid compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 108 pp.265-273.
- Hishimura T. (1998) Source mechanisms of volcanic explosion earthquakes: single force and impulsive sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 86 pp.97-106.
- Nixon G.T. (1989) The geology of the Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of México. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 219, pp. 68.
- Ohminato T. (1998) Broadband analysis of seismic signals observed in and around active volcanoes. Tesis Geological Survey of Japan. pp. 114.

Quezada A.(2003) Análisis de las etapas de actividad del Volcán Popocatepetl utilizando tiempos de viaje de eventos sísmicos regionales y lejanos de 1996 a 2001. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp.62.

Sears F. W. (1967) Fundamentos de física I. Mecánica, calor y sonido. Editorial Aguilar. Madrid España. pp. 570.

Tarbuck E.J. y Lutgens F. K.(1999) Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Editorial Prentice Hill Madrid España pp. 540.

Tiampo K.F., Rundle J.B., Fernandez J. y Langbein J.O.(2000) Spherical and ellipsoidal volcanic sources at Long Valley caldera California, using a genetic algorithm inversion technique. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 102 pp. 189-206.

Udías A.(1999) Principies of Seismology. Editorial Cambridge University Press. Cambridge Reino Unido pp. 475.

Valdés (2004) Sismicidad en el Volcán Popocatepetl. En desarrollo.

Venegas S., Herrera J.J. y Maciel R.(1985) Algunas características de la faja volcánica mexicana y de sus recursos geotérmicos. Geofísica Internacional Vol. 24-I pp. 47-81.