

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

J. Lermo¹, J. Cuenca¹, F.J. Chávez-García¹, A. Huidobro¹,
M.L. Bermúdez¹, M. Rodríguez¹, R. Quaa¹, F.J. Sánchez-Sesma¹, E. Nava¹,
H. Mijares¹ y E. Briones¹

ABSTRACT

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

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

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

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

¹Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

RESUMEN

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

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

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

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

1. INTRODUCCION

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

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

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

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

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

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

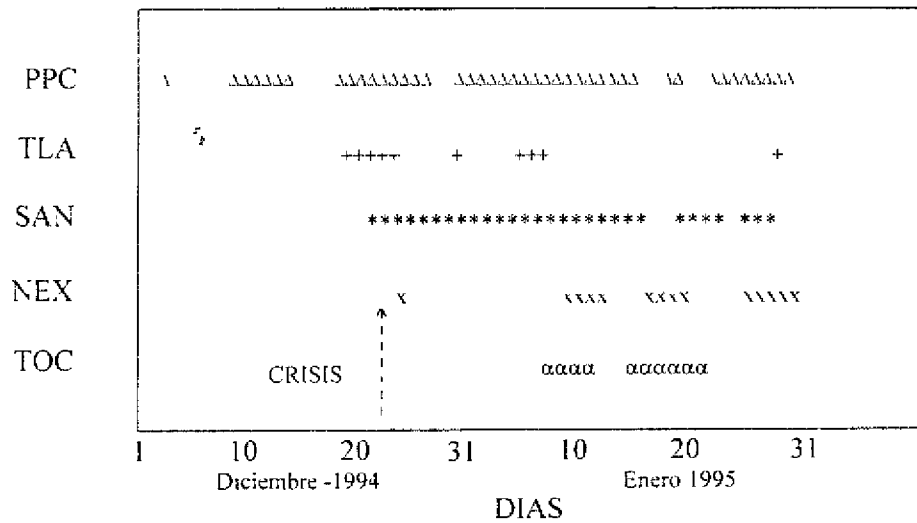
Por último, utilizando la frecuencia dominante de tremores armónicos y de eventos Tipo-B, se obtuvo en base al modelo de resonancia de tubos de órgano, la longitud de los probables conductos magmáticos superficiales.

2. RED SISMICA TEMPORAL

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

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

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



3. ACTIVIDAD DEL VOLCAN DURANTE LA OPERACION DE LA RED

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

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

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

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

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

4. EVENTOS TIPO-A

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

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

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

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

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

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

5. EVENTOS TIPO-B

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

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

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

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

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

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

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

Sin embargo, no solamente estas diferencias observadas en la forma de onda y contenido espectral son atribuidos a los efectos de trayectoria, sino también pueden deberse a efectos de fuente. Por ello se ha graficado los registros del evento 09.08.09.12 que se originó después de la crisis del volcán. La Figura 10 presenta estos registros con sus tres componentes (Z, EW y NS) cada una, en tres estaciones de la red temporal (PPC, SAN y TOC), así como sus respectivos espectros de Fourier de velocidad. Este sismo se registró primero en la estación PPC, en seguida en SAN y después en TOC (ésta última estación se encuentra a 16 km del cráter, ver Figura 1). A diferencia del ejemplo anterior vemos que la forma de onda no muestra cambios significativos en las tres componentes de las tres estaciones. Tampoco se observan corrimientos en las frecuencias dominantes, solamente la amplitud decrece en la estación TOC respecto a las otras dos (ver parte derecha de las Figuras 10a, 10b y 10c). Este comportamiento sugiere que el efecto de trayectoria no es significativo en estas frecuencias, lo que implica, que para los eventos Tipo-B el efecto de fuente probablemente sea el único responsable de las diferencias en cuanto a su forma y contenido espectral.

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

7. TREMORES VOLCANICOS

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

7.1 Tremores

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

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

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

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

7.2 Tremores armónicos

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

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

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

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

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

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

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

$$l = \lambda / 2$$

donde: l = longitud en kilómetros

λ = longitud de onda en kilómetros,

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

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

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

$$\lambda = V/f_o$$

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

f_o es la frecuencia dominante en Hz

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

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

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

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

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

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

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

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

9. CONCLUSIONES

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

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

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

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

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

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

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

10. AGRADECIMIENTOS

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

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