



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

División de Ciencias de la Tierra

Desarrollo de un Algoritmo para el Monitoreo de la Atenuación de las Ondas Coda (Q_c^{-1}) en el Volcán Popocatepetl: Variaciones Temporales de Mayo 2006 a Octubre de 2008 y su Relación con la Actividad Eruptiva

TESIS

que para obtener el título de Ingeniero Geofísico presenta:

SERGIO ROBERTO MATA GARCÍA

DIRECTOR DE TESIS: DR. DAVID A. NOVELO CASANOVA





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. David Alberto Novelo Casanova por haberme aceptado como su estudiante desde que realizaba mis estudios de nivel Bachillerato, haberme guiado en mi aprendizaje sobre Geofísica y Sismología, así como por sus innumerables consejos y aliento dado hasta el final de mis estudios.

A la Dra. Alicia Martínez Bringas por estar siempre dispuesta a obsequiarme un poco de su tiempo sin importar horarios, ni agendas. Por haberme apoyado durante todo el desarrollo de este trabajo con su paciencia, comentarios y fructíferas enseñanzas plasmadas en estas hojas.

A los sinodales Dr. Gerardo Suarez Reynoso y Dr. Martin Cárdenas Soto, por su revisión y comentarios constructivos. Al Ing. Eduardo Amador Terrazas por estar siempre preocupado por mi desempeño académico y por la amistad forjada a lo largo de estos años.

A Patricia Medina por su amabilidad, preocupación y valiosa amistad prestada desde el primer momento que pise el Instituto de Geofísica de la UNAM.

A mi Padre por su disciplina, así como su firmeza y convicción para hacerme llegar hasta esta instancia. A mi madre que siempre fue mi gran aliciente. A mis hermanos, a mi prima y sobrinos por su apoyo incondicional.

A la gloriosa Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por haberme acogido en sus aulas, en donde he visto pasar los mejores años de mi vida.

Y a todos aquellos que fueron alguna vez parte de mi vida estudiantil, deportiva y cotidiana e influyendo en mi formación.

Este trabajo fue realizado con el apoyo del PAPIIT-DGAE (Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica), dentro del proyecto “Métodos Numéricos y Computacionales para la Estimación del Riesgo por Fenómenos Naturales” con número IN116208.

ÍNDICE

ÍNDICE DE TABLAS	i
ÍNDICE DE FIGURAS	ii
RESUMEN	v
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Red de Monitoreo Sísmico	3
1.2 Tipos de eventos sísmicos registrados	5
1.3 Reseña Histórica de la actividad del volcán Popocatepetl	7
1.4 Actividad del volcán Popocatepetl de mayo 2006 a octubre 2008	11
1.5 Antecedentes sobre la aplicabilidad de Q_c^{-1} como parámetro de monitoreo	13
1.6 Variaciones temporales de Q_c^{-1} en el volcán Popocatepetl durante la Erupción de diciembre del 2000	15
1.7 Riesgo volcánico en el Popocatepetl	17
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE Q_c^{-1}	19
2.1 Origen de las Ondas Coda (Modelo de Aki y Chouet, 1975)	19
2.2 Análisis y procesamiento de datos	21
2.3 Datos	26
CAPÍTULO III. PROGRAMACIÓN EN MATLAB DEL MONITOREO DE Q_c^{-1}	30
3.1 Inicio del programa “ESTIMACIONQC”	31
3.2 Preprocesado	31
3.3 Estimación, Análisis y Graficación de Q_c^{-1}	33
3.4 Simulación numérica de la Coda	36

CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LAS VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} DE MAYO 2006 A OCTUBRE 2008

4.1 Actividad Volcanotectónica	39
4.2 Diferencia entre ventanas de promedios corridos	42
4.3 Variaciones temporales de la Atenuación Sísmica tomando todos los sismos	44
4.4 Variaciones Temporales de Q_c^{-1} relacionadas con la etapa Fumarólica y Explosiva de Noviembre 2007 a Marzo 2008	50
4.5 Variaciones Temporales de Q_c^{-1} relacionadas con el Agrupamiento de VT's en la Zona SE (12Hz) Julio 2008	56
4.6 Discusión Final del Funcionamiento del Programa “ESTIMACIONQC” y las Variaciones Temporales de Q_c^{-1} Registradas de Mayo 2006 a Octubre 2008	58
CAPÍTULO V. CONCLUSIONES	61
BIBLIOGRAFÍA	64
ANEXO	68

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones de la red de monitoreo sísmico en funcionamiento y algunas de sus características.	5
Tabla 2. Erupciones más importantes del Popocatépetl	9
Tabla 3. Actividad mensual del volcán Popocatépetl durante el periodo de estudio. Nótese que cada una de las celdas corresponde al número total de eventos acumulados en cada mes, mientras que en los tremores es la suma de minutos. VT= Evento Volcanotectónico, T=Tremor, TA= Tremor Armónico, BA=Baja amplitud, MA= Amplitud moderada, AV= Amplitud variable, AF= Alta frecuencia. Ejemplo: TA- AF, BA =Tremor armónico de alta frecuencia y baja amplitud.	12
Tabla 4. Características de diseño de los filtros digitales utilizados en la estimación de Q_c^{-1} .	23
Tabla 5. Resultados obtenidos de la simulación numérica de coda con el programa ESTIMACIONQC.	37
Tabla 6. Resultados de los valores de Q_c^{-1} , σ y sus niveles de confianza (t-test) al agrupar los datos, antes, durante y después del crecimiento del domo.	46
Tabla 7. Valores de Q_c^{-1} antes, durante y después del pico máximo alcanzado a finales del 2007. Estos cambios están relacionados con la alta actividad fumarólica y explosiva de noviembre del 2007 a marzo del 2008. Los valores de referencia tomados para los porcentuales son los registrados antes del incremento de Q_c^{-1} a mediados del 2007.	50
Tabla 8. Exhalaciones moderadas, grandes y explosiones reportadas de noviembre del 2007 a marzo del 2008.	53
Tabla 9. Resultados de los valores de Q_c^{-1} , σ y sus niveles de confianza (t-test) al agrupar los datos, antes, durante y después de la etapa fumarólica y explosiva.	56

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de la Red de Monitoreo sísmico del Popocatepetl (Modificada de Quaas et al., 1995).	4
Figura 2. Ejemplo de eventos volcanotectónicos registrados por la estación Canario, componente vertical.	6
Figura 3. Ejemplo de fase de tremor de alta frecuencia que tuvo una duración de 1 h. 30 min.	7
Figura 4. Exhalaciones registradas por las estaciones de banda ancha del Popocatepetl. a) Exhalación grande acompañada de una columna de ceniza de aproximadamente 3.2 km. b) Exhalación Moderada con componente explosiva que lanzó algunos fragmentos a corta distancia del cráter y emisión de ceniza de aproximadamente 2km.	7
Figura 5. Variaciones temporales de Q_c^{-1} (como función de la frecuencia) durante el periodo de actividad 1985-1989, en el Nevado del Ruiz de Colombia (Tomada de Londoño et al., 1998). Las barras verticales representan el error estándar en cada estimación de Q_c^{-1} .	15
Figura 6. Variaciones temporales de Q_c^{-1} , donde se aprecian los periodos propuestos, dentro de los cuales se encuentra el periodo de mayor actividad resaltado por la banda achurada (Tomada de Novelo Casanova et al., 2006).	16
Figura 7. Carencias de vivienda bajo las que viven los pobladores de San Pedro Nexapa, comunidad aledaña al volcán Popocatepetl.	17
Figura 8. Decaimiento exponencial de las ondas coda, el cual puede ser ajustado a una línea recta según (11).	22
Figura 9. Espectros de Amplitud de los cuatro Filtros Butterworth usados en el procesamiento de los datos sísmicos para la estimación de Q_c^{-1} .	23
Figura 10. Ventana de 25 segundos con sub divisiones de 2s para la estimación de Q_c^{-1} y traslape del 50% entre una y otra.	24
Figura 11. Ejemplo en el que para un valor particular de x se tienen dos valores de y (y_1 , y_2), a igual distancia de la vertical, que corresponden a los límites de confianza sobre el valor verdadero de y que se busca.	26
Figura 12. Localización de los eventos VT registrados por la red de monitoreo. Los rectángulos representan las dos zonas en la que se dividieron los sismos. Los sismos de la zona del cráter (línea continua) están entre 98.6° a 98.65° latitud oeste y de 19° a 19.071 longitud norte, mientras que los del Sureste (línea punteada) de 98.55° a 98.6° latitud oeste y de 18.95° a 19° longitud norte. a) Corte Longitudinal Este-Oeste. b) Corte Transversal Norte-Sur. Los sismos VT que quedan fuera de estas dos regiones se toman para un análisis posterior de todos los sismos.	27

Figura 13. Eventos VT acumulados de mayo 2006 a octubre 2008. Las líneas rojas representan los dos cambios de pendiente más fuertes, mientras que las líneas verdes responden a una menor cantidad de eventos por mes.	28
Figura 14. Proyección teórica horizontal (a) y vertical (b) de la región del elipsoide estimado para ondas coda. Aproximadamente se muestrean 40 km en extensión y 20 km en profundidad.	29
Figura 15. Esquema general del funcionamiento del programa ESTIMACION QC. Los primeros tres cuadros indican el tipo de archivos de entrada (A. E.) con los que trabaja el programa.	30
Figura 16. Inicio del funcionamiento del programa ESTIMACIÓNQC desde la ventana de comandos de MATLAB.	31
Figura 17. Ingreso de los archivos I y II para la generación del archivo con los tiempos de S (<i>input1</i>). El programa muestra el número de archivos de fases individuales e <i>input1</i> creados.	32
Figura 18. Creación de los archivos <i>input2</i> y división de los archivos ASCII por traza.	33
Figura 19. Estimación del valor de Q_c^{-1} de cada evento y traza. “ESTIMATION AND AVERAGE OF Q_c COMPLETED” se refiere a la inclusión de los resultados en las bases de datos por default.	34
Figura 20. Graficación de las distintas bases de datos. En el ejemplo se graficó base de datos de 6Hz.	35
Figura 21. Creación y graficación de la nueva base da datos utilizando promedios pesados. La base da datos usada fue la de 6Hz. Para los promedios corridos se consideraron 20 eventos y al valor estimado se le asignó la fecha del último sismo dentro de esa ventana de promediado.	35
Figura 22. Decaimiento de las amplitudes de las ondas coda generadas numéricamente a partir de la ecuación (24) para el 1 ^{er} modelo propuesto y una frecuencia de 3Hz.	36
Figura 23. Evento VT's localizados en la zona del Cráter de mayo 2006 a octubre 2008. (a) Curva de eventos VT acumulados. (b) Número de eventos VT's por mes.	40
Figura 24. Evento VT's localizados en la zona SE de mayo 2006 a octubre 2008. (a) Curva de eventos VT acumulados. (b) Número de eventos VT's por mes.	41
Figura 25. Distribución de Profundidades (a) y Magnitudes (b) de los eventos VT's localizados en el volcán Popocatépetl.	42
Figura 26. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$. (a) y (c) corresponden a ventanas de promedios corridos de 8 sismos y ventanas de coda de 15s y 25s, respectivamente. En (b) y (d) se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y ventanas de coda de 15s y 25s, respectivamente. Las barras de error son igual a 2σ . Los valores de Q_c^{-1} están escalados por 10^3 .	43
Figura 27. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl para Q_c a $f=6\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 25 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los	

triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .	45
Figura 28. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl antes, durante y después del crecimiento del domo en noviembre del 2006. Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.	46
Figura 29. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 25 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .	48
Figura 30. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl para Q_c a $f=6\text{Hz}$ tomando todos los sismos, con ventanas de promedios corridos de 20 sismos y una coda de 15 segundos. Los cuadrados representan exhalaciones grandes, los triángulos exhalaciones moderadas y las cruces componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .	48
Figura 31. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 15 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .	49
Figura 32. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona del cráter, (a) cinco meses antes y (b) durante la etapa fumarólica y explosiva.	51
Figura 33. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl antes, durante y después de la etapa fumarólica de noviembre 2007 a marzo 2008, utilizando una coda de 15 segundos. Se consideraron únicamente los sismos del Cráter. (a) Q_c^{-1} para 6Hz. (a) Q_c^{-1} para 12Hz. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.	54
Figura 34. Atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl antes, durante y después de la etapa fumarólica de noviembre 2007 a marzo 2008, usando una coda de 25 segundos. Se utilizaron sólo los sismos del Cráter. (a) Q_c^{-1} para $f=6\text{Hz}$. (a) Q_c^{-1} para $f=12\text{Hz}$. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.	55
Figura 35. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona del cráter después de la etapa fumarólica y explosiva.	56
Figura 36. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona SE en Julio del 2008.	57
Figura 37. Variaciones de la atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl provocadas por el enjambre de VT's en la zona SE (coda de 25 segundos). Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.	58

RESUMEN

El volcán Popocatépetl es uno de los 14 volcanes activos dentro del territorio Mexicano. Su reactivación en 1994 generó una alerta general en los sistemas de protección civil y un constante monitoreo de su actividad. En este trabajo se presenta el desarrollo de un algoritmo en MATLAB “ESTIMACIONQC” para el monitoreo de las variaciones temporales de Q_c^{-1} en el volcán Popocatépetl, con base en un modelo de dispersión simple. Este programa permitirá estudiar en forma continua las variaciones de la atenuación sísmica en el volcán y apoyará la toma de decisiones por parte de las autoridades de protección civil ante una posible erupción. Para agilizar el procesamiento de los datos sísmicos se definió como archivos *tipo* (archivos de entrada y salida del *Hypocenter* y trazas sísmicas en formato *SUDS*) aquellos provenientes del sistema de registro CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres). Además para corroborar el buen funcionamiento y confiabilidad del algoritmo se realizaron simulaciones numéricas de la coda con modelos teóricos. Finalmente se procesaron 285 sismos volcanotectónicos localizados en la zona del volcán. Las magnitudes (M_c) de los eventos variaron entre 1.6 y 3, mientras sus profundidades de 3 a 17 km. La estimación de Q_c^{-1} fue a 6 y 12Hz, y utilizando longitudes de coda de 15s y 25s. Durante el periodo de monitoreo de Q_c^{-1} no se registró ningún periodo eruptivo, sin embargo, fue posible encontrar tres variaciones temporales de Q_c^{-1} relacionadas con actividad menor. (1) El crecimiento del domo en Noviembre del 2006 provocó variaciones del 14% del parámetro. (2) La alta actividad fumarólica y explosiva registrada de finales de Noviembre del 2007 a Marzo del 2008 generó un aumento de Q_c^{-1} del 14% en ambas frecuencias y longitudes de coda (antes), así como una posterior disminución del 13% sólo al utilizar la coda de 15s y el retorno a los valores de referencia con una coda de 25s. (3) El cese de actividad en la zona SE durante ocho meses y su retorno con un enjambre de volcanotectónicos en Julio del 2008 provocó variaciones del 17% en el parámetro Q_c^{-1} . Al aplicar la prueba *t-student* para todas las variaciones registradas se obtuvieron niveles de confianza del 99%. Estas variaciones de Q_c^{-1} pueden estar relacionadas con cambios en las condiciones termodinámicas del volcán, debido a la presencia del magma en los conductos y al excesivo fracturamiento de la roca, lo que incrementó el grado de heterogeneidad del medio.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En la actualidad los riesgos por fenómenos naturales se han vuelto un problema incisivo en la seguridad de la sociedad, esto debido a la alta tasa de crecimiento poblacional en el mundo y su asentamiento en zonas con alto potencial de sufrir daños. La preparación de la población con altas posibilidades de afrontar el impacto de fenómenos como: huracanes, sismos, deslizamientos, inundaciones, sequías y erupciones volcánicas, por citar algunos, debe de ser fuertemente abordada por las autoridades y la misma sociedad. Aparte de ser necesaria una cultura de prevención y acción, antes, durante y después de algún desastre. Nuestro territorio por su localización geográfica e historia geológica está expuesto a una amplia gama de estos fenómenos, volviéndose necesaria la intervención de grupos científicos de investigación los cuales a partir del estudio de los procesos dinámicos involucrados, puedan tener mejores herramientas para el entendimiento de los procesos naturales y así estar mejor preparados ante la eventualidad de su inminente ocurrencia.

Con base en la reconstrucción histórica de la actividad eruptiva de varios volcanes en el mundo, Scarpa y Gasparini (1996) han observado que existen periodos de inactividad de miles de años entre eventos eruptivos. Por lo que es prudente reconocer como volcanes activos aquellos que han tenido actividad durante el Holoceno (últimos 10, 000 años), un total de 1300 volcanes en el mundo. México con 14 volcanes activos y numerosos asentamientos de poblaciones aledañas, es un país con alto riesgo volcánico. Motivo por el cual deben existir programas de protección civil y monitoreo volcánico (Suárez, 2005). El Popocatepetl es uno de estos volcanes, forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y está situado a una latitud de 19.02° N, longitud de 98.62° W y altura de 5,452 msnm. Tiene registros de erupciones importantes desde hace 23,000 (De la Cruz et al., 1995). La nueva reactivación del volcán Popocatepetl inició en 1994 cuando se incrementó la sismicidad, las exhalaciones y las emisiones de ceniza. Todo esto generó una rápida movilización para la implementación de equipo de monitoreo y conformación de un comité científico asesor para su estudio y emisión de alertas en situación de peligro. A partir de esta fecha el volcán ha tenido varias erupciones menores, así como formación y destrucción de domos por fases explosivas. Actualmente la población que se encuentra asentada en un radio de 90 km del volcán es de aproximadamente 25 millones, incluyendo a los estados de México, Morelos y Puebla. Por esto la reactivación del volcán Popocatepetl y el riesgo involucrado por una posible erupción, tendría consecuencias catastróficas sobre poblados cercanos y afectaría en menor grado a las ciudades de México, Cuautla y Puebla. Situación que implica un aumento significativo en el monitoreo del volcán.



En la actualidad dentro de las técnicas de monitoreo volcánico, el análisis de la sismicidad local es primordial e indispensable en el estudio de un volcán, ya que gran parte de la energía liberada por la dinámica de este sistema puede ser registrada mediante la instalación de una red sismológica en el área de estudio. Del mismo modo, la cantidad de información que puede ser extraída de un registro sísmico es sumamente descriptiva del fenómeno y más aún cuando en un sistema tan heterogéneo como el volcánico existe una gran cantidad de fuentes sísmicas. El paso de fluidos por conductos o sistemas de fracturas, las altas presiones en la cámara magmática y sus cercanías originando fracturamiento y fallamiento, el despresuramiento de la cámara magmática y conductos por la eyección de magma, así como la mezcla de los mismos (por citar algunos), dan lugar a una enorme cantidad de mecanismos de fuentes sísmicas. Estos mecanismos pueden ser traducidos a: eventos volcanotectónicos (VT), eventos de periodo largo (LP), híbridos (mezcla de los anteriores), explosiones y temblores (con distintas formas de onda y duración). El procesado, análisis e interpretación de los datos sísmicos es necesario y primordial dentro de las técnicas de monitoreo del volcán. Al mismo tiempo de que tiene el propósito de obtener un mayor conocimiento sobre el estado actual del volcán.

Uno de los parámetros de monitoreo en sismología es la atenuación sísmica con base en coda (Q_c^{-1}). Su uso para determinar la atenuación de las ondas sísmicas en una región, con base en sismos locales, se ha incrementado desde el primer modelo de retrodispersión propuesto por Aki (1969) y desarrollado posteriormente por Aki y Chouet (1975). El modelo, que supone que las ondas coda están compuestas por la suma de ondas S secundarias retrodispersadas por heterogeneidades dentro del medio de propagación, ha permitido un amplio estudio de Q_c^{-1} en la litosfera.

En volcanes activos se han obtenido variaciones de Q_c^{-1} relacionadas con procesos eruptivos (Fehler et al., 1988; Lodoño et al., 1998; Domínguez et al., 2003; Del Novelo-Casanova et al., 2006; Martínez-Bringas, 2006) y actividad menor (Pezzo et al., 2004). En áreas geotérmicas como el Etna (Del Pezzo et al., 1987), Campi Flegrei (Castellano et al., 1984) y el Kilahuea (Chouet, 1976) Q_c^{-1} tiene valores altos y aproximadamente constantes por frecuencia. Por otro lado también se han encontrado variaciones espaciales en el Popocatepetl (Novelo-Casanova et al., 2005) y en la caldera de Long Valley, California (O'Doherty et al., 1997). Todas estas variaciones pueden estar relacionadas con acumulación de magma, actividad geotérmica, regiones de alta temperatura o altos grados de fracturamiento. También se han registrado cambios al comparar regiones tectónicamente activas, como inactivas (Aki et al., 1975; Chouet, 1979; Wyss, 1985; Jin et al., 1986; Ambeh et al., 1989; Novelo-Casanova et al., 1990; Zúñiga et al., 1994; O' Doherty et al., 1997; Baish et al., 2001).



Por estas razones, este trabajo tuvo como primer objetivo el desarrollo de un algoritmo computacional “*ESTIMACIONQC*” que permitiera el monitoreo de las variaciones temporales de Q_c^{-1} en el volcán Popocatepetl. El algoritmo realizado en MATLAB, utilizó el modelo de dispersión simple propuesto por Aki y Chouet (1975). Este programa permitirá estudiar en forma continua las variaciones de la atenuación sísmica en el volcán y apoyará la toma de decisiones por parte de las autoridades de protección civil ante una posible erupción. Para agilizar el procesamiento de los datos sísmicos se definió como archivos *tipo* aquellos provenientes del sistema de registro del CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres). Dentro del Capítulo II se presenta la teoría sobre el origen de las ondas coda y la metodología para el cálculo de la atenuación sísmica (Aki y Chouet, 1975). Posteriormente se dan las especificaciones de cada uno de los pasos y parámetros de cálculo de Q_c^{-1} (tipo y orden de los filtros, ventanas y subventanas usadas en coda) utilizados. El programa está dividido en varias subrutinas para disminuir el tiempo de procesado. Dichas subrutinas están incluidas en tres rutinas principales: 1) Preparación de datos y archivos de entrada. 2) Cálculo de Q_c^{-1} para distintas frecuencias centrales (3, 6, 12 y 24 Hz.). 3) Análisis estadístico de los resultados (con error menor al 25%) basado en promedios pesados (Hellweg et al., 1995) y su graficación. Una vez que se tuvo el programa completo, se prosiguió con el objetivo final: procesar, analizar y correlacionar los datos sísmicos de Mayo 2006 a Octubre 2008 (285 VT's) con la actividad volcánica. Lo anterior ayudó a concluir sobre la confiabilidad de Q_c^{-1} como parámetro predictivo.

A lo largo del Capítulo III se explica el funcionamiento del programa y cada uno de los pasos para el procesamiento de los datos sísmicos de los eventos VT's. También se mencionan los resultados de Q_c^{-1} obtenidos al usar el programa en varios modelos tectónicos. Finalmente en el Capítulo IV se presentan los gráficos de las variaciones temporales de la atenuación sísmica del periodo en estudio y su relación con la actividad volcánica. Los sismos registrados a lo largo del periodo de estudio fueron procesados dos veces, en la primera se utilizó una longitud de la ventana de coda de 25s y en la segunda una de 15s. Los resultados para su análisis serán presentados en tres partes: 1) Tomando todos los sismos. 2) Sismos en la zona del cráter. 3) Sismos en la zona Sureste. El Capítulo V presenta las conclusiones a las que se llegó después del procesamiento y del análisis de las variaciones temporales de Q_c^{-1} al utilizar el programa “*ESTIMACIONQC*”.

1.1 RED DE MONITOREO SÍSMICO

Los datos sísmicos procesados durante el desarrollo de este trabajo fueron proporcionados por la red de monitoreo volcánico del Popocatepetl, la cual conjunta al Centro Nacional de Prevención de Desastres y los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la



UNAM. La primera estación sismológica instalada fue Altzomoni (PPA) en julio 1987 (Quaas, et al., 1995), proyecto a cargo del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Durante la reactivación del volcán en Diciembre de 1994 se creó un equipo de trabajo enfocado al diseño de la red de monitoreo, para acrecentar el número de estaciones y planear su localización. En el transcurso de los años subsecuentes (1995-1998), la densidad de estaciones permanentes se incrementó y varias estaciones que en sus inicios contaban con sismómetros verticales de 1 y 2 Hz se reemplazaron por Mark L-4 3D.

Actualmente la red se encuentra conformada por nueve estaciones telemétricas (Martínez, 2006) de banda ancha con sismómetros Mark L-4 (1Hz y 2 Hz) y Guralp CMG-TD40 (Tabla 3), seis cuentan con las tres componentes y tres sólo tienen componente vertical. Las estaciones se encuentran localizadas en las laderas del cono volcánico (Figura 4) cubriendo un sector de 2 a 10 km aproximadamente. Para llevar esta información desde cualquier sitio del volcán hacia el puesto central de registro en el CENAPRED, se implementó una compleja red de enlaces de telemetría a través de radio. Las señales de las estaciones más lejanas ubicadas en el lado este del volcán, se retransmiten a través de varias estaciones repetidoras (PPO y PPA) (Quaas, et al., 1995). Así, la señal es transmitida en forma continua y formato analógico al centro de registro, en donde finalmente es digitalizada a 100 muestras por segundo.

Para la estimación del valor de atenuación se trabajó con sólo seis estaciones de periodo corto (Tabla 1), ya que durante los dos años de estudio sus registros fueron intermitentes, mientras que en las tres restantes no se tuvo registro alguno para ser procesado.

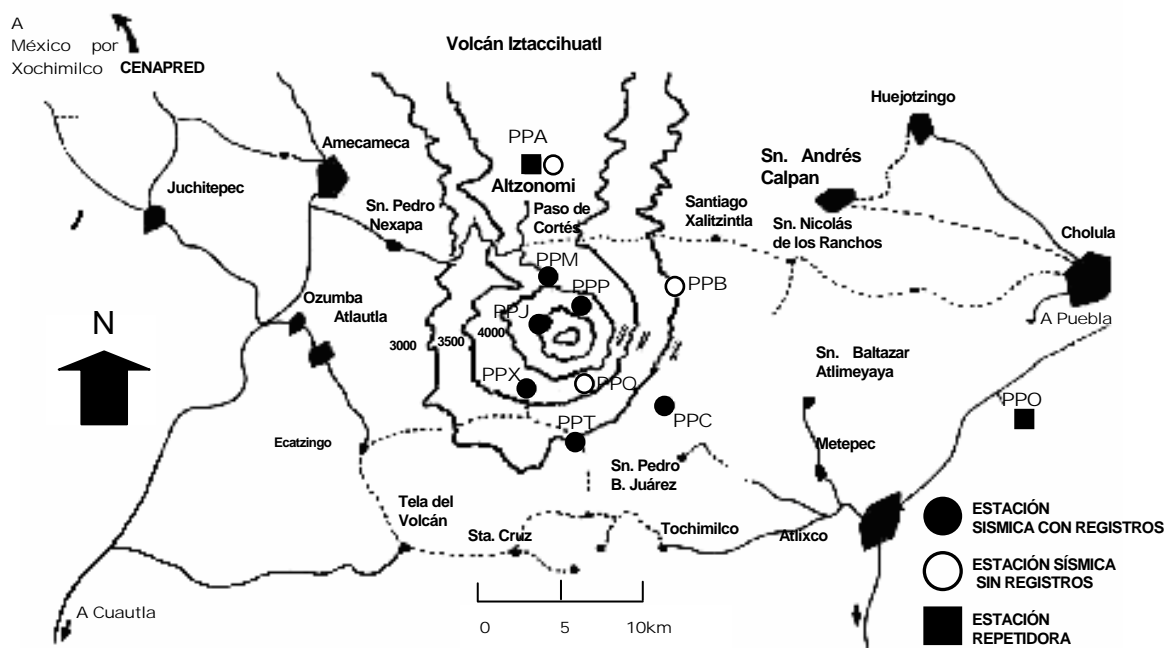


Figura 1. Mapa de la Red de Monitoreo sísmico del Popocatepetl (Modificada de Quaas et al., 1995).



Tabla 1. Estaciones de la red de monitoreo sísmico en funcionamiento y algunas de sus características.

Clave y Estación	Institución responsable	Lat. N	Long. W	Altitud MSNM	Equipo	Fecha de Instalación	Usada
PPM Tlamacas	I. Geofísica	19.066	98.627	3980	Mark L-4 3D	Septiembre 1989	SI
PPC Colibrí	CENAPRED	18.987	98.557	2650	Mark L-4 3D	Noviembre 1994	SI
PPX PPXB	CENAPRED	19.008	98.656	3980	-Mark L-4 3D -Guralp CMG-40TD	Octubre 1994 Julio 1998	SI NO
Chipiquixtle PPT	CENAPRED	18.974	98.624	3300	Mark L-4 3D	Mayo 1996	SI
Tetexcaloc PPP PPPB	CENAPRED	19,041	98.628	4170	-Mark L-4 3D -Guralp CMG-40TD	Enero 1995 Marzo 1998	SI NO
El Canario PPJ	CENAPRED	19.034	98.644	4452	Mark L-4 3D	Noviembre 1997	SI
Juncos PPA	I. Ingeniería	19.120	98.653	4000	Mark L-4	Julio 1987	NO
Altzomoni PPQ	CENAPRED	19.000	98.624	4200	Mark L-4	Enero 1997	NO
Cuervos PPB Bonsái	CENAPRED	19.049	98.560	3080	Mark L-4	Enero 1995	NO

Referencias

1. Martínez (2006).
2. Quaas et al. (1995)

1.2 TIPOS DE EVENTOS SÍSMICOS REGISTRADOS

De acuerdo a los reportes de actividad diaria del volcán (publicados por el CENAPRED) los tipos de eventos sísmicos registrados durante el periodo de estudio corresponden a la siguiente clasificación:

Tipo A o Volcanotectónicos (VT). Este tipo de eventos (Figura 1) presentan mecanismos muy parecidos a los tectónicos de poca profundidad (Minakami, 1974), representando fallamientos o fracturamientos de corte (Valdés et al., 1995). La lectura de las fases P y S es clara, los tiempos de S-P varían entre 1.5 y 3 seg., con profundidades entre 1.5 y 8 km y se caracterizan por su contenido de altas frecuencias (5 a 10 Hz) (Martínez, 2006). Este tipo de eventos serán la base de estudio en este trabajo, pues corresponden al modelo de fuente sismo-tectónica.



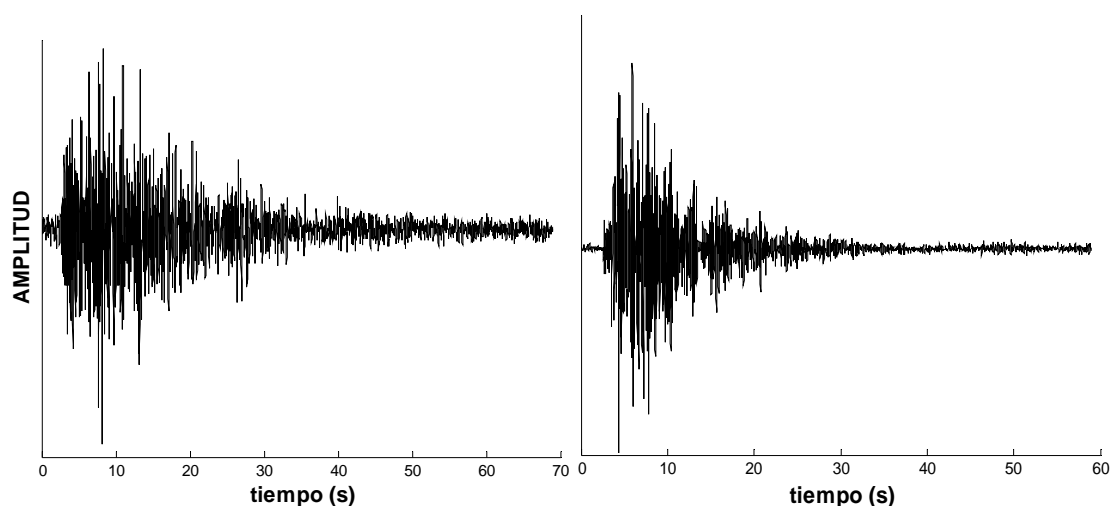


Figura 2. Ejemplo de eventos volcanotectónicos registrados por la estación Canario, componente vertical.

Eventos LP (Periodo largo) o exhalaciones. Se originan normalmente en las cercanías de los cráteres activos y a poca profundidad (Minakami, 1974). En este caso la fase S no es muy clara. Estos eventos han sido atribuidos a la resonancia de un fluido que rellena las fracturas o conductos inducidos por la presión transitoria del fluido (Chouet, 1992). La frecuencia de este tipo eventos se incrementa normalmente antes de una erupción explosiva (Minakami, 1974), por esto su continua observación es un indicador importante de la actividad interna del volcán y una herramienta predictiva.

Explosiones. Se caracterizan por arrojar fragmentos incandescentes, como bombas volcánicas con escoria fina y presentan grandes detonaciones. La máxima amplitud o magnitud de la explosión tiene una relación directa con la intensidad de la erupción explosiva y es aproximadamente proporcional a la energía cinética de la erupción (Minakami, 1974).

Tremores. Estos eventos sísmicos (Figura 2) pueden ser continuos por unos cuantos segundos o hasta por varios minutos y horas. Se presentan en un amplio rango de frecuencias y amplitudes, originando tremores armónicos, pulsantes o tremores de alta o baja frecuencia. De acuerdo a Chouet (1985), los tremores pueden responder a la resonancia de un fluido durante el llenado de un conducto volcánico accionado por el exceso de presión del gas.



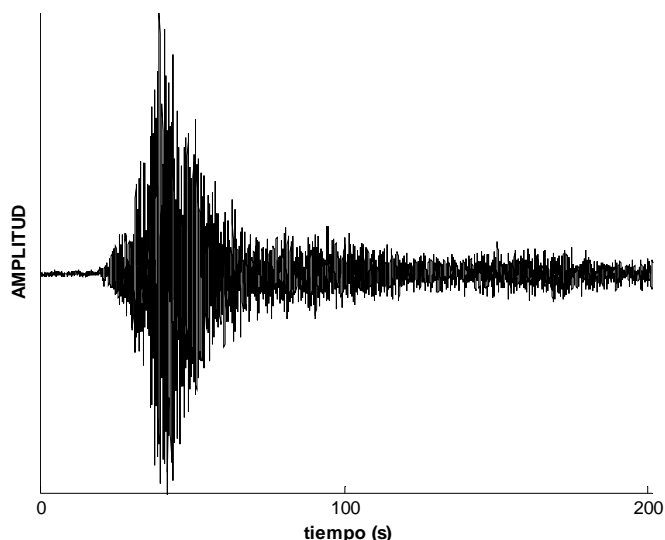


Figura 3. Ejemplo de fase de tremor de alta frecuencia que tuvo una duración de 1 h. 30 min.

Durante el periodo de estudio, la red sismológica encargada del monitoreo del volcán Popocatépetl también registró exhalaciones moderadas (Figura 3a) (exhalaciones con columnas que se elevan entre 1 y 2 km) y grandes (Figura 3b) (columnas con elevaciones mayores a 2 km), de acuerdo a la clasificación propuesta por Novelo-Casanova et al. (2006). Estos eventos se caracterizan por una combinación de sismos de periodo largo con tremor de alta frecuencia (Martínez, 2006).

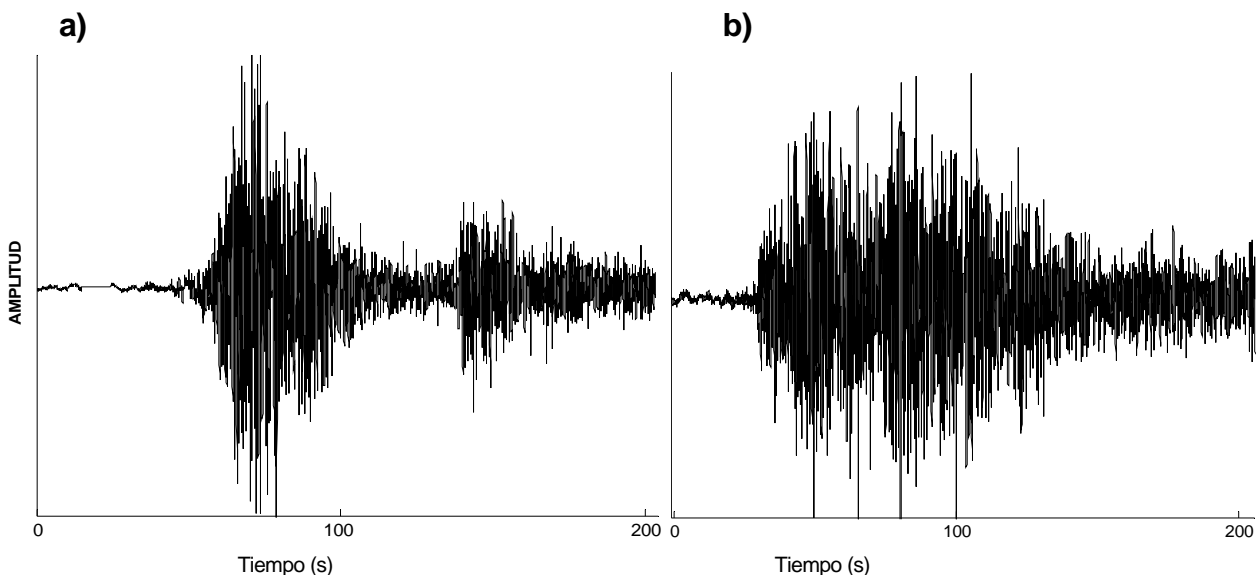


Figura 4. Exhalaciones registradas por las estaciones de banda ancha del Popocatépetl. a) Exhalación grande acompañada de una columna de ceniza de aproximadamente 3.2 km. b) Exhalación Moderada con componente explosiva que lanzó algunos fragmentos a corta distancia del cráter y emisión de ceniza de aproximadamente 2km.



1.3 RESEÑA HISTÓRICA DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

El estudio e investigación de la actividad histórica de cualquier volcán en el mundo es esencial y de gran importancia, ya que los procesos eruptivos no corresponden a periodos de tiempo de unos cuantos años, si no que al igual que todo proceso geológico responden a lapsos de miles de años. Contar, de antemano, con el conocimiento sobre la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl nos brinda un panorama más amplio en el estudio de su dinámica y los alcances que podría tener una erupción mayor.

El conocimiento histórico de la actividad del volcán Popocatepetl se puede plantear en tres periodos:

a) 23, 000 a 800 D. C. años. Solo se cuenta con los registros geológicos generados por coladas de lava, piroclastos y/o emplazamientos de ceniza producto de una actividad eruptiva considerable (Espíndola, 1999).

b) 1354-1981. Registros históricos o descripciones de la actividad visible; plasmadas en códices prehispánicos, cartas de relación de los españoles al viejo continente, documentos históricos durante la colonia y la época del México independiente, así como en reportes de expediciones de investigación al cráter (De la Cruz et al., 1995).

c) 1981 a la fecha. Aparecen las primeras publicaciones científicas referentes a los riesgos potenciales asociados a una posible erupción. Conformación de un nuevo sistema de monitoreo volcánico a través de la instalación de estaciones sismológicas (la primera en 1987 en “Altzomoni”), toma de registros geoquímicos, mediciones magnetométricas y geodésicas, entre otras (Espíndola, 1999; De la Cruz et al., 1995).

PERIODO A

En el registro geológico de hace miles de años encontramos las erupciones más grandes del Popocatepetl (Tabla 2). Una tipo Santa Helena y otra pliniana, seguidas de una serie de erupciones menores y algunas grandes. Después de esta actividad eruptiva, lo suficientemente grande para que sus depósitos puedan ser estudiados desde el marco geológico, la actividad del Popocatepetl fue disminuyendo considerablemente.



Tabla 2. Erupciones más importantes del Popocatepetl

Tiempo	Descripción
23,000a	Gran erupción tipo Sta. Helena destruye el edificio volcánico previo.
14,000a	Gran erupción pliniana produce lluvias de ceniza y pómez sobre el Valle de México.
14,000-5,000a	Ocurren varias erupciones menores y al menos cuatro grandes erupciones
3,000b	Erupción grande
200b	Erupción grande
800c	Erupción grande

a= años antes de nuestra época.

b= antes de Cristo.

c=después de Cristo.

Referencias

1. Página del CENAPRED: www.cenapred.unam.mx

PERIODO B

El ser capaces de presenciar un fenómeno natural como una montaña que humeaba, rugía y se estremecía; representaba una gran curiosidad para todo aquel ajeno al conocimiento de los volcanes. Con la llegada de los primeros asentamientos humanos en las cercanías del volcán, la fundación de la gran Tenochtitlán y la llegada de los españoles, se tuvo gran inquietud por la montaña de fuego. Se realizaron reportes continuos de toda actividad visible en la montaña (volcán Popocatepetl), hasta que finalmente después de algún tiempo los españoles concluyeron que se trataba de un volcán. Gran parte de estos registros históricos se los debemos a las excelentes aportaciones de historiadores y observadores como, Bernal Díaz del Castillo, Don Juan Orozco y Berra y el Dr. Atl, entre otros. Y durante muchos años esta fue la única forma de tener una descripción secuencial detallada de la actividad eruptiva, fumarólica y explosiva del volcán.

Los primeros registros escritos de esta actividad datan de 1354 y 1363 (De la Cruz et al., 1995), y hacen referencia a erupciones menores. Posterior a esta actividad, durante toda la primera mitad del siglo XVI (1509, 1512, 1519, 1530, 1539, 1540, 1548) tuvo lugar un periodo casi intermitente de expulsiones de lava, piroclastos y ceniza, sin mayor amenaza para la población. Después de un periodo de calma, en 1571 la actividad regresó con algunas exhalaciones y fumarolas (1571, 1592, 1642, 1664, 1697 y 1720, 1804), y dos erupciones menores (1663, 1665) (De la Cruz et al., 1995). Entonces la actividad mostró una disminución considerable, quedando sólo descripciones de esporádicas exhalaciones y



fumarolas, llegando hasta un lapso de aproximadamente 200 años (1720-1919) sin erupción alguna.

El siglo XX estuvo enmarcado por constantes expediciones exploratorias al cráter, dentro de las que se suscitó un hallazgo económico relevante, al encontrar grandes cantidades de azufre que podían ser explotadas y comercializadas. Este punto es mencionado debido a la importancia que recae en el acontecimiento de 1919, cuando una empresa extractora de azufre dinamitó la chimenea central, lo que pudo haber propiciado la aparición de una nueva actividad explosiva, fumarólica y de constantes erupciones. Durante 1921 el Dr. Atl registró innumerables emisiones de vapor de agua y ceniza, algunas de ellas muy potentes, el evento más significativo ocurrió el 10 de diciembre:

“El 10 de diciembre de 1921 se produjo una erupción violenta, fuertemente cargada de cenizas, que se elevó en la atmósfera a una altura aproximada de 6,600 m sobre el borde del cráter del volcán, y duró en la atmósfera más de 4 horas...” (Dr. Atl, 1939)

En 1922 el Dr. Atl reportó una erupción con duración de aproximadamente tres horas y en 1925 una serie de explosiones muy violentas.

PERIODO C

El tercer periodo de esta semblanza histórica, inicia en la década de los 80's cuando el interés científico se acrecienta, apareciendo las primeras publicaciones científicas relacionadas a riesgos por posibles erupciones, así como el inicio de la instrumentación sísmica (1987) y geodésica (1992). A finales de 1992 e inicios de 1993 se reactiva la actividad fumarólica del volcán y se registran varios microsismos (De la Cruz et al., 1995). La actividad se incrementa considerablemente para 1994 (21 de Diciembre fase eruptiva con emisión de ceniza), año en el que se establece un Comité de Planeación integrado por autoridades estatales y federales de protección civil, así como por científicos de la UNAM y el CENAPRED; también se lleva a cabo la elaboración de programas de evacuación y alerta volcánica para la población. El monitoreo volcánico se incrementa con la instalación de nuevas estaciones sismológicas, inclinómetros, mediciones de azufre y cámara de TV, lo que conlleva a actualizar los mapas de riesgo y poner en marcha la campaña “Semáforo de alerta volcánica”.

Durante la reactivación de 1992-1994, la cantidad de eventos VT registrados fue de aproximadamente 200 (Martínez, 2006). Para Abril de 1995 a Junio de 1997 la actividad decreció, con algunas emisiones de ceniza y la formación y destrucción de varios domos (5 y 3 respectivamente) debido al carácter explosivo de las ciertas exhalaciones. El 30 de



Junio de 1997 se presentó una erupción precedida por una serie de eventos VT, la cual generó una columna de 8 km. Posterior a esta erupción, y hasta Diciembre del 2000, la actividad consecuente se vio marcada por una serie de altibajos; presentando actividad sísmica con eventos VT entre 2-3 M_c^1 (el mayor de 3.5), tremores, tremores armónicos de amplitud y frecuencia variables; exhalaciones de moderadas a intensas (algunas de carácter explosivo) y emisiones de ceniza (llegando a poblados cercanos del Edo. de México, Puebla y Morelos) con columnas no mayores de 6 km. Se formaron 6 domos y algunas explosiones lanzaron fragmentos incandescentes a los alrededores, también se presentaron pequeños flujos ocasionados por el derretimiento del glaciar y la nieve.

La última erupción ocurrió en Diciembre del 2000, y fue precedida por enjambres de sismos VT (6, 8, 9 de Diciembre) que a su vez fueron anteceditos por un tremor armónico de gran amplitud (5 min. duración). Del 12 al 15 de este mes, el número de exhalaciones se incrementó, algunas con emisiones de ceniza que alcanzaron alturas de 5 a 6 Km. Se formó un nuevo domo acompañado de la expulsión de fragmentos incandescentes, así también se registró un tremor armónico de gran amplitud y duración variable. Finalmente el 18 y 19 de diciembre, se registraron dos erupciones de baja explosividad, pero larga duración (Martínez, 2006). Después de esta última actividad eruptiva contemporánea, la actividad decreció mostrando solo una fase explosiva el 22 de Enero del 2001 que generó flujos piroclásticos que alcanzaron distancias de 4 a 6 km.

De Enero del 2001 a Abril del 2006, la actividad regresó a niveles bajos y en algunos lapsos variables, con puntos sobresalientes como exhalaciones moderadas con columnas de ceniza, formación de 10 domos y su destrucción por emisiones explosivas, tremores armónicos de amplitud y frecuencia variable, y la aparición de tremores pulsantes. Todas estas características se presentaron en mayor o menor número durante periodos de tiempo corto, sin efectos de riesgo para las poblaciones aledañas.

1.3 ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL DE MAYO 2006 A OCTUBRE 2008

La actividad presente durante el periodo de estudio siguió la tendencia marcada a partir de la última erupción (2001), es decir, continuó en niveles bajos (ver Tabla 3). Se caracterizó por actividad diaria menor conformada por exhalaciones de baja intensidad compuestas de vapor de agua y gas, algunas con emisiones de ceniza, un total de 8, 312. También se registraron lapsos cortos (minutos) de tremor volcánico, esporádicamente mayores a una hora, con amplitudes desde bajas a moderadas y algunas veces variable, así como sólo frecuencias bajas. Dentro de la actividad mayor fueron localizados 285 eventos volcanotectónicos, se registraron 12 exhalaciones moderadas (aquellas con



columnas que se elevan entre 1 y 2 km) y 3 grandes (elevaciones mayores a 2 km). Algunas exhalaciones tuvieron componentes explosivas (11) que arrojaron fragmentos incandescentes en las cercanías del volcán. Por otro lado, ningún domo se formó durante este periodo, pues el último registrado data del 10 de febrero del 2006 cuyo diámetro estimado fue de 130 m y sólo se reporta un pequeño crecimiento en Noviembre del 2006. El semáforo de alerta volcánica se mantuvo en amarillo (Fase 2) y el radio de seguridad en 12 km.

Tabla 3. Actividad mensual del volcán Popocatepetl durante el periodo de estudio. Nótese que cada una de las celdas corresponde al número total de eventos acumulados en cada mes, mientras que en los temores es la suma de minutos. VT= Evento Volcanotectónico, T=Tremor, TA= Tremor Armónico, BA=Baja amplitud, MA= Amplitud moderada, AV= Amplitud variable, AF= Alta frecuencia. Ejemplo: TA-AF, BA =Tremor armónico de alta frecuencia y baja amplitud.

MES	VT	EXHALACIONES BAJA INTENSIDAD	MODERADAS	GRANDES	COMPONENTE EXPOLOSIVA	TREMOR
May-06	9	442	2	0	0	TA-BA 29' TA-AF,BA 20'
Jun-06	2	198	0	0	0	T-AF 30'
Jul-06	13	545	0	1	0	T-BA 70'
Ago-06	7	530	1	0	0	-
Sep-06	11	369	0	0	0	-
Oct-06	22	450	0	0	0	T-BA 10' TA 5' TA-BA 15'
Nov-06	21	144	0	1	0	TA 361'37" TA-AV 270' TA-BA 715' TA-AM 10'
Dic-06	16	394	0	0	0	TA-BA 695'
Ene-07	8	393	1	0	1	TA-BA 357'
Feb-07	6	277	0	0	0	TA 15'
Mar-07	9	383	0	0	0	TA-BA 30' TA 99' T-AF,BA 60'
Abr-07	6	386	0	0	0	TA 100' TA-AV 10' TA-BA 220'
May-07	18	220	0	0	0	TA 20'
Jun-07	14	211	0	0	0	TA-BA 135'
Jul-07	14	529	1	1	0	TA-BA 25' T-AV 600' T-AF 30'
Ago-07	11	344	0	0	0	TA-BA 62'
Sep-07	11	95	0	0	0	T-AF,BA 1678'
Oct-07	11	113	0	0	0	T-AF,BA 30'
Nov-07	6	222	1	0	0	T-AF,BA 180' T-AF,AV 5'
Dic-07	5	199	3	0	0	T-AF 17' T-AF 90'



Ene-08	6	487	2	1	0	TA-BA 217'
Feb-08	6	493	4	1	6	TA-AV 65' TA-BA 38' T-AF, BA 55' TA-AM 60'
Mar-08	3	298	3	0	2	TA-NA 5' TA-BA 33'
Abr-08	3	590	0	0	0	TA-BA 19' T-AF, BA 50'
May-08	6	263	0	0	1	-
Jun-08	6	330	0		1	T-AF, BA 90'
Jul-08	2	192	0	0	0	TA-BA 6'
Ago-08	3	170	0	0	1	TA-AF, BA 4' TA-BA 30' TA 25'
Sep-08	1	291	0	0	0	TA-BF 13' TA-BA 850'
Oct-08	10	203	0	0	0	T-AF BA 70'
Total	285	9731	18	5	12	

Referencias

1. Tabla realizada a partir de los reportes diarios de la actividad del volcán Popocatepetl publicados en la página del CENAPRED: www.cenapred.unam.mx

1.5 ANTECEDENTES SOBRE LA APLICABILIDAD DE Q_c^{-1} COMO PARÁMETRO DE MONITOREO

A continuación se mencionan algunos de los trabajos en los que se han obtenido resultados satisfactorios al usar Q_c^{-1} como una posible herramienta premonitora en una zona tectónica y tres volcánicas:

a) Sismos de Tangshan y Haincheng, China. Jin y Aki (1986) realizaron estudios sobre las variaciones temporales de Q_c^{-1} , antes y después de los sismos de Tangshan (1976) y Haincheng (1975) ajustando los valores de Q_c^{-1} en distintos periodos de tiempo para obtener un único valor representativo.

Para el sismo de Tangshan ($M_S=7.8$) procesaron 17 eventos ocurridos de 1969 a 1972 con un valor de Q_c^{-1} igual a 5.06×10^{-3} . Mientras que para los tres años previos al sismo principal y con base en 15 sismos encontraron dos valores de Q_c^{-1} , para $t-t_s < 10s$ de 14.4×10^{-3} y para $t-t_s > 10s$ de 3.2×10^{-3} . El primer valor es el más importante por muestrear una zona directa de 35 km entre estación y fuente, la que corresponde al área de las réplicas. El segundo valor fue atribuido a un área extensa fuera de Tangshan que disminuyó su actividad sísmica durante esos tres años previos. Después del sismo principal las replicas procesadas sólo se ajustaron a una recta con Q_c^{-1} de 4.12×10^{-3} .

El estudio de Q_c^{-1} en el sismo de Haincheng ($M_S=7.3$) usó dos estaciones sísmicas, SHE (localizada 25 km del epicentro) y HEN (localizada a 60 km del epicentro). Se analizaron 7



precursores y 7 réplicas para la estación SHE, mientras para la estación HEN 11 precursores y 16 réplicas. Cualitativamente los resultados obtenidos fueron los mismos que para el sismo de Tangshan. En la estación HEN para cada uno de los periodos se ajustaron dos rectas, las primeras corresponden a la zona replicas y la segunda a una más extensa. Mientras que para SHE sólo se ajustó una por periodo, para los precursores $Q_c^{-1}=2.49 \times 10^{-3}$ y réplicas $Q_c^{-1}=0.97 \times 10^{-3}$, coherente con un muestreo de coda en un área más acotada con respecto de la estación HEN.

Jin y Aki (1986) relacionan las variaciones de Q_c^{-1} con la apertura de fracturas, que generaron pérdida de energía sísmica por dispersión y absorción intrínseca.

b) Monte Santa Helena, EU. En el proceso eruptivo del 3 al 6 de septiembre de 1981, Fehler et al. (1988) encontraron variaciones de entre 20 y 30% más grandes de Q_c^{-1} antes y después de la erupción; que se pueden correlacionar con el proceso de expansión contracción del cono al ocurrir la erupción. Las variaciones debieron haber ocurrido sobre una gran cantidad de volumen que no pudo ser tomada en cuenta por deberse al magma almacenado debajo de la montaña. La expansión del cono indujo esfuerzos variables que abrieron micro fracturas, que se cerraron al disminuir la presión y contraerse la montaña debido a la erupción. Fue así como el valor de Q_c^{-1} disminuyó respecto al valor previo de la erupción. Los cambios en Q_c^{-1} presentaron una débil dependencia de la frecuencia, adjudicada al dominio de la atenuación intrínseca.

c) Volcán Nevado del Ruiz, Colombia. Los estudios de Q_c^{-1} realizados en el volcán (Londoño et al., 1998) abarcaron el periodo de mayor actividad desde su reactivación, (1985-1989). Se midieron las variaciones temporales y frecuenciales de Q_c^{-1} antes y después de cada una de las dos erupciones freatomagmáticas (13 Noviembre 1985, 1 Septiembre 1989), así como en un periodo intermedio de relativa estabilidad (Mayo 1987). Los datos sísmicos procesados fueron de enjambres VT antes y después de las dos crisis volcánicas principales, y un enjambre pequeño en Mayo de 1987. En los resultados obtenidos son visibles cambios de Q_c^{-1} antes y después de cada erupción (Figura 5); lo que pueden deberse a la expulsión de magma y cristalización del remanente provocando un aumento de la atenuación intrínseca y disminución en la dispersión de las ondas sísmicas. Estos resultados sugieren una relación directa entre Q_c^{-1} y la actividad volcánica en el Nevado del Ruiz.



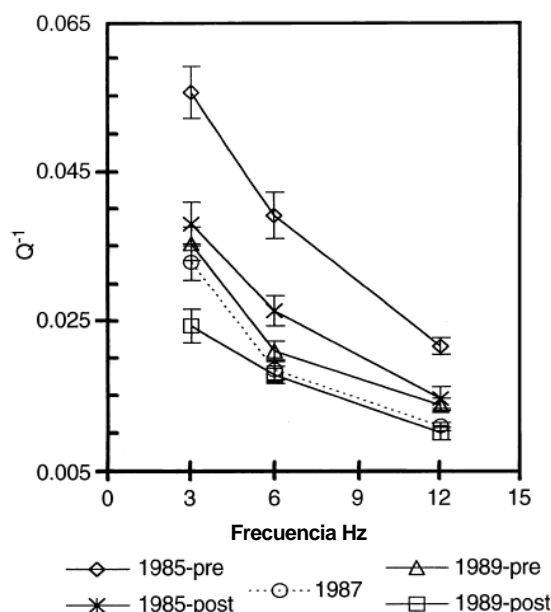


Figura 5. Variaciones temporales de Q_c^{-1} (como función de la frecuencia) durante el periodo de actividad 1985-1989, en el Nevado del Ruiz de Colombia (Tomada de Londoño et al., 1998). Las barras verticales representan el error estándar en cada estimación de Q_c^{-1} .

d) Volcán de Colima, México. La etapa eruptiva del volcán, entre Noviembre de 1998 y Enero del 2000, fue precedida por una serie enjambres VT para los que fue estimado el valor de Q_c^{-1} dentro del rango de 2 a 10Hz. Cambios importantes del parámetro fueron registrados 3 meses antes de la erupción, donde el valor de Q_c^{-1} sufrió un incremento del 34% para bajas frecuencias y del 38% en la banda de frecuencia de 10Hz (Domínguez et al., 2003). El cambio fue atribuido a un aumento en la densidad de las fracturas abiertas debido a la presión generada por el ascenso del magma.

La posibilidad de las variaciones registradas de Q_c^{-1} , tanto en escenarios tectónicos como volcánicos, se deban a una variación en los parámetros de fuente queda descartada (Aki y Chouet, 1975; Jin y Aki, 1986), así que sólo pueden ser atribuidas a un cambio en el medio por el que viajan las ondas sísmicas.

1.6 VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL DURANTE LA ERUPCIÓN DE DICIEMBRE DEL 2000

Novelo-Casanova y Martínez (2006) correlacionan las variaciones temporales de Q_c^{-1} para 6Hz con la actividad volcánica antes, durante y después de la etapa eruptiva de Diciembre del 2000. Fueron procesados un total de 225 eventos VT tomando también como base el método de dispersión simple de Aki y Chouet (1975). La Figura 6 divide las variaciones de Q_c^{-1} en cuatro periodos de acuerdo a Novelo-Casanova et al. (2006). P1: Q_c^{-1} varía dentro del mismo rango sin cambios significantes. P2: Los valores de Q_c^{-1} decayeron de Abril a Diciembre del 2000. P3: De mediados de Diciembre del 2000 a Febrero del 2001



máxima etapa de actividad volcánica, donde Q_c^{-1} alcanza su máximo valor. P4: De Marzo a Junio del 2001 el valor de Q_c^{-1} crece y decrece sin mantener una tendencia clara como la mostrada antes de la caída en el periodo 2, pudiéndose atribuir a la etapa post-eruptiva caracterizada por formación y destrucción de domos.

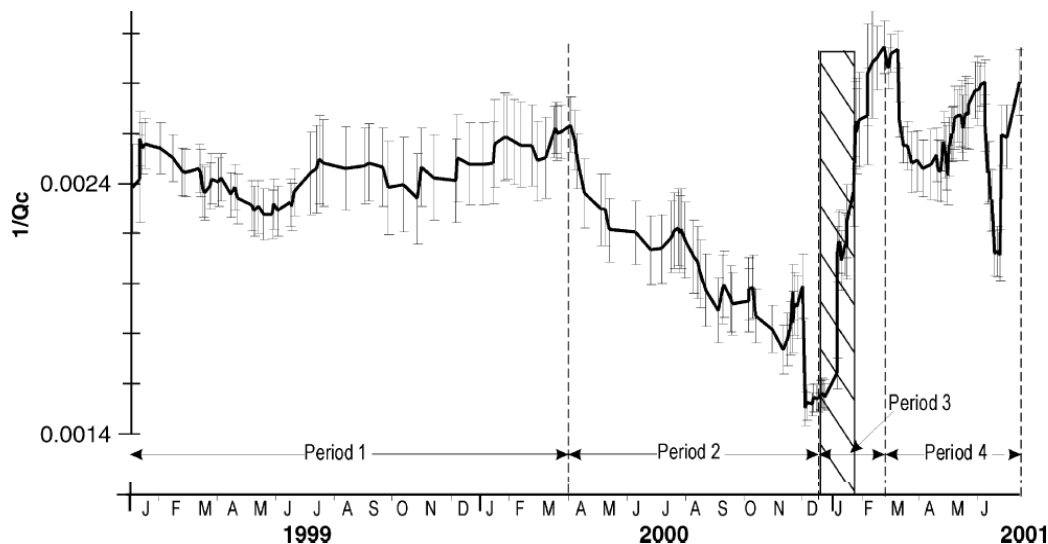


Figura 6. Variaciones temporales de Q_c^{-1} , donde se aprecian los periodos propuestos, dentro de los cuales se encuentra el periodo de mayor actividad resaltado por la banda achurada (Tomada de Novelo Casanova et al., 2006).

La actividad más importante de la etapa eruptiva se refiere a los periodos 2, 3 y 4, cada uno con las siguientes características (Novelo-Casanova et al., 2006):

a) La caída del valor de Q_c^{-1} en el Periodo 2 fue identificada como una fase de recarga fallida, debido a la actividad no explosiva durante la formación de pequeños domos. Se registraron un gran número de eventos VT y eventos de baja frecuencia (algunas veces acompañados por tremores armónicos). Cerca de mediados de Octubre la actividad se incremento con plumas de ceniza que alcanzaron alturas entre 5 y 6 km, dos enjambres de eventos VT y de 72 a 120 eventos de baja frecuencia promediados por día. La distribución en tiempo y cercanía de 40 eventos VT indicó la concentración de esfuerzos a lo largo de conductos o fracturas por el acenso del magma.

b) El incremento repentino de Q_c^{-1} en el Periodo 3 podría indicar el inicio de la inyección de magma. Una intensa fase eruptiva, un rápido crecimiento del domo, episodios de tremores de gran amplitud y baja frecuencia con duraciones desde minutos hasta horas y una estimación de 15 a 19 millones de m^3 de lava fresca acumulados dentro del cráter, tuvieron lugar del 12 al 19 de Diciembre del 2000 durante la principal erupción y otras menores. Posterior al 19 de Diciembre la actividad disminuyó, manteniendo explosiones y exhalaciones moderadas. Sin embargo, el 22 de Enero se presentó una gran explosión con una columna de ceniza que alcanzó los 10km de altura y generó flujos piroclásticos. Al final



de este periodo el valor de Q_c^{-1} llegó a su valor máximo y la fase de crecimiento del domo continuó con algunas explosiones.

c) Las variaciones inconsistentes de Q_c^{-1} , atribuidas a la formación y la destrucción de pequeños domos, fueron acompañadas de una intensa actividad de eventos de baja frecuencia y de algunas explosiones con episodios de tremor armónico de baja amplitud.

Las variaciones temporales de Q_c^{-1} durante la última etapa eruptiva pueden estar directamente relacionados con cambios en las condiciones internas del volcán a lo largo del proceso que generó la principal erupción (Novelo-Casanova et al., 2006).

1.7 RIESGO VOLCÁNICO EN EL POPOCATÉPETL

Para determinar el riesgo volcánico se necesitan varios factores. Sistemas volcánicos con características similares en estructura y dinámica, con una localización diferente, tendrán un nivel de riesgo distinto. Esto debido a que el riesgo no sólo depende de la probabilidad que ocurra una erupción y/o una serie de peligros, si no también de la localidad en donde moran un cierto número de habitantes con una infraestructura y economía característica. De acuerdo con lo establecido por la UNESCO, $\text{Riesgo} = \text{Peligro} \times \text{Vulnerabilidad}$, donde el *peligro* evoca a los eventos físicos producidos por la erupción y la *vulnerabilidad* a las consecuencias sobre población, edificaciones, infraestructura y actividad económica. ¿Es entonces el Popocatepetl un volcán con alto riesgo? La respuesta es si, debido a que la misma historia del volcán nos refiere procesos eruptivos en los que están involucrados flujos de escoria y/o piroclastos, derrumbes del edificio volcánico y demás eventos de gran magnitud (Macías, et al., 1995). Esto aunado a una creciente población aledaña con fuertes carencias en infraestructura y vivienda (Figura 7), deja claro que existe un alto riesgo.



Figura 7. Carencias de vivienda bajo las que viven los pobladores de San Pedro Nexapa, comunidad aledaña al volcán Popocatepetl.



Dentro del aparato científico que se encuentra a cargo del monitoreo del Popocatepetl es imprescindible en la caracterización del riesgo, sin embargo es igualmente indispensable la interacción con expertos de otras áreas (ingenieros, médicos, psicólogos, economistas, sociólogos, arquitectos, políticos y legisladores), para ser capaces de llegar a la mejor definición del mismo. Así los estudios de riesgo deben incluir (Blong, 1996): a) Difusión del conocimiento científico acerca de los peligros en un lenguaje que la población comprenda; b) Uso del conocimiento científico para la re-orientación de programas; c) Educación y entrenamiento de la población para lidiar con crisis volcánicas; d) Como se menciono antes, trabajo interdisciplinario para mejorar la mitigación del riesgo. Para la caracterización del riesgo los lineamientos a seguir son (Blong, 1996): a) Identificación de las características físicas de los distintos peligros volcánicos; b) Estimación de las probabilidades de los peligros; c) Desarrollo de escenarios; d) Vulnerabilidad de la población, edificios y mobiliario, e infraestructura; e) La importancia de la ocurrencia simultanea de varios peligros y una erupción máxima.

Con base en estas nociones y debido a la reactivación del volcán (1994), fue necesaria la instauración de un sistema de alerta volcánica, programas de evacuación y diseño de mapas de peligro, los cuales se encuentran funcionando desde 1994. Sin embargo el diseño del mapa de peligros data de junio de 1995, en donde Macías, et al. (1995) reconoce que la identificación y zonificación de peligros volcánicos era de carácter preliminar, siendo necesarios estudios geológicos detallados para su elaboración final. Entonces es necesaria una actualización del mapa de riesgos y tal vez con esto una revisión a los lineamientos de mitigación, y un estudio mas detallado de los escenarios de riesgo.

En el Popocatepetl los peligros potenciales (Macías, et al., 1995) para las poblaciones aledañas son: explosiones dirigidas (blast), flujos y oleadas de piroclásticos, flujos de lodo, derrumbe del edificio volcánico, emisión de derrames de lava y posibles domos asociados. En donde los flujos piroclásticos y flujos de lodo son los más peligrosos para las poblaciones, de acuerdo a su naturaleza, magnitud y frecuencia a lo largo de la historia.

Dentro de la mitigación del riesgo volcánico, el monitoreo de la atenuación de las ondas coda en conjunto con el estudio de otros parámetros podría ser una herramienta básica en el pronóstico eruptivo del volcán Popocatepetl.



CAPÍTULO II

METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE Q_c^{-1}

2.1 ORIGEN DE LAS ONDAS CODA (MODELO DE AKI Y CHOUET, 1975)

El proceso que sigue una onda sísmica al atravesar un medio elástico no es adiabático, pues la propagación sería indefinida. Por este motivo, es necesario proponer un modelo en el que la energía no sólo se atenúe por dispersión geométrica, si no también por procesos de fricción interna. Este proceso es llamado atenuación intrínseca o anelástica. Los esfuerzos y deformaciones que ocurren durante la propagación de las ondas pueden acarrear cambios irreversibles sobre las imperfecciones cristalinas de las estructuras de los materiales, generando trabajo sobre las fronteras de los granos. Además, si los granos adyacentes no están elásticamente unidos, a este medio se le conoce como inelástico (Aki y Richards, 1980). La atenuación intrínseca Q_i , como se mencionó anteriormente, es sólo una parte de la atenuación Q_c^{-1} , que tiene como segunda componente la atenuación por dispersión Q_s .

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (1)$$

Para la estimación de la atenuación, las vibraciones registradas después del arribo de la onda directa S en un sismo local son conocidas como coda y serán las que provean la información más significativa sobre el medio por el que viajaron las ondas (Aki y Chouet, 1975). Así, las ondas coda de pequeños sismos locales son interpretadas como la retro dispersión de las ondas de cuerpo debido a numerosas heterogeneidades distribuidas en la corteza terrestre y son consideradas como el resultado de algún tipo de promediado del medio circundante. De esta manera, se ha sugerido un tratamiento estadístico en el cual un pequeño número de parámetros pueden caracterizar las propiedades promedio de las heterogeneidades del medio (Aki y Chouet, 1975).

De acuerdo a Aki y Chouet (1975) las ondas coda registradas a una distancia corta del hipocentro, presentan las siguientes características:

- El contenido espectral de la primera parte de los eventos locales depende fuertemente del tiempo de viaje y la naturaleza de la ruta seguida por las ondas hasta llegar a la estación. Sin embargo, la diferencia entre estaciones disminuye hacia la última parte del sismograma.



- El espectro de poder de las ondas coda de diferentes sismos locales decae en función del tiempo (medido a partir del tiempo de origen del sismo) de manera independiente a la distancia y naturaleza de la ruta entre el epicentro y la estación.

El modelo de ondas retro dispersadas propuesto por Aki et al. (1975) considera a la fuente sísmica y la estación de registro en el mismo punto. Debido a esto, el modelo es válido para las ondas coda registradas dos veces después del tiempo de viaje de las ondas S. Siguiendo con el modelo, si $\phi(\omega|r)$ es la transformada de Fourier de los desplazamientos debido a la retro dispersión de las ondeletas por un único refractor a una distancia r , $\phi(\omega|r)$ depende tanto de la fuente como del refractor. Asumiendo que los refractores están distribuidos de forma aleatoria pero uniformemente en el espacio, y si $N(r)$ es el número de refractores dentro de un radio r de la estación, entonces el número de refractores dentro de una zona acotada $(r, r+\Delta r)$ será $(dN/dr)\Delta r$. En la suposición de que tanto las ondas primarias como las ondas refractadas son del mismo tipo y tienen la misma velocidad, las ondas retro dispersadas de los refractores en $(r, r+\Delta r)$ llegarán a un tiempo $(t, t+\Delta t)$, donde $t=2r/v$ y $\Delta t=2\Delta r/v$. Para una distancia Δr lo suficientemente grande para que el correspondiente Δt sea más grande que la duración de la retro dispersión individual de las ondeletas debido a la distribución aleatoria de los refractores, la suma de energía llevada por las ondas retro dispersadas llegando a $(t, t+\Delta t)$, será igual a Δt veces la densidad de poder espectral $P(\omega|t)$ de las ondas coda.

$$P(\omega | t)\Delta t = \sum_{r < r_n < r+\Delta r} |\phi_n(\omega)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\phi_n(\omega)|^2 \quad (2)$$

Donde r_n es la distancia de la estación al n-ésimo refractor. Ahora considerando la dispersión de las ondas de cuerpo y una densidad σ de difractores por unidad de volumen. El número de difractores dentro de un caparazón de esfera $(r, r+\Delta r)$ es $(dN/dr)\Delta r=4\pi\sigma r^2 \Delta r$. De (2) se obtiene:

$$P(\omega | t)\Delta t = |\phi_n(\omega | r)|^2 4\pi\sigma r^2 \Delta r \quad (3)$$

Tomando en cuenta la dispersión geométrica, la amplitud espectral de las ondas refractadas dependerá de las distancias de viaje de la siguiente forma:

$$|\phi_n(\omega | r)| = |\phi_n(\omega | r_0)| \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \quad (4)$$



Recordemos que r representa la distancia entre la estación y el refractor, del mismo modo que la distancia entre la fuente sísmica y el refractor, mientras r_0 es la distancia de referencia. Incluyendo también la atenuación que transforma la energía sísmica en calor debido a la anelasticidad de la Tierra, aparece el factor de calidad Q . Donde la pérdida de energía por ciclo se mide como $2\pi Q^{-1}$ y la atenuación durante un periodo de tiempo t es $e^{(-\omega t/Q)}$ (ω =frecuencia angular). Entonces:

$$|\phi_n(\omega | r)| = |\phi_n(\omega | r_0)| \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 e^{-\omega t / 2Q} \quad (5)$$

Combinando (3) y (5), y como $r=tv/2$ y $\Delta t = \Delta tv/2$, se obtiene una expresión para la densidad de poder espectral de las ondas coda como retro dispersión de las ondas de cuerpo:

$$P(\omega | t) = |\phi_n(\omega | r)|^2 8r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t / 2Q} \quad (6)$$

Escribiendo de forma más general:

$$P(\omega | t) = S t^{-m} e^{-\omega t / Q} \quad (7)$$

La constante m responde a la dispersión geométrica, $m=1$ para ondas de cuerpo y $m=2$ para ondas superficiales. El término de fuente S varía con la magnitud del sismo y representa el efecto tanto de las fuentes de ondas primarias como secundarias. Como las fuentes de ondas secundarias son resultado de la dispersión por heterogeneidades, común en todos los sismos, la diferencia en el factor radicará en la diferencia del tipo de fuente.

2.2 ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Para calcular la atenuación sísmica Q_c^{-1} es necesario reescribir la ecuación (7) en términos de las amplitudes:

$$A(\omega | t) = C t^{-a} e^{-\omega t / 2Q} \quad (8)$$

Donde $a=m/2$ y C es el efecto de fuente. Aplicando \log_{10} a ambos lados de la (8):

$$\log_{10} A(\omega | t) = \log_{10} C - a \log_{10} t - bt \quad (9)$$



Donde

$$b = \frac{(\log_{10} e)(\pi f)}{Q} \quad (10)$$

Reacomodando términos en (9)

$$\log_{10} A(\omega | t)t = C - bt \quad (11)$$

La ecuación (11) se puede ajustar mediante mínimos cuadrados a una línea recta en la cual el principal valor a estimar recae sobre la pendiente (Figura 8).

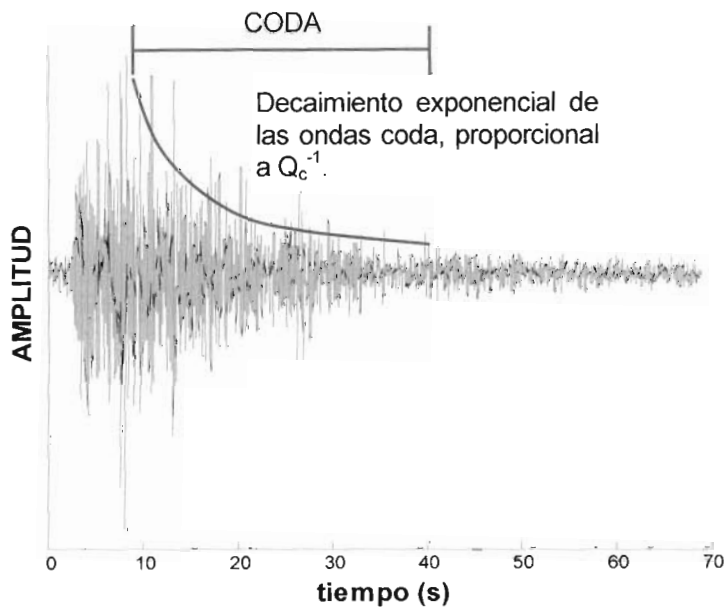


Figura 8. Decaimiento exponencial de las ondas coda, el cual puede ser ajustado a una línea recta según (11).

De la ecuación (11) conocemos ya la variable tiempo t , las amplitudes $A(\omega|t)$ y la frecuencia a la cual se desea estimar el valor de Q , así que solo se necesita definir como es que se leerán cada uno de estos datos del registro sísmico.

Se filtrará la señal en cuatro bandas de frecuencia (ver Tabla 4) de acuerdo a lo propuesto por Aki et al. (1975), por la dependencia de las amplitudes de la coda ante este parámetro. Los filtros diseñados fueron tipo Butterworth de fase cero (Figura 9).



Tabla 4. Características de diseño de los filtros digitales utilizados en la estimación de Q_c^{-1} .

Filtro	Frecuencia Central	Ancho de banda	Orden del Filtro
1	3	1.5	6
2	6	3	7
3	12	6	10
4	24	12	16

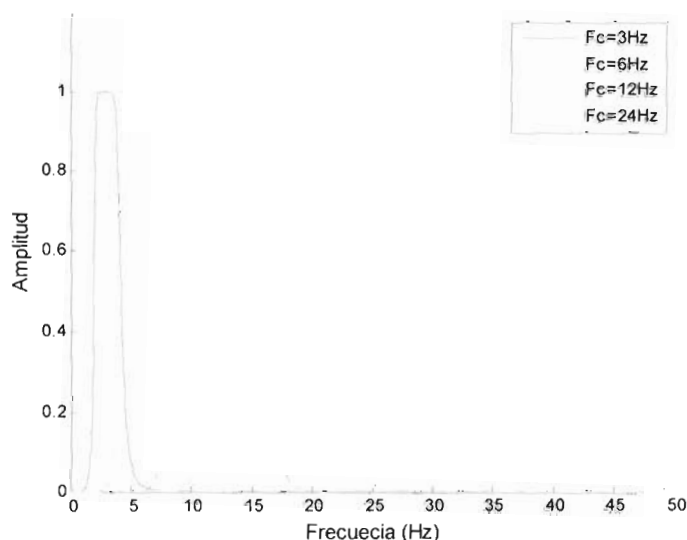


Figura 9. Espectros de Amplitud de los cuatro Filtros Butterworth usados en el procesamiento de los datos sísmicos para la estimación de Q_c^{-1} .

Para cuantificar las amplitudes partiremos del concepto de espectro de potencia y la función de autocorrelación (Teorema de Wiener).

$$\phi(\tau) = \langle f(t)f(t + \tau) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega|t) e^{i\omega\tau} d\omega \tag{12}$$

Para un desplazamiento τ de cero, la función de autocorrelación es el valor medio cuadrático de las series de tiempo (Lee, 1960).

$$\phi(0) = \langle f^2(t) \rangle \tag{13}$$

$$\phi(0) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega|t) d\omega \tag{14}$$

Antes de medir las amplitudes de las ondas coda en el registro, se ubica el intervalo de estimación de Q_c^{-1} que inicia en $2t_s$, con una ventana principal de 15s o 25s y subventanas de 2s. Cada subventana con un traslape del 50% (avance de 1s) entre ventanas



consecutivas (Figura 10). Lo anterior siempre y cuando la razón entre la señal y el nivel de ruido sea mayor a 1.5, pues de lo contrario el registro es desechado del análisis.

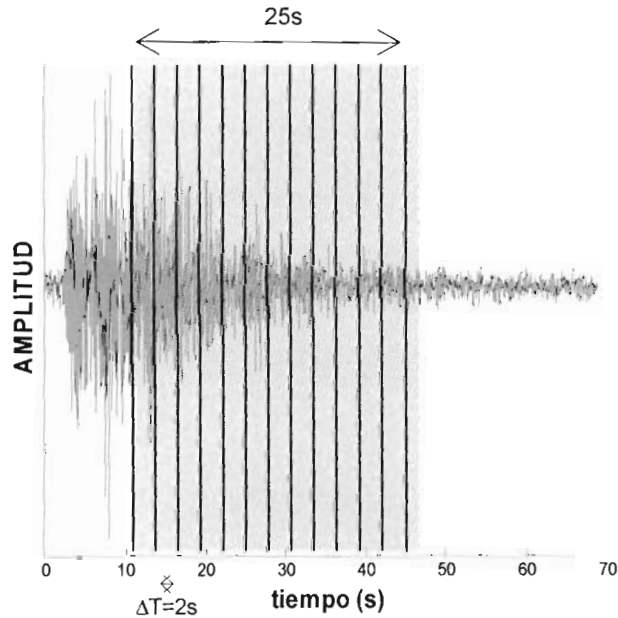


Figura 10. Ventana de 25 segundos con sub divisiones de 2s para la estimación de Q_c^{-1} y traslape del 50% entre una y otra.

De la ecuación (14) y tomando el ΔT de 2s, tenemos que el valor medio cuadrático de las series de tiempo se puede expresar como:

$$A_{mn} = A(F_m, T_n) = \left[\sum_{k=l_1}^{l_2} Y_k^2 / (l+1) \right]^{1/2} \quad (15)$$

Donde:

Y_k =amplitudes de la serie de tiempo

T_n =Tiempo central de la ventana n-ésima

l = Número de puntos en la ventana

$l_1 = T_n - 1/2\Delta T_n$

$l_2 = T_n + 1/2\Delta T_n$

Una vez filtrada la señal y calculadas las amplitudes para ventanas de tiempo ΔT_n , se ajustan los puntos obtenidos a un modelo lineal mediante una regresión por mínimos cuadrados. Donde:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x \quad (16)$$

y =Valor estimado a un x dado



En términos de nuestro modelo, de (11) y retomando (15) la expresión anterior queda como:

$$\log_{10}(A_{mm}T_n) = C - bT_n \quad (17)$$

Donde:

$$\hat{y} = \log(A_{mm}T_n)$$

$$\hat{\beta}_0 = C$$

$$\hat{\beta}_1 = b$$

Los residuales o desviaciones de la aproximación están dados por:

$$R_i = y_i - \hat{y}_i \quad (18)$$

Si incluimos estos residuales de aproximación en nuestro modelo, se incluiría un error ε aleatorio con valor medio igual a cero y varianza σ^2 (Mendenhall, 1987) y obtenemos:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x + \varepsilon \quad (19)$$

Este error esta incluido en la estimación de los parámetros $\hat{\beta}_0$ y $\hat{\beta}_1$, pero es necesario tener una medida del mismo, para observar que tan bueno es el ajuste que se realiza. Para obtener la cota del error se utiliza la estimación de la varianza (σ^2) del error aleatorio ε . Con este propósito, se usa la suma de los cuadrados del error o de los residuales (SCE).

$$\hat{\sigma}_n^2 = s^2 = \frac{SCE}{n-2}$$

$$SCE = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (20)$$

Donde:

n=número de elementos

$\hat{\sigma}_n^2$ es un estimador insesgado de la varianza, que corresponde al error de la desviación media de las cotas respecto de la línea de ajuste.

Finalmente, dentro del ajuste lineal se necesitan estimar los valores de y_1 y y_2 más adecuados para que un x_0 , es decir, que el valor de y este contenido dentro del rango $[y_1, y_2]$ con un nivel de aserción alto cada vez que haga el ajuste (Acton, 1966). Lo anterior, debido a que y se tambalea por el ajuste de los parámetros $\hat{\beta}_0$ y $\hat{\beta}_1$, y su correspondiente error (Figura 11).



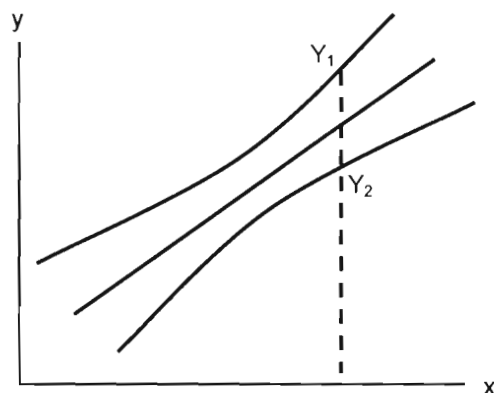


Figura 11. Ejemplo en el que para un valor particular de x se tienen dos valores de y (y_1, y_2), a igual distancia de la vertical, que corresponden a los límites de confianza sobre el valor verdadero de y que se busca.

Entonces para un valor de x en particular:

$$\sigma_{y_0}^2 = \sigma_c^2 + (x_0 - x)^2 \sigma_h^2$$

$$\sigma_c^2 = \frac{\hat{\sigma}_n^2}{n}; \sigma_h^2 = \frac{\hat{\sigma}_n^2}{S_{xx}} \tag{21}$$

Conocer las cotas de error en la estimación de algún parámetro es indispensable, pues en caso contrario, el análisis en cuestión guardaría una incertidumbre desconocida y el estudio sería irrelevante. Así σ_b es primordial en el análisis final de los resultados, ya que es proporcional al error de cálculo de Q .

Una vez estimado el valor de Q_c^{-1} y su error, se utilizan únicamente aquellos valores (mínimo 3) con error menor o igual al 25% para un promediado mediante el pesado de sus varianzas (Hellweg et al., 1995).

$$\langle Q_c \rangle = \frac{\sum (Q_{ci} / \sigma_i^2)}{\sum (1 / \sigma_i^2)} \tag{22}$$

Donde la varianza del promediado esta dada por:

$$\sigma_m^2 = \frac{\sum [(1 / \sigma_i^2) (Q_{ci} - \langle Q_c \rangle)^2]}{(n-1) \sum (1 / \sigma_i^2)} \tag{23}$$

Para identificar el grado de confianza de las posibles variaciones de Q_c^{-1} antes y después de cada proceso volcánico y además concluir si los cambios son significativos fue necesario aplicar la prueba *t-student* (Mendenhall, 1979). Para esto se agruparon los datos y se obtuvo un promedio del cual:



$$t = \frac{X_1 - X_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}} \quad (24)$$

De donde X_1 y X_2 son los promedios de los dos grupos de datos de Q_c^{-1} , σ_1^2 y σ_2^2 responden a las desviaciones estándar, n_1 y n_2 al número de datos utilizados. El resultado de este análisis estadístico dictaminará el grado de confianza de la comparación hecha de los periodos de Q_c^{-1} . Si t es igual a 0.68 indica que los límites de confianza son del 75%, si es igual a 1 serán igual a 85%, si es 1.7 serán del 95% y si es ≥ 2.5 serán del 99%.

2.3 DATOS

Fueron procesados un total de 285 eventos volcanotectónicos. Su localización fue hecha con el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986) tomando el modelo de velocidades de Valdés-González (1997). Las magnitudes de los eventos varían entre 1.6 y 3. Sólo cuatro eventos tuvieron magnitudes de 3 y uno de 1.6, los restantes están entre 1.8 y 2.8. Sus profundidades van de 3 a 17 km, con más del 80% entre 4 y 8 km.

Siguiendo la metodología de análisis de los VT realizada por Martínez (2006) y como respuesta de las dos zonas definidas a partir de la actividad de 1996, se dividieron los eventos en: zona del cráter y zona sureste (Figura 12). En la zona sureste, los sismos VT son más esporádicos y dispersos.

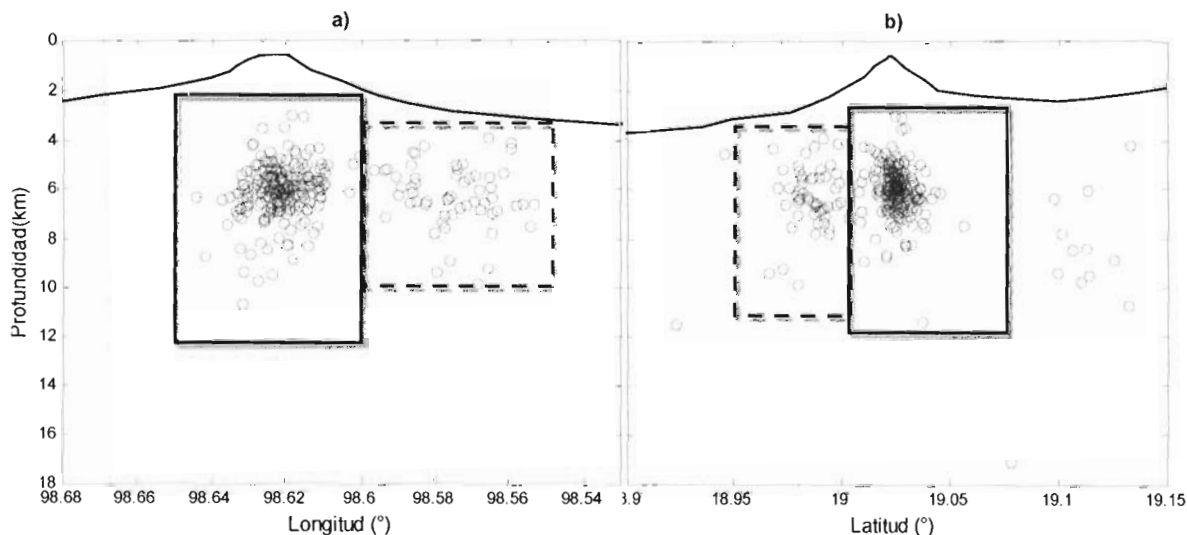


Figura 12. Localización de los eventos VT registrados por la red de monitoreo. Los rectángulos representan las dos zonas en la que se dividieron los sismos. Los sismos de la zona del cráter (línea continua) están entre 98.6° a 98.65° longitud oeste y de 19° a 19.071 latitud norte, mientras que los del Sureste (línea punteada) de 98.55° a 98.6° longitud oeste y de 18.95° a 19° latitud norte. (a) Corte Longitudinal Este-Oeste. (b) Corte Transversal Norte-Sur. Los sismos VT que quedan fuera de estas dos regiones se toman para un análisis posterior de todos los sismos.



Observando la gráfica de los eventos VT acumulados (Figura 13) vemos una tendencia suave sin cambios bruscos de la pendiente. Son apreciables solamente dos variaciones en los meses de octubre a diciembre del 2006, y de mayo a octubre del 2007, en los cuales el promedio de eventos por mes fue de 20 y 13, respectivamente, contra 6 eventos promedio de los meses restantes.

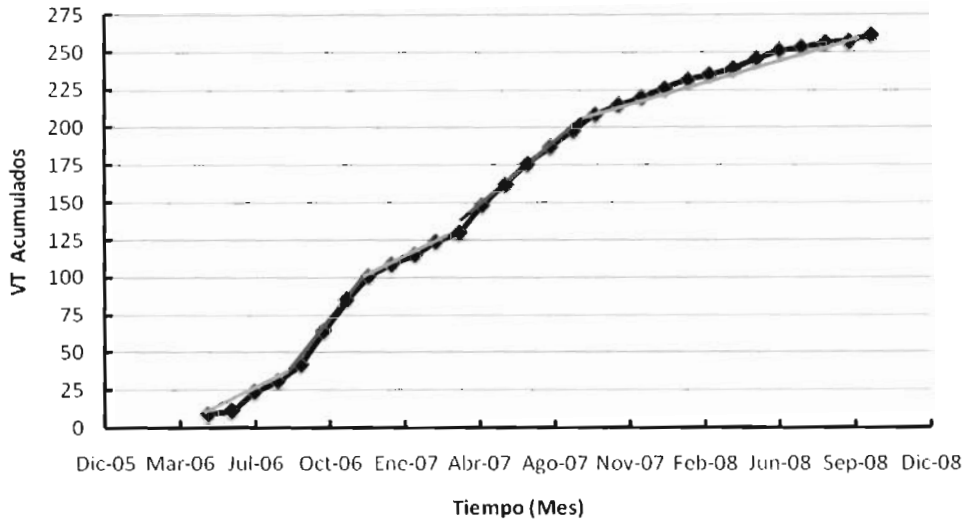


Figura 13. Eventos VT acumulados de Mayo 2006 a Octubre 2008. Las líneas rojas representan los dos cambios de pendiente más fuertes, mientras que las líneas verdes responden a una menor cantidad de eventos por mes.

Otro punto importante de resaltar, es que el volumen muestreado por las ondas coda esta acotado por la longitud de la ventana. En el modelo de dispersión simple para cualquier lapso de tiempo t , las ondas coda muestrean un volumen elipsoidal (Figura 14) relacionado con la separación fuente-receptor (Pulli, 1984). La proyección ortogonal de la elipse está dada por la siguiente ecuación:

$$\left[\frac{x^2}{(vt/2)^2} \right] + \left[\frac{y^2}{(vt/2)^2} \right] - \frac{R^2}{4} = 1 \quad (25)$$

R= distancia entre la fuente y el receptor.

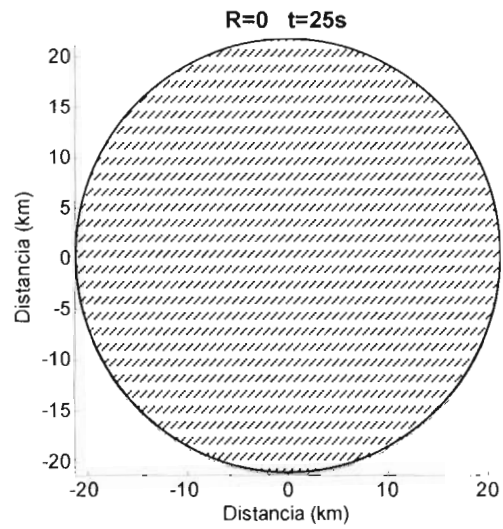
v= velocidad de las ondas S=1.7 km/s (Valdés-González, et al., 1997).

(x,y)= coordenadas en superficie.

Recordando que una de las consideraciones del modelo de Aki y Chouet (1975) es que la fuente y receptor están en el mismo punto, R será igual a cero, mientras t igual a 15s o 25s (según sea el caso). De la Figura 14 vemos que para el ejemplo de 25s, las ondas coda muestrean una zona de aproximadamente 40 km de largo y 20 km de profundidad.



(a)



(b)

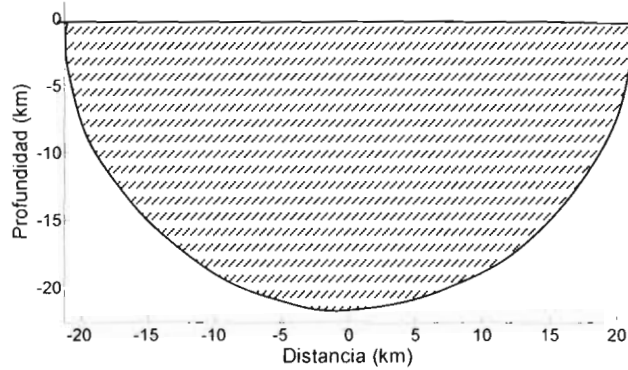


Figura 14. Proyección teórica horizontal (a) y vertical (b) de la región del elipsoide estimado para ondas coda con una longitud de 25s. Aproximadamente se muestrean 40 km en extensión y 20 km en profundidad.



CAPITULO III

PROGRAMACIÓN EN MATLAB DEL MONITOREO DE Q_c^{-1}

El programa desarrollado en MATLAB para el monitoreo de la atenuación sísmica se le denominó “*ESTIMACIONQC*”. Este programa no sólo abarca el procesamiento de los datos sísmicos para el cálculo de Q_c^{-1} , si no que parte desde la preparación de los datos y parámetros de inicio, con base en tres archivos de entrada (Preprocesado). Posteriormente estima Q_c^{-1} y distribuye los resultados en cuatro bases de datos (de acuerdo a la frecuencia de estimación) para la graficación y monitoreo final del parámetro (Figura 15).



Figura 15. Esquema general del funcionamiento del programa ESTIMACION QC. Los primeros tres cuadros indican el tipo de archivos de entrada (A. E.) con los que trabaja el programa.

A continuación se dará una explicación un poco mas detallada de la secuencia de pasos mostrada en la Figura 11, así como del funcionamiento del programa.



3.1 INICIO DEL PROGRAMA “ESTIMACIONQC”

El programa consta de un total de 11 rutinas y trabaja desde la ventana de comandos de MATLAB. Al ejecutarlo despliega en la ventana de comandos los pasos que se realizarán para la visualización final de las variaciones temporales de la atenuación sísmica de los datos procesados (Figura 16). El programa permite iniciar con la secuencia mostrada o desde alguna otra seleccionada de las diferentes opciones. De esta manera, si ya se ha realizado previamente alguno de los pasos del procesado es factible retomarlo desde ese punto. Esto es de gran ayuda cuando ya se cuenta con los archivos de entrada finales (*input*) para la estimación de Q_c^{-1} y sólo se desea reprocesarlos por algún cambio, ya sea en las ventanas de estimación, diseño de filtros, razón de ruido/señal, disminución o aumento del error mínimo aceptado en el análisis (25%). También si se requiere realizar una nueva base de datos con ventanas de promediado distintas o simplemente si se quiere graficar el parámetro.

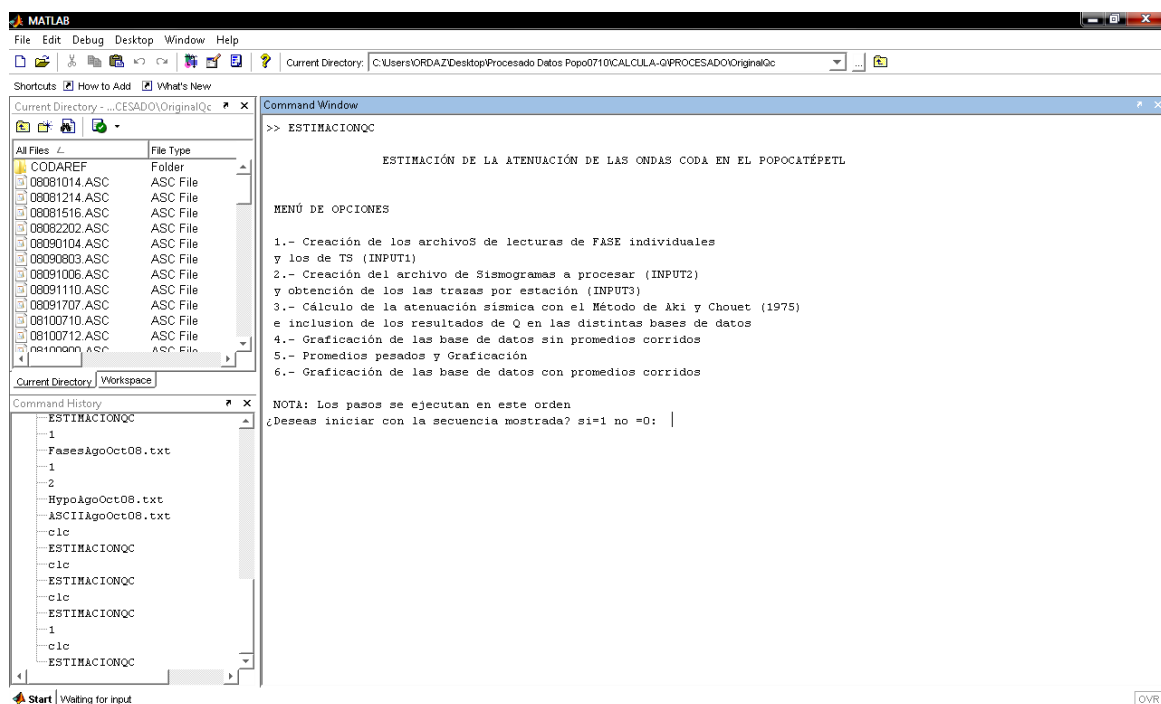


Figura 16. Inicio del funcionamiento del programa ESTIMACIÓNQC desde la ventana de comandos de MATLAB.

3.2 PREPROCESADO

Para la preparación y generación de archivos de entrada finales (*input*) al cálculo de Q_c^{-1} es necesario contar con tres archivos: **I)** Archivo con los tiempos de las lecturas de fase S por estación y componente utilizadas en la localización hipocentral (ver Anexo 1), utilizado como archivo de entrada al programa *Hypocenter*. **II)** Archivo con las localizaciones hipocentrales y tiempos de origen por evento (ver Anexo 1), o archivo de salida al programa



Hypocenter. **III**) Registro(s) sísmico(s) a procesar en formato ASCII (inicialmente en formato *SUDS*). Cabe resaltar que en el presente trabajo estos tres archivos son recabados del CENAPRED, sin que se requiera realizarles algún cambio, lo que beneficia la disminución de tiempo en el procesado.

Una de las grandes ventajas del programa es que permite procesar más de un evento VT a la vez. En el desarrollo de este trabajo se procesaron hasta 30 sismos en una sola corrida de cómputo, sin presentarse error alguno. Por lo que a continuación no se presentará el ejemplo del funcionamiento del programa para el caso más simple de procesado (un solo sismo VT), si no para 18 VT's registrados entre agosto y octubre del 2008.

Iniciando con la secuencia mostrada en el menú de opciones del programa, el primer archivo que se requiere es el **I**. Al ingresarlo se generan automáticamente archivos individuales de las lecturas de fase S por evento (el número total es desplegado). El siguiente paso es el ingreso del archivo **II**, a partir del cual se realiza el cálculo del tiempo de S (T_S) tomando los archivos individuales (generados antes) con los tiempos de arribo de S y los tiempos de origen del archivo **II**. Simultáneamente, el programa considera las localizaciones hipocentrales y tiempos de origen de cada evento VT para incluirlos en la generación de uno de los tres archivos de entrada finales (*Input1*) [ver Anexo 1]. El número de archivos *input1* creados debe ser igual al número de archivos de fases individuales (Figura 17).

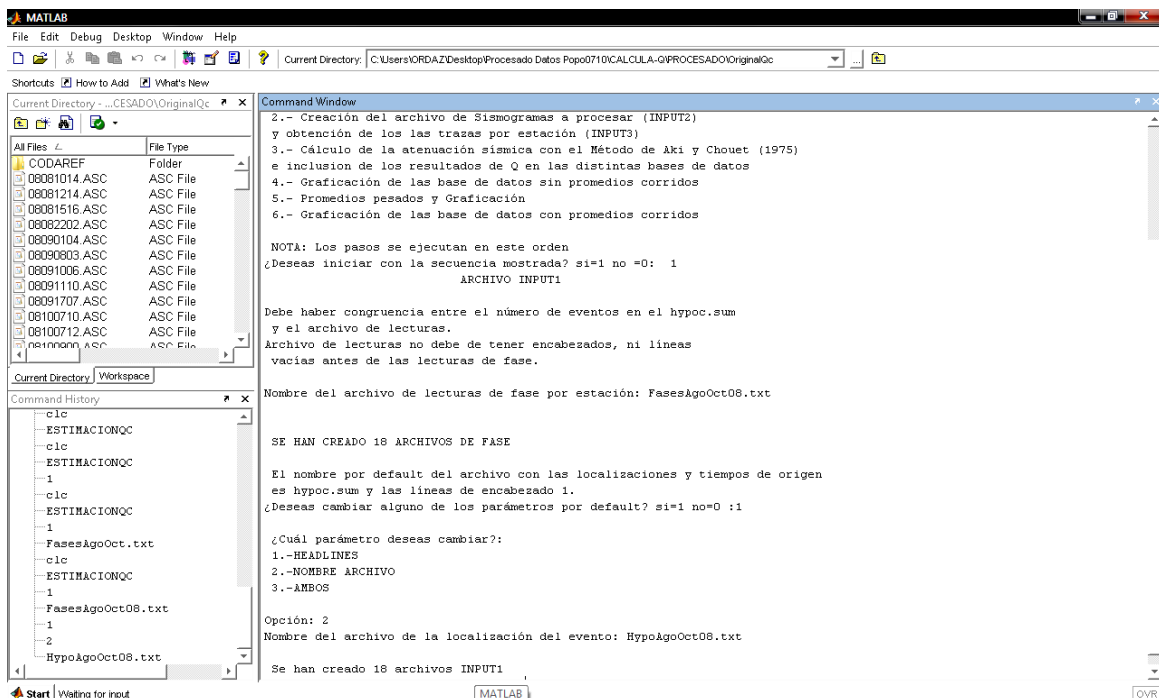


Figura 17. Ingreso de los archivos I y II para la generación del archivo con los tiempos de S (*input1*). El programa muestra el número de archivos de fases individuales e *input1* creados.



Los archivos *input2* e *input3* son creados casi simultáneamente al ingresar el archivo **III** al programa. Cada uno de los archivos ASCII contenidos en la lista del archivo **III** es dividido en archivos individuales por traza. A la par se van creando archivos temporales de cada evento con todas las trazas incluidas y la información de registro de cada una (tiempo inicial de registro, muestras por segundo y nivel de ruido). Lo anterior es tomado del encabezado (ver Anexo 1). Cada uno de los archivos temporales es correlacionado con su respectivo archivo de fase para obtener el archivo de entrada final *input2*, el cual contiene la información de los archivos temporales con solo aquellas trazas que tengan un registro sin saturación (ver Anexo 1). En la ventana de comandos se despliega la lectura de cada una de las trazas y se indica cuando se ha generado el archivo *input2* de ese evento para continuar con el siguiente (Figura 18).

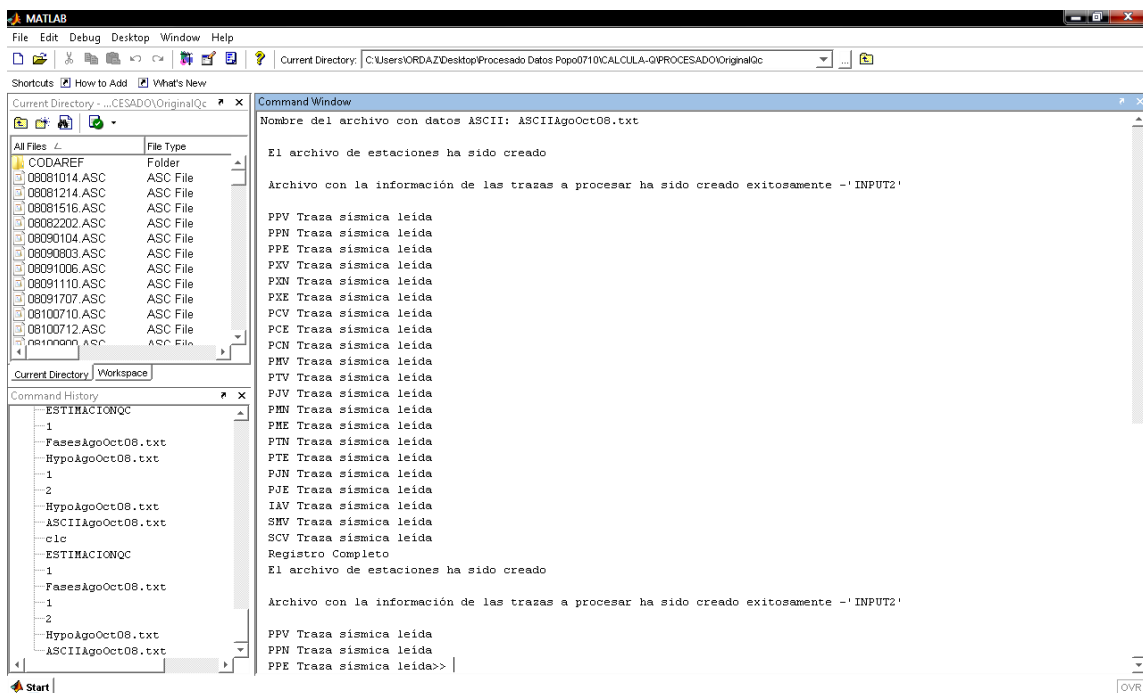


Figura 18. Creación de los archivos *input2* y división de los archivos ASCII por traza.

3.3 ESTIMACIÓN, ANÁLISIS Y GRAFICACIÓN DE Q_c^{-1}

Al terminar estos pasos el programa pregunta si se desea continuar con el siguiente, que refiere al cálculo de Q_c^{-1} tomando como base la metodología del capítulo anterior. Al llevar a cabo el cálculo se tienen las ventajas de: 1) Conocer cuales son las trazas con adecuados registros. 2) Contar con información confiable de los niveles de ruido y lecturas de arribos de S (utilizadas en las localizaciones hipocentrales). Lo antes mencionado ayuda a: a) Disminución del tiempo de procesado. b) Contar con una muy buena localización del inicio de la ventana de cálculo de Q_c^{-1} . c) Tomar todos aquellos registros con longitudes de



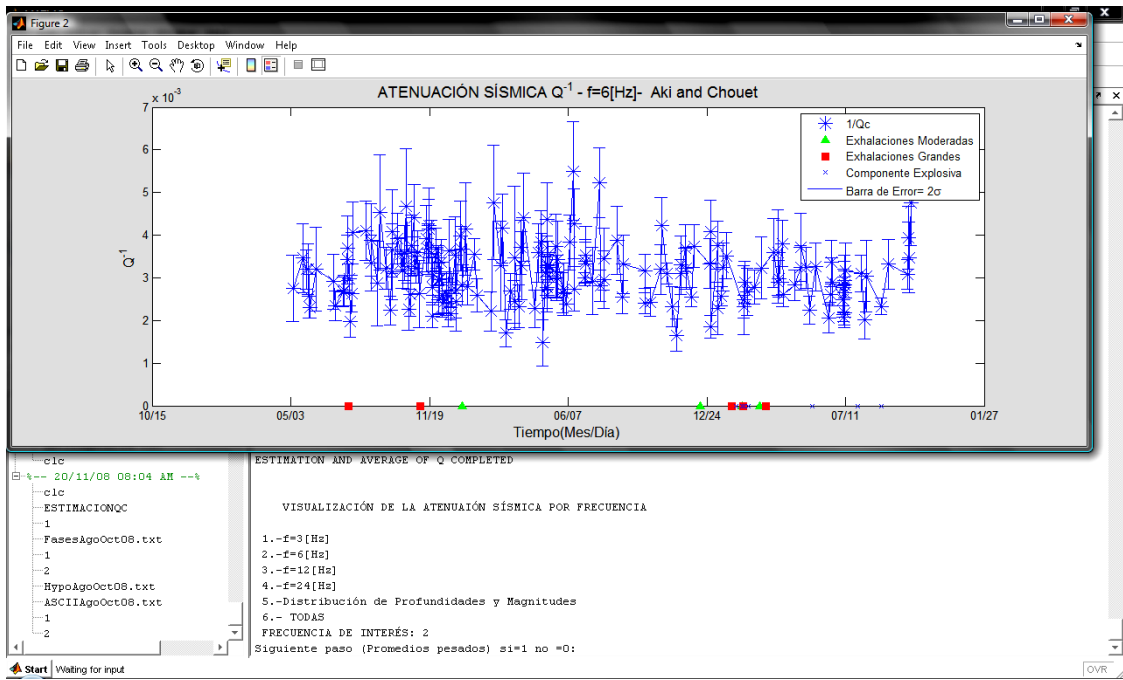


Figura 20. Graficación de las bases de datos. En el ejemplo se graficó la base de datos de 6Hz.

El siguiente paso es realizar una nueva base de datos de la frecuencia de interés, realizando ventanas de promedios corridos. Para esto es necesario regresar al menú principal y elegir la opción 5 (Ventanas de promedios pesados y graficación). Se ingresa una de las cuatro bases de datos generadas y se indica el nuevo nombre de la base. Posteriormente, se ingresa el número de eventos para la ventana y a que evento (último) se le asigna el valor promediado. Finalmente, el programa muestra la nueva grafica con un suavizamiento acorde al número de eventos considerados (Figura 21).

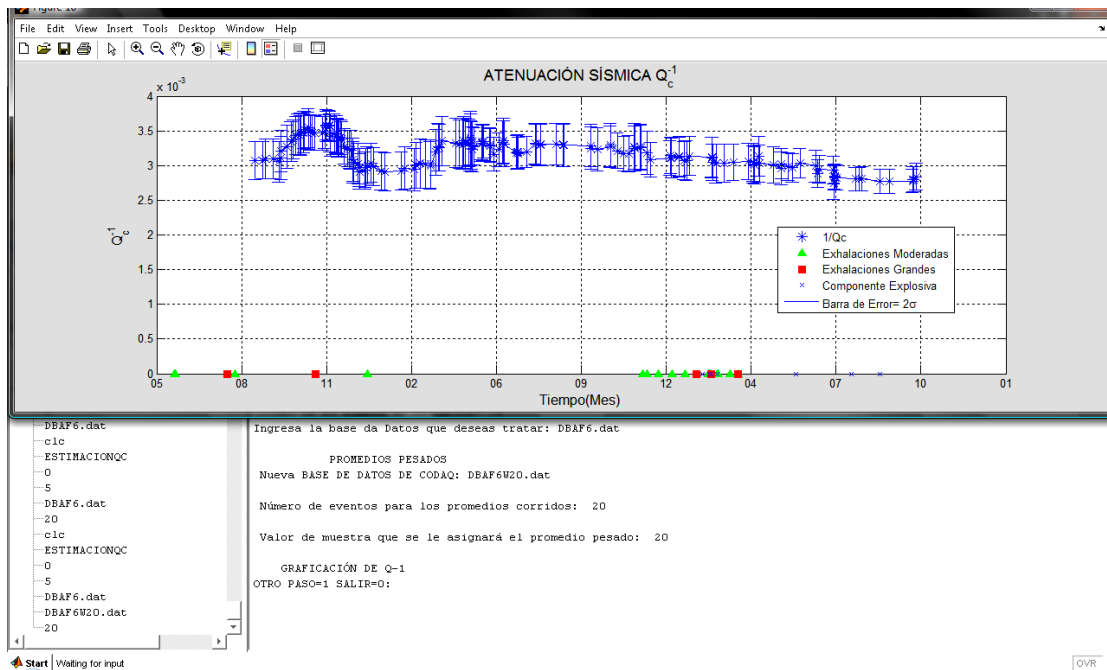


Figura 21. Creación y graficación de la nueva base da datos utilizando promedios pesados. La base da datos usada fue la de 6Hz. Para los promedios corridos se consideraron 20 eventos y al valor estimado se le asignó la fecha del último sismo dentro de esa ventana de promediado.



Este es el último paso en el monitoreo de las variaciones de la atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl. El suavizamiento permite observar mas fácilmente alguna variación temporal del parámetro.

3.4 SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA CODA

Antes de iniciar con el procesado de los datos del periodo en estudio fue necesario verificar el buen funcionamiento del programa desarrollado en MATLAB. Para esto se utilizó un modelo numérico del decaimiento de la amplitud de las ondas coda $A_c(t)$ a un tiempo t (transcurrido a partir del tiempo de origen). El modelo fue generado a partir de la ecuación de un coseno (24), en donde se incluye la amplitud inicial (A_0), la frecuencia angular de la onda (ω) y el factor de dispersión geométrica (f^1).

$$A_c(t) = A_0 \cos(\omega t) t^{-1} e^{-(\omega t / 2Q_c(\omega))} \quad (24)$$

Los modelos a seguir fueron retomados de Novelo-Casanova et al. (1991), mostrados en la Tabla 5, donde Q_c de acuerdo a la literatura tiene una dependencia exponencial respecto de la frecuencia.

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (25)$$

Las frecuencias a las que se generaron las ondas coda fueron 3, 6, 12 y 24Hz. No fue necesario el filtrado de la señal pues de acuerdo a (24) el coseno es diseñado con la frecuencia deseada. Por otra parte, se consideró un intervalo de muestreo de 0.01. Una vez estimado el valor de Q_c del sismograma sintético, los datos se ajustaron al modelo descrito por (25) mediante mínimos cuadrados. La Figura 22 muestra el cálculo de coda para 3Hz y su ajuste por mínimos cuadrados para estimar Q_c^{-1} .

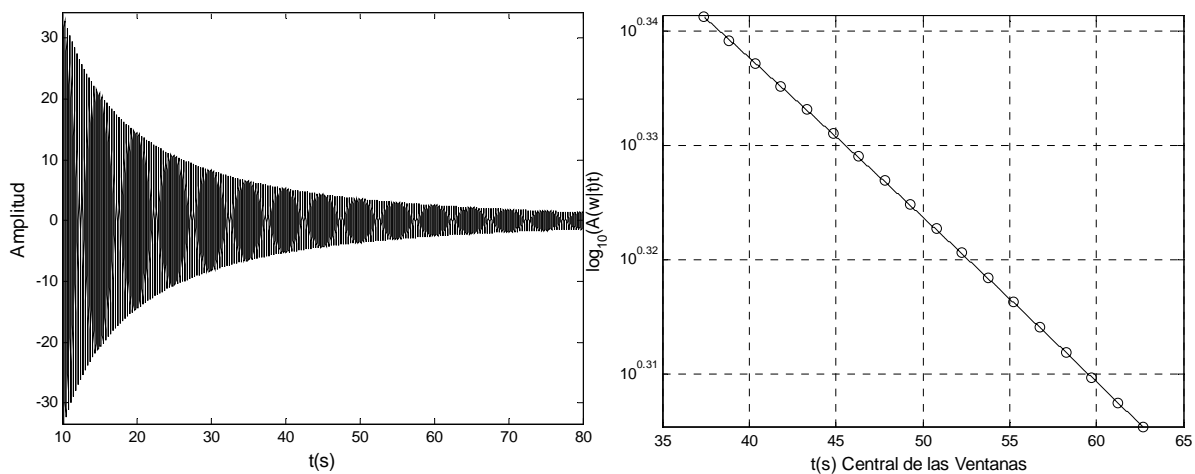


Figura 22. Decaimiento de las amplitudes de las ondas coda generadas numéricamente a partir de la ecuación (24) para el 1^{er} modelo propuesto y una frecuencia de 3Hz.



Tabla 5. Resultados obtenidos de la simulación numérica de coda con el programa *ESTIMACIONQC*

Modelo	Valores del Modelo		Valores Estimados	
	Q_0	n	Q_0	n
1	188	1.05	188	1.05
2	190	0.94	190	0.94
3	268	0.60	268	0.60
4	140	0.95	140	0.95
5	143	0.84	143	0.84
6	47	0.87	47	0.87
7	72	0.85	72	0.85
8	79	0.83	79	0.83

Los modelo 1 y 5 corresponden a pruebas nucleares y sismos en la gran cuenca de Nevada-California, respectivamente. El modelo 2 a eventos del sur de California, el 3 a eventos locales al oeste de Japón y el 8 a eventos en Stone Canyon-California. El 4 responde a eventos de Nueva Inglaterra y finalmente el 6 y 7 a los sismos del 14 de Marzo en Petatlan México y a los de Hindu Kush en Asia central (Novelo-Casanova et al., 1991).

De acuerdo a Aki (1992) existen dos logros sismológicos que se deben tener en la predicción eruptiva de un volcán, uno es el monitoreo de las variaciones de Q_c^{-1} y el otro es el monitoreo de los procesos de fuente del tremor volcánico. Así el programa desarrollado en este trabajo es la base para el primer logro. Los resultados obtenidos en el cálculo de Q_c^{-1} tienen un excelente ajuste con respecto de los valores teóricos (Tabla 5), por consecuencia su uso en el monitoreo de las variaciones temporales de Q_c^{-1} en el volcán Popocatepetl es confiable.



CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LAS VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} DE MAYO 2006 A OCTUBRE 2008

El estudio de las variaciones temporales de Q_c^{-1} ha sido utilizado en regiones volcánicas (Chouet, 1976; Fehler et al., 1988; Ambeh and Fairhead, 1989; Ortiz et al., 1992; Lodoño et al., 1998; Domínguez, et al., 2003; Del Pezzo et al., 2004; Novelo-Casanova et al., 2006; Martínez, 2006). Los resultados obtenidos demuestran que las variaciones podrían estar relacionadas con la actividad volcánica y los cambios termodinámicos que afectan las condiciones internas del volcán. El modelo de Aki y Chouet (1975) para el cálculo de Q_c^{-1} , basado en la atenuación de la coda de sismos locales, ofrece un mecanismo físico claro de visualizar, facilidad de estimación y muestreo de un volumen uniforme (definido por la ventana de tiempo de coda) (Jin y Aki, 1986). Así la implementación numérica del modelo de dispersión simple en el programa “ESTIMACIONQC”, ayudó al monitoreo de las variaciones temporales de Q_c^{-1} en el volcán Popocatepetl y permitió correlacionar cambios del parámetro con la actividad volcánica. Aparte, podrá apoyar los estudios de predicción de erupciones futuras.

La estimación de Q_c^{-1} responderá a la suma de dos procesos atenuantes, muestreados simultáneamente por las ondas coda: 1) La atenuación debido al excesivo fracturamiento de la roca o de dispersión. 2) La atenuación intrínseca debido a la presencia de fluidos como el magma. No obstante, es posible identificar que tipo de atenuación prevalece, ya que su comportamiento con respecto a la frecuencia es distinto. Mientras que la atenuación intrínseca muestra una débil dependencia con respecto a la frecuencia (Chouet, 1976; Del Pezzo et al., 1985; Fehler et al., 1988), la atenuación por dispersión muestra una clara dependencia (Aki, 1980; Ambeh, et al., 1989). Por otro lado y contrario a estas ideas, Gao (1992) concluye que Q_i también podría presentar dependencia con respecto a las frecuencias altas, debido a las características físicas y químicas del medio por el cual atraviesan las ondas coda.

En un sistema volcánico, donde las condiciones de presión y temperatura son sumamente variables, es razonable pensar que la atenuación intrínseca prevalecerá sobre la de dispersión. Gao (1992) menciona que Q_i prevalece sobre Q_s , aún más en medios donde Q es altamente sensible a los cambios de temperatura y al contenido de líquido en la roca, propiedades características de un volcán. Aunado a esto, Sato et al. (1998) señala que la dispersión redistribuye la energía de las ondas dentro del medio, pero no la remueven del



campo total de ondas. De ser así, gran parte de los valores de Q_c^{-1} tendrán un aporte principal de la atenuación intrínseca, por lo que es bastante práctico monitorear sus variaciones temporales.

Durante el desarrollo de este trabajo se procesaron un total de 285 VT's con ayuda del programa "ESTIMACIONQC", un aproximado de 5700 trazas sísmicas. Cada traza fue filtrada en cuatro bandas de frecuencia, las cuales ya fueron definidas en el Capítulo II. Todos los datos fueron procesados dos veces, en la primera parte se utilizó una ventana de 25 segundos y en la segunda una de 15 segundos. Considerando una velocidad de las ondas S de 1.9 km/s de acuerdo al modelo de velocidades de Valdés-González (1997), el volumen muestreado tiene un radio de 20 y 13km, para las longitudes de coda de 15s y 25s respectivamente. Los mejores resultados fueron obtenidos en las bandas de frecuencia de 4-8Hz y de 8-16Hz, tanto para los eventos en zona del cráter como para los de la zona Sureste. Para visualizar mejor los resultados, al utilizar una coda de 25s y frecuencia de 12Hz fue necesario seleccionar la mejor ventana de promedios corridos, ya que dependiendo del número de sismos por ventana, se incrementaban o decrecían los posibles cambios de Q_c^{-1} .

El volcán Popocatépetl a lo largo de este trabajo no presentó ningún periodo eruptivo de relevancia. A pesar de esto, se detectaron variaciones de Q_c^{-1} que parecen estar relacionadas a la actividad menor del volcán:

- 1) El crecimiento del domo (detectado el 10 de febrero del 2006) durante noviembre del 2006 generó un aumento de Q_c^{-1} . Posterior a esto, los valores de Q_c^{-1} disminuyeron.
- 2) De finales de noviembre del 2007 a mediados de marzo del 2008, tuvo lugar actividad fumarólica considerable. Se registraron doce exhalaciones moderadas y tres exhalaciones grandes, de las cuales once tuvieron componente explosiva. Este proceso produjo una marcada disminución en los valores de Q_c^{-1} con respecto de los obtenidos antes del suceso.
- 3) Tomando sólo los sismos de la zona Sureste, se registró un enjambre de ocho VT's en un lapso de 3 días en julio del 2008. Estos eventos, cercanos en tiempo, provocaron que los valores de Q_c^{-1} se incrementaran.

4.1 ACTIVIDAD VOLCANOTECTÓNICA

El promedio de sismos volcanotectónicos fue de 9 mensualmente, mucho menor a la que se tuvo durante el estudio realizado por Martínez (2006) con 14 VT's por mes.



En la zona del cráter ocurrieron 215 VT's. En la Figura 23 no se aprecia un cambio significativo en la pendiente de la curva acumulativa de número de eventos, existen sólo pequeñas variaciones en las que la actividad se incrementó: 1) De octubre a diciembre del 2006 (octubre registró 20 sismos). 2) De mayo a julio del 2007. Durante estos períodos, la actividad volcánica es alta respecto de los meses restantes, ya que engloban casi el 50% de los eventos registrados. De mayo a octubre del 2007 la actividad sísmica se mantuvo en un nivel alto. Sin embargo, en noviembre 2007 cuando inicia la actividad fumarólica, la actividad disminuyó y desde entonces se ha mantenido en un nivel constante.

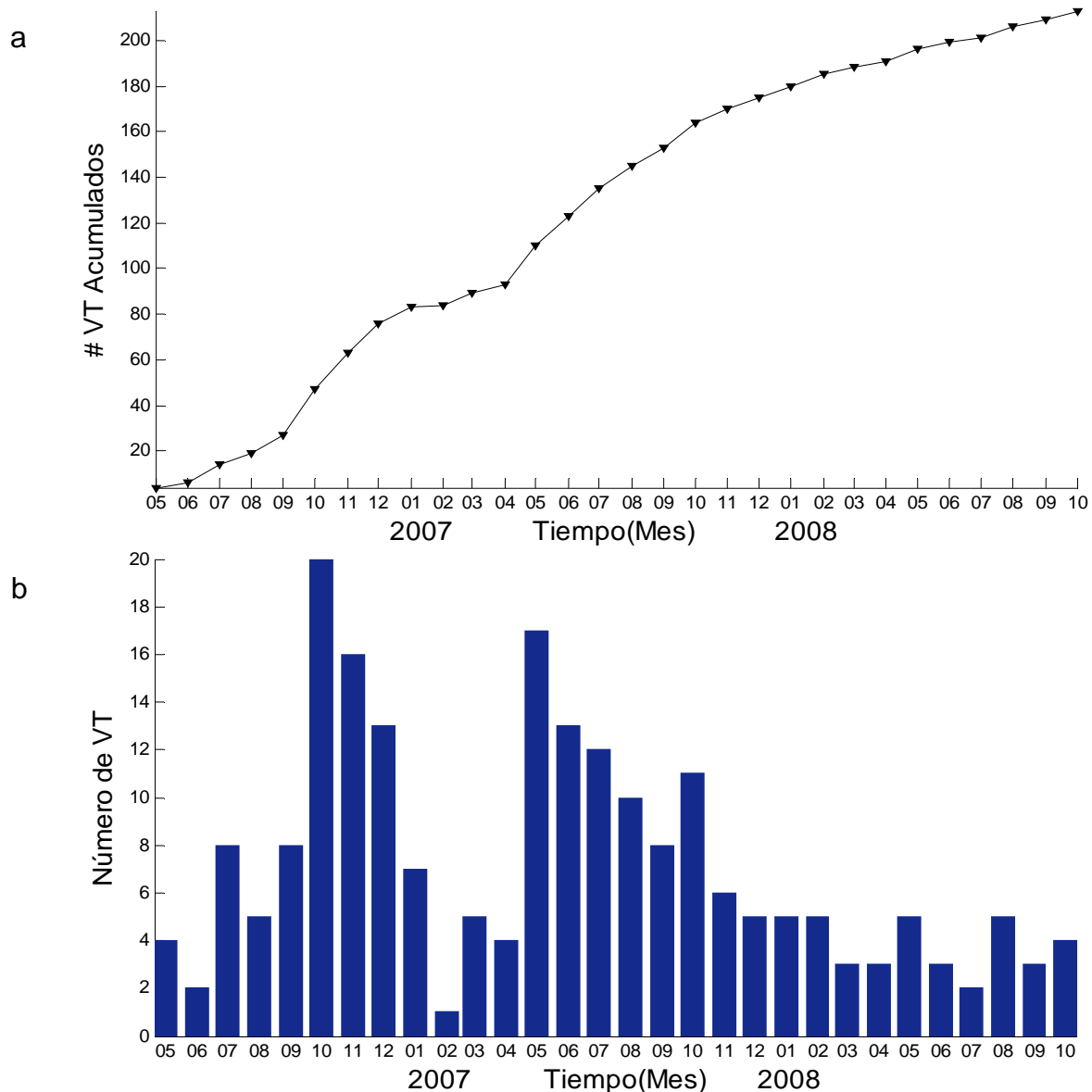


Figura 23. Evento VT's localizados en la Zona del Cráter de mayo 2006 a octubre 2008. (a) Curva de eventos VT acumulados. (b) Número de eventos VT's por mes.



Con lo que respecta a la zona Sureste, se registraron 55 VT's. De la Figura 24a observamos que existe una pendiente constante desde mayo del 2006 a agosto del 2007, lo que implica una tasa de ocurrencia de VT's sin cambios considerables. Posteriormente, se tuvieron 9 meses de baja actividad de VT's (Figura 24b), lo que se refleja como un planicie en la Figura 24a. El retorno de la actividad en esta zona, trajo consigo un aumento repentino del número de VT's respecto a la tasa de ocurrencia de los primeros meses. En julio del 2008 se registraron 8 VT's en un lapso de 3 días (Figura 24b), lo que representa aproximadamente el 15% del total. Este fenómeno debe de estar directamente relacionado con el aumento de Q_c^{-1} en la zona SE al final del periodo de estudio. Finalmente, después del mes de Julio, la pendiente parece regresar a la tendencia de los primeros meses (Figura 24a).

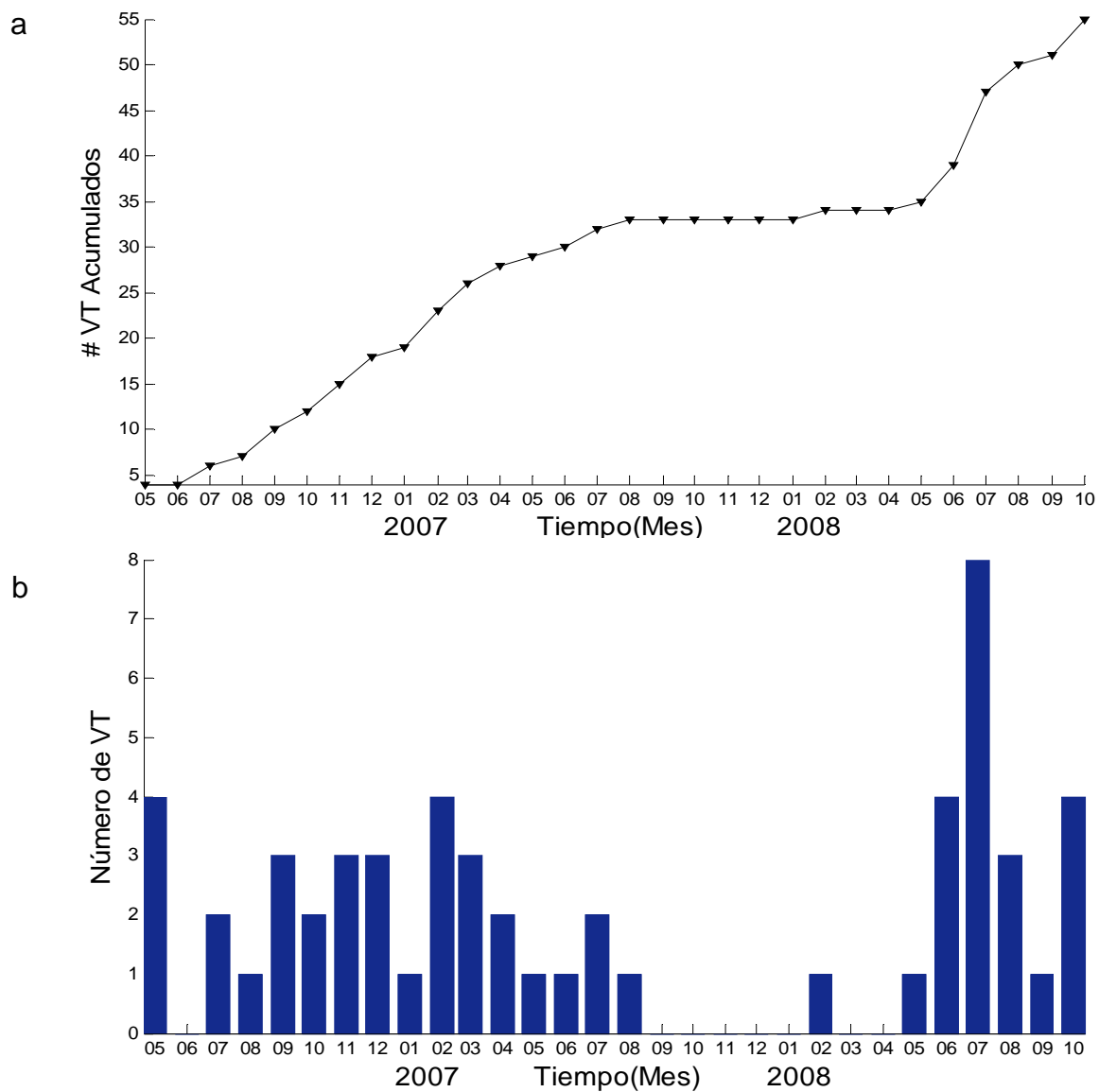


Figura 24. Evento VT's localizados en la zona SE de Mayo 2006 a Octubre 2008. (a) Curva de eventos VT acumulados. (b) Número de eventos VT's por mes.



De la Figura 25a no es apreciable una relación entre las profundidades de los sismos y las variaciones de Q_c^{-1} ; sin embargo, más adelante se retoma esta discusión al analizar a detalle las localizaciones hipocentrales del 2007 al 2008. De igual manera observamos de la Figura 25b que tampoco existe dependencia entre las magnitudes de los sismos y Q_c^{-1} . La gran mayoría de las magnitudes de los sismos están acotadas entre 2 y 3.

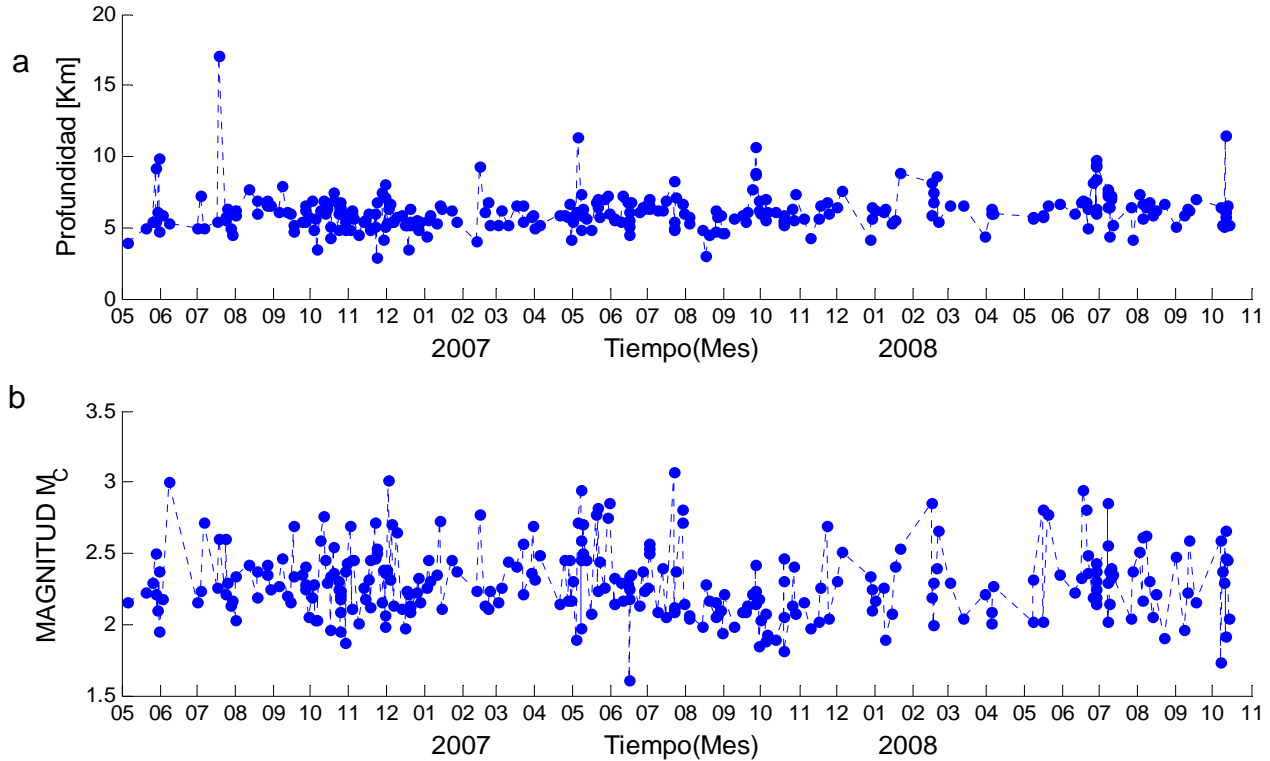


Figura 25. Distribución de Profundidades (a) y Magnitudes (b) de los eventos VT's localizados en el volcán Popocatepetl.

4.2 DIFERENCIA ENTRE VENTANAS DE PROMEDIOS CORRIDOS

Al realizar el análisis de los datos sísmicos en la zona del Cráter y elegir la ventana de promedios corrido más adecuada para una coda de 25s y frecuencia de 12 Hz, se observó que las variaciones de Q_c^{-1} debido al proceso fumarólico y explosivo de finales de noviembre del 2007 a mediados de marzo del 2008 se aprecian mejor tomando un número de sismos menor (8 sismos) con lo que respecta de los demás datos (15 sismos) (Figura 26).

Comparando la Figura 26a y 26b, en la primera los valores de Q_c^{-1} no muestran un cambio claro en ningún periodo, ya que existe traslape entre las barras de error que no nos permite concluir sobre una variación significativa del parámetro. Sin embargo, en la Figura 26b sí existe desde antes de noviembre del 2007 un claro incremento de Q_c^{-1} (4×10^{-3}), y hacia el final del periodo un descenso (2.8×10^{-3}).



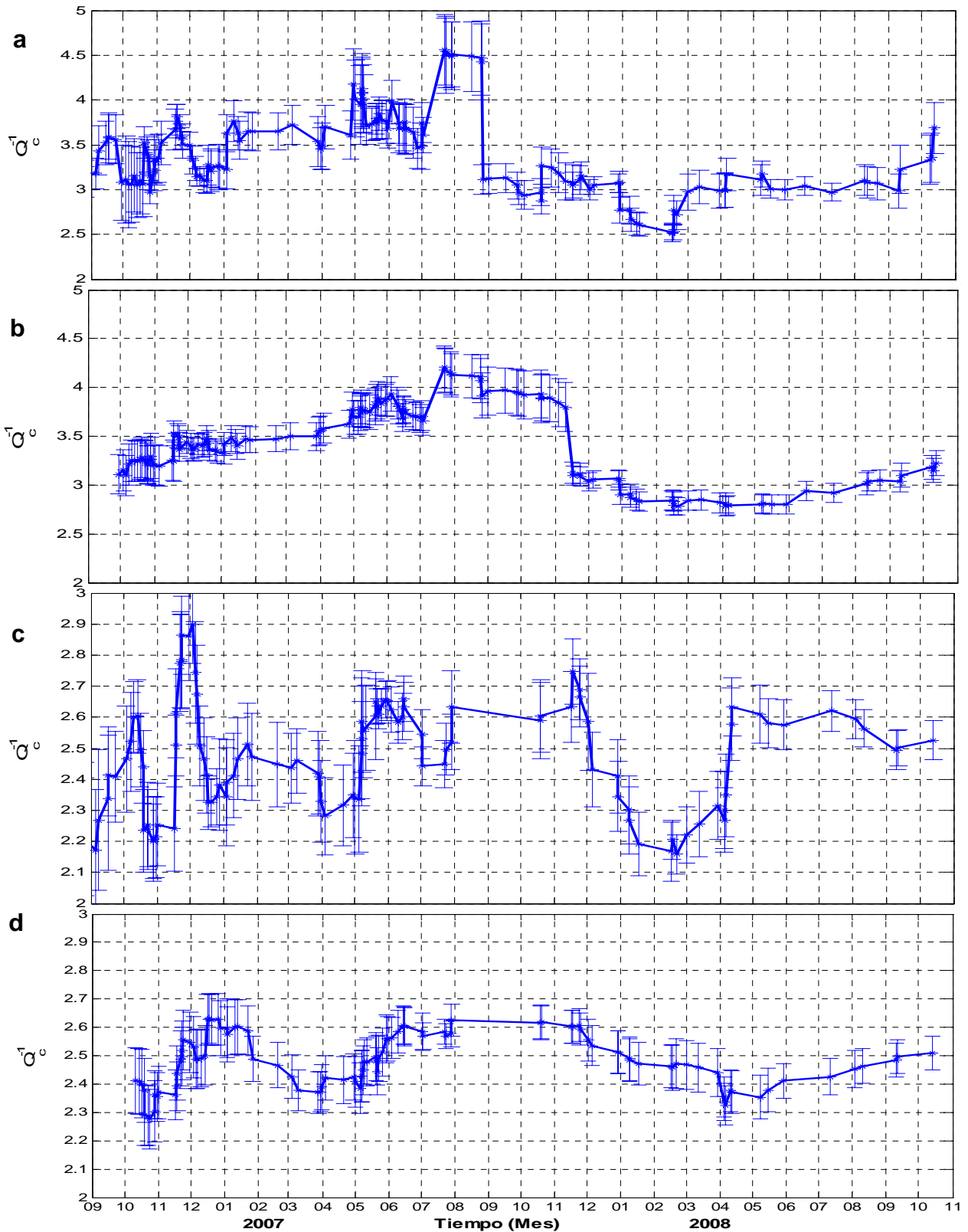


Figura 26. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$. (a) y (c) corresponden a ventanas de promedios corridos de 8 sismos y ventanas de coda de 15s y 25s, respectivamente. En (b) y (d) se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y ventanas de coda de 15s y 25s, respectivamente. Las barras de error son igual a 2σ . Los valores de Q_c^{-1} están escalados por 10^3 .



En la Figura 26c no se observa una tendencia clara de Q_c^{-1} durante los primeros 15 meses. A pesar de esto, al llegar a noviembre del 2007 su comportamiento deja de ser errático, el error de estimación disminuye y se ve una clara disminución de Q_c^{-1} hasta marzo del 2008, donde empieza a aumentar nuevamente hasta estabilizarse. En la Figura 26d, al tomar 20 sismos por ventana de promedio corrido, se observa el suavizamiento de la curva de Q_c^{-1} durante los primeros meses. No obstante, las variaciones observadas de Q_c^{-1} por el proceso fumarólico de noviembre 2007 a marzo 2008 desaparecen y los valores de atenuación oscilan entre 2.3×10^{-3} y 2.6×10^{-3} a lo largo de todo el periodo de estudio.

La diferencia principal entre elegir una ventana de promedios corridos de 15 o 20 sismos para una coda de 15s y otra de 8 sismos para 25s (ambas para 12Hz), es que el total de los sismos que pudieron ser procesados a 15s por el programa *ESTIMACIONQC* es mucho mayor de los que fueron procesados a 25s. Con una coda de 15s fueron procesados 157 sismos, mientras para 25s sólo 121 sismos. Además tres meses antes de la etapa fumarólica, para 15s se procesaron 13 sismos, contra sólo 2 a 25s. Para una longitud de coda de 25s, este es un factor que influye fuertemente al realizar los promedios pesados y tomar ventanas muy grandes de sismos, ya que se esta promediando actividad de casi seis meses por la falta de datos. De la misma manera vemos que en las Figuras 26c y 26d las barras de error no disminuyen proporcionalmente al aplicar una ventana con más sismos, como en el caso de la coda de 15s.

Este análisis de ventanas fue necesario para visualizar cambios del parámetro y así elegir como se agruparían los datos para su correcto análisis final.

4.3 VARIACIONES TEMPORALES DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA TOMANDO TODOS LOS SÍSMOS

A continuación se muestran los resultados finales de las variaciones de Q_c^{-1} , obtenidos al procesar todos los sismos registrados de mayo del 2006 a octubre del 2008. A todas las bases de datos arrojadas por el programa *ESTIMACIONQC* se les aplicó una ventana de promedios corridos de 20 sismos. Durante el período de estudio se registraron tres procesos volcánicos que generaron variaciones temporales de Q_c^{-1} : 1) El crecimiento del domo (formado a partir del 10 de febrero del 2006) durante noviembre del 2006 (Figura 27). 2) La actividad fumarólica y explosiva de noviembre 2007 a marzo 2008 (Figuras 27, 29, 30 y 31). 3) El enjambre de VT's en la zona Sureste (Figura 29). Solamente la actividad fumarólica y



explosiva fue detectada por Q_c^{-1} en todas las frecuencias ($f=6\text{Hz}$ y $f=12\text{Hz}$) y longitudes de coda (15s y 25s). Primero se mostraran los resultados de Q_c^{-1} para una ventana de coda de 25s, debido a estar muestreando una región más grande que engloba los tres procesos volcánicos.

Las variaciones de Q_c^{-1} debido al crecimiento del domo volcánico se observan para la coda de 25s y $f=6\text{Hz}$ (Figura 27). Se distingue que Q_c^{-1} inicia en valores bajos (3×10^{-3}) con un incremento constante hasta noviembre del 2006, donde la atenuación alcanza su máximo valor (3.5×10^{-3}). Este valor se logra a la par del crecimiento del domo reportado por el CENAPRED y la ocurrencia de una exhalación grande con columna de 2.1km (18:30 hrs. del 5 de noviembre). Después del crecimiento del domo, Q_c^{-1} disminuye rápidamente hasta febrero del 2007 (2.9×10^{-3}) (ver Figura 28 y Tabla 6).

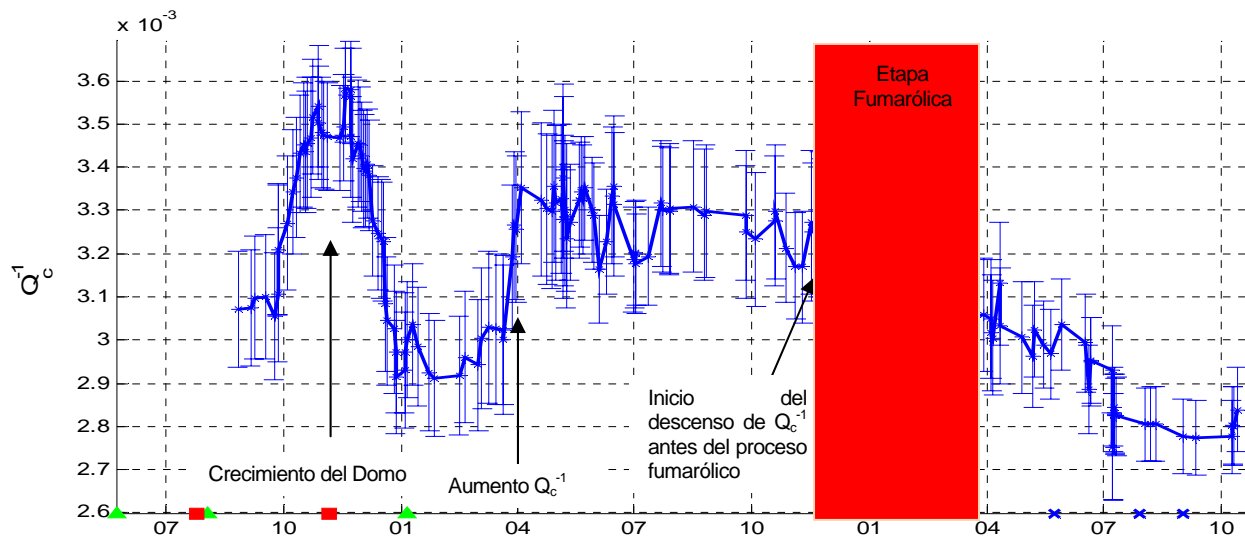


Figura 27. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl para Q_c a $f=6\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 25 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .

El incremento inicial en el valor de Q_c^{-1} puede deberse al ascenso del magma por los conductos volcánicos, lo que aumenta la presión y los esfuerzos, provocando una alta heterogeneidad debido a la apertura de fracturas, aumento en el gradiente de temperatura y la presencia de fluidos. Al llegar al valor máximo de Q_c^{-1} , el material fue expulsado generando que la presión prevaiente por el magma en los conductos disminuyera, las fracturas se cerraran y por consiguiente Q_c^{-1} decreciera.



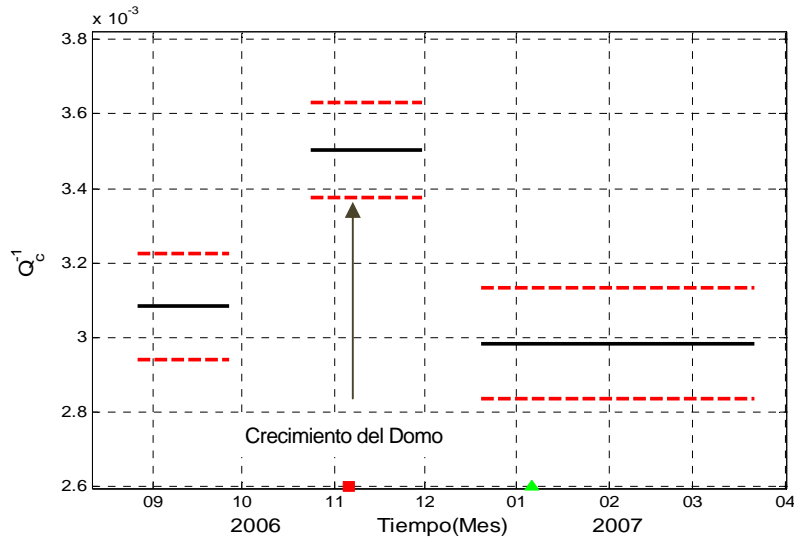


Figura 28. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl antes, durante y después del crecimiento del domo en noviembre del 2006. Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.

Tabla 6. Resultados de los valores de Q_c^{-1} , σ y sus niveles de confianza (t-test) al agrupar los datos, antes, durante y después del crecimiento del domo.

ETAPA	VALOR DE Q_c^{-1}	DESVIACIÓN ESTÁNDAR
(1) Previa el crecimiento del domo	0.003084	± 0.000143
(2) Durante el crecimiento del domo	0.003502	± 0.000127
(3) Posterior el crecimiento del domo	0.002985	± 0.000149
t-student (1-2)	-6.28	99%
t-student (2-3)	11.23	99%

Una vez que Q_c^{-1} alcanza su valor mínimo, la curva vuelve a mostrar una tendencia positiva en Marzo del 2007, con un incremento súbito hasta Abril, donde se mantiene en un nivel estable (3.3×10^{-3}) durante 7 meses (ver Tabla 7). Desde noviembre y hasta octubre del 2008, Q_c^{-1} muestra una tendencia negativa.

El comportamiento de Q_c^{-1} en esta banda de frecuencia (6Hz) y con esta longitud de coda (25s) aparenta ser un reflejo de la actividad volcánotectónica en la zona del Cráter (Figura 23b). Lo que parece ser acertado, pues un incremento en Q_c^{-1} puede estar directamente relacionado con un aumento de VT's que produjeran zonas con un alto grado de heterogeneidad.



El incremento de Q_c^{-1} después del crecimiento del domo, es también apreciable y consistente para 6Hz y 12Hz con una coda de 15s, así como para 12 Hz a una coda de 25s (Figuras 27, 29, 30 y 31). A pesar de esto, el inicio del incremento de Q_c^{-1} , como sus máximos y mínimos alcanzados no son los mismos. Como anteriormente se menciono, este comportamiento de Q_c^{-1} podría estar relacionado con el proceso fumarólico y explosivo del volcán, y se discutirá más adelante.

En la Figura 29 observamos que el aumento de Q_c^{-1} de mayo a julio del 2007 no es tan claro como el caso anterior. No obstante, se aprecia un cambio del 13% (ver Tabla 7) entre los valores de Q_c^{-1} de 2.3×10^{-3} a 2.6×10^{-3} (sin traslape de error). Para noviembre, Q_c^{-1} empieza a decrecer hasta mediados del 2008, posiblemente también como respuesta al proceso fumarólico y explosivo. Esta tendencia negativa se ve opacada por el salto del parámetro de mediados del 2008. Este repentino cambio de Q_c^{-1} en julio del 2008, viene acompañado del agrupamiento de VT's en la zona Sureste. La diferencia entre los valores de Q_c^{-1} por este incremento súbito es de aproximadamente 17%.

Separando los eventos de la zona del cráter (Figura 34) y los de la zona SE (Figura 37), la variación por el agrupamiento de VT's desaparece en la primera zona. Comportamiento observado sólo a 12Hz y coda de 25s. De acuerdo con Sato (1982), la escala de la heterogeneidad es aproximadamente λ/π , donde λ es la longitud de onda en la cual Q_c^{-1} es un máximo. Utilizando la velocidad de ondas S de 1.9km/s, la escala de las longitudes de las heterogeneidades serían alrededor de 50m para la frecuencia de 12 Hz y de 100m para 6Hz. Por lo que el tamaño de las heterogeneidades que indujeron este salto pudo haber sido cercano a los 50m. A su vez, al utilizar una ventana de coda de 25s, el radio de la región estudiada es alrededor de 20km, lo que cubre bien la zona SE. Así que podemos decir que los procesos durante esta etapa estuvieron muy concentrados en la zona SE, sin ser afectados directamente por los ocurridos en las cercanías del cráter. Otro análisis y la discusión más a fondo de esta etapa son presentados más adelante.

En la Figura 30, el incremento constante de Q_c^{-1} inicia en mayo del 2007 y concluye hasta mediados de julio cuando se estabiliza (4.8×10^{-3}). Q_c^{-1} decae nuevamente en octubre del 2008. Los mínimos valores de Q_c^{-1} se encuentran precisamente en el periodo de la etapa fumarólica. Sin embargo, a diferencia de la Figura 27 donde Q_c^{-1} muestra una tendencia negativa al final, aquí se observa que Q_c^{-1} aumenta después de haber cesado dicha actividad, registrando una diferencia de sólo el 5% entre el antes y después del proceso. Para el final del



periodo de estudio no es apreciable una tendencia positiva, donde se note que Q_c^{-1} seguirá aumentando, más bien parece guardar cierta estabilidad en ese rango de valores.

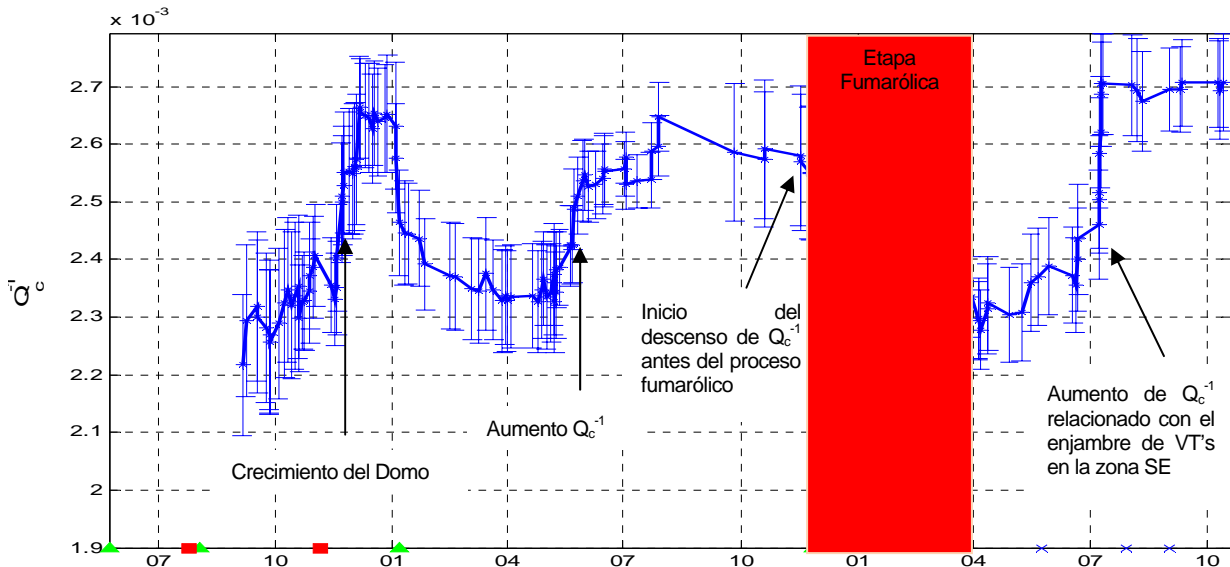


Figura 29. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 25 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .

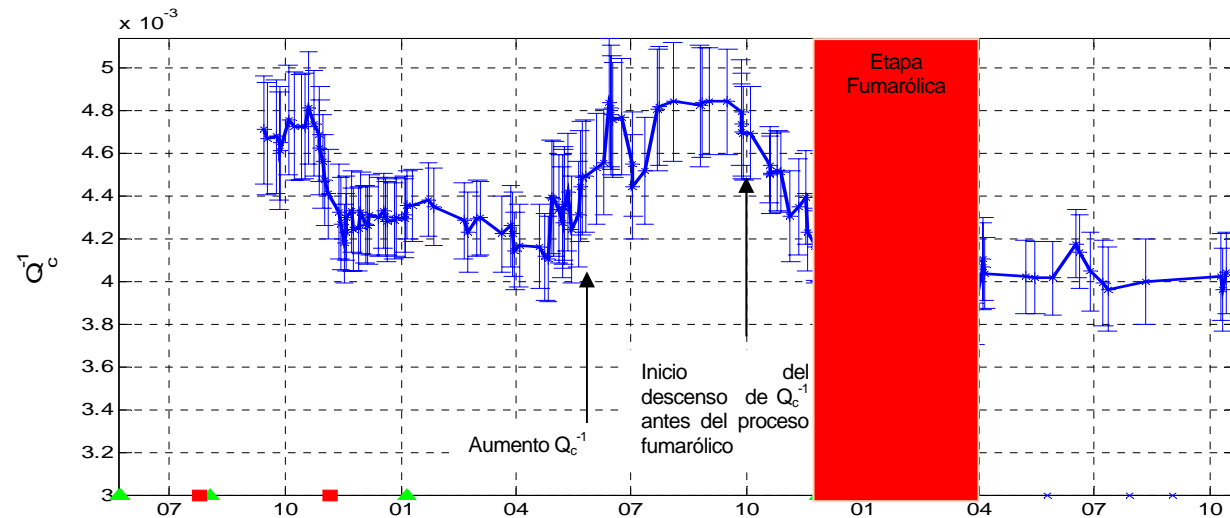


Figura 30. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl para Q_c a $f=6\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 15 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .

Finalmente con respecto de los demás resultados antes mostrados, en la Figura 31 observamos el mismo comportamiento de Q_c^{-1} para el periodo anterior a la etapa de aglomeración de exhalaciones. El incremento de Q_c^{-1} inicia a mediados de marzo y termina en



julio del 2007. A inicios de noviembre, inicia nuevamente el decremento de Q_c^{-1} . El contraste entre valores es de 12%, con respecto de los valores anteriores al pico más alto de Q_c^{-1} .

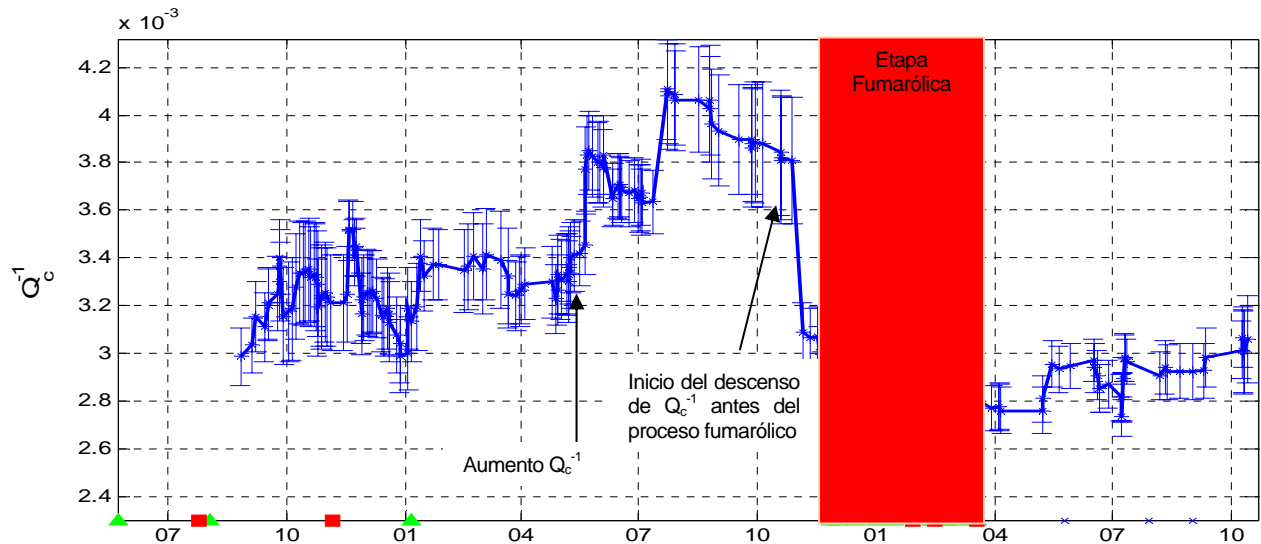


Figura 31. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl para Q_c a $f=12\text{Hz}$ considerando todos los sismos en el área de estudio. Se utilizaron ventanas de promedios corridos de 20 sismos y codas de 15 segundos. Los cuadrados rojos representan exhalaciones grandes, los triángulos verdes exhalaciones moderadas y las cruces azules componentes explosivas. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ .

Conjuntando todos los resultados, las diferencias que muestra Q_c^{-1} al llegar a su máximo valor y los valores anteriores están entre 13% y 15%. Las variaciones que provocó la actividad fumarólica en Q_c^{-1} fueron homogéneas en las 2 frecuencias y para las dos longitudes de coda. No obstante, sólo para la ventana de 25 segundos de coda Q_c^{-1} llega al final del periodo a valores cercanos a los que tenía antes de su pico máximo. En cambio para la ventana de coda de 15s, Q_c^{-1} tiene valores más bajos (-14% y -12%) respecto de los precursores a sus máximos (ver Tabla 7). Entonces, al estar usando una ventana de coda más corta las variaciones temporales de Q_c^{-1} resaltan más, ya que ciertamente parecen estar referidas a zonas no muy profundas y cercanas a los conductos volcánicos.

De acuerdo a Martínez (2006), los valores altos de Q_c^{-1} en el volcán Popocatepetl son característicos de regiones con heterogeneidad alta, debido al gran número de fracturas originadas por la presencia de magma que junto con el gas y fluidos volcánicos dan lugar a un incremento en la atenuación de las ondas sísmicas. Basado en estas consideraciones, es probable que la alta heterogeneidad debido al grado de fracturamiento causara el incremento de Q_c^{-1} antes de la etapa fumarólica y explosiva. Así una vez liberada esta energía y la presión en los conductos, la atenuación disminuyó drásticamente.



Tabla 7. Valores de Q_c^{-1} antes, durante y después del pico máximo alcanzado a finales del 2007. Estos cambios están relacionados con la alta actividad fumarólica y explosiva de noviembre del 2007 a marzo del 2008. Los valores de referencia tomados para los porcentuales son los registrados antes del incremento de Q_c^{-1} a mediados del 2007.

Descripción	Frecuencia (Hz)	Coda (s)	Q_c^{-1} ($\times 10^{-3}$)	Cambio en Q_c^{-1}
1) Valor de Q_c^{-1} antes de su aumento a mediados del 2007.	6	15	4.2	0%
	12	15	3.2	0%
	6	25	2.9	0%
	12	25	2.3	0%
2) Valor de Q_c^{-1} alcanzado durante su aumento a mediados del 2007.	6	15	4.8	14%
	12	15	3.9	15%
	6	25	3.3	13%
	12	25	2.6	13%
3) Valor mínimo de Q_c^{-1} alcanzado durante o después de la etapa fumarólica y explosiva.	6	15	3.6	-14%
	12	15	2.8	-12%
	6	25	2.8	-3%
	12	25	2.3	0%

4.4 VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} RELACIONADAS CON LA ETAPA FUMARÓLICA Y EXPLOSIVA DE NOVIEMBRE 2007 A MARZO 2008

En esta sección se presentan nuevamente los resultados de las variaciones temporales de Q_c^{-1} debidos a la etapa fumarólica y explosiva, pero considerando solamente los sismos del cráter. A inicios del 2007 la actividad volcanotectónica fue casi nula con 4VT's por mes, sin embargo, esta sufrió un incremento repentino durante los seis meses siguientes (de mayo a octubre) promediando 12 VT's por cada mes. Por otro lado, en la Figura 32 se observa que la distribución espacial de los sismos (cinco meses) antes de la etapa fumarólica estuvo confinada en su mayoría a profundidades de 4 a 8km y a una zona angosta que podría estar mapeando las cercanías del conducto principal. Además, la actividad sísmica estuvo acompañada por una intensa actividad de tremores de alta frecuencia y baja amplitud que sumaron un total de casi 32 horas (ver Tabla 3, pág. 12).

Toda esta actividad generó zonas de mayor heterogeneidad, debido a la apertura de microfracturas por los esfuerzos acumulados en las paredes de los conductos al ascender el material magmático desde zonas más profundas y encontrar resistencia con el material existente en los segmentos superiores (gas y otros fluidos volcánicos). Lo que se ve reflejado



como un aumento paulatino de la atenuación sísmica hacia noviembre del 2007 (Figura 33). Martínez (2006) atribuye este tipo de cambios a que la elevada presión de los fluidos hace decrecer el esfuerzo efectivo normal al aumentar la presión de poro, facilitando la formación de microfracturas que son rellenadas por los fluidos, provocando una atenuación alta sobre las ondas sísmicas (Scholz, 1968).

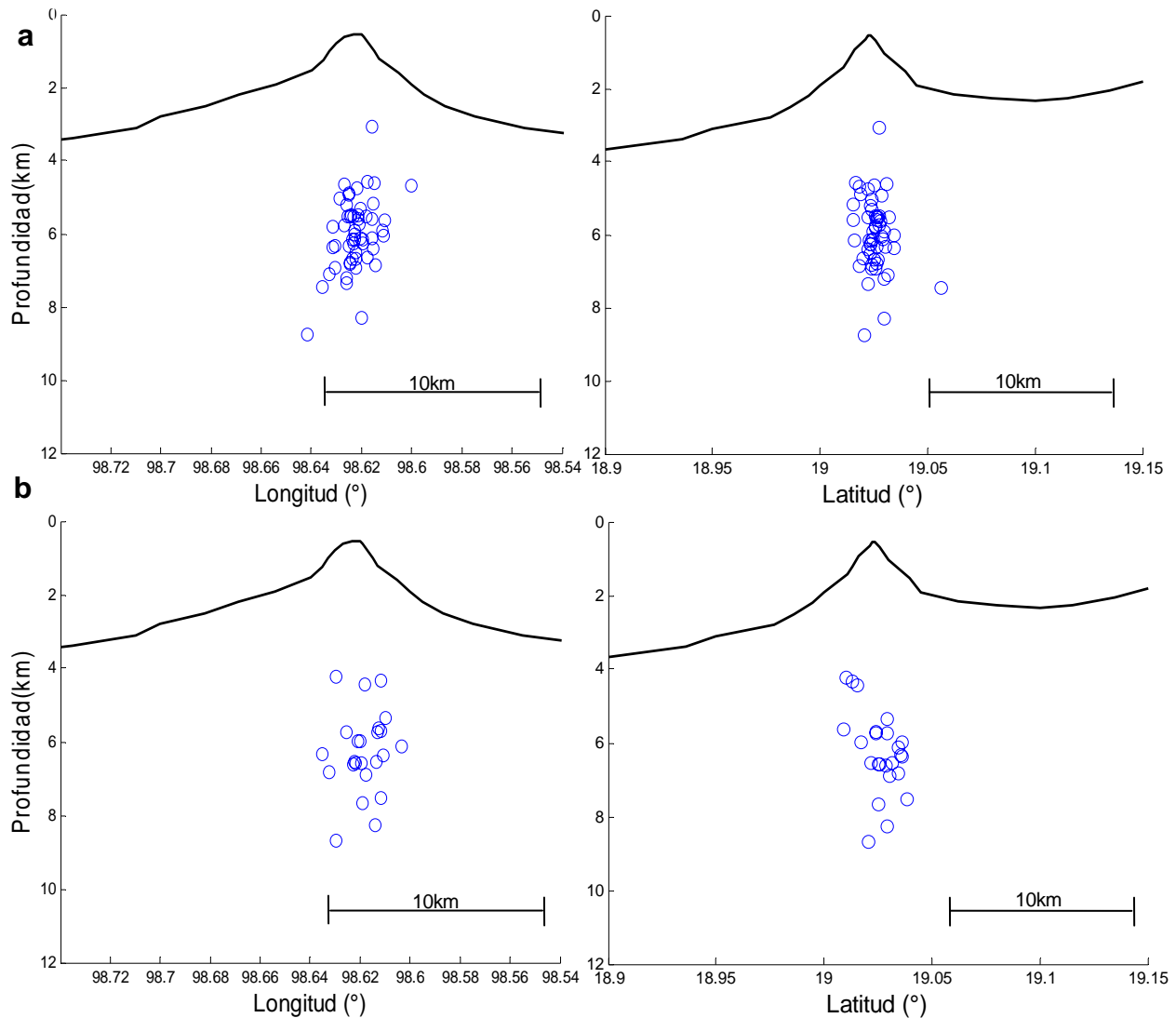


Figura 32. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona del cráter, (a) cinco meses antes y (b) durante la etapa fumarólica y explosiva.



Durante los cinco meses de descarga de los conductos volcánicos, la actividad volcanotectónica disminuyó a solamente 5 VT's por mes (Figura 23), mientras en la zona SE la actividad fue casi nula. El tiempo total de duración de los tremores fue de 13 horas, mucho menor que el período registrado antes de la etapa. Otra diferencia es que los tremores se diversificaron en frecuencia y amplitud (ver Tabla 3, pág. 11). En la Figura 32b, vemos que durante la etapa fumarólica las distribuciones de los sismos, aunque conservaron su rango de profundidades, se tornaron más disgregadas sin acotar una zona tubular debajo del cráter como en la Figura 32a.

Una posible explicación a estas variaciones, es que la intrusión del material pudo haber provocado la acumulación de energía en los conductos, lo que incrementó los valores de atenuación. Entonces, la liberación de la presión mediante el proceso fumarólico y explosivo disminuyó los esfuerzos aplicados sobre los conductos volcánicos, acarreado una disminución súbita de Q_c^{-1} (Figura 33 y 34) y la dispersión de los sismos (Figura 32b). Al contrario del proceso eruptivo del 2000 señalado por Martínez (2006), en este caso el magma profundo que estaba alimentando al volcán tuvo una permanencia más larga en los conductos, permitiendo un cambio duradero en las condiciones de heterogeneidad del material. Así gran parte de la energía generada por la introducción del magma fue liberada rápidamente a través de las exhalaciones y explosiones, fenómeno que fue acompañado de la retracción del magma de las zonas más someras de los conductos a otras más profundas. Probablemente el magma no tuvo el suficiente empuje del material más profundo para generar un nuevo evento eruptivo y su estancia en los conductos permitió la separación de una porción de su fase gaseosa.

Al término de esta etapa fumarólica y explosiva, la distribución de los sismos se concentró a mayor profundidad, entre 5 y 7km, con un patrón disperso debido al posible descenso del material magmático. La actividad de VT's se mantuvo baja y prevalecieron los tremores armónicos de baja amplitud. El registro de exhalaciones y explosiones fue de 12 moderadas, 3 grandes y 11 componentes explosivas (ver Tabla 8).



Tabla 8. Exhalaciones moderadas, grandes y explosiones reportadas de Noviembre del 2007 a Marzo del 2008.

<i>Fecha (aammdd hora local)</i>	<i>Descripción</i>
071126 0930	Exhalación moderada con columna de 2km y dirección Noreste.
071201 0620	Exhalación moderada con columna de 2km y dirección Noreste.
071215 0240	Exhalación moderada con columna de 1.5km
071231 0905	Exhalación moderada con columna de 2km, su dirección no se observó.
080114 2149	Exhalación moderada con columna de 2km y componente explosiva.
080128 1745	Exhalación grande con columna de 3.2km y dirección Noreste.
080204 1625	Explosión que arrojó fragmentos hasta distancias de 300m.
080211 1120	Exhalación moderada con columna de 2km (1hr). La dirección no se observó
080212 1324	Explosión
080212 1405	Explosión
080212 2310	Exhalación moderada con columna de 1.6km y componente explosiva.
080214 0423	Explosión
080214 0623	Explosión
080214 1105	Exhalación grande con columna de 3km y dirección Noreste.
080215 1105	Explosión
080215 1131	Explosión
080221 2211	Exhalación moderada con columna de 2km y componente explosiva.
080222 2011	Exhalación moderada con columna de 2km, dirección SE y componente explosiva que arrojó fragmentos hasta a 2.5km de distancia
080308 1832	Exhalación moderada con columna de 1km dirección NE y componente explosiva.
080317 1735	Exhalación grande con columna de 2.5km y dirección Noreste.
080317 1801	Exhalación moderada con columna de 2km y dirección Noreste.

Si comparamos las variaciones de Q_c^{-1} en esta etapa fumarólica en las Figuras 33 y 34, observamos que se aprecian mejor cuando se usa una ventana de coda de 15 segundos, debido a estar muestreando un volumen más pequeño y cercano a la zona sobre la cual ocurrieron los cambios de presión y temperatura que generaron la alta heterogeneidad. En la Figura 33 vemos que el comportamiento temporal de Q_c^{-1} antes, después y durante la etapa fumarólica es similar en ambas frecuencias, por lo que se puede inferir que el tamaño de las heterogeneidades fue desde 50 hasta 100m. La diferencia en ambas frecuencias, entre el pico más alto y el valor más bajo de Q_c^{-1} es de aproximadamente 1×10^{-3} (ver Tabla 9). Después de que Q_c^{-1} llega al valor mínimo (2.8×10^{-3} y 3.7×10^{-3} , para 6 y 12Hz respectivamente) se nota una tendencia positiva en ambas frecuencias. Solamente a 6Hz es notorio un comportamiento estable al final del periodo de estudio.



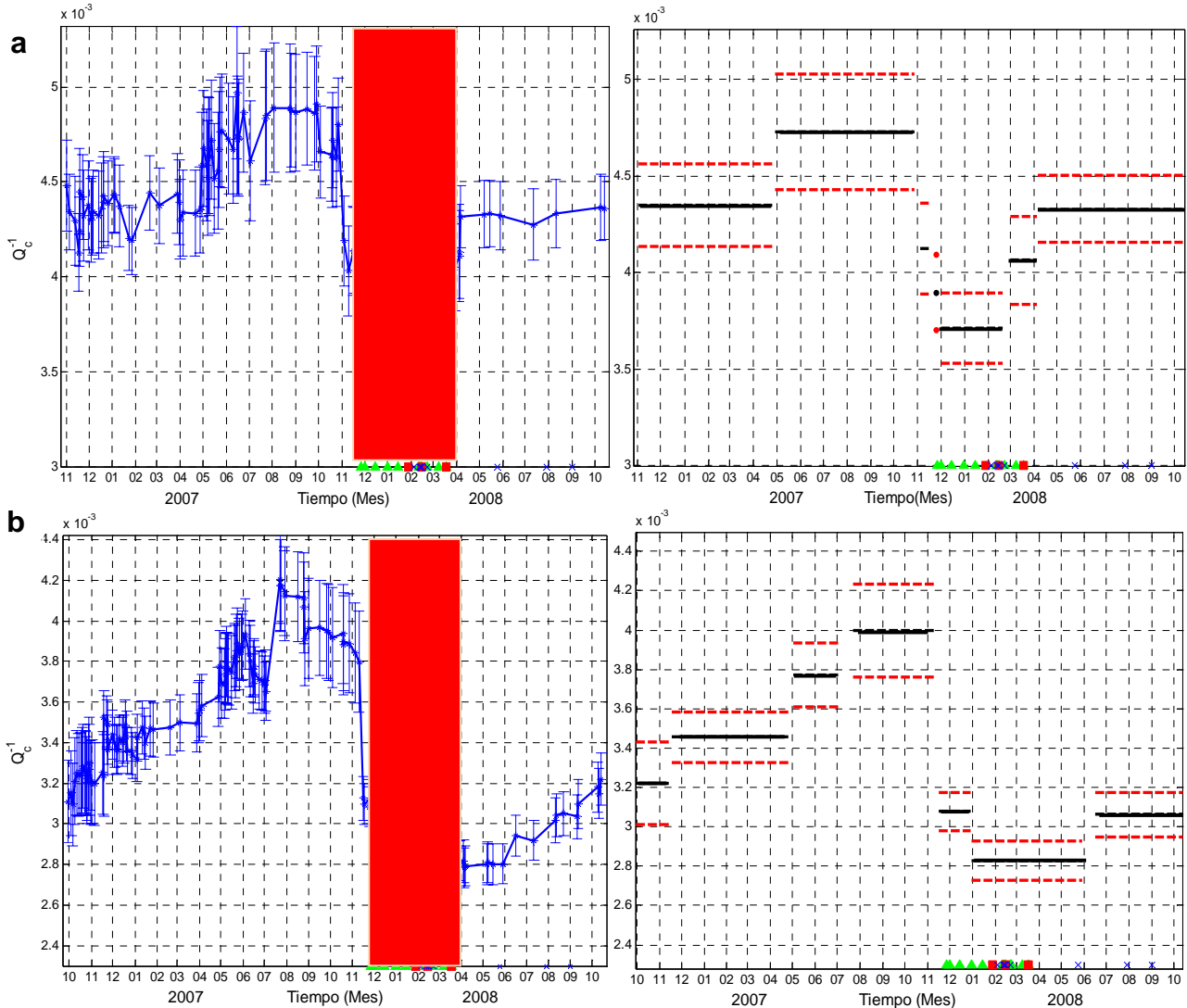


Figura 33. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl antes, durante y después de la etapa fumarólica de noviembre 2007 a marzo 2008, utilizando una coda de 15 segundos. Se consideraron únicamente los sismos del Cráter. (a) Q_c^{-1} para 6Hz. (b) Q_c^{-1} para 12Hz. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.

Al utilizar una longitud de coda de 25 segundos (Figura 34), se requirió considerar distintas ventanas de promedios corridos para lograr visualizar un pequeño cambio en Q_c^{-1} de 0.3×10^{-3} y 0.4×10^{-3} para 6Hz y 12Hz, respectivamente (ver Tabla 9). Lo anterior debido a que al muestrear una zona más grande se promedian todas las heterogeneidades distribuidas en la corteza dentro de esa región. Por lo que las variaciones de Q_c^{-1} en una región de mayor heterogeneidad se aminorarán por el promediado. De las dos frecuencias en cuestión, el cambio de Q_c^{-1} se aprecia con mayor claridad a 12Hz.



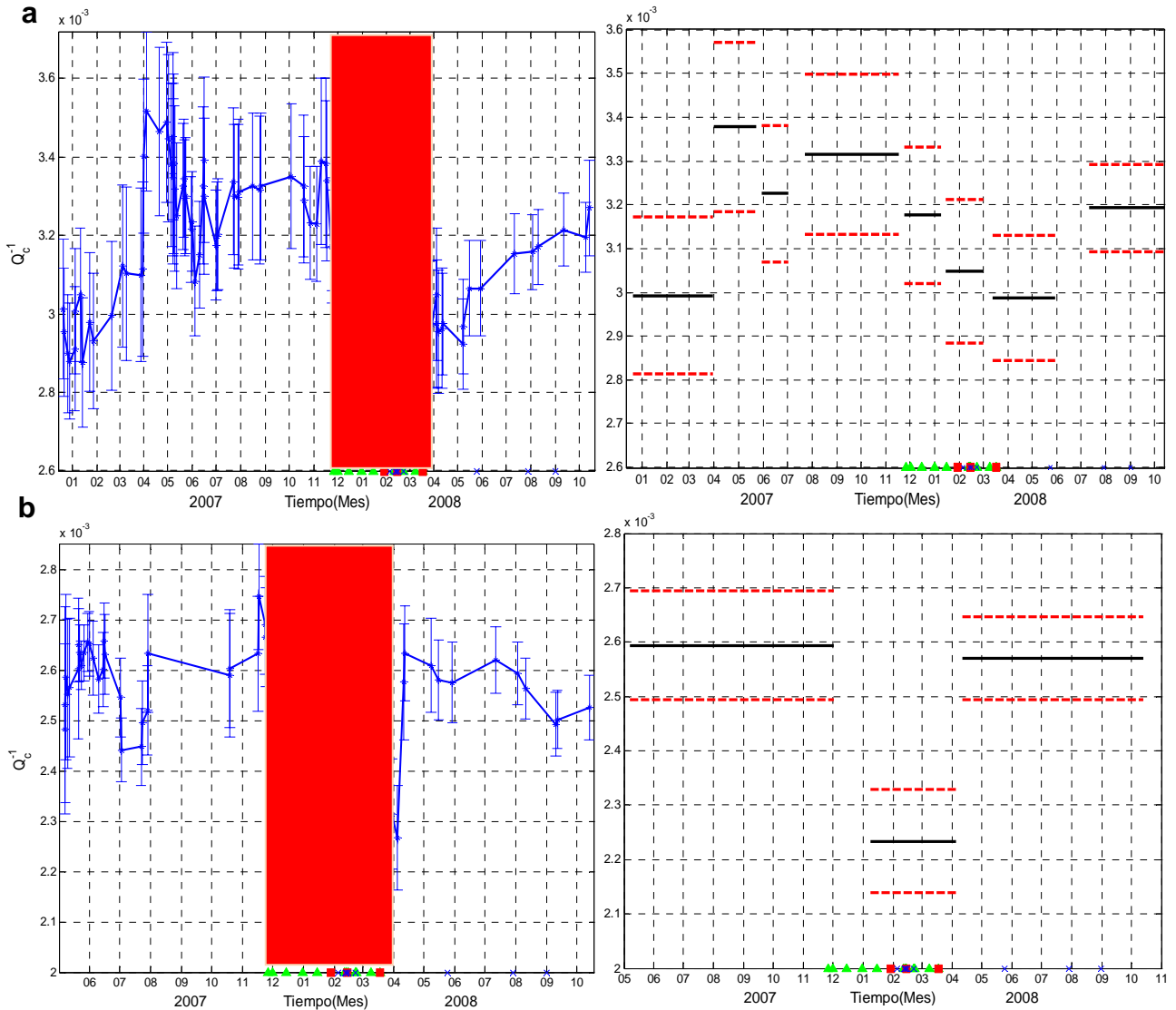


Figura 34. Atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl antes, durante y después de la etapa fumarólica de noviembre 2007 a marzo 2008, utilizando una coda de 25 segundos. Se consideraron únicamente los sismos del Cráter. (a) Q_c^{-1} para 6Hz. (a) Q_c^{-1} para 12Hz. La zona sombreada representa la etapa fumarólica. Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.



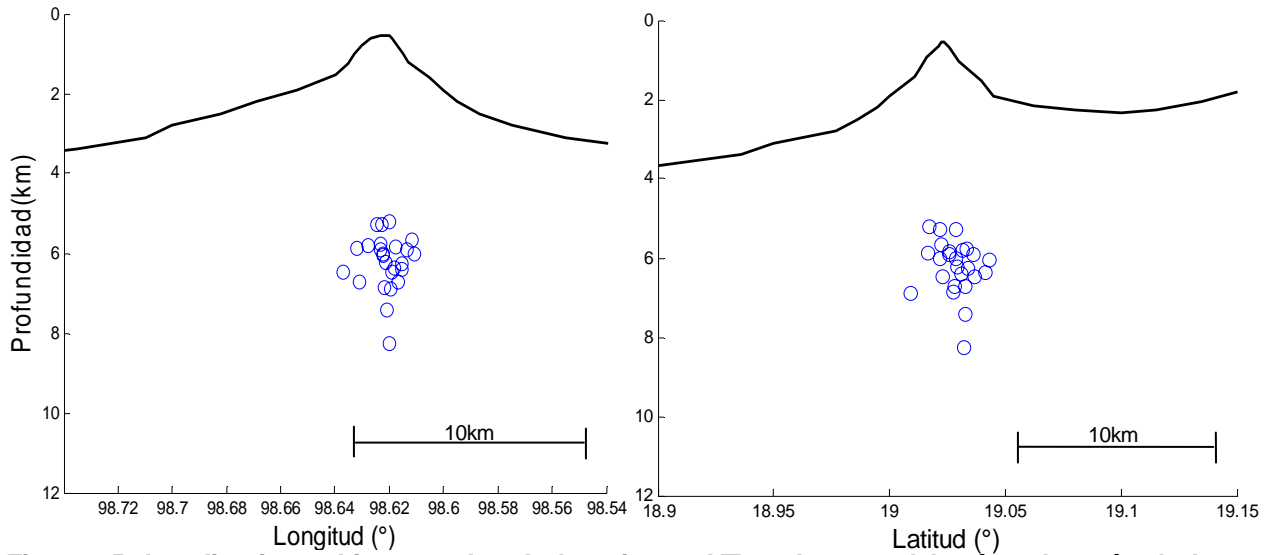


Figura 35. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona del cráter después de la etapa fumarólica y explosiva.

Tabla 9. Resultados de los valores de $Q_c^{-1} \sigma$ y sus niveles de confianza (t-test) al agrupar los datos, antes, durante y después de la etapa fumarólica y explosiva.

ETAPA	CODA	VALOR DE Q_c^{-1} A 6(HZ)	VALOR DE Q_c^{-1} A 12(HZ)
(1) Previa a la actividad fumarólica y explosiva.	15s	0.00473±0.0003	0.004023±0.000028
	25s	0.003316±0.000183	0.002594±0.0001
(2) Durante la actividad fumarólica y explosiva.	15s	0.003712±0.000181	0.002828±0.000008
	25s	0.002988±0.000143	0.002234±0.000095
(3) Posterior a la actividad fumarólica y explosiva.	15s	0.004330±0.000176	0.003058±0.000031
	25s	0.003193±0.0001	0.00257±0.000076
t-student (1-2)	15s	13.33 (99%)	183.52 (99%)
t-student (2-3)	15s	-7.3 (99%)	-23.08 (99%)
t-student (1-2)	25s	5.12 (99%)	10.24 (99%)
t-student (2-3)	25s	-3.46 (99%)	-8.89 (99%)

4.5 VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} RELACIONADAS CON EL AGRUPAMIENTO DE VT's EN LA ZONA SE (12Hz) EN JULIO 2008

Después de ocho meses de actividad sísmica casi nula en la zona SE, en julio del 2008 ocurrió un pequeño enjambre de eventos VT's. Se registraron ocho sismos en un lapso de tres días, sin embargo desde finales de junio, Q_c^{-1} desplegó valores altos. A finales del



periodo de estudio, la actividad en la zona del cráter se mantuvo en niveles bajos de cuatro VT's por mes, cantidad equiparable con la de la zona Sureste.

Por otro lado, en la Figura 36 observamos que es difícil identificar alguna relación en la distribución espacial de estos sismos como consecuencia de un posible sistema de fallas interconectadas. Acorde con Martínez (2006), en este tipo de fenómeno, no existe un sismo principal identificable al cual asociar la secuencia de réplicas. Por el contrario, el conjunto de sismos está conformado por una serie de eventos de magnitud semejante. Las magnitudes de estos ocho sismos se encuentran con valores entre 2 y 2.5 M_c .

La zona Sureste se encuentra muy alejada del cráter, en donde las variaciones de Q_c^{-1} son generadas por esfuerzos de origen térmico, por lo que la única fuente de estos sismos es debido a esfuerzos efectivos (Martínez 2006). El cese de la actividad antes del incremento de Q_c^{-1} , pudo haber acumulado la energía suficiente para generar esfuerzos que abrieran una gran cantidad de microfracturas. Jin y Aki (1986) relacionan las variaciones de Q_c^{-1} con la apertura de fracturas que generan pérdida de energía sísmica por dispersión y absorción intrínseca, lo que podría explicar el repentino aumento de Q_c^{-1} .

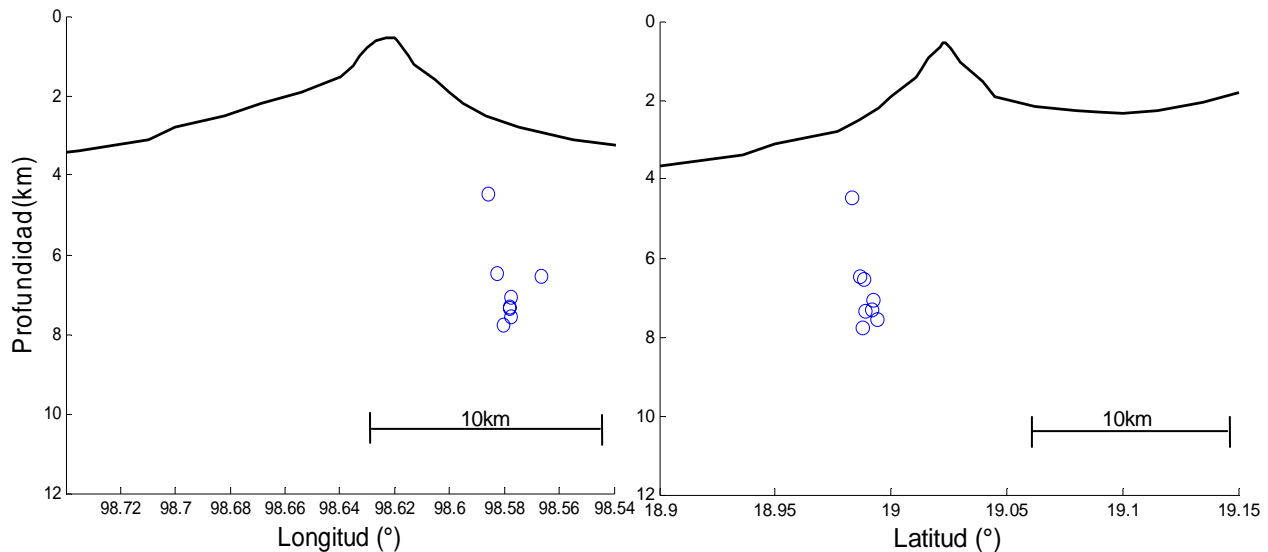


Figura 36. Localizaciones hipocentrales de los sismos VT en la zona del SE en Julio del 2008.

El uso de la ventana de coda de 25s permite muestrear un área más extensa, razón por la cual los las variaciones temporales fuera de la zona del cráter son visibles. El tamaño de las heterogeneidades causantes de la atenuación sísmica es cercano a 50m de longitud. En la Figura 37 se observa un incremento de Q_c^{-1} a finales de junio 2007. Los valores de atenuación inician en 2.3×10^{-3} y se incrementan hasta 2.7×10^{-3} , lo que significa una diferencia del 17% en el parámetro. El nivel de confianza obtenido al aplicar la prueba *t-student* fue de -7.73 (99%).



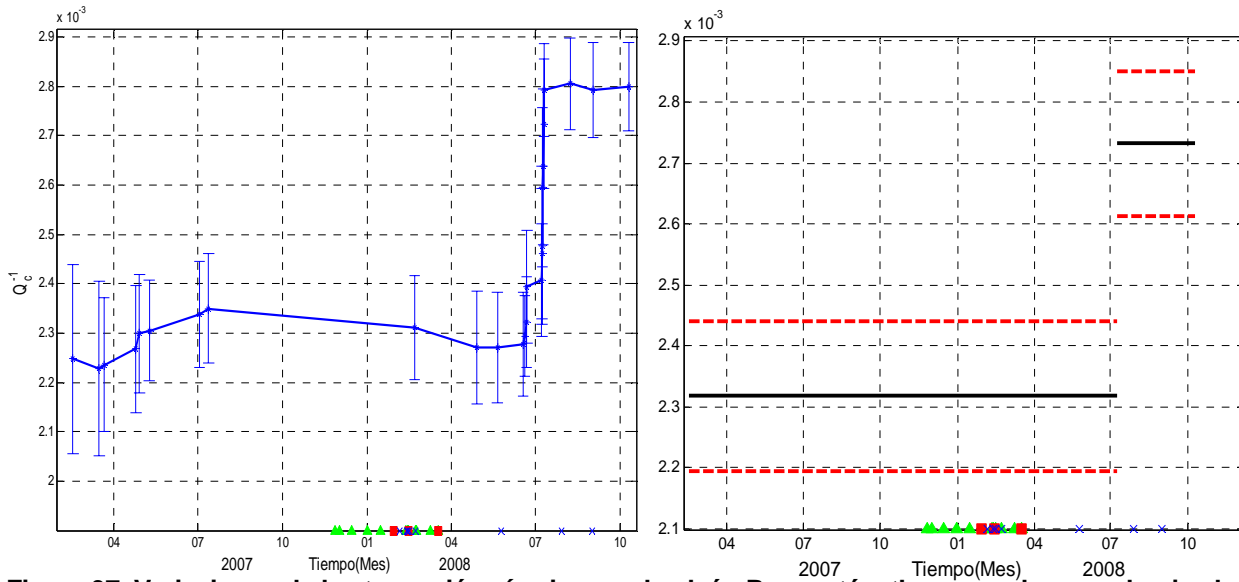


Figura 37. Variaciones de la atenuación sísmica en el volcán Popocatepetl provocadas por el enjambre de VT's en la zona SE (coda de 25 segundos). Las barras de error son igual a 2σ . Las líneas horizontales continuas representan los promedios de Q_c^{-1} para los datos agrupados. Las líneas discontinuas representan 2σ del promedio.

4.6 DISCUSIÓN FINAL DEL FUNCIONAMIENTO DEL PROGRAMA "ESTIMACIONQC" Y LAS VARIACIONES TEMPORALES DE Q_c^{-1} REGISTRADAS DE MAYO 2006 A OCTUBRE 2008

El programa desarrollado durante este trabajo permitió estimar los valores de atenuación sísmica de manera continua y sin tener que lidiar con errores en la conformación de los archivos de entrada, procesado o análisis final. Con el procesado de los 285 sismos volcanotectónicos se corroboró el buen funcionamiento del programa en factores como: fácil utilización, eficacia y confiabilidad de resultados. Este programa trabaja en tiempo semi-real, debido a que se necesita de tener la localización del sismo y los archivos de registro cortados para el tiempo de ocurrencia. Implementar el monitoreo en tiempo real de las variaciones de Q_c^{-1} sería complicado. Ya que para el cálculo de Q_c^{-1} en tiempo real se requeriría de diferenciar entre la gama de fuentes sísmicas y un VT, una vez hecho esto se localizaría el sismo determinando automáticamente los arribos de P y S en todas las trazas. Posteriormente se calcularían los tiempos de S. El realizar la localización del VT de forma manual acarrea error de cualquier manera. Entonces, ¿Cuál sería el resultado de errar en la identificación automática del VT o en su localización? Alguna de estas fallas generaría variaciones abruptas en el análisis de Q_c^{-1} y sería necesario llevar a cabo nuevamente su cálculo, incluyendo ahora el factor humano. Así que a pesar de no tener un error claro, se necesitaría eventualmente



corroborar las localizaciones de los VT's con apoyo humano para un recálculo de Q_c^{-1} . Por otro lado, los cambios temporales en Q_c^{-1} debido a procesos eruptivos no se reflejan en periodos de días, si no de semanas o meses, por lo que su monitoreo en tiempo real es innecesario, ya que se podría llevar a cabo con un desfase de tiempo de horas y hasta días sin ningún problema. Por estas razones el monitoreo de Q_c^{-1} puede ser llevado con una diferencia de tiempo entre la ocurrencia del VT y su cálculo, al igual que se realiza con muchos otros parámetros de monitoreo en Volcanología.

Dentro de los resultados obtenidos de Q_c^{-1} de mayo del 2006 a octubre del 2008, las variaciones relacionadas con los tres procesos volcánicos ya descritos, fueron identificadas en distintas frecuencias y longitudes de coda. Las variaciones de Q_c^{-1} debido al crecimiento del domo en noviembre del 2006 fueron perceptibles al usar una ventana de coda de 25s y tanto para 6 como para 12Hz. Las variaciones debido al enjambre de VT's en junio del 2008 en la zona Sureste sólo se apreciaron a 12Hz y coda de 25s. La etapa de actividad volcánica más sobresaliente fue la del proceso fumarólico y explosivo ocurrido de noviembre del 2007 a marzo del 2008. Esta etapa fumarólica registró variaciones de Q_c^{-1} en todas las frecuencias y longitudes de coda. Al realizar la prueba *t-student* para cuantificar los intervalos de confianza de las variaciones de la atenuación sísmica relacionadas con la actividad volcánica se obtuvieron valores del 99% para los tres procesos eruptivos. Lo que confirma la sensibilidad de Q_c a variaciones tanto de carácter térmico como tectónico, además del excelente funcionamiento del programa al registrar variaciones debido actividad volcánica menor.

Las variaciones de Q_c^{-1} localizadas en la zona del cráter (crecimiento del domo y etapa fumarólica) están relacionadas con esfuerzos de origen térmico provocados por el ascenso del magma por los conductos volcánicos. Lo que aumentó la presión, provocando una alta heterogeneidad debido a la apertura de fracturas, aumento en el gradiente de temperatura y la presencia de fluidos. Una vez que Q_c^{-1} alcanzó su valor máximo, el material fue expulsado en ambos procesos volcánicos. Sin embargo, en el crecimiento del domo el proceso fue más rápido y el magma tuvo el suficiente empuje para ser expulsado. Mientras que en la etapa fumarólica, el magma tuvo una permanencia más larga en los conductos dando tiempo a la separación de una porción de su fase gaseosa y permitiendo un cambio más duradero en las condiciones de heterogeneidad del material. Después de la expulsión del material en ambos casos, la presión prevaleciente por el magma en los conductos disminuyó, las fracturas se cerraron y Q_c^{-1} decreció hasta alcanzar su valor mínimo.



Por otro lado, las variaciones de Q_c^{-1} por el enjambre de VT's respondieron solamente a esfuerzos efectivos por estar lejos de la zona de influencia del volcán. La pérdida de energía sísmica se debió a la dispersión y absorción provocada por la apertura de fracturas.

Todos los procesos volcánicos provocaron un cambio en la magnitud de Q_c^{-1} similar. Los tres procesos volcánicos registraron una diferencia de aproximadamente el 15% entre sus máximos y mínimos. Es entonces adecuado esperar que cambios de la atenuación sísmica en el volcán debido a futuras erupciones puedan ser monitoreados de forma anticipada.



CAPÍTULO V CONCLUSIONES

- 1) La programación en MATLAB del monitoreo de la atenuación de las ondas coda permitió el rápido y confiable procesamiento de los datos sísmicos de los VT's provenientes del volcán Popocatepetl. No fue necesario tratar ningún dato manualmente, los tres archivos de entrada fueron creados individualmente para cada sismo, lo que permitió procesar información desde un VT hasta la de uno o varios meses. La eficacia de *ESTIMACIONQC* radicó en desechar automáticamente de los archivos default del CENAPRED, antes del procesado, todas aquellas trazas que no tuvieran localización de fase P y S (mala calidad de señal) o que el tamaño de coda no fuera de la longitud seleccionada en este estudio, en conjunto con un sistema de control de errores. Gracias a esto fue posible procesar de forma ágil cerca de 5700 trazas sísmicas en 4 bandas de frecuencia (con un tiempo aproximado de procesado de una hora) y con 2 longitudes de coda distintas (15s y 25s). Además de las rutinas incluidas en *ESTIMACIONQC*, fue necesario crear otras que graficaran los VT's en un perfil longitudinal y latitudinal, dividieran los resultados en zona del cráter y zona SE y agruparan los datos de Q_c^{-1} de acuerdo a intervalos de tiempo con poca variación para obtener un solo valor, el error y la graficación de los resultados.

- 2) Aunque la actividad volcánica a lo largo de este trabajo no presentó ningún periodo eruptivo, en los resultados del monitoreo temporal de Q_c^{-1} de mayo 2006 a octubre 2008 fueron perceptibles tres variaciones posiblemente relacionadas con procesos volcánicos que alteraron las condiciones prevalecientes de temperatura, saturación de fluidos, esfuerzos y fracturamiento:
 - i) El crecimiento del domo en el cráter (detectado el 10 de febrero del 2006) durante noviembre del 2006 generó un incremento en los valores de Q_c^{-1} del 13%. Este cambio fue registrado al usar una coda de 25s y frecuencia de 6Hz. El incremento inicial en el valor de Q_c^{-1} pudo haberse debido al ascenso del magma por los conductos volcánicos, aumentando la presión y los esfuerzos sobre las paredes, lo que quizás provocó alta heterogeneidad por la apertura de fracturas, el aumento del gradiente de temperatura y la presencia de fluidos. Al alcanzar Q_c^{-1} el valor máximo, el material fue expulsado y así la presión disminuyó, las fracturas se cerraron y por consiguiente Q_c^{-1} decreció



- ii) El proceso fumarólico y explosivo que inició a finales de noviembre del 2007 y terminó a mediados de marzo del 2008, registró importantes variaciones de Q_c^{-1} . Este proceso debido posiblemente a la desgasificación del conducto volcánico fue apreciable en las dos bandas de frecuencia (4-8 Hz y 8-16Hz) y longitudes de coda (15s y 25s). Considerando todos los sismos, la variación entre el pico más alto y el valor de Q_c^{-1} antes de su aumento fue del 15%. Sólo para la coda de 25s los valores posteriores fueron muy cercanos a los precedentes al aumento de Q_c^{-1} . Al dividir los sismos en zona del cráter y zona SE, la diferencia de Q_c^{-1} antes, durante y después de la etapa fumarólica fue más marcada al usar una coda de 15s en la zona del cráter, pues se muestreó mejor la región sobre la que ocurrieron los cambios. En ambas frecuencias, la diferencia entre el pico más alto y el valor más bajo de Q_c^{-1} es de aproximadamente 1×10^{-3} , 20% para 6Hz y 30% para 12Hz.
- iii) El enjambre de VT's localizados en la zona Sureste registró un incremento del 17% en los valores de Q_c^{-1} . Este cambio pudo haber sido atribuido a la apertura de fracturas que generaron pérdida de energía sísmica por dispersión y absorción intrínseca. Este fenómeno estuvo bien acotado a sólo la zona SE.
- 3) Las variaciones temporales de Q_c^{-1} halladas en este trabajo podrían estar fuertemente relacionadas a variaciones de esfuerzos que abrieron fracturas las cuales posteriormente pudieron ser rellenadas con fluidos de alta temperatura. Por lo anterior sería adecuado instaurar un monitoreo continuo de los valores de b (indicador del estado de esfuerzos en una región) en el volcán como lo hecho por Martínez (2006). El cambio de Q_c^{-1} más sobresaliente y persistente fue debido al proceso fumarólico y explosivo, pues la cantidad de energía que se liberó no es equiparable con ninguno de los otros dos puntos (i y iii). Los intervalos de confianza de la prueba *t-student* para todas las variaciones de Q_c^{-1} estudiadas son del 99%. Así que de ocurrir en un futuro cercano un proceso eruptivo con VEI mayor a 3 (como las variaciones de Q_c^{-1} en diciembre 2000- enero 2001 con un proceso eruptivo con VEI entre 3 y 4), es de esperarse que las variaciones temporales de Q_c^{-1} sean registradas en el monitoreo.
- 4) Durante el análisis de Q_c^{-1} , las variaciones debidas a los procesos descritos en el punto (ii) se apreciaron tenuemente al usar una coda de 25s, sin embargo, al utilizar la coda de 15s estas variaciones son significativas. Por consiguiente, es adecuado monitorear Q_c^{-1} con varias longitudes de coda y así saber sobre que región están ocurriendo los cambios.



- 5) El programa *ESTIMACIONQC* disminuye radicalmente el tiempo de procesado y permite un continuo monitoreo de las variaciones temporales de Q_c^{-1} en tiempo semi-real, trabajando con los archivos del CENAPRED (archivos de entrada y salida del *Hypocenter* y trazas sísmicas en formato *SUDS*) una vez que se ha localizado el VT. De este modo se está disminuyendo la incertidumbre por identificación y localización, y se obtiene de manera casi instantánea, numérica y visual un valor más real de Q_c^{-1} . Este algoritmo puede ser modificado para su ajuste a otro tipo red sísmica de monitoreo y sus archivos concernientes.

- 6) El algoritmo *ESTIMACIONQC* permitirá el fácil monitoreo de la atenuación sísmica en el volcán Popocatépetl y ayudará a establecer escenarios de la actividad volcánica a corto plazo, que servirán para la toma de decisiones por parte de las autoridades de protección civil en el pronóstico eruptivo. Por lo que su aplicación será estratégica en los estudios sobre el comportamiento de Q_c^{-1} antes, durante y después de procesos eruptivos.



BIBLIOGRAFÍA

Acton, F., (1966) Analysis of straight-Line data. Dover Publications, Inc., New York, 267 p.

Ambeh, W., and Fairhead, J., (1989), Coda Q estimates in west Africa. Bull Seism. Soc. Am., 79, p. 1589-1600.

Aki, K., (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. J. Geophys. Res., 74, p. 615-631.

Aki, K. and Chouet, B., (1975), Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. Journal of Geophysical Research, Vol. 80, p. 3322-3342.

Aki, K., and Richards, P., (1980), Quantitive Seismology: Theory and Methods. W.H. Freeman and Company, San Francisco, Vol. 1, p. 457.

Aki, K., (1992), State of the art in volcanic seismology. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), Volcanic Seismology. Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 3-10.

Baisch, S., and Bokelmann, G. H., (2001), Seismic waveform attributes before and after the Loma Prieta earthquake; scattering change near the earthquake and temporal recovery. J. Geophys. Res., 106, p. 16323-16337.

Blong, R., (1996), Volcanic Hazards risk assessment. Monitoring and Mitigation of volcano hazards. Escarpa/Tilling (eds.), Springe-Verlag Berlin Heidelberg, p. 3-22.

Castellano, M., Del Pezzo, E., De Natale, G., and Zollo, A., (1984), Seismic coda and turbidity coefficient at Campi Flegrei volcanic area: Preliminary results. Bull. Volcanology, 47, p. 219-224.

Chouet, B., (1976), Source, scattering and attenuation effects on high frequency seismic weaves. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

Chouet, B., (1979), Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California. Geophys. Res. Lett., 6, p. 143-146.

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

Chouet, B., (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. J. Geophys. Res. 93, p. 4373-4400.

De la Cruz Reina, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T. (1995), Historia de la actividad reciente del Popocatépetl (1354-1995). *Volcán Popocatépetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995*. Centro Nacional para la Prevención de Desastres. p. 3-22.



Del Pezzo, E., De Natale, G., Scarcella, G., and Zollo, A., (1985), Qc of three-component seismograms of volcanic microearthquakes at Campi Flegrei volcanic area, southern Italy. *Pure Appl. Geophys.*, 123, p. 683-696.

Del Pezzo, E., Gresta, G., Patane, G., Patane, D., and Scarcella, G., (1987). Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to the other volcanic areas. In: *Advances in Volcanic Seismology*, Okal E. A. (Editor) *PAGEOPH*, 125, p. 1039-1050.

Del Pezzo, E., Bianco, F., Petrosino, S., and Saccorotti, G, (2004), Changes in the coda rate and shear-wave splitting parameters associated with seismic swarms at Mt. Vesuvius, Italy. *Bull. Volcanology*, 94-2, p. 439-452.

Domínguez, T., Flores, F., and Reyes, G., (2003), Temporal change in coda wave attenuation observed at Volcán de Colima, México before the 1998 eruption, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 215, p. 215-223.

Dr. Atl., (1940). *Volcanes de México. Vol. I La Actividad del Popocatépetl*, Editorial Polis, México, 72 p.

Espíndola, J. M. (1999), *La Actividad Volcánica, Cuadernillos del Instituto de Geofísica: México D. F., No. 12, UNAM*, 52 p.

Fehler, M., Roberts, P. and Fairbanks, T. (1988), A Temporal change in coda waves attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 4367-4373.

Gao, L.S., (1992), Physical meaning of the coda envelopes. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), *Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 391-403.

Hellweg, M., Spudich, P., Fletcher, J.B., and Baker, L.M., (1995), Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: View from the U.S. Geological Survey Parkfield dense Seismograph Array. *Journal of Geophysical Research*, 100, p. 2089-2102.

Jin, A., and Aki, K., (1986), Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *Journal of Geophysics*, Vol. 91, p. 665-673.

Lienert, B. R., Berg, E. and Fazer, L. (1986), N. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, p. 771-783.

Lee, W., (1960), *Statistical Theory of communication*. John Wiley and Sons, Inc., USA, 509 p.

Lodoño, B. J. M., Sanchez, A. J. J., Toro, E. L. E., Gil-Cruz, F., and Bohórquez, O. P. , (1998), Coda Q before and after the eruptions of 13 November 1985, and 1 September 1989, at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bull. Volcan.* 59, p 556-561.



Macias, J., Carrasco, G., y Siebe, C., (1995), Identificación de peligros volcánicos en el Popocatepetl. Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994 y 1995. Centro Nacional para la Prevención de Desastres. p. 79-91.

Martínez, A., (2006), Variaciones temporales de la atenuación de las ondas coda y el valor b , asociadas a la actividad del volcán Popocatepetl de 1995 a 2003. Tesis de Doctorado, UNAM, 143 p.

Mendenhall, W., (1987), Introducción a la Probabilidad y Estadística. Grupo Editorial Iberoamericana. Universidad de Florida, México. pp. 594.

Minakami, T., (1974). Seismology of Volcanoes in Japan. In: Civetta L., Gasparini P, Luongo G. Rapolla A. (eds.) Physical Volcanology. Elsevier, Amsterdam, p. 1-27.

Novelo-Casasnova, D. A., Berg, E., and Helsley, C. E. (1990), S wave coda Q from 3 to 20 Hz and P wave Q for foreshocks and aftershocks of the Petatlán earthquake. J. Geophys. Res. Lett., 95, p. 4787-4795.

Novelo-Casasnova, D., and Lee, W., (1991) Comparison of techniques that use the single scattering model to compute the quality factor Q from Coda waves. PAGEOGH, Birkhäuser Basel, Vol. 135, No. 1, p. 77-89.

Novelo-Casasnova, D. A., Martínez-Bringas, A., and Valdés-González, C., (2006), Temporal variations of Q_c^{-1} and b values associated to the December 2000- January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico. Journal of volcanology and Geothermal research, Vol. 152, p. 347-358.

O' Doherty, K., and Bean, C., (1997). Coda wave imaging of the Long Valley caldera using spatial stacking technique. Geophys. Res. Lett., 13, p. 1547-1550.

Pulli, J., (1984). Attenuation of seismic waves in the lithosphere: comparison of active and stable areas. In. Earthquake and Earthquake engineering: The Eastern United States. J.E. Beavers (editor), Ann Arbor Science Publishers, Inc., Ann Arbor, Michigan, p. 129-141.

Quaas, R., R. González, E. Guevara, E. Ramos, y De la Cruz-Reina, S., (1995), Monitoreo volcánico: Instrumentación y Métodos de vigilancia. Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994 y 1995. Centro Nacional para la Prevención de Desastres. p. 25-40.

Sato, H., (1988), Temporal change in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence - A review of recent studies on coda waves. Pure Appl. Geophys., 126, p. 465-497.

Scarpa, R., and Gasparini, P., (1996), A review of volcano Geophysics and Volcano-Monitoring Methods. Monitoring and Mitigation of volcano hazards. Escarpa/Tilling (eds), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 3-22.

Scholz, C. H. (1968), The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 58: 399-415.



Suárez, G., (1995), Introducción. Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994 y 1995. Centro Nacional para la Prevención de Desastres, 339 p.

Valdés-González, C., González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., y Santoyo, M. (1995), Sismicidad del Volcán Popocatépetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 marzo de 1995. Volcán Popocatépetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. p. 129-138.

Valdés-González, C., González-Pomposo, G., y Arciniega-Ceballos, A., (1997). El Popocatépetl, un volcán sísmicamente active. Ingeniería Civil, 334, p. 33-38.

Valdés-González, C., Quaas-Weppen, R., De la Cruz-Reyna, S., Guevara, E., Martínez, A., Castelán, G., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Espitia, G., Galicia, M., Gómez, A., Jiménez, G., Moxrquecho, C., Ortiz, J., Ramos, E., and Romero, H., (2000), December set records in tremor, dome extrusion rates, SO₂ flux, and tilt. Bull.Glob.Volcanism Netw. 25 (12).

Wyss, M., (1985), Precursors to large earthquakes. Earthquake Pred. Res., 3, p. 519-543.

Zuñiga, F., and Díaz, L., (1994), Coda attenuation in the area of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. Tectonophysics, 234, p. 247-258.

- **Sitios de Internet**

www.cenapred.unam.mx



ANEXO 1

ARCHIVOS FUENTE (CENAPRED)

ARCHIVO TIPO I

Ejemplo del archivo de lecturas de fase S por estación y componente. Los primeros tres caracteres de cada línea indican la clave de la estación. El cuarto es la componente de la señal sísmica. La siguiente columna es el tiempo (año/mes/día/hora/minuto/segundos con centésimas) de la localización del arribo de las ondas P y S. De este tipo de archivos se toma sólo la lectura de las ondas S utilizada en la localización hipocentral. La información mostrada es sólo de uno de los 18 eventos VT procesados como ejemplo en este trabajo.

PPPVIPD4	080810142615.96	17.19 S 4	00036
PPPNIPD4	080810142616.05	17.19 S 4	00040
PPPEIPD1	080810142615.95	17.20 S 1	00036
PPXVIPD4	080810142615.63	16.85 S 4	00038
PPXNEPU4	080810142615.74	17.51 S 4	00047
PPXEPU1	080810142615.82	17.04 S 1	00039
PPCVIPU1	080810142616.57	18.21 S 1	00041
PPCEIPU4	080810142616.69	18.27 S 4	00038
PPCNIPU4	080810142616.62	18.04 S 4	00038
PPTVIPU4	080810142615.90	18.12 S 4	00033
PPJVIPU4	080810142615.80	16.76 S 4	00039
PPMEIPU1	080810142616.36	18.00 S 1	00029
PPTNIPD4	080810142615.86	17.07 S 4	00044
PPTEIPD1	080810142615.91	17.20 S 1	00036
PPJNIPD4	080810142616.07	17.24 S 4	00041
PPJEIPD1	080810142615.81	16.98 S 1	00038

ARCHIVO TIPO II

Archivo con las localizaciones hipocentrales y tiempos de origen por evento. De este archivo sólo se consideran los tiempos de origen, latitud y longitud para incluirlos en el archivo *INPUT1*.

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ
080810	1426	14.19	19- 0.56	98-37.17	4.33	2.31	12 243	3.9	0.09	0.1	0.2
080812	1408	45.16	19- 1.00	98-37.91	3.33	2.06	12 322	2.8	0.09	0.2	0.2
080815	1630	29.49	19- 1.76	98-37.28	3.68	2.21	10 168	1.5	0.05	0.2	0.2
080822	0210	24.23	19- 1.69	98-37.85	4.18	1.91	12 291	1.5	0.07	0.1	0.1
080901	0418	16.81	18-59.41	98-34.44	2.62	2.48	12 226	1.8	0.08	0.2	0.3
080908	0350	03.48	19- 2.16	98-37.40	3.38	1.96	12 225	0.8	0.08	0.2	0.2
080910	0653	33.37	19- 1.87	98-36.91	3.87	2.23	10 182	1.7	0.09	0.2	0.3
080911	1055	44.79	19- 2.04	98-36.93	3.70	2.59	10 172	1.5	0.08	0.1	0.1
080917	0758	00.97	19- 0.20	98-35.61	4.58	2.16	10 205	4.2	0.06	0.2	0.3
081007	1213	28.48	18-58.79	98-35.11	3.95	2.59	10 262	3.1	0.04	0.1	0.2
081007	1229	18.77	19- 2.21	98-38.23	3.92	1.73	9 198	1.1	0.06	0.2	0.2
081009	0047	07.75	19- 1.31	98-37.36	2.74	2.37	12 235	2.2	0.05	0.1	0.2
081009	1736	25.09	18-58.38	98-35.58	2.63	2.29	8 268	3.3	0.04	0.1	0.2
081010	1207	54.97	18-55.39	98-32.99	8.97	2.66	7 47	14.7	0.18	0.8	0.2
081010	1726	54.74	19- 1.89	98-37.67	3.25	1.92	7 231	1.1	0.06	0.2	0.3
081010	2110	00.98	18-58.93	98-35.16	3.58	2.47	8 255	4.1	0.08	0.2	0.3
081012	1317	12.06	18-59.30	98-33.39	4.04	2.45	8 105	0.2	0.04	0.2	0.1
081013	1430	43.11	19- 1.71	98-37.47	2.72	2.04	8 177	1.4	0.07	0.2	0.2



ARCHIVO TIPO III

Encabezado del registro sísmico en formato ASCII. De este archivo se extrae el nombre de la estación, tiempo inicial de registro, el número de muestras por segundo y el nivel de ruido (resaltado en color gris) para conformar el archivo *INPUT2*. A continuación de estos parámetros se presentan los datos de la traza sísmica acomodados en 10 columnas.

```

$ 5 0 ; StationComp structure
CN                ; network
PPPNN            ; station name
N                ; component
0                ; instrument type
0                ; component azimuth
0                ; component incidence
0.000000         ; latitude
0.000000         ; longitude
0.000000         ; elevation, meters
0                ; annotated comment
0                ; rock type
q                ; data type
d                ; data units
0                ; status
0.000000         ; maximum gain
0.000000         ; clipping value
0.000000         ; conversion to mvolts
0                ; channel
0                ; atod gain
01/01/70 00:00:00.000000 ; effective date
+0.000000        ; clock correction
+0.000000        ; station delay

$ 7 17000 ; DescripTrace structure
CN                ; network
PPPNN            ; station name
N                ; component
0                ; instrument type
10/10/08 21:09:57.101053 ; initial sample time
0                ; local time diff
s                ; data type
0                ; digitized by
0                ; processed by
8500             ; number of samples
100.000000       ; samples per second
-1162.000000     ; minimum data value
4096.000000     ; maximum data value
116.644997      ; average noise
0                ; num clipped samples
+0.000000        ; time correction
+0.000000        ; rate correction

```



ARCHIVOS INPUT NECESARIOS PARA LA ESTIMACIÓN DE Q_c^{-1}

ARCHIVO INPUT1

Son archivos individuales de cada evento VT. Contienen los tiempos de origen, ubicaciones del sismo, así como los tiempos de viaje de ondas S calculados para cada estación (columna TS).

CARDI: Event identification.

TS: S-wave travel time.

IY Number of heading lines at the beginning of the data.

JY =0: indicates 16 bits binary data;=1: 32 bits;= 2:ASCII data.

NOTE: These parameters must be provided for each earthquake to be analysed.

	CARDI	TS	IY	JY
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PPV		3.00	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PPN		3.00	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PPE		3.01	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PXV		2.66	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PXN		3.32	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PXE		2.85	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PCV		4.02	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PCE		4.08	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PCN		3.85	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PTV		3.93	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PJV		2.57	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PME		3.81	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PTN		2.88	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PTE		3.01	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PJN		3.05	52	2
080810 1426 14.19 19- 0.56 98-37.17 PJE		2.79	52	2

ARCHIVO INPUT2

Archivo que contiene las trazas a procesar (1°columna), información de las muestras por segundo (2°columna), nivel de ruido (3°columna) y localización (en muestras) del arribo de las ondas S en cada estación de registro.

File	File(s) [Seismogram(s)] to be processed	Samples-per-Sec.	RMSA-Noise	S-sample time
08081014.PPV		100.000000	40.410000	586.000000
08081014.PPN		100.000000	77.410000	586.000000
08081014.PPE		100.000000	46.375000	587.000000
08081014.PXV		100.000000	171.979000	552.000000
08081014.PXN		100.000000	96.235000	618.000000
08081014.PXE		100.000000	83.419900	571.000000
08081014.PCV		100.000000	108.090000	688.000000
08081014.PCE		100.000000	36.740000	694.000000
08081014.PCN		100.000000	5.935000	671.000000
08081014.PTV		100.000000	102.000000	679.000000
08081014.PJV		100.000000	92.205000	543.000000
08081014.PME		100.000000	85.730000	667.000000
08081014.PTN		100.000000	146.259000	574.000000
08081014.PTE		100.000000	63.450000	587.000000
08081014.PJN		100.000000	162.330000	591.000000
08081014.PJE		100.000000	39.470000	565.000000



ARCHIVO CON PARÁMETROS DE DISEÑO

PARÁMETROS NECESARIOS PARA EL CÁLCULO DE QC

Nota: LOS CAMBIOS A LOS QUE SEAN SUJETOS LOS PARÁMETROS INICIALES SON RESPONSABILIDAD DEL USUARIO

Frecuencia Central	Frecuencias de Esquina Wc1	Frecuencias de Esquina Wc2	Orden del filtro	Longitud de la ventana, subventanas mínimo de eventos y error aceptado
3	2	4	6	25
6	4	8	7	2
12	8	16	10	3
24	16	32	16	0.25

