



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**VARIACIONES TEMPORALES DE LA ATENUACIÓN DE
LAS ONDAS CODA Y DEL VALOR DE b , ASOCIADAS
A LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
DE 1995 A 2003**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS

P R E S E N T A:
M.C. ALICIA MARTÍNEZ BRINGAS

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.

A Carlos

*A mis Padres
David y Enriqueta*

*A mis hermanos
Daniel, Enrique, Ricardo y Lilia*

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. David A. Novelo-Casanova por sus conocimientos, dedicación y apoyo durante el desarrollo de este trabajo.

A los Drs. Servando de la Cruz-Reyna y Carlos Valdés-González por sus valiosas enseñanzas a lo largo de mis estudios, por sus críticas y acertadas sugerencias, así como por la revisión de la tesis.

A los Drs. Ramón Zúñiga, José Luis Macías, Juan Martín Gómez y Francisco Mora por el tiempo dedicado en la revisión de este trabajo y por sus valiosas aportaciones para mejorar esta tesis con sus puntos de vista.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres por las facilidades prestadas y por la instalación y mantenimiento de las estaciones sismológicas. Al Ing. Ángel Gómez por su apoyo, así como a todas aquellas personas que de alguna manera contribuyeron e hicieron posible la terminación de este trabajo.

Un sincero agradecimiento a Carlos, a mis padres, a mis hermanos y a Clara por su confianza durante todo este tiempo.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
INDICE DE TABLAS	v
INDICE DE FOTOGRAFÍAS	vi
INDICE DE FIGURAS	vii
RESUMEN	xiii
ABSTRACT	xiii
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Red sísmica	4
1.1.1 Datos	6
1.2 Actividad Histórica	9
1.2.1. Etapas Eruptivas de Diciembre de 1994 a Diciembre de 2005.	10
CAPÍTULO 2. RED SÍSMICA Y MÉTODO DE ESTIMACIÓN DE Q_c^{-1} Y VALOR DE b	25
2.1 Sismos Volcanotectónicos	25
2.1.1 Relación entre VT y LP	27
2.1.2 Zonas de actividad volcanotectónica	29
2.1.3 Eventos VT y su relación con eventos importantes y domos en las etapas de actividad	31
2.2 Estimación de Q_c^{-1}	33
2.2.1 El método de Aki y Chouet (1975)	36
2.2.2 Programa CODAQ	36
2.2.3 Método de análisis de Q_c^{-1}	39
2.3 Estimación del valor b	41
5.1 El Método de Máxima Verosimilitud	42
5.2 Programa SEISAN	44
5.3 Método de análisis de b	45
CAPÍTULO 3. CORRELACIÓN ENTRE Q_c^{-1} Y VALOR DE b DURANTE LAS ETAPAS DE ACTIVIDAD DE 1995 A 2003	48
3.1 Valor de Q_c^{-1} vs Valor de b	50
3.2 Síntesis de Q_c^{-1} vs Valor de b	51
	iii

CAPÍTULO 4. CAMBIOS TEMPORALES EN Q_c^{-1} Y VALOR DE b OBSERVADOS DURANTE LOS EVENTOS ERUPTIVOS MÁS IMPORTANTES OCURRIDOS ENTRE 1995 Y 2003 EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL	58
4.1 Evento de marzo-junio de 1996 (Descripción)	61
4.1.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de marzo- junio de 1996	64
4.2 Evento del 30 de junio de 1997 (Descripción)	68
4.2.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento del 30 de junio de 1997	71
4.3 Evento de noviembre-diciembre de 1998 (Descripción)	76
4.3.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de noviembre-diciembre de 1998	78
4.4 Evento de diciembre2000-enero de 2001 (Descripción)	84
4.4.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de de diciembre2000-enero de 2001	87
4.5 Discusión de las variaciones temporales de los valores de Q_c^{-1} y b durante los cuatro episodios eruptivos analizados.	94
 CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES	 98
BIBLIOGRAFÍA	101
APÉNDICE A. ETAPAS VOLCÁNICAS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL PARA EL PERIODO DE ABRIL DE 1995 A DICIEMBRE DE 2003	112
A1. Etapa 4 (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996)	112
A2. Etapa 5 (4 de marzo de 1995 a septiembre de 1996)	114
A3. Etapa 6 (octubre de 1996 a 18 de agosto de 1997)	116
A4. Etapa 7 (19 de agosto a 24 de diciembre de 1997)	119
A5. Etapa 8 (25 de diciembre a 22 de noviembre de 1998)	122
A6. Etapa 9 (23 de noviembre de 1998 a 3 de enero de 1999)	124
A7. Etapa 10 (4 de enero de 1999 a 11 de febrero de 2000)	127
A8. Etapa 11 (12 de febrero a 15 de septiembre de 2000)	129
A9. Etapa 12 (16 de septiembre a 10 de diciembre de 2000)	131
A10. Etapa 13 (11 de diciembre de 2000 a 23 de enero de 2001)	134
A11. Etapa 14 (24 enero 2001 a 31 de diciembre 2002)	137
A12. Etapa 15 (1 de enero a 31 de agosto de 2003)	140
A13. Etapa 16 (1 de septiembre a diciembre 2003)	142

ÍNDICE DE TABLAS

	Pag.
Tabla 1. Características principales de las estaciones de la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl.	5
Tabla 2. Historia de la actividad reciente del volcán Popocatepetl (tomado de De la Cruz-Reyna et al. , 1995).	10
Tabla 3. Resumen de la actividad registrada durante las diferentes etapas en el periodo eruptivo de diciembre de 1994 a agosto de 2005 en el volcán Popocatepetl (tomado de Valdés <i>et al.</i> , en preparación).	11
Tabla 4. Modelo de velocidades utilizado en la localización de los hipocentros (Valdés et al., 1997)	25
Tabla 5. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$, y valor de r^2 para sismos registrados durante el periodo de enero 1995 a diciembre 2003.	52
Tabla 6. Valores promedio de b y Q_c^{-1} (6 y 12 Hz) y valor de r^2 obtenidos durante las etapas de actividad del Popocatepetl en el periodo de enero 1995 a diciembre 2003.	54
Tabla 7. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del evento de marzo-junio de 1996, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.	68
Tabla 8. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del evento explosivo del 30 de junio de 1997, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.	76
Tabla 9. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.	83
Tabla 10. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del episodio eruptivo de diciembre-enero de 2000-2001, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre los dos parámetros.	92
Tabla 11. Niveles de confianza (t -test) entre los episodios “antes”, “durante” y “después” de los eventos eruptivos de marzo-junio de 1996; 30 de junio de 1997; noviembre-diciembre de 1998 y diciembre2000-enero2001 de la figura 36.	96
Tabla A1. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 4.	113
Tabla A2. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $< 25\%$ y r^2 para sismos registrados durante la etapa 5	116
Tabla A3. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ para sismos registrados durante la etapa 6	119

Tabla A4.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 7	121
Tabla A5	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 8	123
Tabla A6.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 9	126
Tabla A7.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 10	128
Tabla A8.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 11	131
Tabla A9.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 12	133
Tabla A10.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 13	136
Tabla A11.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 14	139
Tabla A12.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 15	141
Tabla A13.	Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar $\sigma < 25\%$ y valor de r^2 para sismos registrados durante la etapa 16	143

ÍNDICE DE FOTOS

	Pag.
Foto 1. Vista del interior del cráter del Popocatepetl durante la Etapa 4 (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996), en donde se aprecia la emanación de gases a través de una boca eruptiva (Foto H. Delgado).	12
Foto 2. Primer domo (A) formado en marzo de 1996 en el interior del cráter, de los 25 observados en este episodio eruptivo iniciado en diciembre de 1994 (Foto J. A. Cortés). Etapa 5 (4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996).	13
Foto 3. Domo (F) observado en diciembre de 1997. Domo de baja viscosidad con un diámetro máximo de 380m y mas de 20 m de altura y un volumen de 13.5 millones de metros cúbicos (BGVN, 1998) (Foto R. Quaas). Etapa 7 (19 de agosto a 24 de diciembre de 1997).	16
Foto 4. Barranca de Tenenepanco (derecha) y La Espinera (izquierda). Fotografía tomada hacia el sur (Foto R. Quaas).	17
Foto 5. Domo (L) 16 de diciembre de 2000 (izquierda) (Foto R. Quaas). Paso de los lahares del 23 de enero de 2001 (derecha) (Foto M. Galicia). Etapa 13 (11 de diciembre de 2000 a 23 de enero de 2001).	20
Foto 6. Domo (X) detectado en febrero de 2003, el último de los 25 domos formados de marzo de 1996 a mayo de 2005 (Foto SCT). Etapa 15 (1 de enero a 31 de agosto de 2003).	22

- Foto 7.** (a)Cráter del Popocatépetl en enero de 2005 (Foto De la Cruz-Reyna). (b) Domo (Z) detectado en noviembre de 2005 (Foto H. Delgado). Etapa 17 (1 de diciembre 2004 a diciembre 2005). 23

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1: Ubicación del área de estudio y localización de las estaciones (triángulos) de la red sismológica del volcán Popocatépetl utilizada en este trabajo.	5
Figura 2: Explosión: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 5 Hz.	6
Figura 3: Exhalación grande: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.	7
Figura 4: Sismo de periodo largo (LP): a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.	7
Figura 5: Sismo volcanotectónico (VT): a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 6 Hz.	8
Figura 6: Tremor de alta frecuencia: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.	9
Figura 7: Tremor armónico: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, sus picos mayores se encuentran entre 1-3 Hz en múltiplos de 0.5 Hz.	9
Figura 8: Distribución de magnitudes de los 1574 sismos VT localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003.	26
Figura 9: Localización de los eventos VT vistos en planta (a) y a profundidad (b). Los círculos y rectángulos señalan las dos zonas principales de ocurrencia de sismos en que se dividió el área de estudio.	26
Figura 10: Distribución mensual de los eventos VT registrados de enero de 1995 a diciembre de 2003.	27
Figura 11: Gráfica acumulativa de los sismos VT localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Los círculos indican los VT con $M \geq 3.0$.	27
Figura 12: Relación entre magnitudes de los VT y sus profundidades (km) medidas a partir del cráter.	27
Figura 13: Gráfica comparativa entre VT y LP registrados de 1995 a 2003. Los VT con magnitudes $M \geq 3.0$, están representados con círculos sobre la curva de los VT. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de mas de 2 km de altura.	28
Figura 14 Relación LP/VT durante las diferentes etapas de actividad del periodo de 1995 a 2003. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de mas de 2 km de altura.	29
Figura 15 Gráficas acumulativas de los sismos VT de la zona del cráter y de la zona Sureste localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Los círculos indican los VT con magnitud mayor o igual a 3.0 ocurridos en cada zona.	30
Figura 16: Relación VTCráter/VTSureste (considerando los datos de la figura 15), durante las diferentes etapas de actividad del periodo de 1995 a 2003. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de mas de 2 km de	30

	altura.	
Figura 17:	Sismos VT de la zona del cráter y de la zona Sureste durante las diferentes etapas de actividad del volcán Popocatepetl. Los rombos negros representan los domos formados y los círculos blancos sobre las curvas a los VT de $M \geq 3.0$. Las líneas verticales representan a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de más de 2 km de altura.	32
Figura 18:	(a) Ondas P, S y coda de un sismograma típico; (b) diagrama de decaimiento de ondas coda y (c) diagrama mostrando la trayectoria de las ondas coda.	34
Figura 19:	Resultados de Q_c^{-1} para los métodos Phillips-Aki (LF-Q), Sato (SF-Q) y Aki-Chouet (AF-Q), obtenidos en la banda de frecuencia centrada en 12Hz, considerando una coda de 15 seg, medida a partir de 2ts (2 veces el tiempo de viaje de la onda S, a partir del tiempo de origen del evento), para un evento registrado en la estación PPP.	38
Figura 20:	Radio de 13 km como centro en el cráter, del volumen muestreado por las ondas coda con una ventana de muestreo de 15 seg.	40
Figura 21:	(a) Archivo de salida bvalue.out, utilizando 20 sismos para la zona del cráter, muestra los valores de b obtenidos y su desviación estándar, así como el número de eventos en cada rango de magnitud utilizados en el cálculo y (b) archivo de salida bvalue.plt, que muestra el ajuste de la recta a los datos.	44
Figura 22:	Ejemplo del archivo de salida bvalue.plt, que muestra el ajuste de la recta a los datos, (a) con "todos los sismos" registrados en el volcán, con una ventana de 50 eventos. (b) Para los sismos registrados en la zona del cráter y (c) valores para la zona Sureste, con ventanas de 20 sismos.	45
Figura 23:	Promedio de magnitud en pasos de 0.1 de magnitud obtenido de 1995 a 2003 (a) distribución de frecuencia-magnitud y (b) distribución acumulativa de frecuencia-magnitud.	46
Figura 24:	Variación en el tiempo de la Magnitud de Homogeneidad (M_c) contra tiempo (a) con todos los sismos, (b) sismos de la zona del cráter y (c) zona Sureste.	47
Figura 25:	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b , (a) considerando todos los sismos, (b) solo los sismos de la zona del cráter y (c) solo los sismos de la zona Sureste para el periodo de enero 1995 a diciembre 2003.	53
Figura 26:	Promedios de los valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante las etapas 4 a 16, considerando todos los sismos (líneas), solo los sismos de la zona del cráter (x) y solo los sismos de la zona Sureste (rombos). El área sombreada representa dos veces la desviación estándar.	55
Figura 27:	Valores máximos y mínimos de Q_c^{-1} y b con $\sigma < 25\%$ obtenidos durante las etapas 4 a 16, considerando todos los sismos, solo los sismos de la zona del cráter y los sismos de la zona Sureste.	56
Figura 28:	Distribución en temporal de valores interpolados cúbicamente de Q_c^{-1} (6Hz) y b . Profundidad y magnitud de los VT utilizados (1995-2003). Registro diario de LP's. Presencia y duración de tremor. Las barras verticales sombreadas delimitan los periodos de actividad volcánica analizados. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos las fechas de ocurrencia de los sismos con $M \geq 3.0$.	60
Figura 29:	Actividad registrada durante la fase explosiva y formación de domos de marzo-junio de 1996 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación	63

PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y el círculo la fecha de ocurrencia del sismo con $M \geq 3.0$.

- Figura 30:** Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante (zona vertical sombreada) y después de la actividad explosiva y formación de domos de marzo-junio de 1996. Los rombos son los valores individuales y errores de Q_c^{-1} (6Hz) y b , las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. La línea vertical discontinua representa la explosión del 30 de abril. Los rombos negros indican fechas de detección de domos 66
- Figura 31:** Actividad registrada durante el evento eruptivo del 30 de junio de 1997 (zona sombreada): Número diario de LP, tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$. 70
- Figura 32:** Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante (zona vertical sombreada) y después del evento eruptivo del 30 de junio de 1997. Los rombos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y el área sombreada alrededor su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$. 75
- Figura 33:** Actividad registrada durante el episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$. 77
- Figura 34:** Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante (zona vertical sombreada) y después del episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998 Los rombos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos de $M \geq 3.0$. 81
- Figura 35:** Actividad registrada durante el episodio eruptivo de diciembre2000-enero2001 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos de $M \geq 3.0$. 86
- Figura 36:** Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante y después (zona vertical sombreada) del episodio eruptivo diciembre 2000-enero 2001. Los rombos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$. 90

Figura 37:	Perfiles SE-NW del cráter del volcán Popocatepetl en 1982 antes de la formación de los domos, los domos de noviembre de 2000 a marzo de 2001 y las condiciones del mismo al final del periodo analizado en este trabajo (diciembre 2003) (elaborado por A. Gómez-Vázquez, CENAPRED).	93
Figura 38:	Resumen de los valores promedio de Q_c^{-1} (gris) y b (negro) obtenidos en los episodios eruptivos de marzo-junio de 1996; 30 de junio de 1997; noviembre-diciembre de 1998 y diciembre2000-enero2001, y el coeficiente de correlación (r^2) entre los dos parámetros. El número 1 es el episodio “antes” del evento (1 y 2 para 1998); el número 2 es el episodio “durante” (3 para 1998) y el número 3 es “después” (4 y 5 para 1998).	95
Figura A1:	Localización de los VT registrados durante la etapa 4. El círculo en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.	112
Figura A2:	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 4, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.	113
Figura A3:	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 4, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.	114
Figura A4	Localización de los VT registrados durante la etapa 5. El círculo en la proyección horizontal delimita los epicentros de los sismos de la zona del cráter.	114
Figura A5	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 5, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	115
Figura A6	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 5, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter	116
Figura A7	Localización de los VT registrados durante la etapa 6. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	117
Figura A8	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 6, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	118
Figura A9	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 6, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	119
Figura A10	Localización de los VT registrados durante la etapa 7. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	120
Figura A11	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 7, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	120

Figura A12	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 7, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	121
Figura A13	Localización de los VT registrados durante la etapa 8. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	122
Figura A14	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 8, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	123
Figura A15	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 8, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	124
Figura A16	Localización de los VT registrados durante la etapa 9. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	125
Figura A17	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 9, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	125
Figura A18	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 9, considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	126
Figura A19	Localización de los VT registrados durante la etapa 10. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	127
Figura A20	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 10, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los círculos representan fechas de ocurrencia de sismos con $M \geq 3.0$.	128
Figura A21	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 10, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	129
Figura A22	Localización de los VT registrados durante la etapa 11. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	130
Figura A23	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 11, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos.	130
Figura A24	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 11, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	131
Figura A25	Localización de los VT registrados durante la etapa 12. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	132

Figura A26	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 12, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los círculos representan fechas de ocurrencia de sismos con $M \geq 3.0$.	132
Figura A27	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 12, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	133
Figura A28	Localización de los VT registrados durante la etapa 13. El círculo en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.	135
Figura A29	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 13, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos.	135
Figura A30	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 13, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.	136
Figura A31	Localización de los VT registrados durante la etapa 14. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	137
Figura A32	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 14, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	138
Figura A33	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 14, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	139
Figura A34	Localización de los VT registrados durante la etapa 15. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.	140
Figura A35	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 15, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.	140
Figura A36	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 15, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.	141
Figura A37	Localización de los VT registrados durante la etapa 16. El círculos en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.	142
Figura A38	Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 16 utilizando únicamente los sismos de la zona del cráter.	143
Figura A39	Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 16, considerando únicamente los sismos de la zona del cráter.	143

RESUMEN

El volcán Popocatépetl situado en la Faja Volcánica Transmexicana, a 55 km al Sureste de la Ciudad de México, se encuentra en estado eruptivo desde diciembre de 1994. Esta actividad sugiere cambios en las condiciones o dinámica de la corteza. En este trabajo se correlacionaron las variaciones temporales de la atenuación Q_c^{-1} a 6 y 12 Hz y del valor de b estimadas para el período de 1995 a 2003 y los eventos eruptivos registrados en el volcán Popocatépetl en: marzo-junio 1996, 30 de junio 1997, noviembre-diciembre 1998 y diciembre 2000-enero 2001. Se analizaron 1574 microsismos volcanotectónicos con magnitudes entre 1.5 y 3.9. Los valores de Q_c^{-1} se estimaron utilizando un modelo de dispersión simple y el valor de b se determinó por el método de máxima verosimilitud. La correlación entre los valores de Q_c^{-1} y b durante las diferentes etapas de actividad volcánica fue lineal de moderada a buena para el 53% de los datos en la banda de 6 Hz y del 71% en 12Hz. Se observaron cambios relativos del 15-40% en los valores de Q_c^{-1} y b obtenidos “antes”, “durante” y “después” de las erupciones en los cuatro episodios de actividad analizados. Las variaciones observadas de Q_c^{-1} y b se correlacionaron negativamente al 96-99% nivel de confianza.

ABSTRACT

Popocatépetl volcano is located in the Mexican Volcanic Belt, 55km South-east of Mexico City, and it has been in eruptive activity since December 1994. This activity suggests crustal condition or dynamics changes. In this work, I correlate the temporal variations of coda attenuation Q_c^{-1} at 6 and 12 Hz and b - values estimated for the period from 1995 to 2003, and the eruptive events recorded at Popocatépetl on: March-June 1996, June 30th 1997, November-December 1998 and December 2000-January 2001. I analyzed 1754 volcanotectonic microearthquakes with magnitudes between 1.5 and 3.9. Values of Q_c^{-1} were estimated using a single-scattering model and b -value was determined by the maximum likelihood method. The correlation between Q_c^{-1} and b during the different phases of volcanic activity was lineal from moderate to good for 53% of the data in the band of 6 Hz and 71% at 12Hz. Relative changes of 15-40% in the values of Q_c^{-1} and b were observed “before”, “during” and “after” the eruptions of the four episodes of volcanic activity analyzed. The observed variations of Q_c^{-1} and b were negatively correlated at the 96-99% confidence level.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El volcán Popocatepetl tiene una altura de 5450 msnm y es la segunda montaña más alta del país, después del Pico de Orizaba. Se ubica en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (Mooser, 1972). La cima del volcán se localiza en las coordenadas geográficas 19°3' N, 98°35' W, a 55 km al SE de la Cd. de México, y a 45 km de la Cd. de Puebla. Es uno de los volcanes más activos de México y representa un gran riesgo para las ciudades cercanas.

A lo largo de su historia el Popocatepetl ha mostrado diversas formas de actividad eruptiva, numerosas erupciones de carácter menor, algunas mayores y algunos grandes eventos. De la actividad mayor existen evidencias geológicas en forma de depósitos volcánicos, pero las menores rara vez dejan depósitos persistentes que puedan ser analizados (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1995). Las emanaciones de diciembre de 1994 indicaron el inicio del episodio más reciente, el cual consistió de erupciones freáticas y magmáticas que liberaron grandes cantidades de gases magmáticos y arrastraron partes del conducto volcánico.

Las erupciones volcánicas forman parte de los fenómenos naturales que pueden ser dañinos para la población; cada año entran en actividad entre 50 y 65 volcanes (Simkin, 1993). Las técnicas de monitoreo volcánico han ido perfeccionándose en la medida en que se ha progresado en el conocimiento del vulcanismo. Uno de los avances más notables ha sido el uso de estaciones sismológicas que transmiten continuamente su información desde un volcán a un centro de monitoreo.

El monitoreo sísmico se ha constituido en una de las principales herramientas en la vigilancia volcánica, pues ésta proporciona importantes avisos tempranos de las erupciones. Actualmente los sismógrafos registran una gran cantidad de actividad sísmica de baja magnitud con bastante tiempo antes de una erupción. En un ambiente volcánico, la sismicidad generalmente se relaciona con un cuerpo de magma que induce esfuerzos en las rocas que lo rodean, con la interacción del gas con fluidos y fluidos con sólidos, los cuales propician vibración y la ocurrencia de fallas de tensión que originan las señales sísmicas (Patanè *et al.*, 1994). En el estudio de las estructuras volcánicas, se ha utilizado la cuantificación e interpretación de los diferentes eventos sismo-volcánicos, sus cambios temporales y el análisis de los registros sísmicos. La meta principal del monitoreo sísmico

es registrar, caracterizar e interpretar la sismicidad con el propósito de llegar a un pronóstico a corto y mediano plazo de una erupción futura o los cambios que pudieran presentarse durante el curso de una erupción.

El monitoreo permanente de un volcán permite detectar el inicio y el progreso de una erupción. La mayoría de las erupciones son precedidas por cambios geofísicos y geoquímicos que en su mayoría son casi imperceptibles, pero que pueden ser detectados con exactitud a través de instrumentos especializados. Esto ha permitido, en algunos casos, la predicción o pronóstico a corto plazo de erupciones. La actividad precursora de los volcanes varía de días, semanas, meses o inclusive años. El comportamiento pasado de un volcán permite conocer su posible actividad futura, precursores, los fenómenos durante el curso de la erupción, así como el tipo y magnitud de la misma. Sin embargo, el comportamiento eruptivo de un volcán puede cambiar con el tiempo, por lo que la actividad pasada no es una medida del todo confiable en la determinación del comportamiento futuro. A pesar de este hecho, se ha asumido que las erupciones futuras de un volcán serán similares a su comportamiento pasado en términos de tipo, frecuencia y magnitud de los eventos. Existen volcanes que presentan amplias variaciones en sus estilos eruptivos y magnitudes lo que puede complicar cualquier tipo de pronóstico. Sin embargo, estas variaciones pueden ser disminuidas al utilizar información de eventos ocurridos en otros volcanes de composición y estructura similar, así como el análisis y combinación de diferentes precursores.

A pesar de su cercanía con la Cd. de México y de los estudios variados que existen, todavía es poco el conocimiento sobre el comportamiento eruptivo que podría tener el volcán Popocatepetl en el futuro. Se tiene información de su actividad desde tiempos remotos a través de los Códices Prehispánicos, de los escritos de Díaz del Castillo (1532), Orozco y Berra (1888) y del Dr. Atl (1940) entre otros, en los cuales se registra algún tipo de actividad volcánica .

Algunos de los estudios descriptivos y geológicos-vulcanológicos son los realizados por Aguilera y Ordóñez (1895), Camacho (1925), Friedlaender (1922), Waitz (1921), Martínez (1925), White (1951, 1954), Blázquez (1956), Mooser (1963,1968,1972), Lorenzo (1964), Schlaepfer (1968), y recientemente los realizados por Demant (1976, 1978, 1981), Pal y Urrutia (1977), Urrutia y del Castillo (1977), Robin (1982, 1984), Carrasco (1985), Robin y Boudal (1987), Martín del Pozo *et al.* (1995, 1997) y Siebe *et al.* (1995, 1996, 1997). El primer mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl fue realizado

por Boudal y Robin (1989). La versión más reciente del mapa de peligros fue producido por Macías *et al.* (1995). Desde el punto de vista sismológico son relativamente pocos los estudios realizados en el volcán Popocatepetl (Valdés *et al.*, 1995, 1997; Lermo *et al.*, 1995; Arciniega, 1997, Martínez-Bringas, 1998, Novelo y Martínez-Bringas, 2005, Novelo-Casanova *et al.*, 2005 entre otros). Camacho (1925) intentó establecer una relación entre la actividad volcánica y sísmica del Popocatepetl, al tratar de encontrar una relación entre las emisiones de cenizas (explosiones volcánicas) y los sismos producidos en el interior del volcán.

Debido al notorio incremento de la actividad fumarólica del volcán, a finales de 1994 se iniciaron estudios vulcanológicos y sismológicos encaminados a determinar con mayor exactitud el comportamiento eruptivo del Popocatepetl. A partir de entonces se cuenta con la Red Sísmica del Volcán Popocatepetl, que está constituida por 11 estaciones telemétricas dependientes del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), de los Institutos de Geofísica y de Ingeniería de la UNAM.

La actividad del volcán Popocatepetl iniciada en diciembre de 1994, ha proporcionando datos de buena calidad, con los cuales ha sido posible determinar en el presente trabajo, las variaciones de la atenuación sísmica (Q_c^{-1}) utilizando el método de Aki y Chouet (1975) a partir de las ondas coda de temblores locales. También el valor del parámetro sísmico b , fue determinado el cual se obtuvo mediante el método de máxima probabilidad (Aki, 1965). Los valores de Q_c^{-1} y b fueron estimados a partir de los 1574 sismos volcanotectónicos registrados por la red de monitoreo durante el período de enero de 1995 a diciembre de 2003.

En el Capítulo 2 se hace un breve análisis de la relación entre los eventos de tipo volcanotectónico (VT) con los de largo período (LP), así como con la ocurrencia de eventos importantes y detección de domos.

En el Capítulo 3 se analiza la relación entre los parámetros Q_c^{-1} y b , durante el período de actividad del volcán Popocatepetl de 1995 a 2003. El análisis se hizo tomando períodos de tiempo definidos por las 13 diferentes etapas eruptivas detectadas durante dicho período (Valdés *et al.*, en preparación). El objetivo es determinar a través de la correlación entre ambos parámetros si la actividad registrada durante este período se comportó como procesos simples lineales.

En el capítulo 4 se analizan los cambios temporales de los parámetros Q_c^{-1} y b debido a cambios de esfuerzo durante el transcurso de cuatro episodios eruptivos que se consideran los más sobresalientes durante el período de estudio de este trabajo. Los episodios analizados son los ocurridos en marzo-junio 1996; junio 1997; noviembre-diciembre 1998 y diciembre 2000-enero 2001. Se ha observado que las variaciones temporales en Q_c^{-1} están asociadas con las variaciones en el valor de b y reflejan las condiciones de la corteza (Jin y Aki, 1986; Robinson, 1987). Aki (1985) sugirió que la detección de las variaciones temporales de Q_c^{-1} y b pueden ser una poderosa herramienta en el pronóstico de la actividad volcánica. La relación entre Q_c^{-1} y b y sus cambios temporales durante el período de 1995 a 2003, puede ser de utilidad en el pronóstico del comportamiento del volcán en erupciones futuras o cambios significativos durante un proceso eruptivo.

1.1 Red Sísmica

Los datos utilizados en este trabajo fueron obtenidos de la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl de período corto. Actualmente la red está constituida por 9 estaciones telemétricas de 1 Hz y 2 de banda ancha. Las estaciones se encuentran localizadas en las laderas del cono volcánico (Figura 1). Cubren un radio aproximado de 10 km, a partir del cráter, a altitudes de 2650 a 4452 msnm. La distancia de las estaciones al cráter varía de 2 a 10 km aproximadamente, y su apertura azimutal máxima con respecto al cráter es de 70°. Cada una de las estaciones está equipada con un sismómetro Mark L-4, seis de ellas de tres componentes y tres sólo de componente vertical (Tabla 1). Su señal es transmitida teleméricamente en forma continua y en formato analógico al Centro de Registro del CENAPRED. Las señales son digitalizadas por una tarjeta de adquisición de datos a razón de 100 muestras por segundo para cada canal y se utilizó hasta 1999 el sistema automático XDETECT (Tottingham *et al.*, 1994). A partir del año 2000 a la fecha el sistema de registro utilizado es el EARTHWORM (Johnson *et al.*, 1995).

La primera estación sismológica se instaló en el Cerro Alzomoni (PPA) y opera desde julio de 1987 a cargo del Instituto de Ingeniería de la UNAM, y consiste de un sismómetro vertical de período corto. La estación Cerro de Tlamacas (PPM) fue instalada en septiembre de 1989 por el Instituto de Geofísica de la UNAM, y consta de un sismómetro

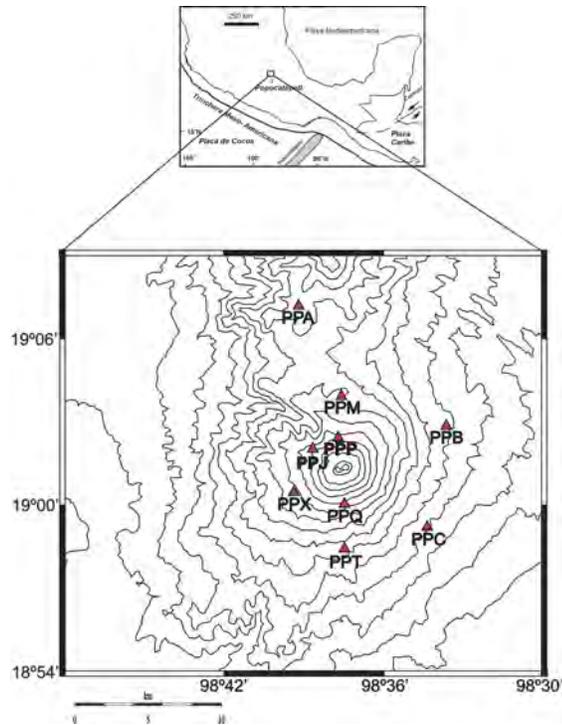


Figura. 1 Ubicación del área de estudio y localización de las estaciones de la red sísmológica del volcán Popocatepetl (triángulos) utilizada en este trabajo.

Tabla 1. Características principales de las estaciones de la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl.

CLAVE	NOMBRE	LAT N	LON W	ALTITUD m.s.n.m.	SISMO- METRO	INSTITUCION	FECHA DE INSTALACIÓN
PPA	Altzomoni	19.120	98.653	4000	Mark L-4	I. Ingeniería	Julio 1987
PPM	Tlamacas	19.066	98.627	3980	Mark L-4 3D	I. Geofísica	Septiembre 1989
PPX	Chiquixtle	19.008	98.656	3980	Mark L-4 3D	CENAPRED	Octubre 1994
PPC	Colibrí	18.987	98.557	2650	Mark L-4 3D	CENAPRED	Noviembre 1994
PPP	El Canario	19.041	98.628	4170	Mark L-4 3D	CENAPRED	Enero 1995
PPB	Bonsai	19.049	98.560	3080	Mark L-4	CENAPRED	Enero 1995
PPT	Tetexcaloc	18.974	98.624	3300	Mark L-4 3D	CENAPRED	Mayo 1996
PPQ	Cuervos	19.000	98.624	4200	Mark L-4	CENAPRED	Enero 1997
PPJ	Juncos	19.034	98.644	4452	Mark L-4 3D	CENAPRED	Noviembre 1997
PPPB	El Canario	19.041	98.628	4170	Guralp CMG-40TD	CENAPRED	Marzo 1998
PPXB	Chiquixtle	19.008	98.656	3980	Guralp CMG-40TD	CENAPRED	Julio 1998

triaxial de 1 Hz. El CENAPRED instaló las demás estaciones que componen la actual red. Las estaciones PPX y PPC se instalaron en octubre y noviembre de 1994 en la ladera Suroeste y Este del volcán respectivamente, con sismómetros verticales de 2 Hz. Posteriormente a la reactivación volcánica del 21 de diciembre de 1994, en enero de 1995 se instalaron otras dos estaciones PPP y PPB, en la ladera Norte y Este del volcán respectivamente, con sismómetros verticales de 1 Hz (Tabla 1).

En julio de 1995 los sismómetros de las estaciones PPX, PPC y PPP, fueron cambiados a Mark L-4 3D (Quaas *et al.*, 1995). En mayo de 1996 se instaló la estación PPT en la ladera sur del volcán con un sismómetro Mark L-4 3D. También en la ladera Sur, se instaló la estación PPQ en enero de 1997, con un sismómetro vertical Mark L-4. La estación PPJ, se instaló en la ladera Oeste del volcán en noviembre de 1997, también con equipo Mark L-4 3D (Tabla 1). En marzo y julio de 1998, se instalaron dos sismómetros de banda ancha (PPPB y PPXB) en los sitios de las estaciones PPP y PPX.

1.1.1 Datos

Se identificaron las señales sísmicas mas frecuentemente registradas por la red de monitoreo del volcán Popocatépetl de enero de 1995 a diciembre de 2003. Los tipos de eventos volcánicos asociados al proceso eruptivo son los siguientes.

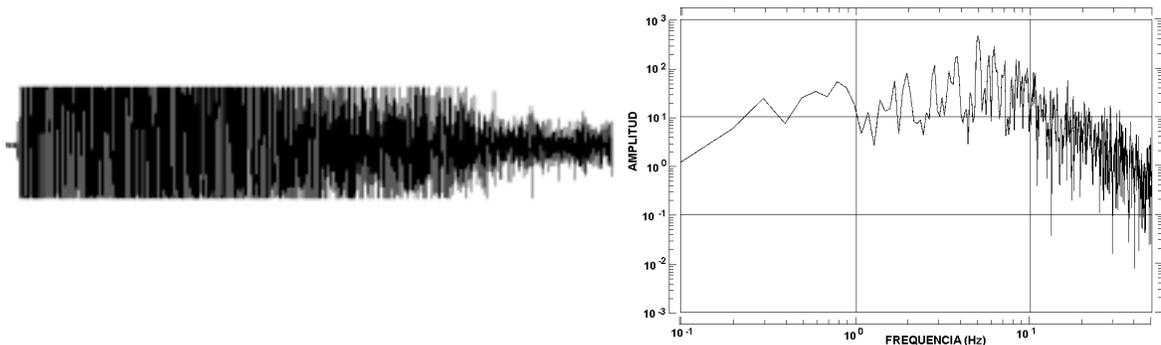


Figura. 2 Explosión: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 5 Hz.

- **Explosiones (actividad mayor):** Evento impulsivo que produce columnas de ceniza de mas de 500m de altura acompañadas de fragmentos incandescentes expulsados a diferentes distancias del cráter (0 a 4 km). Su contenido de frecuencias en general se encuentra en el rango de entre 2 y 5 Hz. Son producidos por explosiones volcánicas durante la actividad eruptiva. Su forma es semejante a un sismo tectónico (Figura 2).

El arribo de la onda P no es muy claro. En ocasiones su onda sonora es registrada a grandes distancias. Generalmente este tipo de señales alcanza amplitudes que rebasan el umbral de registro de los sismómetros de período corto, provocando la saturación del registro.

- **Exhalaciones grandes (actividad mayor):** Sus registros presentan la combinación de sismos de período largo con tremor de alta frecuencia (Figura 3). Su duración varía de 1 hasta 60 minutos. Producen columnas de ceniza y gases de mas de 2 km de altura. La emisión de ceniza es de menor energía que de las explosiones y no son acompañadas por fragmentos incandescentes. El registro sísmico de estos eventos es parecido a un tremor de alta frecuencia (2-3 Hz).

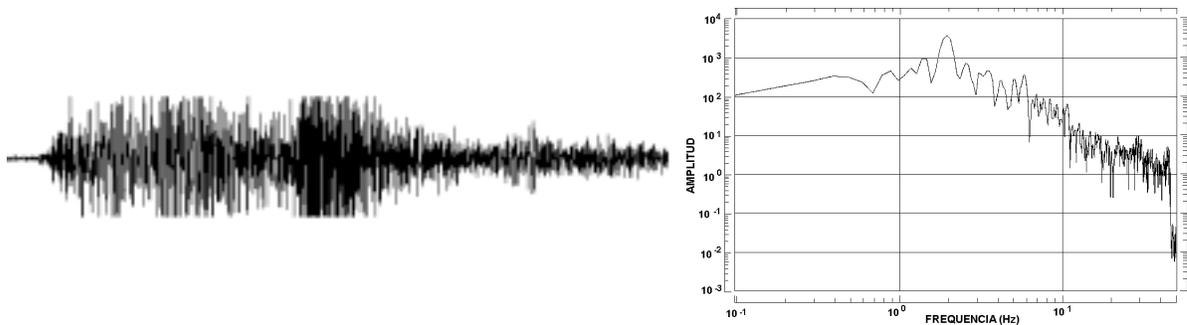


Figura. 3 Exhalación grande: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.

- **Exhalaciones moderadas:** Evento similar al anterior (Figura 3) pero de menor duración y que produce columnas de ceniza de menos de 2km de altura.

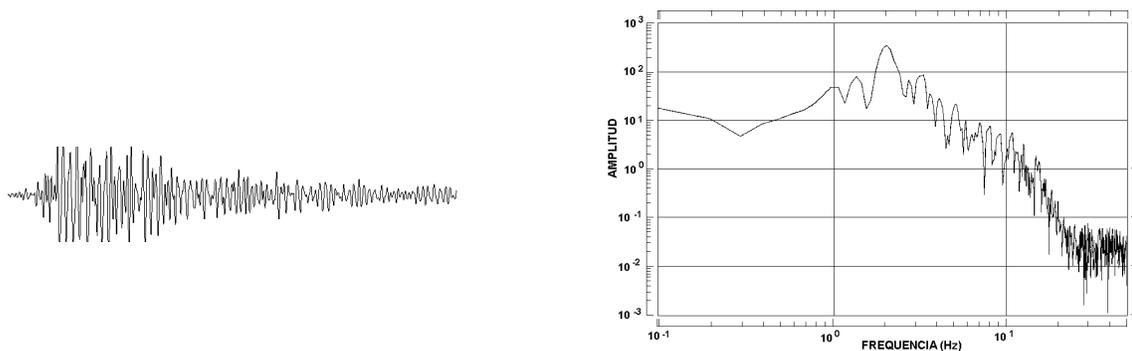


Figura. 4 Sismo de período largo (LP): a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.

- **Exhalaciones o eventos LP:** También se les llama sismos de período largo o volcánicos. Su forma es parecida a los volcanotectónicos pero presentan una pequeña

prefase de duración variable en su inicio seguida por una señal de baja frecuencia (Figura 4). Pueden ser originados por la resonancia iniciada por la presión en un conducto o una fractura rellena con fluido. Producen pequeñas columnas de vapor y solo en ocasiones cantidades pequeñas de ceniza. Su contenido de frecuencia se concentra entre 2.0-3.0 Hz.

- **Volcanotectónicos (VT):** Generalmente ocurren a profundidades entre 2 y 10 km, y se caracterizan por el contenido de altas frecuencias (5 a 10 Hz), con fases generalmente bien definidas de ondas P y S (Figura 5). Se cree que este tipo de sismos se generan por el fracturamiento de la roca en respuesta a la intrusión y migración de magma, o a la expansión de fluidos (Banks *et al.*, 1993).

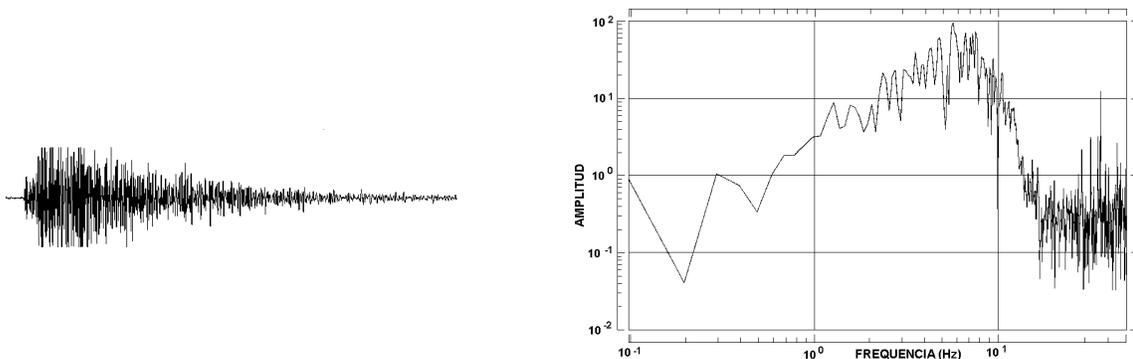


Figura. 5 Sismo volcanotectónico (VT): a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 6 Hz.

- **Tremor de alta frecuencia:** Señal continua con duración de minutos a horas y de frecuencia dominante de 2-3 Hz, que refleja una vibración continua del volcán y en ocasiones está formado de pequeños sismos frecuentes que presentan cierta periodicidad (Figura 6). Generalmente producen columnas de vapor y ceniza.
- **Tremor armónico:** Este tipo de tremor refleja una vibración continua del volcán, producida por el ascenso del magma a través de los conductos volcánicos (Figura 7). Presentan frecuencias de 0.1 a 3.0 Hz, generalmente en múltiplos de 0.5 y 1 Hz. De enero de 1995 a diciembre de 2003, se registraron 198,784 LP; 311 explosiones y exhalaciones de alta a moderada intensidad; 1,670 volcanotectónicos y aproximadamente 1000 horas (~40 días) de tremor.

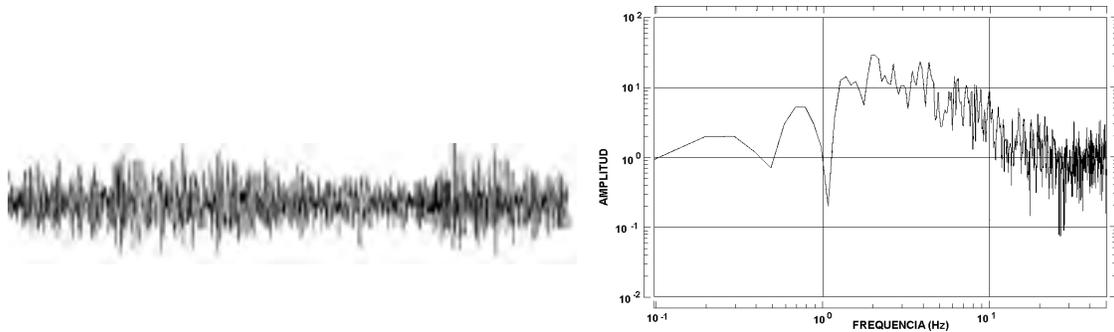


Figura. 6 Tremor de alta frecuencia: Explosión: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, su pico mayor se encuentra en 2 Hz.

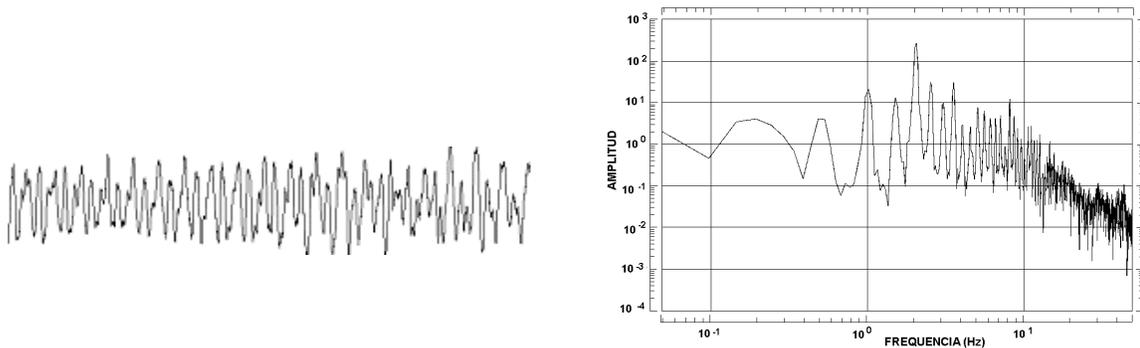


Figura. 7 Tremor armónico: a la derecha el registro sísmico y a la izquierda su correspondiente espectro de Fourier, sus picos mayores se encuentran entre 1-3 Hz en múltiplos de 0.5 Hz.

1.2 Actividad Histórica

A lo largo de su historia el volcán Popocatepetl ha presentado actividad recurrente con erupciones de diferente magnitud. El antiguo volcán Nexpayantla fue destruido por un evento de tipo Bezymianny (explosión lateral catastrófica) hace aproximadamente 24,000-19,000 años (Siebe *et al.*, 1995). El cono actual inició su construcción después de este evento con actividad explosiva y efusiva ocurriendo en ciclos de entre 1000 y 3000 años. La actividad estuvo caracterizada por al menos 7 erupciones Plinianas. Los procesos constructivos fueron interrumpidos por varios episodios destructivos. Las erupciones mayores más recientes ocurrieron en los períodos de 3,195-2,830 A. de C., 800-215 A. de C. y 675-1095 D. de C. (Siebe *et al.*, 1997).

Posteriormente se cuenta con los registros históricos, aunque no proporcionan mucha información en cuanto a la intensidad de los eventos eruptivos. Estos registros se inician con los manuscritos prehispánicos, como el "Telleriano Remense" que hace referencia a una actividad menor en 1354 y 1363. Se tienen referencias de explosividad baja en 1509

y 1512 (Guzmán, 1968). En 1519-1530, 1539-1540, 1548, 1562-1570, 1571, 1592-1594, se reportaron grandes emisiones de ceniza (Dr. Atl, 1940; Orozco y Berra, 1888).

Tabla 2. Historia de la actividad reciente del volcán Popocatepetl (tomado de De la Cruz-Reyna et al. , 1995).

FECHA	TIPO DE ACTIVIDAD
1354	Actividad menor
1363	“
1509	“
1512	“
1519-1530	Grandes erupciones
1539-1540	Grandes emisiones de ceniza
1548	“
1562-1570	“
1571	“
1592-1594	“
1642	Emisiones de ceniza
1663-1665	“
1697	“
1720	Actividad menor
1720-1919	Actividad solfatárica considerable
1920-1927	Actividad explosiva
1992-1993	Actividad fumarólica
1994 a la fecha	Actividad explosiva

A esto siguió un período de tranquilidad hasta 1663, solo interrumpido en 1642 por una erupción de humo y ceniza. De 1663-1665 y en 1697 se reportan fuertes emisiones de ceniza, continuando con un período de calma hasta probablemente una actividad menor en 1720. De 1720 a 1919, sólo se presentó actividad solfatárica considerable. Este intervalo de quietud es interrumpido en febrero de 1919 por una explosión de una mina de azufre que se encontraba en el interior del cráter, que según reportes de Dr. Atl (1940) y Waitz (1921) propició la reaparición de la actividad explosiva. Esta actividad explosiva continuó hasta 1927 (Camacho, 1925; Hernández-Sosa, 1948), y desde entonces el volcán no volvió a emitir materiales sólidos hasta el 21 diciembre de 1994 en que se inició una nueva fase que continúa hasta la fecha (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1995) (Tabla 2).

1.2.1 Etapas Eruptivas de Diciembre de 1994 a Diciembre de 2005.

Durante este período se ha realizado un monitoreo y seguimiento más completo de la actividad del volcán Popocatepetl, por lo que se han identificado diversos tipos de comportamiento del mismo.

El monitoreo continuo del volcán ha permitido dividir la actividad volcánica en diferentes etapas (Valdés *et al.*, en preparación), basándose en la ocurrencia de eventos LP,

actividad volcanotectónica, energía sísmica acumulada y el carácter de los esfuerzos de los sismos volcanotectónicos. En la Tabla 3 se resume la actividad registrada en las diferentes etapas. Las etapas se describen brevemente a continuación:

Tabla 3. Resumen de la actividad registrada durante las diferentes etapas en el período eruptivo de diciembre de 1994 a agosto de 2005 en el volcán Popocatepetl (tomado de Valdés et al. , en preparación).

Etapas	VT		LP ¹			Exhalaciones ²			Explosiones ²			Tremor ³			Domo ⁴	Lahar	Observaciones
	<2.5	≥2.5	Baja	Mod.	Alta	Baja	Mod.	Alta	Baja	Mod.	Alta	Baja	Mod.	Alta			
1 (1/II/92-22/10/94)	X		X														
2 (23/X/94-21/12/94)	X		X														
3 (21/XII/94-1/IV/95)	X	X	X	X				X						X			
4 (2/IV/95-3/III/96)	X	X	X				X	X									
5 (4/III/96-30/IX/96)	X	X		X		X	X		X			X			A,B		
6 (1/OX/96-18/VIII/97)	X	X		X			X	X		X		X			C-E	X	Erupción VEI=2-3
7 (19/VIII/97-24/XII/97)	X	X		X		X	X		X			X			F		
8 (25/XII/97-22/XI/98)	X	X	X	X		X	X		X	X		X			G-I		
9 (23/XI/98-3/II/99)	X	X		X	X		X	X		X			X				
10 (4/II/99-11/II/00)	X	X	X	X		X	X		X			X				X	
11 (12/II/00-15/IX/00)	X	X	X	X		X	X					X	X		J,K	X	
12 (16/IX/00-10/XI/00)	X	X	X	X		X	X		X			X	X				
13 (11/XII/00-23/01)	X	X			X			X			X			X	L	X	FlujosPiroclásticos Erupción VEI=2-3
14 (24/01-31/XII/02)	X	X	X	X	X		X		X			X	X		N - W		FlujosPiroclásticos
15 (1/03-31/VII/03)	X	X	X	X		X	X		X			X	X		X,Y		
16 (1/IX/03-30/XI/04)	X	X	X														
17 (1/OX/04-31/XII/05)	X	X	X	X		X	X		X			X			Z		

1. LP: Baja(<10); Mod(10-50); Alta(>50);

2. Exhalaciones y explosiones: Baja(columna ≤1.5km); Mod(columna 1.5-2km); Alta(columna ≥2km)

3. Tremor: Baja (< 1 hora); Mod.(1-2 horas) Alta (>2horas)

4. Las letras corresponden a la clasificación de domos realizada por S. De la Cruz-Reyna y A. Gómez Vázquez (comunicación personal)

Etapa 1 (1 de enero de 1992 al 22 de octubre de 1994): Durante este período se registraron aproximadamente 170 eventos VT. El número de eventos LP's se mantuvo estable y en niveles bajos, con algunas pequeñas variaciones en los meses de julio a septiembre de 1993, y entre abril y mayo de 1994. Estas variaciones estuvieron asociadas con una actividad fumarólica muy pequeña. Sin embargo el volcán Popocatepetl comenzó a mostrar una creciente actividad al incrementarse su actividad fumarólica y sísmica.

Etapa 2 (23 de octubre al 21 de diciembre de 1994): Se inicia un incremento mayor en el número de eventos LP's, llegando a su máximo el 8 de noviembre de 1994, con 35 eventos. Este aumento en el número de LP's significó un incremento del 400 al 500% con respecto al promedio de los dos años anteriores, lo que posiblemente produjo un aumento de presión dentro de los conductos volcánicos. Se registraron 5 eventos previos a la fase eruptiva la cual inició a la 01:54 hora local del 21 de diciembre de 1994, fecha en que tuvo lugar la primera emisión de ceniza después de cerca de 70 años.

Etapa 3 (21 de diciembre de 1994 al 1 de abril de 1995): El 21 de diciembre de 1994 a la 1:31 hora local inicia el episodio eruptivo con cinco eventos VT, seguidos de un evento de mayor magnitud a la 1:54, probablemente asociado a la apertura de un conducto dentro del cráter del volcán. Esta apertura permitió la salida de gas y ceniza, que se dirigió hacia la ciudad de Puebla, localizada a 50 km al Este del volcán, y provocó una leve lluvia de ceniza sobre la ciudad y otras localidades cercanas. Aproximadamente un día después



Foto 1. Vista del interior del cráter del Popocatepetl durante la Etapa 4 (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996), en donde se aprecia la emanación de gases a través de una boca eruptiva (Foto H. Delgado).

de la crisis explosiva, se presentó un tremor volcánico de alta frecuencia, el cual fue observado durante 100 días. Durante esta etapa se registraron 14 eventos sísmicos tipo VT, con magnitudes de coda entre 1.9 y 2.6, y profundidades de 4 a 14 km.

Los eventos más profundos podrían representar el inicio del fracturamiento que permitió el ascenso del material magmático hacia la superficie.

Etapa 4 (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996): A lo largo de 1995 la actividad fue fluctuante, aunque decreciente, manteniéndose en este nivel hasta el 5 de marzo de 1996, cuando el volcán inició un nuevo episodio de actividad con emisiones de ceniza comparables a las de diciembre de 1994. La Foto 1 muestra las condiciones del cráter durante esta etapa.

Etapa 5 (4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996): Al final de marzo de 1996 se observó el crecimiento de un domo (A) de lava en el fondo del cráter (Foto 2). Algunas explosiones importantes acompañaron este crecimiento. La mayor explosión ocurrió el 30 de abril de 1996. El domo siguió creciendo a una tasa moderada hasta julio de 1996, formando el domo B el cual alcanzó un volumen de 1.5 millones de metros cúbicos, y paulatinamente comenzó a decrecer. A partir de septiembre de 1996 las emisiones de ceniza se hicieron más pequeñas.



Foto 2. Primer domo (A) formado en marzo de 1996 en el interior del cráter, de los 25 observados en este episodio eruptivo iniciado en diciembre de 1994 (Foto J. A. Cortés). Etapa 5 (4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996).

Etapa 6 (octubre de 1996 a 18 de agosto de 1997): Después de septiembre de 1996, las emisiones de ceniza fueron cada vez menos frecuentes pero de mayor intensidad y con tendencia a ser más explosivas. Durante esta etapa se detectó la presencia y destrucción de tres domos (C, D y E). El 30 de junio de 1997 se presentó una erupción que fue precedida por una serie de sismos volcanotectónicos con magnitudes de 2 a 2.7 y por el registro de tremor. Esta erupción generó una columna que alcanzó en pocos minutos 8 km por encima del cráter del volcán. Fue reportada caída de ceniza en muchos

poblados alrededor del volcán incluyendo la Ciudad de México. No se registraron daños o víctimas derivadas de la erupción. La intensidad de la erupción se estima que alcanzó un índice de explosividad volcánica (VEI) de 2 a 3 (Bull. BGVN, 1997), el color del semáforo de alerta volcánica, operado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y Protección Civil, cambio a color rojo por algunas horas.

En los dos días siguientes ocurrió un lahar en el poblado de Xalitzintla a 12 km al Noreste del volcán, originando precipitación intensa en las faldas del volcán. Se estima que el evento del 30 de junio, de acuerdo con las lecturas de amplitud sísmica RSAM (Real-time Seismic-Amplitude Measurement), por sí solo liberó una energía equivalente a una décima parte del promedio de la energía sísmica anual liberada por ese volcán en los años anteriores (B GVN, 1997).

En el interior del cráter principal del volcán se observó un nuevo cráter o depresión después de la destrucción del domo de lava. En la siguiente etapa fue emitido un nuevo domo que fue creciendo dentro de esta depresión.

Etapa 7 (19 de agosto a 24 de diciembre de 1997): El nivel general de la actividad del volcán después de los eventos anteriores, decreció significativamente hasta el 12 de agosto de 1997 en que se presentó una exhalación moderada con una emisión y columna de ceniza de 2 km de altura. La emisión perduró por poco más de 2 horas y provocó leve caída de ceniza en el flanco sureste del volcán.

Durante esta etapa se detectó la formación de un gran domo (F) y estuvo acompañada de señales de tremor, alcanzando aproximadamente 13.5 millones de metros cúbicos en diciembre (BGVN, 1998), lo cual fue confirmado en un sobrevuelo en helicóptero realizado el 9 de diciembre (Foto 3) por personal del CENAPRED y del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Etapa 8 (25 de diciembre de 1997 a 22 de noviembre de 1998): El 1° de enero de 1998, se presentó una explosión con una columna de ceniza de cerca de 5 km por encima del cráter que provocó caída de ceniza en poblaciones cercanas y el incendio de algunos pastizales. Después de esta explosión y hasta el mes de marzo, solo se registraron exhalaciones de baja a moderada intensidad. A mediados de marzo de 1998 se detectó la presencia del domo G, en ese mismo mes y en abril, se registraron algunas explosiones que generaron lluvias de ceniza en poblaciones del Estado de Puebla, y caída de material

incandescente hasta 4 km de distancia del cráter. En mayo solamente se presentaron una emisión de vapor y ceniza y episodios de tremor armónico de amplitud y duración variable relacionado con la formación del domo H. En junio se produjo un evento volcanotectónico de magnitud 3.1 y el 13 de agosto ocurrió el sismo volcanotectónico más grande registrado hasta ahora en el volcán (magnitud 3.9). Este evento fue seguido por otros dos sismos, de magnitud menor a 2, una secuencia de exhalaciones y microsismos con una duración de media hora, y episodios de tremor armónico de baja amplitud.

Asimismo, en agosto de ese mismo año se presentaron dos exhalaciones de carácter inicial explosivo, con columnas de ceniza de entre 4 y 5 km de altura sobre el cráter, y una exhalación que produjo una lluvia fina de ceniza en San Pedro Nexapa y en Amecameca, así como un incremento en el número de exhalaciones diarias, episodios cortos de tremor de alta frecuencia y resplandor en el cráter debido a la presencia de un nuevo domo en su interior. En septiembre, el volcán presentó una exhalación moderada-grande, con caída de ceniza en Huaquechula, Puebla, un episodio de tremor armónico de baja amplitud que duró 7 horas y dos exhalaciones de carácter explosivo seguidas de tremor. La primera de estas exhalaciones produjo una leve lluvia de ceniza en San Pedro Nexapa, Amecameca, San Lucas Tehuixtlán, Atlautla y Ozumba, y la segunda en Ozumba y Atlautla. En octubre y noviembre la actividad decreció notablemente, solo se presentaron tres exhalaciones de carácter explosivo y una exhalación de moderada intensidad. Estos eventos produjeron columnas de ceniza de hasta 3 km sobre del cráter que provocaron una ligera lluvia de ceniza en el sector de Amecameca. El 22 de noviembre de 1998 es detectado un nuevo domo (I).

Etapa 9 (23 de noviembre de 1998 a 3 de enero de 1999): Este período está caracterizado por el proceso de destrucción del domo (I) que se encontraba en el interior del cráter. Este proceso inicia el 22 de noviembre de 1998 con el incremento de exhalaciones así como de episodios de tremor, tremor armónico e incandescencia en la boca del cráter. Para el día 23, el nivel de actividad sísmica incrementó aún más. El día 25, se presentó la primera explosión que marca el inicio de una etapa explosiva, el semáforo de monitoreo del volcán continúa en amarillo, pero el radio de restricción de acceso se incrementa a 7 km del cráter del volcán.

Durante los siguientes días se presentaron hasta cuatro explosiones al día, con emisiones de cenizas que alcanzaron alturas entre 1.5 y 4 km sobre el cráter provocando ligeras

lluvias de ceniza en las poblaciones cercanas. Algunas de estas explosiones lanzaron fragmentos incandescentes hasta 3 km de distancia del cráter.



Foto 3. Domo (F) observado en diciembre de 1997. Domo de baja viscosidad con un diámetro máximo de 380m y más de 20 m de altura y un volumen de 13.5 millones de metros cúbicos (BGVN, 1998) (Foto R. Quaas). Etapa 7 (19 de agosto a 24 de diciembre de 1997).

Durante los primeros días de diciembre ocurrieron siete exhalaciones con cantidades moderadas de ceniza y dos explosiones. Del 5 al 10 de diciembre, ocurrieron 17 exhalaciones con carácter explosivo que produjeron columnas de ceniza de hasta 3 km de altura. Del 11 al 16 de diciembre disminuyó el número de explosiones y el 17 de diciembre se presentó una explosión fuerte, que lanzó fragmentos incandescentes hasta 4.5 km de distancia en la cara norte del volcán provocando incendios en la zona boscosa.

Del 18 al 21 de diciembre, la actividad del volcán descendió de nuevo, presentándose sólo algunas exhalaciones y explosiones moderadas. El día 22 ocurrió una emisión de ceniza importante que se concentró en el sector Noroeste del volcán. Después de este evento se redujo la actividad explosiva y sólo se registraron emisiones esporádicas de ceniza y pequeñas explosiones, así como un sismo volcanotectónico de magnitud 3.5.

Etapa 10 (4 de enero de 1999 a 11 de febrero de 2000): En enero de 1999 continuó la actividad baja, aunque con algunas exhalaciones pequeñas y moderadas. También ocurrieron algunos eventos volcanotectónicos con magnitudes entre 2.0 y 3.0 y algunas señales de tremor de alta y baja frecuencia. En marzo se registraron períodos de tremor armónico de baja amplitud que dieron lugar a una exhalación moderada con fragmentos incandescentes que no rebasaron la boca del volcán. Se registraron otras exhalaciones moderadas con columnas de gases y cenizas que ascendieron alrededor de 2 km, así como explosiones moderadas con fragmentos incandescentes sobre el flanco Norte del volcán y caída de ceniza en los sectores noreste y sureste. También se presentaron

cuatro eventos volcanotectónicos con magnitudes menores a 3, algunas emisiones pequeñas de ceniza y actividad menor. Durante abril, ocurrieron 6 eventos volcanotectónicos de magnitud menor a 3 y explosiones moderadas siendo una de ellas escuchada en San Andrés Calpan, Puebla, a una distancia aproximada de 20 km del cráter. Después de estos eventos, la actividad se mantuvo en niveles estables hasta mediados de mayo. El 16 de mayo se presentaron pequeños flujos ocasionados por la fusión de nieve y hielo del glaciar, también ocurrieron 10 eventos volcanotectónicos con magnitudes entre 1 y 2.



Foto 4. Barranca de Tenenepanco (derecha) y La Espinera (izquierda). Fotografía tomada hacia el sur (Foto R. Quaas).

En junio, ocurrieron varios eventos volcanotectónicos con magnitudes entre 2.5 y 3.0 y dos con $M > 3$ localizados debajo del cráter a profundidades entre 4 y 7 km. Durante el resto del mes la actividad se mantuvo baja y a partir del 30 de junio el radio de seguridad cambió de 7 a 5 km. En julio, ocurrieron 15 eventos volcanotectónicos, con magnitudes entre 2.0 y 3.3. El 7 de julio de 1999 se registraron pequeños lahares cerca de las barrancas La Espinera y Tenenepanco, localizadas en el estado de Puebla, probablemente generados por la fusión del hielo y nieve del glaciar (Foto 4). Durante agosto, la actividad fue baja, sólo ocurrieron tres exhalaciones moderadas acompañadas por gases y cenizas que cayeron sobre las poblaciones de Amecameca y Atlautla en el Edo. de México, además de otras de menor intensidad.

En septiembre de 1999, ocurrieron varios sismos volcanotectónicos con magnitudes entre 2.2 y 3.2 este último sentido en Tochimisolco, Pue. También se registró caída de ceniza (5 y 29 de septiembre) en Paso de Cortés, San Pedro Nexapa, Amecameca, Atlautla y San Juan Tehuixtitlán, Edo. de México. En octubre la actividad se mantuvo estable, debido a que solamente ocurrieron dos exhalaciones con columnas de 3 y 4 km y caída de ceniza en Santa Cruz Cuauhtomatitla, Santa Catalina Cuilotepec, Ecatzingo, Ocuituco, Tetela del Volcán, Yecapixtla, Cuautla y Ciudad Ayala, Estado de Morelos.

En noviembre la actividad tuvo un ligero incremento, con episodios de tremor armónico, cuatro eventos volcanotectónicos, una exhalación moderada con una columna de cerca de 3 km y cortos episodios de tremor armónico. Durante diciembre, la actividad fue baja y estable, ocurrieron solamente dos eventos volcanotectónicos con magnitudes menores a 2.5.

En enero y principios de febrero de 2000, la actividad continuó baja, y solo se observaron algunas exhalaciones con bajo contenido de ceniza y algunos sismos volcanotectónicos.

Etapas 11 (12 de febrero a 15 de septiembre de 2000): A partir del 12 de febrero se registraron episodios de tremor armónico que fueron asociados con la formación de un domo (J) pequeño observado a través de un sobrevuelo realizado por personal del CENAPRED y UNAM. Las autoridades de Protección Civil ampliaron el radio de seguridad de 5 a 7 km del cráter. En marzo, se presentó un ligero incremento en la actividad fumarólica y episodios esporádicos de tremor de baja frecuencia y baja amplitud, esta actividad también se asoció al crecimiento del domo.

En el mes de abril continuó el incremento de la actividad volcánica, los días 2, 17 y 18 se presentaron exhalaciones moderadamente grandes, asociadas, probablemente con la destrucción del domo.

En mayo se incrementó el número de exhalaciones, posiblemente debido a una intensa nevada el día 7. Se presentaron también 6 exhalaciones moderadas, que provocaron caída de ceniza en Ozumba, Tepetlixpa y San Pedro Nexapa. El día 24 se reportó un lahar cuyas dimensiones fueron de 70 cm de profundidad y 4 m de ancho.

En junio la actividad fue baja. Solo ocurrió una exhalación que depositó ceniza en San Juan Tepecoculco, San Andrés Tlalámac, San José Tlacotitlán, San Pedro Nexapa y San Diego Huehuecalco, todas ellas en el Estado de México. Ocasionalmente se registraron episodios de tremor armónico de baja amplitud.

En julio y agosto, se presentaron cinco exhalaciones moderadas que provocaron ligera caída de ceniza en el sector Noreste del volcán. Así como microsismos y episodios de tremor armónico. En el mes de agosto fue detectada la presencia del domo K.

Etapa 12 (16 de septiembre a 10 de diciembre de 2000): La actividad durante septiembre consistió de exhalaciones de bajo nivel y tremor. Durante octubre se incrementó el número de exhalaciones, algunas de ellas con carácter explosivo, que produjeron columnas de ceniza de entre 5 y 6 km sobre el cráter con ligera caída de ceniza en los pueblos vecinos al volcán y pequeños fragmentos incandescentes lanzados en la parte más alta de su flanco Este.

El 1° de noviembre se detectó un enjambre de sismos volcanotectónicos, que inició con un sismo de magnitud 3.1, localizado en el sector SE del volcán. Otros sismos con magnitudes en el rango de 2.2 a 3.0 se registraron el 3 de noviembre. Posterior a esta fecha la actividad disminuyó y se mantuvo baja hasta finales de noviembre. El 2 de diciembre se presentó una exhalación moderada de larga duración que produjo una emisión de ceniza que duró cerca de 90 minutos. El 6, 8 y 9 de diciembre, se registraron otros enjambres de sismos volcanotectónicos de baja magnitud (M~1.7-2.4). Estos sismos fueron antecidos por un tremor armónico de gran amplitud y duración de 5 minutos.

Etapa 13 (11 de diciembre de 2000 a 23 de enero de 2001): Los días 12, 13, 14 y 15 de diciembre, se presentó un incremento importante en el número de exhalaciones (hasta 200 por día), muchas de ellas con emisiones de ceniza que alcanzaron entre 5 y 6 km de altura las cuales produjeron ligeras lluvias de ceniza en algunos poblados cercanos al volcán. El día 13 de diciembre fue detectada la presencia de un domo (L) en la base del cráter. Por la noche se observó incandescencia en el cráter así como la emisión de algunos fragmentos incandescentes lanzados fuera del mismo. El día 15 y 16 de diciembre, se detectaron episodios de tremor armónico de gran amplitud con duraciones que variaron de algunos minutos hasta señales continuas de aproximadamente 10 horas. La amplitud de este tipo de tremor saturó los sismogramas durante estos episodios. El domo creció a una tasa promedio de entre 180 y 200 m³/seg (BGVN, 2000). Los tremores generados por la actividad volcánica fueron sentidos por la gente de poblaciones como Santiago Xalitzintla y San Pedro Nexapa en el estado de Puebla, a distancias de 12 a 14 km del volcán. Las señales sísmicas fueron registradas por estaciones de la Red Sismológica del Servicio Sismológico Nacional a 150 km de distancia del volcán. Los

inclinómetros detectaron grandes oscilaciones coincidentes con las señales de temblor, en el rango de 100 a 200 microradianes.

El radio de seguridad poblacional se incrementó a 13 km. La noche del 15 de diciembre, las autoridades de Protección Civil iniciaron una evacuación preventiva de los habitantes de los poblados contenidos en ese radio. El volumen total del domo acumulado en el interior del cráter del volcán Popocatepetl, para el día 18 de diciembre, se estimó en 27.5 millones de metros cúbicos (BGVN, 2000), este valor excede al volumen de todos los domos anteriores

El 18 de diciembre por la tarde, se registró una nueva erupción seguida por otra el día 19. Ambas erupciones con una explosividad relativamente baja pero de larga duración, lanzaron grandes cantidades de fragmentos incandescentes en los flancos del volcán, a distancias máximas de entre 5 y 6 km del cráter. Después del 19 de diciembre, la actividad decreció considerablemente, debido al cambio en la tasa de alimentación del magma (BGVN, 2000). El día 24 ocurrió la primera explosión de destrucción del domo, que lanzó fragmentos incandescentes a distancias de 2.5 km del volcán con una columna de ceniza de aproximadamente 5 km sobre el cráter. El radio de seguridad poblacional se redujo a 12 km, y la gente inició el regreso a sus casas.



Foto 5. Domo (L) 16 de diciembre de 2000 (izquierda) (Foto R. Quaas). Paso de los lahares del 23 de enero de 2001 (derecha) (Foto M. Galicia). Etapa 13 (11 de diciembre de 2000 a 23 de enero de 2001).

La actividad del volcán disminuyó considerablemente en enero del 2001. Sin embargo, el 22 de enero a las 16:15 hrs. inició emisión de ceniza, y 8 minutos después se presentó una fase más explosiva. La columna de ceniza producida alcanzó finalmente 8 km de altura sobre el nivel del cráter. El volcán lanzó fragmentos y generó flujos piroclásticos

que descendieron por varias cañadas hasta distancias estimadas entre 4 y 6 km. Estos fueron seguidos por lahares que descendieron aproximadamente 15 km, quedando a 2 km de la población de Santiago Xalitzintla, Puebla (Foto 5) (Capra *et al.*, 2004). A este último episodio se le asignó un VEI = 2. A toda el período de actividad iniciado en diciembre, incluyendo el del 22 de enero se le asignó un VEI = 3 (BGVN, 2000).

Etapa 14 (24 enero 2001 a 31 de diciembre 2002): A finales de enero y febrero de 2001 se registraron algunas pequeñas explosiones relacionadas con la destrucción del domo (L) remanente. En febrero se formó otro domo (N) pequeño el cual fue destruido por varias explosiones volcánicas durante el mes de abril y mayo, asimismo en mayo fue detectado otro pequeño domo (O). En junio se registraron una gran cantidad de episodios de tremor armónico de baja amplitud.

En julio y agosto, ocurrió un incremento en el número de exhalaciones el cual se asoció al crecimiento de un domo (P) nuevo en el cráter. En septiembre, octubre y noviembre, también se registraron incrementos en el número de exhalaciones y para octubre ya se había formado un domo (Q) pequeño.

El 10 de diciembre ocurrió una gran cantidad de exhalaciones que produjeron la formación de un domo (R) de 190 m de diámetro. La destrucción de este domo se debió a eventos explosivos ocurridos los días 18 y 22, que lanzaron fragmentos incandescentes a 1 y 2 km de distancia del cráter.

La actividad de formación y destrucción de domos continuó durante los meses de enero (domo S), febrero (domo T) y abril de 2002. Sin embargo, exhalaciones intensas sin formación de domos ocurrieron el 14 de mayo, 23 de julio y 15, 16 y 17 de agosto. El 10 de agosto se registró tremor armónico durante 10 horas y se asoció al crecimiento del domo U. Asimismo durante estos meses se incrementó el número de sismos volcanotectónicos.

Nuevos domos fueron observados en noviembre (domo V) y diciembre (domo W), este último posiblemente fue destruido por las explosiones del 18 y 23 de diciembre que produjeron una columna de ceniza de hasta 6 km de altura.

Etapa 15 (1 de enero a 31 de agosto de 2003): Durante enero se registraron casi a diario episodios de tremor armónico con duraciones de entre 6 minutos y 5 horas, y de amplitud pequeña a moderada. También ocurrieron sismos volcanotectónicos con magnitudes de 2.0 a 3.2 y una exhalación moderada con una columna de ceniza de 3 km

de altura. Durante ese mes también se detectó la presencia de un domo pequeño (X) (Foto 6).

En febrero se registró un gran número de exhalaciones moderadas (12) y explosiones (14) con columnas de ceniza de 1 a 4 km de altura, y fragmentos incandescentes lanzados a distancias de hasta 2 km del cráter. También continuaron los episodios de temblor y temblor armónico casi a diario, así como sismos volcanotectónicos de magnitudes de 2.0 a 2.8.

Durante el mes de marzo la actividad disminuyó, los episodios de temblor fueron menos frecuentes y sólo se registraron 2 pequeñas exhalaciones con columnas de ceniza de 1 km de altura. En el mes de abril fue detectado otro domo (Y) pequeño. Los días 17, 24, 27 y 28 de abril se registraron explosiones moderadas que lanzaron fragmentos incandescentes hasta 2.5 km de distancia del cráter. El 28 de abril se registró un temblor formado por pequeños pulsos y el día 30 un temblor armónico de amplitud moderada por aproximadamente 3 horas.

En el mes de mayo no se presentó actividad explosiva ni de grandes exhalaciones. Los episodios de temblor armónico nuevamente fueron casi a diario con duraciones entre 1 y 9 horas y amplitudes de pequeñas a moderadas.

En junio, continuaron los episodios de temblor de alta frecuencia, temblor armónico y temblor pulsante, con duraciones de 1 a 5 horas y de amplitudes pequeñas. Los días 10, 20, 23, 26 y 28 se registraron exhalaciones moderadas con columnas de ceniza emitidas entre 1.5 y 3 km de altura.

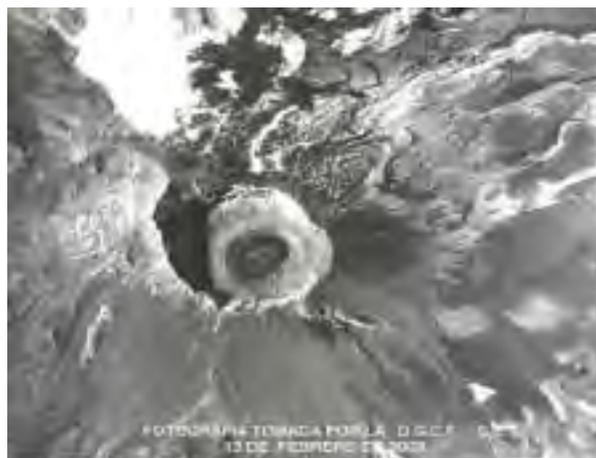


Foto 6. Domo (X) detectado en febrero de 2003, el penúltimo de los 25 domos formados de marzo de 1996 a mayo de 2005 (Foto SCT). Etapa 15 (1 de enero a 31 de agosto de 2003).

Durante el mes de julio, se observó un incremento en el número de exhalaciones, continuaron los episodios de tremor armónico, y se presentaron exhalaciones moderadas (7) y explosiones (3), con columnas de ceniza de 1 a 3.5 km de altura y fragmentos incandescentes expelidos a distancias de hasta 1 km del cráter. En agosto la actividad del volcán disminuyó, se registraron episodios esporádicos de tremor y una pequeña explosión el día 13. También se observó una exhalación moderada el día 28 precedida por un incremento en el número de exhalaciones. De mayo a agosto, mes en el que finaliza esta etapa, no se observó la presencia de domos en el cráter del volcán

Etapa 16 (1 de septiembre 2003 a 30 de noviembre 2004): A partir del mes de septiembre se registró una drástica disminución de la actividad del volcán, manteniendo el mismo nivel durante todo este período. La actividad durante ese intervalo de tiempo consistió en pequeñas y esporádicas exhalaciones de vapor de agua y gas, en promedio aproximado de 10 por día. Se registraron 73 sismos volcanotectónicos, en promedio 5 por mes, con magnitudes entre 1.9 y 2.8 y profundidades de 2.5 a 7.5 km

Etapa 17 (1 de diciembre 2004 a diciembre 2005): A principios de diciembre de 2004 se registraron algunos episodios cortos de tremor armónico de baja amplitud. A finales de diciembre se observó un ligero incremento en la actividad. Los días 20 y 28 de diciembre presentan emisiones con bajo contenido de ceniza que alcanzaron aproximadamente 2 km de altura sobre el cráter. Para el mes de enero, los días 9 y 22 se registraron otras dos exhalaciones de moderada intensidad, que produjeron columnas de ceniza de mas



Foto 7. (a)Cráter del Popocatepetl en enero de 2005 (Foto De la Cruz-Reyna). (b) Domo (Z) detectado en noviembre de 2005 (Foto H. Delgado). Etapa 17 (1 de diciembre 2004 a diciembre 2005).

de 2 km de altura. Eventos de similar intensidad se presentaron también los días 5 y 30 de marzo; el 1 y 12 de mayo; los días 13, 14, 21, 29 y 30 de julio; 2 de agosto; 21 de septiembre, 23 de octubre, 1 y 4 de diciembre. Así como también explosiones pequeñas a moderadas el 29 de julio, 13, 18 y 25 de diciembre, que lanzaron fragmentos incandescentes aproximadamente a 1 km de distancia del cráter. El número de LP's ha variado durante este período de 4 a un máximo de 55 por día. Se registraron 61 VT con magnitudes de 1.9 a 2.9 y profundidades de 3 a 10 km. A partir de febrero de 2005, la actividad volcanotectónica en el sector Sureste del volcán mostró un ligero aumento, tanto en número de eventos como en sus magnitudes.

La actividad del volcán cambió su naturaleza a finales de 2003, caracterizándose por el desalojo de una parte considerable del material remanente de los 25 domos formados de 1996 a principios de 2003, lo que dio lugar a un aumento en la profundidad del piso del cráter (Foto 7 (a)). Sin embargo a través de una fotografía tomada el 11 de noviembre de 2005, fue detectada la presencia de un pequeño domo en el cráter interno (Foto 7 (b)).

CAPÍTULO 2

RED SÍSMICA Y MÉTODO DE ESTIMACIÓN DE Q_c Y VALOR DE b

2.1 Sismos Volcanotectónicos (VT)

De los 1670 eventos VT registrados por la red, fue posible localizar 1574 de ellos ya que fueron detectados en un mínimo de 3 estaciones. Para su localización se utilizó el programa HYPOCENTER (Lienert *et al.*, 1986) y un modelo de 4 capas planas (Valdés *et al.*, 1997) (Tabla 4). El modelo utiliza una primera capa de baja velocidad, que representa sedimentos intercalados con flujos de ceniza compactados, la segunda capa corresponde a rocas volcánicas poco fracturadas, la tercera corresponde a calizas y la última es el basamento. En las localizaciones se tuvieron errores de $RMS < 0.5$ seg (0.22 seg en promedio) y en ERH (error horizontal) y ERZ (error vertical) < 2.0 km (0.6 km en promedio).

Los eventos localizados tienen un rango de magnitud entre 1.5 y 3.9 (Figura 8). El 73% corresponde al rango de 2.0 a 2.5. Solo 27 (2%) de ellos tienen magnitudes mayores o iguales a 3.0. En la figura 9A se observa que la distancia epicentral máxima fue de 9 km a partir del cráter, y en la figura 9B se presenta un corte Este-Oeste donde se aprecia que las profundidades variaron de 2 a 13 km desde la cima del volcán. El análisis de los VT se hizo de tres formas, utilizando todos los sismos, y de acuerdo a su ubicación en el espacio se dividió en dos zonas, una bajo el cráter y otra al Sureste (Figura 9).

Tabla 4. Modelo de velocidades utilizado en la localización de los hipocentros (Valdés *et al.*, 1997)

Profundidad de la capa (km)	Velocidad onda P (km/s)
0.0	3.5
5.5	4.5
6.0	5.0
12.0	6.0

Durante los dos primeros años de registro (1995-1996) los sismos ocurrieron bajo y alrededor de la zona del cráter. A finales de 1996 empezaron a registrarse sismos en la zona Sureste, definiendo claramente dos zonas de ocurrencia, por lo que se decidió analizarlas por separado.

La interpretación gráfica de los cambios en el número diario de sismos ha sido utilizada para pronosticar erupciones, basándose en el número de eventos que ocurren durante los días previos a la erupción. Tal es el caso del volcán Asama, Japón, en el que Minakami (1960; 1974) basó su pronóstico en el aumento sistemático del número de eventos que ocurrieron durante los cinco días previos a la erupción.

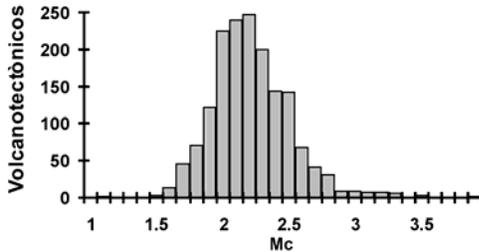


Figura 8. Distribución de magnitudes de los 1574 sismos VT localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003.

En la figura 10 se presenta la distribución mensual de los eventos VT ocurridos durante el período de tiempo analizado en este estudio. En promedio se registraron 14 sismos por mes. Los años de 1997 y 2002 son los que mayor número de VT registraron. Durante esos dos años ocurrieron el 35% del total de sismos detectados durante los 9 años de actividad que aquí se analiza. La figura 11 muestra la gráfica acumulativa de los sismos VT con respecto al tiempo. Se puede observar que en términos generales la pendiente de la curva es suave lo que corresponde a una actividad VT relativamente baja, y sólo en algunos períodos cambia, indicando una variación en la actividad volcánica.

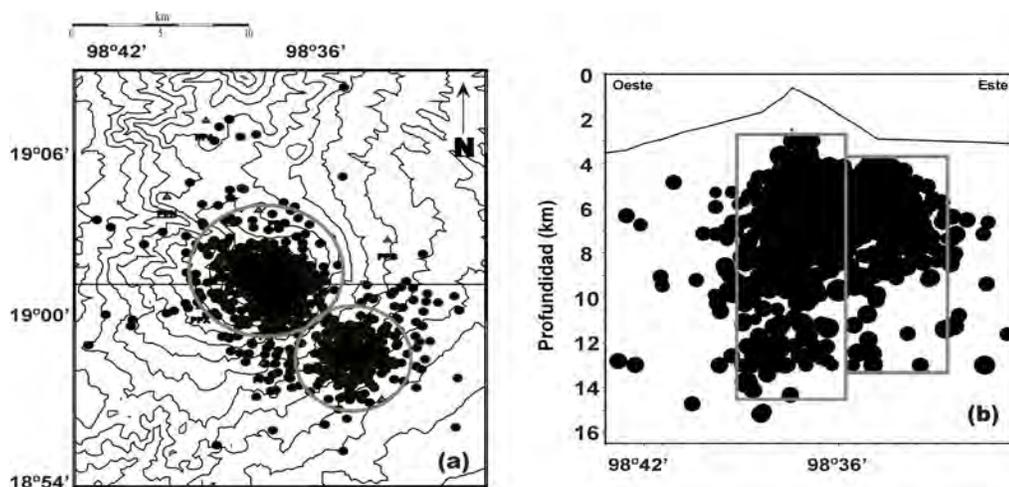


Figura 9. Localización de los eventos VT vistos en planta (a) y a profundidad (b). Los círculos y rectángulos señalan las dos zonas principales de ocurrencia de sismos en que se dividió el área de estudio.

En la figura 12 se muestra la relación de la magnitud contra la profundidad de estos sismos, donde se observa que la mayoría de ellos se concentra en profundidades de 2 a 7 km por debajo de la cima del volcán. Los sismos con magnitudes mayores a 2.5 presentan gran dispersión en cuanto a su profundidad, que varía de 2 a 13 km sin ninguna tendencia clara.

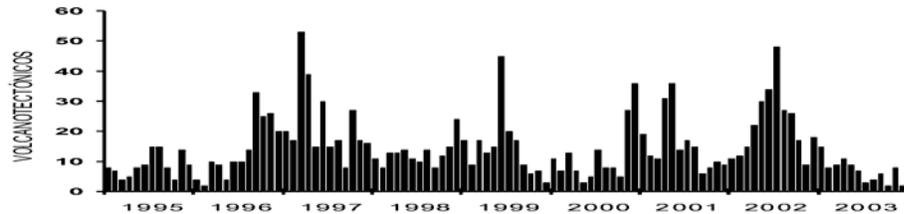


Figura 10. Distribución mensual de los eventos VT registrados de enero de 1995 a diciembre de 2003.

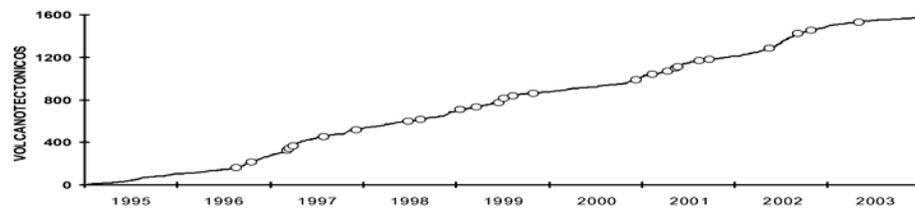


Figura 11. Gráfica acumulativa de los sismos VT localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Los círculos indican los VT con $M \geq 3.0$.

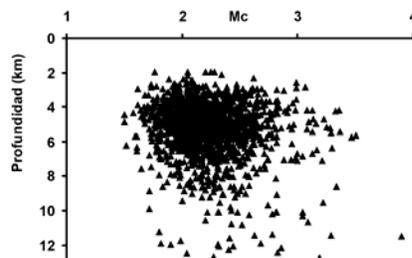


Figura 12. Relación entre magnitudes de los VT y sus profundidades (km) medidas a partir del cráter.

2.1.1 Relación entre VT y LP

La correlación de los diferentes tipos de sismos volcánicos en función del tiempo proporciona información útil e importante, para comprender el comportamiento sísmico del volcán, ya que como se indicó anteriormente, los sismos VT y LP están asociados con

procesos diferentes en el volcán. Durante la erupción de 1943-1945 del volcán Usu, Japón, se observó que al aproximarse una erupción, la relación entre los temblores tipo B (LP) y VT se incrementó, lo que indicaba que un porcentaje más alto de eventos estaba ocurriendo a profundidades más someras (Minakami, 1960, 1974).

Al comparar entre el número de eventos LP registrados con respecto a los temblores VT (Figura 13), se pueden observar algunas diferencias en el comportamiento de ambas curvas. Durante los primeros meses de 1995, los dos tipos de actividad mostraron niveles y comportamientos muy parecidos. A partir de junio de ese año la actividad VT presentó un mayor incremento que la actividad de LP la cual mantenía su mismo nivel. Este incremento en VT, posiblemente este relacionado con la intrusión de magma que finalmente dio como resultado la formación del primer domo y la posterior explosión del 30 de abril de 1996.

Después de la explosión, a partir del mes de mayo de 1996 este comportamiento cambia, y los LP se incrementan grandemente en número, mientras que los VT no cambian su tendencia durante los tres meses siguientes. De septiembre de 1996 a abril de 1997, se vuelve a presentar un incremento de los VT, mientras que los LP mantuvieron un comportamiento aproximadamente constante. A partir de mayo de 1997 y hasta diciembre de 2003, la actividad VT se mantuvo en niveles más bajos que la de los LP, lo cual se refleja en las diferentes pendientes de las curvas.

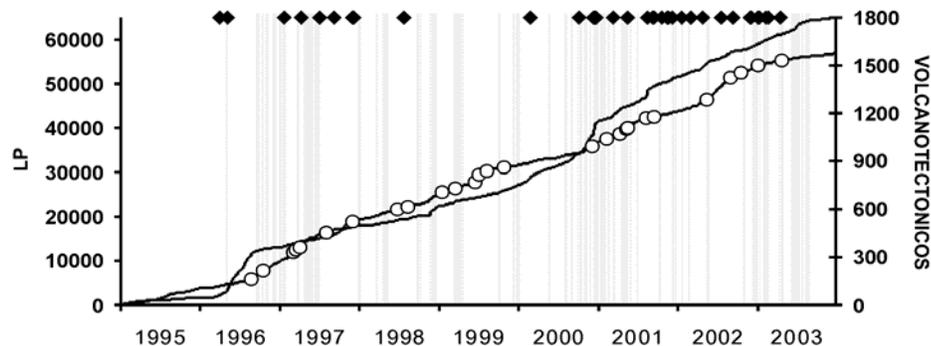


Figura 13. Gráfica comparativa entre VT y LP de 1995 a 2003. Los VT con magnitudes $M \geq 3.0$, están representados con círculos sobre la curva de los VT. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de más de 2 km de altura.

Los LP muestran una clara tendencia a aumentar, mientras que los VT permanecen estables, destacando las crisis volcánicas de noviembre-diciembre de 1998 y diciembre de 2000, en que el número de LP aumentó considerablemente con respecto a los VT que

se mantuvieron en niveles bajos. La estabilidad de los VT en éste último período podría indicar que estructuralmente el volcán sólo se deforma sin romperse, para dar paso al material magmático que asciende al cráter. La figura 14 despliega la relación LP/VT, donde se observa un marcado predominio de los LP sobre los VT.

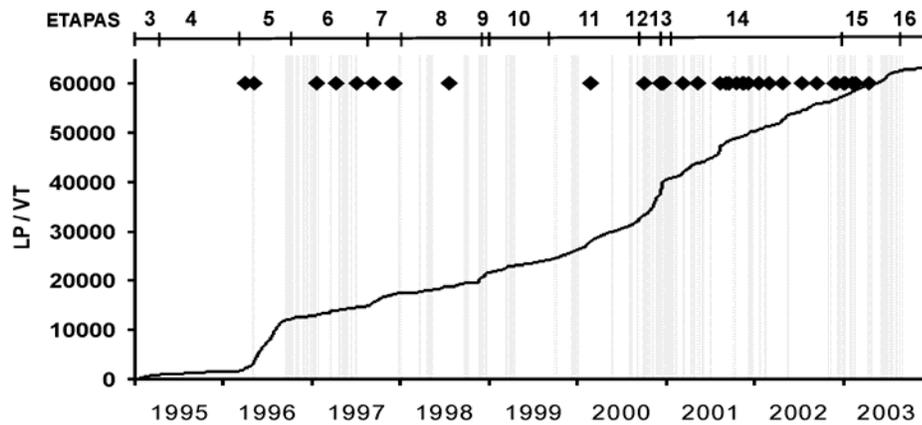


Figura 14. Relación LP/VT durante las diferentes etapas de actividad del período de 1995 a 2003. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de mas de 2 km de altura.

2.1.2 Zonas de actividad volcanotectónica

En este trabajo los sismos VT fueron analizados todos en su conjunto y los contenidos en cada una de las dos regiones principales determinadas de acuerdo a su ubicación epicentral. En la figura 9, se observan las dos zonas en donde se concentraron los sismos, una bajo el cráter con un radio aproximado de 4.5 km, tomando como centro el cráter del volcán la cual contiene la mayor cantidad de sismos, aproximadamente el 70% del total. La otra zona en la región Sureste del volcán, con un radio aproximado de 3 km, con centro en la estación PPC, comprende cerca del 20% de los sismos. Se definieron los radios en base a la concentración sísmica, los epicentros dispersos fuera de los círculos fueron considerados en el análisis de “todos los sismos”.

La figura 15 es la gráfica acumulativa de los VT por zonas con respecto al tiempo. La zona del cráter es muy amplia y comprende el mayor número de eventos VT registrados y como consecuencia la curva general (Figura 11) está muy influenciada por el comportamiento de estos sismos. La zona Sureste es menos extensa y como consecuencia no hay mucha dispersión entre las localizaciones epicentrales, esta área comenzó a aumentar su tamaño, a partir de mayo-junio de 1999, cuando los sismos

empezaron a ser mas frecuentes en esta región. Aún así el número de eventos registrados en la zona Sureste es mucho menor comparado con los del cráter.

La sismicidad entre las dos zonas durante el período analizado tuvo un coeficiente de correlación de -0.14, lo que implica que no existe correlación en la sismicidad entre ellas. Aún cuando a lo largo del período analizado se ha observado un aumento en la sismicidad en ambas zonas, debe tomarse en cuenta que no necesariamente la sismicidad aumentará en una zona porque aumento en la otra, las dos zonas son independientes una de otra.

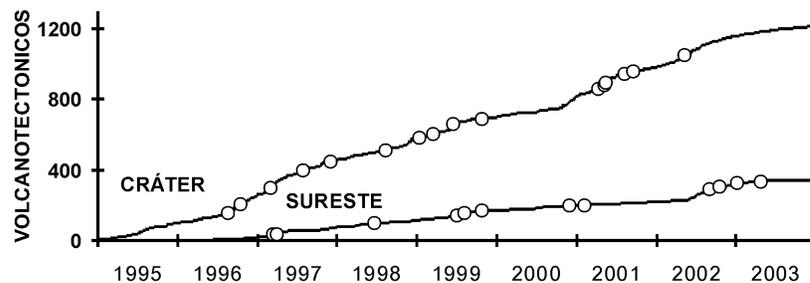


Figura 15. Gráficas acumulativas de los sismos VT de la zona del cráter y de la zona Sureste localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Los círculos indican los VT con magnitud mayor o igual a 3.0 ocurridos en cada zona.

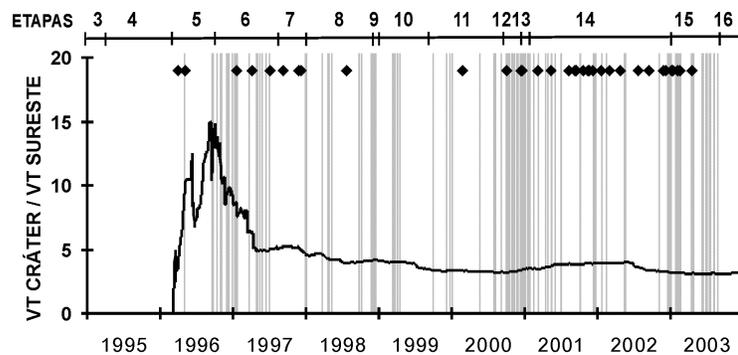


Figura 16. Relación $VT_{Cráter}/VT_{Sureste}$ (considerando los datos de la figura 15), durante las diferentes etapas de actividad del período de 1995 a 2003. Los rombos negros representan los domos detectados y las líneas verticales a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de mas de 2 km de altura.

La figura 16 es la relación de sismos VT de la zona del cráter con respecto a los de la zona Sureste mostrados en la figura 15. Durante el período analizado en este trabajo, se observa el aumento de los VT en la zona Sureste a finales de 1996, después de lo cual se mantiene una relación aproximada de 4 sismos de la zona del cráter por 1 del Sureste.

2.1.3 Eventos VT y su relación con eventos importantes y domos en las etapas de actividad

Al considerar todos los eventos VT en su conjunto (Figura 17), se observa que estos presentan un incremento durante las épocas de mayor actividad. En cambio durante las épocas de menor actividad, los sismos VT mantienen un comportamiento aproximadamente estable.

Al relacionar la actividad VT por zonas con la presencia de domos, explosiones y exhalaciones con ceniza se observó lo siguiente.

1. Los sismos de la zona del cráter no presentan una clara relación con los eventos importantes, ya que no se aprecian cambios significativos en la curva, posiblemente debido a la amplitud de la zona utilizada, o a que no hay relación entre ellos.
2. Los cambios en la pendiente de la curva de una etapa a otra son muy leves (Figura 17). Solo en la etapa 6 se observa una pendiente mayor con respecto a las otras etapas. Esta es una etapa más explosiva, durante la que se formaron y destruyeron tres domos (C,D y E). El número mayor de sismos pudiera relacionarse con un incremento de la intrusión de magma al volcán.
3. En las etapas 11, 12 y principios de la 13 (Capítulo 2), se registra poca actividad VT en la zona del cráter. Posteriormente, en la misma etapa 13 se presenta un incremento marcado de eventos VT de magnitud menor a 3.0, en la región del cráter con respecto a la zona Sureste que permanece en los mismos niveles. Sin embargo, en la zona Sureste se presentan los dos sismos de mayor magnitud (>3.0) registrados en esta etapa. Este aumento en la actividad VT acompaña el desarrollo de un gran domo (L) y a la actividad fumarólica registrada en diciembre de 2000.
4. Durante la etapa 14 continúa la misma tendencia y aumenta el número de sismos con magnitud mayor o igual a 3, ocurriendo la mayoría de ellos en la zona del cráter. Este comportamiento podría relacionarse con la intrusión de magma en el cráter, lo que dio lugar a la formación de diez domos en esa etapa (N a W). En las etapas 15 y 16, los VT en la zona del cráter disminuyeron, lo que se puede apreciar en la pendiente baja de la curva (Figura 17).

5. En la región Sureste se observa que la aparición de sismos en esta zona coincide aproximadamente con la aparición de un domo en marzo de 1996 (etapa 5). Posteriormente, se observan incrementos de estos sismos durante la aparición de domos en 1997 (etapa 6), aparentemente podría existir una cierta relación entre el incremento en este tipo de sismos y la aparición de domos en estas dos etapas.

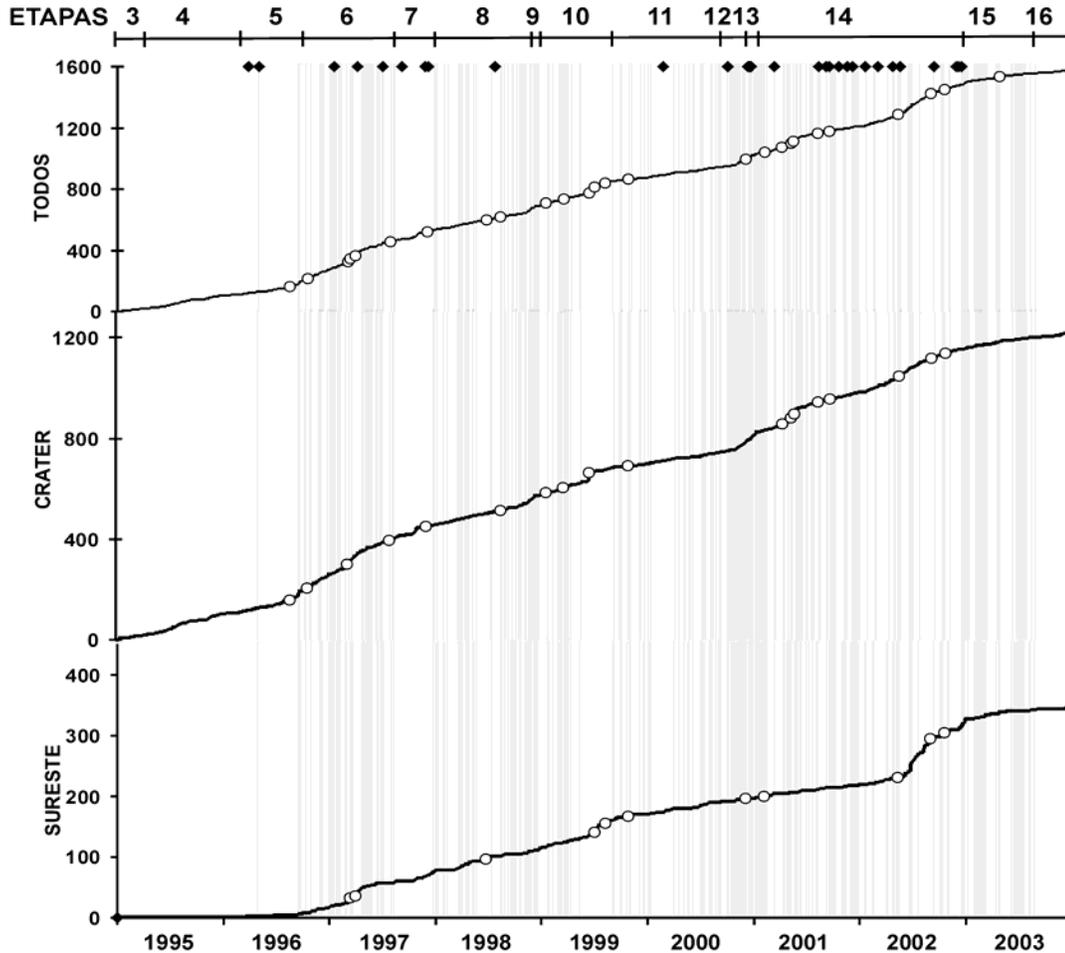


Figura 17. Sismos VT de la zona del cráter y de la zona Sureste en las diferentes etapas de actividad. Los rombos negros representan los domos formados y los círculos blancos sobre las curvas a los VT de $M_c \geq 3.0$. Las líneas verticales representan a las explosiones y exhalaciones con columnas de ceniza de más de 2 km de altura.

6. El área de sismos localizados en la zona sureste, se amplía a partir de mayo-junio de 1999, cuando empiezan a registrarse con mayor frecuencia en esta región. Esto se refleja como un incremento en la parte final de la etapa 9 y una mayor dispersión en la ubicación de los epicentros. Este incremento que se presenta al final de la etapa 9 no coincide con la formación de domos.

7. En la etapa 12 se observa un ligero aumento en el número de VT en la zona Sureste que coincide aproximadamente con la aparición de un domo (J) en febrero-marzo de 2000 (Figuras 16 y 17). En la etapa 13, ocurre un sismo de magnitud mayor a 3.0 que podría relacionarse con la formación del domo (L).
8. Durante la mayor parte de la etapa 14, el número de VT en la zona Sureste se mantiene bajo, con un aumento hacia el final de esta etapa (Figura 16 y 17) que puede considerarse como predecesor de la actividad de exhalaciones y explosiones de la etapa 15.

2.2 Estimación de Q_c^{-1}

La atenuación (Q_c^{-1}) es una propiedad importante del medio, de la cual se puede obtener información útil de la estructura de la Tierra. El estudio de la atenuación es de suma importancia en áreas volcánicas, donde la presencia de magma afecta las propiedades de propagación de las ondas sísmicas (Del Pezzo *et al.*, 1987). La atenuación de las ondas que acompañan a las erupciones volcánicas, pueden sufrir cambios temporales, ya que según Fehler y Chouet (1982), la expansión del cono antes de una erupción induce cambios de esfuerzos que pueden causar microfracturas, incrementando la atenuación de las ondas sísmicas. Cuando la erupción ocurre y la presión es liberada, las microfracturas se cierran y la atenuación decrece relativamente con respecto a los valores anteriores a la erupción.

Las ondas de coda se originan como resultado de la interacción de las ondas sísmicas internas y las heterogeneidades del medio a través del cual se propagan (Figura 18); a este proceso se le denomina dispersión. Se considera que las ondas coda ocupan la porción final de un sismograma, después de las ondas S, ya que estas ondas finales son el resultado del promedio o superposición de muchas heterogeneidades (Beroza *et al.*, 1995).

Aki (1969), sugiere que las ondas coda de temblores locales, son ondas retrodispersadas (Figura 18) de numerosas heterogeneidades distribuidas en la Tierra y que pueden ser tratadas por un método estadístico. Con esta consideración, un pequeño número de parámetros puede caracterizar el promedio de las propiedades del medio heterogéneo.

Aki (1969) analizó registros de período corto de temblores locales y propuso que el mecanismo generador de la coda era la dispersión de las ondas superficiales con

heterogeneidades cerca de la superficie de la Tierra (alrededor de 1 Hz). Para frecuencias mayores a 10 Hz, el mecanismo es la dispersión de las ondas de cuerpo por heterogeneidades profundas (Aki y Chouet, 1975).

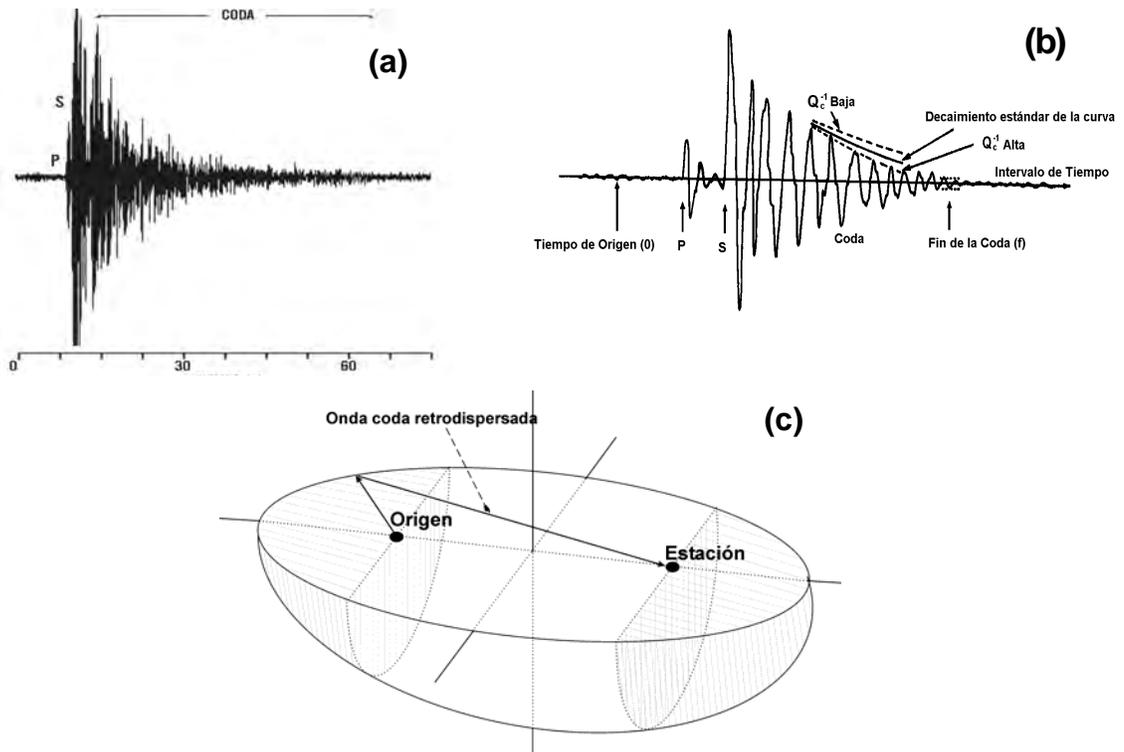


Figura 18. Sismograma las ondas P, S y coda (a), diagrama de decaimiento de ondas coda (b) y diagrama mostrando la trayectoria de las ondas coda (c).

El estudio de las ondas coda se ha extendido a muchas áreas debido a su importancia en sismología teórica y aplicada. Las características de las ondas coda dadas por Aki y Chouet (1975) son:

- El contenido espectral de la parte inicial de un sismograma de un temblor local, depende principalmente de la distancia y de la naturaleza de la trayectoria de la onda en su recorrido del foco a la estación. Esta dependencia espectral disminuye en la parte posterior del sismograma y desaparece en la coda.
- Para un temblor local con distancia epicentral menor a 100 km, la duración total del sismograma es independiente de la distancia epicentral o azimut, y puede ser usada como una medida efectiva de la magnitud del temblor.

- c) La amplitud del espectro de potencia de las ondas coda de diferentes temblores locales decae como una función del tiempo (medido desde el tiempo de origen) independientemente de la distancia y la naturaleza de la trayectoria entre el epicentro y la estación.
- d) El decaimiento como una función del tiempo antes mencionado es también independiente de la magnitud del temblor, por lo menos para sismos con $M < 6$.
- e) La excitación de la coda depende de la geología local del sitio de la estación.
- f) El estudio de la coda para un arreglo de sismógrafos de apertura pequeña muestra que no son ondas planas regulares que provienen del epicentro.
- g) La amplitud de las ondas coda es dependiente del tiempo y la frecuencia, pero su tasa de decaimiento es independiente de la distancia epicentral y de la trayectoria seguida por la onda desde el foco a la estación

Una onda que viaja en un medio inelástico sufre una atenuación de su amplitud, que es causada por una variedad de procesos físicos, y que se resumen macroscópicamente como disipación interna o atenuación intrínseca, la cual se define mediante una cantidad adimensional conocida como factor de calidad Q . El factor de calidad (Q_c) es la medida de la componente del decaimiento temporal de la amplitud de las ondas coda, que es atribuido a la atenuación intrínseca o de dispersión (Beroza *et al.*, 1995). Este factor obtenido a través de las ondas coda muestrea el volumen de un elipsoide relacionado con la distancia entre el epicentro y la estación receptora, por lo que se obtienen estimaciones promedio de $\langle Q_c \rangle$ en dichos volúmenes. Los valores de Q_c son entonces redistribuidos uniformemente sobre una superficie elíptica y las estimaciones de Q_c son sensibles a la dispersión geométrica, al mecanismo del temblor y a su localización.

La atenuación de una onda sísmica se considera como la pérdida de energía durante su viaje del hipocentro a la estación y se mide a través del inverso del factor de calidad Q , que se define como la fracción de pérdida de energía en un ciclo de onda:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E}$$

donde E es energía y ΔE es la fracción perdida por atenuación. De donde resulta que valores bajos de Q_c significan atenuación alta y viceversa. Es decir, el factor Q o coda

Q_c , puede ser usado para medir la atenuación (Q_c^{-1}) en la corteza terrestre, la cual es una importante propiedad del medio. Los cambios en el decaimiento de las ondas coda reflejan los cambios en las características de disipación de energía en la corteza.

2.2.1 El Método de Aki y Chouet (1975)

El método de Aki y Chouet (1975) se encuentra en el dominio de la frecuencia. El desplazamiento de la envolvente de las ondas coda $A(\omega, t)$ puede ser expresado como:

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-1} \exp[-\omega t / 2Q_c(\omega)] \quad (4.1)$$

donde $C(\omega)$ es el factor de origen de la coda en la frecuencia angular ω ; t es el tiempo medido desde el tiempo de origen, y $Q_c(\omega)$ es la Q de coda o factor de calidad.

Este modelo considera a la coda como una simple retrodispersión de ondas con el origen y el receptor en el mismo sitio, esto es válido solo para codas medidas a partir de 2 veces el tiempo de viaje de las ondas S a 0 partir del tiempo de origen.

Los agentes dispersores se encuentran alrededor de la fuente y se supone una radiación esférica. Tomando el logaritmo de ambos lados de (4.1) :

$$\log_{10}[A(\omega, t)] = C - bt \quad (4.2)$$

donde

$$b = \pi(\log_{10} e) f / Q_c(\omega) \quad (4.3)$$

El factor $\log_{10} C(\omega)$ es reemplazado por la constante C , ya que depende sólo de la frecuencia f . El parámetro Q_c está determinado por la pendiente b , (4.3).

2.2.2 Programa CODAQ

Se utilizó el programa de computadora CODAQ desarrollado en lenguaje FORTRAN por Novelo-Casanova y Monfret (1995). Este programa está basado en el programa QCODA desarrollado por Valdés y Novelo-Casanova (1994). El programa CODAQ estima Q_c en

forma automática, utilizando tres métodos: Aki y Chouet (1975), Sato (1977) y Phillips y Aki (1986). El cálculo es realizado a intervalos de un octavo de frecuencia centradas en 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 y 24.0 Hz.

En este trabajo se utilizó el método de Aki-Chouet (1975), sus procedimientos computacionales son los siguientes:

1).- Los datos crudos U de un sismograma son alineados con respecto al tiempo, de tal manera que la señal es expresada en términos del tiempo t_i (usando el tiempo de origen derivado del tiempo de viaje de la onda S). La porción de la coda U_c es medida a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda S (t_s), hasta el punto donde la amplitud de la coda es igual al nivel del ruido:

$$U_{ci} = U_c(t_i) \quad \text{para } 2t_s < t_i < \text{nivel del ruido} \quad (4.4)$$

2).- La coda U_{ci} es filtrada a diferentes frecuencias centrales F_m . Las frecuencias de corte inferior y superior de la señal filtrada $Y_{mi} = Y_c(F_m, t_i)$ que son $(F_m - F_m/3)$ y $(F_m + F_m/3)$, respectivamente.

3).- Las Raíces Medias Cuadráticas de las amplitudes A_{mn} de Y_{mi} son calculadas para ventanas de deslizamiento de longitudes ΔT :

$$A_{mn} = A(F_m, T_n) = \left[\sum_{k=l_1}^{l_2} Y_k^2 / (l+1) \right]^{1/2} \quad (4.5)$$

donde

T_n = tiempo central de la n ventana

l = número de puntos en la ventana

$$l_1 = T_n - l/2\Delta T$$

$$l_2 = T_n + l/2\Delta T$$

La amplitud media cuadrática A_{mn} es aproximadamente igual al producto de la densidad del espectro de potencia y el ancho de banda del filtro, a una frecuencia particular F_{mn} considerada (Aki y Chouet, 1975).

4).- A_{mn} en la ecuación (4.5) es $A(\bar{\omega}, t)$ en la ecuación (4.2), de este modo se realiza una regresión lineal de la función $y(x) = \log_{10} [A_{mn} T_n]$ contra $x = T_n$.

5).- $Q_c(F_m)$ es calculada de la ecuación (4.3):

$$Q_c(F_m) = (\pi \log_{10} e) F_m / b \tag{4.6}$$

donde b es la pendiente de la regresión lineal realizada en el inciso (4).

Este programa utiliza los datos digitales de las trazas de un evento en formato binario de 16 bits, 32 bits o ASCII, y requiere tres archivos de entrada de datos. Uno contiene los parámetros de control, el segundo contiene el listado de los nombres de los archivos de los eventos que van a ser procesados y el tercero le proporciona al programa los datos de identificación de los eventos. En este trabajo los datos se utilizaron en formato ASCII.

Los resultados se obtienen a través de gráficas (Figura 19) y dos archivos de salida, conteniendo los resultados de Q_c y Q_c^{-1} , $1/C$ y b , con sus respectivos errores.

Como la dispersión en los valores de Q_c de un temblor no se correlacionan con una componente particular de movimiento, ya que no se trata de un tipo particular de onda o decaimiento diferencial, entonces es posible determinar el promedio pesado de los valores de Q_c obtenidos para cada evento.

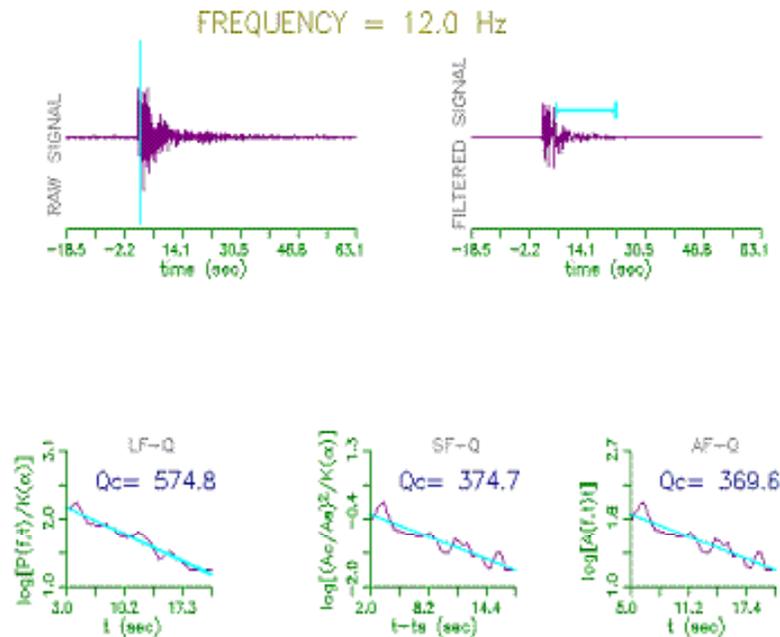


Figura 19. Resultados de Q_c para los métodos Phillips-Aki (LF-Q), Sato (SF-Q) y Aki-Chouet (AF-Q), obtenidos en la banda de frecuencia centrada en 12Hz, considerando una coda de 15 seg, medida a partir de 2ts, para un evento registrado en la estación PPP.

De acuerdo con Novelo-Casanova y Lee (1991), para obtener una mejor aproximación del valor real de Q_c , este debe ser obtenido del promedio de varios métodos: Aki-Chouet (1975), Satto (1977) y Phillips-Aki (1986). Al comparar los valores de los diferentes métodos con errores menores al 25%, se observó que los valores de Q_c eran muy similares (Novelo-Casanova y Lee, 1991). Por lo cual se decidió basar el análisis de los datos utilizando aquellos valores de Q_c con errores menores al 25% obtenidos por el método de Aki-Chouet (1975). El valor promedio, $\langle Q_c \rangle$, para cada evento y el porcentaje de error (σ) se determinó utilizando las siguientes expresiones (Hellweg *et al.*, 1995):

$$\langle Q_c \rangle = \sum (Q_{ci} / \sigma_i^2) / [\sum (1 / \sigma_i^2)] \quad (4.7)$$

La sumatoria incluye los valores de Q_{ci} para todas las N componentes con desviación estándar σ_i menor a 25%. Este promedio proporciona valores más estables de Q_c . Para el cálculo de σ_m se utilizó:

$$\sigma_m^2 = \sum [(1 / \sigma_i^2) (Q_{ci} - \langle Q_c \rangle)^2] / [(n-1) \sum (1 / \sigma_i^2)] \quad (4.8)$$

2.2.3 Método de análisis de Q_c^{-1}

Se analizaron aproximadamente 11,000 registros de 1,574 sismos localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Se analizó la coda para un mismo tamaño de ventana (15 seg), medida a partir de 10 segundos desde el tiempo de origen en todos los registros. Se utilizó la ventana de muestreo de 15 seg debido a que los temblores estudiados son pequeños y de corta duración. Esta ventana permite limitar la región a través de la cual las ondas coda viajan, lo que permitió obtener resultados más confiables. Al utilizar una velocidad de onda S de 1.9 km/s y una ventana de análisis de 15 seg, el volumen muestreado tiene un radio aproximado de 13 km, este radio comprende a todo el edificio volcánico (Figura 20).

Se obtuvo el promedio pesado de Q_c^{-1} y σ para cada temblor, con desviación estándar menor al 25%, utilizando las ecuaciones 4.6 y 4.7 (Hellweg *et al.*, 1995). Con los

promedios pesados de Q_c^{-1} obtenidos para cada temblor se calculó un nuevo promedio pesado de Q_c^{-1} , utilizando ventanas de deslizamiento de 50 eventos cuando se usan todos los sismos y de 20 para las dos zonas analizadas, deslizándose un temblor cada vez. Se utilizaron ventanas de 20 temblores, debido a que como se mencionó anteriormente, mensualmente se registraron aproximadamente 14 sismos. Esta cantidad se reduce al separar los sismos en zonas, si se utilizaran ventanas con un número mayor de sismos, como por ejemplo 50, se estarían obteniendo promedios de sismos para períodos de entre 3 y 4 meses, que incluirían el tiempo de duración de varias etapas eruptivas, como por ejemplo la 9, 12 y 13.

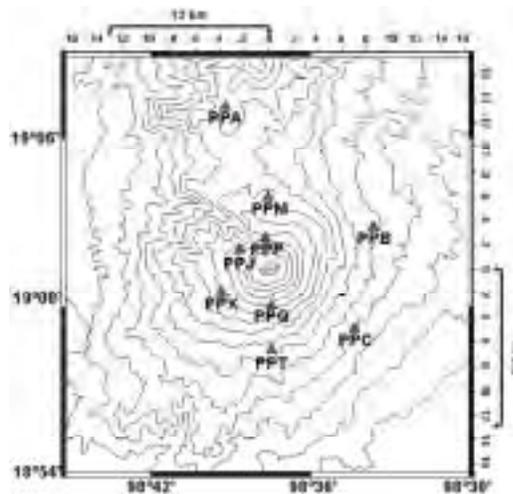


Figura 20. Radio de 13 km tomado a partir del cráter, del volumen muestreado por las ondas coda con una ventana de muestreo de 15 seg.

Primeramente se incluyeron todos los datos sin tomar en cuenta su posición en superficie, sabiendo de antemano que se deben estar muestreando diferentes volúmenes de roca de acuerdo con la posición de cada temblor. Posteriormente se realizó el análisis para los eventos localizados en la zona del cráter y la zona Sureste por separado.

Los valores de Q_c^{-1} se graficaron con respecto al tiempo, con el propósito de correlacionarlos con la ocurrencia de explosiones, exhalaciones grandes y domos, ya que según Fehler *et al.* (1982), antes de una erupción se inducen cambios de esfuerzos que pueden causar microfracturas, esto incrementará la atenuación de las ondas sísmicas (mayor absorción). Cuando la erupción ocurre y la presión es liberada, las microfracturas se cierran y la atenuación decrece relativamente con respecto a los valores anteriores a la erupción.

2.3 Estimación del valor b

Gutenberg y Richter (1954) observaron una relación empírica lineal entre la frecuencia de ocurrencia de los temblores y sus magnitudes:

$$\log N = a - b m \quad (5.1)$$

donde $a > 0$, $b > 0$ y $N(m)$ = número de temblores de magnitud igual o mayor a m durante un período específico. La pendiente de esta ecuación llamada “valor b ” varía de acuerdo a la frecuencia de ocurrencia de los sismos, y es una importante variable en el análisis del riesgo sísmico. Un valor alto de b significa una mayor abundancia relativa de magnitudes bajas respecto al total de eventos, mientras que un valor bajo de b implica una mayor abundancia relativa de magnitudes altas. Algunos estudios sugieren que los valores de b en regiones volcánicas son mayores que los de ambientes tectónicos (Minakami, 1974).

Para volcanes el valor de b se encuentra generalmente en el rango de 0.6 a 1.5. Valores mayores a 1.5 comúnmente se asocian con sismos volcánicos de baja frecuencia (Minakami, 1974). Por otra parte, en pruebas de laboratorio en las que se han aplicado amplios gradientes térmicos a las rocas no confinadas, se encontró que los valores de b variaron entre 1 y 3 (Warren y Latham, 1970). El valor de b es un indicador del estado de esfuerzos en una región, así como del tamaño de las fallas generadas por los sismos. Los valores de b se incrementan en condiciones de bajos esfuerzos, con el incremento de las heterogeneidades del material (Urbancic *et al.*, 1992) y también puede ser sensitivo al gradiente de temperatura (Warren y Latham, 1970). Estas conclusiones son apoyadas por numerosas observaciones de campo como las hechas en Taiwán (Wang, 1988) y a lo largo de las zonas de subducción del Pacífico (Carter y Berg, 1981).

Los mecanismos de las variaciones temporales de b han sido usados para explicar los cambios observados de este parámetro antes de temblores en Japón (Imoto, 1991).

Con relación a la actividad volcánica, algunos autores (Mogi, 1962; Scholz, 1968) han considerado que se pueden observar diferencias en el valor de b de los sismos registrados antes y después de alguna exhalación o explosión volcánica importante. Por ejemplo, en el volcán Kilauea los sismos VT usualmente incrementan en número antes de una erupción o intrusión magmática, y decrecen abruptamente y hasta desaparecen una vez que se inicia la actividad, dominando la actividad de LP y tremores armónicos.

Similar comportamiento se ha observado en el volcán Popocatépetl en episodios de actividad importante como en noviembre de 1998 y diciembre de 2000.

2.3.1 El Método de Máxima Verosimilitud

Para el cálculo del valor de b se utilizó el método de máxima verosimilitud. Se utilizó este método debido a que es una técnica de mayor solidez que la de mínimos cuadrados, y se acerca más al valor real de b cuando el número de sismos grandes es variable (Shi y Bolt, 1980). Además este método ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la máxima magnitud observada (Weichert, 1980), lo que a su vez normaliza el aporte que hacen los sismos de diferentes magnitudes. Este método fue desarrollado por Aki (1965) a partir del propuesto por Utsu (1965), donde b está dado por:

$$b = \log_{10} e / (\bar{M} - M_{\min}), \quad (5.2)$$

donde \bar{M} es el promedio de la magnitud de los eventos analizados y M_{\min} es la magnitud mínima en una muestra dada.

Aki (1965) utilizó temblores con magnitud mayor que M_0 , y asumió que la probabilidad de la función de densidad $f(M, b')$ está expresada por:

$$f(M, b') = b' e^{-b'(M-M_0)}, \quad M_0 \leq M \quad (5.3)$$

donde $b' = b / \log_{10} e$.

Suponiendo que se tiene una muestra de n temblores, con magnitudes $M_1, M_2, M_3, \dots, M_n$. Entonces se define y_i y Y por las fórmulas:

$$y_i = \frac{\partial}{\partial b'} \log f(M_i, b'), \quad (5.4)$$

$$Y = \sum_{i=1}^n y_i$$

Del teorema de límite central, la distribución de la función Y será Gaussiana si n es suficientemente grande y si la media y varianza de y_i es finita. La media de y_i es cero, porque:

$$y = \frac{1}{b'} + M_0 - M$$

$$E(y) = \int_{M_0}^{\infty} y f(M, b') dM = b' \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M \right) e^{-b'(M-M_0)} dM \quad (5.5)$$

$$= 0$$

La varianza de y_i puede obtenerse de:

$$E(y^2) = \int_{M_0}^{\infty} y^2 f(M, b') dM = b' \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M \right)^2 e^{-b'(M-M_0)} dM \quad (5.6)$$

$$= \frac{1}{b'^2}$$

Por lo tanto la media de Y será cero, y la varianza de Y será n/b'^2 .

De acuerdo con esto, la probabilidad ε de $b'Y/\sqrt{n}$ que cae dentro del rango de $-d_\varepsilon$ a $+d_\varepsilon$, está dado por:

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-d_\varepsilon}^{d_\varepsilon} e^{-x^2/2} dx$$

Para $\varepsilon = 95\%$, $d_\varepsilon = 1.96$, y los límites de confianza están dados por

$$-1.96 \leq b'Y/\sqrt{n} \leq 1.96, \text{ esto es } -1.96 \leq \frac{b'}{\sqrt{n}} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M_i \right) \leq 1.96.$$

Esto puede ser escrito en términos de b' como

$$\frac{(1 - d_\varepsilon/\sqrt{n})}{\sum_1^n M_i/n - M_0} \leq b' \leq \frac{(1 + d_\varepsilon/\sqrt{n})}{\sum_1^n M_i/n - M_0}$$

El valor central de $b' \left(\frac{1}{\sum M_i/n - M_0} \right)$ en el rango anterior $Y = 0$ es la solución.

Este es el valor de b' el cual maximiza la función de probabilidad $\prod_i f(M_i, b')$. El correspondiente valor de b está dado por la fórmula de Utsu (1965) y la desviación estándar de $b(\sigma_b)$ en el nivel de confianza del 95% por $\sigma_b = b/n$.

2.3.2 Programa SEISAN

Para el cálculo del valor de b , se utilizó el programa BVALUE contenido en el sistema de análisis sísmico SEISAN versión 7.2 para SUN (Havskov and Ottmøller, 2001). El programa SEISAN está formado por un conjunto de programas para analizar temblores. El programa está escrito principalmente en Fortran y una pequeña parte en C.

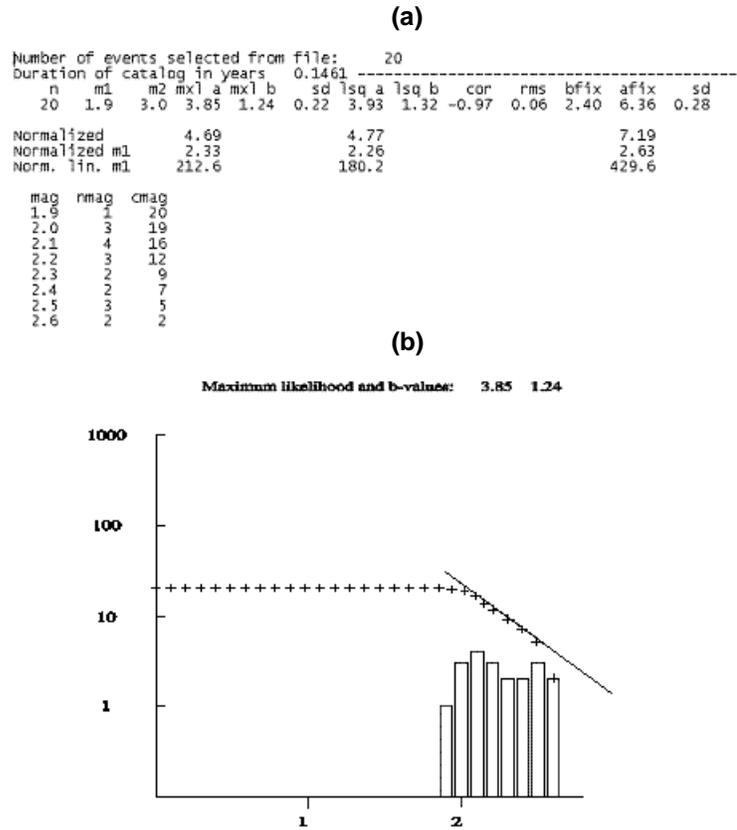


Figura 21. (a) Archivo de salida bvalue.out, utilizando 20 sismos para la zona del cráter, muestra los valores de b obtenidos y su desviación estándar, así como el número de eventos en cada rango de magnitud utilizados en el cálculo y (b) archivo de salida bvalue.plt, que muestra el ajuste de la recta a los datos.

El programa BVALUE es un programa que hace gráficas de los valores de b usando un archivo de entrada NORDIC. El programa calcula el valor de b , por el método de mínimos cuadrados y por el método de máxima verosimilitud. Genera dos archivos de salida bvalue.out y bvalue.plt, conteniendo los resultados y gráfica de los mismos respectivamente (Figura 21).

2.3.3 Método de análisis de b

Se calculó el valor de b para los 1574 sismos VT localizados de enero de 1995 a diciembre de 2003. Para obtener las variaciones temporales de b , se utilizó el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965) a partir de las magnitudes estimadas de la coda de los eventos (M_{coda}).

Se calculó el valor de b y su desviación estándar a través de ventanas sucesivas. Las ventanas incluyeron 50 eventos cuando se estimó b utilizando todos los sismos y 20 para las zonas del cráter y Sureste (Figura 22), moviéndose un evento cada vez, de este modo se le asignó un valor de b a cada ventana cubriendo el total de los eventos registrados en el intervalo de tiempo estudiado, cada ventana fue analizada en pasos de 0.1 de magnitud (Figura 21). Se analizaron los 1574 sismos en su conjunto y los ocurridos en la zona del cráter y la zona Sureste por separado.

El valor de b se obtuvo ajustando manualmente M_{min} para cada una de las ventanas con todos los sismos y para cada una de las dos zonas, hasta obtener la mejor aproximación. De este modo, M_{min} se encontró entre 1.8 y 2.2 para todos los sismos, entre 1.7 y 2.2 para los del cráter y 1.8 y 2.1 para los de la zona Sureste.

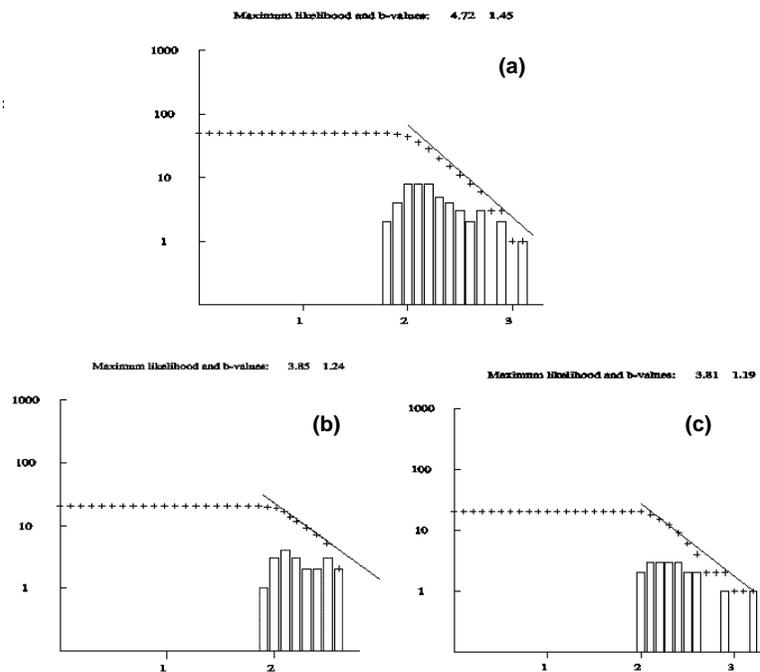


Figura 22. Ejemplo del archivo de salida bvalue.plt, que muestra el ajuste de la recta a los datos, (a) con “todos los sismos”, con una ventana de 50 eventos; (b) zona del cráter y (c) obtenida zona Sureste, con ventanas de 20 sismos.

La gráfica del promedio total de número de eventos contra magnitud (Figura 23a) muestra una distribución simple, aun cuando su forma es un poco irregular, en general se puede considerar uniforme, la figura 23(b) es su gráfica acumulativa.

La figura 24 muestra la variación de M_c (Magnitud de homogeneidad) en el tiempo, esta se calculó por el método de máxima verosimilitud, utilizando la técnica de ventanas. Para todos los sismos, se utilizaron ventanas de 50 eventos y moviendo la siguiente ventana 10 eventos más en el tiempo y así sucesivamente se repitió el cálculo hasta el último evento registrado en el catálogo. Para la zona del cráter y Sureste las ventanas fueron de 20 eventos, también moviéndose 10 eventos cada vez.

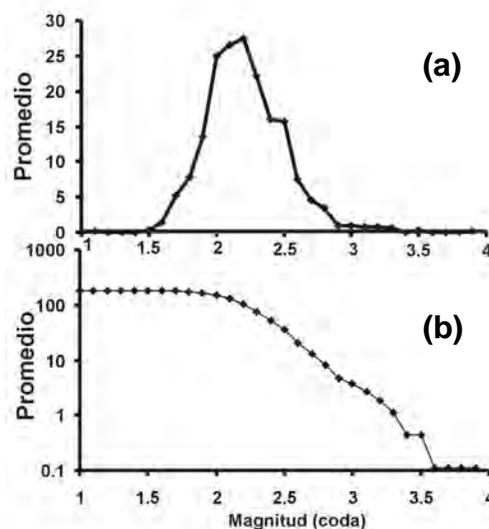


Figura 23. Promedio de magnitud en pasos de 0.1 de magnitud obtenido de 1995 a 2003 (a) distribución de frecuencia-magnitud y (b) distribución acumulativa de frecuencia-magnitud.

Los valores de b se graficaron con respecto al tiempo, y sus variaciones se relacionaron con la actividad volcánica del Popocatépetl. Las desviaciones estándar obtenidas para b estuvieron entre 0.09 y 0.26, de magnitud. Asimismo se compararon las variaciones de los valores de b con las variaciones de Q_c^{-1} con respecto al tiempo y se trató de correlacionarlos con la presencia de domos, y las exhalaciones y explosiones más significativas producidas.

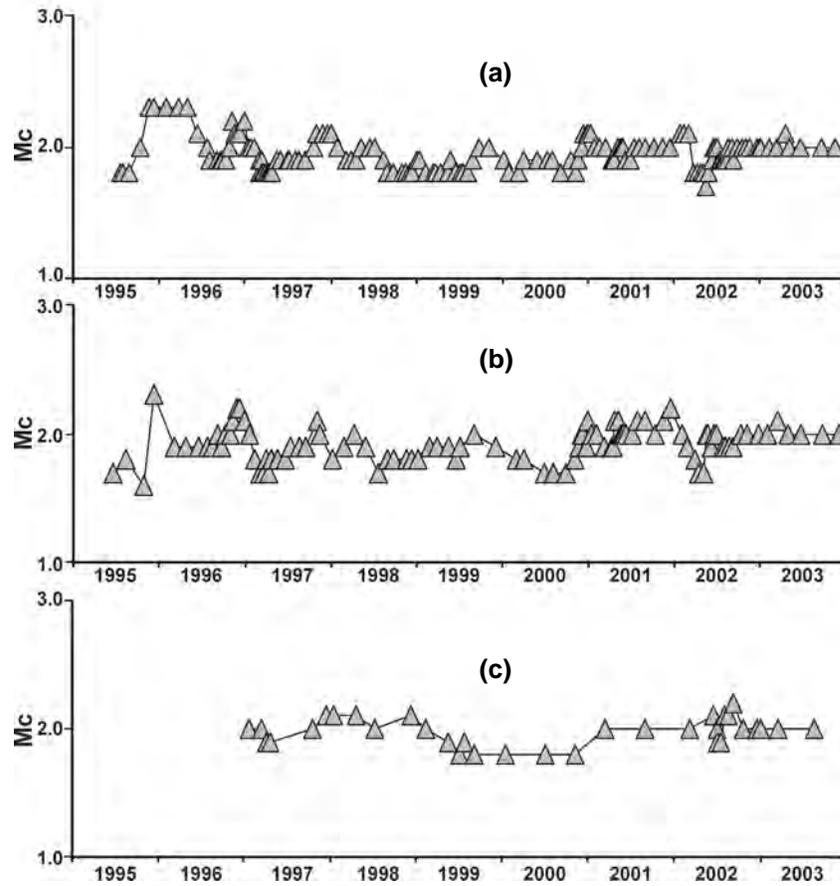


Figura 24. Variación en el tiempo de la Magnitud de Homogeneidad (M_c) contra tiempo (a) con todos los sismos, (b) sismos de la zona del cráter y (c) zona Sureste.

CAPÍTULO 3

CORRELACIÓN ENTRE Q_c^{-1} Y VALOR DE b DURANTE LAS ETAPAS DE ACTIVIDAD DE 1995 A 2003

Algunos autores (Jin y Aki, 1986; Robinson, 1987; Hiramatsu, *et al.*, 2000) han observado que las variaciones temporales de Q_c^{-1} están asociadas con la variación en el valor de b y su relación con el esfuerzo, lo cual refleja las condiciones de la corteza. Jin y Aki (1989) proponen un modelo (creep model) el cual considera que el incremento de los esfuerzos tienden a aumentar la densidad y tamaño de las fracturas, y como consecuencia aumenta el valor de Q_c^{-1} en una región sísmica. Las fracturas con longitud característica (l) aumentan la ocurrencia de temblores de tamaño o magnitud semejante. Si las magnitudes de los sismos son las más altas dentro del rango de magnitudes utilizadas en el análisis para la estimación del valor de b , este aumento en el tamaño de los sismos resultará en una disminución del valor de b , y por lo tanto se esperará tener una correlación negativa entre Q_c^{-1} y b . Además, la dispersión de una onda sísmica es más efectiva cuando la longitud de onda λ es aproximadamente dos veces la longitud del dispersor ($\lambda=2l$) (Yomogida y Benítez, 1995) en estas condiciones el incremento de Q_c^{-1} será mayor.

El valor de Q_c^{-1} ha sido ampliamente estudiado en diferentes regiones del mundo, desde la introducción de esta teoría por Aki y Chouet (1975) y Sato (1977), y ha sido correlacionado con la actividad tectónica, obteniéndose valores altos y bajos de Q_c^{-1} en regiones activas y estables respectivamente (Sing y Herrmann, 1983), debido a que las ondas coda son muy sensitivas a los cambios físicos del medio.

Para el caso de volcanes, como es el del presente estudio, los cambios en los valores de Q_c^{-1} se han explicado en términos de la densidad de microfracturas como consecuencia de una acumulación de esfuerzos o a un incremento en el grado de anelasticidad bajo el volcán antes de una erupción, debido a que la presencia de magma afecta las propiedades de propagación de las ondas sísmicas (Del Pezzo *et al.*, 1987). La presencia de magma en las áreas volcánicas es el elemento principal que modifica al medio sísmico por debajo de los volcanes y lo distingue de las zonas no volcánicas.

En un estudio realizado por Iyer (1984) basado en la suposición de que las cámaras magmáticas están hechas de magma parcial o totalmente fundido, encontró que la atenuación de las ondas sísmicas aumenta al atravesar esta mezcla. Esto ha sido observado generalmente en los registros de estaciones sísmicas ubicadas en volcanes activos (Del Pezzo, 1987).

Asimismo, en los estudios de Q_c^{-1} realizados en volcanes (Chouet, 1976; Del Pezzo, 1983, 1987; Fehler *et al.*, 1988), encontraron que Q_c^{-1} es casi independiente de la frecuencia, lo cual contrasta con las observaciones realizadas en regiones no volcánicas, donde Q_c^{-1} muestra una fuerte dependencia con la frecuencia. Aki (1980), sugirió que esto puede ser debido a la presencia de magma en el volumen muestreado por las ondas coda. El magma podría contribuir al predominio de una atenuación intrínseca debida a la anelasticidad, sobre la atenuación causada por la dispersión. Aki llega a esta conclusión basado en el argumento de Dainty (1981), quien dice que la atenuación intrínseca es independiente de la frecuencia, mientras que Q_c^{-1} debida a la dispersión disminuye con el incremento de la frecuencia.

En estudios experimentales con muestras de roca sometidas a cargas mecánicas se ha encontrado que en muchos lugares de la corteza terrestre los valores de b son normalmente cercanos a 1 (Mogi, 1962, Scholz, 1968). Cuando un gran temblor ocurre, el medio elástico reacciona a esta excitación sin la intervención de ninguna otra fuerza externa y las réplicas ocurren siguiendo un decaimiento en el tiempo descrito por la ley de Omori. Este sistema se considera cerrado, porque no interviene energía externa.

En un sistema volcánico es diferente, en este caso puede ser introducida energía adicional, como lo es la energía térmica generada por el magma o la sobrepresurización del agua o gas, generando esfuerzos termoelásticos (Warren y Latham, 1970), por lo que un sistema volcánico puede ser considerado como un sistema abierto, ya que está sujeto a influencias externas aparte de las derivadas del magma, capaces de generar eventos de diferentes rangos de magnitud.

En pruebas de laboratorio en las que se han aplicado gradientes térmicos sobre muestras de roca, se ha encontrado que los valores de b variaron entre 1 y 3 (Warren y Latham, 1970). Estas investigaciones muestran que la sismicidad derivada de la expansión térmica

como consecuencia del gradiente térmico se manifiesta en combinación con el campo de esfuerzos externo.

Los esfuerzos se elevan sólo si las limitaciones externas e internas impiden la libre expansión térmica, una limitación externa podría ser la roca encajonante debido al peso litostático. En ausencia de limitaciones externas, los esfuerzos internos se elevarán, si la distribución de temperatura no es uniforme en el cuerpo, o si los elementos del cuerpo tienen diferentes coeficientes térmicos (Benham y Hoyle, 1964).

Mogi (1962) sugiere que altos valores de b son indicadores de un alto grado de heterogeneidad en el material que se encuentra bajo los volcanes. Por otro lado Warren y Latham (1970) sugieren que el fracturamiento producido por esfuerzos térmicos dan como resultado altos valores de b y una mayor proporción de eventos pequeños.

Existen diferentes factores que influyen en las variaciones del valor de b , como son el cambio en la heterogeneidad del material; un esfuerzo no uniforme va a dar por resultado valores altos de b (Mogi, 1962, 1967). Un incremento en el esfuerzo efectivo disminuye el valor de b (Scholz, 1968). Alternativamente, la interacción de magma con el agua subterránea puede incrementar la presión de poro y disminuir los esfuerzos efectivos incrementando el valor de b . En enjambres sísmicos volcánicos el valor de b puede alcanzar niveles muy superiores a 1.

En los estudios de los volcanes Off-Ito (Wyss *et al.*, 1997), Long Valley (Wiemer *et al.*, 1998) y Monte Santa Elena (Wiemer y McNutt, 1997) se encontró que las regiones que presentaban los valores de b más altos, reflejaban zonas de heterogeneidad muy alta cercanos ya sea a cámaras magmáticas, o a conductos, o a domos resurgentes, esto posiblemente debido a la vesiculación del magma, mientras que los valores menores a 1 se encontraban en las áreas más alejadas. Con base en las consideraciones anteriores, en este trabajo se examinará la correlación entre Q_c^{-1} y b en función del tiempo y se relacionará con cambios de esfuerzos asociados a la actividad del volcán Popocatepetl durante el período estudiado.

3.1 Valor de Q_c^{-1} vs valor de b

Se compararon los valores promedios de Q_c^{-1} en las frecuencias de 6 y 12 Hz con los valores de b , utilizando todos los sismos y por separado las zonas del cráter y Sureste. Se

espera que cuando los valores de b aumenten los valores de Q_c^{-1} disminuyan y viceversa. Asimismo, se obtuvo el coeficiente de correlación de Pearson para conocer si había relación entre el valor de Q_c^{-1} y b . Cuando la relación es lineal el coeficiente es de 1 o -1 , cuando el coeficiente tiene un valor próximo a cero, se considera que o bien no existe relación entre las variables analizadas o bien dicha relación no es lineal. Si $r > 0$, la correlación lineal es positiva (sí sube el valor de una variable sube el de la otra). La correlación positiva es más fuerte cuanto más se aproxime a 1.

Si $r < 0$, la correlación lineal es negativa (si sube el valor de una variable disminuye el de la otra). La correlación negativa es tanto más fuerte cuanto más se aproxime a -1 .

Para este cálculo se utilizó:

$$r^2 = \frac{\frac{1}{n} * \sum (x_i - x_m) * (y_i - y_m)}{\sqrt{\left(\frac{1}{n} * \sum (x_i - x_m)^2\right) * \left(\frac{1}{n} * \sum (y_i - y_m)^2\right)}}$$

donde $-1 \leq r \leq 1$

Si el valor de r es de 0 a 0.25 implica que no existe correlación entre ambas variables. Si $0.25 \leq r < 0.50$ implica una correlación baja a moderada. Si $0.50 \leq r < 0.75$ implica correlación moderada a buena. Una $r \geq 0.75$, implica una muy buena a excelente correlación. Estos rangos pueden extrapolarse también a correlaciones negativas (Cohen, 1983).

Se utilizaron todos los sismos registrados en cada uno de los períodos comprendidos en cada etapa, así como para la zona del Sureste y del cráter por separado, los resultados obtenidos se presentan a continuación.

3.2 Síntesis de Q_c^{-1} vs valor de b

En este capítulo se presenta una síntesis de los resultados obtenidos al hacer la relación b vs Q_c^{-1} en cada una de las etapas, una descripción mas detallada para cada etapa de estos resultados se encuentra en el apéndice A.

La figura 25 muestra la relación de los valores de b y Q_c^{-1} obtenidos durante todo el período analizado, de enero de 1995 a diciembre de 2003. De igual forma en la tabla 5 y

figura 27, se encuentran los valores máximos y mínimos de Q_c^{-1} (6 y 12 Hz) y b registrados durante todo este período.

Tabla 5. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con desviación estándar (σ) <25% y valor de r^2 para sismos registrados durante el período de enero 1995 a diciembre 2003.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	0.4-2.7	0.0013-0.0030	0.0012-0.0027	-0.09	0.13	1574
cráter	0.6-3.0	0.0015-0.0031	0.0012-0.0029	-0.24	-0.18	1102
SE	0.6-2.1	0.0015-0.0027	0.0013-0.0022	0.47	0.32	315

En las gráficas de la figura 25, se observa cierta correlación inversa entre los dos parámetros en algunos casos. Esto se observa principalmente cuando se utilizan todos los sismos (Q_c^{-1} a 6 Hz) y sólo los ubicados en la zona del cráter (Q_c^{-1} a 6 y 12 Hz). Sin embargo el coeficiente de correlación (r^2) obtenido (Tabla 5) muestra que no hay correlación entre Q_c^{-1} y b en estas dos zonas. En las gráficas que corresponden a los sismos de la zona del Sureste no se aprecia la misma tendencia, el coeficiente de correlación en este caso (Tabla 5) muestra una correlación positiva baja a moderada, probablemente debido a que esta zona se encuentra alejada del cráter, por lo que posiblemente su participación en los procesos volcánicos no es tan directa, o porque esta zona, tectónicamente hablando, sea más estable u “homogénea” que las otras zonas.

En este análisis en el cual se toma como períodos de tiempo las diferentes etapas de actividad, en términos generales, la correlación ya sea positiva o negativa entre los valores de Q_c^{-1} y b en las etapas 4 a 16 (Tabla 6), es lineal de moderada a buena para el 53% de las etapas en la banda de frecuencia de 6 Hz y del 71% en la de 12Hz. De estos resultados moderados a buenos, fueron inversos el 55% para 6 Hz y el 70% para 12 Hz. No se encontró ningún patrón que determinara el sentido inverso o positivo de la correlación. Sin embargo, se pudo observar que las mejores correlaciones tanto positivas como negativas, ocurren en las etapas que presentan mayor actividad como es el caso de la etapa 9, que fue una etapa muy explosiva y de ascenso rápido de magma. Así como también en las etapas que anteceden a la etapa 13, que es la etapa en la que se registró el mayor evento eruptivo registrado durante todo el período aquí analizado.

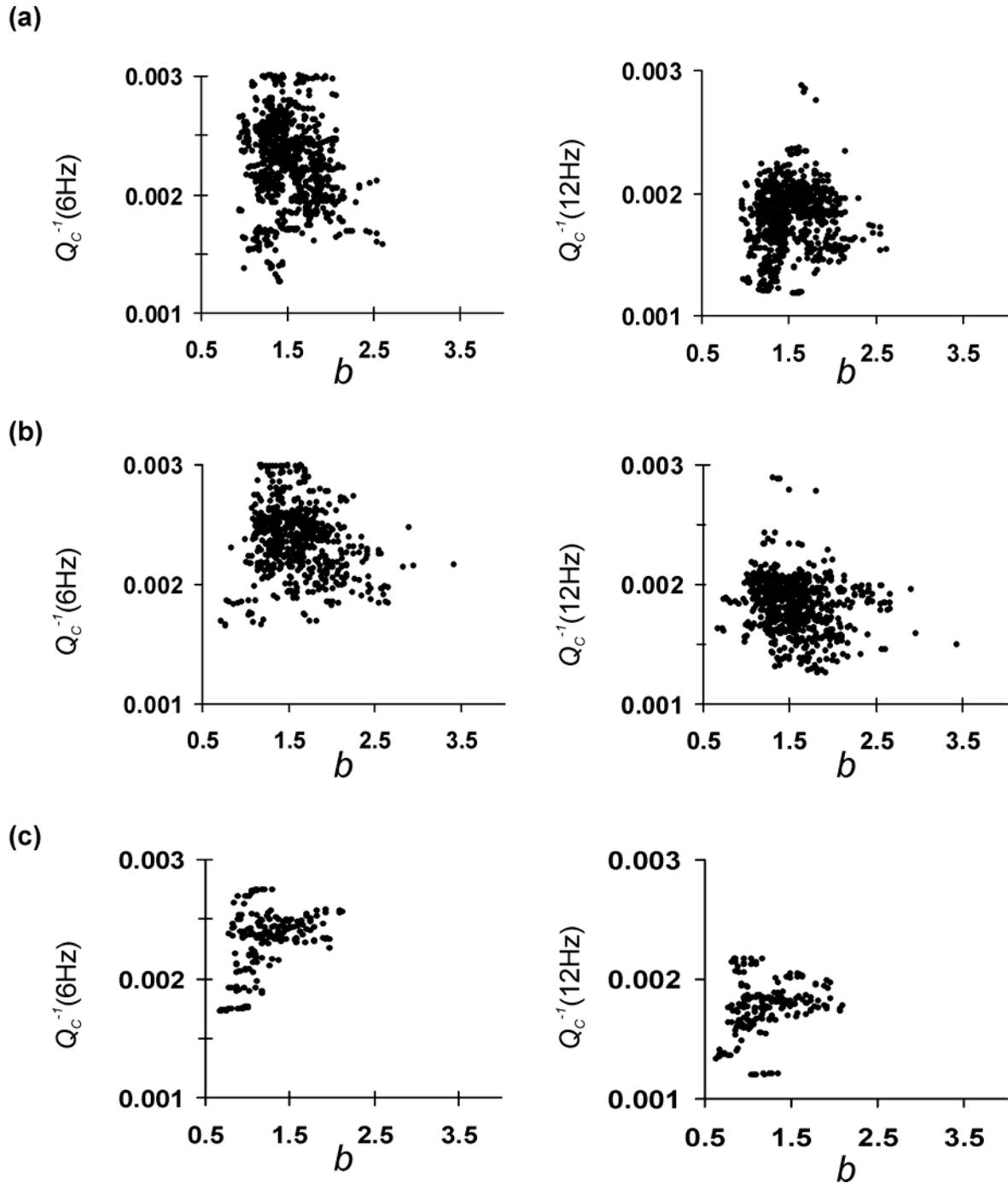


Figura 25. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b , (a) considerando todos los sismos, (b) solo los sismos de la zona del cráter y (c) solo los sismos de la zona Sureste, para el período de enero 1995 a diciembre 2003.

Tabla 6. Valores promedio de b y Q_c^{-1} (6 y 12 Hz) y r^2 obtenidos durante las etapas de actividad del Popocatepetl en el período de enero 1995 a diciembre 2003.

Etapas	Zona	$b \pm \sigma$	(6Hz)	(12Hz)	r^2	r^2	Comentarios		
			$Q_c^{-1} \pm \sigma$	$Q_c^{-1} \pm \sigma$	$Q_c^{-1} vs b$	$Q_c^{-1} vs b$			
						(6Hz)	(12Hz)		
4	T	1.6±0.1	0.0020±0.0001	0.0018±0.00006	0.26	-0.50	Fumarólica y limpieza de conductos		
(2/IV/95 - 3/III/96)	C	1.2±0.1	0.0018±0.0001	0.0017±0.00006	0.28	-0.24			
5	T	1.8±0.2	0.0020±0.00006	0.0019±0.00006	-0.22	0.59	Primer domo. Evento explosivo. Tremor		
(4/III/96 - 1/IX/96)	C	1.5±0.1	0.0022±0.00006	0.0019±0.00002	-0.65	-0.30			
6	T	1.5±0.2	0.0020±0.00006	0.0017±0.00001	-0.01	-0.48	Formación y destrucción de domos. Pulsos cíclicos. Enjambres.		
(1/X/96 - 18/VIII/97)	C	1.5±0.1	0.0023±0.00007	0.0019±0.00004	-0.13	-0.47			
7	SE	1.1±0.2	0.0025±0.00007	0.0017±0.00006	-0.11	0.41			
T	T	1.8±0.1	0.0023±0.00006	0.0017±0.00007	-0.59	-0.48	Tremor armónico.		
(19/VIII/97 - 24/XII/97)	C	1.6±0.1	0.0025±0.00008	0.0020±0.00006	-0.83	-0.50	Aumento de VT's, disminución de LP's		
8	SE	1.4±0.2	0.0024±0.00007	0.0018±0.00008	0.75	-0.44			
T	T	1.7±0.1	0.0023±0.00007	0.0019±0.00006	0.15	-0.03	Explosiva y acumulación de energía. Limpieza de conductos.		
(25/XII/97 - 22/XI/98)	C	1.9±0.1	0.0022±0.00006	0.0019±0.00006	-0.62	-0.26			
9	SE	1.7±0.1	0.0025±0.00007	0.0019±0.00006	0.26	-0.51			
T	T	1.4±0.1	0.0024±0.00006	0.0019±0.00008	-0.64	0.82	Muy explosiva. Tremor		
(23/XI/98 - 3/I/99)	C	1.6±0.1	0.0023±0.00006	0.0020±0.00006	0.80	-0.69	armónico. Ascensión		
10	SE	1.7±0.1	0.0023±0.00006	0.0020±0.00006	-0.85	-0.70	Rápida de magma.		
T	T	1.4±0.2	0.0024±0.00008	0.0018±0.00007	0.07	-0.14	Post-eruptiva y de		
(4/II/99 - 11/II/00)	C	1.6±0.2	0.0024±0.00007	0.0018±0.00006	0.23	0.40	Relajación.		
11	SE	1.3±0.2	0.0024±0.00008	0.0018±0.00006	-0.50	0.59	Explosiones Moderadas.		
T	T	1.3±0.1	0.0022±0.00007	0.0016±0.00005	-0.05	0.04	Fase fallida de recarga		
(12/II/00 - 15/IX/00)	C	1.8±0.1	0.0023±0.00008	0.0017±0.00006	-0.67	-0.78	No explosiva. Exhalaciones moderadas.		
12	SE	1.1±0.2	0.0021±0.00007	0.0016±0.00006	0.38	-0.38			
T	T	1.3±0.1	0.0020±0.00006	0.0013±0.00007	0.63	0.55	Fase de recarga.		
(16/IX/00 - 10/XII/00)	C	2.0±0.1	0.0021±0.00006	0.0015±0.00006	-0.03	0.06	Explosiones moderadas. Enjambres y tremor.		
13	SE	0.9±0.2	0.0019±0.00006	0.0015±0.00006	-0.12	0.88			
T	T	1.8±0.1	0.0023±0.00006	0.0018±0.00001	-0.01	-0.09	Gran domo. Actividad Eruptiva intensa.		
(11/XII/00 - 23/I/01)	C	2.1±0.1	0.0023±0.00006	0.0015±0.00006	-0.67	-0.01			
14	T	1.5±0.2	0.0028±0.00007	0.0018±0.00001	0.10	0.34	Post-eruptiva. Formación de pequeños domos.		
(24/II/01 - 31/XII/02)	C	1.5±0.2	0.0027±0.00007	0.0018±0.00006	-0.35	-0.17			
15	SE	0.9±0.1	0.0021±0.00006	0.0015±0.00006	0.68	0.09			
T	T	1.3±0.1	0.0021±0.00006	0.0019±0.00009	-0.62	0.47	Fase explosiva.		
(1/II/03 - 31/IX/03)	C	1.3±0.1	0.0023±0.00007	0.0018±0.00007	0.11	-0.62	Tremor armónico.		
16	SE	1.0±0.1	0.0022±0.00007	0.0020±0.00008	0.38	-0.75	Exhalaciones moderadas.		
(1/IX/03 - 30/XI/04)	C	1.4±0.1	0.0026±0.00007	0.0019±0.00006	-0.22	-0.62	Cese abrupto de actividad.		

*T= Todos los sismos

C= Sismos del cráter

SE= Sismos del Sureste

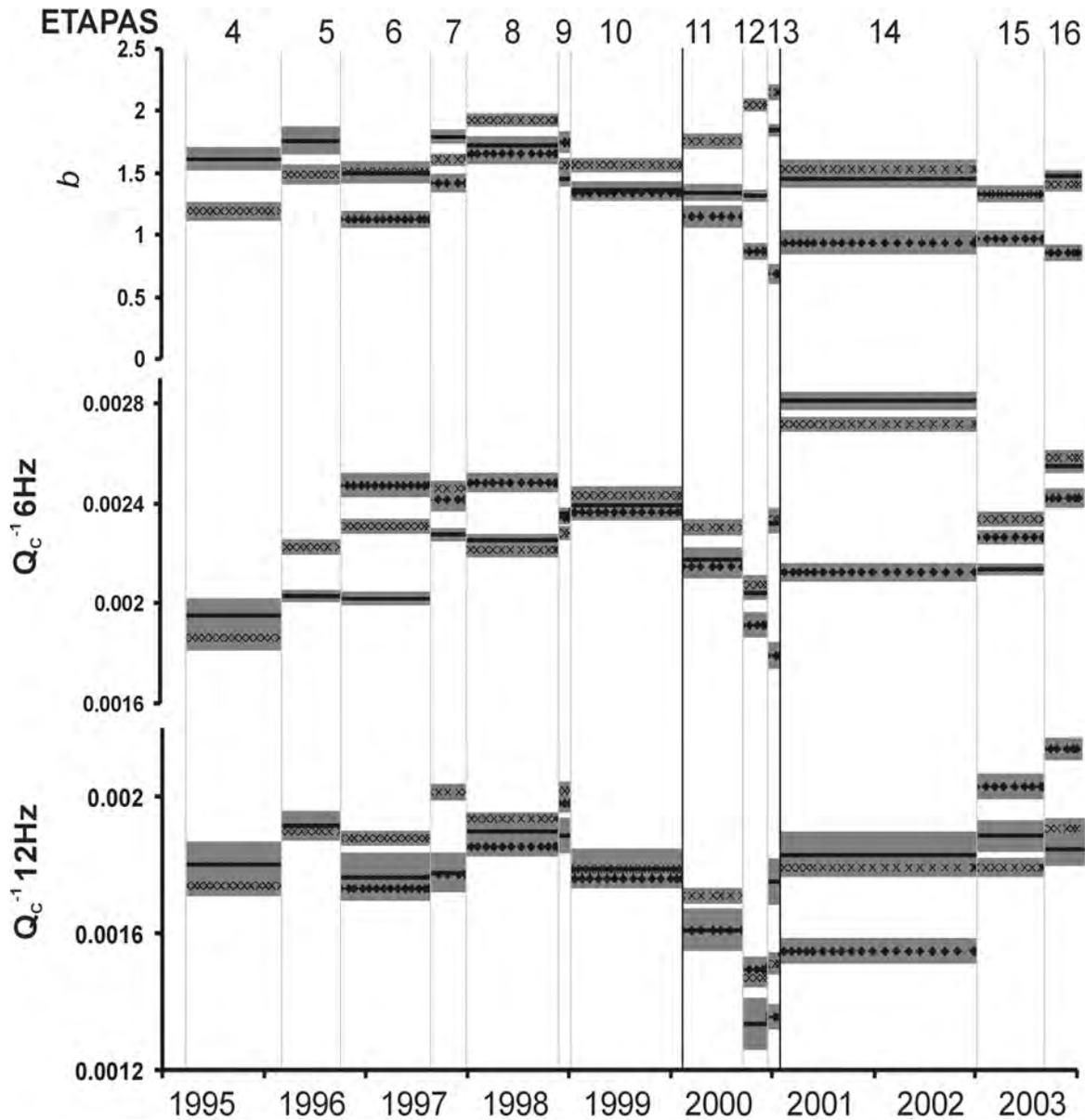


Figura 26. Promedios de los valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante las etapas 4 a 16, considerando todos los sismos (líneas), solo los sismos de la zona del cráter (x) y solo los sismos de la zona Sureste (rombos). El área sombreada representa dos veces la desviación estándar.

En la tabla 6 y figura 26 se resumen los resultados de los valores promedios de Q_c^{-1} y b obtenidos en las etapas 4 a 16, así como los coeficientes de correlación y una breve descripción de la actividad volcánica de las etapas. En la figura 26 se pueden observar los cambios en los promedios de una etapa a otra, tanto en Q_c^{-1} como en b , así como la variación de los valores de los parámetros entre las zonas analizadas. En esa misma figura 26 se distinguen tres comportamientos o tendencias diferentes.

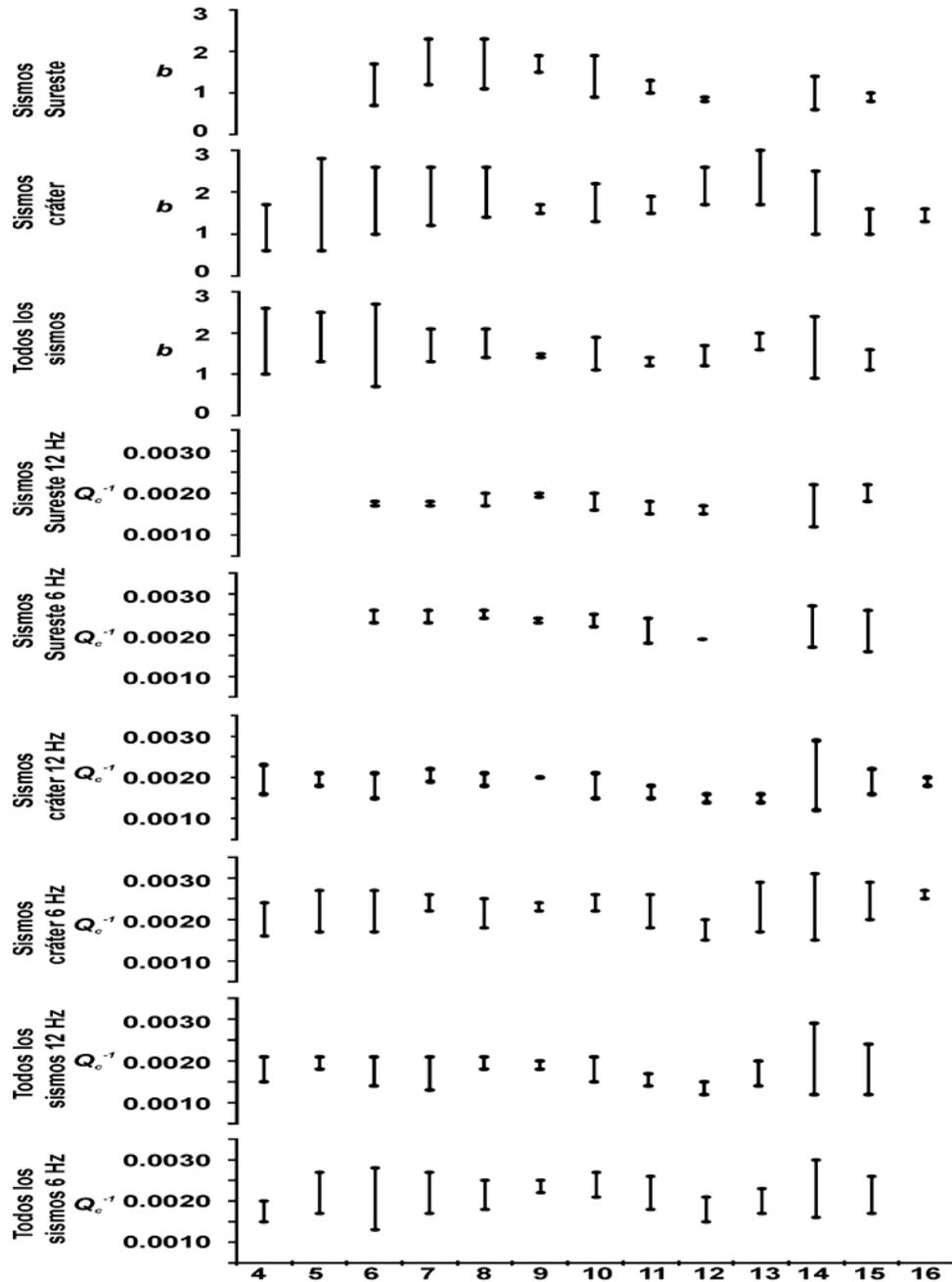


Figura 27. Valores máximos y mínimos de Q_c^{-1} y b con $\sigma < 25\%$ obtenidos durante las etapas 4 a 16, considerando todos los sismos, solo los sismos de la zona del cráter y los sismos de la zona Sureste.

La primera comprende las etapas 4 a 10, en esta se aprecia poca variación en los parámetros, se mantienen prácticamente constantes, solo en la frecuencia de 6 Hz se observa un ligero incremento. Esta primera tendencia o fase termina en la etapa 10 la cual no presenta variación en los valores de Q_c^{-1} y b esta fue una etapa post-eruptiva y de

relajación. La segunda tendencia o fase comprende las etapas 11, 12 y 13, en esta se observa mayor variación en ambos parámetros de una fase a otra así como también tendencias diferentes entre las zonas muestreadas, estas son las etapas que anteceden y la que comprende al mayor evento eruptivo (etapa 13) del período analizado en este trabajo. La tercera tendencia o fase, comprende las etapas 14 a 16, en la cual se observa en Q_c^{-1} cierta tendencia a aumentar.

En la figura 27 se presentan los valores máximos y mínimos de Q_c^{-1} y b registrados durante las etapas 4 a 16. En esa figura se puede observar que la zona Sureste es la que presenta diferencias más pequeñas entre el máximo y mínimo en los valores Q_c^{-1} , lo que podría ser debido, a su localización de entre 6 y 8 km del cráter, o a que se trata de una zona más estable.

Para la zona del cráter el valor de Q_c^{-1} en la frecuencia de 12 Hz, también presenta diferencias pequeñas, posiblemente debido al tamaño de las heterogeneidades que esta frecuencia es capaz de detectar que como ya se mencionó es de 50 m.

En general, en todas las etapas se observa una amplia variación en los máximos y mínimos registrados para los dos parámetros, con excepción de la etapa 9, en la cual los valores se mantuvieron casi en el mismo nivel para los dos parámetros en las tres zonas. En esta etapa se obtuvo una buena correlación entre ambos parámetros, y se mantuvo el mismo nivel de actividad de destrucción de domos.

CAPÍTULO 4

CAMBIOS TEMPORALES EN Q_c^{-1} Y VALOR DE b OBSERVADOS DURANTE LOS EVENTOS ERUPTIVOS MÁS IMPORTANTES OCURRIDOS ENTRE 1995 Y 2003 EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Se hizo el análisis de las variaciones temporales de Q_c^{-1} y valor de b durante los cuatro eventos importantes registrados en el volcán Popocatépetl en marzo-junio 1996, 30 de junio 1997, noviembre-diciembre 1998 y diciembre 2000-enero2001.

Desde el trabajo de Chouet (1979), quien observó variaciones temporales de Q_c^{-1} en Stone Canyon, California; otros autores han reportado un incremento o disminución de Q_c^{-1} antes de temblores grandes (Gusev y Lemzikov, 1985; Novelo-Casanova *et al.*, 1985; Jin y Aki, 1986; Beroza *et al.*, 1995). Estos estudios determinaron la importancia del monitoreo de Q_c^{-1} como un método con el potencial para predecir grandes temblores.

Este tipo de análisis también se ha realizado en regiones volcánicas (Chouet, 1976; Fehler *et al.*, 1988; Ambeh y Fairhead, 1989; Ortiz *et al.*, 1992; Londoño *et al.*, 1995 y 1998; Domínguez *et al.*, 2003, Novelo-Casanova, *et al.*, 2006) encontrando cierta relación entre las variaciones temporales de Q_c^{-1} y la actividad volcánica, al registrar cambios substanciales antes y después de una erupción. Por lo que, se ha sugerido que las variaciones de Q_c^{-1} pudieran ser consideradas como premonitoras de erupciones volcánicas.

Del mismo modo se ha realizado el análisis de las variaciones temporales del valor de b antes y después de la ocurrencia de sismos (Carter y Berg, 1981; Smith, 1986; Kebede y Kulhanek, 1994), encontrando cambios significativos que podrían ser considerados como precursores de sismos grandes a moderados. Para el caso de la actividad volcánica, se han encontrado variaciones temporales de b antes y después de un evento eruptivo (Cao y Gao, 2002; Molina y Ruiz, 2002; Legrand *et al.*, 2004) por lo que también se ha considerado que puede ser un parámetro útil para el pronóstico de erupciones a corto plazo. Asimismo, se ha observado que las variaciones temporales de Q_c^{-1} están asociadas con las variaciones temporales del valor de b , ya que ambos parámetros

reflejan en cierta forma las condiciones de la corteza (Jin y Aki, 1986; Robinson, 1987; Novelo-Casanova *et al.*, 2006). Estas observaciones sugieren que la detección de las variaciones temporales de Q_c^{-1} y del valor de b pueden ser una buena herramienta de pronóstico basada en las condiciones del estado de esfuerzos del medio.

Debido a lo antes mencionado, este trabajo se enfocó a identificar los cambios de Q_c^{-1} y b , que indicaran variaciones en el estado de esfuerzos interno del volcán “antes”, “durante” y “después” de los eventos más sobresalientes, y que son: el evento del 30 de abril de 1996, el del 30 de julio de 1997, el de noviembre-diciembre de 1998 y el de diciembre-enero de 2000-2001. La figura 28 muestra el comportamiento de los valores de Q_c^{-1} y b obtenidos durante el período comprendido en este estudio (enero 1995-diciembre 2003). Como se mencionó anteriormente, Aki (1980) sugiere que la débil dependencia de Q_c^{-1} con la frecuencia en áreas volcánicas puede ser debida a la presencia de magma. El magma podría contribuir al dominio de la atenuación intrínseca sobre la de dispersión. Por lo que, si la coda en regiones volcánicas refleja principalmente la atenuación intrínseca, esta deberá ser muy sensible a la temperatura, al contenido de líquido en el medio, y a los cambios observados en Q_c^{-1} . Se espera que los valores de Q_c^{-1} y b sigan tendencias opuestas como se mencionó al principio del capítulo 3, y sus cambios podrían estar relacionados principalmente a procesos térmicos.

En este análisis no se consideró la profundidad de los sismos ya que en los períodos analizados para cada evento eruptivo no se observaron cambios sustanciales en los mismos y se supuso que en los análisis de Q_c^{-1} y b se está muestreando el mismo volumen durante todo el período (Figuras 28, 29, 31, 33 y 35).

Con la finalidad de identificar posibles variaciones de Q_c^{-1} y b antes y después de cada evento, se obtuvieron los promedios pesados de cada período para los dos parámetros. Para determinar si los cambios observados entre los valores de $\langle Q_c^{-1} \rangle$ eran significativos, se aplicó la prueba *t-student* (Mendenhall, 1979), considerando a cada valor promedio como un grupo, lo mismo se hizo para los valores de b , para esto se utilizó:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}$$

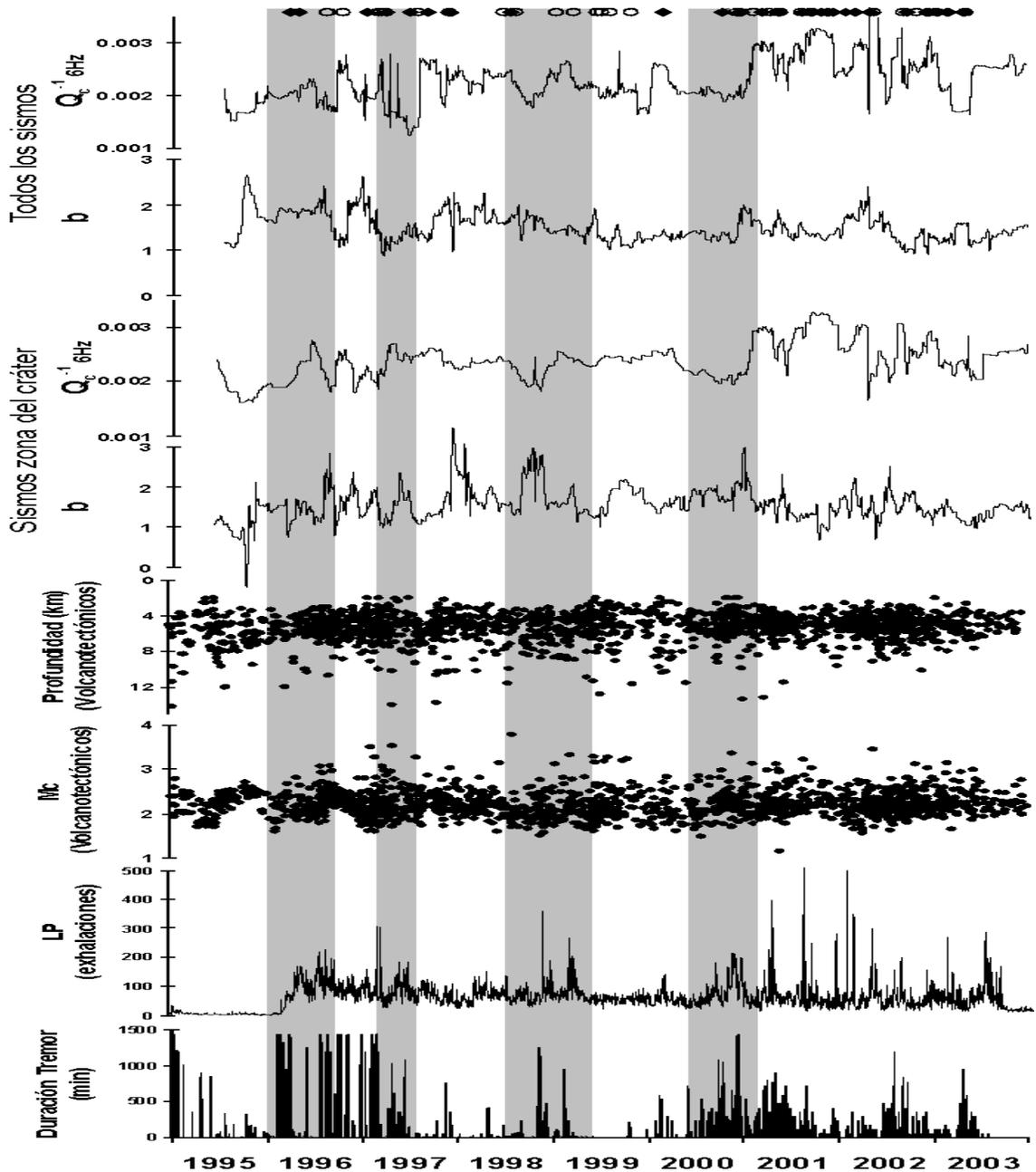


Figura 28. Distribución temporal de valores interpolados cúbicamente de Q_c^{-1} (6Hz) y b . Profundidad y magnitud de los VT utilizados (1995-2003). Registro diario de LP's. Presencia y duración de tremor. Las barras verticales sombreadas delimitan los períodos de actividad volcánica analizados. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos las fechas de ocurrencia de los sismos con $M \geq 3.0$.

donde \bar{X}_1 y \bar{X}_2 representan los dos valores promedios comparados de Q_c^{-1} o bien de b , σ_1 y σ_2 son los errores o desviación estándar de la distribución de cada población; n_1 y n_2 es el número de componentes utilizados.

El valor resultante del estadístico de contraste *t-student* proporciona el grado de confianza entre dos diferentes valores, por ejemplo si t es igual a 0.68 indica que los límites de confianza son del 75%, si es igual a 1.0 los límites serán del 85%, si es igual a 1.7 serán del 95% y si es ≥ 2.5 serán del 99%.

Asimismo, se obtuvo el coeficiente de correlación de Pearson para conocer si había relación entre el valor de Q_c^{-1} y b . Autores como Jin y Aki (1986) en su estudio de los sismos de Tangshan 1976 y Haicheng 1975; Novelo-Casanova *et al.* (1985) en el estudio de temblor de Petatlán 1979 y Hiramatsu *et al.* (2000) con el estudio del sismo de 1995 en Hyogo-Ken, reportan correlaciones negativas entre los valores de Q_c^{-1} y b estimados a partir de la sismicidad asociada a grandes temblores.

En este análisis sólo se tomaron en consideraron los datos de Q_c^{-1} en la frecuencia de 6Hz, debido a longitud de onda ($\lambda=316$ m) y a la escala de longitud de las heterogeneidades que muestrea esta frecuencia que es de 100m, lo que permite un mayor rango en el tamaño de las heterogeneidades, ya que con 12 Hz la escala de longitud es de 50 m. Por otro lado, como ya se mencionó en el Capítulo 2, el lapso de 15 seg de ondas coda analizado, y asumiendo una velocidad de onda S de 1.9 km/seg, da un volumen de muestreo con radio aproximado de 13 km, este radio cubre toda el área que comprende el edificio volcánico (Figura 20). Se hizo el análisis utilizando todos los sismos, y con los de la zona del cráter, ya que no se tuvieron suficientes datos en la zona Sureste, únicamente en el evento de noviembre-diciembre de 1998 se contó con suficientes datos para el análisis.

4.1 Evento de marzo- junio de 1996 (Descripción):

Actividad registrada 6 meses antes del evento

Después del evento explosivo de diciembre de 1994, la actividad del volcán se mantuvo relativamente baja. Se caracterizó por la presencia de eventos tipo LP con un promedio de 7 por día, sismos volcanotectónicos esporádicos de magnitudes bajas y profundidades que variaron de someras a profundas, tendiendo a ser mas someras (3 a 4 km) en los meses de enero y febrero de 1996 (Figura 29). Durante los 6 meses anteriores a marzo de 1996 no se registró presencia de tremor y la actividad fumarólica disminuyó. El número de eventos LP en los primeros días del mes de marzo fue en promedio de 5 por día.

Actividad registrada durante el evento

El día 5 de marzo de 1996, se presentó un nuevo evento explosivo seguido de una emisión de ceniza, esto inició un nuevo estado de actividad del volcán. Se registraron 6 horas de tremor armónico con una amplitud de 16 mm acompañado de una fuerte emisión de ceniza. Continuaron presentándose episodios de tremor, de diferentes duraciones y amplitudes hasta el 10 de marzo. Del 11 al 28 de marzo la actividad se mantuvo baja y estable.

El 29 de marzo nuevamente se presentó un incremento en la actividad fumarólica del volcán y a través de un sobrevuelo realizado por personal del CENAPRED en un helicóptero de la PGR, se pudo detectar la presencia del primer domo (A) de lava en el cráter del volcán con un volumen de 2.4 millones de m³ (De la Cruz-Reyna, comunicación personal). También se registró un pequeño enjambre de eventos VT con profundidades de 1 a 2 km. El 30 de abril a las 12:19 horas (18:19 GMT), ocurrió una explosión, que lanzó fragmentos incandescentes, aunque la altura de la columna no pudo ser observada debido a la alta nubosidad en la zona. Un VT de magnitud 2.7 y profundidad de 6.5 km ubicado por debajo del cráter fue registrado 17 horas antes de la explosión. La medición de SO₂, realizada por personal del CENAPRED, fue de 21,500 ton /día el 26 de abril, de 10,000 ton/día, el 30 de abril y de 22,000 ton/día el 1 de mayo. El 8 de mayo es detectada la presencia de otro domo (B). No se registraron deformaciones en los inclinómetros que se encuentran instalados en las laderas del volcán.

Posteriormente, el número de LP, empezó a aumentar hasta llegar a 200 por día del 18 al 21 de mayo, fecha en que empezaron a decrecer hasta a 50 alrededor del día el 11 de julio (Figura 29), para entonces el domo ya había aumentado un volumen a 3.8 millones de m³ con una altura de 60m (De la Cruz-Reyna, comunicación personal). Hasta esa fecha no se registró incremento en el número de VT's, posiblemente los conductos estaban abiertos y no se requería demasiada presión para empujar el material a través del conducto.

Actividad registrada durante los 6 meses que siguieron al evento

Después del 11 de julio los VT disminuyeron en número, pero su profundidad aumentó de 3 a 7 km, esta condición se mantiene hasta el mes de agosto, fecha en que nuevamente aumenta el número de LP a más de 200 por día los días 17 y 22. A partir de esta fecha, empiezan a aumentar en número los eventos LP y en menor proporción los VT, posiblemente la presencia del domo y material ocupando los conductos, requirieron de

mayor presión para el movimiento del material hacia la superficie a través de los conductos, dando por resultado los eventos LP.

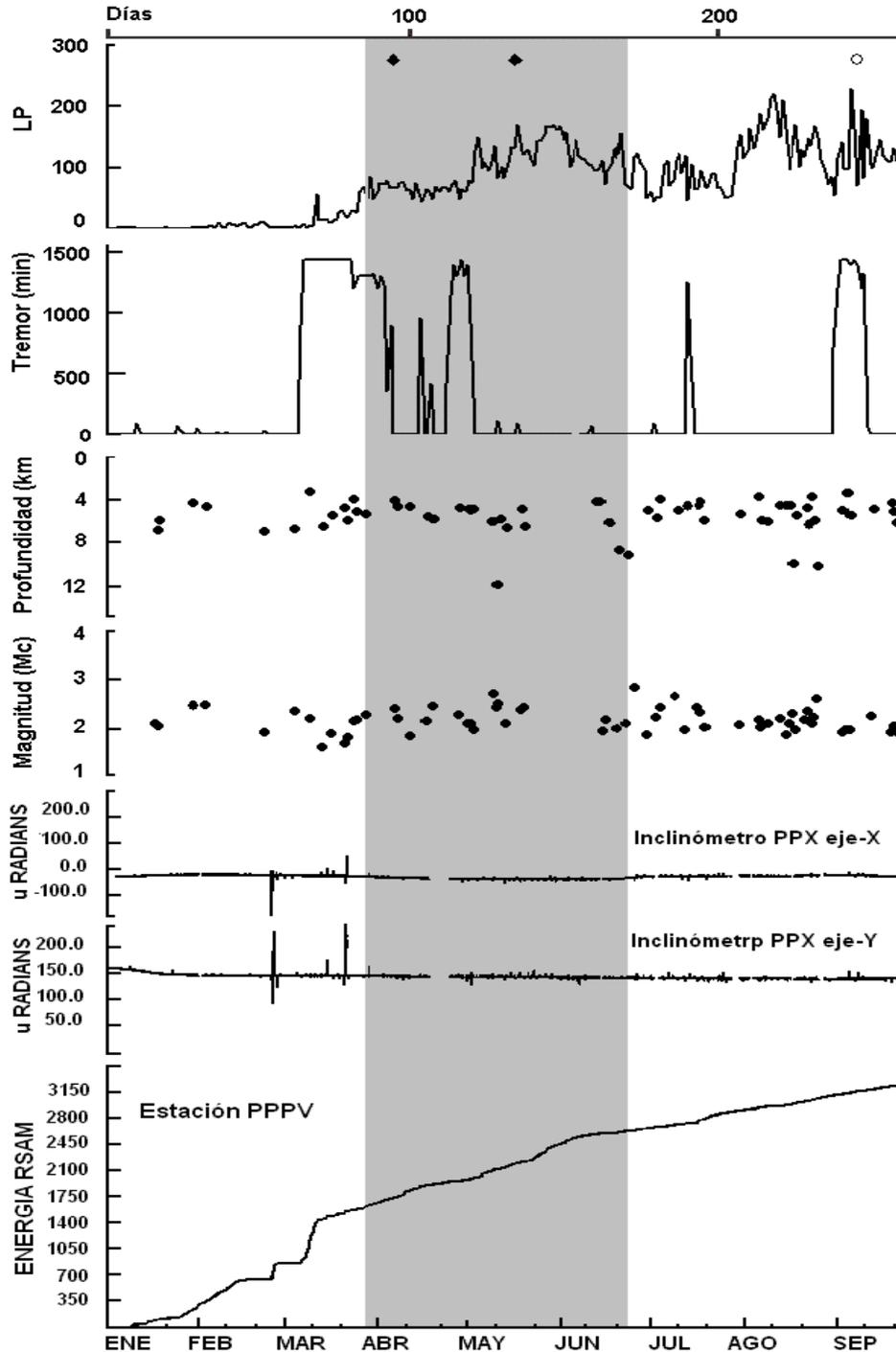


Figura 29. Actividad registrada durante la fase explosiva y formación de domos de marzo-junio de 1996 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y el círculo la fecha de ocurrencia del sismo con $M \geq 3.0$.

Para el mes de septiembre nuevamente decrecieron a 40 LP por día, los VT fueron esporádicos hasta finales de septiembre, cuando se presenta un pequeño enjambre sísmico (8 sismos) siendo la mayoría de los eventos de tipo compresional. Para octubre las emisiones fueron menos frecuentes, aunque en ocasiones con una tendencia más explosiva. Se observaron importantes emisiones el 28 y 31 de octubre, que produjeron columnas de ceniza que alcanzaron 6 y 5 km de altura sobre el cráter.

4.1.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de marzo- junio de 1996

Se analizaron los valores Q_c^{-1} y b obtenidos de enero a septiembre de 1996. Los datos se dividieron en tres períodos dos meses “antes” (enero-febrero), cuatro “durante” el episodio de actividad (marzo-junio) y tres meses “después” (julio-septiembre). El período “durante” consistió en la formación de dos domos (A y B) y un evento de tipo explosivo el 30 de abril de 1996 intermedio entre los dos domos. Los valores promedio de Q_c^{-1} fueron mayores “antes” y “durante” del evento considerando todos los sismos, con sólo los del cráter el aumento en Q_c^{-1} sólo se observa “durante” el episodio eruptivo (Tabla 7). Estos aumentos posiblemente son debidos a un aumento en la presión interna del volcán como consecuencia de la intrusión y ascenso del magma que dio origen a los domos. Estas intrusiones pueden producir cambios de esfuerzos que originan la apertura de microfracturas en el cono volcánico, lo que aumentará la atenuación de las ondas sísmicas. Asimismo los valores de $b > 1$ son debidos a un incremento en el gradiente térmico.

Cambios en Q_c^{-1} antes y durante eventos eruptivos como los observados, han sido reportados en otros volcanes como el Monte Santa Elena en donde se tuvieron valores significativamente mayores antes y durante la erupción de 1980 (Fehler *et al.*, 1988). Estos cambios se asociaron al aumento en la densidad de fracturamiento como consecuencia de la inflación del edificio volcánico. Este tipo de comportamiento también fue observado en el Nevado del Ruiz (Londoño *et al.*, 1998) con cambios en Q_c^{-1} durante las erupciones de 1985 y 1989, así como en el volcán de Colima en la erupción de 1998 (Domínguez *et al.*, 2003). En estos casos los autores también atribuyen estas variaciones

del promedio de Q_c^{-1} a los cambios en la presión interna debida a la intrusión de material magmático.

La variación de Q_c^{-1} se observa claramente en la figura 30, así como la correlación negativa con respecto a los valores de b , los cuales eran bajos antes del evento y más bajos aún durante el evento, aumentando después del período de actividad. Las diferencias en los promedios de Q_c^{-1} y b entre el período anterior, durante y posterior al evento pueden considerarse estadísticamente significativas, ya que sus niveles de confianza obtenidos a través de la prueba *t-student* se encuentran en el 99% (Tabla 7).

En la figura 30 se observa que los valores de Q_c^{-1} durante los primeros 60 días (enero y febrero de 1996) se mantuvieron en niveles bajos, que coincide con la actividad baja reportada en esas fechas. Después del día 60 que corresponde a principios del mes de marzo, los valores de Q_c^{-1} empiezan a mostrar un incremento el cual va siendo más marcado hasta aproximadamente el día 180 (fin del mes de junio). El incremento de Q_c^{-1} posiblemente este relacionado con el inicio de un nuevo episodio de actividad volcánica que dio lugar a la formación del primer domo registrado en este episodio eruptivo desde su inicio en diciembre de 1994.

Este primer domo fue detectado a finales de marzo de 1996 en el fondo del cráter, algunas explosiones importantes acompañaron su desarrollo. La mayor de ellas ocurrió el 30 de abril de 1996. Cerca del día 240 (fin de agosto) se observan los valores de Q_c^{-1} más bajos, que coinciden con la disminución en la tasa de crecimiento del domo así como también con la disminución en la ocurrencia de emisiones de ceniza. Estos valores bajos de Q_c^{-1} se mantienen durante todo el mes de septiembre. El comportamiento de Q_c^{-1} es similar al considerar todos los sismos y los de la zona del cráter (Figura 30). Sin embargo, la disminución del valor de Q_c^{-1} que tuvo lugar posterior al evento fue más lenta para los sismos de la zona del cráter. Esto se refleja en la pendiente más suave de la curva (Figura 30), probablemente debido a que la mayor concentración de esfuerzos durante el evento se encontraba en la zona del cráter.

El proceso liberador de esfuerzos que posiblemente tuvo lugar a través de las emisiones moderadas de ceniza afectaba directamente a la zona bajo el cráter, prolongando por mas

tiempo las condiciones de heterogeneidad. Por lo que los cambios en las condiciones de esfuerzos en la zona bajo el cráter tardaron mas tiempo en ser observados.

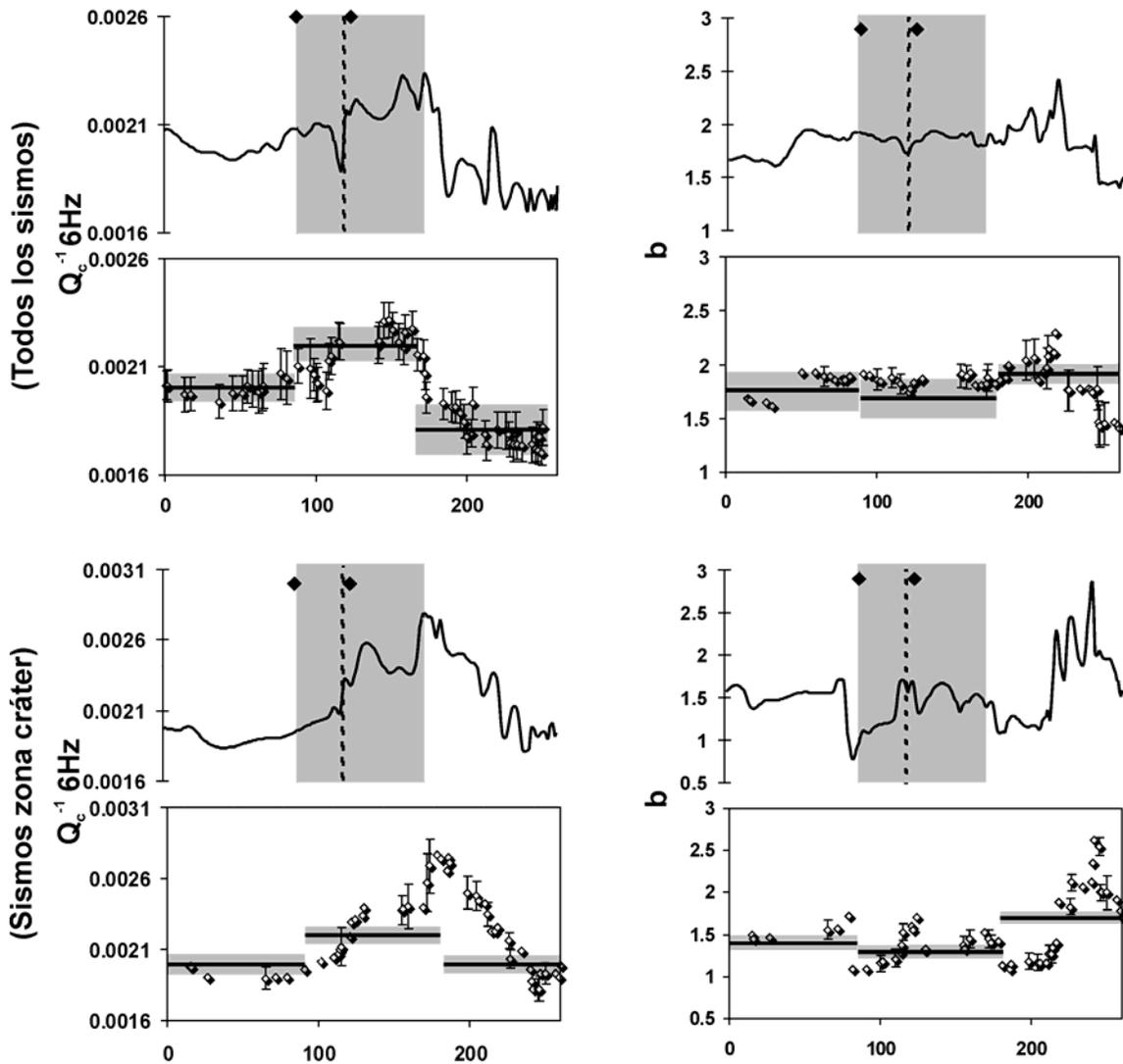


Figura 30. Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante (zona vertical sombreada) y después de la actividad explosiva y formación de domos de marzo-junio de 1996. Los rombos son los valores individuales y errores de Q_c^{-1} (6Hz) y b , las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. La línea vertical discontinua representa la explosión del 30 de abril. Los rombos negros indican fechas de detección de domos.

Los promedios de los valores de b muestran una tendencia opuesta a los promedios de Q_c^{-1} (Tabla 7), considerando todos los sismos y sólo los del cráter, aun cuando el comportamiento de b no es semejante en los dos casos como lo es para Q_c^{-1} . Cuando

se consideran todos los sismos los valores de b se mantienen bajos aproximadamente dentro del mismo rango durante el período anterior y durante el evento.

Posterior al evento, los valores de b incrementan en contraposición con los de Q_c^{-1} que disminuyen posiblemente relacionado con la liberación esfuerzos, pero al final del período los valores de b vuelven a disminuir, sin embargo se tiene un promedio de $b=1.9$ y un límite de confianza del 99% (Figura 30 y Tabla 7).

Para el caso de los sismos del cráter, los valores de b “antes”, muestran un comportamiento diferente (Figura 30). Durante el episodio, aproximadamente el día 60 que corresponde al mes de marzo los valores de b se incrementan. Este incremento puede relacionarse con la presencia de episodios de tremor de varias horas de duración registrados en el mes de marzo, y que culminaron a finales del mismo mes con la aparición del primer domo. Lo que podría ser indicativo de un mayor flujo de calor, lo que se puso de manifiesto por la frecuente y elevada actividad fumarólica que marcó el inicio de este nuevo episodio de actividad mencionado anteriormente. Los valores de b (>1) pueden ser el resultado de un incremento en la heterogeneidad, temperatura y condiciones de esfuerzo del medio provocados por la intrusión de magma en el edificio volcánico.

Este comportamiento fue también observado en la caldera de Long Valley (Wiemer *et al.*, 1998), en donde los valores de b variaron entre 0.6 y 2, encontrándose los valores mas altos cerca del domo resurgente. Un comportamiento similar se observa durante el crecimiento del segundo domo (Figura 30).

Las variaciones de b reflejan las variaciones en la actividad volcanotectónica, con un rango de magnitudes de 1.7 a 2.7. El promedio del valor de b en la zona del cráter observado en el período considerado “antes” y “durante”, muestra un cambio significativo con respecto al del período de “después” (Tabla 7 y Figura 30). Este cambio puede considerarse estadísticamente significativo ya que se encuentra en un límite de confianza del 99%.

Los coeficientes de correlación estimados para estos dos parámetros fueron de -0.33 con todos los sismos y de -0.58 con sólo los del cráter, quedando dentro de los rangos considerados como una correlación moderada. El signo negativo del coeficiente de correlación confirma cuantitativamente la correlación negativa entre los dos parámetros.

Los valores altos de Q_c^{-1} están asociados a los valores bajos de b y viceversa. Esto implica que Q_c^{-1} incrementa su valor cuando el número de sismos de magnitudes mayores, se incrementa relativamente con respecto a los de magnitudes más pequeñas. Esta correlación negativa entre los dos parámetros esta de acuerdo con los obtenidos en estudios de sismicidad asociada a grandes temblores (Jin y Aki, 1986; Novelo-Casanova *et al.*, 1985; Hiramatsu *et al.*, 2000).

Los valores de Q_c^{-1} y b obtenidos después del evento, reflejan condiciones de relajación de esfuerzos en el edificio volcánico; la presión fue liberada, disminuyó la presión de poro, las microfracturas se cerraron, incrementó el esfuerzo efectivo, y como consecuencia los valores de atenuación disminuyeron relativamente a valores preerutivos y el valor de b aumentó.

Tabla 7. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del evento de marzo-junio de 1996, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.

	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter
1) Antes	0.0020±0.00007	1.7±0.18	0.0020±0.00007	1.4±0.09
2) Durante	0.0022±0.00009	1.6±0.18	0.0022±0.00009	1.3±0.08
3) Después	0.0018±0.00006	1.9±0.10	0.0020±0.00007	1.7±0.10
t_{test} (%) (1-2)	-7.8 (99%)	3.2 (99%)	-12.2 (99%)	2.6 (99%)
t_{test} (%) (2-3)	16.1 (99%)	-9.2 (99%)	6.5 (99%)	-12.1 (99%)
Coef. de Correlación r^2	-0.33		-0.58	

4.2 Evento del 30 de junio de 1997 (Descripción):

Actividad registrada 6 meses antes del evento

Durante los últimos 3 meses de 1996 (octubre-noviembre-diciembre) se presentaron 5 emisiones moderadas de ceniza con una tendencia a ser más explosivas que las emisiones registradas en los meses anteriores, y produjeron columnas de entre 5 y 6 km sobre el cráter. En octubre los eventos LP empezaron a decrecer hasta registrarse sólo 13 por día. Los eventos VT presentaron profundidades de 2.5 a 4 km, haciéndose un poco más someras en enero y febrero de 1997 (Figura 31).

Emisiones importantes se presentaron los días 5, 12, 17, 19, 23 y 29 de enero y el 4, 5, 8 y 25 de febrero de 1997. La explosión del 25 de febrero fue seguida por 1.5 horas de tremor. Durante los días 19 y 20 de marzo, también se observaron emisiones de ceniza de hasta 4 km de altura y episodios de tremor. El 15 de marzo fue detectada la presencia de un domo de 2.2 millones de m³. Durante los meses de marzo y abril se presentaron pequeños enjambres de VT con profundidades de hasta 8 km desde el cráter, y con mecanismos predominantemente compresionales, sugiriendo el ascenso de magma en los conductos. En total de marzo a junio de 97 se registraron 127 VT, de los cuales 6 tuvieron magnitudes mayores o iguales a 3 (Figura 31). Los eventos LP desde octubre de 1996 a junio de 1997 presentaron en varias ocasiones incrementos en forma cíclica, en un promedio de 50 días entre un ciclo y otro, detectándose también la presencia de tremor armónico entre ciclos.

Actividad registrada durante el evento

El día 23 de abril se observó un incremento en la sismicidad y para el 24 se registró una explosión con una columna de ceniza de 4 km de altura. La actividad volvió a decrecer y para el 29 de abril se presentó otra explosión, que lanzó fragmentos incandescentes en los flancos del volcán. En mayo, los días 11, 14, 15, 24 y 27, se registraron exhalaciones grandes con emisiones de ceniza, algunas de ellas lanzaron fragmentos incandescentes a distancias cortas del cráter y estuvieron acompañadas de tremor de alta frecuencia. También se registró un pequeño enjambre de VT con diferentes profundidades. En junio los días 11, 14, 19, 21 y 30, también se registraron grandes emisiones de ceniza. La del día 11 produjo una columna de ceniza que alcanzó una altura de entre 6 y 8 km y cubrió un área de 1500 km². En junio los VT tuvieron bajas magnitudes.

El evento del 30 de junio fue el más grande registrado hasta entonces desde diciembre de 1994. Este evento estuvo precedido por 7 VT en un intervalo de 13 minutos, iniciando a las 17:56 (hora local), y sus magnitudes estuvieron entre 2 y 2.7, todos ellos con un mecanismo compresional, indicando una larga presurización a profundidad somera. La presencia de un fuerte tremor marco el inicio de la erupción a las 18:11 hora local (23:11 GMT), con una duración de 135 minutos, seguido de otro episodio de tremor de 90 minutos de duración. Estos tremores estuvieron acompañados por una emisión de ceniza que alcanzó los 8 km de altura. A este evento se le asignó una intensidad VEI 2-3. La energía liberada durante este evento fue 10 veces mayor que el promedio anual. Este evento se asoció con la destrucción de un domo (C), una rápida emisión y fragmentación

de lava, que originó una gran nube de ceniza. En los primeros días de julio fue detectado la presencia de un nuevo domo (D).

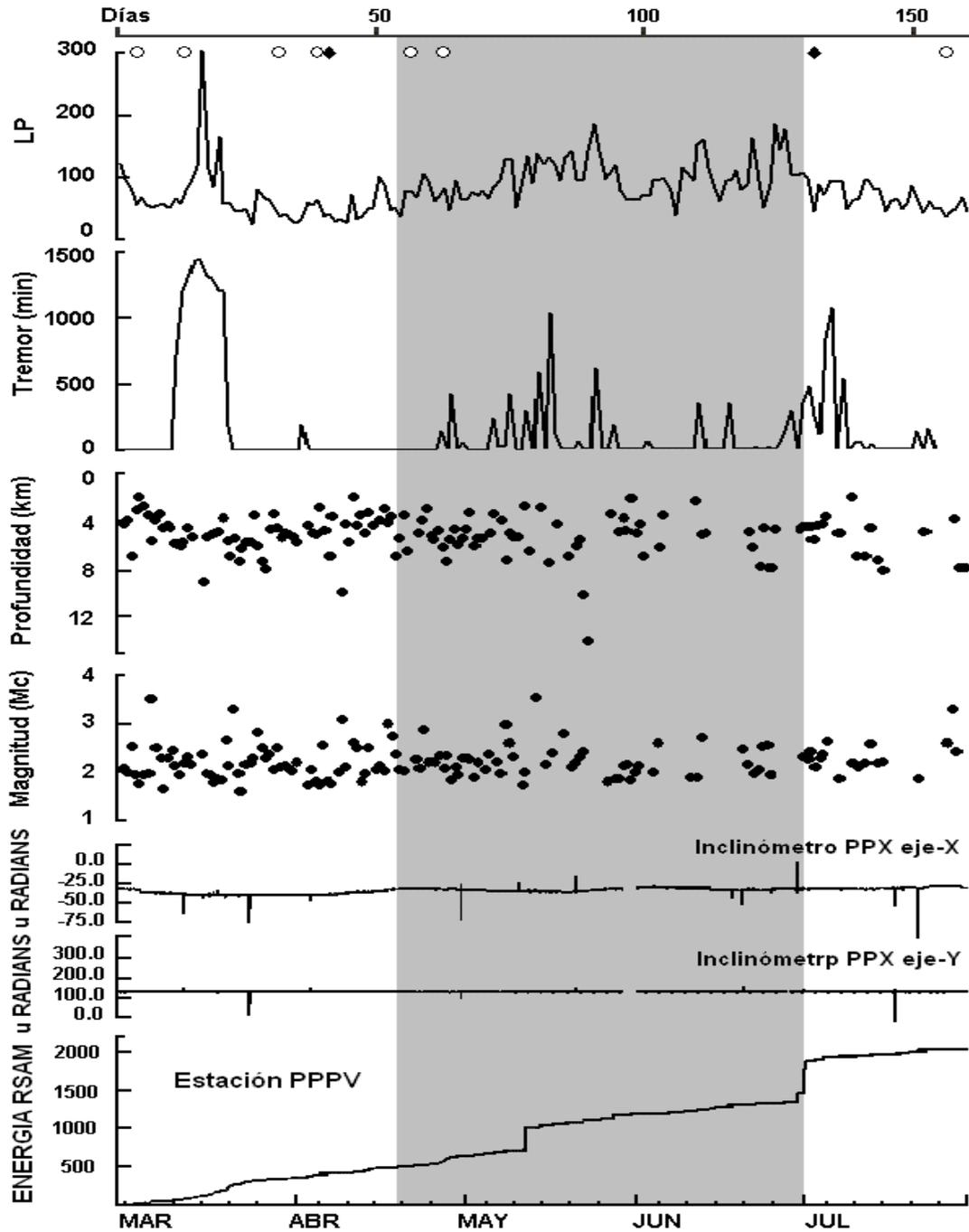


Figura 31. Actividad registrada durante el evento eruptivo del 30 de junio de 1997 (zona sombreada): Número diario de LP, tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

El 26 de junio las mediciones de SO_2 fueron de 8,000 ton/día, el 30 de junio de 10,400 ton/día y para el 1 de julio de 20,500 ton/día. La deformación en los inclinómetros ubicados en las laderas del volcán fue de 25 microradianes de pico a pico en el momento del evento del 30 de junio.

Actividad registrada durante los 6 meses que siguieron al evento

El 3 de julio se registró una exhalación moderada y posteriormente durante el resto del mes la actividad del volcán se mantuvo baja, se registraron 11 VT en todo el mes y en promedio 10 LP por día (Figura 31). A esta actividad siguió la formación de dos domos, uno en agosto (E) y el segundo en diciembre (F), su formación se inicia con la presencia de tremor armónico el 19 de agosto, seguido por exhalaciones, que aumentan hasta un promedio de 80 por día para el 29 de agosto, y disminuyen hasta menos de 13 por día para el día 31, siguiendo esa tendencia hasta el mes de diciembre. En diciembre el tamaño del domo era de 10–12 millones de m^3 (De la Cruz-Reyna comunicación personal). De agosto a diciembre fue constante la presencia de episodios de tremor armónico de baja amplitud y corta duración.

En este período se registraron en total 70 VT, con profundidades que variaron de 2 a 9 km (Figura 31), la mitad de ellos con mecanismos de falla normales, por lo que se considera que estos VT no reflejaron un rápido desarrollo del domo. El 24 de diciembre se presentó una explosión, que lanzó fragmentos incandescentes a 4.5 km del cráter, provocando algunos pequeños incendios.

4.2.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento del 30 de junio de 1997

Se analizaron 152 días, y se dividieron en tres partes, 51 días antes del evento, los cuales comprenden los meses de marzo al 20 de abril de 1997, ya que en estos meses se aprecia un cambio en los valores de los parámetros analizados. El período “durante” comprendió del 21 de abril al 30 de junio. Para el período posterior al evento, se consideró el mes de julio (31 días) ya que como se mencionó en la sección anterior, en el mes de agosto se inició un nuevo episodio de formación de domos (E y F) y por lo tanto las condiciones internas del volcán cambiaron con el inicio de este nuevo ciclo.

La figura 32 y tabla 8 muestran los valores de Q_c^{-1} y b así como los promedios obtenidos antes, durante y después del evento del 30 de junio. En esa figura se puede observar que para los dos parámetros los valores promedios “antes”, “durante” y

“después” son significativamente diferentes. Los niveles de confianza obtenidos son del 99% para Q_c^{-1} y del 85 al 99% para b (Tabla 8). Al analizar las series de datos con todos los sismos se observa una correlación negativa entre Q_c^{-1} y b , dentro de los límites considerados de moderada a buena con todos los sismos, mientras que con los del cráter es baja (Tabla 8).

Sin embargo, el comportamiento de los valores de Q_c^{-1} y b obtenidos utilizando todos los sismos con respecto a sólo los de la zona del cráter fue diferente para este evento eruptivo del 30 de junio de 1997.

Al considerar todos los sismos (Figura 32) se observa un valor alto de Q_c^{-1} “antes” del evento, así como un correspondiente promedio bajo de b , con respecto a los valores del período “durante”. Se encontró un cambio de cerca del 30 % para Q_c^{-1} entre los períodos de “antes y “después”. Este cambio es similar al que ha precedido a grandes (Novelo-Casanova *et al.*, 1985; Jin y Aki, 1986; entre otros) . Un porcentaje similar de variación en Q_c^{-1} fue obtenido por Domínguez *et al.* (2003) para la erupción de 1998 en el volcán de Colima.

Según Fehler *et al.* (1988), una atenuación alta ocurre durante el período de rápida inflación anterior a una erupción y decrece después de la erupción, durante la deflación del volcán. Los cambios en la atenuación son debidos a la apertura y cierre de las microfracturas asociadas a la expansión y contracción del edificio volcánico. Este cambio inicia durante el episodio considerado “durante”, debido probablemente a la liberación de esfuerzos a través de las exhalaciones y explosiones registradas en ese período como consecuencia de la destrucción del domo detectado en el mes de abril, este episodio culmina con el evento explosivo del 30 de junio. Después de este evento, continúa disminuyendo Q_c^{-1} y se tiene una disminución del 15% entre “durante” y “después”, debida a la relajación del edificio volcánico.

Cuando se consideran todos los sismos, en el período “antes” del evento, el valor de b (Figura 32) tiene un promedio de 1.2, con un ligero incremento alrededor del día 50 (mes de abril), lo cual coincide con la presencia de un domo detectado en esas fechas. “Durante” el evento el valor de b se incrementa un poco, siendo su promedio 1.3, y “después” se incrementa a 1.4. Los cambios en el valor de b con todos los sismos no se

consideran significativos de acuerdo con la prueba *t-test*, sin embargo son >1.0 , indicando un incremento en la heterogeneidad, temperatura y condiciones de esfuerzos en el medio durante todo el período analizado. Este tipo de incremento de acuerdo con Wyss (1973) probablemente está relacionado con una disminución de la amplitud de los esfuerzos aplicados.

Los cambios observados en Q_c^{-1} y b , reflejan el estado de esfuerzos interno del volcán “antes”, “durante” y “después” del evento del 30 de junio de 1997. “Antes” del evento, la presencia de magma y agua pudieron haber incrementado la presión de poro y disminuir los esfuerzos efectivos. Una vez que el evento inició y la presión de los conductos empezó a liberarse disminuyó la presión de poro y aumentaron los esfuerzos efectivos.

Cuando se utilizan sólo los sismos de la zona del cráter el comportamiento de Q_c^{-1} y b es diferente a los observados con todos los sismos, también se aprecian cambios en los promedios de los valores de los parámetros. Los cambios en ambos parámetros pueden considerarse significativos, ya que su nivel de confianza es del 99%.

“Antes” del evento el promedio de Q_c^{-1} es menor que el promedio de “durante” el evento, volviendo a disminuir “después” del mismo. Los valores de Q_c^{-1} durante el evento, reflejan condiciones de alta heterogeneidad, debidos probablemente a la presión producida por el magma y fluidos en la zona bajo el cráter durante su paso hacia el exterior del volcán dando lugar, como ya se mencionó a la ocurrencia de varias exhalaciones y explosiones. Después del evento, la atenuación disminuyó como consecuencia de la liberación de esfuerzos que tuvo lugar en esa zona.

En cuanto al promedio del valor de b en la zona del cráter, presenta el mismo comportamiento que Q_c^{-1} , es decir aumenta “durante” el evento y disminuye “después”. Los promedios de b para cada período indican un comportamiento semejante al de la atenuación, sin embargo se obtuvo una correlación negativa baja ($r^2 = -0.34$) entre los dos parámetros (Tabla 8). Al observar los valores individuales de Q_c^{-1} y b en la figura 32 (sismos del cráter), se puede apreciar una ligera correlación negativa entre los dos parámetros. El valor de b “antes” del evento (Figura 32 sismos del cráter) tiene niveles relativamente bajos (± 1.0), los cuales aumentan aproximadamente el día 50 (finales del mes de abril). Los valores bajos son atribuidos principalmente a la ocurrencia de 4 sismos

de magnitudes mayores o iguales a 3.0. De acuerdo con Jin y Aki (1989), si la magnitud de los sismos analizados se encuentra entre las más altas del rango de magnitud utilizadas para estimar el valor de b , este aumento de la sismicidad dará por resultado una disminución del valor de b y en consecuencia una correlación negativa con Q_c^{-1} . Las condiciones de esfuerzos altos que prevalecieron durante los primeros 50 días de este análisis en la zona del cráter, posiblemente se relacionan al ascenso del magma a través de los conductos por debajo del cráter. Este magma pudo haber provocado una alta heterogeneidad del material en la vecindad de los conductos magmáticos debido al magma que ascendió a través de ellos provocando valores altos de Q_c^{-1} y valores más bajos de b .

En el lapso considerado como “durante”, no se observa la correlación negativa entre los promedios de los dos parámetros. El valor de b se incrementa alcanzando valores altos (≥ 2.0) siguiendo el mismo comportamiento que Q_c^{-1} , aún cuando podrían esperarse valores bajos de b debido a la presencia de dos sismos de magnitud mayor a 3.0. Este incremento en b posiblemente puede relacionarse a la presencia de un gran domo de lava (C) (2.2 millones de m^3 , De la Cruz-Reyna comunicación personal), que en ocasiones fue observado incandescente en su superficie y posiblemente de carácter menos viscoso que los registrados durante 1996. Estos valores de Q_c^{-1} y b reflejan un incremento en las condiciones de esfuerzo en el medio.

“Durante” el episodio eruptivo, alrededor del día 85 los valores de Q_c^{-1} empiezan a disminuir, posiblemente porque el magma que ascendió durante los primeros 85 días, alcanzó profundidades más someras (0 y 2 km de profundidad) por encima de la profundidad en la que se originan los VT. Debido a esto, en los 40 días previos a la ocurrencia del evento eruptivo del 30 de junio, las condiciones de esfuerzos en la zona por debajo de los 2 km de profundidad, reflejaron un estado de baja heterogeneidad (valor bajo de Q_c^{-1}). Sin embargo, los valores de $b \geq 2.0$, indicaban que la zona estaba siendo afectada por un amplio gradiente térmico (Warren y Latham, 1970).

“Después” del evento, en los siguientes 31 días, los valores de Q_c^{-1} de los sismos de la zona del cráter disminuyen sin llegar a los niveles previos, con una tendencia a

incrementarse, reflejando condiciones de esfuerzos altos, lo mismo que los valores de b al mostrar una tendencia a disminuir.

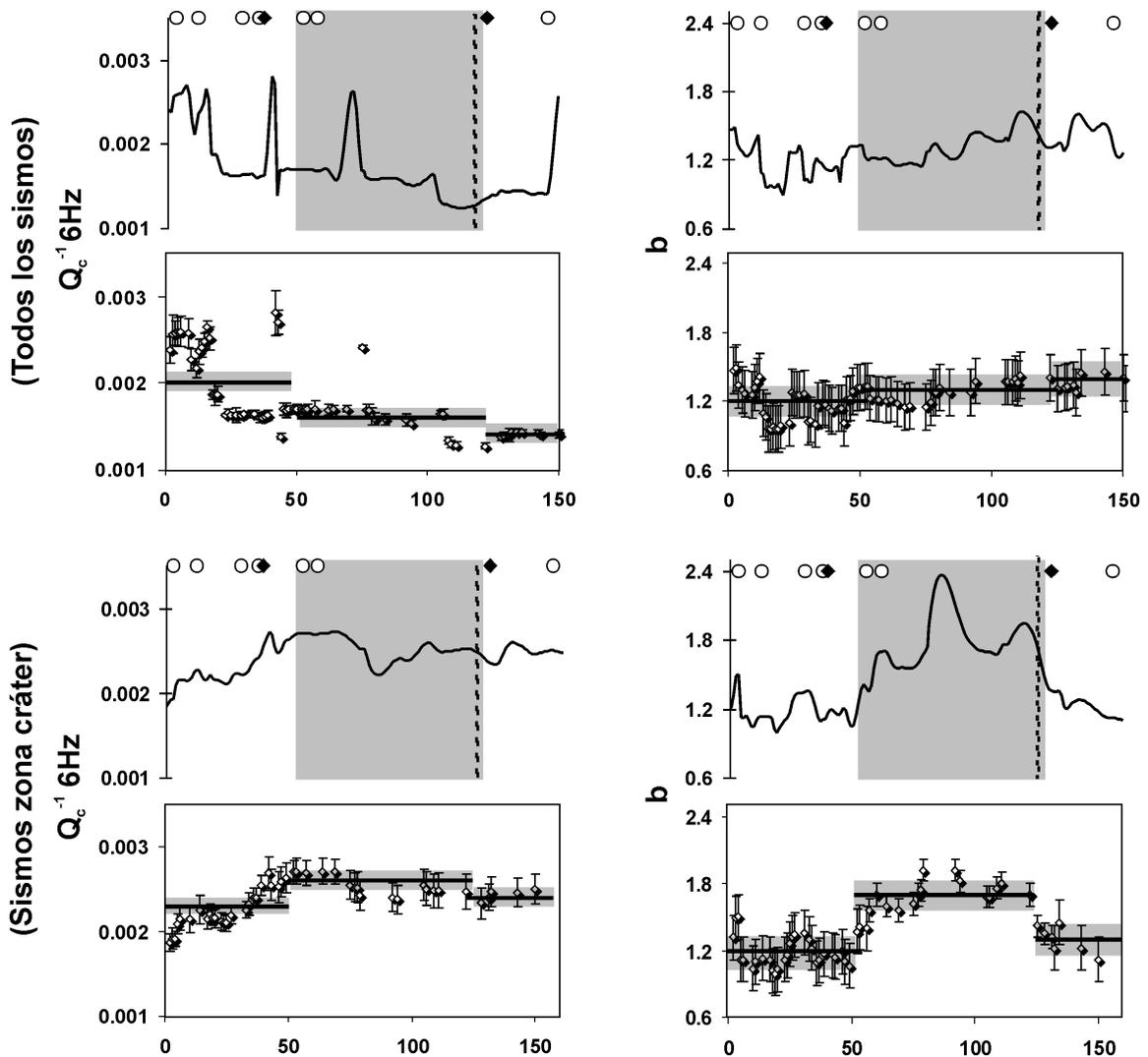


Figura 32. Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante (zona vertical sombreada) y después del evento eruptivo del 30 de junio de 1997. Los rombos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

El evento del 30 de junio fue originado por una nueva intrusión de magma al edificio volcánico, lo que provocó su mezcla con el magma que se encontraba almacenado a profundidades someras (Straub y Martín del Pozzo, 2001), así como la formación de un nuevo domo que fue detectado en un sobrevuelo 3 días después de ocurrido el evento.

Estas nuevas condiciones provocaron un estado de alta heterogeneidad en la zona del cráter la cual se mantuvo durante los siguientes 31 días (mes de julio), a finales del período se presenta un sismo de magnitud ≥ 3.0 , iniciando un nuevo episodio de actividad caracterizado por la formación y destrucción de domos a través de exhalaciones y explosiones moderadas.

Tabla 8. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del evento explosivo del 30 de junio de 1997, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.

	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter
1) Antes	0.0020 \pm 0.00006	1.2 \pm 0.15	0.0023 \pm 0.00010	1.2 \pm 0.16
2) Durante	0.0016 \pm 0.00007	1.3 \pm 0.09	0.0026 \pm 0.00011	1.7 \pm 0.08
3) Después	0.0014 \pm 0.00007	1.4 \pm 0.17	0.0024 \pm 0.00011	1.3 \pm 0.15
t_{test} (%) (1-2)	9.9 (99%)	-2.8 (95%)	-7.3 (99%)	-13.2 (99%)
t_{test} (%) (2-3)	7.4 (99%)	-1.4 (85%)	2.7 (99%)	8.7 (99%)
Coef. de Correlación r^2	-0.59		-0.34	

4.3 Evento de noviembre-diciembre de 1998 (Descripción):

Actividad registrada 6 meses antes del evento

Se registraron algunos eventos explosivos moderados los días 10 de mayo, 14, 16 y 28 de agosto, 22-23 de septiembre y 5 de octubre. Grandes emisiones de ceniza acompañaron a estas explosiones, que depositaron ceniza en ciudades localizadas a decenas de kilómetros del volcán. En junio y julio de 1998 la actividad sísmica fue baja. A principios del mes de julio se detectó la presencia de un pequeño domo (H).

El número de LP varió de 20 a 10 por día, las variaciones fueron casi cíclicas, pero no muy regulares.

Los VT tuvieron magnitudes de 1.7 a 2.5 y uno de 3.8 en agosto (Figura 33); sus profundidades fueron de 5 a 7 km y para el mes de octubre fueron más someros, encontrándose entre 2 y 5 km, sus mecanismos fueron tanto compresionales como dilatacionales. A principios de noviembre, se presentó un VT profundo con mecanismo dilatacional, y un pequeño enjambre de VT someros tanto compresionales como dilatacionales.

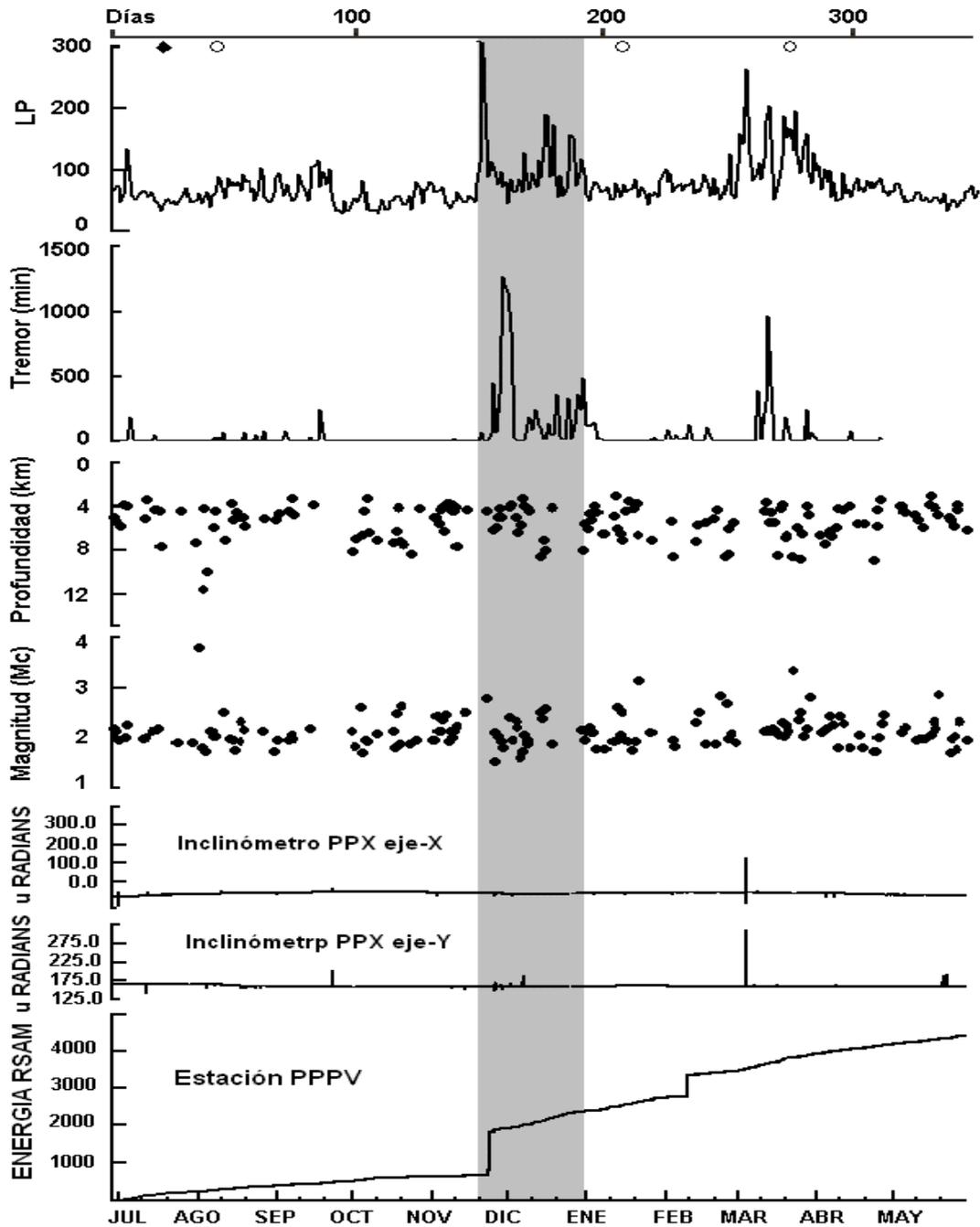


Figura 33. Actividad registrada durante el episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Actividad registrada durante el evento

El 23 de noviembre inició un episodio que se caracterizó por explosiones, exhalaciones y tremor armónico y tremor de alta frecuencia, lo que indicaba una rápida ascensión del

magma hacia el cráter, se taparon los conductos incrementándose la presión interna, la cual fue liberada en subsecuentes explosiones los días 25, 26, 27, 28, 29 y 30 de noviembre y 3, 4, 6, 7, 9, 10, 15 y 17 de diciembre. Las explosiones produjeron columnas de ceniza de entre 3 y 5 km sobre el cráter, y lanzaron fragmentos incandescentes a distancias de hasta 3 km. Todas estas explosiones tuvieron en general señales sísmicas saturadas por más de 1 minuto. Durante este episodio se registraron 1,636 LP, en algunas ocasiones se registraron mas de 200 LP por día (Figura 33). Se detectaron 40 VT de mecanismos compresionales y dilatacionales. En este episodio se observaron importantes cambios en la sismicidad, como fue la presencia de tremor armónico asociado a los fluidos magmáticos someros, la ocurrencia de enjambres de VT en un amplio rango de profundidad y con diferentes mecanismos, lo que sugirió un incremento de los esfuerzos a lo largo del conducto en esas profundidades.

Las mediciones de SO₂ para el 19 de noviembre fueron de 7,400 ton/día, el 23 de noviembre de 38,000 ton/día, el 25 de noviembre de 37,000 ton/día y el 30 de diciembre 3,600 ton/día. La deformación en los inclinómetros fue de 15 microrradianes pico a pico durante la ocurrencia de algunas de las explosiones.

Actividad registrada durante los 6 meses que siguieron al evento

Después de este episodio la actividad cambió a un período de quietud. Se registraron algunas explosiones moderadas que lanzaron fragmentos incandescentes el 11, 12, 18 y 19 de marzo y el 4 y 15 de abril de 1999.

El número de LP registrado fue en promedio de 20 a 30 por día, sin mostrar incrementos importantes (Figura 33).

Se localizaron 149 VT, su distribución hipocentral fue dispersa con profundidades de entre 3 y 7 km, y magnitudes entre 1.7- 2.8. Dos eventos de magnitud >3.0 ocurrieron en enero y marzo. Esta actividad se asocia con una redistribución del estado de esfuerzos bajo el volcán (González-Pomposo, 2004).

4.3.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de noviembre-diciembre de 1998

Se analizaron once meses de actividad, de julio de 1998 a mayo de 1999. En el período considerado como “antes” del episodio eruptivo se analizaron 120 días divididos en dos partes, (julio-agosto y septiembre-octubre de 1998), el episodio de actividad “durante”,

incluye noviembre-diciembre de 1998, y para el período “después” se utilizaron 150 días también dividido en dos partes y comprenden los meses de enero-febrero y marzo-mayo de 1999. En la figura 34 se observan los promedios de los valores de Q_c^{-1} y b durante los 5 lapsos de tiempo en que se dividió este episodio eruptivo.

Los valores de Q_c^{-1} se incrementan durante y después del evento cuando se utilizan todos los sismos y con sólo los del cráter, por otro lado, cuando sólo se utilizan los sismos de la zona Sureste se observa un comportamiento inverso. Estos cambios se pueden considerar significativos, ya que el nivel de confianza con la prueba *t-student* es del 99%, con excepción de los cambios en el valor de b con los todos los sismos que es del 85% (Tabla 9). Según Sato (1988), cambios sistemáticos en los mecanismos focales, epicentros y o profundidades focales pueden causar falsos cambios temporales en Q_c^{-1} . Los cambios en la atenuación observados aquí no pueden ser atribuidos a cambios en las localizaciones o profundidades, ya que los epicentros ocurren dentro de los mismos volúmenes durante los cinco períodos de tiempo considerados (Figura 33). Sin embargo como se mencionó anteriormente, los mecanismos de los sismos utilizados en este episodio eruptivo fueron variados.

Los cambios observados entre los períodos “antes”, “durante” y “después” del episodio fueron de aproximadamente 10% a 40% para el valor de b y del 15% a 20% para Q_c^{-1} con los sismos del cráter y con todos los sismos. El cambio con los sismos del Sureste es de aproximadamente el 10% para ambos parámetros. Estos cambios pueden correlacionarse con la expansión y contracción del cono volcánico durante el episodio eruptivo.

Se observa una correlación negativa entre los dos parámetros en las tres zonas (Tabla 9), y se encuentra dentro de los límites considerados de buena a muy buena en este episodio eruptivo.

El comportamiento de la gráfica de Q_c^{-1} y b con todo los sismos y con sólo los del cráter (Figura 34) son muy similares, posiblemente debido a que casi el 75% de los sismos generados durante este episodio ocurrieron bajo el cráter. Las diferencias más importantes entre las dos gráficas son las dos partes en que se divide el lapso “después” en la gráfica con todos los sismos para Q_c^{-1} , y las dos partes en que se divide b con los

sismos del cráter “antes” del evento. En la figura 34, se observa que el período “antes” se divide en dos partes, en las tres zonas analizadas. En la primera parte (julio-agosto 1998), los valores de Q_c^{-1} se encuentran en niveles altos, pudiéndose relacionar con la presencia de un domo (H). En la segunda parte (septiembre-octubre) se inicia un descenso en los valores de atenuación llegando a su valor mas bajo alrededor del día 100 (principios de octubre). Esta disminución en Q_c^{-1} probablemente está relacionada con la liberación de los conductos a través de las 10 explosiones y exhalaciones moderadas que se registraron en los meses de septiembre y principios de octubre de 1998, que destruyeron el domo observado en julio. Estos dos episodios no se distinguen en la gráfica del valor de b con todos los sismos, ya que conservan el mismo promedio durante los dos episodios. En el período considerado “durante” el episodio eruptivo, alrededor del día 140 (mitad de noviembre), el valor de Q_c^{-1} se incrementa rápidamente con todos los sismos y con los del cráter (Figura 34). Este incremento se inicia sólo 5 días antes del 22 de noviembre, fecha en que inició el episodio explosivo, indicando un ascenso rápido del magma hacia el cráter, ya que posiblemente los conductos no se encontraban obstruidos debido a la actividad ocurrida durante septiembre-octubre. Este nuevo magma posiblemente bloqueó los conductos incrementando la presión interna, esto se ve reflejado también en la rápida disminución de los valores de b registrados.

Los valores de b (± 1.5) registrados durante el evento, podrían considerarse como el resultado de un incremento en la heterogeneidad, temperatura y condiciones de esfuerzo. El valor de Q_c^{-1} se mantiene alto durante el mes de diciembre (aproximadamente días 155-180), lo cual de acuerdo con White (1965) podría deberse a un incremento en la porosidad de la roca al encontrarse rellena por un fluido viscoso. Durante los días en que prevalecen estas condiciones, la presión fue liberada a través de explosiones y exhalaciones subsecuentes aunque no fue liberada en su totalidad.

A finales de diciembre, Q_c^{-1} desciende levemente y la actividad del volcán se mantiene baja, ya que sólo se registran LP esporádicos.

En el período “después” del evento, el 15 de enero de 1999 ocurrió un sismo de magnitud 3.1 a 6.5 km de profundidad, ubicado en el sector Sur del volcán, que coincide con el inicio de un incremento en Q_c^{-1} , manteniéndose el valor alto hasta aproximadamente el día 250 (fin de febrero). Durante este primer episodio de “después”, la actividad del volcán

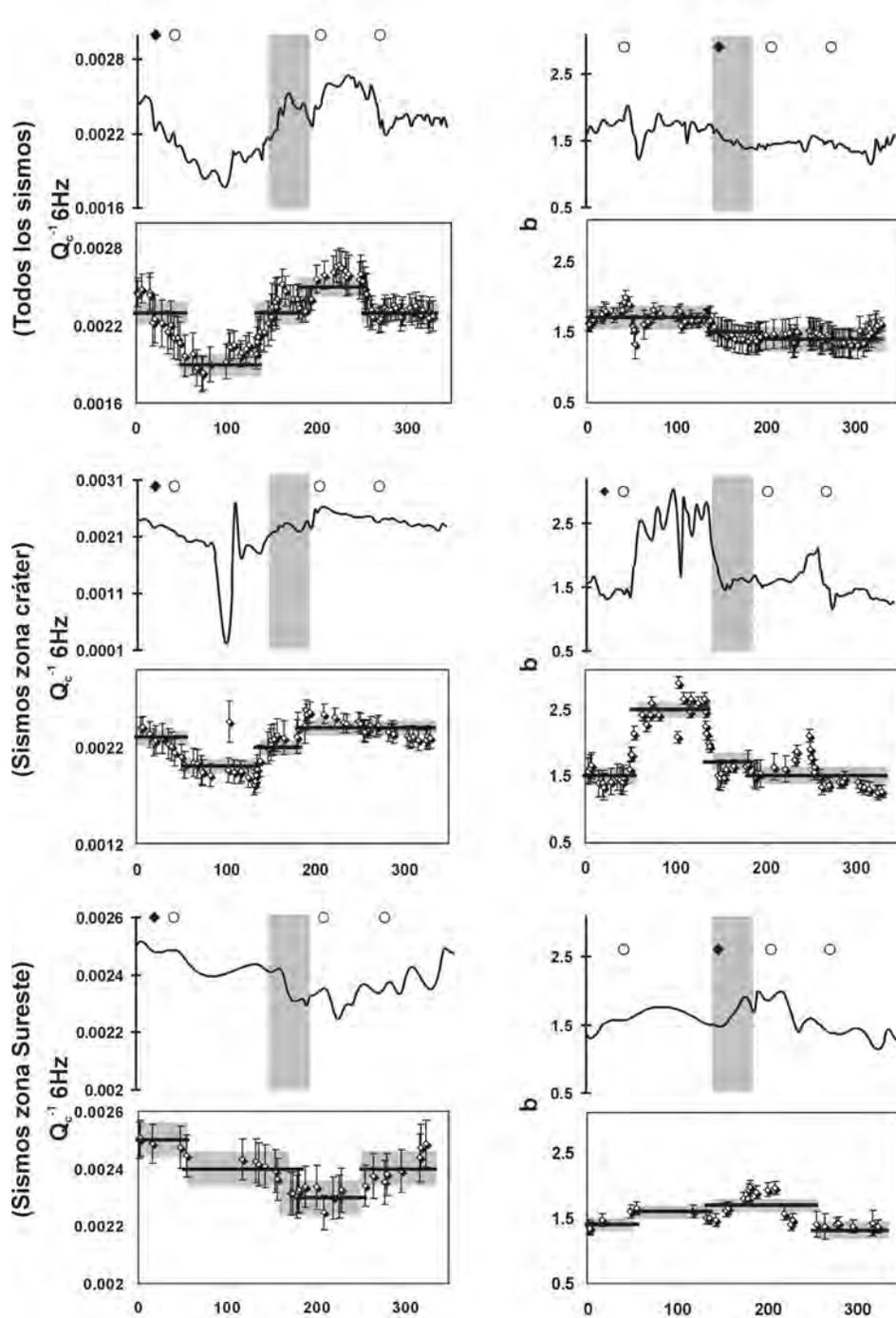


Figura 34. Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b , antes, durante (zona vertical sombreada) y después del episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998. Los rombos blancos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

se mantuvo baja, sólo se registra la presencia de episodios esporádicos de tremor armónico. Probablemente este incremento esté relacionado con un nuevo aporte de magma a los conductos pero de mucho menor volumen que el del mes de noviembre.

Después de febrero, en el segundo episodio de “después”, Q_c^{-1} disminuye en la gráfica de todos los sismos (Figura 34). Es posible que un nuevo aporte a los conductos incrementara la presión interna del volcán dando lugar a las 14 explosiones moderadas que se registraron en el mes de marzo y abril, permitiendo la liberación de los esfuerzos internos del volcán, por lo que valores de Q_c^{-1} y b regresaron a sus valores previos manteniéndolos hasta el final del período, este cambio no es tan claro con el valor de b ni con los sismos del cráter en ninguno de los dos parámetros.

Las variaciones temporales de Q_c^{-1} en la zona del cráter y con todos los sismos, se asocian a las variaciones de presión en el volcán detectadas por b y al grado de saturación y viscosidad del fluido en los poros durante el episodio eruptivo. La atenuación incrementa con el grado de saturación y disminuye rápidamente en saturación total.

En la zona Sureste, el promedio de Q_c^{-1} y b “durante “ y “después” del evento eruptivo presenta un comportamiento en sentido inverso a las otras dos zonas (Figura 34). Los eventos de la zona Sureste se encuentran a una distancia aproximada de 6 a 8 km del cráter, por lo que esta zona no está directamente afectada por los procesos volcánicos importantes que dieron origen al evento, ya que estos procesos ocurren directamente bajo el cráter a un radio posiblemente menor a los 3 km. Sin embargo, Johnston y Dvorak (1981) indican que los cambios de los esfuerzos regionales pueden ocurrir sobre distancias del volcán comparables a las que están siendo muestreadas por las ondas coda.

En este caso la atenuación disminuye “durante” el evento eruptivo y se mantiene en el mismo nivel en la primera parte en que se dividió el episodio “después”. Probablemente se presenta este comportamiento relacionado al cambio en la densidad de microfracturas en la vecindad de los epicentros debido a la liberación de los esfuerzos bajo el volcán. La segunda parte del episodio “después”, la marca un incremento en Q_c^{-1} y disminución en b (Figura 34), manteniéndose con esta tendencia hasta el final del período.

Aunque la zona Sureste está alejada del área en donde ocurrieron los principales procesos eruptivos, refleja en forma general las condiciones de esfuerzos internos del volcán durante este episodio eruptivo.

Los cambios observados a lo largo del episodio eruptivo pueden relacionarse a cambios con la expansión y contracción del cono durante la erupción, ya que esta expansión induce cambios de esfuerzos que pueden causar la abertura de microfracturas a su alrededor.

Por otro lado, los valores de b registrados se mantienen en niveles altos en la zona Sureste (Figura 34). Estos valores altos podrían sugerir que la variación en la heterogeneidad registrada como consecuencia de la apertura y cierre de microfracturas pudo haber sido producida por efectos térmicos principalmente.

Tabla 9. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del episodio eruptivo de noviembre-diciembre de 1998, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre ambos parámetros.

	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Sismos del SE	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Sismos del SE
1) Antes	0.0023±0.0001	1.7±0.20	0.0023±0.0001	1.5±0.13	0.0025±0.00007	1.4±0.10
2) Antes	0.0019±0.0001	1.7±0.08	0.0019±0.0001	2.5±0.10	0.0024±0.00007	1.5±0.10
3) Durante	0.0023±0.0001	1.5±0.08	0.0022±0.0001	1.7±0.10	0.0023±0.00007	1.7±0.10
4) Después	0.0025±0.0001	1.4±0.20	0.0024±0.0001	1.5±0.12	0.0023±0.00007	1.7±0.12
5) Después	0.0023±0.0001	1.4±0.20	0.0024±0.0001	1.5±0.12	0.0024±0.00007	1.3±0.12
$t_{\text{test}}(\%)$ (1-2)	7.5 (99%)		7.5 (99%)	-30.4(99%)	2.6(99%)	-5.7(99%)
$t_{\text{test}}(\%)$ (2-3)	-8.4 (99%)	7.9(99%)	-6.7 (99%)	32.1(99%)	4.1(99%)	-6.0(99%)
$t_{\text{test}}(\%)$ (3-4)	-3.9 (99%)	-1.5(85%)	-3.7 (99%)	7.4(99%)		
$t_{\text{test}}(\%)$ (4-5)	3.6 (99%)				-4.8(99%)	5.5(99%)
Coef. de Correlación r^2		-0.55		-0.76		-0.58

En oposición a los resultados obtenidos en otros estudios (Fehler *et al.*, 1988; Londoño *et al.*, 1998; Domínguez, *et al.*, 2003, entre otros) los valores promedio de Q_c^{-1} se incrementan después del episodio eruptivo, posiblemente debido a un incremento en la presión de poro que originó el aumento en las fracturas durante la erupción. También se debe considerar que hay numerosos mecanismos que contribuyen a la atenuación, y los cambios en algunas de las condiciones pueden afectarla significativamente (Toksoz y Johnston, 1981). Como lo demuestran Johnston *et al.* (1979), en su trabajo en rocas secas y saturadas, en ausencia de fluidos, las fuerzas de fricción son muy altas y no producen movimiento, lo cual podría disipar la propagación de ondas a través de la

superficie, consecuentemente, la atenuación es muy baja. Cuando la roca esta completamente hidratada y por lo tanto bien lubricada, mas aún si el fluido es viscoso, las fuerzas de fricción existentes en el sistema son minimizadas y la atenuación aumenta. La atenuación puede ser fuertemente afectada cerca de la temperatura de ebullición del fluido contenido en los poros. Estas son posiblemente las causas del aumento de la atenuación durante y después del evento explosivo.

4.4 Evento de diciembre 2000-enero de 2001 (Descripción):

Actividad registrada 6 meses antes del evento

Desde el mes de junio de 2000 se registraron de 4 a 5 LP por día, y sólo se incrementaron el 8 y 12 de septiembre a 140 por día (Figura 35), lo que dio por resultado la formación de un domo pequeño (K) en el cráter registrado en el mes de septiembre. Posteriormente, en el mismo mes, se registró una explosión moderada de 3 minutos de duración, seguida de 25 minutos de tremor de alta frecuencia. Los VT se concentraron bajo el cráter, a profundidades de 3 a 5 km (Figura 35), con un carácter principalmente compresivo (González-Pomposo, 2004). El número de LP se mantuvo bajo presentando un incremento en el mes de octubre, algunos presentaron tremor armónico en sus codas. Aumentaron las emisiones de ceniza que alcanzaron entre 5 y 6 km de altura. También aumento la Explosividad de las exhalaciones. La explosión del 16 de octubre lanzó fragmentos incandescentes hacia el flanco Este del volcán.

El 2 de noviembre se registró una exhalación moderada con una duración de 90 minutos y produjo una emisión de ceniza. A principios de noviembre se registró un pequeño enjambre de VT con magnitudes de 2.2 a 3.1. La presencia de estos VT indica la concentración de esfuerzos a lo largo de los conductos o fracturas en una zona somera, y sugiere la inyección de magma en la parte superior del volcán. Posteriormente la actividad nuevamente bajó y se mantuvo en ese nivel hasta los primeros días de diciembre.

Los días 6, 8 y 9 de diciembre se presentaron enjambres de VT de baja magnitud. El 10 de diciembre se registró un episodio de tremor armónico de gran amplitud, la más grande observado desde 1994, que duró cerca de 5 minutos y se relacionó con el ascenso inicial del magma hacia el cráter, sugiriendo un proceso de recarga. Los eventos LP durante diciembre tuvieron un promedio de 72 por día, aumentando hasta 120 por día en el mismo mes.

Actividad registrada durante el evento

Durante las noches se observó incandescencia. Los LP siguieron aumentando en número hasta 200 por día (Figura 35). En ocasiones, estaban acompañados de emisiones de ceniza de hasta 5-6 km de altura y pequeñas explosiones que lanzaban fragmentos incandescentes a corta distancia del cráter. Esta actividad estuvo combinada con episodios de tremor armónico de gran amplitud, hasta llegar a hacerse una señal continua el 15 de diciembre que duró poco más de 12 horas. Las señales de tremor fueron registradas en una estación sismológica a 150 km del volcán. Asimismo fueron fuertemente sentidas en las cercanías del volcán y produjeron la extrusión de magma a una tasa muy alta (180-200 m³/seg). Posteriormente, hubo una marcada disminución de la actividad durante 16 horas, después de lo cual se presentó una señal continua de tremor de gran amplitud con duración aproximada de 19.5 horas. Los inclinómetros presentaron oscilaciones de 200 microrradianes de pico a pico que eran contemporáneas con los episodios de tremor. Para el 18 de diciembre el volumen del domo (L) era de 15-24 millones de m³ (De la Cruz-Reyna, comunicación personal). Después del tremor del día 16 siguió una relativa quietud, hasta el 18 por la noche cuando se presentó una nueva erupción, la cual lanzó fragmentos incandescentes en los flancos del volcán, hasta una distancia de 5-6 km del cráter. Del día 12 al 19 de diciembre no se registraron VT, lo que sugiere que el movimiento del magma hacia el cráter ocurrió sin necesidad de fracturamiento. Después de la explosión del día 18, la tasa de aporte de magma disminuyó así como la actividad.

En los días que siguieron al 19 de diciembre, se volvieron a registrar VT con profundidades de entre 3 y 4 km (Figura 35) con mecanismos compresionales y dilatacionales (González Pomposo, 2004), lo que sugiere una nueva acumulación de presión.

El 24 de diciembre se presentó una explosión moderada, que lanzó fragmentos incandescentes a 3.5 km del cráter y una columna de ceniza de 5 km de altura, lo que inició la destrucción del remanente del domo. Este tipo de explosiones y exhalaciones acompañadas de ceniza se presentaron durante el resto de diciembre y continuaron hasta enero. En total, en diciembre se registraron 36 VT ubicados principalmente debajo del cráter a profundidades de 3 a 7 km, inicialmente fueron compresionales, pasando a dilatacionales a finales de diciembre (González Pomposo, 2004). Lo que sugirió un régimen de alta presión de los fluidos magmáticos.

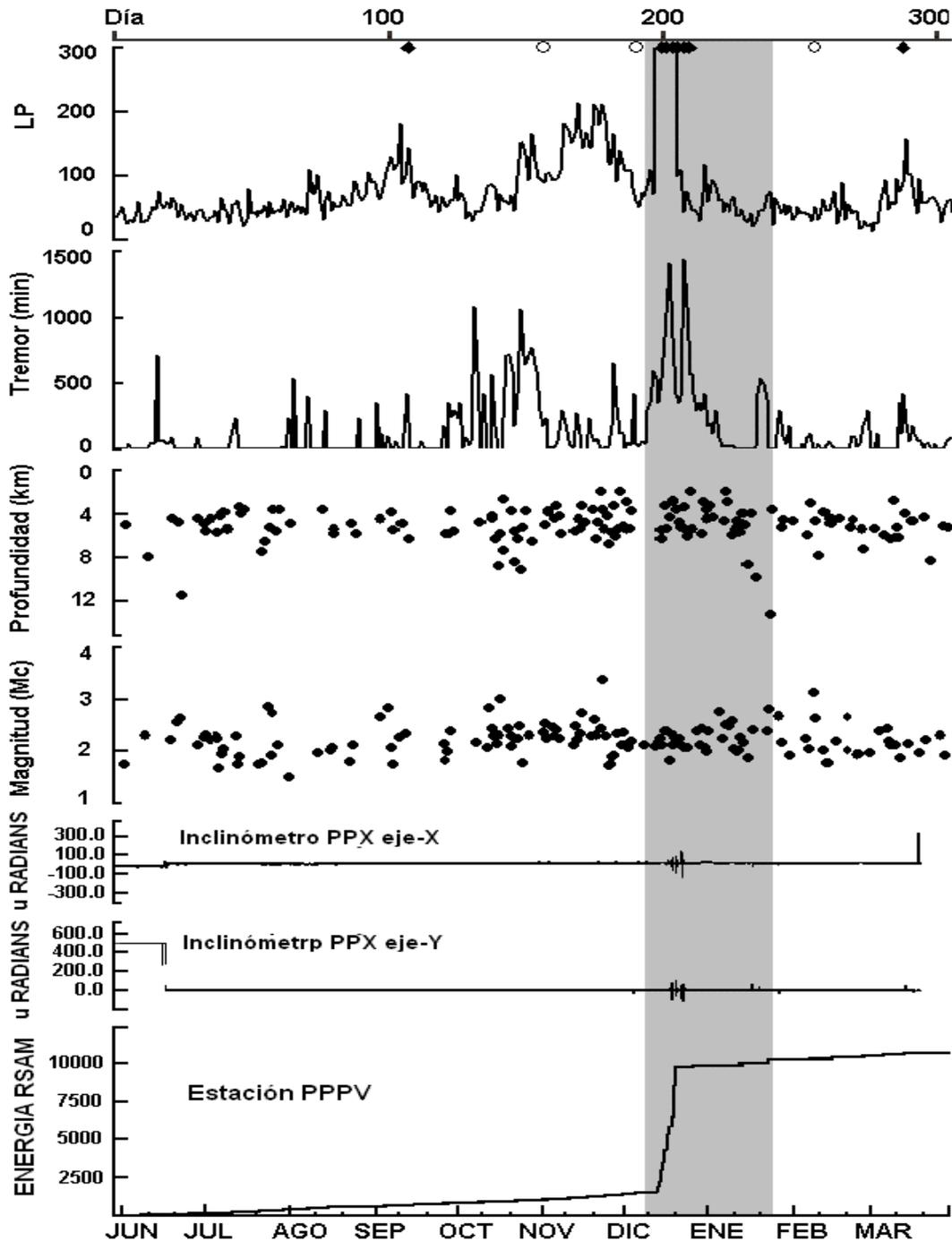


Figura 35. Actividad registrada durante el episodio eruptivo de diciembre 2000-enero 2001 (zona sombreada): Número diario de LP; tremor; profundidad y magnitud de los VT. Registro del inclinómetro de la estación PPX; energía acumulada en la estación PPPV. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

El 22 de enero se registró un episodio de tremor de alta frecuencia con duración de 1.25 horas, seguido de tremor armónico de gran amplitud, con duración de 0.5 horas. A esto

siguió una gran explosión, con una columna de ceniza de mas de 10 km de altura que se extendió a mas de 200km de distancia en dirección al Este. Se presentaron flujos piroclásticos que descendieron por los flancos N, SE, SW y NW. El flujo del norte originó un lahar que recorrió una distancia de 15 kilómetros, con una altura de 0.5 metros y 7 metros de ancho que se detuvo a dos kilómetros de la población de Santiago Xalitzintla, Edo. de Puebla. A este evento se le asignó un VEI de 3-4. Al concluir esta actividad volcánica, el domo formado durante diciembre había sido destruido en un 40%.

Las mediciones de SO_2 fueron, para el 13 de diciembre 55,600 ton/día; el día 15 de 70,200 ton/día; para el día 19 de 97,140 ton/día; el día 20 de 13,200 ton/día y el 26 de enero de 8,900 ton/día.

Actividad registrada durante los 6 meses que siguieron al evento

En los días siguientes al evento de enero, se presentaron algunas pequeñas explosiones, probablemente relacionadas con la destrucción del remanente del domo. Después de esta pequeña actividad explosiva el volcán entró en una fase de formación de pequeños domos (N a W) (menos de 1 millón de m^3) y su subsecuente destrucción a través de pequeñas explosiones. La formación de los domos estuvo acompañada generalmente por una intensa actividad de LP, que no duró mas de 3-5 días en cada ocasión, además de episodios cortos de tremor armónico de baja amplitud. El 6 de marzo se registró un incremento en LP y para el 13 de marzo se detectó la presencia de un pequeño domo (N) (150m de diámetro). El 16 de abril se registró una explosión que inicia el proceso de destrucción del domo (N) observado. Otras explosiones similares se presentan el 29 de abril y 31 de mayo. En junio la actividad se caracteriza por varios episodios de tremor armónico de baja amplitud.

4.4.1 Cambios en Q_c^{-1} y b durante el evento de diciembre 2000-enero de 2001

En este análisis se utilizaron los datos de los meses de junio-diciembre de 2000 y enero-marzo de 2001, que hacen un total de 305 días. Para obtener los promedios se dividieron en tres períodos, el período “antes” comprende del 1 de junio al 9 de diciembre de 2000 (193 días). El período “durante” del 10 de diciembre de 2000 al 22 de enero de 2001 (43 días), y el período “después” comprende los restantes 69 días (23 de enero-marzo 2001). En la figura 36 y tabla 10 se muestran las gráficas de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo, se

observan los cambios en los promedios de los dos parámetros antes, durante y después del episodio eruptivo. Cuando se consideran todos los sismos, así como con sólo los datos de la zona del cráter, los valores de Q_c^{-1} registran un aumento que inicia durante el evento, llegando a su máximo al final del evento y se mantiene hasta el final del período analizado, estos cambios de Q_c^{-1} fueron en promedio de aproximadamente 20-40% más alto después del episodio. Estos cambios son comparables a los observados en otros volcanes y a los observados acompañando a grandes temblores (Wyss, 1985; Peng *et al.*, 1987; entre otros). El cambio en el valor de b es de 15-20% más bajos después del episodio (Tabla 10).

Las variaciones observadas en los dos parámetros pueden ser considerados significativos ya que en los dos casos, cuando se consideran todos los sismos y sólo los del cráter, se obtuvo un nivel de confianza del 99% (Tabla 10). Asimismo el coeficiente de correlación entre los parámetros Q_c^{-1} y b indican una correlación negativa, es decir que altos valores de Q_c^{-1} están asociados con bajos valores de b y viceversa. La correlación negativa registrada implica que Q_c^{-1} incrementa cuando el número de temblores de magnitudes mayores aumenta en relación a los de baja magnitud. Para las dos zonas analizadas, los valores de r se encuentran entre los límites considerados de correlación moderada a buena (Tabla 10).

Al comparar las gráficas de Q_c^{-1} y b de la zona del cráter con respecto a la gráfica de todos los sismos, el comportamiento de los dos parámetros es muy similar en las dos zonas (Figura 36). Al parecer las condiciones y los cambios de esfuerzos internos que ocurrieron durante este episodio se manifestaron casi por igual en todo el edificio volcánico. Sin embargo, con sólo los sismos del cráter el valor de b alcanza valores muy altos durante la crisis volcánica (≈ 3), posiblemente relacionados a altos gradientes térmicos en esa zona. Los valores de Q_c^{-1} y b (Figura 36) “antes” del evento se mantienen aproximadamente dentro del mismo rango (de junio a principios de diciembre 2000). Los promedios de estos valores (Tabla 10) son semejantes a los registrados en el período anterior al evento en los episodios eruptivos analizados anteriormente (Tablas 7 y 8), que como ya se mencionó se tenían condiciones de alta heterogeneidad posiblemente debido a la formación y apertura de microfracturas en respuesta a la disminución de los esfuerzos efectivos, como consecuencia del incremento en la presión de poro. Durante los

meses de junio a agosto de 2000 (90 días) la actividad del volcán consistió en exhalaciones moderadas esporádicas que producían columnas de ceniza de entre 2 y 5 km sobre el cráter, y episodios de tremor armónico de baja amplitud y corta duración. A finales del mes de junio se presenta un VT a 12 km de profundidad (Figura 35) ubicado en la zona Sureste, después de lo cual el valor de Q_c^{-1} incrementó levemente posiblemente relacionado con una inyección de magma de pequeñas dimensiones a los conductos que no llegó a formar un domo en la superficie. Los valores de b mayores a 1.0 registrados en estas fechas (Figura 36) sugieren que el fracturamiento fue producido por un esfuerzo térmico (Warren y Latham, 1970).

Durante agosto Q_c^{-1} muestra un ligero descenso que continua hasta el mes de octubre (Figura 36). A partir del mes de septiembre la actividad fumarólica y de tremor empezó a ser mas frecuente y de mayor intensidad, manteniéndose en estos niveles hasta principios de diciembre. En septiembre es detectado un pequeño domo (K) en la superficie. Los VT se mantienen en profundidades de 4 a 6 km. Asimismo, se registra un aumento en el número de LP (Figura 35). Esta actividad coincide con un ligero incremento en el valor de b probablemente debido a la vesiculación del magma que ascendía a través de los conductos a profundidades someras.

Durante el mes de octubre continuó observándose el domo el cual a finales del mismo mes registra un aparente crecimiento. Se presentan pocos VT (sólo 5) en el mismo rango de profundidades que el mes de septiembre. Las emisiones de ceniza incrementan su explosividad, disminuye el número de LP con respecto al mes anterior y el tremor aumenta (Figura 35). Durante el mes de octubre la gráfica de Q_c^{-1} (Figura 36) muestra un valle mientras que el valor de b registra un ligero incremento, posiblemente los procesos que generaron la actividad durante este mes se efectuaron a profundidades mas superficiales que en las que se originaron los VT.

A principios del mes de noviembre el rango de profundidad de los VT es mas amplio (4-9 km), posteriormente regresa a 4-6 km y a principios de diciembre los VT son mas someros de 2-6 km, y sus magnitudes son de 1.8 a 3.0. El número de LP aumenta y el tremor disminuye (Figura 35). Las emisiones de ceniza continúan en el mismo nivel que en octubre.

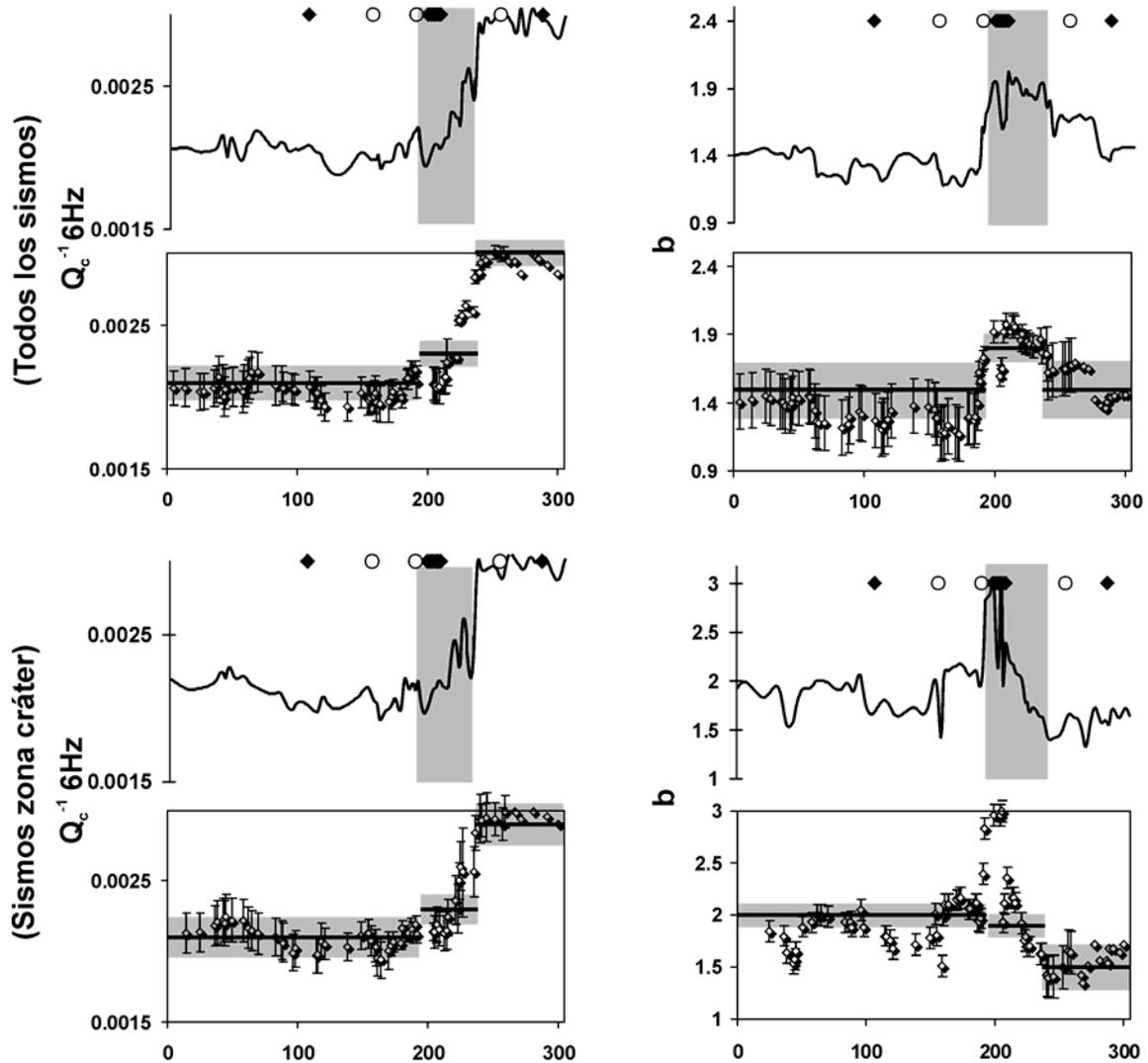


Figura 36. Valores de Q_c^{-1} (6Hz) y b antes, durante y después (zona vertical sombreada) del episodio eruptivo diciembre 2000-enero 2001. Los rombos son los valores individuales de Q_c^{-1} (6Hz) y b con sus errores, las líneas horizontales son los promedios y la zona horizontal sombreada es dos veces su desviación estándar. Las gráficas de líneas continuas muestran los valores a través de una interpolación cúbica. Los rombos negros representan fechas de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Durante noviembre en la gráfica con todos los sismos (Figura 36) se observa un ligero incremento en Q_c^{-1} y una clara disminución en forma de valle en el valor de b . Estas condiciones se mantienen hasta los primeros días de diciembre. El valle en los valores de b podrían estar indicando una acumulación importante de esfuerzos que estarían precediendo las condiciones de heterogeneidad de un medio en el que el calor y la

densidad de grietas serían la causa de los altos valores de b observados durante diciembre 2000-enero2001. Esta disminución en los valores de b no se observa con sólo los sismos de la zona del cráter, en esta zona se mantiene $b \approx 2$ reflejando una alta heterogeneidad posiblemente relacionada con el magma que se encontraba en los conductos.

Alrededor del día 10 de diciembre, que inicia el período “durante” se presenta un rápido incremento en el valor de b (Figura 36), cinco días después de la ocurrencia de un sismo de magnitud 3.1 ubicado en la zona Sureste a 5 km de profundidad. En la zona del cráter el valor de b alcanza los valores máximos (3.0) similares a los registrados por Warren y Latham (1970) en su experimento al aplicar amplios gradientes térmicos. Estos valores de b indican un cambio en la heterogeneidad del material, es decir que el valor de b aumenta proporcionalmente con la heterogeneidad y densidad de grietas en la roca (Mogi, 1962, 1967). De acuerdo con Warren y Latham (1970) la actividad sísmica empieza abruptamente e inmediatamente después de que es aplicado un gradiente térmico, y el máximo de la actividad corresponde aproximadamente al máximo del gradiente térmico. Del 12 al 18 de diciembre se registra gran actividad sísmica consistente en un elevado número de LP (hasta 300 por día), largos episodios de tremor armónico (hasta 19.5 horas de duración) de amplitud saturada que producían oscilaciones pico a pico en los inclinómetros en el rango de 100-200 μ rad. Esta actividad estuvo acompañada por grandes emisiones de ceniza. Los altos valores de b registrados en este episodio pudieron haberse originado por esfuerzos termoelásticos debidos al gradiente térmico, lo cual es frecuentemente observado en volcanes (Warren y Latam, 1970). Estos elevados valores de b reflejan las condiciones de alta heterogeneidad en la zona donde ocurren los sismos, ya que los sismos de la zona del cráter se encuentran en la vecindad de los conductos por donde pasa el magma, el cual en este caso ascendió a una taza muy alta (180-200 m^3/seg). Esta tasa fue casi el doble de cualquier otra observada previamente en el volcán y originó un domo de 15-24 millones de m^3 (De la Cruz-Reyna, comunicación personal). La interacción del magma con el agua freática también pudo haber contribuido al incremento de la presión de poro y a disminuir los esfuerzos efectivos. Después del día 19 de diciembre los valores de b inician su descenso (Figura 36), regresando a los valores previos en el caso de todos los sismos y a valores aún mas bajos en la zona del cráter hasta alrededor del 23 enero 2001, asimismo la actividad sísmica desciende también.

Por otro lado el valor de Q_c^{-1} durante el episodio eruptivo (10 de diciembre 2000-22 de enero 2001) (Figura 36) muestra un incremento sobre los valores ya considerados altos, de acuerdo a los registrados en los episodios eruptivos antes analizados (Figuras 32 y 34). Este incremento se prolonga durante todo el tiempo que dura el evento, llegando a los valores de atenuación mas altos registrados en todo el período analizado (1995-2003). El cambio observado en Q_c^{-1} es opuesto al observado en otros volcanes (Fehler *et al.*, 1988; Londoño *et al.* 1998), en los que se han registrado valores de Q_c^{-1} mas altos antes de la erupción que durante y después de la misma así como en los episodios de 1996 y 1997 analizados anteriormente.

Tabla 10. Valores promedio de b y Q_c^{-1} con su desviación estándar (σ) obtenidos antes, durante y después del episodio eruptivo de diciembre-enero de 2000-2001, sus correspondientes niveles de confianza (t -test) y el coeficiente de correlación (r^2) entre los dos parámetros.

	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Todos los sismos	$\langle Q_c^{-1} \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter	$\langle b \rangle \pm \sigma$ Sismos del cráter
1) Antes	0.0021 \pm 0.0001	1.5 \pm 0.20	0.0021 \pm 0.0001	2.0 \pm 0.10
2) Durante	0.0023 \pm 0.00009	1.8 \pm 0.08	0.0023 \pm 0.0002	1.9 \pm 0.10
3) Después	0.0030 \pm 0.0001	1.5 \pm 0.20	0.0029 \pm 0.0003	1.5 \pm 0.20
$t_{\text{rest}}(\%)$ (1-2)	-8.4(99%)	3.9(99%)	-4.5(99%)	2.6(99%)
$t_{\text{rest}}(\%)$ (2-3)	-22.3(99%)	9.1(99%)	-7.9(99%)	7.9(99%)
Coef. de Correlación r^2	-0.66		-0.62	

Los cambios en las condiciones internas del volcán durante el proceso que generó la erupción de diciembre2000-enero2001, pudo haber inducido cambios en los niveles de atenuación y esfuerzos en un volumen de roca alrededor del volcán, el cual fue monitoreado por Q_c^{-1} y b .

White (1965) demostró que la atenuación incrementa con la porosidad de las rocas y la viscosidad del fluido en los poros. La abertura de las fracturas causa gran dispersión y atenuación de las ondas sísmicas y por lo tanto Q_c^{-1} debería incrementarse. Según Johnston *et al.* (1979) cerca de la temperatura de ebullición del fluido de los poros la atenuación puede ser fuertemente afectada. Esto es claramente observado en este episodio, ya que Q_c^{-1} incrementa rápidamente en pocos días durante el evento eruptivo a partir de los primeros episodios de tremor armónico relacionados con la rápida ascensión del magma que dio lugar a la formación del gran domo (L) (Figura 37).

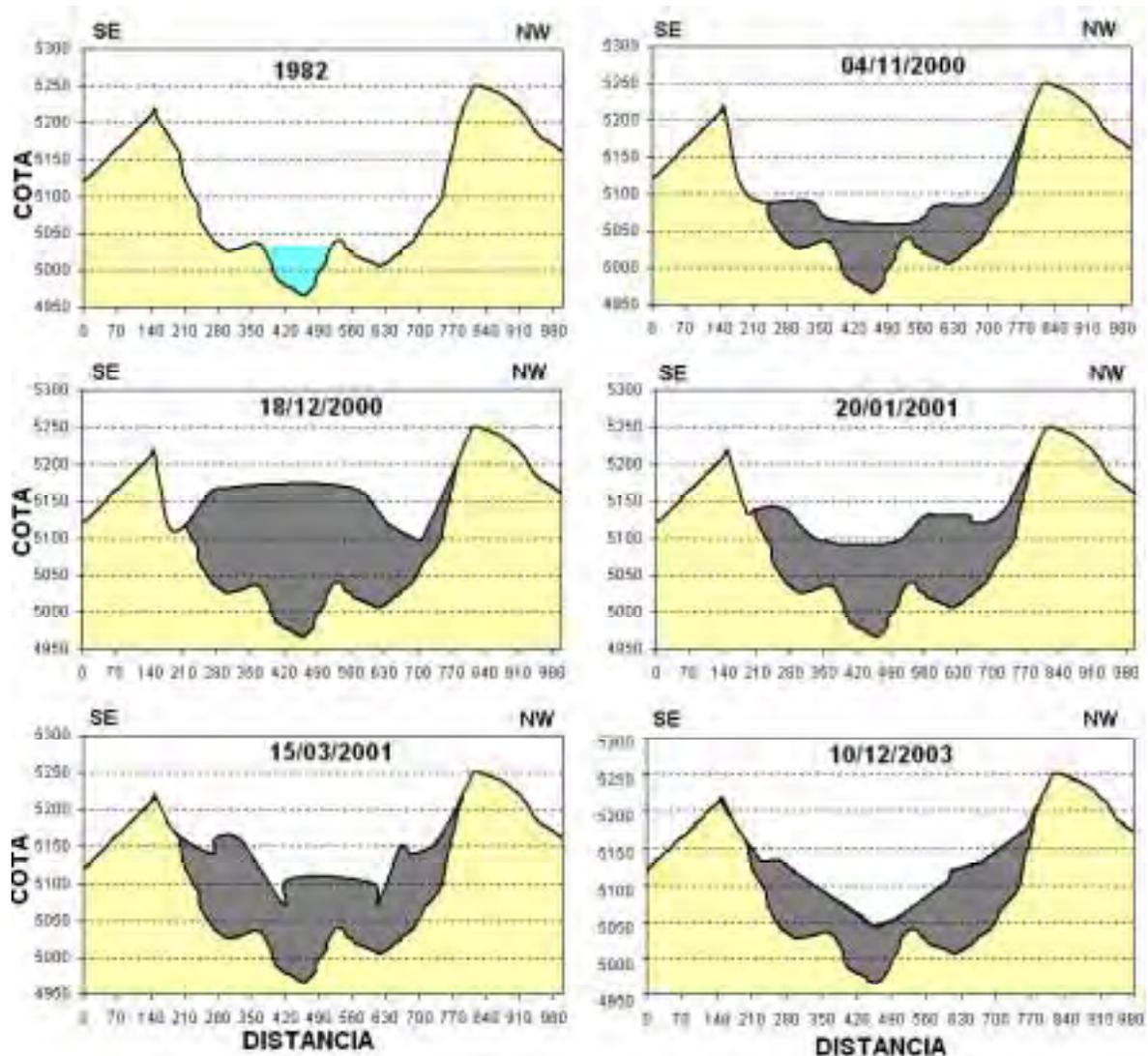


Figura 37. Perfiles SE-NW del cráter del volcán Popocatepetl en 1982 antes de la formación de los domos, los domos de noviembre de 2000 a marzo de 2001 y las condiciones del mismo al final del período analizado en este trabajo (diciembre 2003) (elaborado por A. Gómez-Vázquez, CENAPRED).

Si la coda refleja principalmente la Q intrínseca, debería ser muy sensitiva a la temperatura y al contenido de líquido dentro del cuerpo detectado. Por lo tanto, si la actividad volcánica es causada por cambios en la temperatura y/o el movimiento del material, Q_c^{-1} debería ser una buena medida para el monitoreo de una erupción volcánica. Sin embargo, si la actividad es causada por pequeñas variaciones de esfuerzos, la Q_c^{-1} puede ser menos sensitiva al cambio de esfuerzos en comparación a la temperatura, puede ser así menos sensitiva a los esfuerzos relacionados a los precursores (Novelo-Casanova, *et al.*, 2005).

Después del episodio eruptivo que culminó con la erupción del 22 de enero de 2001, por medio de fotografías aéreas se calculó que cerca del 40% del domo formado durante diciembre de 2000 fue destruido en la erupción del 22 de enero de 2001 (Figura 37).

Después de este evento, del 29 de enero al 9 de febrero, se registraron algunas pequeñas explosiones, que probablemente se relacionen con la destrucción del remanente del domo. Después de esta pequeña actividad explosiva, el volcán reinició la formación de pequeños domos de lava (del N al W) con volúmenes menores al millón de metros cúbicos y su posterior destrucción mediante pequeñas explosiones. El 9 de febrero se registró un VT de magnitud 3.1 ubicado en la zona Sureste y a 5 km de profundidad.

Los altos valores de Q_c^{-1} y bajos valores relativos de b alcanzados al final del episodio eruptivo se mantuvieron durante varios meses después del evento del 22 de enero (Figura 28). Esto posiblemente debido a que la presión interna del volcán no había sido completamente liberada, ya que más de la mitad del magma que ascendió por los conductos durante diciembre no había sido desalojada, manteniendo una gran presión interna en el volcán, además de los nuevos aportes posteriores relacionados con la formación de domos pequeños.

4.5 Discusión de las variaciones temporales de los valores de Q_c^{-1} y b durante los cuatro episodios eruptivos analizados.

La figura 36 y la tabla 11 son un resumen de las variaciones de Q_c^{-1} y b antes durante y después de los 4 episodios eruptivos. Al observar el comportamiento de los dos parámetros durante estos episodios se pueden apreciar cambios a lo largo del período analizado (1995-2003), que aún cuando estos cuatro casos son puntuales reflejan un posible cambio en las condiciones dinámicas del volcán.

De este modo se observa que en la actividad relacionada con el evento de 1996, el valor de Q_c^{-1} disminuyó después del evento eruptivo, este cambio se observó tanto con todos los sismos como con los del cráter. Asimismo, se observa un aumento en el valor de b después del evento, dando en consecuencia una correlación negativa entre ambos parámetros. En este episodio se tuvo la primera señal de intrusión de material magmático a los conductos, ya que hasta entonces no se había detectado la presencia de material nuevo en el volcán. Por lo que las condiciones de los conductos en este caso debieron ser diferentes a las de los otros tres episodios analizados.

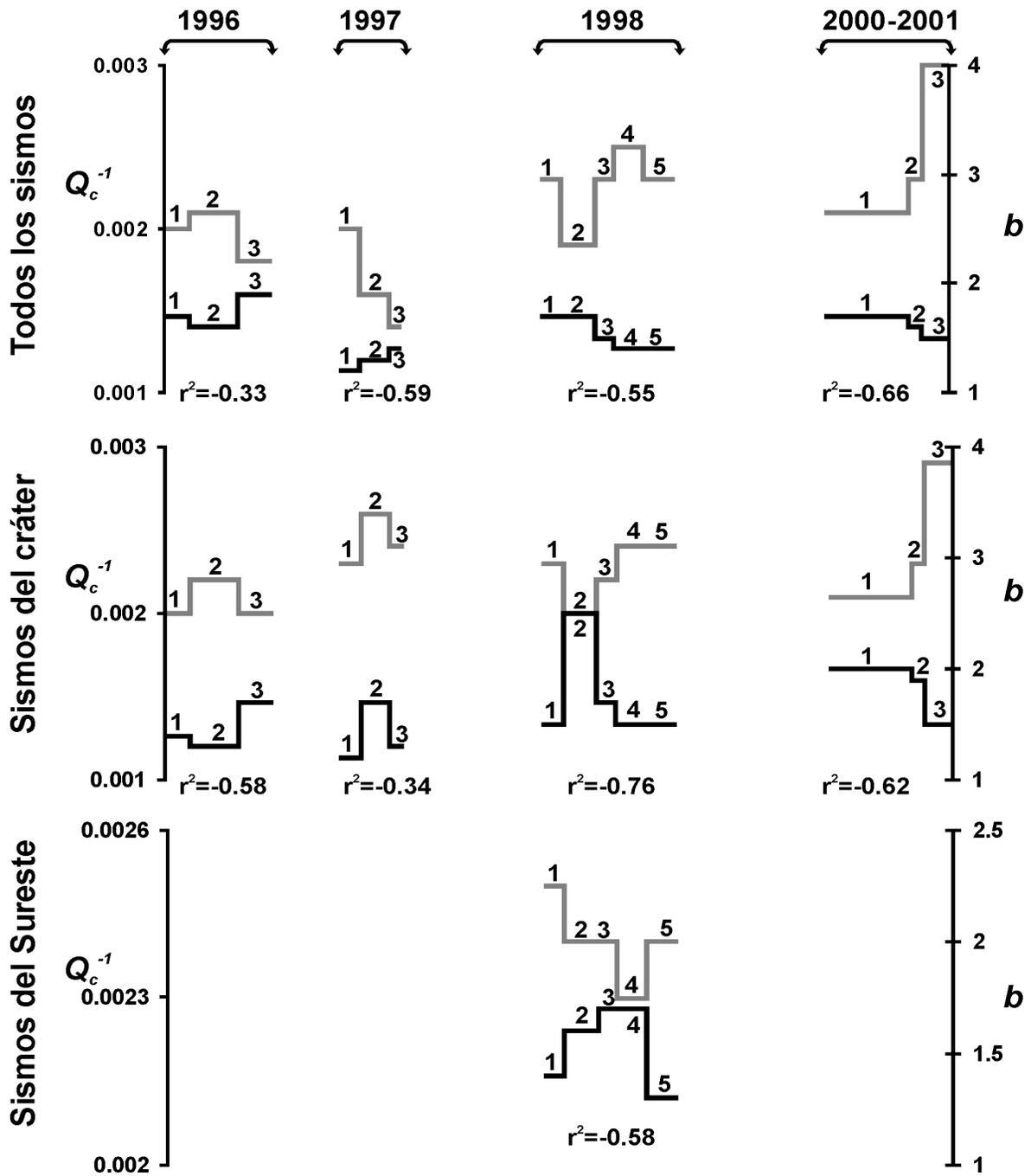


Figura 38. Resumen de los valores promedio de Q_c^{-1} (gris) y b (negro) obtenidos en los episodios eruptivos de marzo-junio de 1996; 30 de junio de 1997; noviembre-diciembre de 1998 y diciembre 2000-enero 2001, y el coeficiente de correlación (r^2) entre los dos parámetros. El número 1 es el episodio “antes” del evento (1 y 2 para 1998); el número 2 es el episodio “durante” (3 para 1998) y el número 3 es “después” (4 y 5 para 1998).

Para el evento de 1997 después de que se habían formado ya 4 domos y destruido por lo menos dos de ellos, el valor de Q_c^{-1} mostró un comportamiento parecido al evento de 1996, es decir disminuyó después del evento. Sin embargo el valor de b para la zona del cráter no muestra un comportamiento inverso al de Q_c^{-1} como en los otros casos, posiblemente las características menos viscosas de los domos de esa época afectaron el comportamiento de este parámetro.

Tabla 11. Niveles de confianza (t-test) entre los episodios “antes”, “durante” y “después” de los eventos eruptivos de marzo-junio de 1996; 30 de junio de 1997; noviembre-diciembre de 1998 y diciembre2000-enero2001 de la figura 36.

		Evento de marzo-junio de 1996	Evento del 30 de junio de 1997	Evento de noviembre-diciembre de 1998				Evento de diciembre 2000-enero de 2001			
		$t_{test}(\%)$									
		(1-2)	(2-3)	(1-2)	(2-3)	(1-2)	(2-3)	(3-4)	(4-5)	(1-2)	(2-3)
Todos los sismos	$\langle Q_c^{-1} \rangle$	-7.8 (99%)	16.1 (99%)	9.9 (99%)	7.4 (99%)	7.5 (99%)	-8.4 (99%)	-3.9 (99%)	3.6 (99%)	-8.4 (99%)	-22.3 (99%)
	$\langle b \rangle$	3.2 (99%)	-9.2 (99%)	-2.8 (95%)	-1.4 (85%)		7.9 (99%)	-1.5 (85%)		3.9 (99%)	9.1 (99%)
Sismos del cráter	$\langle Q_c^{-1} \rangle$	-12.2 (99%)	6.5 (99%)	-7.3 (99%)	2.7 (99%)	7.5 (99%)	-6.7 (99%)	-3.7 (99%)		-4.5 (99%)	-7.9 (99%)
	$\langle b \rangle$	2.6 (99%)	-12.1 (99%)	-13.2 (99%)	8.7 (99%)	-30.4 (99%)	32.1 (99%)	7.4 (99%)		2.6 (99%)	7.9 (99%)
Sismos del SE	$\langle Q_c^{-1} \rangle$					2.6 (99%)	4.1 (99%)		-4.8 (99%)		
	$\langle b \rangle$					-5.7 (95%)	-6.0 (95%)		5.5 (99%)		

Posteriormente continuó la formación y destrucción de cinco domos más (E, F, G, H e I), así como la ocurrencia de exhalaciones y explosiones, las cuales a través del análisis de las cenizas revelaron en ocasiones la presencia de material magmático nuevo en los conductos del volcán. Esta frecuente actividad posiblemente cambió el régimen de esfuerzos en todo el volcán, y para el evento eruptivo del 98 el valor de Q_c^{-1} se encontraba en valores más altos y después del evento aumentó aún más. Así también el valor de b se encuentra en niveles más altos en este episodio y disminuye después del evento, manteniendo en todos los casos una correlación negativa con Q_c^{-1} (Figura 38).

Estas mismas condiciones se presentaron durante el evento del 2000, alcanzando en esta ocasión valores muy elevados en Q_c^{-1} , y solo un poco más elevados en b , sin embargo al igual que en los otros episodios se mantuvo una correlación negativa entre los dos

parámetros. Estos valores mas altos pudieran reflejar un medio mas fracturado y más caliente, lo que haría que los fluidos magmáticos pudieran viajar más fácilmente a través de los conductos del volcán. Al parecer las condiciones en el volcán muestran un cambio paulatino a partir del 97 debido a la presencia de material magmático y fluidos en los conductos del volcán, así como posiblemente a cambios en la estructura de los conductos, en la viscosidad y temperatura de los fluidos o cambios en el estado de esfuerzos los cuales afectaron el comportamiento de los parámetros Q_c^{-1} y b . Asimismo se pudo observar altos valores de Q_c^{-1} y b relacionados con la presencia y desarrollo de domos.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

1. Los valores de b entre 1 y 3 aquí reportados son tan altos como los medidos experimentalmente por Warren y Latham (1970), los cuales son consistentes con actividad sísmica relacionada a vulcanismo, con amplios gradientes térmicos. Con base en estos resultados, se puede considerar que los esfuerzos que afectaron al volcán durante el periodo aquí analizado fueron primordialmente de origen térmico, reflejándose esta condición principalmente en la zona debajo del cráter.
2. Los valores de Q_c^{-1} obtenidos en este estudio son equiparables a los registrados en otras regiones volcánicas activas, en donde la presencia de magma modifica los procesos de atenuación, y son representativos de regiones activas con flujos de calor alto. El calor puede ser provocado por gases, agua y magma.
3. Los valores de $b \geq 1.5$, así como también altos valores de Q_c^{-1} pudieron ser correlacionados con la presencia y desarrollo de domos, ya que el gradiente térmico y heterogeneidad del material en la vecindad del magma se consideró como la principal causa del incremento en ambos parámetros. Alternativamente, la interacción del magma con el agua freática pudo haber incrementado la presión de poro y disminuir los esfuerzos efectivos.
4. Los valores de Q_c^{-1} en la frecuencia de 6 Hz reflejan mejor las condiciones de alta heterogeneidad en el medio, ya que en la frecuencia de 12Hz no siempre fueron observadas claramente. Debido a que la escala de longitud de las heterogeneidades es de aproximadamente 50 metros para la frecuencia de 12 Hz y de 100 metros para 6 Hz, se considera que la escala de longitud de las heterogeneidades generadas en algunos episodios de actividad, como es el caso de la etapa 13 fue mayor a los 50 metros.
5. Se observaron cambios relativos del 15-40% en los valores de Q_c^{-1} y b obtenidos entre los periodos considerados “antes”, “durante” y “después” de las erupciones en los cuatro episodios de actividad analizados. Estos cambios observados pueden

considerarse significativos en la mayoría de los casos, de acuerdo con los resultados obtenidos en la prueba *t-student* que fueron del 96-99% de confianza.

6. En los episodios eruptivos de marzo-junio de 1996 y junio de 1997 los cambios relativos de Q_c^{-1} en los periodos “antes” y “durante” con respecto al de “después” es similar al observado en otros volcanes (Fehler *et al.*, 1988; Londoño *et al.*, 1998; Domínguez *et al.*, 2003). Mientras que en los episodios de noviembre-diciembre de 1998 y diciembre2000-enero2001, los cambios son en sentido opuesto, es decir Q_c^{-1} es menor antes que después de la erupción. Esto podría indicar un cambio en la dinámica del edificio volcánico efectuado a lo largo del periodo analizado, ya sea debido a cambios en la estructura de los conductos, a cambios en la viscosidad y temperatura del fluido (White, 1965, Johnston *et al.*, 1979), a cambios en el estado de esfuerzos, etc.
7. Los cambios temporales en los valores Q_c^{-1} y b se relacionan con la actividad volcánica, y pueden ser atribuidos a cambios de esfuerzos debidos a la presión del magma en su viaje hacia la superficie, produciendo una alta heterogeneidad en las rocas. Pueden ser interpretados en términos de variación de presión o variación en el grado de saturación y viscosidad de los fluidos en los poros.
8. Debido a que la presencia de magma en el volumen muestreado por las ondas coda, contribuye al dominio de la atenuación intrínseca sobre la de dispersión, esto aunado a la débil dependencia de la frecuencia observada en los valores de Q_c^{-1} en este trabajo, se considera, de acuerdo con Aki (1980), que los cambios observados en Q_c^{-1} son mayormente debido a cambios en la contribución intrínseca a la atenuación. Por lo que los cambios en atenuación pueden ser atribuidos a un incremento en el grado de anelasticidad bajo el volcán en el volumen de 13 km de radio muestreado por las ondas coda en este trabajo.
9. Las variaciones de Q_c^{-1} y b están relacionadas con cambios físicos en el interior de la Tierra. En este caso, se relacionan con un cuerpo que se encuentra a temperatura muy alta (>600°C), es decir una zona con alto contenido de material fundido que ha dado lugar a emisiones de lava y ha contribuido a la formación de los domos ubicados en el interior del cráter. Las variaciones en los parámetros

también podrían estar asociadas a cambios de esfuerzos confinados en el interior del volcán, debido a la ocurrencia de pequeños sismos y zonas fracturadas posiblemente rellenas con contenido de gas y fluidos.

10. La correlación entre los valores de Q_c^{-1} y b en las diferentes etapas de actividad fue lineal de moderada a buena para el 53% de los datos en la banda de frecuencia de 6 Hz, de ese 53% fue inversa sólo el 55%. Para la banda de 12Hz el 71% fue lineal de moderada a buena, y de ese 71% el 70% fue inversa. Aparentemente al considerar los datos en función de las etapas, no se observó ningún patrón claro que determinara el sentido inverso o positivo de la correlación. Por lo que la actividad volcánica del Popocatépetl durante el periodo analizado no puede considerarse como un simple proceso lineal. Sin embargo se observó que las correlaciones lineales buenas tanto positivas como negativas, ocurrieron en las etapas que presentan mayor actividad como es el caso de la etapa 9 y en las etapas que anteceden a la etapa 13 que es la etapa en la que se presentó el mayor evento eruptivo registrado durante todo el periodo aquí analizado.
11. Durante los cuatro episodios eruptivos analizados (de los años de 1996, 1997, 1998 y 2000), de acuerdo con el coeficiente de correlación de Pearson obtenidos, se observó una clara correlación negativa que puede considerarse de moderada a buena entre los valores de Q_c^{-1} y b .
12. En base a los resultados obtenidos se puede concluir que la variaciones temporales de Q_c^{-1} , asociadas con las variaciones temporales del valor de b , pueden ser consideradas como una buena herramienta para el pronóstico de erupciones volcánicas a corto y mediano plazo. Pudiéndose obtener resultados más confiables si en un futuro son relacionados con otros parámetros volcánicos tales como deformación, geoquímica, etc.
13. Se recomienda continuar con el análisis de los parámetros Q_c^{-1} y b en el volcán Popocatépetl así como en otros volcanes considerados activos. Asimismo, el obtener estos parámetros en tiempo real sería de ayuda en el pronóstico a corto a plazo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, J.G.** y Ordóñez, E. (1895), Expedición científica al Popocatepetl. México. *Comisión Geológica Méx. of. Tip. de la Secretaría de Fomento*, 48.
- Aki, K.** (1965), Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N=a-bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo University*, 43, 237-239.
- Aki, K.** (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K.** (1980), Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Aki, K.** (1985), Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by the coda method. *Earthquake Predict. Res.*, 3, 219-230.
- Aki, K.** and Chouet, B., (1975), Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Alvarez, R.** (1975), Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in México. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 56, 1066.
- Ambeg, W.B.** and Fairhead, J.D. (1989), Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, west Africa. *Bull Seism. Soc. Am.*, 79, 1589-1600.
- Anderson, T.** (1917), Volcanic studies in many lands. *Murray, London*, pp. 213.
- Arciniega, M.A.** (1997), Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de diciembre de 1994. *Tesis de Maestría en Geofísica, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.*, pp. 80.
- Banks, N.G.**, Tilling, R.I., Harlow, D.H., Ewert, J.W. (1993), Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo. *Apuntes para un curso breve sobre: Los Peligros Volcánicos, WOVO, Santa Fe, Nuevo México*, 51-82.
- Bengham, P.P.**, Hoyle, ed. (1964), Thermal Stress. *Pitman, New York*, pp 382.
- Beroza, G.C.**, Cole, A.T. and Ellsworth, W.L. (1995), Stability of coda wave attenuation during the Loma Prieta, California, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 100, 3977-3987.
- Blázquez, L.** (1956), Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México. *Excursión A-15. XX Congr. Geol. Int.*, pp. 73.
- Boudal, C.** and Robin, C. (1989), Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history and potential hazards and risk in future eruptions. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 1. J.H. Latter (Ed.), Volcanic Hazards, Springer-Verlag Berlin Heidelberg* 110-128.
- Box G.E.P.**, Hunter W.G., Hunter J. S. (1999). Estadística para investigadores : introducción al diseño de experimentos, análisis de datos y construcción de modelos. Vers. español por L. Arimany de Pablos y J. Tort-Martorell Llabres. *Mexico: Reverte*, pp. 680.
- Brodsky, E. E.**, Sturtevant, B. and H. Kanamori (1998). Earthquakes, volcanoes, and rectified diffusion. *J. Geophys. Res.*, 103, 23827-23838.
- Bulletin** of the Global Volcanism Network (BGVN) (1997). Largest ash emission of the 1994-97 eruption on 30 June. *Smith. Inst.*, vol. 22, no. 07. July 1997.

- Bulletin** of the Global Volcanism Network (BGVN) (1998). Cyclical dome extrusions that by late 1997 filled one-third of crater capacity. *Smith. Inst., vol. 23, no. 02. February 1998.*
- Bulletin** of the Global Volcanism Network (BGVN) (2000). December set records in tremor, dome extrusion rates, SO₂ flux, and tilt. *Smith. Inst., vol. 25, no. 12. Dec. 2000.*
- Camacho, H.** (1925), Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología. *Anal. Inst. Geol. Mex. II No. 1-3, 38-67.*
- Capra, L.,** Poblete, M.A., Alvarado, R. (2004), The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constrains on their origin and hazards. *J. Volc. Geother. Res., 131, 3-4,351-369.*
- Cao A.,** Gao, S.S. (2002), Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters, Vol. 29-9, 48.1-48.3.*
- Carrasco, G.** (1985), Estudio Geológico del volcán Popocatepetl. *Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 156.*
- Carter, J.A.** and Berg, E. (1981), Relative stress variations as determined by *b*-values from earthquakes in Circum-Pacific subduction zones. *Tectonophysics, 76, 257-271.*
- Chouet, B.** (1976), Source scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. *Ph.D. thesis, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge*
- Chouet, B.** (1979), Temporal variations in the attenuation of earthquake coda near Stone Cabyon, California. *Geophys. Res. Lett., 6, 143-146.*
- Chouet, B.** (1996), Long-period volcano seismicity: its source and the use in eruption forecasting. *Nature 380, 309-316.*
- Cohen, J.** and Cohen, P. (1983) Multiple Regression/Correlation for the Behavioral Sciences 2nd ed. : *Hillsdale, NJ: Erlbaum Associates, 67-69, 490-497.*
- Cortés, H.** (editor) (1942), Cartas de Relación de la conquista de México. *Espasa Calpe, Madrid, pp. 36.*
- Dainty, A.** (1981), A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *J. Geophys. Res. Lett., 8, 1126-1128.*
- De la Cruz-Reyna, S.,** Macías, J.L. and Castillo-Alanis, F. (1998), Dome growth and associated activity during the current eruptive episode of Popocatepetl volcano, Central México. *Submitted to: Earth and Planetary Science Letters, 19.*
- De la Cruz-Reyna, S.,** Quezada, J.L., Peña, C, Zepeda, O. y Sánchez, T. (1995), Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995). *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 3-22.*
- Del Pezzo, E.,** Ferulano, F. Giarrusso, A., Martin, M. (1983), Seismic coda Q and scaling law of the source spectra at the Aeolian Islands southern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am., 73, 97-108.*
- Del Pezzo, E.,** Gresta, S., Patanè, G, Patanè, D., Scarcella, G. (1987), Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to other volcanic areas. *Advances in Volcanic Seismology, Okal E.A., Editor, PAGEOPH, 125, 1039-1050.*
- Del Pezzo, E.,** Allotta, R. and Patanè, D. (1990), Dependence of Q (coda Q) on coda duration time interval; model or depth effect?. *Bull. Seism. Soc. Am., 80, 1028-1033.*

- Del Pezzo, E.**, Bianco, F., Petrosino, S., Saccorotti, G. (2004), Changes in the Coda Decay Rate and Shear-Wave Splitting Parameters Associated with Seismic Swarms at Mt. Vesuvius, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 2, 439-452.
- Delgado, H.** (1988), Report on the glaciers of México, *en: Haeblerli and Müller (eds.), Fluctuation of Glaciers 1980-1985 (Vol. V), A contribution to the Global Environment Monitoring System (GEMS) and International Hydrological Programme, World Glacier Monitoring Service, International Commission on Snow and Ice, International Association of Hydrological Sciences, United National Environment Programme and UNESCO*, pp. 288
- Delgado, H.** (1993), The Glaciers of Popocatepetl Volcano (México): Changes and Causes, *Program and Abstracts, First International Conference on Climatic Change in México, Taxco, Gro.* pp. 27
- Delgado, H.**, Carrasco-Núñez, G., Urrutia Fucugauchi, J., Casanova-Becerra, J.M. (1988), Analysis of the eruptive records of the Popocatepetl Volcano, México, *in Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes, Kagoshima, Japan*, 510-513.
- Demant, A.** (1976), Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano. *Acapulco (Mex.) Congr. Latinoam. Geología*, 3. Resúmenes, 41.
- Demant, A.** (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 2, 172-187.
- Demant, A.** (1981), Lâxe néo-volcanique transmexicain: etude volcanologique et pétrographique. *Univ. Aix-Marseille, Aix-Marseille*, pp. 259.
- Díaz del Castillo, B.** (1532), Historia verdadera de la conquista de la Nueva España. *Porrua, Méx. (1980 reprint)*, pp. 700.
- Domínguez, T.**, Flores, F., Reyes, G. (2003), Temporal change in coda wave attenuation observed at Volcán de Colima, México before the 1998 eruption. *J. Volc. Geother. Res.*, 125, 215-223.
- Dr. Atl** (1940), Volcanes de México. La actividad del Popocatepetl. *Vol. I. Edit. Polis. México*, pp. 72.
- Fehler, M.**, Chouet, B. (1982), Operation of a digital seismic network on Mount St. Helens volcano and observations of long-period seismic events that originate under the volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 9, 1017-1020.
- Fehler, M.**, Roberts, P. and Fairbanks T. (1988), A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 93, 4367-4373.
- Ferrari, L.**, Garduño, V.H., Pasquarè, G. and Tibaldi, A. (1994), Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional* 33, 1, 99-105.
- Flores, L.R.** (1978), Las posibles relaciones tectónicas entre la faja volcánica mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero: México, D.F. *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 4, 19.
- Friedlaender, Y.** (1922), La erupción del Popocatepetl. *Soc. Cient. Ant. Alz. Mem. y Rev.* 40, No. 2-6.
- García, E.** (1981), Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las cond. de la Rep. Mex.), *México, D.F., UNAM*, pp. 219.

- Gilbert, F.** and Dziewonski, A. (1975), An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 278, 187-269.
- González-Pomposo, G.J.** (2004), Análisis de la sismicidad asociada a la actividad del volcán Popocatepetl y determinación de su estructura por medio de tomografía sísmica. *Tesis de Doctorado en Geofísica, Instituto de Geofísica, UNAM*, pp. 132.
- Gusev, A.A.,** Lemzikov, V.K. (1985), Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka: Parameters and temporal variations. *Tectonophysics*, 112, 137-153.
- Gutenberg, B.** and Richter, C.F., (1954). Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. *Princeton Univ Press, Princeton*.
- Guzmán, M.** (1968), Las montañas de México: el testimonio de los cronistas. *Costa, México*, pp 230.
- Havskov, J.,** Ottemöller, L. (Editors)(2001), SEISAN: The earthquake analysis software. *Inst. Solid Earth Physics. University of Bergen*, pp 260.
- Hellweg, M.,** Spudich, P., Fletcher, J.B. y Baker, M. (1995), Parkfield Dense Seismograph Array. Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: *View from the U.S. Geological Survey. J. Geophys. Res.* 100 No. B2, 2089- 2102.
- Herak, M.** (1991), Lapse - time dependent Qc-spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 303-312.
- Hernández-Sosa, P.** (1948), Parque Nacional Iztaccihuatl-Popocatepetl. *Secretaría de Agricultura y Ganadería, México*, pp. 416.
- Herraiz, M.** y Espinosa, A.F. (1986), Scattering attenuation of high-frequency seismic waves. Development of the theory of coda waves. *Open-file Report, U.S.G.S.*, 86-455.
- Herraiz, M.** and Espinosa, A.F. (1987), Coda waves: A review. *Pageoph*, 125, 499-577.
- Hiramatsu, Y.,** Hayashi, N., Furumoto, M. (2000), Temporal changes in coda Q^{-1} and b value due to the static stress change associated with the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake. *J. Geophys. Res.*, 105, 6141-6151.
- Horra N. J.,** (2003), Estadística aplicada. *Madrid : Diaz de Santos, 3a ed.*, pp. 358.
- Imoto, M.** (1991), Changes in the magnitude-frequency *b*-value prior to large ($M \geq 6.0$) earthquakes in Japan. *Tectonophysics*, 193, 311-325.
- Iyer, H.M.** (1984), Geophysical evidence for the location, shapes and sizes, and internal structures of magma chambers beneath regions of quaternary volcanism. *Phill. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 473-510.
- Jin, A.** and Aki, K. (1986), Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *J. Geophys. Res.*, 91, 665-673.
- Jin, A.** and Aki, K. (1988), Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 741-769.
- Jin, A.** and Aki, K. (1989), Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism. *J. Geophys. Res.*, 94, 14041-14059.
- Johnson, C. E.,** A. Bittendbinder, B. Boagaert, L. Dietz, and W. Kohler. Earthworm: A flexible Approach to Seismic Network Processing, *Incorporated Research Institutions (IRIS), Newsletter*, v14, N2, p1-4, 1995.

- Johnston, D.H.**, Toksoz, M.N., Timur, A. (1979), Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, II. *Mechanisms. Geophysics*, 44(4), 691-711.
- Johnston, M.J.S.**, Dvorak, J. (1981), The implications of tilt and magnetometer measurements at Mount St. Helens, Washington (abstract). *Eos Trans. AGU*, 62, 1089.
- Kebede, F.** and Kulhánek, O. (1994), Spatial and temporal variations of *b*-values along the East African rift system and the southern Red Sea. *Physics Earth and Planetary interiors*, 83, 249-264.
- Kvamme, L.B.** and Havskov, J. (1989), Q in southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1575-1588.
- Legrand D.**, Villagómez, D., Yepes, H. and Calahorrano, A. (2004), Multifractal dimension an *b* value analysis of the 1998-1999 Quito swarm related to Guagua Pichincha volcano activity, Ecuador. *J. Geophys. Res.*, 109, B01307.
- Lermo, J.**, Cuenca, J., Chávez-García, F.J., Huidobro, A., Bermúdez, M.L., Rodríguez, M., Quaas, R., Sánchez-Sesma, F.J., Nava, E., Mijares, H. y Briones, E. (1995), Características espectrales de temblores Tipo-A, Tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en diciembre de 1994. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995*. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 139-166.
- Lienert, B. R.**, Berg, E, and Frazer, L. (1986). N. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 771-783.
- Londoño, B.J.M.** (1995), Análisis of seismic wave attenuation in Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Thesis, Kyoto University*, 1-33.
- Londoño, B.J.M.** (1996), Temporal change in coda Q at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, 129-139.
- Londoño, B.J.M.**, Sánchez, A.J.J., Toro, E.L.E., Gil-Cruz, F., Bohorquez, 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. Volcanol.*, 59, 556-561.
- Lorenzo, J.L.** (1964), Los glaciares de México. *Monografías del Inst. Geof. UNAM*, 1, pp 123.
- Macías, J.L.**, Carrasco, G., Delgado, H., Martín, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R.D., Sheridan, M.F., y Tilling, R.I. (1995), Mapa de peligros del volcán Popocatepetl. *Instituto de Geofísica, UNAM, en colaboración con Inst. de Geol. UNAM, CVO USGS, Departamento de Geología, SUNY y USGS*.
- Mahdyiar, M.**, Singh, S.K. y Meyer, R.P. (1986), Moment-magnitude scale for local earthquakes in the Petatlán region, México, based on recorded peak horizontal velocity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 1225-1240.
- Martín del Pozo, A.L.**, Espinasa, R., Armienta, M.A., Aguayo, A., Reyes, M., Sánchez, G., Cruz, O. and Cenicerros, N. (1995), Recent eruptions al Popocatepetl and their effect on the heavily populated areas nearby. Periodico di Mineralogia. *A IAVCEI Conference on Volcanic Hazard in Densely Populated Regions. Roma 27-30 September*, 64, 223-224.
- Martín del Pozo, A.L.**, Córdoba, C. and López, J. (1997), Volcanic impact on the southern basin of México during the Holocene. *Quaternary International* 4344, 181-190.
- Martín del Pozo, A.L.**, Cifuentes-Nava, E., Cabral-Cano, E., Sánchez-Rubio, G., Reyes, M., Martínez-Bringas, A. García, E., and Galván-Arango, C. (2002), Volcanomagnetic

signals during the recent Popocatepetl (México) eruptions and their relation to eruptive activity. *J. Vulcan. and Geothermal Res.*, 2384, 1-14.

Martín del Pozo, A.L., Cifuentes, E., Cabral-Cano, E., Bonifaz, R., Correa F., Mendiola, I.F. (2002), Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, México, 2000-2001. *J. Vulcan. and Geothermal Res.*, 125, 107-120.

Martín del Pozo, A.L., Cifuentes, E., Cabral-Cano, E., Bonifaz, R., Correa, F., Mendiola, I.F. (2003), Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, Mexico, 2000-2001. *J. Geophys. J. Vulcan. and Geothermal Res.*, 125, 107-120.

Martínez, Q.R. (1925), Estudio microscópico de las arenas volcánicas del Popocatepetl: Méx. *Inst. Geol. Anales*, 2 No. 1-3, 61-63.

Martínez-Bringas, A. (1998), Atenuación de Ondas Coda en el Volcán Popocatepetl. *Tesis de Maestría (Maestría en Ciencias (Geología)), Facultad de Ciencias, UNAM*, pp. 88.

Medina, F., González, T., González, L., and Mena, M. (1990), Gravity and seismicity analysis of El Chichón volcano area. *Pure Appl. Geophys.*, 133, 149-165.

Mendenhall, W. (1979), Introduction to Probability and Statistics, *Duxbury, Boston, Mass.*, pp 594.

Millán, M.H. (1989), Atenuación Sísmica en el centro y sur de México. *Tesis de Maestría en Geofísica. Instituto de Geofísica, UNAM*, pp. 122.

Mogi, K. (1962), Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokio Univ.* 40, 125p.

Mogi, K. (1967), Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 45: 67-86.

Minakami, T., (1960). Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part I. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 38, 497-544.

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

Molina C.I., Ruiz, M.C. (2002), Cambios temporales del valor de b: ¿Posibles correlaciones con la actividad hidrotermal del volcán Tungurahua?. *Revista Geofísica Colombiana No. 6. Universidad Nacional de Colombia*.

Mooser, F. (1963), Historia tectónica de la Cuenca de México, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* 15, 239-245.

Mooser, F. (1968), The Mexican Volcanic Belt structure and development; formation of fractures by differential crustal heating: Méx. D.F., *Pan Am. Symp. on the Upper Mantle (1968), Inst. Geof. UNAM*, 15-22.

Mooser, F. (1972), The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics. *Geof. Inter.*, 55-70.

Mooser, F., Nair, A.E. and Negendank, J.F. (1974), Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks. *III A Paleomagnetic and Petrologic study of volcanics of the Valley of Mex.: Geol. Rundschau*, 63(2), 451-483.

Mooser, F. (1975), The Mex. Volc. Belt; interpretation derived from fractures and form. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 56, pp 1066.

- Novelo-Casanova, D. A.**, Berg, E., Hsu, V. and Helsley, C.E. (1985), Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation (Q_c^{-1}) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlan Earthquake. *Geophys. Res. Letters*, 12, 789-792.
- Novelo-Casanova, D. A.** and Lee, W.H.K. (1991), Comparison of techniques that use the Single Scattering Model to compute the Quality Factor Q from coda waves. *PAGEOPH.* 135, 77-89.
- Novelo-Casanova, D.** and Monfret, T. (1995), CODAQ program, *Publicación Interna, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.*
- Novelo-Casanova, D. A.** and Martínez-Bringas, A. (2005), A seismic attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geof. Inter.* V. 44(2), 177-186.
- Novelo-Casanova, D. A.**, Martínez-Bringas 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, Mexico, Volcano. *J. Vulcan. and Geothermal Res.*, 152, 347-358.
- O Doherty, K.B.**, Bean, C.J. and Mc Closkey, J. (1997), Coda wave imaging of the Long Valley caldera using a spatial stacking technique. *Geophysical Research L.*, 24, 13, 1547-1550.
- Orozco y Berra, M.** (1888), Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, *Antonio Alzate. II, México, pp. 261.*
- Ortiz, R.**, Correig A.M., Diez, J.L., Muñoz, M.L. (1992), Apparent variation of coda Q in Phlegraean fields during the bradyseismic crisis of 1982-1984. *IAVCEI proceedings in volcanology 3. Springer, Berlin Heidelberg New York, 517-532.*
- Pal, S.** and Urrutia, J.F. (1977), Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from México and their tectonic implications. *Calcuta Proceed Iv, Inter. Gondwana Symposium.*
- Palacios, D.** (1995), Rockslide process on the North slope of Popocatepetl volcano, México. *Permafrost and Periglacial Process*, 6, 345-359.
- Palacios, D.** (1996), Recent geomorphologic evolution of glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (México). *ELSEVIER Geomorphology* 16, 319-335.
- Patanè, D.**, Ferrucci, F. and Gresta, S. (1994), Spectral features of microearthquakes in volcanic areas: Attenuation in the crust and amplitude response of site at Mt. Etna, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1842-1860.
- Pasquarè, G.**, Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L. and Zanchi, A. (1986), Structural behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs, F.-C. *Wezel (De), Elsevier, Amsterdam, 509-527.*
- Peng, J.Y.**, Aki, K., Lee, W.H.K., Chouet, B., Johnson, P., Marks, S., Newberry, J.T., Rally, A.S., Stewart, S.W., Tottingham, D.M. (1987), Temporal change in coda Q associated with the Round Valley California, earthquake of November 23, 1984. *J. Geophys. Res.*, 92, 3507-3526.
- Pérez-Campos N.** (2001). Difusión Rectificada en el volcán Popocatepetl debido al sismo de Mw=7.0 del 15 de junio de 1999. *Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de México.*
- Phillips, W.S.**, Aki, K. (1986), Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 627-648.

- Pulli, J.J.** (1984), Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1149-1166.
- Power, J.A.**, Wyss, M., Latchman, J. (1984), Spatial variation in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *J. Res. L.*, 25,19, 3653-3656.
- Quaas, R.**, González, R., Guevara, E., Ramos E. y De la Cruz, S. (1995), Monitoreo volcánico: Instrumentación y métodos de vigilancia. Volcán Popocatépetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. *Centro Nacional de Prevención de Desastres*. 25-76.
- Robin, C.** (1982), México: The Mexican Volcanic Belt. *John Wiley & Sons Ed. Andesites*, pp. 137.
- Robin, C.** (1984), Le volcan Popocatépetl (Mexique): structure, evolution petrologique et risques. *Bull. Volcanol.*, 47, 1-23.
- Robin, C.** y Boudal C. (1987), A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatépetl. *J. Vulcan. and Geothermal Res.*, 31, 115-130.
- Robinson, R.** (1987), Temporal variation in coda duration of local earthquakes in the Wellington region, New Zealand. *Pure Appl. Geophys.*, 125, 5479-596.
- Rzedowski, J.** (1981), La vegetación de México. *Ed. Limusa. México, D.F.*
- Saccorotti, G.**, Almendros, J., Carmona, E., Ibáñez, J:M., Del Pezzo, E., (2001), Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island, Antarctica. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 561-571.
- Sato, H.** (1977), Energy propagation including scattering effects, single isotropic approximation. *J. Phys. Earth* 25, 27-41.
- Sato, H.** (1982), Attenuation of S waves in the lithosphere due to scattering by its random velocity structure. *J. Geophys. Res.* 87, 7779-7785.
- 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, 465-497.
- S.P.P.** (1981), Atlas Nacional del Medio Físico. *Inst. Nal. Est. e Inf. México*, pp. 224.
- Shi, Y.**, Bolt, B.A. (1980), The standard error of the magnitud-frequency *b* value. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1677-1687.
- Shearer, P.** (1991), Imaging global body waves phases by stacking long-period seismograms. *J. Geophys. Res.* 96, 20, 353- 20,364.
- Scherbaum, F.** and Johnson, J. (1992), Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA). *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)*, pp. 269.
- Schlaepfer, J.F.** (1968), *Inst. Geol.* Hoja México 14Q-h (5) con resumen de la geología Hoja México, D.F., Edo. de Méx. y Morelos.
- Scholz, C.H.**, (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58:399-415.
- Sheriff, R.E.** y Geldart, L.P. (1991) Exploración Sismológica I: Historia, teoría y obtención de datos. *Ed. Noriega-Limusa*, pp. 309.

- Siebe, C.**, Abrams, M. y Macías, J.L. (1995), Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995*. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 195-220.
- Siebe, C.**, Abrams, Macías, J.L. and Obenholzner, J. (1996), Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central México: Past key to the future?. *Geology* 24, 5, 399-402.
- Siebe, C.**, Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R. (1997), Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central México. *IAVCEI Assembly, Puerto Vallarta, Méx. Fieldtrip Guidebook, Pre-meeting Excursion No. 4*, pp. 87.
- Simkin, T.** (1993), Terrestrial volcanism in space and time. *Annu. Rev. Earth. Planet.Sci.* 21, 427-452.
- Sing, S.**, Herrmann, R.B. (1983), Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 527-538.
- Smith, W.D.** (1986), Evidence for precursory changes in the frequency-magnitude *b*-value. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 86, 815-838.
- Straub, S.**, Martin-Del Pozzo, A.L. (2001), The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl Volcano (central Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol*, 140, 487-510.
- Toksöz, M.N.**, Johnston, D.H. (1981), Seismic wave attenuation. *Levin, K.F. (ed.) Geophysics Reprint Series. Tulsa, USA.*
- Tottingham, D.M.**, Lee, W.H.K., and Rogers, J.A. (1994), User Manual for MDETECT. *in IASPEI software Library 1 2a. de*, 49-88.
- Truchan, M.** and Larson, R.L. (1973), Tectonic lineaments on the Cocos plate. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 17, 426-432.
- Urbancic, T.I.**, Trifu, C.I., Long, J.M. and Toung, R.P. (1992), Space-time correlations of *b*-values with stress releases. *PAGEOPH*, 139, 449-462.
- Urrutia, J.F.** y Del Castillo, L. (1977), Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- Urrutia, J.F.** and Pal, S. (1977), Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks, northeast Jalisco, México. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 202-206.
- Utsu, T.**, (1965). A method for determining the value of *b* in a formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency for earthquakes. *Geoph. Bull. Hokkaido Univ.* 13:99-103.
- Valdés, C.**, Novelo, D.A. and Meyer, R.P. (1987), Contrast in coda Q parallel and perpendicular to the Mexican Pacific Coast. *EOS* 68, 44, 1362.
- Valdés, C.M.** and Novelo-Casanova, D.A. (1994), User Manual for QCODA. *in IASPEI software Library 1 2a. ed.*, 171-206.
- Valdés, C.**, González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C. y Santoyo, M (1995), Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995*. Centro Nacional de Prevención de Desastres, 129-138.

- Valdés, C.**, González, G., Arciniega, A. (1997), El Popocatepetl un volcán sísmicamente activo. *Rev. de Ingeniería Civil* 334, 33-38.
- Waitz, P.** (1921), La nueva actividad y el estado actual del Popocatepetl. *Soc. Cient. Ant. Alz. Mem. y Rev.*, 37, 295-313.
- Wang, J.H.** (1988), *b*-values of shallow earthquakes in Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1243-1254.
- Warren, N.W.** and Latham, G.V. (1970), An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *J. Geophys. Res.* 25,23, 4455-4464.
- White, S.E.** (1951), A geologic investigation of the late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl, México. *Abstract of dissertation. Thesis of Dr. Phil Syracuse University*, 7.
- White, S.E.** (1954), The firm field on the volcano Popocatepetl. México. *J. of Glaciology* 2, 389-392.
- White, S.E.** (1968), Volcanology and geomorphology of the Southeast corner of México Basin, West side of Iztaccihuatl and North side of Popocatepetl volcanoes, México. *Field Trip. Guidebook No. 8, GSA., Annual Meeting pp.* 33.
- White, J.E.** (1965), Seismic waves: Radiation, transmission and attenuation. *McGraw-Hill, New York*.
- Wiechert, D.** (1980), Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observations for different magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1337-1346.
- Wiemer, S.**, McNutt, S., (1997), Variations in the magnitude-frequency distribution in two volcanic regions: Mt St. Helens (Washington) and Mt. Spurr (Alaska). *Geophys. Res. Lett.*, 24, 182-192.
- Wiemer, S.**, McNutt, S., Wyss, M. (1998), Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long-Valley Caldera, California. *Geophys. J. Int.*, 134, 409-421.
- Woodgold, C.R.D.**, (1994), Coda Q in the Charlevoix, Quebec, region: Lapse-time dependence and spatial and temporal comparisons. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 4, 1123-1131.
- Wyss, M.** (1973), Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *J. R. Astr. Soc.*, 31, 341-359.
- Wyss, M.** (1985), Precursors to large earthquakes. *Earthquake Predict. Res.*, 3, 519-543.
- Wyss, M.**, Shimasaki, K., Wiemer, S. (1997), Mapping active magma chambers by *b*-values beneath off Ito Volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, 102, 20413-20422.
- Yomogida, K.**, Benites, R. (1995), Relation between direct wave Q and coda Q: A numerical approach. *Geophys. J. Int.*, 123, 471-483.
- Ziagos, J.P.**, Backwell, D.D. and Mooser, F. (1985), Heat flow in southern México and thermal effects of subduction. *J. Geophys. Res.* 90, 5410-5420.
- Zúñiga, F.R.** and Díaz, L.E. (1994), Coda attenuation in the area of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Tectonophysics*, 234, 247-258.

APÉNDICE A

APÉNDICE A

ETAPAS VOLCÁNICAS DEL POPOCATÉPETL PARA EL PERÍODO DE ABRIL DE 1995 A DICIEMBRE DE 2003

A1. Etapa 4 (2 de abril de 1995 a 3 de marzo de 1996):

Esta es una etapa principalmente fumarólica y de remoción de material depositado en los conductos, como consecuencia del movimiento ascendente del material.

En la relación de b y Q_c^{-1} tanto para los sismos de la zona del cráter como para todos en conjunto, se observa una correlación inversa de baja a moderada entre los dos parámetros para Q_c^{-1} a 12 Hz (Tabla A1), es decir que a valores altos de Q_c^{-1} corresponden valores bajos de b y viceversa (Figura A3), no ocurre lo mismo para Q_c^{-1} a 6 Hz, en este caso se tiene una correlación positiva baja. Los valores de r obtenidos indican una correlación baja entre los dos parámetros, con excepción de cuando se consideran todos los sismos en la frecuencia de 12 Hz, en que se tiene una correlación moderada. Para la zona del SE no se contó con datos suficientes para analizar esta etapa por separado.

En la Figura A1 se muestra la ubicación de los VT registrados durante esta etapa y en la Figura A2 los valores de b y Q_c^{-1} con respecto al tiempo.

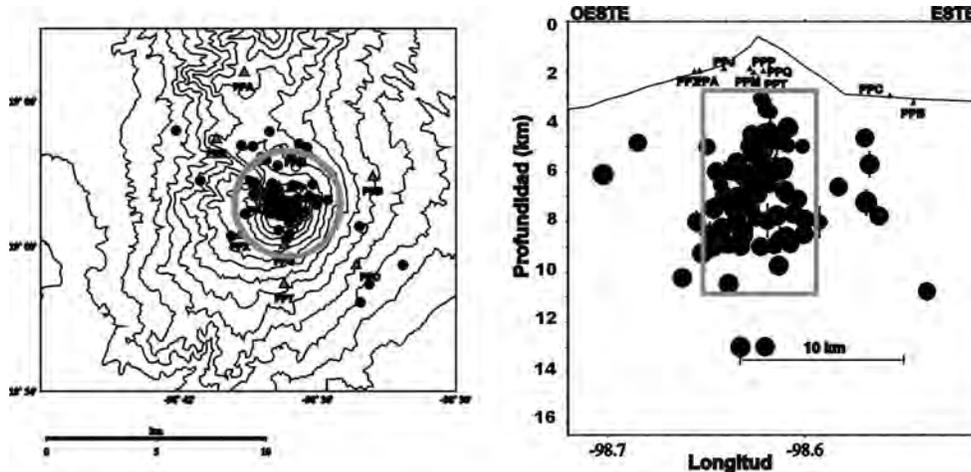


Figura A1. Localización de los VT registrados durante la etapa 4. El círculo en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.

Se observa una cierta variación en los valores de atenuación en la zona del cráter (Tabla A1 y Figura A3), además de alcanzar valores mayores, lo que indica una concentración de esfuerzos en esta zona y por lo tanto mayor heterogeneidad, como consecuencia del paso de material en los conductos. No se observa variación de los valores de Q_c^{-1} en 6 y 12 Hz en esta etapa, aunque se debe considerar que solo se analizaron dos frecuencias.

En cuanto a los valores de b estos variaron entre 1.0 y 2.6 al considerar todos los sismos y entre 0.6 y 1.7 para la zona del cráter, llegando a valores considerados altos y

característicos de zonas volcánicas, en donde la presencia de magma afecta las condiciones del medio. Posiblemente el magma al ascender por los conductos más profundos del volcán, encontró resistencia del material existente en los conductos superiores. La nueva intrusión de material provocó una acumulación de energía suficiente que forzó al material viejo a salir por los conductos. Esto se ve reflejado en la variación de las magnitudes (1.6-2.8) de los VT, que tuvo un aumento paulatino durante esta etapa, así como en el amplio rango de profundidades (2 a 10 km a partir del cráter).

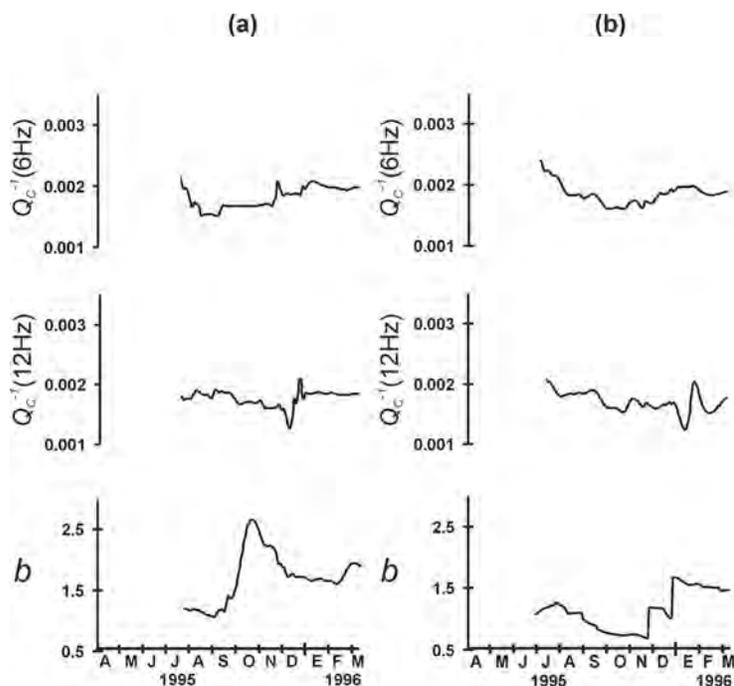


Figura A2. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 4, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.

Tabla A1. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 4.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	r^2 Q_c^{-1} vs b (6Hz)	r^2 Q_c^{-1} vs b (12Hz)	No. de Sismos
Todos	1.0-2.6	0.0015-0.0020	0.0015-0.0021	0.26	-0.50	93
Cráter	0.6-1.7	0.0016-0.0024	0.0016-0.0023	0.28	-0.24	51

El nuevo magma produjo el primer domo de este episodio eruptivo iniciado en diciembre de 1994, que fue detectado al inicio de la siguiente etapa. La presencia de magma en los conductos dio lugar a un incremento en el valor de b (Figura A2). El aumento de valores de b considerados “normales” (<1) a valores altos (>1) indican un cambio en el estado de esfuerzos interno del volcán. Valores altos de Q_c^{-1} y de b 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.

obtenidos, en esta etapa la correlación entre Q_c^{-1} y b es inversa de baja a moderada para los sismos del cráter y positiva moderada para todos los sismos en 12 Hz y negativa baja en 6 Hz.

Para la zona Sureste no se obtuvieron suficientes datos. Los valores máximos y mínimos de b fueron 1.3 y 2.5 para todos los sismos, y de 0.6 y 2.8 para la zona del cráter. Los valores máximos y mínimos de atenuación (Q_c^{-1}) fueron 0.0017 y 0.0027 en la frecuencia de 6 Hz, y de 0.0018 y 0.0021 en 12 Hz para las dos zonas (Tabla A2 y Figura A6).

La amplitud del rango de los valores de atenuación son mayores que en la etapa previa, alcanzando valores más altos en la banda de 6 Hz, asimismo los valores de b aumentaron en la zona del cráter (Figuras A5 y A6), como consecuencia de la heterogeneidad producida por la presencia de magma en los conductos. Los factores que pueden provocar cambios en los valores de b así como a la atenuación pueden ser debidos a diferentes causas, como son el incremento en el esfuerzo efectivo, o un incremento en el gradiente termal, así como un esfuerzo no uniforme. Del mismo modo, un incremento en el esfuerzo de cizalla aplicado o un incremento en el esfuerzo efectivo disminuye los valores de b y la atenuación.

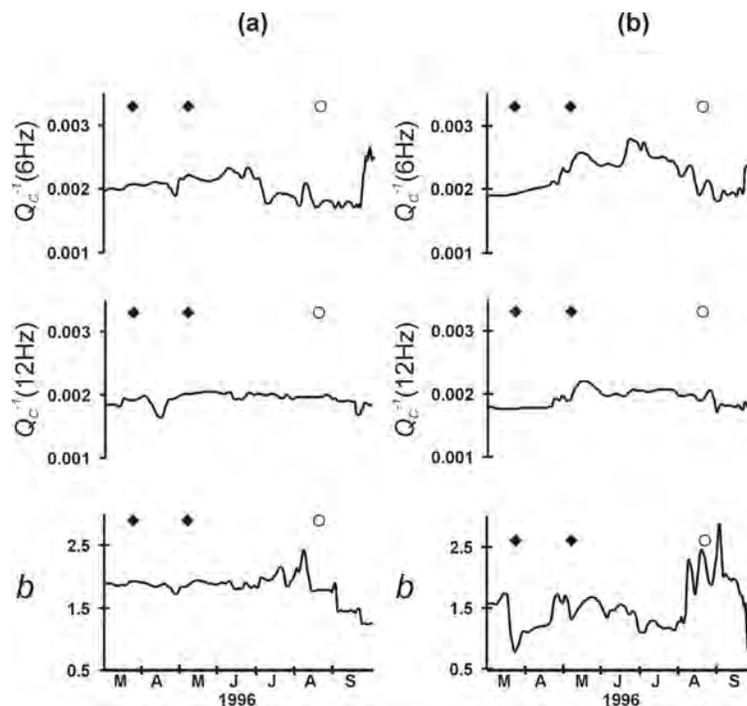


Figura A5. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 5, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

En esta etapa la presencia de magma en los conductos a profundidades someras dio por resultado la formación de dos domos (A y B) lo que proporcionó un medio altamente heterogéneo, lo que posiblemente originó los valores altos de b y de Q_c^{-1} (alta atenuación).

Los esfuerzos producidos por el magma durante su ascenso se reflejan en los VT que en su gran mayoría se concentran a profundidades de entre 3 y 7 km desde el cráter (Figura

A4). Por otro lado, a medida que el magma va ascendiendo por los conductos disminuye su presión y llega al punto de vesiculación, en este punto se forman burbujas.

Tabla A2. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 5.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.3-2.5	0.0017-0.0027	0.0018-0.0021	-0.22	0.59	90
Cráter	0.6-2.8	0.0017-0.0027	0.0018-0.0021	-0.65	-0.30	78

La vesiculación del magma podría considerarse como una de las posibles causas de los altos valores de b registrados en la zona del cráter. Esta vesiculación también podría verse reflejada por la presencia de tremor y aumento en el número de LP's en esta etapa, así como las exhalaciones moderadas. Asimismo, las fluctuaciones en el número de LP's registradas durante esta etapa, que variaron de 5 a más de 200 en varias ocasiones, podrían relacionarse con un estado de esfuerzos no uniforme a todo lo largo de la etapa, lo que también genera altos valores de b y las variaciones en la atenuación de las ondas debido posiblemente a una apertura y cierre de fracturas en el medio.

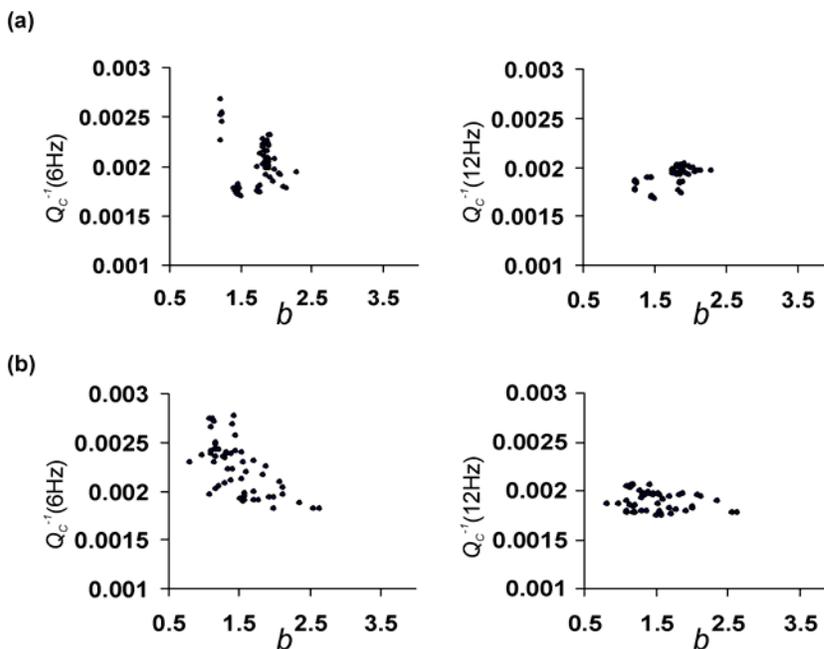


Figura A6. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 5, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.

A3. Etapa 6 (octubre de 1996 a 18 de agosto de 1997):

Etapa caracterizada por pulsos casi cíclicos. Emisiones de ceniza menos frecuentes pero con tendencias a ser más explosivas. Formación y destrucción de 3 domos (C, D y E) y presencia de tremor. Agrupamientos y/o pequeños enjambres de VT.

En esta etapa también se tiene una correlación inversa moderada entre el valor de b y Q_c^{-1} para la banda de 12 Hz en la zona del cráter y con todos los sismos, para la zona Sureste la correlación es positiva moderada (Figura A9 y Tabla A3). En la banda de 6 Hz no hay correlación entre los parámetros en ninguna zona. Las condiciones en el volcán son diferentes a las dos etapas anteriores, lo que se refleja en las variaciones entre los valores de atenuación y b , ya que en las etapas 4 y 5 se habían mantenido muy similares para las dos zonas y para las dos bandas de frecuencias (6 y 12 Hz).

La atenuación para los sismos de la zona del Sureste se mantiene más o menos constante, no se registraron cambios significativos a lo largo de toda la etapa, los valores se encontraron entre 0.0023 y 0.0026 a 6 Hz y entre 0.0017 y 0.0018 a 12 Hz. En cuanto al valor de b , también tuvieron poca variación de 0.7 a 1.7 en comparación con la zona del cráter (Tabla A3 y Figura A9).

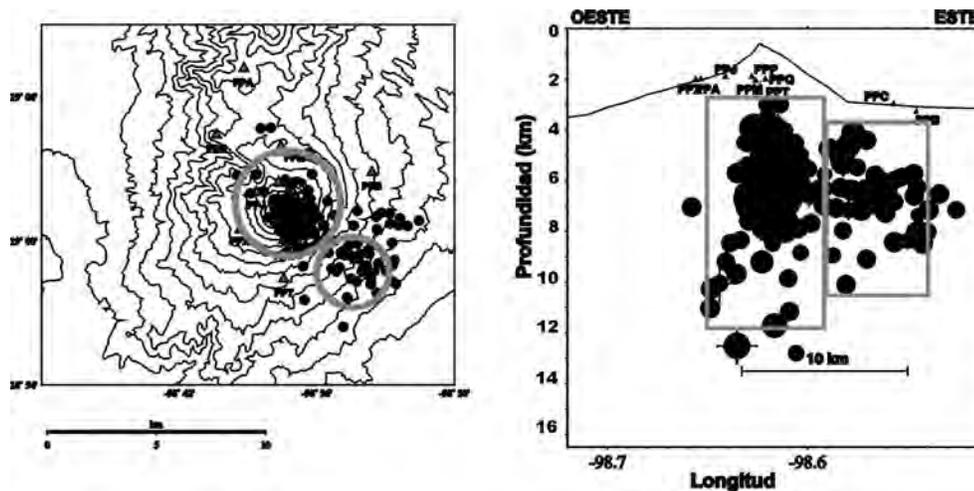


Figura A7. Localización de los VT registrados durante la etapa 6. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

Lo que pudiera ser debido a que en esta zona los esfuerzos durante esta etapa se mantuvieron más constantes que en la zona del cráter, un estado de esfuerzos más o menos alto, observable más claramente en períodos más largos (6Hz), lo que se manifiesta por la presencia de ocho sismos con magnitudes entre 2.7 y 3.5, a profundidades de 3 a 7 km (Figura A7), ubicados en las zonas Este y Sureste del volcán. La presencia de estos sismos también afectaron al valor de b en esta zona, que alcanzó valores más bajos que los obtenidos para la zona del cráter (Tabla A3), lo que refleja que la zona posiblemente estuvo más afectada por esfuerzos efectivos que por esfuerzos de origen térmico. En la zona del cráter la relación entre valores de b y Q_c^{-1} tuvieron un rango de variación más amplio, principalmente en la frecuencia de 6 Hz (0.0017 a 0.0027) (Tabla A3 y Figura A9).

Esto está probablemente relacionado con las fluctuaciones de la actividad que como ya se mencionó se presentaron en forma aproximadamente cíclica, así como la menor frecuencia de exhalaciones importantes pero que sin embargo fueron de carácter más explosivo, lo que requirió de una mayor acumulación de energía, produciendo un fracturamiento mayor en el interior del volcán, reflejado en los altos valores de atenuación, seguido por episodios de relajación manifestándose en los valores bajos de Q_c^{-1} .

En cuanto al valor de b , se mantiene en valores altos de 1.0 a 2.6 (Tabla A3 y Figura A9), estos valores podrían estar afectados tanto por la presencia de tremor como por la ocurrencia de pequeños enjambres o agrupamientos de VT. Según Scholz (1968), los enjambres sísmicos pueden producir valores altos de b (>2.5), lo cual se debe a que 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 formado por una serie de eventos de tamaño semejante.

Asimismo, los valores altos de b obtenidos por los sismos originados en esta zona, podrían estar relacionados con la formación de los domos (C,D y E), los cuales fueron observados posteriormente (Figura A8), como se reportó en un estudio de la caldera de Long Valley (Wiemer *et al.*, 1998), en donde los valores altos de b (± 2.0) se relacionaron con un domo resurgente.

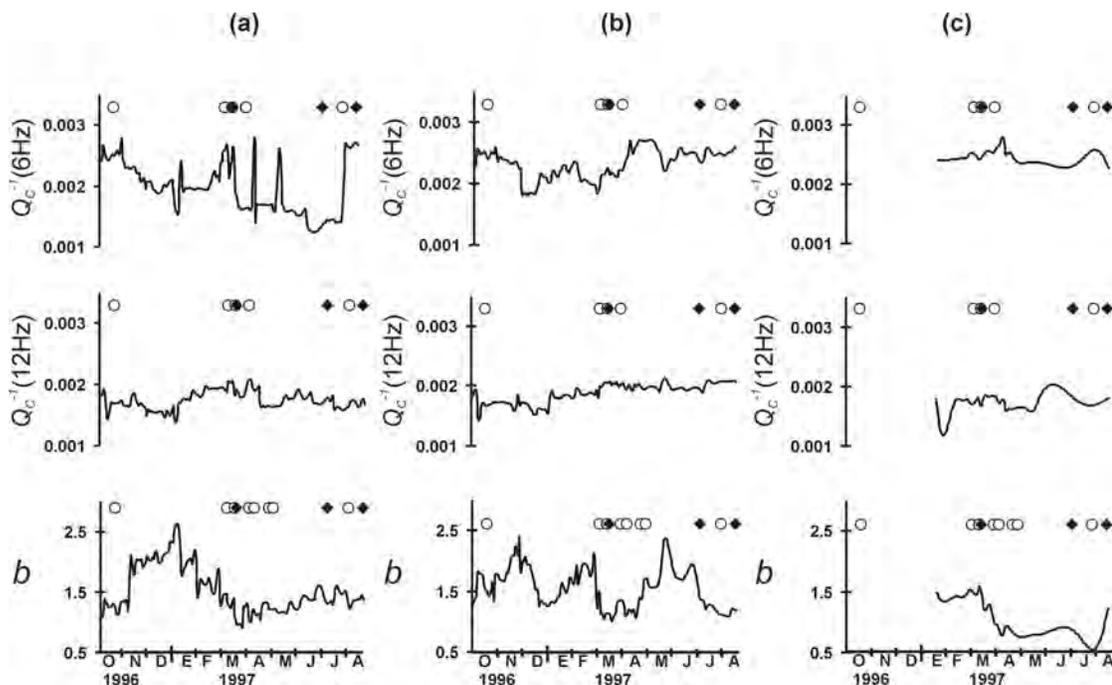


Figura A8. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 6, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Al utilizar todos los sismos, que incluyen los de la zona del cráter, la Sureste y los dispersos en otras áreas, se observa una correlación inversa moderada a 12 Hz y no se observa correlación a 6 Hz o la correlación no es lineal (Tabla A3 y Figura A9). En la frecuencia de 6 Hz (Tabla A3) se observa que las variaciones en la atenuación, o en otras palabras los cambios en la heterogeneidad del material ocurrieron en rangos más grandes que en las etapas anteriores y también alcanzaron valores más altos de atenuación. Los valores más bajos de Q_c^{-1} (± 0.0013) y sus correspondientes valores de b de alrededor de 1.0, están asociados principalmente con los sismos que se encuentran dispersos, fuera de las zonas consideradas del Sureste y del cráter (Figura A7). Estas zonas no son directamente afectadas por los procesos magmáticos que se generan debajo del cráter del volcán, sino que son medios menos fracturados y con menos alteración térmica.

Tabla A3. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 6.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	0.7-2.7	0.0013-0.0028	0.0014-0.0021	-0.01	-0.48	255
Cráter	1.0-2.6	0.0017-0.0027	0.0015-0.0021	-0.13	-0.47	172
SE	0.7-1.7	0.0023-0.0026	0.0017-0.0018	-0.11	0.41	55

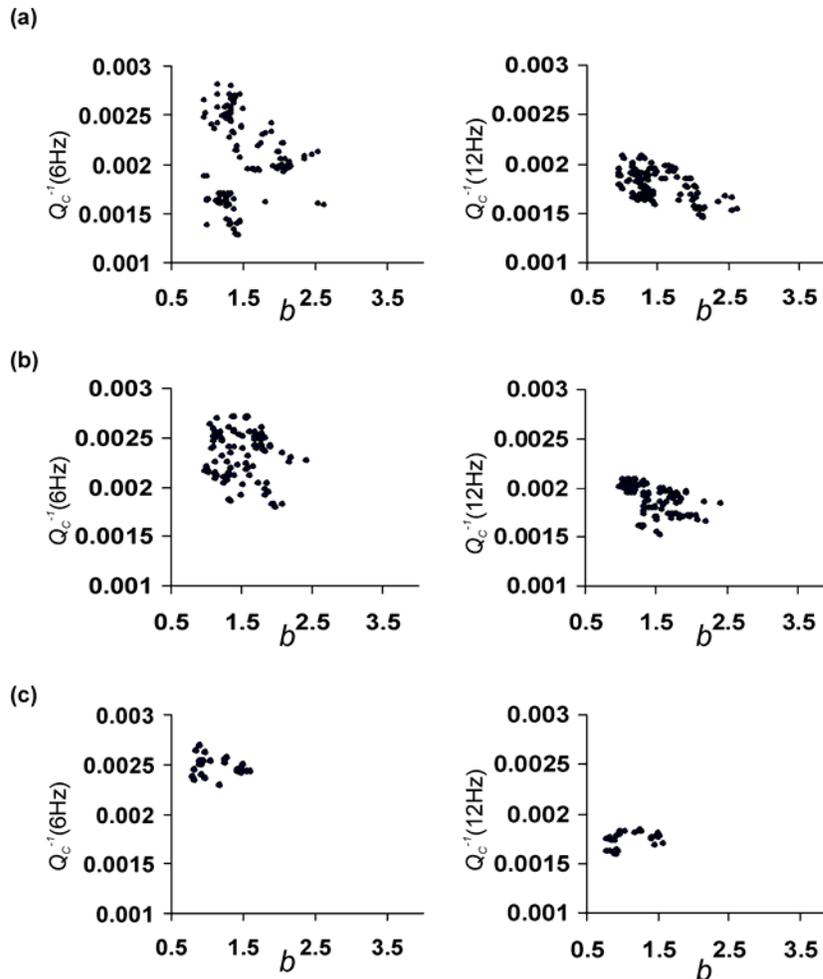


Figura A9. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 6, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

A4. Etapa 7 (19 de agosto a 24 de diciembre de 1997):

En esta etapa fue frecuente la presencia de episodios de tremor armónico de baja amplitud. Se formó un gran domo (F) en el cráter del volcán. Se registró un mayor número de VT's de baja magnitud. Solo 4 de ellos tuvieron magnitudes entre 2.6 y 3.0. Asimismo hubo una disminución gradual en el número de LP's.

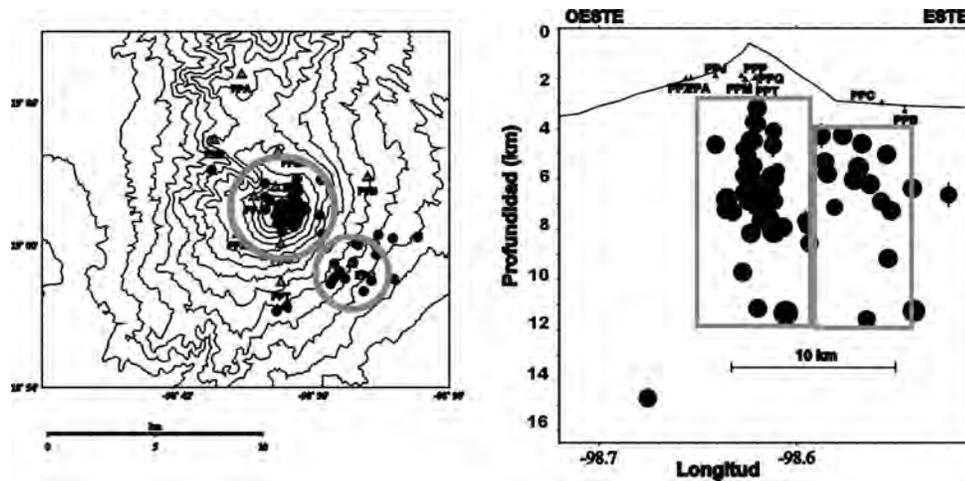


Figura A10. Localización de los VT registrados durante la etapa 7. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

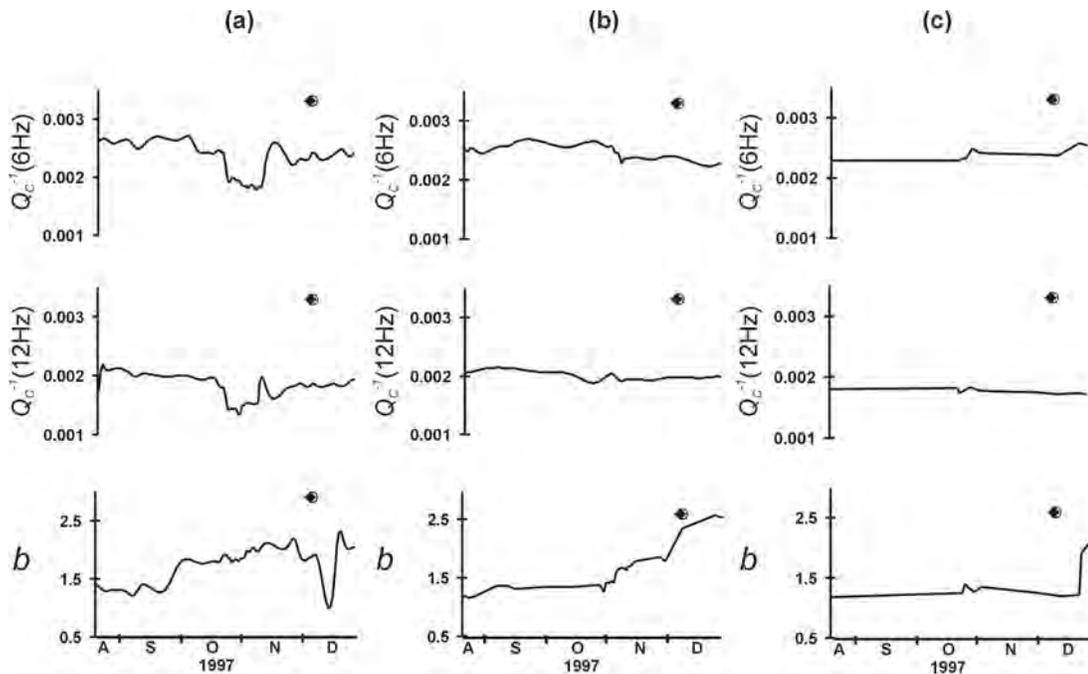


Figura A11. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 7, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente con los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente con los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Durante esta etapa los valores de Q_c^{-1} para los sismos de la zona del cráter y Sureste fueron altos (Tabla A4 y Figura A12) en las dos frecuencias de estudio (6 y 12 Hz), lo que podría indicar una gran heterogeneidad en el medio durante ese período. Esto podría estar relacionado con la formación del domo (F) detectado casi al final de esta etapa que culminó con una explosión que inició su destrucción. Este domo de lava que seguramente empezó a desarrollarse desde el inicio de esta etapa, provocó durante su ascenso algunos sismos de magnitudes un poco mas elevadas, y una gran cantidad de eventos de

baja magnitud, en algunas ocasiones en forma de pequeños enjambres. En la figura A10 se muestran las localizaciones de los VT registrados durante esta etapa.

Tabla A4. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$, y r^2 , obtenidos para la etapa 7.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.3-2.1	0.0017-0.0027	0.0013-0.0021	-0.59	-0.48	68
Cráter	1.2-2.6	0.0022-0.0026	0.0019-0.0022	-0.83	-0.50	39
SE	1.2-2.3	0.0023-0.0026	0.0017-0.0018	0.75	-0.44	17

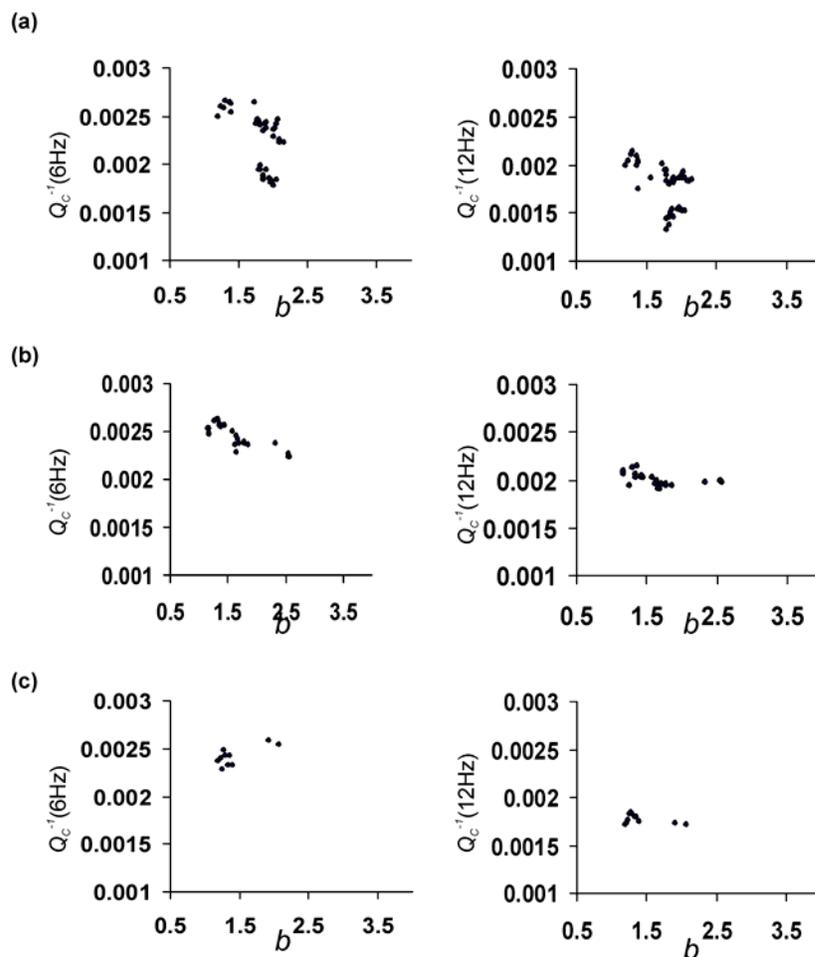


Figura A12. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 7, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

De acuerdo con Warren y Latham (1970), la actividad sísmica empieza abruptamente inmediatamente después de que un gradiente térmico es aplicado, y el máximo de la actividad corresponde aproximadamente al del gradiente térmico máximo. La presencia de enjambres sísmicos se correlaciona con pequeñas fluctuaciones en el gradiente térmico y eventos de relativamente mayor magnitud ocurren posiblemente durante el período inicial y cerca del pico de máxima actividad.

Al parecer, la energía contenida en el interior del volcán no pudo ser liberada en su totalidad, a pesar de la presencia continua de episodios de tremor armónico de baja amplitud. Esto se refleja en los valores de la atenuación, la cual se mantuvo en niveles altos durante todo el período sólo con leves fluctuaciones (Figura A11).

Los valores de b se mantuvieron igualmente altos (>1.0) debido principalmente a la heterogeneidad del material, alcanzando valores >2 durante el crecimiento del gran domo (F) (Figura A11). El fracturamiento producido por el esfuerzo térmico da como resultado valores altos de b , debido a la gran cantidad de eventos pequeños que esto origina, así como también la presencia de tremor incrementa el valor de b (Warren y Latham, 1970). En la figura A12 y tabla A4, se observa una correlación inversa de moderada a muy buena entre los valores de b y Q_c^{-1} , con excepción de la Zona Sureste a 6Hz, en que la correlación es positiva muy buena. Los valores de atenuación y de b , se mantienen altos como en la etapa anterior.

A5. Etapa 8 (25 de diciembre a 22 de noviembre de 1998):

Esta es una fase explosiva y de acumulación de energía. Aumenta el número de LP's con respecto a la etapa anterior. Se destruye el domo (F) y se limpian los conductos, lo que permite el movimiento del material magmático y la acumulación de energía al final de este período. Formación de los domos G, H e I.

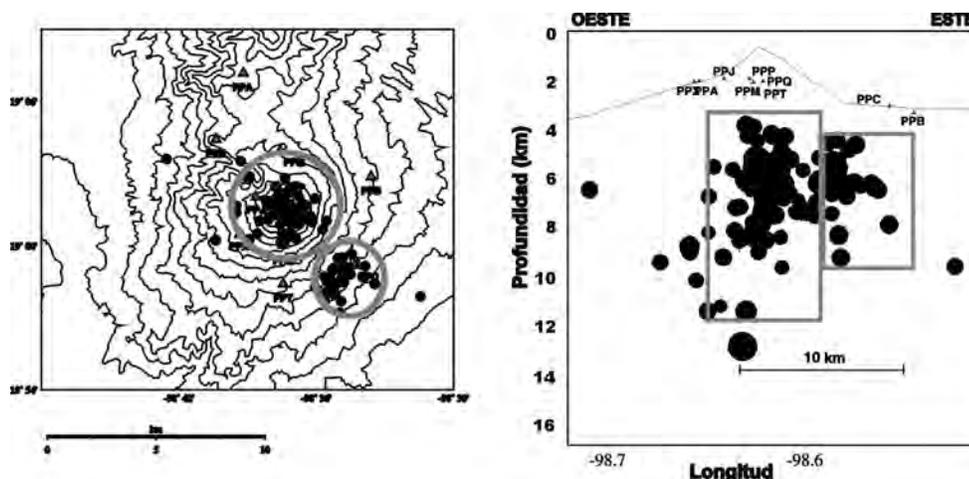


Figura A13. Localización de los VT registrados durante la etapa 8. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

En esta etapa los valores de atenuación en las dos frecuencias considerando todos los sismos y sólo los del cráter, fueron iguales. Un comportamiento similar al de la etapa 5 (Tablas A2 y A6). En la frecuencia de 6 Hz los valores son de 0.0018 a 0.0025, mientras que a 12 Hz los valores de atenuación estuvieron entre 0.0018 y 0.0021 como en la etapa 5, que fue una etapa de formación y destrucción de domos.

Durante esta etapa se liberó la presión interna del volcán a través de las explosiones que terminaron de destruir el domo (F) formado en la etapa 7. La mayoría de los sismos se concentraron a profundidades entre 3 y 7 km por debajo del cráter (Figura A13), dos de ellos con magnitudes de 3.2 y 3.8, posiblemente relacionados con la intrusión de magma que dio lugar a la formación de un pequeño domo (G). El primero de estos sismos ubicado

en la zona Sureste se registró un mes antes de que el domo fuera generado y el segundo, ubicado en la zona del cráter, se registró unos días después de que el domo se generara.

La presencia del domo podría explicar nuevamente los altos valores de b registrados en esta etapa en todas las zonas, que al alcanzar valores >2.0 (Figura A14), podrían indicar que estaba siendo introducida energía térmica adicional al volcán, generada posiblemente por la intrusión de magma, por sobrepresurización del agua o gas que generaron esfuerzos termoelásticos en todo el cono volcánico, como en el caso reportado por Wiemer y McNutt (1997), en su análisis del valor de b en los Montes Spurr y Santa Elena.

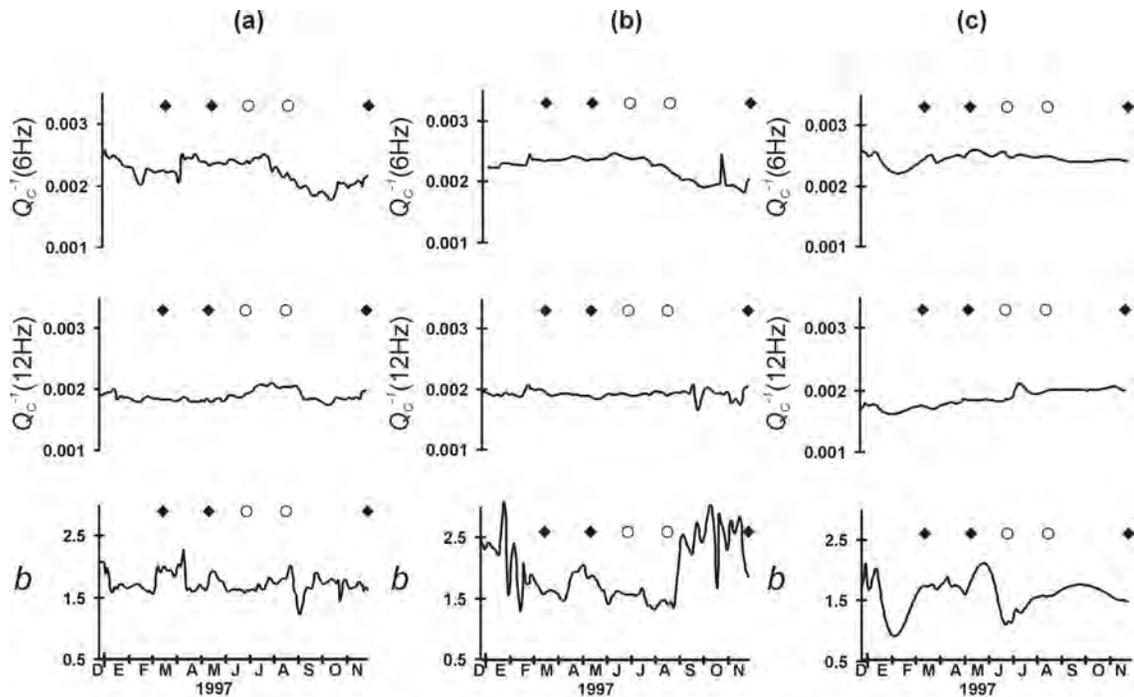


Figura A14. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 8, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Tabla A5. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 8.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (6Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (12Hz)	No. de Sismos
Todos	1.4-2.1	0.0018-0.0025	0.0018-0.0021	0.15	-0.03	130
Cráter	1.4-2.6	0.0018-0.0025	0.0018-0.0021	-0.62	-0.26	78
SE	1.1-2.3	0.0024-0.0026	0.0017-0.0020	0.26	-0.51	32

Para la zona Sureste la atenuación se mantuvo en niveles más altos que en las otras zonas y con poca variación (Tabla A5 y Figura A15). Se mantiene casi en los mismos niveles que en la etapa anterior. Al parecer la actividad explosiva y fumarólica que liberó la energía contenida en el volcán en las otras zonas, no tuvo efecto sobre las condiciones de alta heterogeneidad (altos esfuerzos) que imperaban en esta zona. Otra posibilidad es

que la tasa a la que se desarrolló el proceso que provocó estas condiciones en esta zona fue mayor que la tasa a la que se liberó la energía. Posiblemente esto originó una acumulación de energía y estas condiciones fueron las generadoras de la actividad explosiva registrada en la siguiente etapa.

Los valores de r^2 (Tabla A5) indican una correlación inversa de baja a moderada para la zona del cráter a 6 Hz y la Sureste a 12 Hz y baja positiva a 6 Hz, mientras que cuando se consideran todos los sismos no hay correlación entre los parámetros, o posiblemente la correlación no es lineal.

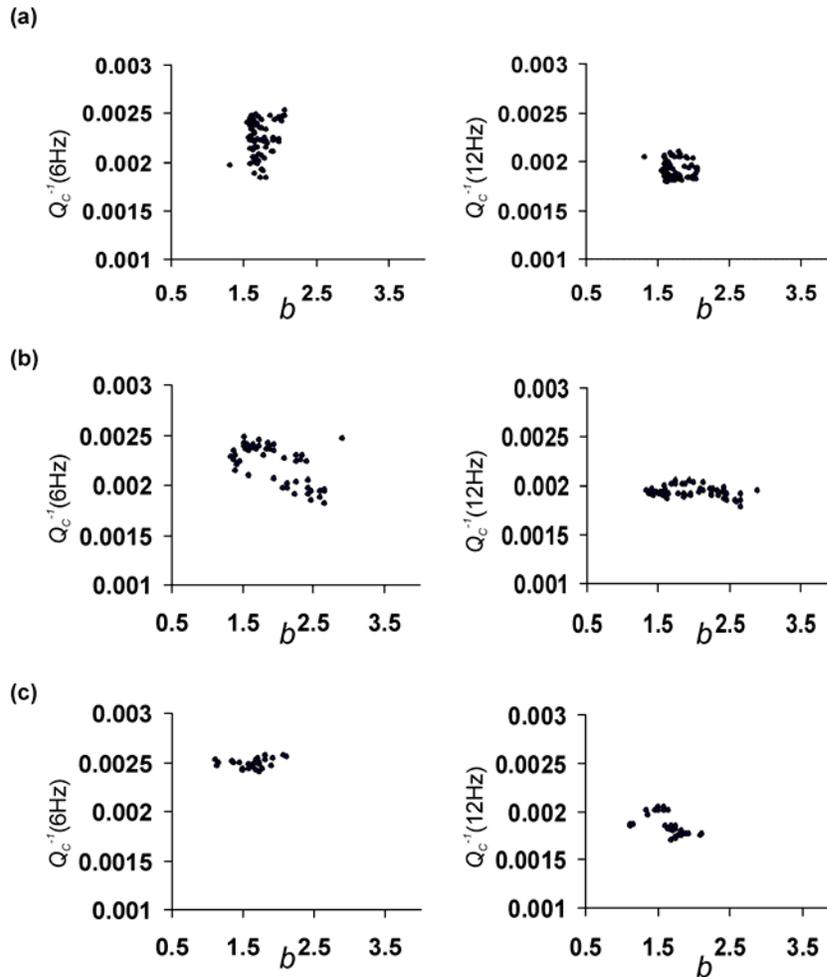


Figura A15. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 8, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

A6. Etapa 9 (23 de noviembre de 1998 a 3 de enero de 1999):

Etapa muy explosiva con presencia de tremor armónico. Ascenso rápido del magma y obstrucción de los conductos incrementando la presión, lo que produjo explosiones subsecuentes. El número de LP's se incremento hasta más de 200 por día. Destrucción del domo I.

En esta etapa los valores de atenuación y el valor de b se mantuvieron casi constantes con valores altos (Tabla A6 y Figuras A17 y A18), lo que indica un incremento en la

Tabla A6. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 9.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.4-1.5	0.0022-0.0025	0.0018-0.0020	-0.64	0.82	29
Cráter	1.5-1.7	0.0022-0.0024	0.0020	0.80	-0.69	15
SE	1.5-1.9	0.0023-0.0024	0.0019-0.0020	-0.85	-0.71	8

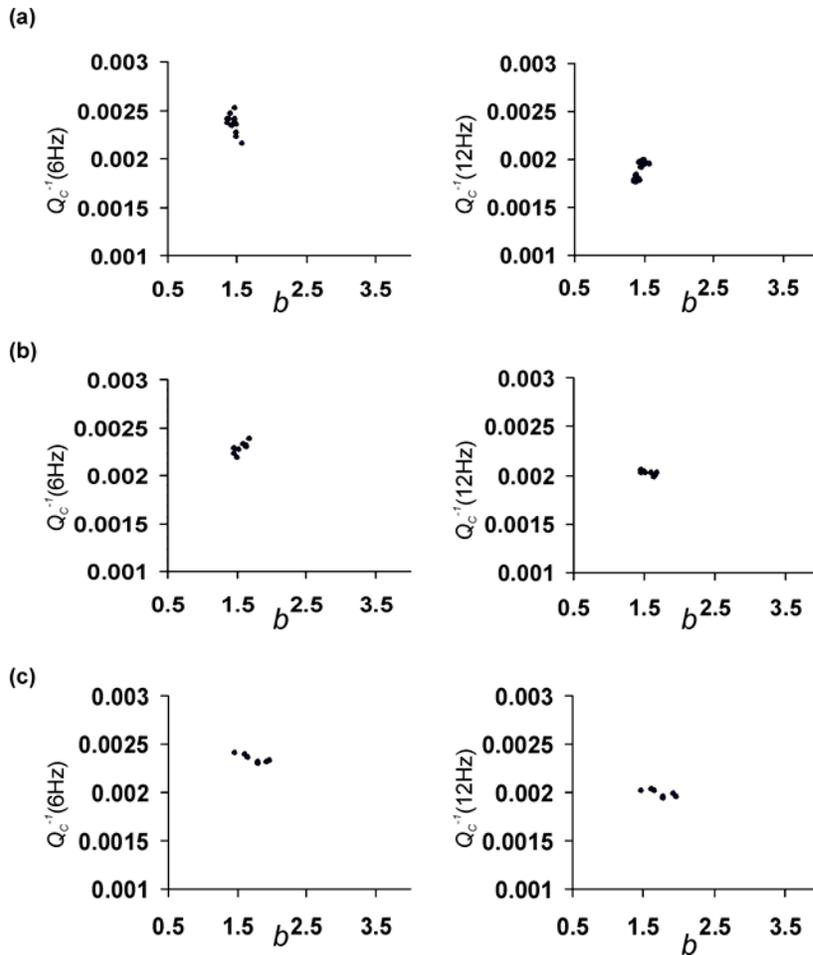


Figura A18. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 9, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

El sistema volcánico puede ser descrito como un sistema abierto, donde un buen aporte de energía externa puede entrar al sistema, permitiendo la generación de muchos eventos pequeños, sin producir un temblor principal como es el caso de los temblores tectónicos (Legrand *et al.*, 2004). En este caso las magnitudes de los sismos fueron de 1.5 a 2.5, y no se registraron sismos profundos, todos se concentraron a profundidades de entre 3 y 8 km por debajo del cráter (Figura A17).

Se observa una correlación inversa de moderada a buena en la mayoría de los casos entre el valor de b y Q_c^{-1} en esta etapa (Figura A6 y Tabla A19), es decir a valores altos de Q_c^{-1} corresponden valores bajos de b , con excepción de la zona del cráter en la frecuencia de 6 Hz y al considerar todos los sismos en la frecuencia de 12 Hz, en que se observa una correlación positiva buena.

A7. Etapa 10 (4 de enero de 1999 a 11 de febrero de 2000):

Esta es una fase post-eruptiva y de relajación, con algunas explosiones moderadas. No se detectaron domos. En promedio se registraron entre 20 y 30 LP's por día sin cambios importantes. Durante esta etapa, el 15 de junio de 1999 ocurrió un sismo de magnitud 7.0, ubicado al SE de Tehuacan, Puebla y a 150 km del volcán. Este sismo produjo un enjambre de 36 VT, como consecuencia de un proceso de difusión rectificada (Pérez-Campos, 2001).

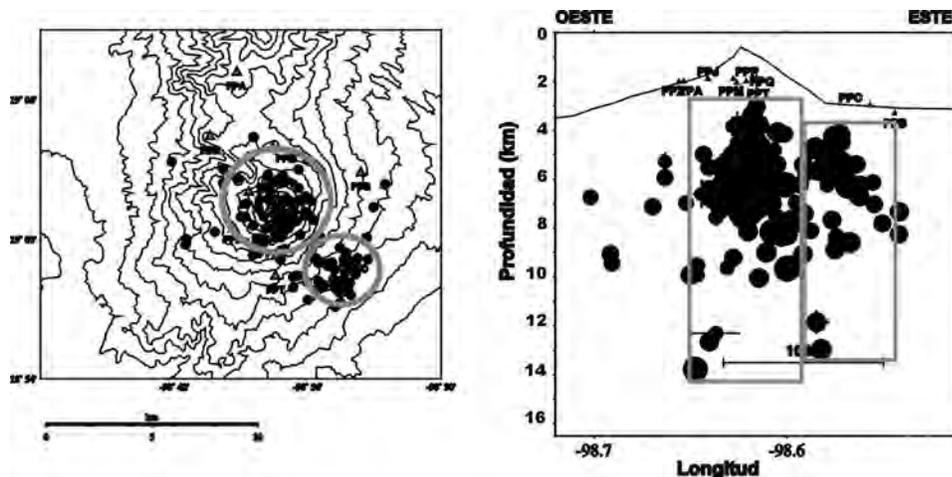


Figura A19. Localización de los VT registrados durante la etapa 10. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

En esta etapa los valores de Q_c^{-1} y de b presentaron un rango más amplio que en la etapa anterior (Tabla A7 y Figuras A20 y A21). Los valores se mantuvieron relativamente altos, posiblemente debido en parte al remanente de la etapa anterior y a la presencia de algunas explosiones moderadas.

Asimismo, de acuerdo con Valdés *et al.* (en preparación), el rango de magnitudes (1.7-3.3) y la distribución de profundidades (2-11km), sugieren un cambio en la presión y fracturamiento a lo largo de los conductos (Figura A19).

Esto fue posiblemente originado por el paso de las ondas elásticas del sismo de magnitud 7.0 de Tehuacan, Puebla, a través de un sistema cerrado, dado que, al pasar una onda compresional a través de este tipo de sistemas, éste puede aumentar su presión debido a que la onda puede bombear materiales volátiles dentro de una burbuja aumentando la presión, a este mecanismo se le conoce como difusión rectificada (Brodsky *et al.*, 1998). Estas condiciones posiblemente provocaron una heterogeneidad alta en el material, resultando valores altos de b y Q_c^{-1} , que al tratarse de una fase post-eruptiva y de relajación se esperaría valores bajos de Q_c^{-1} . También la presencia del enjambre de VT's

fue otro factor que influyó en los valores altos de b (>1), sobre todo en la zona por debajo del cráter.

Solo en la zona Sureste a 6 Hz se determinó una correlación inversa moderada entre b y Q_c^{-1} y moderada positiva en 12 Hz en este período. Con todos los sismos el valor de r indica que no hay correlación entre los parámetros o no es lineal y en la zona del cráter la correlación es baja a moderada y positiva (Tabla A7). Esto podría deberse a la influencia del proceso de difusión rectificada que tuvo lugar en esta etapa y no a la actividad volcánica que fue baja y de relajación.

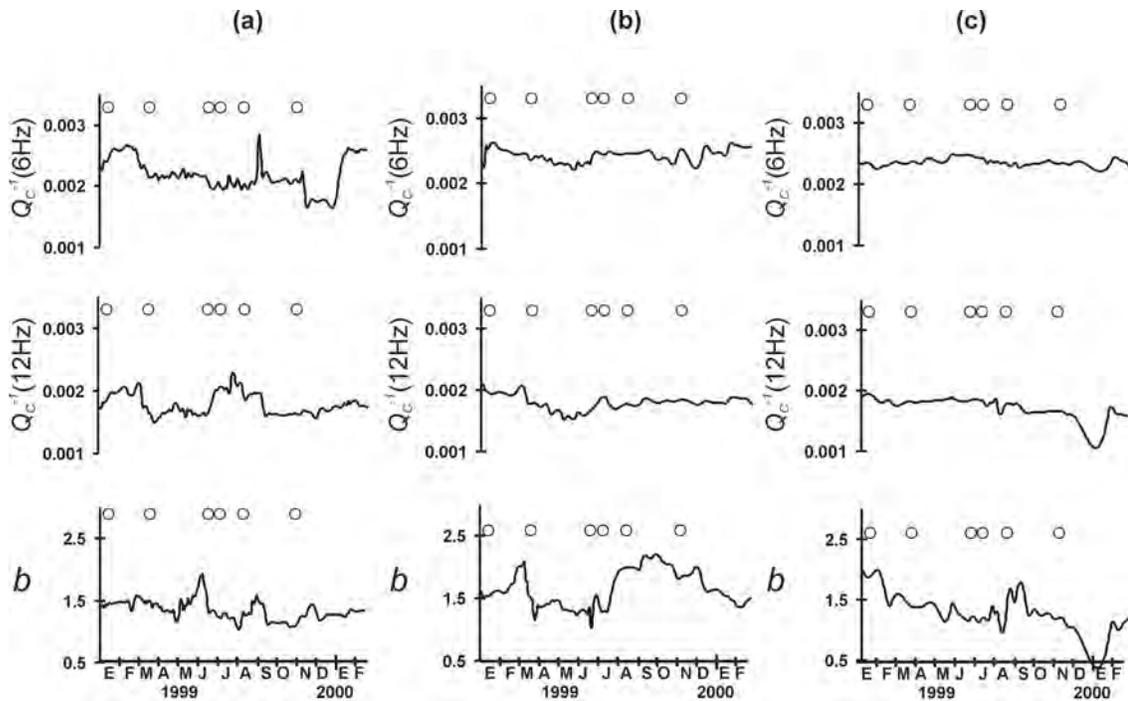


Figura A20. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 10, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los círculos representan fechas de ocurrencia de sismos con $M \geq 3.0$.

Tabla A7. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 10.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (6Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (12Hz)	No. de Sismos
Todos	1.1-1.9	0.0021-0.0027	0.0015-0.0021	0.07	-0.14	188
Cráter	1.3-2.2	0.0022-0.0026	0.0015-0.0021	0.23	0.40	99
SE	0.9-1.9	0.0022-0.0025	0.0016-0.0020	-0.50	0.59	56

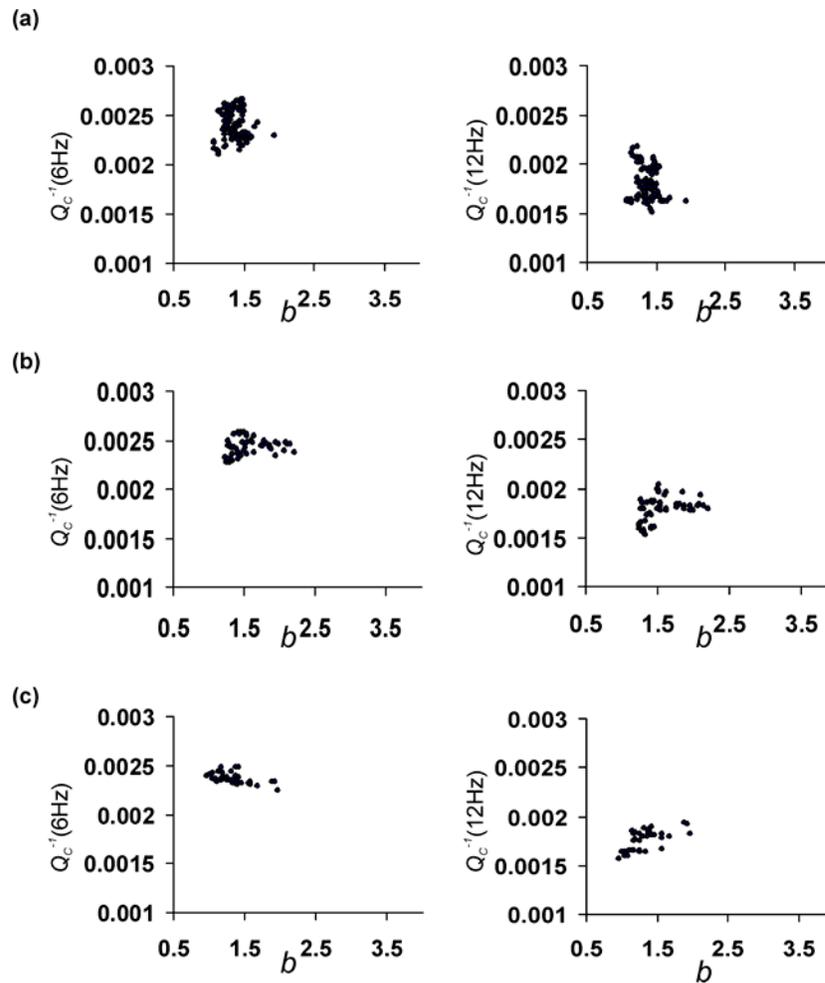


Figura A21. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 10, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

A8. Etapa 11 (12 de febrero a 15 de septiembre de 2000):

Fase fallida de recarga y no explosiva. Algunas exhalaciones moderadas con columnas de ceniza de menos de 2km de altura y una explosión moderada. Formación de dos pequeños domos (J y K). Fluctuaciones en el número de LP's (5-140). Episodios esporádicos de tremor armónico. El rango de magnitud de los VT fue de 1.5 a 2.7.

En esta etapa los valores de Q_c^{-1} (12Hz) presentan poca variación (Tabla A8 y Figuras A23 y A24), la figura A22 muestra la ubicación de los VT utilizados en el análisis. La variación es tan pequeña como en la etapa 9 (Tabla A6), aunque con valores menores. Esto podría ser debido a que el volumen de magma que ascendió por los conductos fue menor al de la etapa 9.

La liberación del magma dio como resultado la formación de un pequeño domo (J) al principio de la etapa y otro (domo K) que fue detectado al final. A diferencia de la etapa 9, esta etapa no es explosiva, por lo que la presión de poro debió ser menor y por lo tanto el esfuerzo efectivo debió mantenerse mas alto. En la zona del cráter los valores de Q_c^{-1} y principalmente los de b son un poco mayores que los de la zona Sureste. Posiblemente

el fracturamiento producido por el esfuerzo térmico en la vecindad de los conductos por donde ascendió el magma fue la causa del incremento en la heterogeneidad del material en esta zona.

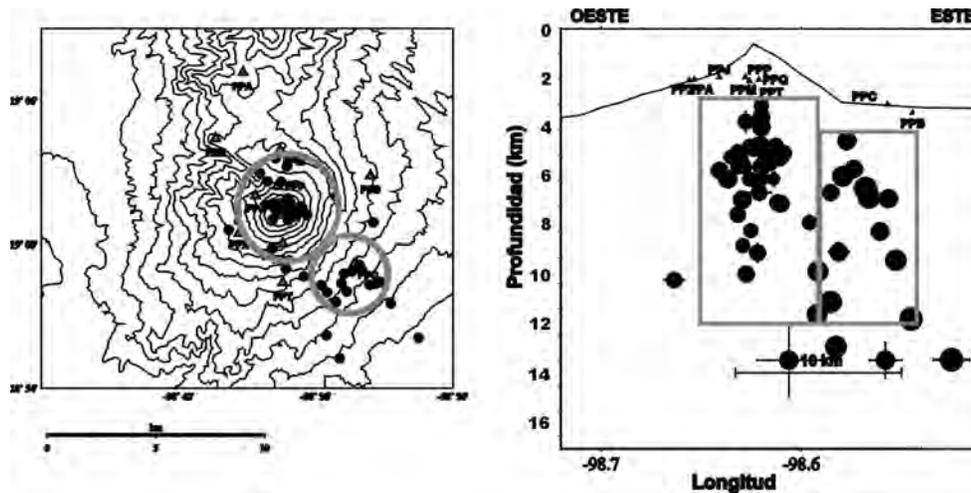


Figura A22. Localización de los VT registrados durante la etapa 11. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

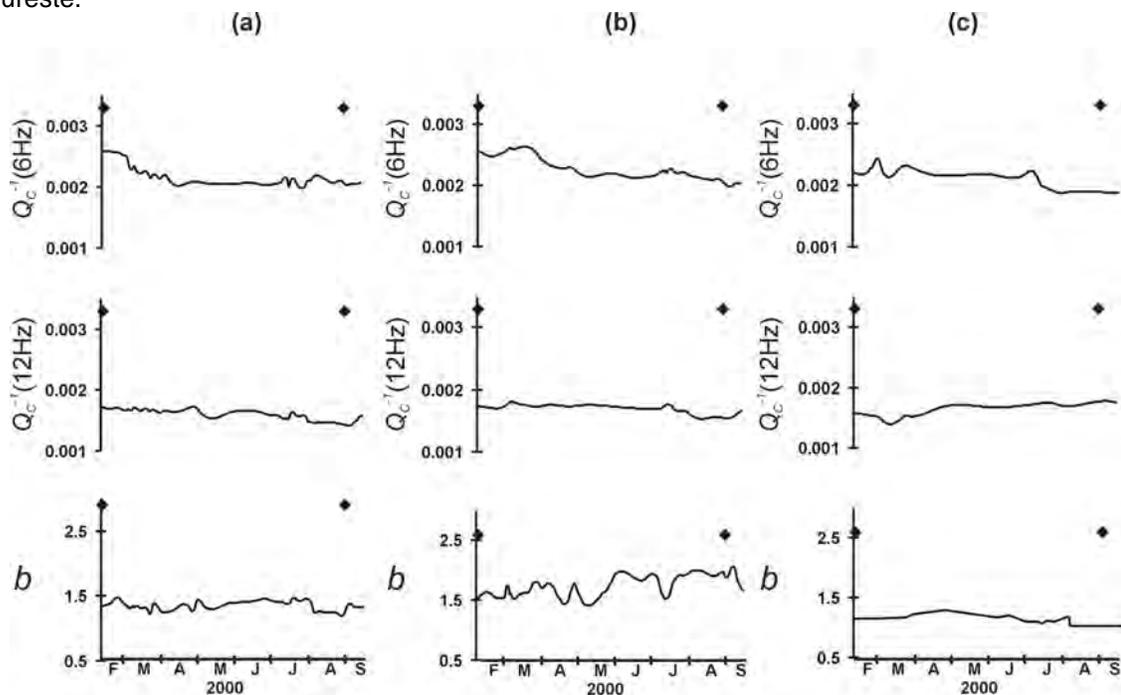


Figura A23. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 11, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos.

La disminución del valor de b de la zona Sureste (Tabla A8) indica un incremento en el esfuerzo efectivo en esa zona, es decir un medio menos fracturado y con menos alteración térmica. Los valores de atenuación son muy semejantes en las tres zonas, por lo que podría considerarse que el proceso que generó la heterogeneidad del material se distribuyó mas o menos en forma uniforme en todo el volcán. En la zona del cráter se

tiene una correlación inversa buena (Tabla A8), mientras que al considerar todos los sismos no hay correlación entre los parámetros o no es lineal.

Tabla A8. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 11.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.2-1.4	0.0018-0.0026	0.0014-0.0017	-0.05	0.04	58
Cráter	1.5-1.9	0.0018-0.0026	0.0015-0.0018	-0.67	-0.78	38
SE	1.0-1.3	0.0018-0.0024	0.0015-0.0018	0.38	-0.38	5

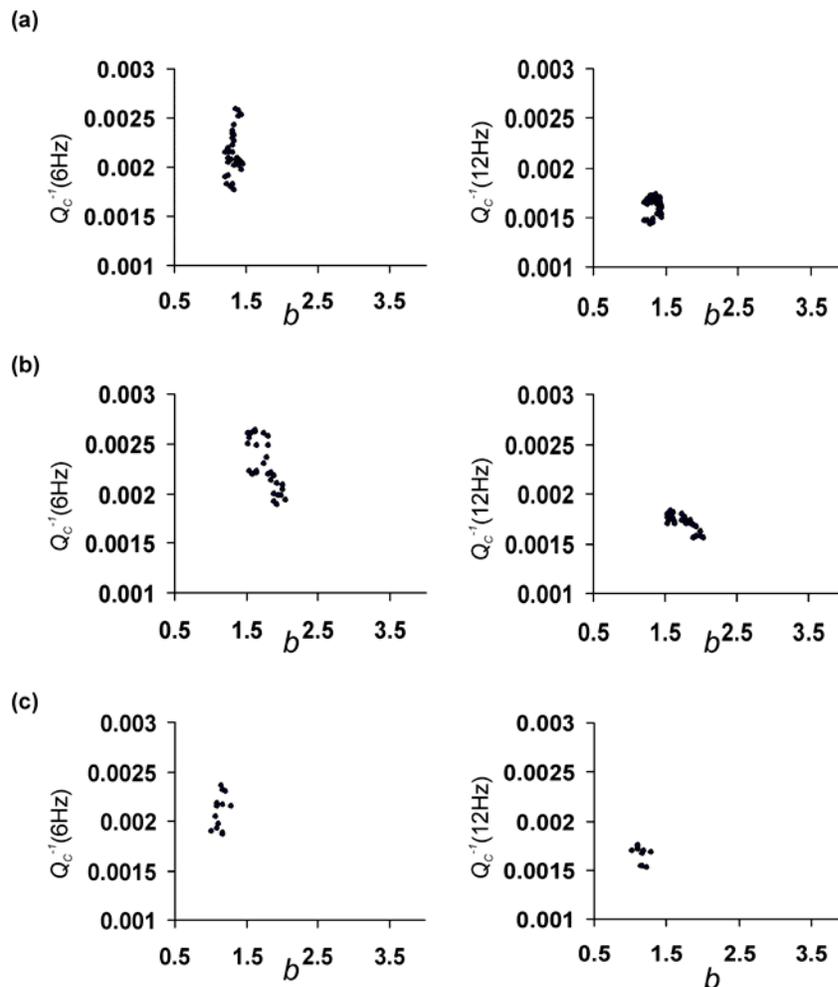


Figura A24. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 11, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

A9. Etapa 12 (16 de septiembre a 10 de diciembre de 2000):

Fase de recarga. Se registraron 20 exhalaciones y explosiones moderadas con columnas de ceniza de mas de 2km de altura, en promedio una cada 5 días. VT's con magnitudes

de 1.7 a 3.3 y profundidades de 2 a 9 km desde el cráter. Se registraron dos enjambres de VT en la zona del cráter. Ocurrencia de episodios esporádicos de tremor armónico de corta duración. En promedio se registraron 70 LP's por día.

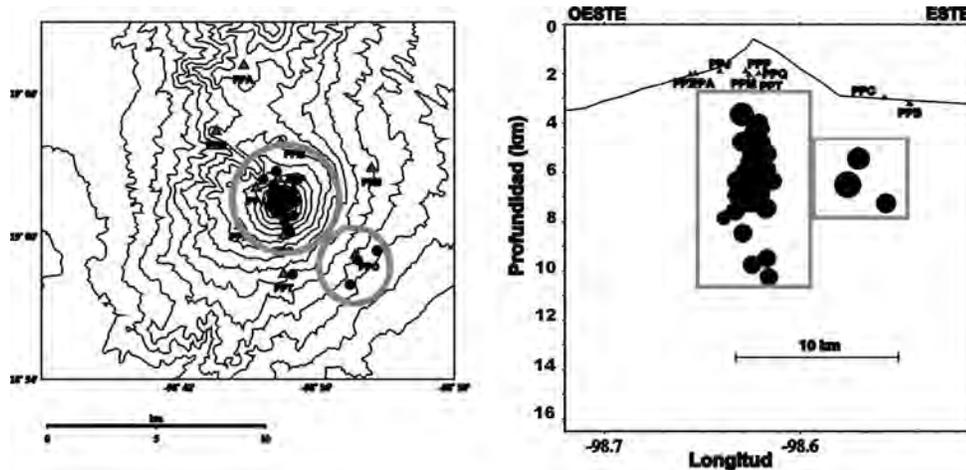


Figura A25. Localización de los VT registrados durante la etapa 12. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

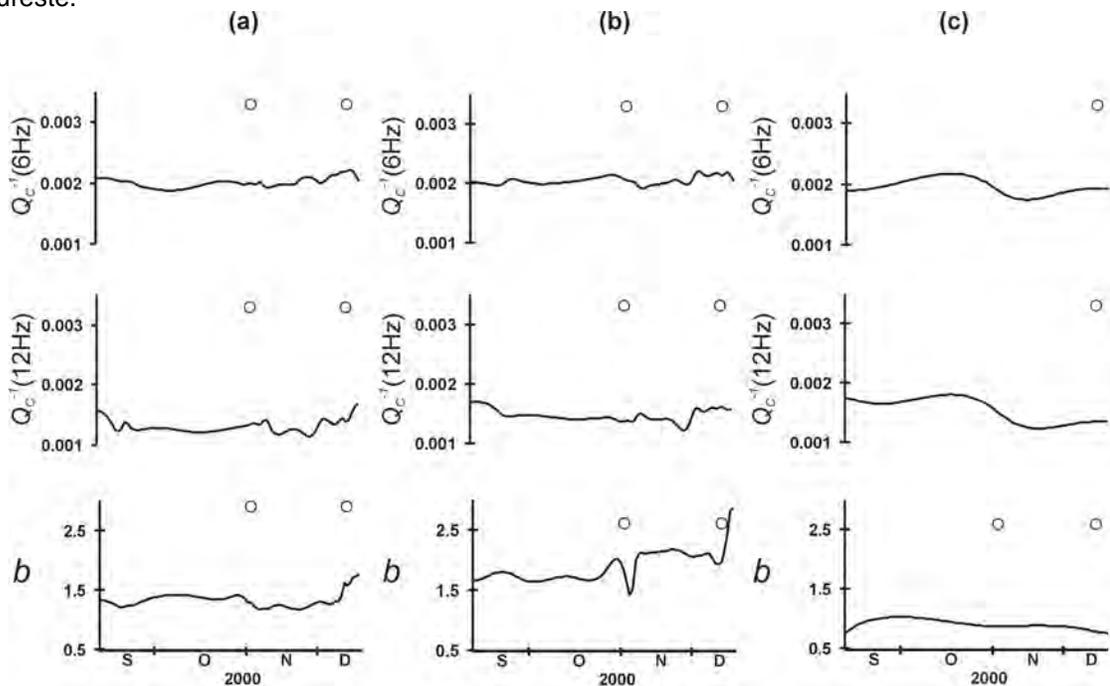


Figura A26. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 12, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los círculos representan fechas de ocurrencia de sismos con $M \geq 3.0$.

Los valores de Q_c^{-1} en todas las zonas se mantuvieron en niveles bajos (Tabla A9 y Figuras A26 y A27). Estos valores bajos de atenuación podrían deberse a que el magma que ascendió por los conductos y generó la actividad fumarólica y explosiva, se encontraba ubicado a una profundidad mayor a los 10 km, es decir, por debajo de la zona donde se generó la actividad VT durante esta etapa (Figura A25). Posiblemente este magma profundo estaba alimentando al volcán por medio de pulsos a través de los

conductos que al parecer no se encontraban obstruidos por el magma, de acuerdo con los valores de atenuación registrados, lo que permitía una velocidad alta de ascenso. Asimismo, Martín del Pozzo *et al.* (2003) en un estudio magnetométrico encontraron varias anomalías durante este período, ellos las asociaron con la forma de ascenso del magma, el cual se llevó a cabo a través de tres grandes tandas (batches) de magma y muchas pequeñas en forma de pulsos.

Tabla A9. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 12.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.2-1.7	0.0015-0.0021	0.0012-0.0015	0.63	0.55	54
Cráter	1.7-2.6	0.0015-0.0020	0.0014-0.0016	-0.03	0.06	47
SE	0.8-0.9	0.0019	0.0015-0.0017	-0.12	0.88	7

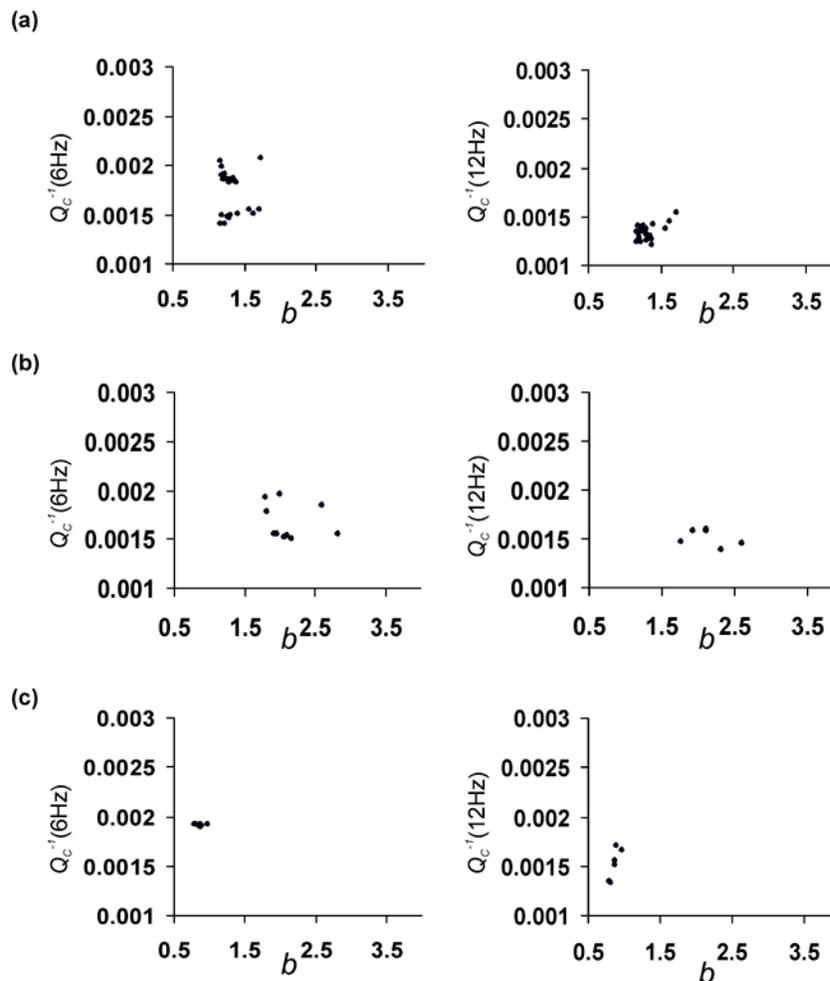


Figura A27. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 12, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

Esta permanencia breve en los conductos no permitió un cambio duradero en las condiciones de heterogeneidad del material. Gran parte de la energía generada por la introducción de estos pulsos de magma era liberada rápidamente a través de las explosiones y exhalaciones, siendo poco el remanente de magma en los conductos, ya que durante esta etapa no se detectó la formación de domos, lo que dio por resultado un aumento lento en la heterogeneidad del material a lo largo de toda la etapa. Estas condiciones posiblemente podrían explicar la falta de correlación lineal entre los parámetros en la zona del cráter (6 y 12 Hz) y Sureste (6 Hz), y la correlación positiva buena en el caso de todos los sismos y en la zona Sureste a 12 Hz (Tabla A9).

Los valores de b se mantuvieron altos (>1) al considerar todos los sismos, pero fueron todavía mayores para los de la zona del cráter (Tabla A9 y Figuras A26 y A27). Según Mogi (1962) y Scholz (1968), un esfuerzo no uniforme da por resultado valores altos de b , lo que podría relacionarse con una alimentación de magma no uniforme sino a través de pulsos. Asimismo la presencia de enjambres de VT pudieron haber contribuido con los altos valores de b obtenidos, debido a que este tipo de eventos no son la respuesta a una sola excitación como en el caso de eventos grandes, sino son el resultado de una excitación sostenida.

Durante esta etapa la zona del Sureste se mantuvo con valores bajos de atenuación y poca variación (Tabla A9), por lo que probablemente los procesos magmáticos durante esta etapa estuvieron muy concentrados en las cercanías del cráter y no afectaron directamente a esta área que se encuentra mas alejada.

Por otro lado los valores de b se mantuvieron en valores considerados “normales” (<1) (Wyss *et al.*, 1997), lo que refleja un incremento en los esfuerzos efectivos. Estos valores también han sido encontrados en otros volcanes en áreas mas alejadas o circundantes a cámaras o conductos magmáticos (Wiemer *et al.*, 1998; Power *et al.*, 1984). Es decir en medios que no están siendo directamente afectados por el paso del magma, y por lo tanto con menos alteración térmica.

A10. Etapa 13 (11 de diciembre de 2000 a 23 de enero de 2001):

Fase de crecimiento rápido del domo y de actividad eruptiva intensa. Incremento en el número de LP's llegando hasta 300 por día. Emisiones frecuentes de ceniza con columnas de 5 y 6 km de altura. Poca actividad volcanotéctónica, con magnitudes entre 1.7 y 2.7, y profundidades de 2 a 6 km, solo tres con profundidades de 9, 10 y 13 km, los cuales ocurrieron los días 11, 15 y 21 de enero, respectivamente. Se infiere que el ascenso del magma en algunas ocasiones ocurrió sin producir fracturamiento. Se registraron episodios de tremor armónico que saturaron los sismogramas con una duración de 12.5 y 19.5 horas. Formación de un domo (L) con un volumen total aproximado de entre 15 y 19 millones de metros cúbicos a una tasa de crecimiento de aproximadamente de entre 180 y 200 m³/s. Ocurrió una gran explosión acompañada de una columna de ceniza de más de 10 kilómetros de altura por arriba del cráter, Se produjeron flujos piroclásticos, uno de los cuales originó un lahar que recorrió una distancia de 15 kilómetros Esta explosión desalojó cerca del 40% del domo, el VEI estimado fue de 3 a 4.

A pesar de la gran actividad volcánica ocurrida durante esta etapa los valores de b y Q_c^{-1} se mantuvieron en niveles semejantes a las etapas anteriores (Tabla A10 y Figura A30). Sólo el valor de b en la zona del cráter alcanzó valores mas altos (3) los días 21 y 22 de diciembre de 2000 (Figura A29), esto podría indicar que al igual que en la etapa anterior,

los procesos generadores de la fuerte actividad durante este período, posiblemente se concentraron en la zona por debajo del cráter.

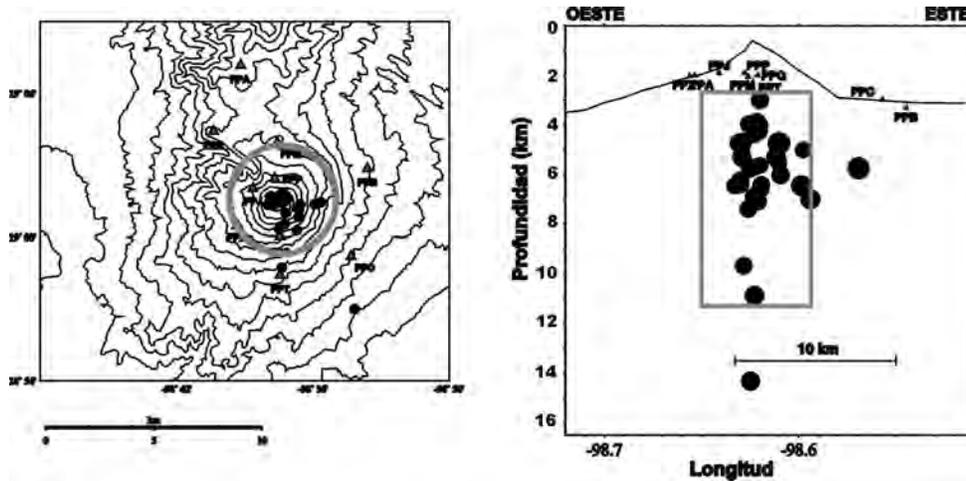


Figura A28. Localización de los VT registrados durante la etapa 13. El círculo en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.

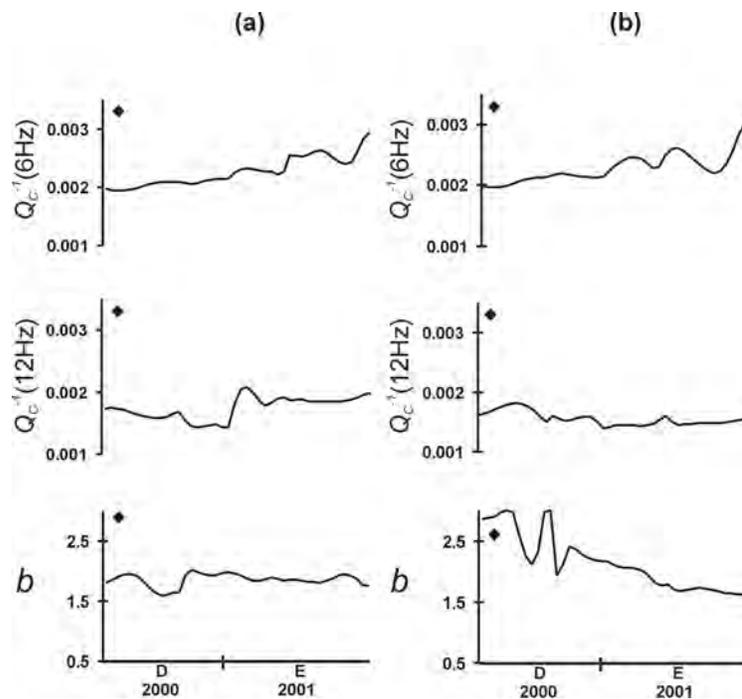


Figura A29. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 13, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos.

En la zona Sureste se registró solo un sismo en esta etapa, por lo que no se contó con suficientes datos para el análisis de esta etapa en esa región.

Los valores de b obtenidos, para la zona del cráter se elevaron rápidamente (Figura A29), alcanzando los valores más altos durante todo el período analizado en este trabajo (1995-2003). Los resultados reflejan una heterogeneidad alta en el medio. Estas condiciones se mantuvieron durante toda la etapa, sugiriendo una acumulación de presión

en la zona del cráter, lo cual produjo un gran fracturamiento. La alta heterogeneidad del medio pudo haber sido provocada por el ascenso de un cuerpo de magma a través de los conductos del volcán, que según Martín-del Pozzo *et al.* (2002), se trata de una mezcla de dos cuerpos de magma, uno proveniente de la corteza inferior con temperatura de 1170-1080°C y el otro de profundidades entre 4 y 13 km a temperatura de 950°C, el cual dio lugar a la formación del domo (L) registrado en este período de 15-19 millones de metros cúbicos de volumen.

Tabla A10. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 13.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	r^2 Q_c^{-1} vs b (6Hz)	r^2 Q_c^{-1} vs b (12Hz)	No. de Sismos
Todos	1.6-2.0	0.0017-0.0023	0.0014-0.0020	-0.01	-0.09	35
Cráter	1.7-3.0	0.0017-0.0029	0.0014-0.0016	-0.67	-0.01	33

La poca actividad volcanotectónica registrada durante esta etapa (Figura A28), así como las bajas magnitudes de los sismos, sugiere que los esfuerzos responsables del fracturamiento y por consiguiente de la alta heterogeneidad en el medio son mayormente de origen térmico más que mecánico, producidos por el gran cuerpo de magma que ascendió a una tasa alta por los conductos del volcán hasta la superficie. Según Warren y Latham (1970) valores tan altos de b ($\gg 1$) como los registrados en esta etapa (Tabla A10), son indicadores de un dominio de los esfuerzos de origen térmico sobre los esfuerzos mecánicos, y pueden ser utilizados para discriminar si los esfuerzos en el campo son de origen mecánico o térmico.

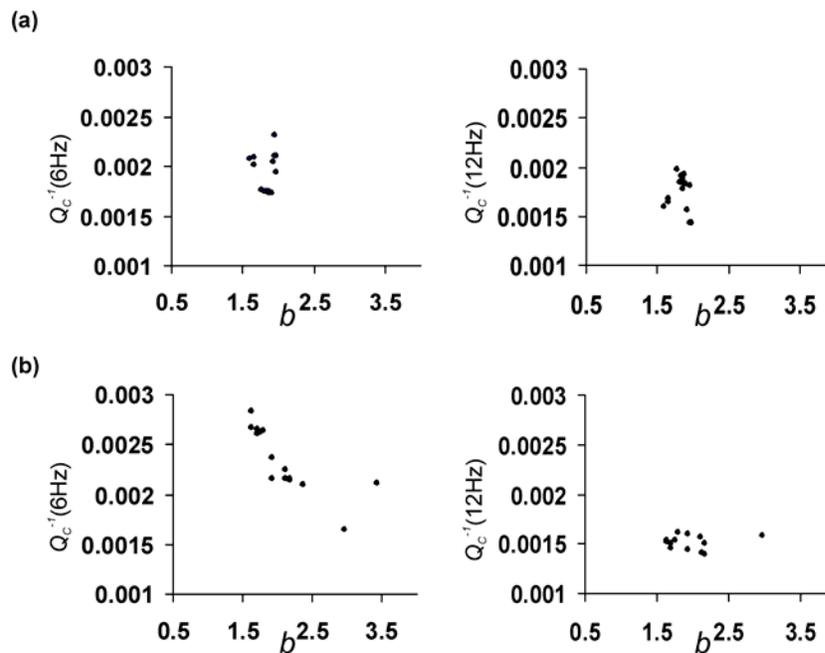


Figura A30. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 13, (a) considerando todos los sismos y (b) únicamente los sismos de la zona del cráter.

Los valores de Q_c^{-1} a 12 Hz en la zona del cráter, se mantuvieron bajos (Tabla A10), al parecer no detectaron las condiciones del medio durante esta etapa. Estas condiciones pudieron ser debidas a que la escala de longitud de las heterogeneidades producidas por el magma en los conductos estaba por encima del límite a la que esta frecuencia es capaz de detectar, ya que el rango de la escala la cual puede ser analizada está limitada por la longitud de onda de las ondas sísmicas utilizadas.

Según Sato (1982), la escala de la heterogeneidad es burdamente λ/π , donde λ es la longitud de onda en la cual Q_c^{-1} es un máximo. Usando una velocidad de onda de 1.9 km/s (González-Pomposo, 2004), la escala de longitud de la heterogeneidad es de aproximadamente 50 metros para la frecuencia de 12 Hz y de 100 metros para 6 Hz. Por lo que se considera que la escala de longitud de las heterogeneidades generadas en esta etapa fue mayor a los 50 metros.

La correlación entre Q_c^{-1} y b para la zona del cráter a 6 Hz es inversa y buena (Tabla A10), en los demás casos el valor de r indica que no hay correlación lineal entre los parámetros.

A11. Etapa 14 (24 enero 2001 a 31 de diciembre 2002):

Fase post-eruptiva y de formación de 10 pequeños domos de lava (N a W) y su destrucción a través de pequeñas explosiones. Frecuentes exhalaciones moderadas la mayoría con columnas de ceniza de menos de 2km de altura. Episodios intensos de actividad LP, en ocasiones originando domos. Presencia de tremor armónico de duración y amplitud variable. Gran cantidad de VT's con magnitudes de 1.6 a 3.5, y profundidades de 3 a 10 km.

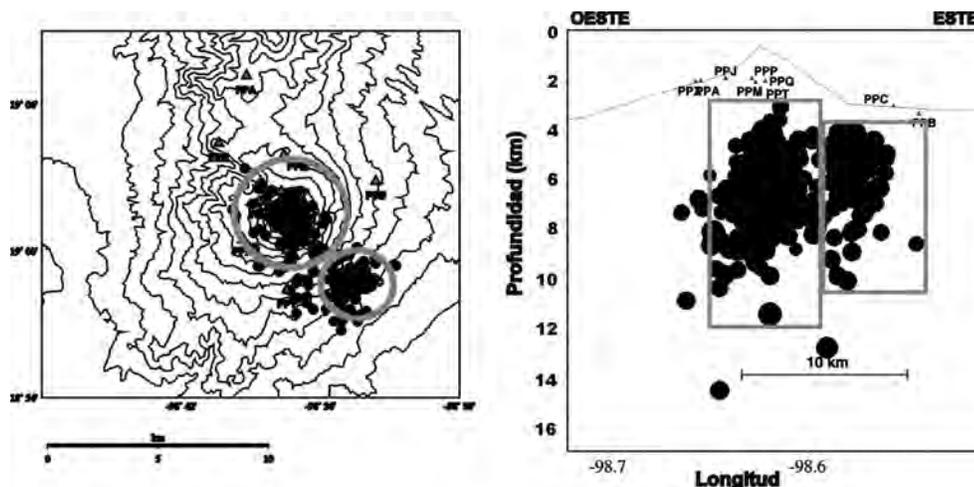


Figura A31. Localización de los VT registrados durante la etapa 14. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

Durante esta etapa, los valores de Q_c^{-1} tuvieron un rango muy amplio de variación, al igual que en la etapa anterior (Tabla A11 y Figura A33). Aún cuando la erupción del 22 de enero destruyó el 40% del domo acumulado en el cráter, no fue liberada toda la energía contenida en el interior del volcán, manteniéndose así los valores elevados de atenuación

de la etapa anterior. Siguió a la erupción del 22 de enero una serie de explosiones pequeñas que destruyeron el remanente del gran domo, disminuyendo la atenuación por un período corto.

Siguió un nuevo período de varios meses de duración en el que nuevamente se inició la formación y destrucción de pequeños domos (N a W), provocando una alta heterogeneidad en el medio y por lo tanto los valores de atenuación subieron a niveles tan altos o mayores a los obtenidos en la etapa anterior, decreciendo nuevamente al final de este período, para volver a aumentar en un episodio similar pero de menor duración al final de esta etapa (Figura A32). En esta etapa se tuvieron suficientes datos en la zona Sureste, siendo altos los valores de atenuación, al parecer los esfuerzos generadores de las heterogeneidades afectaron también a esta zona del volcán, a diferencia de la etapa 12 (fase de recarga o pre-eruptiva) y la 13 (fase eruptiva), lo que podría indicar que en esta etapa esta región participó activamente en la formación de domos.

A diferencia de la etapa anterior, en la zona del cráter, los valores de Q_c^{-1} a la frecuencia de 12 Hz (Tabla A11) registraron valores altos como en la de 6 Hz, lo que refleja el mismo grado de heterogeneidad en ambas frecuencias, por lo que podría considerarse que el magma que ascendió por los conductos y que dio origen a la formación de todos los pequeños domos (N a W), produjo heterogeneidades con una escala de longitud menor o igual a los 50 m.

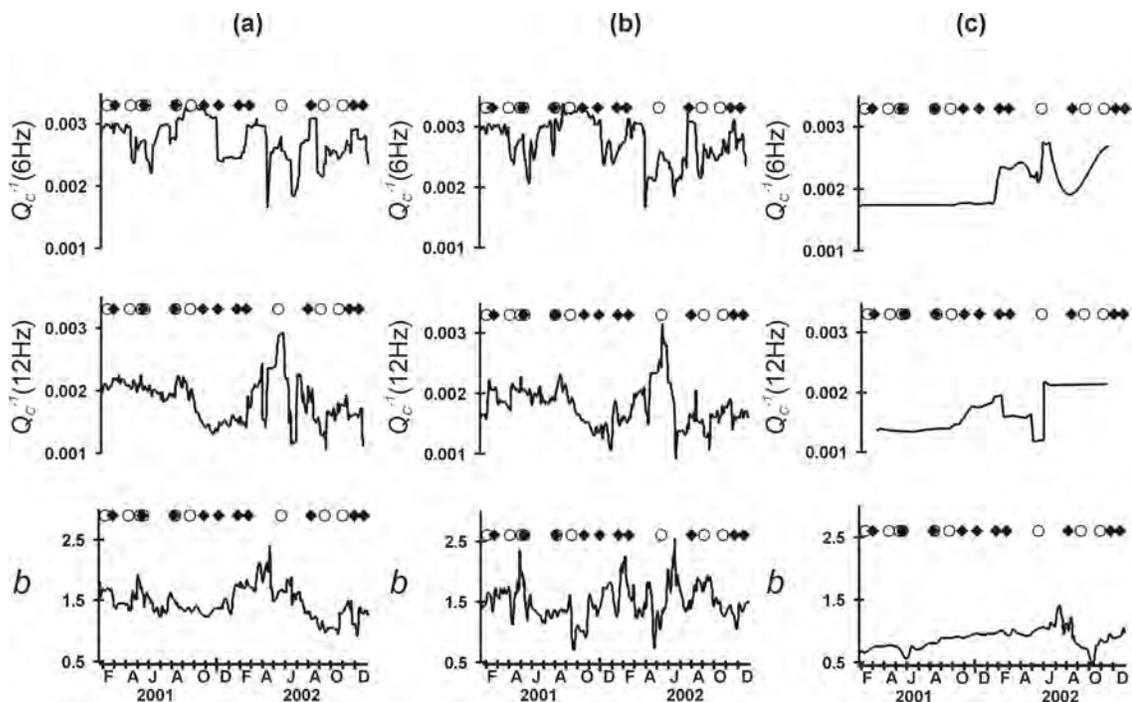


Figura A32. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 14, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Por otro lado, aún cuando los valores de atenuación registrados en esta etapa fueron altos, los valores de b fueron más bajos que los de la etapa 13. Estos valores más bajos de b , aunado al gran número de volcanotectónicos registrados, 10 de ellos de magnitud ≥ 3.0 , sugiere que aún cuando los esfuerzos térmicos son preponderantes en los procesos volcánicos, en esta etapa los esfuerzos mecánicos estuvieron también presentes.

Tabla A11. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 14.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	0.9-2.4	0.0016-0.0030	0.0012-0.0029	0.10	0.34	446
Cráter	1.0-2.5	0.0015-0.0031	0.0012-0.0029	-0.35	-0.17	325
SE	0.6-1.4	0.0017-0.0027	0.0012-0.0022	0.68	0.09	110

De acuerdo con el coeficiente de correlación (r) obtenido, no existe correlación lineal entre Q_c^{-1} y b cuando se utilizan todos los sismos a 6 Hz y con los de la zona Sureste y del cráter a 12 Hz. Solo en la zona Sureste a 6 Hz se tiene una correlación moderada positiva (Tabla A11) lo cual no se aprecia en la gráfica.

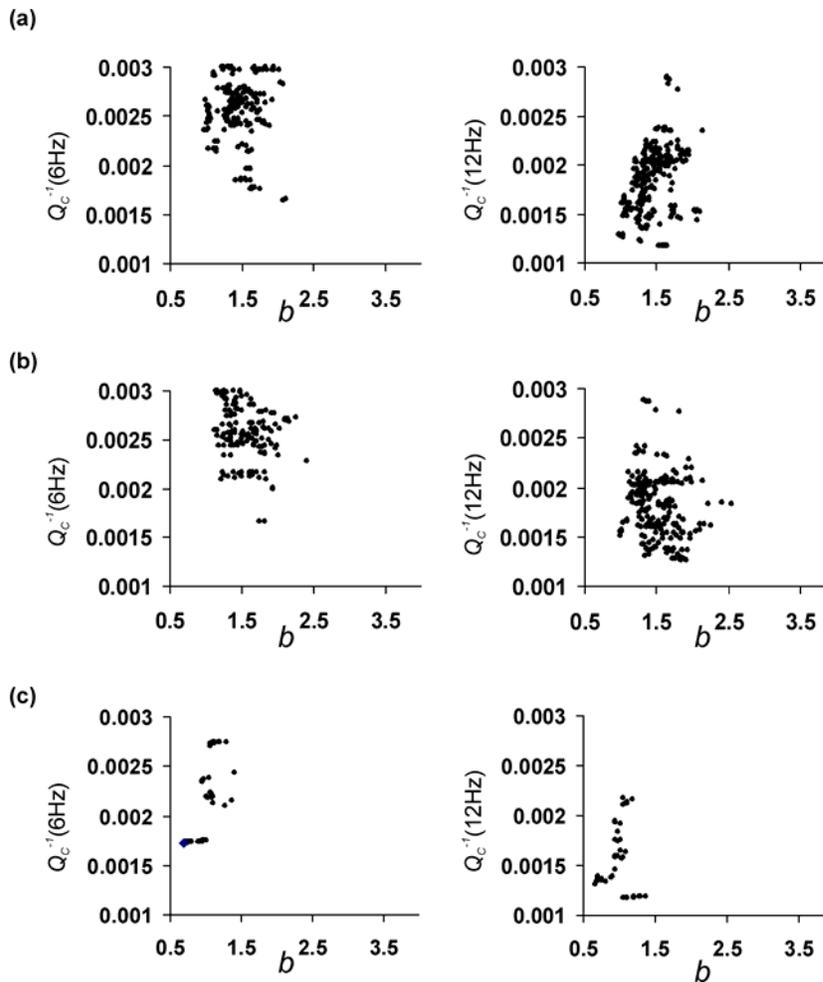


Figura A33. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 14, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

A12. Etapa 15 (1 de enero a 31 de agosto de 2003):

Fase explosiva. Frecuentes episodios de tremor armónico de amplitud y duración variable, en ocasiones saturando los registros sísmicos. Formación y destrucción de dos domos pequeños (X y Y). Gran cantidad de exhalaciones moderadas y explosiones con columnas de ceniza de 1 a 4 km desde el cráter. Volcanotectónicos con magnitudes de 1.6 a 3.2 y profundidades de 3 a 8 km, reduciéndose este rango paulatinamente durante el transcurso de la etapa, para al final de ella tener un rango de magnitudes de 2.0 a 2.5 y 3.5 a 6 km de profundidad. Esta etapa al igual que las etapas 4 y 8 se podrían considerar de limpieza de conductos, puesto que se liberó la presión dentro del volcán a través de las

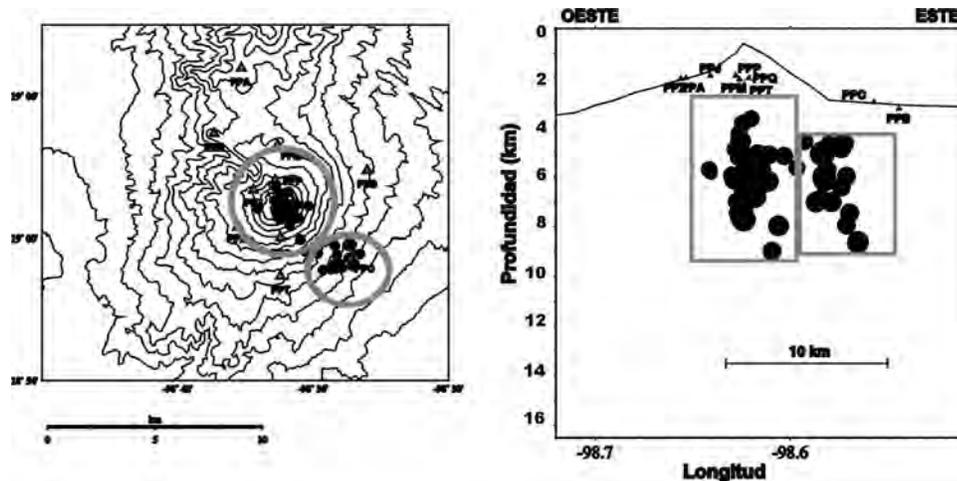


Figura A34. Localización de los VT registrados durante la etapa 15. Los círculos en la proyección horizontal y rectángulos en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter y Sureste.

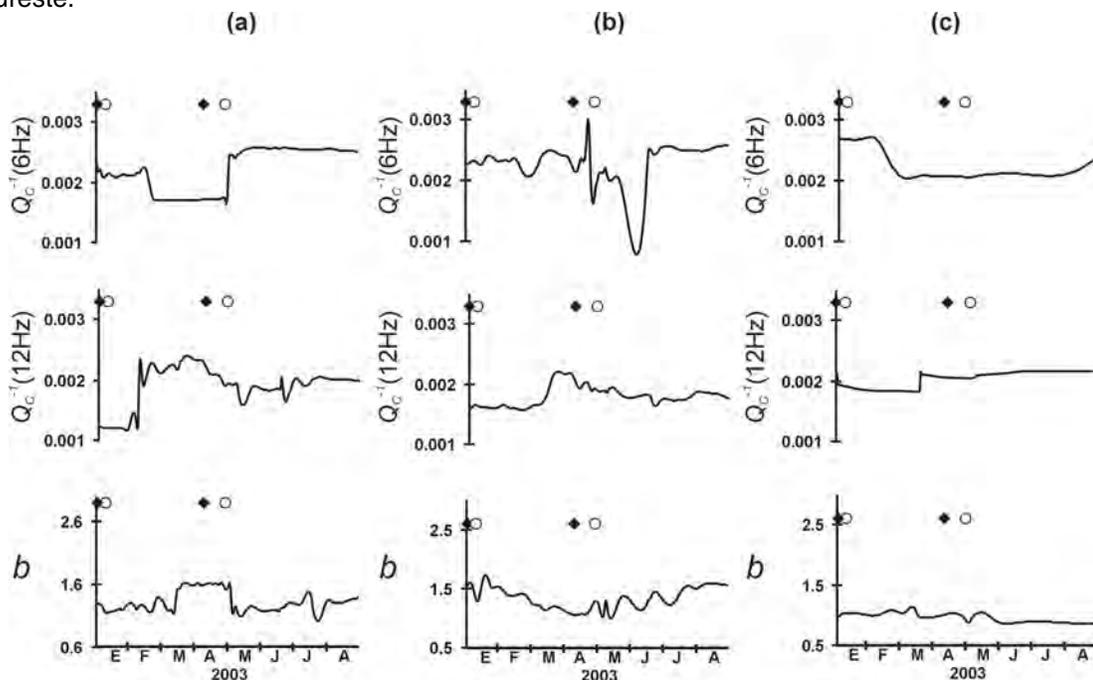


Figura A35. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 15, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste. Los rombos negros representan la fecha de detección de domos y los círculos sismos con $M \geq 3.0$.

Tabla A12. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 15.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	Q_c^{-1} vs b (6Hz) (r^2)	Q_c^{-1} vs b (12Hz) (r^2)	No. de Sismos
Todos	1.1-1.6	0.0017-0.0026	0.0012-0.0024	-0.62	0.47	66
Cráter	1.0-1.6	0.0020-0.0029	0.0016-0.0022	0.11	-0.62	45
SE	0.8-1.0	0.0016-0.0026	0.0018-0.0022	0.38	-0.75	21

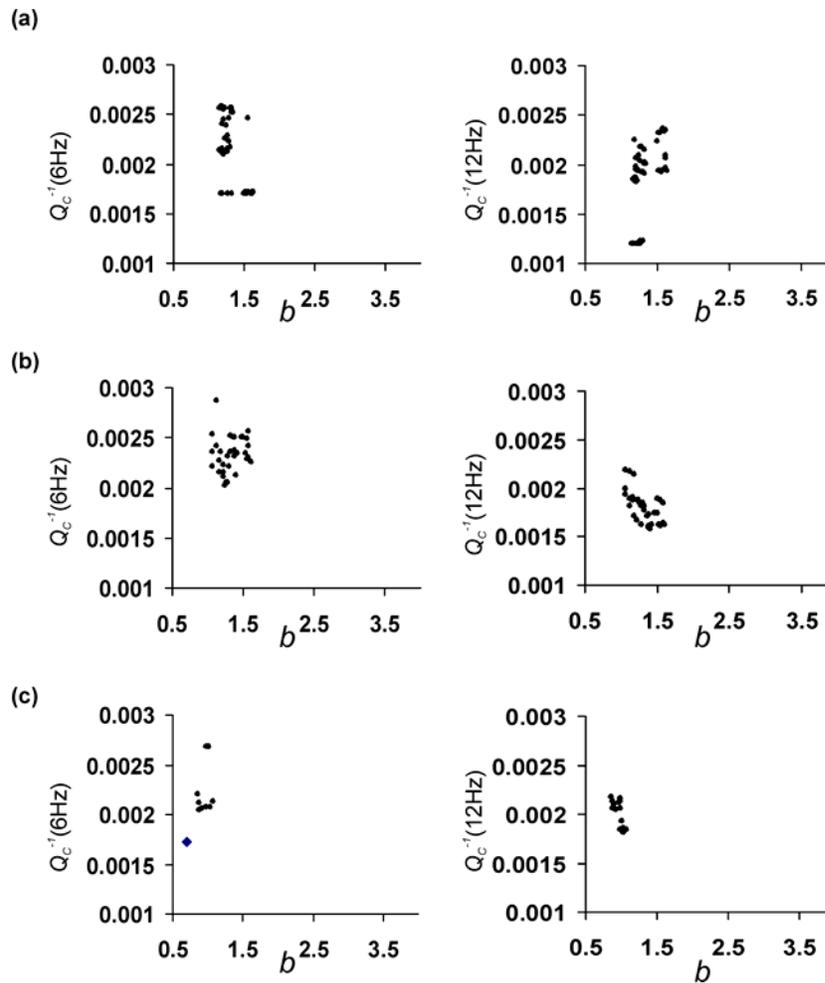


Figura A36. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 15, (a) considerando todos los sismos, (b) únicamente los sismos de la zona del cráter y (c) únicamente los sismos de la zona Sureste.

explosiones que terminaron de destruir el remanente de los domos formados en la etapa 14, así como los dos domos pequeños registrados en esta etapa.

En la zona del cráter los valores de Q_c^{-1} y de b se mantuvieron altos, lo que indicaba una heterogeneidad alta. Sin embargo, en esta etapa se tuvieron pocas evidencias de ascenso de magma a través de los conductos, por lo que se consideró a la actividad

generada principalmente de origen freático, debida posiblemente a la interacción del agua subterránea con algún cuerpo caliente que pudo haber incrementado la presión de poro y de este modo disminuir los esfuerzos efectivos (Wiemer y McNutt, 1997). Esto podría explicar los valores de $b > 1$ y la alta atenuación (Tabla A12 y Figuras A35 y A36), debidos a un incremento de la heterogeneidad.

Para la zona del Sureste los valores de b se mantuvieron en niveles considerados “normales” (≤ 1) para una zona volcánica, mientras que los valores de Q_c^{-1} varían de bajos (0.0015) a altos (0.0026) (Tabla A12), posiblemente debido al fracturamiento producido por dos sismos VT de magnitud 3.0 y 3.2 (Figuras A34 y A35). Esto implicaría que la heterogeneidad del medio en esta zona durante esta etapa fue probablemente originada mayormente por esfuerzos de origen mecánico que de origen térmico. La correlación (r) entre b y Q_c^{-1} es inversa y moderada con todos los sismos a 6 Hz y con la zona del cráter y Sureste a 12 Hz, en los demás casos es baja y positiva o no hay correlación lineal entre los parámetros (Tabla A12).

A13. Etapa 16 (1 de septiembre a diciembre 2003):

Cese abrupto de la actividad explosiva y de exhalaciones. Disminución drástica del número de LP's, a un promedio de 10 por día. Se registraron 18 VT's en total, en promedio 4.5 por mes, con magnitudes de 2.0 a 2.5 y profundidades entre 3.5 y 6 km. Dos VT's fueron ubicados en la zona Sureste y los 16 restantes por debajo del cráter, esta actividad se redujo en número y en su distribución vertical y horizontal.

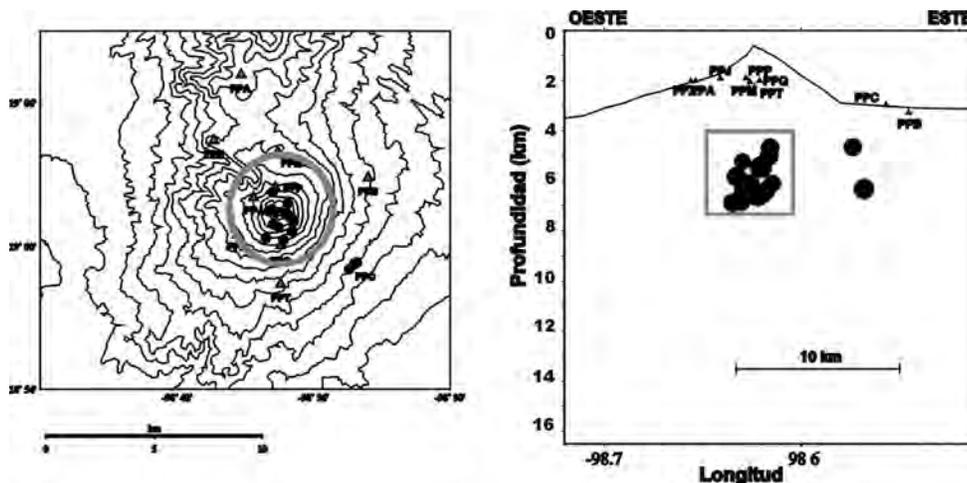


Figura A37. Localización de los VT registrados durante la etapa 16. El círculo en la proyección horizontal y rectángulo en la vertical delimitan los epicentros de los sismos de la zona del cráter.

Solo se analizaron los sismos de la zona debajo el cráter, ya que la mayoría de los sismos se ubicaron en esta zona y no se tuvieron suficientes datos para la zona Sureste (Figura A37). La correlación entre los dos parámetros b y Q_c^{-1} es inversa de baja a moderada (Tabla A13). Aún cuando la actividad cesó y solo se registraron esporádicos LP's y VT's, los valores registrados para b y Q_c^{-1} se mantuvieron en niveles altos, el medio seguía reflejando una heterogeneidad alta, probablemente generada por algún tipo de material volcánico (magma, gas, etc.) en el interior del volcán.

El rango de variación de los valores de Q_c^{-1} y b es muy pequeño (Tabla A13 y Figuras A38 y A39), se mantienen casi constantes, por lo que se puede considerar que el material generador de la alta heterogeneidad se mantenía en equilibrio, sin la presencia de ningún agente perturbador que rompiera su estabilidad con el medio, en esas condiciones se mantuvo la actividad volcánica durante varios meses, más allá de diciembre de 2003, fecha en que finaliza este trabajo.

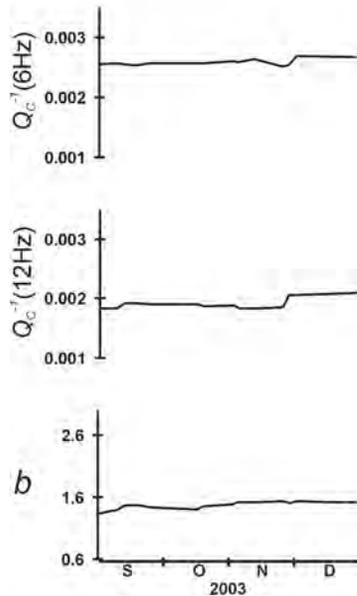


Figura A38. Valores de Q_c^{-1} y b con respecto al tiempo obtenidos durante la etapa 16 utilizando únicamente los sismos de la zona del cráter.

Tabla A13. Valores máximos y mínimos de b y Q_c^{-1} con $\sigma < 25\%$ y r^2 , obtenidos para la etapa 16.

Zona	b	Q_c^{-1} (6Hz)	Q_c^{-1} (12Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (6Hz)	(r^2) Q_c^{-1} vs b (12Hz)	No. de Sismos
Cráter	1.3-1.6	0.0025-0.0027	0.0018-0.0020	-0.22	-0.62	14

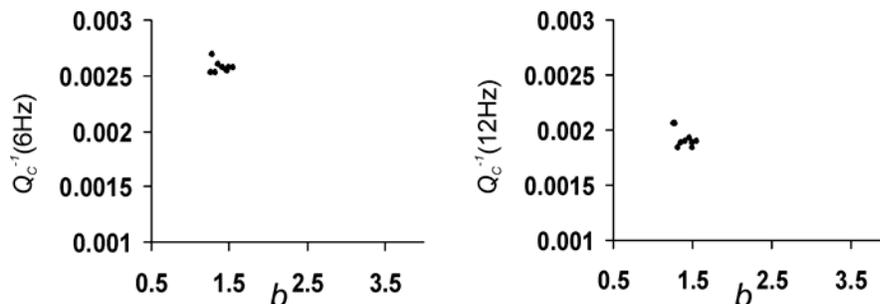


Figura A39. Relación de valores entre Q_c^{-1} y b obtenidos durante la etapa 16 considerando únicamente los sismos de la zona del cráter.