



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DEL VOLCÁN CHICHONAL DURANTE
LOS PERIODOS DE JUNIO DE 2004 A MAYO DE 2005 Y DE ENERO A
ABRIL DE 2008.**

Tesis que para obtener el grado de Ingeniero Geofísico

Presenta:

Aarón Joseph Gutiérrez Jiménez

Asesor de Tesis:

Dr. Carlos M. Valdés González

Ciudad Universitaria

Enero 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A mi Madre *Alejandra Jiménez Castro*, mi Padre *José Gutiérrez Reguera*, mis hermanos *Moisés e Israel Gutiérrez*, por su apoyo incondicional para llevar a cabo y al mismo tiempo ser parte este sueño.

Al *Dr. Carlos Valdés González*, por todas las oportunidades que me ha dado para crecer profesionalmente así como la confianza y la amistad que siempre me ha ofrecido desde que llegué al SSN.

A la *Dra. Xyoli Pérez Campos* por la oportunidad y la confianza que me dio al hacerme parte del proyecto MASE, así como ser el medio para asistir al curso de analistas impartido por el CTBTO, en Viena.

A la *Ing. Lourdes Miranda, Dra. Claudia Arango* y al *Ing. Gerardo Cifuentes* por su apoyo y comprensión en las prácticas profesionales.

A mis compañeros del Servicio Sismológico Nacional: *Aida Quezada Reyes, Sara I. Franco Sánchez, Caridad Cárdenas Monroy, Casiano Jiménez Cruz, Jesús Pérez Santana, Iván Rodríguez Rasilla, Jorge Estrada, Luis E. Rodríguez Abreu, Arturo Cárdenas Ramírez, Alfredo Yáñez Soto, Martín Malagón Manjarrés, Gilberto Martínez Luna, Adriana González, Oscar Castro, Jonathan Arreola y Leobardo Martínez*, por compartir todos sus conocimientos conmigo y ante todo siempre brindarme su amistad incondicional.

A mis sinodales, *Aida Quezada Reyes, Dr. Carlos Valdés González, M.C. David Escobedo Zenil, Dr. Jorge Aguirre González y al Dr. Martín Cárdenas Soto*, por su tiempo y valiosas aportaciones de esta tesis.

Al personal del Centro de Prevención de Desastres: *Alicia Martínez Bringas, Enrique Guevara Ortiz y Gilberto Castelán Pescina*, por facilitarme los datos para la elaboración de esta tesis y sobre todo por su amabilidad.

A la *Universidad Nacional Autónoma de México* por darme el privilegio, el honor y el orgullo de ser parte de ella.

Índice General

Páginas

ÍNDICE DE FIGURAS.....	6
ÍNDICE DE TABLAS.....	16
RESUMEN.....	17
INTRODUCCIÓN.....	19
CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES	23
1.1 Geología regional	23
1.2 Actividad de 1982	30
1.3 Tipos de monitoreo volcánico.....	32
1.4 Monitoreo en el volcán Chichonal.....	35
1.5 Estudios previos.....	37
CAPÍTULO 2. CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS VOLCÁNICOS.....	52
2.1 Sismos Volcano-Tectónicos (VT).....	53
2.2 Sismos de periodo largo (LP).....	54
2.3 Sismos Híbridos (HB).....	56
2.3 Tremor.....	56

2.4 Explosiones.....	59
CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN Y ANÁLISIS DE LOS DATOS.....	61
3.1 Descripción y características del equipo.....	61
3.2 Software utilizado para el procesamiento de los datos.....	63
CAPÍTULO 4. CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS EVENTOS REGISTRADOS EN EL CHICHONAL EN EL PERIODO DE OCTUBRE DE 2004 A MAYO DE 2005 Y DE ENERO A ABRIL DE 2008.....	65
4.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT).....	65
4.2 Episodio de Enjambre.....	69
4.3 Eventos de periodo largo (LP).....	71
4.4 Eventos híbridos (HB).....	72
4.5 Relación señal-ruido.....	75
4.6 Tremor (TR).....	76
4.7 Eventos regionales.....	77
4.8 Eventos sin clasificación.....	79
CAPÍTULO 5. LOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS EVENTOS VOLCANO TECTÓNICOS EN EL PERIODO DE JUNIO DE 2004 A MAYO DE 2005.....	80
5.1 Método de localización con una sola estación de 3 componentes.....	80
5.2 Localización de epicentros, hipocentros y estadísticas de los resultados.....	82

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y RECOMENDACIONES.....	94
CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES.....	102
REFERENCIAS.....	104

ÍNDICE DE FIGURAS

Páginas

Figura 1. Localización del volcán Chichonal. Tomada y modificada de http://www.conabio.gob.mx/informacion/geo_espanol/doctos/imagen_mes.html.....19

Figura 2. Volcán Chichonal antes y después de la erupción de 1982. Modificada de Tilling R.I., 2009.....20

Figura 3. Panorámica actual del cráter del volcán Chichonal. Cortesía del Dr. Carlos Valdés González, Junio 2001.....20

Figura 4. Mapa tectónico de México. Modificado de www.ssn.unam.mx.....23

Figura 5. Rasgos geomorfológicos del SE del país: A= Zona de fallas transcurrentes, B= Zona de fallas inversas, C= Zona homoclinal*, W= Área Oeste, C= Área Central, E= Área Este, V= Villahermosa, TG= Tuxtla Gutiérrez, SCC= San Cristóbal de las Casas, Algunos volcanes del arco volcánico de Chiapas: 1= Navenchaut, 2= Huitepec, 3= Tezontehuist y 4= Chichonal. Tomado de García-Palomo et al., 2004.....24

Figura 6. Mapa geocronológico del volcán Chichonal y áreas circundantes. Tomado de García-Palomo, et al., 2004.....25

Figura 7. Secciones Geológicas del Volcán Chichonal. Se pueden apreciar los 2 domos mencionados anteriormente en la sección BB', que va del NW al SE del volcán. Tomado de García-Palomo et al., 2004.....26

Figura 8. Sistema de fallas en el área del volcán Chichonal: BVS= Sinclinal Buena Vista, CA=Anticlinal Caimba, LUA= Anticlinal La Unión, ChFs= Sistema de fallas Chapultenango, SJF= Falla San Juan, ACF= Falla Arroyo de Cal y CF= falla Caimba. Tomado de García-Palomo et al., 2004.....27

Figura 9. Vista panorámica desde el SW de la falla San Juan. Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004.....	28
Figura 10. Mecanismos focales de los sistemas de fallas corticales más importantes del SE del País. Tomado de García-Palomo et al., 2004.....	29
Figura 11. Localidades de refugio aledañas al volcán Chichonal. Tomado de Macías et al., 2005.....	31
Figura 12. Localización de la caseta sismológica del volcán Chichonal. Cortesía del Dr. Carlos Valdés González.....	36
Figura 13. Localización de las estaciones de la red permanente de la presa Chicoasen.....	38
Figura 14. Localización de la red temporal instalada por el IGEF y el Instituto de Ingeniería de la UNAM.....	38
Figura 15. Clasificación de los sismos volcánicos en el volcán Chichonal hecha por Haskov et al, 1983, con base en los registros sísmicos de la estación CN3 ó CH3. Tomado de Haskov J. et al., 1983.....	39
Figura 16. Gráfica que muestra el número de eventos tipo1 por día en el lapso del 1° de enero al 31 de marzo. En este último mes se presenta un aumento pronunciado en la actividad sísmica, Tomado de Haskov J. et al., 1983.....	41

Figura 17. Gráfica que muestra el número de eventos 2,3, combinación de 2 y 3 así como los eventos clasificados como tectónicos ordinarios, es decir, los tipo 4, del 27 de marzo al 5 de abril Tomado de Haskov J. et al., 1983.....41

Figura 18. Gráfica de la amplitud de los eventos 2, 3 y 4 registrados en CH3, sólo fueron seleccionados los eventos que tenían una amplitud de pico a pico mayor ó igual a 4 mm. Tomado de Haskov J. et al., 1983.....42

Figura 19. Localización, epicentro y profundidad de los eventos 1 y 4. Se puede observar que la máxima profundidad es de 19 km para los eventos tipo 4. Tomado de Haskov J. et al., 1983.....43

Figura 20. Gráfica de la raíz cuadrada de la energía liberada previa a la primera erupción. Tomado de Medina et al., 1992.....45

Figura 21. Red de estaciones sísmicas con las cuales Medina et al. (1992). Localizaron 340 eventos Volcano-tectónicos.46

Figura 22. Localización de sismos con profundidad menor a 10 km. Tomado de Medina et al., 1992.....47

Figura 23. Epicentros de sismos con profundidades de entre 10 y 20 km, los más abundantes en la localización. Tomado de Medina et al., 1992.....48

Figura 24. Los sismos con profundidades mayores a 20 km, fueron escasos. Tomado de Medina et al., 1992.....	48
Figura 25. Secciones verticales N-S (a) y E-W (b), las cuales muestran la distribución de hipocentros, así como su tendencia S-SE. Tomado de Medina et al., 1992.....	49
Figura 26. Epicentros (a) e hipocentros (b, c) de los eventos registrados del 1 de enero de 1980 al 28 de febrero de 1982, todos con M_c entre 2.8 y 3.8. Tomado de Z. Jiménez et al., 1999.....	50
Figura 27. Localización de Eventos registrados del 1 al 29 de marzo, con M_c mayor a 1.8, de los cuales, 1,2,3 y 4 indican los sismos con mayor magnitud. Cabe destacar la escasez de eventos a profundidades de entre 8 y 12 km. Tomado de Z. Jiménez et al., 1999.....	50
Figura 28. Sismicidad del 4 al 27 de abril de 1982. En comparación con la figura 29, después de la etapa eruptiva se presentan sismos muy someros y hasta los 22 km. Se observan eventos entre los 8 y 12 km .Tomado de Z. Jiménez et al., 1999.....	51
Figura 29. Eventos VT del complejo volcánico White Island en Nueva Zelanda, donde se muestrasu espectrograma y espectro de amplitud. Se puede apreciar claramente que el mayor pico del espectro de amplitud corresponde a la fase más intensa del espectrograma .Tomado de Sherburn S. et al., 1998.....	54
Figura 30. Dos ejemplos de eventos LP registrados en el complejo volcánico de White Island, Nueva Zelanda. Se puede observar que predominan frecuencias entre 0.5 y 2 Hz . Tomado de Sherburn S. et al., 1998.....	55

Figura 31. Evento híbrido registrado en la componente vertical de la estación MBGA, en el volcán Montserrat. Se puede observar en el espectro de amplitud que los picos máximos comprenden tanto bajas como altas frecuencias .Tomado y modificado de McNutt y Stephen, 2005.....	56
Figura 32. Tremor armónico registrado en White Island. Se puede observar en el espectro de amplitud el pico de la frecuencia dominante, que es de 2 Hz, así como 2 picos subdominantes señalados con flechas negras. Tomado de Sherburn S. et al., 1998.....	58
Figura 33. Registro de un tremor espasmódico en Withe Island. Se puede observar en el espectro de frecuencia que no existe una frecuencia dominante. Tomado de Sherburn S. et al., 1998.....	59
.	
Figura 34. Registro en un sensor infrasónico y de velocidad de una explosión en el volcán Tungurahua. Se puede apreciar con cierta facilidad la onda sónica o de choque en ambos registros (Fecha roja), ya que se caracteriza por tener una amplitud considerable Almendros et al., 1997.....	60
Figura 35. Equipo sísmico en el volcán Chichonal (Cortesía del Dr. Carlos Valdés González).	61
Figura 36. Equipo para el envío de datos, distribución de carga y abastecimiento de energía eléctrica (Cortesía del Dr. Carlos Valdés González).....	62

Figura 37. Interfaz del programa Seismo_volcanalysis elaborado por Geraldine Roger y Philippe Lesage.....	63
Figura 38. Programa degra, elaborado por Mario Ordaz (Instituto de Ingeniería, UNAM).....	64
Figura 39. Ejemplos de eventos VT claros, ocurridos el 6 de febrero del 2005 y el 11 de febrero del 2008, respectivamente. Destaca en el espectro el contenido de altas frecuencias.....	66
Figura 40. Eventos VT registrados el 7 de diciembre de 2004 (a) y 25 de febrero de 2005 (b), cuya fase más intensa no está bien definida en el espectrograma.....	67
Figura 41. Sucesión de 3 eventos VT el 25 de marzo de 2008. El lapso de tiempo entre uno y otro es de aproximadamente 0.001 segundos.....	68
Figura 42. Se puede apreciar fácilmente el mayor evento VT tanto en el registro de velocidad como en el espectrograma, no así los otros ocho eventos señalados con flechas rojas, que sólo son apreciables en el espectrograma.....	68
Figura 43. a) Enjambre sísmico con duración aproximada de 5 horas sin filtrar, b) Enjambre sísmico filtrado de 0.5 a 5 Hz. Se puede apreciar la aparición de sismos y una mayor definición de los eventos en el registro.....	69

Figura 44. Ventana de 6 minutos del enjambre sísmico filtrado de 0.5 a 5 Hz para una mejor visualización de los eventos. Nótese que los cinco eventos son muy similares en contenido de frecuencias, amplitud y duración.....70

Figura 45. Tres registros característicos de eventos LP en el mes de octubre de 2004, sus frecuencias van de 1 a 4 Hz, su coda dura de 30 a 40 segundos.....72

Figura 46. Eventos HB filtrados de 0.5 a 5 Hz, el contenido espectral contiene frecuencias que van desde los 4 a los 8 Hz.....73

Figura 47. Registro de dos eventos híbridos que no tuvieron que ser filtrados ya que el nivel de ruido es bajo con respecto a los de la Figura 46, a pesar del filtro las frecuencias entre ambos son muy similares y oscilan entre los 4 y 8 Hz.....74

Figura 48. Inicio y fin de ruido en baja frecuencia para el día 20 de enero de 2005.....75

Figura 49. En el círculo rojo de esta figura se observa un evento volcano-tectónico, al final de esta señal de baja frecuencia, que en total duró 7 minutos aproximadamente.....76

Figura 50. El evento regional del 18 de enero de 2008 (parte superior) no tuvo que ser filtrado debido a la claridad en el registro, no así el evento del 7 de diciembre de 2004 (parte inferior), el cual no se apreciaba en su totalidad sin ser filtrado.....77

Figura 51. Ejemplo de saturación de señal en eventos ocurridos el día 21 de octubre de 2004 y 18 de enero de 2005 con magnitud igual o mayor a 4.4, la saturación de la señal se debe a que se utilizó un sismómetro de periodo corto.....78

Figura 52. Ejemplos de registros que no tuvieron clasificación.....	79
Figura 53. Ejemplo de la polaridad de los primeros arribos de la onda P en las 3 componentes, la obtención de los valores de amplitud se realizaba con el cursor.....	81
Figura 54. Cálculo del acimut teniendo A_n y A_e con polaridades positivas y la componente vertical (Z) con polaridades positiva (compresión) y negativa (dilatación) (Tomado de Lara M., 2001).....	82
Figura 55. Localización de los eventos (círculos azules) registrados por el acelerómetro en el periodo de junio de 2007 a mayo de 2005 y su comparación con los sismos localizados en el periodo de diciembre 2003 a junio del 2004 (Círculos amarillos), (Valdés et al., 2006).....	83
Figura 56. Localización de los 53 sismos registrados por el acelerómetro de 3 componentes. El recuadro indica el área de interes de este estudio (Figura 57). Se puede apreciar que sólo 1 evento se considera tectónico ya que sale de esta área y se le asocia a fallas locales de la región.....	84
Figura 57. a) Localización de hipocentros en 400 días de monitoreo. En promedio ocurría un evento cada 8 días. b) Distribución temporal de las profundidades de los sismos VT en el periodo de junio de 2004 a febrero de 2005.....	85

Figura 58. a) Se aprecia que septiembre del 2004 fue el mes con mayor sismicidad, así como agosto de 2004 y abril de 2005 los meses con menor número de eventos VT. b) La tendencia vertical de la línea (Flechas rojas) indica un aumento considerable en la sismicidad en cortos periodos de tiempo, sugiriendo la presencia de enjambres sísmicos.....87

Figura 59. Variación de la magnitud de los eventos VT en función del tiempo. Se puede observar que no hay una tendencia definida en el valor de las magnitudes.....88

Figura 60. Energía acumulada en escala logarítmica durante el periodo junio de 2004 a mayo de 2005, se observa de nuevo una acumulación importante de energía entre los días 103 y 104 (Flecha azul).....89

Figura 61. a) Localización de eventos compresionales en círculos de color negro, y dilatacionales en color blanco. b) Perfil de profundidad de eventos compresionales y dilatacionales.90

Figura 62. Las máximas aceleraciones se registraron en la componente N-S, con un máximo de 27.27 gales.....91

Figura 63. a) Los eventos VT con mayores valores de aceleración se originan a profundidades someras. b) Los máximos valores de aceleración no presentan relación con los mayores valores de magnitud. c) La mayoría de los sismos VT tuvieron magnitudes entre 1.2 y 1.6, y la mayoría de sus hipocentros se localizaron a profundidades de 1 a 2 kilómetros.....93

Figura 64. Configuración de la red de banda ancha propuesta para el volcán Chichón.....95

Figura 65. Ejemplo de efectos de sitio en el volcán Mammoth (California), tres eventos VT en la estación MMB. Se observa cómo en dos eventos LP en la estación MMF la distancia entre las estaciones es de aproximadamente 6 kilómetros. Con una cruz se ilustra el epicentro (Tomado de McNutt, 2005).....96

Figura 66. Mapa del volcán donde se observa la aparición de nuevos eventos en el flanco SW del volcán así como en el cráter. Modificado de Taran et al., 2008.....97

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Localización de la red permanente de la presa Chicoasen instalada por CFE, y las estaciones temporales instaladas por el IGEF y el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Tomado de Haskov et al., 1983).....	37
Tabla 2. Modelo de velocidades aproximado, utilizado por Haskov J. et al en 1983 para la localización de eventos tipo 4.....	42
Tabla 3. Valores de b para diferentes periodos de tiempo (Tomado de Medina et al., 1992).....	44
Tabla 4. Modelo de velocidades utilizado por Medina et al. (1992), para la localización de eventos.....	46
Tabla 5. Clasificaciones de las diferentes señales volcánicas elaboradas por Minakami (1960), Haskov (1983), Malone (1983), Lahr et al. (1994), Chouet (1996) y Mcnutt (1996,2005).....	52

RESUMEN

Desde el 28 de marzo de 1982 ante la sorpresiva erupción del volcán Chichonal, se marcó una pauta en el ámbito de la sismología volcánica en México. Afortunadamente se encontraba instalada la red sismológica de la presa Chicoasen, de esta manera se pudo observar la evolución sísmica antes, durante y después de las erupciones principales. En la actualidad es bien sabido que la actividad sísmica en los volcanes activos es el patrón mas importante a monitorear, ya que por medio de los sismos y su debida clasificación es posible interpretar lo que está pasando dentro del volcán; Con esta información se puede hacer un pronóstico sobre alguna posible erupción y evacuar a su debido tiempo las poblaciones que se encuentren en riesgo.

Este estudio tiene como principal objetivo analizar minuciosamente la actividad sísmica que ha ocurrido en el volcán Chichonal de junio de 2004 a mayo de 2005 así como en el periodo de enero a abril de 2008, con el fin de presentar un informe completo sobre la actividad del volcán en estos periodos y descartar cualquier incremento anómalo en la sismicidad del volcán. En los años 2002 y 2003 se instaló una estación sismológica al NE del volcán, muy cerca del cráter, la cual consta de 2 sismómetros de periodo corto con sólo una componente vertical y un acelerómetro de 3 componentes. Con los datos obtenidos por estos instrumentos, los cuales fueron proporcionados amablemente por la UNICACH y el CENAPRED, se realizó este estudio tomando en cuenta las diferentes características y limitantes de cada sensor.

En el periodo de octubre de 2004 a mayo de 2005 se analizó un total de 1095 señales sísmicas del sismómetro de periodo corto, donde destacan eventos de período largo (LP), híbridos (HB), los cuales no se habían presentado desde la crisis eruptiva de 1982, pero se desconoce si en el periodo de 1983 a 2003 (lapso en el cual el volcán no fue estudiado) este tipo de eventos siguieron presentándose y con qué regularidad. También destaca notablemente un episodio de enjambre de eventos híbridos (HB) que tuvo una duración aproximada de 5 horas. Este enjambre se puede relacionar con el transporte de fluidos hacia la laguna del cráter y a los manantiales de un acuífero somero que se presume se encuentra bajo esta laguna. En el periodo de enero a abril del 2008 se analizó y clasificó un total de

305 señales sísmicas, destacando una señal modulada con frecuencias dominantes por debajo de 1 Hz que no se presentó en el periodo de octubre de 2004 a mayo de 2005, debido a que la frecuencia de este tipo de señales moduladas está en el límite y en ocasiones por debajo del rango de frecuencias del sensor de periodo corto, no se puede asegurar que se trate de un tremor volcánico pero tampoco se descarta esta posibilidad ya que estamos analizando un volcán activo.

En el lapso de junio de 2004 a mayo de 2005, con los datos obtenidos del acelerómetro de tres componentes, se localizaron 53 eventos volcano-tectónicos por medio de la polaridad y amplitud del primer impulso de las ondas P. Estos sismos en su mayoría se localizaron en la región de los antiguos domos en la porción SW y NW del cráter, así como parte central del volcán. También fueron localizados algunos eventos asociados al sistema de fallas normales y transcurrentes que rigen la estructura volcánica y los alrededores del volcán. En el perfil de profundidades que se obtuvo, es visible un área de ausencia sísmica la cual puede estar relacionada con el acuífero somero propuesto por Rouwet y Taran (2009). Se realizaron análisis estadísticos así como sus respectivas gráficas que explican la evolución espacial y temporal de la sismicidad del volcán Chichonal, así como su correlación con estudios previos de sismicidad, geológicos y químicos.

La sismicidad analizada en el periodo de este estudio no implica una reactivación del volcán Chichonal. Esta etapa de calma permite la instalación de los instrumentos de monitoreo, los cuales son fundamentales para estudiar y entender los procesos evolutivos en la estructura volcánica.

INTRODUCCIÓN

El volcán Chichonal se localiza al NW del estado de Chiapas, a 70 km al NW de Tuxtla Gutiérrez y a 77 km al SW de Villa Hermosa, Tabasco (Figura 1). Es un estratovolcán de tipo andesita-hornblenda.

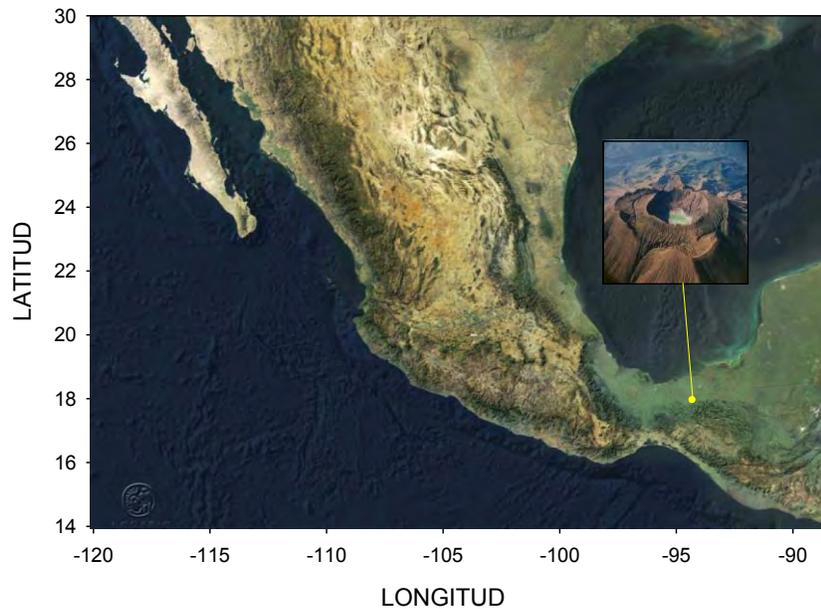


Figura 1. Localización del volcán Chichonal (Tomada y modificada de http://www.conabio.gob.mx/informacion/geo_espanol/doctos/imagen_mes.html).

Geológicamente hablando es una estructura volcánica joven [de 0.209 ± 0.019 m.a] (Damon P.E., y Montesinos, 1978), cuya forma antes de la explosión de 1982 se debía a un domo emplazado en el cráter antiguo, lo que hacía que perdiera la geometría típica de un volcán de modo que aparentemente no presentaba amenaza alguna. Antes de la fase eruptiva de 1982 alcanzaba una altura de 1269 m.s.n.m. (Figura 2).



Figura 2. Volcán Chichonal antes y después de la erupción de 1982 (modificada de Tilling R.I., 2009).

Aunque el diámetro del cráter sigue siendo el mismo, la altura se redujo de manera considerable, ya que gran parte del domo con un volumen aproximado a 0.024 km³ fue fracturado y expulsado violentamente, presentando actualmente un cráter con forma más o menos circular con ligera tendencia a ser elíptico con un diámetro de 700 m y una profundidad de 150 m (Figura 3), donde existe un lago de color verde esmeralda donde prevalece la actividad fumarólica y el agua ebulle continuamente en uno de sus extremos debido a la remanencia de un domo.



Figura 3. Panorámica actual del cráter del volcán Chichonal (Cortesía del Dr. Carlos Valdés González, Junio 2001).

La región donde se localiza el volcán Chichón forma parte del anticlinorio de Chiapas. La región tiene un buzamiento de unos 45° hacia la costa del Golfo de México. En la parte central se encuentra una estructura de origen tipo poligenético. Tectónicamente, la actividad volcánica de esta región está relacionada con el sistema de fallas transcurrentes que afectan el anticlinorio de Chiapas junto con la subducción de la Placa de Cocos. La presencia de material ígneo en el área del volcán Chichón indica la existencia de una zona de debilidad cortical relacionada con el complejo volcánico y posiblemente con el sistema de fallamiento regional Motagua-Polochic.

Después de la crisis eruptiva de 1982 el volcán Chichonal ha sido monitoreado sísmicamente de forma pobre e intermitente. Por esa razón, no se tiene información del proceso sísmico evolutivo posterior a la erupción, es decir, se desconoce completamente el comportamiento del volcán hasta el año 2003. Cuando diversas instituciones empezaron a instalar equipos de monitoreo sísmico y a tomar muestras de agua tanto en el lago que se encuentra en el interior del cráter como a los manantiales aledaños al volcán. De esta manera se tuvo una noción de los niveles de elementos químicos en el agua. Cabe mencionar que el monitoreo óptimo de un volcán activo nos puede dar información valiosa para tomar medidas preventivas antes de una fase eruptiva.

El presente estudio se realizó con la intención de conocer el comportamiento del volcán Chichonal en el periodo de 2004 a 2005 así como en el 2008. Además de tener una finalidad científica, también fue elaborado con un carácter de prevención y para concientizar a las autoridades correspondientes de que es necesario instalar equipo de punta, no sólo en el volcán Chichón, sino en todos los volcanes considerados activos del país, ya que la mayoría de éstos pone en riesgo la integridad de las poblaciones que se encuentran a su alrededor.

En el capítulo 1 se presenta la geología, el marco tectónico del estado de Chiapas y el ámbito general al particular en la vecindad del volcán. Se menciona de forma breve la

sismicidad antes durante y después de la erupción del 29 de marzo de 1982. Así mismo, se explican los tipos de monitoreo volcánico y cuáles de ellos existen en la actualidad en el volcán Chichonal. De igual manera se mencionan los estudios del volcán que se han hecho hasta la actualidad.

En el segundo capítulo se muestran los diferentes tipos de instrumentos con los que se obtuvieron los datos para este estudio, así como la variedad de programas que se utilizaron para procesar las señales sísmicas y la elaboración de las gráficas.

Es importante explicar los diferentes tipos de señales sísmicas que presenta un volcán activo así como su interpretación. Con base en estas señales se puede inferir qué está pasando dentro del volcán y tomar las decisiones con tiempo, en caso de ser necesario. Toda esta información es el contenido del capítulo 3.

En el capítulo 4 se presentan y clasifican los tipos de señales volcánicas registradas en el volcán Chichonal en el periodo de octubre de 2004 a mayo del 2005 y su correlación con la actividad sísmica registrada de enero a abril de 2008, esto con el fin de evaluar algún tipo de incremento, decremento y/o anomalía entre estos lapsos relativamente cortos de tiempo.

En el quinto capítulo se explica el método de análisis y se muestran las localizaciones obtenidas de 53 eventos volcano-tectónicos registrados en el acelerómetro para el periodo de junio de 2004 a febrero de 2005, así como los comentarios acerca de las estadísticas de los resultados obtenidos y sus respectivas gráficas.

En el capítulo 6 se enfoca a la discusión y recomendaciones con base al análisis y resultados de este estudio.

Por último el capítulo 7, se enfoca a las conclusiones de los resultados obtenidos en este estudio.

CAPÍTULO 1

ANTECEDENTES

1.1 GEOLOGÍA REGIONAL

En la región SE de México existe un conjunto de elementos tectónico regionales: La Placa de Norteamérica, la del Caribe, la Placa de Cocos y la zona de subducción que inicia en la trinchera Mesoamericana (Figura 4).

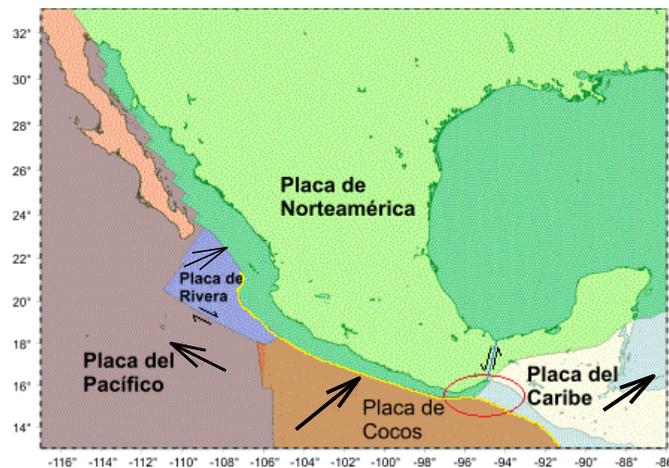


Figura 4. Mapa tectónico de México (Modificado de www.ssn.unam.mx).

A su vez, para esta región la placa de Norteamérica presenta las siguientes características geomorfológicas: La plataforma de Yucatán, el Cinturón Plegado o anticlinorio de Chiapas, la falla del Istmo de Tehuantepec, el macizo granítico y el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe. Este límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica es la causa del sistema de fallas Motagua-Polochic (Sánchez-Montes de Oca R., 1979) (Figura 5).

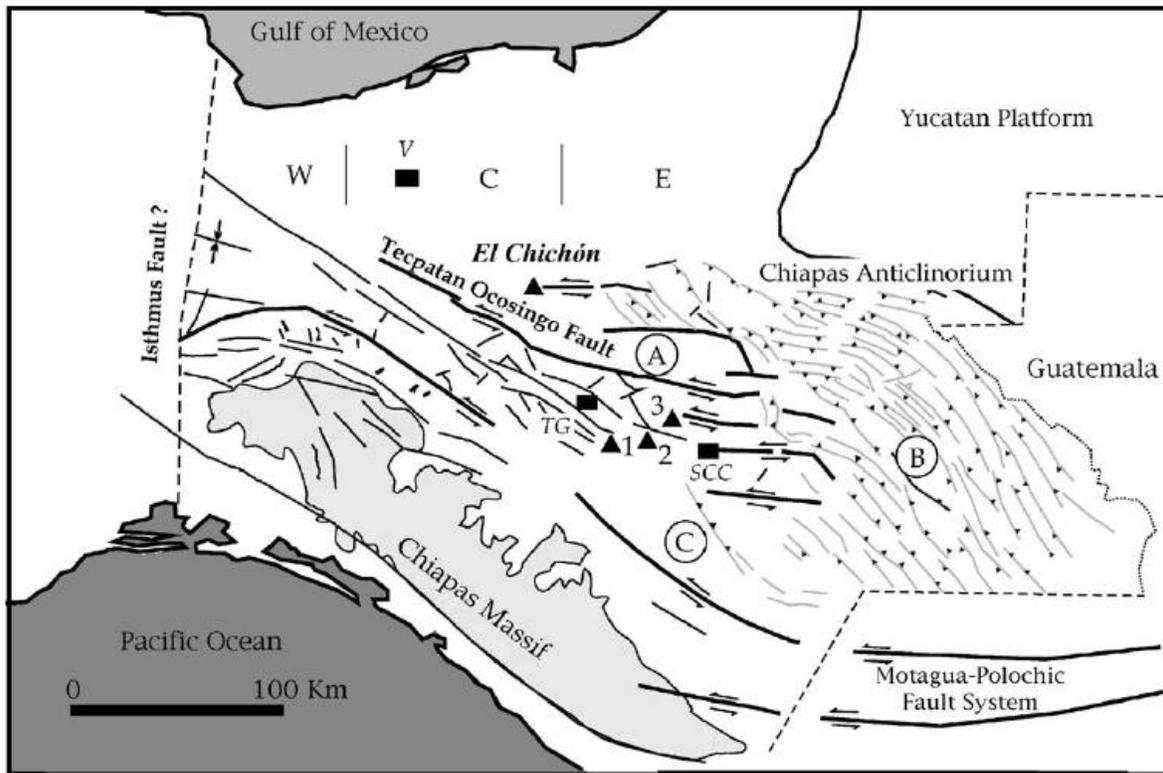
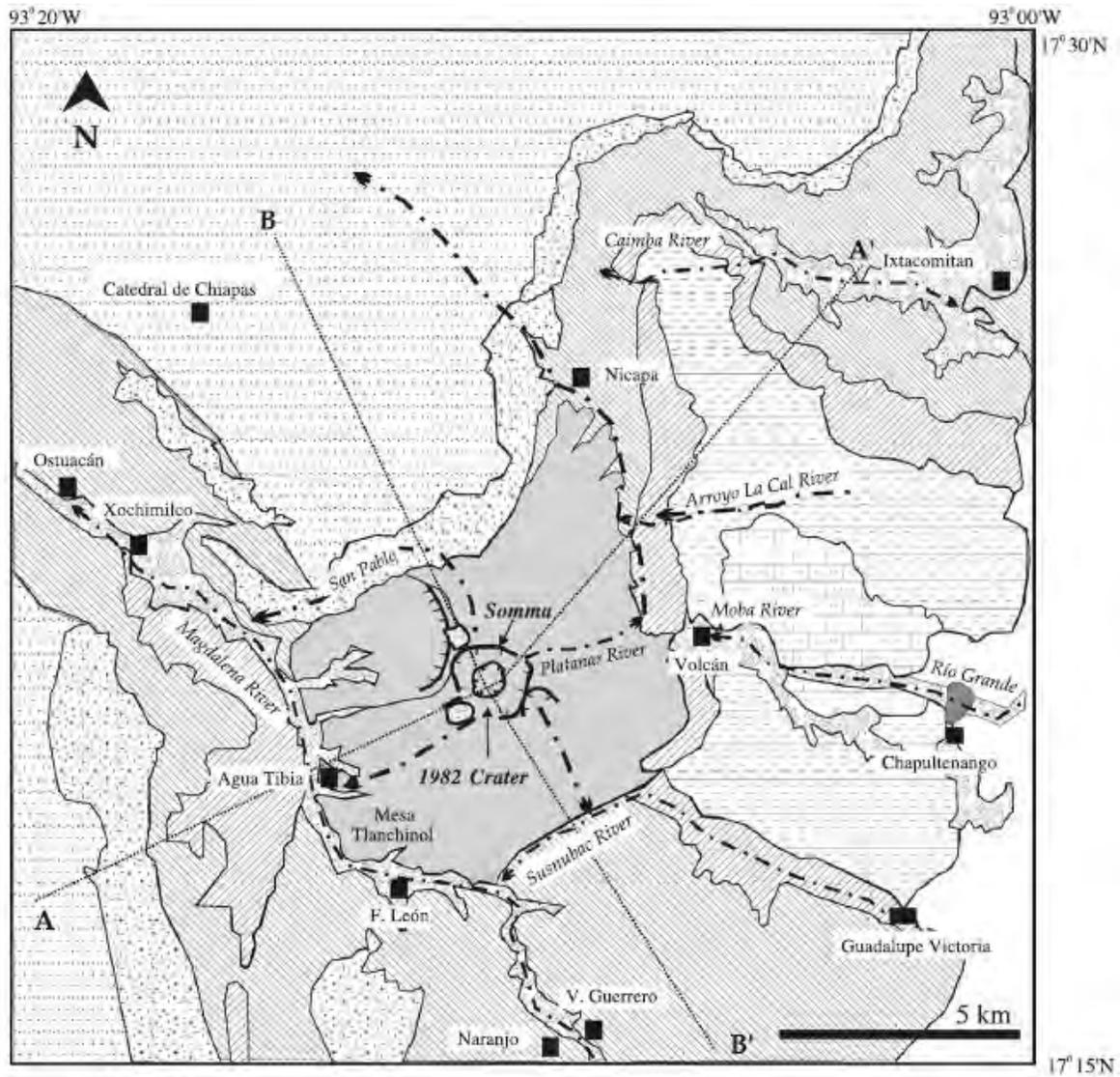


Figura 5. Rasgos geomorfológicos del SE del país: A= Zona de fallas transcurrentes, B= Zona de fallas inversas, C= Zona homoclinal*, W= Área Oeste, C= Área Central, E= Área Este, V= Villahermosa, TG= Tuxtla Gutiérrez, SCC= San Cristóbal de las Casas, Algunos volcanes del arco volcánico de Chiapas: 1= Navenchauc, 2= Huitepec, 3= Tezontehuist y 4= Chichonal (Tomado de García-Palomo et al., 2004).

**Homoclinal se refiere a los estratos que se inclinan todos en la misma dirección y con el mismo ángulo.*

El estudio de los depósitos anteriores a la erupción de 1982 del volcán Chichonal, establece la siguiente evolución de la estructura: Se inició en el Plioceno-Pleistoceno (Canul et al., 1983) expulsando en diversos episodios abundante ceniza y flujos piroclásticos. De forma contemporánea a estos eventos se emplazaron dos cuerpos dómicos, atribuyéndole al más antiguo la edad Pleistocena, mientras que el segundo pudo haberse formado a principios del Holoceno, acompañado de igual manera por flujos piroclásticos (Canul et al., 1983) (Figuras 6 y 7).



Legend

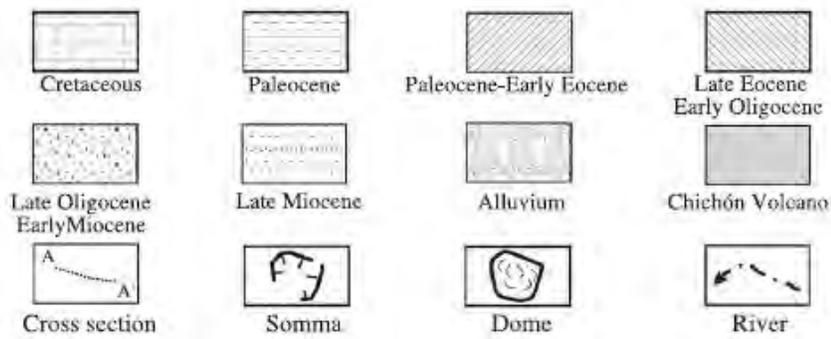


Figura 6. Mapa geocronológico del volcán Chichonal y áreas circundantes, (Tomado de García-Palomo, et al., 2004).

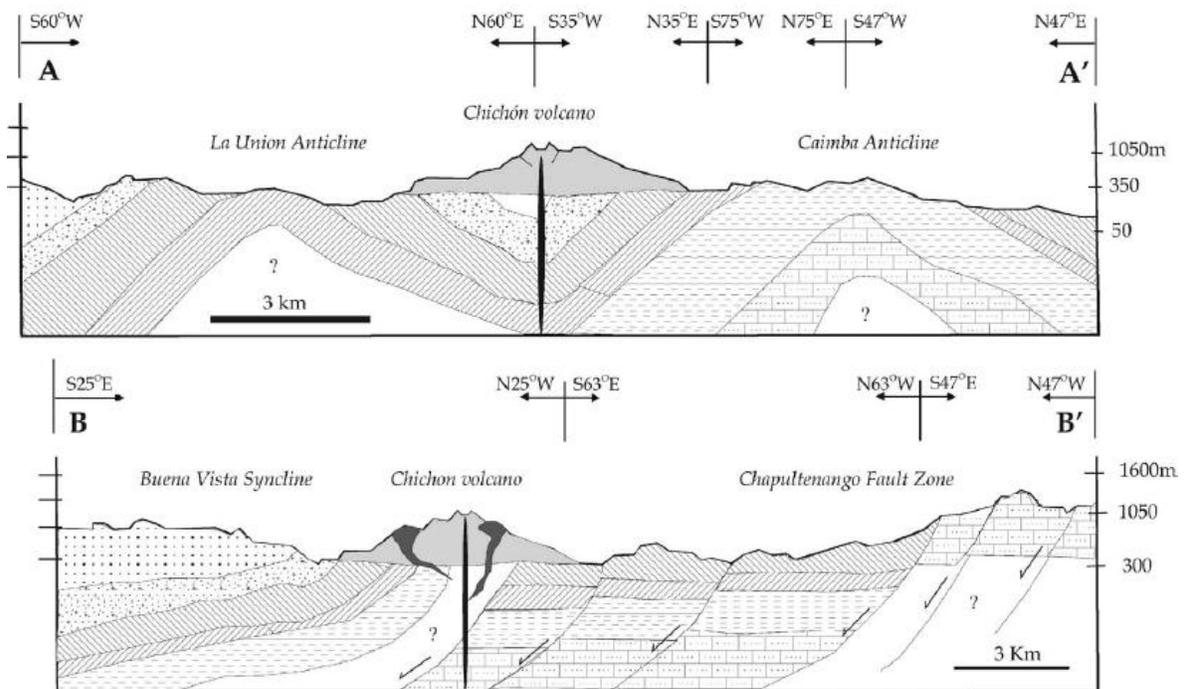


Figura 7. Secciones Geológicas del Volcán Chichonal. Se pueden apreciar los 2 domos mencionados anteriormente en la sección BB', que va del NW al SE del volcán, (Tomado de García-Palomo et al., 2004).

Los diferentes tipos de material ígneo de carácter volcánico han proporcionado edades de \pm 1300 años con el método de carbono 14.

Subyaciendo a las rocas volcánicas se encuentra una secuencia detrítica constituida por areniscas y limolitas de un espesor aproximado de 15 cm y con una inclinación de 45 grados. Esta secuencia, así como el conjunto de rocas sedimentarias que afloran en la región, se atribuyen a las últimas manifestaciones orogénicas depositadas en una cuenca marina (López-Ramos, 1981). Es importante mencionar que adyacentes al área de estudio, aflora un intrusivo de posible origen post-Miocénico y derrames basálticos del Plioceno superior, lo que permite inferir que esta es una zona de debilidad cortical relacionada con cuerpos ígneos conocidos y con el sistema de fallas regional. Las rocas ígneas son las más

importantes desde el punto de vista vulcanológico: en esta región existen evidencias para suponer numerosas etapas de actividad ígnea (López-Ramos, 1981).

A las rocas ígneas más antiguas se les puede relacionar con la falla de desplazamiento lateral Tecpatán-Ocosingo, localizada al sur del volcán, donde se encuentran expuestas andesitas y tobas aglomeradas intemperizadas.

A 17 km al SE del volcán aflora un cuerpo intrusivo granodiorítico que afecta a las rocas del Mioceno superior, provocando zonas de metamorfismo de contacto. En la misma dirección pero a 12 km, en Chapultenango, aflora un pequeño derrame fisural basáltico que se encuentra sobre los sedimentos del Cretácico y del Paleoceno; se cree que tuvo su origen en el Plioceno tardío (Canul et al., 1983).

Diversas fallas cortan transversalmente las secciones estratigráficas en la región del Chichonal. Las fallas más importantes son: Caimba, Arroyo de Cal, San Juan y Chapultenango (García-Palomo et al., 2004), (Figura 8).

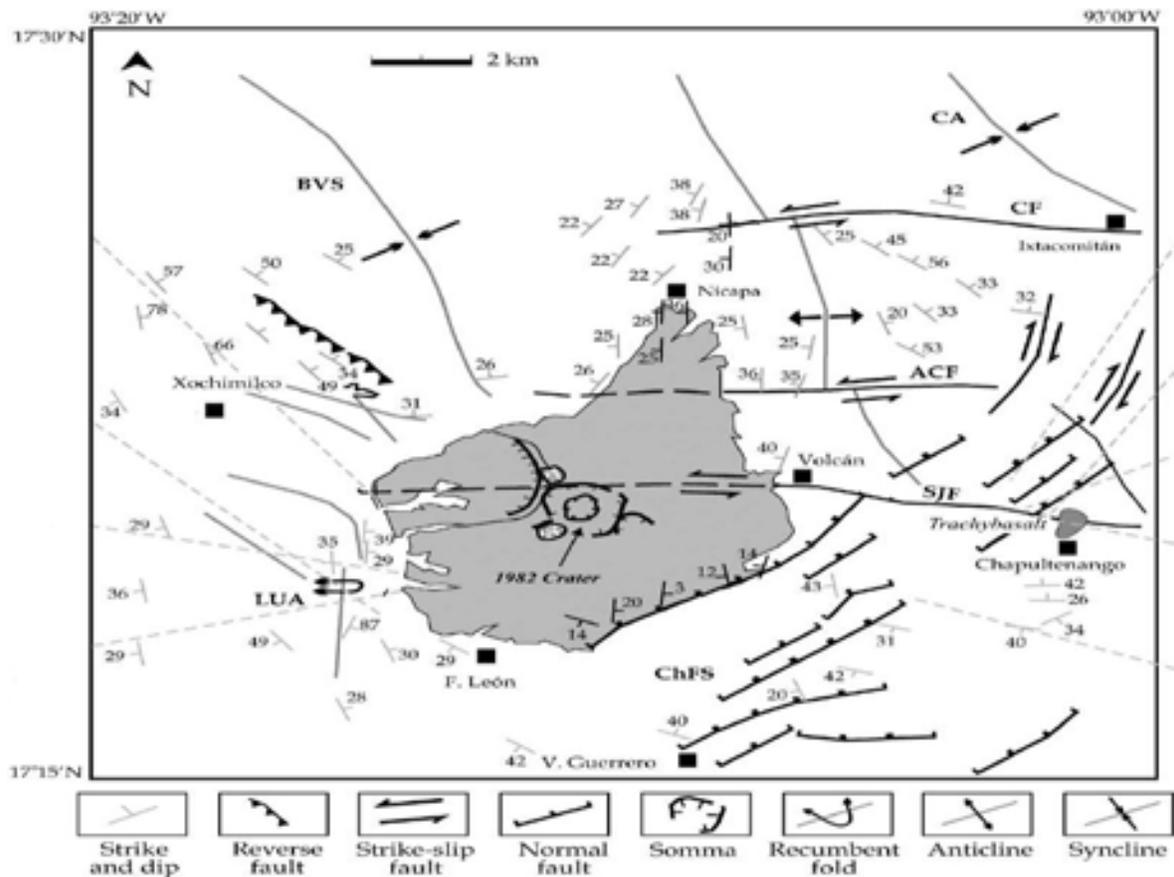


Figura 8. Sistema de fallas en el área del volcán Chichonal: BVS= Sinclinal Buena Vista, CA= Anticlinal Caimba, LUA= Anticlinal La Unión, ChFs= Sistema de fallas Chapultenango, SJF= Falla San Juan, ACF= Falla Arroyo de Cal y CF= falla Caimba (Tomado de García-Palomo et al., 2004).

La falla de Caimba es de tipo lateral izquierda, se localiza al NE del volcán, tiene una longitud aproximada de 12 km y es paralela al río Caimba. La falla de Arroyo de Cal es paralela a las fallas Caimba y San Juan, lo cual sugiere un fallamiento lateral izquierdo. Tiene una longitud de 6 km y es paralela al río Arroyo de Cal en la posición central del anticlinal de Caimba.

La falla de San Juan (Figura 9), es la más importante de este sistema de fallas. Tiene 16 km de longitud y su extensión abarca desde el Norte de la comunidad de Chapultenango hasta el SE del pueblo de Xochimilco. Es la falla más cercana al volcán Chichón ya que pasa a un costado del antiguo cráter. La falla San Juan es de tipo lateral izquierda.



Figura 9. Vista panorámica desde el SW de la falla San Juan (Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004).

El sistema de fallas de Chapultenango se localiza al SE del volcán y fue reportada en primer instancia por el INEGI, en 1983, como un sistema de fallas normales. Posteriormente, Meneses-Rocha (1991) la definió como una zona de fractura. En escala regional este sistema de fallas tiene una extensión aproximada de 53 km. Localmente consiste en un gran número de fallas normales discontinuas con una longitud promedio de 6 km. Es fácil concluir que en la región del Volcán Chichonal y al SE del país predomina el fallamiento cortical de tipo lateral izquierdo (Guzman-Speziale y Meneses-Rocha, 2000) como se muestra en la Figura 10.

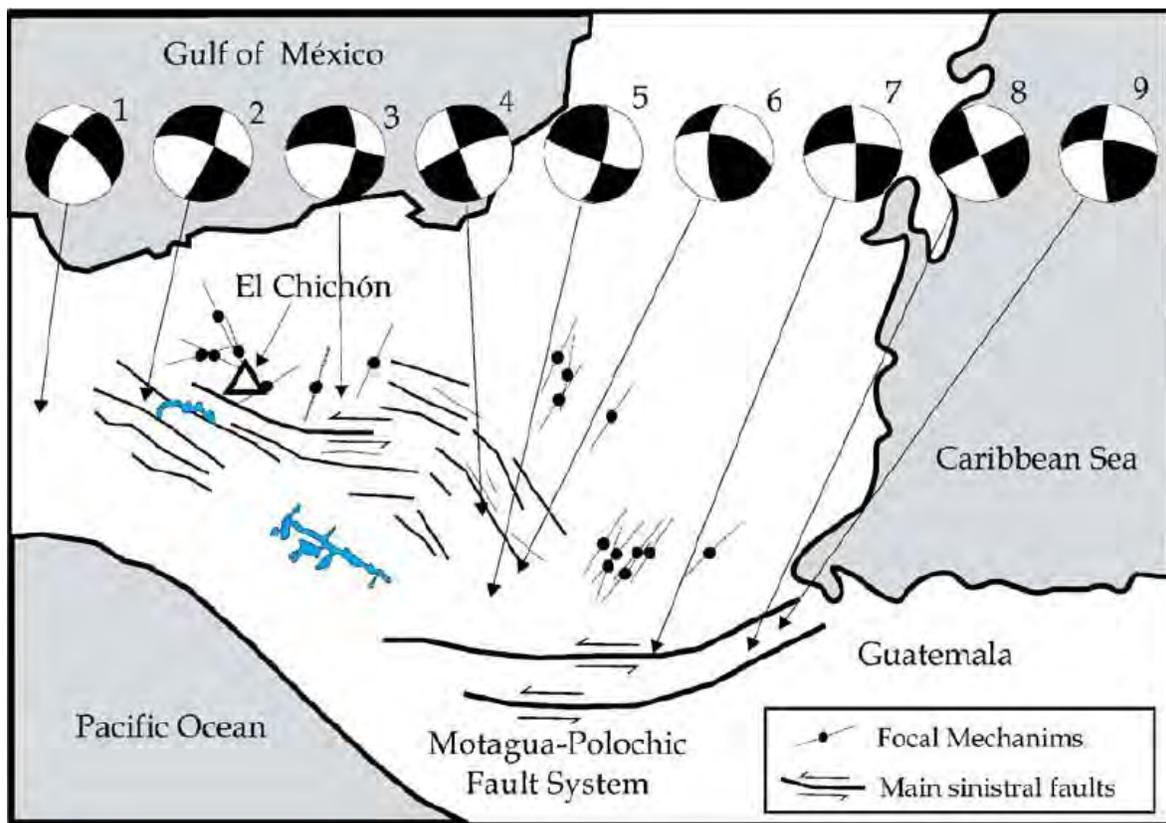


Figura 10. Mecanismos focales de los sistemas de fallas corticales más importantes del SE del País (Tomado de García-Palomo et al., 2004).

1.2 ACTIVIDAD DE 1982

De acuerdo con la información proporcionada por la Comisión Federal de Electricidad, la primera erupción ocurrió tiempo después de un episodio previo de actividad sísmica que tuvo una duración aproximada de 30 días, que se puede dividir en 3 períodos: 2 períodos de actividad máxima separados por uno de poca actividad sísmica.

El primer periodo tuvo una duración de 7 días y se caracterizó por tener un promedio de 3 eventos por día cuya magnitud fue entre $M_c = 1.5$ y 3.3 . Cabe destacar que en este período ocurrió el evento con mayor magnitud de toda la fase previa a la erupción ($M_c = 3.3$). El segundo periodo, o el de actividad mínima, tuvo una duración de 15 días y se caracterizó por tener en promedio un sismo por día con magnitudes entre $M_c = 1.5$ y 3.0 . El tercer periodo, tuvo una duración de 6 días y un promedio de 7 eventos diarios con magnitudes de $M_c = 1.5$ y 3.0 . Al finalizar este último periodo de actividad se produjo la primera explosión el día 28 de marzo a las 23:00 hrs (hora local). Esta erupción produjo una columna eruptiva de aproximadamente 17 km de altura y 100 km de diámetro, según los datos satelitales (Simposio sobre el volcán Chichónal durante la VI convención geológica nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 1983).

La intensa y repentina actividad eruptiva provoco pánico en la población en lo que fue el municipio de Francisco de León. Debido a la hora de la primera erupción, sólo les fue posible buscar refugio en construcciones relativamente fuertes como iglesias, escuelas y presidencias municipales. Aquellas construcciones rústicas y de lámina fueron totalmente devastadas por las erupciones, así como la abundante vegetación que rodeaba al volcán.

Después de la primera erupción, la mayoría de los habitantes del área cercana al volcán salieron por su propio pie hacia poblaciones más lejanas como Pichucalco, Solosuchipa, Ixtacomitán, Tapilula, Copainala, Ostuacán, Estación Juárez y Reforma (Figura 11).

El material piroclástico arrojado por el volcán alcanzó una altura de 12 km, fragmentándose en distintos tamaños. Las cenizas fueron desplazadas por el viento hasta ciudades como Mérida, Tapachula, Oaxaca y Veracruz. Los cambios de temperatura en la atmósfera y la fricción de la ceniza volcánica con el aire provocaron una intensa tormenta eléctrica (Información tomada de las ponencias presentadas en el simposio sobre el volcán

Chichonal durante la VI convención geológica nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 1983).

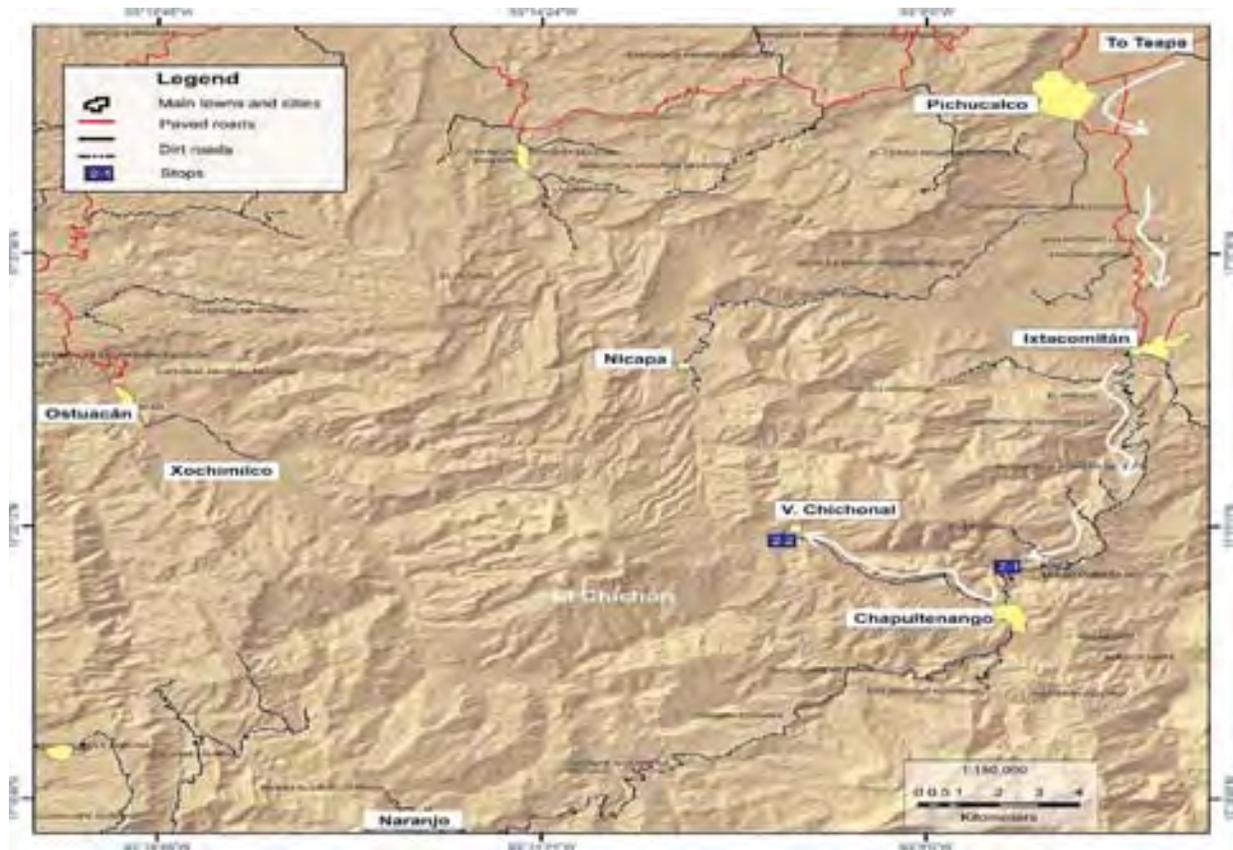


Figura 11. Localidades de refugio aledañas al volcán Chichonal (Tomado de Macías et al., 2005).

1.3 TIPOS DE MONITOREO VOLCANICO

La actividad volcánica refleja directa o indirectamente los cambios en el estado físico y químico del sistema magma-agua-gas-roca, que conforma y subyace al volcán. Algunos cambios pueden ser percibidos por la población local, mientras que otros sólo pueden ser detectados por medio de instrumentos científicos. Hay que enfatizar que no siempre que aparecen estos cambios culminan en una erupción. Sin embargo deben ser tomados en cuenta como posibles precursores eruptivos y ser monitoreados adecuadamente.

Monitoreo Visual

Consiste en mantener un cuidadoso registro de la actividad o cambios físicos que pueden ser detectados por los humanos. En ocasiones se ha reportado un comportamiento anómalo en los animales previo a las erupciones, esto posiblemente se atribuye a que tienen algunos sentidos más desarrollados y pueden percibir sonidos de baja o alta frecuencia que no son percibidos por el ser humano, pero se debe tener mucho cuidado en este aspecto, ya que no es un patrón constante y por lo tanto no tiene bases para ser tomado en cuenta al hacer una predicción.

De acuerdo con Tilling et al. (1989) los cambios que pueden ser percibidos por el ser humano incluyen:

- La ocurrencia de sonidos provenientes del subsuelo, sismos y vibraciones.
- Señales visibles de deformación, tales como la formación o crecimiento de fracturas en el terreno, plegamiento o desplazamiento del suelo, derrumbes continuos, incremento de volumen en la cima o en los flancos del volcán.
- Incrementos o disminución de la tasa de volumen, ruido u color de las emisiones de fumarolas y manantiales.
- Incremento de depósitos minerales alrededor de las fumarolas y manantiales.
- Cambios en color, temperatura o contenido de sedimentos en ríos, arroyos y lagos; fluctuaciones inusuales del nivel del agua de pozos.
- Pérdida inusual del color o en su defecto muerte de la vegetación alrededor del volcán.

Las señales de actividad volcánica percibidas por los humanos constituyen indicadores cualitativos. Sin embargo, un monitoreo por observación llevado a cabo constantemente puede proporcionar información importante útil para el diseño y logística de redes instrumentales de monitoreo. Adicionalmente, los datos de la vigilancia por observación pueden extender y complementar la información del monitoreo instrumental.

La mayoría de las señales relacionadas con la actividad volcánica suelen ser imperceptibles para el ser humano y pueden ser detectadas por medio del monitoreo instrumental. Este monitoreo consiste en la instalación de instrumentos de alta sensibilidad y precisión como son el sismómetro y el inclinómetro, sobre el edificio volcánico. Estas señales pueden ocurrir semanas, meses o hasta años antes de cambios a grandes escalas sin ser detectadas por el monitoreo visual. A continuación se describen brevemente los tipos de monitoreo instrumental y sus características.

Monitoreo sísmico

El monitoreo sísmico es la más antigua de las técnicas de vigilancia de volcanes activos. A principios del siglo XIX se desarrollaron los primeros instrumentos para el estudio de la sismicidad del volcán Vesubio (Dewey J. y Byerly P., 1969). Actualmente, la instrumentación de un volcán activo empieza con la instalación de al menos un sismómetro. Sin embargo, es necesario tener al menos 3 estaciones. La intrusión y movimiento del magma o de los fluidos volcánicos generan sismos de diferentes características antes de la actividad eruptiva. El objetivo del monitoreo sísmico es registrar, caracterizar e interpretar la sismicidad para la predicción a corto plazo de inminentes crisis eruptivas (Tilling et al., 1989).

Para que un monitoreo sísmico sea de plena utilidad la red debe tener un número adecuado de estaciones y de esta manera obtener el mayor número de datos de la más alta calidad y así determinar con precisión el epicentro, profundidad y magnitud de los sismos registrados, así como la adecuada caracterización de la vibración generada por el paso de fluidos y finalmente, de las explosiones.

Monitoreo Geodésico

Este cambio físico del cono o laderas del volcán está relacionado con los movimientos o intrusiones de magma en el interior o exterior del volcán. La deformación también puede estar relacionada a variaciones en la presión y flujo de fluidos en el sistema geotérmico del volcán. Los desplazamientos del suelo debidos a la deformación del volcán pueden ser detectados utilizando instrumentos tan simples como el nivel de precisión o con instrumentos de última generación como el GPS. Frecuentemente se ha observado que la deformación visible en el volcán es precedente de una erupción inminente. Algunos ejemplos históricos son el “hinchamiento” en un campo de cultivo en Michoacán, México, previo al nacimiento del volcán Parícutín (González Reyna y Foshang, 1947); fluctuaciones a gran escala en el nivel del mar relacionado con la actividad de Campi Flegrei en Italia (Parascandola, 1947; Corrado et al., 1977); cambio de geometría en la estructura volcánica en los volcanes Sakurajima y Usu en Japón (Kubotera y Yoshikawa, 1963; Yokohama et al., 1981). Los métodos más comunes para el monitoreo de la deformación del edificio volcánico han sido adaptaciones de equipos y técnicas empleados en levantamientos topográficos y geodesia, ya que estos métodos son capaces de detectar movimientos en la corteza de unas pocas partes por millón (ppm) o hasta menos, a pesar que en el caso de los volcanes puede ser mayor en órdenes de magnitud (Kinoshita et al., 1974; Newhall, 1984). Los métodos topográficos y geodésicos más aplicados al estudio de deformación volcánica son: Nivelación de precisión, cambios de nivel mediante fluidos, inclinometría, extensómetros y comparaciones de fotografías aéreas (Tilling et al., 1989).

Cambios geofísicos no sísmicos

Estos cambios se manifiestan como cambios en la temperatura o en el equilibrio de las masas de agua, gas, roca sólida y de componentes magmáticos que constituyen el sistema volcánico, los cuales ocasionan anomalías en los campos gravitacional, geomagnético y eléctrico. Tales efectos pueden ser cuantificados por técnicas de medición como la gravimetría, magnetometría, polarización inducida y potencial espontáneo, las cuales han sido adaptadas de aquellas utilizadas en la exploración geofísica de recursos hídricos, minerales y energéticos (Tilling et al., 1989).

Monitoreo Geoquímico

Todos los sistemas volcánicos tienen zonas donde el agua y fluidos que rodean a la cámara magmática aún fundida o ya solidificada pero todavía con altas temperaturas en su interior, son calentadas hasta los puntos de ebullición o vaporización. Un aporte de magma nuevo o movimiento del ya existente dentro del edificio volcánico puede ocasionar el escape de fluidos hacia la atmósfera. Adicionalmente, perturbaciones en el sistema térmico y en los ductos de tránsito hidrotermal pueden causar hasta cierto grado una interacción del sistema geotérmico, tanto con la roca encajonante como en el régimen de aguas subterráneas. En última instancia tales efectos aparecen como cambios geoquímicos, los cuales son visibles y pueden ser registrados instrumentalmente. Éstos se manifiestan como variaciones de la temperatura, composición, y tasa de emisión de gases y fluidos que se depositan alrededor de fumarolas y manantiales (Espíndola J.M. et al., 1991).

1.4 MONITOREO EN EL VOLCÁN CHICHONAL

1.4.1 MONITOREO SÍSMICO

Entre los años 2002 y 2003, se construyó la primera estación sismológica con coordenadas geográficas: Latitud 17.3648, Longitud -93.2261, a una altura de 1003 m.s.n.m. y a tan sólo 157 m del cráter (Figura 12). En el 2004 se instalaron los equipos para el monitoreo, lo cual ha permitido tener un seguimiento de la actividad sísmica del volcán en tiempo real. Actualmente, están construidas dos estaciones sismológicas más, situadas en Nicapa (Pichucalco) y Francisco León (Fuente, Página web de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH), http://www.unicach.edu.mx/ver1.0/index.php?option=com_content&task=view&id=210&Itemid=1).



Figura 12. Localización de la caseta sismológica del volcán Chichonal, Cortesía del Dr. Carlos Valdés González.

1.4.2 EL MONITOREO GEOQUÍMICO

El lago en el interior del cráter del volcán Chichonal ha sido uno de los elementos más medidos y estudiados del volcán después de la erupción. Primero por la Dra. Ma. Aurora Armienta, del Instituto de Geofísica (IGEF) de la UNAM, ya que desde 1983 inició las mediciones sistemáticas del contenido geoquímico de las aguas del cráter del volcán. Posteriormente, se involucraron otros investigadores del mismo Instituto, como el Dr. Yuri Tarán y el Dr. Dimitri Rouwet, los cuales han dado también seguimiento a la actividad de las fuentes termales y los gases del volcán (Rouwet et al., 2004; 2008). Así mismo, por parte de la UNICACH, la Dra. Silvia Ramos, en coordinación con la Dra. Armienta del IGEF, muestrean temperaturas y acidez del lago de manera continua. Estas muestras son analizadas en el Laboratorio de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente de la UNICACH y en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los resultados de estos análisis han permitido conocer la evolución del lago, cuya actividad está ligada a fuentes magmáticas y a la posible existencia de un acuífero somero debajo del cráter del Volcán (Rouwet et al., 2004), cuyo análisis, junto con la observación de la sismicidad, son los principales criterios para valorar cualquier cambio o reactivación del volcán.

1.5 ESTUDIOS PREVIOS

ESTACIONES SÍSMICAS

La actividad sísmica que precedió a la erupción de 1982 fue registrada por la red sísmica de la presa Chicoasen localizada a 40 kilómetros del volcán aproximadamente. Esta red fue instalada por CFE con el fin de monitorear la sismicidad causada por el llenado del embalse. Después del primer evento eruptivo del 29 de marzo, fue instalada por parte del Instituto de Geofísica (IGEF) y de Ingeniería de la UNAM (I.I.) una red temporal de sismómetros de periodo corto. Las características y localizaciones de estas 2 redes se muestran en la Tabla 1, Figuras 13 y 14 respectivamente.

Tabla 1. Localización de la red permanente de la presa Chicoasen instalada por CFE, y las estaciones temporales de periodo corto instaladas por el IGEF y el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Tomado de Haskov et al., 1983).

<i>NOMBRE DE ESTACION</i>	<i>LATITUD</i>	<i>LONGITUD</i>	<i>INSTALACION</i>	<i>INSTITUTCION</i>
BJU	16.883539	-93.16687	01/04/80	CFE
BON	16.933544	-93.01676	01/04/80	CFE
CR1	17.033528	-93.10002	01/04/80	CFE
CR2	16.883361	-92.95008	01/04/80	CFE
CR3	16.800233	-92.95007	01/01/81	CFE
CR4	16.716675	-93.0668	01/01/81	CFE
CR5	16.800267	-93.11669	01/04/80	CFE
CR6	16.950136	-93.21682	01/04/80	CFE
CSN	16.966706	-93.10013	01/03/76	CFE
CZC	16.716672	-93.05	01/05/79	CFE
PEN	17.433378	-93.51686	01/06/79	CFE
OZC	16.783361	-93.36677	01/05/79	CFE
TPN	17.116939	-93.28353	01/12/79	CFE
USU	16.916889	-93.01676	01/04/80	CFE
ARE	17.4002	-93.11669	01/04/82	I. INGENIERÍA
EJC	17.600075	-93.18354	02/04/82	IGEF
IHT	17.283453	-93.00014	09/04/82	IGEF
IXT	17.416842	-93.10001	01/04/82	IGEF
FRL	17.316689	-93.25005	25/04/82	IGEF
LIB	17.283511	-93.0002	30/03/82	I. INGENIERÍA
OST	17.400092	-93.33336	01/04/82	IGEF
SIP	17.216939	-93.16672	02/04/82	I. INGENIERÍA
TEA	17.550186	-93.28345	08/04/82	IGEF

RED PERMANENTE DE LA PRESA CHICOASEN

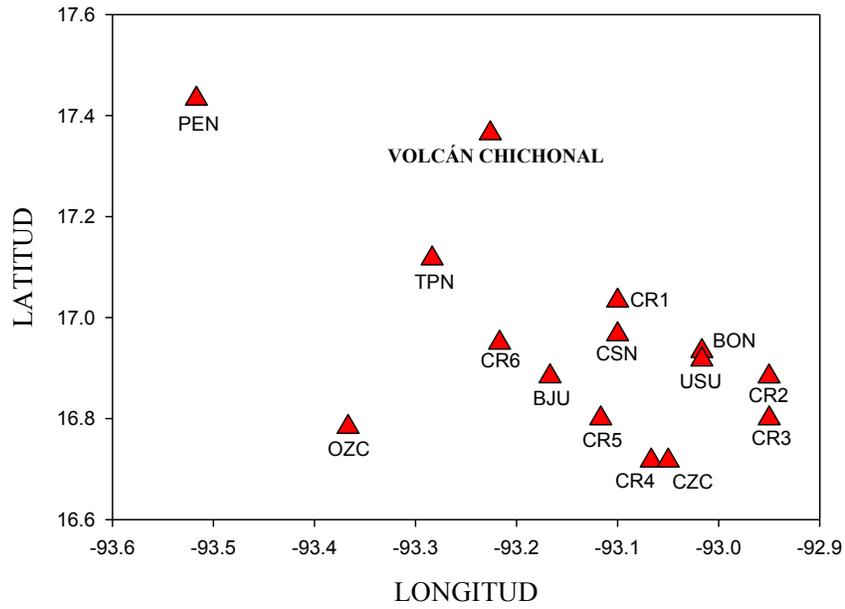


Figura 13. Localización de las estaciones de la red permanente de la presa Chicoasen.

RED TEMPORAL IGEF- INSTITUTO DE INGENIERÍA

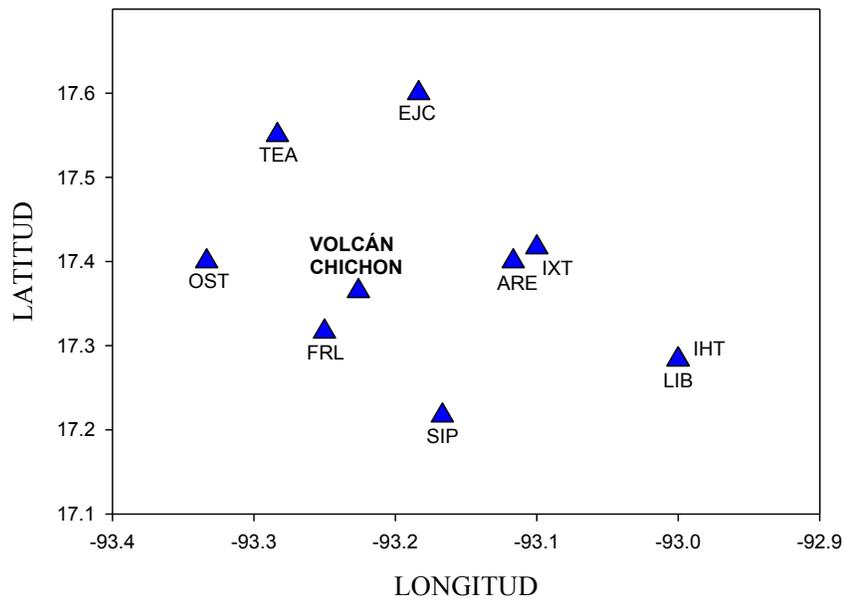


Figura 14. Localización de la red temporal instalada por el IGEF y el Instituto de Ingeniería de la UNAM.

CLASIFICACIÓN DE HASKOV ET AL. 1983

Haskov et al. (1983) emplearon los datos de 2 estaciones permanentes de la red de la presa Chicoasen del 1 enero hasta el 31 de marzo de 1982, denominadas TPN y CR3, también denominada CH3. Posteriormente se apoyaron en estaciones temporales, esto con el fin de describir y clasificar los sismos provenientes del volcán Chichonal con base en las características de sus formas de onda y orden de aparición. Elaboraron una clasificación en función de 4 tipos de eventos. Los cuales denominaron 1, 2, 3 y 4 (Figura 15).

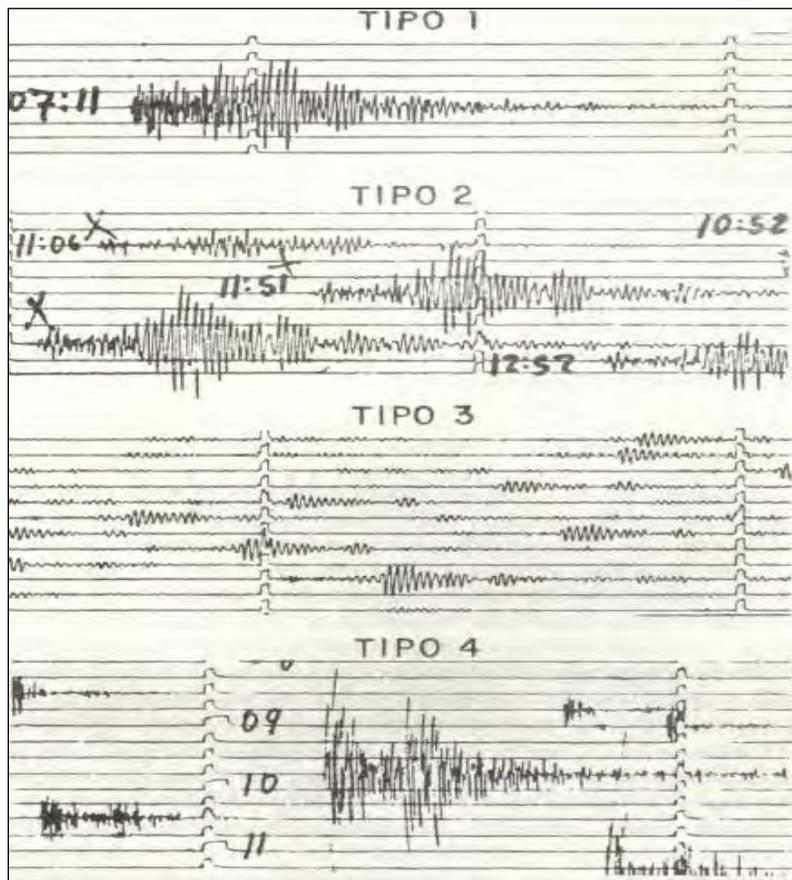


Figura 15. Clasificación de los sismos volcánicos en el volcán Chichonal hecha por Haskov et al., 1983, con base en los registros sísmicos de la estación CN3 ó CH3 (Tomado de Haskov J. et al., 1983).

Los eventos tipo 1 se asemejan a los tipo B de la clasificación de Minakami elaborada en 1960, pero a diferencia de éstos, los eventos tipo 1 cubren una amplia gama de magnitudes. La máxima fue de $M_c=4$ (coda= 380 seg.). Las fases S pueden ser leídas, pero con bastante dificultad.

Los eventos tipo 2 presentan ondas P emergentes que son seguidas por ondas superficiales de baja frecuencia. La onda S no puede identificarse claramente y las codas son anormalmente largas en relación con su amplitud máxima.

Los eventos tipo 3 presentan ondas P con amplitud pequeña y frecuencias más bajas. Las ondas superficiales son más armónicas que las del tipo 2 y su amplitud pico no excede los - 5.5 mm en la estación CH3. Mientras que los eventos tipo 2 tienen más de 20 mm. El periodo dominante de las ondas superficiales de ambos es en promedio 1 segundo.

Los eventos tipo 4 los denomina como eventos tectónicos ordinarios. Su profundidad es igual o mayor a los 15 km y las ondas P y S se distinguen fácilmente si hacemos la correspondencia con la clasificación de Minakami (1960), los eventos tipo 4 serian equivalentes a los tipo A.

Aparte de estos tipos de eventos, también se registraron tremores. Estos los denomina como eventos de tipo 2 y/o 3, muy pequeños y frecuentes. Los eventos que se registraron como tremores con ganancia normal en CH3 se parecen a los eventos tipo 2 cuando son registrados con tres veces la ganancia normal.

Cabe destacar que aunque la estación CH3 se encuentra a 62 km del volcán, fue la estación que mostró mayor claridad de registro para los diferentes tipos de señales sísmicas provenientes del volcán Chichón. En contraste, la estación TPN que está localizada a sólo 27 km del volcán tenía baja ganancia y no mostraba los cambios en contenido de frecuencias tan claramente como CH3. Debido a esto, CH3 se utilizó como la estación diagnóstico y para la elaboración de las estadísticas de sismicidad en todo el período.

VARIACIONES TEMPORALES EN FUNCION DE LA CLASIFICACIÓN DE HASKOV ET AL. (1983).

Los eventos registrados en la red de Chicoasen en el período del 1° de enero al 31 de marzo de 1982, fecha en la que empezó a operar la red temporal, fueron debidamente clasificados

y seleccionados; los cuales, hasta las 10:15 hrs del 27 de marzo fueron exclusivamente eventos tipo 1.

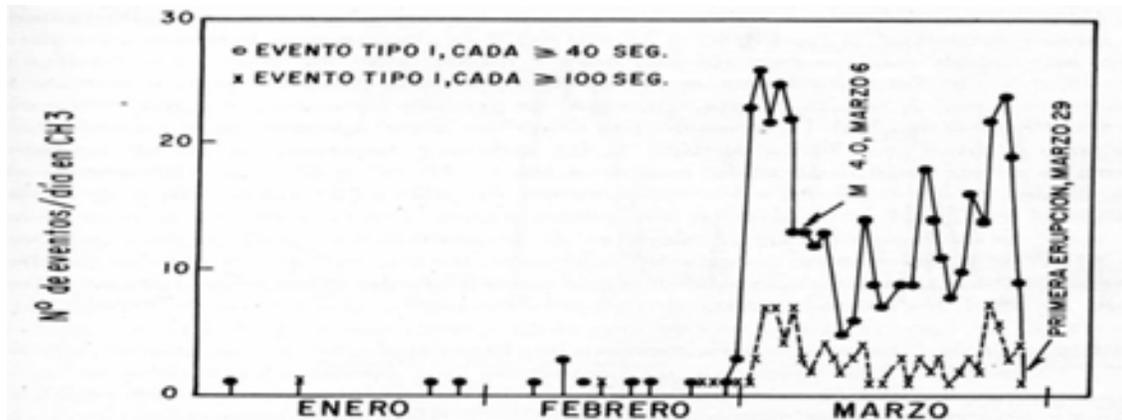


Figura 16. Gráfica que muestra el número de eventos tipo 1 por día en el lapso del 1° de enero al 31 de marzo. En este último mes se presenta un aumento pronunciado en la actividad sísmica, (Tomado de Haskov J. et al., 1983).

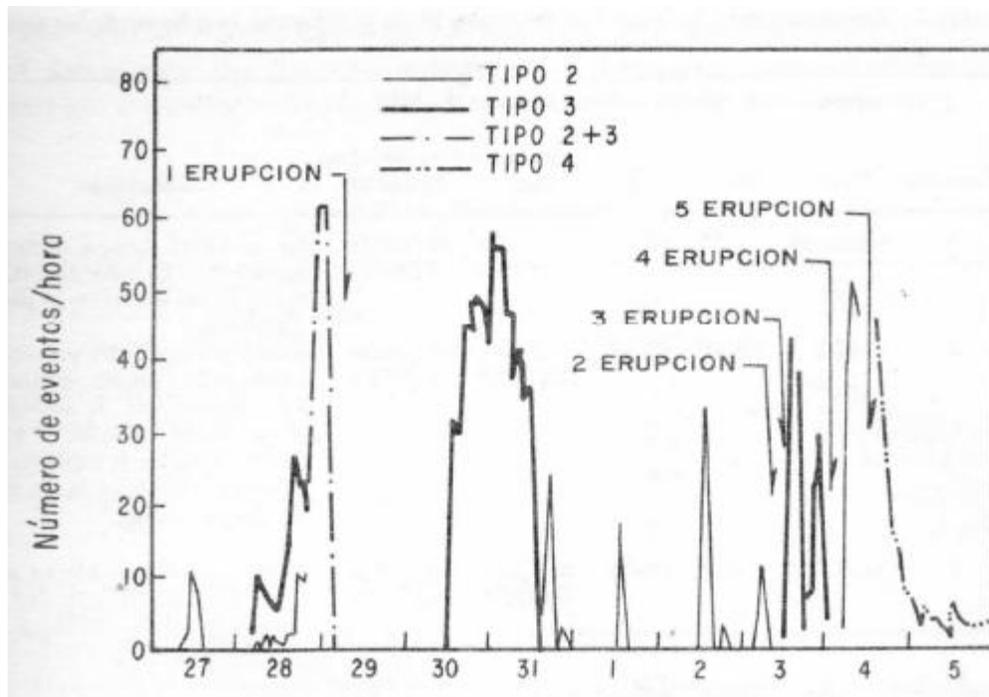


Figura 17. Gráfica que muestra el número de eventos 2,3, combinación de 2 y 3 así como los eventos clasificados como tectónicos ordinarios, es decir, los tipo 4, del 27 de marzo al 5 de abril (Tomado de Haskov J. et al., 1983).

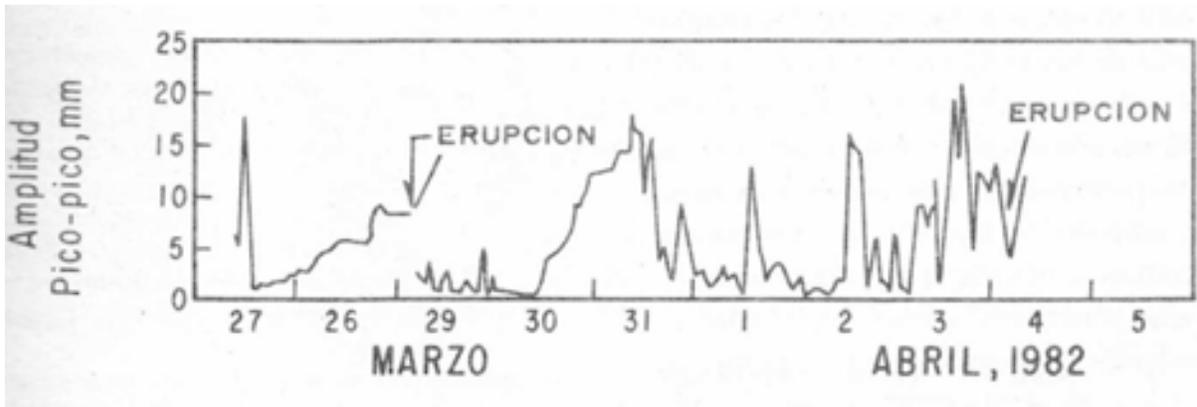


Figura 18. Gráfica de la amplitud de los eventos 2, 3 y 4 registrados en CH3, sólo fueron seleccionados los eventos que tenían una amplitud de pico a pico mayor ó igual a 4 mm (Tomado de Haskov J. et al., 1983).

Para la localización de eventos se utilizó el programa HYPO 78 y se propuso una estructura cortical de capas horizontales. Con los datos de 2 pozos de PEMEX se construyó el siguiente modelo de velocidad (Tabla 2):

Tabla 2. Modelo de velocidades aproximado, utilizado por Haskov J. et al en 1983 para la localización de eventos tipo 4.

VELOCIDAD [km/s]	PROFUNDIDAD [km]
0	3.5
2	4.7
5	5.8
20	6.6
25	7.5
35	8.1

Debido a la dificultad para leer las fases de la onda S en los eventos tipo 1, en especial en la estación TPN, las profundidades para los eventos tipo 1 se fijaron a 5 km y para los eventos tipo 4 fueron localizadas sólo con estaciones de campo y TPN, así como con al menos 5

estaciones y un mínimo de 3 lecturas claras de la fase S. Al hacer la localización de los epicentros se observó que los eventos tipo 1, en promedio, están localizados probablemente en la misma zona que los eventos tipo 4, localizados a su vez al oriente del volcán (Figura 19). Haskov et al. mencionan que la localización es casi real o el resultado de asumir capas lateralmente homogéneas, ya que no se tiene un modelo cortical preciso.

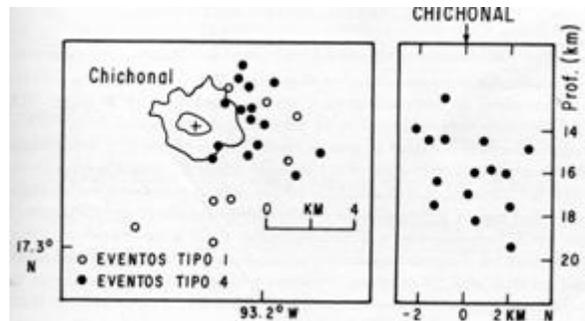


Figura 19. Localización, epicentro y profundidad de los eventos 1 y 4. Se puede observar que la máxima profundidad es de 19 km para los eventos tipo 4 (Tomado de Haskov J. et al., 1983).

Se seleccionaron 15 de los eventos tipo 4 más claros y con menor RMS. Posteriormente se obtuvieron los mecanismos focales, dando como solución un fallamiento de tipo inverso, lo cual ayudó a discriminar los sismos locales con típica solución de falla transcurrente de los sismos de origen volcánico, que presentaban un fallamiento inverso característico de la crisis eruptiva del volcán Chichonal.

Haskov et al. 1983, concluyeron que la probable fuente de los eventos tipo 1, los cuales, tuvieron su auge en el período del 1 al 27 de marzo, fue el ascenso de magma a través de las capas con mayor concentración freática. A partir del 28 de marzo el número de eventos tipo 1 comenzó a decaer y se inicio la etapa de los eventos tipo 2, esto fue interpretado como el resultado de las intrusiones magmáticas y liberación de gases a una profundidad somera. El aumento de presión a profundidades de aproximadamente 2 km y la deformación del terreno lo atribuyen como la causa del fracturamiento múltiple en la región, generando los eventos de tipo 3, 20 horas antes de la primera explosión. Posteriormente a la primera erupción, la actividad sísmica disminuyó, indicio para suponer que la presión había decaído. Los eventos tipo 1 habían cesado en su totalidad, lo que sugirió que la interacción entre el magma y el agua subterránea ya no era un proceso

dominante. Las nuevas intrusiones de magma reactivaron la actividad y por ende, la aparición de eventos tipo 2 como premonitores de la segunda y tercera explosión. En la cuarta y quinta erupciones la sismicidad difiere de los patrones anteriores ya que se liberaron grandes cantidades de energía térmica produciendo grandes flujos piroclásticos. Después de la cuarta erupción se registraron algunos eventos del tipo 4 y posterior a la quinta erupción cuando fueron arrojadas grandes cantidades de escoria a mas de 12 kilómetros. Las profundidades de los eventos tipo 4 variaban entre los 14 y los 20 km. Haskov et al. (1983), destacan que la naturaleza de los eventos tipo 4, debido a la solución del mecanismo focal que obtuvieron, está asociada a esfuerzos tectónicos regionales que actúan sobre la región debilitada, a esas profundidades, por las erupciones.

Medina et al. (1992), localizaron 340 eventos volcano-tectónicos durante abril de 1982. Elaboraron gráficas de la distribución temporal de estos sismos durante marzo y abril de 1982, estimaron el significado del valor de b empleando la fórmula calculada por González (1980), $M_c = -0.86 + 1.87 \log t$. Con esta fórmula calcularon la magnitud de alrededor de 3000 sismos ocurridos entre el 3 de Marzo y el 30 de Abril, excepto para el 29 al 30 de marzo y del 4 al 7 de abril ya que en este período de tiempo los sismogramas estaban saturados.

Para el cálculo del valor de b, emplearon la fórmula de Utsu (1965), ya que era la que mejor ajustaba: $b = 0.4343 / M - M_o$, donde M es la magnitud promedio para los eventos analizados y M_o es la menor magnitud obtenida de estos eventos. El error del valor de b es evaluado en los límites de 95% de confianza para una distribución normal. Por medio de la fórmula de Aki (1965); $\Delta b = 1.96 b / \sqrt{n}$, obtuvieron los siguientes resultados para los diferentes períodos de tiempo (Tabla 3):

Tabla 3. Valores de b para diferentes periodos de tiempo (Tomado de Medina et al., 1992).

Período	b	Δb	Eventos	Mayor M_c
Marzo 2-15	1.1	± 0.18	400	4.1
Marzo 16-28	1.39	± 0.21	567	3.9
Marzo 31 -Abril 13	1.71	± 0.25	483	3.3
Abril 7-15	1.21	± 0.11	1091	3.8
Abril 16-30	0.93	± 0.16	322	4

Medina et al. (1992), al tener la magnitud de coda de estos 3000 eventos y suponiendo que M_c es una escala local, calcularon la cantidad de energía liberada previa a las erupciones con la conocida formula: $\text{Log } E = 11.8 + 1.5M$ (Gutenberg y Richter C.F., 1956), donde M es la magnitud del evento.

En la figura 22 se muestra la cantidad de energía liberada del 3 al 28 de marzo. Como se puede observar, hay incrementos importantes en la energía sísmica liberada periódicamente cada 6 ó 7 días, esto lo relacionan con todo el proceso de intrusión de magma a la cámara y los procesos físicos que esto conlleva. En total, calcularon que la energía sísmica liberada antes de la primera erupción fue de 10^{19} Ergs.

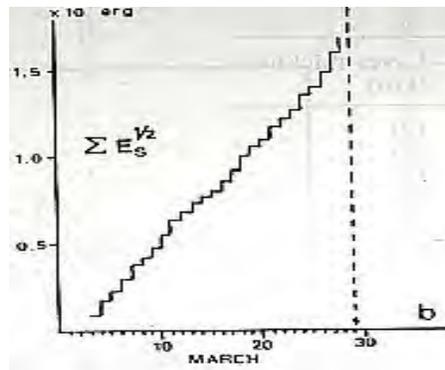


Figura 20. Gráfica de la raíz cuadrada de la energía liberada previa a la primera erupción (Tomado de Medina et al., 1992).

Medina et al. (1992) localizaron 340 sismos registrados en abril y mayo con fases de onda P y S claras. Los datos de los eventos fueron obtenidos de una red temporal que constaba de 8 estaciones (Figura 21), 4 estaciones permanentes y 4 temporales de papel ahumado.

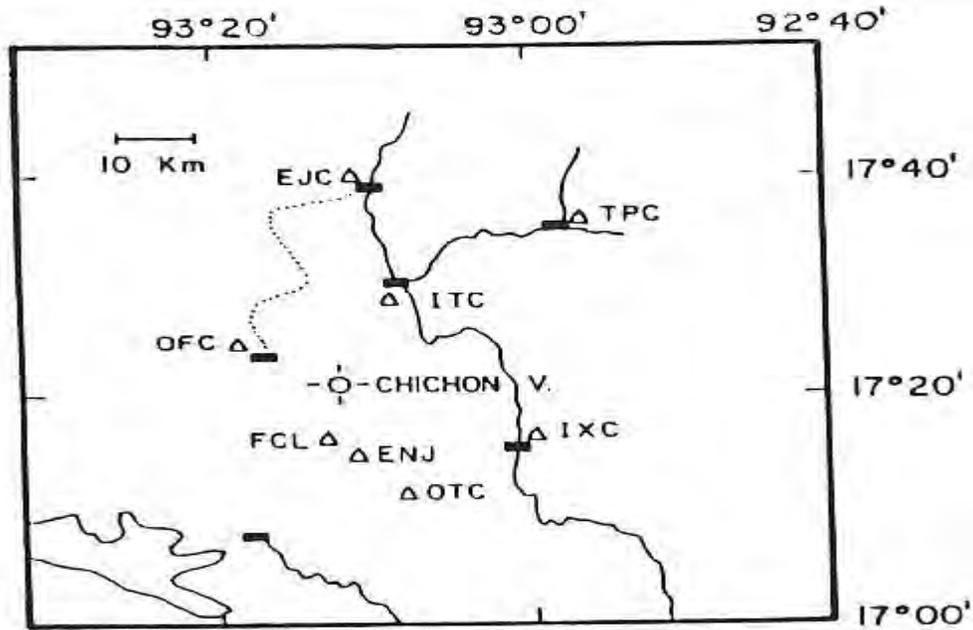


Figura 21. Red de estaciones sísmicas con las cuales Medina et al. (1992). Localizaron 340 eventos Volcano-tectónicos.

Todos los sismos localizados fueron de tipo 4 (Haskov et al., 1983), es decir, aquellos que estaban relacionados con la actividad tectónica local. Para el cálculo de los epicentros utilizaron el programa HYPO 78 (Lee y Lahr, 1978) y el siguiente modelo de velocidades (Tabla 4):

Tabla 4. Modelo de velocidades utilizado por Medina et al. (1992), para la localización de eventos.

VELOCIDAD [km/s]	PROFUNDIDAD [km]
3.51	1
4.32	2.3
4.5	1.7
5.5	5
6	5
6.5	5
7.5	∞

La mayoría de los eventos fueron localizados al SE del volcán, lo cual difiere completamente de las localizaciones previas a la erupción hechas por Haskov et al. (1983) al Este del volcán. La distribución horizontal de los eventos muestra que para aquéllos con profundidad menor a los 10 km tienden a localizarse al S-SE del volcán (Figura 22). Los eventos con profundidades entre los 10 y 20 km son los que predominan, localizándose la gran mayoría en la porción SE-E (Figura 23). Los eventos con profundidades mayores a los 20 km son escasos y se localizaron al SE del Chichonal (Figura 24).

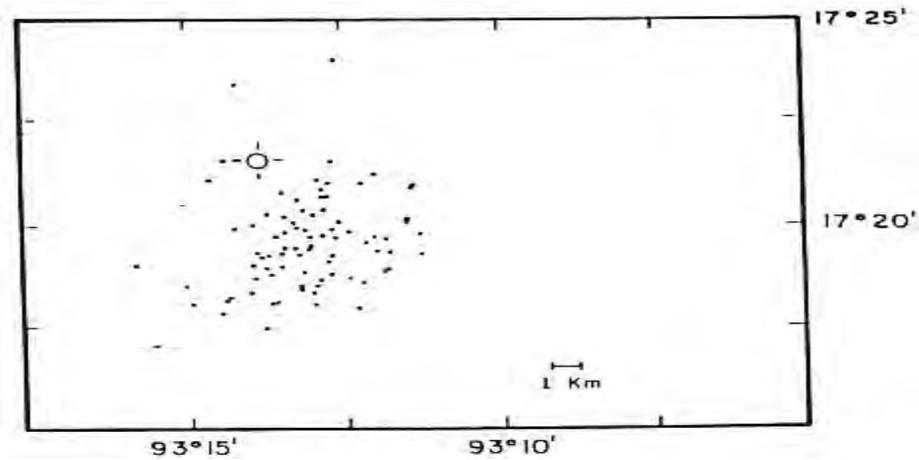


Figura 22. Localización de sismos con profundidad menor a 10 km (Tomado de Medina et al., 1992).

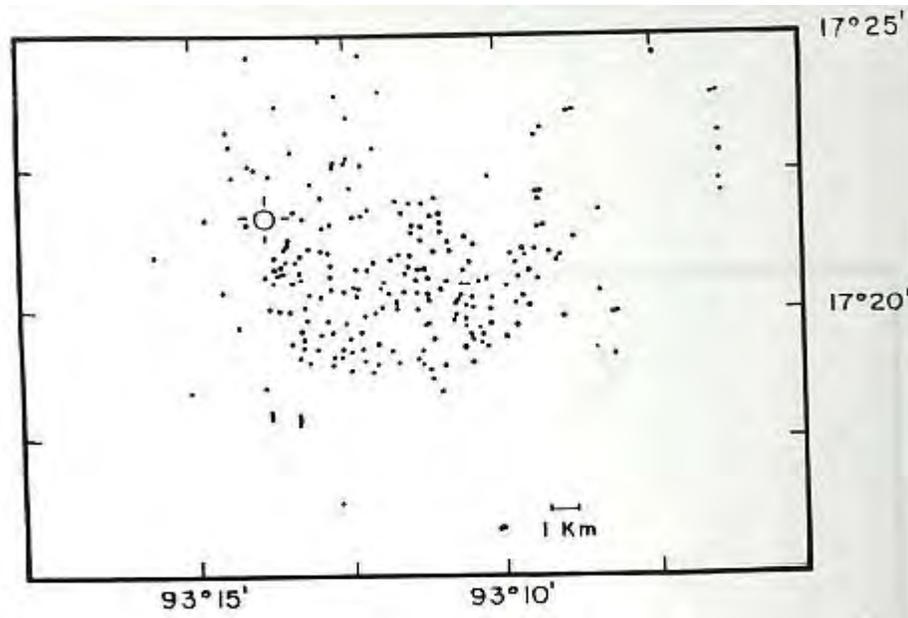


Figura 23. Epicentros de sismos con profundidades de entre 10 y 20 km, los más abundantes en la localización (Tomado de Medina et al., 1992).

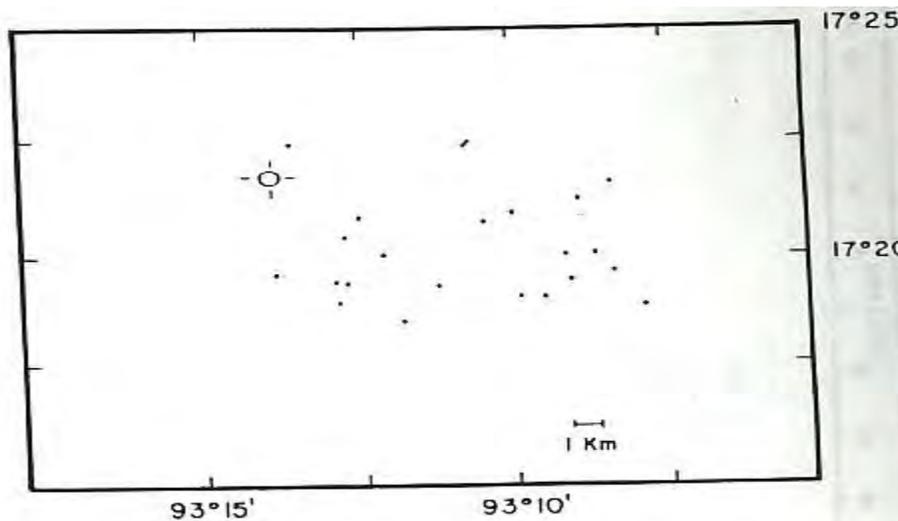


Figura 24. Los sismos con profundidades mayores a 20 km, fueron escasos (Tomado de Medina et al., 1992).

Medina et al. (1992), determinaron que el 66% de los eventos localizados se encuentran en un rango de profundidad de entre los 10 y 20 km. Toda la actividad sísmica se distribuyó dentro de un cilindro de 8 km de ancho, 15 km de largo y 20 km de profundidad, localizado al E-SE del volcán (Figura 25).

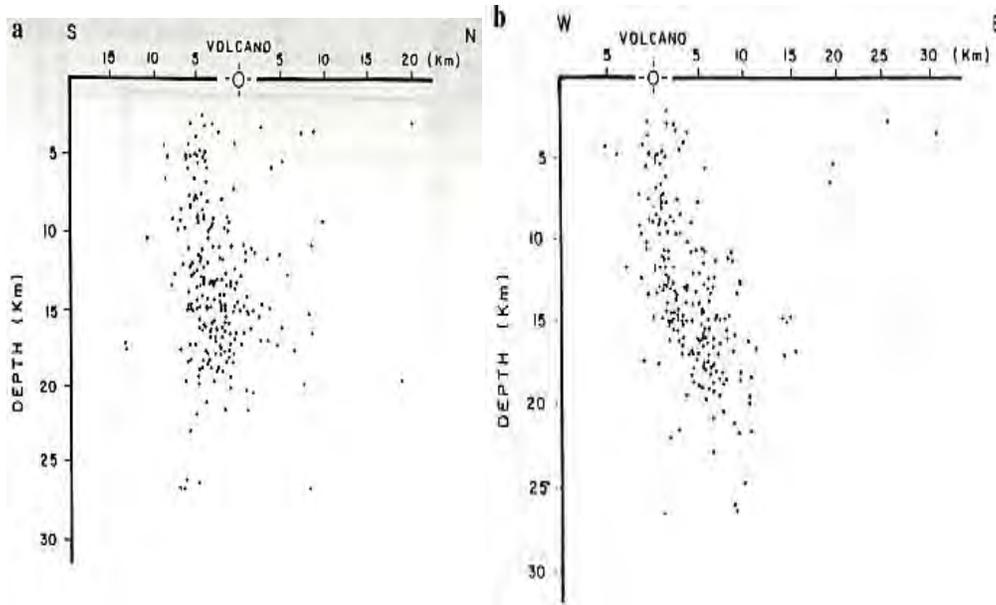


Figura 25. Secciones verticales N-S (a) y E-W (b), las cuales muestran la distribución de hipocentros, así como su tendencia S-SE (Tomado de Medina et al., 1992).

Relacionaron esta área de actividad sísmica con la mayor zona de fallas (Chapultenango) y con una gran anomalía gravimétrica (Medina et al., 1990), estos factores les permitieron suponer el movimiento de magma en esta área, lo cual podría estar relacionado con aporte de material a la cámara magmática.

Zenón Jiménez et al. (1999), usaron las estaciones de la red de Chicoasen CSN y TPN del 1 de enero al 29 de marzo, debido a su continua operación, cercanía al volcán y a que no existía otra fuente donde obtener los datos para el estudio de la sismicidad previa a la primera erupción, ya que la red del IGEF y del I.I., fueron instaladas después del 30 de marzo. Localizaron eventos registrados claramente en al menos 3 estaciones, apoyándose en algunas ocasiones con las estaciones del Servicio Sismológico Nacional: COM (Comitán, Chiapas), VHO (Vista Hermosa, Oaxaca) y OXM (Oxtotitlán, Edo. De México), ya que en la fase eruptiva todas las estaciones en un radio de 70 km del volcán presentaban saturación de la señal debido al intenso episodio de tremor. En total, analizaron 1700

sismos en los periodos del 1 de enero de 1980 al 28 de febrero de 1982 (Figura 26), del 1 al 29 de marzo (Figura 27) y por último del 4 al 27 de abril de 1982 (Figura 28).

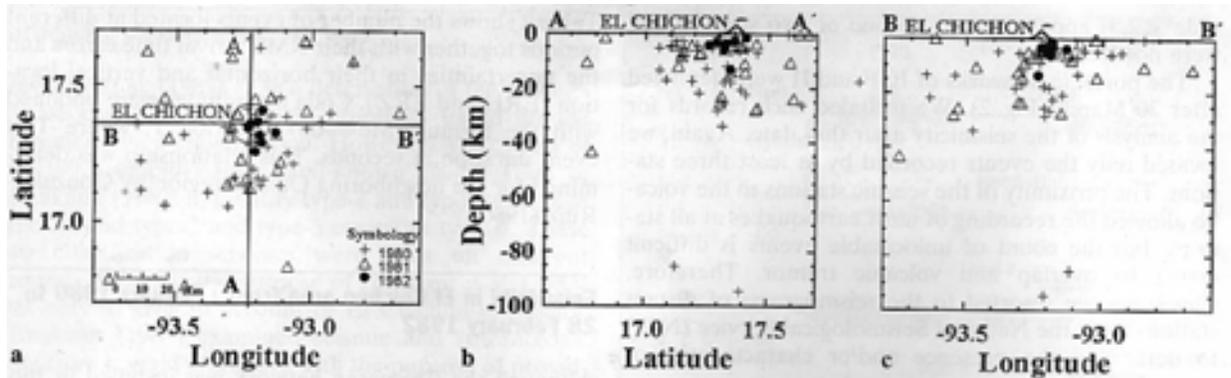


Figura 26. Epicentros (a) e hipocentros (b, c) de los eventos registrados del 1 de enero de 1980 al 28 de febrero de 1982, todos con M_c entre 2.8 y 3.8 (Tomado de Z. Jiménez et al., 1999).

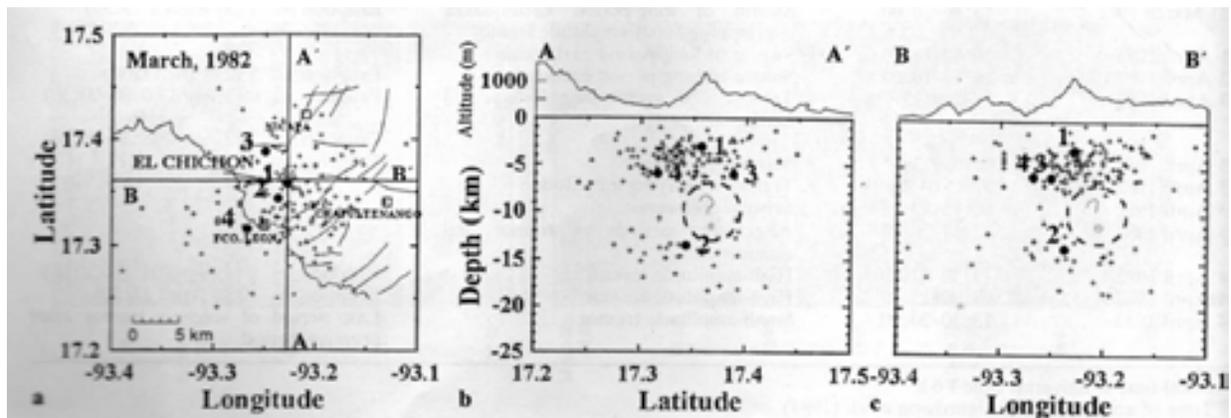


Figura 27. Localización de Eventos registrados del 1 al 29 de marzo, con M_c mayor a 1.8, de los cuales, 1, 2, 3 y 4 indican los sismos con mayor magnitud. Cabe destacar la escasez de eventos a profundidades de entre 8 y 12 km (Tomado de Z. Jiménez et al., 1999).

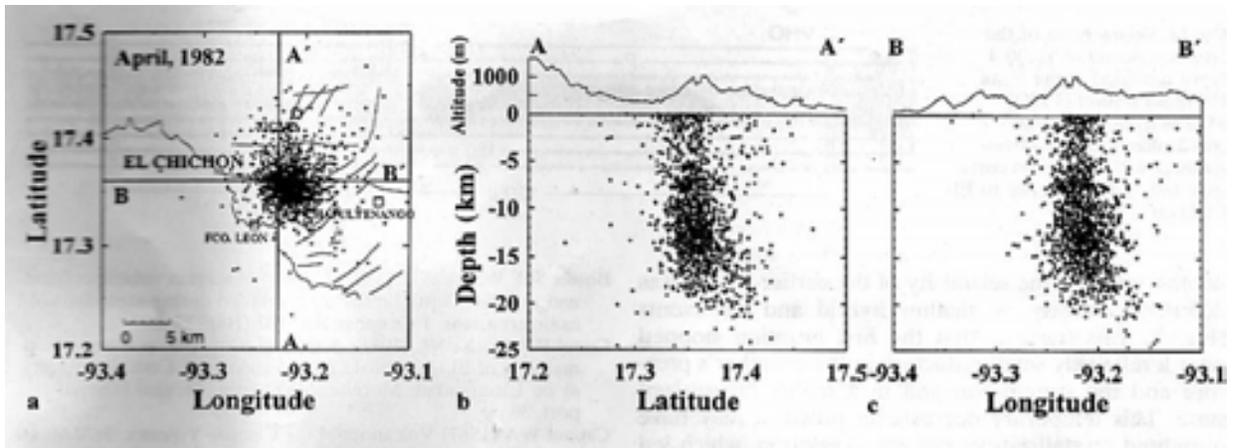


Figura 28. Sismicidad del 4 al 27 de abril de 1982. En comparación con la figura 29, después de la etapa eruptiva se presentan sismos muy someros y hasta los 22 km. Se observan eventos entre los 8 y 12 km (Tomado de Z. Jiménez et al., 1999).

Yokoyama et al. (1992) emplearon datos en su mayoría de la estación CSN. Para realizar un análisis general de la evolución sísmica calcularon la liberación de la energía sísmica a partir de fenómenos físicos como la energía térmica y cinética del material expulsado. El cálculo de la energía que obtuvieron antes y después del proceso eruptivo fue de 10^{12} J.

CAPÍTULO 2 CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS VOLCÁNICOS

La sismicidad volcánica es un caso particular de la sismología, ya que involucra diferentes tipos de fuentes. La interpretación de cada uno de ellos es una información muy valiosa para entender los procesos en el interior del volcán y con base en este conocimiento hacer una predicción oportuna en caso de una posible erupción. El primero en hacer una clasificación formal de los eventos de índole volcánica fue T. Minakami (1960), pero lo hizo sólo para los volcanes de Japón, lo cual la hace una clasificación exclusiva y se ha comprobado que cada volcán es diferente. Por este motivo hay que tener especial cuidado al hacer comparaciones de sismicidad y comportamiento entre volcanes activos, por muy similares que estos sean. Otros autores como Malone (1983), Haskov et al. (1983), McNutt (1996 ;2005), hicieron clasificaciones que diferían de la clasificación de Minakami (1960). Las clasificaciones más aceptadas y utilizadas en la actualidad debido a que han sido elaboradas con base al contenido de frecuencias de los sismos, son la de Lahr et al. (1994) y Chouet (1996). A continuación se muestra la Tabla 5, la cual describe la correlación y clasificación de sismos volcánicos que estos autores elaboraron.

Tabla 5. Clasificaciones de las diferentes señales volcánicas elaboradas por Minakami (1960), Haskov (1983), Malone (1983), Lahr et al. (1994), Chouet (1996) y Mcnutt (1996,2005).

Minakami (1960)	Haskov (1983)	Malone (1983)	Lahr et al.(1994); Chouet (1996)	Mcnutt (1996, 2005)
A	Tipo 4	Tipo h	VT	Alta frecuencia (HF)
B	Tipo 2, 3	Tipo l	LP	Baja frecuencia (LF)
No clasifica	Tipo 1	Tipo m	HB	Frecuencias mezcladas
C	Tremor volcánico	Tremor armónico	TR	Tremor armónico y espasmódico
Explosiones	No clasifica	No clasifica	Explosión volcánica	Explosión volcánica

Debido al criterio y descripción de las señales en función del contenido de frecuencias, en este trabajo se utilizará la clasificación hecha por Lahr et al. (1994) y Chouet (1996), para describir y clasificar los eventos ocurridos en el volcán Chichonal.

2.1 EVENTOS VOLCANO-TECTÓNICOS (VT)

La fuente de estos sismos pueden ser diversas: debido al fracturamiento ocasionado por una intrusión de material a la cámara magmática, al enfriarse el magma ocasionando compresiones en la roca circundante que ha sido debilitada por los continuos desequilibrios térmicos, al aumentar o disminuir por diversos factores la presión en el sistema volcánico. Ya que los eventos VT son producidos por fallamiento o fracturamiento de roca, en ocasiones son difíciles de diferenciar de los sismos de origen tectónico, es decir sismos locales o regionales que no tienen relación con la actividad del volcán. Tienen un alto contenido de altas frecuencias (>5 Hz) y en su fase más intensa llegan a alcanzar frecuencias de hasta 30 Hz (Almendros et al., 1997), (ver Figura 29). Presentan fases P y S impulsivas y por ende fáciles de apreciar. La gama de profundidades de los sismos VT abarca desde 1 a 20 km (Lahr et al., 1994), su distribución es muy variada en torno al posible conducto y en la vecindad de todo el sistema volcánico (Almendros et al., 1997). Pueden presentarse en forma de enjambre, esto es una secuencia numerosa de eventos que tienen en común magnitud y región epicentral. Comúnmente su magnitud no es mayor de 4, pero se han presentado casos excepcionales en volcanes de Indonesia donde se han estimado magnitudes de 6 (Dr. Francisco Chávez García, comunicación personal).

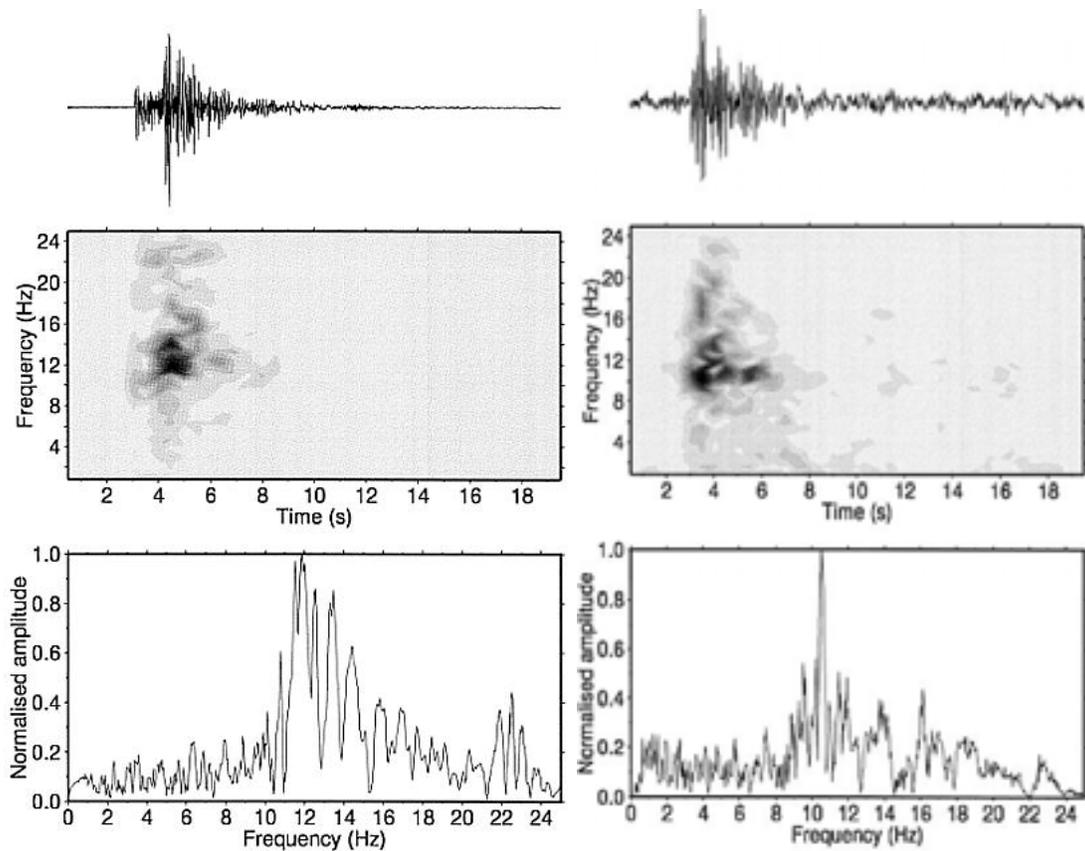


Figura 29. Eventos VT del complejo volcánico White Island en Nueva Zelanda, donde se muestra su espectrograma y espectro de amplitud. Se puede apreciar claramente que el mayor pico del espectro de amplitud corresponde a la fase más intensa del espectrograma (Tomado de Sherburn S. et al., 1998).

2.2 EVENTOS DE PERIODO LARGO (LP)

Este tipo de sismos son originados por el desplazamiento de fluidos por los diversos conductos del volcán. Los arribos de la onda P y S son emergentes y por lo tanto son difíciles de identificar, la banda de frecuencias de los eventos LP abarca de 1 a 5 Hz generalmente (Almendros et al., 1997; Lahr et al., 1994), (ver Figura 30). Se caracterizan por ser eventos someros. Sus profundidades tienen un rango de entre 1 y 5 km aunque se han localizado eventos LP a profundidades cercanas a los 10 km en el volcán Kilauea (Battaglia et al., 2003). Al igual que los eventos VT, se pueden presentar en forma de enjambre. De hecho se ha podido observar que existe una relación estrecha entre la ocurrencia de

enjambres de eventos LP y una erupción inminente (Chouet et al., 1996), como fue en el caso del volcán Chichonal.

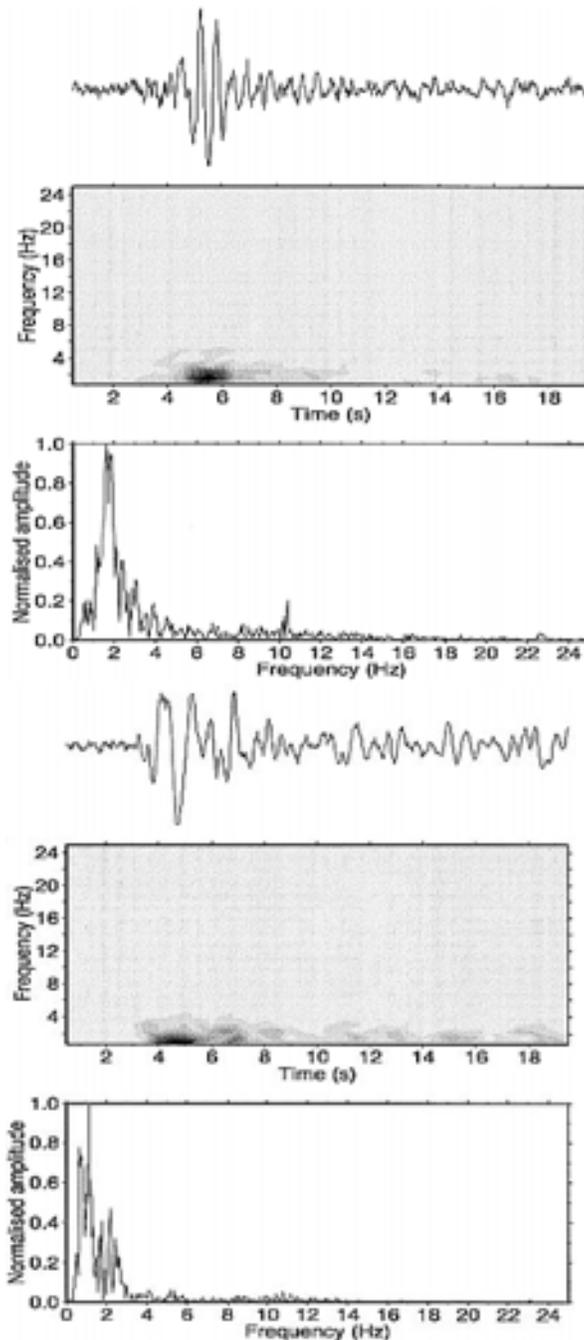


Figura 30. Dos ejemplos de eventos LP registrados en el complejo volcánico de White Island, Nueva Zelanda. Se puede observar que predominan frecuencias entre 0.5 y 2 Hz (Tomado de Sherburn S. et al., 1998).

2.3 EVENTOS HÍBRIDOS (HB)

Este tipo de eventos se caracterizan por tener un inicio con altas frecuencias y un arribo de onda P bien definido. Posteriormente, predomina una señal similar en forma de onda y contenido espectral a los eventos LP (Figura 31), por lo que se hace muy difícil observar el arribo de la onda S (Almendros et al., 1997). La fuente de estos eventos se asocia con los fallamientos en zonas de debilidad, los cuales son rellenados en el momento de la fractura por fluidos (Lahr et al., 1994). Debido a sus características estos eventos tienen profundidades someras entre 1 y 3 km (Lahr et al., 1994). La abundante aparición de eventos HB también ha sido asociada a episodios pre-eruptivos (Lahr et al., 1994).

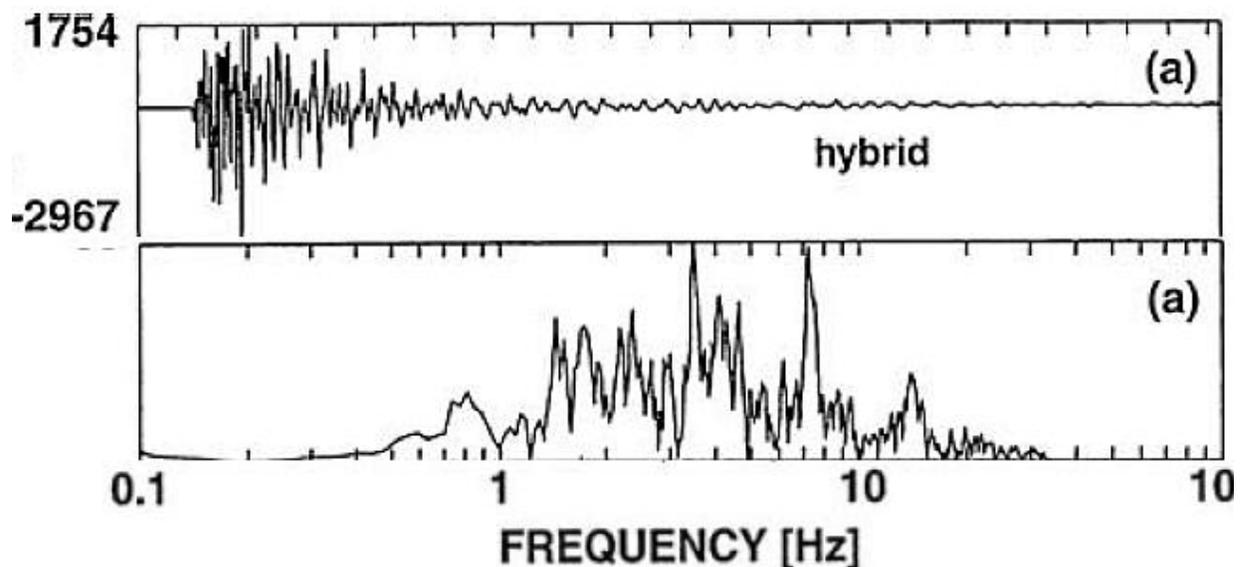


Figura 31. Evento híbrido registrado en la componente vertical de la estación MBGA, en el volcán Montserrat. Se puede observar en el espectro de amplitud que los picos máximos comprenden tanto bajas como altas frecuencias (Tomado y modificado de McNutt y Stephen, 2005).

2.4 TREMOR VOLCÁNICO (TR)

El tremor volcánico se caracteriza por ser una señal constante que puede durar varios minutos o incluso horas (Malone, 1983). Se le asocia con el transporte de magma y gases a través del conducto o conductos del volcán (Sherburn S. et al., 1998). No se distinguen los arribos de las fases P o S (Sherburn S. et al., 1998). Tienen mucha relación con los eventos

LP con respecto al contenido de frecuencias, las cuales tienen un rango de 1 a 5 Hz (Lahr et al., 1994), aunque generalmente predominan las frecuencias entre 2 y 3 Hz (Lahr et al., 1994), incluso algunos autores (Latter, 1979; Chouet 1985;1996) denominan al tremor armónico como una sucesión continua de eventos LP. La presencia del tremor es sinónimo de una cámara magmática activa y en movimiento, aunque no necesariamente tiene que haber una relación entre tremor y actividad volcánica visual (Almendros et al., 1997). En cuanto al tipo de material emitido, las amplitudes del tremor se correlacionan con las erupciones con abundante emisión de ceniza, vapor o gas, mientras que para erupciones con grandes cantidades de lava, las amplitudes del tremor suelen ser menores (Almendros et al., 1997). En algunos volcanes donde existen dos o más conductos activos, el tremor presenta modulaciones en amplitud debido a la interferencia de dos señales de tremor con frecuencias similares. Los tremores se pueden dividir en dos tipos: Tremor armónico (Figura 32), el cual se caracteriza por tener una frecuencia monocromática y sin muchos cambios de amplitud (Sherburn S. et al., 1998). En cambio, el tremor espasmódico (Figura 33) como su nombre lo dice, tiene cambios súbitos de amplitud y no tiene una frecuencia dominante.

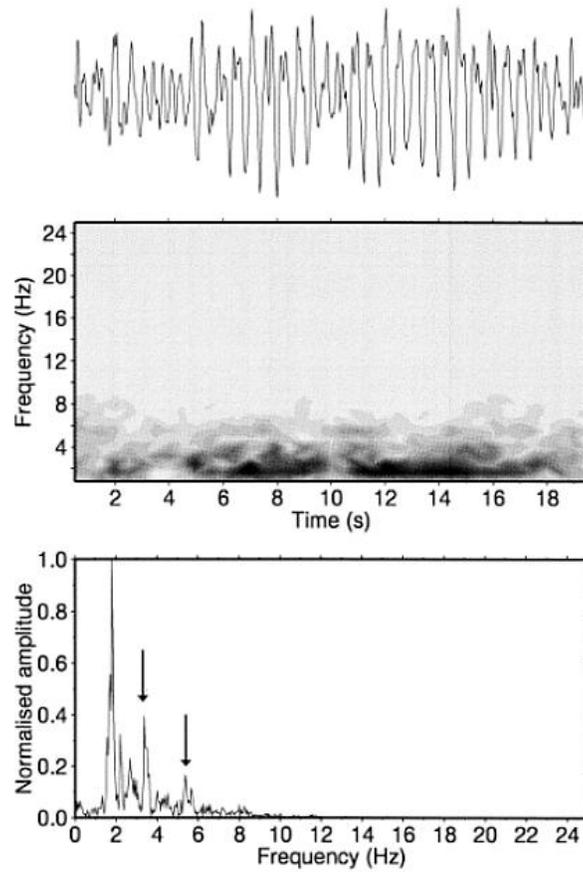


Figura 32. Tremor armónico registrado en White Island. Se puede observar en el espectro de amplitud el pico de la frecuencia dominante, que es de 2 Hz, así como 2 picos subdominantes señalados con flechas negras (Tomado de Sherburn S. et al., 1998).

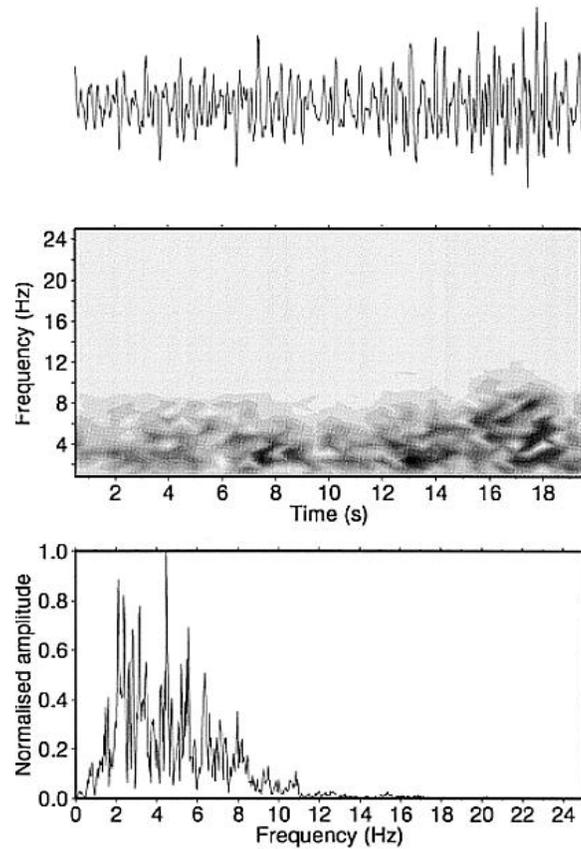


Figura 33. Registro de un temblor espasmódico en Withe Island. Se puede observar en el espectro de frecuencia que no existe una frecuencia dominante (Tomado de Sherburn S. et al., 1998).

2.5 EXPLOSIONES VOLCÁNICAS

Las señales de explosiones volcánicas, junto con los temblores son las que predominan cuando se está llevando a cabo un proceso eruptivo (a excepción de los volcanes efusivos). Comúnmente las señales de explosiones tienen dos arribos claros. El primer arribo impulsivo relacionado con la propagación de ondas de cuerpo y superficiales generadas por la explosión y la segunda es la onda sónica o de choque, que se distingue por tener una amplitud considerable (Sherburn S. et al., 1998) (Figura 34).

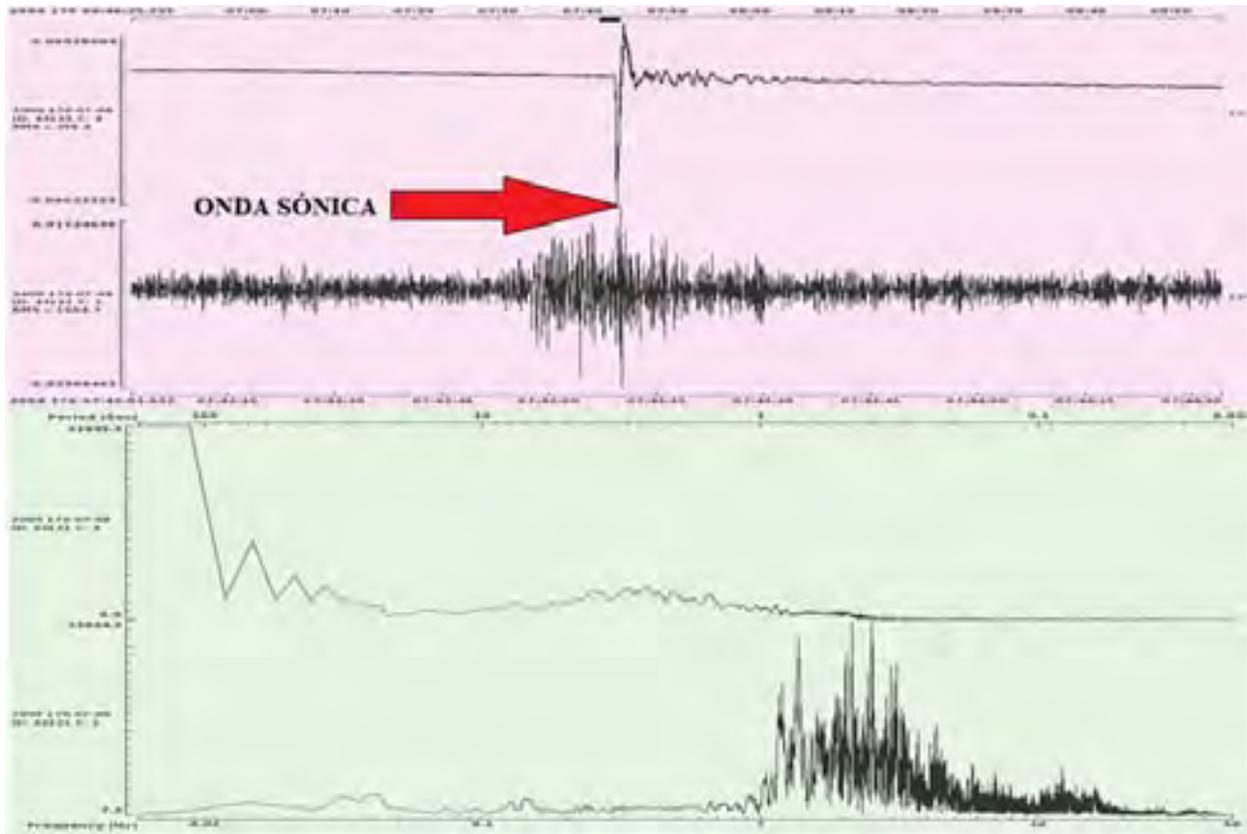


Figura 34. Registro en un sensor infrasónico y de velocidad de una explosión en el volcán Tungurahua. Se puede apreciar con cierta facilidad la onda sónica o de choque en ambos registros (Fecha roja), ya que se caracteriza por tener una amplitud considerable (Almendros et al., 1997).

CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN Y ANÁLISIS DE LOS DATOS

3.1 DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL EQUIPO

La obtención de los datos y mantenimiento del equipo se hace en forma conjunta entre la UNICACH y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Esta última dependencia fue la que amablemente proporcionó los datos por medio de la Dra. Alicia Martínez Bringas y el Ing. Gilberto Castelán Pescina.

El equipo de monitoreo sísmico del volcán Chichonal consiste en (Figura 35):

Un Sismómetro vertical de período corto modelo L4 marca Mark

Un Sismómetro de período corto modelo SS-1 marca Ranger

Un Acelerómetro de 3 componentes marca Altus.



Figura 35. Equipo sísmico en el volcán Chichonal (Cortesía del Dr. Carlos Valdés González).

El sismómetro L4 es de periodo corto y tiene un rango de frecuencia de 0.05 a 2 Hz. El sismómetro Ranger tiene un periodo natural de 0.35 segundos y se extiende hasta 1 segundo. Se puede usar como sismómetro vertical u horizontal haciendo un ajuste en la masa. Los datos son guardados en formato *.dmx y su duración es de media hora. La hora de adquisición de los datos está en formato GMT.

Los sismómetros registran las señales a 20 muestras por segundo, pero esta modalidad cambia a 80 muestras por segundo si el registro es por disparo. Cabe destacar que el sensor Ranger está colocado para dispararse con impulsos horizontales.

Para el procesamiento y envío de la señal la estación cuenta con un equipo acondicionador (modulador, filtro y amplificador). El abastecimiento de energía eléctrica está compuesto por un regulador de carga, dos paneles solares y dos baterías de gel de 12 Volts (Figura 36).



Figura 36. Equipo para el envío de datos, distribución de carga y abastecimiento de energía eléctrica (Cortesía del Dr. Carlos Valdés González).

3.2 SOFTWARE UTILIZADO PARA EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

PROCESAMIENTO

El procesamiento de los datos de los sismómetros se realizó con el programa Seismo_volcanalysis, el cual fue elaborado por Geraldine Roger y Philippe Lesage en Matlab versión 7, durante su estancia en el IGEF, en colaboración con La Universidad de Savoie, El Instituto de Investigación para el Desarrollo, ambos de Francia y el Instituto de Geofísica de la UNAM.

El programa ofrece una gran variedad de herramientas para procesar las señales sismo-volcánicas registradas en un sismómetro de una sola componente. Soporta formatos: SAC, SUDS, SEISAN, GCF, TXT, y WAV. Para este estudio los datos tenían formato *.dmx.

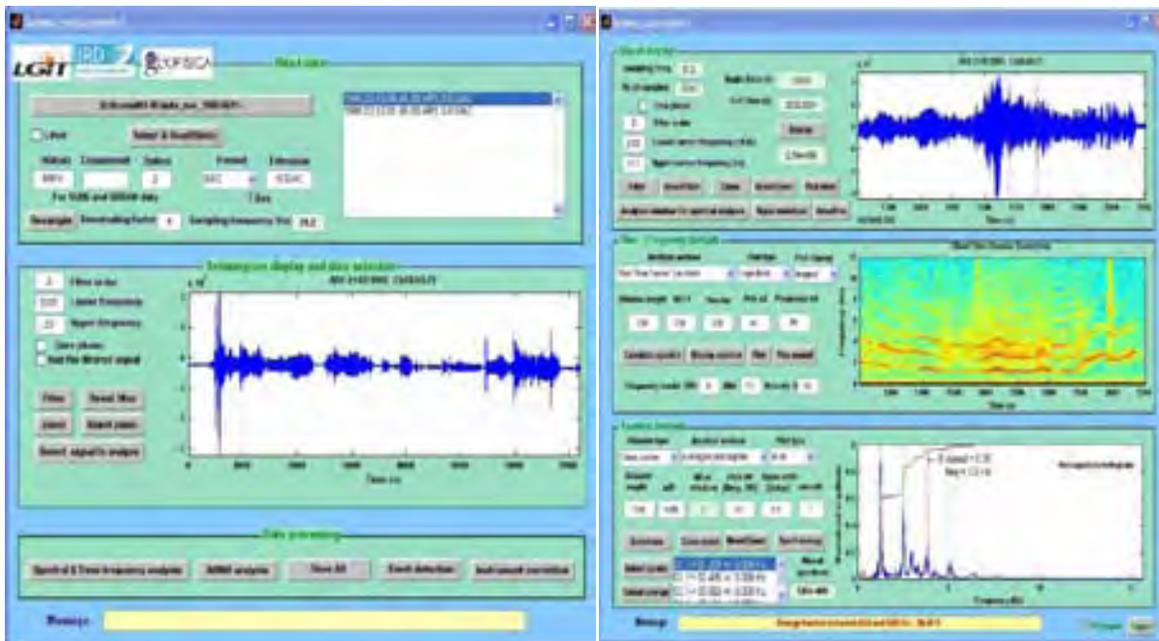


Figura 37. Interfaz del programa Seismo_volcanalysis elaborado por Geraldine Roger y Philippe Lesage.

Para la localización de los eventos registrados en el acelerómetro Altus, se utilizó el programa Degtra, creado por Mario Ordaz (Instituto de Ingeniería, UNAM). Este programa permite leer registros ya sea de aceleración, velocidad o desplazamiento de instrumentos triaxiales, ya que posee herramientas para integrar o derivar el registro según las necesidades del usuario. También se puede obtener el espectro de Fourier, el espectro de

respuesta, así como cocientes espectrales. Soporta los formatos de la base mexicana de sismos fuertes para el cual fue diseñado, SEISAN y TXT.



Figura 38. Programa degtra, elaborado por Mario Ordaz (Instituto de Ingeniería, UNAM).

CAPÍTULO 4. CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS EVENTOS REGISTRADOS EN EL CHICHONAL EN EL PERIODO JUNIO DE 2004 A MAYO DE 2005 Y DE ENERO A ABRIL DE 2008

Como se comentó en el capítulo anterior, la clasificación de los sismos en el volcán Chichonal se hizo con base en la propuesta de Lahr et al. (1994) y Chouet (1996), ya que ésta se basa en el contenido de frecuencia de las señales volcánicas. El proceso de clasificación de eventos consistió en revisar la sismicidad del volcán en los períodos de octubre de 2004 a abril de 2005 así como de enero a abril de 2008. Se clasificaron eventos regionales, locales, VTS, LPS, HBS y otro tipo de señales al cual no se le pudo dar una clasificación debido a que no son claras. Para cada evento se obtuvo su espectrograma y espectro de amplitud con el fin de discriminar y clasificar con mayor certeza los diferentes tipos de eventos. Para la obtención del espectrograma se utilizó el método de Burg, el cual se desarrolla por medio de un algoritmo de auto-regresión (AR) que es aplicado a la señal. De este modo se reducen los errores por medio del método de los mínimos cuadrados, restringiendo al mismo tiempo los valores de AR con la finalidad de satisfacer la recursión de Levinson-Durbin (Marple, 1980). El método de Burg es garantía de un modelo AR estable y de generar un espectrograma con muy buena resolución. Para todos los eventos se selecciona una ventana que abarque todo el evento desde el arribo de la onda P hasta la coda, con el fin de eliminar en la mayor medida posible el ruido de la señal y obtener espectros y espectrogramas de mejor calidad.

4.1 EVENTOS VOLCANO-TECTÓNICOS (VT)

En el período de octubre de 2003 a abril de 2004 se analizó un total de 447 eventos VT. La mayoría este tipo de eventos fue fácil de identificar ya que la parte más energética se encuentra entre los 5 y los 15 Hz y se identificó un nivel bajo de ruido, de modo que se podían distinguir sin problemas en el espectrograma (Figura 39).

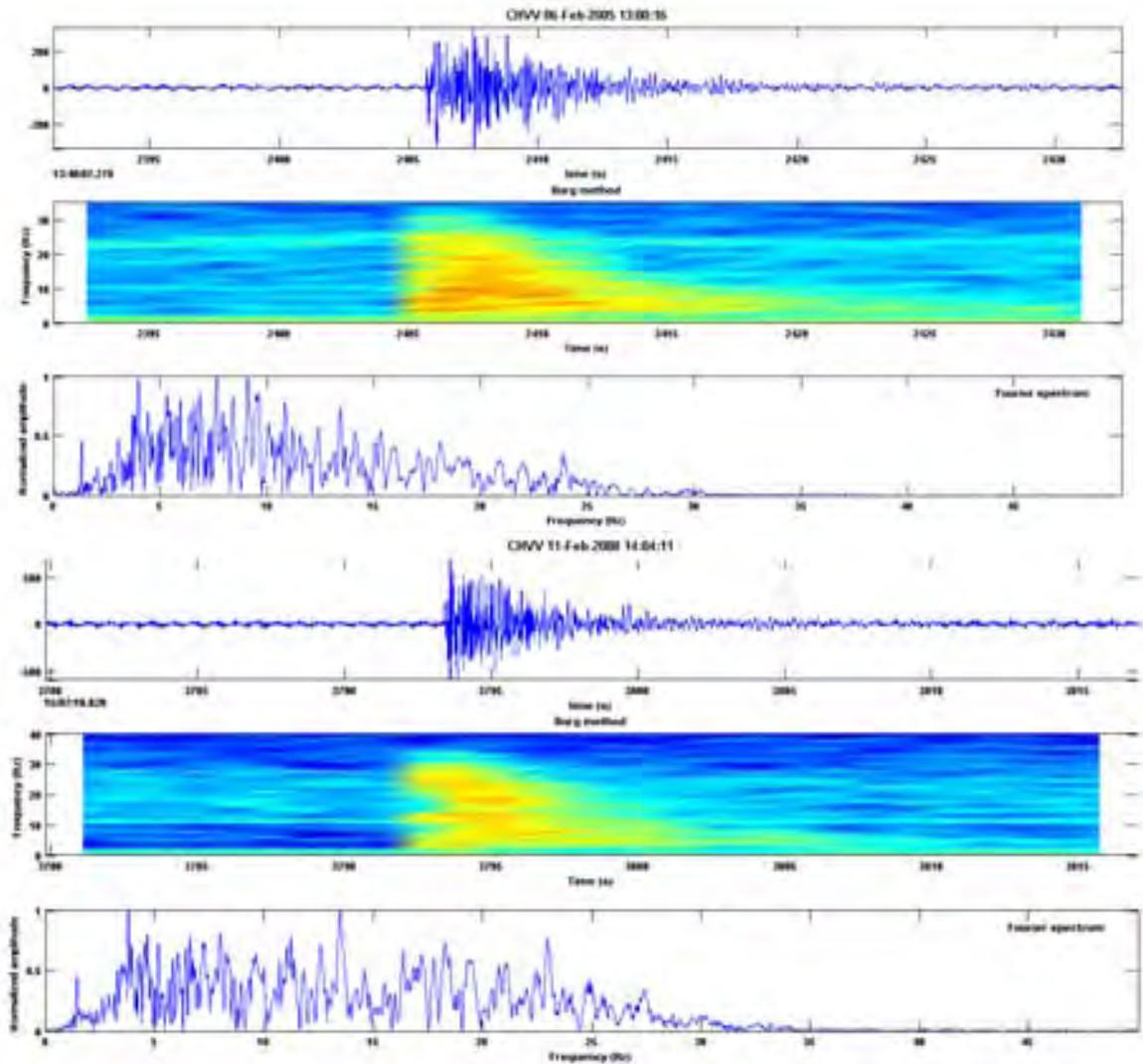


Figura 39. Ejemplos de eventos VT claros, ocurridos el 6 de febrero del 2005 y el 11 de febrero del 2008, respectivamente. Destaca en el espectro el contenido de altas frecuencias.

También hubo algunos eventos, en los cuales su parte más energética no estaba definida y el contenido de ruido en la señal era alto. Su espectro no muestra claramente un rango de frecuencias en su fase más intensa, tampoco se aprecia el color rojo que indicaría las máximas amplitudes en el espectrograma (Figura 40).

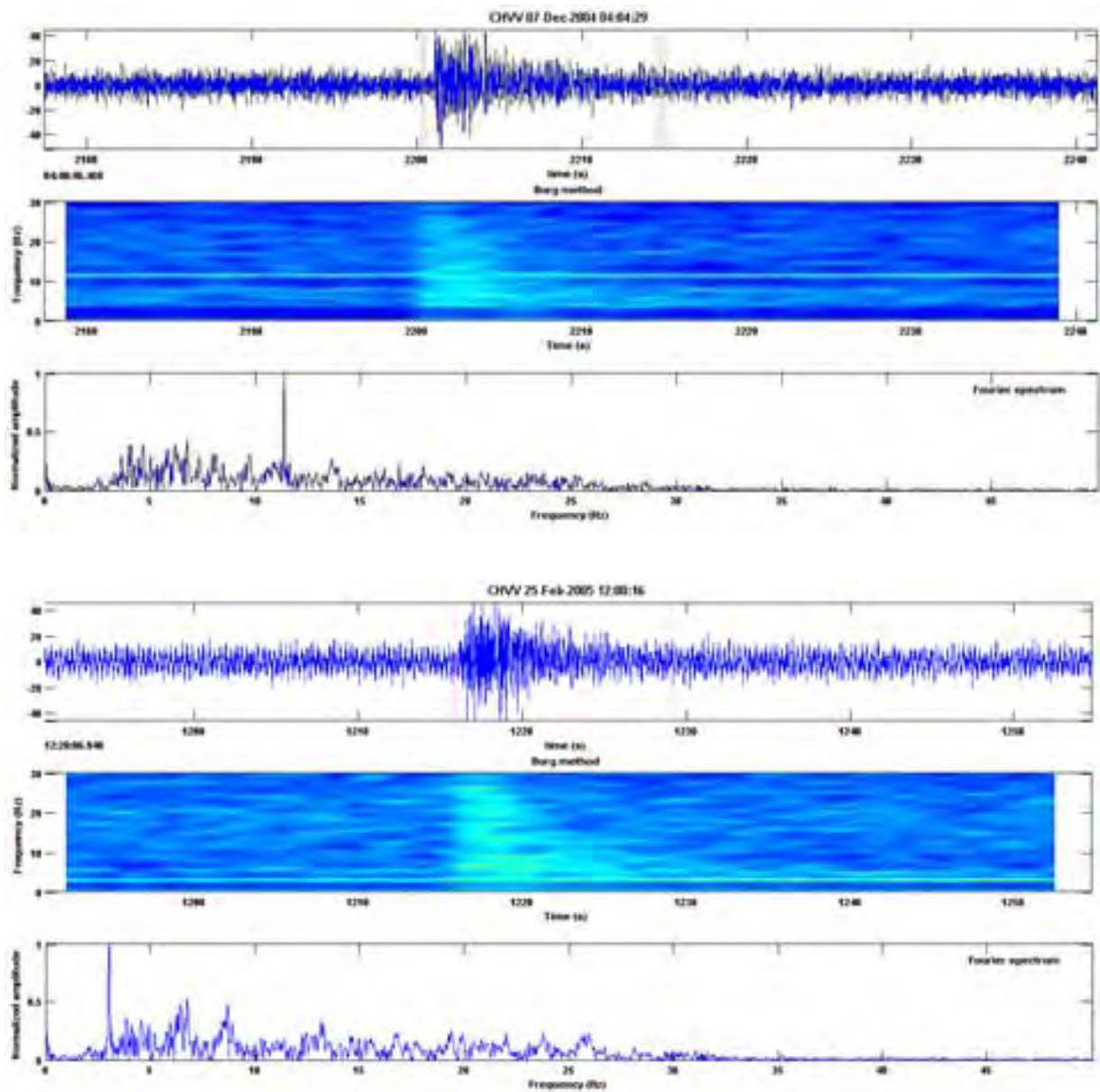


Figura 40. Eventos VT registrados el 7 de diciembre de 2004 (a) y 25 de febrero de 2005 (b), cuya fase más intensa no está bien definida en el espectrograma.

Durante el periodo de estudio ocurrieron sucesiones de eventos VT en intervalos cortos de tiempo. Casi siempre se apreciaban fácilmente en el registro de velocidad (Figura 41), pero en ocasiones sólo eran visibles en el espectrograma (Figura 42). Esto es debido a que son sismos con magnitudes muy pequeñas y tenían casi la misma amplitud que el ruido de fondo.

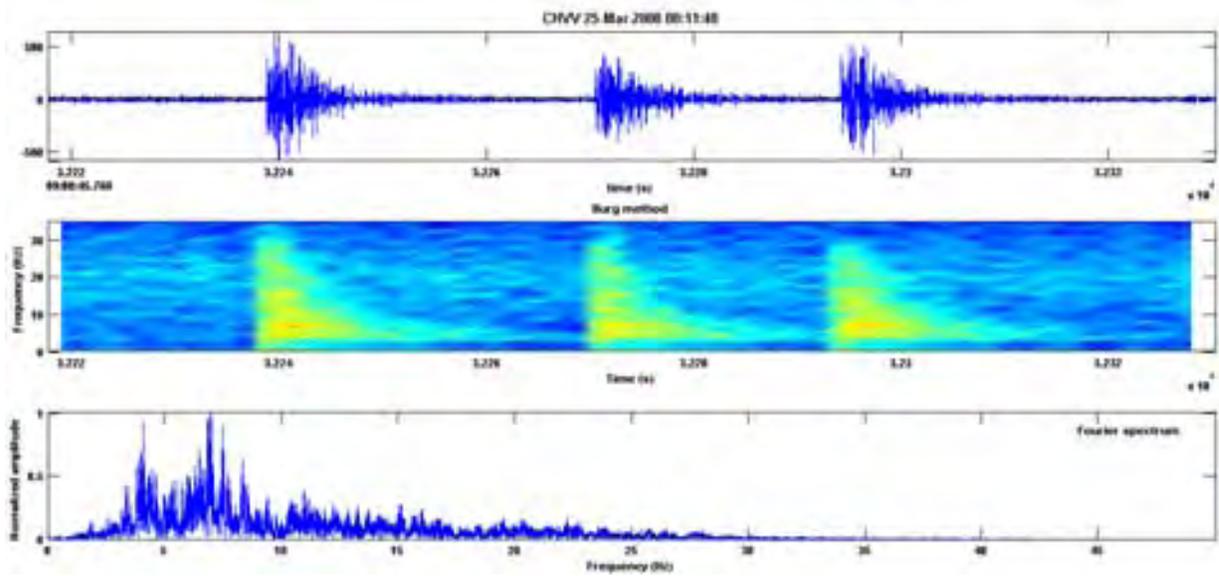


Figura 41. Sucesión de 3 eventos VT el 25 de marzo de 2008. El lapso de tiempo entre uno y otro es de aproximadamente 0.001 segundos.

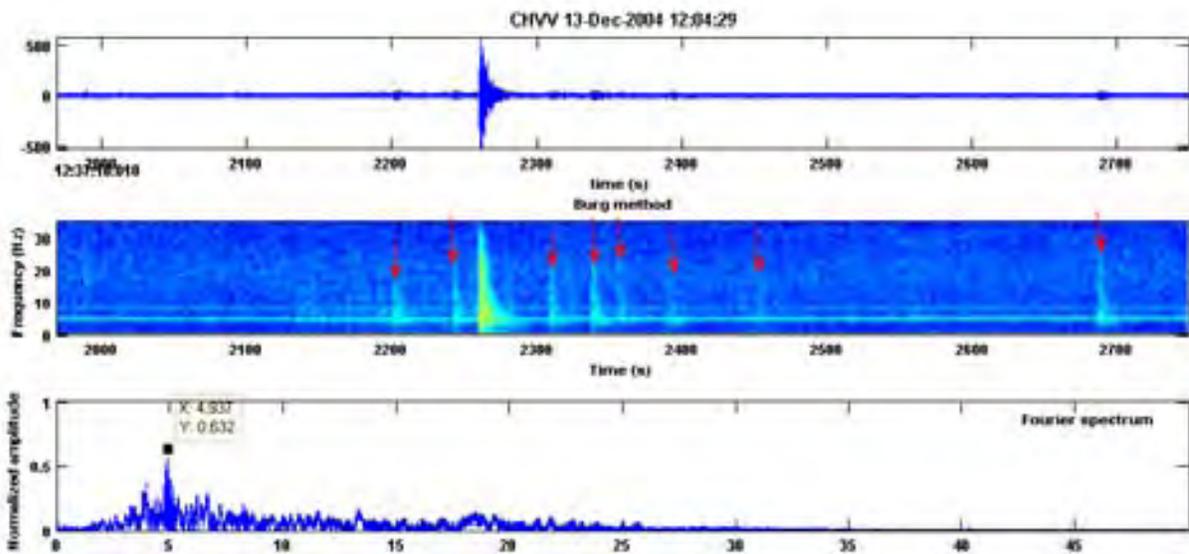
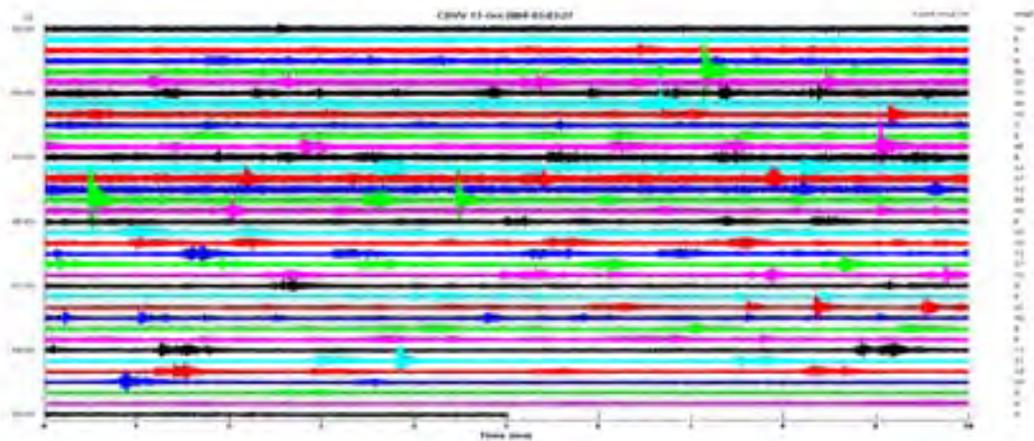


Figura 42. Se puede apreciar fácilmente el mayor evento VT tanto en el registro de velocidad como en el espectrograma, no así los otros ocho eventos señalados con flechas rojas, que sólo son apreciables en el espectrograma.

4.2 EPISODIO DE ENJAMBRE

El 13 de Octubre de 2004 a las 03:28 horas, se registró un enjambre con alrededor de 180 eventos, en un lapso de 5 horas (Figura 43a). En este lapso de tiempo se analizaron los sismos que eran visibles sin filtrar, pero al aplicar un filtro pasabandas de 0.5 a 5 Hz (Figura 43b), se pudieron apreciar sismos que con la señal sin filtro eran imperceptibles.

a)



b)

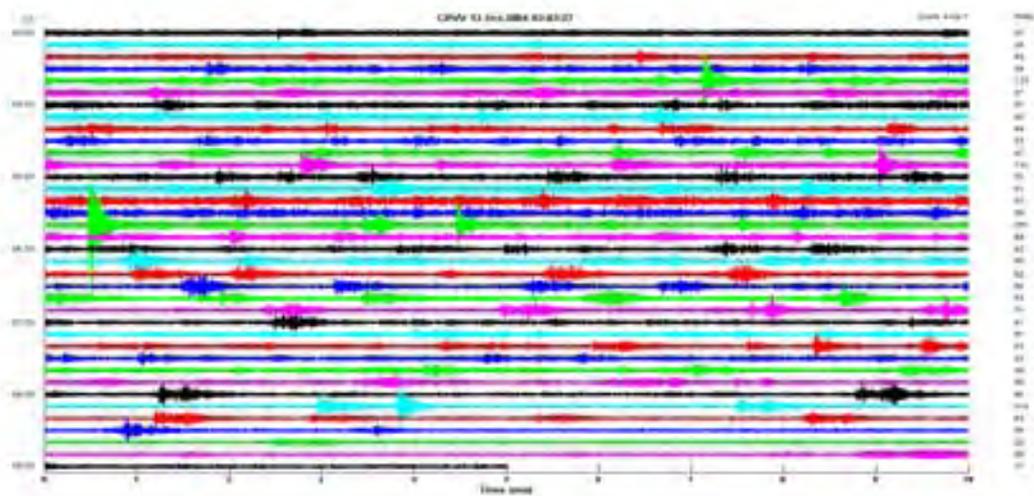


Figura 43. a) Enjambre sísmico con duración aproximada de 5 horas sin filtrar, b) Enjambre sísmico filtrado de 0.5 a 5 Hz. Se puede apreciar la aparición de sismos y una mayor definición de los eventos en el registro.

La mayoría de los eventos que constituyen este enjambre sísmico tienen frecuencias dominantes de 4 a 8 Hz, por lo que se les puede considerar como eventos híbridos.

En algunos lapsos mantenían una duración más o menos constante de tiempo entre evento y evento que variaba entre los 5 y 40 segundos. Este intervalo de tiempo es difícil estimarlo debido a que el nivel de ruido es alto. Por lo tanto, la coda de los sismos no se puede distinguir fácilmente, como se puede apreciar en la Figura 44.

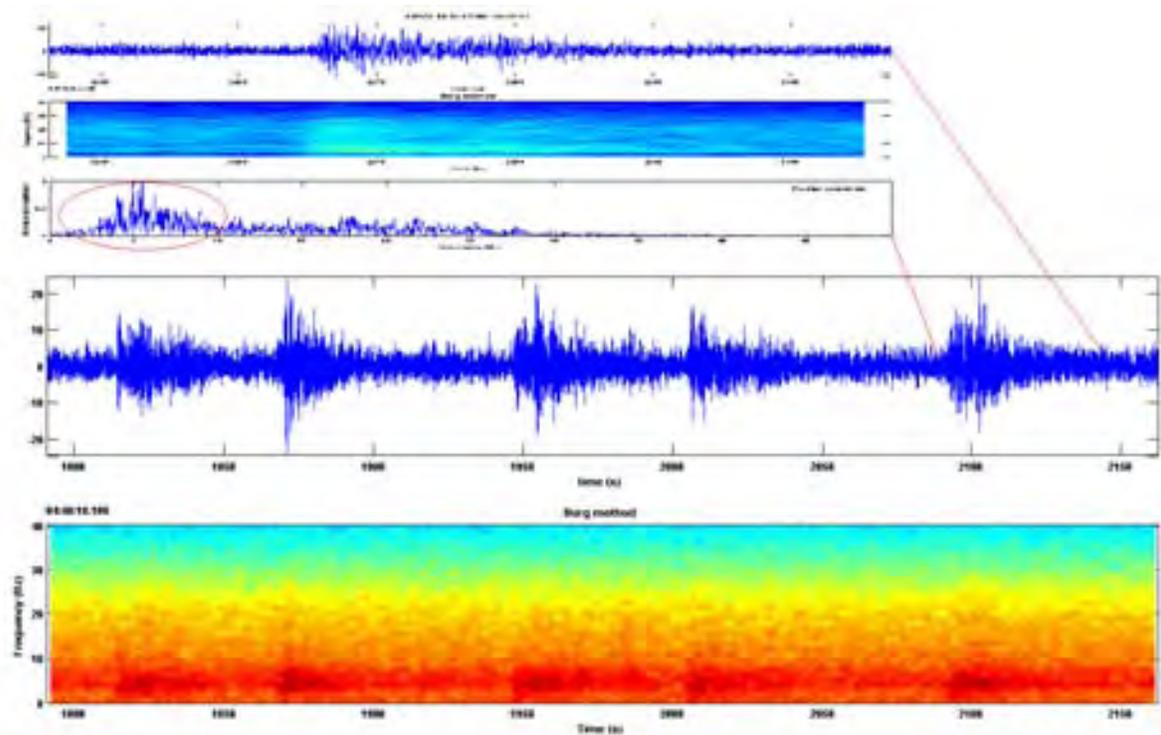
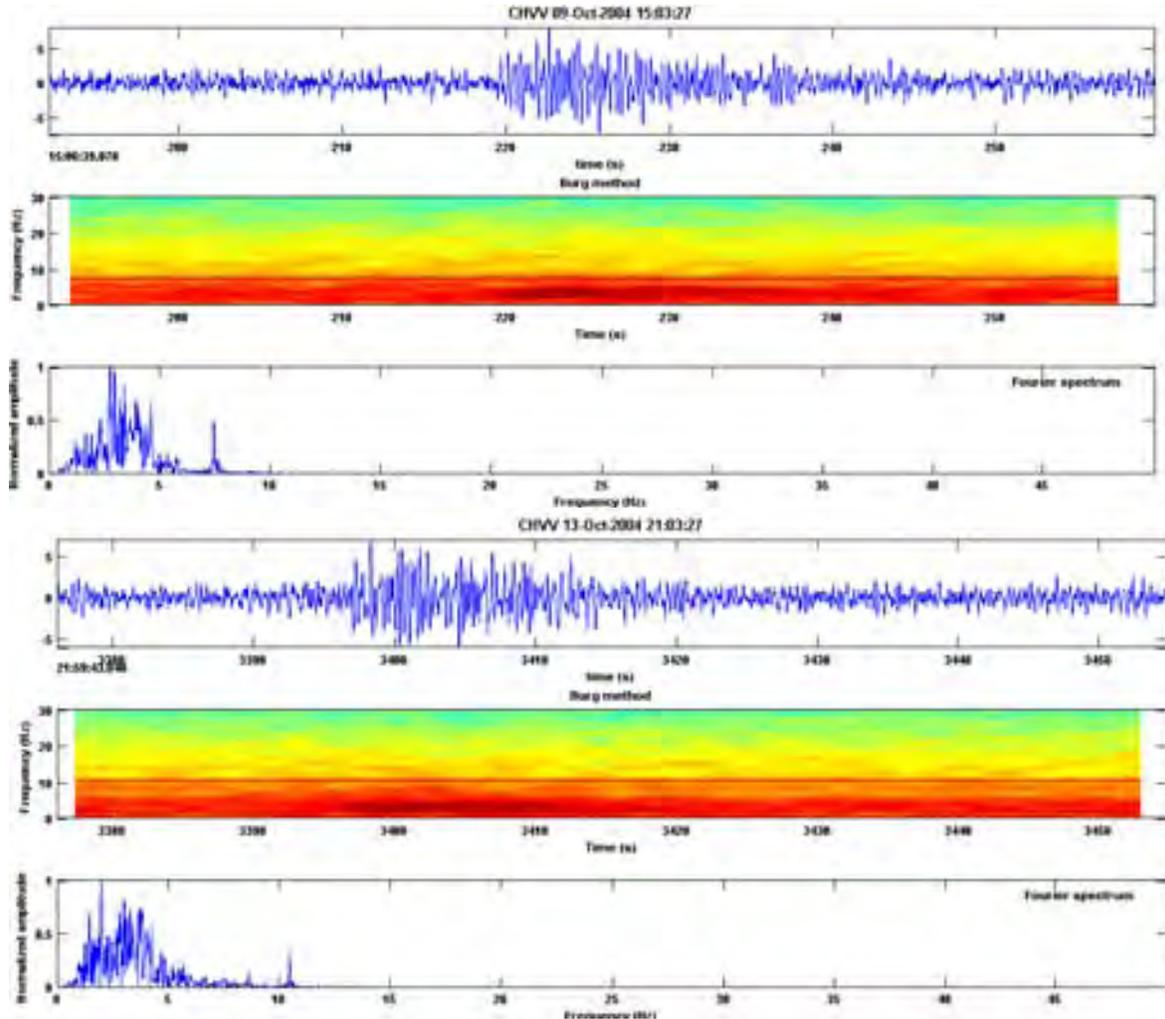


Figura 44. Ventana de 6 minutos del enjambre sísmico filtrado de 0.5 a 5 Hz para una mejor visualización de los eventos. Nótese que los cinco eventos son muy similares en contenido de frecuencias, amplitud y duración.

4.3 EVENTOS DE PERIODO LARGO (LP)

En el lapso de tiempo de este análisis hubo una cantidad baja de eventos LP en comparación con los eventos VT, además de que muchos de los eventos considerados de corto periodo no estaban totalmente claros debido a que el nivel de ruido era alto, de hecho, se tenía que filtrar la señal para que pudieran ser visibles, de otra manera era muy difícil apreciarlos. Las frecuencias que predominaban en los eventos LP tienen un rango que abarca de 1 a 4 Hz en promedio (Figura 45). Con respecto a la claridad de sus arribos hay eventos muy emergentes en comparación a otros que tienen una ligera tendencia a ser impulsivos.



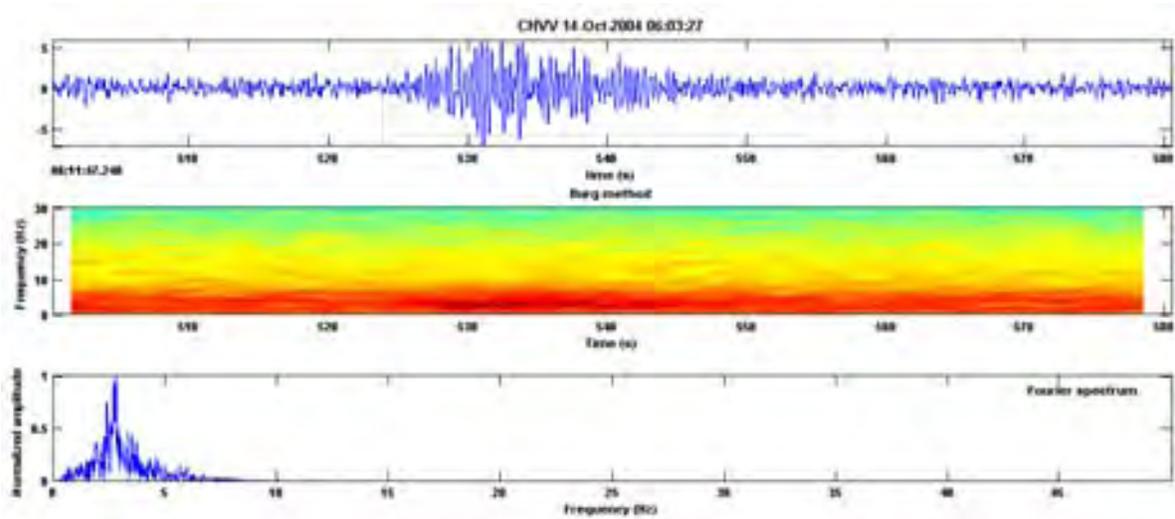


Figura 45. Tres registros característicos de eventos LP en el mes de octubre de 2004, sus frecuencias van de 1 a 4 Hz, su coda dura de 30 a 40 segundos.

4.4 EVENTOS HÍBRIDOS (HB)

La mayoría de los eventos híbridos se presentó durante el enjambre sísmico del 13 de octubre de 2004. Se comparó su forma de onda, espectros y espectrogramas. La mayoría de ellos son bastante similares, lo que sugiere que estén asociados a una misma fuente. Para esta comparación se tomaron eventos durante los nueve lapsos en que fue dividido el periodo de enjambre; cada lapso tiene una duración de 2000 segundos equivalente a 33.3 minutos. En algunos casos se tuvo que filtrar la señal para observar bien la forma de onda, ya que el nivel de ruido era alto (Figura 46).

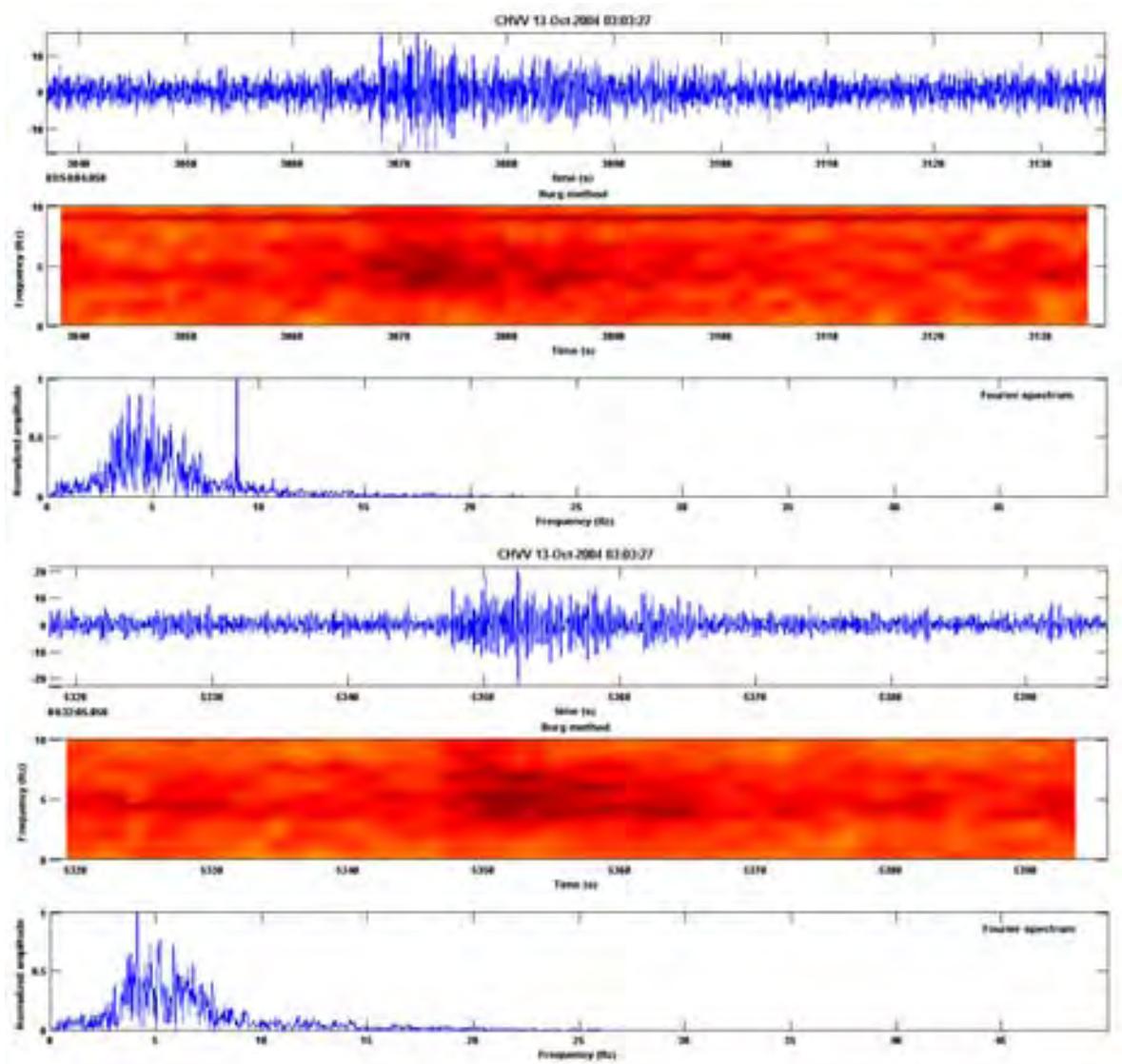


Figura 46. Eventos HB filtrados de 0.5 a 5 Hz, el contenido espectral contiene frecuencias que van desde los 4 a los 8 Hz.

No todos los eventos HB tuvieron que ser filtrados para apreciarse, como es el ejemplo de la Figura 47. Es notable la diferencia en el nivel de ruido con respecto a los eventos de la Figura 46, a pesar de no ser filtrados, la banda de frecuencias del espectro es muy similar a los que se filtraron.

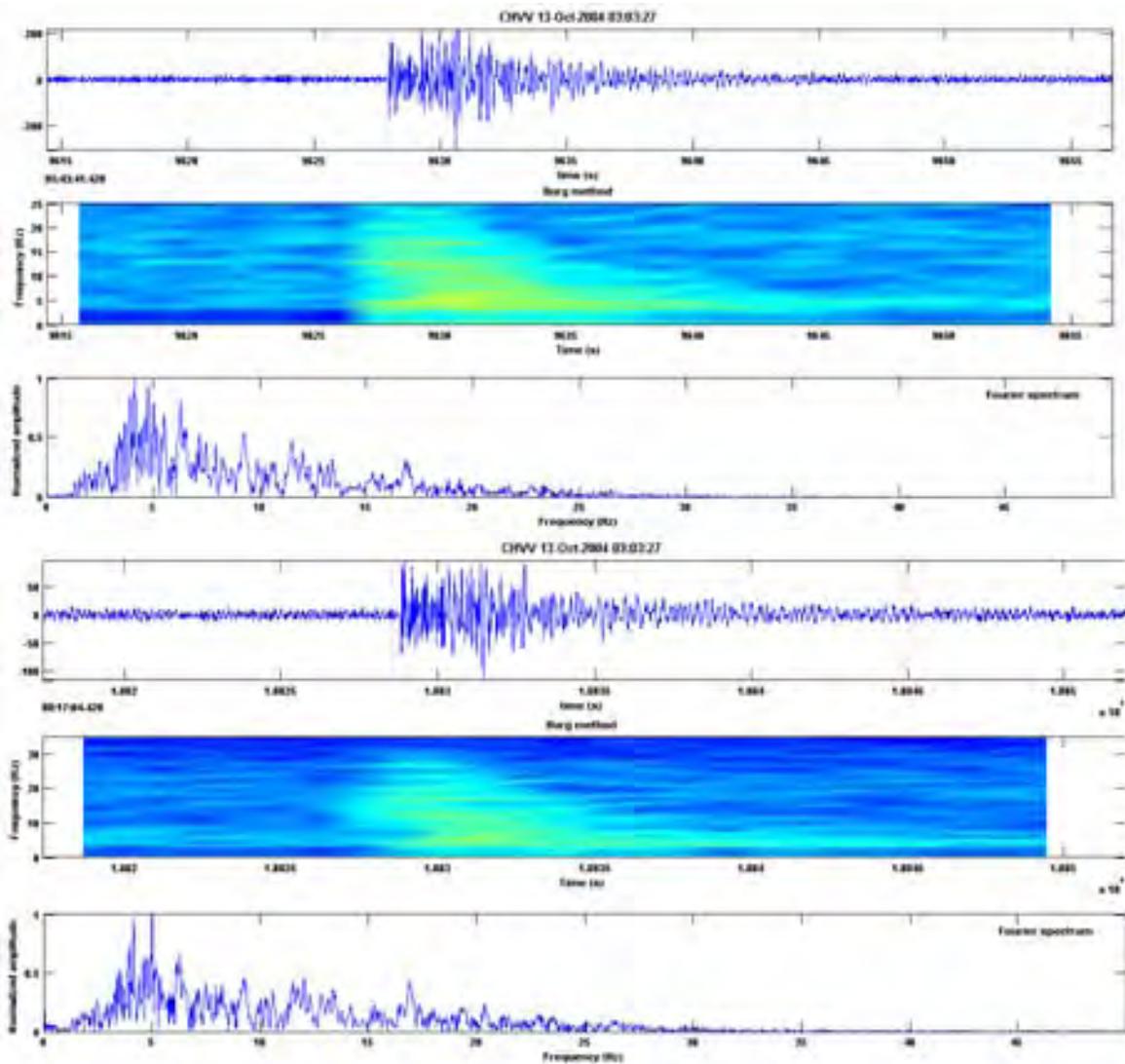


Figura 47. Registro de dos eventos híbridos que no tuvieron que ser filtrados ya que el nivel de ruido es bajo con respecto a los de la Figura 46, a pesar del filtro las frecuencias entre ambos son muy similares y oscilan entre los 4 y 8 Hz.

4.5 RELACIÓN SEÑAL-RUIDO

Durante este estudio se observaron irregularidades en la señal, como interrupciones temporales, gran cantidad de ruido y en mayor medida lapsos de tiempo donde la señal contenía un pico dominante en alta y/o baja frecuencia. Estos cambios se visualizaban fácilmente ya que la mayoría de las veces eran impulsivos (Figura 48). El intervalo de tiempo en el que se podía observar el contenido de bajas frecuencias en la señal era muy cercano a las 5 horas, en la mayoría de las veces de las 00:00 hrs a las 05:00 hrs, lo que sugiere que el origen del ruido es instrumental. Se puede observar cómo aparece una línea roja constante en 11 Hz que posteriormente desaparece y reaparece diez segundos después pero con un valor de 3.8 Hz, que es el inicio del ruido donde predominaban bajas frecuencias. Los picos dominantes de este ruido en el periodo de junio de 2004 a mayo de 2005 tienen un rango de 0.397 a 4.07 Hz, muy similar al periodo de enero a mayo de 2008, el cual tiene picos máximos desde 0.36 a 3.574 Hz. Cabe destacar la modulación constante durante todo el intervalo de ruido.

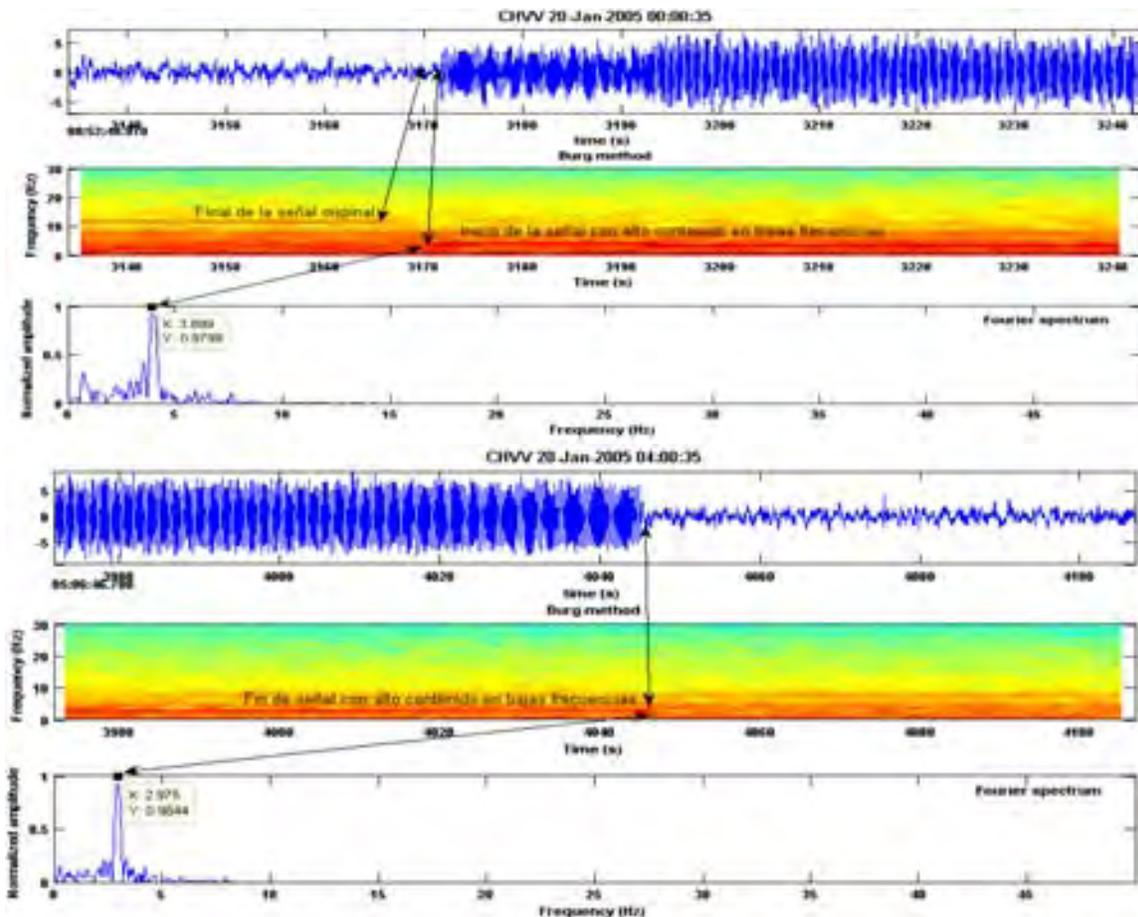


Figura 48. Inicio y fin de ruido en baja frecuencia para el día 20 de enero de 2005.

4.6 TREMOR (TR)

A diferencia del ruido se encontraron señales de baja frecuencia que no cumplen con las características de tiempo y espacio del ruido impulsivo mencionado anteriormente, es decir, su duración varía y aparecen en diversos horarios. Además, el inicio de este tipo de señales es emergente como se muestra en la Figura 49. Al obtener el espectro de este tipo de señales se observa una frecuencia dominante y uno ó dos picos subdominantes. Sus picos máximos oscilan entre los 0.4 y los 0.8 Hz aproximadamente. Este tipo de señales fueron escasas, pero claras en el mes de enero de 2008. Debido a las características del sismómetro empleado, este tipo de señales cae por debajo del rango de la frecuencia natural del instrumento que es de 1 Hz. Lo cual limita a hacer un análisis confiable y por ende, una clasificación certera de este tipo de eventos. Por esta razón no podemos asegurar que sea un tremor, pero tampoco se puede descartar esta posibilidad.

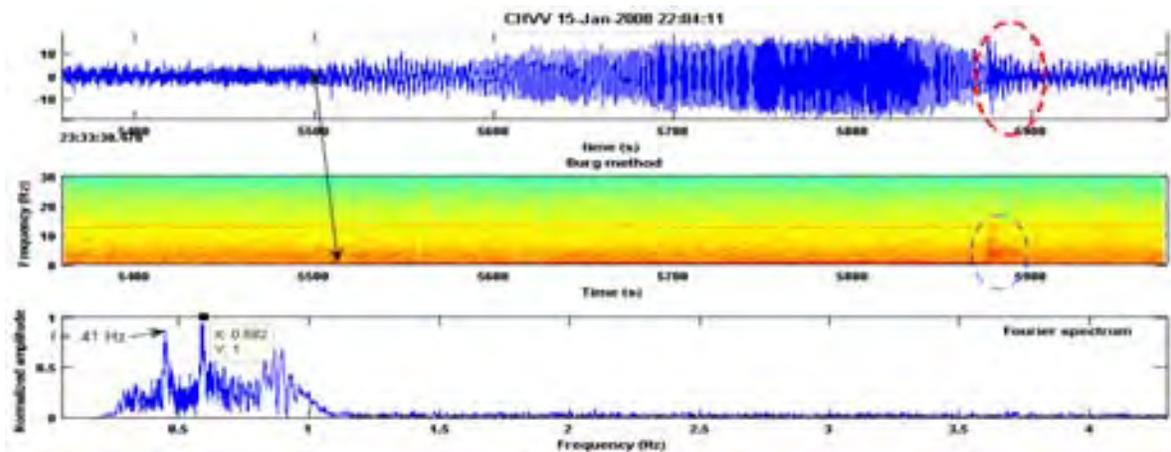


Figura 49. En el círculo rojo de esta figura se observa un evento volcano-tectónico, al final de esta señal de baja frecuencia, que en total duró 7 minutos aproximadamente.

4.7 EVENTOS REGIONALES

Este tipo de eventos se caracteriza por tener una distancia mayor a los 15 kilómetros del volcán Chichonal, lo que equivale a una diferencia de arribo entre la onda P y la onda S de aproximadamente mayor o igual a 4.3 segundos. Algunos de estos eventos tuvieron que ser filtrados con un filtro pasabanda de 0.5 a 5 Hz para poder visualizar mejor la forma de onda (Figura 50).

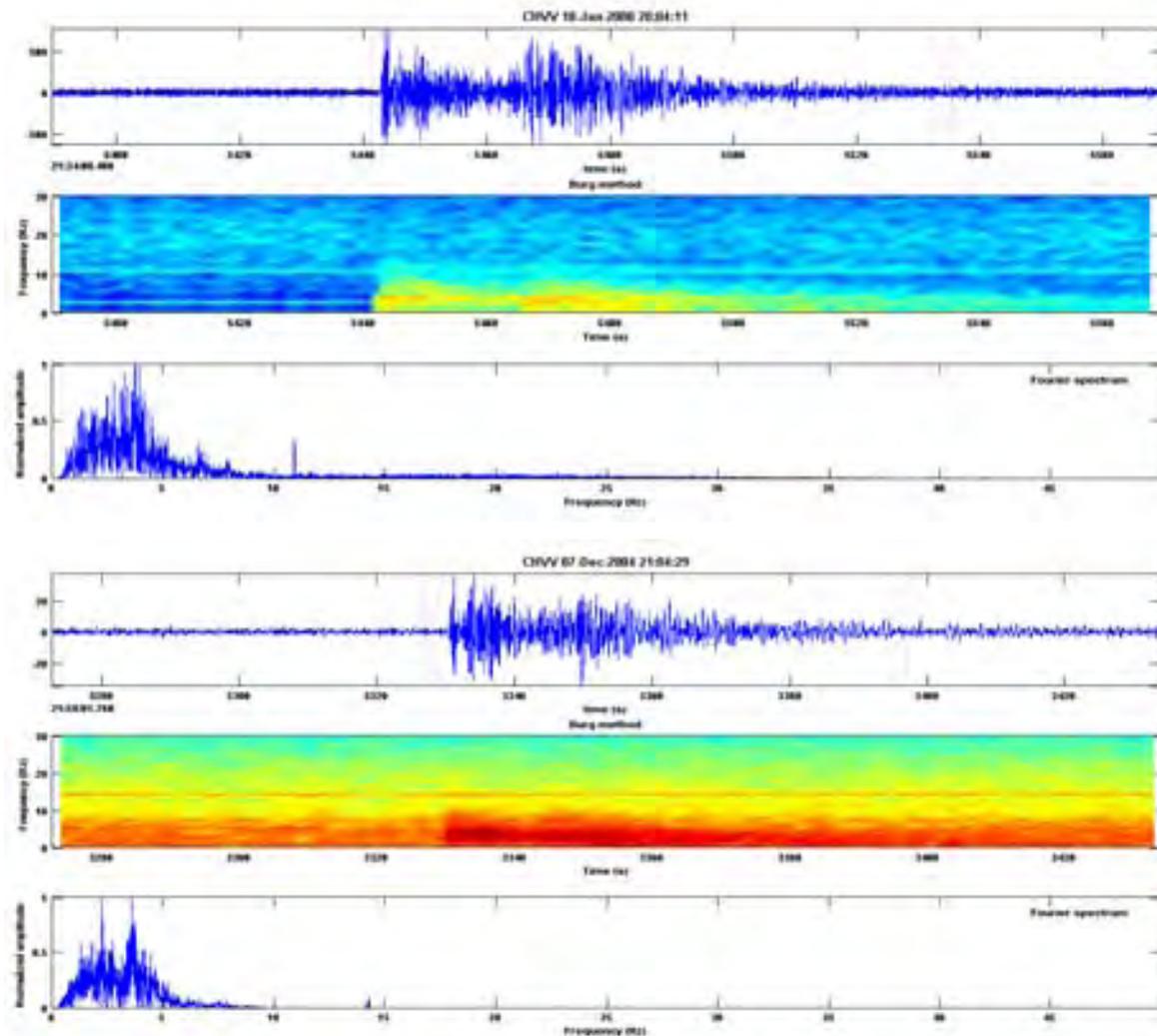


Figura 50. El evento regional del 18 de enero de 2008 (parte superior) no tuvo que ser filtrado debido a la claridad en el registro, no así el evento del 7 de diciembre de 2004 (parte inferior), el cual no se apreciaba en su totalidad sin ser filtrado.

Se registraron eventos regionales que algunas veces saturaban la señal; esta saturación se daba con sismos iguales o mayores a $M_c = 4.4$ y que superaban los 50 Hz en el espectrograma como lo ilustra la Figura 51.

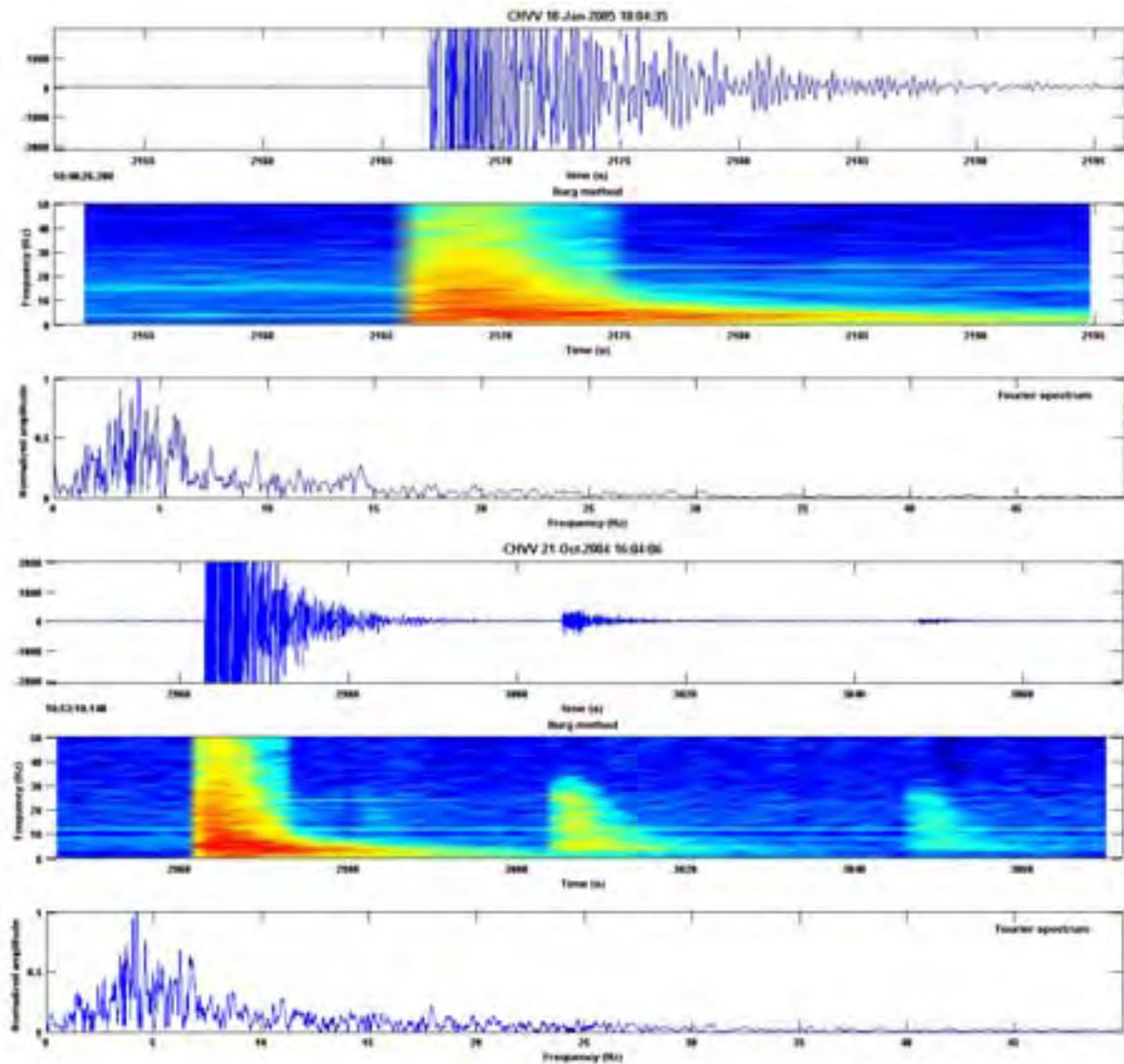


Figura 51. Ejemplo de saturación de señal en eventos ocurridos el día 21 de octubre de 2004 y 18 de enero de 2005 con magnitud igual o mayor a 4.4, la saturación de la señal se debe a que se utilizó un sismómetro de periodo corto.

4.8 EVENTOS SIN CLASIFICACIÓN.

No todos los eventos fueron clasificados ya que presentaban formas de ondas que no coincidían con ninguna clasificación elaborada previamente. Al obtener el espectro de Fourier y el espectrograma sus rangos de frecuencias no coincidían con el rango de sismos ya sea de origen tectónico o volcánico (Figura 52).

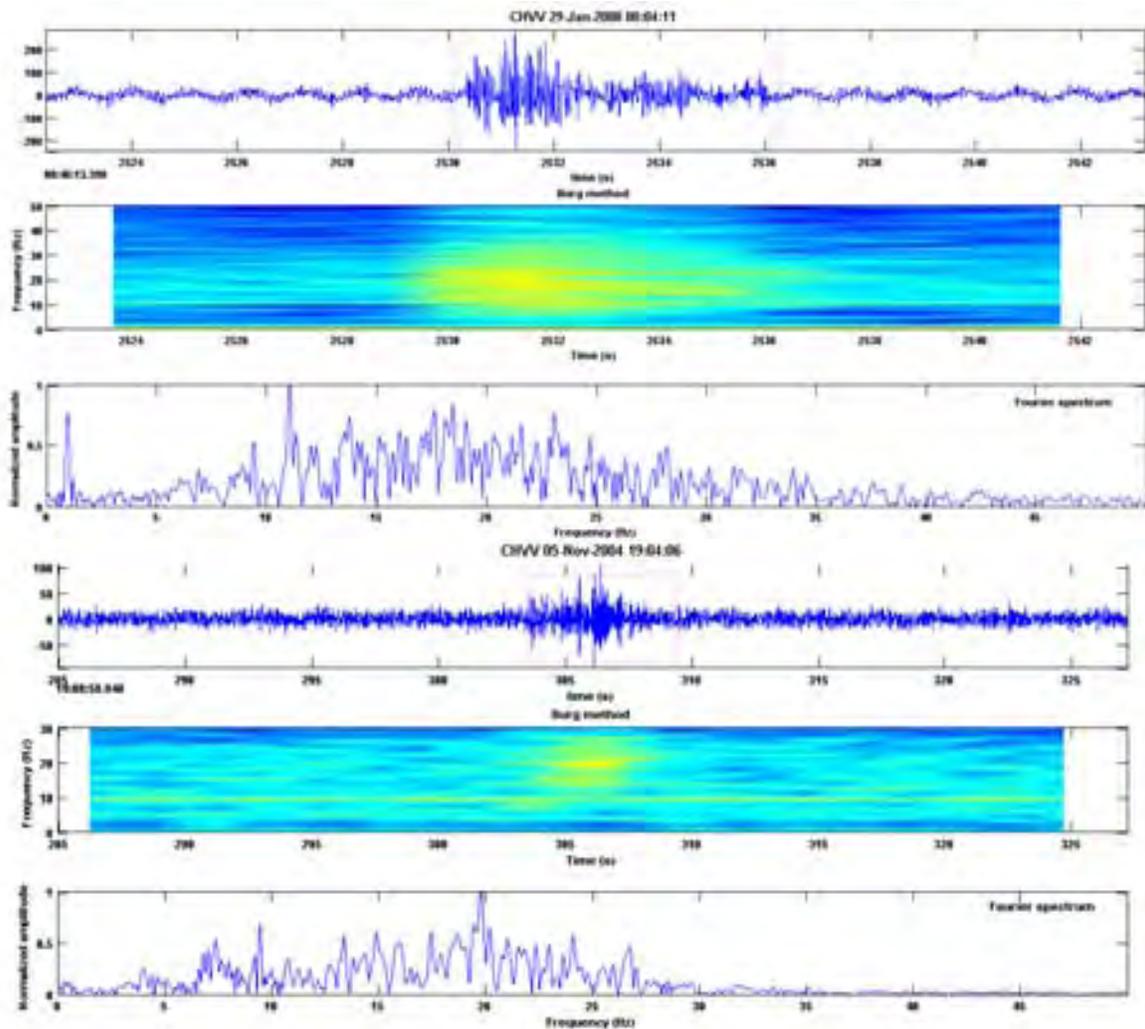


Figura 52. Ejemplos de registros que no tuvieron clasificación.

CAPÍTULO 5. LOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS EVENTOS VOLCANO-TECTÓNICOS EN EL PERIODO DE JUNIO DE 2004 A MAYO DE 2005

Después del proceso eruptivo de 1982, el volcán Chichonal ha presentado una gran cantidad de eventos VTS. En este estudio, en el periodo de octubre de 2004 a abril de 2005, se clasificó un total de 447 eventos volcano-tectónicos. Esta cifra se vió disminuida en el periodo de enero a mayo de 2008 a 135 eventos. Cabe destacar que estas cifras se obtuvieron del sensor de periodo corto con sólo la componente vertical. Para localizar eventos se necesitan al menos una estación con 3 componentes. Por esta razón se recurrió a los registros del acelerómetro, obtenidos en el periodo del 9 de junio del 2004 al 11 mayo del 2005, el cual coincide bastante en tiempo, con el análisis hecho utilizando el sismómetro de período corto. En este periodo se registró un total de 53 eventos VT.

Para discriminar los eventos regionales de los posibles eventos relacionados con el volcán Chichonal se seleccionaron aquellos que se localizaran en un radio no mayor a 5 km del volcán, es decir una lectura de S-P de aproximadamente 1.43 segundos. Para obtener la distancia epicentral se utilizó $\alpha = 3.5$ km/s del modelo cortical de velocidades de ondas P obtenido de los pozos de Pemex utilizado por Haskov en 1983, ya que es el modelo más fiable que se conoce en la zona del Chichonal. Para el cálculo de la magnitud se utilizó la fórmula propuesta por Lee et al. en 1972, $M_c = 2 \log \tau - 0.87 + 0.0035\Delta$, mejor conocida como magnitud de coda, la cual está en función de la duración del registro (τ) y la distancia epicentral (Δ).

5.1 MÉTODO DE LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS CON UNA SOLA ESTACIÓN DE 3 COMPONENTES

Para calcular el acimut estación-epicentro, se asume que el sentido del primer impulso de la onda P en las componentes N-S y E-W define la orientación de un vector, el cual indicaría la dirección de llegada de las ondas y la componente vertical Z indicaría la posición del epicentro en un cuadrante u otro (Lay T., 1995).

El método consiste básicamente en visualizar y cuantificar la polaridad de las amplitudes del primer arribo de la onda P en las tres componentes (Figura 53). En este análisis el valor de las amplitudes máximas de los primeros arribos de la onda P fueron leídas en Gals

(cm/s^2), ya que son datos obtenidos de un acelerómetro. El tipo de unidades no influye en lo absoluto en el resultado, lo que importa son los valores de las amplitudes, su polaridad y la calibración del equipo. Posteriormente se obtienen los valores de las amplitudes de las componentes N-S y E-W y son graficados. El vector resultante viene a representar el posible acimut del epicentro. Para obtener el valor del acimut se usó la fórmula: $\arctan [A_e/A_n]$, donde A_e es el valor de la amplitud de la componente EW y A_n es el valor de la amplitud de la componente N-S. La orientación de la componente vertical indicaría si la resultante obtenida es la correcta o no, es decir, si es de dilatación (polaridad negativa) indicaría que el epicentro se encuentra en el mismo sentido del vector y si es de compresión (polaridad positiva) el epicentro se encuentra en el sentido opuesto (se debe rotar 180°). La Figura 54 ilustra un ejemplo de cuando se tienen polaridades positivas para las dos componentes horizontales A_e y A_n , teniendo una polarización tanto negativa como positiva en la componente vertical (Z).

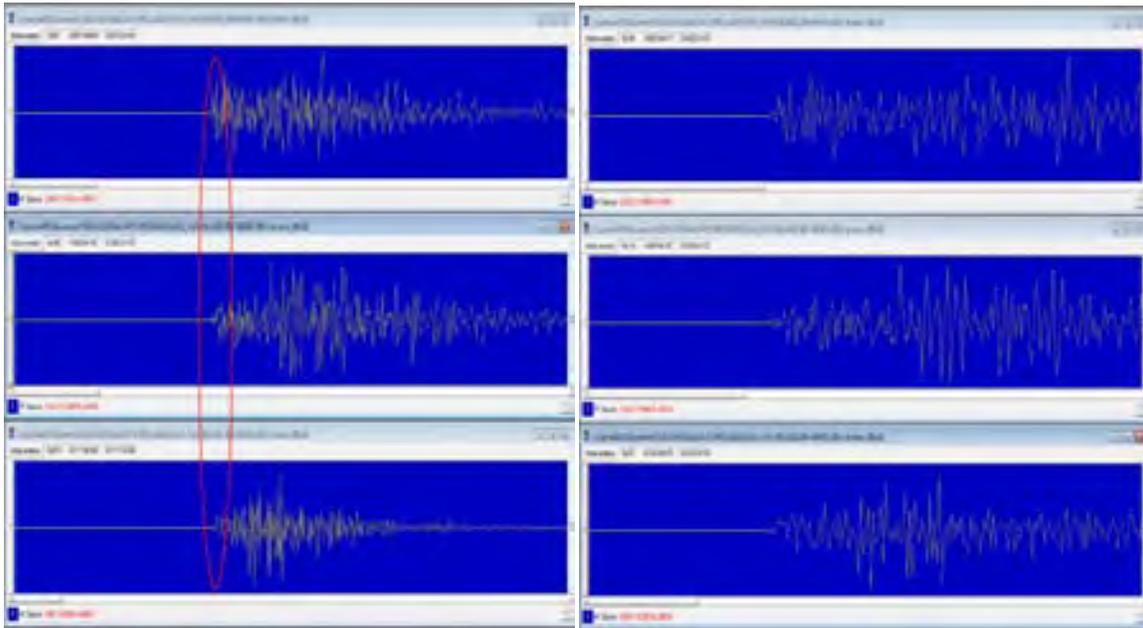


Figura 53. Ejemplo de la polaridad de los primeros arribos de la onda P en las 3 componentes, la obtención de los valores de amplitud se realizaba con el cursor.

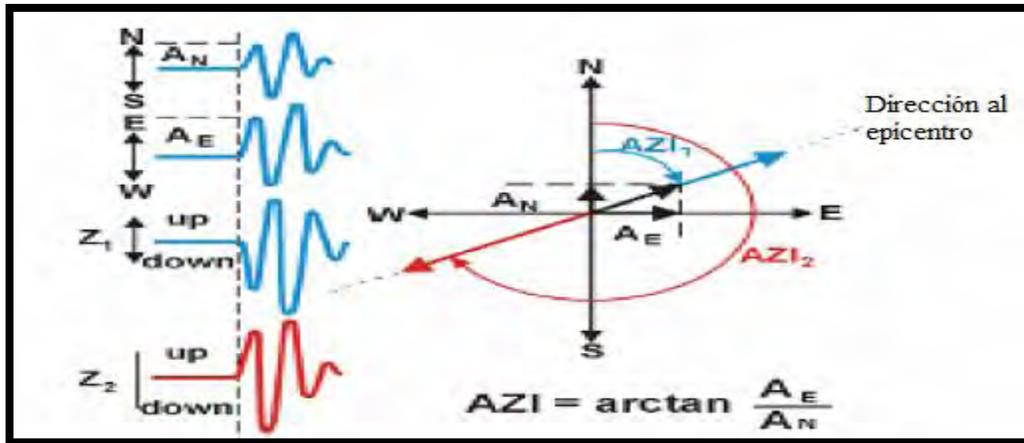


Figura 54. Cálculo del acimut teniendo A_N y A_E con polaridades positivas y la componente vertical (Z) con polaridades positiva (compresión) y negativa (dilatación) (Tomado de Lara M., 2001).

Una vez obtenidos los valores de acimut, las distancias del epicentro a la estación, verificando que el sismómetro está bien nivelado y orientado hacia el norte; por medio de identidades trigonométricas básicas con base en las coordenadas de referencia de la estación, se determinó para cada evento las coordenadas de latitud y longitud. La obtención de la profundidad se calculó con el mismo método, sólo que en este caso se utilizó la máxima amplitud del primer impulso de la onda P en la componente vertical, seleccionando la amplitud máxima de cualquiera de las dos componentes horizontales.

5.2 LOCALIZACIÓN DE HIPOCENTROS, EPICENTROS Y ESTADÍSTICAS DE LOS RESULTADOS

La localización de los epicentros se muestra en la Figura 55 (círculos azules). Destaca la distribución sismos VT en la parte NE del volcán, cerca de donde se localiza la estación, así como lo largo de todo el cráter y donde se encuentra el lago. Debajo de éste se estima que se encuentra un acuífero somero, el cual tiene una relación directa con el géyser denominado por Taran et al. (2008), como Soap Pool (SP). Este geyser se localiza al pie del flanco norte del cráter y éste se considera el encargado de aportar Cl a la laguna. La distribución de eventos VT al NE y a lo largo del cráter del volcán no se observa en la

localización hecha por Valdés et al. (2006), para el periodo de mayo de 2003 a junio de 2004.

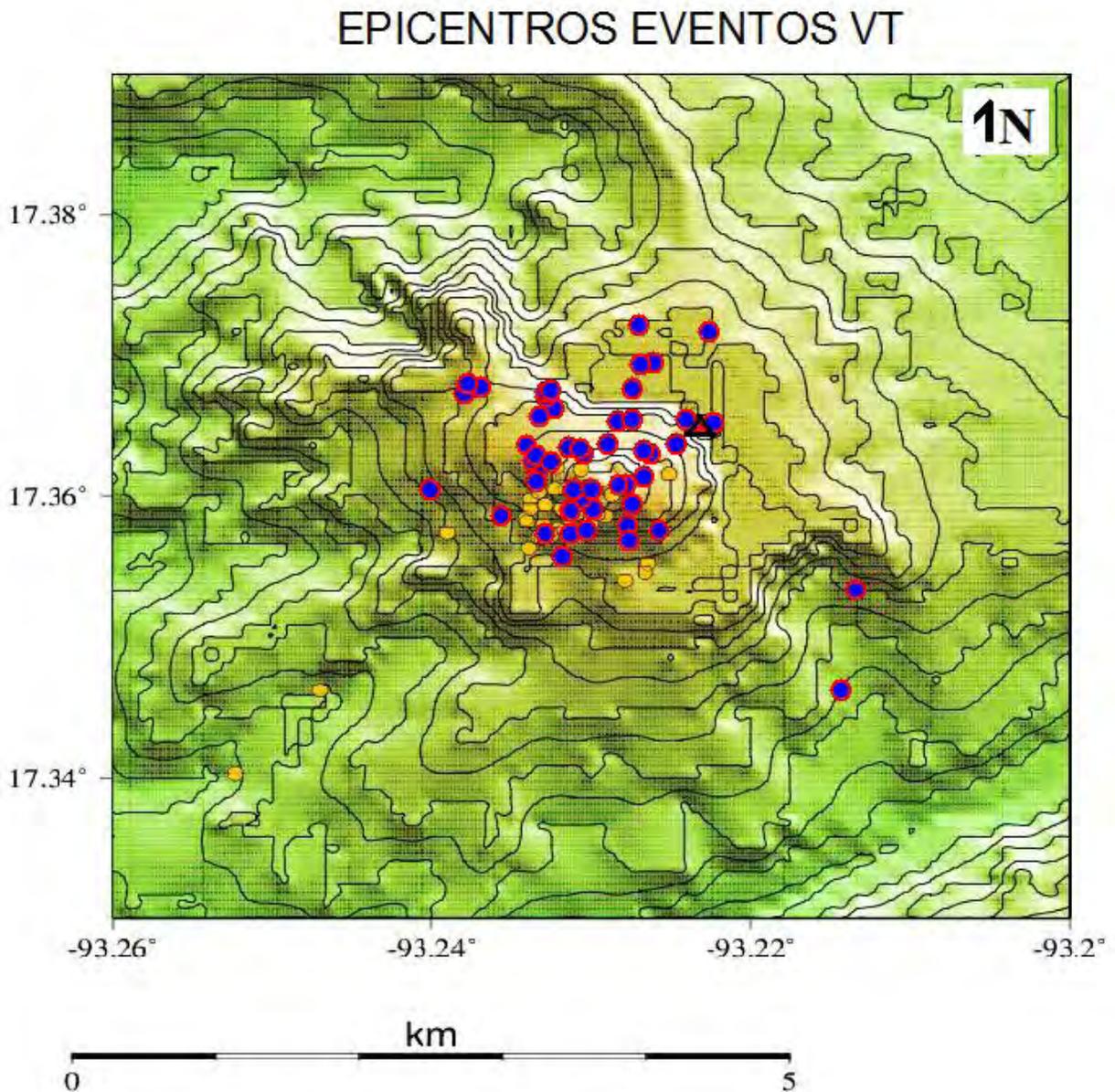


Figura 55. Localización de los eventos (círculos azules) registrados por el acelerómetro en el periodo de junio de 2007 a mayo de 2005 y su comparación con los sismos localizados en el periodo de diciembre 2003 a junio del 2004 (Círculos amarillos), (Valdés et al., 2006).

Durante este periodo la profundidad de estos eventos se caracteriza por ser somera. Los eventos se localizan entre los 0.2 y 1.9 km (Figura 56 a, b) a un radio no mayor a 4.3 km del volcán (Figura 55). Cabe destacar que el evento de mayor profundidad (27 km) y de

mayor magnitud $M_c=1.87$, se encuentra a 14 km al Oeste del volcán, por lo que sale del área de interés que se muestra en la Figura 55, ya que se le relaciona con fallas locales ubicadas en los alrededores del volcán. Para visualizar los 53 eventos, en la figura 56 se muestra la localización por medio de acimut y distancia epicentral.

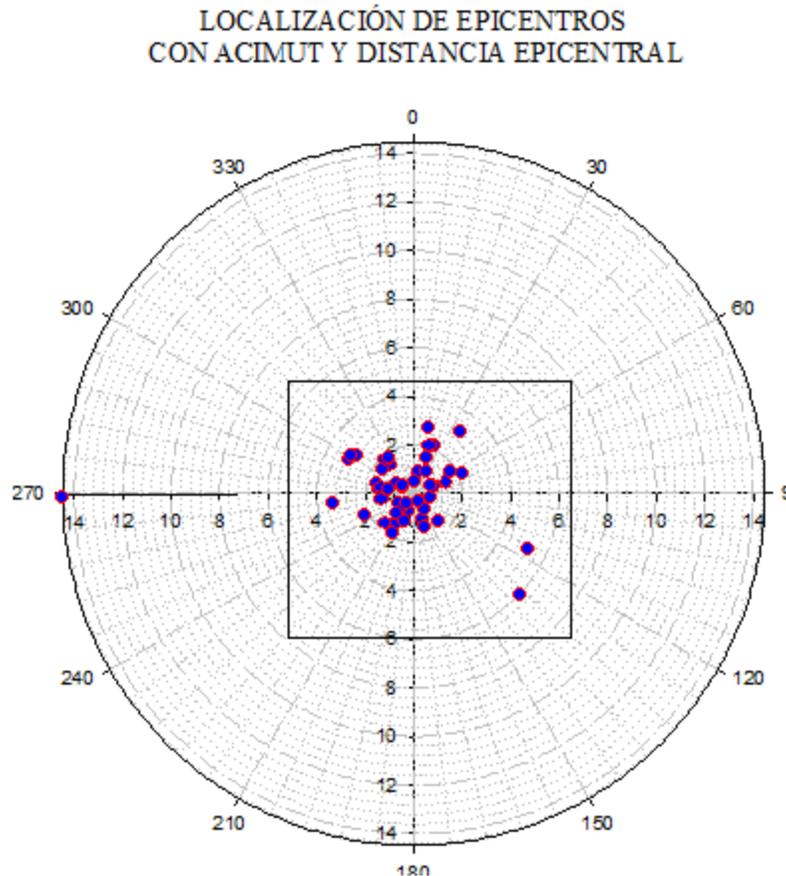


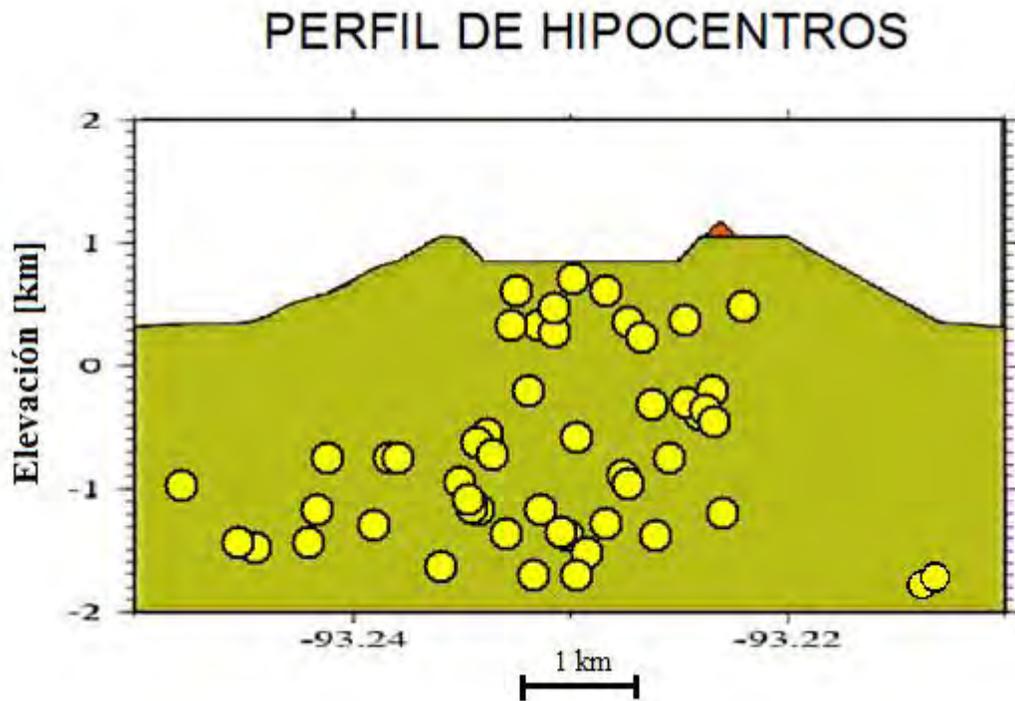
Figura 56. Localización de los 53 sismos registrados por el acelerómetro de 3 componentes. El recuadro indica el área de interés de este estudio (Figura 57). Se puede apreciar que sólo 1 evento se considera tectónico ya que sale de esta área y se le asocia a fallas locales de la región.

En la Figura 57a, se observa que los eventos más someros ocurren en el edificio volcánico, exactamente bajo el lago del cráter con profundidades menores a un kilómetro, mientras que los eventos más profundos alcanzan una profundidad máxima de 1.9 km. Éstos tienen una distribución más amplia que los sismos someros ya que se localizan en toda el área del volcán. La distribución temporal de las profundidades de los eventos VT no tiene una tendencia bien definida. Durante los 11 meses de monitoreo la ocurrencia de sismos a profundidades de 1 y 2 km fueron los que tuvieron más regularidad, mientras que los

pág. 84

sismos más superficiales de 0.2 a 0.1 km fueron más esporádicos como lo demuestra la Figura 57b

a)



b)

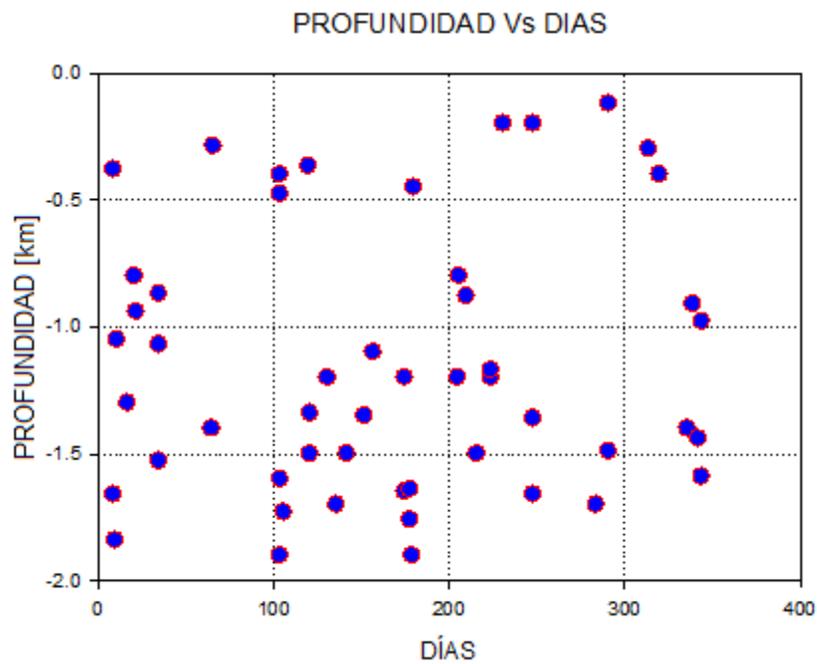
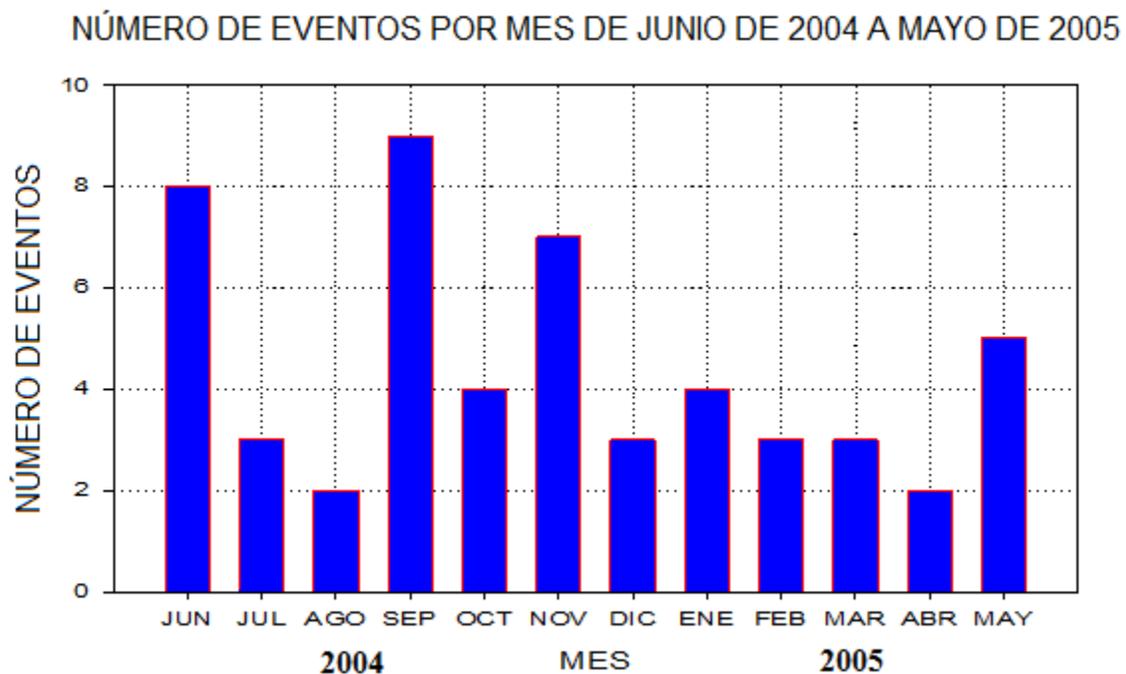


Figura 57. a) Localización de 53 hipocentros en 400 días de monitoreo. En promedio ocurría un evento cada 8 días. b) Distribución temporal de las profundidades de los sismos VT en el periodo de junio de 2004 a febrero de 2005.

En el periodo de junio de 2004 a mayo de 2005, la cantidad de sismos fue muy variable, pero a la mitad de este periodo se habían registrado 32 eventos VT, es decir, más de la mitad. En la Figura 58a se aprecia que septiembre fue el mes donde se registraron más eventos: 9 en total.

En la Figura 58b se puede corroborar que entre los días 103 y 104 hay un incremento en la actividad sísmica, la línea de tendencia se torna completamente vertical sugiriendo la presencia de enjambres sísmicos. Los meses de menor actividad sísmica fueron agosto y abril con dos sismos respectivamente.

a)



b)

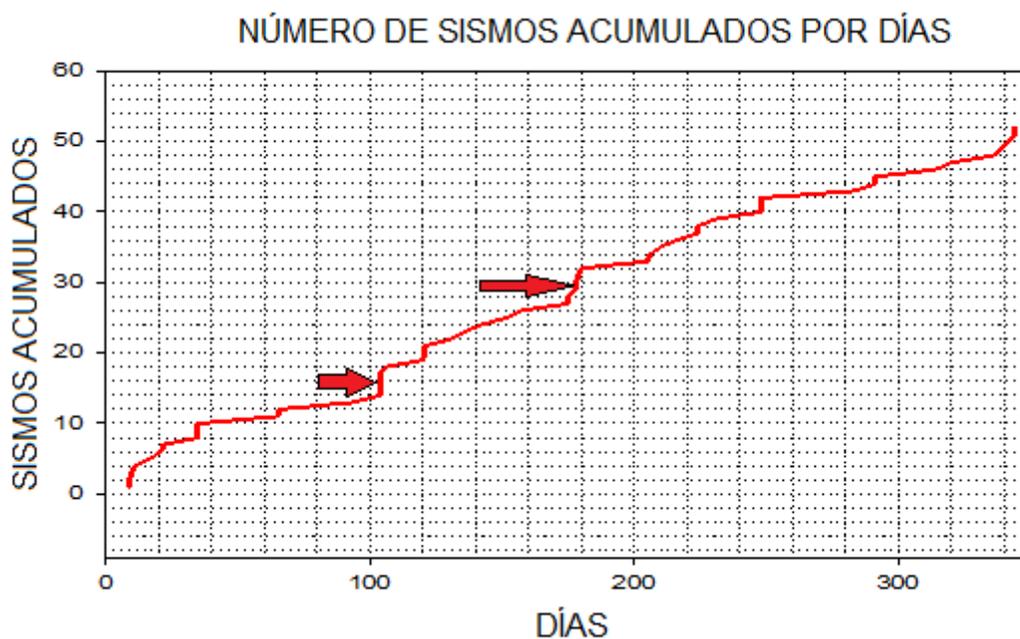


Figura 58. a) Se aprecia que septiembre del 2004 fue el mes con mayor sismicidad, así como agosto de 2004 y abril de 2005 los meses con menor número de eventos VT. b) La tendencia vertical de la línea (Flechas rojas) indica un aumento considerable en la sismicidad en cortos periodos de tiempo, sugiriendo la presencia de enjambres sísmicos.

La magnitud máxima de los eventos VT fue de $M_c = 1.78$, y la menor de $M_c = 0.48$. En este sentido no hay un patrón constante que nos permita evaluar la variación de la magnitud en función del tiempo para este periodo (Figura 59). Se puede observar que las magnitudes con mayor regularidad están en el rango de $M_c = 1.2$ y 1.6 .

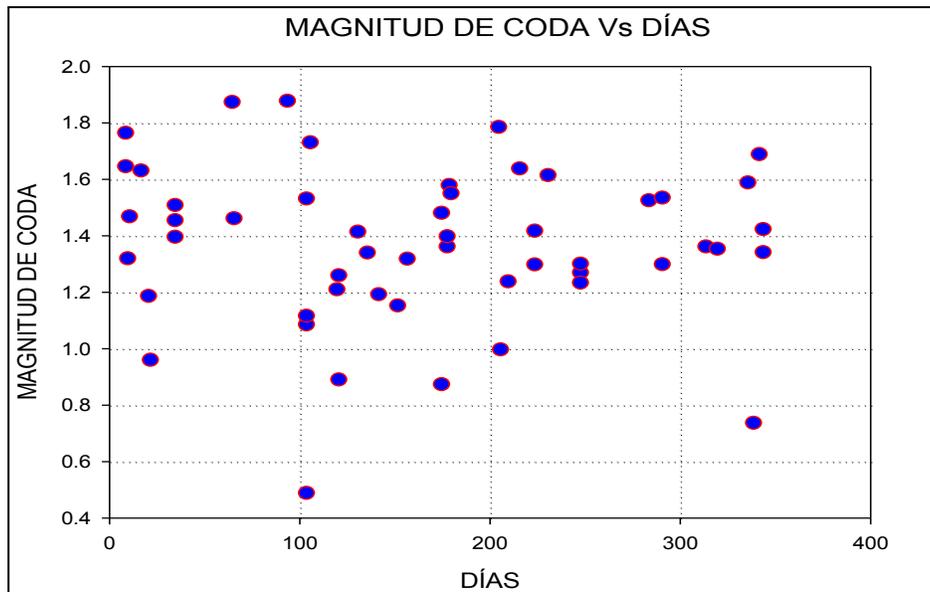


Figura 59. Variación de la magnitud de los eventos VT en función del tiempo. Se puede observar que no hay una tendencia definida en el valor de las magnitudes.

Para el cálculo de la energía liberada durante todo el periodo de junio de 2004 a febrero de 2005, se utilizó la fórmula: $\log E_s = 11.4 + (1.5 \cdot M_c) - 7$, modificada de Gutenberg-Richter (1956). La unidad de energía para esta fórmula está expresada en ergs.

De nuevo se aprecia que en los días 33 y 34, así como los días 103 y 104 se libera una mayor cantidad de energía, que corresponden a los meses de junio y septiembre de 2004 (Figura 60). El promedio de energía liberada fue de 5.3×10^6 ergs por evento. El total de energía liberada en este periodo fue de 2.78×10^8 ergs, 43.6% más que la energía liberada en el periodo de junio del 2003 a mayo del 2004, la cual fue de 1.56×10^8 ergs con un total de 75 eventos VT (Valdés et al., 2006).

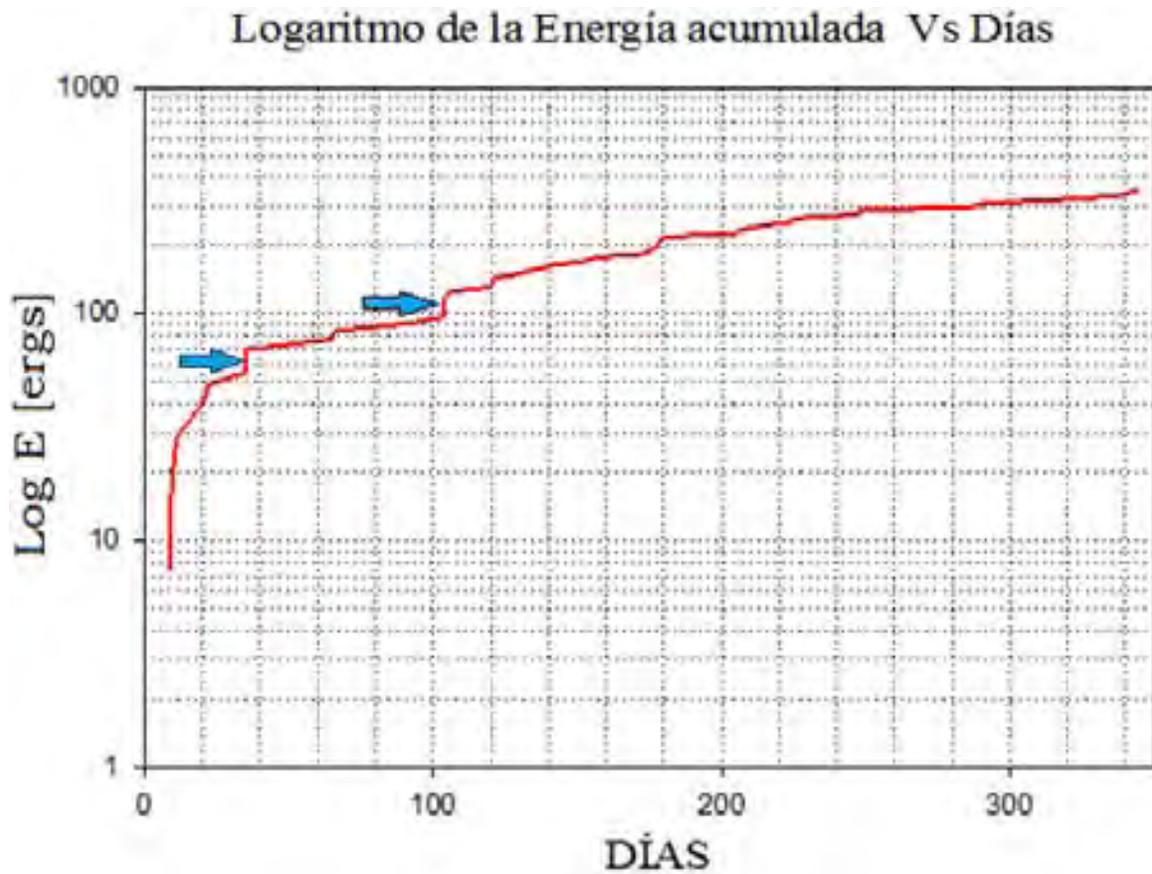
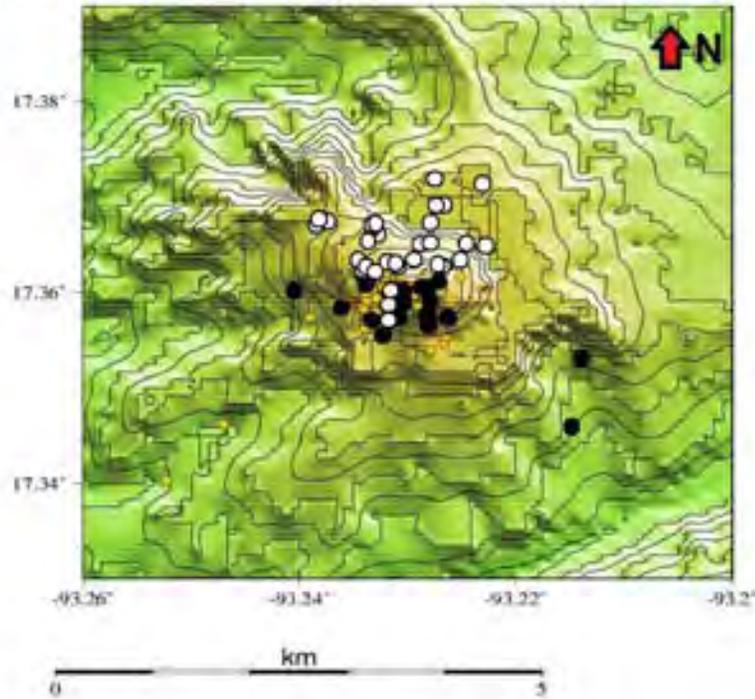


Figura 60. Energía acumulada en escala logarítmica durante el periodo junio de 2004 a mayo de 2005, se observa de nuevo una acumulación importante de energía entre los días 33 y 34 así como en los días 103 y 104 (Flechas azules).

De los 53 eventos, 21 tuvieron arribos de onda P compresionales y 32 dilatacionales (Figura 61a). La distribución de los eventos dilatacionales en su mayoría tienen origen entre los 0 y los 2 kilómetros, pero también el sismo más somero es dilatacional (Figura 61b).

a)

LOCALIZACIÓN DE EVENTOS COMPRESIONALES Y DILITACIONALES



b)

HIPOCENTROS DE EVENTOS COMPRESIONALES Y DILATACIONALES

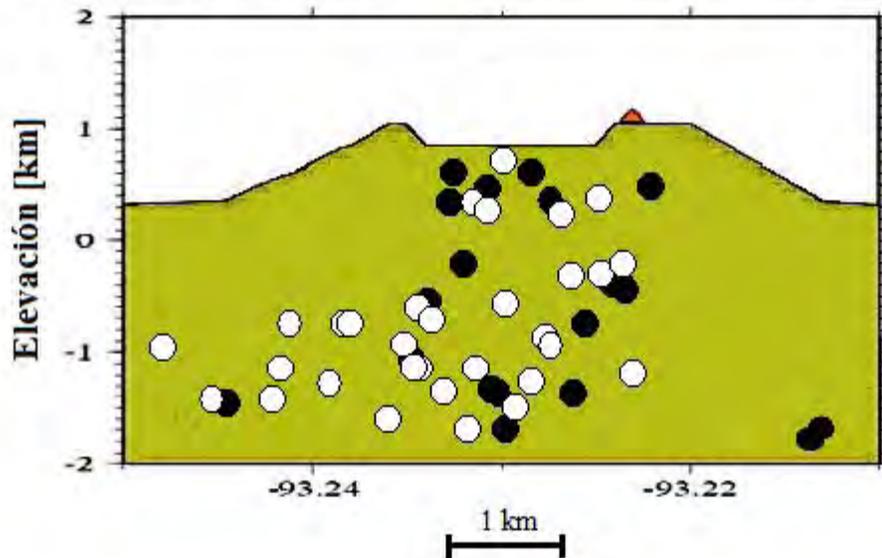


Figura 61. a) Localización de eventos compresionales en círculos de color negro, y dilatacionales en color blanco. b) Perfil de profundidad de eventos compresionales y dilatacionales.

La aceleración máxima registrada en el periodo de junio de 2004 a mayo de 2005, fue el 21 de octubre de 2004 con valor de 27.27 gals en la componente N-S. Cabe destacar que las máximas aceleraciones en este periodo se registraron en la componente N-S (Figura 62).

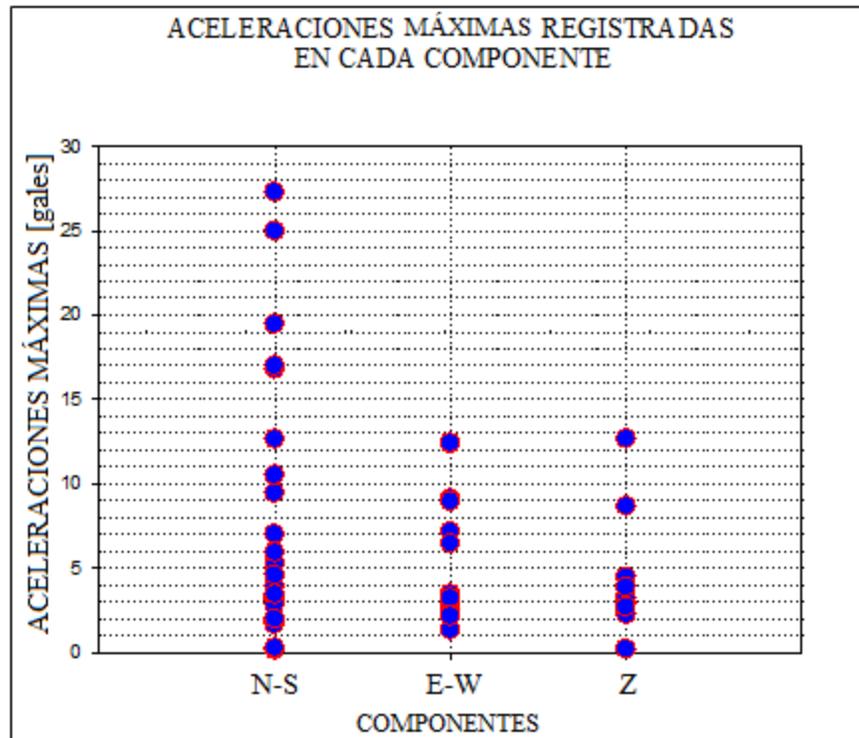
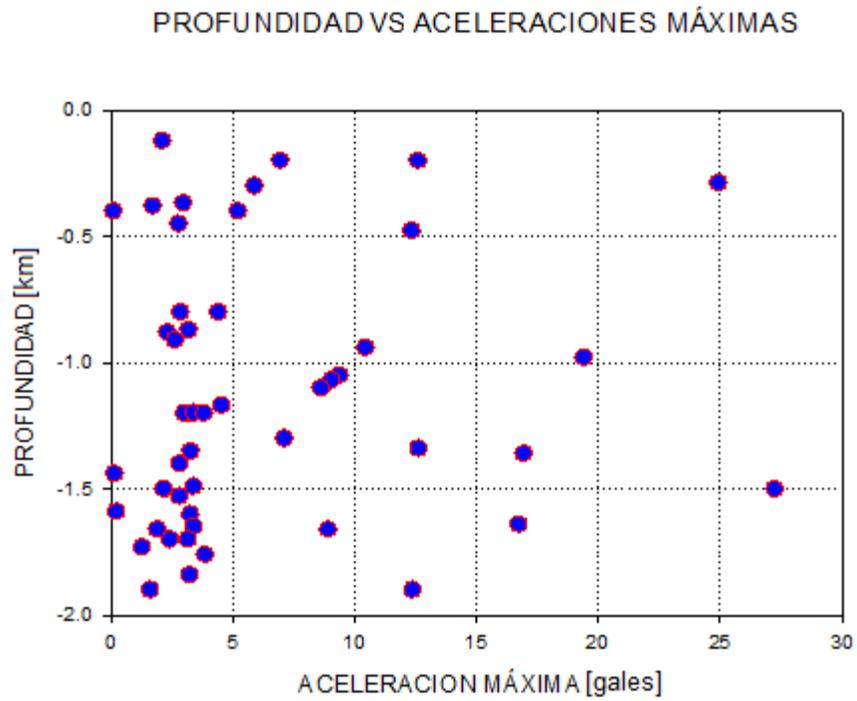


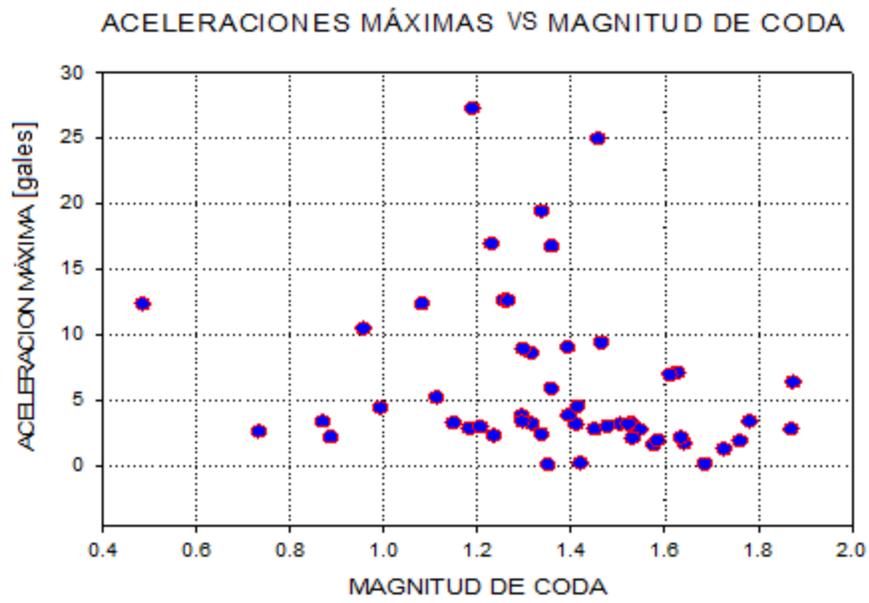
Figura 62. Las máximas aceleraciones se registraron en la componente N-S, con un máximo de 27.27 gales.

También se observó que los mayores valores de aceleración se relacionaban con eventos VT que en su mayoría no superaban 1.5 kilómetros de profundidad. La mayoría de los eventos presentaban valores de aceleraciones máximas entre 0.1 y 5 gales (Figura 63a). La magnitud del evento que registró la máxima aceleración (27.27 gales) fue de $M_c=1.19$, a una profundidad de 1.5 kilómetros. El evento VT con mayor magnitud ($M_c=1.89$) se localizó a 1.2 kilómetros de profundidad y tuvo una aceleración de 3.43 gales. El evento más somero tuvo una magnitud de $M_c=1.2$ y una profundidad de 0.2 Kilómetros con un valor de aceleración de 12.63 gales. En la Figura 63b se puede observar que entre las magnitudes $M_c=1.1$ y 1.5 ocurren los mayores valores de aceleración. La Figura 63c hace referencia a la profundidad en función de la magnitud de coda. En esta Figura se observa que los mayores valores de magnitud tienen una tendencia a ocurrir entre 1.2 y 2 km de profundidad, aunque hay cuatro eventos entre 0.2 y 0.5 km de profundidad que tienen magnitud de coda entre 1.4 y 1.7.

a)



b)



c)

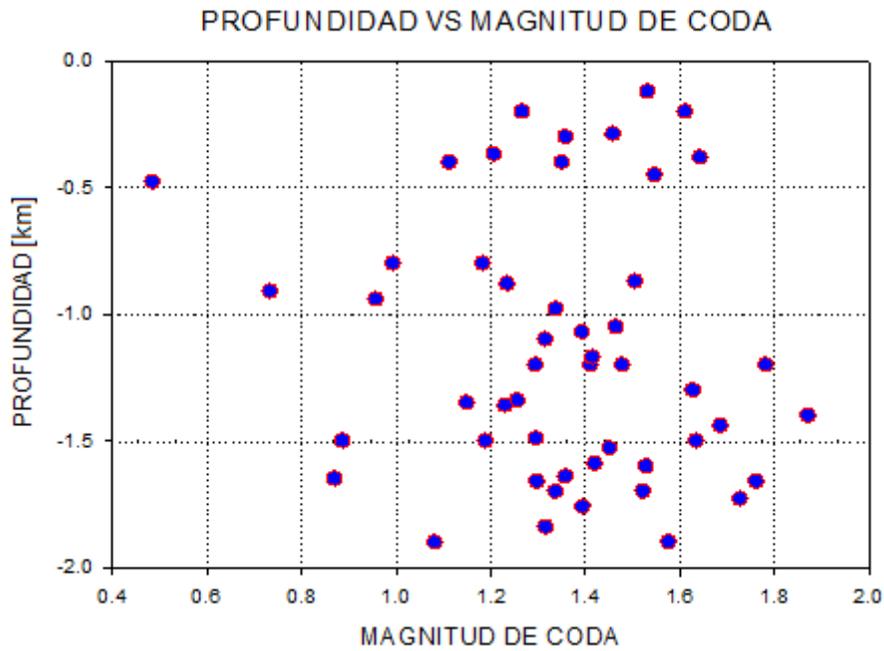


Figura 63. a) Los eventos VT con mayores valores de aceleración se originan a profundidades someras. b) Los máximos valores de aceleración no presentan relación con los mayores valores de magnitud. c) La mayoría de los sismos VT tuvieron magnitudes entre 1.2 y 1.6, y la mayoría de sus hipocentros se localizaron a profundidades de 1 a 2 kilómetros.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y RECOMENDACIONES

En este estudio es claro que la actividad sísmica del volcán Chichonal después de la etapa eruptiva de 1982 sigue siendo un factor fundamental para conocer el comportamiento actual del volcán y por ende, a futuro. Desgraciadamente no se tiene la continuidad de monitoreo sísmico, para poder a conocer la evolución temporal y espacial de la sismicidad. También nos permite determinar si la actividad sísmica ha aumentado, disminuido o se ha mantenido constante después de la etapa eruptiva. Para ejemplificar esto, es importante mencionar que posterior al estudio de la sismicidad en la crisis eruptiva del volcán Chichón que realizó Haskov en 1983, hasta Medina et al., (1990) y Yokojama et al., (1992) realizaron la localización de eventos en los meses de marzo y abril de 1982. En 1999 Zenón Jiménez vuelve a hacer una localización de eventos pre y post-erupción que comprende el periodo de enero de 1980 a abril de 1982. Fue hasta el 2003 cuando el CENAPRED, en conjunto con la UNICACH construyeron la primera estación sismológica en el volcán Chichonal. Instalados todos los instrumentos, se empezaron a obtener datos sobre la actividad sísmica y los cambios químicos de elementos tanto en la laguna localizada en el interior del cráter como de los manantiales alrededor del Chichón. Se desconoce el comportamiento y la evolución de la sismicidad del volcán en un lapso de 20 años (1983-2003), lo cual pudo ser muy riesgoso, ya que en ese lapso de tiempo pudo haber una nueva reactivación del volcán y sorprender de nueva cuenta a las poblaciones aledañas. Es muy aventurado descartar una posible reactivación a corto plazo después de una etapa eruptiva intensa sin un debido monitoreo. Con respecto a la instrumentación para el monitoreo de actividad volcánica, los sismómetros de periodo corto no son los indicados, ya que su ancho de banda es muy estrecho y se saturan con sismos regionales con magnitudes iguales o mayores a 4.4. Las señales volcánicas que involucran desplazamiento de fluidos se caracterizan por tener bajas frecuencias como los eventos LP y el tremor volcánico, así como los eventos híbridos. Por lo tanto es necesario instalar lo antes posible al menos cuatro sismómetros de banda ancha cerca de los domos Suroeste y Noroeste, así como en el flanco Oeste y Sureste del cono volcánico, esto con la finalidad de tener una buena cobertura acimutal (Figura 64).

Las redes sísmicas que se encuentran monitoreando a un volcán se localizan en los flancos de éste a distancias de 1 a 15 Km. La cercanía entre estaciones con pocos kilómetros de

distancia permite localizar sismos de pequeña magnitud y con un margen de error menor a 0.5 kilómetros (McNutt, 1996). Este arreglo permitirá determinar con precisión eventos sísmicos que ocurran de la cima a aproximadamente ocho kilómetros de profundidad de la cúspide del volcán (Dr. Carlos Valdés González, comunicación personal). Como se mencionó en el capítulo dos, éste es el rango más común de profundidad a la que se presentan sismos de tipo volcano-tectónico (VT) en volcanes activos. La cobertura acimutal tiene por objeto facilitar la determinación de mecanismos focales para los eventos tipo VT, así como para poder determinar con mayor precisión la localización de sismos que se encuentren fuera de la región del volcán.

De esta forma la red tendrá el doble propósito: monitorear el volcán Chichonal y monitorear la actividad de fallas que existen en la zona Chiapas. Una red instalada muy cerca del cráter permitirá también detectar pequeños eventos de tipo período largo o de tremor que son precursores de corto plazo de erupciones (Tilling R.I. et al., 1989)

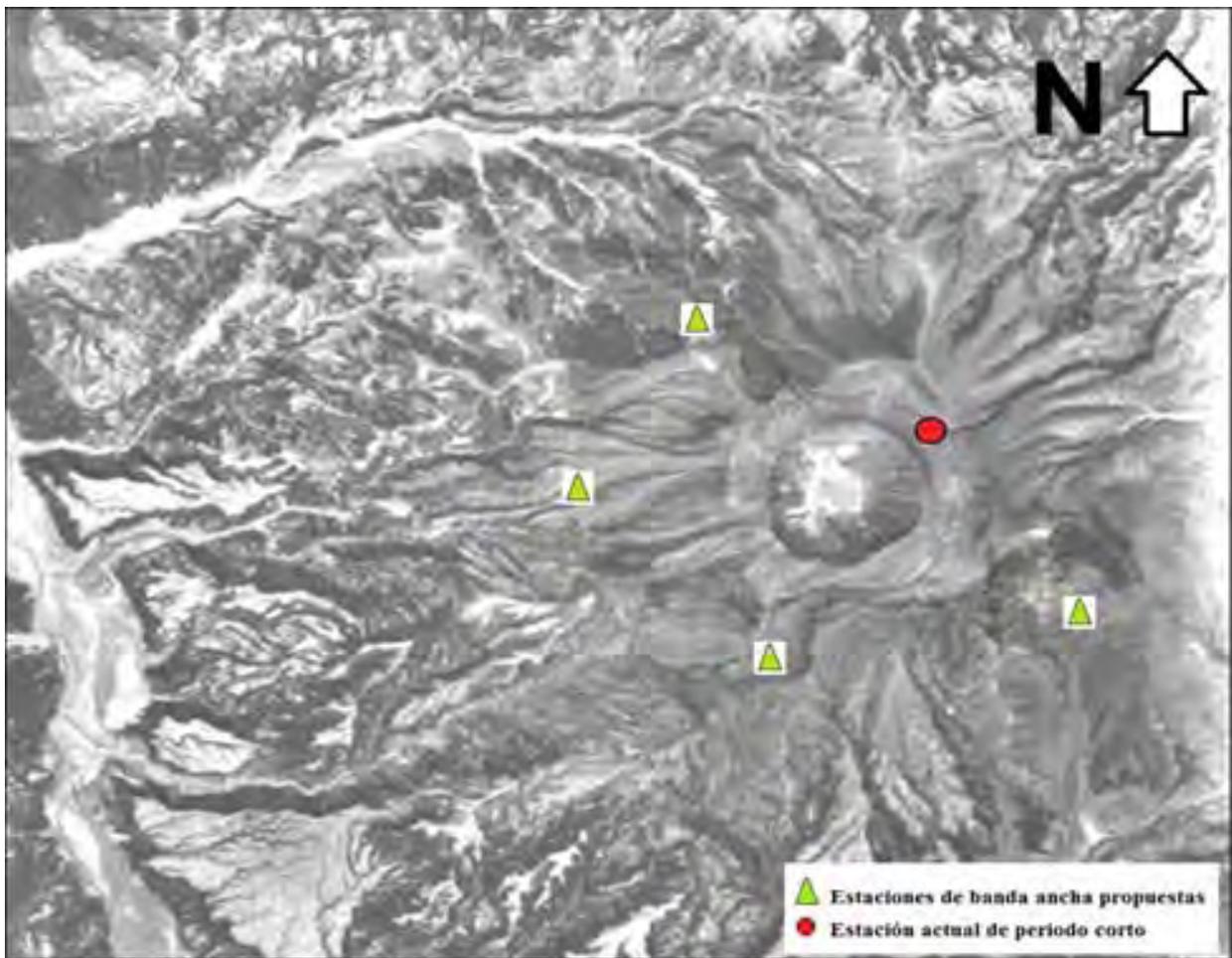


Figura 64. Configuración de la red de banda ancha propuesta para el volcán Chichón.

Lo ideal para complementar esta red propuesta, sería incluir una estación de banda ancha, en la estación sísmica actual, es decir, lo más cercana posible al cráter. Otro objetivo de esta red propuesta es determinar un modelo de velocidades adecuado para el volcán Chichonal, así como elaborar un análisis sobre cómo afectan los efectos de sitio a los registros sísmicos de cada una de las estaciones. Para ejemplificar la importancia de este último punto, en la Figura 65 se observa como el efecto de sitio afecta la calidad de las señales sísmicas obtenidas en el volcán Mammoth (California) (McNutt, 2005), lo que da lugar a malas interpretaciones y por ende a una mala clasificación.

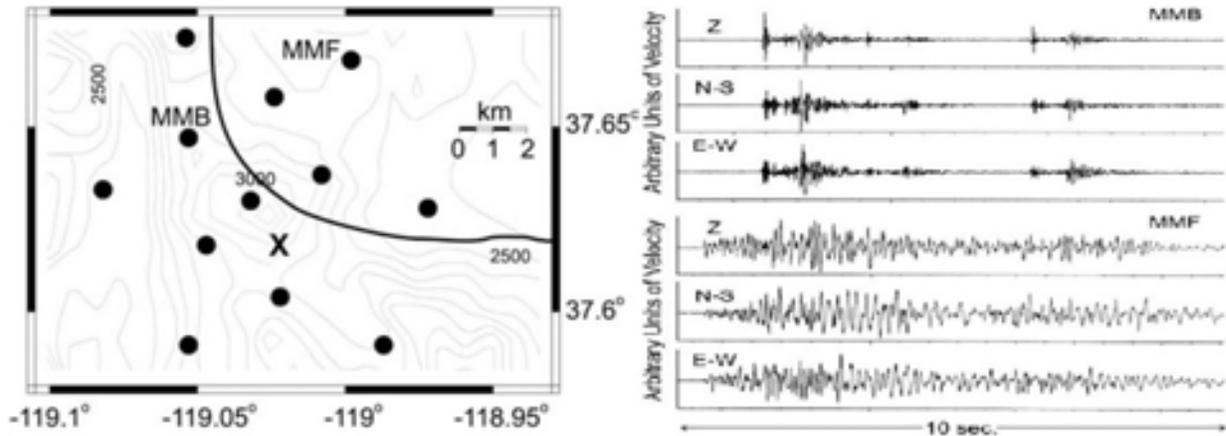


Figura 65. Ejemplo de efectos de sitio en el volcán Mammoth (California), tres eventos VT en la estación MMB, se observan cómo dos eventos LP en la estación MMF. La distancia entre las estaciones es de aproximadamente 6 kilómetros. Con una cruz se ilustra el epicentro (Tomado de McNutt, 2005).

La presencia de eventos LP, HB, un enjambre con una duración de 5 horas y la posibilidad de tremor volcánico, como ya se mencionó en el capítulo 4, nos sugiere la existencia y desplazamiento de fluidos en los conductos del sistema volcánico, los cuales pueden estar relacionados con el aporte de fluidos del acuífero somero al géyser (SP) o “Soap-pool”, así como a los manantiales Agua caliente (AC), Aguatibia (AT) y Agua Salada (AS) (Taran et al., 2008; 2009). Cabe destacar que este tipo de sismicidad no se había registrado ni

reportado desde la erupción de 1982, por lo que se ignora si en periodo de 1983 a 2003 eventos de esta clase volvieron a aparecer y en qué cantidad.

La aparición de eventos VT someros a lo largo de todo el cráter también puede asociarse a fracturamiento debido a un incremento de presión en el acuífero somero. En la Figura 66 se pueden observar en círculos amarillos los manantiales localizados alrededor del volcán y en color azul los epicentros de los eventos VT localizados en este estudio. Se observa que persiste la actividad sísmica en la parte superior del antiguo domo localizado al NW con respecto a la localización que se hizo en el periodo de junio de 2003 a mayo de 2004; Sin embargo, se registran nuevos eventos en el domo ubicado al SW del volcán. La aparición de nuevos eventos en el cráter coincide con un incremento de CI proveniente del acuífero somero al géyser denominado “Soap-pool” y por ende, a la laguna. De hecho, en mayo y junio de 2004, Rouwet et al., (2009) reportan los mayores valores del volumen del lago cratérico (Figura 67).



Figura 66. Mapa del volcán donde se observa la aparición de nuevos eventos en el flanco SW del volcán así como en el cráter (modificado de Taran et al., 2008).

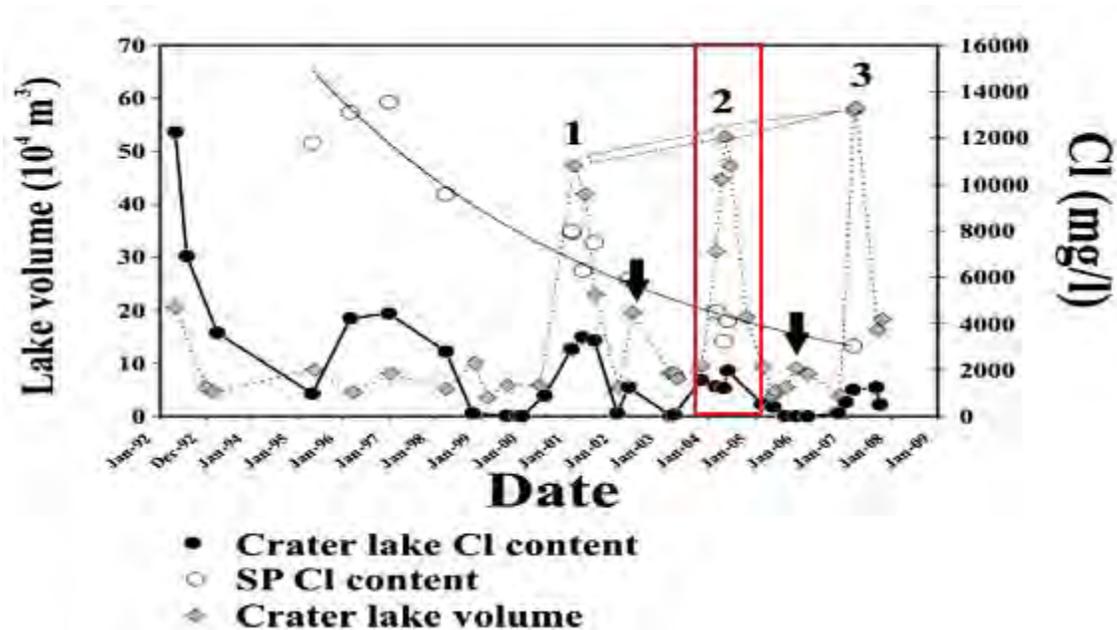
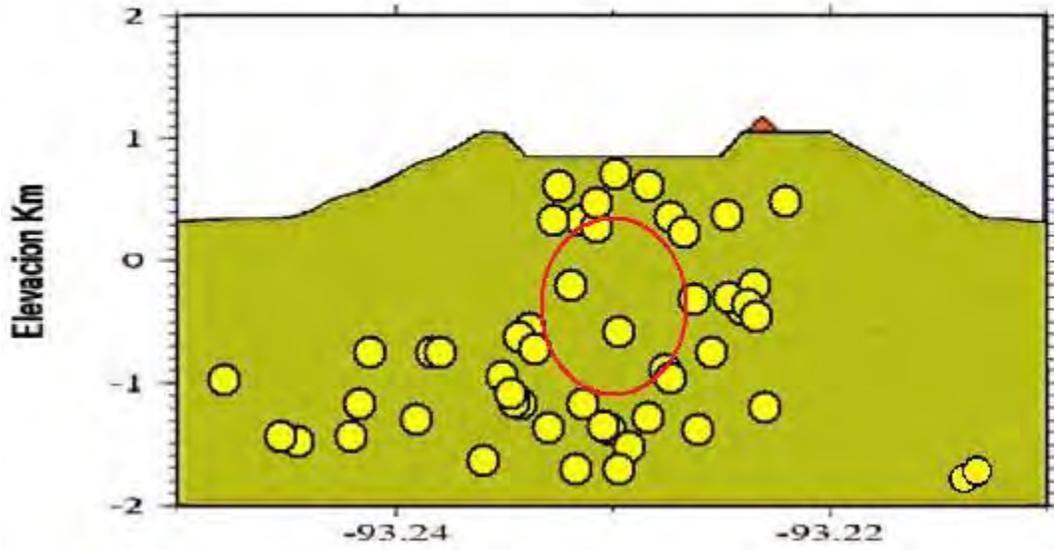


Figura 67. Para que los niveles de Cl se incrementen en la laguna del cráter, ésta tiene que aumentar su volumen. De esta manera el géyser denominado “Soap-pool” por Taran et al. (1998), aportaría este elemento proveniente del acuífero somero (Rouwet et al., 2009), como se observa en el recuadro rojo (modificado de Taran et al. 2009).

En el perfil de profundidades se observa una zona donde hay ausencia de sismicidad (Fig. 68a), la cual puede estar asociada con la dinámica del sistema que relaciona al acuífero somero (Rouwet et al., 2009), al géyser llamado “Soap pool” y la laguna (Taran et al., 2009), es decir, al incrementarse de volumen de la laguna, la cual alimenta al acuífero somero, este podría alcanzar su máxima capacidad aunado a una fuente de calor (Rouwet et al., 2009), provocando esfuerzos y fallamientos alrededor del acuífero debido al aumento de presión y por ende su expansión (Figura 68c). La identificación de primeros arribos dilatacionales a profundidad, apoya la propuesta de un acuífero somero, limitado por fallas normales (Fig. 68b).

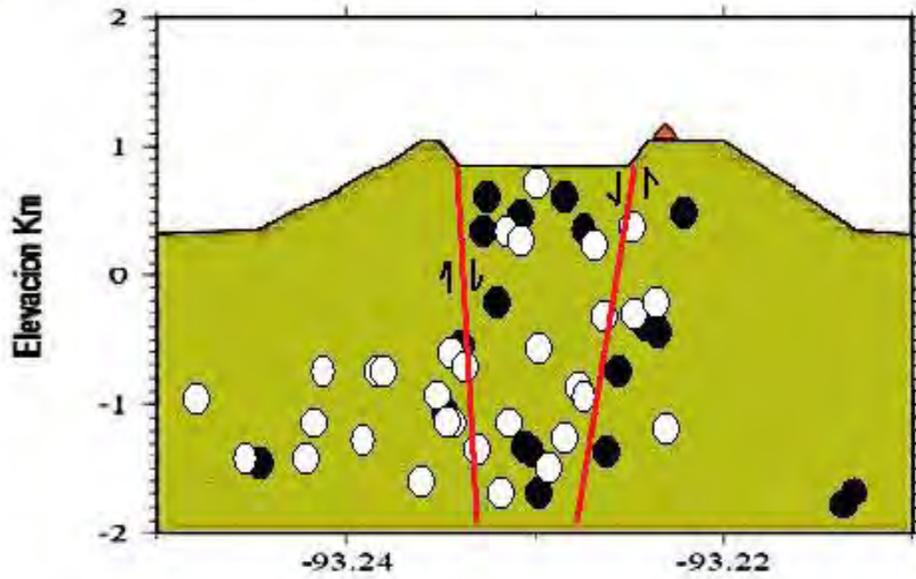
a)

PERFIL DE HIPOCENTROS



b)

HIPOCENTROS DE EVENTOS COMPRESIONALES Y DILATACIONALES



c)

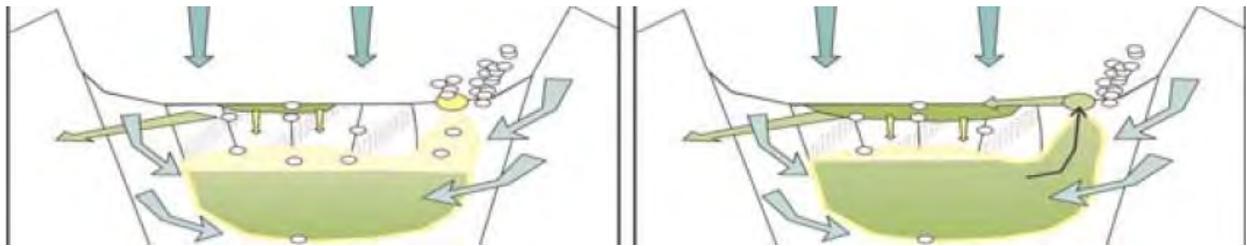


Figura 68. a) Zona de baja sismicidad (Círculo rojo), la cual se puede relacionar con la existencia de un acuífero somero .b) Los arribos profundos dilatacionales pueden asociarse a fallas normales (Líneas rojas) que delimitan el acuífero somero. c) Relación del sistema laguna-acuífero-geyser (SP), (Modificado de Taran, 2008).

Los eventos VT fuera del cráter probablemente son producto del proceso de estabilización del sistema volcánico y sus alrededores debido a la disminución de presión que ejercía la cámara magmática, lo cual aparentemente origina nuevas fallas (Canul et al., 1983; Macías et al., 2005; García Palomo et al., 2004) en la periferia del volcán, por la debilitación de la roca producto de la crisis eruptiva.

La relación entre la actividad sísmica y la química del sistema hidrotermal del volcán Chichonal parece ser estrecha, lo cual hace necesario realizar un muestreo y análisis continuo de los manantiales y la laguna del cráter, elaborando una correlación entre la evolución espacial y temporal de la sismicidad en el lapso comprendido por el muestreo del sistema hidrotermal. Esta relación puede ser de gran utilidad en el futuro en caso de presentarse la intrusión de un nuevo domo (Rouwet et al., 2009). También sería recomendable instalar por lo menos un inclinómetro en la base del cráter con el fin de reconocer alguna posible deformación si en un futuro se originara la intrusión de un nuevo domo.

Toda la información, análisis elaborados, así como los resultados obtenidos se pueden hacer públicos por medio de una página web actualizada mensualmente. En esta página también se pueden incluir imágenes del cráter en tiempo real por medio de una cámara con una orientación Norte-Sur con el fin de tener una buena visión del géyser, de tal manera que se pueda tener una evidencia fotográfica de la evolución de la laguna del cráter y del

comportamiento del géyser (SP). En la Figura 69 se muestra una alternativa de la orientación y posición de la cámara de video.



Figura 69. Visión periférica propuesta para una cámara de video, con una orientación Norte-Sur que podría instalarse para el monitoreo visual en tiempo real del volcán (Tomada de Taran et al. 2009).

Si no se tiene una calidad de datos confiable, es muy aventurado hacer una predicción exitosa ante la posibilidad de una nueva erupción del volcán Chichonal y de cualquier otro volcán activo. Por esta razón es de vital importancia tener la cantidad y tipo de equipo adecuado, así como darle un continuo mantenimiento.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

- El volcán Chichonal presenta una actividad relativamente estable, pero no por eso debemos restarle importancia. Este periodo de actividad se debe de aprovechar para instalar todos los instrumentos de monitoreo sugeridos en el capítulo anterior, ya que en este momento el estar cerca del volcán no representa un riesgo.
- La aparición de eventos LP, HB así como el enjambre no implica una reactivación del volcán pero sugiere un monitoreo continuo y una adecuada instrumentación. Esto es indispensable para entender la evolución temporal y espacial de la sismicidad del volcán y de esta manera poder interpretar los procesos que rigen dentro de la estructura volcánica.
- La fuente que produce los eventos VT se puede asociar al fracturamiento de roca en los conductos que aportan fluidos desde el acuífero somero propuesto por Rouwet et al., (2009) hasta la laguna del cráter. También se pueden asociar al fracturamiento de roca que se produce cuando el acuífero somero se recarga, ocasionando una expansión y por ende, un aumento de volumen de éste.
- La liberación de energía calculada en este estudio fue un 46% más a comparación de la energía liberada en el periodo de diciembre 2003 a junio del 2004, sin que esto represente un riesgo inminente por el momento. Pero es otro factor más que apoya la recomendación de instalar una red sísmica adecuada.
- La variación temporal de la sismicidad no muestra alguna migración de eventos, sin embargo destaca la escasa sismicidad entre 0.5 y 1 km, la cual también es apreciada en el perfil de hipocentros. Esto apoya la propuesta de Rouwet et al., (2009) y de Taran et al. (2008; 2009), de la existencia de un acuífero somero.
- La magnitud de los eventos VT en este estudio tuvo una variación de entre .48 y 1.78, estos valores se han mantenido estables con respecto al periodo de diciembre

2003 a junio del 2004, donde la menor magnitud fue de .9 y la mayor de 2, lo cual indica que la liberación de esfuerzos se ha mantenido estable pero constante.

- La presencia de un mayor número de eventos dilatacionales a profundidad con respecto a los eventos de compresión a lo largo de todo el perfil de profundidad, apoya la propuesta hecha por Rouwet et al. (2009), de la existencia de un acuífero somero que podría estar limitado por fallas normales. En conjunto la presencia de eventos dilatacionales como compresionales, sugieren un proceso de aumento y disminución de presión respectivamente. Esto se puede relacionar con el aumento y pérdida de volumen del acuífero somero durante todo el periodo de estudio, lo cual causo el fracturamiento de la roca adyacente.
- Con respecto a la localización de epicentros realizados por Valdés et al. (2006) en el periodo de diciembre 2003 a junio del 2004, en el periodo comprendido por este estudio persiste la actividad sísmica cerca del domo NW. Pero destaca la distribución de nuevos eventos en la región del domo SW, así como en la porción norte de la estructura volcánica y lo largo de todo el cráter.
- La presencia de nuevos eventos VT en el cráter coincide con un incremento en el nivel de Cl en el lago del cráter, el cual es aportado por el acuífero somero al géyser denominado “Soap-pool” (Taran et al., 2009). De hecho, en mayo y junio de 2004, Rouwet et al., (2009) reportan uno de los mayores valores de volumen y de Cl en el lago cratérico. Debido a que existe una relación entre la sismicidad y el nivel de Cl en el lago, la combinación las técnicas de monitoreo sísmico y químico sería una poderos herramienta para conocer los proceso del volcán Chichonal y posiblemente detectar con anticipación alguna anomalía en el comportamiento del volcán.
- Una vez instalados los equipos de monitoreo sísmico es recomendable hacer estudios de la sismicidad mensualmente para establecer una línea base de sismicidad e identificar las variaciones temporales de la sismicidad.

REFERENCIAS

- Aki, K., 1965, *Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a-bM$ and its confidence limits*, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 43, 237-239
- Almendros J., Ibañez J.M., Alguiacil G., Del Pezzo E., Ortiz R., 1997, *Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica*, Geophys. Res. Lett., 24: 3069-3072.
- Battaglia J, Got J-L, Okubo P. 2003. *Location long-period events below Kilauea Volcano using seismic amplitudes and accurate relative relocation*. J. Geophys. Res. 108.
- Canul, R.F., Razo, A.M., Rocha, V.L., 1983. *Geología e historia vulcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas*. El Volcán Chichonal. Revista del Instituto de Geología, UNAM, Mexico D.F., pp. 3 – 22.
- Corrado G., I. Guerra, A. Lo Bascio, G Luongo, R. Rampoli, 1981, *Inflation and microearthquake activity of Phlegraean Fields*, Italy, Bull. Vulcanol., Vol. 40, pp. 1-20.
- Chouet A. Bernard, 1985, *Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor*, J. Geophys. Res. 90, pp. 81-93.
- Chouet A. Bernard, 1996, *Long-period volcano-seismicity: its source and use in eruption forecasting*, Nature, vol 380, pp. 309-316.
- Damon, P.E., y Montesinos, E., 1978, *Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico*, Arizona Geological Society Digest, Vol. 11, pp. 135-164.
- Dewey James, Byerly Perry, 1969, *The early history of seismometry*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 59, Num. 1, pp. 183-227.

Dirección General de Ríos e Ingeniería de Seguridad Hidráulica, ***Informe general de la erupción del volcán Chichonal***, Abril 1982, Num. I, II, III, IV y V, Chiapas, México.

Espíndola J. M., Macías J. L., Tilling R. I. , Sheridan M. F., 2000, ***Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity***, Research article, Bulletin of volcanology, num. 62 , pp. 90-104.

Espíndola Juan Manuel, Muñoz Edgar Arturo, Medina Francisco, De la Cruz Reyna Servando, 1991, ***Bases Geofísicas y Geoquímicas de la vigilancia de volcanes activos***, Ciencia, Num. 42, pp. 185-205.

García-Palomo A., Macías J.L., Espíndola J.M., 2004, ***Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico***, Journal of Volcanology and Geothermal Research Num. 136, pp. 247– 268.

González L., 1980, ***Estudio de las replicas del sismo de Oaxaca el 29 de Noviembre de 1978, para la calibración de la magnitud de coda***, Instituto de Geofísica, UNAM, pp. 40.

González Reyna, J., Foshag W.F., 1947, ***The birth of Parícutín, in Smithsonian Institution Annual Report for 1946***, Washington D.C., pp. 223-234,

Gutenberg R y Richter C.F., 1956, ***Magnitude And energy of earthquakes***, Ann Geofis, 9, pp. 1-15.

Guzmán Speziale M., Meneses-Rocha J.J., 2000, ***The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic Fault System: A fault jog in Southeastern Mexico. J. South, Am. Earth Sci.*** 13, pp. 459–468.

Haskov J., De la Cruz Servando, Singh S.K., Medina F., Gutiérrez C., 1983, ***Actividad sísmica relacionada con las erupciones del volcán Chichonal en marzo y abril de 1982***, Simposio sobre el volcán Chichonal, Instituto de Geología, UNAM, pp. 36-48.

Instituto de Geofísica y Geología de la UNAM, 1983, *Recopilación de ponencias presentadas en el simposio sobre el volcán Chichonal durante la VI convención geológica nacional de la Sociedad Geológica Mexicana*.

Jiménez Zenon, Espíndola V.H., Espíndola J.M., 1999, *Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico*, Bulletin of volcanology, Num. 61, pp. 411-422.

José Luis Macías, José Luis Arce, Teresa Scolamacchia, Dmitri Rouwet, Armando García, Juan Manuel Espíndola, Yuri Taran, 2007, *25 th anniversary of Chichon volcano; A Commemorative Conference*, Chiapas, México.

Kinoshita W.T., D.B. Swason, 1974, *The measurement of the crustal deformation related to volcanic activity at Kilauea volcano, Hawaii*, Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 87-115.

Kubotera A., K. Yoshikawa, 1963, *Prediction of volcanic eruption at Aso and Sakurazima and some related geophysical problems*, Bull. Volcanol., Vol 26 , pp. 297-317.

Lahr J., Chouet B.A., Stephens C.D., Power J.A., Page R.A., 1994, *Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska*, Journal of Volcanology and Geotherm Research, Num. 62, pp. 137-151.

Lara Lince Manuel, 2001, *Localización de sismos utilizando registros digitales de una estación sísmica de 3 componentes*, Instituto Geofísico del Perú. Vol. 2, pp. 83 – 93.

Latter J.H., 1981, *Volcanic Earthquakes, and their relationship to the eruption at the Ruapehu and Ngauruhoe Volcanoes*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Num. 9, pp. 293-309.

Lay T., 1995, *Modern global seismology*, Edit. Academic Press, San Diego, USA, pp. 217-220, 408, 439-440.

Lee, W. H., R. E. Bennet, and K. L. Meahger, 1972, *A Method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*. Open file report, U.S.G.S., Menlo Park, Cal.

Lee W.H. y Lahr J.C., 1978, *A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*, U.S. Geol. Survey, Rept. 75-311, pp. 114.

López Ramos, Ernesto, 1981, *Geología de México*: México D.F., Tomo 3, pag. 445, segunda edición.

Macías José Luis, 2005, *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, núm. 3, pp. 404-409.

Malone S.D., 1983, *Volcanic Earthquakes: Examples from Mount St. Helens: Observation, theory and interpretation*, LXXXV Course Soc. Italiana di Física, Boloña, Italia, pp. 436-455.

Marple, S. L., 1980, *A new autoregressive spectrum analysis algorithm: IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, : Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, Vol. 28, pp. 441-454.

McNutt R. Stephen, 1996, *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the and case histories, in monitoring and mitigation of volcano hazards*, Scarpa, Tilling editions, Springer-Verlag, pp. 99-146.

McNutt R. y Stephen, 2005, *Volcanic Seismology*, Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alaska, Annu. Re. Earth Planet, Num. 32, pp. 461-486.

Medina, F., T. González-Morán and L. González, 1990. ***Gravity and seismicity analyses of the El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH), 133, p. 149-165.***

Medina F., González-Moran T., González, Aguilera R., Espíndola J.M., 1992, ***Analysis of the seismic activity related to the 1982 eruption of the Chichón Volcano, México***, Volcanic Seismology, Num. 3, pp. 97-108.

Meneses-Rocha, J.J., 1991. ***Tectonic Development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico***. PhD, University of Texas, Austin, 308 pp.

Minakami T., 1960, ***Seismology of volcanoes in Japan***, Bull Earthquake Research Institute, Num. 38, pp. 497-544.

Newhall C.G., 1984, ***Short-term forecasting of volcanic hazards, in proceedings, geologic and hydrologic hazards training programs***, U.S. Geol. Survey pen-file report, pp. 507-592.

Parascandola A., 1947, ***Fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli***, Genovese, Napoli, Italy.

Ramos H. Silvia, 2009, ***Reporte de la actividad sísmica del volcán Chichón, Periodo enero - marzo 2009***, Centro de monitoreo volcanológico sismológico UNICACH.

Rouwet Dmitri, Taran A. Yuri, Varley R. Nicholas, 2004, ***Dynamics and mass balance of El Chichón crater lake, México***, Geofísica Internacional, Vol. 43, Num. 3, pp. 427-434.

Rouwet D., Taran Y., Inguaggiato S., Varley N., Santiago Santiago J.A., 2008, ***Hydrochemical dynamics of the "lake-spring" system in the crater of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico)***, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 4, Num. 64, pp. 1-12.

Rouwet D., Bellomo S., Brusca L., Inguaggiato S., Jutzeler M., Mora R., Mazot A., Bernard R., Cassidy M., Taran Y., 2009, ***Major and trace element geochemistry of El Chichón volcano-hydrothermal system (Chiapas, México) in 2006-2007: implications for future geochemical monitoring***, Geofísica Internacional, Vol.48, Num 1, pp. 55-72.

Sánchez Montes de Oca R., 1979, *Geología petrolera de la Sierra de Chiapas*: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 31, p. 67-97.

Sherburn S., Scott B. J., Nishi Y., Sugihara M., 1998, *Seismicity at White Island volcano, New Zealand: a revised classification and inferences about source mechanism*, Journal of volcanology and geothermal research, Ed. Elsevier, Amsterdam, vol. 83, num.3-4, pp. 287-312.

Taran Y., Fischer T. P., Pokrovsky B., Sano Y., Armienta M. Aurora, Macías J. L., 1998, *Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico*, Bulletin of Volcanology, Num. 59, pp. 436-449.

Taran Yuri, Gavilanes JuanCarlos, Cortés Abel, Armienta María Aurora, 2000, *Chemical precursors of 1998-1999 eruption of Colima volcano, México*, Revista mexicana de ciencias geológicas, Vol. 17, Num. 2, pp. 111-124, UNAM, México Distrito Federal.

Taran Y., Rouwet D., Inguaggiato S., Aiuppa A., 2008, *Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico, Implications for monitoring of the volcanic activity*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 4, Num. 63, pp. 1-13.

Taran Yuri and Rouwet Dimitri, 2009, *Estimating thermal inflow to El Chichón crater lake using the energy-budget, chemical and isotope balance approaches*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, pp. 1-10.

Tilling R.I., 2009, *El Chichón's "surprise" eruption in 1982: Lessons for reducing volcano risk*, Geofísica Internacional, Vol. 48, Num. 1, pp. 3-19.

Tilling R.I., Punongbayan S. R., 1989, *Los Peligros Volcánicos*, Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, pag. 52.

Utsu, T., 1965, *A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude- frequency relation for earthquakes*, Geophys Bull Hokkaido Univ., **13**, 99-103

Valdés González C., Martínez Bringas A., Ramos Hernández S., Morquecho Zamarripa C., 2006 *Seismicity of Chichón volcano, Chiapas, Mexico, from May 2003 to March 2005*, Poster, Congreso de Vulcanología en la ciudad de Quito, Ecuador.

Yokoyama I., De la Cruz Reina Servando, Espíndola J.M., 1992, *Energy partition in the 1982 eruption of the Chichón Volcano*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Num. 51, pp. 1-21.

Yokoyama I., 1981, *A model for the crustal deformation around volcanoes*, Jour. Phys. Earth 19, Num. 3, pp. 199-207.