



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

00363  
1  
2ej

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geofísica

**EVOLUCIÓN DEL PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCÁN  
EL CHICHÓN DE MARZO-ABRIL DE 1982**

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS  
(Geofísica)

PRESENTA:

**ZENÓN JIMÉNEZ JIMÉNEZ**

Ciudad Universitaria

Junio ~~1999~~

1999

272940

TESIS CON  
FOLIO DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

**A MI ESPOSA MARÍA ANTONIETA**

**A MIS HIJOS: D. ATONALTZIN Y O. ACONELTZIN**

## AGRADECIMIENTOS

Mi sincero reconocimiento a los miembros del Jurado de Tesis, Drs. Servando de la Cruz R., Carlos Valdés G., José Luis Macías V., Jaime Yamamoto V., Juan Manuel Espíndola C., Victor Hugo Garduño M. y Luis Quintanar R., por su extensa revisión del manuscrito y sus atinados comentarios.

Mi gratitud también al Dr. Juan Manuel Espíndola por haber dirigido esta tesis, sobre todo por haber mantenido vivo su interés y paciencia, así como por sus valiosas discusiones y sugerencias que me permitieron realizar el presente trabajo. También Agradezco a los Drs. Jaime Yamamoto, Luis Quintanar José Luis Macías, por sus discusiones, comentarios y sugerencias, al M en C Victor Hugo Espíndola, al Ing. Casiano Jiménez y a la Ing. Karina Beltrán quienes siempre me brindaron su apoyo; y en general a todos los amigos que me brindaron su apoyo y estímulo.

Agradezco al Servicio Sismológico Nacional y al Instituto de Ingeniería por haberme facilitado los sismogramas correspondientes al registro de la erupción de El Chichón de 1982 para su análisis. También quiero reconocer y agradecer el esfuerzo que hicieron todos los colegas que voluntariamente cooperaron durante el trabajo de campo que se llevó a cabo en ese tiempo, para registrar la actividad sísmica asociada a la erupción del volcán El Chichón, de 1982.

CONACYT a través del proyecto 3681-PT apoyo parcialmente este trabajo motivo por el que manifiesto mi agradecimiento.

Finalmente, pero con muy especial sentimiento, mi gratitud de siempre a mi esposa María Antonieta, y a mis hijos D. Atonaltzin y O. Aconeltzin, en esta particular ocasión por el apoyo, comprensión y estímulo para terminar este trabajo.

## INDICE

AGRADECIMIENTOS	ii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
I.- INTRODUCCION.	1
II.- MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO DE LA REGION DE EL CHICHON.	3
1.- Rasgos geológicos mayores.	3
2.- El vulcanismo de la región.	4
3.- Sismicidad. Antecedentes sísmicos de la región y su correlación con el vulcanismo.	5
III.- DATOS Y RESULTADOS.	8
1.- OBJETIVOS.	8
2.- DATOS.	9
3.- MÉTODOS DE ANÁLISIS DE LOS DATOS.	13
31.- Tipos de registro y clasificación.	13
32.- Localización de epicentros.	21
33.- Profundidad focal.	24
34.- Magnitud y energía.	26
4.- HISTORIA SÍSMICA PREVIA A LA ERUPCIÓN.	28
41.- Historia sísmica antes de marzo de 1982.	28
42.- Sismicidad de marzo de 1982.	30
5.- ACTIVIDAD SÍSMICA ENTRE ERUPCIONES, MARZO-A BRIL DE 1982.	35
6.- ACTIVIDAD SÍSMICA POS-ERUPTIVA.	49
7.- DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS EPI- CENTROS.	51
8.- MECANISMO FOCAL.	71
IV.- DICUSIÓN.	80
CONCLUSIONES.	92
BIBLIOGRAFÍA.	94

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 El mapa muestra el Cinturón Neovolcánico de México (TMVB), la Cadena de Volcanes Centroamericanos (CAVA), la Trinchera Mesoamericana (MAT) y la ubicación del volcán El Chichón. 4
- Figura 2.2 Temblores de magnitud mayor o igual a 5.0 ocurridos en el sureste de México entre 1960 y 1984. Cuadrados rellenos representan temblores  $0 \leq \text{Prof.} \leq 33$ , rombos  $33 < \text{Prof.} \leq 100$  y triángulos  $100 < \text{Prof.} \leq 250$  7
- Fig. 3.1 Red de estaciones sismológicas que operaron en la región de El Chichón durante la erupción de 1982. a) Red de Chicoasén operada por la Comisión de Electricidad (CFE) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM, ver Tabla I. b) Red de estaciones sismológicas temporales instaladas ex profeso por los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM (ver Tabla II), el cuadro interior de líneas punteadas es la escala del mapa donde se localizaron los epicentros de los eventos pos-eruptivos. 11
- Figura 3.2a Ejemplo del tipo de sismogramas y registro de eventos obtenidos por la red de Chicoasén entre 1979 y 1981. Los dos primeros registros corresponden a las estaciones CSN (45Km) y CR3 (67Km) del temblor tipo A ocurrido en El Chichón, a las 12:421 (TMG) del 26 de noviembre de 1981. El tercer sismograma corresponde al temblor ocurrido a las 10:18 (TMG) del 5 de diciembre de 1981 registrado por la estación CSN. 14
- Figura 3.2b Ejemplo típico de sismogramas obtenidos por las estaciones TPN, CSN y CR3 respectivamente, de uno de los temblores ocurridos antes de la erupción del 29 de marzo (en este caso el temblor de las 23:09 (TMG) del 3 de marzo de 1982). En todos ellos se puede apreciar un contenido de baja frecuencia. Como en este ejemplo los inicios de las ondas P en TPN fueron emergentes y de baja frecuencia 14
- Figura 3.2c Sismogramas del temblor de mayor magnitud (4.0 Mc) registrado durante todo el proceso eruptivo de 1982 de El Chichón, ocurrido a las 13:24 (TMG) del día 6 de marzo de 1982. 15
- Figura 3.2d. Sismogramas en tres estaciones mostrando la secuencia de temblores tipo B (tipo 2 de Havskov et al., 1982) registrada entre las 9:15 y 13:16 horas (TMG) del día 27 de marzo de 1982. Secuencias parecidas fueron registradas entre el 30 de marzo y el 4 de abril (ver figura 3.3). Nótese que la señal de CSN aparece como tremores. 16
- Figura 3.2e Sismogramas de las estaciones TPN, CSN y OZC, de eventos tipo A ocurridos después de la gran erupción del 4 de abril a las 11:10 hrs. 17

Figura 3.2f Sismogramas de las estaciones CR3, de eventos tipo A ocurridos después de la gran erupción del 4 de abril a las 11:10 hrs.	18
Figura 3.3 a) Sismograma del día 4 de abril de 1982 de la estación OXM localizada a 716 Km de distancia de El Chichón, en donde se puede ver el registro del tremor generado durante la erupción de El Chichón de las 11:10 hrs del día 4 de abril de 1982. b) Sismograma del día 4 de abril de 1982 de la estación VHO localizada a 373 Km de distancia del volcán. En el se muestran los primeros arribos de la onda P y S, de uno de los eventos que ocurrieron simultáneamente durante la última erupción.	22
Figura 3.4 Histograma del número de eventos localizados por mes entre enero de 1980 y febrero de 1982.	29
Figura 3.5 Localizaciones de los epicentros de los temblores ocurridos en la región de El Chichón durante 1980, 1981 y enero y febrero de 1982. (b) y (c) es la proyección vertical de los hipocentros: latitud y longitud con la profundidad.	30
Figura 3.6 Histograma de temblores localizados durante marzo y abril de 1982. Se incluye el número de eventos registrados por las estaciones TPN y CSN durante marzo y parte de abril.	31
Figura 3.7 Sección del sismograma de la estación CR3 que se registró entre las 13:31 hrs del día 28 y 13:32 hrs del 29 de marzo. Aquí se muestran 3.5 minutos de registro a cada 15 minutos a partir de las 13:31 del día 28. Se puede ver al inicio del sismograma el registro de pocos eventos tipo B (tipo 3 de Havskov et al., 1983) y además cómo fue aumentando el tremor hasta saturar el sismograma, luego de una pausa de calma ocurrió la primera gran erupción a las 5:30 del día 29 seguida de un abatimiento del tremor. A las 7:46, se aprecia el evento tipo A de magnitud 3.1 $M_c$ .	34
Figura 3.8 a) Epicentros de los temblores pre-eruptivos ocurridos durante el mes de marzo de 1982. b) y c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	35
Figura 3.9 Secuencia de registros de la actividad del volcán El Chichón en la estación CR3 durante el período del 28 de marzo a las 13 hrs al 5 de abril a las 13 hrs. La secuencia se obtuvo tomando secciones de tres minutos a cada 15 minutos. Los eventos más importantes aparecen señalados en el margen derecho.	37-38
Figura 3.10 Histograma de la medida de la amplitud del nivel de ruido, medido a cada hora en OST, IXT, CSN, CR3 entre el 1 y el 4 de abril de 1982.	41
Figura 3.11 a) Epicentros de los eventos ocurridos los días 1, 2, 3 y 4 de abril de 1982. b) y c) Perfiles S-N) y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	42

Figura 3.12 Sección del sismograma de la estación CR3 que se registró entre las 3:59 y 16:05 hrs del día 4 de abril de 1982. Aquí se muestran 2.5 minutos de registro a cada 15 minutos a partir de las 4:05 del día 4. Se puede ver que después de una etapa de quietud, donde se empezaron a registrar eventos tipo B y tipo A, ocurrió la gran erupción de las 11:10 hrs del día 4 de abril de 1982 que fue seguida por un enjambre de eventos tipo A.	46
Figura 3.13 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 5 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	53
Figura 3.14 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 6 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	54
Figura 3.15 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 7 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	55
Figura 3.16 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 8 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	56
Figura 3.17 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 9 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	57
Figura 3.18 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 10 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	58
Figura 3.19 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 11 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	59
Figura 3.20 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 12 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	60
Figura 3.21 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 13 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	61
Figura 3.22 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 14 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	62
Figura 3.23 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 15 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	63
Figura 3.24 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 16 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	64
Figura 3.25 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 17 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	65
Figura 3.26 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 18 de abril de	

1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	66
Figura 3.27 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 19 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	67
Figura 3.28 (a) Epicentros de los eventos ocurridos los días 20, 21, 22 y 23 de abril de 1982 representados por cruces, triángulos, cuadros y círculos respectivamente. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	68
Figura 3.29 (a) Epicentros de los eventos ocurridos los días 24, 25, 26 y 27 de abril de 1982 representados por cruces, triángulos, cuadros y círculos respectivamente. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	69
Figura 3.30 Epicentros de 1512 eventos ocurridos durante el mes de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.	70
Figura 3.31 Soluciones de mecanismo focal compuesto determinado de 215 eventos seleccionados con un mínimo de 8 polaridades. Para cada solución compuesta se muestra el hemisferio inferior en la proyección de igual área. Círculos llenos y cruces representan compresiones, mientras que círculos y signos negativos representan dilataciones. Los ejes de tensión y compresión se representan con las letras T y P, respectivamente. Los números en la parte superior de cada solución indican el número de orden en la tabla IX y el número de eventos que ajustaron en la solución compuesta.	76-79
Figura 4.1 a) Mapa sismo-tectónico del sureste de México. En este mapa se vaciaron los epicentros del catálogo de Jiménez, Z. (1989) y se muestran las soluciones de mecanismo focal que determinó Guzmán (1983), para la región de El Chichón. b) Muestra perfil de los focos sísmicos perpendicular a la trinchera.	82
Figura 4.2 (a) Mapa sumario de la actividad sísmica correspondiente a las etapas del proceso eruptivo del volcán El Chichón, ocurrida entre el 26 de febrero y 27 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E de los hipocentros de esta actividad, a través del cráter del volcán.	84
Figura 4.3 Localización de los epicentros de los eventos que tuvieron mecanismo de falla normal y la proyección de los hipocentros a lo largo de la línea A-B. Las soluciones muestran casos extremos en buzamiento y rumbo.	91
Figura 4.4 Localización de los epicentros de los eventos que tuvieron mecanismo de falla inversa y la proyección de los hipocentros a lo largo de la línea A-B. Las soluciones muestran casos extremos en buzamiento y rumbo.	91

## LISTA TABLAS

Tabla I Red de Chicoasén: Coordenadas de las estaciones que operaron en la región de El Chichón, entre julio de 1979 y abril de 1982, también se incluye tipos de instrumentos y constantes de estación.	11
Tabla II Red temporal: Coordenadas de las estaciones temporales que operaron en la región de El Chichón durante abril de 1982, también se incluye tipos de instrumentos y constantes de estación.	12
Tabla III Modelo de velocidades.	21
Tabla IV Resumen del total de eventos localizados de 1979 a 1982 incluyendo sus errores estándar RMS y los errores horizontales ERH y verticales ERZ máximos obtenidos.	23
Tabla V Estaciones de la Red del SSN que registraron el tremor del volcán El Chichón	47
Tabla VII Características de las tres fases eruptivas.	50
Tabla VIII Resumen de erupciones.	50
Tabla IX Resumen de los parámetros de las soluciones de mecanismos focal compuestos.	73

## RESUMEN

El proceso eruptivo del Volcán El Chichón, localizado en el estado de Chiapas, México, se inició después de varias semanas de actividad sísmica local y de algunas manifestaciones fumarólicas. La primera erupción freatomagmática ocurrió a las 23:15 horas del 28 de marzo y la última y más intensa a las 5:30 (hora local) del 4 de abril de 1982. Le sucedió una intensa actividad sísmica que fue decayendo durante los 23 días siguientes.

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de más de 1700 temblores relacionados con estos eventos. Para este estudio se emplearon los simogramas de la red de Chicoasén registrados desde el 1 de julio de 1979 hasta el 30 de abril de 1982 y los de las redes temporales de los Institutos de Ingeniería y Geofísica instaladas durante la erupción.

La actividad sísmica empezó varios meses antes de la primera erupción del 28 de marzo. Durante este primer período, la sismicidad consistió de temblores tipo A, tipo B y tremores, cuyas formas de onda más probablemente estuvieron relacionados al proceso de fracturamiento y circulación de fluidos debajo del volcán. Los focos de los eventos que ocurrieron antes de la primera erupción circunscriben un lugar de quietud sísmica entre 7 y 13 kilómetros debajo del edificio volcánico.

La sismicidad de la etapa explosiva, entre el 28 de marzo y 4 de abril, se caracterizó por la ocurrencia de eventos tipo B y tremores. Los focos de los temblores se distribuyeron a lo largo de zonas de debilidad al N-NE del volcán.

Después de la última erupción de las 5:30 del 4 de abril, la actividad sísmica consistió de temblores tipo A, tectono-volcánicos, cuya frecuencia pico de ocurrencia alcanzó hasta 180 eventos/hora. Tal actividad ocurrió en un área que incluye la zona previa de quietud sísmica y está aparentemente limitada por las mayores fallas tectónicas en el área.

Las soluciones de mecanismo focal compuesto obtenidas con los eventos de la última fase, revelan el efecto de los esfuerzos locales creados por el abatimiento de presión en el área de la fuente, así como los efectos de los esfuerzos regionales.

## I.- INTRODUCCIÓN.

El Volcán EL CHICHÓN, también conocido como El Chichonal, Volcán de la Unión o Loma Grande, son los nombres que caracterizaron la forma que tenía antes de la erupción de 1982, se encuentra en el sudeste de México, en la región noroeste del Estado de Chiapas, en el municipio de Francisco León (N17° 21' 30", W93° 13' 48").

La altura de El Chichón, antes de la erupción de 1982, era de 1350 m/snm (Mooser, et al. 1958), pero actualmente el pico más grande de la orilla del cráter se eleva 1100 m/snm. Por sus características geológicas está catalogado como un complejo dómico de edad holocénica (Duffield et al. 1984). Este se encuentra aislado y prácticamente en el centro del hueco (gap) volcánico que existe entre el Cinturón Volcánico Mexicano y el Arco Volcánico Centroamericano, ver figura 1.

El volcán El Chichón fue poco conocido hasta que en un reconocimiento geológico, Mullerried (1933) lo exploró y reportó como volcán, advirtiendo la presencia de actividad fumarólica, solfataras y manantiales termales. A partir de este reporte, el volcán fue referido en el "Catalogue of the Active Volcanoes of the World" (Mooser, et al. 1958). El relativo desconocimiento del Chichón se debió a su inaccesibilidad y a la densa cubierta de vegetación tropical y a su aparente quietud reciente. De acuerdo con Canul y Rocha, 1981, la última manifestación eruptiva, antes de 1982, ocurrió en el siglo pasado, hace aproximadamente 130 años. Sin embargo, el evento no ha sido confirmado definitivamente y de haber ocurrido fue probablemente un episodio menor pues no dejó depósitos identificables. Espíndola et al. (1998) reportan al menos 11 erupciones en los últimos 3700 años y ha estado activo, probablemente, desde el Plioceno u Holoceno.

Después de un período de actividad sísmica moderada que se inició a finales de febrero, el 28 de marzo de 1982 a las 23:32 horas (hora local) el volcán El Chichón inició una fase eruptiva muy explosiva que se prolongó hasta al 4 de abril,

y constituye la actividad volcánica más importante de México después de la erupción del Parícutín de 1943. Esta erupción produjo la destrucción del domo (central) y formó en su lugar un nuevo cráter de un kilómetro de diámetro y 130 metros de profundidad. La erupción produjo grandes columnas plinianas con un alto contenido de azufre.

El material arrojado en la primera erupción alcanzó velocidades supersónicas de salida ocasionando una columna eruptiva que alcanzó alturas de 20000 metros. En tanto que las erupciones que ocurrieron a la 1:35 y las 11:10 horas del día 4 de abril, fueron las más violentas, alcanzando 24000 y 22000 metros de altura respectivamente (Yokoyama et al. 1992). Además, Yokoyama et al. (1992) reportaron la ocurrencia de 3 erupciones menores. Durante las erupciones, se formó una nube densa de tefra que viajó al noreste del volcán, debido a los vientos dominantes de la región. En las poblaciones cercanas se reportó fuerte caída de cenizas que fueron depositándose según su tamaño de grano y velocidad del viento. En Villahermosa, a 75 kilómetros, el espesor de cenizas de caída fue de 5 cm.

El proceso eruptivo de El Chichón se caracterizó por la emisión de piroclastos y gases sin haberse observado derrames de lava (SEAN Bulletin No. 7, 1982). Los piroclastos aparecen formando depósitos de derrames de avalancha y aéreos. Se observaron 4 erupciones violentas que produjeron columnas eruptivas, así como el fracturamiento del edificio volcánico, que finalmente originó el cráter previamente descrito.

El impacto social, económico y ecológico fue muy grande. Se estimó que las pérdidas de vidas humanas fueron del orden de 5000 personas, 2000 desaparecidos, además de cerca de 20 000 damnificados y la consecuente desaparición de no menos de 10 poblados. La pérdida de cosechas y ganado descapitalizó a un amplio sector de la población de la región y así mismos fueron grandes los daños a la infraestructura, como puentes, carreteras, red de electrificación, etc. (Espíndola et al. 1998). El daño ecológico fue también de gran magnitud ya que afectó a la fauna y flora de la región, tan grande fue este, que a más de quince años de haber ocurrido la erupción el entorno del volcán aún no recupera su ambiente anterior.

## II MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE LA REGIÓN DE EL CHICHÓN

### II.1 Rasgos geológicos mayores

El Chichón es un volcán andesítico de edad cuaternaria localizado en la Sierra de Chiapas. Se sabe que antes de la erupción de 1982, el cono de éste estaba formado por rocas piroclásticas, incluyendo depósitos de flujos piroclásticos y materiales de caída libre (Duffield et al., 1984). El edificio volcánico está formado por dos cráteres principales uno al sudoeste de 1200 m de diámetro, parcialmente lleno por un domo de lava y otro mayor de 1600 m, también parcialmente lleno por un domo que constituía la cima del volcán. El Chichón estrictamente hablando, es un elemento reciente de un complejo de domos y depósitos de piroclásticos asociados, más que un estrato-volcán (Duffield et al., 1984).

El área de El Chichón ha tenido una extensa historia geológica, en la que han ocurrido procesos de acumulación de sedimentos marinos, plegamientos, fallamientos, emplazamiento de intrusivos e intermitente actividad volcánica. El Chichón está situado sobre una estructura de rocas areniscas y sedimentarias del terciario a las cuales subyacen calizas dolomíticas del Cretáceo y seguidas por secuencias de anhidrita y halita del Jurásico o Cretáceo, a más de 4 Km de profundidad. Las rocas del basamento han sido plegadas en sinclinales y anticlinales que en su conjunto buzcan hacia el noroeste, hacia el Golfo de México, donde están sepultadas por sedimentos post-miocénicos que alcanzan espesores considerables en la planicie costera del Golfo de México (Canul y Rocha 1981). El complejo volcánico El Chichón está situado sobre una pequeña estructura cómica superpuesta sobre un sinclinal. Esta estructura puede reflejar la deformación acumulada relacionada al crecimiento de un reservorio de magma debajo del volcán (Duffield et al., 1984).

## II.2 El vulcanismo de la región

La relación entre el ambiente geotectónico y el origen de El Chichón es aún poco comprendida, pues se localiza en el punto intermedio de un hiato de 650 Km entre volcanes holocénicos, entre los extremos oriental del Cinturon Volcánico Mexicano (CVM) y noroccidental del Arco Volcánico Centroamericano(ver figura 2.1).

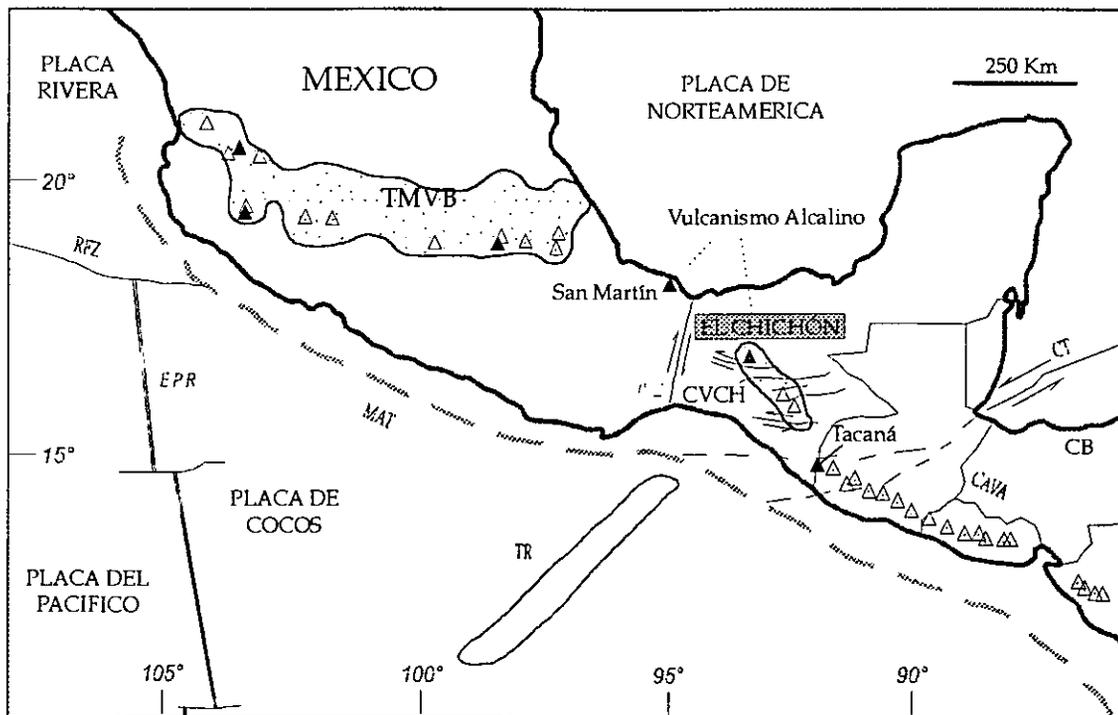


Figura 2.1 El mapa muestra el Cinturón Neovolcánico de México(TMVB), la Cadena de Volcanes Centroamericanos (CAVA), la Trinchera Mesoamericana (MAT) y la ubicación del volcán El Chichón.

El del CVM es sin duda uno de los mayores elementos estructurales, que además constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México. Se ubica en la región media de la República Mexicana con orientación E-W mas o menos a lo largo del paralelo 19°, en un área que se extiende desde el estado de Veracruz al de Nayarit. Su edad se remonta al oligo-mioceno, prolongándose hasta el pliocuaternario (Gum, B.M., Mosser, F., 1970; Negendank, J., 1972). La composición geológica y la evolución petrográfica y química del vulcanismo del

CVM son características de zonas de compresión, por lo cual se ha asociado con la presencia del margen de convergencia que define la zona de subducción de la placa de Cocos sumergiéndose debajo de la placa Norteamericana (Nixon, 1982). A 650 Km hacia el sudeste se localiza la cadena continua y angosta de los volcanes centroamericanos, los cuales pertenecen a una estructura geológica de edad pliocuaternaria y de dirección noroeste a sudeste asociada al proceso de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Caribe, en Centro América.

Puesto que el complejo volcánico del Chichón se encuentra en una región relativamente alejada de la tendencia del Eje Volcánico Mexicano y del Eje Volcánico Centroamericano, existe una controversia sobre su posible origen. La mayor parte de las suposiciones se inclinan por relacionarlo con la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana (Nixon, 1982; Havskov, 1983). La mayor objeción es la lejanía a la trinchera (350 Km). En cambio otros, como Schulbert and Cebull (1984) y Canul y colaboradores (1983), postulan que el volcán no está relacionado al proceso de subducción sino que es una continuación de la falla Polochic-Motagua. Pero pareciera que el estado de esfuerzos regional es todavía más complejo y cabe la posibilidad de que el volcán sea producto de la subducción de la placa de Cocos debajo la placa Norteamericana fracturada por la zona fallas de transcurrencia del Sur de México.

### **II.3 Sismicidad: antecedentes sísmicos de la región y su correlación con el vulcanismo.**

El patrón de sismicidad del sureste de México fue obtenido en el Catálogo de Temblores en la Región Sureste de México de Magnitud Mayor o Igual a 5.0 recopilado por Z. Jiménez (1989). Estudios previos del área fueron publicados por Molnar y Sykes (1969) y Hanus y Vanek (1979). Estos autores han correlacionado la sismicidad con los diferentes procesos tectónicos identificados como las principales fuentes sismogénicas de la región: La zona de subducción, El Sistema de Fallas Polochic-Motagua, El Istmo de Tehuantepec y las Fallas transcurrentes del sur de México, ver figura 2.1. El patrón de sismicidad que se presenta en el sureste de México, está constituida por una intensa actividad de sismos de baja magnitud, acompañada de eventos de magnitud mayor o igual a la intermedia ( $M > 5.0$ ), como se muestra en la figura 2.2, donde se han graficado los epicentros de los temblores

recopilados en el Catálogo de Temblores del Sureste de México entre 1960 y 1984. Los hipocentros de estos eventos se ubican aproximadamente sobre un plano inclinado y paralelo a la Trinchera Mesoamericana desde donde se sumerge debajo de la Placa Norteamericana, a un ángulo entre  $45^\circ$  y  $50^\circ$  en dirección noreste (Ponce et al., 1992). Dicha sismicidad se asocia a la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana (ver figura 2.2). Los sismos someros de mediana a gran magnitud ocurridos en la región Central de Guatemala, tienen una tendencia suroeste-noreste y están asociados al deslizamiento relativo entre los límites de las placas de Norteamérica y Caribe a través del sistema de fallamientos transcurrentes Polochic-Motagua y la fosa Caimán; en esta estructura tectónica tuvo lugar el Terremoto de Guatemala de magnitud 7.5 ocurrido del 4 de febrero de 1976. Los epicentros localizados en la región del Istmo de Tehuantepec, se han asociado a un cambio en el buzamiento de la Placa de Cocos; de una geometría casi subhorizontal al oeste de la longitud  $96^\circ\text{W}$  a un buzamiento de alrededor de  $45^\circ$  a  $50^\circ$  al este de esta longitud (Ponce et al., 1992). Como una consecuencia de esta geometría, las profundidades focales al oeste del Istmo de Tehuantepec, del orden de 80 Km, son consistentemente más superficiales, mientras que al este, ocurren a mayor profundidad, hasta 250 Km. (Ponce et al., 1992, Jiménez, Z. y Ponce, L., 1978, Jiménez, Z. 1989). Ponce y sus colaboradores (1992) correlacionan el cambio de buzamiento de la Placa de Cocos con la zona de Fractura de Tehuantepec que la separa dos provincias oceánicas. La sismicidad de profundidad intermedia relacionada al buzamiento de la placa de Cocos, fue observada por Molnar y Sykes (1969), Hanus y Vanek (1979), Havskov et al. (1982) y Ponce et al. (1992) a distancias de 350 Km de la trinchera y a 250 Km debajo del área donde se localiza el Volcán El Chichón. Mientras que por encima de esta zona y a 30 Km al sur de El Chichón se encuentra la zona de Fallas Transcurrentes del Sur de México, con dirección predominantemente E-W. Asociado a éstas fallas ocurren frecuentemente eventos superficiales de baja magnitud (Rodríguez et al., 1984) y esporádicamente temblores de magnitud intermedia (Guzmán, M., 1985). Además, Havskov et al. (1981) y Rodríguez et al., (1985), analizaron la microsismicidad inducida originada por el llenado de la presa hidroeléctrica de Chicosén (70 Km. al sureste de El Chichón), a la vez que determinaron soluciones de mecanismo focal compuesto de varios eventos. Las soluciones muestran un plano nodal cuyo rumbo coincide con el rumbo del fallamiento regional lateral izquierdo, producidos por esfuerzos de presión con dirección  $N62^\circ\text{E}$  y buzamiento de  $17^\circ$ . Por otra parte Guzmán, M., (1985) al estudiar eventos de magnitud intermedia, ocurridos entre 1967 y 1975

localizados en esta zona de fallas, determinó soluciones de mecanismo de ruptura empleando datos telesísmicos encontrando también soluciones de fallamiento lateral izquierdo.

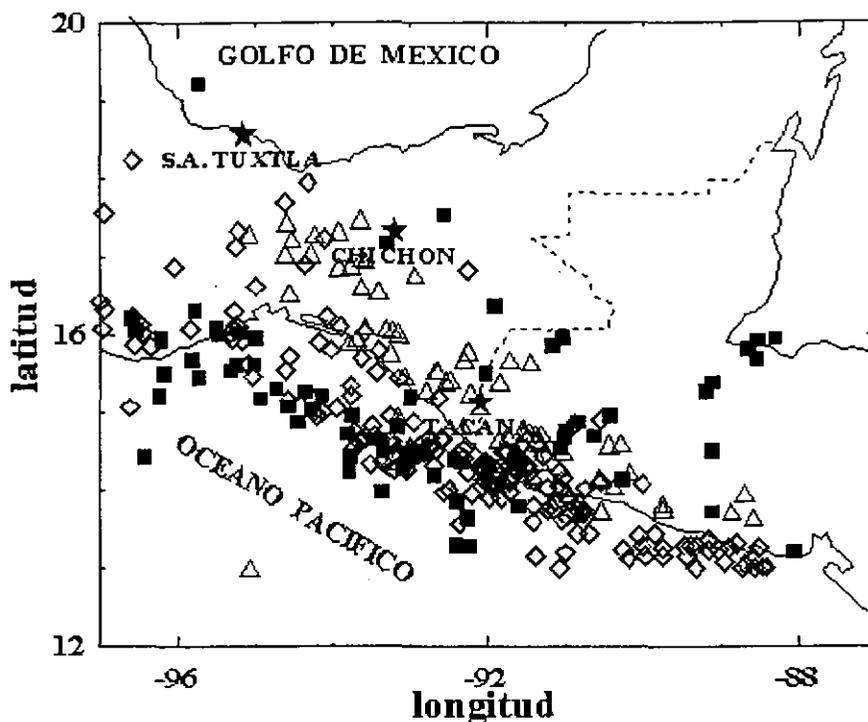


Figura 2.2 Temblores de magnitud mayor o igual a 5.0 ocurridos en el sureste de México entre 1960 y 1984. Cuadrados rellenos representan temblores  $0 \leq \text{Prof.} \leq 33$ , rombos  $33 < \text{Prof.} \leq 100$  y triángulos  $100 < \text{Prof.} \leq 250$

En resumen, los trabajos mencionados sugieren que el área de El Chichón ha estado dominada, por grandes esfuerzos compresionales, dando como resultado los plegamientos y fracturamientos inversos observados (Medina et al., 1990) y a una zona de influencia cortical de esfuerzos 30 Km al sur, aún no evaluada, que consiste en una zona de bloques fallados, que tectónicamente forma la provincia de fallas de transurrencia del sur de México.

### **III.- SISMICIDAD DE EL CHICHÓN**

#### **III.1 OBJETIVOS.**

El desarrollo seguido por el proceso eruptivo de las grandes erupciones de marzo-abril de 1982 de El Chichón, ha sido relativamente poco estudiado. Después de los primeros reportes del SEAN Bulletin de 1982, aparecieron varios trabajos cubriendo diferentes aspectos de fenómenos observados durante la erupción. Sin embargo, son pocos los relacionados con el análisis de los datos generados durante el monitoreo sísmico que se llevó a cabo posteriormente a la 1ra. erupción, del 29 de marzo. El primer trabajo relacionado con la actividad sísmica de las erupciones fue reportado por Havskov et al. (1983). Ellos clasificaron en 4 tipos diferentes los eventos que se registraron entre el 1 de enero y el 16 de abril; presentaron un histograma del 1 de enero al 4 de abril, localizaron 8 eventos tipo 1 ocurridos entre el 1 de enero y el 29 de marzo y 15 eventos tipo 4 ocurridos entre el 4 y el 16 de abril, además determinaron el mecanismo focal de los 15 eventos tipo 4. Por otra parte, Medina et al. (1990), hicieron un análisis de la sismicidad seleccionando 340 eventos con faces P y S bien definidas, ocurridos durante abril y mayo. Además correlacionaron la actividad sísmica con resultados de levantamiento gravimétrico y propusieron algunos modelos de corteza en el área del volcán. Yokoyama et al. (1992) determinaron 6 grandes explosiones aisladas, empleando sismogramas de baja amplificación y estimaron la energía sísmica acumulativa liberada por temblores y tremores volcánicos y así como la partición de la energía total.

Si bien estos trabajos reportaron en su momento algunos parámetros básicos de la sismicidad que acompañó al proceso eruptivo, han quedado varias interrogantes sobre aspectos de este fenómeno que no han sido evaluados, como: la historia sísmica previa a la erupción, análisis de la sismicidad de marzo y su relación con el emplazamiento de magma, detalles del decaimiento de la sismicidad y el cambio del

estado de esfuerzos local o regional etc.

La manifestación volcánica que acompañó al proceso eruptivo del volcán El Chichón de marzo-abril de 1982, ha sido de gran importancia por sus efectos geofísicos, geológicos, ecológicos y además por el enorme impacto social y económico. Tomando en cuenta la relevancia de este fenómeno y considerando que existe un acervo de sismogramas que registraron no sólo la crisis eruptiva, sino también la sismicidad precedente, se emprendió la tarea de recopilar estos sismogramas y hacer un inventario de ellos, particularmente para el mes de abril, tiempo en que operó la red de estaciones temporales (ver Tabla I), con el cual pudimos determinar la continuidad de registros y verificar la cantidad y calidad de ellos. Con esto nos aseguramos de disponer de la mayor cantidad de información posible para determinar los parámetros básicos de los eventos sísmicos: coordenadas geográficas, profundidad, magnitud y mecanismo focal de los epicentros, con los siguientes objetivos:

- a) Analizar la actividad sísmica pre-eruptiva (entre 1979 y febrero de 1982) y establecer un posible patrón de comportamiento previo a las erupciones.
- b) Analizar la actividad sísmica precedente (marzo de 1982) y su relación con el emplazamiento de magma.
- c) Analizar detalladamente los registros desde la 1ra. erupción del 28 de marzo a las 23:32 (hora local), hasta la última del día 4 de abril, con el fin de determinar, si lo hubo, un patrón relacionado con los diferentes escenarios de la erupción.
- d) Analizar la sismicidad posterior al día 4 de abril para determinar el decaimiento del proceso eruptivo y su relación con el cambio de régimen de esfuerzos local.

### **III.2 DATOS.**

Los datos que se emplearon en este estudio fueron los sismogramas generados por la red permanente de Chicoasén (descrita abajo) y por la red temporal instalada entre el 30 de marzo y el 2 de abril, para registrar la actividad sísmica asociada proceso eruptivo del volcán El Chichón, que se venía presentando desde finales de febrero de 1982.

Con el fin de determinar las características de la actividad sísmica de la región de El Chichón, por lo menos de dos años anteriores a la erupción del 28 de marzo de 1982, se utilizaron los sismogramas generados por la red permanente de Chicoasén que estaba operando desde mediados de 1979. Dicha red estaba constituida por seis estaciones telemétricas (CR1, CR2, CR3, CR4, CR5 Y CR6) y tres autónomas (CSN, CZC y OZC), todas equipadas con sismómetros Mark L4 de 1 Hz de componente vertical; las primeras con registradores de tinta sobre papel, en tanto que las segundas con registradores portátiles kinematics (Modelo PS-1) con inscripción en papel ahumado (ver Fig. 3.1 y Tabla 1). También se emplearon los sismogramas de 5 sitios con estaciones portátiles (BJU, BOM, USU, PEN y TPN) que CFE operó entre 1979 y 1981, todas ellas con sismómetros Mark L4 de 1 Hz, de componente vertical, con registradores Sprengnether MQ800 (PEN y TPN estuvieron operando durante el tiempo de la erupción). La Red de Chicoasén fue instalada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM (II-UNAM), con el fin de registrar la actividad sísmica, durante el proceso de desarrollo de los proyectos hidroeléctricos de la CFE en la región y en particular del monitoreo de la sismicidad de la presa de Chicoasén. La red se desarrolló inicialmente con estaciones portátiles con registradores Kinematics y sensores Mark L4 de 1 segundo de período, pero en abril de 1980, se inició la instalación de las estaciones telemétricas, con sensores Mark L4. Las señales de las estaciones remotas eran transmitidas vía radio a una estación central en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, donde se inscribían sobre registradores Kinematics de tinta sobre papel. El análisis preliminar de los datos fue realizado por investigadores del Instituto de Ingeniería y reportado en varios informes técnicos.

Por otra parte, a finales de marzo de 1982, impulsados por la erupción, los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM instalaron estaciones portátiles temporales alrededor del Volcán, los sismogramas generados por esa red también fueron recopilados y utilizados en este estudio. En dicha red se emplearon estaciones portátiles con registradores de papel ahumado Sprengnether MQ800; las de Ingeniería con sensores Mark L4 y las de Geofísica con Ranger.

Algunas de las características de las estaciones que fueron utilizadas en este estudio aparecen en dos tablas; en la Tabla I las estaciones de la red de Chicoasén y en la Tabla II las estaciones de la red temporal. En ellas se especifican: la localización geográfica, fecha de instalación, ganancia y filtros con que operaron. En el mapa de la figura 3.1a se muestra la distribución de las estaciones de la Red de

Chicoasén respecto al volcán El Chichón, como se puede ver, la localización y

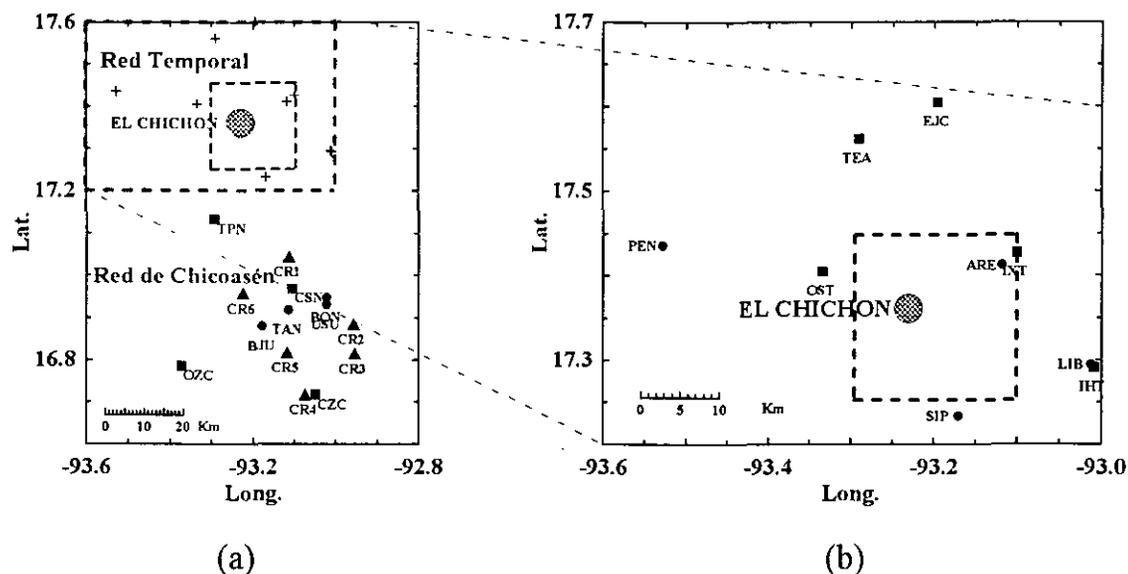


Fig. 3.1 Red de estaciones sismológicas que operaron en la región de El Chichón durante la erupción de 1982. a) Red de Chicoasén operada por la Comisión de Electricidad (CFE) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM, ver Tabla I. b) Red de estaciones sismológicas temporales instaladas ex profeso por los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM (ver Tabla II), el cuadro interior de líneas punteadas es la escala del mapa donde se localizaron los epicentros de los eventos pos-eruptivos (ver de la figura 11 a la figura 30).

Tabla I

ESTACIONES PERMANENTES						
Est.	Lat. N	Long. W	Fecha de Instalación	Amplificación Bajas Altas	rot. tam. mm/sec	Institución
BJU	16 52.74	93 10.74	APR, 1980	72(5,5)	60	II-CFE
BON	16 56.76	93 01.32	APR, 1980	72(5,5)	60	II-CFE
CR1	17 02.70	93 06.07	APR, 1980	24db, aten=0.5	60	II-CFE
CR2	16 53.10	92 57.30	APR, 1980?	24db, aten=0.5?	60	II-CFE
CR3	16 48.84	92 57.24	JAN, 1981	12db, aten=0.5	60	II-CFE
CR4	16 43.03	93 04.49	JAN, 1981	18db, aten= 0.1	60	II-CFE
CR5	16 48.96	93 07.08	APR, 1980	18db, aten=0.5	60	II-CFE
CR6	16 57.49	93 13.56	APR, 1980	24db, aten=0.1	60	II-CFE
CSN	16 58.14	93 06.48	MAR, 1976	PRE=0 AMP=42	60	II-CFE
CZC	16 43.02	93 03.00	MAY, 1979	PRE=0 AMP=42	60	II-CFE
PEN	17 26.16	93 31.68	JUN, 1979?	72db (5, 5)	20	II-CFE
OZC	16 47.10	93 22.38	MAY, 1979	PRE=0 AMP=42	60	II-CFE
TPN	17 07.98	93 17.70	DEC, 1979	72db (5, 5)	60	II-CFE
USU	16 55.80	93 01.32	APR, 1980	72(5,5)	60	II-CFE

Tabla II

ESTACIONES TEMPORALES						
Est.	Lat. N	Long. W	Fecha de Instalación	Amplificación Bajas Altas	rot. tam. mm/sec	Institución
ARE	17 24.72	93 07.08	1 APR 1982	66db (5, 5)	60	II
EJC	17 36.27	93 11.73	2 APR 1982	66db (5, 5)	120	IGF
IHT	17 17.43	93 00.50	9 APR 1982	78db (5, 5)	120	IGF
INT	17 25.63	93 06.05	1 APR 1982	72db (5, 5)	120	IGF
FRL	17 19.08	93 15.18	25 APR 1982	66db (5, 5)	60	IGF
LIB	17 17.64	93 00.72	30 MAR 1982	78db (10, 10)	60	II
OST	17 24.33	93 20.08	1 APR 1982	72db (5, 5)	120	IGF
SIP	17 13.98	93 10.19	2 APR 1982	72db (10, 10)	60	II
TEA	17 33.67	93 17.43	8 APR 1982	90db (5,5)	120	IGF

distribución de las estaciones de esta red se encuentran al sureste respecto al volcán. En la figura 3.1b se muestra la distribución de las estaciones temporales que operaron durante la erupción.

Puesto que las estaciones de la Red de Chicoasén, fueron instaladas con otros propósitos en el área de los embalses de Mal Paso y Chicoasén tres años antes de la erupción, estas no cubren la zona del Chichón. A pesar de ello, los sismogramas generados por estas estaciones son muy útiles, ya que aún con sus limitaciones, son la única fuente de información de que se dispone en el área, desde mediados de 1979. En resumen, se recopilaron y analizaron los sismogramas de todas estaciones que operaron en la zona entre julio de 1979 y abril de 1982, los cuales fueron facilitados por el Instituto de Ingeniería y desde luego que también los sismogramas obtenidos entre el 1ro. y 30 abril de 1982 por los grupos del Instituto de Ingeniería y el Instituto de Geofísica. Además, se revisaron los sismogramas de las estaciones de Comitán, Chis. (COM), Presa Benito Juárez, Oax. (PBJ), Vista Hermosa, Oax. (VHO) y Oxtotitlán, Edo. Mex. (OXM) del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

En la figura 3.2a se muestra el tipo de sismogramas obtenidos por la Red de Chicoasén: en papel ahumado el de CSN y de tinta sobre papel de CR3. En esta figura se muestra el registro del temblor tipo A ocurrido en el área de El Chichón a las 12:41 TMG del 26 de noviembre de 1981 y en la parte inferior (figura 3.2b) se muestra el sismograma de CSN del temblor tipo A de las 10:18 TMG del 5 de diciembre de 1981. En la figura 3.2e se muestran el tipo de sismogramas generados por la red de Chicoasén y la red temporal que operó desde el 31 de marzo y durante abril de 1982.

### III.3 MÉTODOS DE ANÁLISIS DE LOS DATOS.

Para el análisis general se consideraron los eventos que fueran registrados por lo menos en tres o más estaciones. En todos los casos en que fue posible, se leyeron los tiempos de arribo de las ondas P y S, la polaridad de P, el tiempo de coda y la máxima amplitud. Se hicieron lecturas de todos los eventos cuyos inicios fueron discriminables con respecto al ruido. El carácter y tipo de eventos fueron determinados primeramente de los sismogramas de la estación CSN (estación a 45 Km del volcán), ya que en esta estación los registros de los eventos de marzo de 1982 fueron claros y bien definidos, además de haber tenido la mayor continuidad de registros con razonable control de tiempo. Posteriormente se hicieron comparaciones con TPN (la estación más cercana al volcán, aproximadamente a 26 Km) y CR4. CSN también fue tomada como base para seleccionar eventos ocurridos en la región de El Chichón, entre julio de 1979 y febrero de 1982. En este caso se seleccionaron los eventos que tuvieran sus registros similares a los registros de los eventos de marzo de 1982 en CSN, pero que además fueran registrados primeramente en TPN con intervalos S-P  $\leq 5$  segundos y por lo menos por otra estación más, con intervalo de S-P  $\leq 10$  segundos.

Durante las crisis se generaron una cantidad muy grande de eventos por minuto (temblores tipo A, B, explosiones o tremores), por lo cual la mayor parte de ellos se registraron traslapados y por su magnitud o cercanía saturaron los registros impidiendo precisar los inicios de cada evento. En este caso lo que se hizo fue efectuar un conteo de eventos por minuto auxiliado con estaciones lejanas.

Con el fin de tener una idea más precisa de la localización esperada de los epicentros, primeramente se efectuó un análisis detallado, como el descrito arriba, a una muestra de 30 eventos ocurridos después de la última erupción, los cuales tenían buen control de tiempo, inicios claros y cobertura azimutal aceptable.

#### III.31 Tipos de registro y clasificación.

Havskov et al. (1983) analizaron los registros de la estación CR3 (a 67 Km. del volcán) y catalogaron los tipos de eventos registrados durante el proceso eruptivo de El Chichón, como:

Tipo 1, similar al Tipo B de Minakami (1974), pero las fases S se pueden leer

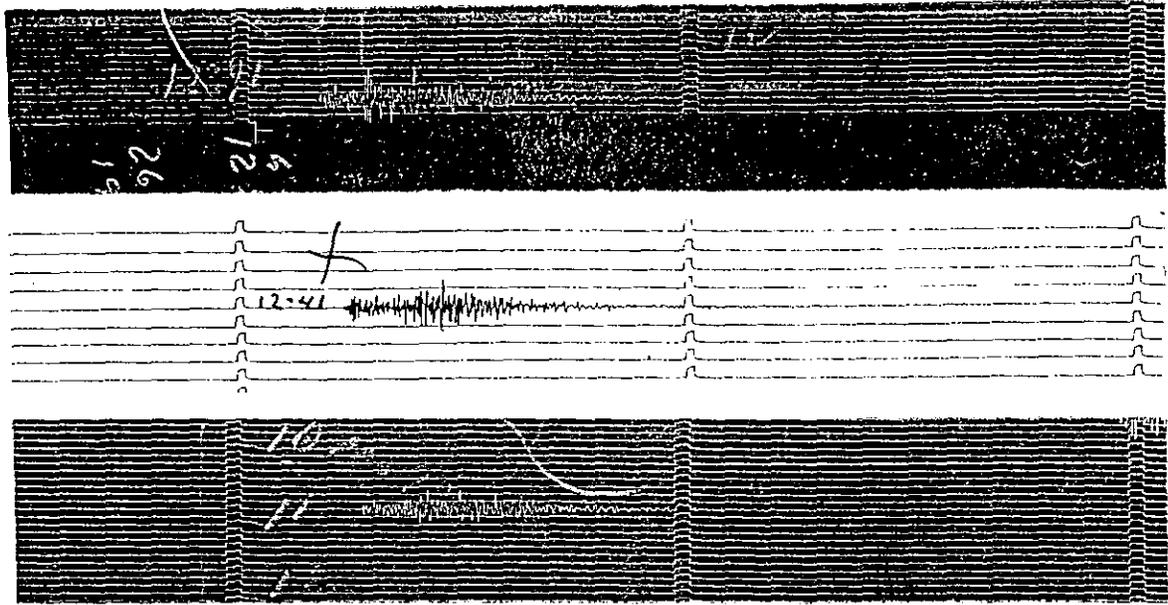


Figura 3.2a. Ejemplo del tipo de sismogramas obtenidos por la Red de Chicoasén, entre 1979 y 1981. Los dos primeros registros corresponden a las estaciones CSN (45Km) y CR3 (67Km) del temblor tipo A ocurrido en El Chichón, a las 12:41 (TMG) del 26 de noviembre de 1981. El tercer sismograma corresponde al temblor ocurrido a las 10:18 (TMG) del 5 de diciembre de 1981 registrado por la estación CSN.

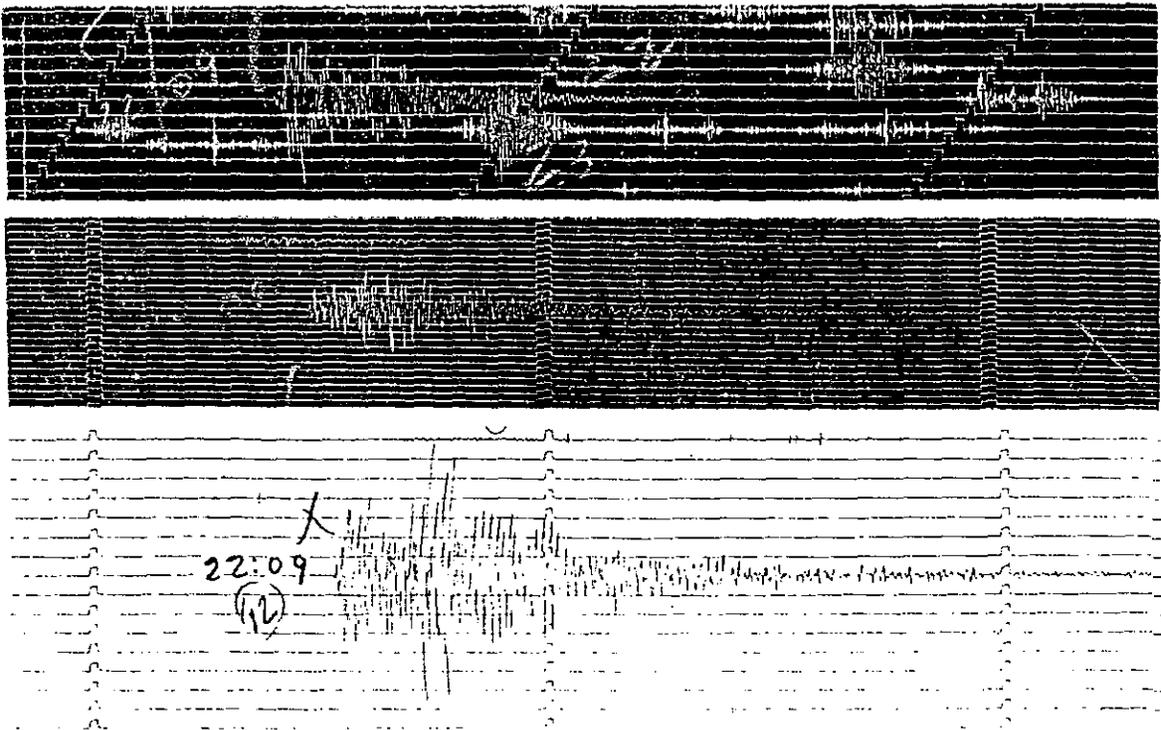


Figura 3.2b. Ejemplo típico de sismogramas obtenidos por las estaciones TPN, CSN y CR3 respectivamente, de uno de los temblores ocurridos antes de la erupción del 29 de marzo (en este caso el temblor de las 23:09 (TMG) del 3 de marzo de 1982). En todos ellos se puede apreciar un contenido de baja frecuencia. Como en este ejemplo, los inicios de las ondas P en TPN fueron emergentes y de baja frecuencia.

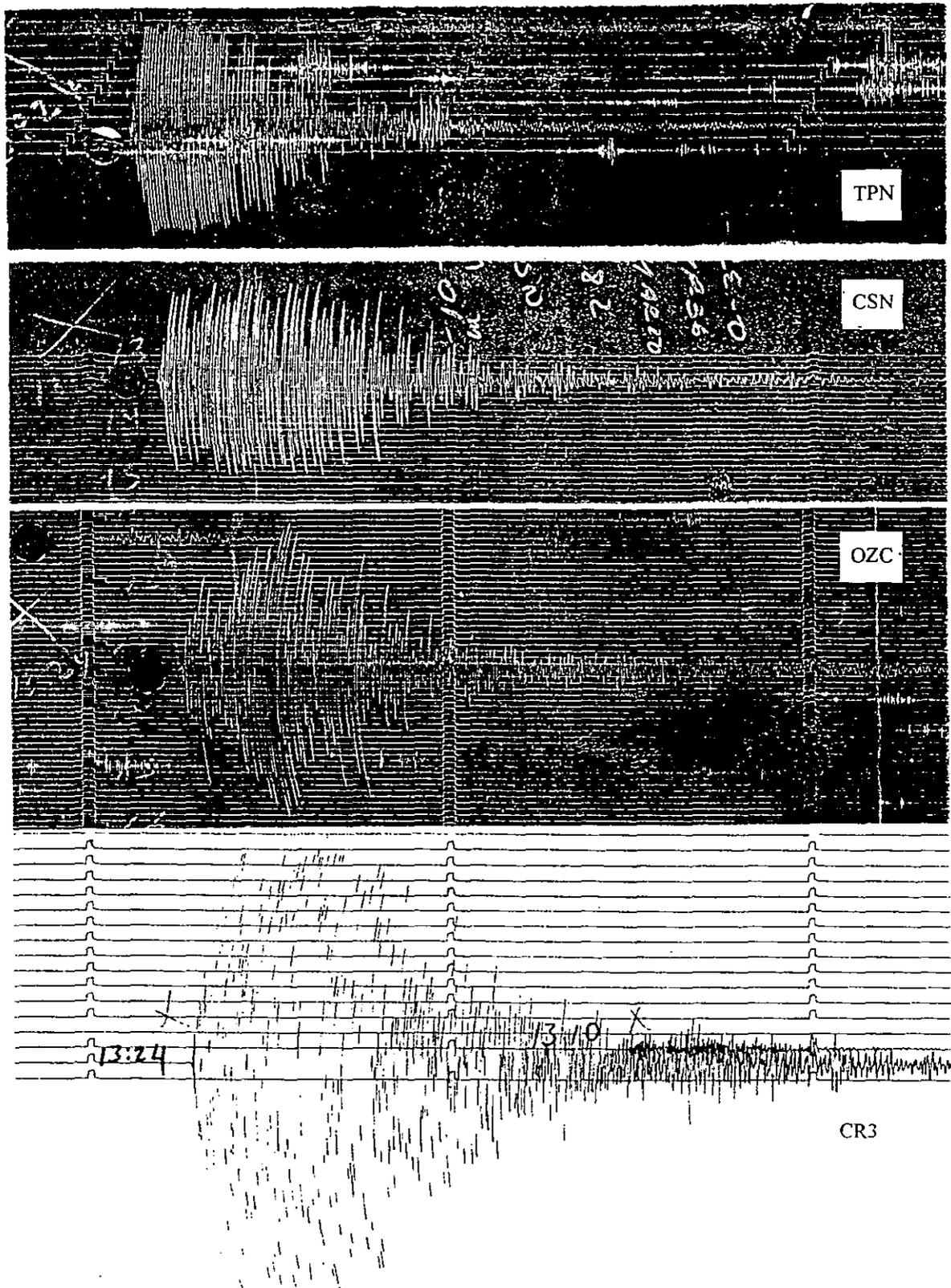


Figura 3.2c. Sismogramas del temblor de mayor magnitud ( $4.0 M_c$ ) registrado durante todo el proceso eruptivo de 1982 de El Chichón, ocurrido a las 13:24 (TMG) del día 6 de marzo de 1982.

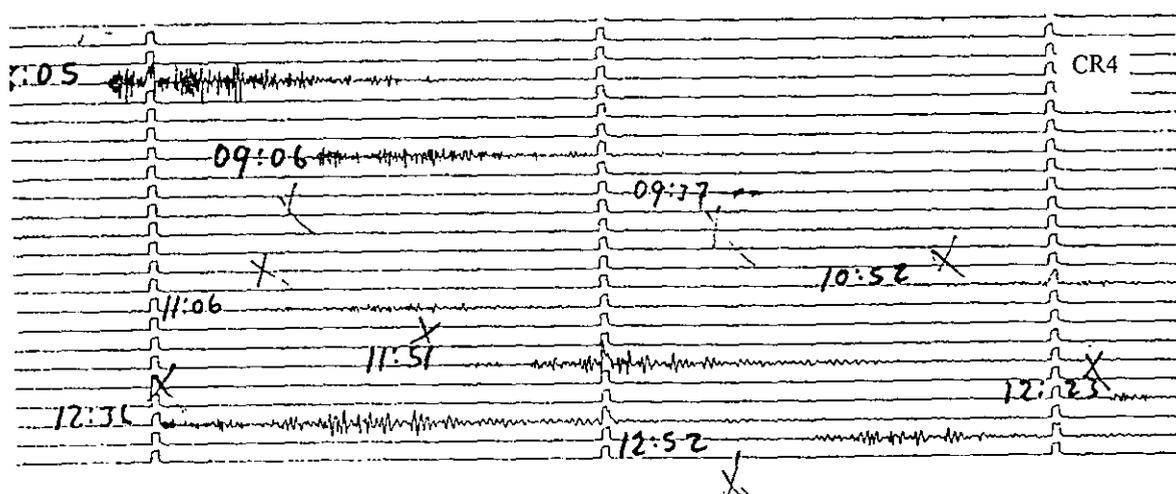
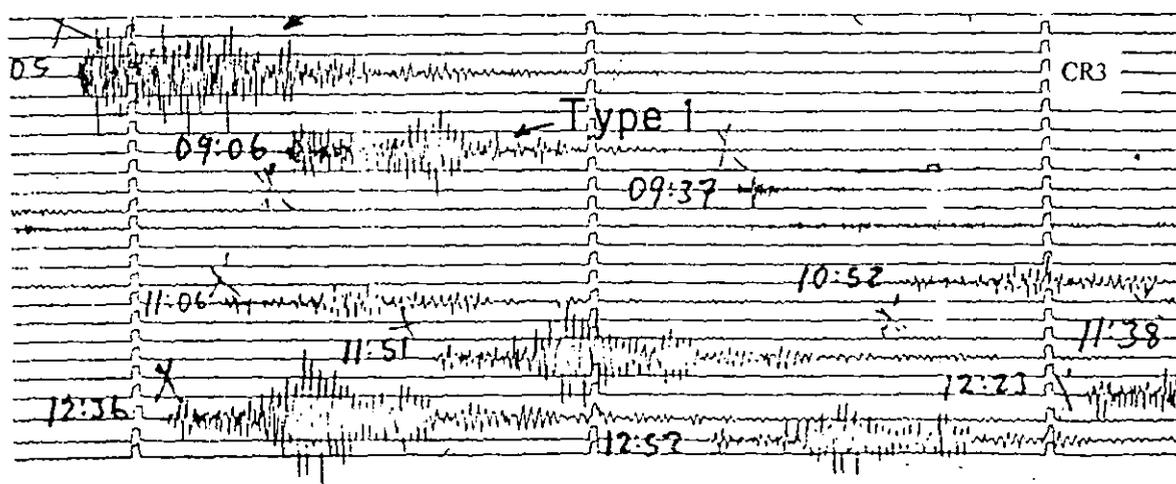
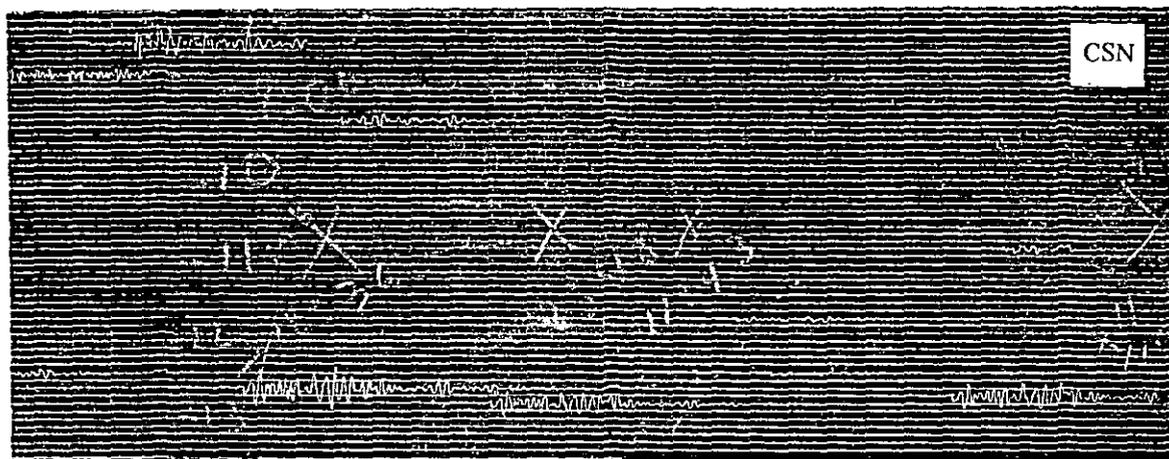


Figura 3.2d. Sismogramas en tres estaciones mostrando la secuencia de temblores tipo B (tipo 2 de Havskov et al., 1982) registrada entre las 9:15 y 13:16 horas (TMG) del día 27 de marzo de 1982. Secuencias parecidas fueron registradas entre el 30 de marzo y el 4 de abril (ver figura 3.3). Nótese que la señal de CSN aparece como tremores.

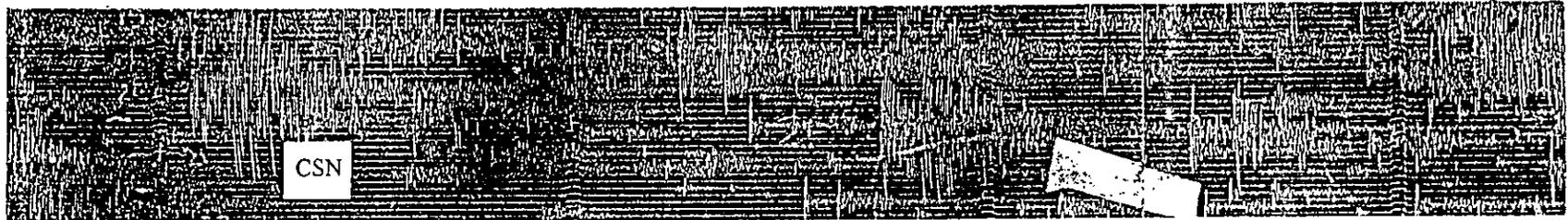
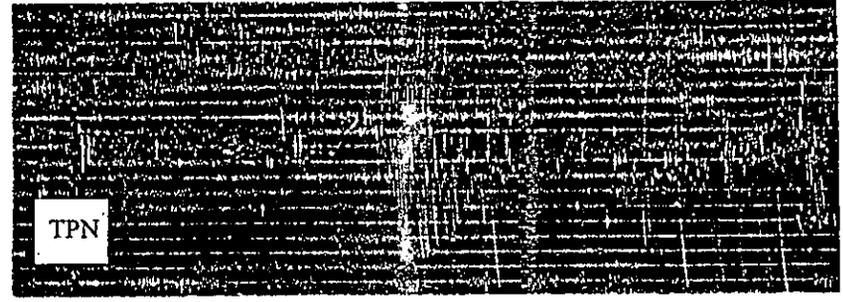
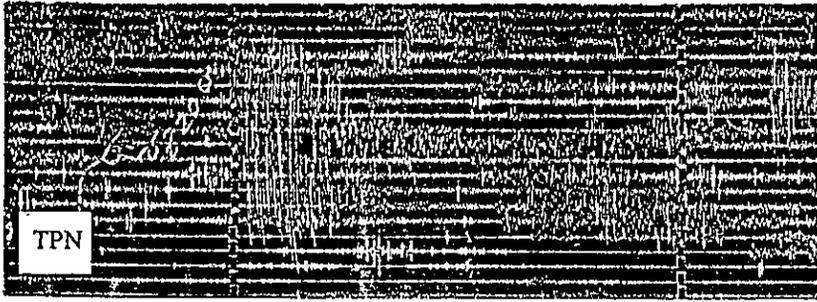


Figura 3.2e Sismogramas de las estaciones TPN, CSN y OZC, de eventos tipo A ocurridos después de la gran erupción del 4 de abril a las 11:10 hrs.

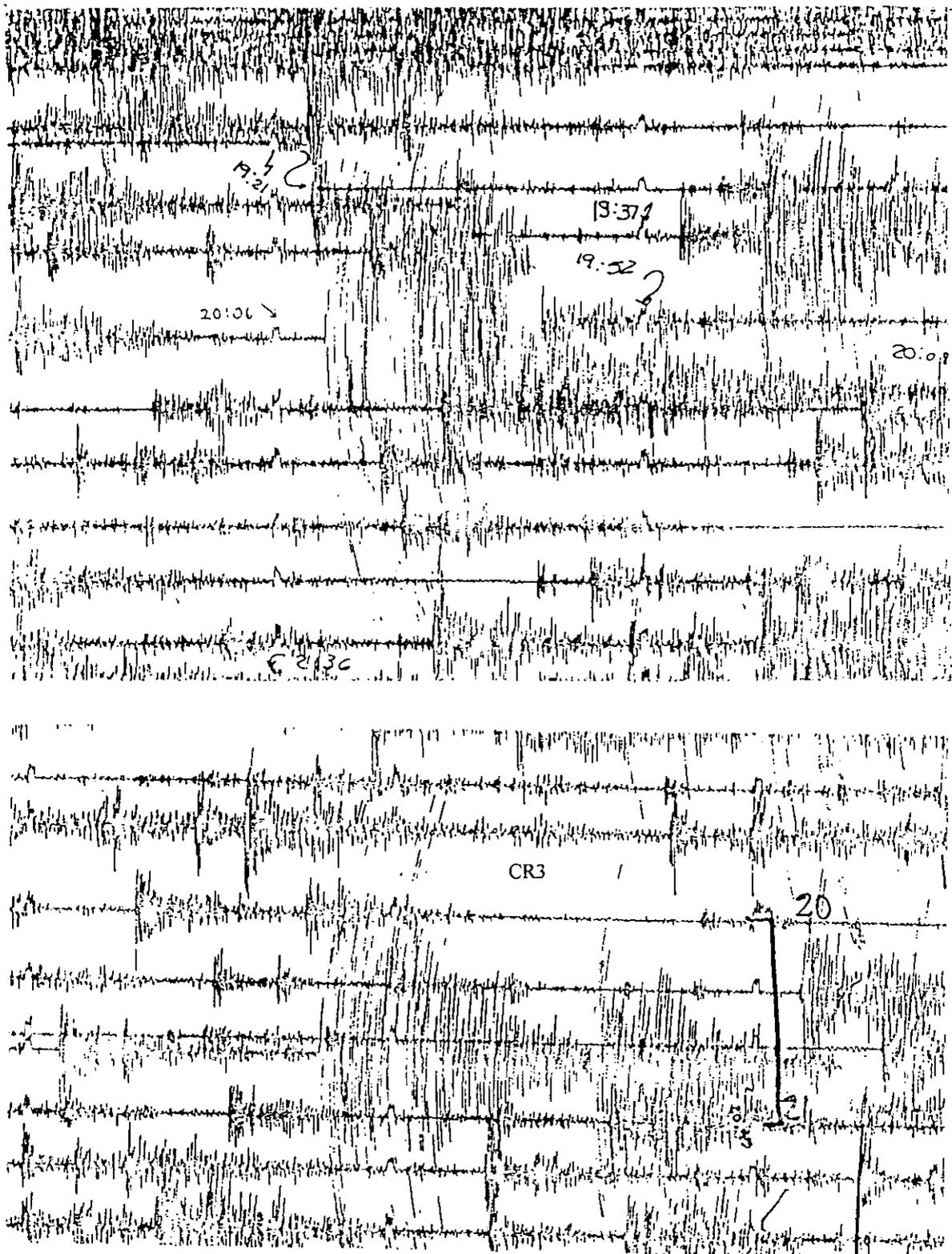


Figura 3.2f Sismogramas de las estaciones CR3, de eventos tipo A ocurridos después de la gran erupción del 4 de abril a las 11:10 hrs.

con alguna dificultad (ver figuras 3.2a y 3.2b).

Tipo 2, Ondas P de alta frecuencia seguidas por ondas superficiales y fases S no son claras.

Tipo 3, Pequeñas amplitudes del tipo 2.

Tipo 4, Alta frecuencia con fases P y S claras

Yokoyama et al. (1992) analizando los registros de CSN, estableció que en general todos los eventos ocurridos durante el proceso eruptivo de El Chichón se pueden clasificar en tipo A, tipo B y tremores según la clasificación de Minakami. Como veremos adelante los sismos tipo 3 se distinguen de los tipo 2 solamente por su amplitud. Por razones como estas y dado que la clasificación de Minakami es bien conocida, nos adherimos a esta clasificación.

Por sus características, los eventos registrados pueden dividirse en dos grandes grupos; los que ocurrieron antes de la erupción del día 4 de abril (ver figura 3.2b) y los que ocurrieron posteriormente a esta fecha (figura 3.2f).

Los temblores que ocurrieron desde el 13 de enero al 23 de marzo de 1982, son tipo A de baja magnitud, cuyo evento mayor ( $M_c=4.0$ ) ocurrió a las 13:24 GMT del día 6 de marzo. Entre el 23 de marzo y 4 de abril dominaron los temblores de tipo B. Los registros de los eventos tipo A tuvieron sus inicios entre emergentes a impulsivos de poca amplitud, como se muestran en los registros de las figuras 3.2a y 3.2b o incluso como el caso del temblor de las 13:24 del 6 de marzo mencionado arriba, cuyos sismogramas se muestran en la figura 3.2c. En ningún caso la onda P supera en amplitud a cualquier otra fase del registro; la onda S es de poca amplitud y por tanto en algunos casos fue difícil de distinguir. Le sigue un tren de ondas superficiales que generalmente domina el registro, aunque no es de gran duración. Este aspecto del sismograma nos hizo suponer que las señales proceden de fuentes superficiales, indicio que nos sirvió para decidir que los estimados de la profundidad focal eran aceptables. Un aspecto importante es el registro de todos estos temblores en TPN (a 26 Km del volcán), donde los inicios son emergentes, de baja frecuencia (pareciera ser una onda refractada lateralmente) y le sigue a 1.5 segundos una onda de mayor amplitud que domina el registro, por lo que la onda S no es identificable fácilmente (figura 3.2b).

Los eventos tipo B registrados por las estaciones TPN, CSN, OZC y CR4 entre el día 27 de marzo y la última erupción del 4 de abril, son muy parecidos entre sí y a los eventos descritos previamente, solamente que son de menor magnitud. Havskov et al. (1983) los clasifican como del Tipo 2 y Tipo 3. La dificultad de su

análisis radica en su baja magnitud, así como, al aumento en la frecuencia de ocurrencia, que a menudo los hace parecer como temblores. En ese caso, no se trata de tipos especiales de eventos volcánicos sino de la superposición entre ellos. Testigos presenciales reportaron haber observado explosiones, probablemente muchos de los eventos registrados corresponden estas. Estos eventos de explosión, que consideramos como eventos tipo B, fueron registrados débilmente en estaciones lejanas, donde aparecen como temblores volcánicos aislados. Lo que se puede observar en los sismogramas, son varias secuencias de eventos de este tipo, a partir del 27 de marzo hasta el 4 de abril, siendo acompañadas con una variación en la amplitud de tremor volcánico (figuras 3.2d y 3.10). Observando detalladamente los sismogramas no parece haber diferencias notables en el tipo de eventos, que pudieran haber caracterizado el estilo de las diferentes fases del proceso eruptivo entre el 29 de marzo y la última del 4 de abril, más bien se caracterizan por la intensidad y frecuencia con que se presentaron (figura 3.10).

El segundo grupo, corresponde a una actividad sísmica inducida de baja magnitud ( $<4.0$ ), que ocurrió después del 4 de abril. En esta actividad los temblores se pueden identificar fácilmente como eventos del tipo A de la clasificación de Minakami (1974), sus inicios fueron impulsivos y de gran amplitud; la onda S fue identificada con facilidad, incluso en TPN; el registro estuvo dominado por altas frecuencias y su tiempo de coda fue menor que los del primer grupo, como se puede ver en figura 3.2f. De acuerdo al tipo de registros de estos eventos, las profundidades determinadas (entre 5 y 20 Km), son las esperadas. Ocurrieron temblores cuyos registros en algunas estaciones mostraban un contenido de alta frecuencia, mientras que en otras con distinto azimut, mostraban bajas frecuencias o altas frecuencias pero de baja amplitud, probablemente esto se debió a una marcada atenuación de altas frecuencias a lo largo de la trayectoria y no a un efecto de la fuente, esos temblores también fueron considerados como eventos de tipo A.

Asociado a la actividad volcánica que se estaba presentando, se detectó un aumento general del nivel de movimiento microsísmico en la región, que fue decayendo después de la última erupción del día 4 de abril. Las erupciones del 29 de marzo y el 4 de abril fueron acompañadas por un aumento en la intensidad de los temblores, a tal grado que saturaron completamente los registros de las estaciones de a red local hasta hacerlos ilegibles, hubieron momentos en que el tremor se presentó con tanta energía que el movimiento fue detectado por los sismógrafos horizontales de estación de Comitán, Chis (COM) a 169 Km del volcán, cuyo nivel mínimo de

detectabilidad es para temblores de magnitud 4.5 y por estaciones tan distantes como las de Oxtotitlán, Edo. México (OXM) a 716 Km, ver figura 3.3.

### **III.32 Localización de epicentros.**

El ambiente geológico de una estructura volcánica generalmente es muy complejo, la estructura superficial está caracterizada por su gran heterogeneidad, razón por la cual, en esta zona existen muchos contrastes de la velocidad de las ondas sísmicas. Un medio de esta naturaleza puede generar ondas superficiales muy pronunciadas y dispersadas, sobre todo si la fuente sísmica es superficial (Malone, 1983). Para la localización de los temblores que ocurren dentro del área de volcanes, se han propuesto modelos de velocidad simplificados, como: capas planas estratificadas horizontalmente, con incremento de la velocidad con la profundidad. Havskov et al. (1982) propusieron un modelo de velocidades para estudiar la sismicidad de la región. Para construir un modelo de velocidades Havskov et al. (1983) consideraron dos columnas estratigráficas construidas a partir de los núcleos de dos pozos de PEMEX, uno de 2.9 Km de profundidad y otro de 3.7 Km, localizados a 10 Km al este y al oeste respectivamente de El Chichón. Las velocidades de las capas más superficiales revelaron tener velocidades de 0.5 Km/s a 1 Km y 2.0 Km/s a 2.9 al este, mientras que al oeste da una capa de 2.5 Km/s a 3.7 Km, lo que corrobora la complejidad del área.

A pesar de lo insatisfactorio del modelo de capas, su uso se hace necesario sobre todo cuando se dispone de información sísmica solamente de una componente, como es el caso. Para localizar los temblores se usó el programa HYPO71PC (Lee and Lahar, 1978) suponiendo un modelo de velocidades de capas planas horizontales. Las localizaciones preliminares fueron realizadas utilizando el modelo propuesto por Havskov et al. (1983), pero las determinaciones dieron grandes residuales y localizaciones muy dispersas. Por esta razón se procedió a mejorar el modelo por un procedimiento de prueba y error. Para ello seleccionamos una muestra de treinta eventos, entre el 6 y el 15 de abril, registrados en no menos de 12 estaciones garantizando la máxima cobertura posible. El modelo que obtuvimos fue el mostrado en la Tabla III.

Los temblores ocurrieron de manera irregular en el tiempo, presentándose a veces y con bastante frecuencia varios por minuto, esto hizo que muchos eventos no

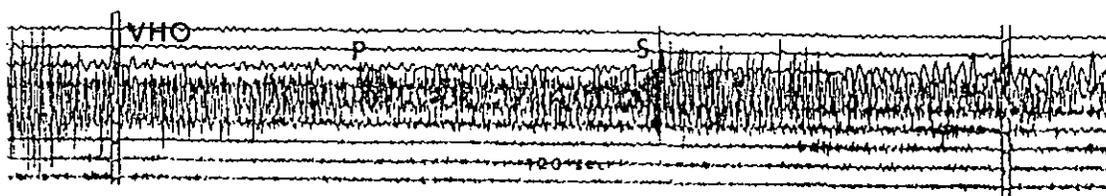
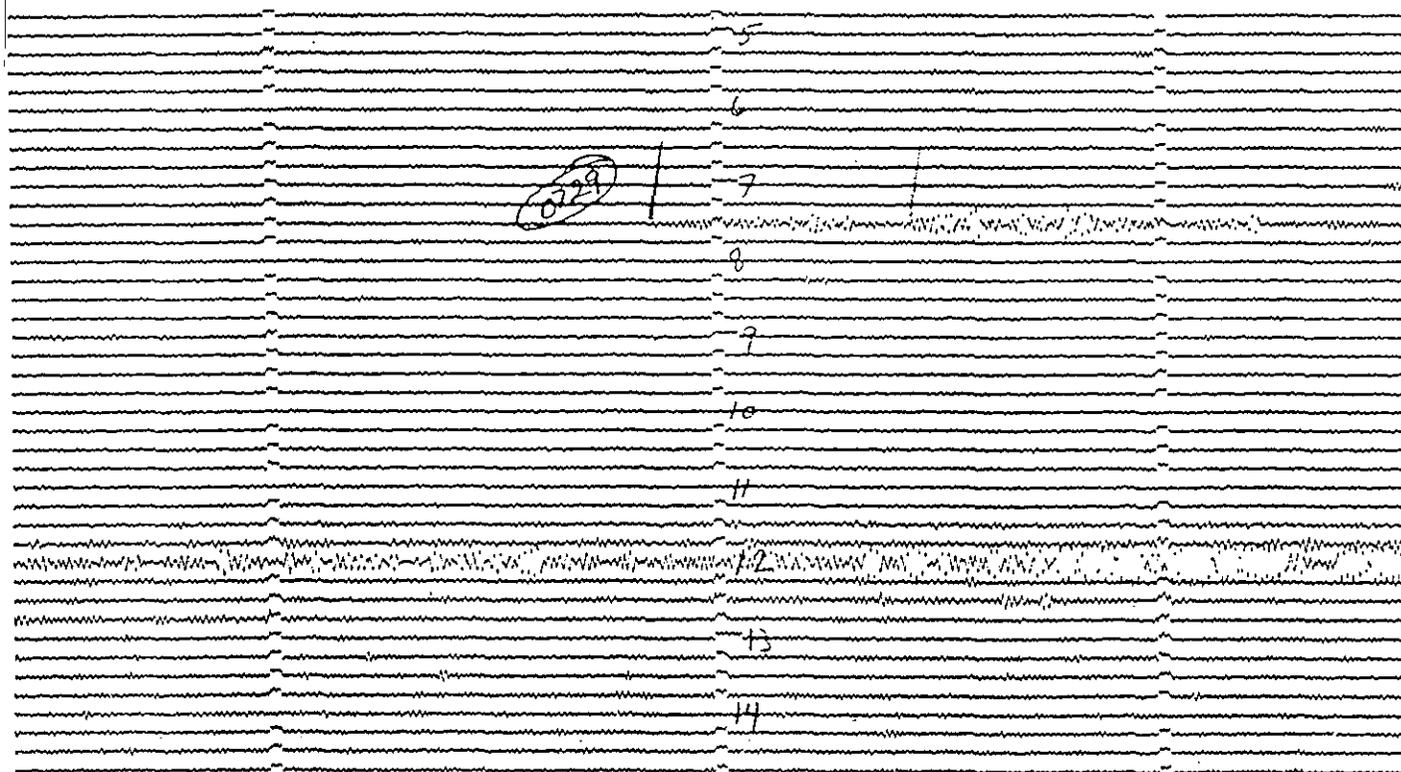


Figura 3.3 a) Sismograma del día 4 de abril de 1982 de la estación OXM localizada a 716 Km de distancia de El Chichón, en donde se puede ver el registro del temblor generado durante la erupción de El Chichón de las 11:10 hrs del día 4 de abril de 1982. b) Sismograma del día 4 de abril de 1982 de la estación VHO localizada a 373 Km de distancia del volcán. En el se muestran los primeros arribos de la onda P y S, de uno de los eventos que ocurrieron simultáneamente, durante la última erupción.

**TABLA III**

<b>MODELO DE VELOCIDADES</b>	
<b>Velocidad Km/seg</b>	<b>Prof. del techo de la capa en Km</b>
4.60	0.0
5.40	1.5
5.65	3.0
6.00	8.0
6.30	15.0
7.60	28.0

Los temblores ocurrieron de manera irregular en el tiempo, presentándose a veces y con bastante frecuencia varios por minuto, esto hizo que muchos eventos no pudieran ser identificados correctamente en todas las estaciones, sobre todo durante las erupciones o las siguientes 48 hrs después de la gran erupción del día 4 de abril, cuando ocurrieron varios miles de eventos por hora. Esta es una razón por la cual no fue posible localizar todos los eventos registrados. En este trabajo se procesaron un total de 1765 eventos (ver Tabla IV), 73 fueron de temblores ocurridos entre el 1 de julio de 1979 y el 31 de diciembre de 1981, 8 del 1 de enero al 26 febrero, 171 del 1 al 29 de marzo de 1982 y 1513 de los que ocurrieron durante abril de 1982, aunque estos son sólo los eventos que se pudieron identificar claramente en varias estaciones.

**TABLA IV**

<b>Fecha</b>	<b>Evento</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
1979	4	<0.37	<5.0?	<5.0?
1980	41	<0.25	<5.0?	<5.0?
1981	28	<0.25	<4.9	<3.5
ene-feb de 1982	8	<0.33	<4.9	<6.4
marzo de 1982	171	<0.3	<3.5	<4.7
abril de 1982	1513	<0.25	<1.5	<1.5

Las localizaciones de los eventos ocurridos entre 1979 y 1981 en general son muy pobres, debido principalmente a que la red de Chicoasén se encontraba alejada de El Chichón (ver figura 3.1), a distancias entre 26 Km (TPN la más cercana) y 73

Km (CR4 la más lejana) extendiéndose a un ángulo de 30 grados al sureste de este. Por otra parte hay que considerar que en ese tiempo se estaba instalando la red de Chicoasén, por lo cual, se disponían de pocas estaciones y/o faltaba continuidad en los registros. Al inicio, se observaron fallas en el control de tiempo (entre 1979 y 1980 se tuvo que emplear el intervalo S-P). Para 1981 el problema de control de tiempo se redujo. Las determinaciones de los temblores ocurridos durante enero y marzo de 1982 son más confiables, puesto que para entonces se tenían 8 estaciones y las condiciones de operación ya se habían mejorado notablemente. La instalación y operación de estaciones portátiles desde los primeros días de abril de 1982, hizo posible tener buena cobertura de estaciones, permitiendo que los tiempos de arribo fueran leídos con una aproximación de 0.05 segundos. Sin embargo, debido al carácter emergente de los temblores o a su superposición, no siempre fue posible leer con esta precisión. Un número mayor de estaciones, mayor cobertura y mejor control de tiempo, permitió que las localizaciones de los temblores ocurridos el mes de abril fueran mucho más confiables (ver mapa de la figura 3.1a y b). La tabla IV resume el total de eventos localizados desde 1979 a abril de 1982 con sus errores estándar RMS y los errores horizontales ERH y verticales ERZ máximos obtenidos. Observando los RMS en esta tabla, se ve que las determinaciones hipocentrales anteriores al 1 de abril tienen un nivel de aproximación menor que los de abril de 1982, cuando se dispuso de una red de mayor cobertura.

### **III.33 Profundidad focal**

El escaso control azimutal de los eventos localizados entre julio de 1979 y febrero de 1982 no permitió obtener determinaciones confiables de la profundidad hechas automáticamente por el programa. Sin embargo, se tomaron otros criterios poco exactos pero confiables desde el punto de vista sismológico, para discriminar el orden de la profundidad calculada por el programa, como: el aspecto general del sismograma. En este caso, la poca amplitud de la onda P y el tren de ondas superficiales daba indicios de temblores que se originan cerca de la superficie. Las profundidades calculadas por el programa en su gran mayoría fueron superficiales entre 0 y 10 Km y muy pocos tuvieron profundidades entre 10 y 30 Km. Durante este tiempo, ocurrieron en la región 5 temblores cuyo aspecto sugiere que se originaron a profundidades mayores a 30 Km, 4 de ellos tuvieron profundidades

entre 85 y 143 Km. Estos eventos parecen estar ligados al proceso de subducción de la placa de Cocos debajo de placa Norte Americana.

Los eventos ocurridos en el área de El Chichón desde diciembre de 1981 hasta el 4 de abril de 1982 tienen el carácter de eventos superficiales, tipo A y tipo B; asociados probablemente a la reactivación del volcán. Esto está de acuerdo con nuestros estimados de profundidad, que están entre 0 y 20 Km, ocurriendo la mayoría entre 0 y 10 Km

Debido a la carencia de estaciones cercanas y a que los eventos ocurridos entre el 28 de marzo y el 1 de abril fueron temblores tipo B (tipo 2 y 3 de Havskov et al. 1983), es decir, superficiales y de baja magnitud, no fue posible estimar sus profundidades. Sin embargo, por el carácter de los sismogramas registrados en estaciones lejanas, se puede suponer que estos eventos ocurrieron a muy poca profundidad, muy cerca de la superficie o en el cráter y probablemente estuvieron asociados a pequeñas explosiones u otros procesos de degasificación, etc. En este período no se detectó actividad sísmica profunda. Considerando los pocos eventos que fue posible localizar durante los primeros cuatro días de abril, se puede decir que la actividad sísmica posterior a la primera erupción, asociada probablemente a la redistribución de esfuerzos local, se distribuyó a lo largo de zonas de debilidad. Las profundidades de los hipocentros en estos días variaron, obteniéndose las mayores profundidades hasta de 12 Km. Sin embargo la mayor concentración de focos se localizaron por encima de los 7 Km de profundidad y en particular en el edificio volcánico.

La actividad sísmica que siguió a la erupción de las 01:35 (GMT) del 4 de abril se caracterizó por la aparición de temblores tipo A (más profundos que en cualquiera de los escenarios anteriores). A esta erupción siguió la última a las 11:10, que fue la más violenta de todas, dejó un cráter de un kilómetro de diámetro y una inestabilidad que se manifestó por una intensa sismicidad de eventos tipo A de mayor profundidad. La intensidad de la sismicidad fue decayendo durante los siguientes 23 días. Los eventos que sucedieron a la gran explosión del 4 de abril fueron del tipo A, el aspecto de sus registros sugieren que estos se originaron a profundidad mayor respecto a los eventos de los días anteriores, coincidiendo con la determinación hecha de entre 0 y 25 Km. Después de la erupción siguieron ocurriendo temblores a poca profundidad (entre 0 y 5 Km), sin embargo la actividad se fue haciendo más profunda, de tal manera que después del 14 de abril se concentró entre los 5 y 25 Km.

### III.34 Magnitud y energía

El cálculo de las magnitudes de los sismos volcánicos ocurridos durante el proceso eruptivo de El Chichón tuvo por lo menos dos complicaciones, el saturamiento en amplitud de la señal en el registro, que imposibilita medir su amplitud y la superposición de eventos que dificulta poder medir el tiempo de coda. Además, los registros se obtuvieron de diversos tipos de equipo que tenían diferentes curvas de respuesta. Debido a estas limitaciones y la carencia de una fórmula de magnitudes calibrada, sólo pretendemos obtener una estimación de estas y de la energía liberada. Para obtener esta estimación, determinamos la magnitud de coda  $M_c$  para todos los eventos donde se pudo medir el tiempo de coda, empleando la fórmula de González, R. (1980), obtenida para la región de la costa de Oaxaca.

$$M_c = -0.87 + 1.86 \log T$$

donde T es la duración y D la distancia en kilómetros. González, R (1980) obtuvo esta fórmula de magnitud para réplicas de temblor del 28 de noviembre de 1978, utilizando eventos registrados por los sismógrafos Wood-Anderson de la estación PBJ. PBJ se encuentra a 254 Km del volcán El Chichón. Con el fin de comprobar los valores de magnitud obtenidos en este trabajo, determinamos la magnitud de algunos eventos ocurridos durante la actividad de El Chichón y registrados por el mismo sismógrafo Wood-Anderson. Estas fueron consistentes con las magnitudes determinadas utilizando la fórmula de González, R. (1980) y las calculadas con el método de Richter (1935), mientras que las magnitudes determinadas por Yokoyama (1992) utilizando la fórmula de Watanabe (1971), para los mismos eventos fueron sobrestimados (hasta por 3 décimos de magnitud mayor).

Con el fin de completar el cálculo de magnitudes para aquellos temblores para los cuales no fue posible medir el tiempo de coda, utilizamos la fórmula de Watanabe (1971) que emplea amplitudes de velocidad y se aplica para distancias epicentrales menores de 200 kilómetros.

La energía sísmica liberada durante el proceso eruptivo de 1982 de El Chichón fue estimada por Yokoyama et al., (1992) en  $7.9 \times 10^{11}$  J antes de la primera erupción, entre el 28 de marzo y el 4 de abril en  $1.3 \times 10^{11}$  J y entre el 4 y el 15 de abril en  $2.8 \times 10^{12}$  J. En este trabajo calculamos la energía sísmica usando también la fórmula de Gutenberg y Richter (1956):

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_c$$

para temblores de  $M_c \geq 1$ . De acuerdo al patrón de energía sísmica liberada, la evolución del proceso se puede describir en un estado precursor que se inicia el 26 noviembre de 1981 y termina el 28 de marzo de 1982, liberando una energía acumulativa de  $3.79 \times 10^{11} \text{J}$ ; le sigue del 29 de marzo al 4 de abril de 1982, una etapa de explosiones acompañadas de un alto nivel de temblor y temblores tipo 3 (tipo B) de baja magnitud, cuya energía no fue posible cuantificar. El último estadio se presentó del 4 al 27 de abril de 1982, fue la última y mayor explosión a la cual siguió una intensa sismicidad inducida cuya energía sísmica acumulativa fue de  $1.58 \times 10^{12} \text{J}$ . Este último valor de energía fue determinado incluyendo algunos eventos que ocurrieron inmediatamente después de la erupción de las 11:30-13:30 horas del día 4 (en particular los temblores de las 13:11, 13:21 y 13:53 tuvieron magnitudes de 3.9). Sin embargo, se obtendría un estimado más aproximado si se sumara por lo menos un 30% más como contribución de los eventos que ocurrieron entre las 13:30 y las 24 horas, los cuales estaban traslapados y tuvieron la amplitud del mismo orden que el temblor.

Por otra parte, la sismicidad asociada a la actividad volcánica se puede relacionar a la deformación de la corteza producida por las presiones generadas por el emplazamiento de magma, liberación explosiva de volátiles y esfuerzos elásticos y térmicos inducido por el magma a esas profundidades (Yokoyama, 1988). Probablemente la ocurrencia de temblores en el área desde noviembre de 1981, fue el indicio de un incremento gradual de almacenamiento de energía, que en un momento dado fue liberada por las explosiones freatoplínicas (ocurridas entre el 28 de marzo y el 4 de abril de 1982), que condujeron a un relajamiento de esfuerzos y a un decaimiento en la ocurrencia de temblores, entre el 4 y el 27 de abril. Suponiendo que este enjambre de temblores fue producido por la deformación de la superficie del volcán, causada por la presión del magma dentro de la región epicentral de los temblores, se puede relacionar con un cambio de volumen. Según McGarr (1976), la sismicidad está relacionada al cambio de volumen por:

$$\Sigma M_0 = \kappa \mu |\Delta V|$$

donde  $\Sigma M_0$  es la suma de los momentos de los temblores,  $\mu$  es la rigidez y  $\kappa$  es factor cercano a la unidad, considerando que el cambio de volumen se debe únicamente al

fallamiento sísmico. McGarr (1976) llamó al valor  $\kappa\mu |\Delta V|$  el momento volumétrico y mostró la validez de esta fórmula para: tremores en minas subterráneas en el East Rand Proprietary Gold Mine en Sud África, los temblores de Denver (inducidos por inyección de agua), el enjambre de temblores de Matsushiro y el colapso de la caldera de las Galápagos. Nosotros empleamos el mismo criterio para determinar el momento sísmico  $M_0$  a partir de la magnitud  $M_c$ , usando la relación de Thatcher y Hanks (1973):

$$\log M_0 = 16 + 1.5 M_c$$

De acuerdo a este método, el vaciado de la cámara magmática, de El Chichón, indujo una actividad sísmica que se observó entre el 4 y 27 de abril, cuyo momento sísmico determinado de los temblores ocurridos fue de  $2.58 \times 10^{23}$  dina cm.

### **III.4 HISTORIA SÍSMICA PREVIA A LA ERUPCIÓN.**

#### **III.41 Historia sísmica antes de marzo de 1982.**

Con el fin de conocer la historia sísmica en la región de El Chichón antes de la erupción de 1982, se analizaron los registros de la red de Chicoasén desde julio de 1979 a diciembre de 1981. Para ello se seleccionaron todos los eventos con el criterio arriba descrito y además se eliminaron los eventos correspondientes a las explosiones que fueron efectuadas frecuentemente durante la construcción de las presas. Se localizaron los eventos registrados por tres o más estaciones. El histograma de la figura 3.4 muestra el número de temblores localizados por mes durante 1980-1981.

Los eventos ocurridos entre enero de 1980 y febrero de 1982 se pueden catalogar como eventos volcánicos del tipo A o B, algunos son muy similares a temblores tectónicos superficiales, el tren de ondas P es poco impulsivo, las ondas S fueron identificadas así como un tren de ondas superficiales que fue característico de los eventos pre-eruptivos de marzo de 1982. Puesto que la determinación de las localizaciones de los epicentros fue pobre, debido a la falta de control de tiempo en

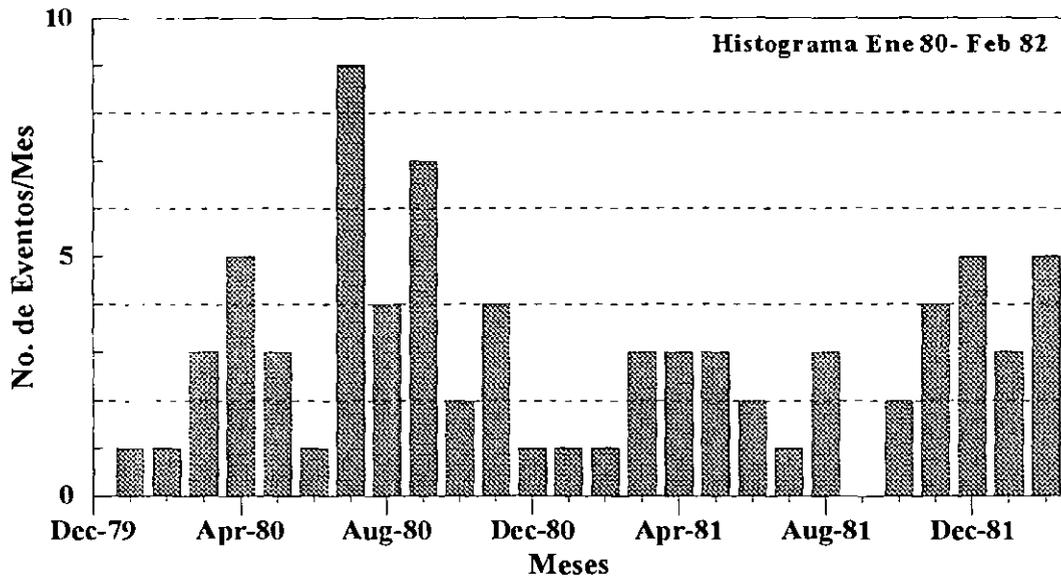


Figura 3.4

los registros y a la escasa cobertura azimutal de estaciones, las profundidades fueron estimadas con base en el carácter del registro y ajuste de tiempos de arribo. Las profundidades determinadas fueron menores a los 30 Km; incluso la mayor parte de ellas fue menor a los 20 Km; la magnitud de los eventos fue baja ( $\leq 3.9 M_c$ ). Cuatro de los eventos localizados en el área, tuvieron un carácter distinto al descrito, pero sus profundidades fueron del orden de 90 Km. La actividad pre-eruptiva fue reportada por lo menos en dos ocasiones. Durante un estudio de campo en el área, Canul y Rocha (1981) reportaron haber escuchado fuertes ruidos subterráneos y sentido temblores de tierra de tipo trepidatorio que ocurrieron durante tres días consecutivos en marzo de 1980, en las vecindades del volcán y que bien pudieron ser los eventos registrados el 20 y 23 de ese mes. Estos temblores fueron sentidos en la población de Ostucán, Chis. a 12.5 Km del Volcán. En diciembre de 1980 y enero de 1981, también en Ostucán, reportaron haber escuchado fuertes ruidos subterráneos y pequeños temblores (el 25 de enero a las 23:35 TMG se registró un temblor de 3.1  $M_c$ ). A fines de noviembre y la primera quincena de diciembre de 1981, ocurrieron varios temblores de baja magnitud que también fueron reportados como sentidos en Ostucán, Chapultenango y Tectuapán. Según pobladores de Tectuapán, fue durante estos meses que empezó a aumentar notablemente la actividad sísmica y volcánica; existe la posibilidad de que esa actividad fuera mayor, pero de eventos de muy baja magnitud que no fueron registrados por la red sismo-

lógica permanente. Probablemente lo que observaron los pobladores de Tectupán y que les causó gran alarma fue la actividad fumarólica, acompañada de pequeñas explosiones o de temblores de muy baja magnitud, razón por la cual no se obtuvieron registros sísmológicos notorios de ese episodio, como para llamar la atención. Yokoyama et al. (1992) reporta el temblor del 13 de enero a las 17:19 hrs como el primer temblor volcánico precursor, sin embargo, el histograma de la figura 3.5, muestra que la actividad sísmica se empezó a observar con más frecuencia desde el 26 de noviembre de 1981, con un temblor de magnitud 3.2  $M_c$  ocurrido a las 12:41 hrs. y otro en diciembre 5 a las 10:48 hrs. de magnitud 3.0  $M_c$ , este último estuvo acompañado por otros eventos de menor magnitud (figura 3.2a). Estos eventos parecen ser los precursores de la crisis volcánica. Durante los meses de enero y febrero de 1982, la actividad sísmica no fue notoriamente diferente a noviembre y diciembre de 1981.

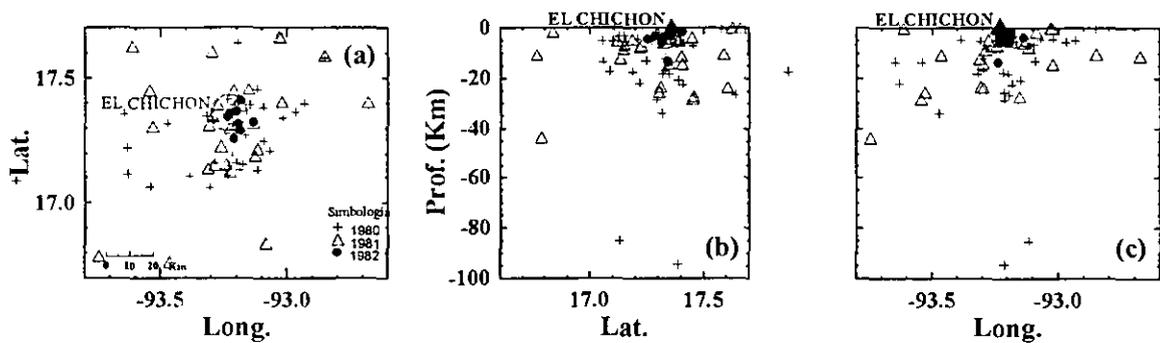


Figura 3.5 Localizaciones de los epicentros de los temblores ocurridos en la región de El Chichón durante 1980, 1981 y enero y febrero de 1982. (b) y (c) es la proyección vertical de los hipocentros: latitud y longitud con la profundidad.

El mapa de la figura 3.5a resume la localización de los epicentros de los temblores ocurridos en la región del Volcán, durante los años 1980, 1981, enero y febrero de 1982. Las figuras 3.5b y 3.5c, muestran los correspondientes perfiles NS y EW con la profundidad, de estas localizaciones. La dispersión que se observa se debe a la pobre calidad de los datos, aunque hay una fuerte tendencia a concentrarse alrededor del volcán. De acuerdo a estos resultados, se puede decir que antes de la erupción sí existieron manifestaciones de actividad volcánica moderada de baja intensidad, aún antes de que fuera notada por la población.

### III.42 Sismicidad de marzo de 1982

A partir del 26 de febrero de 1982, la actividad sísmica-volcánica empezó a hacerse más notable. A los pocos días los habitantes de los poblados cercanos al volcán empezaron a alarmarse. La red sísmica de Chicoasén empezó a detectar la actividad. Se notó un aumento tanto en la frecuencia de ocurrencia de los temblores registrados como en la magnitud, respecto a enero. Evidentemente que estas manifestaciones se observaron con mayor intensidad que las de noviembre y diciembre de 1981. Si bien es cierto que el 26 de febrero a las 18:06 (TMG) ocurrió sólo un temblor de magnitud 2.9, este evento marca el aumento progresivo en el número de sismos que alcanzó un máximo el día 4 de marzo.

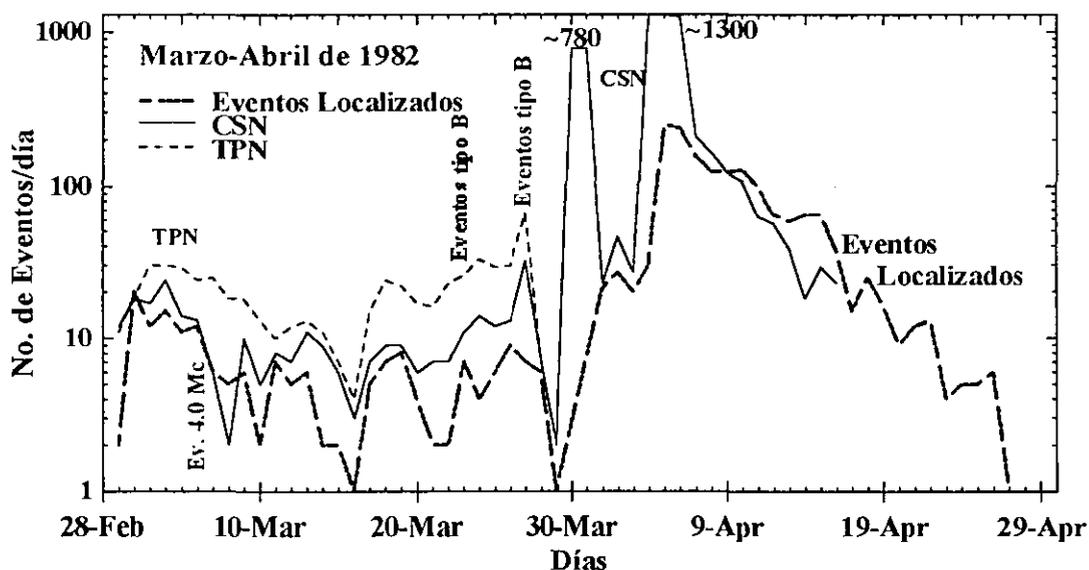


Figura 3.6 Histograma de temblores localizados durante marzo y abril de 1982. Se incluye el número de eventos registrados por las estaciones TPN y CSN durante marzo y parte de abril.

La sismicidad del mes de marzo se caracterizó por una secuencia de eventos de baja magnitud, como los mostrados en las figuras 3.2b y 3.2c. La intensidad de la actividad sísmica se muestra en el histograma de la figura 3.6; donde se esquematizó el número de eventos registrados por día en TPN y CSN durante marzo y el número de estos temblores localizados. Como se puede ver en esta gráfica, hubo un máximo

el día 4, que corresponde a 30 eventos detectados por TPN, de los cuales 24 también fueron detectados por CSN. Las magnitudes de los eventos de este mes caen en el intervalo  $1.8 \leq M_c \leq 4.0$ . El 6 de marzo a las 13:24 hrs ocurrió un temblor de magnitud  $4.0 M_c$ , el evento registrado de mayor magnitud de la secuencia febrero-marzo y que Yokoyama et al., (1992) reconoció como el evento de mayor magnitud de todo el proceso eruptivo (figura 3.2c). Este temblor fue reportado por el SSN en su Boletín de marzo de 1982. No se observó la ocurrencia de tremores antes del 27 de marzo. Aunque por reportes se sabe que hubo manifestaciones que alarmaron a la población (Colonia El Volcán), probablemente por estar tan cerca al volcán sintieron temblores de menor magnitud.

A partir del 23 de marzo se empezaron a registrar secuencias de eventos (tipo 2 según Havskov et al. (1983)) de baja magnitud que se repitieron cada 24 horas aproximadamente. La presencia de este fenómeno mostró un cambio en el carácter de la actividad que se notó con mayor énfasis a partir del día 27, al registrarse en TPN una secuencia de 66 temblores tipo B, 32 de los cuales también fueron registrados por CSN. Todos ellos fueron de baja magnitud y frecuencia, ocurriendo la mayor parte entre las 9:06 y las 13:16. En TPN las ondas P fueron registradas claramente, aunque emergentes, mientras que en las estaciones más alejadas tomaron el aspecto de tremores aislados, semejante a los clasificados como tipo 2 por Havskov et al. (1983). Los sismogramas de estos eventos en estaciones lejanas muestran los primeros arribos de la fase P clara con un contenido de alta frecuencia, mientras que la onda S fue difícil de determinar. Sin embargo, todos se caracterizaron por un tren de ondas superficiales, que dominan el registro. Este hecho hace suponer que estos eventos se originaron muy cerca de la superficie, posiblemente en el cráter, pudiendo ser explosiones. Luego de la secuencia del 27 (a las 13:16 hrs), se empezó a registrar eventos muy pequeños, pero después de las 04 horas del 28 aumentaron notablemente tanto en amplitud como en número (eventos tipo 3 de Havskov et al., 1983). Probablemente estos eventos se debieron a pequeñas explosiones por lo cual sus registros tuvieron muy baja amplitud de P, pero con un contenido de alta frecuencia. Debido a la baja amplitud de las ondas internas de los más débiles no se alcanzaron a registrar, pero si aparece un tren de ondas superficiales muy claro y modulado. Los eventos tipo 2 y tipo 3 de Havskov et al. (1983) no parecen diferir más que en amplitud de registro, probablemente la diferencia radica solamente en el tamaño de la fuente y no en su carácter. Los eventos de muy baja magnitud, en CSN aparecen como tremores aislados (ver figura

3.2d). Aunque en este intervalo se presentaron pocos eventos tipo 2, el temblor de magnitud 3.8 de las 12:37 disparó una secuencia de 10 eventos de este tipo los cuales ocurrieron en 10 minutos. Simultáneamente al aumentar los eventos tipo 3, el tremor aumenta progresivamente su frecuencia de ocurrencia y su amplitud (en todas las estaciones de la red), de tal manera que, a las 17 horas el registro tiene un aspecto de tremor armónico intermitente y entre las 22 horas del 28 y las 02 horas del 29 alcanza una amplitud máxima de 4 mm en CSN y 5 mm en CR3 (figura 3.7), decayendo abruptamente a las 03:28 del día 29. Probablemente el fracturamiento ocasionado por el temblor de las 12:37 pudo haber desencadenado una degasificación progresivamente más fuerte, haciéndose acompañar de pequeñas explosiones. Este escenario precedió a la primera gran erupción

Después de las 03:28 del día 29 y de una breve etapa de calma de una hora diez minutos aproximadamente, se reiniciaron nuevamente los temblores con poca amplitud, luego fue aumentado rápidamente hasta las 05:30, en que creció bruscamente, sosteniéndose por 30 minutos para luego decaer completamente, ver figura 3.7. A las 5:46 se registró la amplitud máxima (en TPN fue de 40 mm. , en CSN de 24 mm. y en CR3 de 62 mm. pico-pico), esta señal pudo haber sido originada por una explosión que ocasionó la ruptura parcial de la boca del volcán. Según testigos presenciales de El Guayabal, poblado cercano al volcán, dicha explosión fue acompañada por fuertes retumbos, truenos y relámpagos seguido de caída de cenizas y material piroclástico. Desde lejos se pudo apreciar la emisión de material incandescente. Esta actividad corresponde a la primera gran erupción reportada por el SEAN Bulletin, a las 23:32 hora local (5:32 GMT), la cual produjo una columna eruptiva que alcanzó una altura de 20 Km (Yokoyama et al., 1992) y tres horas y media después tenía un diámetro de 100 Km (SEAN Bulletin 1982). Cabe mencionar que tanto el tremor volcánico como la explosión ocurrida a las 5:56 liberaron tanta energía que saturaron la mayor parte de los registros de las estaciones de la red de Chicoasén a la vez que fue registrado por estaciones distantes del Servicio Sismológico Nacional, tales como: COM a 169 Km, PBJ a 254 Km, VHO a 373 Km y OXM a 716 Km (ver figura 3.3).

La distribución en el tiempo de los 171 temblores localizados durante el mes de marzo (tabla IV) se muestra en el histograma de la figura 3.6 y las localizaciones en el mapa de la figura 3.8a. Por otra parte, las figuras 3.8b y 3.8c muestran los perfiles de latitud (NS) y longitud (EW) contra la profundidad en kilómetros. La dispersión que se observa en la localización de los epicentros en la figura 3.8a puede

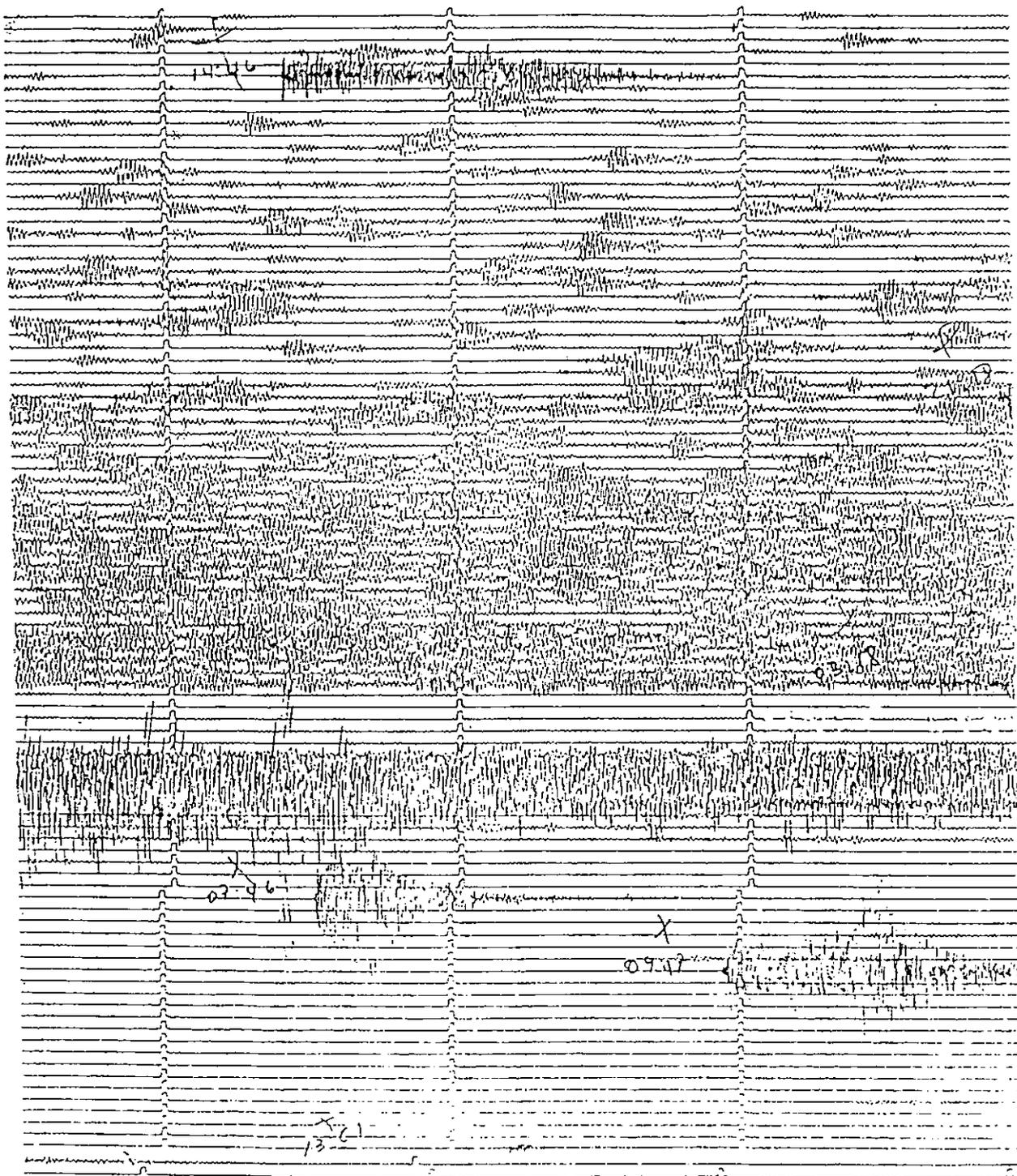


Figura 3.7 Sección del sismograma de la estación CR3 que se registró entre las 13:31 hrs del día 28 y 13:32 hrs del 29 de marzo. Aquí se muestran 3.5 minutos de registro a cada 15 minutos a partir de las 13:31 del día 28. Podemos ver al inicio del sismograma el registro de pocos eventos tipo B (tipo 3 de Havskov et al., 1983) y cómo fueron aumentando hasta saturar el sismograma, luego de una pausa de calma ocurrió la primera gran erupción a las 5:30 del día 29 seguida de un abatimiento del temblor. A las 7:46, se aprecia el evento tipo A de magnitud 3.1

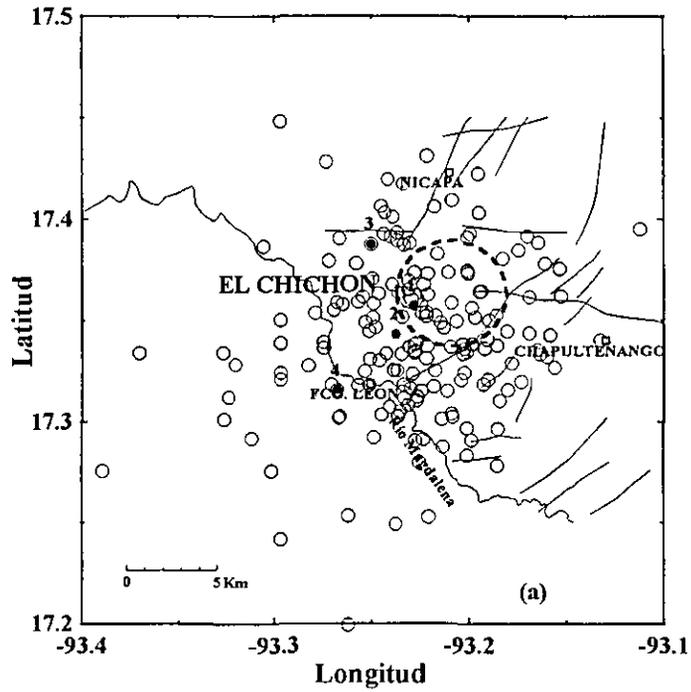
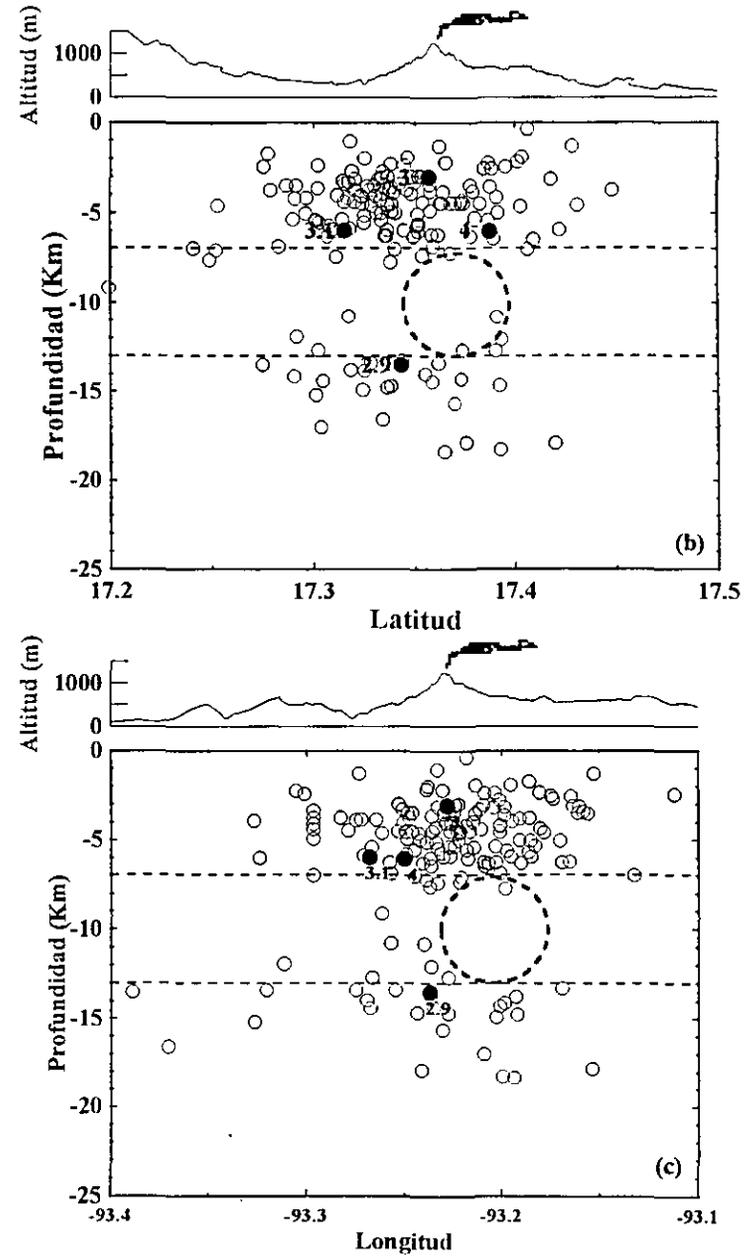


Figura 3.8 (a) Epicentros de los temblores pre-eruptivos ocurridos durante el mes de marzo de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.



deberse a la pobre cobertura de la red, localizada al sudeste del volcán (figura 3.1). Sin embargo la distribución de epicentros al sudeste del volcán parece estar relacionada a los diferentes fallamientos presentes en las inmediaciones de este. Las figuras 3.8b y 3.8c muestran que los hipocentros de la gran mayoría de los temblores se ubicaron en dos grupos: unos a profundidades entre 0 y 7, y otros entre 13 y 20 kilómetros. Muy pocos eventos tuvieron sus focos a profundidades entre 7 y 12 Km. Probablemente en esta zona, hubo cambios en el régimen de esfuerzos ocasionado por el emplazamiento y almacenamiento temporal de magma en estado de fusión a esas profundidades. Los pocos hipocentros que se ubicaron a esas profundidades, probablemente ocurrieron por fracturamiento de la roca en la frontera del reservorio de magma.

### **III.5 ACTIVIDAD SÍSMICA ENTRE ERUPCIONES, MARZO-ABRIL DE 1982.**

La gráfica 3.9 muestra una composición hecha tomando 3.5 minutos de registro a cada 15 minutos de los sismogramas analógicos de la estación CR3. Esta gráfica da una idea general de la actividad sísmica que se presentó entre la primera erupción de las 05:32 del día 29 de marzo y la última de las 11:30 del día 4 de abril.

De las figuras 3.7 y 3.9 se puede ver que a pocas horas después de la primera erupción de las 05:32 (TMG) del día 29, la frecuencia de los eventos se redujo a unos cuantos por hora, a la vez que sus amplitudes decayeron a un nivel muy bajo, apenas por encima del ruido normal de fondo. Dentro de esta calma, cabe destacar el temblor de magnitud 3.1 ocurrido a las 07:46, señalado con flechas en la figura 3.7 y con el número 4 en la figura 3.8. Este evento tiene carácter tectono-volcánico (tipo A), ubicado a 7 Km al suroeste del volcán a una profundidad de 6 Km; Yokoyama et al., (1992) estiman una magnitud de 3.7 para este mismo temblor.

También se puede ver de la figura 3.9, que las primeras 12 horas del día 30, fueron de calma casi total, posteriormente se inició una nueva fase eruptiva caracterizada por la ocurrencia de explosiones y tremores armónicos. Los eventos tipo explosión, aparecen como eventos independientes, de bajas frecuencias, con inicios emergentes pero definidos, ondas S no identificadas y un tren de ondas superficiales. Esta actividad aumentó paulatinamente en magnitud y frecuencia de

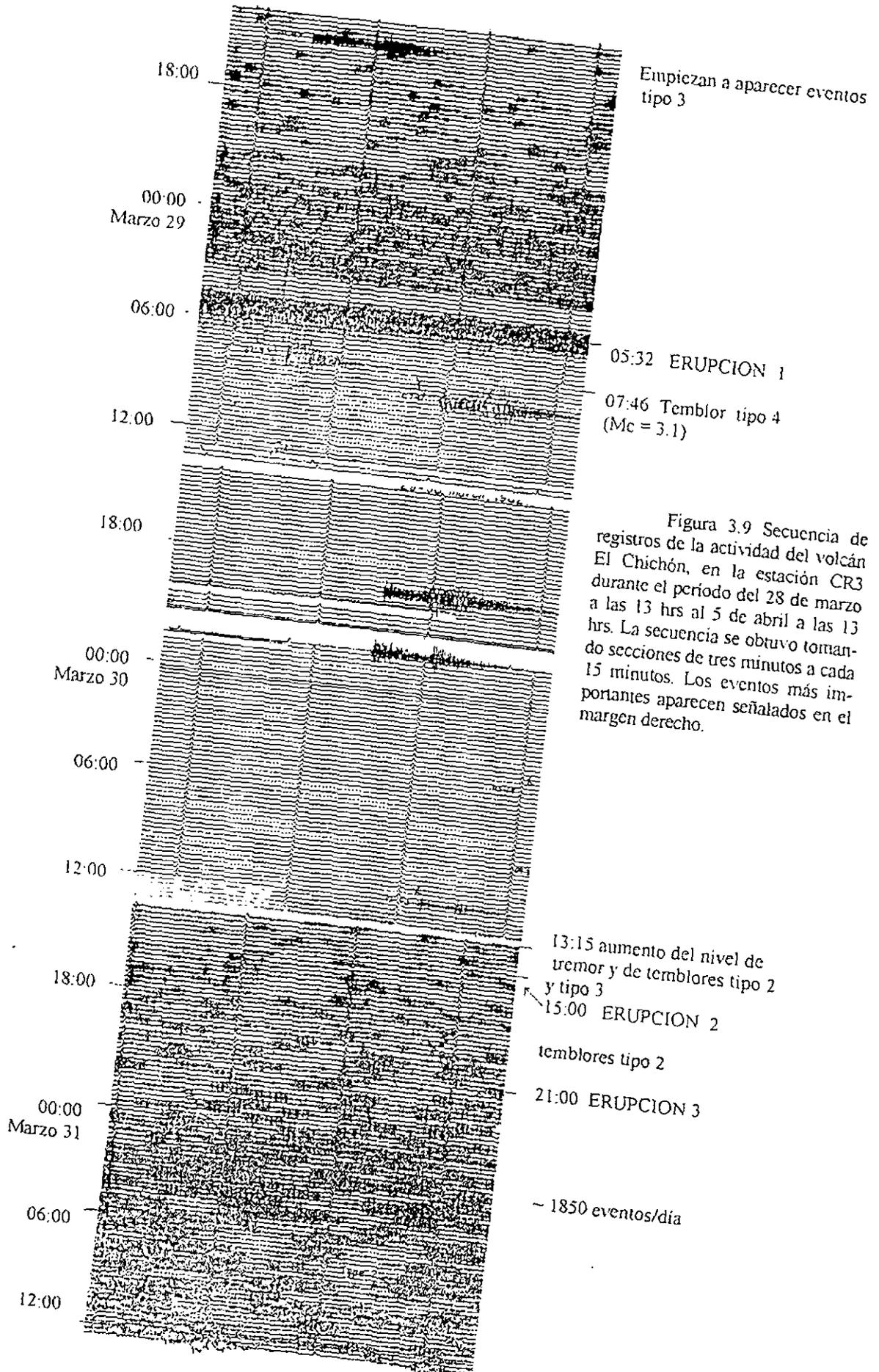
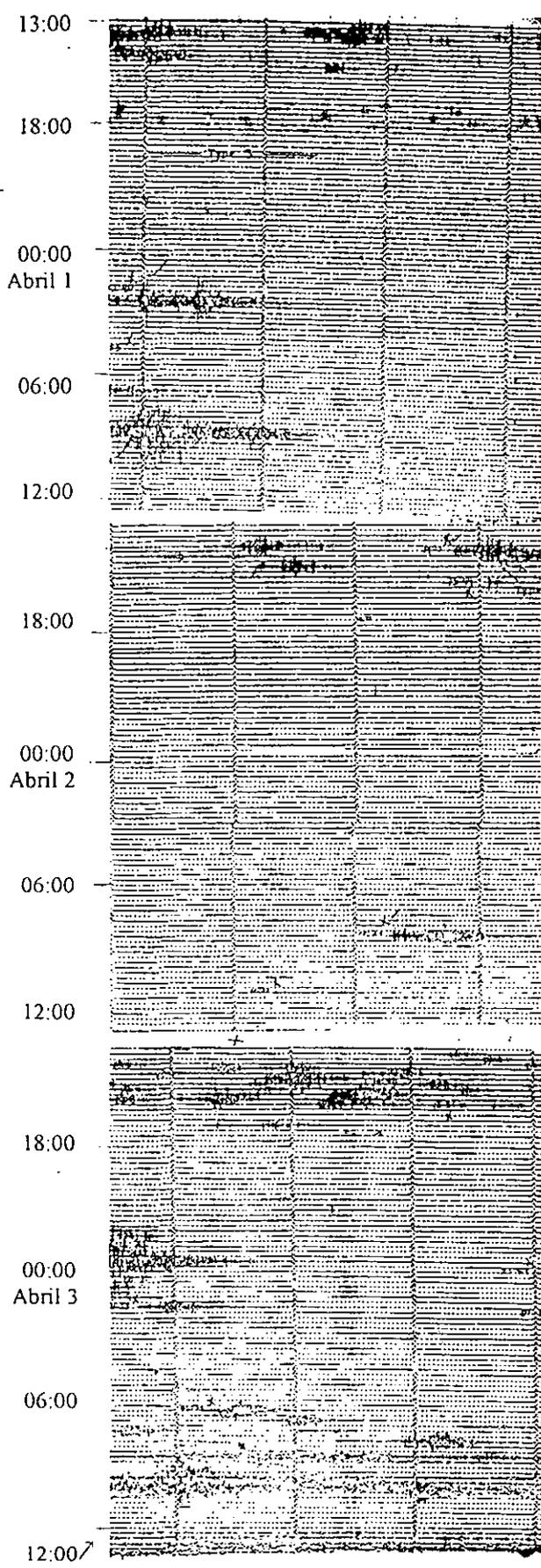


Figura 3.9 Secuencia de registros de la actividad del volcán El Chichón, en la estación CR3 durante el período del 28 de marzo a las 13 hrs al 5 de abril a las 13 hrs. La secuencia se obtuvo tomando secciones de tres minutos a cada 15 minutos. Los eventos más importantes aparecen señalados en el margen derecho.



Secuencia de temblores tipo 2 (13:40-16:00)

Secuencia de temblores tipo 2 (13:39-16:00)

19:30 ERUPCION 4

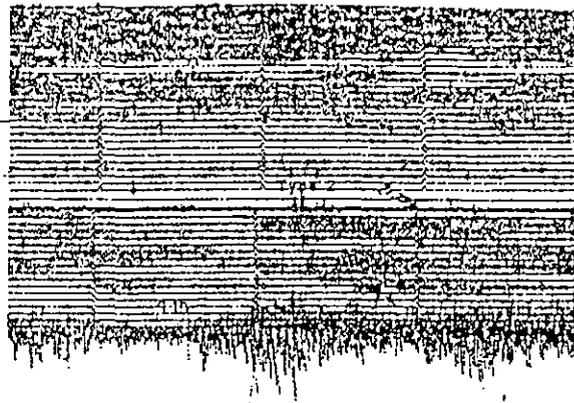
Secuencia de temblores tipo 2 (13:00-16:00)  
17:00 ERUPCION 5

00:00 ERUPCION 6

Temblores tipo 2

08:30-09:40 ERUPCION 7

14:00  
abril 3



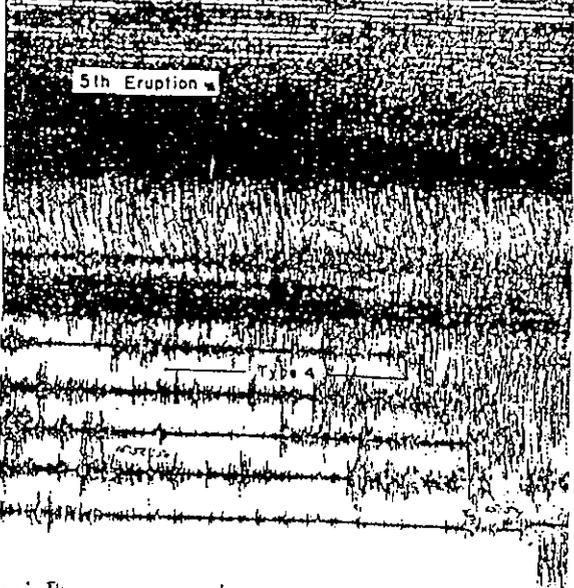
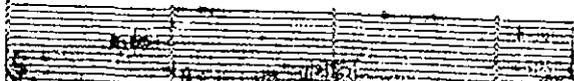
ERUPCION 8

18:00

Temblores tipo 2

00:00  
Abril 4

01:30-02:00 ERUPCION 9



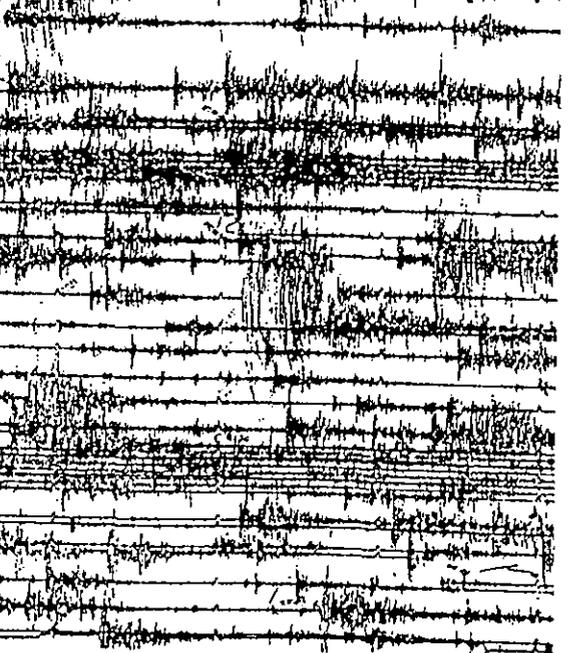
12:00 ↗

11:30 ERUPCION 10

Empiezan a aparecer  
Temblores tipo A (tipo 4)



18:00



ocurrencia durante las 6 horas siguientes, alcanzando una amplitud pico-pico en CSN de 1.2 mm y periodos de 1 a 1.2 segundos, pero continuó aumentando hasta las 2 horas del día 31 cuando alcanzó un máximo de 6 mm y declinó hacia las 15:40 horas. Varios de los eventos más fuertes fueron analizados detenidamente encontrando gran similitud con los eventos tipo explosión, ocurridos entre el 27 y el 29, sólo que de mayor magnitud. Aunque en este caso no hay reportes de testigos presenciales, suponemos que los eventos ocurridos fueron explosiones. Yokoyama et al., (1992), identificaron una erupción entre las 21 horas del 30 y 01 horas del 31 de marzo, durante esta actividad de explosiones y temores. Sin embargo de acuerdo con la actividad registrada es muy difícil precisar en que momento de este período de más de 30 horas ocurrió la erupción y cuanto duró. Ésta se caracterizó en su período más crítico, por la ocurrencia de temblores tipo B, una a dos explosiones medianamente fuertes por minuto arrojando material piroclástico y ceniza, y temores volcánicos, estos últimos continuaron ocurriendo hasta las 4:40 horas del 1 de abril. Una cuenta estimada de los eventos más fuertes durante las primeras 24 horas, fue de 1850 eventos, ver el histograma de la figura 3.6. Cabe mencionar que entre las 13 y 16 horas del 31 de marzo ocurrió una secuencia de eventos tipo B, posiblemente asociada a una degasificación (eventos tipo 2 de Havskov et al., 1983).

La actividad del día 1o. de abril fue de temores de poca amplitud (en CSN apenas de 1 mm y su período de 0.7 seg), pero varió que varió en intervalos. Después de dos y media horas de calma, entre las 13:40 y las 16:00 horas se presentó una secuencia de 23 temblores tipo B, en CSN tuvo amplitud máxima de 5 mm y período de 1.1 seg (eventos tipo 2 de Havskov et al., 1983), similares a los registrados el 31 de marzo entre 13 y 16 horas, y progresivamente también se presentaron temores, que fueron aumentando en la amplitud (en CSN ampl.  $\sim 0.5$  mm.,  $T=0.7$ ). De las 15:35 del 1 de abril a las 13:30 del día 2 el nivel de tremor osciló poco, presentándose esporádicamente temblores de tipo explosión (ver figuras 3.9 y 3.10).

A partir del 1o. de abril se instalaron estaciones temporales cerca del volcán mejorando notablemente la geometría de la red. Con el registro de estas estaciones y los de la red de Chicoasén se pudo hacer un análisis comparativo del tremor detectado. La figura 3.10 muestra los histogramas de la amplitud del nivel de tremor por hora, como una medida de la densidad de registro, para estaciones de diferente azimut y distancia: OST, IXT, CSN y CR3. En todas las estaciones se notó un fuerte efecto de sitio. De esta gráfica se puede ver que el tipo de tremor y amplitud dependen de la trayectoria, como es el caso de IXT y OST y de la distancia para

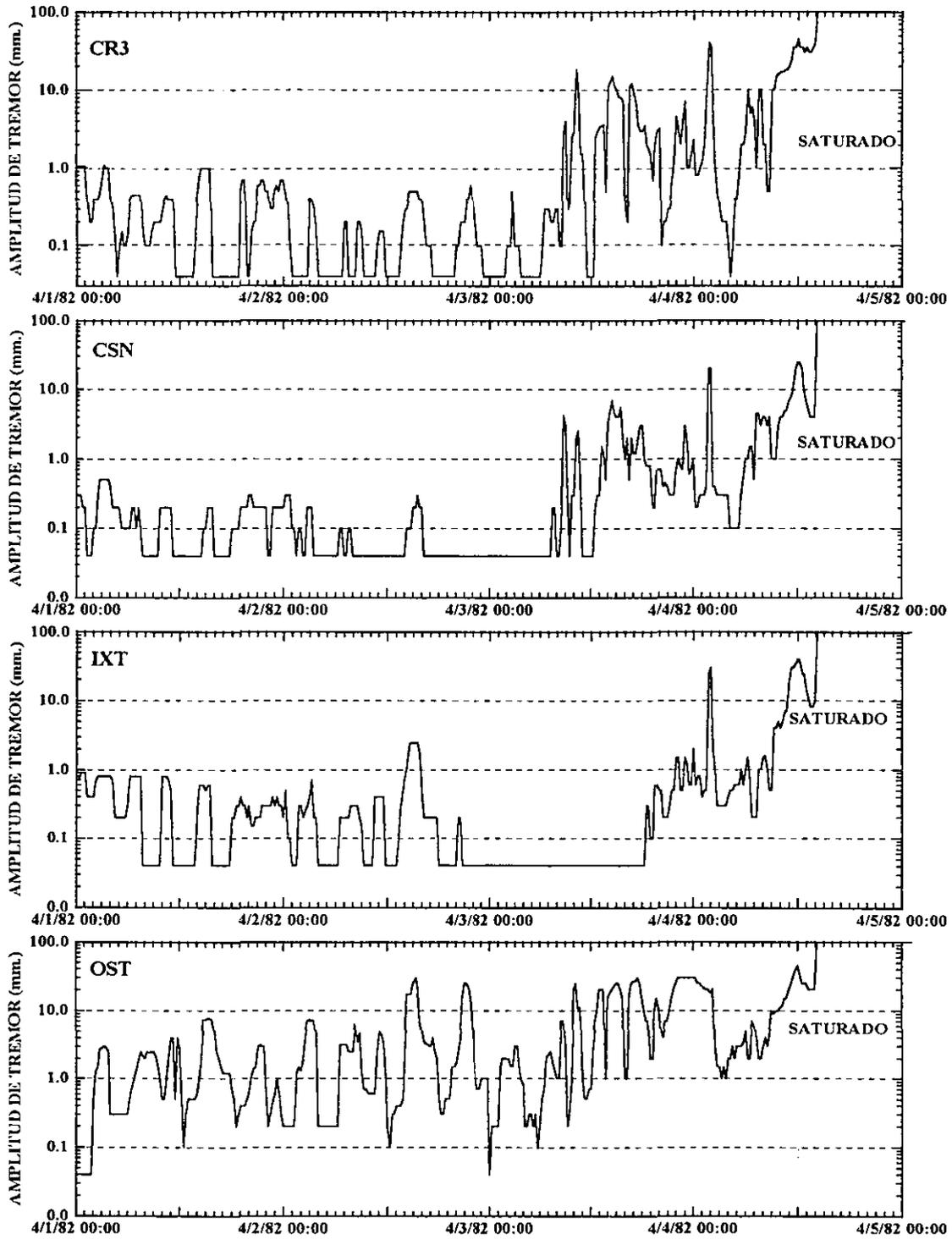


Figura 3.10 Histograma de la medida de la amplitud del nivel de ruido medido a cada hora de los registros de las estaciones OST, IXT, CSN y CR3 entre el 1 y el 4 de abril de 1982.

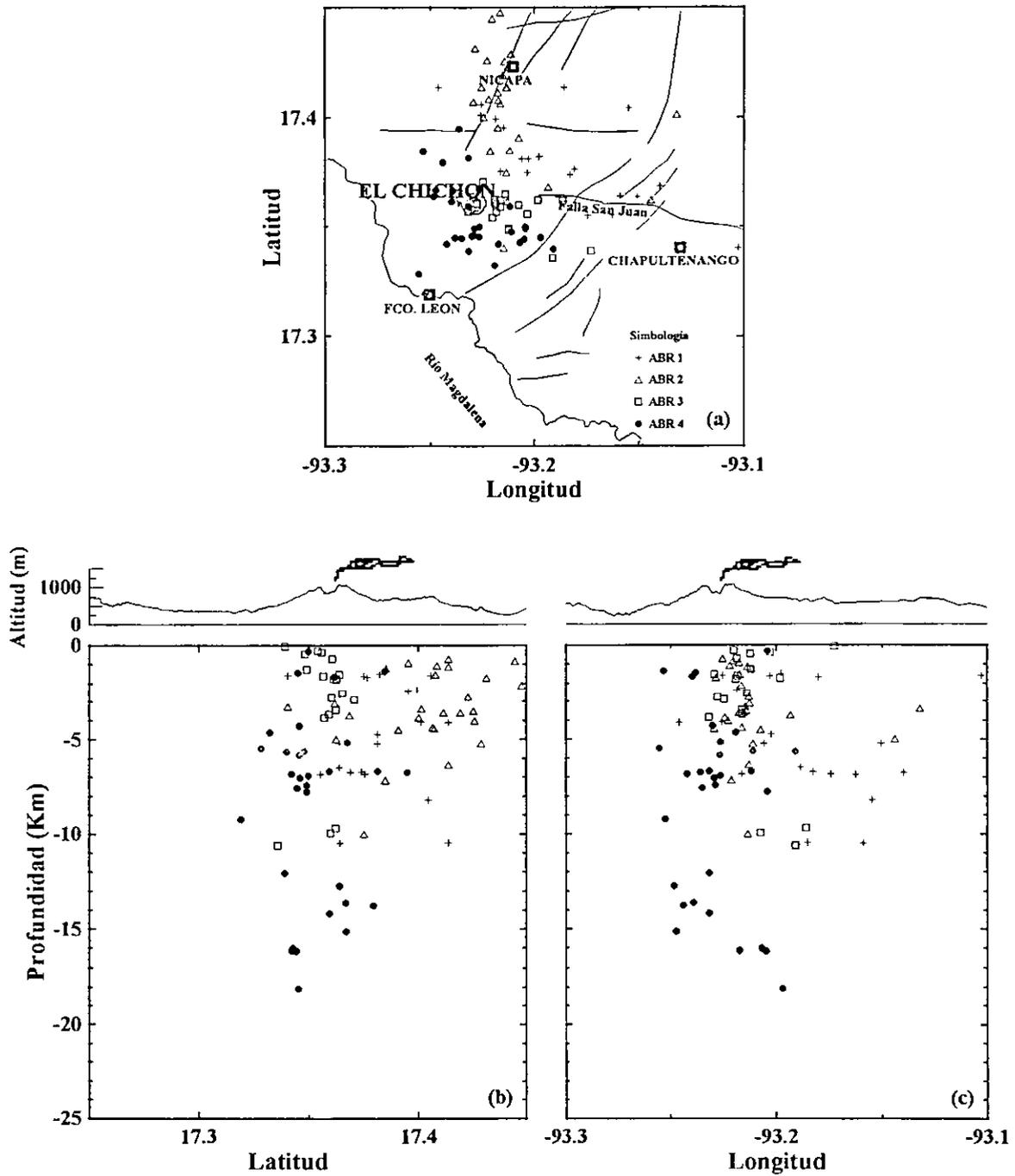


Figura 3.11 (a) Epicentros de eventos ocurridos los días 1, 2, 3 y 4 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del volcán El Chichón.

CR3. A pesar del alto nivel de ruido de fondo que dominó, se logró obtener información de algunos eventos tipo B para su localización. El mapa de la figura 3.11a muestra los epicentros del día 1 de abril (cruces), estos se alinearon a lo largo de una línea de dirección noroste-sureste, al noreste del volcán. Este alineamiento coincide con el rumbo que tiene la falla San Juan. Las figuras 3.11b y 3.11c muestran que las profundidades hipocentrales se situaron entre 0 y 8 Km, principalmente y solamente 3 eventos tuvieron profundidades entre 8 y 12 Km

Entre las 13:30 y las 16:00 hrs. del 2 de abril, se presentó otra secuencia de temblores tipo B (en CSN ampl. max. 4.5 p-p, T=1.1 segundos), acompañados por tremores de poca amplitud (sólo observada en estaciones cercanas). Bajo las mismas características de registro (ver Tabla I), los sismogramas de las estaciones IXT y OST registraron notablemente diferentes amplitudes de tremores y temblores. Esto puede deberse en parte, a un efecto de sitio, de trayectoria ó a la distribución geométrica de las fuentes. En el caso de la última secuencia descrita, OST tiene el registro saturado. En el mismo 2, entre 19:50 y 22:00 horas, en OST y ARE se registra un aumento de la amplitud del tremor acompañado de temblores tipo B (ver figura 3.9 y 3.10). De las 22:00 horas hasta las 01:00 del día 3 dominó un intervalo de calma, registrándose sólo algunos temblores tipo B.

La distribución geográfica de los epicentros de los temblores tipo B del día 2 (triángulos), se muestra en la figura 3.11a. Esta se caracterizó por ocurrir principalmente al norte, entre el edificio volcánico y Nicapa, con un alineamiento que tiene una tendencia norte-sur. Las profundidades hipocentrales se ubican entre 0 y 8 Km (ver figura 3.11b y 3.11c). El 93% de los focos están situados en un plano perpendicular en dirección norte-sur. Coincidentemente los epicentros se alinean a lo largo de una falla de dirección SSW al NNE ubicada al norte del volcán y que fue localizada recientemente por García-Palomo, (1997). Sólo 4 eventos de estos se localizaron sobre la falla San Juan.

Durante el día 3 se observaron varias señales con diferentes características, en algunas predominaron los tremores y en otras los temblores tipo B. Las primeras se presentaron con relativamente baja amplitud y fueron aumentando progresivamente. Las señales más fuertes se presentaron entre las 14:00 y 15:59 horas, aunque solamente correspondieron a erupciones dos: la de las 08:36 y la de las 09:39 (Yokoyama, et al., 1992). A continuación se describe el carácter de esas señales (figura 3.9):

a) En estaciones cercanas, el día 3 entre 01:00 y 02:00, se registró una secuen-

cia de pequeños temblores tipo B, que fueron acompañados por tremores de poca amplitud. Estos dispararon un aumento en la amplitud de tremor entre 02:00 y 04:00 horas, alcanzando su máximo a las 03:00 horas (OST: ampl. max. 4.5 mm.,  $T=0.7$  seg., ver figura 3.10).

b) Después de las 05:00 siguió una secuencia de eventos tipo B que aumentó en número progresivamente: de 05:00 a 06:00 ocurrieron 4, de 06:00 a 07:00 16, de 07:00 a 08:00 36 y de 08:00 a 08:36 8. La mayoría de estos eventos fueron registrados por toda la red.

c) A las 08:36 inició un aumento abrupto de la amplitud de tremor y luego de tres minutos (a las 08:39) ocurrió un temblor regional (en TPN tiene un intervalo S-P=18 seg. y fue registrado por estaciones lejanas COM, PBJ y VHO), Yokoyama et al., (1992) lo identifican como un precursor de esta erupción. Ésta termina a las 09:12 y fue registrada por toda la red.

d) Casi media hora después a las 09:39 vuelve a aumentar progresivamente la amplitud del tremor, alcanzando su máximo a las 10:24, terminando 20 minutos después. También aquí a las 10:03 se registró un temblor regional de las mismas características del temblor de las 08:39, que Yokoyama et al., (1992) lo identifica como precursor. La máxima amplitud de tremor se registró a las 10:24 y terminó a 10:43.

e) A las 12:16 vuelve a aumentar la amplitud del tremor, predominando los eventos de tipo explosión y los tremores. Posteriormente entre las 14:00 y 15:59 ocurrió una actividad donde predominaron los temblores tipo B (en CSN: ampl. max.= 8 mm.,  $T=1.2$  y registrados por toda la red).

f) Se pueden distinguir por lo menos tres intervalos más con este tipo de señales, durante el día 3: de las 16:28 a las 18:45, de las 19:30 a las 20:18 y a las 21:00 a las 00:12 del día 4. La última fue la de mayor intensidad. Todas se caracterizaron por la ocurrencia de temblores tipo B que dominaron en amplitud a los tremores. En los registros de CR3 se pueden distinguir con claridad los intervalos de calma (ver figura 3.9).

La distribución de los epicentros del día 3 de abril estuvo más concentrada al rededor del cráter (ver cuadros figura 3.11a), por tanto los hipocentros se situaron principalmente debajo y en el edificio volcánico (ver figuras 3.11b y 3.11c). Se puede decir que la actividad emigró hacia la superficie, ya que el 90% de los eventos ocurrieron entre 0 y 4 Km. Tanto el día 2 como el 3, ocurrieron algunos eventos a profundidades entre 10 y 12 Km, que pudieran deberse al cambio en el régimen de

esfuerzos por el relajamiento parcial de los esfuerzos producido por las erupciones y emisión de material magmático.

Entre las 01:30 y 02:10 del día 4 (ver figura 3.9), ocurrió una erupción, que en magnitud fue tan grande como la del 28 de marzo, pero con menor duración. La máxima amplitud registrada a las 01:45 en TPN fue de 30 mm y un período de  $T=0.6$ , en CSN fue de 30 mm y en CR3 de 80 mm (COM de 18 mm.); en las estaciones de la red temporal se saturó el registro. Se detectaron durante la erupción, por lo menos dos explosiones (de magnitud 3.3  $M_c$ ).

Después de esta erupción, pareció que el estado de esfuerzos se hubiera relajado. La actividad de tremores y temblores tipo B por espacio de 4 horas dejaron de registrarse. Por otra parte, empezaron a presentarse eventos del tipo A de baja magnitud (entre 2.0 y 2.6  $M_c$ ), con un contenido de alta frecuencia y fases P y S claramente registradas. Después de las 05:00, se reactivó la ocurrencia de tremores y temblores tipo B de baja frecuencia que fueron aumentando progresivamente en amplitud, y acompañados por eventos tipo A (ver figura 3.12).

A las 11:10 dio inició una violenta erupción freatoplíniana, según Sigurdsson et al. 1984, acompañada de fuertes explosiones (del orden de 3.5 a 3.9  $M_c$ ). El SEAN Bulletin (1982) reporta el inicio a las 05:22 (hora local) observada por testigos presenciales. Pobladores de Pichucalco vieron elevarse del volcán material incandescente y nubes de ceniza oscura. En otros lugares reportaron haber sentido temblores por la mañana del 4 de abril. A un radio de 18 Km al noreste del cráter hubo caída de tefra no mayor de 4 cm. En Nicapa a 7 Km del cráter la caída de tefra fue hasta de 40 cm. de espesor y bombas hasta de 60 cm de diámetro. La erupción produjo una columna eruptiva de 22 Km similar a la erupción del 28 de marzo (Yokoyama et al., 1992), aunque se ha comprobado que ésta última fue mayor (Carey and Sigurdsson, 1986).

La inestabilidad regional originada por el emplazamiento de magma fue detectada desde fines de febrero alcanzando su máximo nivel de crisis el 4 de abril (11:10-13:30). La expulsión violenta de tefra acompañada de degasificación y explosiones originó un aumento muy grande en el nivel de ruido microsísmico y en la amplitud del temblor. El cambio de presión debido al desalojo del magma a profundidad, produjo una inestabilidad observada por la presencia de temblores tectono-volcánicos tipo A. Simultáneamente se produjeron fluctuaciones de presión que originaron un movimiento del terreno durante la erupción, fue tan fuerte, que el temblor espasmódico saturó los registros de todas las estaciones de la red temporal

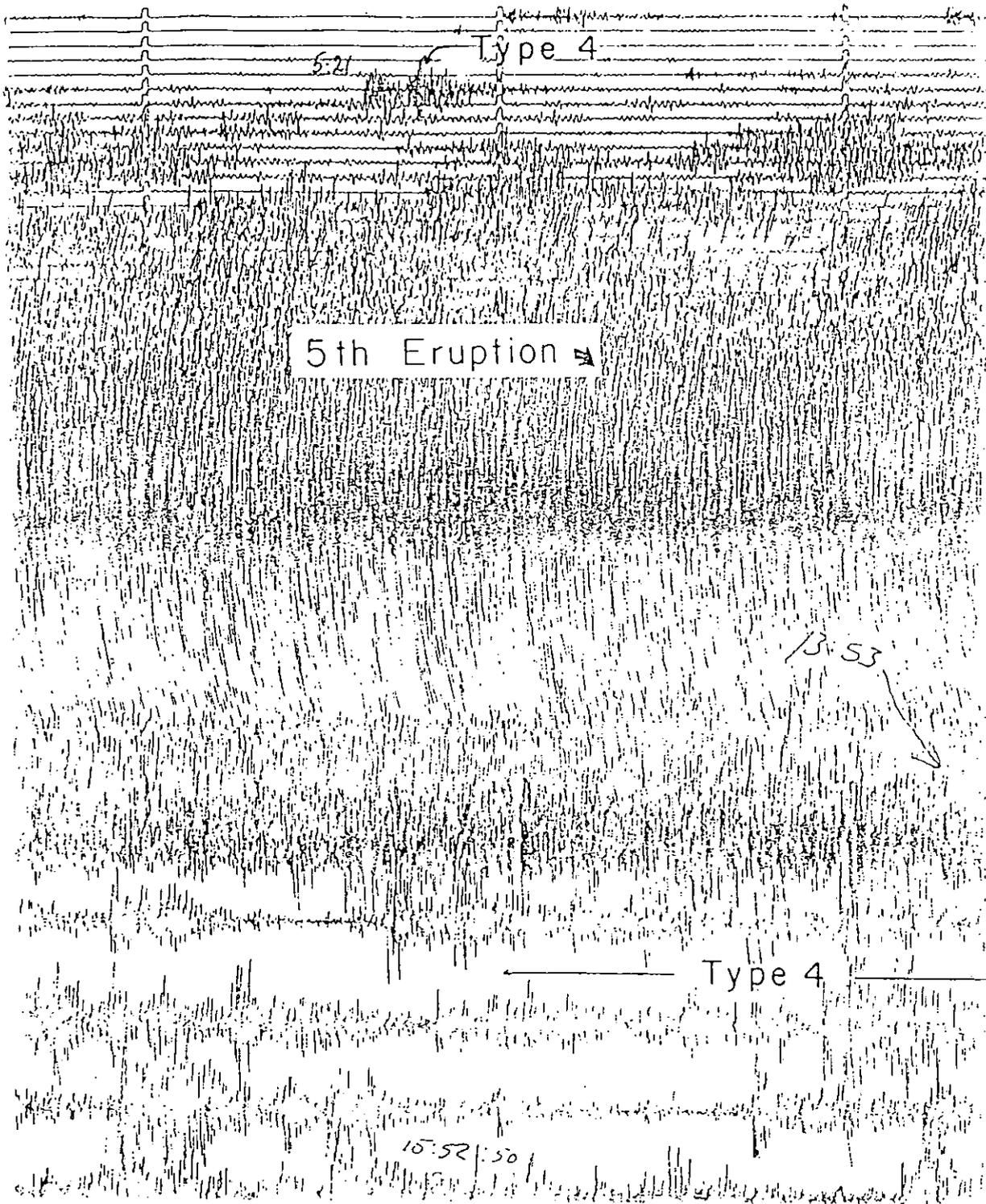


Figura 3.12 Sección del sismograma de la estación CR3 que se registró entre las 3:59 y 16:05 hrs del día 4 de abril de 1982. Aquí se muestran 2.5 minutos de registro a cada 15 minutos a partir de las 4:05 del día 4. Se puede ver que después de una etapa de quietud donde se empezaron a registrar eventos tipo B y tipo A, ocurrió la gran erupción de las 11:10 hrs de ese día 4 de abril de 1982 que fue seguida por un enjambre de eventos tipo A.

hasta por 12 horas y los de la red de Chicoasén hasta por 6. Este tremor también fue registrado por varias estaciones lejanas de período corto ( $T = 1$  seg.) de la red Sismológica Nacional (SSN), con amplitudes del orden de 10 mm ó más. La figura 3.3a muestra el registro obtenido por la estación OXM del SSN, además en la Tabla V se resumen las amplitudes registradas por algunas estaciones del SSN que registraron el tremor, en ella se anota: la clave de la estación, la distancia del volcán, la amplitud registrada, el tipo de sismógrafo y la ganancia.

**TABLA V**

Est.	Dist. Km.	Amplitud mm.	Sismógrafo	Amplificación
COM	170	26	Benioff Baby	36000
PBJ	254	17	Benioff Baby	36 000
VHO	373	12	Benioff Baby	36 000
OXM	716	9	Willmore	36 000

Analizando detalladamente los sismogramas de las estaciones COM y VHO del SSN se pudo observar que durante el clímax de la crisis eruptiva, el nivel del tremor no tuvo en todo momento el mismo orden de amplitud, sino que hubo una variación que correspondió a la ocurrencia de varias explosiones o temblores en un intervalo muy corto de tiempo, superponiéndose entre sí y/o aumentando la amplitud del tremor. De estos sismogramas, se pudieron identificar varias explosiones grandes y/o temblores con magnitudes del orden de 3.9 (figura 3.3b). Sigurdsson et al. (1984) clasificaron esta erupción como freatoplíniana de acuerdo a la expulsión violenta de gases y material fragmentado en suspensión que formaron una columna eruptiva alta y sostenida, produciendo caída de pómez y cenizas

La localización de epicentros del día 4 se muestra (círculos) en la figura 3.11a, cuya distribución se caracterizó por una mayor concentración de epicentros al sureste del cráter del volcán. Las profundidades hipocentrales de la actividad sísmica de temblores tipo B de este día y de los tres días anteriores se ubicaron por arriba de los 7 Km. Por otra parte, inmediatamente después de la erupción de las 01:30-02:10 se observó la aparición de eventos tipo A, los cuales estuvieron ocurriendo entre 12 y 19 Km de profundidad (ver figuras 3.11b y 3.11c).

Puede decirse que una de las características más relevantes de la actividad

sísmica en la etapa crítica que siguió a la erupción de las 5:30 del 29 de marzo y culminó con la erupción del día 4 de abril a las 11:10, fue la persistente ocurrencia de explosiones de poca energía, acompañados por tremores. El registro de estos eventos en la estación más cercana TPN (ver figura 3.2b), tiene el carácter de eventos independientes, con una onda P clara pero muy emergente, mientras que la onda S no fue identificable; en estaciones lejanas tenían el aspecto de tremores. Por la baja magnitud de muchos eventos, sólo se aprecia el tren de ondas superficiales, como es el caso de los registros de CSN (ver figura 3.2d). Aparte de esta actividad de pequeñas explosiones y tremores, se detectaron varias secuencias de algunas decenas de eventos muy parecidos entre sí, pero de mayor amplitud que los descritos arriba (eventos clasificados como del tipo 2 por Havskov et al. (1983)), tres de estas secuencias se presentaron a partir de las 15:40 horas del 31 de marzo a cada 24 horas aproximadamente (ver figura 3.9). Los hipocentros de algunos de los eventos de esta secuencia, se localizaron a profundidades menores de 7 Km, ubicándose muy cerca de la superficie o en el edificio volcánico, por lo cual probablemente pueden estar relacionada a fracturamientos del edificio volcánico.

**TABLA VI**

<b>EVENTOS SÍSMICOS MÁS IMPORTANTES</b>			
<b>Fecha</b>	<b>Inicio</b>	<b>Termina</b>	<b>Tipo de Evento</b>
29/03/82	05:30	05:56	erupción
30/03/82	18:00	31/15:22	pequeñas expl., 1 evento/min.
31/03/82	13:00	16:00	secuencia de eventos tipo 2
01/04/82	13:00	15:00	secuencia de eventos tipo 2
02/04/82	13:30	17:16	secuencia de eventos tipo 2
03/04/82	07:00	08:35	secuencia de eventos tipo 2
03/04/82	08:35	09:00	erupción
03/04/82	09:31	10:54	erupción
04/04/82	01:30	02:30	erupción del orden de la 1ra.
04/04/82	11:10	13:30	última erupción (mayor)

La composición de sismogramas de la figura 3.9, da una idea general de las etapas de las diferentes erupciones entre la 1ra. del día 29 de marzo y la última del 4 de abril. Los eventos sísmicos más importantes que se presentaron durante esta etapa se resumen en la tabla VI, donde se indica la fecha, hora de ocurrencia y tipo de evento.

### III.6 ACTIVIDAD SÍSMICA POS-ERUPTIVA.

Posteriormente a la mayor erupción del día 4 de abril de las 11:10-13:30, la actividad sísmica tuvo un cambio radical en las características del tipo de eventos que se presentaron. La frecuencia de ocurrencia de los temblores y temblores tipo B que dominaban la actividad los días anteriores, decayeron drásticamente al mismo tiempo que se presentó un incremento muy grande en la frecuencia de ocurrencia de temblores tipo A; eventos de alta frecuencia y amplitud. Los sismogramas de estaciones temporales (cercanas al volcán) son ilegibles debido a la gran amplitud del tremor armónico, que decayó durante las 48 horas siguientes y a la alta frecuencia de ocurrencia con que se presentaron los eventos tipo A. En este período, la estación OST fue la que registró el tremor armónico con mayor amplitud y continuó registrando con poca amplitud hasta el 26 de abril, probablemente esto se debió a un marcado efecto de sitio. La gran mayoría de eventos están empalmados (traslapados) entre sí, lo que hizo difícil o imposible su identificación completa. Una estimación de los eventos ocurridos entre los 13:30 y las 24:00 hrs. del día 4 fue de 1200 eventos, 8 de los más grandes tuvieron magnitudes del orden de 3.9  $M_c$ .

En resumen las erupciones de El Chichón entre el 29 de marzo y el 4 de abril produjeron una inestabilidad tectónica local que produjo finalmente una intensa actividad sísmica de temblores tipo A, que siguieron a la explosión de las 11:30 del día 4 de abril, correspondiendo a una etapa de estabilización del equilibrio tectónico. Consideramos que a medida que se fue supliendo el equilibrio tectónico, la actividad sísmica fue decayendo tanto en magnitud como en frecuencia de ocurrencia durante los 23 días siguientes. En la figura 3.6 se esquematizó el número de temblores registrados por la estación CSN (solamente existen sismogramas de los primeros 16 días de abril), así como el número de temblores localizados durante todo el mes de abril; en esta gráfica se puede ver la forma en que fue decayendo la actividad sísmica.

Tomando en consideración el patrón de sismicidad observada, el proceso eruptivo presentó tres etapas bien diferenciadas: pre-eruptiva, crítica y pos-eruptiva. Estas parecen caracterizar la evolución del proceso eruptivo. Una síntesis se presenta en la tabla VII. La etapa crítica ha sido descrita por varios autores considerando diversas observaciones, según Sigurdsson et al., (1984) se presentaron 10 erupciones. En un análisis más detallado Yokoyama et al., (1992) sintetizó esta etapa eruptiva en 6 grandes erupciones empleando reportes de observaciones hechas por

diferentes métodos: Testigos presenciales, satélite, sismicidad, ondas de aire y materiales de caída; tomando como base los registros de CSN. En este trabajo revisamos los sismogramas de las estaciones cercanas y los comparamos con los registros de las estaciones CSN y CR3 (ver figura 3.9), con esto corroboramos las erupciones que Yokoyama et al., (1992) identificó, como se muestra en la tabla VIII y además distinguimos la erupción de marzo 30 a las 15:00, reportada por Sigurdsson et al., (1984).

**TABLA VII**

fase		Característica	fecha
pre-eruptiva	I	Se presentaron temblores tipo A desde el 26/11/81 al 29/03/82	29/03/82
	II	el 27/03/82 se empezaron observar temblores tipo 2 (tipo B)	
crítica	I	Se presentó un aumento súbito en la amplitud de tremores temblores tipo B finalizando con la primera erupción.	05:32hrs 29/03/82
	II	Ocurrieron 8 erupciones intermedias, culminando con una gran erupción que fue acompañada de explosiones de magnitud cercana a 4, acompañadas de temblores tipo A	11:30hrs 04/04/82
final	I	Dejaron de ocurrir temblores tipo B y disminuyó drásticamente la amplitud de los tremores.	04/04/82
	II	Se presentó un enjambre temblores tipo A que en los siguientes 23 días decayeron en frecuencia de ocurrencia y amplitud.	04/27/82

**TABLA VIII.**

No.	FECHA	HORA	TIPO DE ERUPCIÓN
I	Marzo 29	05:15-06:06	Gran erupción freato-pliniana, columna eruptiva mayor de 20 Km
II	Marzo 30	12:00-31, 01:00	Pequeñas explosiones, tremores armónicos intermitentes
III	Marzo 31	13:00-16:00	Pequeñas explosiones, tremores aislados
IV	Abril 3	08:35-09:00	Pequeña explosión, tremores aislados, la columna eruptiva alcanzó la tropopausa
V	Abril 3	09:34-10:44	Explosión
VI	Abril 4	01:30-02:10	Gran explosión freato-pliniana acompañada por flujos piroclásticos
VII	Abril 4	11:10-13:30	Gran erupción freatoplinaiana, columna eruptiva mayor de 22 Km

### III.7 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS EPICENTROS.

Las localizaciones de los epicentros de temblores ocurridos entre el 26 de febrero y el 29 de marzo se encuentran distribuidos alrededor del volcán en un radio menor a los 10 Km (ver figura 3.8). Consideramos que a pesar de los errores en la determinación de epicentros por falta de control azimutal de estaciones sismológicas, la dispersión de estos, probablemente está más relacionada a una deformación de la corteza originada por un cambio regional del régimen de esfuerzos, debido a la presencia de un emplazamiento magmático. Las profundidades determinadas para estos eventos, se ubicaron principalmente, entre 0 y 7 Km, ocurriendo pocos eventos a profundidades entre 13 y 20 Km, dejando un espacio entre 7 y 13 Km donde ocurrieron muy pocos temblores (ver figuras 3.8). Esta zona de ausencia de temblores, puede estar relacionada probablemente a la presencia de un reservorio magmático a esa profundidad.

Los epicentros localizados durante el mes de abril corresponden a dos tipos de eventos: los que ocurrieron durante los cuatro primeros días de abril, que fueron temblores tipo B o de explosiones (registrándose algunos temblores tipo A después de la primera erupción del día 4) y los temblores tipo A que ocurrieron posteriormente de la gran erupción del día 4. La distribución geográfica de los primeros, se puede ver en la figura 3.11a, donde se puede ver, como ya se mencionó, que la localización de los epicentros varió durante estos días. Los epicentros del 1 de abril (cruces) se localizaron al noreste del volcán, casi paralelamente a la falla San Juan; los del día 2 (triángulos) se localizaron al norte del volcán alineados en dirección norte-sur, los del día 3 se concentraron en el flanco sureste del cráter del volcán. Por otra parte, se puede ver de los perfiles de la profundidad con la latitud y longitud, figuras 3.11b y 3.11c, que entre el 1 y 3 de abril, los temblores estuvieron ocurriendo principalmente a una profundidad menor de siete kilómetros (y relativamente pocos entre 7 y 11 Km). El día 4 ocurrieron dos erupciones: a la 01:30 y a las 11:10 hrs.; a ambas le precedieron y acompañaron eventos tipo B, explosiones y tremores que fueron registrados en los sismogramas con grandes amplitudes, sobre todo en estaciones cercanas, donde no fue posible analizar los registros debido a la saturación de estos. Esta es la razón por la cual pocos temblores pudieron ser localizados. De los 31 eventos que fue posible localizar el día 4, la mayor parte de ellos ocurrieron en el flanco sureste del volcán, entre la falla San

Juan y una falla de dirección NE-SW que pasa al este del volcán (ver figura 3.11a). La distribución de los hipocentros de los eventos del de 1 al 4 de abril conserva características similares a las observadas en la distribución con la profundidad de los hipocentros del mes de marzo (ver figuras 3.11b y 3.11c). Poco después de la erupción de las 01:30, del mismo 4, se empezaron a presentar temblores tipo A con profundidades superiores a 13 Km aumentando drásticamente su frecuencia de ocurrencia después de la gran erupción de las 11:10, momento en que, como ya se dijo, se presentaron grandes explosiones y tremores de gran amplitud que dominaron la agitación microsísmica de la región.

La actividad sísmica del día 5 de abril, fue la más extendida, sin embargo quedó limitada dentro de un triángulo formado por la falla San Juan al norte, y el sistema de fallas locales de dirección NE-SW al este del volcán y el río Magdalena al oeste, como se muestra en la figura 3.13a. Solamente en este día ocurrieron eventos más al sureste del volcán cuyos epicentros se alinearon sobre algunas fallas del sistema local de fallas. Entre el día 5 y el 11, los eventos localizados fuera de este triángulo fueron relativamente pocos (figuras de la 3.13a a la 3.19a). La distribución de los epicentros delimitada por la geometría del sistema de fallas local y el alineamiento de las localizaciones a lo largo de fallas hace evidente, que la actividad sísmica posterior a la gran erupción es una respuesta de las áreas de debilidad ante el relajamiento cortical debido al cambio en el régimen de esfuerzos. Los epicentros de los días del 6 al 11 (figuras 3.14a, a la 3.19a) se localizaron dentro y alrededor del cráter, en un área sensiblemente cargada al sureste, en algunos casos como los días 6, 7, 9 y 10 (figuras 3.14a, 3.15a, 3.17a y 3.17a) se puede apreciar que la actividad pos-eruptiva quedó delimitada al norte por el sistema de fallas paralelas a la Falla San Juan y al oeste por el río Magdalena, pero el grueso de la actividad ocurrió al sureste del cráter del volcán. Aunque la mayor parte de los epicentros de los días 12, 13, 14 y 15 sigue el mismo patrón que los días anteriores (figuras 3.20a a la 3.23a), se puede ver que la actividad sísmica empezó a emigrar hacia el noreste del volcán. Pero desde el 16 y hasta el 27 la actividad sísmica emigró totalmente hacia el noreste, entre la Falla San Juan y Nicapa (ver figuras 3.24a a la 3.29a). Esta aparente activó las zonas de debilidad preexistentes, como es el caso del sistema de fallas al noreste del volcán (ver figuras 3.24a, 3.24a y 3.26a).

Los hipocentros de la actividad sísmica pos-eruptiva se ubicaron entre 0 y 25 Km de profundidad. Sin embargo, las determinaciones de la profundidad de foco de eventos ocurridos inmediatamente después de la gran erupción del día 4 de abril son

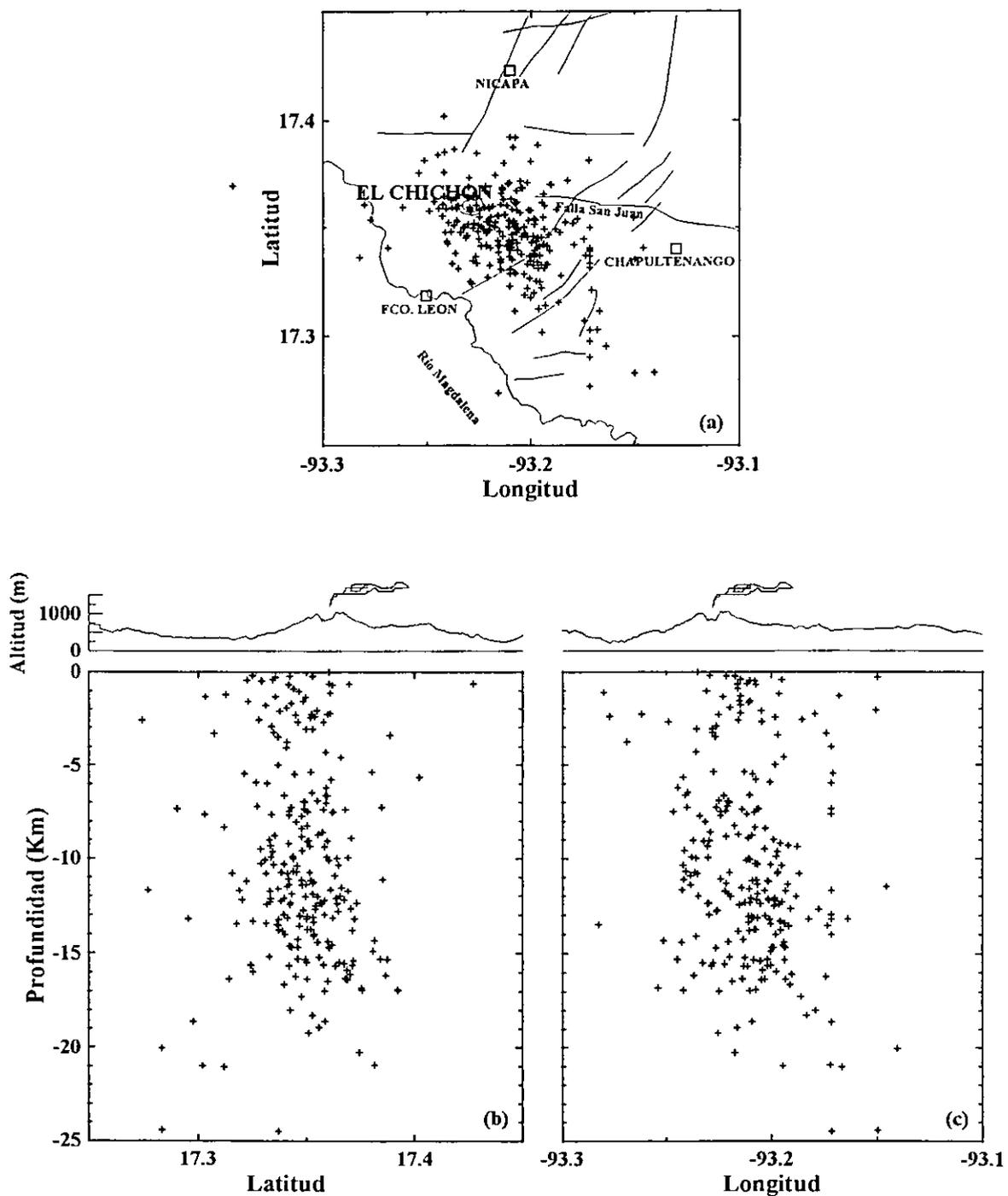


Figura 3.13 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 5 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

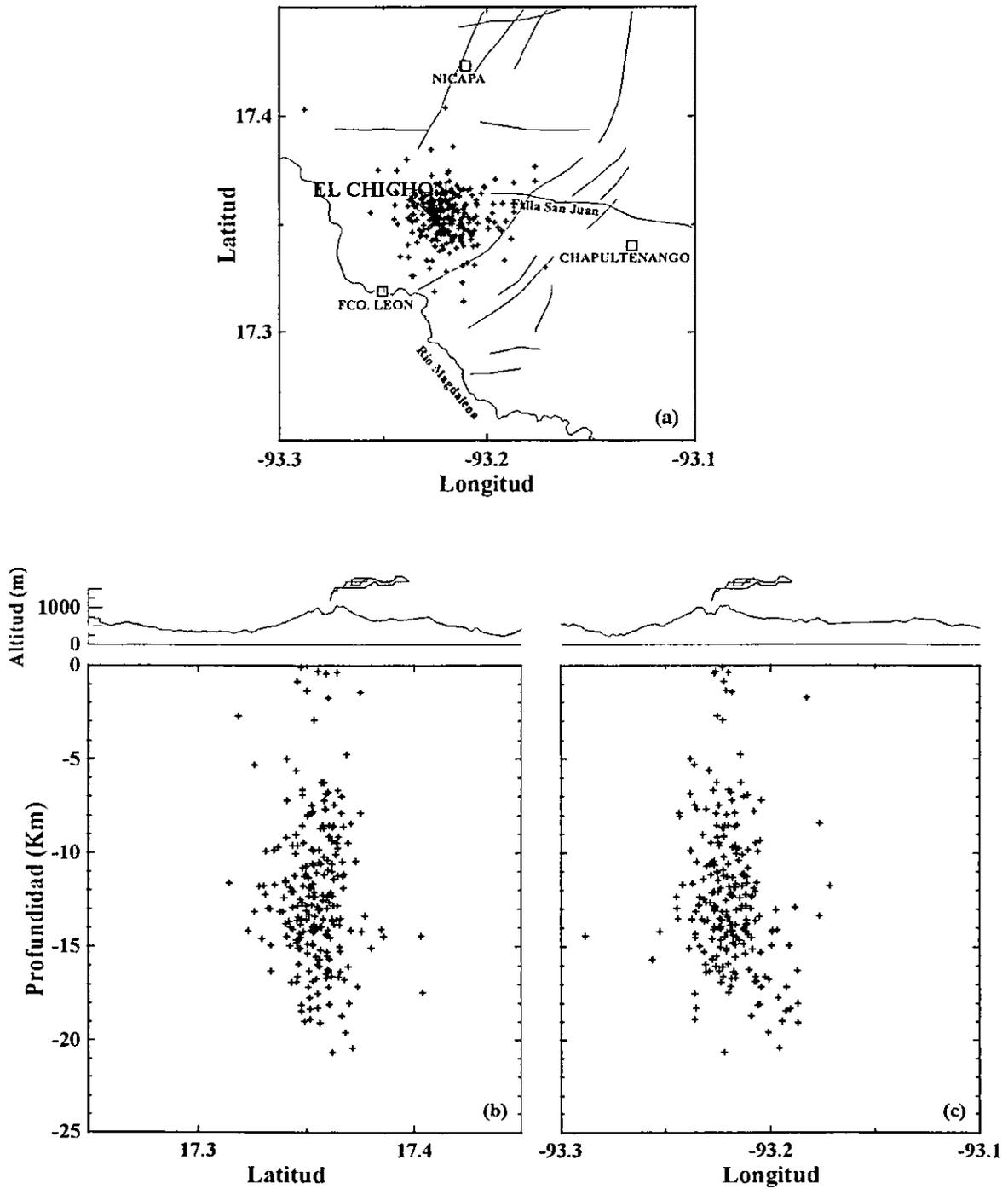


Figura 3.14 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 6 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

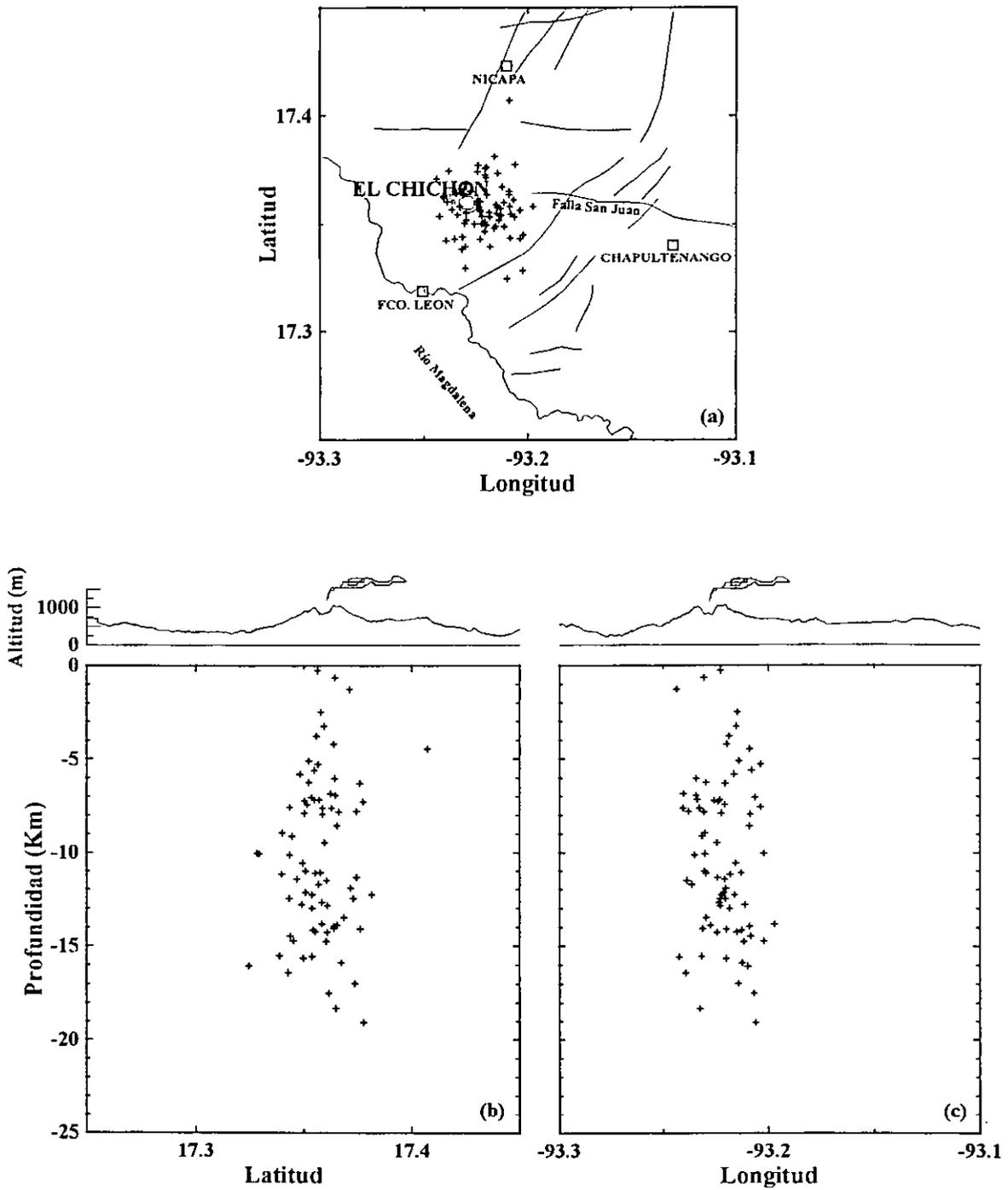


Figura 3.15 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 7 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

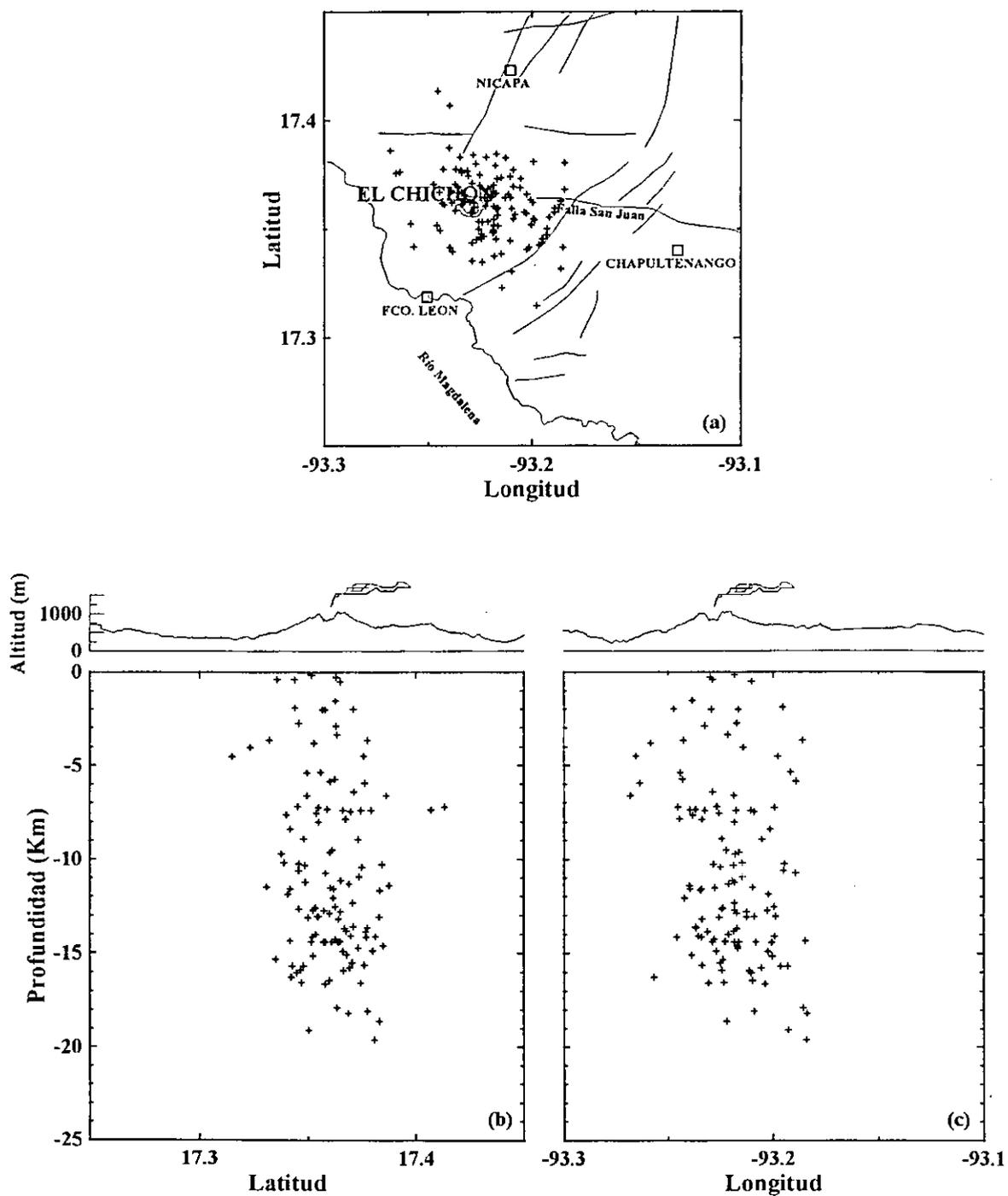


Figura 3.16 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 8 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

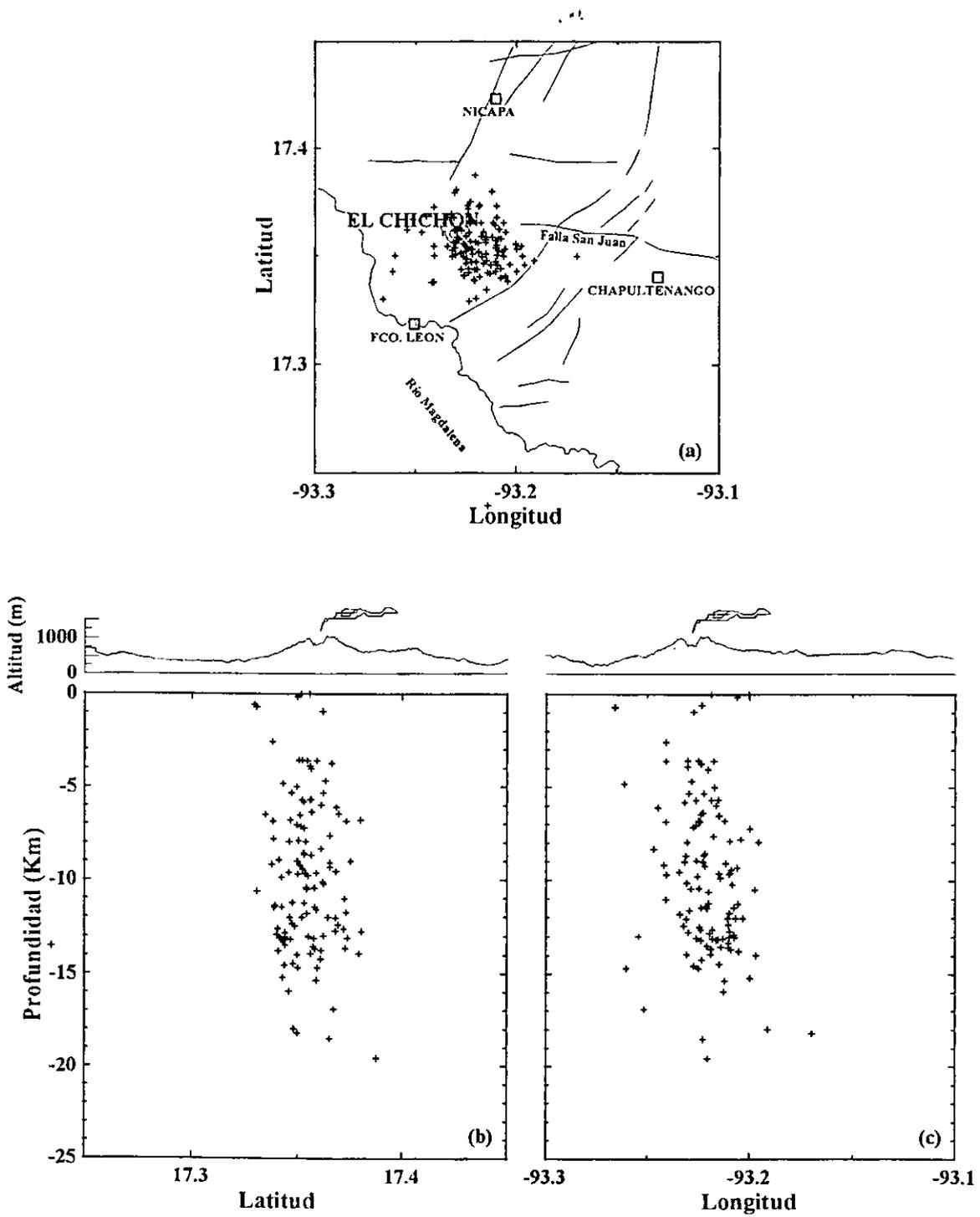


Figura 3.17 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 9 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

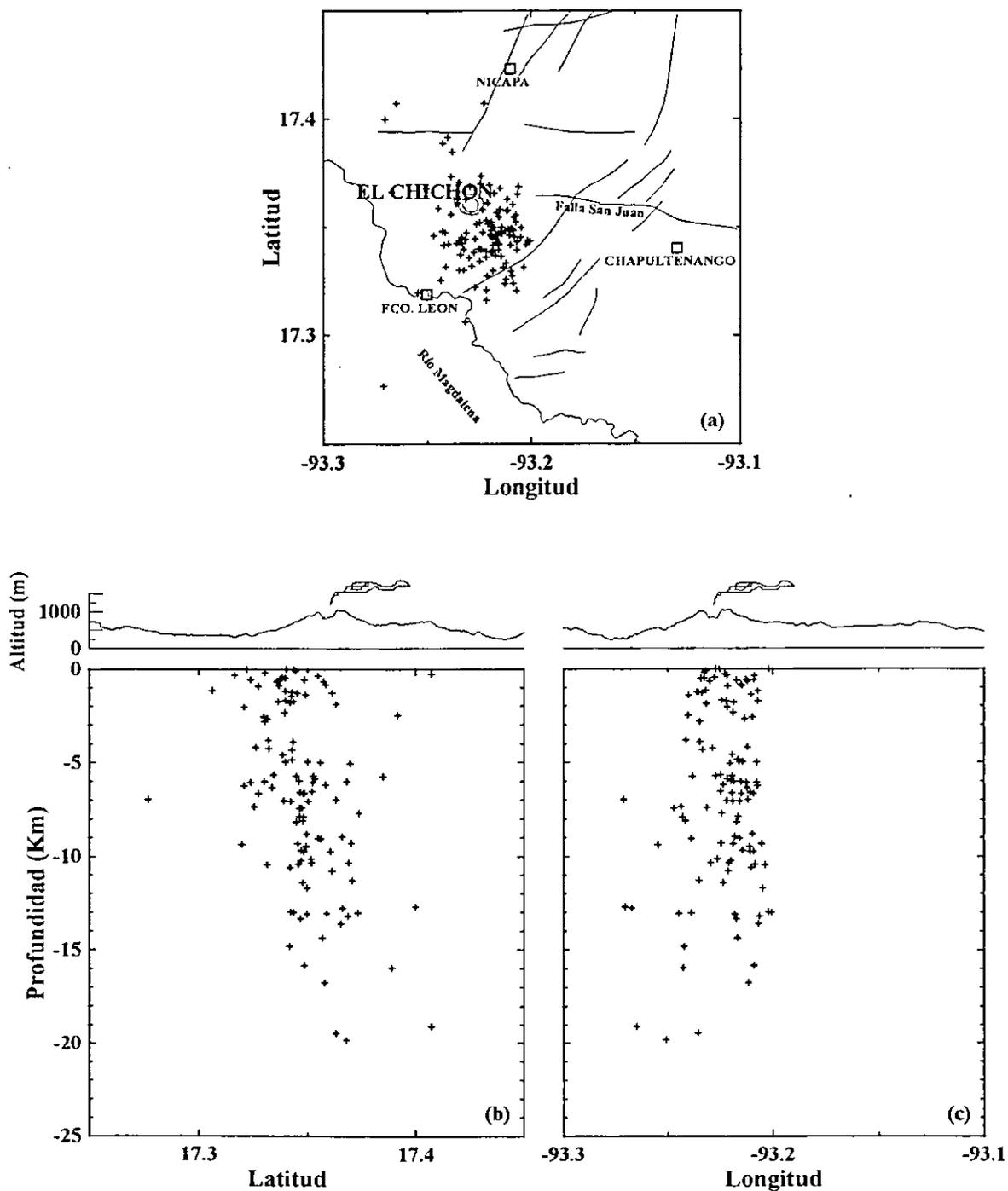


Figura 3.18 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 10 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

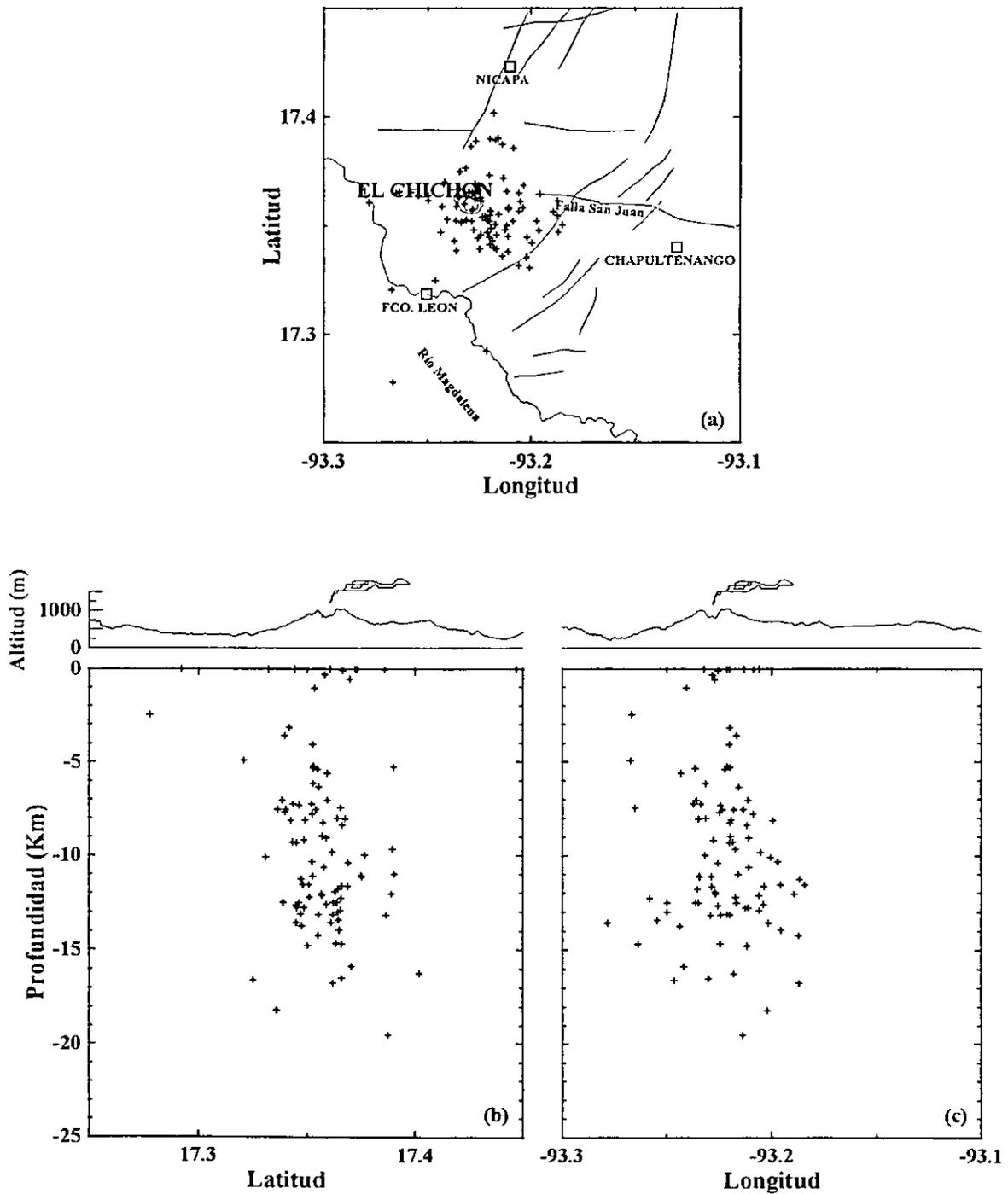


Figura 3.19 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 11 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

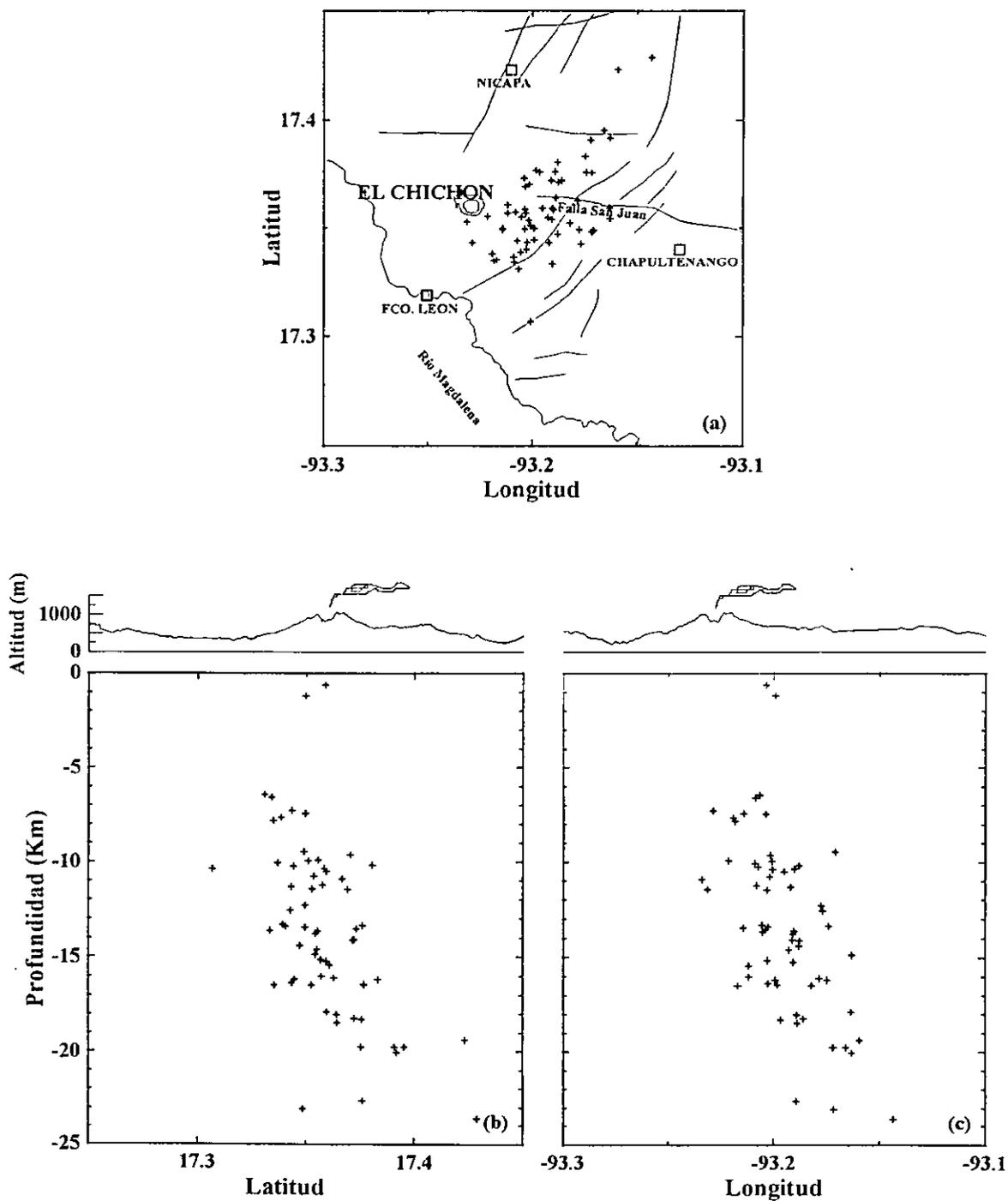


Figura 3.20 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 12 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón

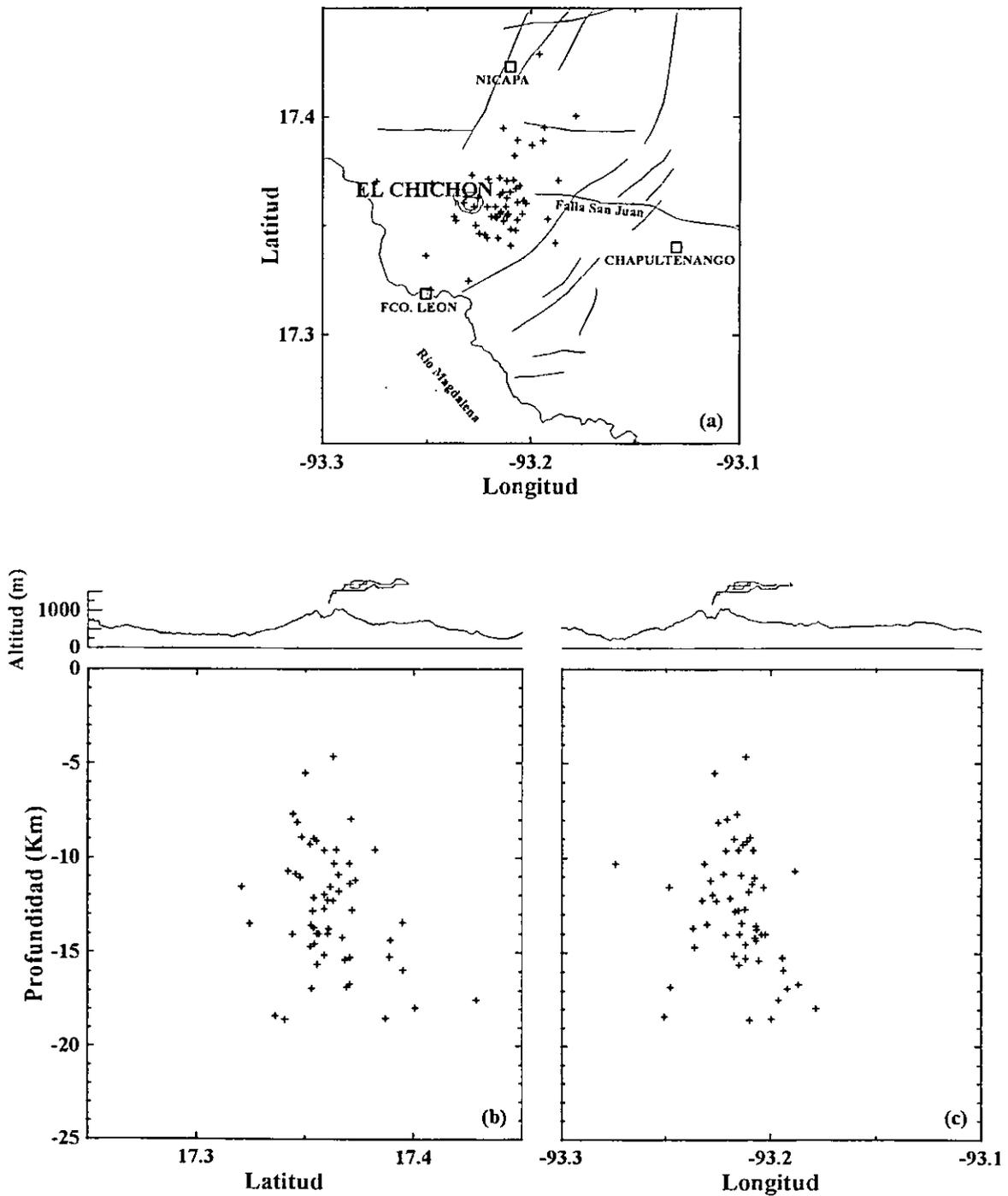


Figura 3.21 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 13 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N e W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

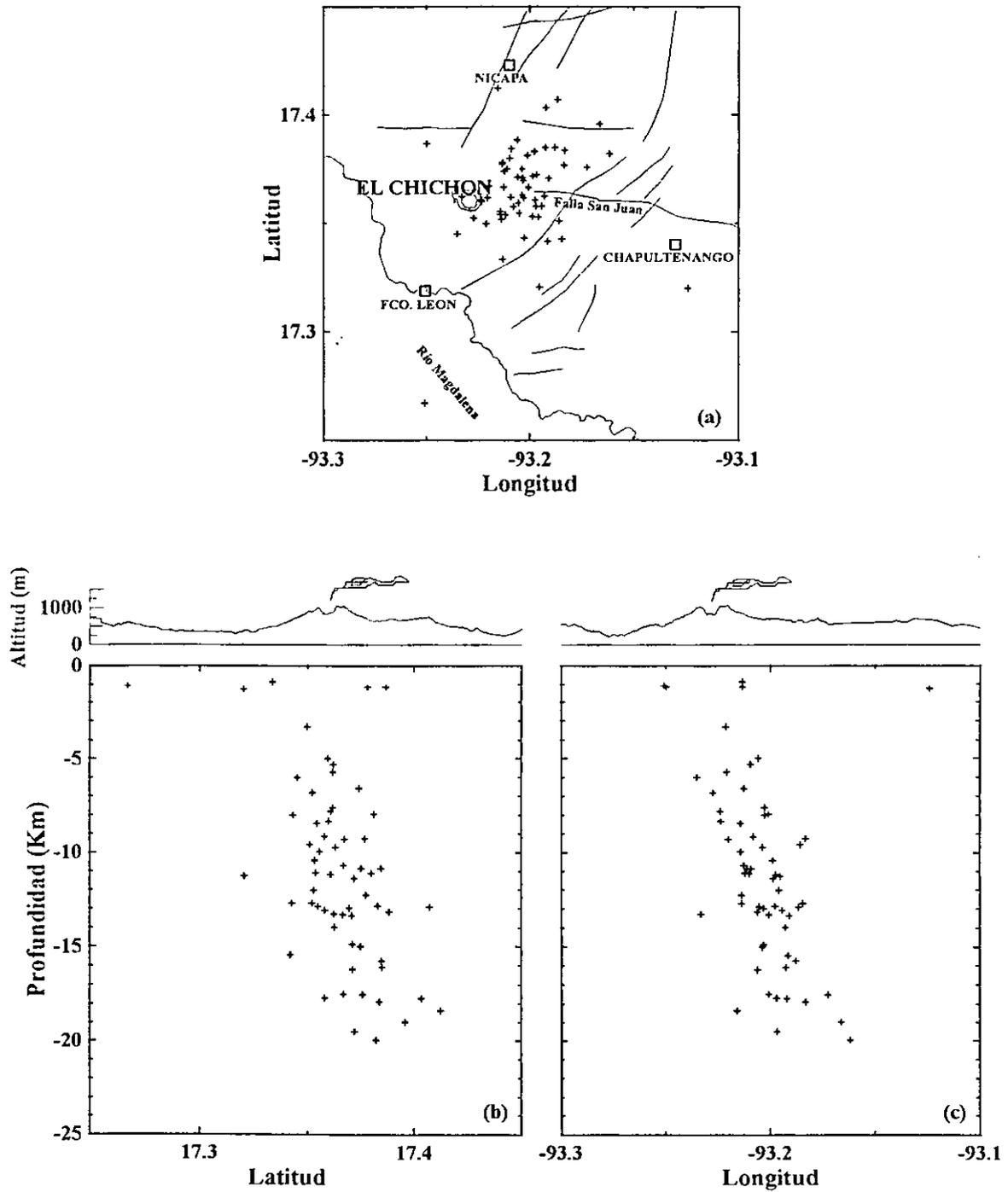


Figura 3.22 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 14 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

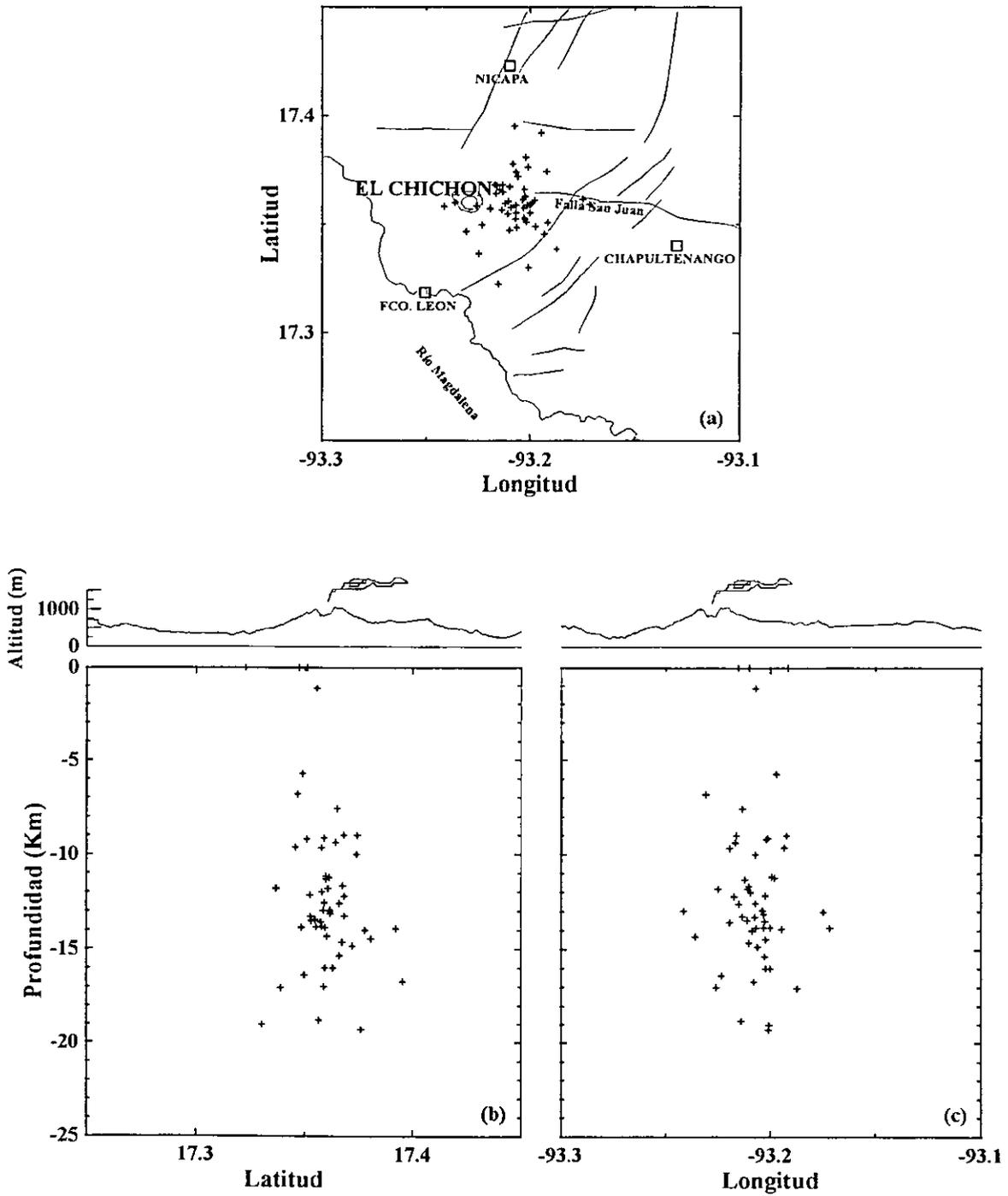


Figura 3.23 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 15 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

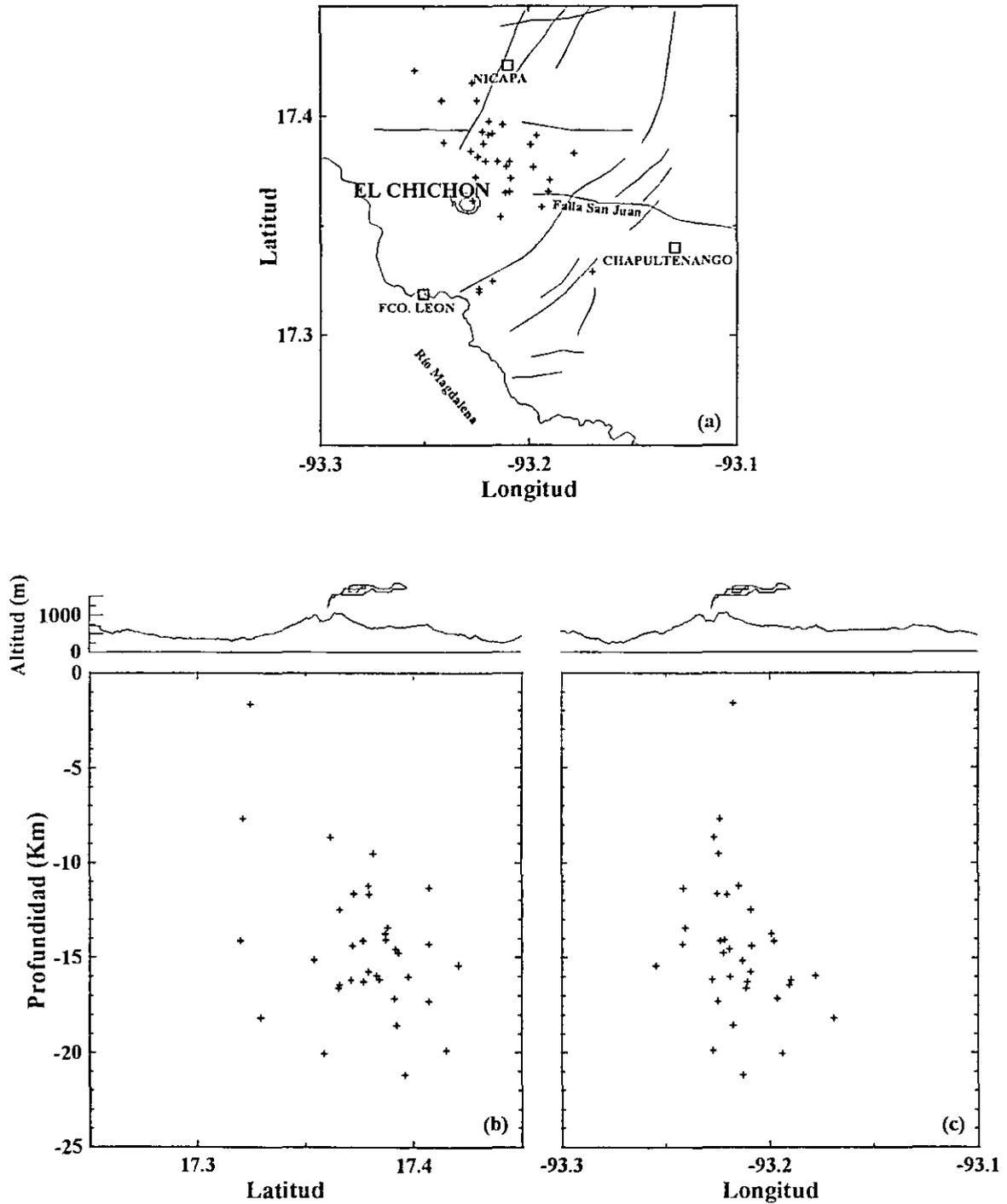


Figura 3.24 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 16 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chicchón.

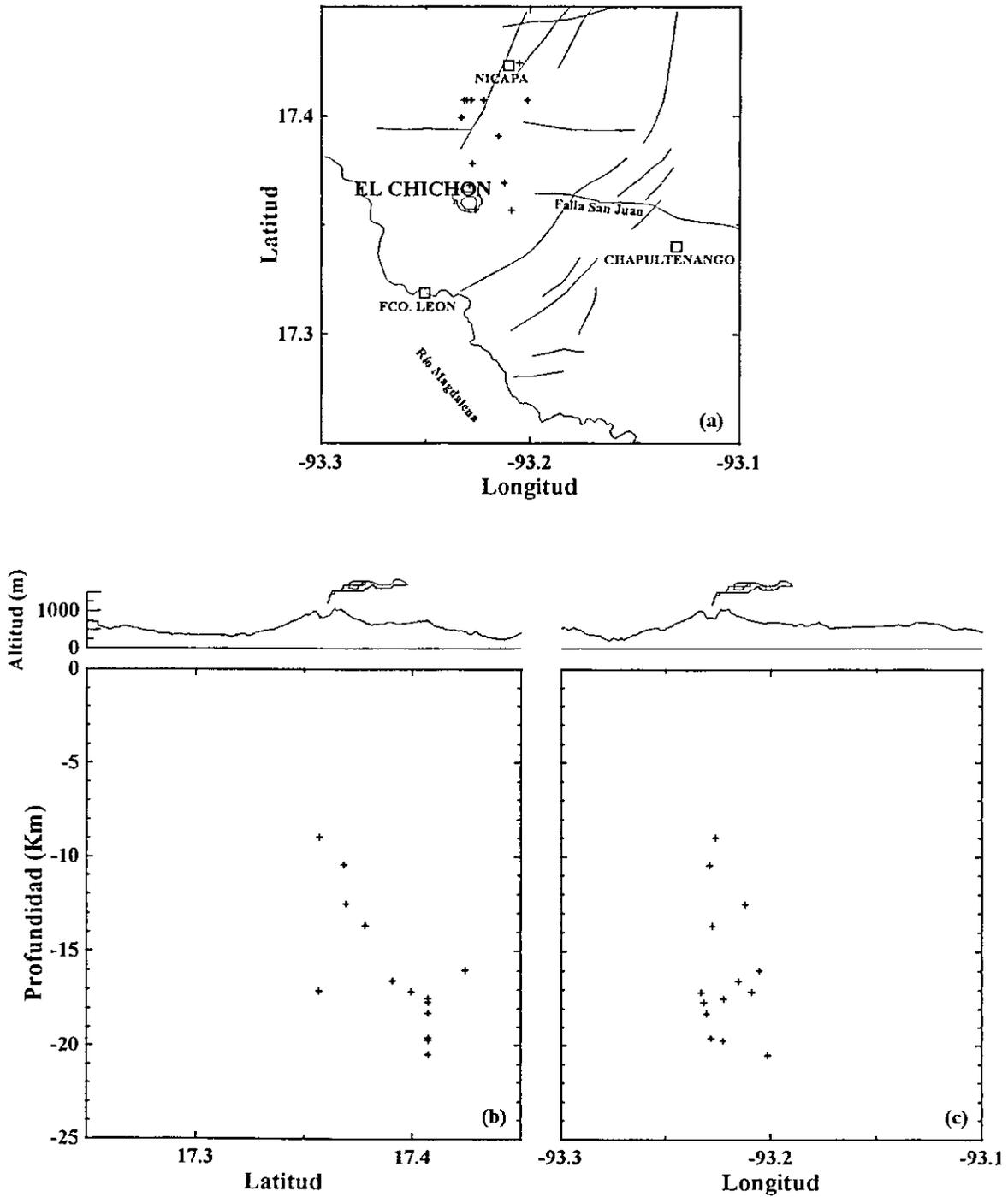


Figura 3.25 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 17 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y E-W a través del cráter del volcán El Chichón.

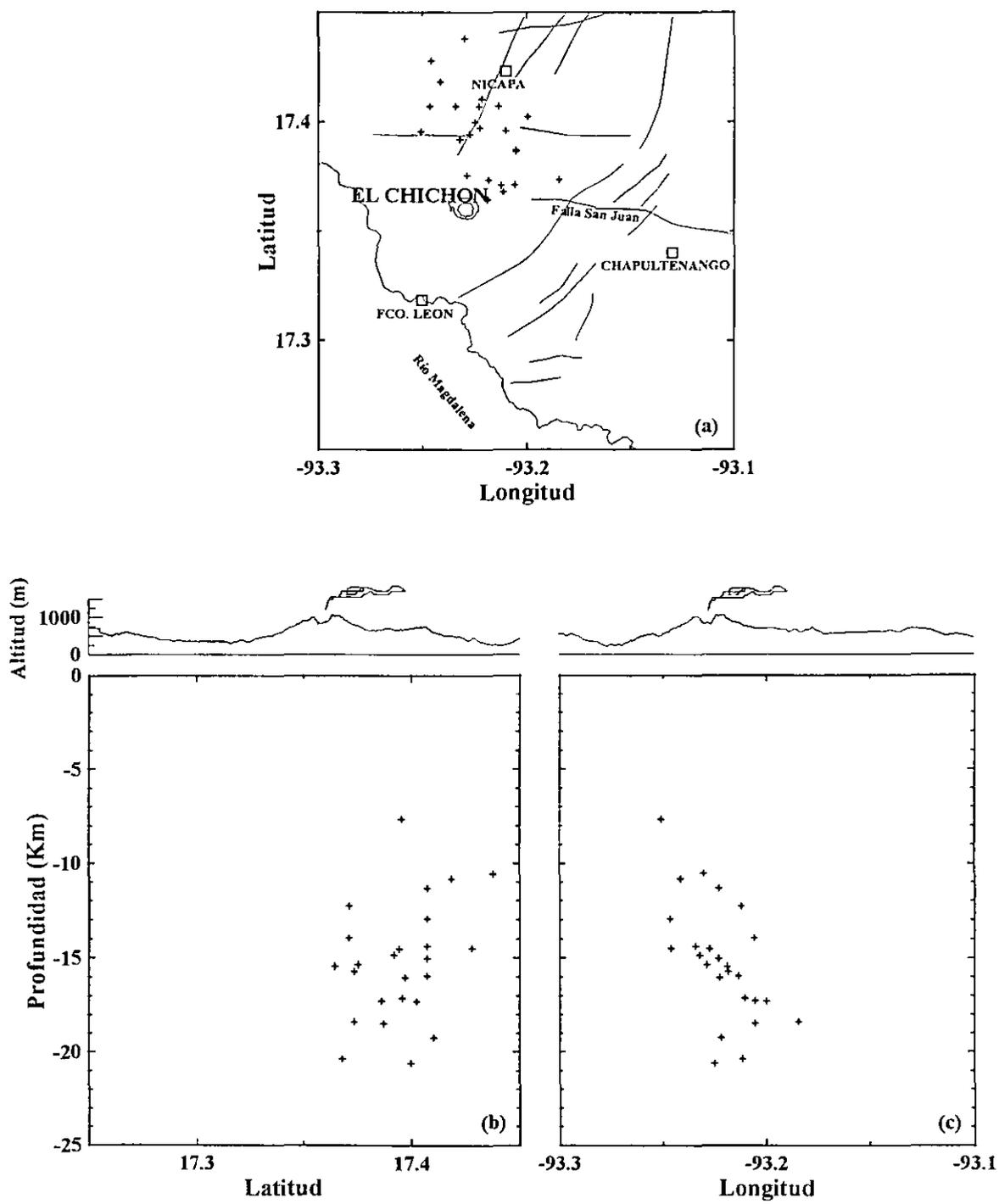


Figura 3.26 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 18 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

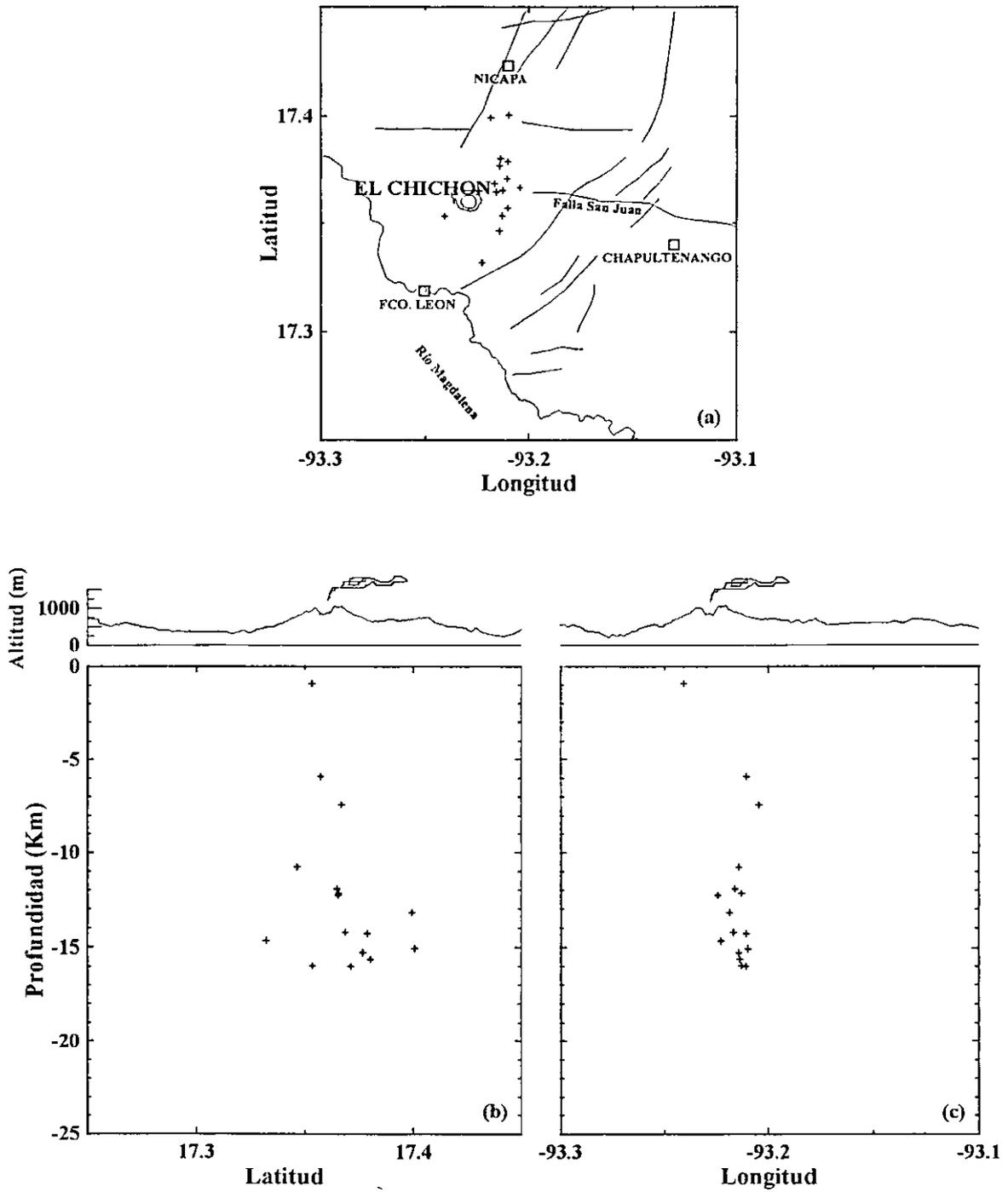


Figura 3.27 (a) Epicentros de los eventos ocurridos el día 19 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

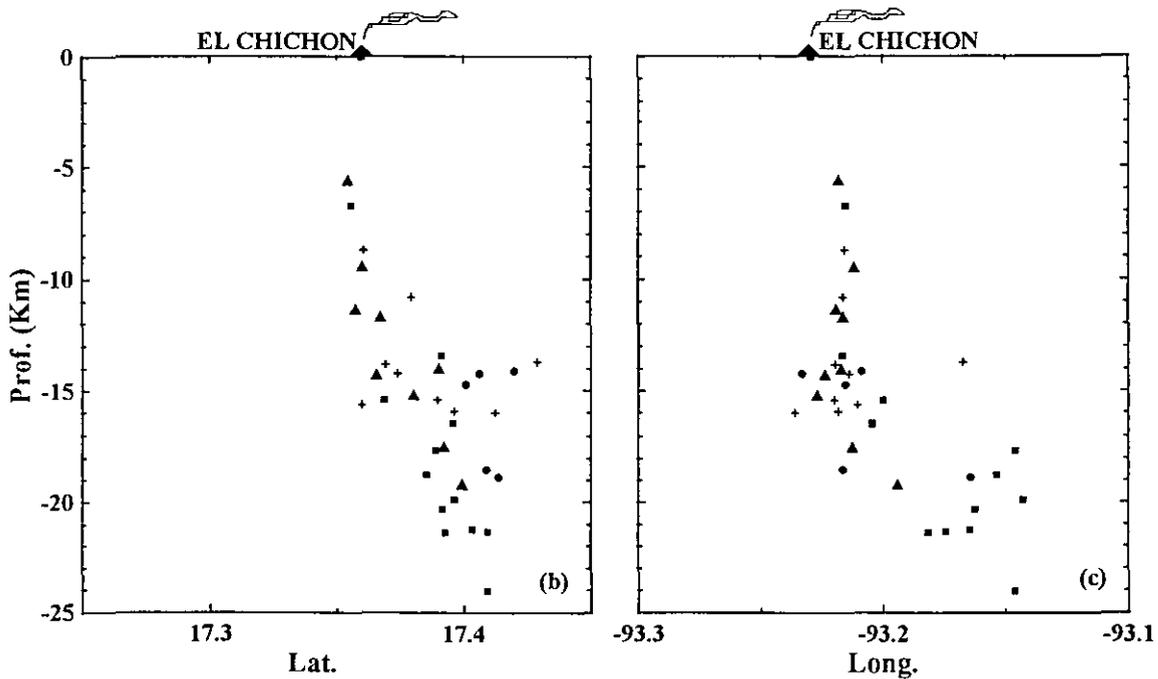
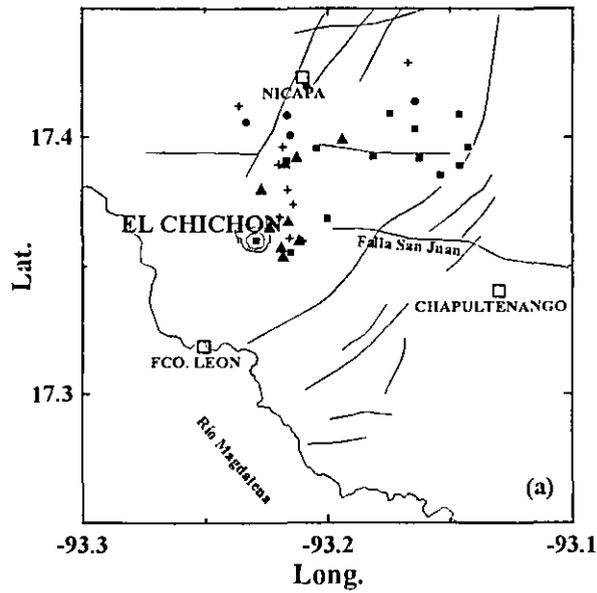


Figura 3.28 (a) Mapa mostrando los epicentros localizados los días 20 de abril de 1982 con cruces, 21 con triángulos, 22 cuadros y 23 círculos llenos. (b) y (c) muestran los perfiles de la latitud y la longitud con la profundidad.

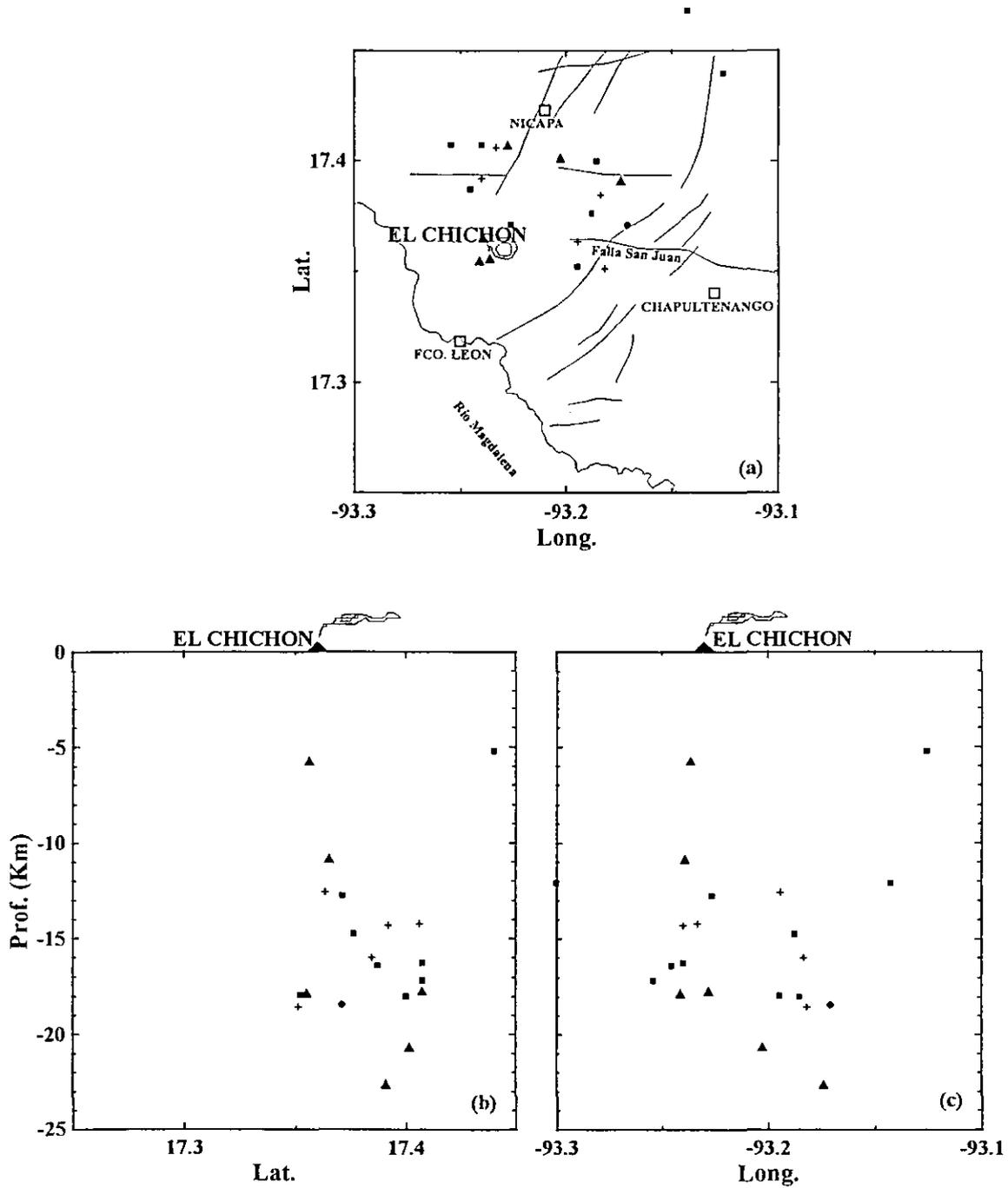


Figura 3.29 (a) Mapa mostrando los epicentros localizados los días 24 de abril de 1982 con cruces, 25 con triángulos, 26 cuadros y 27 círculos llenos. (b) y (c) muestran los perfiles de la latitud y la longitud con la profundidad.

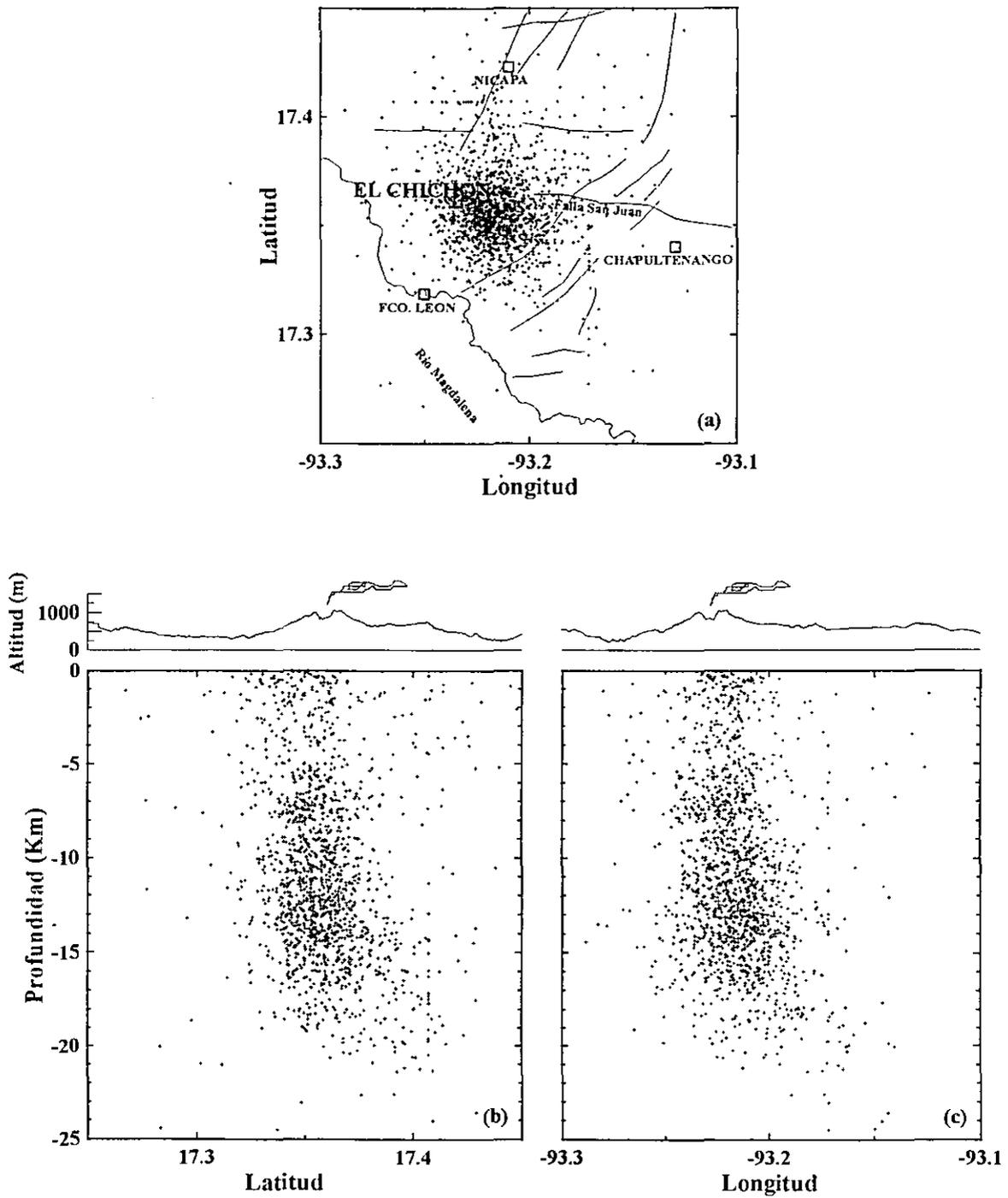


Figura 3.30 (a) Epicentros de 1512 eventos ocurridos durante el mes de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E a través del cráter del volcán El Chichón.

muy someras, notándose una concentración de focos prácticamente debajo del edificio volcánico, aunque posteriormente el número de eventos superficiales fue decayendo con el tiempo y después del día 17 ya no se localizó ninguno. La mayor concentración de hipocentros ocurrió entre 7 y 17 Km, mientras que el 85% de ellos se localizaron dentro de un cilindro de 5 Km de diámetro que buza  $95^\circ$  al sudeste. Según las figuras de la 3.13b a la 3.18b los hipocentros quedaron delimitados al norte por las fallas paralelas a la falla San Juan. Probablemente estas fallas llegan a profundidades de 25 kilómetros. Por otra parte de las figuras 3.13a a la 3.18a y 3.13c a la 3.18c se ve que los hipocentros se delimitan al oeste por el margen oriental del río Magdalena, pudiendo ser también un fallamiento profundo enmascarado por los depósitos del volcán.

La actividad sísmica en la región de El Chichón desde noviembre de 1981, fue una advertencia de la reactivación de la actividad volcánica, que hubiera sido una buena experiencia haberla monitoreado. A esta etapa premonitora le siguieron los tres escenarios distintos de sismicidad, arriba mencionados: pre-eruptiva, eruptiva y pos-eruptiva. Los epicentros de la fase pre-eruptiva estuvieron localizados en una mayor área, teniendo más dispersión, en tanto que los epicentros de las otras dos fases se localizaron en/o debajo del edificio volcánico. Los diferentes escenarios de sismicidad se presentaron como respuesta del medio a los cambios de régimen de esfuerzos debido a la migración de magma y su interacción con el medio circundante o sea que la distribución hipocentral de los temblores ocurridos en los diversos episodios indican la dinámica del emplazamiento de magma, así como la redistribución de esfuerzos y su relación con zonas de debilidad. La sismicidad de eventos tipo A que se presentó en la fase final, se originó debido a la inestabilidad dejada por el vaciado de la cámara magmática y la redistribución de esfuerzos que reactivó el sistema de fallas local, y que finalmente condujeron al equilibrio tectónico del área.

### **III.8 MECANISMO FOCAL.**

Para determinar el mecanismo de falla de los temblores, se empleó la técnica de las polaridades, utilizando la proyección estereográfica de Schmidt o de igual área, del hemisferio inferior de la esfera focal sobre su plano ecuatorial. Una vez

reducidas las observaciones de las polaridades a la esfera focal, las polaridades positivas o compresiones se representaron círculos llenos y las dilataciones con círculos vacíos. Las polaridades claramente nodales fueron consideradas para constreñir la solución. En este trabajo se analizaron soluciones evento por evento, posteriormente se formaron grupos de eventos con soluciones similares y se determinó una solución compuesta de varios eventos.

No fue posible hacer el análisis de mecanismo de falla a los eventos ocurridos antes del 4 de abril, debido a la limitación en la cobertura de estaciones de la red de Chicoasén (ver figura 3.1a), a la baja magnitud y al carácter de los temblores entre la primera y la última erupción. Por tanto, en este trabajo nos limitamos solamente a la determinación de mecanismo de falla para eventos ocurridos después de la erupción del 4 de abril, cuyas características corresponden a temblores tecto-volcánicos, tipo A, con magnitudes mayores a 2.0, y cuyas localizaciones epicentrales se ubicaron dentro del arreglo de estaciones temporales para garantizar un mejor control azimutal. Se procuró que los residuales de los eventos seleccionados fueran relativamente bajos ( $RMS \leq 0.25$ ,  $ERH \leq 1.0$ ,  $ERZ \leq 1.0$ ) y sus polaridades bien definidas. Con este criterio se seleccionaron 215 eventos que tuvieron 8 o más datos de polaridad, a los cuales se les determinó la solución de plano de falla. Dentro de estos eventos no se consideraron los que tuvieron polaridades positivas, asociados probablemente a explosiones. La solución individual de los ejes de tensión (T) y presión (P), en el caso extremo, tuvieron una incertidumbre menor de 30% de la esfera focal.

Durante el análisis por evento se observó la inconsistencia sistemática de EJC, que posiblemente tuvo su polaridad invertida. Otro tipo de inconsistencias que se observaron se debió a la cercanía de las estaciones a planos nodales, pero es comprensible tomando en cuenta la aproximación del modelo de velocidades y a la heterogeneidad del medio que rodea el volcán. Así mismo, se observaron algunas inconsistencias de estaciones lejanas, las cuales se puede atribuir al modelo de velocidades de capas planas horizontales.

Las soluciones de los mecanismos de falla de los eventos individuales variaron espacial y temporalmente y no tendieron a una solución única. La determinación de la solución de mecanismo de falla compuesto por varios grupos de eventos dan como resultado 23 soluciones diferentes, aunque varias de ellas parecen estar rotadas. Pero esto se puede deber al cambio en el campo de esfuerzos local relacionados al emplazamiento de magma y/o también a deslizamientos en el sistema

local de fallas (ver por ejemplo la figura 3.11). A pesar de haber obtenido un número considerable de soluciones de mecanismo focal, no fue posible inferir en ningún caso cual de los planos nodales representa el plano de falla y tan sólo se especula que deben coincidir con las fallas existentes. La solución de los mecanismos focales compuestos se resumen en la Tabla IX y en la figura 3.31, en orden de fecha y hora en que se presentó el primer evento de cada solución. En general, las soluciones sugieren principalmente fracturamientos extensional a profundidades menores a 7 Km y compresional a profundidades mayores, observándose también la ocurrencia de soluciones de fallamiento de rumbo, lateral izquierdo y deslizamiento oblicuo inverso. El plano nodal de azimuth noroeste puede correlacionarse al plano de falla de los fallamientos trazados por Canul y Rocha. Este plano en el mecanismo focal bascula entre 323 y 22 de azimuth. En promedio 353 es el rumbo de la falla localizada al este del volcán El Chichón (con inclinación promedio 50.2).

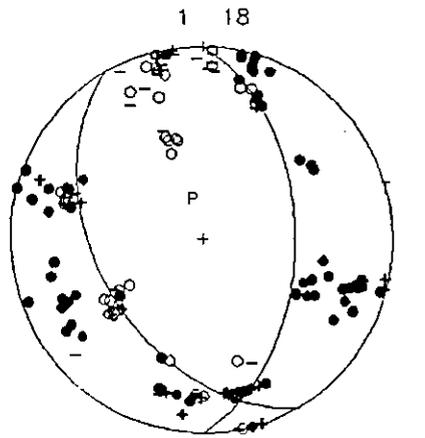
**TABLA IX**

No.	PLANO A		PLANO B		EJE T		EJE P		RAKE		No. Ev.
	Az.	Incl.	Az.	Incl.	Az.	Incl.	Az.	Incl.	1o	2o	
1	0	50	150	44.1	75.7	3.1	334.8	74.2	-79.6	-112.5	18
2	64	27	167	83.5	279.0	33.3	50.6	45.3	-14.5	-116.3	15
3	55	33.6	167	76.0	43.0	49.4	280.6	24.7	154.1	59.1	13
4	330	40	171	51.9	131.9	77.9	251.6	6.1	73.6	103.3	13
5	331	19	110	75.4	3.5	57.8	210.0	29.4	129.4	77.7	15
6	44	37	169	66.6	38.3	57.7	280.3	16.5	138.8	60.5	22
7	198	8	3	82.3	270.6	52.7	94.8	37.2	104.9	87.9	8
8	3	52	229	48.4	115.4	2.0	209.6	64.8	-122.5	-55.5	8
9	346	85	78	68.3	299.9	18.9	33.9	11.6	158.2	5.4	10
10	327	25	113	68.9	213.4	22.7	0.9	63.6	-58.6	-103.7	4
11	345	16	184	74.8	169.8	29.6	101.3	59.9	-108.3	-84.9	4
12	15	30.8	181	60.0	276.2	14.7	72.5	74.0	-77.9	-97.1	6
13	223	13	66.0	78.0	151.8	32.8	342.5	56.7	-112.5	-85.0	5
14	65	21	217	71.3	314.6	25.7	112.1	62.5	-63.6	-99.7	14
15	274	41	169	77.3	117.2	43.5	230.0	22.2	19.5	129.3	4
16	282	82	175	27.5	32.4	32.6	166.4	47.4	-114.5	-18.7	6
17	286	82	196	90.0	150.7	5.6	241.3	5.6	0.0	172.0	20
18	340	50	214	55.0	278.0	2.8	183.3	59.3	-131.5	-51.7	12
19	321	18	228	89.0	155.4	43.2	301.1	41.3	3.2	108.0	5
20	204	45	102	78.3	160.4	20.9	51.7	40.1	-163.3	-46.2	2
21	178	53	281	73.4	45.4	12.9	146.0	38.9	-21	-141.1	3
22	110	80	7	38.0	344.6	42.8	228.1	25.7	53.1	163.7	3

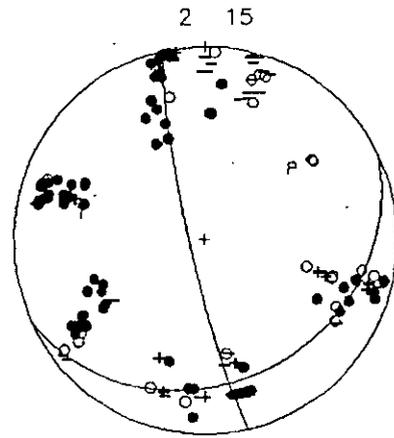
El resultado principal del estudio del mecanismo de falla obtenido del análisis de las polaridades de los primeros arribos de ondas P, fue la caracterización de los mecanismos de ruptura de eventos pos-eruptivos, los cuales tuvieron diversas formas de fallamiento que sugieren una relación estrecha entre sismicidad y deformación del área, originada por la existencia de ambientes tectónicos superpuestos. La contribución más importante a la sismicidad pos-eruptiva fue la relacionada a la reactivación de zonas de debilidad preexistentes, debido a esfuerzos tectónicos de origen local, como del sistema local de fallas mapeadas por Canul y Rocha (1981).

Los pocos estudios que han evaluado los esfuerzos predominantes en la región, han determinado esfuerzos compresivos asociados a la convergencia de las placas de Cocos que se sumerge debajo de la placa Norteamericana. Havskov et al, (1981) determinaron la solución de mecanismo focal compuesto de eventos superficiales (3 a 12 Km) en el área de la Presa de Chicoasén. En esta solución, el eje de compresión es aproximadamente horizontal, teniendo una inclinación de  $4^\circ$  con un rumbo de  $N44^\circ E$ . Así mismo Havskov et al, (1983) determinaron una solución de plano de falla compuesta, para eventos tipo A, ocurridos después de la erupción de El Chichón, también determinaron que el eje de presión es aproximadamente horizontal, con una inclinación de  $13^\circ$  y un azimut de  $N31^\circ E$ . Según nuestros resultados algunas de las soluciones compuestas son similares [5, 22] utilizando un total de 18 eventos, la solución [5] se obtuvo de la composición de 15 eventos, obteniendo para el eje de compresión  $29^\circ$  de inclinación y  $N30^\circ E$  de azimut. Por otra parte, Guzmán, M. (1985) analizó 3 eventos ocurridos al sur de El Chichón, asociados a la zona de fallas del sur de México, con orientación este-oeste y paralela a la falla San Juan. Las soluciones de mecanismo focal, de estos eventos fueron halladas por el método de polaridades, de fallamiento lateral izquierda. El evento más cercano de magnitud 5.1, ocurrido el 23 de octubre de 1975, a las 01:20:04.2, ubicado  $17.17N$  y  $93.18W$  (a 27 Km al sureste de El Chichón), fue de un fallamiento transcurrente lateral izquierdo, cuyo eje de presión tiene una inclinación de  $24^\circ$  y  $N69^\circ E$  de azimut. El efecto de este campo de esfuerzos, también se manifestó en soluciones similares, como es el caso de los mecanismos compuestos [9, 17], la solución compuesta [9] de 10 eventos está rotada, mientras que la [17] de 20 eventos es muy similar, tiene el eje compresional con una inclinación de  $5.6^\circ$  y  $N61^\circ E$  de azimut. Ambos resultados sugieren que la actividad sísmica pos-eruptiva de El Chichón, estuvo controlada por la superposición de esfuerzos tectónicos regionales compresivos asociados a la subducción y a los esfuerzos de corte que

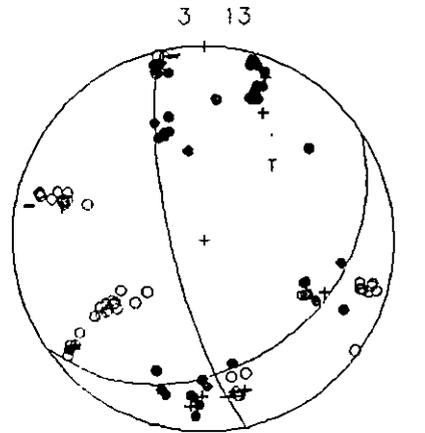
originan fallamientos de rumbo [9, 17], característico de la zona de fallas del sur de México, actuando sobre zonas de debilidad dejadas a esas profundidades después de la erupción (Havskov et al, 1983). Si esto es así, la distribución de los hipocentros y la variación de mecanismos de fallamiento, están reflejando las inhomogeneidades espaciales en el campo de esfuerzos y por tanto podemos suponer que esta actividad probablemente estuvo controlada simultáneamente por esfuerzos tectónicos locales y regionales actuando en la región.



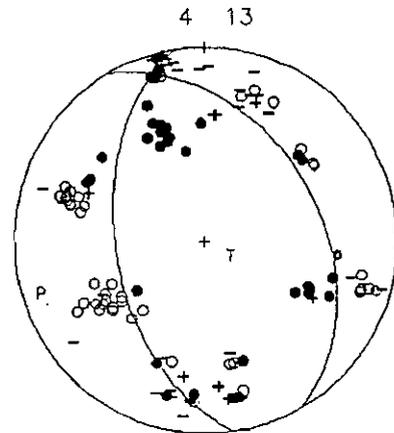
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	0.0	50.0	-69.6	T: 75.7	3.1
B:	150.0	44.1	-112.5	P: 334.8	74.2



	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	64.0	27.0	-14.5	T: 279.0	33.3
B:	167.0	83.5	-116.3	P: 50.6	45.3

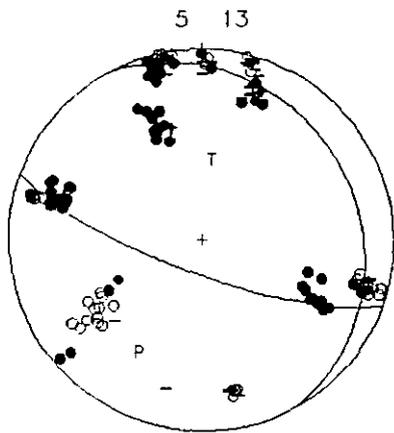


	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	167.0	76.0	59.1	T: 43.0	49.4
B:	55.0	33.6	154.1	P: 280.6	24.7

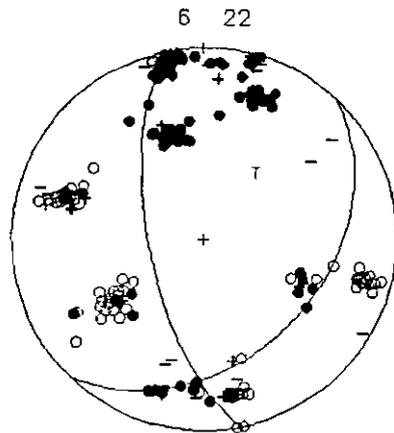


	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	330.0	40.0	73.6	T: 131.9	77.9
B:	171.0	51.9	103.3	P: 251.6	6.1

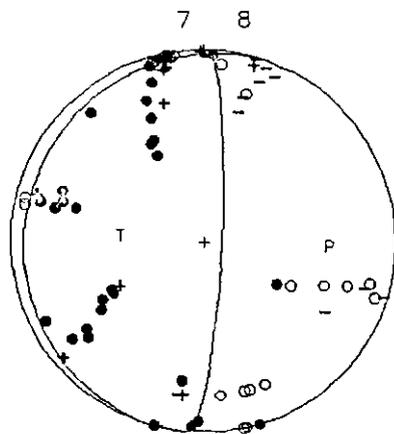
Figura 3.31 Soluciones de mecanismo focal compuesto determinado de 215 eventos seleccionados con un mínimo de 8 polaridades. Para cada solución compuesta se muestra el hemisferio inferior en la proyección de igual área. Círculos llenos y cruces representan compresiones, mientras que círculos y signos negativos representan dilataciones. Los ejes de tensión y compresión se representan con las letras T y P, respectivamente. Los números en la parte superior de cada solución indican el número de orden en la tabla IX y el número de eventos que ajustaron en la solución compuesta.



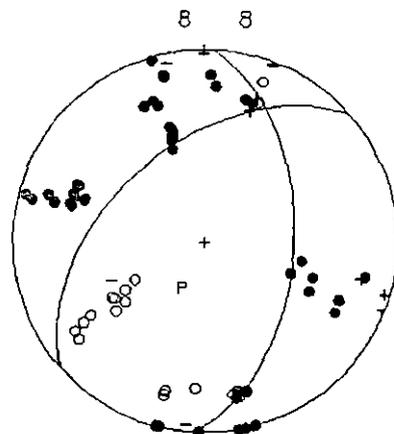
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	331.0	19.0	129.4	T: 3.5	57.8
B:	110.0	75.4	77.7	P: 210.0	29.4



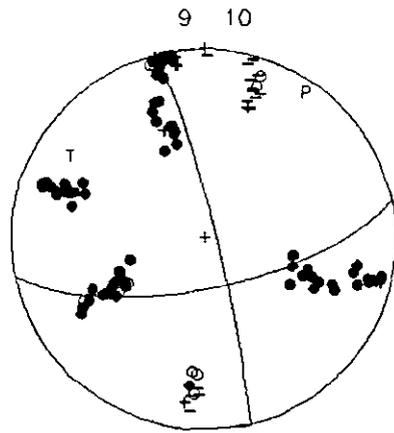
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	44.0	37.0	138.8	T: 38.3	57.7
B:	169.0	66.6	60.5	P: 280.3	16.5



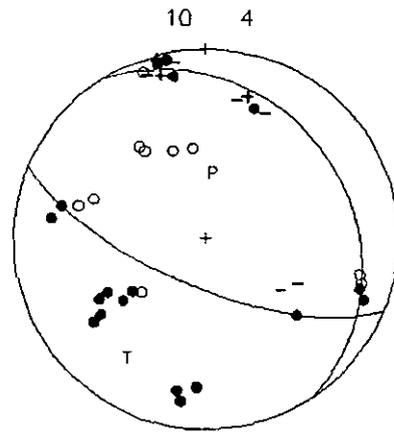
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	198.0	8.0	104.9	T: 270.6	52.7
B:	3.0	82.3	87.9	P: 94.8	37.2



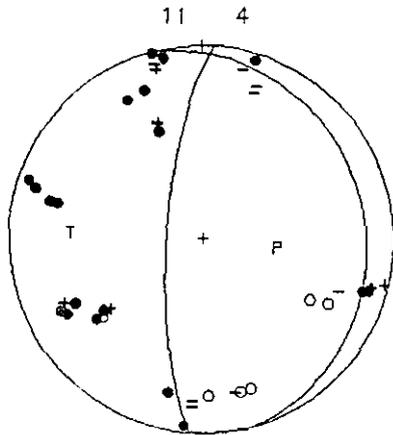
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	3.0	52.0	-122.5	T: 115.4	2.0
B:	229.0	48.4	-55.5	P: 209.6	64.8



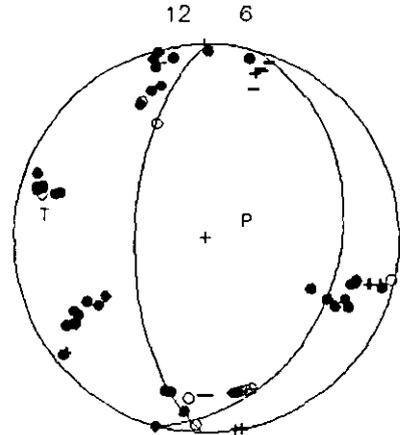
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	346.0	85.0	158.2	T: 299.9	18.9
B:	78.0	68.3	5.4	P: 33.9	11.6



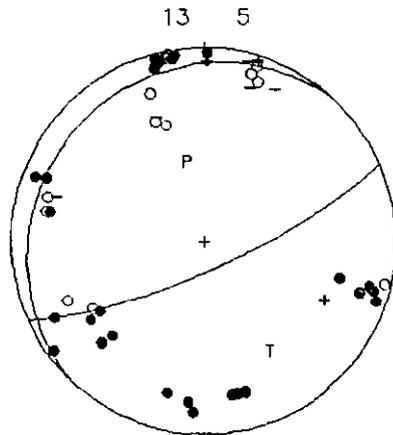
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	327.0	25.0	-58.6	T: 213.4	22.7
B:	113.0	68.9	-103.7	P: 0.9	63.6



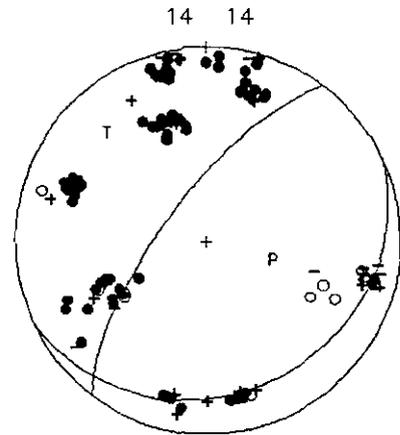
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 345.0	16.0	-108.3	T: 269.8	29.6
B: 184.0	74.8	-84.9	P: 101.3	59.9



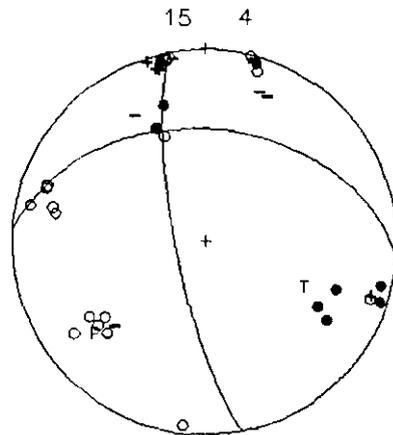
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 181.0	60.0	-97.1	T: 276.2	14.7
B: 15.0	30.8	-77.9	P: 72.5	74.0



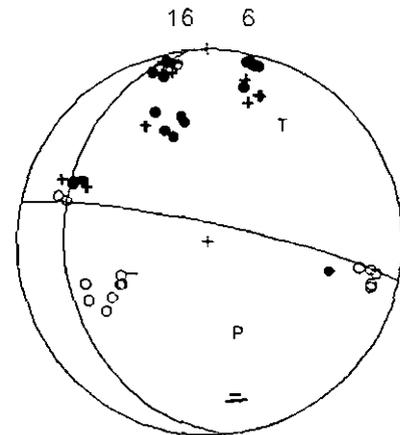
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 223.0	13.0	-112.5	T: 151.8	32.8
B: 66.0	78.0	-85.0	P: 342.5	56.7



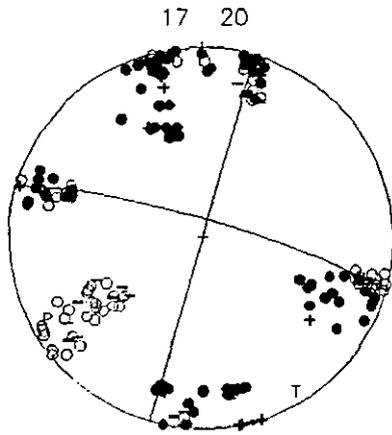
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 65.0	21.0	-63.6	T: 314.6	25.7
B: 217.0	71.3	-99.7	P: 112.1	62.5



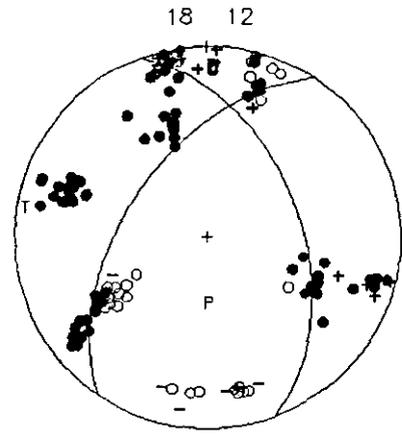
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 274.0	41.0	19.5	T: 117.2	43.5
B: 169.0	77.3	129.3	P: 230.0	22.2



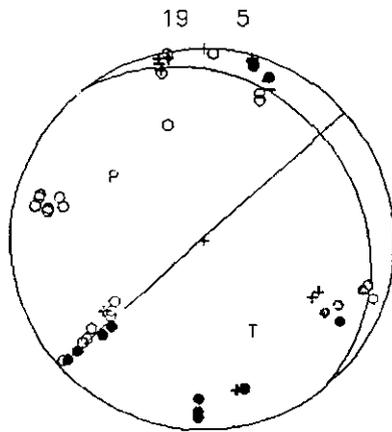
PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A: 282.0	82.0	-114.5	T: 32.4	32.6
B: 175.0	25.7	-18.7	P: 166.4	47.4



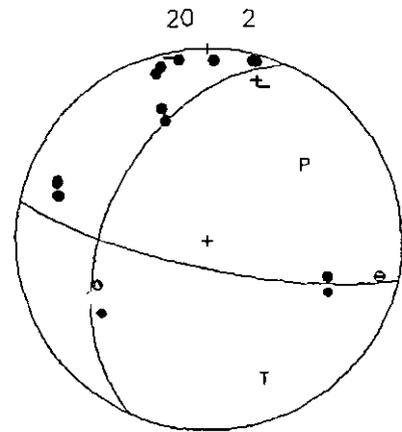
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	285.0	82.0	0.0	T: 150.7	5.6
B:	195.0	90.0	172.0	P: 241.3	5.6



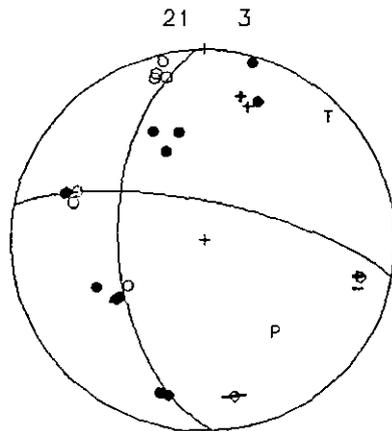
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	340.0	50.0	-131.5	T: 278.0	2.8
B:	214.0	55.0	-51.7	P: 183.2	59.3



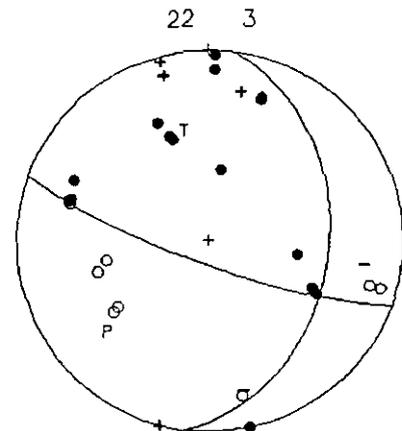
	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	321.0	18.0	3.2	T: 155.4	43.2
B:	228.0	89.0	108.0	P: 301.1	41.3



	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	204.0	45.0	-163.3	T: 160.4	20.9
B:	102.0	78.3	-46.2	P: 51.7	40.1



	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	178.0	53.0	-21.0	T: 45.4	12.9
B:	281.0	73.4	-141.1	P: 146.0	38.9



	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	163.7	53.1	144.4	T: 42.8	
B:	163.7	228.1	25.7	P: 228.1	25.7

ESTA TESIS PERTENECE A LA BIBLIOTECA

## IV DISCUSIÓN

Aunque gran parte de la actividad previa a la erupción del Chichón pudo ser registrada por la red de Chicoasén y la posteruptiva también por las redes portátiles de los Institutos de Ingeniería y Geofísica, es necesario enfatizar que todas las estaciones fueron de una componente (vertical), período corto, con registro de papel (tinta o papel ahumado) y sin estandarización en la selección de los filtros utilizados. Así la información sísmica registrada resulta parcial y fragmentaria.

Por otro lado, el Chichón consistía en un sistema cerrado en el sentido de que no poseía un cráter abierto a la desgasificación, sino un enorme domo y un importante sistema geotérmico que incluso llegó a llamar la atención de la CFE por su posible potencial geotérmico. La sismicidad asociada a erupciones en volcanes con estas características, como se ha visto en otros volcanes del mundo (e.g. Pinatubo 1991, Harlons et al., 1996), es mucho más compleja que la asociada a erupciones basálticas en las que incluso puede seguirse el ascenso del magma a través de la migración de epicentros.

Aunque los importantes avances teóricos en la interpretación de los sismos volcánicos (e.g. Chouet, 1996) permiten hacer ciertas especulaciones sobre el origen de los sismos volcánicos y comprender algunos de sus procesos, las limitaciones intrínsecas a los datos no permiten una interpretación sino en términos muy generales.

En un sistema cerrado como el de El Chichón operaron durante su tiempo de actividad una serie de fenómenos conocidos ya como generadores de señales volcánicas. Sin embargo, los registros de las mismas difícilmente permiten señalar con confianza su mecanismo generador. Así, los procesos incluyeron probablemente apertura tensional de fracturas por intrusión de fluidos (vapor, agua, magma o mezclas de los mismos), efectos térmicos, fallamiento por cizallamiento, resonancia en conductos, fricción sobre un conducto que produjo la abrasión de al menos 1km de roca para formar el cráter actual y explosiones. También pudo presentarse sismicidad por lubricación de fallas preexistentes o reactivación de las mismas ante el cambiante estado local de esfuerzos.

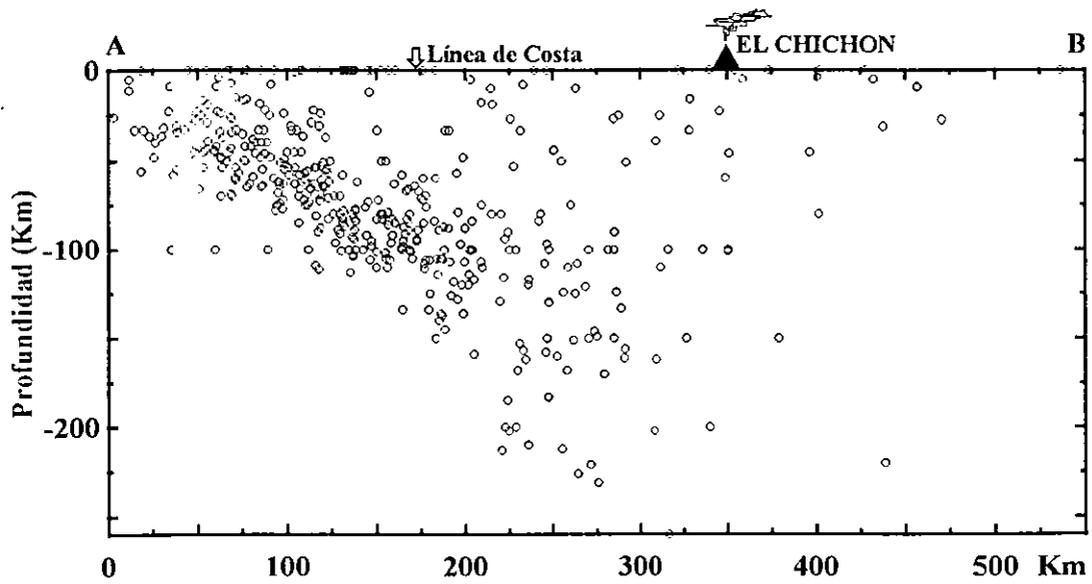
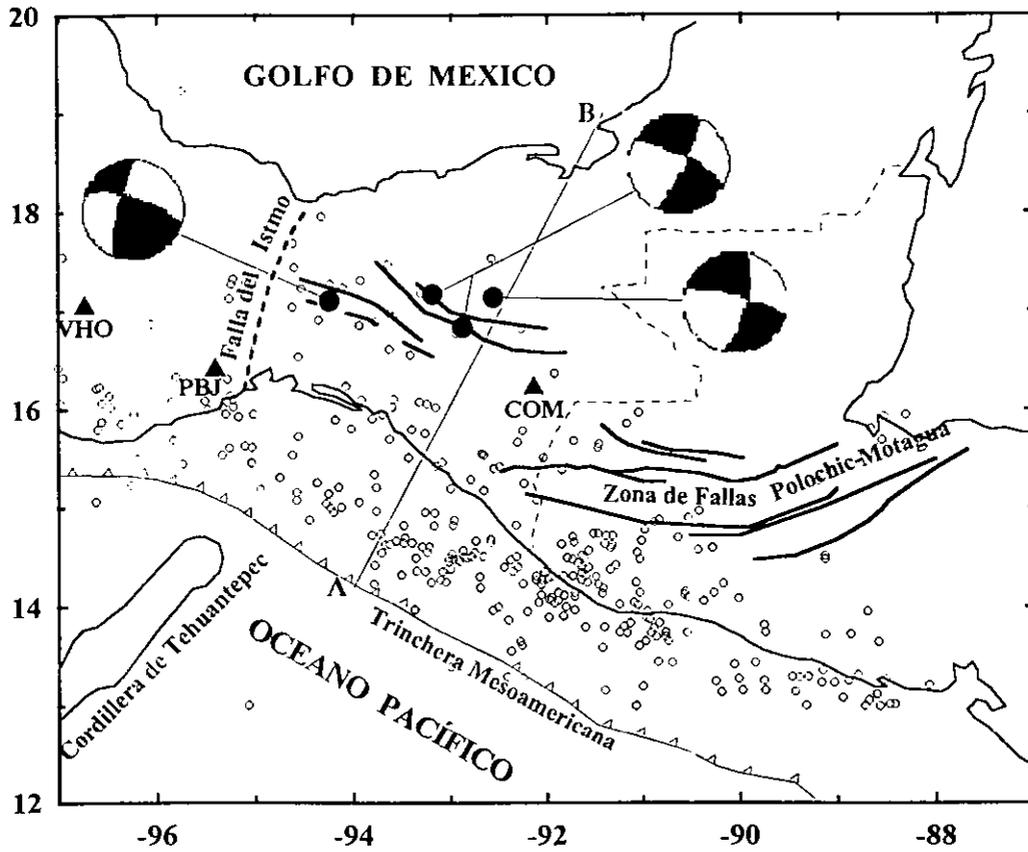
Por las razones antes señaladas la sismicidad premonitoria de erupciones explosivas adquiere una gran complejidad y su análisis requiere de información registrada digitalmente, capaz de ser analizada en computadora. Así mismo, la información debe tener buena cobertura, tanto en el ancho de banda registrado, como en número de estaciones y adecuada distribución geométrica.

Todos fenómenos señalados dependen de muy diversos factores que incluyen desde las características químicas y físicas del magma hasta las de la roca encajonante y contribuyen, por lo tanto, de muy diversas maneras en los diferentes volcanes activos del mundo. Es sin embargo, posible advertir que mientras mayor es el índice de explosividad de una erupción, mayor es la complejidad de su sismicidad asociada. Así, períodos de actividad caracterizados por una desgasificación moderada en volcanes, tales como el Etna, son acompañados por temblores volcánicos generados por resonancia en conductos y fácilmente modelados como tubos de órgano ("pipe tube models"), que permiten incluso estimar las dimensiones de los conductos volcánicos (e.g. Schick, 1981). Sin embargo, en erupciones como las de El Chichón la fenomenología es más complicada y es necesario documentar tantos casos como sea posible, así sea con información fragmentaria, para llegar a entender mejor el fenómeno. Con esta intención, a continuación se discuten algunos aspectos de la actividad sísmica presentada en los capítulos precedentes.

La actividad sísmica en la vecindad del Chichón, empezó mucho tiempo antes de su primera erupción del 28 de marzo de 1982. Los temblores ocurridos en esta fase fueron registrados por la red de Chicoasén (ver figura 3.1). La figura 3.4 muestra los temblores localizados en esa área entre enero de 1980 y diciembre de 1981.

Los eventos de profundidad mayor a los 70 kilómetros, que fueron escasos, parecen estar relacionados a la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana (ver figura 4.1).

Los eventos con profundidad entre 30 y 70 kilómetros probablemente están relacionados con los procesos magmáticos debajo del volcán, aunque son más indicativos de estos procesos los más superficiales, puesto que los registros de estos temblores tienen gran similitud con los registros de los temblores pre-eruptivos de marzo de 1982 (ver figura 3.2a y b). Nótese el incremento de sismicidad durante los meses de julio y septiembre de 1980 (figura 3.4). Los epicentros indican un patrón de sismicidad caracterizado por una actividad sostenida, aunque moderada, de eventos superficiales (figura 3.5) y baja magnitud (2.0-4.2  $M_c$ ). A pesar de la baja magnitud, algunos de



estos eventos pudieron ser sentidos por la población en las áreas cercanas al volcán, tal como los sintieron Canul y Rocha durante su trabajo de campo en el volcán (Canul y Rocha, 1981). Es posible relacionar más directamente esta actividad sísmica con la volcánica puesto que varios testigos, entre ellos los investigadores mencionados, señalaron el incremento de las manifestaciones fumarólicas, en el área del domo volcánico. También se reportaron otras señales acústicas tales como ruidos subterráneos y explosiones. Estos fenómenos sugieren una mayor interacción entre el magma y el sistema geotérmico y el inicio de su transferencia a la superficie.

Estudios geológicos posteriores a la erupción han permitido establecer que el volcán ha tenido más de 11 erupciones en los últimos 7700 años, sin cambios notables en la composición química de sus productos (Macías et al., 1997; Espíndola et al., 1998). Esto permite suponer que bajo de El Chichón existe una cámara magmática de la que se han derivado los productos de todas sus erupciones holocénicas.

Dado que una erupción magmática consiste en el eventual encuentro de la superficie terrestre por intrusiones de magma, parece entonces natural suponer que tales intrusiones se producen por un aumento de presión en la cámara magmática. Dos procesos han sido identificados como responsables del aumento de presión en la cámara: alimentación desde fuentes más profundas o cristalización en la misma (Blake, 1984; Eichelberg, 1997). Dada la constancia en la geoquímica de los depósitos del Chichón, es muy probable que en el mismo haya operado el segundo mecanismo.

En todo caso es razonable suponer que el aumento de la presión en la cámara magmática por encima de la resistencia de las rocas subyacentes comenzó al menos dos años antes de su erupción cataclísmica.

Un cambio cualitativo de la sismicidad ocurrió en el período de febrero a marzo de 1982. En este se presentó la actividad que precedió a la erupción de las 05:30 hrs del día 29 de marzo, que se caracterizó por una secuencia de eventos de baja magnitud. La secuencia parece haberse disparado con el evento de las 18:06 del 26 de febrero (señalado con el número 2 en la figura 4.2a), que dio inicio a un incremento en la frecuencia de ocurrencia de eventos y de sus magnitudes con respecto a la etapa precedente. Este período probablemente marca un momento de incremento en el aumento de la presión interna en el volcán (ver figura 3.8). Durante el desarrollo de esta actividad el máximo número de eventos ocurrió el 4 de marzo con 30 eventos en 24 horas, en tanto que el temblor de mayor magnitud ( $M_c=4.0$ , señalado con el número 3 en la figura 4.2a) ocurrió a las 13:24 hrs del 6 de marzo, el mismo que Yokoyama et al. (1992) identificaron como el de mayor magnitud durante todo el proceso eruptivo. La mayor

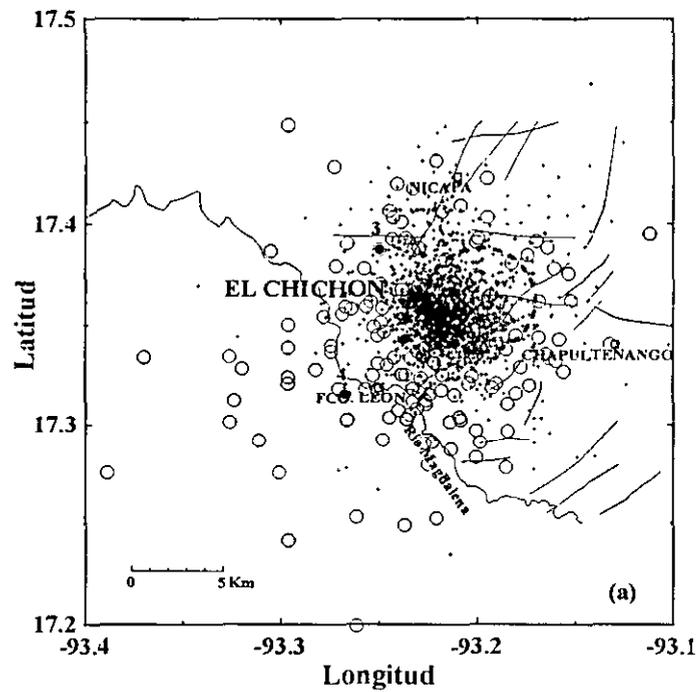
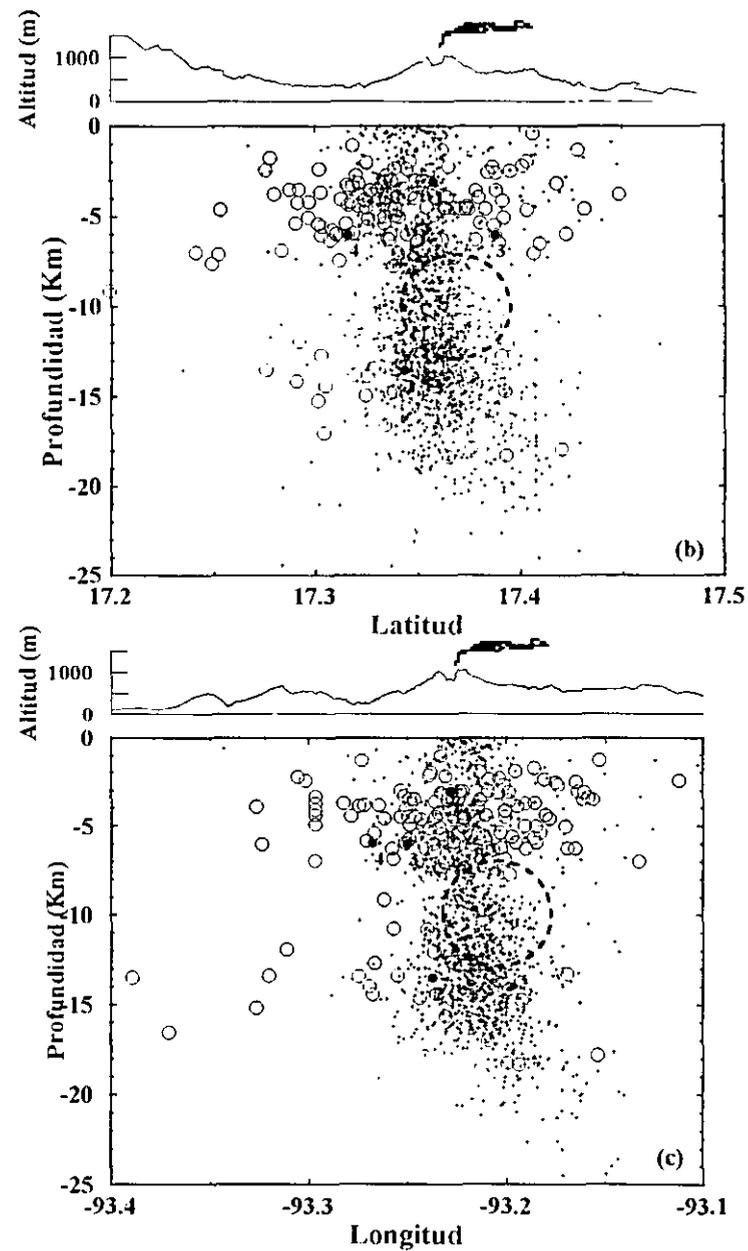


Figura 4.2 (a) Mapa sumario de la actividad sísmica correspondiente a las etapas del proceso eruptivo del volcán El Chichón, ocurrida entre el 26 de febrero y 27 de abril de 1982. (b) y (c) Perfiles S-N y W-E de los hipocentros de esta actividad, a través del cráter del volcán.



parte de los eventos fueron de tipo A, pero las formas de onda de estos eventos son diferentes a la de los eventos posteriores a la erupción (tipo A), probablemente debido a la atenuación en el medio fracturado y a la presencia de fluidos magmáticos. La sismicidad en este período muestra tipos de temblores que están probablemente más relacionados a procesos de fracturamiento y a circulación de fluidos debajo del volcán.

Aunque los hipocentros fueron localizados únicamente con las estaciones de la red de Chicoasén, que estaban alejadas del volcán y tenían poca cobertura, la distribución de los focos de los temblores durante el período que precedió la erupción, muestra una zona de quietud entre 7 y 13 Km (ver figuras 3.8b, 3.8c, 4.2b y 4.2c). Los modelos de velocidad propuesto por Havskov et al. (1983) y Medina et al. (1990) ofrecen mayor dispersión en las determinaciones focales, pero con una clara deficiencia en el número de focos en dicha zona. Así, aunque los datos no permiten señalar con toda confianza esta zona como la cámara magmática, si sugieren su existencia a esta profundidad, ya que además la profundidad del cuerpo inferido está en el intervalo de los centros de presión estimados teóricamente para las medidas de deformación observadas en varios volcanes del mundo (Dvorak, 1997).

Seis días antes de la primera erupción empezaron a aparecer temblores tipo B (eventos tipo 2 seguidos por eventos tipo 3, según Havskov et al., 1983). Las formas de onda de estos eventos muestran las mismas características que han sido halladas en señales armónicas de otros volcanes y sistemas hidráulicos, es decir altas frecuencias superpuestas al inicio de la señal y espectros estrechos (ver figura 3.2d). Chouet (1986, 1996) ha producido esas características con un modelo de fractura generado por fluidos. Así estos eventos indican el inicio de la transferencia de magma hacia la superficie, en donde se facilitó su interacción con el sistema hidráulico, proceso que condujo a un aumento redoblado en la presión (Havskov et al., 1983). También relacionados con la circulación de fluidos, el 27 de marzo aparecen temblores con amplitud variable (Yokoyama et al., 1992). La interacción freática pareció haber sido un fenómeno dominante en esta etapa cuando emigró hacia la superficie, alcanzando su máximo nivel de actividad ese día, iniciándose una etapa de relajación que se manifestó con el comienzo de la migración de eventos tipo B hacia la superficie.

El 28 de marzo a las 04:00 empezaron a aparecer eventos tipo B (tipo 3 de Havskov et al., 1983) de poca magnitud, a las 12:32 ocurrió un temblor de magnitud 3.8 seguido por una secuencia de 10 eventos menores en 10 minutos y a las 14:58 ocurrió el último temblor tipo A. Es probable que el evento de las 12:32 que tuvo una profundidad de 6 km, representara el último estado en la apertura del conducto a la superficie.

Después de las 18:00 hrs la actividad es continua con eventos traslapados. Alrededor de las 23:00 se presentó un temblor de amplitud variable, actividad que cesó repentinamente a las 03:28 del día 29 de marzo. Cerca de 90 minutos antes de la erupción los sismogramas muestran una quietud casi perfecta (ver figura 3.7). Este efecto pudiera ser atribuido al llenado completo del conducto volcánico (Yokoyama et al., 1992) o a un estado de trabamiento de las fracturas como resultado de la alta concentración de esfuerzos alrededor de la cámara magmática y su conducto.

La primera gran erupción, freatomagmática, ocurrió a las 05:30 horas (GMT) del día 29 de marzo, produjo una columna eruptiva de 20 Km, fuerte caída de cenizas y formó un cráter de explosión de cerca de 400 metros de diámetro sobre la cima del domo. Las estaciones sismológicas detectaron un fuerte temblor espasmódico traslapado con otras señales, probablemente de explosiones y cuyo mecanismo de generación es incierto. Yokoyama et al. (1992) lo atribuyen a la fricción de los materiales durante su salida explosiva a través del cráter aunque bien pudieron operar otros mecanismos. Luego de 50 minutos de una actividad violenta, ocurrió un drástico decaimiento y los sismogramas registraron sólo señales aisladas. La primera de estas señales es un evento tipo A (ver figura 3.7), que ocurrió a las 7:46 a 7Km al suroeste del volcán con una profundidad de 6 Km, es decir, en la parte superior de la supuesta cámara magmática definida antes por la zona de quietud (señalado con el número 4 en la figura 4.2a, 4.2b y 4.2c). Este es un típico temblor tectónico y según nuestra hipótesis de la ubicación de la cámara probablemente se debe al colapso de las rocas encajonantes superiores, después de la caída de presión en la cámara magmática.

Después de la explosión se relajaron los esfuerzos y se produjo un período de calma de aproximadamente de 36 horas. Posteriormente se observó una reactivación de la actividad volcánica, con una actividad sísmica que se localizó principalmente en el edificio volcánico y bajo del cráter entre 2 y 5 kilómetros, en la que predominaron temblores, pequeñas explosiones y temblores tipo B de baja magnitud. Nótese la ocurrencia de temblores a profundidad de 7 a 13 Km (figura 3.11), precisamente en la zona de quietud definida por los eventos del período precedente, lo cual sugiere que fueron la respuesta a la caída temporal de presión en la cámara. También se registró actividad superficial, eventos tipo B y pequeñas explosiones con inicios de relativamente alta frecuencia, que parecen indicar explosiones de gas o fracturamiento superficial (<2 Km). Testigos presenciales observaron la emisión de ceniza y material piroclástico, por lo que se puede suponer que los temblores armónicos intermitentes son debidos a

resonancia en conductos abiertos por la erupción y la continua desgasificación a través de los mismos.

Siguiendo el proceso de reactivación, las erupciones del 30 y 31 de marzo se caracterizaron por erupciones poco violentas comparativamente con la del día 28, fueron acompañadas de pequeñas explosiones (según testigos presenciales) y tremores armónicos intermitentes con mayor tiempo de duración (ver Tabla VI y figura 3.9). Este fenómeno parece ser un efecto compensatorio secundario de la redistribución de presiones y material magmático a mayor profundidad. Las localizaciones de los hipocentros de las tres secuencias de temblores tipo B (tipo 2 de Havskov et al., 1983) que se presentaron entre el 31 de marzo y el 2 de abril (ver figura 3.11), ocurriendo cada 24 horas a partir de las 15:40 horas del 31 de marzo (ver Tabla VI), parecen emigrar progresivamente desde el sistema de fallas locales del noreste, donde se localizaron la mayor parte de eventos del día 1, hasta en/o bajo del edificio volcánico donde se originaron los eventos de la secuencia del día 3 (entre 5:14-8:20 hrs), que precedió a la erupción de las 8:35 de ese día. El día 3 ocurrieron dos erupciones moderadas (en comparación a la 1ª erupción del 28 de marzo): a las 8:35 y a las 9:34 hrs; acompañadas de pequeñas explosiones, tremores aislados, tremor intermitente y una columna eruptiva que alcanzó una altura mayor a 17 Km (Yokoyama et al., 1992). Este escenario probablemente está relacionado al movimiento de fluidos o magma en zonas de debilidad, mientras que la aparente migración de los epicentros pudo indicar el curso que siguió el magma antes de que se produjeran las erupciones. El hecho de que se empezaran a presentar eventos más profundos sugiere un renovado aumento en la presión de la cámara en respuesta al incremento en la exsolución de volátiles producido por la caída de presión que ocasionó la primera erupción.

Después de la segunda erupción del día 3 (9:34 hrs) y la primera erupción del día 4, por lo menos se presentaron 4 secuencias de eventos tipo B (tipo 2 de Havskov et al., 1983). El día 4 se presentaron dos grandes erupciones: la primera a las 01:30 con duración de 40 minutos fue una gran explosión pliniana acompañada por flujos y oleadas de piroclásticos (Sigurdsson et al., 1984), comparable a la primera erupción del 28 de marzo a las 23:30 hora local; cuatro horas después de esta erupción se presentó la reactivación de eventos tipo B, que fueron aumentando en frecuencia y amplitud, a la vez que se empezaron a presentar temblores tipo A (tectono-volcánicos), cuyos hipocentros alcanzaron profundidades hasta de 19 Km. Luego, acompañada por un aumento generalizado del nivel de amplitud del tremor, a las 11:10 ocurrió la segunda erupción del día 4. Fue una gran explosión freatopliniana (Sigurdsson et al., 1984,

Macías et al., 1997), que generó una columna eruptiva de 22 Km y un fuerte temblor espasmódico (Yokoyama et al., 1992), además estuvo acompañada por una intensa actividad sísmica, presentándose hasta 1850 eventos tipo A por hora (ver figuras 3.9 y 3.12). El clímax de la crisis duró 2 horas 30 minutos aproximadamente. El temblor fue tan intenso e intermitente que ocasionó que se saturaran los sismogramas de la red Temporal y de Chichoasén, por mas de 6 horas. El fenómeno que originó el temblor produjo un acoplamiento tan eficiente con el medio que el temblor generado fue detectado por algunas estaciones sismológicas del SSN a más de 700 Km de distancia. Los sismogramas que registraron el temblor muestran por lo menos 8 períodos de mayor amplitud, correspondiendo quizá a varias explosiones que ocurrieron dentro de este período eruptivo. Por otra parte, la emisión volcánica produjo grandes oleadas y flujos de piroclastos que viajaron a velocidades estimadas de 100 Km/seg destrozando la cubierta de vegetación en un área de alrededor de 12 Km de radio. Durante las 2 horas y media de erupción, al parecer hubo un intercambio de fases magmática y freatomagmática que dejaron su marca en los registros estratigráficos (Macías et al., 1997). Todas estas manifestaciones nos permiten considerar a esta erupción como la mayor de todo el proceso eruptivo, que causó gran número de muertes incluyendo al personal de la guarnición militar que se encontraba en Francisco León, quedando sepultada por flujos piroclásticos y oleadas de las dos últimas erupciones.

Esta gran erupción (de las 11:10) del día 4, probablemente agotó por completo los volátiles inmediatamente disponibles en la cámara y produjo una caída de presión mayor que en las erupciones precedentes. Esto ocasionó una intensa actividad de temblores tipo A, originados por el proceso de estabilización del equilibrio tectónico del área, cuya frecuencia de ocurrencia fue decayendo, en magnitud y frecuencia, aproximadamente de forma exponencial durante los siguientes 23 días, como se puede ver en las figuras de la 3.13 a la 3.29. Los hipocentros localizados se ubicaron sensiblemente al SE y a profundidades entre 0 y 26 Km. bajo el volcán, La mayor parte de la actividad sísmica fue emigrando a profundidades mayores de 5 Km y después del día 12 de abril los temblores fueron concentrándose hacia el noreste, al norte de la falla San Juan, quedando una débil y escasa actividad en el cráter del volcán.

Resumiendo, el proceso eruptivo se presentó en tres etapas: pre-eruptiva, eruptiva y pos-eruptiva. No se sabe con precisión el inicio de la primera etapa pero suponemos que su fase final se inició el 26 de febrero y terminó con la erupción del 29 de marzo. Precedida de temblores armónicos y temblores tipo B, la explosión freatomagmática del 29 de marzo de las 5:30 hrs (28 de marzo 23:30 hrs local), emitió gran cantidad de

material piroclástico, ceniza, vapor de agua, etc. y produjo una columna eruptiva que alcanzó 20 Km de altura e inició la segunda etapa de erupciones explosivas, que terminó con la explosión freatopliniana de las 11:10 hrs (5:10 hrs local) del 4 de abril. Las erupciones que se presentaron en esta segunda etapa no siempre pudieron identificarse en los sismogramas y debido a las condiciones meteorológicas locales, tampoco pudieron ser observadas por testigos presenciales. Sin embargo, Sigurdsson et al. (1984) y Yokoyama et al. (1992) reportaron un número de erupciones que fueron recabadas incluyendo varios métodos de observación, pero muestran una pobre correlación o ninguna con la sismicidad. Pero, de acuerdo al carácter del registro en varias estaciones se pueden clasificar en: una erupción mayor, dos grandes erupciones, tres intermedias (ver tabla VIII), y varias pequeñas. Finalmente en la tercera etapa se presentó un enjambre de temblores tipo A. La actividad sísmica ocurrida durante estas etapas indicaron los cambios sucesivos de la evolución del proceso eruptivo, tal como se describió arriba y como se puede ver de la distribución de epicentros de los eventos ocurridos entre el 26 de febrero y el 27 abril en el mapa de sismicidad de la figura 4.2a o de las figuras 4.2b y 4.2c donde muestra la distribución de los hipocentros con la profundidad en dirección SN y WE pasando a través del cráter del volcán.

Se estimó la energía cumulativa para todos los temblores localizados en este período (incluyendo los eventos de mayor magnitud), empleando la fórmula de Gutenberg y Richter (1956) y el momento sísmico cumulativo empleando la fórmula Thatcher y Hanks (1973) obteniéndose los valores de  $1.58 \times 10^{12}$  J y  $2.58 \times 10^{23}$  dina cm respectivamente. Estos valores son una cota inferior ya que no todos los eventos se tomaron en cuenta. La diferencia con los estimados obtenidos por Yokoyama et al. (1992) son debidos a los valores consistentemente menores obtenidos con la fórmula de González (1980) quien obtuvo dicha fórmula para una región cercana y es por este motivo más apropiada para el área.

La clasificación hecha en la sección III.31, basada en las características de la forma de onda pueden correlacionarse bien y de manera muy general con el probable mecanismo que las generaron. Estas mostraron tipos de temblores que muy probablemente estuvieron relacionados con los procesos físicos de fracturamiento y circulación de fluidos bajo el volcán. Así, las etapas del proceso eruptivo, pueden ser distinguidas por el aspecto característico de las señales sísmicas registradas, como se resumió en la figura 3.2. En términos generales los temblores intermitentes que acompañaron a las grandes erupciones, probablemente se debieron a oscilaciones resonantes o a fluctuaciones de presión del conducto volcánico; los eventos tipo B igual

que las secuencias y los eventos (tipo 2 y 3 de Havskov et al., 1983) que precedieron a las erupciones a perturbaciones generadas por fluidos o a explosiones; mientras que los eventos tipo A registrados de diciembre de 1981 a marzo y abril de 1982 corresponden a fallamientos de rocas bajo condiciones diferentes de régimen de esfuerzos. Aunque no existe evidencia definitiva para llegar a estas conclusiones, los registros analógicos son muy similares a los señalados por Chouet (1986,1996).

La sismicidad posterior al período eruptivo consiste, como ya se ha hecho notar, de temblores típicamente tectono-volcánicos (tipo A, tipo 4). De estos eventos se seleccionó un grupo de 256, de los que se tenía información suficiente para realizar determinaciones confiables de mecanismo focal individual. La selección de mecanismos focales similares permitieron determinar 22 mecanismos focales compuestos. Estas 22 soluciones compuestas caen aproximadamente dentro de tres categorías principales: de fallamiento: normal, inversa y de rumbo (figura 3.31). En las figuras 4.3 a 4.5 se muestran dos casos extremos para cada una de estas categorías; otras soluciones difieren sólo ligeramente en el rumbo. El patrón de fallamiento muestra el efecto del esfuerzo local creado por el abatimiento de presión en el área de la fuente después de la erupción y también del esfuerzo regional.

Las soluciones se muestran en la figura 3.31 y la tabla IX. Nótese que las soluciones pueden ser separadas en dos grupos. En la figura 4.5, las soluciones (9) (17) muestran fallamiento lateral izquierdo, a profundidades mayores a 10 Km, en concordancia con el mecanismo focal intraplaca hallado por Guzmán (1985) (figura 1). Los restantes 20 mecanismos focales son principalmente de buzamiento con fallamiento de normal a inverso (figuras 4.3, 4.4). Los eventos profundos muestran principalmente soluciones inversas, mientras que los normales corresponden en general a eventos más superficiales. Ese patrón es consistente con el colapso de la pared después del abatimiento de la presión en la cámara magmática.

Tanto la localización de los temblores pos-eruptivos, como la determinación de los planos de falla de los mecanismos compuestos de estos eventos, parece que estuvieron ligados al sistema local de fracturas y que la diversidad de las soluciones de mecanismo focal en un área tan pequeña, probablemente se debe a las inhomogeneidades espaciales en el campo de esfuerzos o al deslizamiento sobre fallas de diferente orientación, aunque la aparente rotación puede reflejar cambios en el campo de esfuerzos local debido a la inyección de material magmático.

Finalmente, las soluciones del tipo 5 y 22 (tabla IX y figura 3.31) pueden indicar la presencia de la influencia del estado de esfuerzos regional controlado por esfuerzos

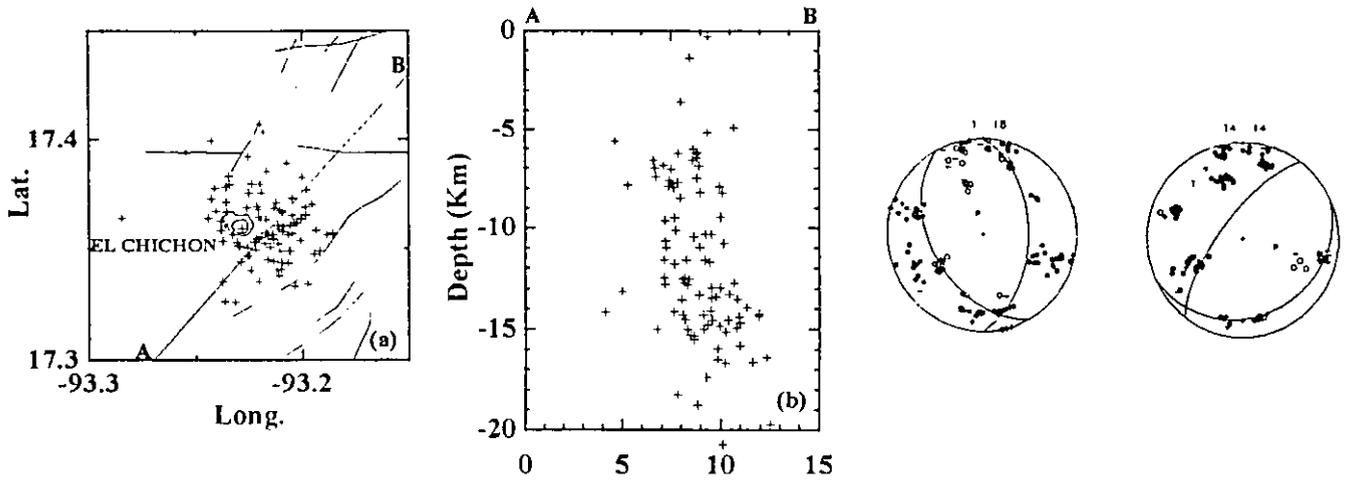


Figura 4.3 (a) Localización de los epicentros de los eventos que tuvieron mecanismo de falla normal, (b) la proyección de los hipocentros a lo largo de la línea A-B. A la derecha se muestra las soluciones de casos extremos en buzamiento y rumbo.

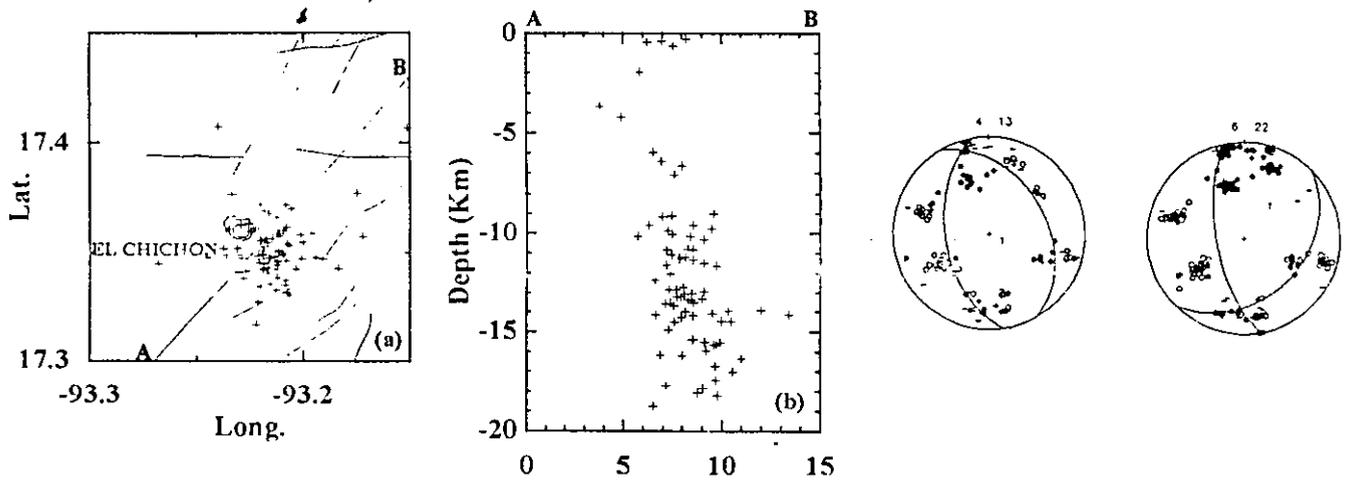


Figura 4.4 (a) Localización de los epicentros de los eventos que tuvieron mecanismo de falla inversa, (b) proyección de los hipocentros a lo largo de la línea A-B. A la derecha se muestra las soluciones de casos extremos en buzamiento y rumbo.

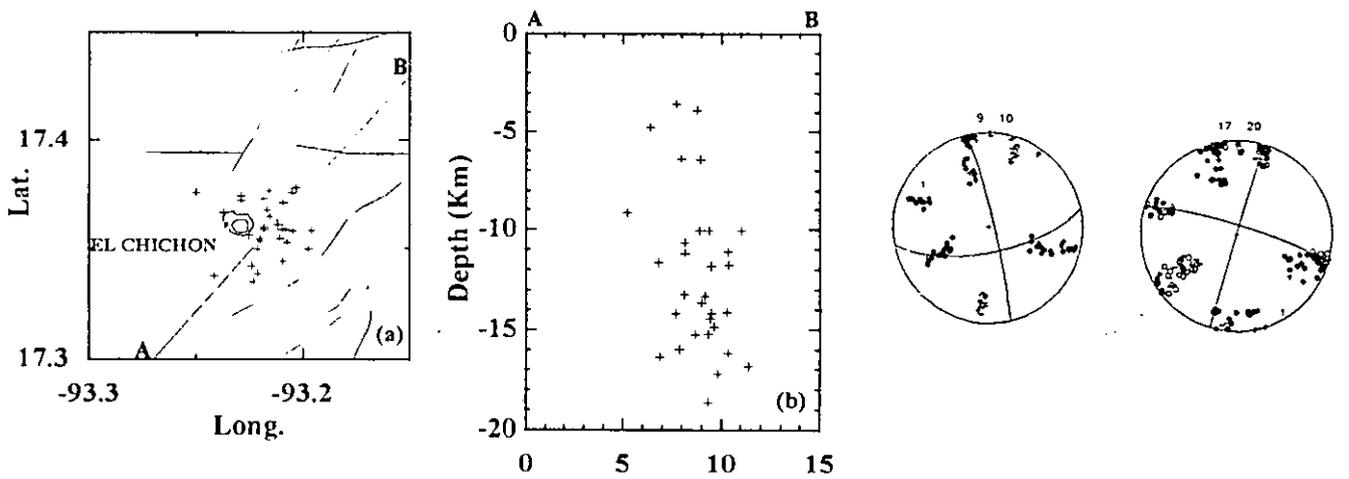


Figura 4.5 (a) Localización de los epicentros de los eventos que tuvieron mecanismo de falla de rumbo, (b) proyección de los hipocentros a lo largo de la línea A-B. A la derecha se muestra las soluciones de casos extremos en buzamiento y rumbo.

compresivos asociados a la convergencia de las placas de Cocos y Norteamérica.

## CONCLUSIONES

El análisis de los registros sísmicos del período eruptivo del volcán El Chichón, permitió distinguir tres etapas bien diferenciadas de actividad sísmica: (i) pre-eruptiva, (ii) eruptiva y (iii) pos-eruptiva.

No se pudo determinar cuando comenzó a presentarse la actividad sísmica asociada a la reactivación de El Chichón, etapa (i). Pero cuando se instalaron los primeros instrumentos de la red de Chicoasén a mediados de 1979, ya se observó la ocurrencia de temblores que pueden catalogarse como premonitorios (eventos tipo A de la figura 3.2), aunque estos no fueran persistentes. La determinación de los hipocentros en la región del Chichón entre enero de 1980 y abril de 1982, nos permitió conocer que el volcán mantenía un grado de actividad y por tanto constituía un factor de riesgo que no fue considerado debido tanto a la carencia de un sistema de monitoreo, como al desconocimiento de las implicaciones de la sismicidad en volcanes activos

La determinación de los hipocentros de temblores pre-eruptivos permitió, por una parte suponer que la dispersión de los epicentros está relacionada a la dimensión de la zona comprometida en el proceso magmático y por otra, que la distribución de los focos de los temblores durante el período que precedió la erupción, muestra una zona de quietud entre 7 y 13 Km profundidad, cuya existencia sugiere la ausencia de fracturamientos en esta zona, probablemente debida a la presencia de un material en estado de fusión o fusión parcial, i. e. una cámara magmática en esta zona.

El grueso de los epicentros ocurridos durante marzo fueron localizados dentro de un radio menor a los 5 Km y durante abril dentro de un radio menor a 3.5 Km, ligeramente al sureste del edificio volcánico, obedeciendo la tendencia geométrica del sistema de fallas locales. Esto quiere decir que durante episodios de actividad de El Chichón, los temblores fueron generados a lo largo de zonas de debilidad como respuesta al cambio en el campo de esfuerzos responsable de la deformación de las capas corticales más superficiales.

A finales de febrero de 1982, se inició la etapa propiamente pre-eruptiva, presentándose un enjambre de temblores tipo A de origen somero y características anómalas, acompañado de temblores de magnitud  $M_c \sim 4$ . Y ya casi en la fase final de la

etapa (i), se empezaron a presentar eventos tipo B y temblores relacionados a la circulación de fluidos.

La etapa (ii) correspondió una fase de erupciones explosivas, que se inició (el 29 de marzo de 1982) con un aumento generalizado del nivel de temblor armónico, temblores tipo B (tipo 2, tipo 3). Sísmicamente se identificaron 6 explosiones en esta etapa, todas ellas fueron precedidas por temblores tipo B, pequeñas explosiones y temblores armónicos. Sin embargo, tres de ellas fueron acompañadas por un temblor espasmódico de gran amplitud. La última explosión, la mayor de todo el proceso eruptivo (del día 4 de abril), fue precedida no solo por temblores tipo B, sino también eventos tipo A, además de un aumento generalizado del nivel de la amplitud de temblor hasta tener carácter espasmódico de gran energía.

La etapa (iii) final del proceso eruptivo se inició después de la erupción (de las 11:10) del día 4, en el momento en que se comenzó a presentar una intensa actividad de temblores tipo A (tectono-volcánicos), producto caída en presión de la cámara magmática como respuesta al desalojo de cerca de  $1\text{km}^3$  de material (Carey and Sigurdsson, 1986). Durante los siguientes 23 días se logró la estabilidad tectónica y en general ya no se presentaron más fracturamientos.

La solución de los mecanismos focales de temblores pos-eruptivos no fue única, aunque se presentó con mayor frecuencia el tipo explosión (compresiones en todas las estaciones). Las soluciones compuestas caen aproximadamente dentro de tres categorías principales de fallamiento: normal, inversa y de rumbo. El ambiente del campo de esfuerzos local está controlado por los sistemas de esfuerzos local y regional. El primero está controlado por el sistema de fallas locales y el otro por los sistemas de fallas regional del sur de México y la zona de convergencia de las placas de Cocos y Norteamericana.

## BIBLIOGRAFIA.

- Baker SE, Malone SD (1991) Magmatic System Geometry at Mount Saint Helens from the Stress Field Associated with Post-eruptive Earthquakes. *Journal Geophys. Res* 96, NO B7: 11883-11,894.
- Blake, S. 1984 Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger, *JGR*, 89, B10, 8237-8244
- Bower SM, Woods AW (1997) Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.* 102,B4: 10,273-10,290.
- Canul RF, Rocha VL (1981) Informe geológico de la zona geotérmica de " El Chichonal", Chiapas, México. Comisión Federal de Electricidad; Morelia, Michoacán, México Internal report, 38 pp.
- Canul RF, A. Raso-Montiel y V. Rocha (1983) Geología e historia del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas. Instituto de Geología, UNAM.
- Carey SN, Sigurdsson H (1986) The 1982 eruptions of El Chichón volcano, México (2), Observations and numerical modeling of tephra fall distribution. *Bull. Volcanol.* 48, 127-141.
- C.A.V.W., 1951-1975 Catalogue of the Active Volcanoes of the World, v. 1-22, Rome International Association of Volcanology and Chemistry of Earth's Interior.
- Chouet, B. (1986) Dynamics of a Fluid Driven Crack in Three Dimensions by The Finite Difference Method. *Jour. Geophys Res.* 91, B14: 13,967-13,992.
- Chouet, B. A: (1996) Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380: 309-316.
- Chouet, B., New methods and Future trends in Seismological Volcano Monitoring, en: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (Editado por R. Scarpa and R. L. Tilling), Springer-Verlag, 1996
- Duffield, W. A., Tilling, R. I. and Canul, R., 1984. Geology of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20:117.132.
- Dvorak JJ (1997) Volcano Geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Ann Rev Earth Planet Sci* 35: 343-384.
- Eichelberger JC (1997) Silicic Volcanism: Ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Ann Rev Earth Planet Sci* 23:41-63.
- Espíndola JM, Macías JL, Tilling IR, Sheridan MF (1998) Eruptive history of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: effects on the maya lowlands. In preparation
- García-Palomo A (1997) Unpublished Field Map of the Chichon area.
- González Ruiz, L.C. (1980) Estudio de las réplicas (29 nov.- 17 dic, 1978,  $m \geq 3.0$ ) del

- temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes, BSc Thesis, Facultad de Ciencias, UNAM, Mexico.
- Gunn, BM and F Mosser (1970) Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bull. Volcanol.*, 34: 577-616.
- Gutenberg B. and CF Richter (1956) Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis. (Rome)*, 9: 1-15
- Guzman, M (1985) The triple junction of North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics. MSc Thesis The University of Texas of Austin, 58pp
- Hanus, V. and J. Vanek, 1978. Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico. *Geofis. Intern.*, 17:14-53.
- Harlow D H, Power J A, Laguerta E P, Ambubuyong G, R. A. White, R P Hoblitt (1996) Precursory Seismicity of the June 15, 1991 Eruption of Mount Pinatubo. In C G Newhally R. Punongbayan: Fire and Mud Eruptions & Lahars of Mount Pinatubo. Philippines.
- Havskov J, De la Cruz S, Singh SK, Medina F, Gutierrez C (1983) Seismic Activity Related to the March-April, 1982 Eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico, *Geophys Res Lett*, 10, 293-269.
- Havskov, J., S. K. Singh and D. Novelo, 1982. Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern México. *Geofis. Intern.*, 21:325-330.
- Havskov, J., R. Castro, M. Guzmán, C. Valdéz, R. Zuñiga, y R. Maya, Determinación de los sismos locales en la zona de embalse durante los primeros meses de llenado de la presa de Chicoasén, Reporte, Instituto de Ingeniería, UNAM, 1981.
- Kubotera, A., 1974. Volcanic tremors at Aso Volcano. edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, A. Rappola: Amsterdam, Elsevier, 29-47.
- Jiménez, Z. And L. Ponce (1977-78) Focal mechanism of six large earthquakes in northern Oaxaca, Mexico, for the period 1928-1973. *Geofis. Intern.*, 17:379-386
- Jiménez, Z. (1989) Catálogo de temblores ocurridos en la región sureste de México, de magnitud mayor o igual 5.0 (sin publicar)
- Latter, J. H., 1981. Volcanic earthquakes and their relationship to eruptions at Ruaoehu and Ngauruhoe volcanoes. *J. Volcanol. Geophys. Res.*, 9:293-309.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, 1978. HYPO71 (Revised) A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 89-116, 92pp.
- Macías, J.L.\*, Sheridan, M.F.\*\* and Espíndola, J.M. (1997) Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico: New data from proximal deposits. *Bull. Volcanol.* 58, 459-471.
- Malone, S.D. (1983) Volcanic earthquakes: examples from Mt. St. Helens, in *Eathquakes: Obsevation, Theory and Interpretation*, LXXXV Corso, Soc. Italiana di Fisica, Bologna, Italy, 435-455.
- Malone, S. D., C. Boyko and C. S. Weaver, 1983. Seismic Precursors to the Mount St. Heles Eruptions in 1981 and 1982. *Science* 221:1376-1378.
- McGarr, A. (1976) Seismic moments and volume changes, *J Geophys Res* 81:1487-1494.
- Medina F, Gonzalez-Moran, T. y Gonzalez L (1990) Gravity and seismicity analyses of the El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Pageoph* 133: 149-165.
- Medina F, Gonzalez L, Gutierrez C, Aguilera R, Espíndola JM (1992) Analysis of the

- seismic activity related to the 1982 eruptions of the El Chichon Volcano, Mexico. In: Gasparini P, Aki K (eds.) *Volcanic Seismology Proceedings in Volcanology 3*: 97-108.
- Minakami, T. (1974) *Seimology of volcanoes in Japan*. edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. luongo, A. Rappola: Amsterdam, Elsevier, 1-27.
- Molnar, P. and L. R. Sykes, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58: 1639-1684.
- Mosser, F., H. Meyer-Abich and A. R. McBirney, 1958. Catalogue of active volcanoes of the world; part VI, Central America; *Internat. Volc. Assoc.*, 36 p.
- Mullerried, F., 1933. El Chichón, único volcán activo en el sureste de México. *Rev. INst: Geol. Mex.* 33:156-170.
- Nixon G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93:515-523.
- Negendank, JF, (1972) *Volcanics of the valley of Mexico, Part I, Petrology of the volcanics*: N. Jb. Miner. Abh., 116:308-320.
- Ponce, L., R. Gaulon, G. Suárez and E. Lomas, 1992. Geometry and state of stress of downgoing Cocos plate in the isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 19:773-776.
- Richter, CF, (1935) An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 25: 1-32
- Rodríguez, M. E. Nava, T. G. Domínguez y J. Havskov, 1985. *Comportamiento de presas construidas en México (1974-1984)*, Vol. II, Comisión Federal de Electricidad, 1985.
- Schick, R (1981) Source Mechanism of volcanic earthquake, *Bull. Volcanol.*, 44: 491-497.
- Shurbet DT and SG Cebul (1984) Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano volcanic belt. *Tectonophysycs*, 101: 159-165.
- SEAN (1982) *Volcanic events: El Chichon volcano*: Smithsonian Institution, *Seismic Event Alert Network Bulletin* 5:2-6.
- SEAN (1982) *Volcanic events: El Chichon volcano*: Smithsonian Institution, *Seismic Event Alert Network Bulletin* 6:2-5, and No. 5, p. 2-6.
- SEAN (1982), *Volcanic events: El Chichón volcano*: Smithsonian Institution, *Seismic Event Alert Network Bulletin* 7:2-6.
- Sigurdsson H, Carey SN, Espíndola JM (1984) The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 23: 11-37.
- Thatcher W, Hanks TC (1973) Source Parameters of Southern California Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 78: 8547-8576.
- Watanabe, H. (1971) Determination of earthquake magnitude at regional distances in and near Japan. *Bull. Seismol. Soc. Jpn.*, 24: 189-200.
- Yokoyama, I., 1988. Seismic energy releases from volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 50:1-13.
- Yokoyama, I., S. De la Cruz Reyna and J.M. Espíndola (1992) Energy partition in the 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51, 1-21, 1992.