

1
2 ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**ESTUDIO DE ATENUACION DE SEÑALES
SISMICAS EN LA ZONA DEL VOLCAN
EL CHICHON. CHIAPAS.**

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :

LAURA ELENA DIAZ FLORES

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



México, D. F.

1991



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 está 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.

INDICE GENERAL

RESUMEN	ii
1. INTRODUCCION	1
2. GENERALIDADES	4
2.1 Ubicación	4
2.2 Tectónica Regional	4
2.3 Antecedentes Geológicos	6
2.3.1 Estructuras	6
2.3.2 Volcanismo	6
2.3.2.1 Secuencia Eruptiva del Chichonal en 1982	7
3. FUNDAMENTOS TEORICOS	9
3.1 Las ondas coda y su vinculación con la atenuación de las señales sísmicas	9
3.2 Métodos para determinar el factor de calidad Q	10
3.3 Métodos Seleccionados	10
3.3.1 Método de Aki y Chouet	11
3.3.2 Método de Sato	14
4. SELECCION DE EVENTOS	18
4.1 Características de los sismos volcánicos observados	18
4.2 Eventos analizados	19
4.2.1 Variación Espacial	19
4.2.1.1 Estaciones Empleadas	19
4.2.1.2 Criterios para la lectura y localización de hipocentros	19
4.2.1.3 Procesamiento para el cálculo de Q/f	21
4.2.2 Variación Temporal	23
4.2.2.1 Origen de los datos	23
4.2.2.2 Estaciones Empleadas	24
4.2.2.3 Criterios de lectura y relocalización	25
4.2.2.4 Procesamiento para el cálculo de Q/f	25

5. ANALISIS Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS	26
6. CONCLUSIONES	30
APENDICE A. <i>Definiciones Básicas</i>	32
APENDICE B. <i>Teoría de la dispersión simple de Aki</i>	34
APENDICE C. <i>Clasificación de los sismos volcánicos</i>	37
REFERENCIAS	39
TABLAS	45
FIGURAS	52
AGRADECIMIENTOS	68

TABLAS

1. El análisis espacial para el periodo de marzo-abril de 1982, se concentró en 3 eventos (subrayados) registrados en el mes de abril.	45
2. El evento (subrayado), representó la sismicidad de 1984.	46
3. El único evento (subrayado) de 1985 fue omitido, por encontrarse muy alejado del volcán Chichonal.	46
4. Los 9 eventos (subrayados), fueron registrados básicamente en dos estaciones: PN2 y CH6.	47
5. En 1987 se analizaron 6 eventos (subrayados), la estación PN2 registró a la mayoría de ellos.	47
6. Los 3 eventos (subrayados) representan la sismicidad de 1988.	48
7. La finalidad de mayor parte de las estaciones sísmicas empleadas es el monitoro de C. H. de Chicoasén y Peñitas.	48
8. Modelo Cortical	49
9. Relocalización de los eventos analizados (1982-1988)	49
10. Resultados aplicando el Método de Sato	50
11. Clasificación de sismos volcánicos	51

FIGURAS

1. Mapa de Localización	52
2. Tectónica Regional	53
3. Geomorfología de la placa de Norteamérica	53
4A. Cadenas volcánicas cercanas al Chichonal	54
4B. Fallas regionales	55
5. Perfil y Morfología del crater antes erupción	56
6. Estaciones empleadas para la variación espacial	57
7. Sismicidad reportada por el Instituto de Ingeniería de enero-abril de 1982	58
8. Eventos seleccionados para el análisis espacial	58
9. Envolvente de la señal sísmica	59
10. y 11. Resultados aplicando el Método de Sato	59 y 60
12. Volúmenes analizados para un evento sísmico	60
13. Sismicidad reportada por el Instituto de Ingeniería de 1982-1988	61
14. Eventos seleccionados para el análisis espacial	62
15. Sismos registrados en PEN	63
16. Interpretación de los resultados	64
17. Grupo A	65
18. Grupo B	66
19. Grupo C	67

ABREVIATURAS

Acad.	Academia
Am.	American
ARL	Arenal
<i>Bull.</i>	<i>Bulletin</i>
C F E	Comisión Federal de Electricidad
C.H.	Complejos Hidroeléctricos
CH1	Las Pilas (Estación telesísmica)
CH2	Soyalo "
CH3	Ixtapa "
CH4	Tuxtla Gutiérrez "
CH5	Sumidero "
CH6	Las Palmas "
CH7	Ocotepéc "
db	decibeles
E	Este
<i>Earthq.</i>	<i>Earthquake</i>
e.g.	Por ejemplo
ELEV.	Elevación
ERH.	Error estándar en la localización epicentral
ERZ.	Error vertical
EST.	Estación
<i>et. al.</i>	y otros
<i>Geof.</i>	<i>Geofísica</i>
<i>Geolol.</i>	<i>Geological</i>
GMT	Greenwich Meridian Time
<i>Geophys.</i>	<i>Geophysical</i>
hrs.	horas
Hz	hertz
i. e.	por ejemplo
Int.	Internacional
<i>Inter.</i>	<i>International</i>
J.	Journal
km	kilómetro
LAT.	Latitud
Let.	Letters
Lg	Onda superficial que viaja en la corteza continental
log ₁₀	Logaritmo base 10
LON	Longitud
m.a.	millones de años
MAG.	Magnitud
Mc.	Magnitud coda

Men.	Memorias
mm	milímetros
N	Norte
Nal.	Nacional
NE	Noreste
NW	Noroeste
P.H.	Presa Hidroeléctrica
Phys.	Physics
Planet.	Planetary
PA1	Plan de Ayala (Estación Autónoma)
PA2	Ostoaacan "
PA3	Villa de Guadalupe "
PA4	El Porvenir "
pp.	página
Predict.	Prediction
PROF.	Profundidad
Rept.	Reporter
Res.	Research
Rev.	Revisión
RMS	Error Cuadrático Medio
S	sur
S	Onda secundaria
S.	Stated
s	segundos
SE	Sureste
s.e.	sin edición
Seism.	Seismology
SIP	San Isidro
Soc.	Society
s.p.	sin páginas
St.	State
SW	Suroeste
t	tiempo
U.	Universidad
U.	United
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
vs	contra
W	Oeste
w	frecuencia

RESUMEN

Se investigó la variación de la atenuación (Q) de coda para 1 Hz (Q_0) de señales sísmicas tanto en el espacio como en el tiempo, en la zona del Volcán Chichónal, Chiapas, México.

Se analizaron un total de 128 sismogramas de diferentes redes sísmicas para efectuar una relocalización detallada de los eventos ocurridos en el área entre 1982 a 1988.

En el caso espacial, los sismos fueron registrados por las estaciones autónomas de SIP, LIB, ARL, y PEN instaladas por los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, así como algunas de las estaciones de la red telemétrica de Chicoasén: CH1, CH4, CH5, CH6, y TPN; operada por la Comisión Federal de Electricidad, todos los detectores fueron sismómetros con una frecuencia natural de 1 Hz, de componente vertical. Para el estudio de la variación temporal, los datos fueron registrados por las estaciones locales de PR1, PR2, PR3, PR4 de la red sísmológica de Peñitas y CH1, CH3, CH4, CH5, CH6, CH7 de Chicoasén, operadas bajo la supervisión de la Comisión Federal de Electricidad.

El segundo paso se concretó a estimar la atenuación, utilizando el decaimiento de las amplitudes de la coda de acuerdo con el modelo de dispersión isotrópica simple de Sato (1977).

Se dividió la región en tres grandes grupos de acuerdo a los resultados de las localizaciones hipocentrales, esto permitió obtener un valor medio para las diferentes trayectorias analizadas de $Q_0/f = 40.74$, dicho valor se aproxima a las observaciones de Q_0 , hechas por Millán (1989), para la región Eje Neovolcánico.

I. INTRODUCCION

Antes de la erupción de 1982, El Chichonal (también conocido como El Chichón) era un volcán que recibía poca atención por parte de la comunidad científica, salvo una aislada publicación a principios de la década de los treinta (Müllerreid, 1932), en la cual se sugiere que la última actividad eruptiva del volcán Chichonal se desarrolló en el Pleistoceno tardío o temprano (2 m.a.).

La idea de una posible erupción fue por mucho tiempo descartada hasta que en el año de 1980 y principios de 1981 se realizaron trabajos de campo en el área cercana al volcán, para explicar los frecuentes ruidos y pequeños temblores locales que se presentaban. La investigación efectuada relacionó tales manifestaciones con la actividad magnética superficial, y/o movimientos tectónicos, advirtiendo "un alto riesgo volcánico" (Cajul-Dazul y Rocha-López, 1981); El Chichón, siete meses después, hizo erupción.

Otros posibles mecanismos de advertencia que se pasaron por alto fueron las señales atribuidas al volcán en los sismogramas registrados por la red de Chicoasén que se encuentra en funcionamiento desde 1980 con el objeto de estudiar la sismicidad inducida, causada por el

llenado del embalse en esta área, la cual constituye el antecedente sísmico más inmediato a la erupción de 1982 (Havskov *et al.*, 1981a; 1981b).

El objetivo principal del presente trabajo consistió en estimar la variación espacial en los meses de marzo-abril de 1982 y temporal para el período de 1982 a 1988, de la atenuación sísmica en la zona del volcán El Chichón, Chiapas, México.

Se considera que la atenuación que experimentan las ondas sísmicas en su paso a través de un medio, en este caso la litósfera, se debe a la absorción anelástica intrínseca del medio y a la dispersión que sufren estas ondas. Las variaciones en la disminución de energía de las ondas sísmicas, cuantificada por el factor de calidad "Q", puede ser útil para caracterizar una determinada región, de acuerdo al cambio en su estado de esfuerzos (e.g. Singh y Herrman, 1983; Rodríguez *et al.*, 1983; Canas, 1986; Canas *et al.*, 1988; Jin y Aki, 1988; Millán, 1989); o bien a la acumulación de esfuerzos precedentes a un gran sismo (e.g. Gusev y Lemzikov, 1985; Novelo-Casanova *et al.*, 1984; 1985; Lee *et al.*, 1986; Jin y Aki, 1986; Granados, 1990); aplicandose, también, a la detección de anomalías precursoras a una erupción volcánica (e.g. Fehler *et al.*, 1988), con bastante éxito.

La atenuación es estimada por medio del inverso del factor de calidad (Q^{-1}), utilizando el decaimiento regular de las ondas coda en los sismogramas. Dado que nuestros registros son analógicos, el proceso usual para obtener el valor de Q implica una digitización de la envolvente a las amplitudes de la coda (e.g. Chouet, 1979; Millán, 1989; Granados, 1990).

En diversas partes del mundo se han efectuado investigaciones de la atenuación sísmica utilizando Q a partir de ondas coda (Q_c), ondas S (Q_β) y de ondas Lg (Q_{Lg}). En todos los casos se asume que Q es dependiente de la frecuencia de la siguiente forma :

$$Q = Q_0 f^n \quad (1.1)$$

donde:

Q_0 = Factor de calidad para una frecuencia de 1 Hz

f = Frecuencia observada

n = Valor usualmente entre 0 y 1

Se ha observado generalmente, que los valores de Q_c , Q_β , y Q_{L_4} para una determinada región son semejantes en un amplio rango de frecuencias ($1 < f < 24$ Hz). Lo cual nos indica que $Q_c \sim Q_\beta \sim Q_{L_4}$ (Aki, 1980a; 1980b; Novelo-Casanova *et al.*, 1986; Herraiz y Esquinoza, 1986).

En nuestro caso, la ecuación (1.1) se expresa como:

$$Q_0 = Q/f^n \quad (1.2)$$

donde se considera que n tiene un valor igual a la unidad, debido a que no es posible filtrar la información analógica empleada.

Es muy poca la información que se tiene sobre la atenuación sísmica aplicada a la vulcanología, utilizando el factor de calidad Q . Tal vez se debe, entre otras cuestiones, al escaso número de estaciones que monitorean los volcanes más activos del mundo.

Es por ello que tratamos de utilizar, hasta donde fue posible, la mayoría de las estaciones sismológicas que monitorean los C.H. de Chicoasén y Peñitas así como los datos de una red temporal instalada en 1982. La iniciativa es discutible, pero representa el mejor de nuestros esfuerzos para aprovechar esta información.

Se emplea la clasificación propuesta por Havskov (1983), para seleccionar los sismos asociados a la actividad volcánica, principalmente aquellos denominados de Tipo 4, cuya naturaleza se asocia a esfuerzos tectónicos regionales (Havskov, 1983).

2. GENERALIDADES

2.1 Ubicación

El Volcán Chichonal inició una serie de erupciones violentas entre el 28 de marzo y 4 de abril de 1982, se localiza al NW del Estado de Chiapas ($17^{\circ}21'35''$ LAT N y $93^{\circ}13'45''$ LON W), aproximadamente a 70 km al N-NW de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, a 77 km al SW la Ciudad de Villahermosa, Tabasco y a 20 km al SW del poblado de Pichucalco, Chiapas (Figura 1).

Nunca antes en la historia volcánica de México se había registrado una erupción tan destructiva como la del Chichón (Tillig *et al.*, 1984), perecieron alrededor de 2000 seres humanos, las cenizas que arrojó afectaron considerablemente al sector ganadero y de comunicaciones de la región. El clima de todo el hemisferio norte también sufrió modificaciones debido a la presencia de la densa nube de cenizas arrojadas (Mitchell, 1982).

2.2 Tectónica Regional

El régimen tectónico del SE de la República Mexicana esta

representado por una zona de contacto entre las placas de Norteamérica, del Caribe, y de Cocos; y una zona de subducción llamada Trinchera Mesoamericana. El límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Molnar *et al.*, 1969), lo establece la falla de Polochic-Motagua (Figura 2), mientras que, la placa oceánica de Cocos penetra por debajo de la placa de Norteamérica con un ángulo que varía de 35° en la región de Chiapas (Burbach *et al.*, 1984), hasta convertirse en casi horizontal por debajo de la zona de Oaxaca y Guerrero (Súarez *et al.*, 1990). Otra opinión respecto a tal desplazamiento es que esta placa penetra con un ángulo de 15° por debajo de la Norteamericana y la horizontalidad se presenta más cercana al continente (Zúñiga, comunicación personal). El Chichonal se encuentra aproximadamente a 350 km de la Trinchera Mesoamericana y a 170 km de la costa del Pacífico. La zona de Benioff debajo del El Chichón se encuentra aproximadamente a 180 km de profundidad (Hanus y Vanek, 1978).

La porción oriental de la placa Norteamericana en el S de México presenta los siguientes rasgos geomorfológicos: La Plataforma de Yucatán, el Cinturón Plegado (Anticlinorio de Chiapas), la Falla del Istmo, el Macizo Granítico (Figura 3). El Complejo Volcánico Chichonal se encuentra en la parte frontal del Anticlinorio de Chiapas, el cual buza hacia el Golfo de México, y esta sepultado por sedimentos Terciarios cuyos espesores son considerables en la Planicie Costera (Canul-Dazul *et al.*, 1983).

El Chichonal, se sitúa en medio de dos cadenas volcánicas. La primera de ellas conocida como Faja Volcánica Mexicana (FVM), se ubica entre los paralelos 19° y 21° y está constituida al E por estrato volcanes como el Pico de Otizaba, Popocatepetl, Iztaccihuatl, y al W por pequeños conos monogenéticos como el Parícutín. La segunda cadena volcánica se localizada al SE del volcán Chichonal, rumbo a América Central. Se observa (Figura 4a), cierto paralelismo con la Trinchera y también una separación menor entre los volcanes (Stoiber y Carr, 1973).

2.3 Antecedentes Geológicos

2.3.1 Estructuras

En los Estados de Chiapas y Tabasco aflora una amplia secuencia del Mesozoico y Cenozoico formada principalmente por rocas sedimentarias que se encuentran plegadas y falladas (Morán, 1984). En la región cercana al Chichonal se observa que el plegamiento de la secuencia sedimentaria prevaleció con respecto al fallamiento. No obstante existen algunas fallas post-orogénicas que se desplazan en bloque hacia las estructuras sedimentarias.

Algunas de estas fallas tienen una dirección paralela a la de los pliegues (NW-SE), pero la mayoría de ellas se orienta perpendicularmente a la dirección de los pliegues de las rocas (Canul-Dazul *et al.*, 1983). La superficie que ocupa la zona volcánica del Chichonal se considera como un área de debilidad cortical, en la cual se infiere que existe la intersección de dos sistemas de fallas, el más antiguo sistema está representado por la falla San Juan cuyo rumbo general es WNW-ESE y coincide con el de las fallas regionales situadas al S de la falla de San Juan (Figura 4b).

2.3.2 Volcanismo

Posterior al levantamiento, plegamiento y fallamiento de la secuencia sedimentaria, acontecida a fines del Terciario medio (26 m.a.), comenzó la actividad magmática con el emplazamiento de un cuerpo intrusivo ácido que afectó a las rocas sedimentarias del Mioceno superior (12 m.a.) y que aprovechó la zona de debilidad relacionada con el sistema regional WNW-ESE.

Según Canul-Dazul (1983), es posible, que al mismo tiempo quedara atrapada parte del magma en la zona volcánica del Chichonal, la cual empezó a diferenciarse, generando así, una zona altamente explosiva (tipo Vulcaniano-Peleano). A fines del Terciario (Plioceno) o principios del Cuaternario (Pleistoceno), hizo erupción por primera vez, lanzando derrames piroclásticos y piroclastos de caída aérea seguidos por el emplazamiento del domo andesítico lateral. Este tapón provocó que la cámara no se vaciara y que, de algún modo, se

realimentara, para continuar activa la zona. Durante el Cuaternario entró en movimiento varias veces, expulsando piroclásticos, seguidos por el emplazamiento de un domo central (Figura 5). Este evento fue parecido al anterior, por lo que se volvió a quedar atrapada parte del magma (Canul-Dazul *et al.*, 1983).

Hace aproximadamente 130 años, se registró un nuevo evento volcánico, provocando la extrusión del material piroclástico de composición pumiceítica que cayó en forma de lluvia en los alrededores del lugar (Silva-Mora, 1983).

Las rocas volcánicas encontradas han proporcionado edades aproximadas de 1,300 años por el método del carbono 14. Subyaciendo a estas rocas se presenta una secuencia detrítica, constituida por areniscas y limolitas de estratificación delgada. Tanto la secuencia detrítica, como el conjunto de rocas sedimentarias terciarias que afloran en la región, forman la molasa atribuida a las últimas manifestaciones orogénicas, depositadas en una cuenca marina.

2.3.2.1 Secuencia Eruptiva del Chichonal en 1982

La evolución de la erupción observada durante los periodos del 30 de marzo al 24 de abril, y otros lapsos en mayo y junio de 1982 fue de la siguiente manera (Silva-Mora, 1983):

La primera fase de esta erupción ocurrió después de un intervalo de actividad sísmica con 30 días de duración, en la cual se distinguen dos periodos de actividad máxima, separados por uno de actividad mínima.

El primer periodo tuvo una duración de 7 días, se caracterizó por un promedio de 3 eventos por día, con $M_c = 1.5-3.3$ (el 5 de marzo de 1982, ocurrió el de mayor magnitud).

El segundo o el de actividad mínima, tuvo una duración de 15 días y se caracterizó por una frecuencia promedio de un evento sísmico por día con $M_c=1.5-3.0$ (el 12 de marzo ocurre el de mayor magnitud)

El tercero, con una duración de seis días y un promedio de siete sismos por día, con $M_c= 1.5-3.0$ (el 26 se presenta el de mayor magnitud), culminó con la erupción del 28-29 de marzo a las 23:00 hrs.(aproximadamente a las 05:15 hora GMT, del 29 de marzo de 1982).

Esta erupción produjo una columna eruptiva que alcanzó un diámetro de 100 km y una altitud aproximada de 17 km.

Havskov (1983), por otra parte, reporta del 1 al 27 de marzo de 1982, una actividad de Tipo 1, la cual atribuye al ascenso del magma a través de capas con mayor concentración de agua.

Para el 27 de marzo del mismo año, reporta una actividad Tipo 2, que se aplica a las intrusiones magmáticas y a la liberación de gases a una profundidad de 2 km.

El Tipo 3 es asociado al aumento de presión y la deformación del terreno que probablemente originó un fracturamiento múltiple (se presentó 20 hrs antes de la primera gran explosión del 28 de marzo).

La actividad Tipo 4 se manifestó después del 4 de abril y reflejó un marcado control de los esfuerzos tectónicos regionales que actúan sobre la región debilitada por las erupciones a profundidades de 14 a 20 km.

3. FUNDAMENTOS TEORICOS

3.1 Las ondas coda y su vinculación con la atenuación de las señales sísmicas

Un paquete de ondas emanadas de una fuente, al transmitirse por un medio que incluye heterogeneidades de diversos tamaños, será parcialmente reflejado por algunas de éstas. Una ondícula que haya sido dispersada una o más veces llegará al receptor después de los arribos directos. Estas ondas dispersas, formarán la parte de un sismograma, conocido como coda (Apéndice A). Por lo tanto, las ondas coda tienden a mostrar el efecto de todas aquellas heterogeneidades que se encuentran en la litósfera. Es por ello que han sido objeto de numerosas investigaciones; a saber: predicción de terremotos (e.g. Aki, 1985; Sato, 1988; Granados, 1990), anomalías precursoras a una erupción volcánica (e.g. Fehler *et al.*, 1988), caracterización de una zona (e.g. Singh y Herriman, 1983; Canas *et al.*, 1988; Millán, 1989), etc.

En el caso de sismos locales, las ondas coda se han interpretado como el producto de la dispersión simple (Aki, 1969), por lo tanto, el

decaimiento de la envolvente a las amplitudes máximas de estas ondas coda, depende de la absorción intrínseca del medio y de la dispersión ocasionada por las heterogeneidades (Aki, 1980a; 1980b). Las ondas coda también nos permiten cuantificar los parámetros de la fuente y conocer con mayor detalle las características de la atenuación del medio (Aki y Chouet, 1975) a través del factor de calidad, denominado "Q" (Apéndice B).

3.2 Métodos para determinar el factor de calidad Q

Existen varios métodos para determinar el coeficiente de atenuación Q, algunos de ellos no necesitan de una teoría elaborada para su aplicación como es el caso de la Técnica de la Estación Singular (Aki, 1980a), o bien la estimación de Q a partir de las ondas Lg (Ewing *et al.*, 1957). Otros modelos en cambio, consideran la propagación de las ondas coda como el resultado de la dispersión simple de las ondas de cuerpo o superficiales (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977).

3.3 Métodos seleccionados

Dadas las características de simplicidad y resolución que ofrecen los modelos de dispersión simple (Apéndice B), en este estudio se consideraron los desarrollados por Aki y Chouet (1975), y Sato (1977).

Métodos de "Backscattering"

El método propuesto por Aki y Chouet (1975), considera a las ondas coda como ondas con dispersión de retorno simple, con la fuente y el receptor en el mismo lugar. El método de la dispersión simple que presenta Sato (1977), permite la separación entre fuente y receptor. El método de Aki y Chouet (1975), es aplicable para ondas coda que llegan después de 2 veces el tiempo de viaje de la onda S. El método de Sato (1977), es válido aún para ondas coda que lleguen inmediatamente después de la llegada de la onda S.

La descripción que a continuación se presentan de los métodos, fueron tomadas de Millán (1989).

3.3.1 Método de Aki y Chouet

El método desarrollado por Aki y Chouet (1975), considera a la coda como una superposición de ondas dispersadas debido a heterogeneidades discretas. En este modelo la dispersión es un proceso débil (dispersión simple) y por razones de simplicidad se asume que tanto la estación sísmica como la fuente están en el mismo sitio. El método es análogo al presentado por Aki (1969), para ondas superficiales, pero con la variante de atribuir a las ondas de cuerpo como las causantes de las ondas coda. Bajo las anteriores consideraciones, Aki y Chouet (1975) obtuvieron la siguiente expresión para el espectro de potencia $P(\omega/t)$ de las ondas de cuerpo :

$$P(\omega/t) = |\phi(\omega/r_0)|^2 8 r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^2 e^{-\omega t/Q_c} \quad (3.1)$$

donde :

$|\phi(\omega/r_0)|$: Espectro de amplitud de la onda dispersa debido a una heterogeneidad singular localizada a una distancia de referencia (r_0).

σ : Densidad de heterogeneidades por unidad de volumen

v : Velocidad de la onda considerada.

$e^{-\omega t/Q_c}$: Efecto de la atenuación intrínseca y el esparcimiento (anelasticidad)

t^m : Factor que representa la dispersión geométrica.

La ecuación (3.1) tiene la siguiente forma general

$$P(\omega/t) = S(\omega) t^m e^{-\omega t/Q_c} \quad (3.2)$$

donde :

$S(\omega)$: Espectro de la fuente.

El factor $S(\omega)$ evalúa el efecto de la fuente de las ondas primarias y secundaria; esto se demuestra analizando, por ejemplo, la ecuación (3.1), donde:

$$S(\omega) = |\phi(\omega/r_0)|^2 8 r_0^4 \pi \sigma v^{-1} \quad (3.3)$$

y $|\phi(\omega/r_0)|$ está relacionado con $|\phi_0(\omega/r_0)|$ del siguiente modo:

$$|\phi(\omega/r_0)| = M_0 |\phi_0(\omega/r_0)| \quad (3.4)$$

donde M_0 es el momento sísmico y $|\phi_0(\omega/r_0)|$ es independiente del efecto de la fuente (Aki, 1969). Si se parte de que las heterogeneidades están distribuidas uniformemente en el espacio, entonces $|\phi_0(\omega/r_0)|$ es constante en un área dada y la variación de $S(\omega)$ entre los distintos eventos se debe únicamente a diferencias de M_0 (Herraiz y Espinosa, 1986).

Aki y Chouet (1975), vincularon también el espectro de potencia con las amplitudes de la coda observadas en el sismograma. La metodología para obtener el espectro varía si los datos son digitales o analógicos. En el primer caso, se obtiene aplicando la transformada de Fourier a las amplitudes de la coda a intervalos de tiempo consecutivos. Para datos analógicos en cambio se han desarrollado diferentes procedimientos: uno de ellos se basa en digitalizar la envolvente de las amplitudes pico a pico de la coda (Aki y Chouet, 1975), y el otro consiste sólo en medir las amplitudes pico de la coda (Rautian y Khalturin, 1978).

La amplitud cuadrática media $\langle \Gamma^2(t) \rangle$ de la envolvente, se puede relacionar con el espectro de potencia $P(\omega/t)$, sabiendo que la Transformada de Fourier (T.F.) de dicho espectro es la función de autocorrelación:

$$\phi(t, \tau) = f(t) f(t+\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (3.5)$$

Para un atraso $\tau = 0$ se obtiene $\phi(t, 0) = \langle \Gamma^2(t) \rangle$, entonces la ecuación anterior puede expresarse:

$$\langle \Gamma^2(t) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) d\omega \quad (3.6)$$

Para un filtro pasabanda se tiene:

$$P(\omega/t) = P \text{ constante} \quad ; \quad \omega_0 < |\omega| < \omega_1$$

$$P(\omega/t) = 0 \text{ en caso contrario}$$

De modo que:

$$\langle \Gamma^2(t) \rangle = 2P(\omega/t) \Delta f \quad (3.7)$$

donde $\Delta f = \omega_1 - \omega_0/2\pi$

Si $A(\omega/t)$ es la amplitud registrada en el sismograma, ésta es aproximadamente igual a la raíz cuadrática media del producto del espectro de potencia y el ancho de banda.

$$A(\omega/t) = (2P(\omega/t) \Delta f)^{1/2} \quad (3.7A)$$

Sin embargo, si la amplitud $A(\omega/t)$ de la envolvente es medida pico a pico: $A(\omega/t)$ corresponde a dos veces la raíz cuadrática media de $f(t)$:

$$A(\omega/t) = 2(2P(\omega/t) \Delta f)^{1/2} \quad (3.8)$$

combinando las ecuaciones (3.2) y (3.8) se obtiene:

$$A(\omega/t) = C(\omega) t^{-a} e^{-\omega t/2Q_c} \quad (3.9)$$

donde $a = \frac{n_1}{2}$ y

$$C(\omega) = 2(2S(\omega)\Delta f)^{1/2} \quad (3.10)$$

Si se aplica el logaritmo natural a ambos miembros de la ecuación (3.9), se tiene:

$$\ln A(\omega/t) = \ln C(\omega) - a \ln t - bt \quad (3.11)$$

$$\text{donde } b = \omega / 2Q_c \quad (3.12)$$

La ecuación (3.11) muestra la separación del factor de fuente ($\ln C(\omega)$), de la dispersión geométrica (a) y la atenuación (b). Conociendo

la pendiente de la relación lineal de la ecuación (3.11) es posible encontrar el valor del factor de calidad Q_c .

Es importante destacar que dicho valor puede ser obtenido para dos casos: Atenuación de ondas superficiales, en cuyo caso se debe asumir $m = 1$, y atenuación de ondas de cuerpo donde $m = 2$. En ambos casos, t debe ser mayor que $2 T_s$, donde T_s es el tiempo de recorrido de la onda S.

El valor de Q_c también puede obtenerse si se conoce el espectro de potencia $P(\omega/t)$ en la expresión (3.2). Si se considera que la coda es el resultado de ondas S esparcidas ($m = 2$), el valor t^{-2} en dicha expresión es equivalente al factor de dispersión geométrica $K(t/t_s)$ del método sugerido por Sato (1977).

Entonces la ecuación (3.2) puede escribirse:

$$P(\omega/t) = S(\omega) K(t/t_s) e^{-\omega t / Q_c} \quad (3.13)$$

Aplicando el logaritmo en ambos lados de la ecuación (3.13):

$$\log_{10} (P(\omega/t) / K(t/t_s)) = S(\omega) - bt \quad (3.14)$$

donde S es una constante que depende de la frecuencia y

$$b = 2\pi (\log_{10} e) f / Q_c \quad (3.15)$$

El procedimiento para encontrar el espectro de potencia $P(\omega/t)$, como ya se discutió anteriormente, depende de si los datos son analógicos o digitales. Conociendo la pendiente de la relación lineal de la ecuación (3.14), es entonces posible obtener Q_c .

3.2.2 Método de Sato

El Método de Sato (1977), amplió el modelo de dispersión simple de Aki y Chouet (1975), para el caso en que la fuente y la estación no coinciden en un mismo punto. El modelo de dispersión isotrópica simple que utilizó Sato (1977), supone un medio infinito tridimensional y perfectamente elástico en donde las heterogeneidades están distribuidas en forma homogénea y aleatoria.

Considera también que el medio tiene una velocidad de onda, v y la distribución de heterogeneidades está caracterizada por la trayectoria libre media, l . Este parámetro controla la transferencia de energía de la onda primaria a la dispersa durante la trayectoria recorrida.

Las heterogeneidades reducen la densidad de flujo de energía media, de una onda plana incidente por un factor $e^{-\mu l}$, donde μ es la distancia en la dirección de la propagación (Sato, 1977).

De acuerdo con esto, la densidad media de energía de las ondas dispersas se expresa como :

$$E_{dis}(r,t/\omega) = \frac{W_0(\omega)}{4\pi r^2} K \left[\frac{vt}{r} \right] \quad (3.16)$$

donde:

$W_0(\omega)$: densidad de energía total radiada de la onda primaria con una frecuencia ω

r : distancia hipocentral

t : tiempo medido a partir del tiempo de origen

si hacemos $vt/r = \alpha$

tenemos:

$$K(\alpha) = 1/\alpha \ln(\alpha + 1/\alpha - 1) \quad (3.17)$$

donde:

$K(\alpha)$: representa el efecto de dispersión geométrica.

Cuando las heterogeneidades están distribuidas homogéneamente con una densidad η , entonces $l \equiv (\eta \sigma)^{-1}$. El factor $\eta \sigma$ es el coeficiente efectivo de dispersión y σ , llamado sección transversal de dispersión, representa la razón entre la energía del tiempo medio de las ondas dispersadas por unidad de tiempo y el flujo de densidad media de energía de la onda incidente (Sato, 1977).

Por otra parte, si las ondas dispersas son S, la ecuación (3.16) puede escribirse como:

$$E_{\text{dm}}(r, t/\omega) = \frac{\eta \sigma W_0(\omega)}{4 \pi r^2} K \left[\frac{t}{t_s} \right] \quad t > t_s \quad (3.18)$$

ya que :

$r = vt_s$ y t_s es el tiempo recorrido de dichas ondas.

Cuando se incluye el efecto anelástico del medio, la densidad media de energía de ondas S dispersa es :

$$E_{\text{dm}}(r, t/\omega) = \frac{\eta \sigma W_0(\omega)}{4 \pi r^2} K \left[\frac{t}{t_s} \right] e^{-\omega t/Q_c} \quad (3.19)$$

donde Q_c es el factor de calidad que incluye los efectos de dispersión y absorción intrínseca. Entonces, si la energía de la onda S primaria es radiada esféricamente desde un punto de la fuente en un tiempo breve, t . La densidad media de energía radiada de la onda S directa a una distancia r es:

$$E_s(r/\omega) = \frac{W_0(\omega)}{4\pi r^2 \beta u} e^{-\omega t_s/Q_c} \quad (3.20)$$

donde β es la velocidad de la onda S.

Ahora, si la energía es $E \sim (A/T)^2$ (Gutenberg y Richter, 1956), donde A es la amplitud y T es el periodo de la onda considerada, entonces se puede pensar que el sismógrafo es un filtro pasa banda con frecuencia central ω , y la razón de densidad de energía E_s/E_{dm} es aproximadamente igual al cuadrado de la razón de las amplitudes $(A_s/A_c(t))^2$. El valor A_s representa la amplitud de la onda S y A_c la amplitud media de la coda en función del tiempo t . De las ecuaciones (3.19) y (3.20) se obtiene:

$$E_s/E_{\text{dm}} \sim (A_s/A_c)^2 = \frac{1}{\eta \sigma \beta u} K \left[\frac{t}{t_s} \right]^2 e^{\omega (t - t_s)/Q_c} \quad (3.21)$$

Aplicando logaritmos en ambos miembros de (3.21), tenemos:

$$\log_{10} ((A_s/A_c)^2 K |(t/t_s)|) = C + b (t - t_s) \quad (3.22)$$

donde :

$$C = \log_{10}[(\eta \sigma \beta u)]^{-1} \quad (3.23)$$

$$b = 2\pi (\log_{10} e) f/Q_c$$

El miembro izquierdo de la ecuación (3.22), se obtiene directamente midiendo en el sismograma las amplitudes A_s y A_c , y calculando $K(u/t_s)$ para tiempos conocidos t y t_s . Si se conoce el valor de b de la relación lineal (3.22), podemos entonces obtener Q_c .

Millán (1989), resalta tres aspectos dentro del Método de Sato (1977):

- a) El método considera que las ondas primarias y secundarias de la coda son ondas S (Aki, 1980b).
- b) El efecto de la distancia hipocentral r se elimina al efectuar el cociente entre la energía de las ondas primarias (arriba directo de S) y secundarias.
- c) La determinación de Q_c es independiente de la respuesta del instrumento.

4. SELECCION DE EVENTOS

4.1 Características de los sismos volcánicos observados

De acuerdo a las características distintivas de cada volcán como son : el material que lo constituye, la profundidad de su cámara magmática, la presencia de fallas y fracturas cercanas, etc; se generan cierto tipo de formas de onda para una frecuencia y amplitud particular, y es por ello que resulta difícil establecer una clasificación que englobe el comportamiento de los sismos volcánicos (Apéndice C). A pesar de tal impedimento, se han propuesto algunas clasificaciones (e.g. Minakami, 1974; Muñoz, 1988; Havskov, *et al.*, 1983), las cuales constituyen el marco de referencia del presente trabajo.

La clasificación propuesta por Havskov (1983), describe muy claramente el comportamiento de las ondas sísmicas asociadas a las erupciones del Chichón y es el criterio bajo el cual se seleccionaron a los eventos volcánicos, utilizándose los de Tipo 4, que corresponden al Tipo A de Minakami (1974).

4.2 Eventos Analizados

El análisis de los eventos se dividió, en principio, en dos partes: el estudio de la variación espacial y el de la variación temporal de la atenuación.

4.2.1 Variación Espacial

Los datos que se emplearon en este análisis fueron obtenidos de la red de monitoreo sísmico del C. H. Chicoasén y de la red temporal, instalada alrededor del volcán durante las erupciones de marzo-abril de 1982. Este periodo tiene la peculiaridad de haber contado con la suficiente cobertura de estaciones, lo cual se reflejó en una excelente localización de los eventos sísmo-volcánicos.

4.2.1.1 Estaciones Empleadas

La red Chicoasén instalada por la C.F.E. en 1980 con el objeto de estudiar la sismicidad inducida causada por el llenado del embalse de la presa, es utilizada para localizar los eventos sísmo-volcánicos del Chichonal. Sólo se utilizaron 4 de las 6 estaciones telemétricas que se encontraban en funcionamiento, las cuales fueron : CH1, CH4, CH5, CH6, y una de las 2 estaciones locales de papel ahumado, que fue TPN (Figura 6). La estación CH3, que sirvió como diagnóstico para la clasificación de los diferentes tipos de eventos en 1983, no pudo ser analizada, por no contar con dichos registros.

En el caso de las estaciones temporales de papel ahumado instaladas por los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, se utilizaron los registros de las estaciones PEN, ARL, SIP, OSC, LIB (Figura 6). Todos los sismómetros constan de un componente vertical con frecuencia natural de 1 Hz.

4.2.1.2 Criterios para la lectura y localización de hipocentros

Se leyeron 104 sismogramas correspondientes a los meses de enero - abril de 1982, de los cuales se seleccionaron sólo aquellos que contaron con la suficiente claridad en la llegada de las ondas P y S

(no saturadas), así como en las amplitudes de coda (decaimiento), y que además tuvieron el mayor número de estaciones y un mínimo de 6 fases de onda (P y S). Para el período de enero a marzo se observaron amplitudes < 55 mm y longitudes de coda > 150 mm, el mes de abril presentó una amplitud < 30 mm y longitud de coda < 60 mm. El objetivo fundamental de esta etapa, fue obtener promedios de atenuación para diversas trayectorias, buscando especialmente diferencias entre aquellas que atravesaron el aparato volcánico, con las que no lo hicieron. Un problema al que nos enfrentamos fue el hecho de no contar con un buen número de estaciones lo suficientemente cercanas al volcán para proporcionar una base de comparación óptima.

Se utilizó el programa HYPO71-PC (Lee y Lahr, 1978) para la determinación de hipocentros, magnitudes y parámetros focales de los sismos asociados al Chichonal. El programa está constituido por un programa principal y 17 subrutinas, utiliza el método de Geiger (1912), para encontrar el tiempo de origen y el hipocentro de los eventos (Domínguez, 1991).

Se siguió el procedimiento acostumbrado de crear dos archivos de datos para el programa HYPO71-PC; el primero de ellos contiene el modelo cortical (utilizándose el propuesto por Havskov en 1983), el nombre y las coordenadas geográficas (incluyéndose la elevación) de las estaciones, y demás parámetros que especifica el programa. El otro archivo almacena todas las características de las ondas P y S tales como; polaridad, calidad de lectura, tiempo de llegada de P y S, amplitud máxima y duración de la coda.

Se empleó la alternativa de estimar la profundidad óptima en la cual se iniciara la localización del hipocentro, en lugar de que el programa la determinara. De acuerdo con las diversas pruebas de resolución (con varias profundidades), se eligió aquella con un valor de $z = 14$ km, puesto que, proporcionaba los menores errores de localización (ERH, ERZ, RMS).

De los 28 eventos inicialmente reportados (Tabla 1 y Figura 7), sólo se escogieron 3, ya que presentaron una localización hipocentral adecuada (Figura 8), lo suficientemente cercana al aparato volcánico y con una coda susceptible de digitizar. Es de resaltar que la

precisión en la localización juega un papel preponderante, porque nos muestra el lugar donde se originan las diferentes trayectorias de las ondas que atraviesan el volcán. Además de que podría existir el caso de eventos cuyo error en localización repercutiera en un cambio de posición del evento con relación al volcán y a la estación.

Las características promedio más sobresalientes son : Un mínimo de 8 fases; ERZ < 2.0 km; RMS < 0.35; EHH < 1.3 km; magnitud < 3.2 Mc (ver ecuación 4.1).

Mc, se calcula de la siguiente manera (Havskov, 1983):

$$Mc = -1.59 + 2.4 \log_{10} T + 0.00046 D \quad (4.1)$$

T = Duración total del evento en s.

D = Distancia epicentral en km

donde $D = V_p (T_s - T_p) / ((3)^{1/2} - 1)$, $V_p/V_s = (3)^{1/2}$

V_p , V_s = Velocidades de propagación de las ondas P y S, respectivamente.

T_p , T_s = Son los tiempos de llegada de las ondas P y S, respectivamente.

Las profundidades de dichos eventos varían de 14 a 18 km, lo cual concuerda con la supuesta ubicación de la cámara magnética (Havskov *et al.*, 1983).

4.2.1.3 Procesamiento para el cálculo de Q/f

El procesamiento consistió en :

- Definir con claridad la línea de referencia (línea base del sismograma).
- Delinear muy claramente la envolvente superior e inferior de cada uno de los sismos.
- Iniciar las envolventes a partir de un mismo tiempo del sismograma denominado T_i (tiempo inicial).en nuestro caso la llegada de la onda secundaria se consideró como T_i

- d) Limitar la línea de referencia por un valor máximo llamado T_f (tiempo final).
- e) Concluir las envolventes aproximadamente de 2 a 3 segundos más tarde que T_f .
- f) Marcar en la línea de referencia el inicio de dos marcas de minutos, T_1 y T_2 cuya diferencia es de 1 a 2 minutos.
- g) Indicar los valores máximos y mínimos de la amplitud de la onda S (Figura 9).

Para realizar la digitización se empleó una mesa True Grid TM 8036, marca Houston Instrument en interfase con una computadora personal Printaform-XT, modelo 5700-T y el auxilio del programa DIGICODA.BAS (Sansores-López, 1989). El programa presenta la opción de corregir el efecto de curvatura ocasionado por la longitud del estilete, pero esta alternativa no se aplicó, ya que la mayor parte de nuestros eventos tienen una amplitud de onda pico-pico menor de 40 mm y no llegan a presentar dichos efectos.

Una vez digitizadas las envolventes del sismo, para un intervalo de muestreo igual a 1 s (e.g. Granados (1990), utiliza un intervalo de 0.25 s para datos analógicos), la información se ingresa al programa ATEN.FOR (Ponce *et al.*, 1988) con los siguientes datos adicionales; a saber: tiempo de origen, tiempo de llegada de la onda S , y otros datos de carácter informativo como la magnitud del sismo, coordenadas geográficas, etc.

El programa calcula Q/f , con base en las amplitudes, es decir, los valores de Q/f se obtienen efectuando una regresión lineal por mínimos cuadrados a los datos generados por la digitización y de acuerdo a las ecuaciones (3.14 y 3.22); por lo tanto, Q/f es proporcional a la pendiente de la recta de ajuste; también, calcula el error cuadrático medio y el coeficiente de correlación lineal del ajuste. Se generan gráficas x vs y , donde la amplitud reducida ocupa el eje de las ordenadas y $(T-T_s)$ el de las abscisas (Figuras 10, 11)

Dado el valor del coeficiente de correlación lineal los métodos de Aki-Chouet (1975) y Sato (1977) se clasifican en calidad tipo (Millán, 1989):

TIPO	COEF. DE CORRELACION (CR)
A	$0.75 < CR < 1$
B	$0.60 < CR < 0.75$
C	$CR < 0.6$

Este estudio sólo considera calidades Tipo A y B, dado que los valores menores de 0.60, son de dudosa confiabilidad.

El programa ATEN.FOR presenta para el método de Sato (1977), la opción de indicarle cuantos segundos considerará como coda, dado un nivel de ruido presente en la señal. El análisis de la coda puede iniciarse a partir de un punto arbitrario del sismograma en donde la señal sísmica comienza a decaer en forma regular, en nuestro caso este análisis comienza a partir de la llegada de la onda S.

Se realizaron medidas de amplitud y nivel de ruido para determinar una ventana de tiempo y unificar el procesado en todos los sismogramas ya que, a distintas ventanas de tiempo corresponden distintos valores de Q (volúmenes elipsoidales) en un mismo sismograma (Figura 12). Dadas las características (generalmente de poca amplitud y duración) de los eventos que se procesaron se concluyó que una ventana de tiempo menor de 12 s. (a partir de la llegada de S), era la adecuada para el presente análisis. El método de Aki-Chouet (1975) proporcionó resultados dudosos, es por ello que sólo se presentan resultados del método de Sato (1977).

4.2.2 Variación Temporal

4.2.2.1 Origen de los datos

Tomando como antecedentes los catálogos de sismicidad asociada al volcán Chichón (Figura 13), elaborados por el Instituto de Ingeniería (Gutiérrez, 1985; 1986; Nava *et al.*, 1987; Lermo *et al.*, 1988; 1989) se seleccionaron los eventos (Tablas 2 a 6), que reportaban una mejor localización hipocentral y un mínimo de 6 fases (P y S) para el período 1984-1988, omitiéndose el año de 1983 por falta de catálogo de sismicidad (Lermo, comunicación personal).

4.2.2.2 Estaciones empleadas

De las redes sísmicas de la Comisión Federal de Electricidad localizadas al SE de México, se utilizaron 2 de las principales :

1) Red C. H. Chicoasén.

Formada por 7 estaciones telemétricas y 2 autónomas, de las cuales se emplearon: CH1, CH2, CH3, CH4, CH5, CH6, y CH7. Esta última estación entro en operación en 1983, es la más cercana al volcán (13 km al S del Chichón.)

La estaciones tuvieron un funcionamiento irregular durante el período de análisis. Por ejemplo, en 1984, CH1 estuvo fuera de servicio y sólo 4 de los 6 eventos reportados, fueron clasificados como de Tipo 4 (Gutiérrez, 1985). Las fallas instrumentales en CH3, ocasionaron ruidos a las señales registradas en 1985, disminuyendo las posibilidades de clasificar los eventos sísmicos asociados al Chichonal (Gutiérrez, 1986), pero con ayuda de la red de Peñitas lograron clasificar 3 de los eventos reportados , uno de ellos de Tipo 4.

2) Red C. II. Peñitas.

Comienza su funcionamiento en 1985, con 4 estaciones autónomas : PÑ1, PÑ2, PÑ3 y PÑ4. Estas se ubican alrededor del embalse de la presa, operaron regularmente durante 1985 a 1988 (Tabla 7).

Cada estación está compuesta por un sismógrafo con registro en papel ahumado, marca Sprengnether, modelo MEQ-800 y un sismómetro vertical, con período natural de 1 s, marca MARK, modelo L4C-V.

La estación PÑ2, es la más cercana al volcán (aproximadamente a 10 km) y dada la claridad en sus señales ha sido utilizada como estación diagnóstico para esta red (Lermo *et al.*, 1988; 1989) pero en nuestro caso sólo constituye un parámetro de comparación con las demás estaciones.

Con el funcionamiento de estas dos redes en 1986 se localizaron 47 eventos en un radio de aproximadamente 30 km (Nava *et al.*, 1987), 31 de ellos en los meses de junio y julio lo cuál se atribuye a un enjambre sísmico (Lermo, 1988). Esta secuencia anómala no se incluye en nuestro análisis (Tabla 4), ya que no representa actividad regular de la zona analizada.

Para 1987 se reportan 32 eventos cercanos al área del Chichónal (Lermo, 1988) y 3 más en el año de 1988 (Lermo, 1989).

El objetivo de este ejercicio fue el de establecer una base de datos confiables para el estudio de la variación temporal de Q_c , apoyados en un conjunto de estaciones permanentes. Cabe aclarar que debido al reducido número de eventos utilizables en el período de 1982, así como a la diferencia en estaciones que observaron la sismicidad, no fue posible extender el análisis a dicho período.

4.2.2.3 Criterios de lectura y relocalización.

Se leyeron 24 sismogramas en 7 estaciones de las redes de CFE, aplicándose los mismos criterios de lectura para los datos del período 1984 a 1988 (Tablas 2 a 6), que en el caso espacial. Al relocalizar los hipocentros de los eventos, se le proporcionó al programa HYPO71-PC, un idéntico modelo cortical (Tabla 8), y una profundidad similar de $z=14$ km; incluyendo por supuesto, las nuevas estaciones. Los 11 eventos relocalizados sumados a los 3 del análisis espacial (Tabla 9 y Figura 14), se ubican en un radio menor de 30 km del Volcán Chichón.

4.2.2.4 Procesamiento para el cálculo de Q/f .

Se empleó la misma técnica de la variación espacial para la digitización, pero al aplicar el programa de ATEN.FOR se obtuvieron sólo resultados del método de Sato (1977), ya que el método de Aki-Chouet (1975) requiere que las ondas coda lleguen después de 2 veces el tiempo de la onda S, y desafortunadamente los eventos seleccionados son en la gran mayoría de corta duración.

Se utilizaron varias ventanas de tiempo, de las cuales se seleccionaron las de 12 s, para obtener continuidad con el trabajo de variación espacial, por lo tanto la discusión que a continuación se presenta se centra en solo 9 eventos (Tabla 10).

5. ANALISIS Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Como se mencionó, la variación de Q es de interés para cuantificar los cambios en el estado de esfuerzos o propiedades físicas en determinada zona. Estas variaciones son el reflejo en gran medida del nivel de acumulación de esfuerzo-deformación en dicha zona o de las variaciones en absorción anelástica producto de la diferenciación del medio.

Los resultados obtenidos (Tabla 10), concuerdan con la hipótesis de que trayectorias y volúmenes que incluyen una estructura volcánica muestran una mayor atenuación (recuérdese que la relación que existe entre la atenuación y el factor de calidad, es inversamente proporcional). Lo anterior se confirma en las tres estaciones que registraron el evento 1 (Figura 15).

Si los métodos de Aki y Chouet (1975), y Sato (1977), proporcionan estimaciones de atenuación para volúmenes correspondientes a una elipse, cuyos focos son el hipocentro y la estación receptora (Novelo-Casanova, 1985), al sobreponerse estos, se

esta caracterizando una zona de influencia de la actividad volcánica.

Para una mejor comprensión de la variación de la sismicidad se propuso la creación de 3 grupos : A, B y C, de acuerdo a su situación con respecto al edificio volcánico (Figura 16), para definir el comportamiento tanto espacial, como temporal.

El propósito inicial del estudio de la variación temporal fue identificar los cambios relacionados a procesos eruptivos del Chichón, pero la información obtenida para el periodo 1984-1988, resultó insuficiente para esclarecerlos; sin embargo, los datos obtenidos proporcionaron una base para ubicar monitoreos posteriores que complementen los resultados que aquí se presentan:

GRUPO A

Localizado al SW del volcán Chichón, se caracterizó por una mayor concentración de eventos : 2, 3, 5, 7 y 9. Las estaciones analizadas fueron PR2, CH5 y CH7. Los valores de las trayectorias cercanas al volcán, presentaron valores muy similares, salvo el evento 3, localizado al SE de la estación PR2, cuyo valor Q/f es mayor con respecto a los valores del grupo (implicando menor atenuación). Este comportamiento posiblemente se debió a que la elipse se encuentra muestreando una parte del volumen al S del volcán (Figura 17), región que posiblemente no está tan afectada por actividad magmática o bien no cuenta con el mismo grado de fallamiento.

El valor Q/f promedio de todas las trayectorias (excluyendo el evento 3) para un tiempo de 12 s, es de 40.51 y la desviación estandar de ± 16.88 . Incluyendo el valor del evento 3, tenemos una media de 52.29 y ± 27.28 de desviación estandar.

GRUPO B

Ubicado al E del volcán. Agrupó los eventos 1 y 5. Las estaciones utilizadas fueron: TPN y PR2 (Figura 18).

El valor promedio Q/f para todas las trayectorias, y para un tiempo de 12 s es de 40.57 con una desviación estandar de ± 17.39 .

GRUPO C

Se encuentra al N del volcán. Formado por los eventos 4 y 8, registrados por la estación PR2 (Figura 18).

El valor Q/f promedio para las dos trayectorias es 41.16 y la desviación estándar de \bar{s} 8.43

Como puede observarse, los resultados $Q/f=40.51$ (Grupo A), $Q/f=40.57$ (Grupo B) y $Q/f=41.16$ (Grupo C) presentan valores muy bajos para toda la región del Chichonal. Si consideramos el valor medio de $Q/f = 40.74$, obtenido como la media aritmética de los valores de Q/f en cada grupo para un tiempo de análisis de 12 s, tenemos que, el valor medio es menor a los resultados de otras investigaciones para el Eje Neovolcánico (Millán, 1989). Sin embargo el caso del volcán El Chichonal parece indicar un mayor grado de atenuación, Millán (1989) registra un valor medio de $Q_0 = 79$ para el Eje Neovolcánico.

Es importante hacer notar que los resultados no indican una diferencia significativa, estadísticamente hablando, entre los volúmenes muestreados. Esto se puede deber posiblemente a que las variaciones atribuidas a la presencia de la cámara magmática, por ejemplo, no son observables con las trayectorias y datos empleados.

Sin embargo, un caso que cabe destacar, es sobre los resultados de los eventos mostrados en las figuras 17, 18 y 19 registrados por la estación PR2.

Las trayectorias de los eventos 7 y 5 indican un alto grado de atenuación ($Q/f = 24.81$, Figura 17 y $Q/f = 28.27$, Figura 18), y muestrean la zona inmediatamente al SW del volcán y al E del edificio volcánico respectivamente.

La trayectoria sísmica del evento 5, es una de las trayectorias analizadas, que incluye al edificio volcánico en su zona de influencia (hay que aclarar que la zona de influencia está definida no precisamente por un elipse, sino por un "gajo" del elipse, ubicado en la parte posterior a la fuente (Novelo-Casanova, 1985), por lo que este resultado sugiere que la presencia de la cámara magmática y/o zona de influencia del volcán puede ser identificada a distancias como

la utilizada (i.e. ~ 14 km), aun cuando resultados como los obtenidos no permiten mayor definición.

Los resultados mostrados en la Fig. 18; por otro parte, sugieren que esta zona (NW-NE) del Chichonal, se encuentra menos fracturada o con menos actividad magmática que al S del aparato volcánico.

6. CONCLUSIONES

La atenuación de señales sísmicas asociadas a la actividad volcánica del Chichonal resultó elevada, en términos del factor de calidad Q . Lo cual confirma los resultados de estudios anteriores en zonas similares.

Los escasos datos obtenidos en el análisis espacial no facilita el establecer conjeturas definitivas, de hecho obliga a tratar cada evento como un caso particular. A pesar de las diferencias en el tipo de estaciones, localización, y funcionamiento de las mismas se logró establecer un valor medio de Q_0/r^n consistente para la zona.

Los resultados del presente trabajo indican que para poder ubicar anomalías a la escala de la cámara magmática (i.e. < 5 km) es necesario contar con estaciones más cercanas (en el mismo orden de distancia) y preferentemente, con datos digitales.

De cualquier manera, podemos resumir las conclusiones más importantes como sigue:

A) Utilizando el modelo de dispersión simple de ondas S de Sato (1977), se obtuvo un valor medio de Q_0/r^n en el área del volcán

Chichonal de 40.74, el cual es aproximadamente la mitad del valor de atenuación reportado para la región del Eje Neovolcánico de $Q_0 = 79$, Millán (1979).

B) Ya que existe también cierta similitud entre las observaciones de flujo de calor realizadas en el Centro y Sur de México (Ziagos et al., 1985), y los valores reportados por Millán (1989), es también de esperarse que los valores bajos de Q_0 obtenidos en este estudio, correspondan a los altos valores de flujo de calor en el área.

C) La alta atenuación podría estar asociada a la existencia de cámaras magmáticas y fallas en la región de estudio.

D) Con la creación de nuevas estaciones telemétricas y digitales en la región, pueden utilizarse los datos obtenidos en este estudio como una referencia para futuros estudios de variación Q_0 vs tiempo, en particular las posibles variaciones que precedan actividad en el volcán.

APENDICE A.

Definiciones Básicas

La coda es la parte de un sismograma que se localiza después de la llegada de la última onda directa S de un sismo. Las amplitudes de estos movimientos dependen del tiempo y la frecuencia, pero su ritmo de decaimiento es independiente de la distancia epicentral (Lee, 1986).

El origen de las ondas coda se atribuye al "Backscattering" de las heterogeneidades distribuidas en una región, sin considerar la trayectoria directa (fuente-estación). Si denominamos "ondas primarias" a las ondas que se irradian alejándose de la fuente, al propagarse, se generan ondas secundarias (S) en cada una de las heterogeneidades que encuentran a su paso. Si consideramos a las ondas primarias y secundarias de la misma clase: P, S, o superficiales, con velocidad v , y además suponemos un intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$ medido desde el tiempo de origen, donde Δt es mayor que la duración de las ondas primarias. Entonces, durante ese intervalo de tiempo, las ondas secundarias llegarán desde cada una de las heterogeneidades encontradas durante su trayectoria a una zona limitada por dos elipses (ondas superficiales) o elipsoides (ondas volumétricas). Estas elipses tendrán como focos, la fuente que las originó y la estación que las

registró. La longitud de sus respectivos ejes mayores estará determinada por $v t$ y $v(t + \Delta t)$.

Ahora, si tomamos los sismogramas de un mismo evento registrado en dos diferentes estaciones, para un intervalo de tiempo dado ($t, t + \Delta t$) las dos zonas elípticas (o elipsoidales), se superpondrán cada vez más a medida que t se incrementa, esto significa que un mayor número de heterogeneidades, contribuirá al último intervalo de tiempo y tenderá a su vez a disminuir la diferencia entre las energías de dispersión de retorno recibidas en las dos estaciones. Entonces, la diferencia en la apariencia de los sismogramas desaparecerá en la coda.

La duración total de un sismograma, se puede definir como la relación entre la amplitud de la coda y el ruido ambiental, no se verá afectado por la geología local del lugar donde se encuentra la estación, debido a que el campo de las ondas de dispersión de retorno tiene la característica de ser localmente estacionario en espacio y tiempo.

La Dispersión Simple es el proceso por el cual una onda primaria (S en este caso) interactúa con una heterogeneidad del medio y produce nuevas ondas secundarias. El decaimiento o atenuación de estas ondas es entonces función de la absorción intrínseca y la dispersión debida a estas heterogeneidades.

APENDICE B.

Teoría de la dispersión simple de Aki

Las propiedades de las ondas coda se representan en la ecuación (B1), considerando para ello el espectro de potencia de dichas ondas a un tiempo t , medido desde el tiempo de origen del evento :

$$P(\omega t) = S(\omega) \cdot C(\omega t) \quad (B1)$$

Donde :

$P(\omega t)$:Espectro de potencia de las ondas coda a un tiempo t , medido desde el tiempo de origen del evento

$S(\omega)$:Espectro de la fuente sísmica.

$C(\omega t)$:Espectro de una cierta área, siendo esta, independiente de la distancia o de la naturaleza de la trayectoria de la onda directa que va de la fuente a la estación, así como de los parámetros del hipocentro. Para una frecuencia ω fija, $C(\omega t)$ depende solamente del tiempo t .

Si se toma a $P_1(\omega/t)$ y $P_2(\omega/t)$ como los espectros de potencia de las codas de dos sismos diferentes, debido a que $C(\omega/t)$ es común a ambos y es independiente de las localizaciones de la estación y epicentros, tenemos que :

$$\frac{P_1(\omega/t)}{P_2(\omega/t)} = \frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)}$$

De esta forma, el espectro de potencia de la coda nos dará la relación del factor de la fuente $S(\omega)$ para diferentes sismos, sin incluir a $C(\omega/t)$, entonces la relación $S_1(\omega)/S_2(\omega)$ representa físicamente el reparto total de la energía sísmica generada por un sismo en una banda de frecuencia unitaria alrededor de ω y suponiendo que $C(\omega/t)$ es común a todas las fuentes. Tenemos entonces que diferentes fuentes sísmicas distribuyen una composición común de tipos de ondas, de tal forma que los mismos efectos de dispersión de retorno se aplican en todos los casos.

Otra suposición implícita, es la corta duración de las ondas primarias en comparación con el intervalo de tiempo Δt sobre el cual el espectro de potencia de la coda $P(\omega/t)$ se consideró, quedando, también, dentro de esta suposición la disminución espacial de la fuente primaria, la cual es pequeña en comparación con $v \Delta t$, donde v es la velocidad de propagación de la onda.

De acuerdo con Aki y Chouet (1975), la amplitud de la coda $A(\omega/t)$ tomará la siguiente forma como una función del tiempo medida desde el tiempo origen :

$$A(\omega/t) = c t^{-a} e^{-\omega \times 2Q} \quad (B2)$$

Donde:

- c : Espectro de la fuente de la coda a una frecuencia particular ω , $c = 2 (2 \Delta f S)^{1/2}$ donde Δf representa el ancho de banda del filtro utilizado para un canal particular
- a : Constante que depende de la dispersión geométrica
- Q : Factor de calidad.

Tomando el logaritmo de (2) en ambos lados de la relación y se obtiene:

$$\log_{10} A(\omega/t) = C - a \log_{10} t - bt \quad (B3)$$

donde:

$C = \log_{10} c$ y b están relacionados al factor de calidad Q por:

$$b = (\log_{10} e)(\pi f / Q).$$

La atenuación es medida por medio del inverso del factor de calidad (Q^{-1}) utilizando el decaimiento de la coda observada en los sismogramas. Dicho factor se define como:

$$Q^{-1} \Delta t = -\Delta E / 2\pi E \quad (B4)$$

y representa la pérdida de energía (ΔE) por ciclo, siendo E la máxima energía del ciclo.

El factor de calidad Q está definido como:

$$Q^{-1} = Q_i^{-1} + Q_d^{-1} \quad (B5)$$

Donde:

Q_i^{-1} :Atenuación intrínseca y representa la absorción que ejerce el medio en las ondas sísmicas.

Q_d^{-1} :Atenuación debida a la dispersión, o sea, la ejercida por las heterogeneidades del medio en dichas ondas.

La importancia relativa de Q_i^{-1} y Q_d^{-1} determina las características de un sismograma, por ejemplo, si la absorción Q_i^{-1} es baja y existe una fuerte dispersión; el resultado es un sismograma con una duración larga. Por el contrario, en áreas donde la absorción es grande, los registros muestran una duración muy corta y un rápido decaimiento. De ahí que los registros de coda pueden ser usados para estudiar la atenuación de una región.

APENDICE C.

Clasificación de los sismos volcánicos

Minakami (1974), publicó una clasificación de temblores basada en el análisis de la sismicidad de varios volcanes del Japón y Hawaii que ha servido como marco de referencia para el estudio de otros volcanes. Los sismos originados en áreas volcánicas se ordenan en la siguientes clases :

TIPO A.

Sismos con hipocentros bajo los edificios volcánicos, cuyas características son semejantes a los sismos tectónicos: poseen un similar contenido de frecuencias, fases bien definidas y mecanismo focal de dislocación. Los focos de esta clase de sismos ocurre entre 1 y 20 km de profundidad, alrededor del cráter volcánico, con magnitudes menores a 6 y el valor de b (ver ecuación C1), varía entre 1.8 y 1.9

$$\text{Log } N = \text{Log } c - b M \quad (C1)$$

donde:

N: Representa el número de sismos mayores de una magnitud M, que ocurren en un determinado tiempo.

c: Constante que depende del tiempo de muestreo.

b: constante que tiene valores característicos para diferentes regiones y tipos de sismos.

TIPO B.

Ocurren en un radio de 1 km alrededor del cráter volcánico, son de frecuencia más baja (1 - 5 Hz), con fase S apenas distinguible o indistinguible y magnitudes muy bajas. Su frecuencia de ocurrencia se incrementa antes de una erupción explosiva. Su valor b está entre 3 y 4.

Tanto la clasificación de Minakami (1974), como otras más recientes, señalan la existencia de dos grandes grupos de eventos denominados volcánotectónicos o volcánicos de acuerdo al mecanismo que les da origen. La Tabla 11 muestra que para estos grupos de eventos existe una variedad de subdivisiones; aunque algunos de estos tipos de eventos y sus características solo son aplicables para un determinado volcán.

Los sismos volcánotectónicos tienen características que señalan su origen como los sismos provocados por una falla, aunque los valores de b contrasten con los usuales para temblores tectónicos. Tampoco se descarta que la acumulación de esfuerzos que produce el fallamiento mecánico, está relacionada con el material magmático que ocasiona el volcanismo (Muñoz, 1988).

Los eventos de génesis volcánica son debidos a procesos relacionados directamente con el movimiento del material magmático.

REFERENCIAS

- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 2, 615-631.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, B11, 6496-6504.
- Aki, K., 1985. Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by coda method. *Earthq. Predict. Res.*, 3, 219-230.
- Aki, K., and B. Chouet, 1975. Origin of Coda Waves: Source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 23, 3322-3342.
- Burbach, G. B., Frohlich, C., Pennington, W.D., y Matumoto, T., 1984. Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.

- Canas, J. A., 1986. Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del Eje Volcánico de México. *Geof. Int.*, 25, 4, 503-520.
- Canas, J. A., J. J. Egozcue, and L. Pujadas, 1988. Seismic attenuation in southern México using the coda Q method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 5, 1807-1817.
- Canul-Dzul, R.F., y Rocha-López, V.S., 1981. Informe Geológico de la zona geotérmica de "El Chichonal", Chiapas, México, D.F., *Comisión Federal de Electricidad*, Informe 32-81 (inédito).
- Canul-Dzul, R. F., A. Razo-Montiel, y V. Rocha-López, 1983. "Geología e Historia Volcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas" El Volcán Chichonal. México D.F., *Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto de Geología*, 3-22.
- Chouet, B., 1979. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 143-146.
- Domínguez, J., 1991. Geometría de la Placa de Cocos en la región del río Balsas, Guerrero. Tesis de Licenciatura. México, D. F. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias*, 8 a 15.
- Ewing, M., Jardetsky, W. S. y Press, 1957. Elastic waves in layered media. New York, *Mc Graw-Hill*, 358.
- Fehler, M., P. Roberts, T. Fairbanks, 1988. A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 93, 4367-4373.
- Geiger, L., 1912. Probability method for determination of Earthquake epicenters from arrival time only. *Bull. of St. Louis University*, 8, 56-71.
- Granados, L. A., 1990. Variación temporal de la atenuación en la brecha de Guerrero para el período 1982-1990: Su significado para el pronóstico de un gran sismo. Tesis de Licenciatura. México, D. F. *Instituto Politécnico Nacional - Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura*, 1-101.
- Gusev, A. A., and V. K. Lemzikov, 1985. Properties scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka: Parameters and temporal variations. *Tectonophysics*, 112, 137-153.

- Gutenberg, B. y Richter, C. F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46, 105-145.
- Gutiérrez, C., 1985. Sismicidad en el área del Volcán Chichonal durante 1984. Anexo del Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D.F. UNAM, s.p.
- Gutiérrez, C., 1986. Sismicidad en el área del Volcán Chichonal durante 1985. Anexo del Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, s.p.
- Hanus, V., y Vanek, J., 1978. Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of México. *Geof. Int.*, 17, 14-53.
- Havskov, J., R. Castro, M. Guzmán, C. Valdés, R. Zúñiga, R. Maya, 1981a. Determinación de los sismos locales en la zona del embalse durante los primeros meses del llenado de la presa Chicoasén. Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, 4-80.
- Havskov, J., S. De la Cruz-Reyna, S. K. Singh, F. Medina, y C. Gutiérrez, 1983. "Actividad sísmica relacionada con las erupciones del Volcán Chichonal en marzo y abril de 1982. Chiapas". El Volcán Chichonal, México, D. F., *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 36-48.
- Havskov, J., R. Zúñiga, E. Zenteno, E. Nava, M. Rodríguez, M. Guzmán, 1981b. Determinación de los sismos locales en la zona del embalse durante los primeros meses del llenado de la presa Chicoasén (Segunda Parte). Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, 3-13
- Herraziz, M., and A. F. Espinoza, 1986. Scattering and attenuation of high frequency seismic waves: Development of the theory of coda waves. *U. S. Geolol. Surv. Open File Rept.*, 86, 92pp.
- Jin, A., and K. Aki, 1988. Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2, 741-769.

- Jin, A., and K. Aki. 1986. Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *J. Geophys. Res.*, 91, B1, 665-673.
- Lee, W. H., y J. C. Lahr, (Revised) 1978. A computer program for determining hypocenter, magnitud and first motion pattern of local earthquakes. *U. S. Geolog. Surv. Open File Repr.*, 75-311.
- Lee, W.H., K. Aki, B. Chouet, P. Johnson, S. Marks, J.T. Newberry, A.S. Ryall, S.W. Stewart y D.M. Tottingham, 1986. A preliminary study of coda Q in California and Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1143-1150.
- Lermo, J., G. Cesari, R. T. Coyoli, y J. Aguirre, 1989. Análisis de la sismicidad local en la zona de la Central Hidroeléctrica de Peñitas durante 1987 y 1988. Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, 5-15.
- Lermo, J., R. T. Coyoli, J. Díaz de León, C. Gutiérrez, y E. Nava, 1988. Actividad sísmica en el área del Volcán Chichón durante el período 1985 a 1987 observada en el red sísmica de la C. H. Peñitas. Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, 5-15.
- Millán, M., 1989. Atenuación sísmica en el centro y sur de México. Tesis de Maestría. México, D.F. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica*, 1-92.
- Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan. Elsevier, Amsterdam. *Physical Volcanology*, 1-92.
- Mitchell, J. M., 1982. *Weatherwise*, 35, 252.
- Molnar, P., y Sykes, L. R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- Morán, D., 1984. Geología de la República Mexicana. Instituto de Estadística Geografía e Informática y Facultad de Ingeniería-UNAM.
- Müllerreid, F. Z., 1932. El Chichón, volcán en actividad, descubierto en el Estado de Chiapas: *Mem. y Rev. Acad. Nat. de Ciencias "Antonio Alzate"*, México, 53, 411-416.

- Muñoz, E. A., 1988. Modelos Físicos de Generación de tembor volcánico. Tesis de Licenciatura. México, D. F. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Física*, 3-7.
- Nava, E., T. Doullnguez, C. Gutiérrez, y H. Mijarez, 1987. Sismicidad asociada al volcán Chichonal. Anexo del Informe del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México a la Comisión Federal de Electricidad. México, D. F. UNAM, s.p.
- Novelo-Casanova, D. A., E. Berg, V. Hsu, and C. E. Helsley, 1985. Time-Space variation of seismic S-wave coda attenuation (Q_c^{-1}) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlán earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 11, 789-792.
- Novelo-Casanova, D. A., and R. Butler, 1986. High-Frequency seismic coda and scattering in the Northwest Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 3, 617-626.
- Novelo-Casanova, D. A., V. Hsu, E. Berg, C. E. Helsley, and J. F. Gettrust, 1984. Aftershock activity of the Petatlán earthquake: The first 54 hours. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 6, 2451-2461.
- Ponce, L., y Depto. Geofísica de U. de Chile, 1988. Programa para el procesado de datos sismológicos a partir de la envolvente de la coda (inédito).
- Rautian, T. G. y Khalturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 4, 923-948.
- Rodríguez, M., J. Havskov, and S. K. Singh, 1983. Q from coda waves near Petatlán, Guerrero México. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1, 321-326.
- Sansores-López, L., 1989. Programa para discretizar envolventes de sismogramas, (inédito).
- Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects; single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Sato, H., 1988. Temporal change in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence : A review of recent studies on coda waves. *Pageoph.* 126, 2, 465-497.

- Singh, S., and R. B. Hermann, 1983. Regionalization of crustal coda in the Continental United States. *J. Geophys. Res.*, **88**, B1, 527-538.
- Silva-Mora, L. 1983. "La erupción del Volcán Chichón. Chiapas: Una particularidad del Volcanismo en México". El Volcán Chichón. Mexico, D.F. *Universidad Nacional Autónoma México, Instituto Geología, México, D.F.*, 23-33.
- Stoiber, R. E., y Carr, 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volcanology*, **37**, 304-325.
- Súarez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, y C. David, 1990. Geometry and Subduction and the Depth of the Seismogenic zone in Guerrero, Mexico. *Natura*, **365**, 6273, 336-338.
- Tilling, R. I., M. Rubin, H. Sigurdsson, S. Carey, W. A. Duffield, and W. I. Rose, 1984. Holocene Eruptive Activity of the Chichón Volcano, Chiapas, México. *Science*, **224**, 747-749.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D. y Mooser, F., 1985. Heat flow in southern México and thermal effects of subduction. *J. Geophys. Res.*, **90**, B7, 5410-5420.

TABLA 1

SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN CHICHONAL 1982

FECHA	ORIGEN	LAT N (°)	LONG W (°)	PROF (km)	MAG Mc	RMS	ERH km	ERZ km
820113	17:20 54.8	17.338	93.278	5	3.7	0.34	3.7	451.0
820226	18:06 14.3	17.373	93.198	5	3.4	0.18	2.2	246.8
820303	07:00 43.7	17.329	93.213	5	4.2	0.13	1.2	170.9
820306	11:17 44.9	17.296	93.220	5	3.5	0.68	7.7	956.2
820306	13:24 03.4	17.363	93.185	5	4.5	0.45	5.0	641.2
820308	11:54 36.0	17.316	93.254	5	3.9	0.32	3.0	415.1
820318	13:47 1.7	17.309	93.219	5	4.1	0.27	2.6	362.4
820326	16:54 20.0	17.328	93.219	5	3.7	0.21	2.4	282.5
820404	4:12 4.8	17.313	93.177	16.8	2.6	0.08	0.8	1.3
820404	5:19 9.9	17.310	93.21	12.5	2.7	0.11	0.9	1.9
820404	5:21 26.3	17.310	93.201	4.9	2.3	0.12	1.5	3.3
820405	15:11 53.4	17.358	93.177	18.9	2.3	0.35	3.6	3.7
820406	12:47 57.6	17.367	93.210	14.6	2.3	0.25	1.2	1.9
820407	10:15 04.4	17.360	93.19	17.1	2.3	0.22	1.4	1.9
820407	10:25 17.1	17.345	93.222	14.3	2.1	0.32	1.3	2.5
820408	19:34 50.2	17.378	93.195	19.6	2.6	0.29	1.8	2.0
820409	16:06 29.3	17.376	93.207	16.1	2.3	0.26	1.4	1.9
820410	2:03 5.6	17.357	93.222	6.5	2.2	0.23	1.9	10.0
820411	6:54 40.1	17.363	93.205	16.1	2.8	0.29	1.5	2.1
820411	18:31 56.3	17.348	93.176	16.6	3.2	0.24	1.7	2.9
820411	21:43 45.8	17.347	93.205	17.7	3.0	0.13	1.3	2.0
820412	4:55 21.1	17.340	93.187	14.2	1.9	0.11	0.6	1.0
820413	9:25 36.2	17.365	93.204	18.3	2.9	0.32	1.4	2.1
820414	12:17 38.3	17.384	93.209	14.8	2.9	0.26	1.4	1.9
820415	2:06 58.2	17.368	93.216	15.9	2.7	0.11	0.8	0.8
820415	10:12 0.7	17.351	93.22	14.4	1.9	0.21	0.9	1.6
820416	3:26 47.3	17.378	93.21	17.7	3.1	0.24	1.5	1.9
820416	4:56 3.8	17.351	93.20	13.3	2.0	0.21	0.8	1.7

TABLA 2

SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN CHICHONAL 1964

FECHA	ORIGEN	LAT N (o)	LON W (o)	PROF km	MAG Mc
840428	22:50	17.322	93.247	14	2.3
840428	23:13	17.251	93.251	14	2.1
840624	19:44	17.355	93.171	7	2.8
840922	05:58	17.381	93.275	11	2.5

(Tipo 4)

TABLA 3

SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN CHICHONAL 1965

FECHA	ORIGEN	LAT N (o)	LON W (o)	PROF km	MAG Mc
850303	17:37	17.337	93.164		2.6
850303	17:38	17.356	93.172	4	2.6
850407	21:45	17.320	93.164		2.6
850426	00:19	17.343	93.172		3.0
850805	04:42	17.326	93.158	19.0	4.0
850922	04:13 21.01	17.262	93.269	5.12	2.17
850922	07:00 26.07	17.262	93.278	0.46	1.79
850923	05:01 50.52	17.421	93.244	1.02	1.98
850926	09:07 56.53	17.431	93.216	0.68	2.00
851211	05:52 28.79	17.088	93.177	8.19	7.67
851214	06:33 40.20	17.494	93.248	0.39	2.09

(Tipo 4)

TABLA 4

SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN CHICHONAL 1965

FECHA AAMDD	ORIGEN o	LAT N o	LO N W o	PROF km	MAG Mc	EHH km	ERZ km	RMS
860930	1946 26.54	17.40	93.28	18	2.8	7.9	2.9	.16
860420	1803 24.33	17.38	93.23	12	2.7	7.1	1.4	.10
860420	2108 21.22	17.42	93.24	16	2.6	1.1	0.7	.07
860504	0449 08.77	17.37	93.21	17	2.8	0.9	1.3	.14
860701	2002 05.39	17.54	93.24	13	3.4	1.5	3.0	.13
860704	1551 01.96	17.52	93.26	14	2.9	1.7	0.9	.15
860704	2158 20.08	17.40	93.35	10	3.5	1.2	1.3	.06
860704	2255 35.17	17.54	93.27	15	3.5	1.4	0.6	.08
860705	0729 25.22	17.53	93.24	6	3.0	3.7	56.2	0.48
860705	0732 28.32	17.48	93.28	17	2.5	5.8	2.8	0.57
860712	1202 13.04	17.40	93.25	20	2.6	21.0	10.7	0.44
860726	1855 18.07	17.45	93.26	25	2.7	5.9	70.8	0.21
860727	2304 25.88	17.43	93.36	40	3.3	2.2	1.7	0.24
860815	1308 00.35	17.40	93.16	15	2.2			0.54
860821	0633 50.22	17.40	93.33	21	3.0			0.08
860917	0432 37.92	17.38	93.24	9	3.0	1.7	2.9	0.12
860924	2354 20.37	17.29	93.20	24	3.0	2.4	2.0	0.19
861008	2121 14.75	17.32	93.27	5	3.1	4.7	68.8	0.33
861101	1852 08.39	17.41	93.20	1	2.8	4.4	3.7	0.21
861103	0828 58.04	17.40	93.23	9	2.9	5.6	6.7	0.22
861212	1938 40.41	17.40	93.26	20	2.4			0.41
861226	0738 29.77	17.40	93.27	21	2.9	9.0	2.5	0.24

11194

TABLA 5

SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN CHICHONAL 1967

FECHA	ORIGEN	LAT N (o)	LO N W (o)	PROF km	MAG Mc	ERH km	ERZ km	RMS
870222	0718 28.82	17 31.13	93 12.78	18.81	2.20			
870322	1038 49.74	17 18.83	93 10.88	15.00	1.98			
870329	0356 35.40	17 23.97	93 12.77	12.62	1.97	5.8	7.5	0.77
870405	0141 59.88	17 19.83	93 14.53	00.07	1.85	8.9	5.4	0.67
870413	0320 04.87	17 19.94	93 14.92	01.93	1.90	9.3	8.1	0.82
870417	1929 57.24	1720.93	93 14.05	02.38	1.84	8.4	4.7	
870425	0059 05.41	17 17.93	93 11.24	04.45	1.45	24.6	34.6	0.60
870508	0806 26.62	17 17.07	93 09.08	04.83	1.59	7.3	10.2	0.12
870508	1342 47.22	17 22.67	93 19.01	09.21	1.94	5.0	4.8	
870819	0224 01.89	17 34.30	93 10.41	14.35	2.15	1.8	1.3	0.08
870819	0229 24.58	17 35.74	93 10.01	04.15	2.15	3.7	42.1	0.11
870904	2334 30.79	17 31.77	93 14.87	17.34	1.27	7.8	3.4	0.29
871007	0045 12.57	17 31.67	93 12.07	14.75	1.74	3.3	1.7	0.17
871010	1307 35.57	17 21.08	93 18.39	12.39	1.99	10.6	11.6	0.97
871104	2352 45.51	17 31.20	93 12.42	15.00	2.17	7.9	04.0	0.50
871107	2359 09.44	17 19.31	93 17.20	2.78	1.94	11.9	14.2	1.08
871114	1634 27.64	17 23.52	93 15.13	16.84	2.07	13.8	8.5	0.44

TABLA 6
SISMICIDAD ASOCIADA AL VOLCAN 1988

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	MAG
AAMDD	° ' "	° ' "	° ' "	km	Mc
880109	1988 00 87	17 18 18	93 15 65	5 00	2 14
880319	2018 48 90	17 24 58	93 15 08	4 20	2 10
880404	0300 13.71	17 19.96	93 14.73	29.19	1.99
880918	0950 11.34	17 09.48	93 28.85	4.20	1.24

TABLA 7
DATOS DE ESTACIONES

ESTACION	LAT N (grados)	LONG. W (grados)	ELEV. (m. s. n. m.)	GANANCIA (db)	FILTROS (Hz)
ARL	17.412	93.118			
CH1	17.045	93.115	1200		
CH3	16.814	92.954	1200		
CH4	16.717	93.075	419		
CH5	16.817	93.119	1300		
CH6	16.958	93.226	1700		
CH7	17.233	93.170	1750		
LIB	17.294	93.012			
OSC	17.405	93.334			
PEN	17.436	93.528			
PR1	17.4716	93.4913	60	66	5.5
PR2	17.4041	93.3308	200	84	5.5
PR3	17.3571	93.614	500	84	
PR4	17.1791	93.395	600	78	5.5

TABLA 8

MODELO CORTICAL

PROFUNDIDAD (km)	VELOCIDAD DE S (km/s)
0	3.5
2	4.7
5	5.8
20	6.6
25	7.5
35	8.1

TABLA 9

RELOCALIZACION DE EVENTOS

FECHA	ORIGEN	LAT N	LON W	PROF	MAG	NO	DM	GAP	RMS	ERN	ERZ
820413	092536.52	17-20.77	93-11.73	15.95	3.12	17	11	115	0.34	1.3	1.9
820415	828451.11	17-22.14	93-12.11	14.14	1.44	16	11	114	0.31	1.3	2.
820416	032647.16	17-22.74	93-12.34	17.82	3.17	16	10	147	0.25	1.2	0.9
840428	224757.98	17-20.78	93-17.17	00.78	2.27	8	20	393	0.10	1.9	3.3
860420	210821.81	17-20.11	93-16.58	17.38	2.55	11	10	186	0.55	3.4	2.4
860704	155100.39	17-35.91	93-17.45	12.49	3.0	8	22	292	0.10	1.4	1.1
860712	120213.37	17-21.42	93-12.26	14.00	3.01	8	14	224	0.35	4.1	4.1
860912	043237.89	17-21.36	93-16.05	14.00	3.00	9	9	203	0.35	3.6	3.4
861103	082857.40	17-22.65	93-18.28	16.14	2.66	9	4	181	0.26	2.1	1.1
870606	134246.32	17-20.79	93-20.07	08.25	2.27	10	6	142	0.29	1.7	2.4
871104	235240.32	17-26.57	93-13.48	15.87	2.62	7	12	260	0.50	9.7	3.9
880109	190534.35	17-19.68	93-16.96	16.32	2.70	8	11	180	0.31	3.0	2.9
118519	844111.14	17-19.48	93-16.15	4.78	3.24	-	-	-	-	-	-

TABLA 10






RESULTADOS APLICANDO EL METODO DE SATO A DIFERENTES TIEMPOS (L)

EVENTO	ESTACION	FECHA	Q/f	Q/f	Q/f
			L=12s	L=15s	L=20s
C A L I D A D	GR-TIPO				
1	TPN	820413	52.87 0.75-B	43.30 0.84-A	
2	CHT	840428	30.29 0.89-A		
3	PN2	860420	87.13 0.68-B	76.17 0.75-B	
4	PN2	860704	35.20 0.72-B		
5	PN2	860712	28.27 0.71-B	25.96 0.84-A	29.68 0.89-A
6	CH6	860917	38.40 0.77-A	46.85 0.79-A	50.40 0.79-A
7	PN2	870606	24.81 0.66-B	24.99 0.77-A	
8	PN2	871104	47.13 0.68-B	37.83 0.81-A	51.56 0.78-A
9	CH6	880109	41.16 0.93-A		

TABLA 11.

Clasificación de sismos volcánicos.

15

TIPO	MINAMBIENTE	LATITUD	LONGITUD	BRICIAS	RECORRIDO
VOLCAN	UM, Acahu, Acahu, Kilauea, Mount Loa	Susupu Ngauruhoe	MI, SI, Melene	EFNA	Cochabamb
VOLCANO-TECTONICOS	TIPO A. - asociados a los tectónicos; hypocentros entre 1-10km. en Hawaii entre 30-60	VOLCANO-TECTONICOS f) 1-3 Hz (frecuencia) tienen lugar en zonas competentes	TECTONICOS (tipo 1) alta frecuencia localizados fuera del volcán; profundidad mayor 3km; h > 3km; ALTA FRECUENCIA: h > 3 km; bajo del volcán; alta frecuencia	1) espectro de FRACURAMIENTO  2) COLAPSO DE CALDERA 	TIPO 4 - asociados a la A de Minamb
VOLCANICOS	TIPO B. - asociados con erupciones; fase 2 no clara; ocurren en un radio de 1km alrededor del volcán; periodo promedio entre 0.2-4.0 s EXPLOSION. - Asociados con flujos de explosión TREMOR. - Sucesión de eventos tipo B no muy profundos	1) ALTA FRECUENCIA f) 1-3 Hz 2) FRECUENCIA MEDIA 2-3 Hz 3) BAJA FRECUENCIA f) 1-2 Hz ancho de banda 1-6 Hz pero con picos en 1-2 Hz	FRECUENCIA MEDIA (M) f) 1-3 Hz; h < 3 km fase 2 no clara BAJA FRECUENCIA (L) fase 2 no clara; h > 3 km; f=1 Hz EVENTO DE GAS (G) no clara al primer sismo; AVALANCA (A) cambiando frecuencia mezclada; asociado a avalanchas TREMOR	CAIDA DE PRESION  EXPLOSION  FLUJO DE MAGMA 	TIPO 1. - asociados con fase 2 no clara; baja frecuencia TIPO 2. alta frecuencia; longitud de la coda anómala; amplitud que a pico mayor a 20dB TIPO 3. baja frecuencia; amplitud superior a 5 dB

Tomado de Muñoz (1988).

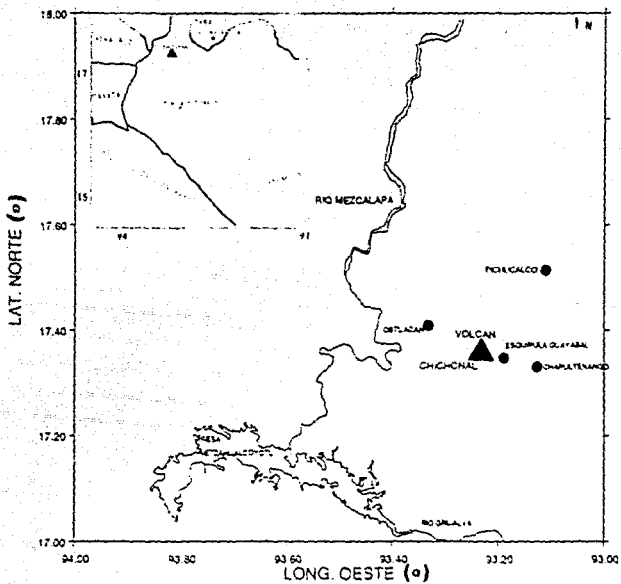


FIGURA 1 El volcan Chichonal se localiza al NE del Estado de Chiapas (recuadro superior izquierdo), aproximadamente a 70 km al NW de Tuxtla Gutierrez.

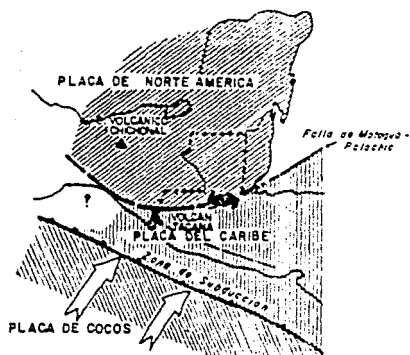


FIGURA 2. ▨ Porción SE de la Placa de Norte América.
 ▩ Placa del Caribe. ▧ Placa de Cocos. ▲ Zona de Subducción.
 ◀ Falla Tomado de Canul-Dazul (1983)

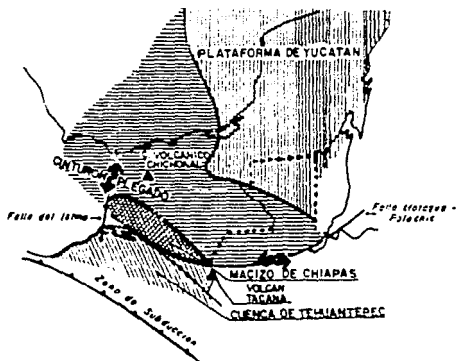


FIGURA 3. ▨ Plataforma de Yucatan. ▩ Cinturón Plegado.
 ▧ Macizo de Chiapas. ▧ Cuenca de Tehuantepec. ▲ Zona de Subducción.
 ◀ Falla. Tomado de Canul-Dazul (1983).

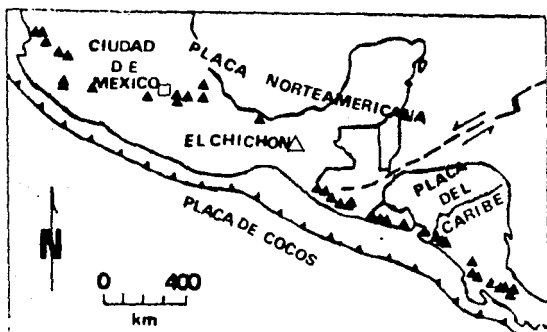


FIGURA 4A. El Chichonal se encuentra en medio de dos grandes cadenas volcánicas (triángulos) y una zona tectónicamente activa. Tomado de Tilling (1984).

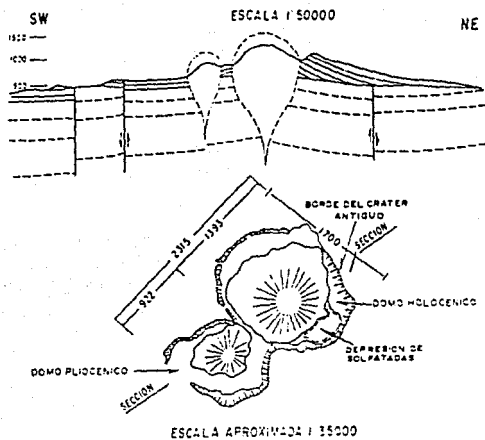


FIGURA 5. Perfil y Morfología del cráter del Volcan Chichonal, anterior a la erupción de 1982. Tomada de Ganul-Dazul (1983).

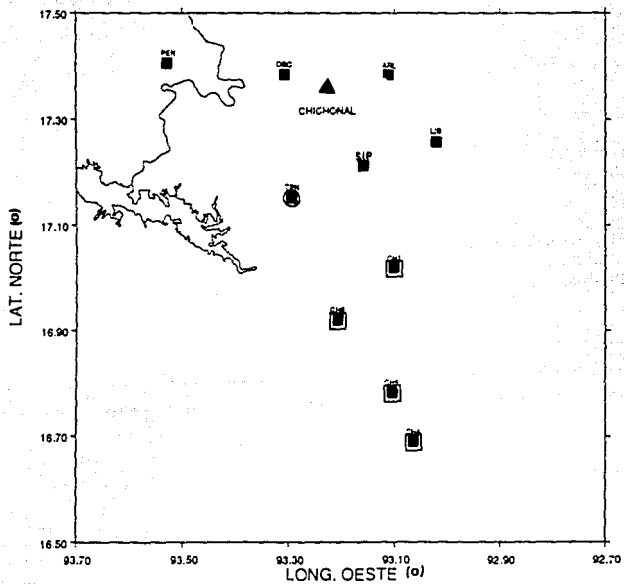


FIGURA 6. Localización de estaciones empleadas para la variación espacial de 1982. ■ Telemétricas. ● Locales. ■ Temporales. ▲ Volcán

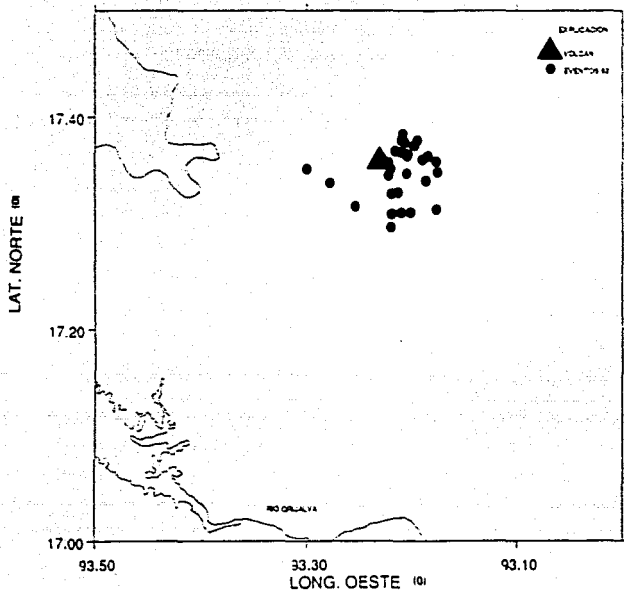


FIGURA 7. Localización de los 28 eventos reportados por el Instituto de Ingeniería para el periodo de enero-abril

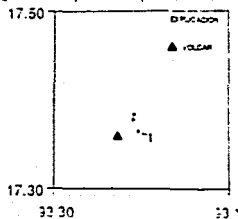


FIGURA 8. Eventos seleccionados para la variación espacial de 1982, de este pequeño grupo se eligió al evento 1.

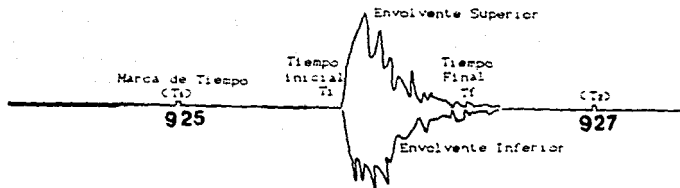


FIGURA 9. Envolvente de un sismo. Fecha: 820-413. Estación: CHS
 To: 00 25 36.52. LAT. 17.354°. LON. 93.2094°

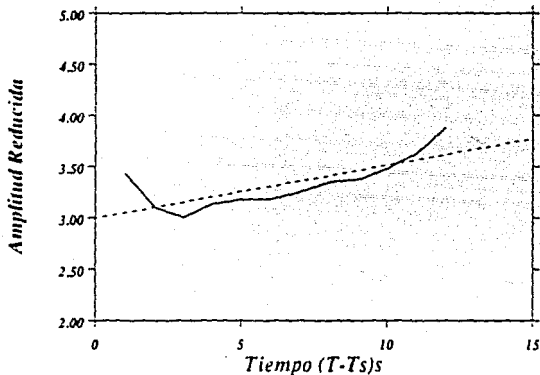


FIGURA 10. Resultados del Metodo Sato para el evento 1. con calidad Tipo A.

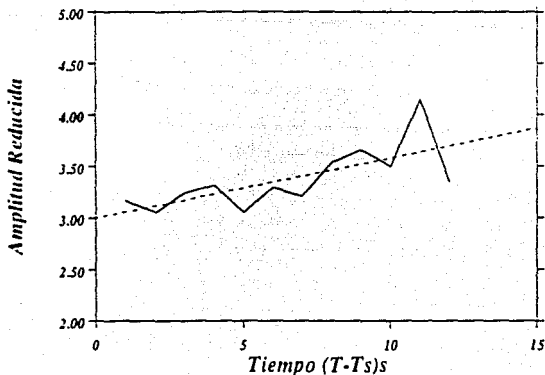


FIGURA 11 Resultados del Método de Sato para el evento 8, con calidad Tipo B.

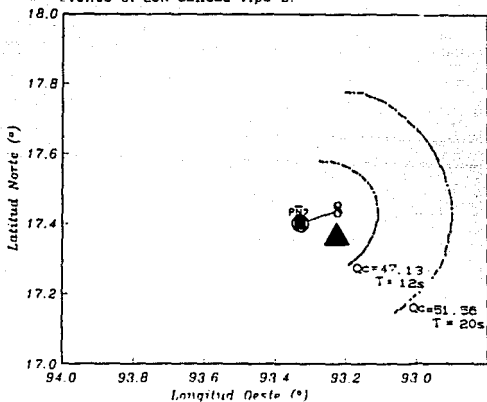


FIGURA 12 El valor de QcT es indicado cerca de las líneas formadas por segmentos de recta seguidos de puntos, las cuales representan una porción de las elipses diferentes tiempos de análisis. La estación PN2 y el evento 8 son los focos de dichas elipses. La longitud del eje mayor es igual al tiempo de análisis por la velocidad $S = 35$ km/s. Las ondas dispersas están dentro de las elipses.

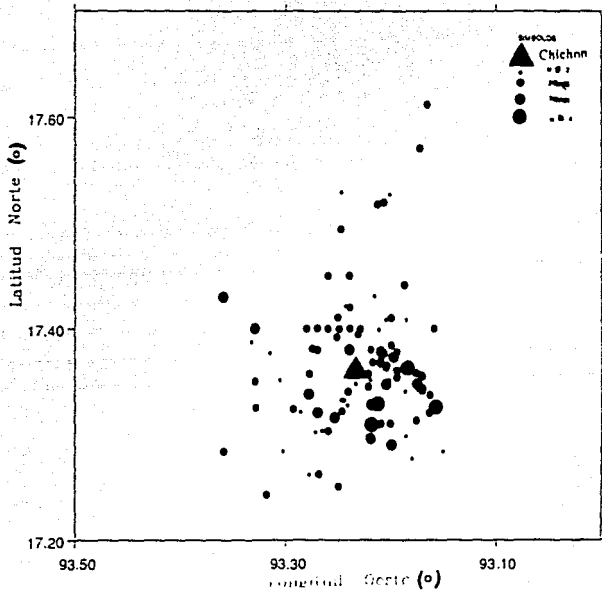


FIGURA 13. Sismicidad asociado al volcan Chichón reportada por el Instituto de Ingeniería, para el periodo 1982-1988.

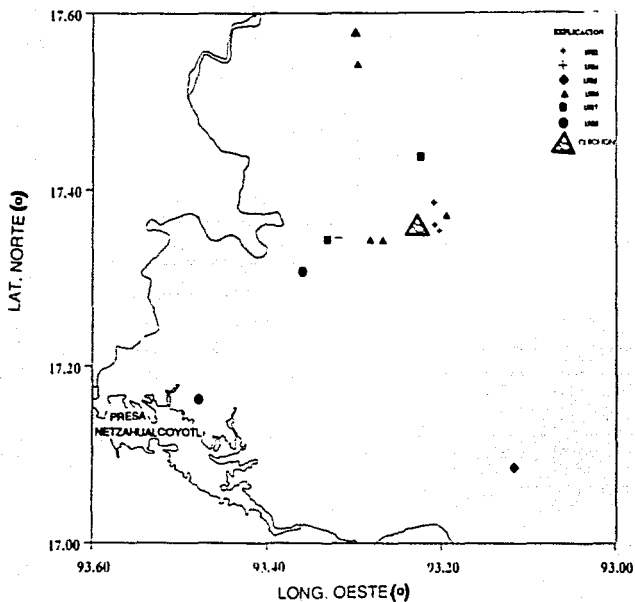


FIGURA 14. Relocalización de los eventos 1982-1988 reportados por el Instituto de Ingeniería.

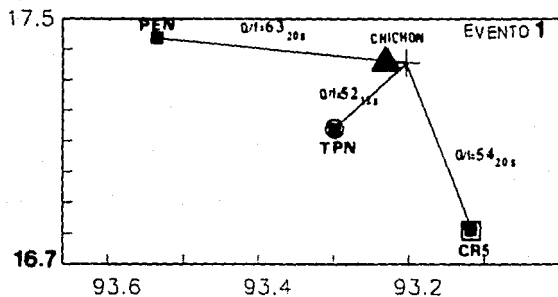


FIGURA 15. El evento 1 fue registrado por las estaciones TPN, CHS Y PEN (los resultados del Metodo de Sato de estas dos ultimas estaciones no se incluyeron porque presentaban calidades dudosas, pero para tiempos de analisis mayores a 12s, los resultados son confiables.

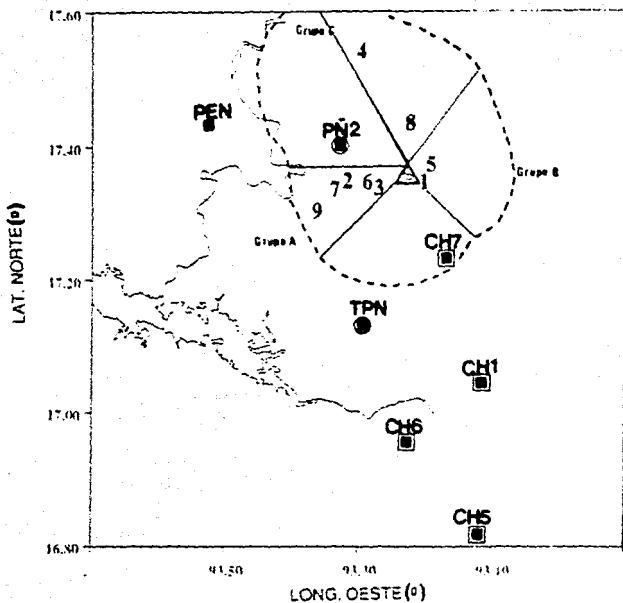


FIGURA 16. Se observa en la figura, que los eventos tienden a agruparse al SW del volcán (Grupo A), al E (Grupo B), y al N (Grupo C). Las líneas continuas representan los límites entre estos grupos (trazo arbitrario) y los segmentos de recta muestran aproximadamente, el volumen analizado para en este estudio.

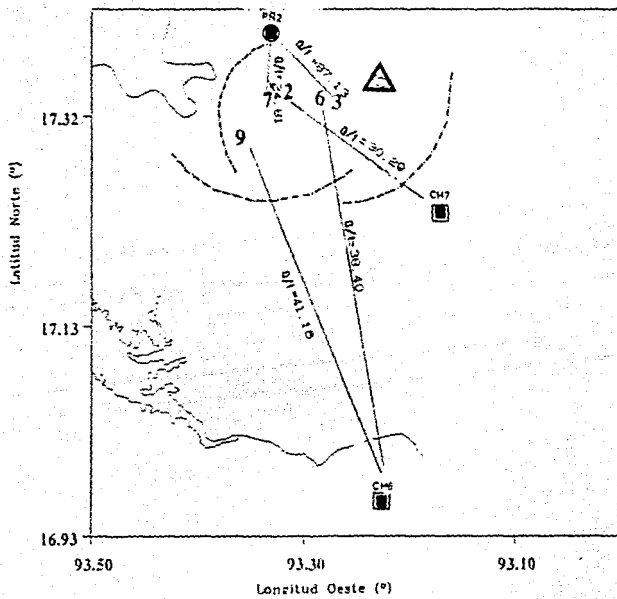


FIGURA 17. Grupos A

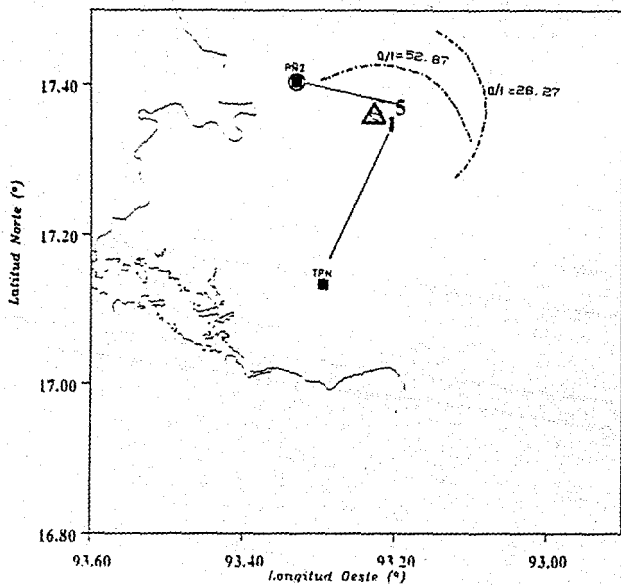


FIGURA 18. Grupo B

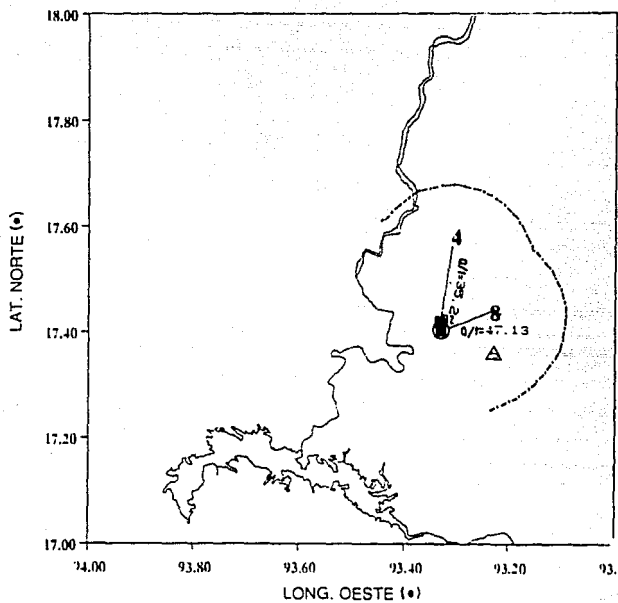


FIGURA 19. Grupo C

AGRADECIMIENTOS

Al Departamento de Sismología y Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM el cual proporcionó todo el material necesario para la elaboración de la presente tesis, particularmente a los Ings. Antonio de Jesús Pérez Aldana y Jorge Estrada Castillo, por su valiosa asesoría los diferentes equipos de cómputo.

Al Servicio Sismológico Nacional, especialmente al Ing. Casiano Jiménez y la Srta. Carmen Valencia por su amable disposición. Al Instituto de Ingeniería de la UNAM, que facilitó la información sísmica que sustenta esta tesis, sobre todo a los Ings. Javier Lermo, Jorge Díaz de León y M.I. Carlos Gutiérrez.

A los Drs. David Novelo-Casanova, Miguel Bravo Díaz, M.I. Marco Vázquez y Ing. Javier Lermo, por sus valiosas sugerencias en la revisión de la tesis.

A mis compañeros y amigos cuyo apoyo incondicional hizo más amena la terminación de este ciclo :

Abel Araujo, Rafael Tapia, Luis Sansores, Leopoldo Granados, Jaime Domínguez, José Luis Rodríguez, David Álvarez, Jaime Ramos, Carlos Ortíz, Gustavo Malavé, Enrique Molina, Diana Comte, Mario Pardo,

Carlos Mendoza, Sergio Benigno, Carlos Pita, Horacio Escalante,
Roberto Ortega y Juan Carlos Romero.

Y muy especialmente a los Drs. Ramón Zúñiga, Tony Monfret y
Lautaro Ponce por sus innumerables enseñanzas.

¡Gracias muchachos!

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA