

2 ej.
12



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

MODELADO DE LA FASE Lg PARA ALGUNOS
TEMBLORES MEXICANOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A N :

LOMAS DELGADO ELIAS
JOSE LUIS ORTIZ LOPEZ



MEXICO, D. F.

1986.



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.

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-51

Señores LOMAS DELGADO ELIAS Y
ORTIZ LOPEZ JOSE LUIS.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Dr. - Jaime Yamamoto Victorio, para que lo desarrollen como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOFISICO.

"MODELADO DE LA FASE L PARA ALGUNOS TEMBLORES MEXICANOS"

RESUMEN.

INTRODUCCION.

I CALCULO DE SISMOGRAMAS SINTETICOS.

II APLICACION A ALGUNOS TEMBLORES.

III ANALISIS DE RESULTADOS.

IV CONCLUSIONES.

BIBLIOGRAFIA.

Ruego a ustedes se sirvan tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberán prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así como de la disposición de la Coordinación de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., Febrero 17 de 1936.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

h.
OARCH 'MRV'gtg

I N D I C E

	Pág.
RESUMEN	1
INTRODUCCION	2
CAPITULO I: CALCULO DE SISMOGRAMAS SINTETICOS	
I.1. Introducción al modelado de temblores	5
.1. Formulación básica	6
I.2. Naturaleza de la fase Lg	8
I.3. Ecuaciones de desplazamiento producidos para una fuente puntual	12
.1. Expresiones asintóticas para el desplazamiento del suelo para una fuente puntual	13
.2. Obtención de sismogramas en las direcciones - Norte-Sur y Este-Oeste	20
I.4. Programas de computadora para generar sismogramas sintéticos	22
.1. Programa surface	22
.2. Programa reigen	23
.3. Programa leigen	23
.4. Programa wiggle	23
.5. Programa transf/coordenadas	24
I.5. Pruebas de la operatividad de los programas	25
CAPITULO II: APLICACION A ALGUNOS TEMBLORES	
II.1. Introducción	37
II.2. Sismo del 12 de septiembre de 1967	38
.1. Determinación de los parámetros del mecanismo focal	39
.2. Modelos de corteza y de coeficientes de atenuación inelástica	41
.3. Efectos de la variación de los parámetros en la forma de las ondas	49

.4. Comparación de sismogramas teóricos y observados	49
II.3. Sismo del 3 de agosto de 1968	55
.1. Parámetros utilizados	55
.2. Comparación de sismogramas teóricos y observados	57
II.4. Sismo del 19 de septiembre de 1985	61
.1. Parámetros requeridos	62
.2. Comparación de acelerogramas teóricos y observados	63

CAPITULO III: ANALISIS DE RESULTADOS

III.1. Solución del mecanismo de falla	97
III.2. Modelo de corteza	98
III.3. Modelo de coeficientes de atenuación	100
III.4. Momento sísmico	101
III.5. Profundidad focal	102

CAPITULO IV: CONCLUSIONES

APENDICE I	106
------------------	-----

APENDICE II	117
-------------------	-----

REFERENCIAS	126
-------------------	-----

R E S U M E N

Se presentan algunos conceptos básicos acerca del modelado de sismogramas. Se describen algunas características y posibles mecanismos de propagación de la fase Lg. Se describen las ecuaciones de desplazamiento del suelo en la superficie producidas por una fuente puntual propuestas por Tsai y Aki, y Levshin y Yanson. Considerando que la fase Lg se puede construir através de la superposición de los modos fundamental y superiores de las ondas superficiales (Love y Rayleigh) se presentan cinco programas de computadora que utilizándolos secuencialmente reproducen el movimiento teórico del suelo para la fase Lg. Se hacen algunas pruebas para verificar el funcionamiento adecuado de los programas.

Se analiza el efecto que sobre la apariencia de los sismogramas tienen los diferentes parámetros (planos solución de falla, modelos de coeficientes de atenuación inelástica, momento sísmico y profundidad del foco) involucrados en el modelado. -- Con el método propuesto y con algunos valores que se calcularon en este trabajo se modela la fase Lg para tres temblores ocurridos en la costa Occidental de México para tratar de reproducir el movimiento del suelo debido a esta fase en la zona Centro-Occidental de México. Para los dos primeros temblores se utilizan sismogramas de desplazamiento del suelo registrados por un instrumento de período largo en la estación UNM en la Ciudad de México que perteneció a la red mundial de sismógrafos standard - WWSSN; para el tercero se utilizan acelerogramas registrados en la estación Central de Abasto (CDA) en la Ciudad de México.

Al finalizar el modelado se analizan los resultados obtenidos y las discrepancias que existen entre los valores observados y calculados se tratan de asociar a algunas características geológicas de la región bajo estudio. Finalmente se presentan una serie de conclusiones acerca del trabajo realizado.

I N T R O D U C C I O N

En ingeniería sísmica los estudios del movimiento del suelo producidos por temblores generalmente se refieren a movimientos fuertes observados en la región cercana a la fuente. A estas pequeñas distancias sin embargo, se dificultan mucho la obtención de modelos matemáticos que representen adecuadamente el comportamiento del suelo al ser excitado por las ondas sísmicas de cuerpo (P y S) y superficiales (Love y Rayleigh). Esta complejidad del movimiento del suelo a estas distancias se puede verificar fácilmente observando las notables diferencias que muestran los acelerogramas obtenidos en el mismo sitio para eventos aparentemente similares.

Muchos autores han utilizado la teoría de la dislocación para interpretar en términos de ondas de cuerpo los acelerogramas obtenidos cerca de la fuente y con ello analizar los intrínsecos procesos de ruptura que dan lugar a los terremotos. Esta teoría proporciona un buen esquema para interpretar los primeros segundos de los acelerogramas observados, aunque disminuye su precisión a medida que las observaciones se hacen a mayores distancias; en virtud de que para distancias mayores de 50 km las ondas superficiales con sus modos superiores (fase Lg) predominan sobre la contribución de las ondas de cuerpo. Así, a estas distancias la fase más prominente en los sismogramas es la Lg en áreas continentales, a las cuales se les asocia naturalmente la máxima aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo.

Debido a que se ha demostrado que para algunas regiones como la parte Central de los Estados Unidos, las aceleraciones del suelo producidas por fuentes sísmicas localizadas a cientos de kilómetros resultan ser relativamente pequeñas (Nuttli, 1973) generalmente se les desprecia para efectos de diseño. Existen sin embargo, otras zonas en las que esto parece no cumplirse. En México por ejemplo, muchos de los daños observados en la parte Central son causados por temblores que ocurren en la costa Occidental aproximadamente a 350 km de distancia, un caso muy

claro es el sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985 cerca de la costa del Estado de Michoacán.

El estudio del movimiento del suelo producido por temblores a distancias epicentrales intermedias ($50\text{km} \leq \text{distancia} \leq 1000\text{km}$) es también importante en el problema de la selección de sitios apropiados para la construcción de plantas nucleares para la generación de electricidad. Estas plantas generalmente son ubicadas en sitios de baja actividad sísmica y por esto, el mayor riesgo sísmico potencial está determinado por temblores cuyos epicentros están localizados a distancias del orden de cientos de kilómetros. Por otro lado, debido a su escasa actividad sísmica, esas regiones generalmente no han sido monitoreadas apropiadamente. Así - que para aliviar un poco la falta de información directa es necesario recurrir a estudios teóricos que nos proporcionen algo de esta información.

El modelado de temblores ha mostrado ser una herramienta - muy útil para entender el comportamiento del terreno durante los temblores y su relación con algunos parámetros sísmicos (profundidad del foco, momento sísmico, etc.). Debemos hacer notar sin embargo, que el modelado del movimiento del suelo por superposición de arribos de mocos superiores de ondas superficiales de alta frecuencia es muy reciente, debido principalmente como he hecho notar Herrmann (1975) el desconocimiento del comportamiento de la Tierra y de los temblores mismos a altas frecuencias.

Así, teniendo como antecedente las consideraciones anotadas, la presente tesis tiene como principales objetivos: 1) La implementación de programas de computadora para la generación de sismogramas teóricos de ondas superficiales de alta frecuencia (fase Lg), 2) Analizar el efecto que tienen en el aspecto de la fase Lg la profundidad, el mecanismo focal y las propiedades elásticas e inelásticas del medio en el que se transmiten las ondas sísmicas para el intervalo de distancias de 100 km a 500 km y 3) Investigar la aplicabilidad en México de modelos usados en otras regiones para la predicción cuantitativa del movimien-

to del terreno en función de la frecuencia.

El material de esta tesis esta presentada en un orden lógico, empezando por dar una visión panorámica de los conceptos y suposiciones involucradas en el cálculo de sismogramas (o acelerogramas) teóricos, a distancias intermedias para fuentes someras localizadas en medios estratificados (capítulo I). Se describe además, la implementación de un paquete de programas de computadora para el cálculo de sismogramas teóricos y se analiza su funcionamiento mediante algunas pruebas.

En el capítulo II se aplica la metodología a tres temblores ocurridos en la costa Oeste de México, con objeto de discutir la factibilidad del método y analizar el efecto que tienen en la forma de las ondas sísmicas (fase Lg) los varios parámetros involucrados. Para tal efecto se utilizan los sismogramas de período largo registradas en la estación sismológica estandar - (WSSN) que operó en la Ciudad Universitaria (UNAM).

Posteriormente, con la experiencia ganada y los parámetros del modelo previamente establecidos se comparan los acelerogramas del temblor del Estado de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 que se registraron en la estación Central de Abasto (CDA) en la Ciudad de México con los teóricamente calculados.

Un análisis de los resultados obtenidos en el modelado se realiza en el capítulo III. Se discuten en conjunto el efecto que tienen todos los parámetros de los modelos en la resolución de los sismogramas sintéticos. Esto con el fin de tratar de encontrar algunas características distintivas de los sismos ocurridos en la costa Occidental de México. Finalmente en el capítulo IV se presenta una lista de conclusiones del estudio realizado.

C A P I T U L O I

CALCULO DE SISMOGRAMAS SINTETICOS

I.1 INTRODUCCION AL MODELADO DE TEMBLORES.

En sismología se usa el término "sismograma sintético o teórico" para indicar la dependencia explícita del desplazamiento del suelo en función del tiempo. A la técnica que hace uso sistemático de estos sismogramas teóricos como herramienta para el análisis de sismogramas reales, se denomina modelado.

Una nueva metodología para el estudio de temblores empezó cuando Lamó (1904) construyó el primer sismograma sintético, Figura (I.1). Desde entonces modelos más realistas para representar la fuente del temblor y la estructura de la Tierra han sido incorporados lentamente dentro de los cálculos de sismogramas sintéticos.

En particular, la representación de una fuente sísmica por medio de un doble par de fuerzas a ganado importancia por ser matemáticamente simple y porque los primeros estudios del mecanismo focal mostraron que los datos observados son usualmente consistentes con una representación de este tipo.

El incremento en el número de publicaciones de sismogramas sintéticos en los que se consideran medios estratificados se ha debido principalmente al rápido desarrollo de las computadoras y a la formulación matricial introducida por Thomson (1950) y Haskell (1953), que permitió que el problema de la transmisión de ondas elásticas en medios estratificados se hiciera manejable. Así sismogramas sintéticos para estructuras de cualquier grado de complejidad pudieron ser calculados.

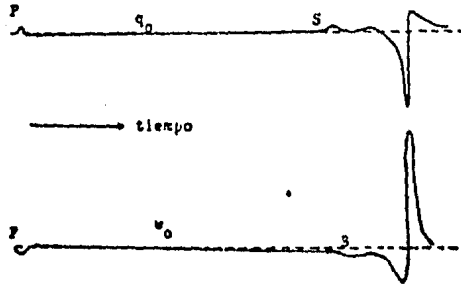


FIGURA 1.1 Movimiento del suelo según Lamb. La curva superior representa el movimiento horizontal y la curva inferior el movimiento vertical.

El método de modelado de la forma de las ondas sísmicas en el dominio del tiempo consiste en tratar de igualar la forma de onda de una cierta fase observada en el sismograma a la correspondiente forma de onda generada teóricamente asumiendo diferentes tipos y configuraciones de modelos, mediante algún esquema de inversión en un simple procedimiento de prueba y error.

1.1.1 FORMULACION BASICA.

La forma de un tren de ondas sísmicas particulares, registrada por una estación sismológica a una cierta distancia del epicentro está gobernada por tres factores básicos:

- i) Las características de la fuente.
- ii) Las propiedades elásticas e inelásticas del medio a través del cual se propaga la señal.
- iii) La respuesta del instrumento.

En la Figura 1.2 se muestran estos elementos esquemáticamente. Si cada una de estas componentes puede ser idealizada como un sistema lineal, Figura 1.3, el sismograma resultante en cualquier estación puede ser escrito como:

$$Y(t) = S(t) \cdot R_{sc}(t) \cdot R_{rc}(t) \cdot I(t) \cdot M(t) \dots \dots \dots (I)$$

donde el asterisco (*) denota el operador convolución.

El proceso equivalente en el dominio de la frecuencia es:

$$\bar{V}(w) = \bar{S}(w) \cdot \bar{R}_{rc}(w) \cdot \bar{M}(w) \cdot \bar{R}_{rc}(w) \cdot \bar{I}(w) \dots\dots\dots(II)$$

donde el punto (·) denota multiplicación y la barra(-) simboliza la transformada de Fourier. En la ecuación (I), $S(t)$ representa el pulso inicial (source time function), $R_{rc}(t)$, $M(t)$ y $R_{rc}(t)$ representan la respuesta a un impulso de la estructura en que se encuentra la fuente, el manto y la estructura sobre la que se encuentra la estación respectivamente y finalmente $I(t)$ representa la respuesta del sismógrafo.

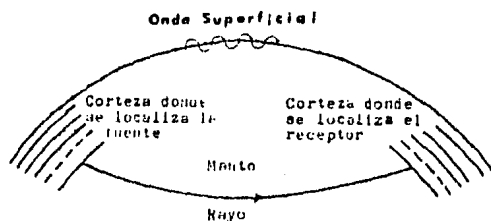


FIGURA 1.2



Pulso inicial. Medio por el cual se transmiten las ondas sísmicas. Respuesta del instrumento. Sismograma.

FIGURA 1.3

Dos procedimientos se encuentran disponibles para el cálculo de la forma de las ondas de cuerpo y superficiales en el campo lejano producida por una dislocación orientada arbitrariamente en un medio elástico estratificado y son:

- i) Teoría generalizada de rayos.
- ii) El método matricial de Haskell.

En este trabajo se utilizará el segundo método cuyas expresiones para el desplazamiento en el campo lejano están dadas en términos de un producto de matrices y un vector. Cada matriz nos representa una capa y el producto de ellas resulta ser una función de los parámetros del modelo de Tierra asumido, la velocidad de fase de la onda sísmica considerada, la profundidad y la geometría de la fuente. El método de Haskell-Thomson es muy efectivo cuando se trate con estructuras complicadas.

Se puede decir que cualquiera de las fases que se presentan en un sismograma observado es susceptible a modelarse. En particular en esta tesis se eligió de entre todas ellas la fase L_g por tres razones:

- i) Es la fase más prominente en los sismogramas y a ella se asocian los mayores desplazamientos (de período corto) del suelo.
- ii) Porque probablemente esta fase es la que cause los mayores daños en las construcciones.
- iii) Porque antes de este trabajo en México no se ha realizado un estudio de este tipo.

I.2 NATURALEZA DE LA FASE L_g .

En un artículo temprano publicado por Press y Ewing (1952) señalan para algunos sismos ocurridos en la costa de California (E.U.) y registrados en Palisades, la existencia de ondas super-

ficiales de gran amplitud con velocidad entre 3.0 y 3.5 km/seg aun para sismos de magnitud tan pequeña como 4.7. Para algunos de los sismos observados se registraron tres componentes del movimiento del suelo en diferentes estaciones, esto permitió identificar dos trenes de ondas, uno que principalmente exhibía movimiento SH y el otro movimiento tipo Rayleigh.

Como las velocidades de propagación de estos trenes de ondas observados son similares a las velocidades de las ondas superficiales de período corto Love y Rayleigh en una capa superficial sílica, se optó por llamarles fases Lg y Rg (g-granítico). Así es como Press y Ewing (1952) identificaron por primera vez las fases de período corto Lg y Rg, definiéndolas de la siguiente manera:

- 1) Fase Lg: ondas superficiales con período inicial de entre 0.5 y 1 segundos con arriños prominentes, amplitudes más grandes que las de cualquier fase convencional y movimiento predominante transversal, aunque también acompañada de una apreciable componente vertical. Estas ondas tienen una velocidad de grupo de 3.51 ± 0.07 km/seg aproximadamente.
- 2) Fase Rg: esta fase también tiene grandes amplitudes en el sismograma. Su velocidad es de 3.05 ± 0.07 km/seg y el período de la fase máxima es de 8 a 12 seg. El movimiento orbital de una partícula en la superficie es elíptico y retrógrado, esto permitió identificarla como ondas Rayleigh.

En este trabajo de Press y Ewing (1952) se señala que estas fases ocurren solamente cuando el epicentro del sismo y la estación de observación están situadas de tal manera que su trayectoria es únicamente continental.

En la Figura I.4 se muestra un sismograma registrado en Palisades (E.U.) y en el cual se puede observar la fase Lg.

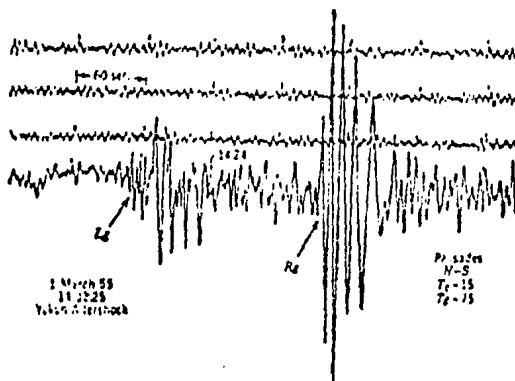


FIGURA 1.4 Sismograma en la dirección NS de la fase Lg para el sismo de Yukon de marzo 1 de 1955, registrado en Pellissier. Tomado de Press y Ewing (1957).

Los anteriores autores proponen que en la transmisión de este tipo de fases se involucra una guía de onda muy eficiente y así la propagación cerca de canales de baja velocidad o muy cerca a la superficie explicarían las características de la fase Lg. La velocidad de grupo que presenta la fase Lg sugiere que se propage como una onda de cizalla múltiplemente reflejada en la corteza de la Tierra o quizás únicamente en una porción de ella y esto es precisamente lo que provoca su gran duración. Sin embargo aún no se ha llegado a determinar el verdadero mecanismo de transmisión de la fase Lg.

Knopoff y otros (1973), *Levsnin (1973) y Panza y otros -- (1974) demostraron que la mayoría de las características de la fase Lg pueden existir en modelos que sólo incluyan una corteza que esté sobre el manto y que no se requieren canales de baja velocidad u otro tipo de guía de onda para su transmisión. No obstante estos cálculos no probaron que dichos canales no existan.

En un estudio realizado en la URSS por Ruzaiкин y otros -- (1977) se plantea también la necesidad de obtener una explicación convincente de como se propaga la fase Lg. Estos autores dicen que se pueden dar varias explicaciones a la forma de trans-

*Referencia no revisada pero que se indica en la bibliografía.

misión despendiendo de las características geológicas en cada región.

Por otro lado, esta fase como se ha reportado en la literatura por muchos autores, Ewing y otros (1957), Knopoff y otros (1973), *Kovash y Aderson (1964), *Levshin (1973), *Oliver y Ewing (1958) y Panza y Calcagnile (1974), ha sido interpretada como una superposición de modos superiores de las ondas superficiales Love y Rayleigh propagándose en una corteza estratificada lateralmente homogénea.

Panza y otros (1974), Knopoff y otros (1973) demuestran que la contribución que hacen los modos superiores de las ondas superficiales en los sismogramas para períodos cortos es tan importante como la que hace el modo fundamental, no exhibiéndose esta característica para períodos más grandes, ver la Figura 1.5 .

Tomando como fundamento estas últimas ideas se ha desarrollado una teoría para el cálculo de sismogramas sintéticos para la fase Lg. Usando este procedimiento Herrmann (1975) ha logrado buenos resultados en regiones como la parte Central de los Estados Unidos.

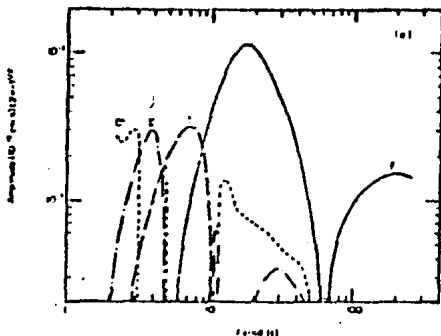


FIGURA 1.5 Espectro de amplitud para onda superficial (Rayleigh) en la que se puede ver la contribución que sobre el sismograma hacen el modo fundamental y los superiores. Tomado de Panza y Calcagnile -- (1974).

I.3 ECUACIONES DE DESPLAZAMIENTO PRODUCIDO PARA UNA FUENTE PUNTUAL.

Como hemos necno notar antes un sismograma sintético para la fase Lg se puede construir a partir de la superposición de los modos fundamentales y superiores de ondas superficiales del tipo Love y Rayleigh y consiste básicamente en calcular en función del tiempo los desplazamientos a una cierta distancia asumiendo modelos realistas de estructuras del medio y de la fuente.

El desarrollo teórico y las ecuaciones resultantes para -- calcular el movimiento del suelo están dados pr Tsey y Aki (1970) y Levsnin y Yanson (1971). Siguiendo a los primeros autores, el movimiento de desplazamiento del suelo de la superficie en función del tiempo $f(r;t)$ se puede representar en la siguiente forma:

$$f(r,t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(w) \exp(iwt) \sum_{j=1}^{N(w)} A_j(r,w) \exp(-ik_j r) \exp(-\gamma_j r) \dots \dots \dots (1)$$

donde:

$S(w)$ es el espectro de la fuente.

$A_j(r,w)\exp(-ik_j r)\exp(iwt)$ representa la radiación de la fuente y es una función de la geometría de la falla, la profundidad de la fuente y las propiedades elásticas del medio.

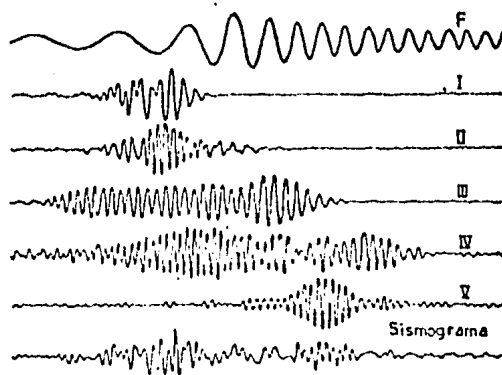
$\gamma_j r$ toma en cuenta las propiedades de transmisión inelásticas del medio.

$N(w)$ es el número de modos presentes en una frecuencia dada.

Con el fin de explicar la manera en la que la ecuación (1) representa el desplazamiento del suelo asumiendo la superposición de modos superiores de ondas superficiales, considerese momentáneamente que para una onda de cierta frecuencia se conocen todos los parámetros involucrados y que además el desplazamiento - en un cierto punto se puede reconstruir a partir del modo funda-

mental y sus primeros cinco modos superiores. Haciendo correr la sumatoria desde $j=1$ a 6 se obtiene la superposición de los modos, tomando en cuenta que para cada valor de j los términos involucrados en la sumatoria nos representan un modo particular del movimiento del suelo. La superposición se muestra esquemáticamente en la Figura I.6 .

La integración completa en la ecuación (1) implica la transformada inversa de Fourier de la superposición de los modos con el espectro de la fuente, lo cual finalmente representa el sismograma teórico.



Sismograma sintético obtenido de la superposición del modo fundamental (F) y los cinco superiores (I-V).

FIG. I.6

I.3.1.- EXPRESIONES ASINTÓTICAS PARA EL DESPLAZAMIENTO DEL SUELO PARA UNA FUENTE PUNTUAL.

Las expresiones básicas utilizadas en esta tesis para la obtención de sismogramas sintéticos fueron tomadas de Herrmann (1974) a las cuales se les hicieron ligeras modificaciones en la notación. La deducción de estas ecuaciones puede verse en el apéndice I y representa a las ondas superficiales emanadas de una fuente puntual:

$$\begin{aligned}
 u_z(t, z, r, \phi) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_R(\omega)} \frac{D_{kR}(\omega, \phi) \tilde{V}_k^{(1)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-ik_{kR}r - i\pi/4)}{2C_{kR} U_{kR} I_{0kR}(k_{kR}r)^{1/2}} d\omega \\
 u_r(t, z, r, \phi) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_R(\omega)} \frac{D_{kR}(\omega, \phi) \tilde{V}_k^{(2)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-ik_{kR}r - i3\pi/4)}{2C_{kR} U_{kR} I_{0kR}(k_{kR}r)^{1/2}} d\omega \\
 u_\phi(t, z, r, \phi) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_L(\omega)} \frac{D_{kL}(\omega, \phi) \tilde{V}_k^{(3)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-ik_{kL}r + i\pi/4)}{2C_{kL} U_{kL} I_{0kL}(k_{kL}r)^{1/2}} d\omega
 \end{aligned} \quad (2)$$

donde:

u_z componente vertical de desplazamiento (onda Rayleigh).

u_r componente radial de desplazamiento (onda Rayleigh).

u_ϕ componente transversal de desplazamiento (onda Love).

$Q = L, R$ L-Love ; R-Rayleigh.

C_{kQ} velocidad de fase del k-ésimo modo para el tipo de onda Q.

U_{kQ} velocidad de grupo del k-ésimo modo para el tipo de onda Q.

k_{kQ} número de onda del k-ésimo modo para el tipo de onda Q.

I_{0kQ} integral de energía del k-ésimo modo para el tipo de onda Q.

$K_Q(\omega)$ número de modos presentes en una frecuencia dada para el tipo de onda Q.

$\tilde{V}_k^{(i)}(\omega)$ funciones características para el k-ésimo modo como funciones de la profundidad z y la frecuencia angular ω para la componente vertical de la onda Rayleigh (si $i=1$), para la componente radial de la onda Rayleigh (si $i=2$) y para la onda Love (si $i=3$).

D_{kQ} la excitación de las funciones características debida al sistema de fuerzas que actúan en la fuente.

Las ecuaciones (2) están enmarcadas dentro de un sistema de coordenadas cilíndricas y la geometría del plano de falla se refiere a este sistema como se muestra en la Figura I.7. La evaluación de las expresiones (2) se lleva a cabo en el programa WIGGLE que se discute más adelante.

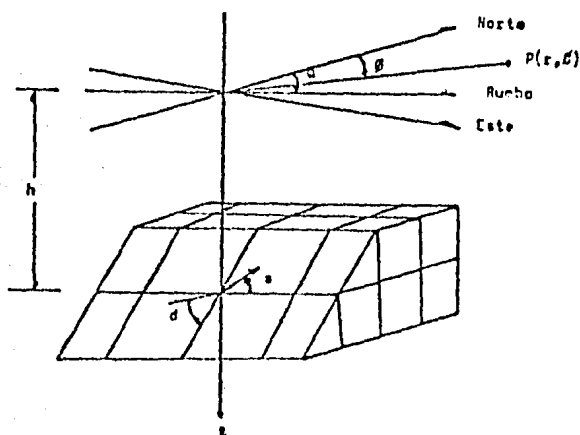


FIGURA 1.7 Sistema de coordenadas cilíndricas y geocéntricas del plano de falla.

en la figura:

- h es la profundidad del plano de falla.
- θ es el rumbo del plano de falla. El ángulo se mide en el sentido de avance de las manecillas del reloj y varía de 0° a 360° .
- d es el ángulo de echado medido desde la horizontal hacia abajo y varía de 0° a 90° .
- s es el ángulo del vector de deslizamiento medido desde una línea horizontal paralela al rumbo en sentido opuesto al avance de las manecillas del reloj, varía de 0° a 360° .
- ϕ es el acimut del epicentro a un punto P en la superficie libre y es medido en sentido del avance de las manecillas del reloj.

Los valores C_{kQ} y U_{kQ} que aparecen en las ecuaciones (2) se obtienen de las curvas de dispersión que calcula el programa SURFACE que se describe mas adelante.

Las funciones características $\bar{v}_k^{(i)}$ ($i=1,2$) para la contribución de la onda Rayleigh son solución del siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{bmatrix} \frac{dV_k^{(1)}}{dz} \\ \frac{dV_k^{(2)}}{dz} \\ \frac{d\tau_{zz}}{dz} \\ \frac{d\tau_{rz}}{dz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{k_{kR}\lambda}{\lambda+2\mu} & \frac{1}{\lambda+2\mu} & 0 \\ -k_{kR} & 0 & 0 & \frac{1}{\mu} \\ -\rho w^2 & 0 & 0 & k_{kR} \\ 0 & -\rho w^2 \frac{4k_{kR}^2 \mu (\lambda + \mu)}{(\lambda + 2\mu)} & -\frac{k_{kR}\lambda}{\lambda + 2\mu} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_k^{(1)} \\ V_k^{(2)} \\ \tau_{zz} \\ \tau_{rz} \end{bmatrix} \quad (3)$$

que está sujeto a las siguientes condiciones de frontera:

- a) $V_k^{(1)}=1$, $V_k^{(2)}=\epsilon_0$; τ_{zz} , $\tau_{rz}=0$ en $z=0$
 b) $V_k^{(1)}$, $V_k^{(2)}$ tienen al valor cero cuando z tiende a infinito.
 c) $V_k^{(1)}$, $V_k^{(2)}$, τ_{zz} , τ_{rz} son continuas y limitadas para todo valor de z .

aquí $\epsilon_0 = u_z(0)/u_r(0)$

ϵ_0 es la elipticidad de la onda Rayleigh.

La solución de este sistema también determina k_{kR} como una función de w . $V_k^{(1)}$, $V_k^{(2)}$, τ_{zz} y τ_{rz} son las transformadas Fourier-Bessel de las cantidades u_z , u_r , $\hat{z}\hat{z}$ y $\hat{r}\hat{z}$.

Las cantidades u_z , u_r junto con u_ϕ son las componentes de desplazamiento, $\hat{z}\hat{z}$, $\hat{r}\hat{z}$ junto con $\hat{r}\hat{r}$, $\hat{r}\hat{\phi}$, $\hat{\phi}\hat{z}$ y $\hat{\phi}\hat{\phi}$ son las componentes del tensor de esfuerzos.

La solución al sistema de ecuaciones (3) la realiza el programa de computadora REIGEN que se describe más adelante.

La función característica $V_k^{(3)}$ que representa la contribución de la onda Love puede obtenerse resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones diferenciales:

$$\begin{bmatrix} \frac{dV_k^{(3)}}{dz} \\ \frac{d\tau_{\phi z}}{dz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{\mu} \\ \mu k_{kl}^2 - \rho w^2 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_k^{(3)} \\ \tau_{\phi z} \end{bmatrix} \quad (4)$$

este sistema tiene como condiciones de frontera:

- $V_k^{(3)} = 1$; $\tau_{\phi z} = 0$ en $z=0$.
- $V_k^{(3)}$ tiende al valor cero cuando z tiende a infinito.
- $V_k^{(3)}$, $\tau_{\phi z}$ son continuos y limitados para todo valor de z .

La solución al sistema de ecuaciones (4) también define K_{kL} como una función de la frecuencia angular w . $V_k^{(3)}$ y $\tau_{\phi z}$ son las transformadas Fourier-Bessel de u_p y ϕz . La solución de este sistema de ecuaciones las realiza el programa LEIGEN que se presenta mas adelante.

Las integrales de energía están definidas como:

$$I_{okR} = \int_0^{\infty} \rho \left[\left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]^2 + \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]^2 \right] dz$$

$$I_{okL} = \int_0^{\infty} \rho \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]^2 dz \quad (5)$$

para cada par de valores (w, k) .

La deducción de los sistemas de ecuaciones (3) y (4) así como las ecuaciones (5) puede consultarse en el apéndice I.

En este trabajo se consideró que el mecanismo de la fuente sísmica es un doble par de fuerzas expresado en términos del rumbo (ϕ), echado (d) y vector de deslizamiento (s) del plano de falla. Para el mecanismo de fuente propuesto, el término D_{kQ} es

$$D_{kR} = \frac{S(w)}{2\pi} \left\{ \operatorname{sen}(s) \operatorname{sen}(2d) \frac{d}{dh} \tilde{V}_k^{(1)}(h, w) + \frac{1}{2} k_{kR} \tilde{V}_k^{(2)}(h, w) + k_{kR} \tilde{V}_k^{(3)}(h, w) \left[-\cos(s) \operatorname{sen}(d) \operatorname{sen} 2(\phi - \theta) - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{1}{2} \operatorname{sen}(s) \operatorname{sen}(2d) \cos 2(\phi - \theta) \right] + i \left[k_{kR} \tilde{V}_k^{(1)}(h, w) + \frac{d}{dh} \tilde{V}_k^{(2)}(h, w) \right] \left[-\cos(d) \cos(s) \cos(\phi - \theta) + \cos(d) \operatorname{sen}(s) \operatorname{sen}(\phi - \theta) \right] \right\}$$

$$D_{kL} = \frac{S(w)}{2\pi} \left\{ - \left[\operatorname{sen}(s) \cos(2d) \cos(\phi - \theta) + \cos(s) \cos(d) \operatorname{sen}(\phi - \theta) \right] \frac{d}{dh} \tilde{V}_k^{(1)}(h, w) + k_{kL} \tilde{V}_k^{(3)}(h, w) \left[\cos(s) \operatorname{sen}(d) \cos 2(\phi - \theta) - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{1}{2} \operatorname{sen}(s) \operatorname{sen}(2d) \operatorname{sen} 2(\phi - \theta) \right] \right\} \quad (6)$$

donde

$$S(w) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \exp(-iwt) dt$$

$s(t)$ función fuerza en el tiempo que actúa en la fuente.

$S(w)$ es la transformada de Fourier de $s(t)$.

La representación matemática del modelo para el espectro de la fuente $S(w)$ es la siguiente:

$$S(w) = M_0 / iw$$

$$w = 2\pi f$$

M_0 es el momento sísmico.

f es la frecuencia de las señales emitidas por la fuente.

Este modelo es empírico y fue obtenido por Herrmann y Street (1975) a partir del análisis de temblores ocurridos en la parte central de los Estados Unidos. La frecuencia para este trabajo varía de 0.005 a 0.5 Hz.

Finalmente sólo no queda presentar la manera de obtener el coeficiente de atenuación inelástica γ . Como la Tierra no es un medio perfectamente elástico, es necesario considerar el efecto de la absorción de energía por los procesos inelásticos en la Tierra. Por inelasticidad se entiende que las amplitudes de las ondas sísmicas decrecen cuando se propagan. Este efecto se toma en cuenta multiplicando los desplazamientos "u" por el factor empírico $\exp(-\gamma r)$ que contiene el efecto de atenuación inelástica y es un término más a determinar en las ecuaciones (2).

Diversos métodos han sido propuestos para determinar γ . Por ejemplo Nuttli (1973) propone que para una fuente puntual uniforme de ondas elásticas en un modelo de Tierra esférico, las amplitudes de las ondas superficiales dispersas medidas en el dominio del tiempo están dadas por:

$$\begin{aligned} A_1 &= b_1 \Delta^{-1/2} (\text{sen} \Delta)^{-1/2} \exp(-\gamma \Delta) \quad \text{para la fase Airy} \\ A_2 &= b_2 \Delta^{-1/2} (\text{sen} \Delta)^{-1/2} \exp(-\gamma \Delta) \quad \text{para ondas de otro período} \end{aligned} \quad (7)$$

en estas ecuaciones A_1 y A_2 son las amplitudes a una distancia epicentral Δ , b_1 y b_2 son constantes y γ esta relacionada al factor de calidad $Q = \pi/UT\gamma$, U es la velocidad de grupo y T es el período de la onda.

Se encontró que las expresiones (7) obtenidas por Nuttli --- (1973) son aplicables a una Tierra real pues cálculos hechos a partir de ellas ajustan bastante bien con datos observados.

Para el cálculo de los parámetros b_1 , b_2 y γ de las expresiones (7) se trabaja sobre un período o rango de período, se obtiene de los sismogramas la relación A/T (amplitud/período) y con los valores de distancia epicentral Δ se elabora una gráfica en papel logarítmico como la que se muestra en la Figura I.8. Una vez establecida esta gráfica, los datos se ajustan con las ecuaciones (7) según sea el caso. Como resultado de este ajuste se tiene un valor γ , que será el coeficiente de atenuación inelástica para el tipo de onda y período que se está analizando.

Como se mencionó existen otros métodos por los que se puede calcular los valores γ . Se recomienda si se quiere profundizar en este punto, ver el trabajo de Herrmann (1974) donde se exponen diversos métodos para el cálculo de este coeficiente.

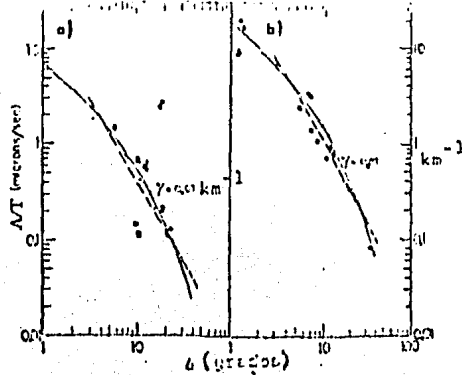


FIGURA 1.8 Valores observados de la componente z para onda Lg de periodo de 1 seg para los terremotos a) de marzo 5 de 1963 y b) octubre 21 de 1967, en estaciones en el Este de los Estados Unidos. La línea continua es la curva de atenuación teórica para la fase Airy con $\gamma=0.07$.

1.3.2.- OBTENCION DE SISMOGRAMAS EN LAS DIRECCIONES NORTE-SUR Y ESTE-OESTE.

En la teoría desarrollada antes se han presentado expresiones, ecuaciones (2) para calcular las componentes transversal (onda Love), radial y vertical (onda Rayleigh) del movimiento del suelo. Sin embargo se debe tener en mente que en realidad lo que se registra en las estaciones sismológicas, aparte de la componente vertical (u_z), son las componentes horizontales del movimiento del suelo en las direcciones Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EW).

De esta manera, para poder comparar los sismogramas observados con los teóricos, se necesita obtener algunas expresiones que definan a partir de u_θ y u_r la componentes en las direcciones NS y EW. Para tal objeto se requiere una rotación de tal manera que el Norte (N) y el Este (E) son positivos en la dirección de las coordenadas geográficas. Para la rotación se deben tomar en cuenta las siguientes convenciones:

- La componente radial es positiva cuando se aleja de la fuente.
- La componente transversal es positiva en el sentido de avance de las manecillas del reloj dirigiéndose hacia la fuente.
- El acimut inverso (ΔAZ) es el acimut medido desde la estación al epicentro, en sentido del avance de las manecillas de reloj a partir del Norte.

En la figura 1.9 se muestra la disposición de las convencio-

nes establecidas:

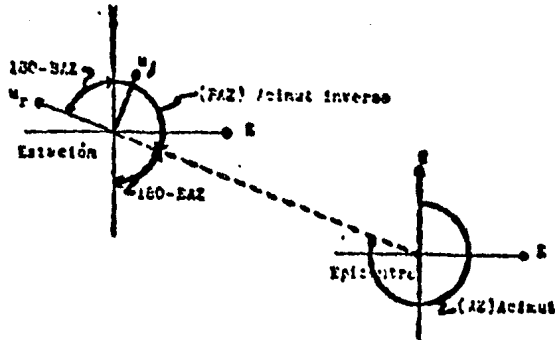


FIGURA 1.9 Componentes u_s y u_r de desplazamiento con respecto al acinus inverso (BAZ).

Proyectando las componentes de desplazamiento u_s y u_r en los ejes NS y EW se obtienen las siguientes expresiones para los desplazamientos en estas direcciones:

$$\begin{aligned}
 u_{NS} &= u_s \sin(180 - \text{BAZ}) + u_r \cos(180 - \text{BAZ}) \\
 &= u_s \left[\sin(\theta) \cos(\text{BAZ}) - \cos(\theta) \sin(\text{BAZ}) \right] + u_r \left[\cos(\theta) \cos(\text{BAZ}) + \sin(\theta) \sin(\text{BAZ}) \right] \\
 u_{EW} &= u_s \sin(\text{BAZ}) - u_r \cos(\text{BAZ})
 \end{aligned} \tag{8}$$

$$\begin{aligned}
 u_{NS} &= u_r \sin(180 - \text{BAZ}) + u_s \cos(180 - \text{BAZ}) \\
 &= -u_r \left[\sin(\theta) \cos(\text{BAZ}) - \cos(\theta) \sin(\text{BAZ}) \right] + u_s \left[\cos(\theta) \cos(\text{BAZ}) + \sin(\theta) \sin(\text{BAZ}) \right] \\
 u_{EW} &= -u_r \sin(\text{BAZ}) - u_s \cos(\text{BAZ})
 \end{aligned} \tag{9}$$

Las ecuaciones (8) y (9) permiten a partir de u_s y u_r y BAZ obtener los sismogramas teóricos para la componente horizontal del movimiento del suelo en las direcciones NS y EW, su elaboración para su evaluación se realiza mediante el programa TRANSF/COORDENADAS que se presenta posteriormente.

I.4.- PROGRAMAS DE COMPUTADORA PARA GENERAR SISMOGRAMAS SINTETICOS

El propósito de esta sección es hacer una descripción de los programas utilizados en la generación de sismogramas sintéticos para ondas superficiales. Estos programas fueron tomados de un paquete publicado por R. B. Herrmann (1978) y se adaptaron con algunas modificaciones al sistema Burroughs-7800 de la UNAM.

Se presentan cinco programas en lenguaje FORTRAN IV. Los primeros cuatro se utilizan en forma secuencial para generar las ondas superficiales y el último realiza una rotación de ejes.

El orden es el siguiente:

- a) SURFACE
- b) LEIGEN o REIGEN
- c) WIGGLE
- d) TRANSF/COORDENADAS

I.4.1.- PROGRAMA SURFACE

Este programa resuelve las ecuaciones de período de las ondas Love y Rayleigh para encontrar las curvas de dispersión para la velocidad de fase y grupo, factores de amplitud de la onda superficial y la elipticidad de la onda Rayleigh. Las ecuaciones de período de las ondas superficiales Love y Rayleigh y su formulación a partir del método matricial de Haskell y una solución gráfica de ellos se representa en el apéndice II.

I.4.2.- PROGRAMA REIGEN.

El objetivo de este programa es determinar las funciones características de la onda Rayleigh como una función de la profundidad, las derivadas parciales de la velocidad de fase como una función de las velocidades de las ondas P y S en la capa y la densidad. El programa podrá aceptar una capa líquida en la superficie.

El programa acepta los valores de la curva de dispersión de la onda Rayleigh generados por el programa SURFACE.

I.4.3.- PROGRAMA LEIGEN.

Este programa acepta la salida del programa SURFACE y determina las funciones características de la onda Love, las derivadas parciales de la velocidad de fase con respecto a la velocidad de la onda S y la densidad como una función de la profundidad. Una capa líquida en la superficie del modelo de Tierra se puede aceptar.

I.4.4.- PROGRAMA WIGGLE.

Este programa utiliza las funciones características de las ondas Love y Rayleigh obtenidas por los programas LEIGEN y REIGEN respectivamente, para generar sismogramas sintéticos, acelerogramas y el espectro de amplitud del movimiento del suelo. Si el archivo de salida de LEIGEN se usa se generará un sismograma de movimiento transversal del suelo. Si la salida de REIGEN es usada se generará un sismograma de movimiento radial o vertical del suelo. El programa puede utilizarse para trabajar con temblores naturales o producidos por explosiones.

El programa acepta un modelo de coeficientes de atenuación

inelástica del medio. También puede generar un espectro de la -- fuente conociendo el momento sísmico (M_0).

Los sismogramas o espectro teóricos correspondientes a la velocidad, aceleración o desplazamiento del suelo pueden ser generados añadiendo o no la contribución de los sismógrafos, en este caso, de la red mundial de sismógrafos estandar WWSSN y la LRSM de período largo (15-100 y 30-100 segundos).

I.4.5.- PROGRAMA TRANS/COORDENADAS.

El propósito de este programa es obtener los sismogramas sintéticos del movimiento horizontal del suelo en las direcciones -- Norte-Sur y Este-Oeste por medio de una rotación de los ejes Radial-Transversal a NS-EW.

I.5.- PRUEBAS DE LA OPERATIVIDAD DE LOS PROGRAMAS.

Para determinar el funcionamiento de los programas anteriores descritos y poderlos utilizar en el modelado de ondas sísmicas superficiales, se trataron de reproducir los sismogramas sintéticos de onda Love publicados por Herrmann (1978).

Las gráficas de las respuestas impulsivas de los sismógrafos de período largo de la WWSSN y LRSM que se obtuvieron mediante los programas, son iguales a las presentadas por Herrmann (1978), tanto en duración como en amplitud. Esto se comprueba si se comparan las Figuras I.10, I.11 con la Figura I.12.

Los sismogramas sintéticos calculados por el programa WIGGLE resultaron excelentes. Esto se puede comprobar mediante la comparación de cada uno de ellos con los publicados en la misma referencia. Veanse las Figuras I.13 y compárense con la Figura I.14 .

En estos sismogramas se puede observar la semejanza que existe entre ellos, desde su duración hasta la amplitud de los eventos mostrados.

Comparando ahora los sismogramas de las Figura I.15 que son los calculados por los programas con los de las Figuras I.16 que son los publicados, observamos el mismo comportamiento de las ondas sísmicas en ambos sismogramas tanto en período, duración y amplitud de los eventos. Con las comparaciones antes hechas se puede decir que los programas utilizados para generar sismogramas -- sintéticos funcionan correctamente ya que generaron cuatro sismogramas para la onda Love que resultaron iguales a los publicados por Herrmann (1978).

Para poder tener una mayor seguridad en cuanto a que los programas funcionan correctamente en cualquier caso (onda Love o Rayleigh) se tomaron como un ejemplo adicional los sismogramas teóricos calculados por Herrmann y Nuttli (1975) en las estaciones OXF (Oxford, Mississippi) y FLO (Florissant, Missouri) para el sismo ocurrido cerca de Cairo Illinois el 14 de agosto de 1965 en la parte Central de los Estados Unidos. Para la estación OXF se presenta la onda Love y para la estación FLO se presenta la componente vertical de la onda Rayleigh.

La distancia epicentral y el acimut para la estación OXF son 200 km y 333° y para la estación FLO se tienen 300 km y 183° respectivamente en la Tabla I.1 se muestran las características de la fuente para este sismo.

EVENTO	TIEMPO DE ORIGEN	LOCALIZACION		PLANO DE FALLA			MOMENTO (d-cm)
		LAT N	LONG W	NUMERO	ESCALA	DESL.	
14-VIII-65	13:13:56.2	37.2	89.3	20	70E	200	1.4E21

Tabla I.1 Características de la fuente para el sismo del 14 de agosto de 1965 de la parte central de los Estados Unidos. Tomado de Herrmann y Nuttli (1975).

Se utiliza en este ejemplo también el modelo de corteza para la parte Central de los Estados Unidos propuesto por Herrmann y Nuttli (1975) y el modelo de coeficientes de atenuación inelástica propuesto por Mitchell y Herrmann (1975). Dichos modelos se presenten en las Tablas I.2 y I.3 respectivamente.

ESFESOR (km)	P (ka/seg)	S (ka/seg)	ρ (gr/cm ³)
2	4.34	2.50	2.67
20	6.15	3.50	2.70
5	6.00	3.40	2.60
15	6.70	3.67	2.80
57	8.18	4.68	3.30
--	8.37	4.68	3.30

Tabla I.2 Modelo de corteza para la parte central de los Estados Unidos. Tomada de Herrmann y Nuttli (1975).

PERIODO (seg)	MODO FUNDAMENTAL	MODO SUPERIOR
1.0	0.01000	0.00050
2.0	0.01000	0.00050
2.5	0.00500	0.00050
5.0	0.00070	0.00050
10.0	0.00040	0.00020
15.0	0.00025	0.00000
20.0	0.00015	-----
60.0	0.00015	-----
100.0	0.00000	-----

Tabla I.3 Modelo de coeficientes de atenuación inelástica publicado por Herrmann y Nuttli (1975) para la parte Central de los Estados Unidos.

Con los listados en las tablas anteriores se obtuvieron los sismogramas que se muestran en las Figuras I.17 y los publicados por Herrmann y Nuttli (1975) se muestran en la Figura I.18. Al comparar cada sismograma obtenido en este trabajo con su correspondiente en la referencia mencionada, se observe que el sismograma de la estación FLO Figura I.17b correspondiente a la compo-

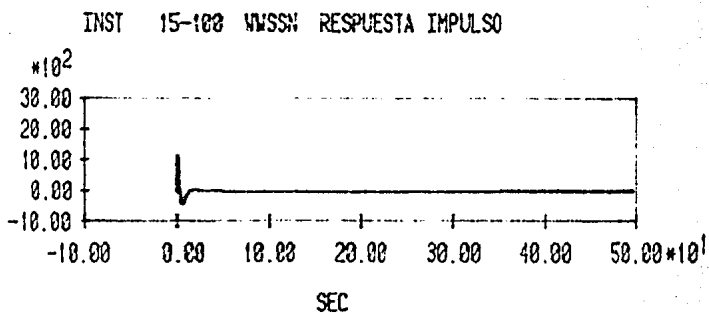
mente vertical de la onda Rayleigh es muy semejante a la publicada en la referencia indicada, tanto en duración, amplitud y período de la onda sísmica. Esta similitud no se presenta en el sismograma calculado para la estación OXF que corresponde a la onda Love, Figura I.17a ya que en dicho sismograma el primer evento no aparece en el sismograma teórico de la Figura I.18. Para corregir o tratar de semejar estos sismogramas de onda Love se calculó nuevamente el sismograma con un ángulo del vector de deslizamiento de 350° , Figura I.17c. Con esto, logramos igualar los sismogramas teóricos mencionados. Este hecho sugiere que probablemente Herrmann y Nuttli (1975) se equivocaron e imprimieron en su artículo un sismograma incorrecto, ya que el obtenido con los datos originales da una mejor aproximación al sismograma observado (OXF).

Como resultado de todas las comparaciones hechas, podemos asegurar que los cálculos realizados por los programas utilizados en esta tesis para la generación de sismogramas sintéticos de ondas superficiales son correctos.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

(a)



(b)

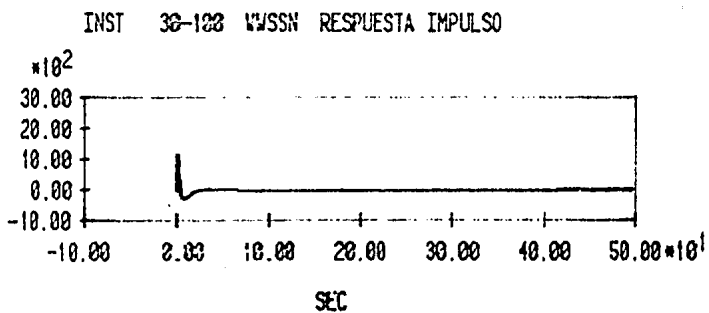
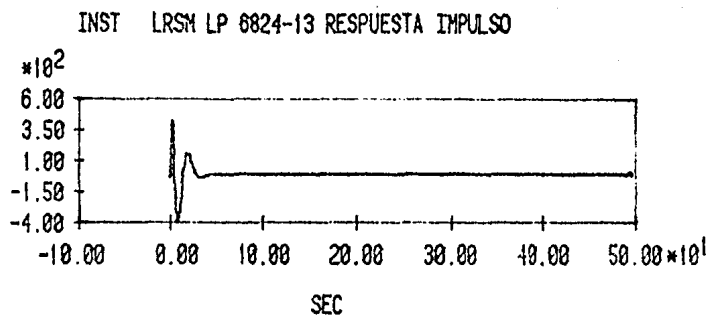


FIGURA 1.10 Respuesta a un impulso de los instrumentos a) 15-100 y b) 30-100 de la WSSN calculados por el programa WIGGLE adaptado al sistema Burroughs B-7800.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

(a)



(b)

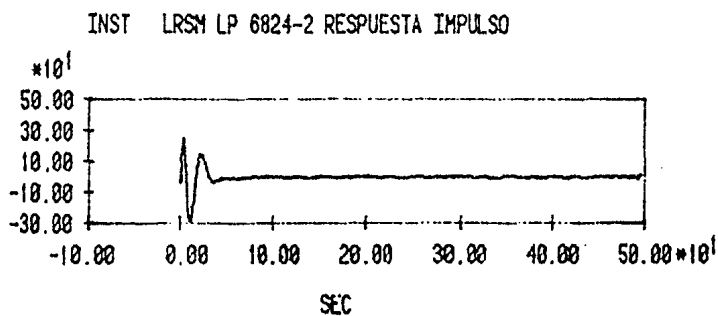


FIGURA I.11 Respuesta a un impulso de los instrumentos
a) LRSN LP 6824-13 y b) LRSN LP 6824-2 calculados por el programa WIGGLE adaptado al sistema Burroughs 3-7800.

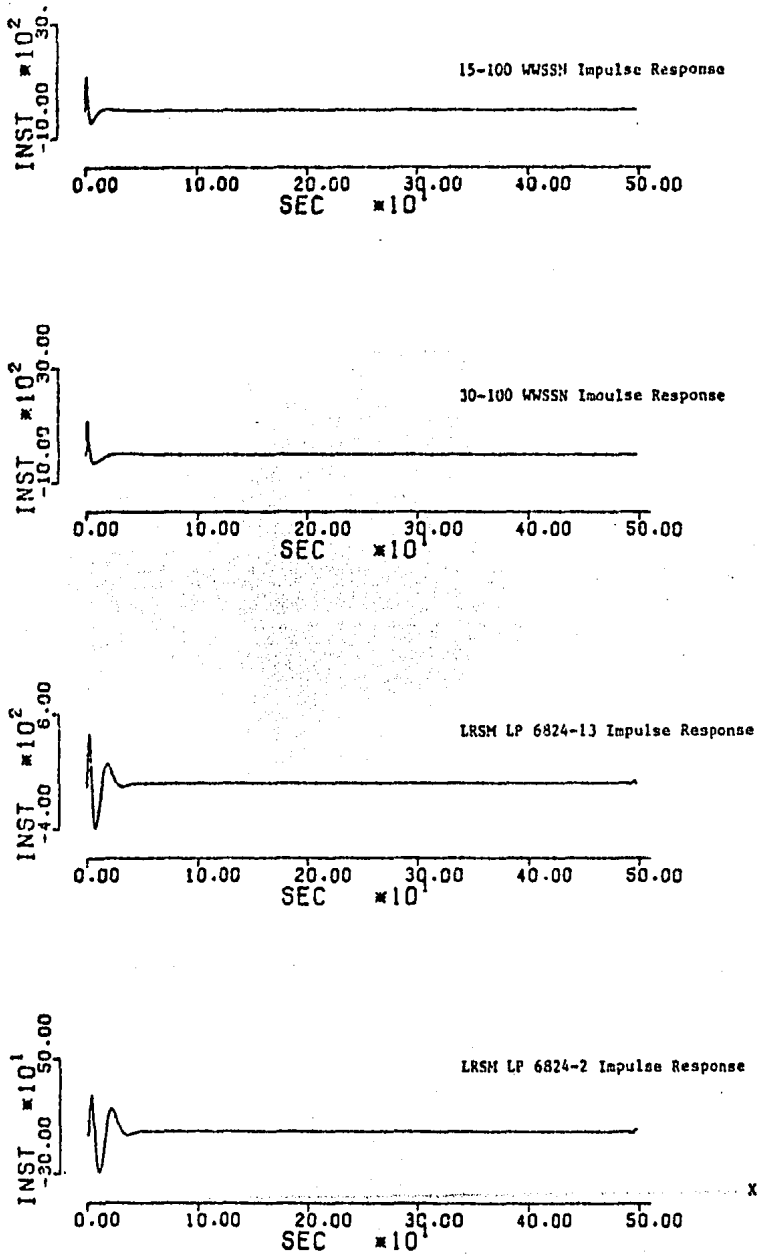


FIGURA I.12 Respuesta a un impulso de los sismógrafos de la WSSN y LRSN LP tomados de Herrmann (1978).

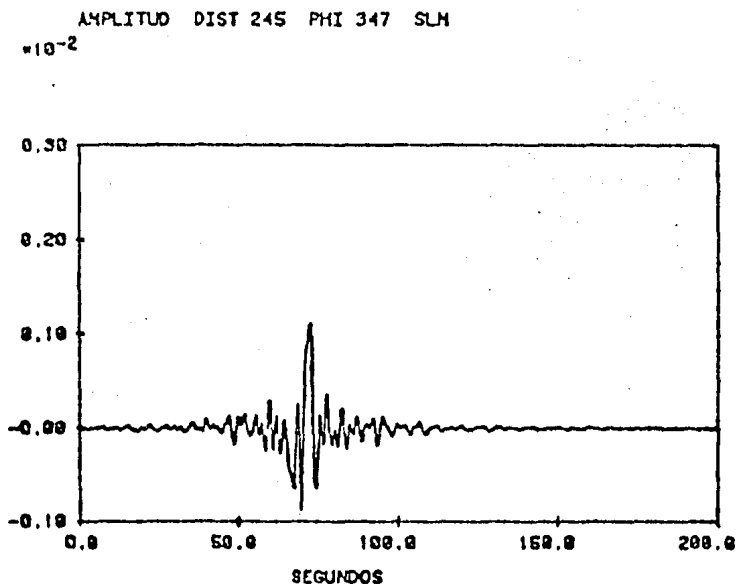
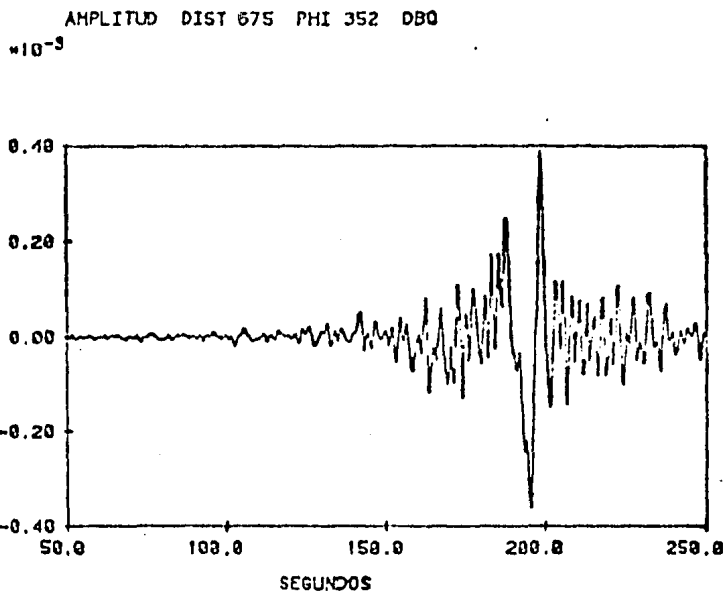
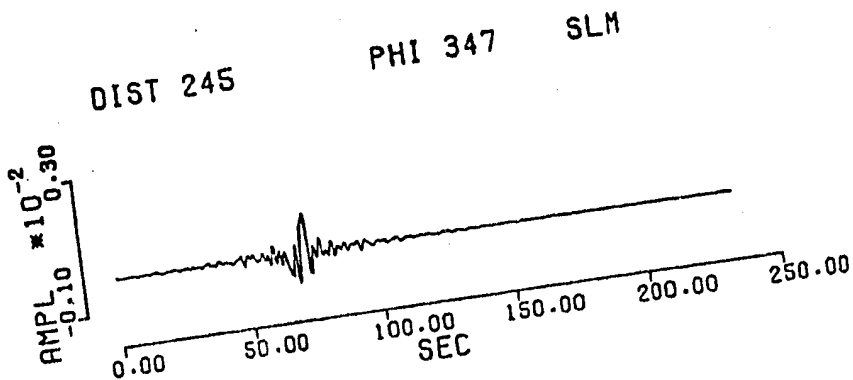
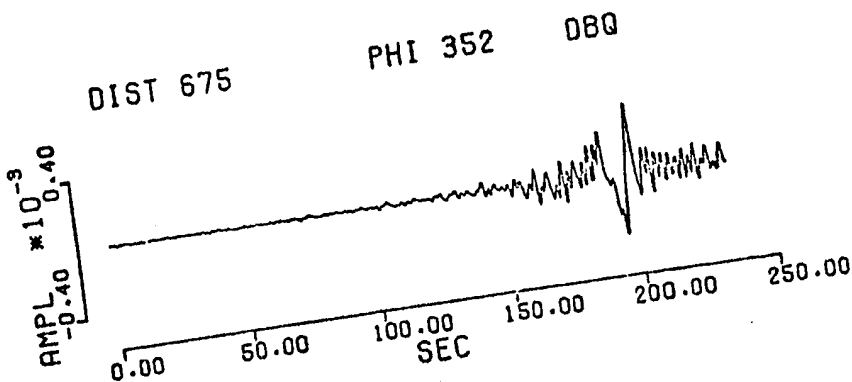
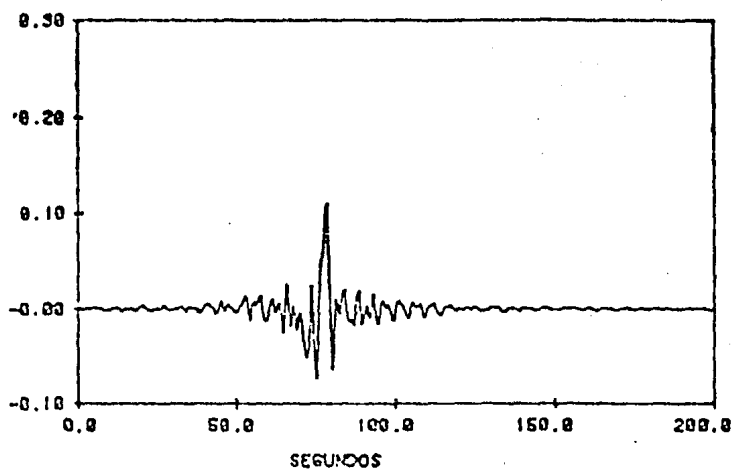


FIGURA I.13 Sismogramas sintéticos para la onda Love en las estaciones a) DBQ y b) SLM en los Estados Unidos calculados por los programas adaptados al sistema Burrough-7800. La amplitud está dada en cm, la distancia epicentral en km y PHI en grados (acimut de la estación).

FIGURA I.14 Sismogramas sintéticos para la onda Love en las estaciones DBQ y SLM presentadas por Herrmann (1978).



AMPLITUD DIST 265 PHI 345 FLO
 $\cdot 10^{-2}$



AMPLITUD DIST 758 PHI 76 BLW
 $\cdot 10^{-3}$

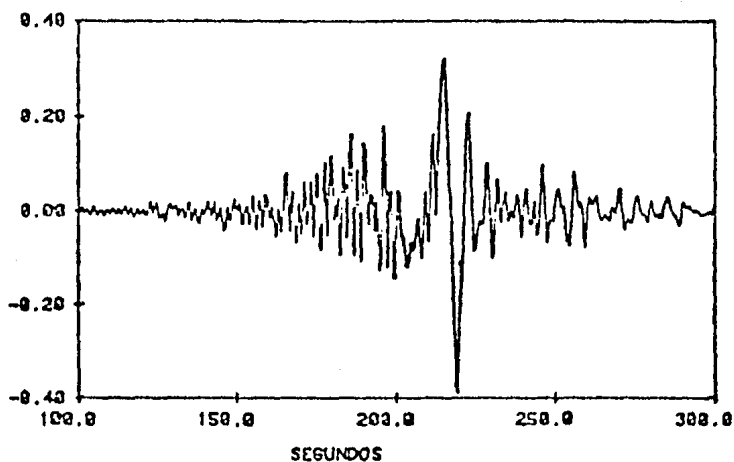


FIGURA I.15 Sismogramas sintéticos para la onda Love en las estaciones a) FLO y b) BLW en los Estados Unidos calculados por los programas adaptados al sistema Burrough-7800. La amplitud está dada en cm, la distancia epicentral en km y PHI en grados.

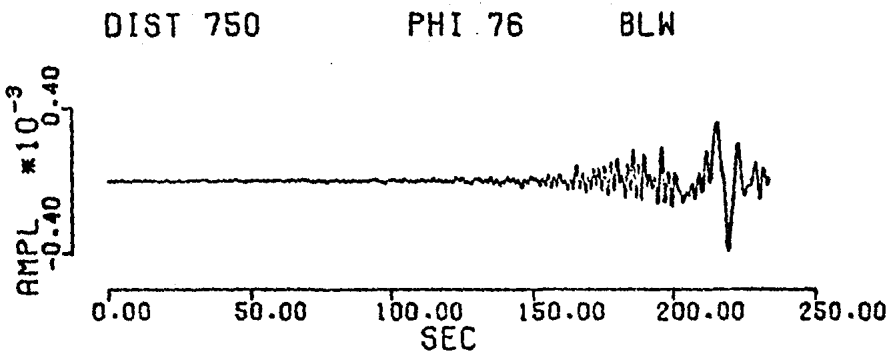
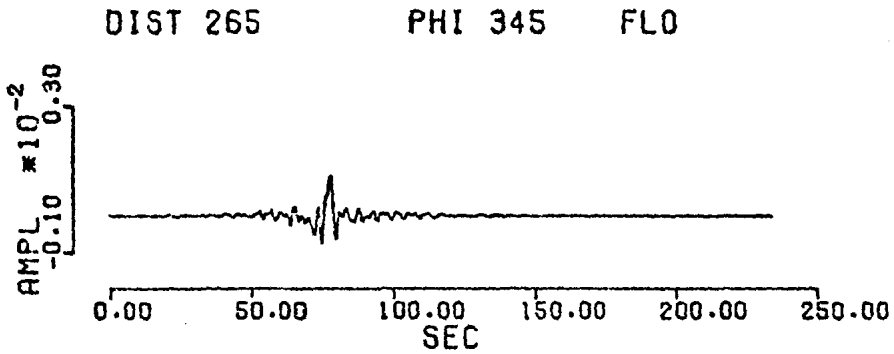
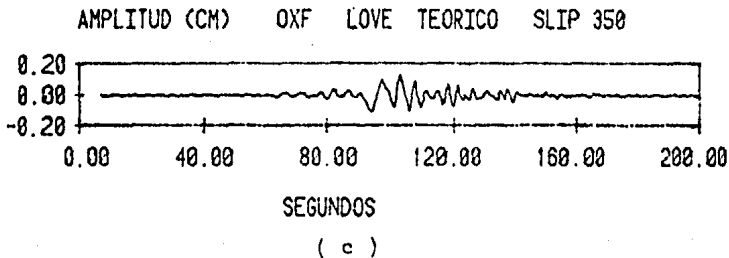
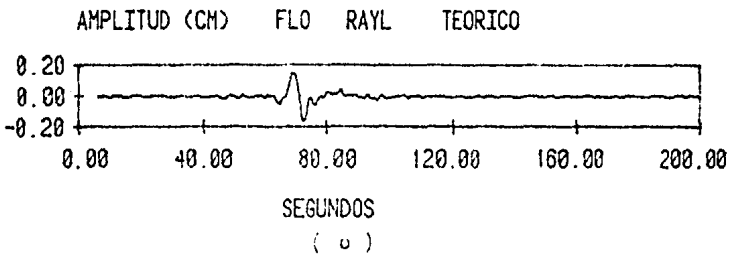
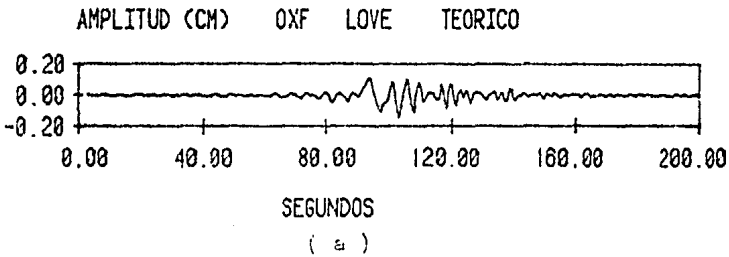


FIGURA I.16 Sismogramas sintéticos para la onda Love en las estaciones FLO y BLW en los Estados Unidos calculados por los programas adaptados al sistema Burroughs B-7800.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FIGURA 1.17 Sismogramas teóricos calculados por los programas adaptados al sistema B-7200 - para a) Onda Love en la estación OXF -- (correcto), b) La componente vertical de la onda Rayleigh y c) Onda Love (posiblemente incorrecto, obtenido con un ángulo del vector deslizamiento de 35.09.



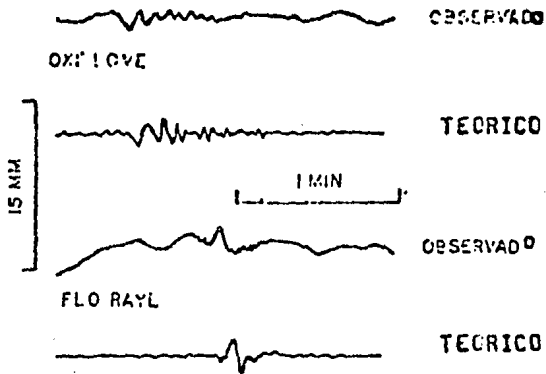


Figura 1.18 Comparación de simogramas observados y teóricos registrados en las estaciones OXF y FLO con instrumentos de período largo para el sismo ocurrido el 14 de Agosto de 1965 en la parte central de los Estados Unidos, tomados de Herrmann(1975).

C A P I T U L O I I

APLICACION A ALGUNOS TEMBLORES

II.1.- INTRODUCCION.

El estudio del comportamiento del movimiento del suelo durante los temblores es importante, no sólo para describir y comprender el fenómeno como tal, sino porque también con el conocimiento del movimiento del suelo se podrán realizar edificaciones más seguras.

La parte Central de México es afectada por una zona sísmica muy activa, la cual se encuentra localizada a lo largo de la costa Occidental de país. Esta zona sísmica es producida por la llamada subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica. Los sismos originados por este movimiento de placas vienen a repercutir particularmente en la Ciudad de México por tal motivo es necesario hacer estudios del comportamiento del movimiento del suelo originado por temblores de esta zona, y de esta forma empezar a conocer los parámetros que afectan a dicho movimiento, para que, posteriormente puedan ser utilizados en ingeniería sísmica.

En este capítulo se aplica la metodología desarrollada en el capítulo anterior a tres temblores mexicanos. Dos con el epicentro cerca de la costa entre el Estado de Guerrero y el Estado de Oaxaca, y el tercero cerca de la costa del Estado de Michoacán. Para los primeros dos sismos se ha tratado de reproducir teóricamente los sismogramas observados de período largo que son proporcionales a los desplazamientos para la estación UNM en la Cd. de México. En tanto que para el tercero se modelan las aceleraciones del suelo.

Al intentar modelar el primer evento se encontró el problema del desconocimiento de muchos de los parámetros necesari-

rios para el cálculo del sismograma sintético para el área de México. Ya que, el modelado por superposición de arribos de modos superiores de ondas superficiales no ha sido aun estudiado para la parte central de México y en consecuencia se desconocen casi en su totalidad dichos parámetros. Para tratar de suosonar esta deficiencia se trató mediante la investigación bibliográfica de otros tipos de estudios geofísicos, inferir los valores de algunos de estos parámetros, como son el modelo de corteza con sus correspondientes velocidades de ondas sísmicas longitudinales (P) y transversales (S), las densidades y espesores para cada estrato.

Algunos otros parámetros que deben ser considerados como son por ejemplo, las propiedades de atenuación inelástica del medio se toman los valores obtenidos para otras regiones similares como una primera aproximación.

II.2.- SISMO DEL 12 DE SEPTIEMBRE DE 1967.

Como primer ejemplo se eligió un sismo ocurrido cerca de la costa del Estado de Guerrero (ver Figura II.1), el cual fue registrado por un instrumento de la Red mundial de Sismógrafos Estandar (WWSSN) de período largo (15-100 seg), situado en la estación UNM (latitud 19.29° Norte, longitud 99.20° Oeste), en la Cd. de México. Se escogió este evento porque el registro - este completo en las tres componentes de período largo y su magnitud ($M_s=4.9$) es suficiente para ser registrado por estaciones en otras regiones lo que permite determinar su mecanismo local. Por otro lado, UNM es una de las pocas estaciones en México que contaba con instrumentos de período largo de respuesta conocida. Debe hacerse notar que el presente trabajo se modela solamente ondas superficiales de período mayores de 1.5 seg lo que hace que se requieran sismogramas de período intermedio y largo para una apropiada comparación. Como respuesta del instrumento mencionado se tomó la curva publicada por Herrmann (1978) correspondiendo a la Figura (I.13a).

II.2.1.- DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DEL MECANISMO FOCAL.

Uno de los parámetros necesarios para generar el sismograma sintético es la solución al mecanismo focal. La solución es representada por medio de un plano identificado con un rumbo, echado y un ángulo del vector deslizamiento de la falla.

Para poder determinar los tres parámetros anteriormente mencionados de la solución del plano de falla se hizo uso del programa YAMA/EDABAC elaborado por Herrmann et al. (1972) y adaptado al sistema Burroughs por J. Yamamoto. Los datos de entrada al programa son listados a continuación.

- a) El día y tiempo de origen del sismo.
- b) Las coordenadas del epicentro.
- c) La profundidad del foco.
- d) Las iniciales de las estaciones en que fue registrado el sismo.

La salida del programa lista para cada una de las estaciones en que fue observado el temblor, los siguientes datos.

- a) El acimut del epicentro medido en grados a partir del norte (AZ).
- b) El ángulo de incidencia en el foco de la onda sísmica longitudinal (IDP).
- c) El acimut de la estación al epicentro medido en grados (BAZ)
- d) La distancia epicentral medida en grados y en kilómetros.

Los datos de entrada que se utilizaron para el programa fueron tomados del International Seismological Centre Bulletin (ISC, septiembre, 1967) y son presentados en la Tabla II.1 junto con los datos de salida del mencionado programa.

EPICENTRO DIA 12 MES 9 AÑO 67					
LOCALIZACION 16.450 LAT -98.750 LONG					
PROFUNDIDAD 49 km TIEMPO ORIGEN 0:15:58.0 GMT					
NUM	ESTACION	DIST km	AZ GRAD	PAZ GRAD	ID P GRAD
1	UMM	322.0	351.9	171.7	84.5
2	TUL	2174.9	7.2	188.5	53.9
3	ALQ	2186.8	340.9	157.5	53.9
4	FRI	3073.7	319.4	129.5	40.3
5	JAS	3189.7	322.5	152.4	39.6
6	FNT	4104.3	337.2	145.3	36.7

T A B L A I I . 1

El boletín del ISC reporta una profundidad del foco de 49 \pm 9 km, es decir, presenta una incertidumbre en la profundidad, lo que nos llevó a realizar el cálculo tomando en cuenta ese rango de variación, obteniendo resultados muy semejantes. Además de la profundidad de 49 km del foco, el boletín reporta otra profundidad del mismo a 80 km publicada por otra institución. El cálculo de la profundidad focal de 49 km por el ISC -- creemos que es una mejor aproximación por haber usado una mayor cantidad de datos y por otro lado, en esta zona se presentan por lo general temblores entre el rango de 0 km a 70 km -- (Molnar y Sykes, 1969) aproximadamente.

La profundidad del foco de 49 km se usa sólo para el cálculo del ángulo de incidencia de la onda sísmica longitudinal (P). Para el cálculo de los sismogramas sintéticos finales fueron utilizadas las profundidades de 12 km y 37 km porque estas dieron mejores resultados.

Una vez obtenido los datos necesarios, el acimut y ángulo de incidencia de la onda sísmica longitudinal para cada estación, se procedió a graficar la polaridad de los primeros arribos de la onda P (dilatación y/o compresión) en una red estereográfica de Schmit de igual área como se muestra en la Figura II.2 .

La técnica para obtener la solución del mecanismo de falla consiste en separar por medio de dos planos ortogonales llamados planos nodales, zonas de comprensión y dilatación de tal manera, que cuadrantes contiguos presenten polaridades opuestas (para detalles ver Kasanara, 1981). Uno de estos planos de falla. El método desafortunadamente no permite discernir cual de los dos planos nodales es el de falla, por lo que otras consideraciones geológicas son requeridas para determinarlo.

En la Figura II.2 el plano A tiene como rumbo acimutal 312° , un ecnado de 32° hacia el Noreste y un ángulo del vector deslizamiento de -134° . El plano B por otro lado, tiene como rumbo acimutal 181° , un ecnado de 69° hacia el Oeste y un ángulo del vector deslizamiento de -69° . El signo negativo del ángulo del vector deslizamiento nos indica que la solución mostrada en la Figura II.2 para este sismo es un afallamiento del tipo normal con una pequeña componente de rumbo derecho.

II.2.2.- MODELOS DE CORTEZA Y DE COEFICIENTES DE ATENUACION INELASTICA.

Otros datos necesarios para el cálculo del sismograma sintético son las características estructurales del medio elástico por donde se propagan las ondas sísmicas. El problema que enfrentamos en este caso fue que no existe un modelo de velocidades de ondas sísmicas para la región que siguieron las ondas del temblor.

La localización del epicentro identificado con el subíndice 12 puede verse en la Figura II.1. También en ella pueden observarse dos líneas (AA' y BB') a que se hace referencia a continuación.

AA' representa la línea entre las ciudades de Zumpango --

del Río y Zacatliplan, a lo largo de la cual es válido el modelo de estructura de la corteza propuesto por Molina-Garza y Urrutia (1984). Esta línea atraviesa por la Cd. de México y una parte de la cordillera volcánica Trans-Mexicana. En este modelo se proponen 4 capas y el semiespacio. La cual fue obtenida con información gravimétrica (perfil II México, Molina-Garza y Urrutia, 1984).

La línea BB' denota la dirección del perfil de refracción sísmica que fue tomada para obtener el modelo de corteza propuesto por Singh et al. (1985). El perfil va del lago Alchichica en el Estado de Puebla (200 km al Este de la Cd. de México) y se extiende hasta el océano Pacífico en forma casi perpendicular a la costa del Estado de Oaxaca. En este modelo se proponen 3 capas y el semiespacio (figura 8, Singh et al., 1985).

Finalmente el modelo de corteza que se utilizó es el de la línea AA' por las siguientes razones. Primero porque cruza la Cd. de México y nos representa lo más aproximado al camino seguido por las ondas sísmicas entre el epicentro y la estación. Segundo porque después de hacer algunas pruebas preliminares con los modelos de estructuras de corteza de las líneas AA' y BB' se obtuvieron mejores resultados con la primera. El modelo completo se muestra en la Tabla II.2 .

CAPA	ESPESOR (km)	VELOCIDAD DE LA ONDA P (km/seg)	VELOCIDAD DE LA ONDA S (km/seg)	DENSIDAD (gr/cm ³)
1	2	3.57	2.06	2.36
2	3	5.78	3.33	2.63
3	25	7.68	4.08	2.95
4	10	8.11	4.68	3.29
5	--	6.40	4.85	3.40

T A B L A II.2 MODELO DE CORTEZA AA'.

Los datos reportados originalmente para este perfil fueron únicamente las densidades. Así los datos marcados con un este risko fueron calculados mediante las relaciones que propone Kuri (1976) para ondas longitudinales y transversales con la densidad asumiendo una relación de Poisson (σ) de 0.25.

$$\alpha = \left[(\rho - 2.35) / 0.36 \right]^{1/2} - 3.0$$

$$\beta = \left[(1 - 2\sigma) / (2 - 2\sigma) \right]^{1/2} \cdot \alpha$$

donde: α es la velocidad de la onda longitudinal (km/seg).

β es la velocidad de la onda transversal (km/seg).

ρ es la densidad (gr/cm^3).

Otro problema al que se enfrentó fue al tratar de encontrar un modelo de coeficientes de atenuación inelástica para la zona Centro-Occidental de México. Actualmente no existen trabajos previos y carecemos de un modelo apropiado. Al no tener otra opción más real para llevar a cabo el trabajo se tomaron como primera aproximación los modelos de coeficientes propuestos por Nuttli y Herrmann (1975a). Estos autores proponen dos modelos de coeficientes de atenuación inelástica, uno para la zona estable (parte Central de los Estados Unidos de Norteamérica) y otro para una zona sísmica activa (para el Sur de California). Los modelos fueron obtenidos para la onda sísmica Lg de 1 segundo de período.

Para cubrir la falta de este parámetro, se optó por tomar un promedio entre los coeficientes de los dos modelos anteriores, por las razones siguientes. Primero porque en las pruebas preliminares usando los dos modelos de Nuttli y Herrmann (1975a) se observó que no existe una gran diferencia en los resultados obtenidos, de hecho la apariencia de los sismogramas resultantes fueron casi idénticas. Segundo, porque al utilizar el modelo con coeficientes promedio, los resultados no cambiaron demasiado con respecto a las pruebas anteriores y proporcionan un ligero mejor ajuste.

Los coeficientes para la zona estable y activa pueden verse en la Tabla II.3 . Y los coeficientes promedio pueden verse en la Tabla II.4 .

PERIODO (seg)	ESTABLE $\gamma(1/\text{km})$		ACTIVA $\gamma(1/\text{km})$	
	MOLO FUND.	MOLO SUP.	MOLO FUND.	MOLO SUP.
1.5	0.00100	0.00050	0.00488	0.00413
2.0	0.00100	0.00050	0.00475	0.00425
5.0	0.00070	0.00050	0.00400	0.00200
10.0	0.00040	0.00020	0.00040	0.00020
15.0	0.00025	0.00020	0.00025	0.00020
20.0	0.00015	0.00010	0.00015	0.00010
50.0	0.00015	-----	0.00015	-----
100.0	0.00000	-----	0.00000	-----

T A B L A II.3 COEFICIENTES DE ATENUACION PARA UNA ZONA ESTABLE Y ACTIVA TOMADA DE HERLMANN (1975a).

PERIODO (seg)	MOLO FUNDAMENTAL	MOLO SUPERIOR
1.5	0.00294	0.00513
2.0	0.00287	0.00488
5.0	0.00255	0.00425
10.0	0.00040	0.00025
15.0	0.00025	0.00020
20.0	0.00015	0.00010
50.0	0.00015	-----
100.0	0.00000	-----

TABLA II.4 MODELO DE COEFICIENTES DE ATENUACION PROMEDIO (M.C.A.P.)

II.2.3.- EFECTO DE LA VARIACION DE LOS PARAMETROS EN LA FORMA DE LAS ONDAS.

En general algunos parámetros como el momento sísmico y la profundidad focal de los temblores no se establecen con mucha - certidumbre debido a que son muy difíciles de determinar. In- certidumbres como estas, provocan que en la obtención de sismo- gramas teóricos no se logre una buena resolución en la reproduc- ción de los sismogramas observados.

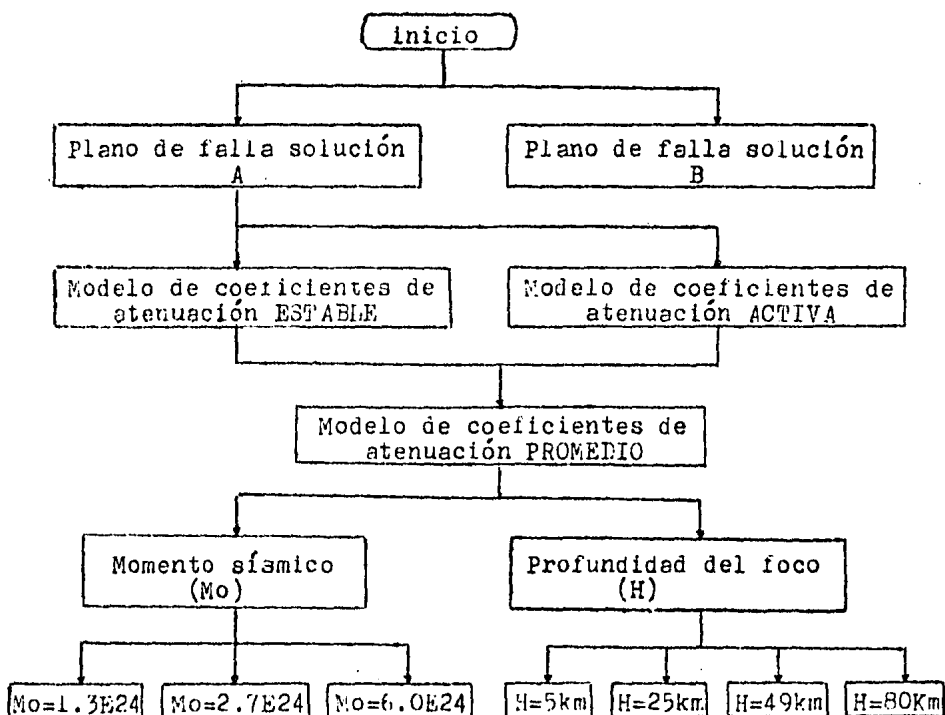
Así, si la apariencia de los sismogramas calculados con los valores de los parámetros obtenidos independientemente no es sa- tisfactoria, es necesario buscar valores más adecuados de los diferentes parámetros que nos lleven a la obtención de mejores aproximaciones. Sin embargo, el tener que variar simultaneamen- te todos los parámetros en los modelos, implica el uso de mucho tiempo de cómputo que puede resultar incosteable al realizar to- das las posibles variaciones, ya que, la elaboración de un solo sismograma consume aproximadamente 15 segundos de CPU. Para fa- cilitar la búsqueda del mejor ajuste se procedió de la siguien- te manera: se elaboró una serie de sismogramas calculados va- - riando el valor de un parámetro a la vez y que nos muestra la - forma en la que ese parámetro afecta la resolución de los sismo- gramas. Este catálogo nos ayudará por lo tanto, a visualizar directamente las características esperadas al variar los pará- metros en el modelado y con ello poder realizar una más rápida y mejor determinación de las cantidades que definen el sismo en estudio, esto necesariamente se traduce en menos tiempo de com- puto haciendo más costeable el proceso.

Antes de presentar los resultados obtenidos, cabe hacer no- tar tres cosas que son muy importantes en la apreciación del al- cance de este trabajo.

- 1) El número de posibles combinaciones de valores es muy grande y por esto, sólo presentamos los sismogramas que considera- mos más representativos para cada caso de variación.

- 2) La profundidad focal utilizada como base en estos cálculos es de 37 km, pues se observó que se refleja mejor el efecto de la variación de los parámetros.
- 3) Los momentos sísmicos asumidos fueron de $2.4E24$ d-cm y --- $3.0E24$ d-cm para las ondas Love y Rayleigh respectivamente.

En la elaboración de este catálogo se siguió para la variación de los parámetros el orden marcado en el siguiente diagrama de flujo.



A continuación se describen cada una de la pruebas.

1) Plano de falla solución A.

Los sismogramas resultentes pueden verse en la Figura (II.3). Estos primeros sismogramas se tomarán como base de comparación

de los demás resultados. Llamaremos a esta serie de resultados "BASE" para facilitar su referencia. Se utilizaron para este cálculo de los sismogramas los siguientes valores de los parámetros :

- a) Momento sísmico para la onda Love (M_{o_L}) y para la onda Rayleigh (M_{o_R}) de $2.4E24$ d-cm y $3.0E24$ d-cm respectivamente.
- b) Modelo de coeficientes de atenuación promedio (M.C.A.P.).
- c) Profundidad focal (H) de 37 km.
- d) Modelo de corteza AA'.

2) Plano de falla solución B.

Los resultados obtenidos se muestran en la Figura (II.4). Comparando los sismogramas obtenidos con este plano de falla y el plano A se nota que los sismogramas son exactamente iguales. Los valores de los parámetros para calcular estos sismogramas fueron los mismos que para el caso anterior.

3) Efecto de la variación del modelo de coeficientes de atenuación inelástica.

Los resultados obtenidos se muestran en las Figuras (II.5 y II.6) los cuales fueron calculados con los modelos de coeficientes de atenuación para una zona estable y activa (inestable). Se observa en ellos que el uso de los dos modelos afecta un poco la amplitud, ya que, para el modelo de coeficientes activo se observa una disminución del 6% aproximadamente con respecto al de los coeficientes estables y éste a la vez varía un 7% con respecto al BASE.

El contenido de frecuencia para ambos juegos de sismogramas es el mismo y a la vez es igual al de los sismogramas BASE. Sin embargo algunos arribos de los sismogramas BASE resultan de menor amplitud que los correspondientes en las figuras (II.5 y

II.6). Los parámetros utilizados son los siguientes:

- a) Plano de falla solución A.
- b) $M_{o1} = 2.4E24$ d-cm, $M_{oF} = 3.0E24$ d-cm.
- c) $H = 37$ km.
- d) Modelo de corteza AA'.

4) Efecto de la variación del momento sísmico.

Para estudiar este efecto se muestran una serie de sismogramas, Figuras II.7, II.8 y II.9 que representan sismos con M_o igual a $1.3E24$, $2.7E24$ (promedio) y $6.0E24$ d-cm respectivamente.

De la comparación entre las figuras mencionadas se observa que en ellas no se produce un cambio en el contenido de frecuencia ni en forma de la onda al variar el momento sísmico. Sin embargo, el efecto que causa la variación de este parámetro es un cambio en el escalamiento en cuanto al valor de la amplitud de los arriboos y se presenta en forma lineal, es decir, si el valor M_o aumenta al doble, la amplitud aumenta al doble y viceversa. Se nota también que la cantidad de frecuencia con respecto al BASE es el mismo. Los valores usados en el cálculo de los sismogramas fueron:

- a) Plano de falla solución A.
- b) $H = 37$ km.
- c) M.C.A.P.
- d) Modelo de corteza AA'.

5) Efecto de la variación de la profundidad focal.

Para estudiar este efecto se muestran las Figuras II.10, II.11, II.12 y II.13 que representan sismos con H igual a 5, 25, 49 y 80 km respectivamente.

De la comparación entre las pruebas y el BASE se observan para el rango de profundidades consideradas las siguientes características:

- i) Al aumentar la profundidad disminuye la amplitud en una relación no lineal y viceversa.
- ii) Al aumentar la profundidad el contenido de frecuencia aumenta y al disminuir la profundidad también disminuye el contenido de frecuencia apareciendo en este último caso arribos más claros y de períodos más largos.
- iii) Al hacer más somero el foco del sismo los sismogramas tienden a aumentar su duración en tiempo presentando grandes amplitudes para arribos posteriores al principal y una apariencia más complicada.

Los parámetros utilizados para estas series de sismogramas fueron los siguientes:

- a) El plano de falla solución A.
- b) El momento sísmico promedio (M_{oprom}) de 2.7E24 d-cm.
- c) M.C.A.P.
- d) El modelo de corteza AA'.

II.2.4.- COMPARACION DE SISMOGRAMAS TEORICOS Y OBSERVADOS.

En esta sección se presentan tres series de sismogramas sintéticos que nos dan una aproximación a los observados. A) Una primera opción que se generó con los datos originales tal y como se obtuvieron en diferentes fuentes, sin modificación alguna. B) Sismogramas teóricos obtenidos con datos refinados en el presente trabajo y que mejoran la aproximación a los observados.

Debe hacerse notar que en los sismogramas observados se indica el inicio de la fase Lg debido a que en estos sismogramas también se encuentran las contribuciones de las ondas P y S. Para las comparaciones entre los sismogramas teóricos y observados se tomará como inicio de la fase Lg en los teóricos el primer arribo del tren de ondas más prominente ya que estrictamente todo el sismograma teórico es de fase Lg.

A) Primera Aproximación.

En las Figuras II.14 se muestran junto con los sismogramas observados los teóricos calculados con los siguientes parámetros:

- a) Plano de falla solución A.
- b) Profundidad focal $H = 49$ km.
- c) $M_0 = 1.3E24$ d-cm.
- d) M.C.A.P.
- e) Modelo de corteza AA'.

En estos sismogramas los modos fundamentales y superiores fueron generados para un rango de períodos entre los 2 seg a - 200 seg. Para el período de 2 seg, 8 y 6 modos superiores fueron usados para calcular las ondas Love y Rayleigh respectivamente.

Debe hacerse notar que como los programas generan las componentes radial, transversal y vertical del movimiento del suelo y es necesario hacer una rotación de ejes para poder comparar los sismogramas teóricos con los observados.

De la comparación de los sismogramas teóricos y observados en la Figura II.14 para cada componente se observa las siguientes características.

1) Sismogramas Norte-Sur (NS).

La forma del sismograma se reproduce bien, exceptuando que en el teórico algunos arribos no aparecen a partir de los 93 seg (ver la Figura II.14a), esto se traduce en un decaimiento de la amplitud después de este tiempo y un exceso de frecuencia en todo el sismograma.

La amplitud del teórico como se puede notar es menor para todo el sismograma que la del observado, ya que, sólo se reproduce el 15% de la amplitud máxima observada. Algunas otras ca-

racterísticas de los sismogramas observados y teóricos se describen a continuación.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo del principal tren de ondas (se llamará en lo subsecuente "tiempo del primer arribo")	70 seg	96 seg
Velocidad de grupo	4.6 km/seg	3.35 km/seg
Rango de períodos	2-4 seg	2-8 seg

ii) Sismogramas Este-Oeste (EW).

La forma de onda del sismograma observado se reproduce aceptablemente para tiempos entre 0 seg a 100 seg en el teórico (ver la Figura II.14b), coincidiendo casi todos los arribos en período, no así en la amplitud, pues sólo se logra un 23% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	72 seg	96 seg
Velocidad de grupo	4.47 km/seg	3.35 km/seg
Rango de períodos	2-6 seg	3-10 seg

iii) Sismogramas Verticales.

La forma de onda del sismograma teórico entre los 0 seg a 108 seg es una buena aproximación a la del observado en los primeros eventos y máximas amplitudes (ver la Figura II.14c). Reproduciendo solamente el 16% de la máxima amplitud observada. El rango de períodos es más amplio que la del observado.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	70 seg	100 seg
Velocidad de grupo	4.6 km/seg	3.22 km/seg
Rango de períodos	2-8 seg	3-6 seg

Notese que para estos tres sismogramas teóricos comparados no se reproducen la forma y amplitud de la Coda, es decir, que los sismogramas calculados muestran una menor duración con respecto a los observados.

B) Segunda Aproximación.

Con la experiencia ganada en el análisis del catálogo que se presentó, se obtuvieron para reproducir los sismogramas del evento en estudio dos mejores aproximaciones, las cuales se -- presentan en las Figuras II.15 y II.16. Estas fueron genera-- das con los mismos parámetros que en la primera aproximación, modificándose únicamente los valores de la profundidad y los - del momento sísmico.

La primera serie de sismogramas, Figuras II.15 se obtuvie ron con los siguientes valores. Momento sísmico para la onda Rayleigh y Love de $3.0E24$ d-cm y $2.4E24$ d-cm respectivamente. Una profundidad focal de 37 km.

De la comparación entre los teóricos y observados se notan las siguientes características.

i.1) Sismogramas NS.

El teórico reproduce muy bien la forma de onda del observa do en sus primeros 112 seg tanto en contenido de frecuencia co mo en amplitud (ver la Figura II.15a). Perdiéndose la ampli tud después de dicho tiempo. Se logró reproducir el 90% de la máxima amplitud ooservada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	72 seg	96 seg
Velocidad de grupo	4.47 km/seg	3.35 km/seg
Rango de períodos	2-6 seg	2-8 seg

ii.1) Sismogramas EW.

El teórico reproduce bien la forma de onda aunque la fre cuencia es mayor que la del calculado para los primeros 88 seg del observado aproximadamente (ver la Figura II.15b), perdiend ose amplitud para tiempo posterior. Se logró reproducir el -

90% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	72 seg	96 seg
Velocidad de grupo	4.47 km/seg	3.35 km/seg
Rango de períodos	2-6 seg	3-10 seg

111.1) Sismogramas Verticales.

El teórico reproduce muy bien en sus primeros 100 segundos la forma de onda del observado (ver la Figura II.15c), perdiéndose amplitud y forma a partir de este tiempo. El rango de períodos del calculado es mayor que la del observado. Notese que se logró reproducir el 100% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	73 seg	100 seg
Velocidad de grupo	4.40 km/seg	3.22 km/seg
Rango de períodos	2.-9 seg	3-6 seg

Esta serie de sismogramas calculados son una muy buena aproximación a los observados pues aparte de que se logra reproducir casi en su totalidad las amplitudes máximas y la tendencia de la Coda, aunque la duración del evento calculado para sus tres componentes es muy corta con respecto a los observados. Pero como se puede apreciar los períodos de los eventos casi son los mismos para ambos y coinciden con lo esperado para la fase Lg, exceptuando la componente vertical que muestra una ligera discrepancia con lo esperado de 0.5 seg a 6.0 seg - (ver a Ruzaikin et. al., 1977).

La segunda serie de sismogramas (ver las Figuras II.16), se obtuvieron con una profundidad del foco de 12 km, el momento sísmico para la onda Rayleigh y Love son de $1.3E24$ d-cm.

De la comparación entre los sismogramas teóricos y observados se notan las siguientes características.

1.2) Sismogramas NS.

En el rango de 54 seg a 180 seg el teórico reproduce excelentemente la forma de onda del sismograma observado, pues el contenido de frecuencia y amplitud es muy similar en ambos. - Por otro lado se logra reproducir el 97% de la amplitud máxima observada (Figura II.16a).

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	86 seg	96 seg
Velocidad de grupo	3.47 km/seg	3.32 km/seg
Rango de períodos	2-10 seg	2-8 seg

11.2) Sismogramas EW.

En el rango de 0 seg a 232 seg del teórico se reproducen excelentemente la forma de onda del observado (ver la Figura - II.16b). El contenido de frecuencia es muy similar en ambos. Se reproduce el 95% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	82 seg	96 seg
Velocidad de grupo	3.92 km/seg	3.35 km/seg
Rango de períodos	2-11 seg	3-10 seg

111.2) Sismogramas Verticales.

En el rango de 0 seg a 184 seg del teórico se reproducen excelentemente la forma de la onda del observado (ver la Figura II.16c), se nota que el contenido de frecuencia en el calculado es ligeramente menor comparada con el observado. Logran-

dose reproducir el 87% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	88 seg	100 seg
Velocidad de grupo	3.66 km/seg	3.22 km/seg
Rango de períodos	2-10 seg	3-6 seg

Como se puede verificar la serie de sismogramas mostrados en las Figuras II.16 se aproxima más a los observados, que las anteriores opciones. Presentando sólo una objeción, de que el período dominante de los sismogramas teóricos después de los arribos de mayor amplitud, se tornan mayores de los 6 seg.

Una característica común en los tres sismogramas teóricos de la componente vertical es que se tienen un rango más amplio de períodos en los calculados que en el observado. Aumentando el rango de períodos conforme la profundidad disminuye, en un grado mayor a las otras componentes.

II.3.- SISMO DEL 3 DE AGOSTO DE 1968.

Utilizando los mismos parámetros del modelo de corteza y de los coeficientes de atenuación inelástica propuesta en la segunda aproximación del sismo del 12 de septiembre de 1967, se ha modelado este sismo que también fue registrado en la misma estación UNM y con el mismo sismógrafo de la red mundial -- WWSSN (15-100 seg). El epicentro del temblor fue localizado cerca de la costa del Estado de Oaxaca, como se puede apreciar en la Figura II.1 con el subíndice 3.

II.3.1.- PARAMETROS REQUERIDOS.

La solución al mecanismo focal puede verse en la Figura

II.17 . Si se toma el plano "A" como el plano de falla con rumbo acimutal de 354° , un echado de 74° hacia el Este y un ángulo del vector deslizamiento de 138° , la solución corresponde al tipo de falla inverso con un deslizamiento de rumbo izquierdo.

Esta solución fue calculada con los datos del boletín ISC (noviembre, 1968) y con el programa YAMA/ELABAC antes mencionado. Los parámetros pueden verse en la Tabla II.5 .

El boletín reporta dos profundidades del foco, una de 46 km que es con la cual se calculó el mecanismo focal y la otra de 29 km. La magnitud ($M_s = 4.7$) es reportada para este sismo en el boletín, por lo que se seguirá utilizando el momento sísmico de $1.3E24$ d-cm.

El modelo de corteza empleado para el cálculo del sismograma sintético es el de la línea AA', el cual está descrito como se puede ver en la Tabla II.2 y el de los coeficientes de atenuación inelástica utilizados para generar los mismos sismogramas están descritos en la Tabla II.4.

EPICENTRO	DIA	3	SEG	0	AÑO	68
LOCALIZACION	10.170	LAT	-9.760	LONG		
PROFUNDIDAD	40 km	TIEMPO	ORIGEN	17:07:47.3	GMT	
ALM.	ESTACION	DIST KM	AZ GRAD	RAZ GRAD	ID P GRAD	
1	UMM	370.8	357.7	159.3	06.6	
2	TUL	2194.4	5.2	166.2	53.9	
3	PLG	2518.4	329.7	143.6	44.7	
4	ECH	3117.4	57.4	140.8	39.6	
5	PHI	3150.7	518.8	128.6	39.6	
6	SAD	3248.5	319.0	129.3	39.1	
7	JAS	3244.1	311.9	131.5	39.1	
8	MNC	3302.0	317.7	128.8	39.1	
9	MIU	3517.6	344.2	132.7	38.5	
10	FFC	4230.0	30.3	173.8	31.1	
11	GHC	4071.0	17.2	209.7	35.3	
12	BLC	5348.1	1.1	162.5	33.3	
13	STJ	5337.0	33.9	245.5	33.3	
14	MCC	6734.9	74.3	111.4	28.6	
15	NCH	8536.4	6.6	203.8	24.8	

T A B L A II.5

II.3.2.- COMPARACION DE SISMOGRAMAS TEORICOS Y OBSERVADOS.

En esta sección se presentan dos series de sismogramas -- sintéticos los cuales resultan ser una buena aproximación a los observados. A) Una primera opción se generó con los datos originales obtenidos en diferentes fuentes sin modificación alguna. B) Una segunda opción que aparentemente mejora la similitud entre los sismogramas sintéticos y observados.

A) Primera Opción.

Como una primera opción se muestran los sismogramas sintéticos (ver la Figura II.18) generados con los siguientes parámetros:

- a) Plano de falla solución A.
- b) $H = 46$ km.
- c) $M_0 = 1.3E24$ d-cm.
- d) M.C.A.P.
- e) Modelo de corteza AA'.

El rango de período para el cual se calcularon los modos superiores es de 2 seg a 200 seg. Generándose para el período de 2 seg, 8 y 6 modos superiores para las ondas Love y Rayleigh respectivamente.

De la comparación de los sismograms teóricos y observados para cada componente se notan las siguientes características.

1) Sismogramas NS.

El teórico es una regular aproximación al observado ya que no se pueden reproducir apropiadamente la forma, la frecuencia y las amplitudes del sismograma, presentando además una corta duración (ver las Figuras II.18a). Se logra reproducir solamente el 26% de la amplitud máxima observada. De los sismogra

mas se obtienen los siguientes parámetros.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	72 seg	111 seg
Velocidad de grupo	5.15 km/seg	3.34 seg
Rango de períodos	2-6 seg	1-6 seg

ii) Sismogramas EW.

La forma del sismograma observado este bien reproducido - dentro de los primeros 96 seg del teórico y después de este -- tiempo se pierde la forma y amplitud repentinamente (ver las - Figuras II.18b). Se logra reproducir sólo el 50% de la ampli- tud máxima ooservada, además de que son muy semejantes en ---- cuanto a contenido de frecuencias. De la comparación de los - sismogramas se ootienen los siguientes datos.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	76 seg	108 seg
Velocidad de grupo	4.9 km/seg	3.43 km/seg
Rango de períodos	1-5 seg	1-7 seg

iii) Sismogramas Verticales.

Se tiene una buena aproximación del teórico en comparación con el observado. La Coda de este último fue la única parte - del sismograma que no se reprodujo (ver la Figura II.18c), lo que indica una pérdida de forma y amplitud de la onda después de los 100 seg en el teórico. El contenido de frecuencia es - muy similar y se logró reproducir el 31% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	72 seg	112 seg
velocidad de grupo	5.15 km/seg	3.31 km/seg
Rango de períodos	1-8 seg	1-4 seg

Una característica que se puede notar en los tres sismogramas calculados es la corta duración del evento, reflejándose en la ausencia de la Coda en ellos. Presentando además períodos - menores a los 6 seg en sus arribos, y que todos los sismogramas teóricos presentan una velocidad de propagación más alta que -- los observados.

B) Segunda Opción.

Como una segunda opción se presentan otra serie de sismogramas (ver las Figuras II.19) en la que se tomaron parámetros de la opción anterior, solamente variando la profundidad y el momento sísmico.

Fueron tres los momentos sísmicos utilizados para ajustar las amplitudes de los sismogramas, siendo estos de $0.45E24$, -- $1.05E24$ y $1.0E24$ d-cm para las componentes de las ondas Love, - Rayleigh (radial y vertical) respectivamente. La profundidad - del foco es de 15 km.

De la comparación entre los sismogramas teóricos y observados se notan las siguientes características.

i) Sismogramas NS.

El sismograma teórico a partir de los 104 segundos reproduce muy bien la forma de onda del observado. Antes de este tiempo se tiene demasiada alta frecuencia (ver la Figura II.19a), si tuación que no se presenta en la opción anterior, ya que esta última tiene un contenido más aproximado al observado. Se reprodujo la máxima amplitud ooservada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	86 seg	11 seg
Velocidad de grupo	4.3 km/seg	3.34 km/seg
Rango de períodos	1-8 seg	1-6 seg

ii) Sismogramas EW.

La forma del sismograma observado se reproduce excelentemente a partir de los 156 seg en el teórico. Antes de este tiempo se tiene demasiada alta frecuencia (ver la Figura II.19b). Se logró reproducir el 96% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	90 seg	108 seg
Velocidad de grupo	4.12 km/seg	3.43 km/seg
Rango de períodos	2-10 seg	1-7 seg

iii) Sismogramas Verticales.

La forma de onda del sismograma observado se reproduce excelentemente en todo el teórico, es decir, ambos presentan casi el mismo contenido de frecuencia (ver la Figura II.19c). Se excede en un 3% de la amplitud máxima observada.

	teórico	observado
Tiempo del primer arribo	96 seg	112 seg
Velocidad de grupo	3.80 km/seg	3.31 km/seg
Rango de períodos	1-8 seg	1-4 seg

Como característica común para los tres sismogramas calculados se nota que la duración del evento es aproximada a la del observado, situación que no se presenta en la opción anterior. Se tiene demasiada frecuencia en los primeros 100 seg, después se normaliza a la de los observados (períodos menores a 10 seg). Sin embargo se nota que los períodos de la Coda aumentan con respecto al sismograma de la primera opción y con respecto al observado.

Notese que las velocidades de la fase Lg disminuyen conforme disminuye la profundidad en todos los sismogramas.

II.4.- SISMO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985.

La experiencia obtenida con el análisis de los dos temblores anteriores es aplicada al temblor del 19 de septiembre de 1985. Este sismo ocurrió cerca de las costa del Estado de Michoacán y la localización del epicentro se muestra en la Figura (II.1) que se identifica con el subíndice 19.

Como no se cuenta con sismogramas de período largo para este evento, se presenta una serie de acelerogramas teóricos, sin la contribución del instrumento y se comparan con los observados en el acelerógrafo ubicado en la Central de Abasto -- (C.D.A.) de la Ciudad de México, sin embargo se desconoce en los acelerogramas, la parte correspondiente a la fase Lg. Es por esta razón que, como lo indica la naturaleza de esta fase, se intenta reproducir únicamente la máxima aceleración en cada una de las componentes, y que suponemos fueron corregidos previamente por la contribución que sobre el registro provoca el instrumento. Los acelerogramas observados fueron tomados de un reporte. En la Figura II.20 se muestran juntos la localización de la estación C.D.A. y los acelerogramas observados.

El modelo se hizo utilizando la mayor cantidad de modos posibles generados por los programas debido a que la complejidad que caracterizó a este evento así lo exigía. Para la onda Love 7 modos superiores y para la onda Rayleigh 5 modos superiores, ambas para el período de 2 segundos. El rango de períodos generado es de 2 seg a 200 seg.

La serie de acelerogramas se obtuvo empleando el modelo de corteza propuesto por Molina-Garza y Urrutia (1984), que en este trabajo se denotará como HS, y que se extiende a lo largo del perfil entre los pueblos de Huacana y Silao, línea CC' (ver la Figura II.1).

Se usó este modelo de corteza en virtud de que en pruebas preliminares los resultados obtenidos utilizando el modelo de corteza AA' no reproducen la frecuencia, la amplitud y la forma de onda para este sismo.

II.4.1.- PARÁMETROS REQUERIDOS.

Los datos del mecanismo focal y las coordenadas del epicentro fueron tomados de Yamamoto (1985) y se presentan en la Tabla II.6. Los datos del modelo de corteza AA' se muestran en la Tabla II.2 y los del modelo HS en la Tabla II.7.

Se utilizó también el M.C.A.P. Datos como el acimut (AZ), acimut inverso (BAZ) y la distancia epicentral se calcularon de la manera descrita anteriormente para la estación C.D.A., dichos parámetros se muestran en la Tabla II.8.

EVENTO	TIEMPO DE ORIGEN	LOCALIZACIÓN		PLANO DE FALLA			MOMENTO (d-cm)	PROF. (PK)
		LAT. N	LONG. W	RUINOS	ESPAZO	DIR. SL.		
19-IX-1985	7:17:41.0	18.11	100.85	271	12 N	51	1.7E27	16-28

T A B L A II.6

CAPA	ESPESOR (KM)	VELOCIDAD DE LA ONDA P (KM/SEG)	VELOCIDAD DE LA ONDA S (KM/SEG)	DENSIDAD (GM/CM3)
1	1	5.52	2.06	2.55
2	1	5.78	2.33	2.63
3	42	7.50	4.53	3.08
4	31	8.00	4.62	3.25
5	--	8.15	4.69	3.50

T A B L A II.7 MODELO DE CORTEZA HS.

ACIMUT GRAD	ACIMUT INVERSO GRAD	DIST. EPICENTRAL (PK)
69.8	149.8	374.5

T A B L A II.8

II.4.2.- COMPARACION DE ACELEROGRAMAS TEORICOS Y OBSERVADOS.

En esta sección se presentan dos series de acelerogramas sintéticos los cuales resultan ser una buena aproximación a los observados. A) Una primera aproximación se logra con los datos originales y descritos en el punto anterior. B) Una segunda aproximación se logra modificando el momento sísmico.

A) Primera Aproximación.

A continuación se describen los rasgos más importantes que surgieron de la comparación de los acelerogramas observados y teóricos.

i) Acelerogramas NS.

Como se puede notar la duración del teórico es mucho muy corta con respecto a la observada (ver las Figuras II.20a y II.21a) Los arriños del teórico parecen coincidir con algunos de los observados (aproximadamente en el rango de los 56 seg a 68 seg de este último) aunque no coinciden pico con pico. Por otro lado, se nota una falta de alta frecuencia en el teórico que puede ser importante en el comportamiento del movimiento del suelo, ya que, el observado presenta períodos entre el rango de 0.5 seg a 3.5 seg aproximadamente, mientras que el teórico presenta casi un sólo período de 3 seg aproximadamente en todo el acelerograma. Se alcanzó a reproducir el 90% de la máxima amplitud observada.

ii) Acelerogramas EW.

Como se puede ver de las Figuras II.20b y II.21b la duración del teórico es casi la mitad a la del observado. El teórico reproduce bien la forma de onda en el rango de tiempo de 36 seg a 72 seg aproximadamente del observado. En este rango de tiempo se

nota una falta de frecuencia en el teórico, ya que, presenta períodos entre los 1.0 seg a 1.5 seg; y el observado entre los 0.6 seg a 3.7 seg aproximadamente. Se excedió en un 48% de la amplitud máxima observada.

iii) Acelerogramas Verticales.

De las Figuras II.20c y II.21c se nota que casi toda la duración del observado es reproducida por el teórico. Las formas de ondas son muy similares y los arribos casi coinciden uno a uno. Lo que se traduce que en ambos acelerogramas son muy semejantes el contenido de frecuencias. El rango de períodos es de 0.5 seg a 2.0 seg para los dos. Sin embargo la máxima amplitud calculada se excedió en aproximadamente 169%. Apesar de esta discrepancia en la amplitud, esta componente es la que mejor reproduce al acelerograma observado en cuanto a la forma de onda, frecuencia y tiempo de duración de todo el evento.

B) Segunda Aproximación.

Para una segunda aproximación y teniendo en cuenta que las formas de los sismogramas teóricos de la primera aproximación son similares a los observados, se conservan para esta prueba todos los parámetros de la primera aproximación, únicamente se ha modificado el momento sísmico de tal manera que obtengamos en ésta un mejor ajuste de amplitudes.

La amplitud de cada uno de los sismogramas fue lograda con los momentos sísmicos de $9.5E27$, $8.0E27$ y $3.5E27$ d-cm para las componentes Transversal (Love), radial y vertical (de la onda Rayleigh) de la onda superficial respectivamente.

Las máximas amplitudes observadas son reproducidas en un 85% para la componente Norte-Sur, excedida en un 2% para la componente Este-Oeste y en un 98% para la componente vertical. Como se puede apreciar en la Figura II.22 .

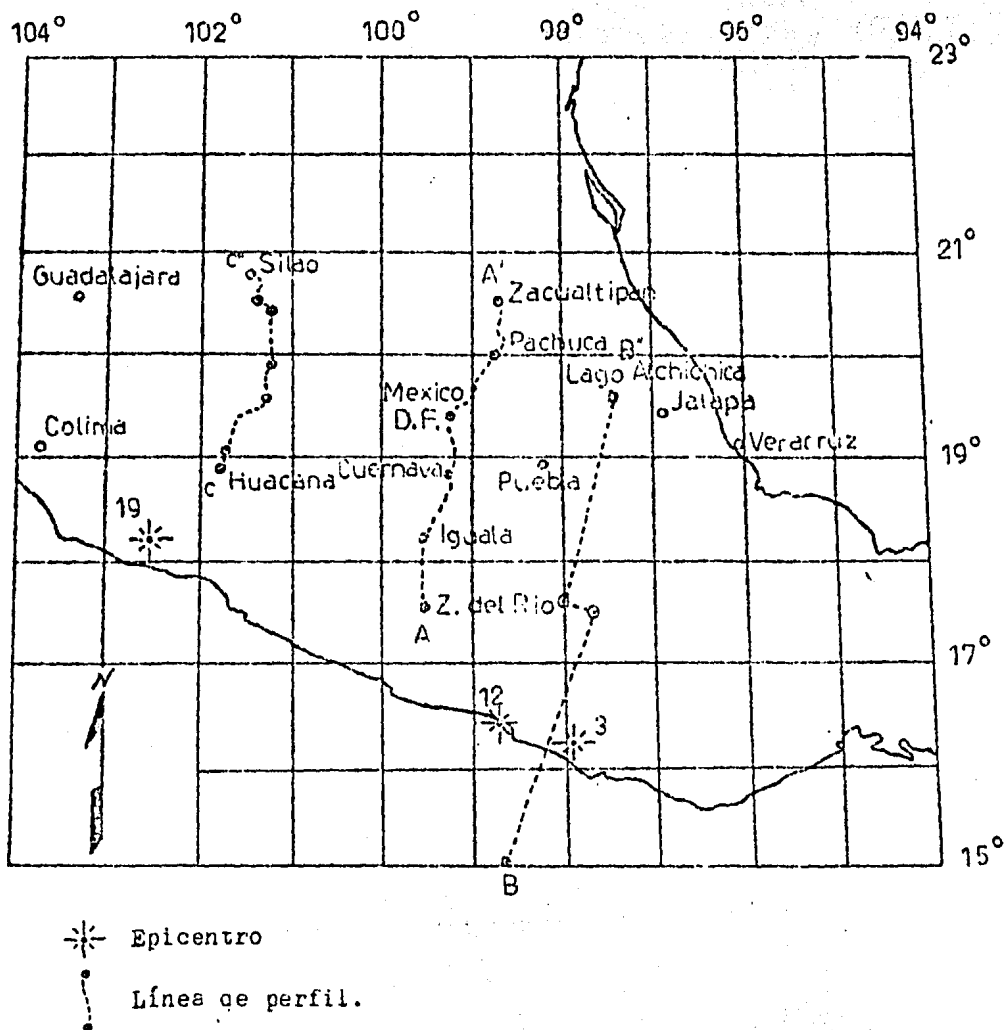
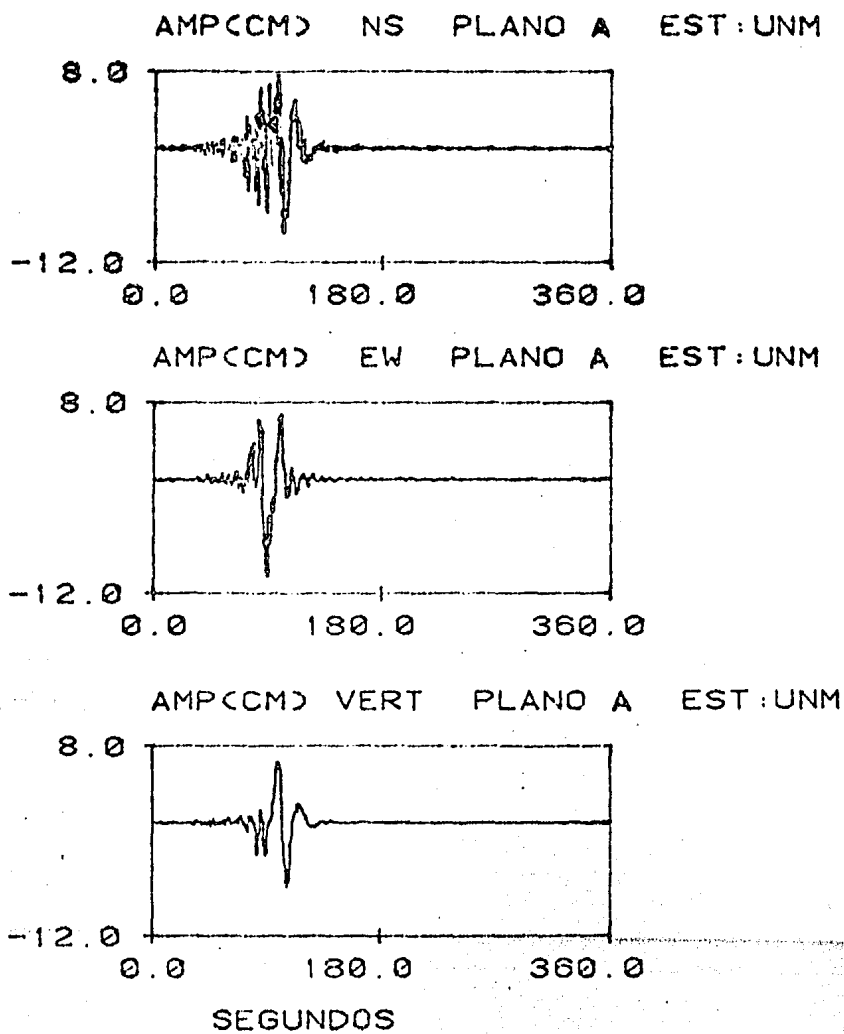


FIG. II.1 Mapa de localización de los epicentros de los sismos estudiados y de las líneas de los perfiles utilizados.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

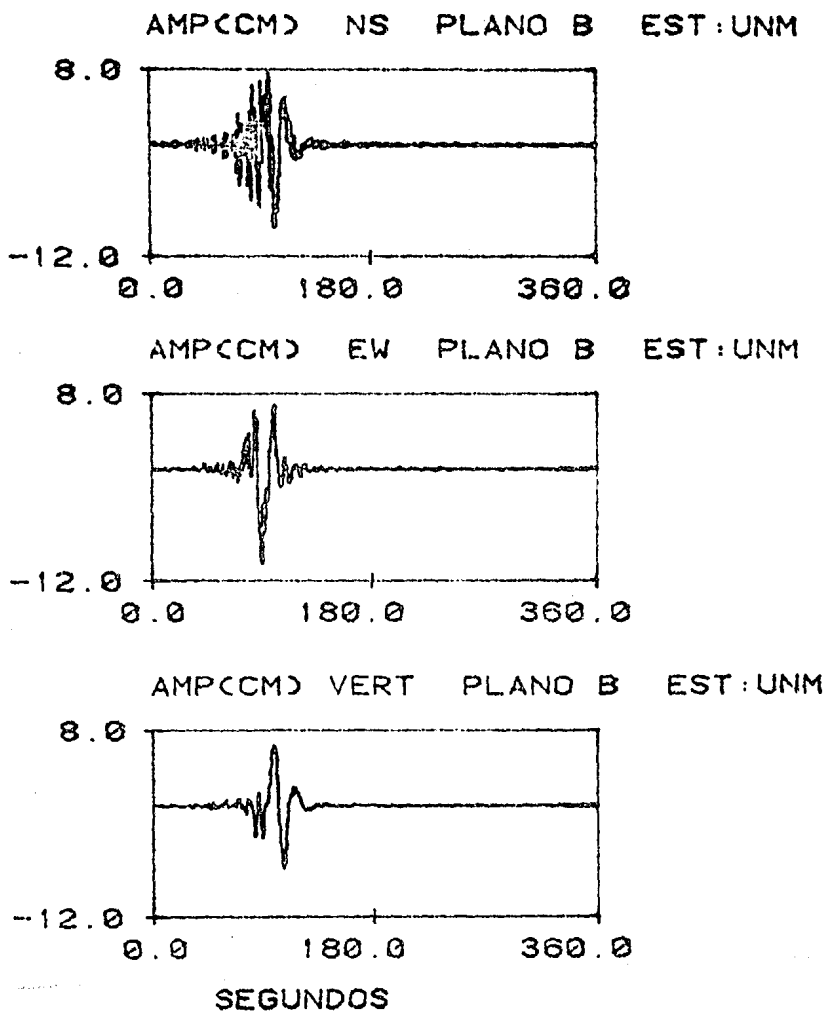
FIGURA II.3





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

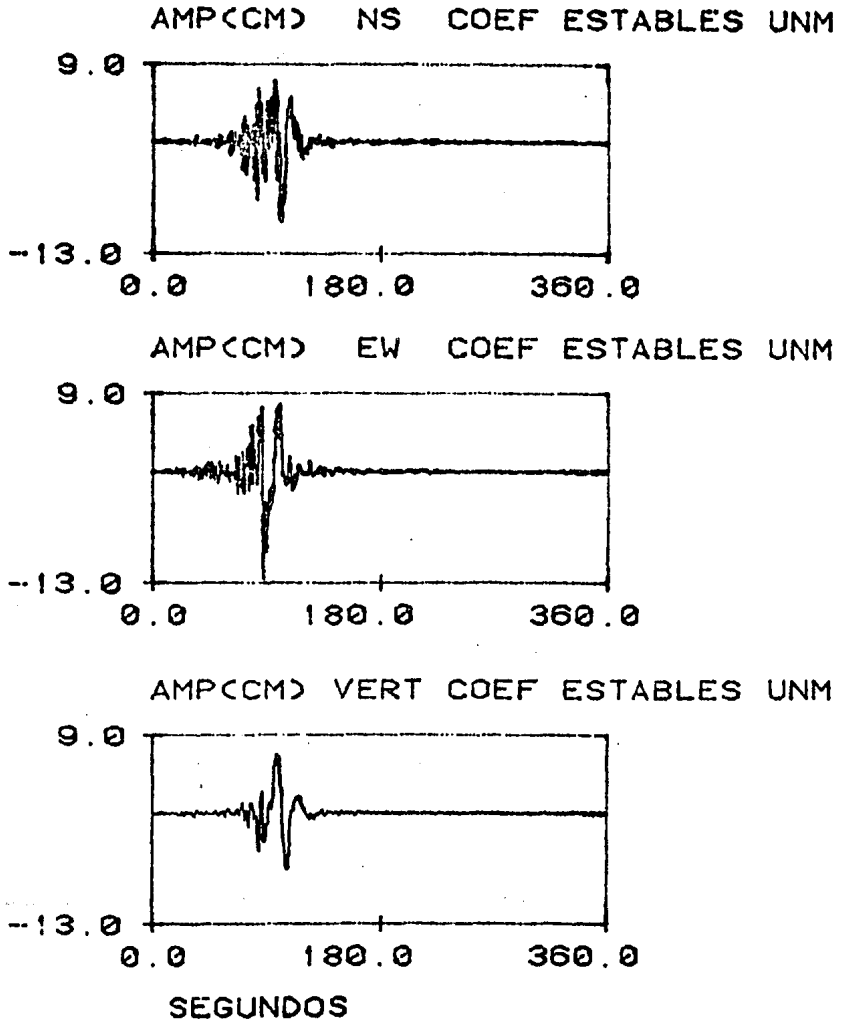
FIGURA 11.4





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

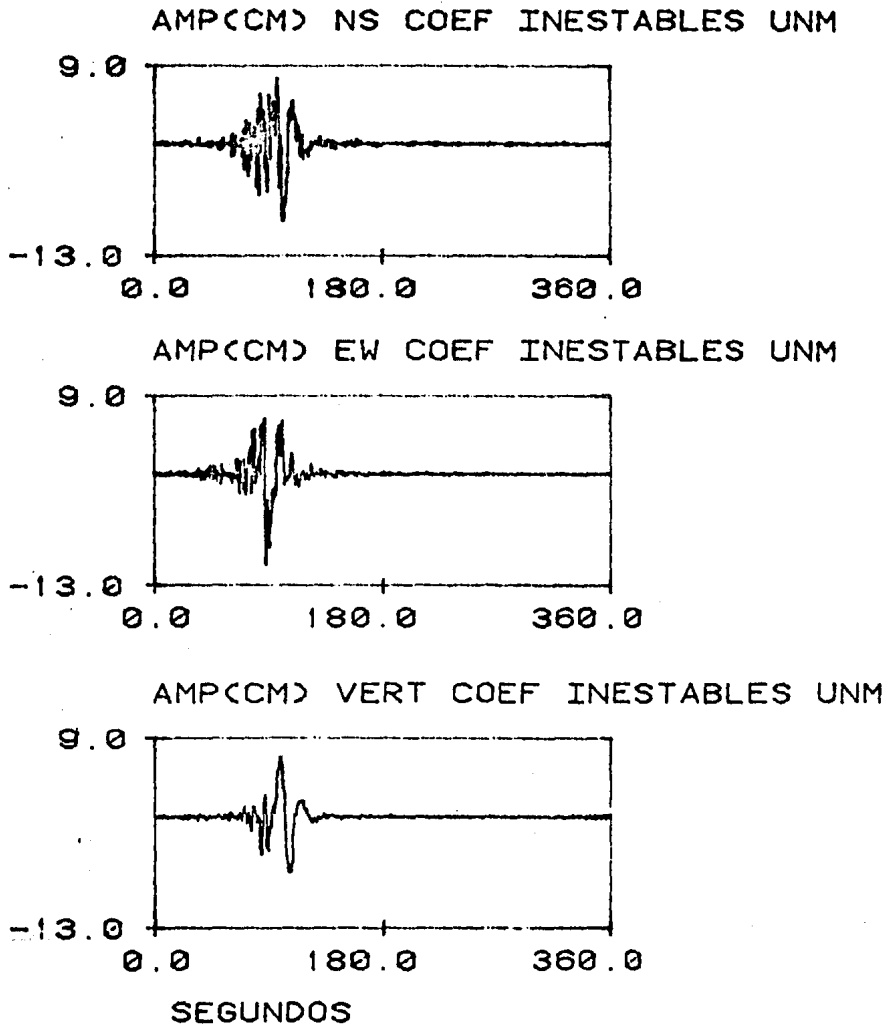
FIGURA II.5





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

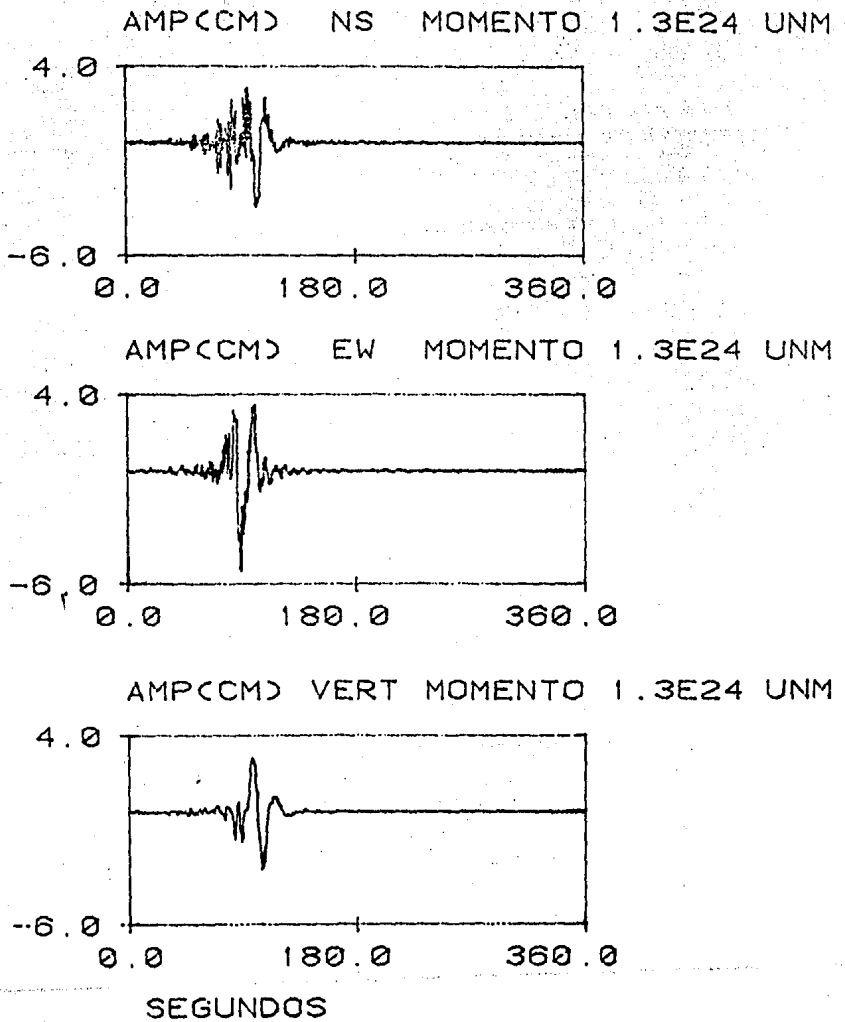
FIGURA 11.6





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

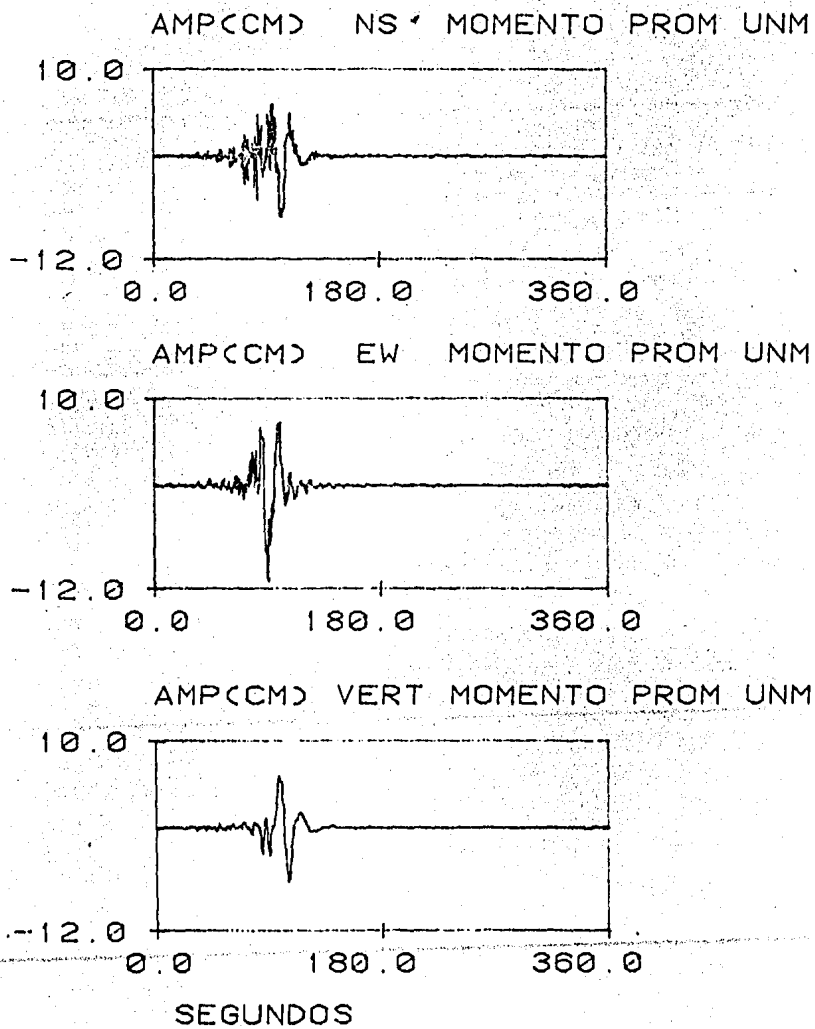
FIGURA II.7





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

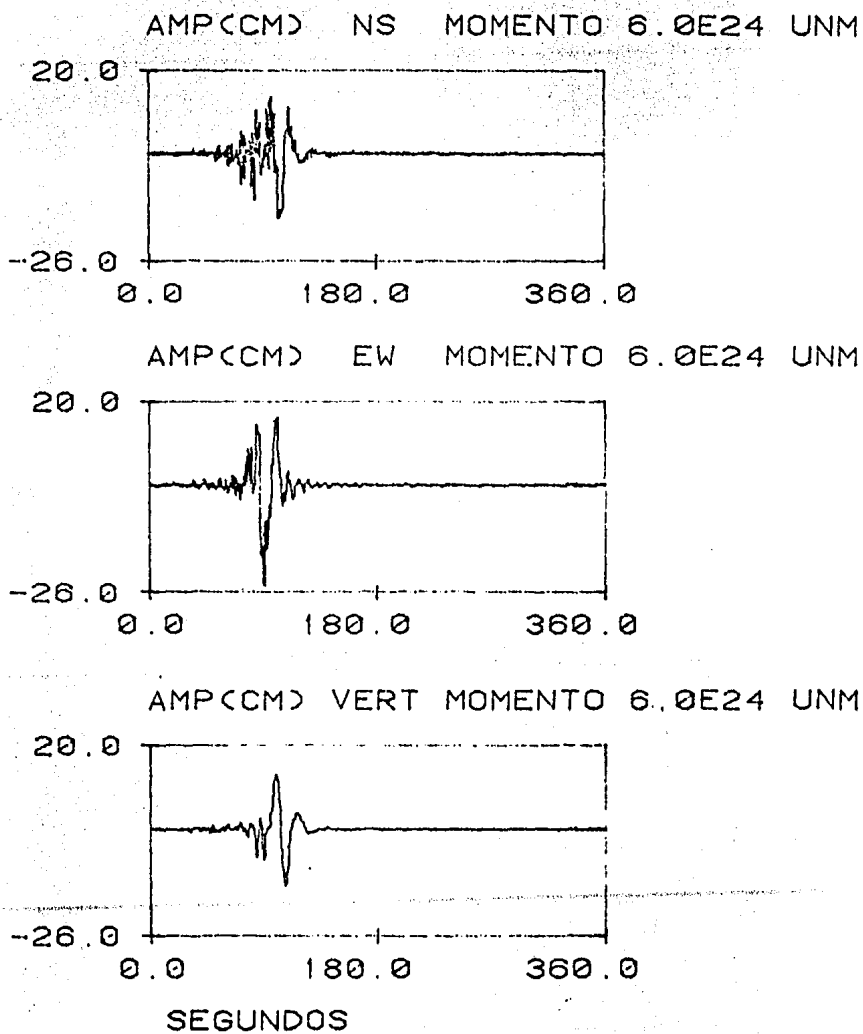
FIGURA II.8





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

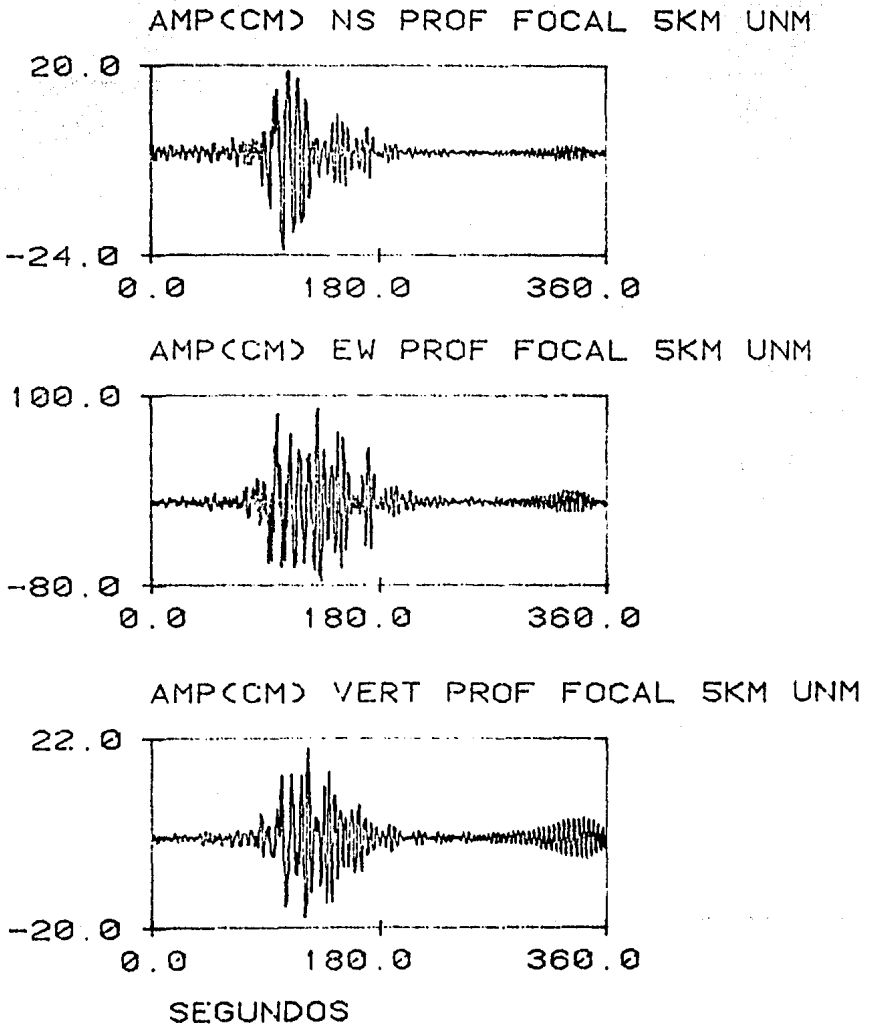
FIGURA II.9





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

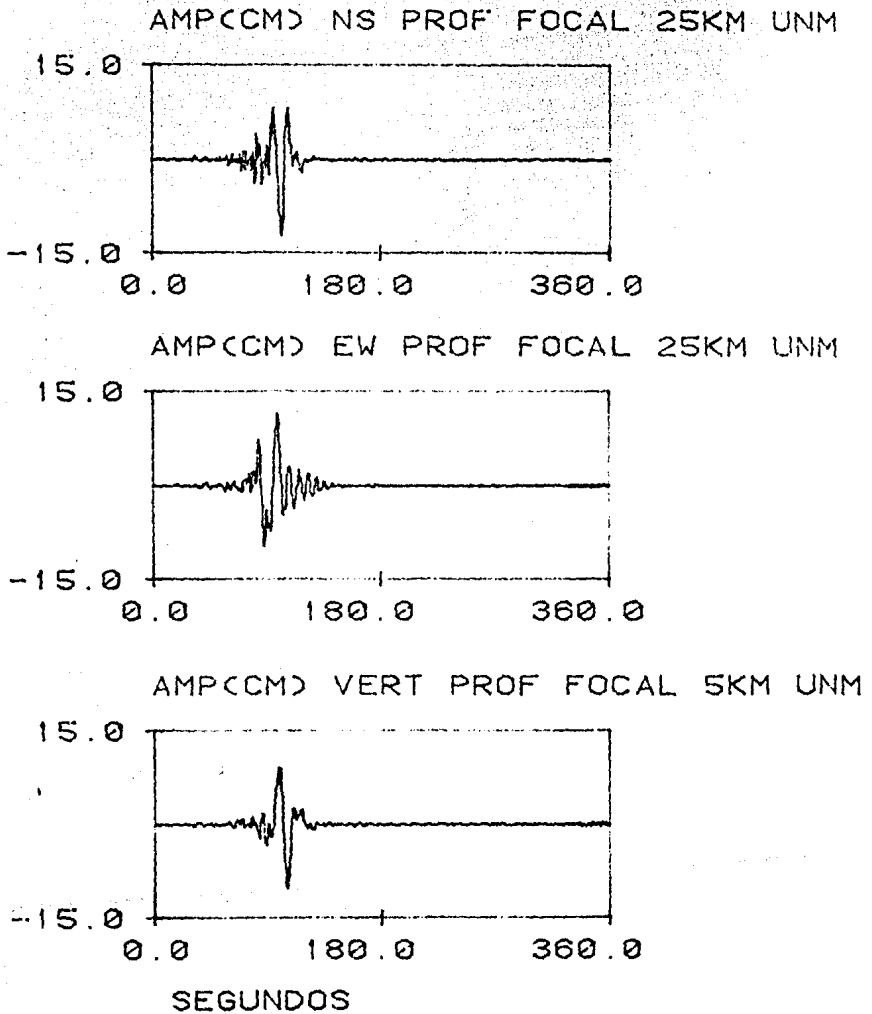
FIGURA II.10





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

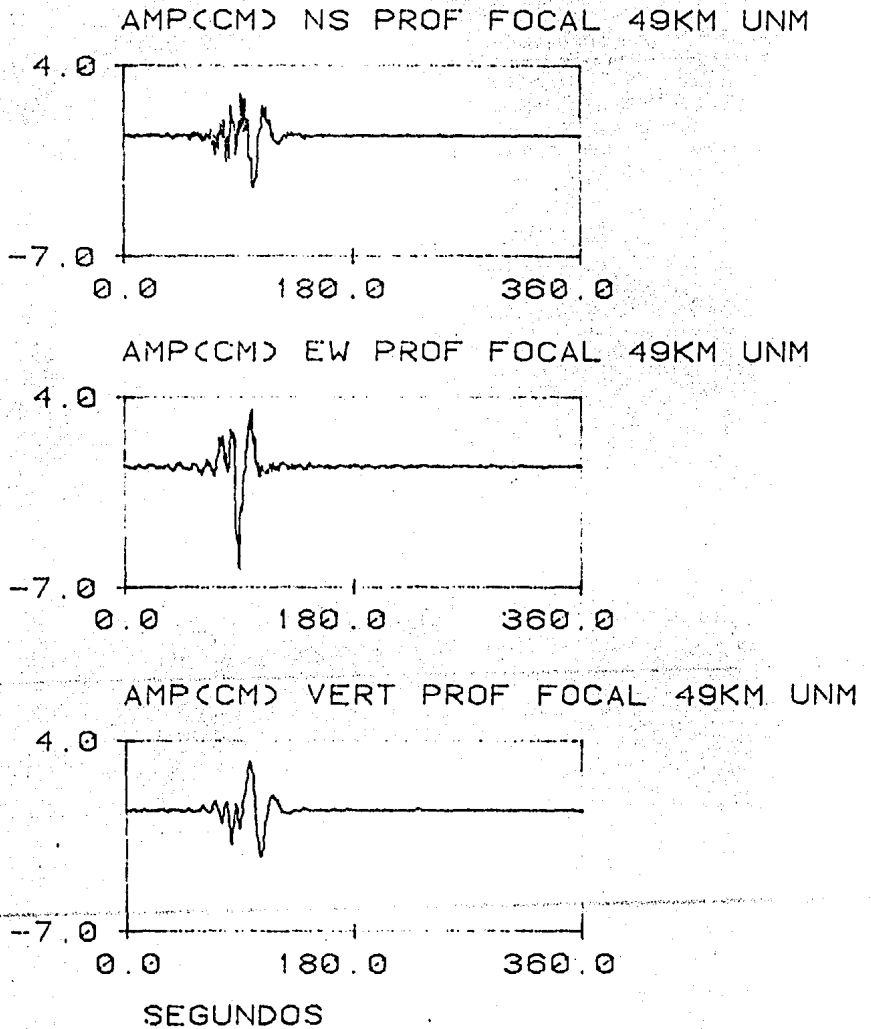
FIGURA II.11





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FIGURA II.12





UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FIGURA II.13

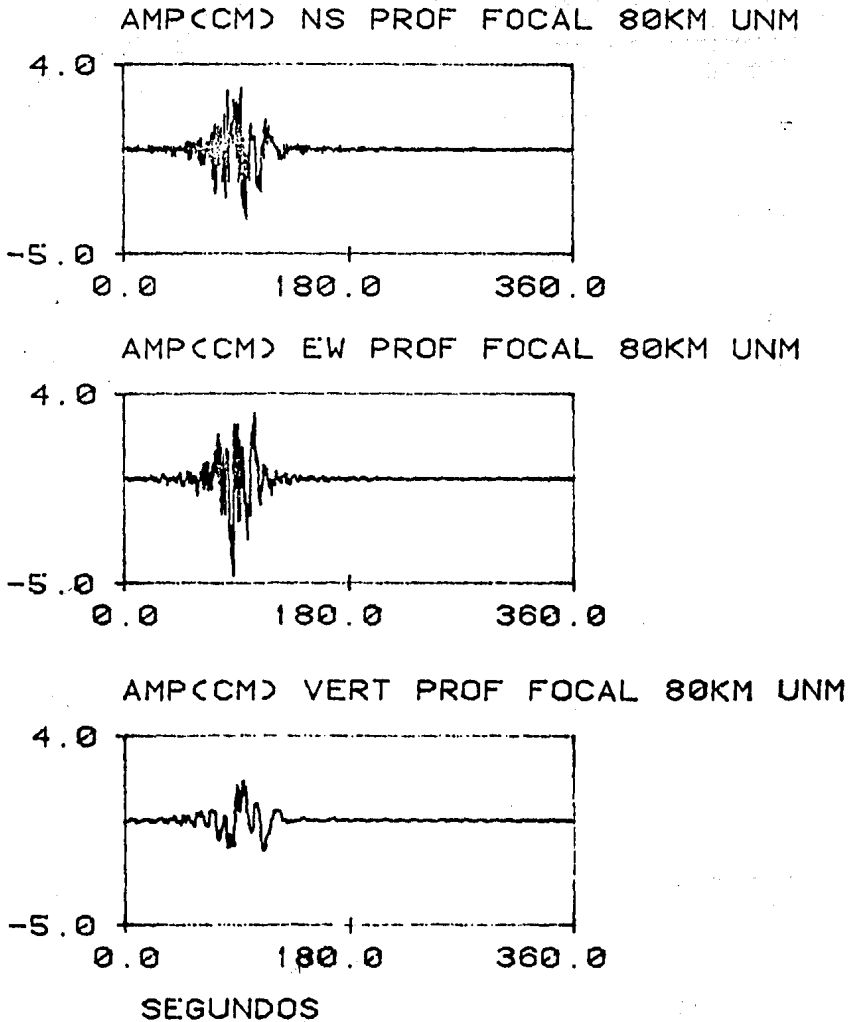
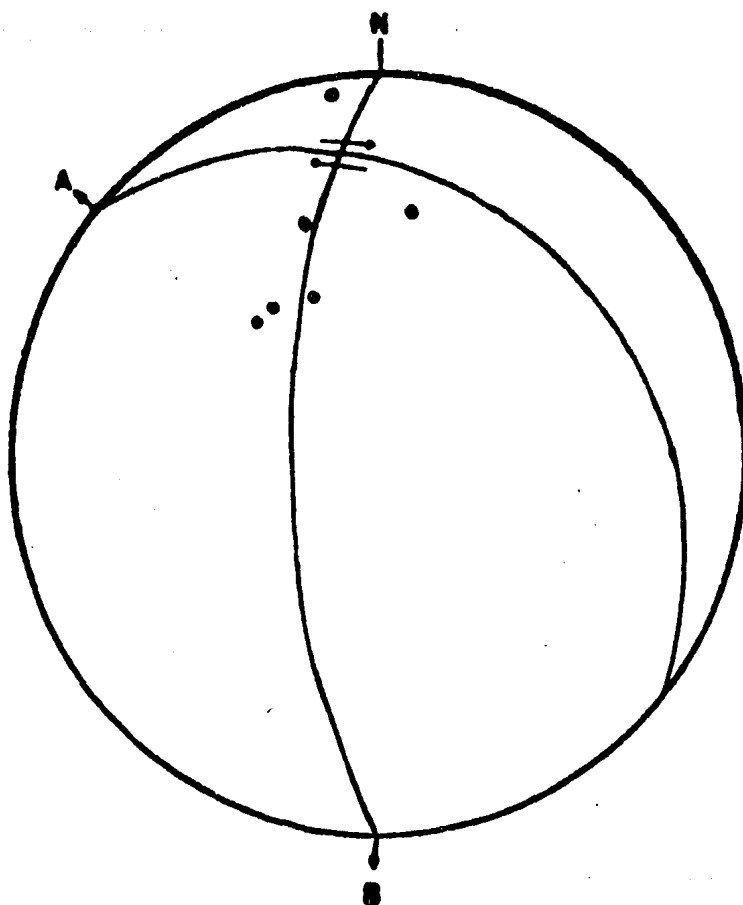


FIG. II.2. Solución al mecanismo de falla del sismo del 12 de septiembre de 1967. Falla normal con una pequeña componente de rumbo derecho.

● COMPRESIONES
○ DILATAIONES



PLANO A

RUMBO 312°
ECHADO 32°
DESPLAZAMIENTO -134°

PLANO B

RUMBO 181°
ECHADO 64°
DESPLAZAMIENTO -64°

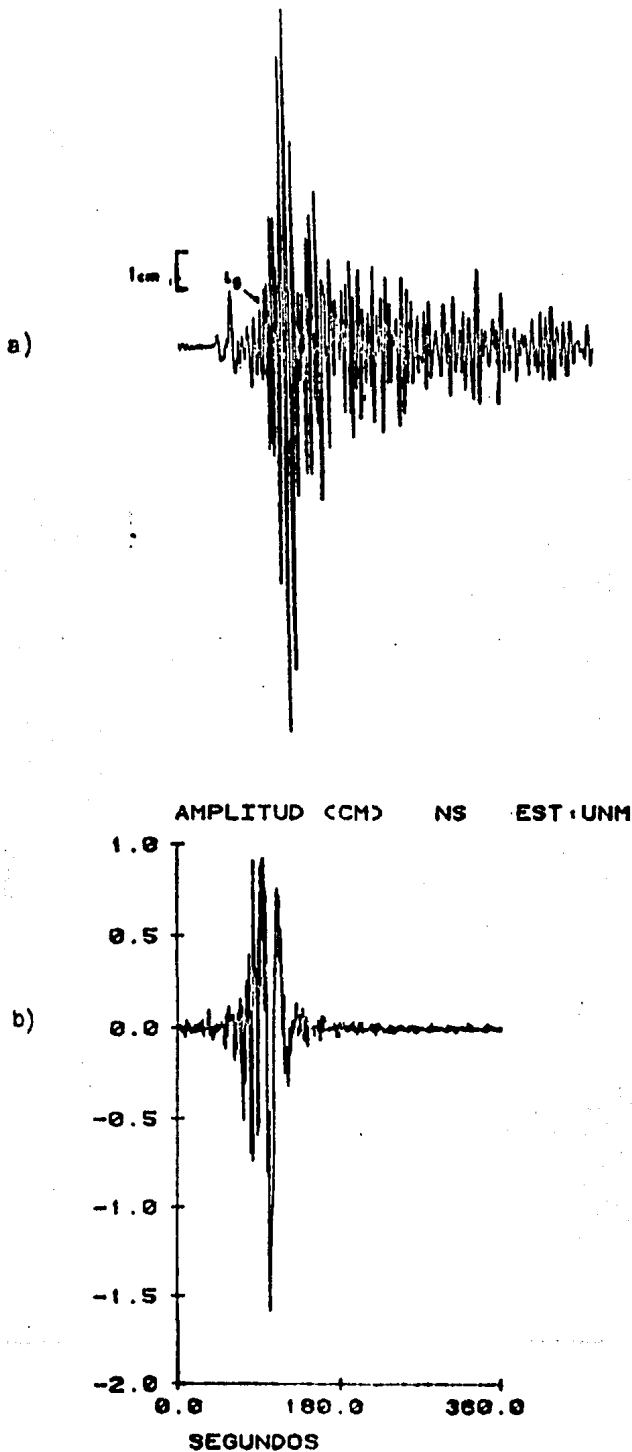


FIGURA II.14a Sismogramas Norte-Sur del temblor del 12 de septiembre de 1967. a) Observado, b) Sintético. Primera aproximación.

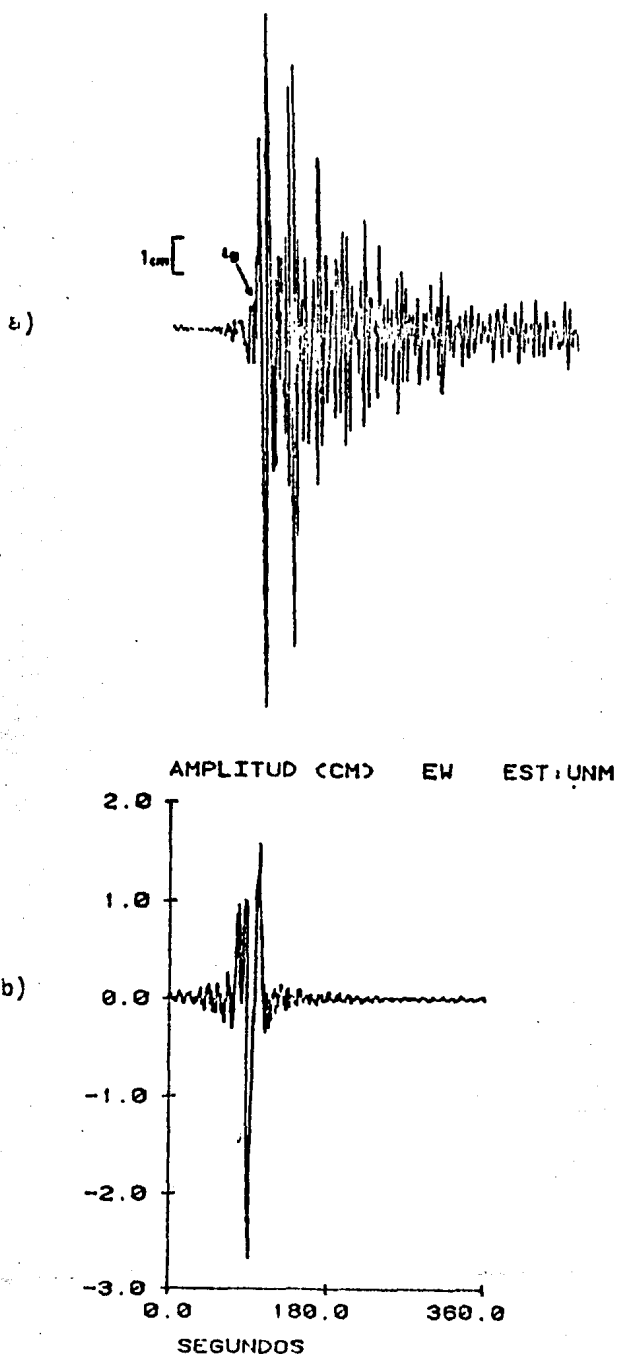


FIGURA II.14b Sismogramas Este-Oeste del temblor del 12 de septiembre de 1967. a) Observado, b) Sintético. Primera aproximación.

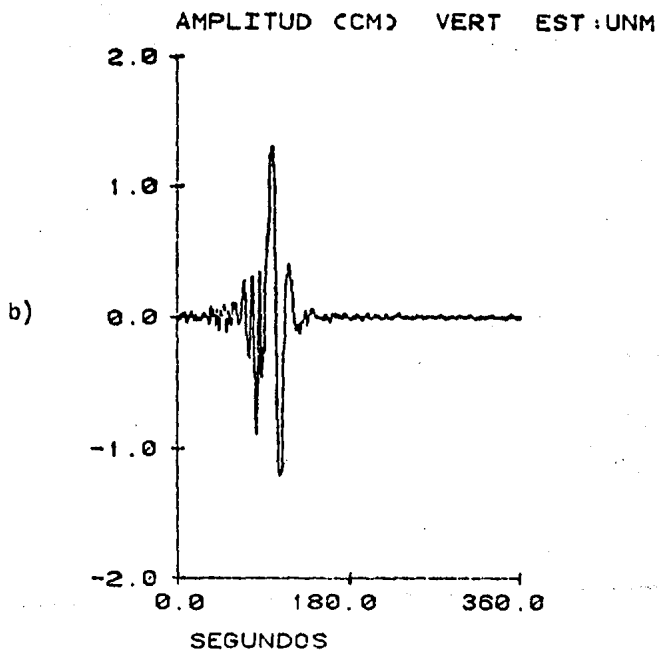
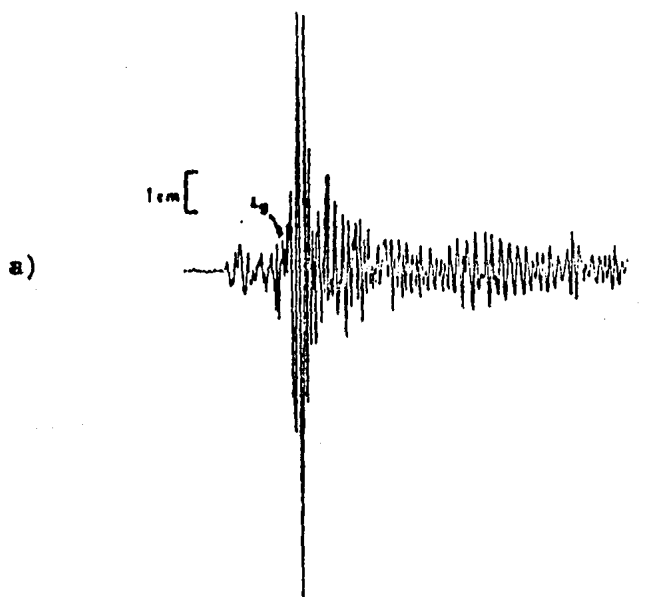


FIGURA II.14c Sismogramas Verticales del temblor del 12 de septiembre de 1967. a) Observado, b) Sintético. Primera aproximación.

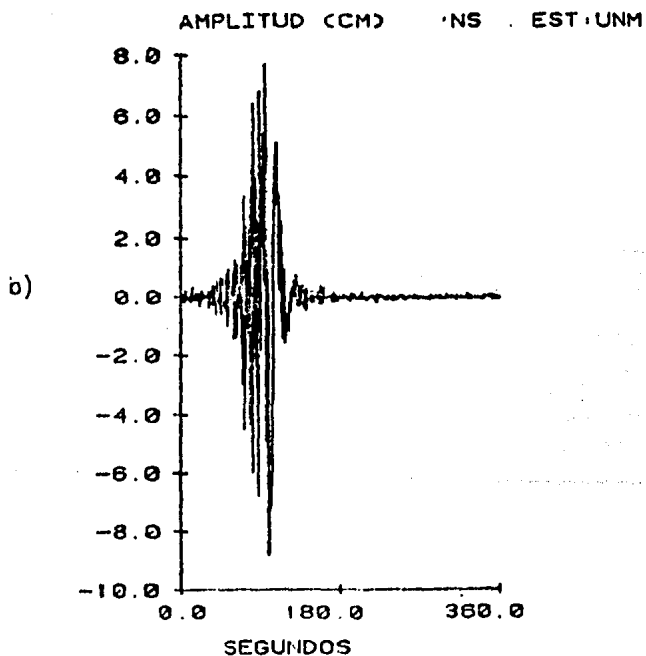
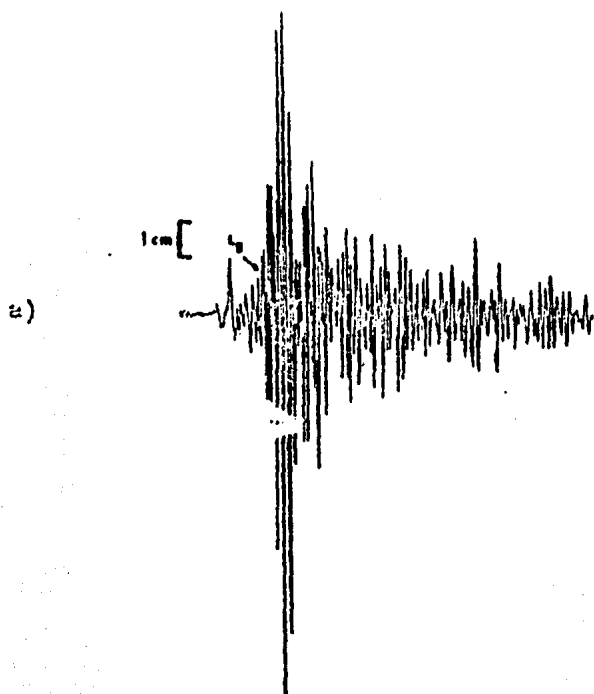


FIGURA II.15a Sismograms Norte-Sur del temblor del 12 de septiembore de 1967. a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (1.1).

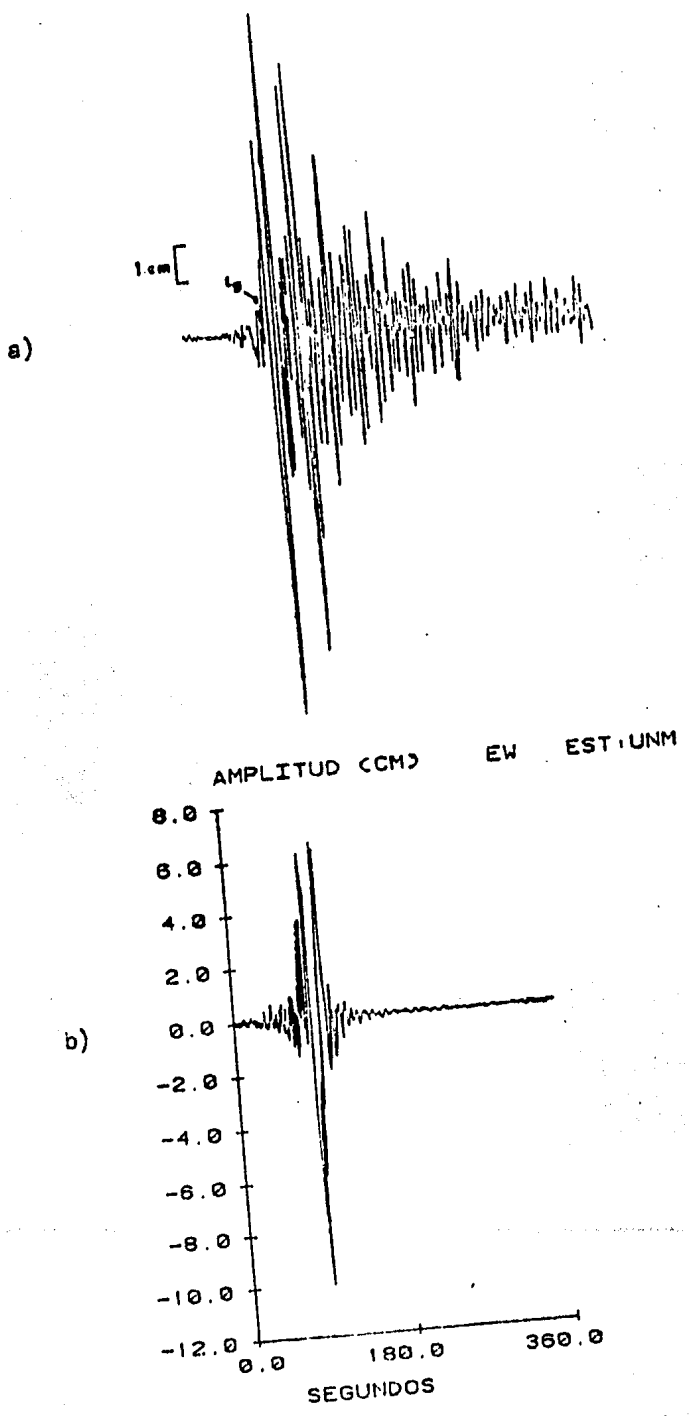


FIGURA II.15b Sismogramas Este-Oeste del temblor del 12 de septiemore de 1967. a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (ii.1)

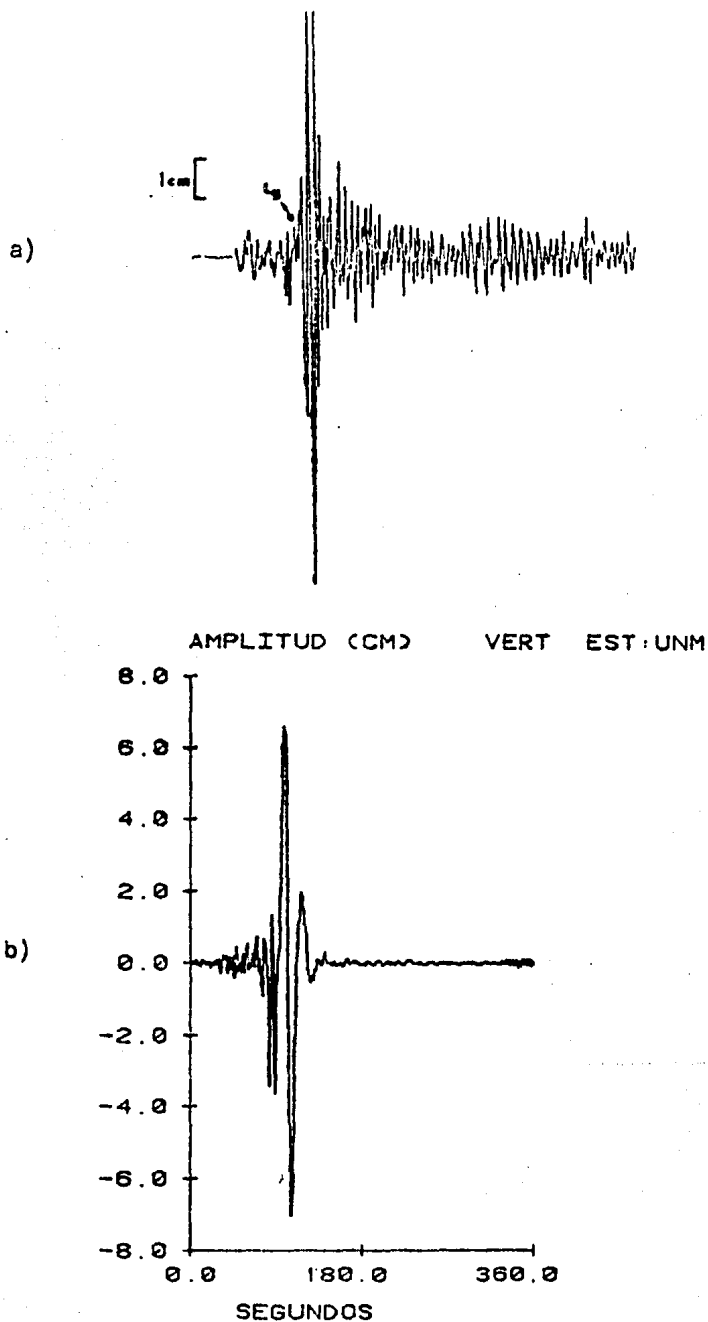


FIGURA II.15c Sismogramas Verticales del temblor del 12 de septiembere de 1967. a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (iii.1).

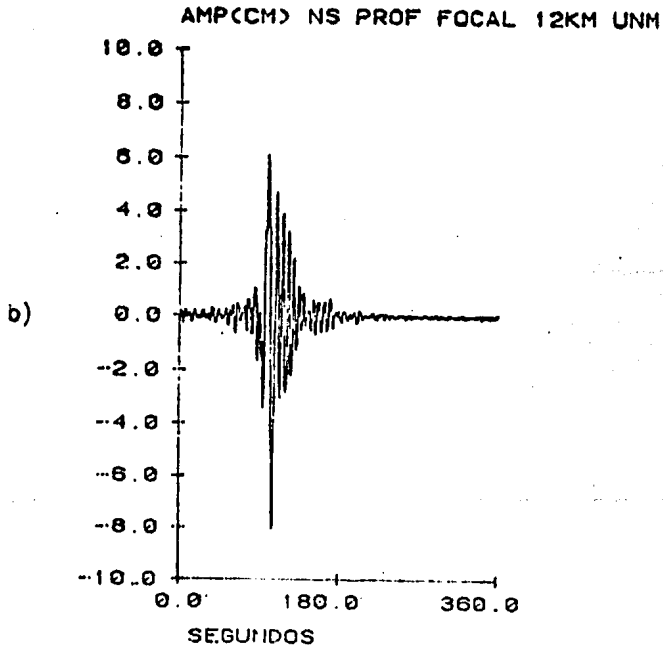
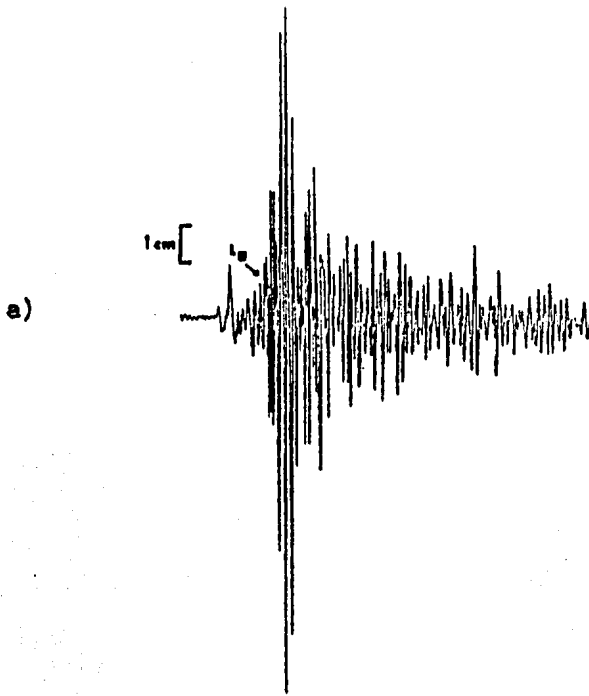


FIGURA II.16a Sismogramas Norte-Sur del temblor del 12 de septiembre de 1967. a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (i.2).

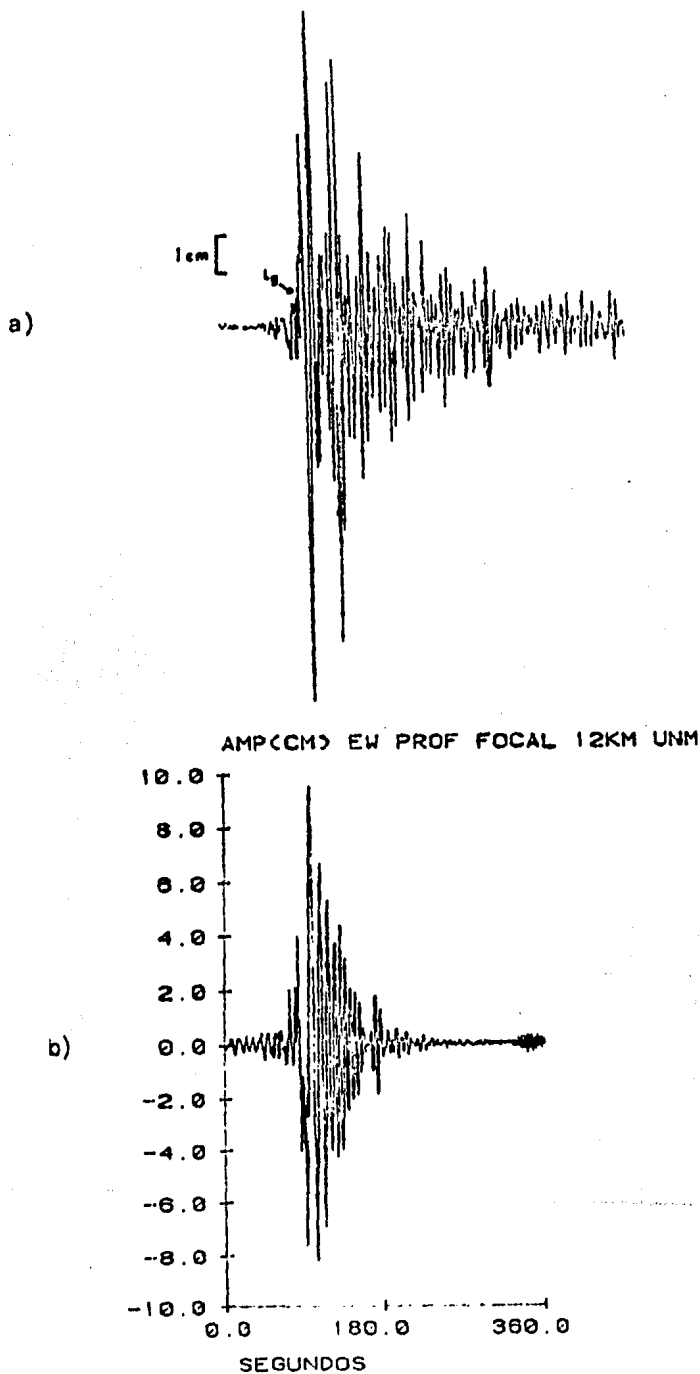


FIGURA II.160 Sismogramas Este-Oeste del temolor del 12 de septiembre de 1967. a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (11.2).

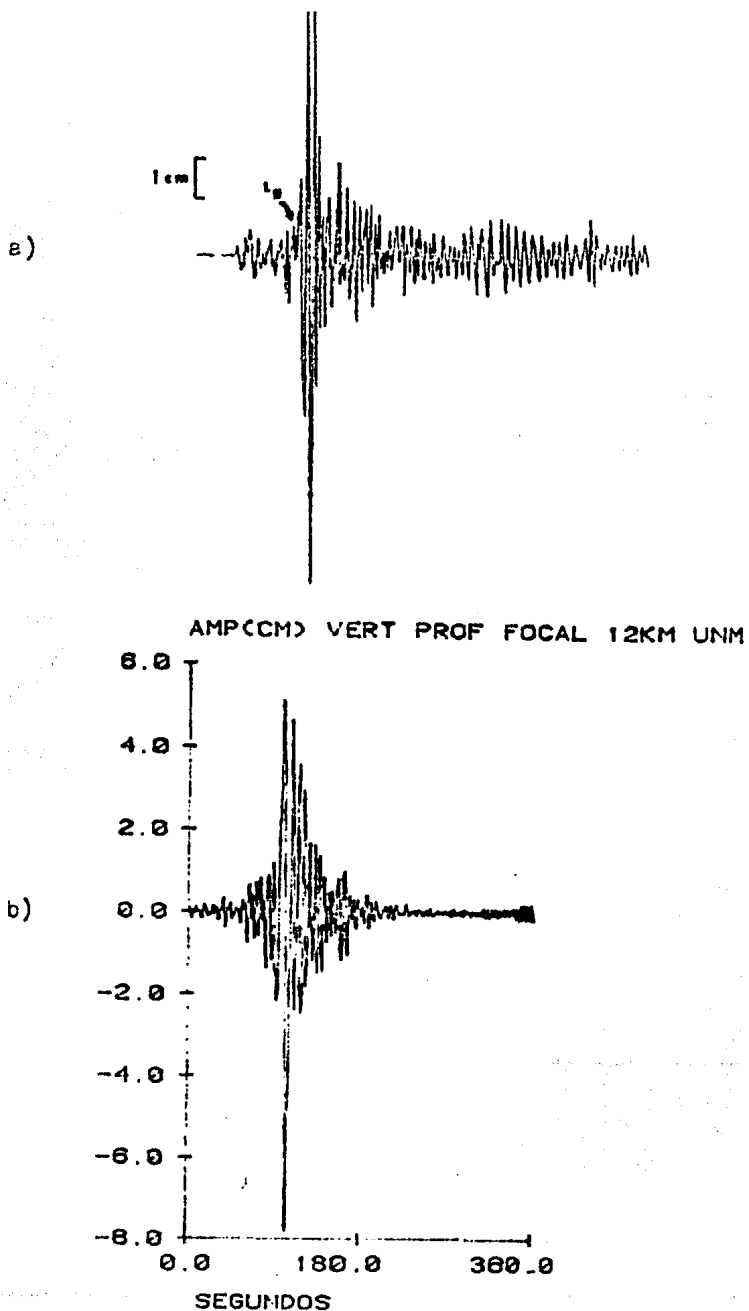
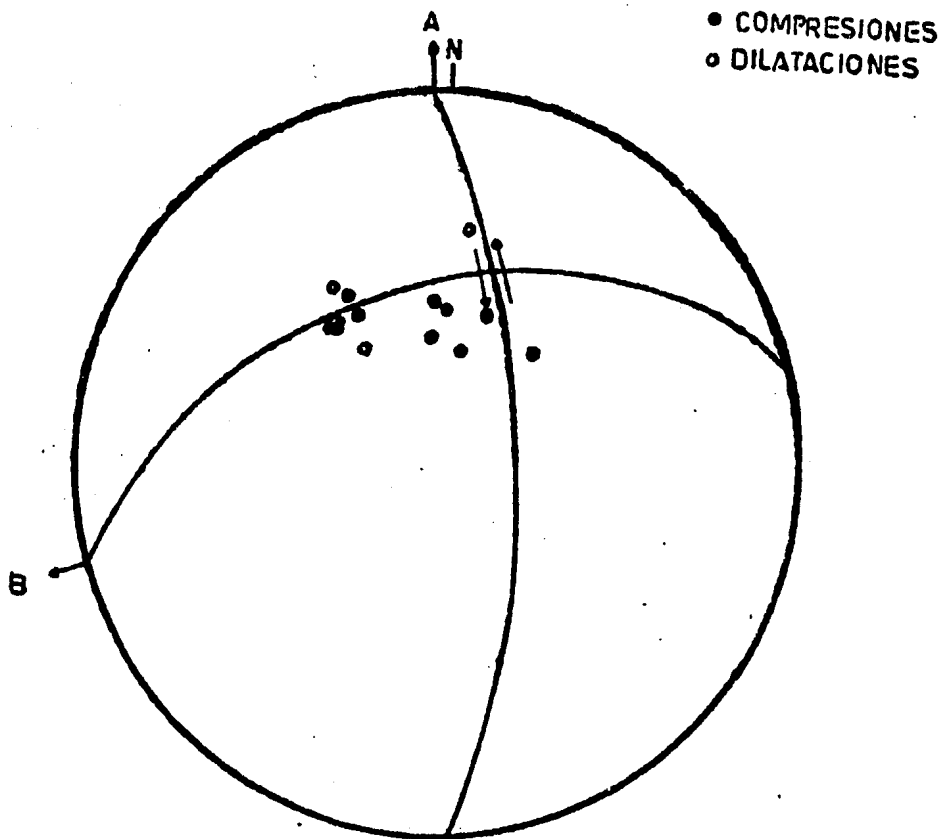


FIGURA II.16c Sismogramas Verticales del temblor del 12 de septiembre de 1967, a) Observado, b) Sintético. Segunda aproximación (iii.2).

FIG. II.17 Solución al mecanismo de falla del sismo del 3 de agosto de 1968. Falla del tipo inversa con una pequeña componente de deslizamiento de rumbo izquierdo.



PLANO A

RUMBO 354°
ECHADO 74°
DESPLAZAMIENTO 138°

PLANO B

RUMBO 253°
ECHADO 50°
DESPLAZAMIENTO 23°

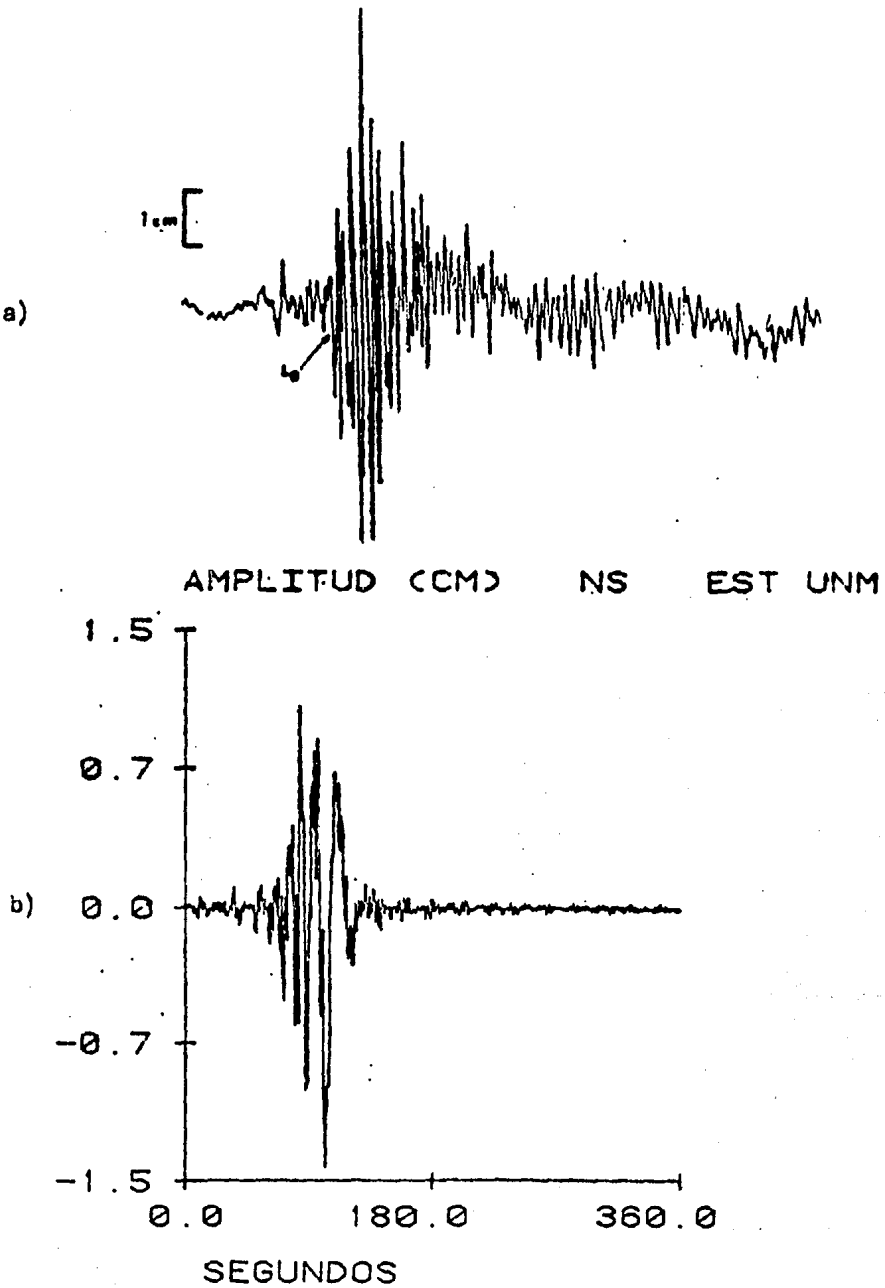


FIGURA II.18a Sismogramas Norte-Sur del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Primera opción.

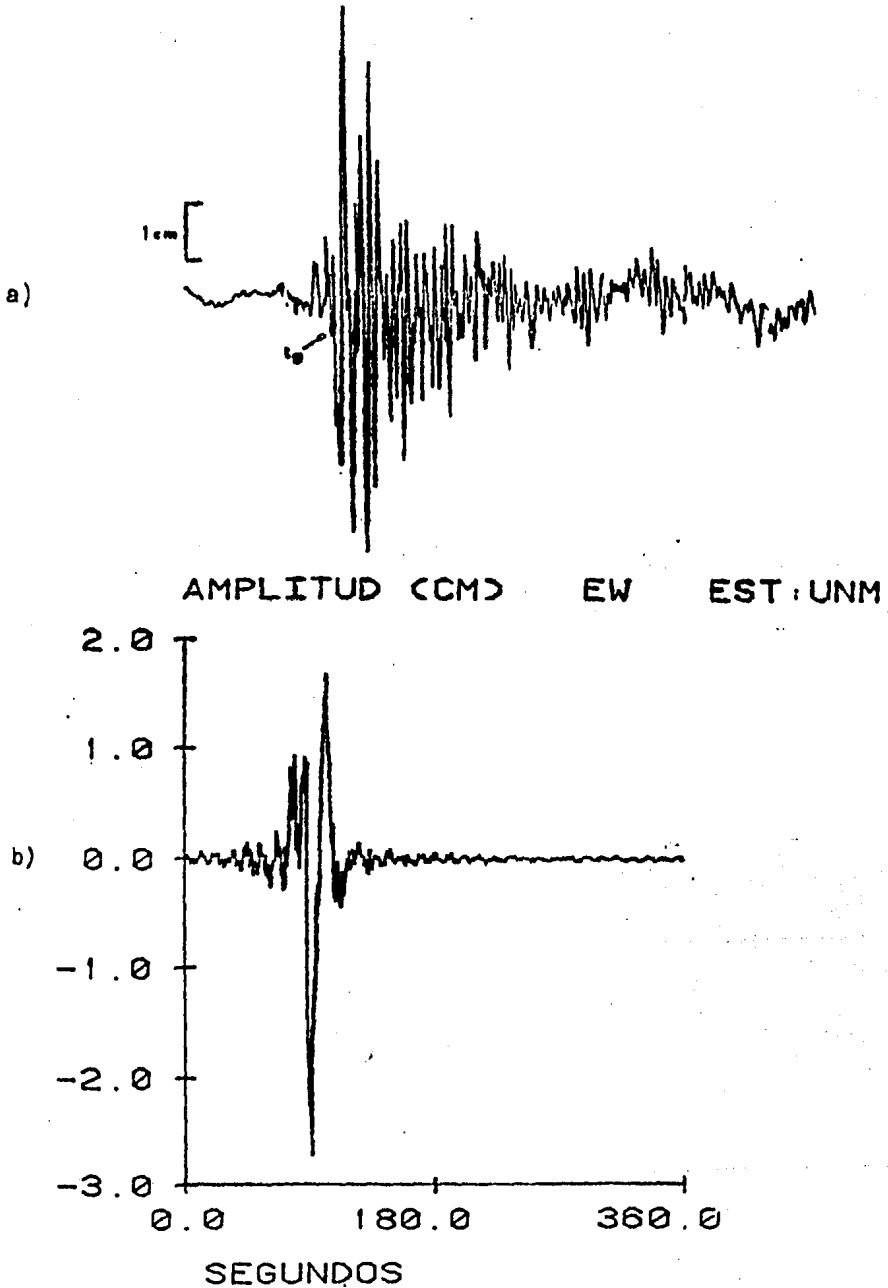


FIGURA II.18b Sismogramas Este-Oeste del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Primera opción.

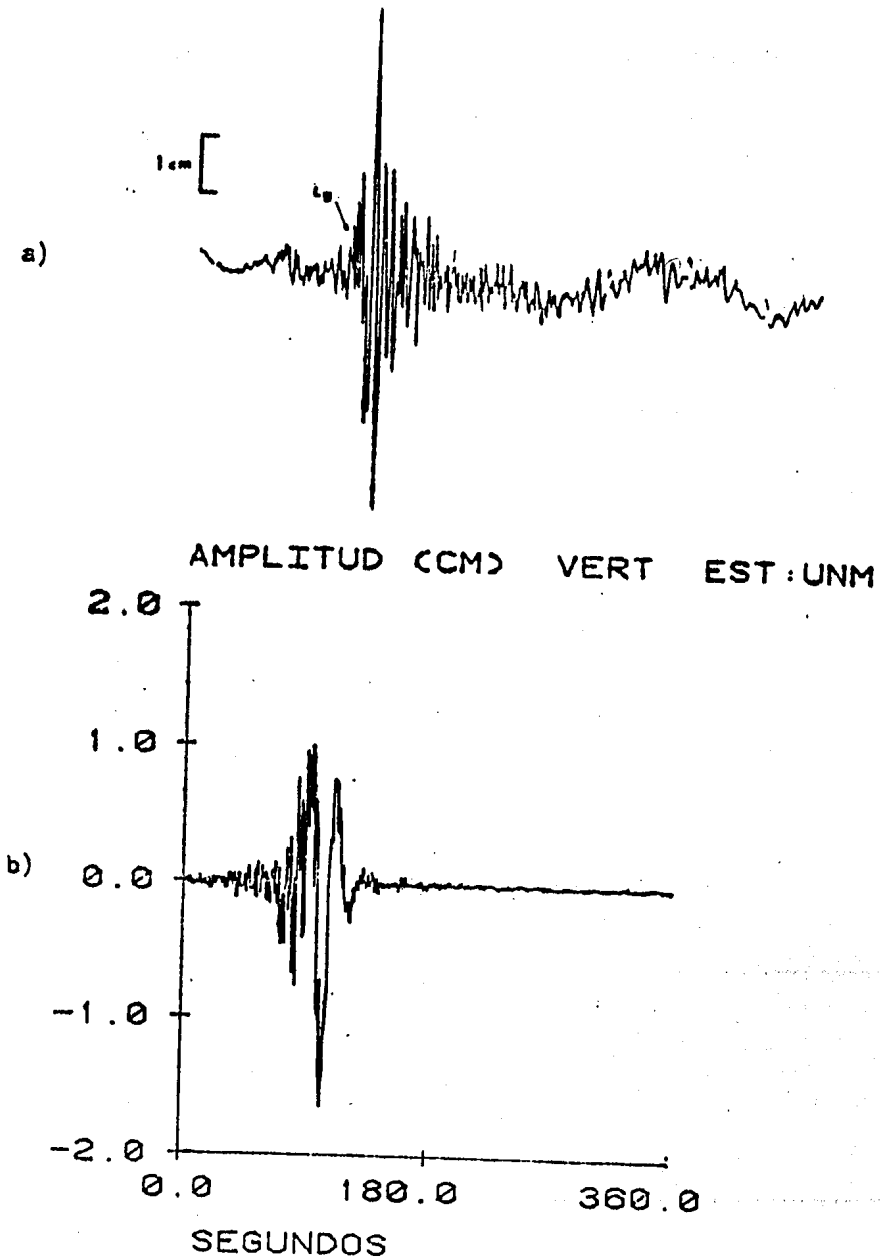


FIGURA II.18c Sismogramas Verticales del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Primera opción.

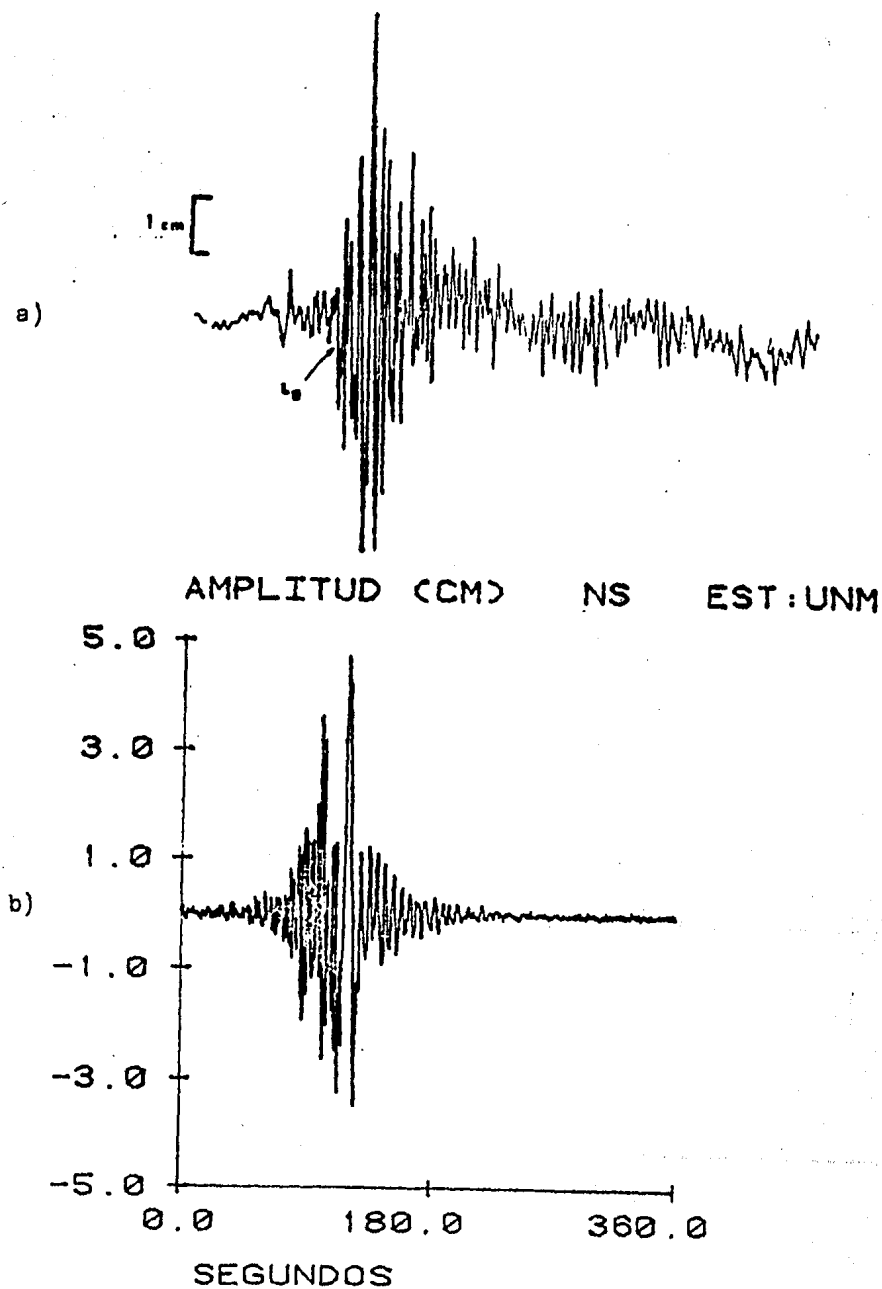


FIGURA II.19a Sismogramas Norte-Sur del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Segunda opción.

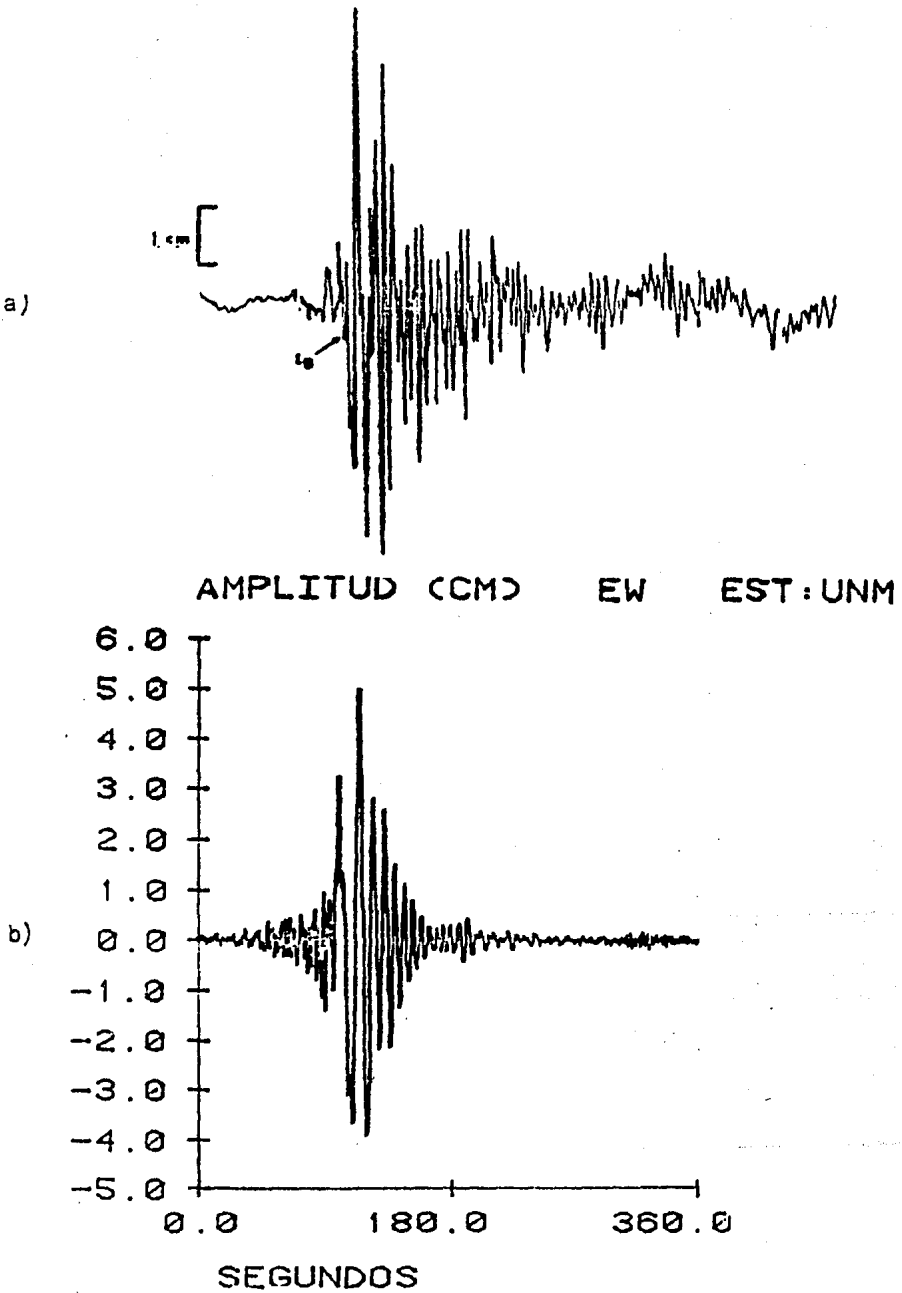


FIGURA II.19b Sismogramas Este-Oeste del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Segunda Opción.

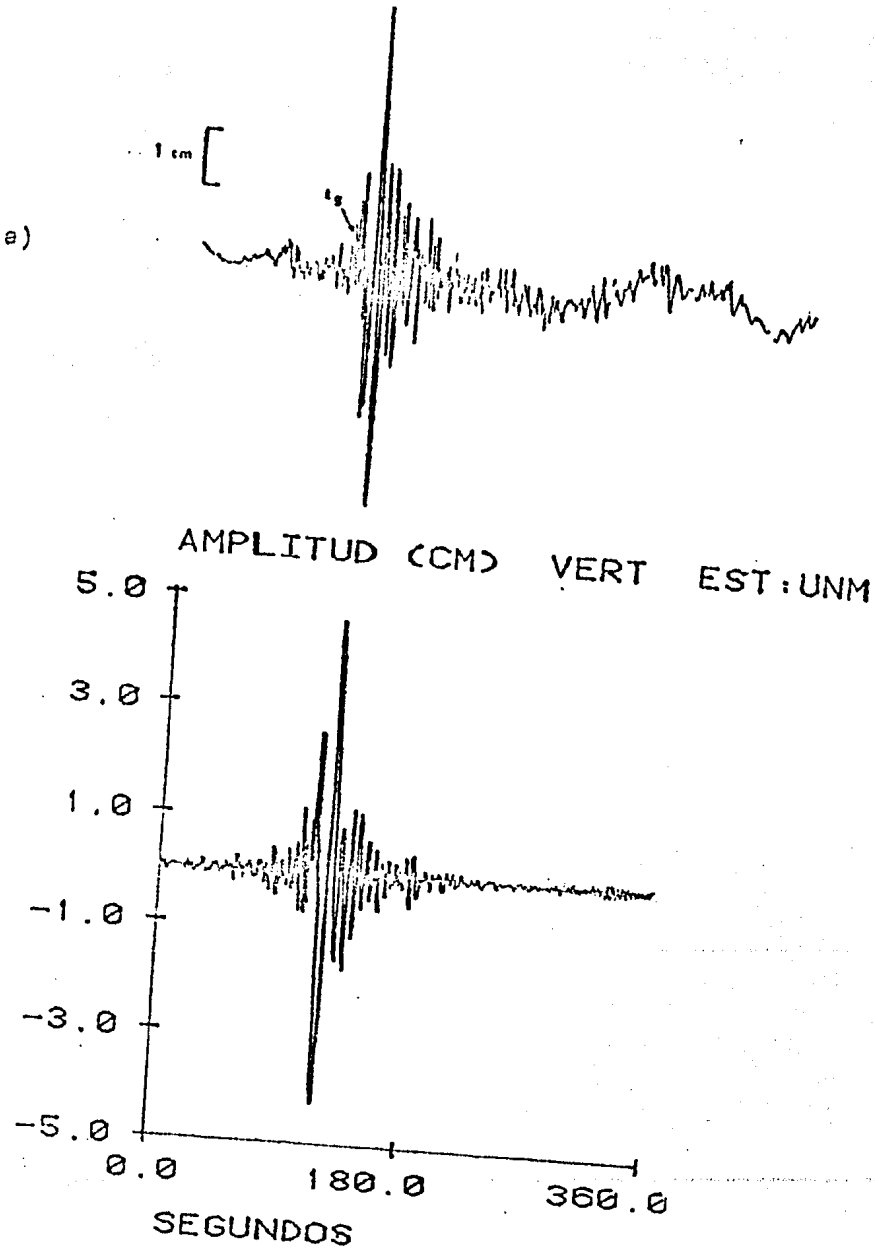
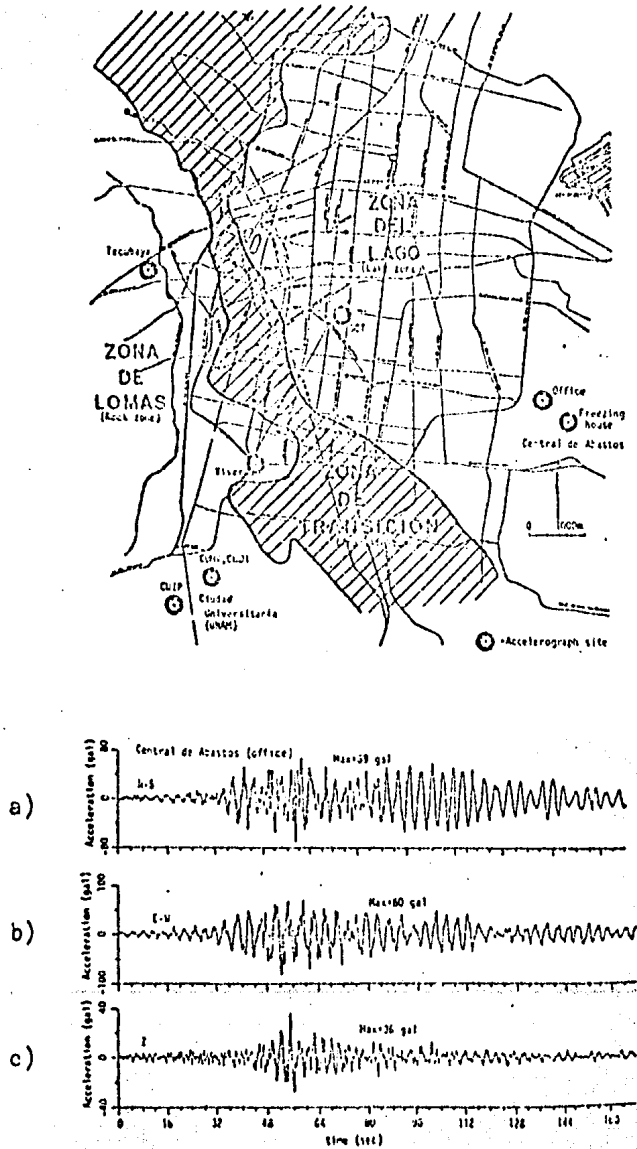


FIGURA II.19c Sismogramas Verticales del temblor del 3 de agosto de 1968. a) Observado, b) Sintético. Segunda opción.

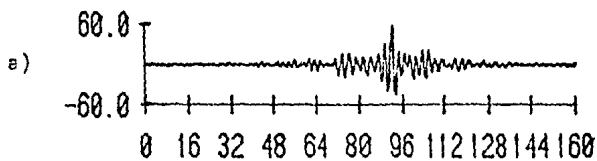
FIGURA II.20 Localización del acelerógrafo Central de Abasto (CDA) y los acelerogramas observados del sismo del 19 de septiembre de 1985.



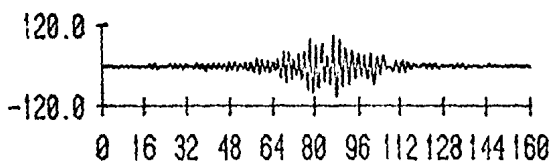


UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

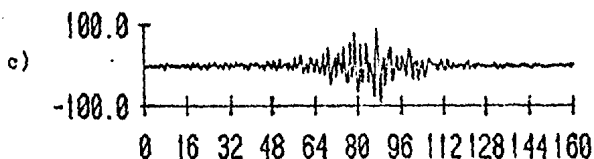
ACELERACION (GAL) NS 19 SEPT.



ACELERACION (GAL) EW 19 SEPT.



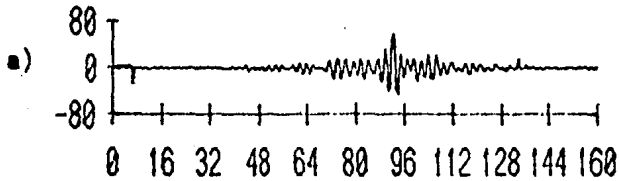
ACELERACION (GAL) VERT 19 SEPT.



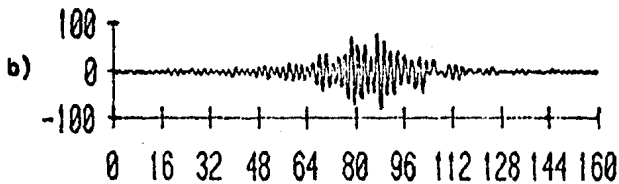
TIEMPO (SEG)

FIGURA II.21 Acelerogramas teóricos del sismo del 19 de septiembre de 1985 con los datos originales y sin modificación alguna.

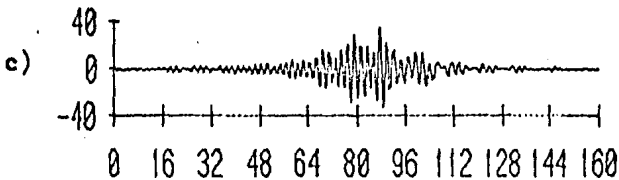
ACELERACION (GAL) NS 19 SEPT.



ACELERACION (GAL) EW 19 SEPT.



ACELERACION (GAL) VERT 19 SEPT.



TIEMPO (SEG)

FIGURA II.22 Acelerogramas teóricos del sismo del 19 de septiembre de 1985 ajustados - por medio del momento sísmico.

C A P I T U L O I I I

ANALISIS DE RESULTADOS

Debe tomarse en cuenta que el objetivo de este trabajo no es estudiar en forma conjunta o aislada alguna propiedad de la corteza, sino más bien es la implementación de un método para modelar la fase Lg.

La discusión que se presenta en este capítulo se lleva a cabo con base en el análisis del efecto que causen en la forma de la fase Lg los diferentes parámetros que se involucran en el cálculo de sismogramas teóricos. Así mismo se analizan los resultados obtenidos de modelar tres eventos ocurridos en la costa Occidental tratando de correlacionar las discrepancias con alguna característica geológica de la región.

III.1 SOLUCION DEL MECANISMO DE FALLA.

De los resultados en el capítulo anterior se puede ver claramente que el uso de uno u otro plano de falla de un mecanismo focal no afecta al cálculo de los sismogramas sintéticos pues producen resultados idénticos. Debido a esto puede emplearse cualquiera de los dos. En realidad este resultado era de esperarse debido a la ambigüedad inherente al modelo de fuente empleado (doble par de fuerzas).

De los resultados obtenidos para los dos mecanismos focales calculados en este trabajo y el del mecanismo para el sismo del 19 de septiembre de 1985 se puede notar que la elección del plano de falla "A" por conservar la característica de buzamiento hacia el Noreste esta más acorde con las características geológicas de la región.

La solución del mecanismo de falla obtenido en el presente

trabajo para el evento del 3 de agosto de 1968 representa un afallamiento de cobijadura del tipo inverso y puede ser asociado al proceso de subducción a lo largo de la trinchera Mesoamericana. Debe hacerse notar sin embargo que el ángulo de echado obtenido (74°) es muy grande si se asocia al ángulo de buzamiento de la zona de subducción de la trinchera Mesoamericana (10°-30°) Molina-Garza y Urrutia (1984), Singh et. al. (1985).

El mecanismo del evento del 12 de septiembre de 1967 representa un afallamiento normal y probablemente haya ocurrido en el interior de la placa que subduce tal y como es sugerido por la posición y profundidad del evento, aunque no se descarta la posibilidad de que pudo haber ocurrido muy cerca del contacto entre las placas.

A pesar de la poca información utilizada en la determinación de las soluciones de los mecanismos de falla, los planos están relativamente bien construidos. Por otro lado, variaciones en la posición del plano de falla no tiene mucha repercusión en la forma de las ondas calculadas. Así la precisión de los mecanismos obtenidos es suficiente para efectos de modelado.

III.2 MODELO DE CORTEZA.

De la comparación de los resultados obtenidos utilizando diferentes modelos de corteza se desprende que este es un factor muy importante en la apariencia de los sismogramas teóricos resultantes, puesto que para el rango de distancias en el que se trabajó se notaron claras discrepancias (con respecto al sismograma observado) en la amplitud, períodos y forma de onda al no utilizar el modelo de corteza adecuado. Estas discrepancias -- fueron más notorias en la obtención de los acelerogramas del sismo del 19 de septiembre de 1985. Al modelar estos acelerogramas con el modelo de corteza AA' los resultados fueron poco satisfactorios, puesto que se observó un gran aumento en la amplitud, es to es, valores de aceleración irreales.

Al modelar estos mismos acelerogramas con el modelo de corteza HS se lograron mejores resultados. Este cambio tan marcado en usar uno u otro modelo de corteza se atribuye a la ausencia de una zona de baja velocidad -o densidad- en la cima del manto superior en el modelo de corteza AA'. Al parecer esta zona es fundamental en el modelado de estos acelerogramas.

Se observó que los tiempos de arribo del principal tren de ondas de los sismogramas sintéticos están bastante adelantados con respecto a los observados en los sismogramas reales. Esto se debe probablemente a que los modelos de velocidad empleados aparentemente tienen velocidades de propagación para las ondas sísmicas en el manto demasiado altas (V_p de 8.40 km/seg y V_s de 4.65 km/seg). La comparación es un poco subjetiva debido a las grandes incertidumbres involucradas en la estimación de los tiempos de origen de los temblores.

Al finalizar este trabajo fue publicado un artículo por Rivera y Ponce (1986) en el que proponen un modelo de corteza que consigna valores para las velocidades de propagación de las ondas sísmicas P y S en el manto de 7.34 km/seg y 4.15 km/seg respectivamente. El efecto que produce la inclusión de una capa de baja velocidad en el manto, en los sismogramas de desplazamiento, según pruebas realizadas en el mismo que se presenta en el cálculo de los acelerogramas es decir, una disminución en la amplitud y por tanto un cambio en la apariencia del sismograma calculado, pero no modifica en forma relevante los tiempos de arribos como se pudo llegar a pensar. Buscando una explicación para esta discrepancia se optó por considerar en los modelos de corteza utilizados la capa superficial de sedimentos. Algunas pruebas mostraron que la inclusión de esta capa produce un incremento en las frecuencias altas, en la amplitud y velocidad del principal tren de ondas y además modifica la forma del sismograma. Estos resultados llevan a pensar que en el modelado si se desea obtener una mayor semejanza entre los tiempos de arribos entre los sismogramas teóricos y observados deberá considerarse un modelo de corteza con valores de V_p y V_s más precisos.

Como se puede notar el uso de un modelo de corteza adecuado es fundamental en el cálculo de sismogramas teóricos por esta razón se sugiere hacer un estudio encaminado a la determinación de valores de velocidad de onda P y S en la corteza.

III.3.- MODELO DE COEFICIENTES DE ATENUACION.

Para las distancias epicentrales entre el rango de 300 a - 400 km aproximadamente, los modelos de coeficientes de atenuación inelástica empleados no tienen una marcada influencia en la apariencia de los sismogramas teóricos, es por esta causa que - pueden ser utilizados modelos de coeficientes de atenuación inelástica determinados en otras regiones.

Se pueden argumentar algunas cosas en contra de esta práctica debido al hecho de que estos modelos de coeficientes fueron - obtenidos para otras regiones geológicamente diferentes. Desafortunadamente, se carece en la actualidad de un modelo de coeficientes obtenido específicamente para la zona Centro-Occidental de México.

En realidad un análisis detallado de los sismogramas teóricos indica que variaciones en el modelo de coeficientes de atenuación produce cambios apreciables aunque pequeños en la envolvente del sismograma. Desafortunadamente los sismogramas analógicos existentes no tienen la resolución suficiente para poder explotar esta característica. Probablemente sismogramas digitales obtenidos con equipo de banda ancha serían más apropiados.

Para aliviar la falta de un modelo de coeficientes de atenuación se hace necesario realizar un estudio específico para determinar estos valores. Una opción puede ser empleando el modelado de la fase Lg.

III.4.- MOMENTO SISMICO (M_0).

El momento sísmico M_0 afecta al sismograma teórico sólo como un factor de escalamiento. Se puede comprobar que los valores de M_0 obtenidos a partir de la magnitud M_s publicados, son sólo aproximaciones que en general no reproducen las amplitudes de los sismogramas observados en distancias regionales.

Por otro lado los valores de M_0 calculados a distancias tectónicas utilizando ondas superficiales de período largo son de escasa utilidad en el cálculo de movimientos del suelo para efectos de ingeniería. Los resultados obtenidos demuestran que con un solo valor de M_0 no es posible reproducir al mismo tiempo la amplitud de las tres componentes del movimiento del suelo, por lo que se hace necesario utilizar cuando menos dos y en ocasiones hasta tres valores para poder ajustar la amplitud de cada una de las componentes. A la misma conclusión se llega respecto al espectro de la fuente $S(w)$. Este comportamiento se debe posiblemente a que el patrón de radiación de las ondas superficiales producidas por fuentes dipolares en una Tierra estratificada pueden variar considerablemente de un modo a otro.

Todo lo anterior sugiere que es recomendable hacer estudios más a detalle de la relación de la magnitud M_s y el momento sísmico M_0 para esta zona.

III.5.- PROFUNDIDAD FOCAL.

Del análisis de los sismogramas modelados (aceleración o desplazamiento) se desprende que la profundidad focal (H) es un factor determinante en la apariencia de los sismogramas sintéticos. El efecto es tal que aumenta la amplitud, el rango de períodos y la duración del evento cuando la fuente es más somera. Por otro lado cuando la profundidad de la fuente aumenta se observan los efectos contrarios. Esta relación entre la profundidad del foco y los efectos en la forma de onda que produce su variación no es tan sencilla de evaluar pues guarda una depen-

dencia compleja. Esta fuerte dependencia de la apariencia del sismograma con la profundidad del foco indica que puede ser usada para discernir la profundidad mas probable, dentro de las variaciones que normalmente se reportan para un mismo evento en los boletines sismológicos. También puede ser usada en algunos casos favorables para refinar el valor de profundidad para algunos temblores.

La profundidad del foco tiene también repercusión en los -- tiempos de arribo de las ondas Lg, este hecho puede ser usado para estimar profundidades, ajustando tiempos de arribo, siempre y cuando se conozca el modelo de velocidades con suficiente precisión.

Aparte de los trabajos que a lo largo de esta discusión se han sugerido que se realicen, es conveniente también sugerir que se siga estudiando la fase Lg, porque en ella se encuentra una poderosa alternativa para el estudio de la corteza y manto de la Tierra.

CONCLUSIONES

De el análisis de los resultados obtenidos se llega a las siguientes conclusiones:

- 1) El momento sísmico se presenta como un simple escalador en el modelado. Sin embargo su valor es crítico para el ajuste de las amplitudes, en particular cuando se trabaje con - aceleraciones. En general los valores para este parámetro obtenidos del estudio de ondas de período largo a grandes - distancias son de escaso valor para fines de ingeniería. - Estimaciones más precisas son requeridas.
- 2) El método presentado se puede usar para cuantificar los valores del momento sísmico para cada una de las componentes de la fase Lg.
- 3) Se encontró que los modelos de coeficientes de atenuación - inelástica así como el del espectro de la fuente que se han utilizado en estudios para la parte Central de los E.U. son aplicables a la zona Centro-Occidental de México. Mientras no se tengan modelos específicos obtenidos para esta región.
- 4) La profundidad focal y el modelo de corteza son los facto-- res que rigen en gran medida el comportamiento de la forma de onda de la fase Lg. Esta dependencia indica que un análisis de la forma de onda de la fase Lg puede ser usado para estimar profundidades de temblores y visualizar algunos rasgos estructurales.
- 5) Los sismos del 12 de septiembre de 1967 y del 3 de agosto - de 1968 estudiados son más someros de lo que se reportan.

- 6) Se han establecido modelos y valores de algunos parámetros que pueden ser utilizados en la obtención cuantitativa del movimiento del suelo en alguna zona de interés cerca de la región estudiada.
- 7) El método de modelado de la fase Lg basado en la superposición de modos superiores de ondas superficiales que se presenta es bueno, pues logrará resultados aceptables si se toman en cuenta todas las simplificaciones que se hicieron.

Las soluciones de los mecanismos de falla obtenidos en el presente trabajo para los eventos del 12 de septiembre de 1967 y del 3 de agosto de 1968 fueron:

EVENTO	PLANO A			PLANO B			TIPO DE FALLA
	RUMBO	ECHALO	DESL.	RUMBO	ECHALO	DESL.	
12-IX-67	312°	32°	-134°	181°	69°	-69°	normal
3-VIII-68	354°	74°	138°	253°	50°	23°	inversa

El mejor ajuste de la fase Lg observada en la estación UHM para los temblores del 12 de septiembre de 1967 y del 3 de agosto de 1968 se obtuvo con los siguientes valores:

EVENTO	LOCALIZACION		PROF (M)	MAGN (Ms)	MOMENTO SISMICO (d-cm)			PLANO DE FALLA		
	LAT N	LONG W			M _{OL}	M _{OR}	M _{OY}	RUMBO	ECHALO	DESL
12-IX-67	16.45	98.75	37	4.9	2.4E24	3.0E24	3.0E24	312°	32°	-134°
			12	4.9	1.3E24	1.3E24	1.3E24	312°	32°	-134°
3-VIII-68	16.19	97.96	15	4.7	.45E24	1.05E24	1.0E24	354°	74°	138°

En general los sismos estudiados resultaron ser más superficiales de lo que se reportan.

Para el viento del 19 de septiembre de 1985 las máximas -- aceleraciones medidas en la Ciudad de México (Central de Abasco) se pueden reproducir asumiendo los siguientes valores:

EVENTO	LOCALIZACION		PROF (FM)	MAGN (Ms)	MOMENTO SISMICO (d-cm)			PLANO DE FALLA		
	LAT N	LONG W			M _{oL}	M _{oR}	M _{oV}	RUMBO	ECHADO	ESL.
19-IX-85	18.19	102.53	28	8.1	9.8E27	8.0E27	3.5E27	276°	12°N	59°

Debe hacerse notar que en los cálculos no se consideraron correcciones por estación.

A P E N D I C E I

OBTENCION DE LAS ECUACIONES GENERALES DE DESPLAZAMIENTO PRODUCIDAS POR UNA FUENTE PUNTUAL

La teoría que se presenta en este apéndice es tomada de L. Levahin y Z. A. Yanson (1971) y expone los elementos básicos de la teoría más general de las ondas superficiales, válida para restricciones mínimas en el modelo del medio y de la fuente.

ECUACIONES DE DESPLAZAMIENTO PARA ONDAS SUPERFICIALES LOVE Y RAYLEIGH.

Consideremos un medio estratificado inhomogéneo con reglas arbitrarias para la variación con la profundidad de las constantes elásticas y de la densidad. La fuente sísmica será tratada como un campo de fuerzas de volumen, localizadas tanto espacial como temporalmente.

CAMPOS DE DESPLAZAMIENTO EN UN SEMIESPACIO ELASTICO.

Consideremos un semiespacio elástico con coordenadas cilíndricas z, r, ϕ ($0 \leq z < \infty$, $0 \leq r < \infty$, $0 \leq \phi < \infty$). Las ecuaciones de movimiento a ser resueltas en este sistema de coordenadas son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{r}_z}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial \hat{r}_z}{\partial \phi} + \frac{\partial \hat{z}z}{\partial z} + \frac{\hat{r}_z}{r} &= \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} - F_z \\ \frac{\partial \hat{r}_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \hat{r}_\phi}{\partial \phi} + \frac{\partial \hat{r}_z}{\partial z} + \frac{\hat{r}_r - \hat{r}_\phi}{r} &= \rho \frac{\partial^2 u_r}{\partial t^2} - F_r \\ \frac{\partial \hat{r}_\phi}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \hat{r}_\phi}{\partial \phi} + \frac{\partial \hat{r}_z}{\partial z} + \frac{2\hat{r}_\phi}{r} &= \rho \frac{\partial^2 u_\phi}{\partial t^2} - F_\phi \end{aligned} \quad (1)$$

Aquí \hat{r}_z , \hat{r}_r , \hat{r}_ϕ , $\hat{z}z$, $\hat{\phi}\phi$ y $\hat{z}\phi$ son las componentes del tensor

Las componentes de desplazamiento y esfuerzos son continuos y limitados en toda la región $0 \leq z < \infty$. El plano $z=0$ esta libre de esfuerzos, es decir:

$$\hat{r}z = \hat{\phi}z = \hat{z}z = 0 \quad \text{en } z=0 \quad (4)$$

Por considerarse un sistema causal las condiciones iniciales en los desplazamientos son:

$$\vec{U} = \frac{d\vec{U}}{dt} = 0 \quad \text{en } t < 0 \quad (4.a)$$

F U E N T E

El campo de fuerzas $\vec{F}(t, z, r, \phi)$ se describen como una fuente real localizada en espacio y tiempo. La siguientes condiciones son impuestas a \vec{F} .

a) $\vec{F}(t, z, r, \phi) = 0$ para $t < 0$

b) $\vec{F}(t, z, r, \phi)$ es absolutamente integrable y satisface las condiciones de Dirichlet para todos los argumentos.

Entonces podemos permitirnos las siguientes representaciones:

$$\vec{F}(t, z, r, \phi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{l=1}^3 f_m^{(i)} A_m^{(ii)} \right] k dk d\omega \quad (5)$$

donde

$$A_m^{(1)} = a_z Y_m \quad ; \quad A_m^{(2)} = a_r \frac{\partial Y_m}{\partial r} \frac{1}{k} + a_{\phi} \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} \frac{1}{kr}$$

$$A_m^{(3)} = a_r \frac{\partial Y_m}{\partial r} \frac{1}{kr} - a_{\phi} \frac{\partial Y_m}{\partial r} \frac{1}{k} \quad ; \quad Y_m = e^{im\phi} J_m(kr) \quad (6)$$

Aquí J_m es una función Bessel de primera clase de orden m . Los coeficientes $f_m^{(i)}(z, k, \omega)$ son encontrados usando la relación

$$f_m^{(i)} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} (F_r \bar{A}_m^{(i)}) r d\phi dr dt$$

donde $\bar{A}_m^{(i)}$ es el complejo conjugado de $A_m^{(i)}$

Específicamente para $i = 1, 2, 3$ tenemos :

$$\begin{aligned} F_z &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} f_m^{(1)} Y_m \right] k dk d\omega \\ F_r &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} (f_m^{(2)} \frac{\partial \bar{Y}_m}{\partial r} + f_m^{(3)} \frac{\partial \bar{Y}_m}{\partial \phi} \frac{1}{r}) \right] dk d\omega \\ F_\phi &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} (f_m^{(2)} \frac{\partial \bar{Y}_m}{\partial \phi} \frac{1}{r} - f_m^{(3)} \frac{\partial \bar{Y}_m}{\partial r}) \right] dk d\omega \\ \bar{Y}_m &= e^{im\phi} J_m(kr) \end{aligned} \quad (7)$$

Para las componentes de fuerza F_z, F_r, F_ϕ usando (5) y (6) tenemos

$$\begin{aligned} F_z &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} f_m^{(1)} Y_m \right] k dk d\omega \\ F_r &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} (f_m^{(2)} \frac{\partial Y_m}{\partial r} + f_m^{(3)} \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} \frac{1}{r}) \right] dk d\omega \\ F_\phi &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} (f_m^{(2)} \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} \frac{1}{r} - f_m^{(3)} \frac{\partial Y_m}{\partial r}) \right] dk d\omega \end{aligned} \quad (8)$$

FORMULAS DE DESPLAZAMIENTO

Las ecuaciones que aparecen en problemas no estacionarios de la teoría de la elasticidad tienen la forma

$$\bar{U}(t, z, r, \phi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} U d\omega \quad (9)$$

donde

$$U(\omega, z, r, \phi) = V \cdot \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{i=1}^3 V_m^{(i)}(z, k, \omega) A_m^{(i)} k dk \right]$$

que tiene una solución similar a la del problema estacionario de la teoría de la elasticidad, la cual se deriva de la misma forma con la condición que $V_m(z, k, \omega)$ se completamente integrable

en el intervalo $z \in (0, \infty)$. Aquí y posteriormente \bar{V} , indica que la integración de contorno es a lo largo del eje real, y al rededor de los polos del integrando con pequeños semicírculos arriba del polo (para la integración con k) y abajo del polo (para la integración con ω). Por consiguiente para las componentes del vector desplazamiento $U(t, z, r, \phi)$ a lo largo de las direcciones a_z, a_r, a_ϕ obtenemos.

$$u_z = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \bar{V} \cdot \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} V_m^{(1)} Y_m \right] k dk d\omega$$

$$u_r = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \bar{V} \cdot \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \left(V_m^{(2)} \frac{\partial Y_m}{\partial r} + \frac{V_m^{(3)}}{r} \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} \right) \right] dk d\omega \quad (10)$$

$$u_\phi = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \bar{V} \cdot \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \left(\frac{V_m^{(2)}}{r} \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} - V_m^{(3)} \frac{\partial Y_m}{\partial r} \right) \right] dk d\omega$$

Sustituyendo (8), (10) en las ecuaciones (1) y en la condición de frontera (4), y aceptando la permisibilidad de mover la doble diferenciación bajo el signo de la integral, obtenemos -- las siguientes ecuaciones:

a) Para $V_m^{(1)}, V_m^{(2)}$

$$\begin{aligned} \int_1 (V_m^{(1)}, V_m^{(2)}) &\equiv \frac{d}{dz} \left[(\lambda + 2\mu) \frac{dV_m^{(1)}}{dz} - k \lambda V_m^{(2)} \right] - k \mu \frac{dV_m^{(2)}}{dz} + V_m^{(1)} (\omega^2 \rho - k^2 \mu) = -f_m^{(1)} \\ \int_2 (V_m^{(1)}, V_m^{(2)}) &\equiv \frac{d}{dz} \left[\mu \frac{dV_m^{(2)}}{dz} + k \mu V_m^{(1)} \right] + k \lambda \frac{dV_m^{(1)}}{dz} + V_m^{(2)} (\omega^2 \rho - k^2 \lambda - 2k^2 \mu) = -f_m^{(2)} \end{aligned} \quad (11)$$

con condiciones de frontera

$$\bar{\sigma}_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{dV_m^{(1)}}{dz} - k \lambda V_m^{(2)} = 0 \quad ; \quad \bar{\tau}_{rz} = \mu \frac{dV_m^{(2)}}{dz} + k \mu V_m^{(1)} = 0 \quad \text{para } z=0 \quad (12)$$

Las funciones $V_m^{(1)}, V_m^{(2)}, \bar{\sigma}_{zz}, \bar{\tau}_{rz}$ son continuas y limitadas $\forall z$

b) Para $V_m^{(3)}$

$$\int_3 (V_m^{(3)}) \equiv \frac{d}{dz} \left(\mu \frac{dV_m^{(3)}}{dz} \right) + V_m^{(3)} (\omega^2 \rho - k^2 \mu) = -f_m^{(3)} \quad (13)$$

$$\bar{\epsilon}_{\phi z} \equiv u \frac{dV_m^{(3)}}{dz} = 0 \quad \text{para } z = 0 \quad (14)$$

Las funciones $V_m^{(3)}$ y $\bar{\epsilon}_{\phi z}$ son continuas y limitadas para todo z

El lado izquierdo de la ecuación (11) y la condición de frontera (12) definen ambas un operador L en la región con el vector función completo integrable $\begin{vmatrix} V_m^{(1)} \\ V_m^{(2)} \end{vmatrix}$

El lado izquierdo de la ecuación (13) y la condición de frontera (14) definen ambas un operador L_2 en la región de integración con la función $V_m^{(3)}$.

Si el vector función $\begin{vmatrix} f_m^{(1)} \\ f_m^{(2)} \end{vmatrix}$ y la función $f_m^{(3)}$ son completamente integrables en el intervalo $z \in (0, \infty)$, lo cual viene de las condiciones impuestas a la función $\bar{F}(t, z, r, \phi)$, entonces las siguientes relaciones entre las funciones $V_m^{(1)}$, $V_m^{(2)}$, $V_m^{(3)}$ y las funciones características de los operadores descritos arriba son válidas.

EXPRESIONES DE V_m EN TERMINOS DE FUNCIONES CARACTERISTICAS

$V_m^{(i)}$ ($i=1,2$) puede expresarse de la siguiente manera:

$$V_m^{(i)} = \sum_{k=1}^{K_R(k)} \gamma_{km}^R \tilde{V}_k^{(i)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} \gamma_m^R(b) \tilde{V}^{(i)}(b, z) db \quad (15)$$

Para los coeficientes γ_{km}^R , γ_m^R tenemos:

$$\gamma_{km}^R = \frac{1}{\omega_{ka}^2(k) - \omega^2} \frac{D_{km}^R}{I_{kR}} \quad ; \quad \gamma_m^R = \frac{D_m^R}{b(k - \omega^2)} \quad (16)$$

$$D_{km}^R = \int_0^{\infty} (f_m^{(1)} \tilde{V}_k^{(1)} + f_m^{(2)} \tilde{V}_k^{(2)}) dz \quad ; \quad D_m^R = \int_0^{\infty} (f_m^{(1)} \tilde{V}^{(1)} + f_m^{(2)} \tilde{V}^{(2)}) dz$$

$$I_{kR} = \int_0^{\infty} \rho \left[(\tilde{V}_k^{(1)})^2 + (\tilde{V}_k^{(2)})^2 \right] dz \quad (15.3)$$

$$\omega_0 = k^2 \beta^2$$

$$\beta = \max \beta(z)$$

Aquí $\tilde{V}_k^{(1)}$ y $\tilde{V}_k^{(2)}$, $\tilde{V}^{(1)}$, $\tilde{V}^{(2)}$ son las funciones características de los operadores que constituyen los lados izquierdos de (11) con condiciones de frontera (12) y $\tilde{V}^{(1)}$ es el complejo conjugado de $\tilde{V}^{(2)}$.

La primera parte de la función correspondiente al espectro discreto de los valores característicos $\omega_{k\alpha}^2$ ($k=1, 2, \dots, K_R(\eta)$); $\eta^2 C_R < \omega_{k\alpha}^2 < \infty$ donde C_R es la velocidad mínima de las ondas de Rayleigh en un semiespacio con iguales constantes $\alpha(z)$, $\beta(z)$, $\rho(z)$ para algún valor de profundidad. La segunda parte corresponde al espectro -- continuo de valores característicos b ($\omega_0^2 \leq b < \infty$).

Aquí el número de onda η juega el papel de un parámetro libre.

Similarmente $V_m^{(3)}$ puede expresarse como:

$$V_m^{(3)} = \sum_{k=1}^{K_R(\eta)} V_{km}^L \tilde{V}_k^{(3)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^L(b) \tilde{V}^{(3)}(z, b) db \quad (17)$$

donde

$$V_{km}^L = \frac{1}{\omega_{k\alpha}^2 (\eta - \omega^2)} \frac{D_{km}^L}{I_{k\alpha}} \quad ; \quad V_m^L = \frac{D_m^L}{b(\eta) - \omega^2} \quad (18)$$

$$D_{km}^L = \int_0^{\infty} f_m^{(3)} \tilde{V}_k^{(3)} dz \quad ; \quad D_m^L = \int_0^{\infty} f_m^{(3)} \tilde{V}^{(3)} dz$$

$$I_{k\alpha} = \int_0^{\infty} \rho (\tilde{V}_k^{(3)})^2 dz$$

Sustituyendo estas expresiones para V_m en las ecuaciones (16), obtenemos fórmulas parecidas para los desplazamientos.

$$u_z = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{i\omega t} \left[V \cdot \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \left(\sum_{k=1}^{K_R(\eta)} V_{km}^{(2)} \tilde{V}_k^{(1)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^R(b) \tilde{V}^{(2)} db \right) Y_m \right] \eta d\eta \right] d\omega$$

$$u = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{i\omega t} \left[V \cdot \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[\left(\sum_{k=1}^{K_R(\eta)} V_{km}^{(2)} \tilde{V}_k^{(2)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^R(b) \tilde{V}^{(2)} db \right) \frac{\partial Y_m}{\partial r} + \frac{1}{r} \left(\sum_{k=1}^{K_R(\eta)} V_{km}^L \tilde{V}_k^{(3)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^L(b) \tilde{V}^{(3)} db \right) \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} \right] \right] d\eta \right] d\omega \quad (19)$$

$$\begin{aligned}
 u_{\phi} = & \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \left\{ \sqrt{r} \int_0^{\infty} \left[\sum_{m=-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \left(\sum_{k=1}^{K_R(\omega)} V_{km}^{(1)} \check{V}_k^{(2)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^{(1)}(b) \check{V}^{(2)} db \right) \frac{\partial Y_m}{\partial \phi} - \right. \right. \\
 & \left. \left. - \left(\sum_{k=1}^{K_L(\omega)} V_{km}^L \check{V}_k^{(3)} + \int_{\omega_0^2}^{\infty} V_m^L(b) \check{V}^{(3)} db \right) \frac{\partial Y_m}{\partial r} \right] d\eta \right\} d\omega \quad (19)
 \end{aligned}$$

EXPRESIONES ASINTOTICAS PARA r GRANDES

A grandes distancias r , las cuales no son proporcionales con las dimensiones de la extensión de la falla de la fuente sísmica, la parte principal de los disturbios dados por las fórmulas (19) llegan a ser ondas superficiales Love y Rayleigh.

Cuidando solamente las partes, que decrecen no mas rápido - que r^{-1} , obtenemos las siguientes fórmulas para desplazamientos en r :

$$u_z(t, z, r, \phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi r}} \operatorname{Re} \int_{\omega_0}^{\infty} \frac{\exp(i\omega t - \gamma/4)}{\omega} \left[\sum_{k=1}^{K_R(\omega)} U_{Rk}(\omega, \phi) \check{V}_k^{(1)}(\omega, z) \frac{\sqrt{\eta_{kR}}}{U_{kR} I_{kR}} \exp(-i\eta_{kR} r) \right] d\omega$$

$$u_r(t, z, r, \phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi r}} \operatorname{Re} \int_{\omega_0}^{\infty} \frac{\exp(i\omega t - \gamma/4)}{\omega} \left[\sum_{k=1}^{K_R(\omega)} U_{Rk}(\omega, \phi) \check{V}_k^{(2)}(\omega, z) \frac{\sqrt{\eta_{kR}}}{U_{kR} I_{kR}} \exp(-i\eta_{kR} r) \right] d\omega \quad (20)$$

$$u_{\phi}(t, z, r, \phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi r}} \operatorname{Re} \int_{\omega_0}^{\infty} \frac{\exp(i\omega t - \gamma/4)}{\omega} \left[\sum_{k=1}^{K_L(\omega)} U_{Lk}(\omega, \phi) \check{V}_k^{(3)}(\omega, z) \frac{\sqrt{\eta_{kL}}}{U_{kL} I_{kL}} \exp(-i\eta_{kL} r) \right] d\omega$$

Aquí $Q=R, L$. $K_Q(\omega)$ es el número máximo de armónicos de las ondas Love (L) y Rayleigh(R) los cuales existen para una ω dada.

$$U_{kQ}(\omega, \phi) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} D_{km}^Q \exp(im(\phi + \frac{\pi}{2})) \quad (21)$$

η_{kQ} es el número de onda. La velocidad de fase y la velocidad de grupo del k -ésimo armónico C_{kQ} , U_{kQ} están relacionados a η_{kQ} por

$$C_{KQ} = \frac{\omega}{h_{KQ}} \quad ; \quad U_{KQ} = \frac{d\omega}{dh} \quad (h = h_{KQ}) \quad (22)$$

$\bar{\omega}$ es la frecuencia límite

Hermann (1974) toma los resultados obtenidos por Levshin y Yanson (1971) ecuaciones (19), le hace ligeras modificaciones en la notación y después de despreciar los términos que decrecen con más rapidez que $\bar{r}^{1/2}$ que con r , establece las siguientes expresiones asintóticas para los desplazamientos:

$$u_z(t, z, r, \varphi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_R(\omega)} \frac{D_{R,k}(\omega, \varphi) V_k^{(1)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-i h_{KR} r - i\pi/4)}{2 C_{KR} U_{KR} I_{OKR} (h_{KR} r)^{1/2}} d\omega$$

$$u_r(t, z, r, \varphi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_R(\omega)} \frac{D_{R,k}(\omega, \varphi) V_k^{(2)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-i h_{KR} r - i\pi/4)}{2 C_{KR} U_{KR} I_{OKR} (h_{KR} r)^{1/2}} d\omega \quad (23)$$

$$u_\varphi(t, z, r, \varphi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{K_L(\omega)} \frac{D_{L,k}(\omega, \varphi) V_k^{(3)}(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-i h_{KL} r - i\pi/4)}{2 C_{KL} U_{KL} I_{OKL} (h_{KL} r)^{1/2}} d\omega$$

Donde :

u_z es la componente vertical de la onda de Rayleigh.

u_r es la componente radial de la onda de Rayleigh.

u_φ es la onda de Love (transversal).

C_{KQ} es la velocidad de fase del K-ésimo modo para el tipo de onda Q (Q = L, R).

U_{KQ} es la velocidad de grupo del K-ésimo modo para el tipo de onda Q (Q = L, R).

h_{KQ} es el número de onda del k-ésimo modo para el tipo de onda Q (Q = L, R).

I_{OKQ} es la integral de energía del k-ésimo modo para el tipo de onda Q (Q = L, R).

$K_Q(\omega)$ es el número de modos presente en una frecuencia dada.

$V_K^{(i)}$ son las funciones características para el k-ésimo modo como funciones de la profundidad (z) y la frecuencia angular (ω) para la componente vertical de la onda Rayleigh (si $i=1$), -

para la componente radial de la onda de Rayleigh (si $i=2$) y para la onda Love (si $i=3$).

D_{KQ} representa la excitación de las funciones características devida al sistema de fuerzas que actúa en la fuente.

FUNCIONES CARACTERISTICAS $V_K^{(i)}$

Como μ y ρ no se den como una función explícita de z , las ecuaciones (11) deben integrarse numéricamente. Para evitar la determinación de la derivada a partir de cantidades empíricamente conocidas $\lambda(z)$ y $\mu(z)$, se transforman las ecuaciones (11) en un sistema de cuatro ecuaciones diferenciales simultáneas. De las ecuaciones (11) y (12) obtenemos:

$$\begin{pmatrix} \frac{dV_K^{(1)}}{dz} \\ \frac{dV_K^{(2)}}{dz} \\ \frac{d\bar{\epsilon}_{zz}}{dz} \\ \frac{d\bar{\epsilon}_{rz}}{dz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{\rho_{ke} \lambda}{\lambda + 2\mu} & \frac{1}{\lambda + 2\mu} & 0 \\ -\rho_{ke} & 0 & 0 & \frac{1}{\mu} \\ -\rho_{\omega^2} & 0 & 0 & \rho_{ke} \\ 0 & -\rho_{\omega^2} + \left[\frac{4\rho_{ke}^2 \mu (\lambda + \mu)}{(\lambda + 2\mu)} \right] & \frac{-\rho_{ke} \lambda}{\lambda + 2\mu} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_K^{(1)} \\ V_K^{(2)} \\ \bar{\epsilon}_{zz} \\ \bar{\epsilon}_{rz} \end{pmatrix} \quad (24)$$

Este sistema está sujeto a las siguientes condiciones de frontera:

- $V_K^{(1)} = 1, V_K^{(2)} = \epsilon_0, \bar{\epsilon}_{zz}, \bar{\epsilon}_{rz} = 0$ en $z=0$.
- $V_K^{(1)}, V_K^{(2)}$ tiendan a cero cuando z tiende a infinito.
- $V_K^{(1)}, V_K^{(2)}, \bar{\epsilon}_{zz}, \bar{\epsilon}_{rz}$ son limitadas y continuas para todo valor de z .

Los $V_K^{(i)}$ ($i=1,2$), $\bar{\epsilon}_{\phi z}$ y $\bar{\epsilon}_{rz}$ son las transformadas de Fourier-Bessel de las cantidades u_z , u_r , $\hat{z}z$ y $\hat{r}z$.

Los valores solución del sistema de ecuaciones (24) por razones de nomenclatura se identificarán como $\tilde{V}_K^{(1)}$ y $\tilde{V}_K^{(2)}$, aunque estrictamente como se ve, son los valores $V_K^{(1)}$ y $V_K^{(2)}$. Las funciones $\tilde{V}_K^{(1)}$ y $\tilde{V}_K^{(2)}$ se obtienen como funciones de la profundidad. Aquí el subíndice K indica el modo de propagación para el cual se determina $\tilde{V}^{(1)}$ y $\tilde{V}^{(2)}$.

En general la ecuaciones (13) deben integrarse numericamente. Sin embargo no es conveniente integrarla de esta manera, porque es necesario evaluar la derivada de $\mu(z)$ que es determinada empíricamente.

Esta dificultad puede salvarse transformando la ecuación (13) en el siguiente sistema de ecuaciones diferenciales lineales:

$$\begin{bmatrix} \frac{dV_K^{(3)}}{dz} \\ \frac{d\bar{\epsilon}_{\phi z}}{dz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{\mu} \\ \mu^2 - \beta\omega^2 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_K^{(3)} \\ \bar{\epsilon}_{\phi z} \end{bmatrix} \quad (25)$$

Este sistema tiene como condiciones de frontera:

- $V_K^{(3)} = 1$; $\bar{\epsilon}_{\phi z} = 0$ en $z = 0$
- $V_K^{(3)}$ tienda a cero cuando z tiende a infinito.
- $V_K^{(3)}$ y $\bar{\epsilon}_{\phi z}$ sean continuas y limitadas para toda z .

Aquí $V_K^{(3)}$ y $\bar{\epsilon}_{\phi z}$ son las transformadas Fourier-Bessel de u_ϕ y $\hat{\phi}z$.

Los valores solución del sistema de ecuaciones (25) por razones de nomenclatura serán identificadas como $\tilde{V}_K^{(3)}$ y $\tilde{\bar{\epsilon}}_{\phi z}$ aunque estrictamente como se puede observar son los valores de

$v_K^{(3)}$ y $\bar{\epsilon}_{\phi z}$.

Una vez determinados los valores $\tilde{V}_K^{(1)}$, $\tilde{V}_K^{(2)}$ y $\tilde{V}_K^{(3)}$, las integrales de energía se pueden evaluar con las expresiones (16.a) y (18) como :

$$I_{OKR} = \int_0^{\infty} \rho \left[\left\{ \tilde{V}_K^{(1)} \right\}^2 + \left\{ \tilde{V}_K^{(2)} \right\}^2 \right] dz$$

$$I_{OKL} = \int_0^{\infty} \rho \left\{ V_K^{(3)} \right\}^2 dz \quad (26)$$

APENDICE II

DETERMINACION DE LAS ECUACIONES DE PERIODO DE LAS ONDAS
LOVE Y RAYLEIGH UTILIZANDO LA FORMULACION DE HASKELL-THOMSON

Consideremos un medio elástico semi-infinito que consista de $(N-1)$ capas homogéneas paralelas que sobreyescan a un semi-espacio homogéneo. Las capas son numeradas en serie, siendo la capa superior la capa 1 y el semi-espacio la capa N . Habrá un conjunto de N interfaces incluyendo la superficie libre. Coloquese el origen de un sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z) en la superficie libre con el eje z dirigido hacia el interior del medio y el eje y colocado en forma positiva del plano del papel hacia el lector. La n -ésima capa D_n , es de espesor d_n y está limitado por el plano $z=z_{n-1}$ por arriba y por el plano $z=z_n$ por abajo. Los parámetros de esta capa son $\lambda_n, \mu_n, \rho_n, \alpha_n$ y β_n (figura 1).

Hagamos que una onda plana armónica (SH, SV o P) que venga de abajo incida en la interface $(N-1)$ con un ángulo de incidencia conocido. Parte de la onda es reflejada hacia el semi-espacio y parte es transmitida hacia el medio estratificado. Cada capa entonces contiene un campo de desplazamiento que se propaga hacia arriba y un campo de desplazamiento que se propaga hacia abajo, - campos semejantes cumplen las siguientes condiciones de frontera:

- 1.- Las tracciones en la superficie libre $z=0$ desaparecen.
- 2.- Los desplazamientos y esfuerzos en cada interfase son continuos.

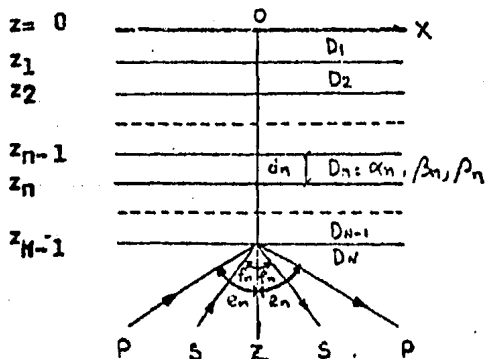


FIG. 1 Enumeración de capas o interfases para un medio estratificado de tierra.

ECUACION DE PERIODO DE LA ONDA LOVE

Se puede escribir el campo de desplazamiento en la n-ésima capa de nuestro medio estratificado como:

$$U_n = a_y v_n \quad (1)$$

$$v_n = \underbrace{v_n'' e^{i(\omega t - k_n x \operatorname{sen} f_n + k_n z \operatorname{cos} f_n)}}_{\text{hacia arriba}} + \underbrace{v_n' e^{i(\omega t - k_n x \operatorname{sen} f_n - k_n z \operatorname{cos} f_n)}}_{\text{hacia abajo}} \quad (2)$$

$$k_n = \omega / \beta_n$$

Introduciendo la notación

$$k = k_n \operatorname{sen} f_n$$

$$k_n = \begin{cases} \sqrt{[(c/\beta_n)^2 - 1]} & c > \beta_n \\ -i \sqrt{[1 - (c/\beta_n)^2]} & c < \beta_n \end{cases} \quad (3)$$

$c = \beta_n / \operatorname{sen} f_n$; c — velocidad de fase.

encontramos las siguientes expresiones para el desplazamiento transversal y el esfuerzo de cizalla en la n-ésima capa -----
($z_{n-1} \leq z \leq z_n$) :

$$v_n(z) = v_n'' e^{i k_n z} + v_n' e^{-i k_n z} \quad (4)$$

$$\tau_n(z) = [\tau_{2y}(z)] = \mu_n \frac{\partial v_n}{\partial z} = i k_n \mu_n [v_n'' e^{i k_n z} - v_n' e^{-i k_n z}]$$

El factor común $\exp i(\omega t - kx)$ ha sido temporalmente eliminado. Nos conviene ahora tratar mejor con la velocidad normalizada v/c , donde c es la misma para todas las capas. Por lo tanto, - tenemos que para la interfase (n-1):

$$\frac{\dot{v}_n(z_{n-1})}{c} = i k (v_n'' e^{i k_n z_{n-1}} + v_n' e^{-i k_n z_{n-1}}) \quad (5)$$

$$\frac{1}{\mu_n k_n} \tau_n(z_{n-1}) = i k (v_n'' e^{i k_n z_{n-1}} - v_n' e^{-i k_n z_{n-1}})$$

Similarmente para la n-ésima interfase

$$\begin{aligned}\frac{\dot{v}_n(z_n)}{c} &= i\eta (v_n'' e^{i\eta \eta_n (z_{n-1}+d_n)} + v_n' e^{-i\eta \eta_n (z_{n-1}+d_n)}) \\ \frac{\sigma_n(z_n)}{\mu_n \eta_n} &= i\eta (v_n'' e^{i\eta \eta_n (z_{n-1}+d_n)} - v_n' e^{-i\eta \eta_n (z_{n-1}+d_n)})\end{aligned}\quad (6)$$

Las ecuaciones (5) y (6) se pueden expresar en la forma

$$\begin{aligned}\frac{\dot{v}_n(z_{n-1})}{c} &= i \Omega_n^+ & ; \quad \frac{\sigma_n(z_{n-1})}{\mu_n \eta_n} &= i \Omega_n^- \\ \frac{\dot{v}_n(z_n)}{c} &= i \Omega_n^+ \cos \Theta_n - \Omega_n^- \sin \Theta_n & ; \quad \frac{\sigma_n(z_n)}{\mu_n \eta_n} &= -\Omega_n^+ \sin \Theta_n + i \Omega_n^- \cos \Theta_n\end{aligned}\quad (7)$$

donde:

$$\begin{aligned}\Theta_n &= \eta \eta_n d_n \\ \Omega_n^+ &= \eta [v_n'' e^{i\eta \eta_n z_{n-1}} + v_n' e^{-i\eta \eta_n z_{n-1}}] \\ \Omega_n^- &= \eta [v_n'' e^{i\eta \eta_n z_{n-1}} - v_n' e^{-i\eta \eta_n z_{n-1}}]\end{aligned}\quad (8)$$

Eliminando Ω_n^+ y Ω_n^- de las ecuaciones (8) obtenemos una matriz relación entre los valores de desplazamiento y los de esfuerzo en la parte superior e inferior de la n-ésima capa.

$$\begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_n(z_n)}{c} \\ \sigma_n(z_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \Theta_n & i \mu_n^{-1} \eta_n \sin \Theta_n \\ i \mu_n \eta_n \sin \Theta_n & \cos \Theta_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_n(z_{n-1})}{c} \\ \sigma_n(z_{n-1}) \end{bmatrix}\quad (9)$$

parte inferior
de la capa O_n

matriz relación

parte superior
de la capa O_n

Llamando a la matriz relación " a_n ", podemos reescribir la ecuación (9) como:

$$\begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_n(z_n)}{c} \\ \sigma_n(z_n) \end{bmatrix} = a_n \begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_n(z_{n-1})}{c} \\ \sigma_n(z_{n-1}) \end{bmatrix}\quad (9.3)$$

similarmente para la capa (n-1) tenemos:

$$\begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_{n-1}(z_{n-1})}{c} \\ \sigma_{n-1}(z_{n-1}) \end{bmatrix} = a_{n-1} \begin{bmatrix} \frac{\dot{v}_{n-1}(z_{n-2})}{c} \\ \sigma_{n-1}(z_{n-2}) \end{bmatrix}\quad (10)$$

Usando las condiciones de frontera que \dot{v} y σ en la parte superior de la n-ésima capa son iguales a los valores correspondien

tes en la parte inferior de la capa (n-1), las ecuaciones (9.a) y (10) producen:

$$\text{aquí} \quad \begin{pmatrix} \frac{\dot{v}_n}{c} \\ \tau_n \end{pmatrix} = a_n a_{n-1} \begin{pmatrix} \frac{\dot{v}_{n-1}}{c} \\ \tau_{n-1} \end{pmatrix} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \dot{v}_n &= \dot{v}_n(z_n) \\ \tau_n &= \tau_n(z_n) \end{aligned} \quad (n=1, 2, \dots, N-1)$$

Ahora resulta obvio que

$$\begin{pmatrix} \frac{\dot{v}_{N-1}}{c} \\ \tau_{N-1} \end{pmatrix} = a_{N-1} a_{N-2} \dots a_1 \begin{pmatrix} \frac{\dot{v}_1}{c} \\ \tau_0 \end{pmatrix} \quad (12)$$

donde

$$\dot{v}_1 = \dot{v}_1(0) \quad ; \quad \tau_0 = \tau_0(0)$$

Haciendo $a_{N-1} a_{N-2} \dots a_1 = A^L$, la ecuación (12) produce

$$\begin{aligned} \frac{\dot{v}_{N-1}}{c} &= \frac{\dot{v}_{N-1}}{c} = A_{11}^L \frac{\dot{v}_1}{c} + A_{12}^L \tau_0 \\ \tau_N &= \tau_{N-1} = A_{21}^L \frac{\dot{v}_1}{c} + A_{22}^L \tau_0 \end{aligned} \quad (13)$$

donde A_{ij}^L son los elementos de la matriz A^L y $\dot{v}_n = \dot{v}_n(z_{n-1})$, $\tau_n = \tau_n(z_{n-1})$.

También para $n=N$, las ecuaciones (7) y (13) producen

$$i \Omega_N^+ = A_{11}^L \frac{\dot{v}_1}{c} + A_{12}^L \tau_0 \quad ; \quad i \mu_N \eta_N \Omega_N^- = A_{21}^L \frac{\dot{v}_1}{c} + A_{22}^L \tau_0 \quad (14)$$

Recordando en este punto la condición de frontera que $\tau_0=0$ y usando $\dot{v}/c = i k v_0$, tenemos de las ecuaciones (8) y (14)

$$\frac{\dot{v}_N^+}{\dot{v}_N^-} = \frac{A_{11}^L - A_{21}^L / (\mu_N \eta_N)}{A_{11}^L + A_{21}^L / (\mu_N \eta_N)} e^{2i k \eta_N z_{N-1}} \quad (\text{Onda SH reflejada}) \quad (15)$$

$$\frac{\tau_0}{\dot{v}_N^-} = \frac{2}{A_{11}^L + A_{21}^L / (\mu_N \eta_N)} e^{i k \eta_N z_{N-1}} \quad (\text{Onda SH en la sup. libre}) \quad (16)$$

Si añadimos la condición inicial que los campos de desplazamiento y esfuerzo en el semi-espacio deben tender a cero cuando z

tiende a infinito, obtenemos la ecuación de período de la onda Love. Insertando $v_n''=0$ en (14) y usando la ecuación (8) encontramos:

$$\boxed{A_{21}^L = -\mu_N h_N A_{11}^L} \quad (17)$$

ECUACION DE PERIODO DE LA ONDA RAYLEIGH

La ecuación de período de la onda Rayleigh puede obtenerse en forma semejante a la utilizada en la onda Love sólo que ahora debe considerarse que para este caso se tiene incidencia de ondas P y SV. La ecuación de período para esta onda es la siguiente:

$$\boxed{\frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}}} \quad (18)$$

La deducción de esta fórmula puede consultarse en Ben-Menahem (1981).

para la ecuación (18):

J_{ij} son los elementos (i,j) de la matriz J .

$$J = E_N^{-1} A^R$$

$$A^R = a_{N-1} a_{N-2} \dots a_1$$

$$a_n = D_n E_n^{-1} \quad (n=1, N-1)$$

n -- es el número de capa que se considere.

N -- es el número de capas del modelo estratificado.

$$E_n^{-1} = \begin{bmatrix} -2(\beta_n/\alpha_n)^2 & 0 & (\rho_n \alpha_n^4)^{-1} & 0 \\ 0 & c^2 (\gamma_{n-1}^2 (\alpha_n^2 h_{an})^{-1}) & 0 & (\rho_n \alpha_n^2 h_{an})^{-1} \\ (\gamma_{n-1}^2 (\gamma_n^2 / \beta_n)^{-1}) & 0 & -(\rho_n c^2 \gamma_n h_{an})^{-1} & 0 \\ 0 & 1 & 0 & (\rho_n c^2 \delta_n)^{-1} \end{bmatrix}$$

donde :

$$\eta_{\alpha n} = \begin{cases} \sqrt{\left[\left(\frac{c}{\alpha_n}\right)^2 - 1\right]} & c > \alpha_n \\ -i \sqrt{\left[1 - \left(\frac{c}{\alpha_n}\right)^2\right]} & c < \alpha_n \end{cases}$$

$$\eta_{\beta n} = \begin{cases} \sqrt{\left[\left(\frac{c}{\beta_n}\right)^2 - 1\right]} & c > \beta_n \\ -i \sqrt{\left[1 - \left(\frac{c}{\beta_n}\right)^2\right]} & c < \beta_n \end{cases}$$

$$\delta_{11} = \frac{2\beta_n^2}{c^2}$$

En la ecuación (2) se puede observar que

$$\frac{U_0}{\omega c} = \begin{cases} \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}} & \text{es la parte correspondiente a las ondas P.} \\ \frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} & \text{es la parte correspondiente a las ondas SV.} \end{cases}$$

para la matriz a_n tenemos:

$$(\hat{a}_n)_{11} = \gamma_n \cos P_n - (\delta_n - 1) \cos Q_n$$

$$(\hat{a}_n)_{12} = i \left[(\delta_n - 1) \eta_{\alpha n} \sin P_n + \gamma_n \eta_{\beta n} \sin Q_n \right]$$

$$(\hat{a}_n)_{13} = -(\beta_n c^2)^{-1} (\cos P_n - \cos Q_n)$$

$$(\hat{a}_n)_{14} = i (\beta_n c^2)^{-1} (\eta_{\alpha n} \sin P_n + \eta_{\beta n} \sin Q_n)$$

$$(\hat{a}_n)_{21} = -i \left[\delta_n \eta_{\alpha n} \sin P_n + (\delta_n - 1) \eta_{\beta n} \sin Q_n \right]$$

$$(\hat{a}_n)_{22} = -(\delta_n - 1) \cos P_n + \delta_n \cos Q_n$$

$$(\hat{a}_n)_{23} = i (\beta_n c^2)^{-1} (\eta_{\alpha n} \sin P_n + \eta_{\beta n} \sin Q_n)$$

$$(\hat{a}_n)_{24} = (\hat{a}_n)_{13}$$

$$P_n = \eta_{\beta n} d_n$$

$$Q_n = \eta_{\alpha n} d_n \quad ; \quad k = \frac{k}{\alpha_n} \sin E_n = \eta_{\beta n} \sin P_n$$

$$(\hat{a}_n)_{31} = \beta_n c^2 \delta_n (\delta_n - 1) (\cos P_n - \cos Q_n)$$

$$(\hat{a}_n)_{32} = i \beta_n c^2 [(\delta_n - 1)^2 \eta_{\alpha n}^{-1} \sin P_n + \delta_n^2 \eta_{\beta n} \sin Q_n]$$

$$(\hat{a}_n)_{33} = (\hat{a}_n)_{12}$$

$$(\hat{a}_n)_{34} = (\hat{a}_n)_{13}$$

$$(\hat{a}_n)_{41} = i \beta_n c^2 [\delta_n^2 \eta_{\alpha n} \sin P_n + (\delta_n - 1)^2 \eta_{\beta n}^{-1} \sin Q_n]$$

$$(\hat{a}_n)_{42} = (\hat{a}_n)_{31}$$

$$(\hat{a}_n)_{43} = (\hat{a}_n)_{21}$$

$$(\hat{a}_n)_{44} = (\hat{a}_n)_{22}$$

c -- es la velocidad de fase.

α -- es la velocidad de las ondas (P).

β -- es la velocidad de las ondas (S).

ρ -- es la densidad

η -- es el número de onda.

P_n -- es el ángulo de incidencia de las ondas S.

Q_n -- es el ángulo de incidencia de las ondas P.

Con el fin de ilustrar la solución de las ecuaciones (17 y 18) se estudia el caso más simple de la propagación de las ondas Love esto es, en un semiespacio homogéneo al cual sobreyace una capa homogénea. Tomando los valores μ_1 y μ_2 y las densidades ρ_1 y ρ_2 para el semiespacio respectivamente, la ecuación (1) se puede escribir como:

$$\tan \theta_1 = i \frac{\mu_2 \eta_2}{\mu_1 \eta_1} \quad (19)$$

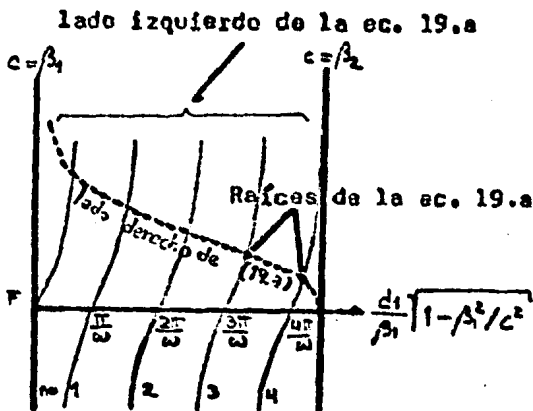
$$\theta_1 = \eta_{\beta 1} d_1 \quad ; \quad \eta_1 = \begin{cases} \left[\left(\frac{c}{\beta_1} \right)^2 - 1 \right]^{1/2} & c > \beta_1 \\ -i \left[1 - \left(\frac{c}{\beta_1} \right)^2 \right]^{1/2} & c < \beta_1 \end{cases}$$

; d_1 -- espesor de la capa 1

Si consideramos que $\beta_2 > \beta_1$, $\beta_2 > c > \beta_1$, y que $w = c k$ la ecuación (19) puede escribirse como:

$$\tan \omega d_1 \left[\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2} \right]^{\frac{1}{2}} = \frac{\mu_2}{\mu_1} \frac{\left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2} \right)^{\frac{1}{2}}}{\left(\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2} \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (19.a)$$

La ecuación (19.a) puede resolverse gráficamente para obtener la velocidad de fase. La figura (2) muestra el lado derecho de esta ecuación como una línea discontinua y el lado izquierdo como una línea continua, ambas como una función de $(d_1/\beta_1) (1 - \beta_1^2/c^2)^{1/2}$. Las raíces son determinadas por la intersección de las dos líneas de la figura, es claro que las raíces reales para c estén limitadas entre β_1 y β_2 (puesto que se asumió que $\beta_2 > \beta_1$).



Se encuentra que existen solamente un número finito de raíces para una frecuencia dada w . Cuando $w=0$ hay sólo una raíz la cual es el punto del "modo fundamental", que corresponde a la rama extrema izquierda de las curvas tangentes. Si se incrementa w , la curva tangente marcada como $n=1$ entra al rango de la parte derecha de la ecuación (19.a). Entra cuando π/w es igual a $(d_1/\beta_1) (1 - \beta_1^2/\beta_2^2)^{1/2}$. Si se incrementa w , más curvas tangentes entrarán al rango de la parte derecha de la ecuación (19.a). La n -ésima curva entra cuando w es igual a:

$$\omega c n = \frac{n \pi \beta_1}{d_1} \left/ \left(1 - \frac{\beta_1^2}{\beta_2^2} \right)^{\frac{1}{2}} \right.$$

lo cual es conocido como "la frecuencia de corte del n-ésimo modo", porque como lo muestra la figura I el n-ésimo modo existe sólo cuando $w > w_{cn}$.

Así el n-ésimo modo superior aparece cuando $w = w_{cn}$ y existe para frecuencias superiores que w_{cn} . En la frecuencia de corte, todos los modos superiores tienen una velocidad de fase $c = \beta_2$. Cuando w tiende al infinito ($w \rightarrow \infty$), para todos los modos la velocidad de fase se aproxima a β_1 . De esto se deduce que para una w dada, existe solamente un número finito de modos.

Para un valor dado de $w d_1$ ($w = c_n h_n$) la ecuación (19.a) puede resolverse para encontrar c y por medio de $U_n = dw/dh_n$ la velocidad de grupo (U_n) puede ser determinada.

La ecuación (19) como se explicó, muestra que la velocidad de fase c de las ondas Love no es un valor fijo ya que depende del valor $h = 2\pi/\lambda$, es decir, de la longitud de onda de la componente de Fourier que se considere. Ondas de diferentes frecuencias en general se propagan con diferentes velocidades de fase y por tanto con diferentes velocidades de grupo. Este fenómeno se conoce como dispersión y es causado por la inhomogeneidad del medio. La inhomogeneidad puede resultar de cambios continuos de los parámetros elásticos o de abruptas discontinuidades en el medio.

En la figura (3) se muestran algunas curvas de dispersión típicamente de las ondas superficiales en este caso, para el modo fundamental y los tres primeros superiores de la onda Love. Se nota de la gráfica el carácter dispersivo de esta onda pues para una señal con un cierto período el modo fundamental y los superiores se propagan con diferentes velocidades de fase y grupo.

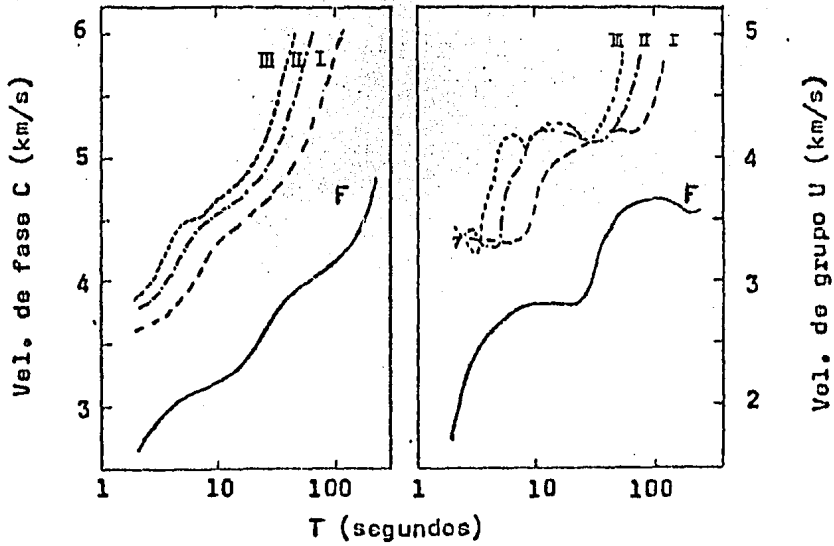


FIG. 3 Curvas de dispersión para la onda Love.
Tomado de Panze et. al. (1974)

R E F E R E N C I A S

- 1.- AKI, K. and P.G. RICHARDS, (1980), Quantitative Seismology Theory and Methods, W.H. Freeman and Company, vol. 1.
- 2.- AKI, K. and Y. TSAI, (1970), Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface wave, American Geophysical Union, pp. 5729-5743.
- 3.- AKI, K., (1970), Lecture notes, Spring semester, sin publicar.
- 4.- BEN-MENAHEN, A. and S.J. SINGH, (1981), Seismic Waves and Sources, Springer-Verlog New York Inc.
- 5.- EWING, M., W.S. JARDETZKY and F. PRESS, (1957), Elastic Waves in Layered Media, Mc Graw-Hill Book Company.
- 6.- GUPTA, I.N., B.N. BARKER, J.A. BURNETTI and Z.A. DER, (enero 1980), Bulletin of the Seismological of America, vol. 70, núm. 3, pp. 851-872.
- 7.- HERRMANN, R.B., A. NECIOGLU, U. CHANDRA, (1972), J. YAMAMOTO, (1980), Programa de computadora "YAMA/EDABAC", Instituto de Geofísica, UNAM.
- 8.- HERRMANN, R.B., (1974), Surface wave generation by central United States earthquakes, Saint Luis University, Ph. D. -- Geophysics.
- 9.- HERRMANN, R.B. and O.W. NUTTLI, (1975), Ground-motion modelling at regional distances for earthquakes in a continental interior, I. theory and observations, Earthquakes Engineering and Structural Dynamics, vol. 4, pp. 49-58.
- 10.- HERRMANN, R.B. and O.W. NUTTLI, (1975a), Ground-motion mo-

delling at regional distances for earthquakes in a continental interior, II. effect of focal depth, azimuth and attenuation, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, vol. 4, pp. 59-72.

- 11.- HERRMANN, R.B. (1975b), A student's guide to the use of P and S wave data for focal mechanism determination, University of Colorado, Colorado U.S.A.
- 12.- HERRMANN, R.B., (1978), Computer programs in earthquake -- seismology, Surface wave program, Saint Luis University, vol. 2.
- 13.- KASAHARA, K. (1981), Earthquake mechanics, Cambridge University Press (Cambridge earth science series).
- 14.- KAUSEL, E.G., F. SCHWAB and E. MONTOVANI; (1977), Oceanic Sa, Geophys. J.R. Soc., nú. 50, pp. 407-440.
- 15.- KNOPOFF, L., F. SCHWAB and E. KAUSEL, (1973), Interpretation of Lg, Geophys. J.R. Astr. Soc., núm. 33, pp. 389-404.
- 16.- KURITA, (1976), Crustal and upper mantle structure in central U.S. from body-wave spectra, surface wave, dispersion, travel time, residuals and synthetic seismogram, Physics -- Earth Planet Interior's, vol. 12, pp. 65-86.
- 17.- MEYER, R.P., J.S. STEINHART and G.P. WOOLARD, (1957), Central plateau, México, capítulo 6.
- 18.- MITCHELL, B.J., (1973), Radiation and attenuation of Rayleigh waves from the south eastern Missouri earthquake of october 21, 1965, Journal of Geophysical Research, vol. 78, núm. 5, feorero 10.

- 19.- MOLINA-GARZA, R.S. and J. URRUTIA, (1984), Interpretación de anomalías gravimétricas y estructura cortical en el eje Neovolcánico Mexicano, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 20.- MOLNAR, P. and L.R. SYKES, septiembre (1969), Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanism and seismicity, Geological Society of America Bulletin, vol. 80, pp. 1639-1684.
- 21.- NUTTLI, O.W., febrero (1973), Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern north America, Journal of Geophysical Research, vol. 78, núm. 5.
- 22.- OFFICER, C.B., (1974), Introduction to theoretical geophysics Springer-Verlag New York Inc.
- 23.- PANZA, G.F. and G. CALCAGNILE, (1975), Lg, Li and Rg from Rayleigh modes, Geophys. J.R. Astr. Soc., vol. 40, pp. 472-487.
- 24.- PRESS, F. and M. EWING, (1952), Two slow surface waves across north America, Bulletin Seismic Soc. Amer., vol. 43, pp. 219-228.
- 25.- PRINCE, J., S.K. SING, J.G. ANDERSON, P. BODIN and J.N. BRUNE, (1985), Strong ground motion and source mechanism of the México earthquake of september 19, Publicación en proceso, Inst. Ingeniería, UNAM.
- 26.- RIVERA, J. and L. PONCE, (1986), Estructura de la corteza al oriente de la sierra madre occidental, México, basada en la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh, Geofísica Int., vol. 25, núm. 3, pp. 383-402.

- 27.- RUZAINKIN, A. I., L. NERSESOV and V. I. KHALTURIN, enero (1977), Propagation of L_g and lateral variations in crustal structure in Asia, Journal of Geophysical Research, vol. 82, número 2.
- 28.- STREET, R. L., R. B. HERRMANN and O. W. NUTTLI, (1975), Spectral characteristic of the L_g wave generated by central United States earthquakes, Geophys. J.R. Soc., número 41, pp. 51-63.
- 29.- SANCHEZ SESMA, F., abril (1982), Instituto de Ingeniería, UNAM.
- 30.- SANCHEZ SESMA, F., Site effects on strong ground motion, - apuntes no publicados, Inst. de Ingeniería, UNAM.
- 31.- SING, S.K., W.D. MOONEY, R.P. MEYER, C. LOMNITZ, J.H. LUETGERT, C.H. HESLEY, B.T.R. LEWIS and M. MENA, (1985), Crustal structure of Oaxaca, México from seismic refraction -- measurements, publicación en proceso, Inst. de Ingeniería, UNAM.
- 32.- TOLSTOY, I., (1973), Wave propagation, Mc Graw-Hill International series in the Earth and Planetary Sciences, pp. - 47-57.
- 33.- YAMAMOTO, J., (1981), Mecanismo de los temblores de la costa occidental de México, Apuntes no publicados, Inst. de Geofísica, UNAM.
- 34.- YAMAMOTO, J., (1985), Modelado de temblores en sismología, Apuntes no publicados, Inst. de Geofísica, UNAM.