



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ANALISIS E INVERSION DE ONDAS  
SUPERFICIALES A PARTIR DE DATOS  
DE REFRACCION SISMICA EN LA  
CUENCA DE LA CIUDAD DE MEXICO

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

**INGENIERO GEOFISICO**

P R E S E N T A :

**MARCO ANTONIO ARREGUIN LOPEZ**



MEXICO, D. F.

1996

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-081

SR. MARCO ANTONIO ARREGUIN LOPEZ  
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. M. en C. Jaime Ramos Martínez, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geofísico:

**ANALISIS E INVERSION DE ONDAS SUPERFICIALES A PARTIR DE DATOS DE REFRACCION SISMICA EN LA CUENCA DE LA CIUDAD DE MEXICO**

	<b>RESUMEN</b>
<b>I</b>	<b>INTRODUCCION</b>
<b>II</b>	<b>ONDAS SUPERFICIALES</b>
<b>III</b>	<b>ATENUACION SISMICA</b>
<b>IV</b>	<b>TEORIA DE INVERSION</b>
<b>V</b>	<b>ADQUISICION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE DATOS DE REFRACCION SISMICA</b>
<b>VI</b>	<b>RESULTADOS</b>
<b>VII</b>	<b>CONCLUSIONES</b>
	<b>REFERENCIAS</b>

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 4 de noviembre de 1993  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS\*EGLM\*ggt\*

*JM*

**A la Universidad Nacional Autónoma de México**

**A mi madre, Emma López Rojas, de cuyas auténticas preocupaciones, yo soy una de las principales causas. Gracias por todo tu apoyo y tu infinita paciencia.**

**A mi padre, Marco Antonio Arreguín Herrera, por su apoyo durante mis años de escuela. Gracias por todo tu esfuerzo y dedicación.**

**A mis hermanos, Juan Estuardo y Emma Dennise, porque, no importando las circunstancias, siempre están de mi lado.**

**A mi tío, Raúl López Rojas, por la paciencia demostrada todo este tiempo.**

**A ustedes, mis amigos.**

## ÍNDICE

### RESUMEN

<b>Capítulo 1</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 2</b>	<b>ONDAS SUPERFICIALES</b>	<b>5</b>
<b>Capítulo 3</b>	<b>ATENUACIÓN SÍSMICA</b>	<b>12</b>
<b>Capítulo 4</b>	<b>TEORÍA DE INVERSIÓN</b>	<b>18</b>
<b>Capítulo 5</b>	<b>ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS DE REFRACCIÓN SÍSMICA</b>	<b>26</b>
<b>Capítulo 6</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>43</b>
<b>Capítulo 7</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>58</b>
	<b>REFERENCIAS</b>	<b>61</b>

## RESUMEN

La metodología de inversión es una técnica ampliamente usada para obtener una estimación de los parámetros involucrados en los diferentes problemas geofísicos. En este trabajo la técnica de inversión es aplicada a registros sísmicos obtenidos en experimentos con fuente controlada, realizados en terrenos del Proyecto Texcoco, dentro del marco de un convenio de cooperación internacional. La preparación de la información obtenida, antes de usar la metodología de inversión, consiste en extraer las curvas de dispersión de las ondas superficiales contenidas en los registros de refracción sísmica haciendo uso del método  $p-\omega$ , estas curvas de dispersión son comparadas con curvas calculadas a partir de un modelo inicial obtenido con un análisis tradicional de primeros arribos de los datos sísmicos de refracción. Una vez que se ha conseguido esto, se hace uso de la inversión para obtener el "mejor modelo" que ajuste con los datos observados en el campo. Además se hace una estimación del factor de calidad ( $Q$ ) de las ondas de cuerpo partiendo de los registros y utilizando cocientes espectrales. Los resultados obtenidos muestran valores muy bajos de  $Q$ , lo que implica que las ondas superficiales que se pudieran generar en los bordes de la cuenca de la Cd. de México, no pueden ser la causa de las largas duraciones que se han observado en los registros de los eventos sísmicos fuertes en la zona de lago.

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Como consecuencia de los grandes daños causados por el sismo del 19 de Septiembre de 1985, la comunidad sismológica ha tratado de dilucidar las posibles causas de su distribución en la ciudad de México. Numerosas investigaciones se han realizado para tratar de explicar el comportamiento sísmico de la cuenca de la ciudad de México. Existen dos problemas para los que no se han encontrado aún soluciones satisfactorias y están ampliamente documentados: la gran amplificación de las ondas sísmicas que inciden en la cuenca y las largas duraciones de los eventos sísmicos observadas en los registros de la zona de lago de la ciudad de México en contraste con la menor duración de los eventos en los registros de la zona de lomas (p.e. Rosenblueth, 1953; Faccioli y Reséndiz, 1976; Singh *et al.* 1988 a, b). Las explicaciones propuestas para estos fenómenos han sido varias. Entre ellas, se ha propuesto que las enormes amplificaciones espectrales en sitios de la zona de lago, con respecto a lo registrado en terreno firme, podrían deberse a la generación local de ondas superficiales (Sánchez-Sesma *et al.* 1988; Chávez- García, 1991) y a la interacción de los sedimentos blandos más superficiales con los depósitos profundos (Kawase y Aki, 1988). Se propuso también, que las largas duraciones provenían de irregularidades en la estratificación (Chávez- García, 1991; Chávez- García *et al.* 1994), o que podrían deberse a ciertos efectos de naturaleza tridimensional (Sánchez- Sesma *et al.* 1988).

Sin embargo, las observaciones provenientes de instrumentos de banda ancha, sugieren que las características corticales externas a la cuenca ocasionan un aumento significativo en la duración de la excitación (Singh y Ordaz, 1993).

Ante este panorama, es clara la necesidad de contar con un conocimiento adecuado de las propiedades físicas de la estratigrafía somera para tener elementos necesarios con los que sea posible determinar la influencia de ésta en el movimiento del terreno observado durante los sismos recientes registrados por la red acelerométrica instalada en la ciudad de México.

En la exploración sísmica es común observar que en los registros de campo predominan las ondas superficiales, estas ondas son generalmente consideradas como ruido y no se toman en cuenta para la interpretación de los datos recolectados en el campo. Sin embargo, este "ruido" contiene información valiosa de las propiedades del medio, aunque para extraer esta información se requieren técnicas más complicadas de procesamiento e interpretación que las normalmente utilizadas en estudios tradicionales (p.e. Al-Eqabi y Herrmann, 1993; Jongmans y Demanet, 1993).

Con la intención de contribuir al conocimiento del subsuelo de la ciudad de México, se desarrollaron tres experimentos sísmicos de refracción en la zona virgen del lago de Texcoco, al noreste de ésta.

El área de estudio consiste de sedimentos arcillosos semejantes a aquellos encontrados en la zona de lago de la ciudad de México, en donde la amplificación y grandes duraciones son comúnmente observadas. El interés es determinar velocidades de las ondas compresionales y de corte, así como establecer los valores del factor de calidad ( $Q$ ) para correlacionar estas propiedades con las del subsuelo de la ciudad, bajo la suposición de que al compartir origen y litología, las propiedades elásticas deben ser semejantes entre sí.

Para registrar ondas superficiales se utilizaron sensores de banda ancha y geófonos con frecuencia central de 4.5 Hz. Las fuentes utilizadas fueron: explosivos para generar ondas compresionales y superficiales, y martillo para generar ondas de corte y superficiales.

Las ondas superficiales usualmente representan la parte más energética de las vibraciones generadas tanto con fuente artificial como por temblores poco profundos son generalmente la causa principal de destrucción en áreas densamente pobladas. Pueden viajar con diferentes modos



de propagación, además son muy sensibles a la distribución de las propiedades físicas del subsuelo. Estas ondas presentan el fenómeno de dispersión, esto es, que los componentes armónicos de una señal tienen una velocidad de propagación que depende de la frecuencia. La dispersión de las ondas superficiales es un fenómeno que nos permite estimar las propiedades dinámicas de los medios por los que viajan.

Se utilizaron diferentes técnicas para extraer información útil que contribuya al mejor conocimiento de las propiedades del valle de México. Una de estas técnicas consiste en un análisis tradicional de primeros arribos para obtener un modelo de velocidades y espesores aprovechando el comportamiento de las ondas compresionales, que al viajar por un medio estratificado e incidir sobre la frontera entre dos medios con un cierto ángulo llamado crítico, presentan el fenómeno de refracción.

Un procedimiento de inversión de velocidades se empleó para lograr el mejor ajuste entre los datos y los resultados de un modelo teórico. Para realizar inversión sísmica es necesario conocer las curvas de dispersión de las ondas superficiales generadas en los experimentos. Las curvas de dispersión relacionan la velocidad de propagación de un modo dado con la frecuencia y dependen de la distribución vertical de velocidades. En sismología se han desarrollado diferentes técnicas para conocer la dispersión de las ondas a partir de secciones sísmicas. Es común observar la curva en el dominio del parámetro de rayo y la frecuencia ( $p-\omega$ ). El parámetro de rayo  $p$  es el componente horizontal de la lentitud; y es el recíproco de la velocidad aparente de propagación horizontal.

Para extraer las curvas de dispersión de los registros, se utiliza la transformación  $p-\omega$  la cual consiste en, transformar los datos del dominio distancia entre detectores- tiempo ( $x-t$ ) al dominio del parámetro de rayo- tiempo de retraso ( $p-\tau$ ),  $\tau$  es el eje vertical donde se ubica el tiempo de retraso o componente vertical del tiempo total de viaje. El procedimiento consiste en sumar todos las amplitudes de las trazas en los puntos de intercepción contenidos en cada rayo  $p$  (slant-stack) previamente definidos; después se realiza una transformada de Fourier a lo largo del eje temporal  $\tau$  para representar los valores en frecuencia  $\omega$  y obtener una esquematización en  $p-\omega$  (Stoffa y Buhl, 1979). Trabajar los datos en el dominio  $p-\omega$  permite que cada modo de propagación de ondas superficiales sea separado de los otros, aún cuando su presencia no sea detectada a simple vista. Este método para extraer curvas de dispersión presenta ventajas sobre algunos otros métodos, como lo es el de frecuencia- número de onda en el que una de las principales restricciones es el gran número de detectores requeridos (Kelly, 1983; Gabriels *et al.*, 1987).

En una parte de este trabajo se estimaron, además de las velocidades, los factores de calidad,  $Q$ , de los materiales. Estos factores indican la capacidad de disipar energía de cada uno de los materiales. La estimación se hará usando un método de cocientes espectrales tanto para ondas compresionales como para ondas de corte. Este método consiste en obtener un cociente espectral y multiplicarlo por un factor que involucra la velocidad y la distancia entre los detectores, así como una ley de atenuación geométrica, los valores son obtenidos en el dominio de la frecuencia y se ajustan utilizando un criterio de mínimos cuadrados (Jongmans, 1990).

Por último, para validar los resultados que se obtuvieron de los diferentes algoritmos, se calcularon los sismogramas sintéticos incluyendo el modelo de velocidad que resulte de la inversión con los valores de  $Q$  calculados. La interpretación y discusión de las observaciones surgidas de este análisis se muestra en los capítulos seis y siete.

## **CAPÍTULO 2. ONDAS SUPERFICIALES**

La presión aplicada a la superficie de una roca primero la deforma elásticamente; si la presión continua, la roca puede deformarse plásticamente; y si la presión aumenta, puede romperla. Las ondas sísmicas, producidas naturalmente por los terremotos y artificialmente por un impacto o explosión son ejemplos de comportamiento puramente elástico, suficientemente lejos de la excitación. Esencialmente existen dos tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo, que se propagan a través del interior de la Tierra, y las ondas superficiales, que se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra (con una penetración en profundidad inversamente dependiente de la frecuencia) o a lo largo de otras discontinuidades en su interior (discontinuidades de velocidad en la corteza y en el manto superior), (Kúlhanek, 1990). En este capítulo se mencionan algunas de las características de propagación de las ondas superficiales poniendo especial énfasis en su dispersión, la cual será utilizada posteriormente para determinar modelos de velocidad a partir de los registros de refracción.

### ***2.1 Ondas de Cuerpo.***

Las ondas de cuerpo, de acuerdo a sus características de propagación se dividen en ondas P (primarias o compresionales) y ondas S (secundarias o de corte). Las ondas P generalmente

provocan en las partículas del medio un movimiento en la misma dirección de la propagación y pueden viajar en un medio elástico o acústico (Fig. 2.1.a). Las ondas S causan a las partículas un desplazamiento perpendicular a la dirección de la propagación, y se propagan únicamente en medios sólidos, con una velocidad menor que la de las ondas P. Las ondas S se pueden representar como la combinación de dos componentes de polarización: SH y SV. La componente SH provoca que las partículas del medio en que se propaga la onda se muevan en un plano horizontal, mientras que, la componente SV produce que las partículas se muevan en un plano vertical (Figura 2.1.b).

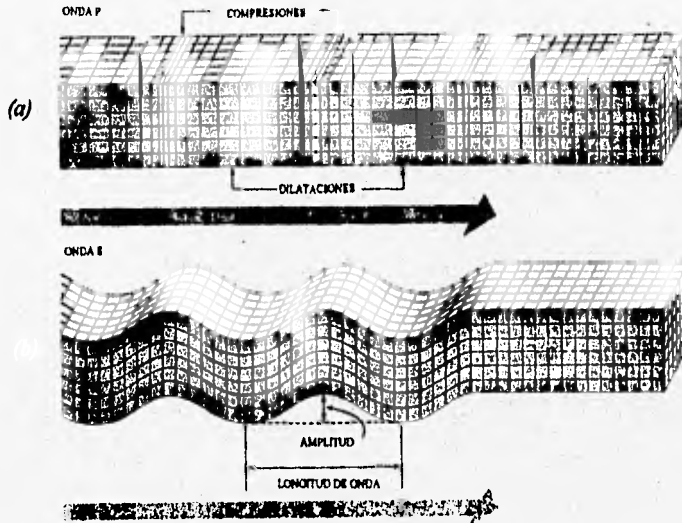


Figura 2.1. (a) Representación gráfica del movimiento de las partículas del medio debido a la propagación de la onda P. (b) Polarización vertical del movimiento de las partículas durante la propagación de las ondas S.

## ***2.2 Ondas superficiales de Rayleigh y Love***

Las ondas superficiales se clasifican en dos tipos: ondas de Rayleigh y ondas de Love, en honor a Lord Rayleigh y A.E.H. Love, dos grandes teóricos ingleses de finales del siglo anterior y principios de éste. Estas ondas se propagan a lo largo de la superficie con diferentes modos. Su estudio es relevante, debido a que son la causa principal de destrucción de las estructuras construidas por el hombre durante la ocurrencia de terremotos, ya que las ondas superficiales corresponden a la parte más energética de los movimientos fuertes.

Rayleigh (1945), mostró que pueden existir ondas a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico. El movimiento de las partículas durante la propagación de dichas ondas consiste de movimientos en los componentes vertical y horizontal (contenidos en un plano vertical orientado en el sentido de la propagación). Las partículas se mueven en una trayectoria elíptica con una amplitud que decae con la profundidad (Figura 2.2.b). La velocidad de las ondas de Rayleigh es siempre menor que las velocidades de las ondas de cuerpo P y S.

Por otra parte, Love (1911,1944) mostró un segundo tipo de onda superficial, resultado de la interacción de las ondas SH en el estrato más somero. Por lo tanto, el movimiento de las partículas en la propagación de estas ondas se observa sólo en el componente horizontal, perpendicular a la dirección de propagación (Figura 2.2.a).

Un desarrollo riguroso de las ecuaciones involucradas en la generación de estas ondas superficiales se encuentra en Ewing (1957), Aki y Richards (1980) o en Geller y Stein (1989). En dichos trabajos, se describen los casos más sencillos en que pueden generarse las ondas superficiales: un semiespacio homogéneo en el caso de las ondas de Rayleigh y un estrato lateralmente homogéneo que sobreyace a un semiespacio, en el caso de las ondas de Love.

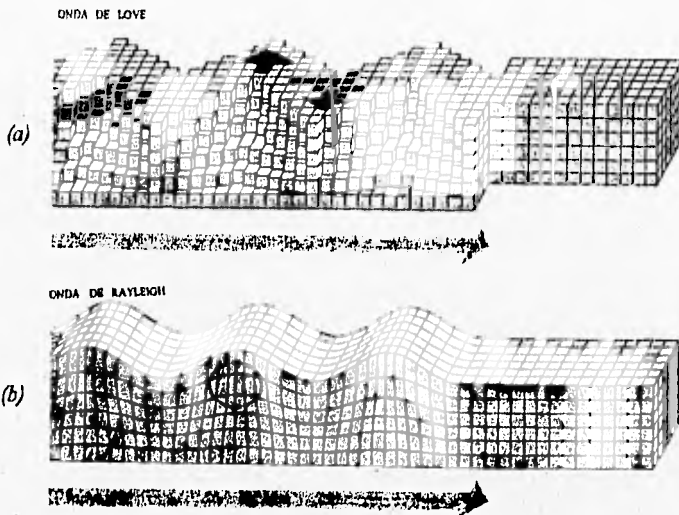


Figura 2.2. (a) Movimiento de las partículas durante la propagación de ondas superficiales de Love. La flecha indica la dirección de propagación de dichas ondas. (b) Movimiento de las partículas debido a la propagación de ondas de Rayleigh.

### 2.3 Dispersión de las ondas superficiales.

En el tratamiento de las ondas superficiales, se observa que la velocidad de propagación de los diferentes modos de propagación de dichas ondas es función de la frecuencia. Esta propiedad es llamada dispersión la cual proporciona información acerca de las propiedades físicas de los estratos por los cuales se propagan las ondas superficiales. La velocidad de fase  $c$  es la velocidad a la que se propaga una sola frecuencia y la velocidad de grupo  $U$  es la velocidad con la que viaja un paquete de energía. Con el objeto de explicar el fenómeno de dispersión, presentamos a continuación el caso mas simple: La superposición de dos ondas monocromáticas (ondas que tienen una sola frecuencia) con frecuencias y números de onda ligeramente diferentes.

$$A_1(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x)$$

$$A_2(x, t) = \cos(\omega_2 t - k_2 x)$$

Sumando  $A_1$  y  $A_2$  :

$$A(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x), \quad (2.1)$$

donde  $\omega_1 = \omega + \delta\omega$

$$\omega_2 = \omega - \delta\omega$$

$$k_1 = k + \delta k$$

$$k_2 = k - \delta k,$$

siendo  $\omega$  la frecuencia circular,  $k$  el numero de onda horizontal;  $\delta\omega$  y  $\delta k$  son pequeñas perturbaciones de dichos parámetros ( $\omega \gg \delta\omega$  y  $k \gg \delta k$ , respectivamente). Sumando los dos cosenos en la ecuación 2.1, obtenemos que

$$A(x, t) = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx). \quad (2.2)$$

Esta ecuación es el producto de dos funciones coseno (Figura 2.3). Debido a que  $\delta\omega$  es mucho menor que  $\omega$ , el segundo término varía mucho más lentamente que el primero. De esta forma, la señal es una onda con frecuencia  $\omega$  con una "envolvente" sobrepuesta en ella, variando lentamente. Dicha envolvente se propaga con una velocidad de grupo

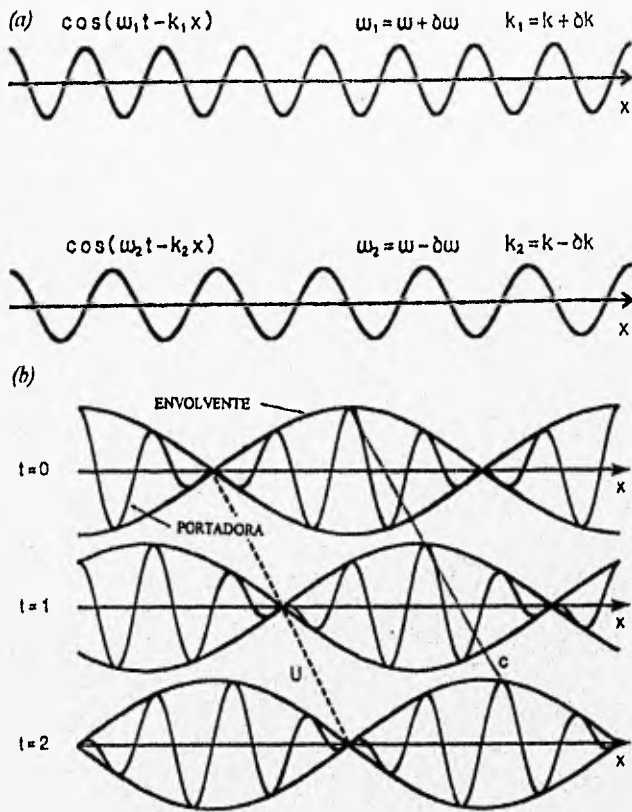
$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k}, \quad (2.3)$$

mientras que la onda monocromática se mueve con una velocidad de fase

$$c = \frac{\omega}{k}. \quad (2.4)$$

para:

$$U = \frac{(\omega_1 - \omega_2)}{(k_1 - k_2)} \text{ y } c = \frac{(\omega_1 + \omega_2)}{(\omega_1 + \omega_2)} \quad (2.5)$$



**Figura 2.3.** Suma de dos señales monocromáticas con una pequeña diferencia en la frecuencia. (a) Las ondas individuales en función del tiempo. (b) La suma de las dos señales. La envolvente se propaga con la velocidad de grupo. Dentro de cada envolvente se puede seguir un pulso que propaga con la velocidad de fase.



Este fenómeno es el mismo que se utiliza en la transmisión de radio en amplitud modulada, donde la onda monocromática es la onda portadora y la envolvente es la modulación, la cual es la señal de interés. Estos conceptos se definen en términos más generales, utilizando el análisis de Fourier para construir el campo de desplazamientos combinando muchas ondas monocromáticas (Geller y Stein, 1989).

Las velocidades de fase y de grupo están relacionadas por:

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} = \frac{\delta(ck)}{\delta k} = c + k \frac{\delta c}{\delta k} \quad (2.6)$$

Si la onda es no dispersiva, las velocidades de grupo y de fase son iguales  $\left(\frac{\delta c}{\delta \lambda} = 0\right)$ .

Las ondas que viajan con velocidades de grupo mínima o máxima se conocen como fases de Airy (Kúlhaneck, 1990) y se caracterizan en un sismograma por un tren de ondas compacto o de igual frecuencia, con una amplitud marcada de ondas superficiales que se propagan en el modo fundamental.

### CAPÍTULO 3. ATENUACIÓN SÍSMICA

Durante los años recientes, se han realizado experimentos para inferir las características de atenuación de las ondas sísmicas a partir de mediciones *in situ*. El problema es complejo debido a la dificultad para discriminar la atenuación intrínseca producida por algunos fenómenos, tales como la transmisión, difracción, dispersión geométrica y reflexiones. No obstante, han sido varios los trabajos en los que se ha cuantificado la atenuación exitosamente (ver p ej Braille, 1981; Tonn, 1991). En este capítulo, después de definir el concepto de atenuación sísmica y su relación con el factor de calidad  $Q$ , se describen dos de los métodos más sencillos para estimar dicho factor para las ondas de cuerpo a partir de experimentos de refracción sísmica, los cuales serán aplicados a una serie de datos obtenidos en la ciudad de México.

### 3.1 Atenuación Sísmica

Las ondas sísmicas se atenúan durante su propagación a través de materiales reales. La atenuación debida al comportamiento inelástico de rocas y suelos se le llama anelástica y puede expresarse mediante el coeficiente de disipación específica, o factor de calidad  $Q$ . El inverso de este factor, es la fricción interna, la cual representa la fracción de energía disipada durante un periodo en cada onda. La definición formal de este factor es la siguiente (Aki y Richards, 1980)

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{\Delta E}{2\pi E}, \quad (3.1)$$

donde  $\omega$  es la frecuencia circular,  $E$  representa la energía promedio almacenada en un ciclo a la frecuencia considerada y  $\Delta E$  es la energía disipada por el ciclo debido a las imperfecciones en la elasticidad del material.

En un medio elástico, con relaciones lineales esfuerzo-deformación la velocidad máxima de una partícula es proporcional a  $E^{\frac{1}{2}}$  (por ejemplo,  $A$  puede representar una velocidad de partícula máxima, o un componente de esfuerzo en la onda. También se supone que  $Q \gg 1$ , de tal forma que los picos siguientes tengan casi la misma cantidad de energía), entonces

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta A}{\pi A}, \quad (3.2)$$

Así, si suponemos una onda plana propagándose en la dirección  $x$ , entonces podremos seguir un pico particular a lo largo de una distancia  $dx$  y observar el decaimiento espacial de la amplitud en una frecuencia dada

$$\Delta A = \frac{dA}{dx} \lambda, \quad (3.3)$$

donde la longitud de onda ( $\lambda$ ) depende de la velocidad ( $c$ ) y la frecuencia de las ondas, esto es

$$\lambda = \frac{2\pi c}{\omega}, \quad (3.4)$$

Sustituyendo la ecuación 3.3 en 3.2,

$$\frac{1}{Q} = -\frac{2c}{\omega A} \frac{dA}{dx}, \quad (3.5)$$

o bien

$$\frac{dA}{dx} = -\frac{\omega A}{2cQ}, \quad (3.6)$$

La solución a esta ecuación diferencial es

$$A(x) = A_0 e^{-\omega x/2cQ}, \quad (3.7)$$

En general existen dos formas de medir la atenuación sísmica: a) cuando se observa el decaimiento temporal de una onda con un número de onda fijo, y, b) cuando se observa el decaimiento espacial de una onda propagándose a una frecuencia determinada. La situación más común en sismología involucra la atenuación de señales definidas en un rango de frecuencias y en este trabajo se utiliza el concepto de decaimiento espacial.

Al estimar los valores de  $Q$ , producto de la elasticidad no perfecta, deben considerarse también los efectos en la atenuación espacial debidos a la dispersión geométrica de la onda. Lo anterior provoca que las determinaciones de la  $Q$  intrínseca se limiten a medios con estratos planos horizontales en los cuales se puede aproximar el valor de la dispersión geométrica, o bien que los factores calculados representen la contribución de ambos efectos.

Para el caso de las ondas superficiales, la disminución de su amplitud al propagarse una cierta distancia  $x$  se puede expresar como:

$$A = A_0 \frac{e^{-\gamma x}}{\text{sen } \Delta}, \quad \gamma = \frac{\omega}{2Q, U}, \quad (3.8)$$

en donde el factor  $\text{sen } \Delta$  representa la disminución de la energía por unidad de área debido a la expansión geométrica del frente de onda, y es el factor de atenuación anelástica de las ondas

superficiales y es función de la frecuencia ( $\omega$ ), la velocidad de grupo ( $U$ ) y  $Q_s$  es el factor de calidad de estas ondas.

A partir de dos amplitudes registradas sobre una misma trayectoria a distancias  $x_0$  y  $x_1$  de la fuente, el cociente entre las amplitudes de las ondas superficiales es:

$$\frac{A_0}{A_1} = \frac{\text{sen } \Delta_1}{\text{sen } \Delta_0} e^{-r(x_0 - x_1)}, \quad (3.9)$$

El valor del factor  $Q_s$ , así obtenido, se relaciona con los factores correspondientes a las ondas P y S.  $Q_s$ , si es función de la frecuencia, debido a que con la frecuencia varía la penetración efectiva de las ondas superficiales, y con esto, la profundidad de la cual contienen información.

A continuación, describimos dos de los métodos en el dominio del tiempo y la frecuencia más utilizados en la prospección sísmica para estimar la atenuación de las ondas de cuerpo. Un tercer método, basado en el estudio de la atenuación de las ondas superficiales y el cual fue utilizado para determinar valores del factor de calidad  $Q$  en la zona del lago de la ciudad de México (Ramos-Martínez *et al.*, 1994), está descrito detalladamente en Herrmann (1988).

### ***3.2 Método de amplitudes en el dominio del tiempo para estimar la atenuación de las ondas de cuerpo.***

Uno de los métodos más simples para calcular el factor de calidad  $Q$  está basado en el decaimiento de amplitudes. Utilizando la relación de amplitudes registradas en dos diferentes distancias  $x_1$  y  $x_2$  (o tiempos  $t_1 = x_1/c$  y  $x_2/c$ ) en una frecuencia dominante  $\omega$  podemos expresar (Tonn, 1991),

$$Q = \frac{\omega \Delta x}{2c} \left( \ln \left( \frac{a(x_1)}{a(x_2)} \right) \right)^{-1} \quad (3.10)$$

Este método requiere amplitudes reales en los registros.

### 3.3 Método de cocientes espectrales para estimar la atenuación de las ondas de cuerpo.

En un medio homogéneo y anelástico, la propagación de una onda homogénea esférica se puede describir por la siguiente expresión (Jongmans, 1990).

$$A(R, f) = A_0(R_0, f) \left( \frac{R_0}{R} \right)^n e^{-\alpha(R-R_0)} \quad (3.11)$$

donde  $f$  es la frecuencia,  $\alpha(f)$  es el coeficiente de atenuación,  $A(R, f)$  y  $A_0(R_0, f)$  son las amplitudes de la onda a una distancia  $R$  y  $R_0$  respectivamente a partir de la fuente, y  $n$  es el factor de atenuación geométrica.

La relación entre  $Q$  y  $\alpha$  (Knopoff, 1969), está dada por :

$$Q = 2\pi \frac{1}{1 - e^{-2\alpha\lambda}} \cong \frac{\pi}{\alpha\lambda} = \frac{\pi f}{c\alpha}, \quad (3.12)$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda y  $c$  la velocidad.

La ecuación (3.11) se puede escribir como :

$$\ln \left( \frac{A(R, f)}{A_0(R_0, f)} \right) = n \ln \left( \frac{R_0}{R} \right) - \alpha(R - R_0). \quad (3.13)$$

O, a partir de (3.12), como :

$$\frac{c}{\pi(R - R_0)} \ln \left( \frac{A(R, f)}{A_0(R_0, f)} \right) = \frac{cn}{\pi(R - R_0)} \ln \left( \frac{R_0}{R} \right) - \frac{f}{Q}. \quad (3.14)$$

Esta expresión es del tipo :

$$\Delta(f) = b - \frac{f}{Q}, \quad (3.15)$$

donde  $\Delta(f)$  es el lado izquierdo de la ecuación (3.13) y

$$b = \frac{cn}{\pi(R-R_0)} \ln\left(\frac{R_0}{R}\right), \quad (3.16)$$

la cual es independiente de la frecuencia. La ecuación (3.15) es una ecuación de una recta con pendiente  $1/Q$ . Para datos recolectados *in situ*, el método consiste en calcular la transformada de Fourier de las dos señales y entonces obtener  $\Delta(f)$  para cada frecuencia,  $Q$  se puede determinar a partir de la pendiente de una recta ajustada a la curva resultante de graficar  $\Delta(f)$  vs.  $f$ . El factor geométrico aparece sólo en la ordenada al origen de la recta. Por lo anterior, no es necesario conocer de manera preliminar a  $n$  para estimaciones de  $Q$ .

El método de cocientes espectrales es poco sensitivo a una baja relación señal-ruido y es relativamente fácil de usar porque sólo se necesitan dos registros para obtener valores de  $Q$ . Sin embargo, el método supone que la atenuación es geométrica. Para obtener buenos resultados del método se requiere tener una señal suficientemente larga, esto es para obtener un buen intervalo de muestreo en el dominio de las frecuencias para construir  $\Delta(f)$ .

## **CAPÍTULO 4. TEORÍA DE INVERSIÓN**

Uno de los objetivos principales de este trabajo es el de determinar modelos de velocidad de ondas de corte en algunos sitios de la ciudad de México. Para ello, se invierten las curvas de dispersión de las ondas superficiales presentes en los registros de refracción. En este capítulo describimos la teoría de inversión en geofísica en forma general, ilustrando el desarrollo con el caso de la inversión de ondas superficiales como un problema lineal. Un desarrollo más completo de la teoría de inversión en geofísica y su aplicación a problemas relacionados con la sismología se encuentra en Tarantola (1987) y en Aki y Richards (1980).

### ***4.1 Definición***

El objetivo de la inversión es obtener el mejor modelo del subsuelo del área de estudio a partir del mejor ajuste de los datos sintéticos a los datos observados dada una excitación natural o artificial en el interior o en la superficie de la Tierra. Para ello, es necesario contar con un modelo inicial y con la solución del problema directo. Dependiendo de la naturaleza de la excitación y de la respuesta de la Tierra a dicha excitación, se utiliza la teoría de inversión lineal o la no lineal.



## 4.2 Inversión Lineal Generalizada

A partir de la teoría clásica de mínimos cuadrados lineales, y adoptando la forma de presentación utilizada por Lines y Treitel (1984), el ejercicio mas simple de inversión lineal que puede plantearse es el de hacer mínima la suma de los cuadrados de los errores entre la respuesta sintética (o calculada) de un modelo geofísico propuesto y las observaciones a interpretar. Esto es, efectuar un ajuste por mínimos cuadrados. Para ilustrarlo consideremos el caso tradicional, particularizando para inversión de curvas de dispersión (válido tanto para velocidades de fase ( $c$ ) como de grupo ( $U$ )), en el que se dispone de la curva teórica (sintética) y de la curva observada (estimada) y se desea minimizar la diferencia entre ellas a partir de perturbaciones en los parámetros que definen a la curva teórica (solución del problema directo).

Si definimos al vector de velocidad de fase teórica como :

$$C = (C_1, C_2, \dots, C_m)^T,$$

y al de velocidad de fase estimada (a partir de datos observados) como :

$$C^{est} = (C_1^{est}, C_2^{est}, \dots, C_m^{est})^T,$$

donde  $C_m$  representa la velocidad de fase obtenidas del problema directo en la  $m$ -ésima frecuencia de cálculo,  $C_m^{est}$  es la velocidad de fase estralda de los datos de campo para la  $m$ -ésima frecuencia,  $T$  indica transposición sobre los vectores, ambos contienen  $m$  muestras, y por sencillez, supongamos que el vector de parámetros ( $V$ ) que definen las curvas de dispersión (para velocidades de fase teóricas y estimadas) está expresado únicamente en términos de  $n$  velocidades de propagación de ondas S ( $V_n$ ):

$$V = (V_1, V_2, \dots, V_n)^T,$$

y que  $C$  y  $C^{est}$  solo son función de la frecuencia angular  $\omega$  y las velocidades  $V$ . Es decir  $C = C(\omega, V)$  y  $C^{est} = C^{est}(\omega, V)$ . Además, sea  $V^0$  una estimación inicial del vector de parámetros  $V$  y  $C^0$  la respuesta teórica inicial del modelo con parámetros  $V^0$ .

Si  $C$  es una función lineal del vector de parámetros, una perturbación de la respuesta del modelo alrededor de  $V^0$  puede representarse por una expansión en series de Taylor de primer orden (despreciando términos de orden superior) para estimar  $C$ . Es decir, la modificación de valores teóricos está dada por

$$C(\omega, V) \cong C(\omega, V^0) + \sum_{i=1}^n \frac{\partial C(\omega, V)}{\partial V_i} \Big|_{V=V^0} (V_i - V_i^0), \quad (4.1)$$

o bien en forma matricial,

$$C = C^0 + G \Delta V, \quad (4.2)$$

donde  $G$  es la matriz jacobiana (de orden  $m \times n$ ) de derivadas parciales con elementos

$$G_{ij} = \frac{\partial C_i}{\partial V_j}, \quad (4.3)$$

y  $\Delta V = V - V^0 = V_i - V_i^0$  es el vector de perturbación de parámetros con elementos  $\Delta V_i$  que representan los cambios en  $V_i$ . La elección de las perturbaciones en  $V$  debe realizarse en forma tal que se minimice la suma de los cuadrados de los errores entre la respuesta del modelo (curva de dispersión teórica) y las observaciones (curva de dispersión estimada).

Ahora, definamos el vector de error  $e$  que representa la diferencia entre la respuesta estimada del modelo y la teórica

$$e = C^{est} - C, \quad (4.4)$$

combinando las ecuaciones (4.2) y (4.4) llegamos a:

$$C^{est} - (C^0 + G\Delta V) = e,$$

o reacomodando términos

$$C^{est} - C^0 = G\Delta V + e,$$

El vector  $C^{est} - C^0$ , que contiene las diferencias entre las respuestas estimada y "teórica perturbada", varía de acuerdo con la magnitud y signo de las perturbaciones y se denomina como vector de diferencias (o de discrepancias)  $\Delta C$ . Por lo tanto, el error queda definido como:

$$e = \Delta C - G\Delta V, \quad (4.5)$$

los valores y la secuencia de asignaciones en  $\Delta C$  y  $\Delta V$  estará de acuerdo con las perturbaciones que se realicen. Así, por ejemplo :

$$\Delta V^1 = V - V^0; \Delta V^2 = V - V^1; \dots; \Delta V^k = V - V^{k-1},$$

y

$$\Delta C^1 = C^{est} - C^0; \Delta C^2 = C^{est} - C^1; \dots; \Delta C^k = C^{est} - C^{k-1},$$

para el caso de  $k$  perturbaciones, donde  $V^1 = V^0 \pm \Delta V$  permitirá la evaluación de  $C^1$ ,  $V^2 = V^1 \pm \Delta V$  la evaluación de  $C^2$  y así sucesivamente, resta al intérprete tomar la decisión de perturbar positiva o negativamente cada resultado teórico, dependiendo del grado de ajuste, para así acelerar la convergencia hacia la curva estimada que se desea ajustar. Esto, normalmente se resuelve con la incorporación de un criterio de optimización que controle las perturbaciones (Gill *et al*, 1981).

La ecuación matricial (4.5) no siempre está bien condicionada y el intentar su solución provoca dificultades numéricas ya que la matriz jacobiana es rectangular (hay mas observaciones que valores teóricos) y no siempre es de rango completo (los renglones o columnas de la matriz no son linealmente independientes). Sin embargo, existen varios procedimientos para resolver las dificultades que se presentan. De entre ellos destacan los métodos de Gauss-Newton y de Marquardt-Levenberg, los cuales se presentan a continuación.

### 4.3 Método de Gauss-Newton

El método de Gauss-Newton (conocido también como de mínimos cuadrados) busca minimizar la norma cuadrática del error acumulativo  $S$  con respecto a perturbaciones en el vector de parámetros  $\Delta V$ . Así, de la definición del vector de error (4.4), tenemos que:

$$\begin{aligned} S &= e^T e = (\Delta C - G\Delta V)^T (\Delta C - G\Delta V) = \|\Delta C - G\Delta V\|^2, \\ &= \Delta C^T \Delta C - \Delta C^T G\Delta V - \Delta V^T G^T \Delta C + \Delta V^T G^T G\Delta V, \end{aligned} \quad (4.6)$$

donde  $\|\cdot\|^2$  es la norma cuadrática o euclidiana y se utiliza la identidad matricial  $(G\Delta V)^T = \Delta V^T G^T$ .

Ahora minimizando la función objetivo anterior,

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta V} = \frac{\partial}{\partial \Delta V} (\Delta V^T G^T G\Delta V - \Delta C^T G\Delta V - \Delta V^T G^T \Delta C + \Delta C^T \Delta C) = 0,$$

o bien

$$\frac{\partial}{\partial \Delta V} (\Delta V^T G^T G\Delta V - 2\Delta V^T G^T \Delta C + \Delta C^T \Delta C) = 0, \quad (4.7)$$

diferenciando con respecto a  $\Delta V$  y notando que:

$$\frac{\partial}{\partial \Delta V} (\Delta V^T) = \frac{\partial}{\partial \Delta V} (\Delta V) = 1; \quad \frac{\partial}{\partial \Delta V} (\Delta C^T \Delta C) = 0,$$

y  $\Delta V^T G^T G = G^T G\Delta V$ , llegamos a

$$G^T G\Delta V + G^T G\Delta V - 2G^T \Delta C = 0,$$

que se reduce a la expresión que define las ecuaciones normales

$$G^T G \Delta V = G^T \Delta C, \quad (4.8)$$

llamadas así por la propiedad geométrica del vector residual, que es normal a los vectores columna de la matriz  $G$ . Es decir,  $e = \Delta C - G \Delta V$  es perpendicular al dominio de  $G \Delta V$  y, por lo tanto, su normal cuadrática es mínima.

Finalmente, la solución que se busca está dada por

$$\Delta V = (G^T G)^{-1} G^T \Delta C, \quad (4.9)$$

que se conoce como inversa generalizada, solución de Gauss-Newton o solución de mínimos cuadrados (Backus y Gilbert, 1967).

#### 4.4 Método de Marquardt - Levenberg

Quizá el método de Marquardt- Levenberg, que por facilidad lo llamaremos simplemente método de Marquardt, es el procedimiento de regularización más importante en inversión geofísica. Se conoce también como mínimos cuadrados restringidos, mínimos cuadrados amortizados o "regresión dorsal" (Marquardt, 1970). La "regularización", "restricción", "amortiguamiento" o regresión se utiliza para prevenir oscilaciones no deseadas en la solución del problema inverso. Para lograr esto, se suaviza (amortigua, restringe, etc.) el vector de cambio de parámetros.

El método surge a partir de la minimización del error cuadrático acumulativo  $S$  incluyendo la restricción de un valor inicial de perturbación  $(\Delta V^0)^2 = \Delta V^T \Delta V$ . De esta manera surge el siguiente problema de multiplicadores de Lagrange:

$$S(\Delta V, \beta) = e^T e + \beta (\Delta V^T \Delta V), \quad (4.10)$$

donde  $\beta$  es el multiplicador que determina la importancia relativa que se otorga al vector de error y a la longitud de la solución.

Diferenciando la expresión anterior con respecto al vector  $\Delta V$  obtenemos la forma modificada de las ecuaciones normales

$$(G^T G + \beta I) \Delta V = G^T \Delta C, \quad (4.11)$$

tal que su inversa generalizada se define como

$$\Delta V = (G^T G + \beta I)^{-1} G^T \Delta C, \quad (4.12)$$

donde  $I$  es la matriz identidad y  $\beta \geq 0$ . Comparando la ecuación del método de Gauss-Newton (4.9) con la del método de Marquardt (4.12) vemos que la restricción produce un método que evita singularidades y mejora la condición de la matriz  $G^T G$ . El agregar la constante  $\beta$  a la diagonal principal de  $G^T G$ , equivale a incrementar el valor de los eigenvalores de  $G^T G$  por una cantidad  $\beta$ , de tal forma que la solución del sistema matricial sea posible. La introducción de este factor de amortiguamiento conduce a limitar la energía del vector de discrepancias  $\Delta V$  y a disminuir el efecto de eigenvalores muy pequeños o nulos cuando se calcula la inversa de  $G^T G$ .

La solución de Marquardt siempre es positiva definida y es híbrida porque combina el método del "descenso más pronunciado" (steepest descent,  $\beta=1$ ) con el método de mínimos cuadrados ( $\beta=0$ ). La solución de pasos descendentes es normal con respecto a un contorno dado de la función objetivo  $S$  en el que  $S(\Delta V) = e^T e = \text{constante}$ .

La variable más importante del método de Marquardt es por supuesto, el factor de amortiguamiento  $\beta$ . Este puede determinarse de varias maneras. Ya sea por ensayo y error, escalamiento o mediante modificaciones del método de Marquardt que, en algunos casos, conducen a una mayor estabilidad numérica. Sin embargo, ni el método de Gauss-Newton ni el de Marquardt resuelven la pregunta nada trivial de cuanto amortiguamiento debe incorporarse en la inversión. Una alternativa para responder esto, en el caso de relaciones funcionales que no sean lineales, es la inversión estocástica introducida por Franklin (1970) y descrita en Aki y Richards (1980) que, en principio, produce resultados satisfactorios, independientemente del conocimiento previo del intérprete. Este método fue el utilizado en la inversión de las curvas de dispersión de los datos de refracción adquiridos durante el desarrollo de este trabajo.

A pesar de que la mayoría de los problemas en geofísica son de naturaleza no lineal (es decir, no es posible formular la solución del problema inverso como un problema matricial  $\Delta C = G \Delta V$  sino como un problema funcional  $\Delta C = f(\Delta V)$ , donde  $f$  indica funcionalidad), podemos linealizarlos si nuestro conocimiento *a priori* de la solución permite estimar modelos

iniciales cercanos al "mejor modelo". Esto garantiza convergencia de la técnica numérica que se utilice para resolver el problema matricial.

La inversión de ondas superficiales puede realizarse para alcanzar dos objetivos fundamentales: inversión estructural o inversión de la fuente. En ambos casos es posible utilizar velocidades de fase, velocidades de grupo o ambas. El objetivo de la inversión estructural es determinar estructuras de velocidad de propagación de ondas de cuerpo que son compatibles con las curvas de dispersión observadas. En este caso, la parametrización del modelo que se utiliza para la inversión es muy importante y el efecto de la fuente se desprecia.

## **CAPÍTULO 5. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS DE REFRACCIÓN SÍSMICA**

Los experimentos de refracción sísmica mencionados en este capítulo, fueron realizados dentro del marco de un proyecto internacional Bélgica-Francia-México, cuyo objetivo es el estudio de la respuesta sísmica de la cuenca de la ciudad de México. La prospección sísmica descrita en este trabajo es solo una pequeña parte de lo realizado durante el proyecto. En él también se registraron sismos en un perfil de varios kilómetros a lo largo del trayecto costa-cuenca y dentro de la cuenca con equipo de banda ancha, la mayor parte de los eventos ocurrieron en las costas del Pacífico. Además, se utilizaron arreglos espaciales de estaciones, también de banda ancha, en un sitio de terreno firme en la ciudad de México. Para ayudar a las interpretaciones que de los registros surjan, se realizaron experimentos de refracción sísmica en una zona al noreste de la ciudad, en Texcoco, cuyos estratos superficiales tienen las mismas características geológicas que aquellos en la zona del lago de la ciudad. En esta sección, se describe brevemente la geología de la cuenca, la adquisición de los datos y el procesamiento previo aplicado a éstos para poder aplicar los conceptos y métodos desarrollados en los capítulos 3 y 4.

### ***5.1 Geología de la cuenca de México***

En el extremo sur del altiplano mexicano (mesa de Anáhuac o Central) se localiza el valle de México, en la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico. Se trata de una cuenca endorréica





La cuenca tiene un área de  $7160 \text{ km}^2$  (de los cuales  $2050 \text{ km}^2$  corresponden a las zonas que conforman la base topográfica de la cuenca, conocidas como zonas bajas), longitud de 110 km en dirección norte-sur, y anchura de 80 km en la este-oeste. Su parte mas baja tiene una altitud de 2236 msnm. Hacia la cuenca fluye gran cantidad de ríos y arroyos pequeños, entre los que destacan los ríos Cuautitlán, Tlalnepantla, de los Remedios, Churubusco, Texcoco, y de la Compañía. Estas corrientes de agua dieron origen a seis lagos: de norte a sur, Zumpango, Xaltocan, San Cristóbal, Texcoco, Xochimilco y Chalco. Actualmente, solo subsisten porciones del lago de Xochimilco.

Las zonas bajas del Valle están cubiertas por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario. De la misma edad se supone la serie volcánica basáltica de cerro Gordo, Chimalhuacán, cerro de la Estrella y Chiconautla y la sierra de Chichinautzin que cerró al valle en la parte sur. Corresponden al Terciario Superior las tobas y brechas de la formación Tarango y las lavas andesíticas del Iztacchuatl y el Ajusco. Tomando en cuenta que por el norte de la cuenca, en Apasco, y al sur, en Cuernavaca y Cuautla, afloran las calizas del Cretácico Superior, cabe suponer que este tipo de rocas debe de formar el fondo de la cuenca de México. Según Marsal y Graue (1969), hasta una profundidad de 2065 m, la litología de la cuenca está constituida por una sucesión de depósitos volcánicos que abarcan desde el Oligoceno hasta el Reciente (Tabla 5.1).

En la década de los sesenta, el Proyecto Lago de Texcoco perforó cinco pozos profundos de exploración geológica en el lago de Texcoco cuyas profundidades variaron de 150 a 2000 m. En el pozo PP-1 (Marsal y Graue, 1969), se encontró que, a grandes rasgos, el perfil estratigráfico está constituido por capas de arcillas, limos y arenas de 0 a 80 m; a continuación, hasta 500 m de profundidad, por arcillas de consistencia media a dura, arenas, areniscas y calizas lacustres; de 500 a 1980 m, por tobas, rocas ígneas, brechas y conglomerados; entre 1980 y 2045 m, por anhidritas arcillosas y margas; de 2045 a 2065 m, por lutitas, margas y conglomerados calcáreos. La presencia de trece derrames de roca ígnea de espesor variable entre 3 y 108 m a profundidades entre 600 y 2000 m es indicativo de la gran actividad volcánica durante el terciario.

A continuación se describirán los 150 m mas superficiales de los depósitos de suelos del Valle, ya que desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica, estos primeros metros del subsuelo son los que influyen en el comportamiento de las estructuras construidas en la Ciudad de México, esto es debido al gran contraste de impedancia entre las arcillas y su basamento.

Profundidad (m)	Periodo	Época Geológica	Formación	Edad (m.a.)
0-53	Cuaternario	Holoceno	Sedimentos	0.000-0.008
53-59		Pleistoceno Sup.	lacustres	0.008-0.012
59-64		Pleistoceno Sup.	arcillosos	0.012-0.013
69-180		Pleistoceno Sup.		0.013-0.046
180-505		Pleistoceno Med. a Plioceno Sup.		0.046-0.800
505-814	Terciario	Plioceno Medio a Inferior	Formación Tarango	8.000-13.000
814-1030		Mioceno	Rocas Huatepec	13.000-21.000
1030-1125		Mioceno Inferior -Oligoceno Sup.		21.000-24.000
1125-1437		Oligoceno Sup.		24.000-29.000
1437-2065		Oligoceno Medio -Eoceno Medio	Formación Balsas	29.000- ?

*Tabla 5.1 Columna estratigráfica del subsuelo del Valle de México (Tomado de Marsal y Graue, 1969)*

Las formaciones más superficiales de los depósitos de suelos de la cuenca se dividen en Tarango, Tncubaya, Becerra y Reciente. La formación Tarango, del Pleistoceno Superior, está constituida por brechas andesíticas, arenas y limos. Esta formación aflora al oeste y al suroeste, se prolonga hasta el fondo de la cuenca, y constituye la base de los depósitos mas recientes.

La formación Tacubaya, está constituida por arcillas producto del depósito de cenizas volcánicas muy finas que fueron transportadas por aire o agua hacia los lagos de la cuenca. La formación Becerra contiene estratos de aluvión y polvo volcánico con abundancia de fósiles.

Marsal y Mazari (1959) dividieron en tres zonas el área urbana de la Ciudad: del lago (parte virgen y parte precargada), de transición y de lomas (Figura 5.2).

La zona de lomas del oeste de la Ciudad está caracterizada por suelos compactos, arenolimosos, con alto contenido de gravas y por tobas bien cementadas. Al sur se tiene el derrame basáltico del Pedregal con espesor máximo de unos 20 m y en general de

comportamiento errático. Al oriente, en las faldas de la sierra de Santa Catarina y alrededor de Chimalhuacán, también se presenta basalto.

La zona de transición se identifica por presentar variaciones estratigráficas muy marcadas de punto a punto. Se encuentra entre la zona de Lomas y la zona de Lago. Se distingue también una transición entre la zona del lago de Texcoco y la del de Xochimilco-Chalco, cuya frontera irregular se encuentra entre Mexicaltzingo y Coyoacán. La zona de transición representa seguramente los avances y retrocesos de las riberas de los lagos de Texcoco y Xochimilco-Chalco y en otros casos deltas de ríos; por ello se pueden encontrar en tal parte alternancias de materiales limosos y arenosos compactos con estratos de arcilla muy blanda ( Jaime, 1988).

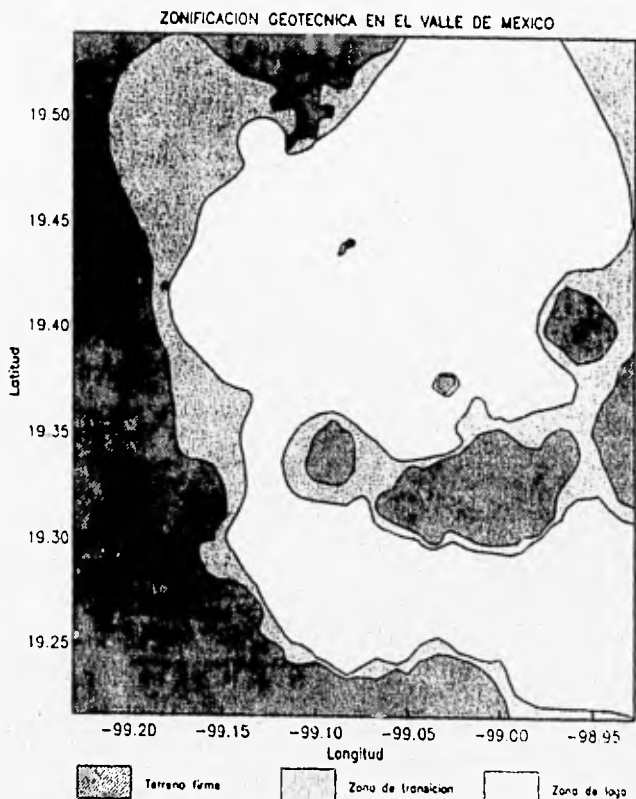


Figura 5.2. Zonificación geotécnica de la Cd. de México (Pérez-Rocha, 1996. com. personal)

En la zona del lago de Texcoco según Marsal y Graue (1969), a partir de la información de las perforaciones realizadas, la distribución estratigráfica del lago es de la siguiente forma:

*Capa superior.*- Arcillas afectadas por secado; su espesor es de 1.5 m aproximadamente. A esta profundidad se registra el nivel freático, en promedio. Los materiales están surcados por grietas generalmente infiltradas con suelos transportados por el viento.

*Formación arcillosa superior.*- Constituida por arcillas blandas altamente plásticas que tienen contenidos de agua comprendidos entre 200 y 500 por ciento; el espesor crece de 18 m en el caracol a 40 m en el bordo Xochiaca. La característica más notable es la extraordinaria variación de ciertas propiedades índice, con diferencias pequeñas en la elevación; este hecho parece estar ligado a la composición química del agua en el momento de sedimentarse las cenizas volcánicas, así como también a la alternancia de periodos secos y húmedos que ocurrieron durante el proceso de deposición.

*Capa dura.*- Integrada por materiales limo-arenosos, ligeramente cementados, de potencia variable entre 2 y 3 m

*Formación arcillosa inferior.*- A semejanza de la formación superior, está constituida por una serie de estratos delgados de arcilla de elevada plasticidad, que se diferencian esencialmente por sus contenidos de agua; en promedio este es de 220 por ciento. El espesor medio en la zona central del lago es de 15 m pero disminuye hacia el oriente y al norte.

*Depósitos profundos.*- Constituidos por limos compactos y arcillas menos plásticas que las superiores, interestratificados por capas de arenas finas, algunas de gran dureza por cementación.

### ***5.2 Trabajo de campo. Campañas de prospección sísmica***

El trabajo de campo se llevó a cabo en los terrenos con una topografía muy plana pertenecientes a la Comisión Nacional del Agua, muy cercanos del camino denominado Sosa- Texcoco, al noreste de la ciudad de México (ver Figura 5.3). Los estratos más superficiales en esta zona tienen el mismo origen que aquellos de la zona del lago de la ciudad. El área de estudio tiene el acceso restringido por lo que está alejada del tráfico y otras fuentes de ruido.



**Figura 5.3 Localización del área de estudio. (INEGI, cartas topográficas E14A29, E14A39, E14B21 y E14B22, escala 1: 50000)**

El trabajo consistió en tres etapas en las que se utilizaron una variedad de equipos de registro. En la primera etapa se instalaron dos arreglos de detección utilizando un sismógrafo con geófonos verticales y triaxiales con frecuencia central de 4.5 Hz. El primero consistió en un tendido de detectores de componente vertical con orientación N-S, con equiespaciamiento  $\Delta x$  de 7.5 m entre ellos. Con este arreglo se obtuvieron cuatro registros, utilizando pequeñas cargas de explosivos como fuentes (Figura 5.4), detonadas en pozos someros (con una profundidad de un metro). Las distancias entre la fuente y la traza más cercana en los tiros directos (*offset*) fueron de 5, 20 y 45 m y en el tiro inverso de 10 m. En lo sucesivo, denominaremos a estos registros RG1, RG2, RG3 y RG4, respectivamente. En éstos y los demás registros obtenidos con geófonos el

intervalo de muestreo fue de 0.002 s. Las Figuras 5.5 y 5.6 muestran como ejemplos, los registros RG2 y RG4.

El segundo arreglo de detección se formó con un tendido de detectores triaxiales para registrar ondas de corte. En este caso, se obtuvieron dos registros con diferentes polarizaciones de ondas S utilizando como fuente un martillo golpeando a una tabla. El intervalo entre estaciones fue de 2.5 m con un *offset* en ambos tiros de 2.5 m. Para referirnos a estos registros en lo sucesivo los denominaremos RG5 y RG6. El componente horizontal de uno de ellos se muestra en la Figura 5.7



*Figura 5.4 Explosivos utilizados en los experimentos.*

En la segunda etapa del trabajo de campo en el antiguo lago de Texcoco también se utilizaron dos dispositivos. En el primero, se utilizaron siete estaciones sismológicas portátiles Reftek con un sensor de velocidad GMC-40 de tres componentes y de banda ancha (0.05 a 50 Hz), y un acelerómetro GURALP de tres componentes. Cada una de estas estaciones cuenta con un sistema de tiempo absoluto, basado en el sistema GPS (Global Position System), que permite mantener un tiempo universal común en todas ellas (Figura 5.8).

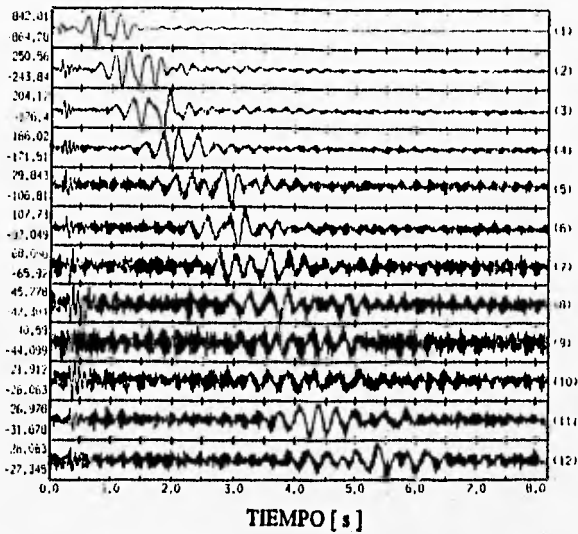


Figura 5.5 Registro RG2 con un offset 20 m y un intervalo de muestreo de 0.002s, utilizando geófonos verticales de baja frecuencia.

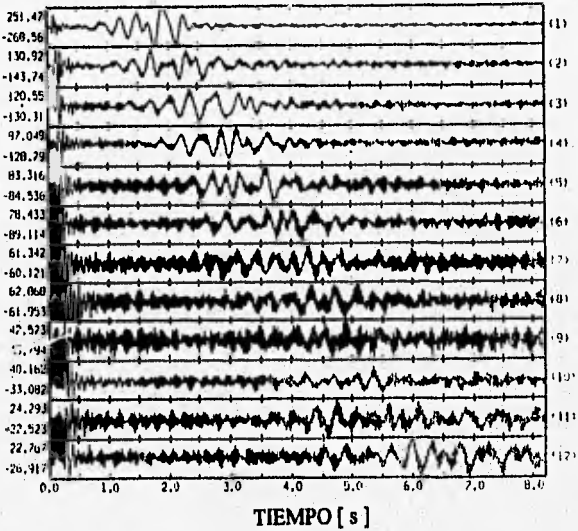
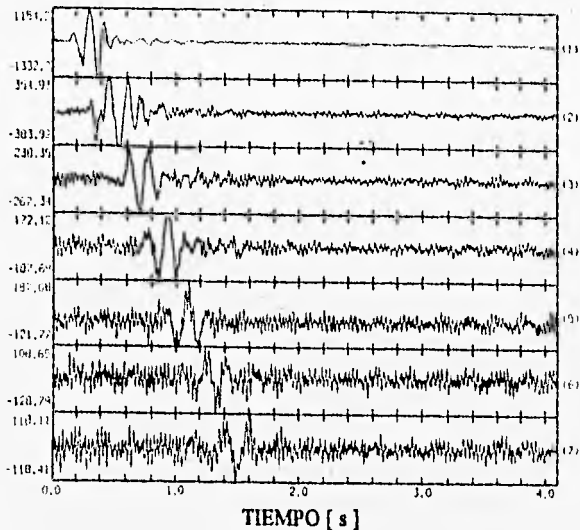


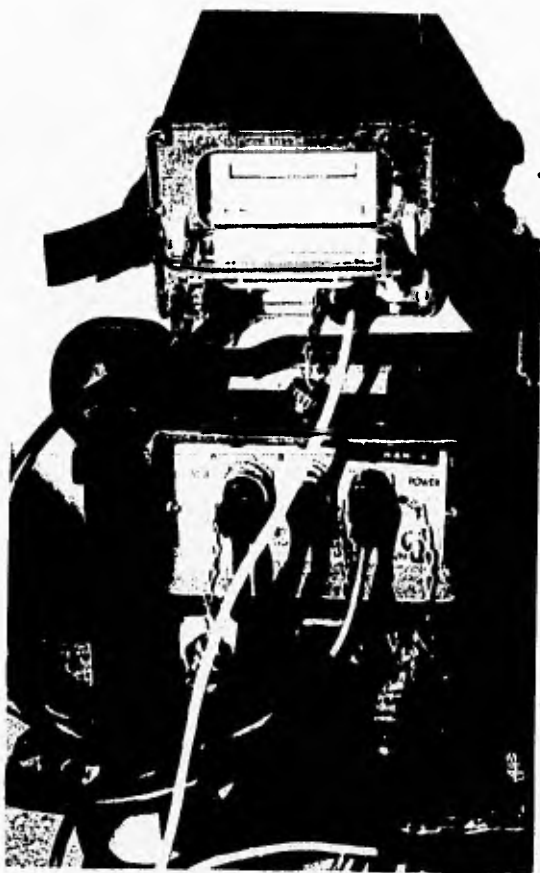
Figura 5.6 Registro RG4 con un offset 10 m y un intervalo de muestreo de 0.001s, utilizando geófonos verticales de baja frecuencia. Este registro corresponde al tiro inverso.





*Figura 5.7 Componente horizontal del registro RG5. El espaciamento entre detectores fue de 2.5 m con un offset de 2.5 m y un intervalo de muestreo de 0.001 s.*

Al igual que en la primera etapa, se utilizaron cargas de explosivos enterradas a una profundidad de un metro. El espaciamento entre estas estaciones para los distintos tiros fue de 20 m. Se utilizaron distancias fuente-receptor más cercano de 20, 100 y 180 m. En lo subsecuente, llamaremos RS1, RS2 y RS3 respectivamente, a los registros obtenidos para cada una de estas distancias a la fuente. Un ejemplo de estos registros se presenta en las Figuras 5.9 y 5.10 para los componentes vertical y radial de aceleración del registro RS2.



*Figura 5.8 Estación sismológica portátil Reftek, con un sistema de posicionamiento global para la determinación del tiempo universal*

En el segundo arreglo se utilizaron como detectores geófonos verticales, distribuidos en un perfil con orientación N-S, con equiespaciamiento entre detectores de 20 m. Los tiros fueron los mismos que los del primer arreglo en esta misma etapa. Sólo que en este caso, los geófonos fueron colocados en diferentes posiciones con respecto a las estaciones sismológicas. Por lo tanto, las distancias fuente-primer receptor fueron de 10, 60 y 140 m. A estos registros los denominaremos RG7, RG8 y RG9, respectivamente. La Figura 5.11 muestra el registro RG8, correspondiente a un *offset* de 60 m.

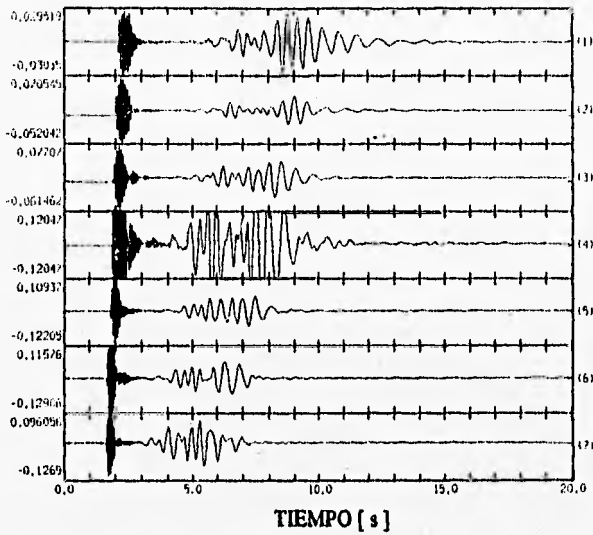


Figura 5.9 Componente vertical de aceleración del registro RS2. El offset en este tiro fué de 100 m y el intervalo de muestreo de 0.01 s. El intervalo entre estaciones es de 20 m.

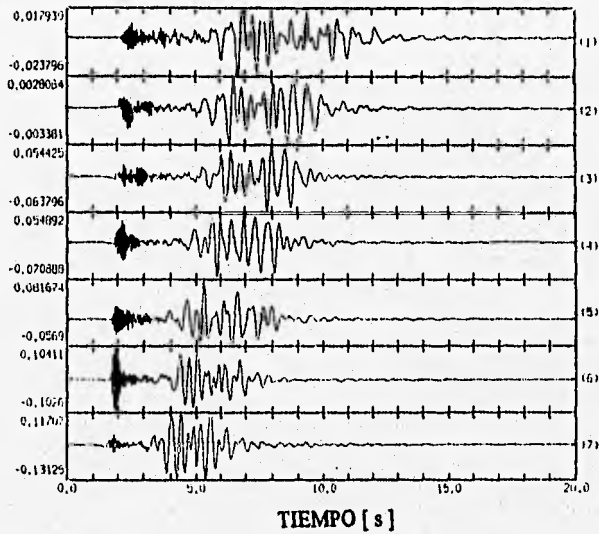
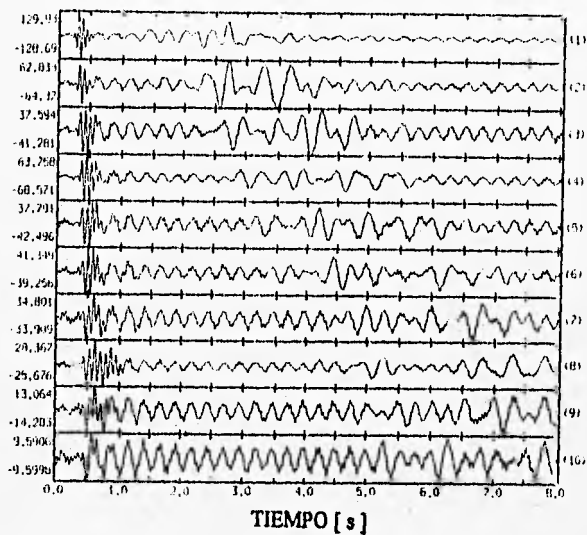


Figura 5.10 Componente radial de aceleración del registro RS2. El offset en este tiro fué de 100 m y el intervalo de muestreo de 0.01 s. El intervalo entre estaciones es de 20 m.



*Figura 5.11 Trazas correspondientes al registro RG8. En este caso, el espaciamiento es el mismo que en el caso de las estaciones sismológicas.*

Finalmente, la tercera etapa consistió en un experimento de gran longitud que no pudo concretarse debido a una falla en los explosivos utilizados. El objetivo era la determinación de las propiedades mecánicas a una mayor profundidad que la alcanzada en los experimentos anteriores. Se colocaron las estaciones sismológicas Reftek a distancias iguales de 100 m. La fuente, que consistía en considerables cargas de explosivos fue ubicada a distancia de 300 y 800 m de la primera estación, a una profundidad de 10 m. Sin embargo, el gran contenido de sal en el agua que satura a las arcillas a esta profundidad, fue aparentemente la causa de que los explosivos no funcionaran.

### 5.3 Procesamiento de los datos.

En la determinación de los modelos de velocidad a partir de registros de refracción sísmica, son necesarios varios análisis previos en los datos recolectados para aplicar el esquema de inversión que nos conducirá al modelo final (ver Figura 5.12). En este trabajo, estos análisis van desde los más convencionales, como el estudio de los primeros arribos de la energía para determinar modelos iniciales de velocidad (Sheriff, 1991) hasta otros menos conocidos como el estudio de la dispersión de ondas superficiales que utilizan transformaciones de los datos del dominio espacio-tiempo ( $x-t$ ) a otros dominios como el del parámetro de rayo-tiempo de intercepción ( $p-\tau$ ) (Stoffa *et al*, 1981) o parámetro de rayo-frecuencia ( $p-\omega$ ) (McMechan y Yedlin, 1981). Con el objeto de ilustrar estas transformaciones de dominio, las cuales se utilizan para obtener las curvas de dispersión que posteriormente son invertidas, presentamos a continuación una breve descripción de ellas.

#### 5.3.1 Transformación $p-\omega$

En sismología, se han desarrollado diferentes técnicas para conocer la dispersión de las ondas superficiales a partir de secciones sísmicas. Es común observar las curvas de dispersión en el dominio del parámetro del rayo y la frecuencia ( $p-\omega$ ), donde el parámetro de rayo  $p$  es el componente horizontal de la lentitud; y es recíproco de la velocidad aparente de propagación horizontal (Aki y Richards, 1980).

Existen dos formas de realizar esta transformación. Una de ellas consiste en dos transformaciones lineales; la primera permite el cambio de dominio distancia entre detectores-tiempo ( $x-t$ ) al dominio del parámetro de rayo-tiempo de retraso o de intercepción ( $p-\tau$ ), donde el tiempo  $\tau$  está asociado al parámetro  $p$  y a la distancia  $x$ . El procedimiento consiste en sumar todos los puntos contenidos en cada rayo  $p$  (*slant-stack*) previamente definidos. La segunda realiza una transformada de Fourier en la dirección de  $\tau$  para representar los valores en frecuencia  $\omega$  y obtener finalmente una esquematización en  $p-\omega$ . Con esto se tiene la frecuencia asociada a cada valor de fase y la curva de dispersión puede observarse de esta transformación.

El otro método, propuesto por Havened y Herrman (1990), parte de las bases del primero y consiste en hacer una transformada de Fourier a lo largo del eje temporal  $t$  para cada traza. Entonces, se aplica un cambio de fase en la dirección de la distancia  $x$ , esto permite el paso directamente de una sección  $x-t$  a una sección  $p-\omega$  sin realizar el apilamiento sobre el parámetro  $p$ .

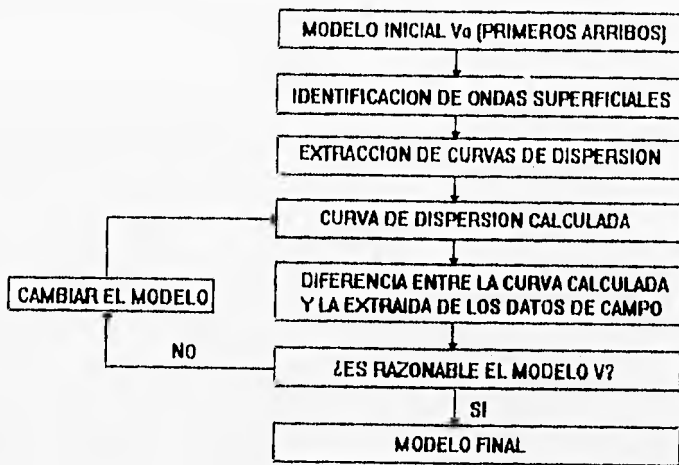


Figura 5.12 Diagrama de flujo para realizar la inversión de las ondas superficiales a partir de registros de refracción. Cada uno de estos pasos se aplica a los datos de refracción recolectados en los experimentos descritos anteriormente.

Trabajar en el dominio  $p-\omega$  permite que cada modo de propagación de ondas superficiales sea separado de los otros, aún cuando su presencia no sea detectada a simple vista. La teoría general supone que al trabajar en este dominio, conociendo  $p$  y un modelo de velocidad para una tierra estratificada, la familia asociada con rayos puede ser trazada con un valor particular de  $p$ .

### 5.3.2 Transformación $p-\tau$

Existe un gran número de métodos en los cuales se usa la transformación  $p-\tau$  para analizar datos sísmicos. La selección del método apropiado depende de la disposición del arreglo entre geófonos. La transformación  $p-\tau$  transforma datos sísmicos en el dominio  $x-t$ , en el que son recolectados, al dominio  $p-\tau$  para ser analizados e interpretados de manera más sencilla. El eje vertical  $\tau$  es el tiempo de retraso o componente vertical del tiempo total de tiempo de tránsito y el

eje horizontal  $p$  se define como parámetro de rayo y representa el inverso de la velocidad de fase o lentitud horizontal.

Matemáticamente, la transformación  $p$ - $\tau$  es lineal e invertible entre los dominios  $x$ - $t$  y  $p$ - $\tau$ . Este método surge de la interpretación geométrica de  $p$ - $\tau$  como una reparametrización de los arribos en términos de sus pendientes y tiempos de intercepción, para analizar datos en función de velocidades aparentes. Inicialmente se ejecuta un apilamiento sobre los parámetros de rayo en las trayectorias lineales a través de los datos  $x$ - $t$ . Después se reduce el tiempo original de ésta sección en función del rayo y de la distancia, para este fin, el tiempo de intersección se define como  $\tau = t - px$ , donde  $t$  es el tiempo de viaje desde la fuente al receptor.

La representación del campo de onda continuo observado se logra mediante la transformada de Radón del campo observado, definida de la siguiente manera:

$$\Psi(p, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \phi(x, \tau + px) dx, \quad (5.1)$$

donde  $\phi$  es el campo observado.

Asimismo, la versión discreta de la expresión anterior se establece, según Stoffa *et al.* (1981) como:

$$\Psi(p_i, \tau_j) = \sum_{k=1}^n \psi(x_k, \tau_j + p_i x_k) \Delta x, \quad (5.2)$$

donde  $\Psi$  es la transformada de radón del campo observado,  $\psi$  es el dominio de onda discreto en el dominio  $x$ - $t$ ,  $x_k$  representa la  $k$ -ésima traza de la sección,  $\tau_j$  es el tiempo de intersección y  $p_i$  es la  $i$ -ésima lentitud. El intervalo de muestreo espacial  $\Delta x$  es la distancia entre detectores. Para evitar el enmascaramiento espacial de la señal (*aliasing*) se requiere de un intervalo de muestreo espacial  $\Delta x \leq C/2f_{max}$  en el que  $C$  es la menor velocidad de fase horizontal en los datos y  $f_{max}$  es la frecuencia máxima presente por lo que el parámetro de rayo de Nyquist  $p_N$  es igual a  $1/2\Delta x f_{max}$  (Stoffa *et al.*, 1981). La selección adecuada del valor de muestreo de  $p$  es necesaria

para evitar el enmascaramiento en la transformada inversa, con lo que se garantiza la correcta reconstrucción de la imagen original (CIS, 1993)

En lo que respecta a los parámetros de  $p$ , se sugiere tomar como banda de muestreo para  $p$  el rango de pendientes de la energía coherente en los datos y el incremento de  $p$  tomarlo de manera tal que el número de rayos sea el mismo que el de las trazas en la sección  $x-t$ , asegurando así evitar el enmascaramiento en el caso de regresar al dominio original.

Enseguida, se muestra de manera esquemática la forma en que se seleccionan los rayos en una sección  $x-t$ , de la cual se conocen los muestreos originales  $\Delta x$  y  $\Delta t$  (Figura 5.13). De la figura se observa que los rayos pasan por el mismo número de nodos o valores de los datos de la sección, lo cual evita la necesidad de interpolar, no lo es así cuando se traza un rayo que no es múltiplo entero del cociente de los intervalos en  $x$  y  $t$ .

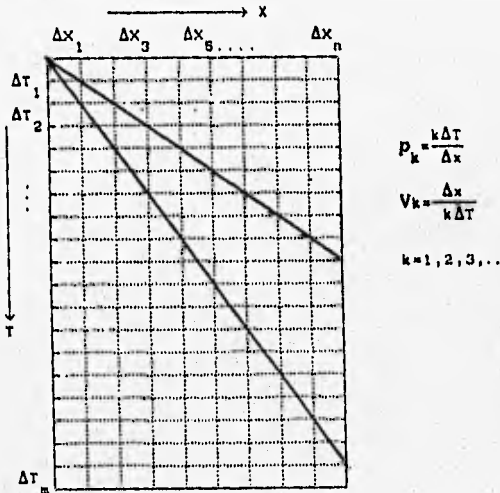


Figura 5.13 Selección del parámetro de rayo en función del muestreo en el dominio  $x-t$



## CAPÍTULO 6. RESULTADOS

Como se mencionó en el capítulo anterior, fueron varios los procesos aplicados a los registros de refracción para la determinación de los modelos de velocidad y los valores de la atenuación anelástica. En el caso de la atenuación, se presentaron los métodos en el capítulo 3. En el caso de los modelos de velocidad el procedimiento fue descrito en los capítulos 4 y 5. En este capítulo se presentan los resultados correspondientes a cada uno de los pasos realizados para la obtención de las propiedades mecánicas en la zona del lago de Texcoco. Al final, se discuten los aspectos más relevantes de los resultados obtenidos y sus implicaciones en la hipótesis de la generación de ondas superficiales como causa de la larga duración del movimiento.

### *6.1 Inversión de ondas superficiales a partir de los registros de refracción.*

El primer análisis que se realizó fue el de los primeros arribos de energía a los registros obtenidos con los geófonos. Esto es, debido a que en este caso el intervalo de muestreo permite una mayor resolución en la determinación de los tiempos de arribo de las ondas de cuerpo, en comparación con los registros de las estaciones sismológicas. Presentamos en la Figura 6.1 la curva distancia-tiempo (también llamadas dromocrónicas) para el registro RG1, producto de este análisis. Con este tipo de curvas para varios registros, incluyendo los registros de las ondas de corte, fue posible determinar el modelo inicial promedio utilizado en la inversión, el cual se presenta en la Tabla 6.1. Con el registro RG5 se calculó la velocidad de ondas S para la primera capa y para las dos restantes se supuso un valor de  $v$  ( $v = 0.498$ )

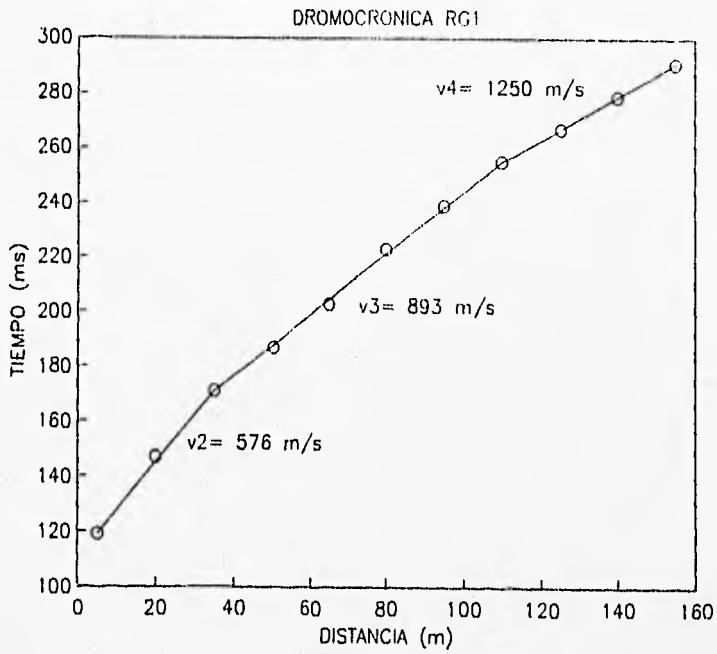


Figura 6.1 Dromocrónicas obtenidas a partir del registro RG1. El arribo de las ondas P indica cuatro capas con velocidades  $v_1 = 42$  m/s,  $v_2 = 576$  m/s,  $v_3 = 893$  m/s y  $v_4 = 1250$  m/s

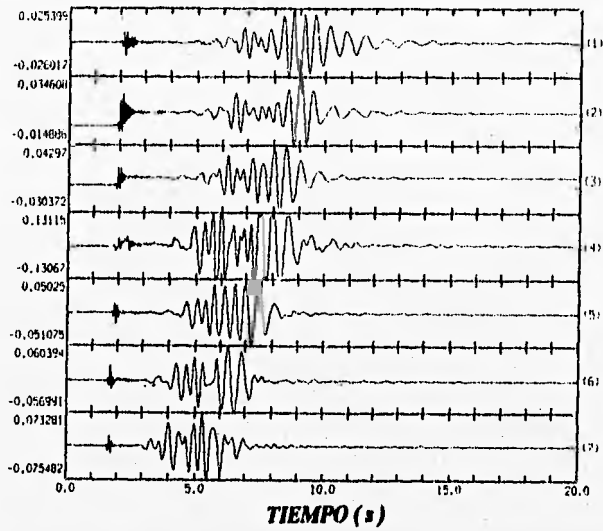
Capa	Espesor	$V_p$	$V_s$	$\rho$
1	15	450	37.0	1.18
2	10	900	70.1	1.18
3		1250	150.0	1.80

Tabla 6.1 Modelo obtenido mediante el análisis de primeros arribos de los registros RG1 y RG2. Las densidades fueron obtenidas de tablas para arcillas con diferentes saturación de agua.

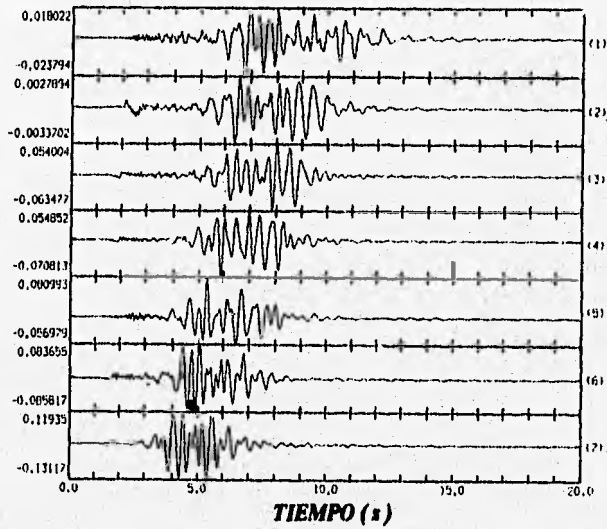
Por otra parte, para el análisis de dispersión de las ondas superficiales, fueron utilizados los registros de aceleración RS1, RS2 y RS3, correspondientes a las estaciones sismológicas de banda ancha, las cuales contaban con una longitud de registro bastante mayor que la utilizada en los registros de geófonos. Como primer paso, a los registros les fue aplicado un filtro pasabajas de Butterworth con frecuencia de corte de 10 [Hz], esto con el objetivo de eliminar, sobre todo en las trazas correspondientes a las estaciones mas cercanas, la parte correspondiente a las ondas de cuerpo, y dejar en los registros solo la contribución de las ondas superficiales, que en el caso de las componentes de aceleración vertical y radial, corresponden a ondas de Rayleigh. Esto se ilustra en las Figuras 6.2 y 6.3 para las componentes vertical y radial del registro RS2, respectivamente. Estos acelerogramas pueden ser comparados con los registros completos para este mismo experimento mostrados en las Figuras 5.9 y 5.10, respectivamente.

Con los registros filtrados, los datos fueron transformados al dominio del parámetro de rayo-frecuencia ( $p-\omega$ ), cuyo procedimiento fue descrito en el capítulo anterior. Los resultados son presentados en forma de contornos de igual amplitud de aceleración en el dominio velocidad de fase-frecuencia ( $c-\omega$ ) (Herrman, 1988) . Esto se puede ver en la Figura 6.4 para el caso del mismo registro RG2. A partir de esta representación, es posible determinar las curvas de dispersión para los diferentes modos de propagación de las ondas superficiales, seleccionando las amplitudes máximas de los contornos en cada frecuencia. En este caso, fueron cuatro las posibles amplitudes máximas seleccionadas.

Los resultados de este análisis aplicado a los registros RS1, RS2 y RS3 se presentan en las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7, respectivamente, en el que se superponen los valores obtenidos para las componentes vertical y radial. En estas gráficas es posible observar el modo fundamental de propagación, así como al menos tres modos superiores de propagación de las ondas de Rayleigh.



**Figura 6.3** Componente vertical de aceleración correspondiente al registro RS2 en el que se aplicó un filtrado pasabajos con frecuencia de corte de 10 Hz.



**Figura 6.4** Componente radial de aceleración correspondiente al registro RS2 en el que se aplicó un filtrado pasabajos con frecuencia de corte de 10 Hz. Al igual que en la figura 6.3 se observan claramente las ondas superficiales de Rayleigh presentes en la respuesta.

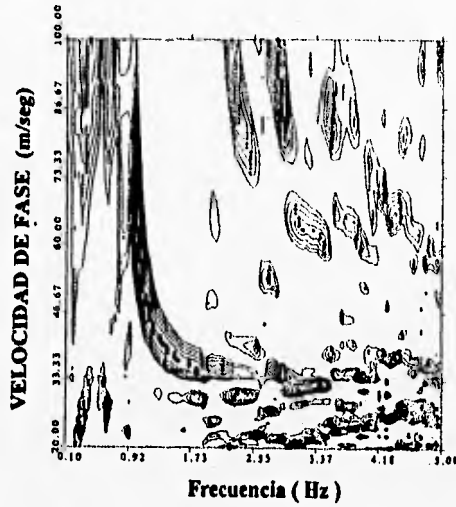


Figura 6.5 Contornos de amplitud del componente vertical del registro RS2 en el dominio velocidad de fase-frecuencia. Los puntos marcados con triángulos, cuadros, rombos y círculos son los puntos utilizados para definir las curvas de dispersión.

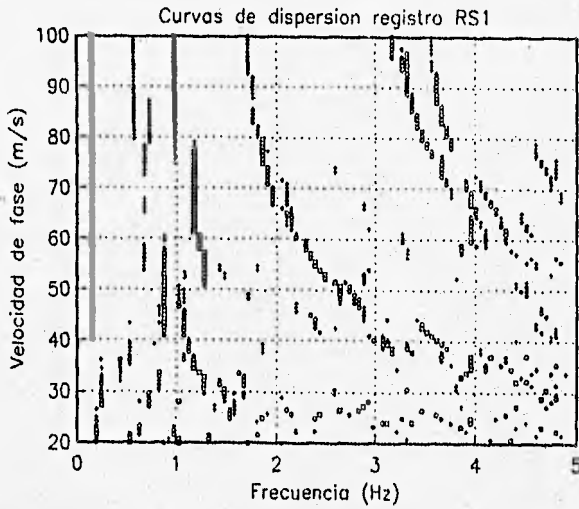
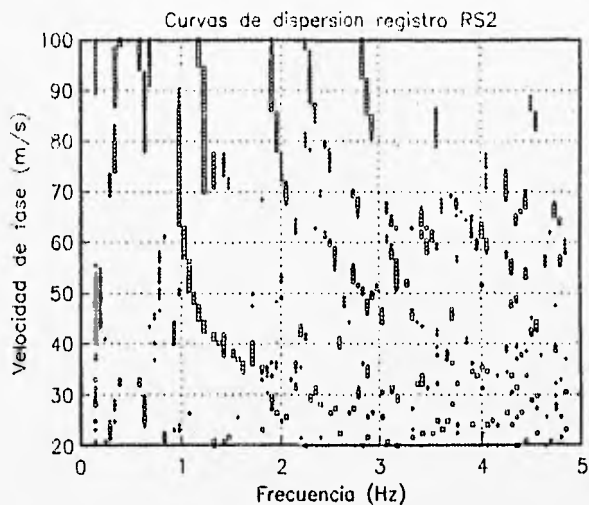
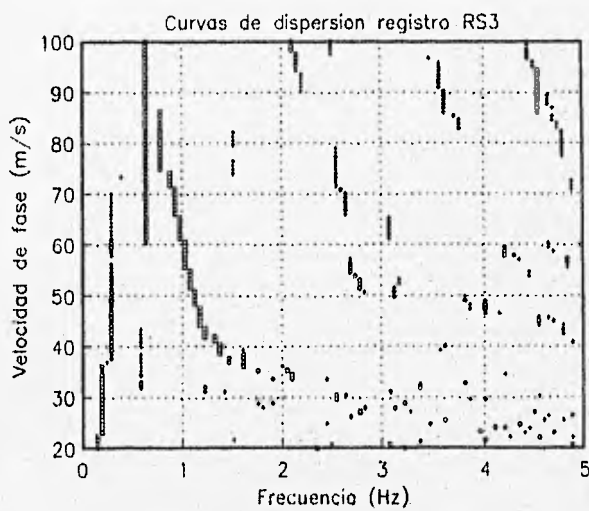


Figura 6.6 Curvas de dispersión de velocidad de fase obtenida del registro RS1. En esta representación, se sobreponen los valores correspondientes a las componentes vertical y radial.

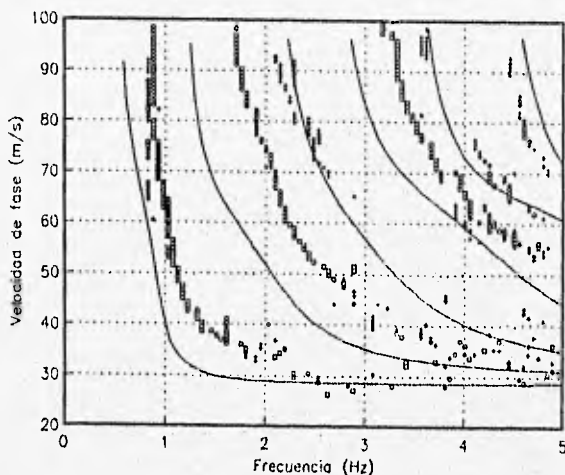


**Figura 6.7** Curvas de dispersión de velocidad de fase obtenida de las componentes radial y vertical del registro RS2.



**Figura 6.8** Curvas de dispersión de velocidad de fase obtenida de las componentes radial y vertical del registro RS3.

El siguiente paso fue invertir estas curvas de dispersión. Para ello el algoritmo utilizado requiere calcular las curvas de dispersión teóricas para el modelo inicial obtenido (Tabla 6.1). Estas curvas se muestran con línea continua en la Figura 6.8. En ella se superponen los valores de la velocidad de fase observados, en las componentes radial y vertical de los tres registros obtenidos con las estaciones sismológicas. Para lograr el ajuste de estas curvas teóricas con los valores observados fue aplicado un método de inversión llamado inversa estocástica (Aki y Richards, 1980). La selección de los datos se hizo mediante la comparación de las curvas de dispersión teóricas contra aquellos obtenidos de los registros RS1, RS2 y RS3, y fueron escogidos aquellos que tienen semejanza con las curvas teóricas.



*Figura 6.8 Comparación entre las curvas de dispersión extraídas de los datos de campo (símbolos) y las curvas de dispersión del modelo inicial (línea continua). Los datos observados corresponden a las componentes vertical y radial de todos los registros.*

Los resultados de este proceso se presentan en la Tabla 6.2 y en la Figura 6.9. En la Tabla 6.2 se muestra el modelo de velocidades final. En este caso, la inversión se realizó sobre las velocidades de ambas ondas de cuerpo. En la Figura 6.9 se muestran las curvas de

dispersión teóricas para el modelo final obtenido con la inversión. Al igual que en la Figura 6.8 se presentan con símbolos los valores observados de los datos para todos los registros.

Capa	Espesor	Vp	Vs	$\rho$
1	15.2	401	35.0	1.18
2	15.0	1011	71.0	1.18
3		1250	150.0	1.80

Tabla 6.2 Modelo de velocidades resultante del proceso de inversión.

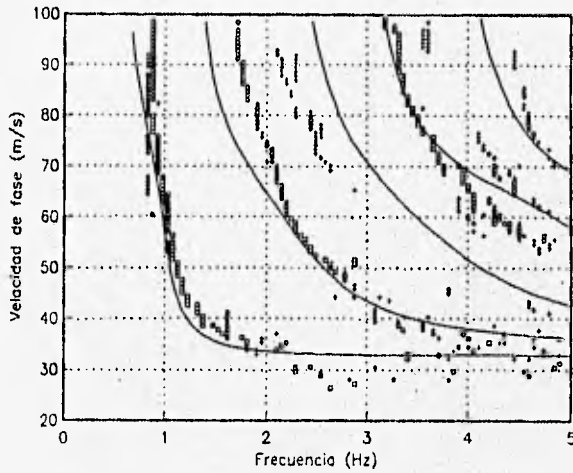


Figura 6.9 Comparación entre las curvas de dispersión de los datos de campo (símbolos) y las curvas de dispersión teóricas del modelo resultante del proceso de inversión (línea continua).



## 6.2 Atenuación de ondas de cuerpo

Para la estimación del factor de calidad para ondas P ( $Q_p$ ) se utilizaron los registros RG1 y RG4, mientras que para la estimación del factor de calidad para las ondas S ( $Q_s$ ) fue utilizado el registro RG5. Todos corresponden a registros obtenidos con geófonos. El primer paso fue utilizar un filtro de Butterworth pasabandas con frecuencias de corte de 10 y 30 Hz a los dos primeros registros (Figuras 6.10 y 6.11) con el propósito de aislar el primer pulso prominente en cada una de las trazas y que corresponde ya sea al arribo de la

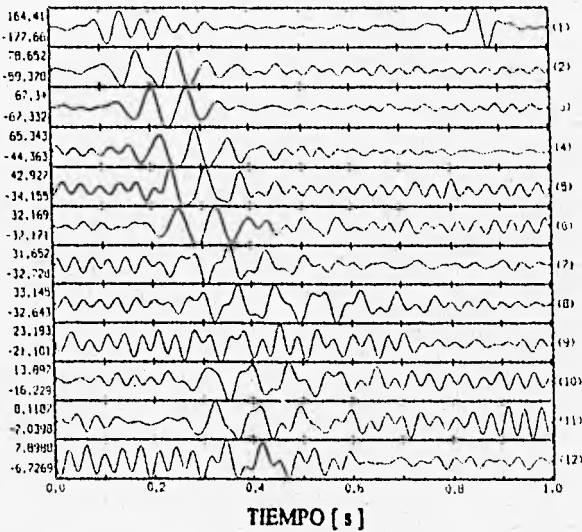


Figura 6.10 Registro RG1 con filtrado pasabandas ( $f_{c1} = 10$  Hz,  $f_{c2} = 30$  Hz).

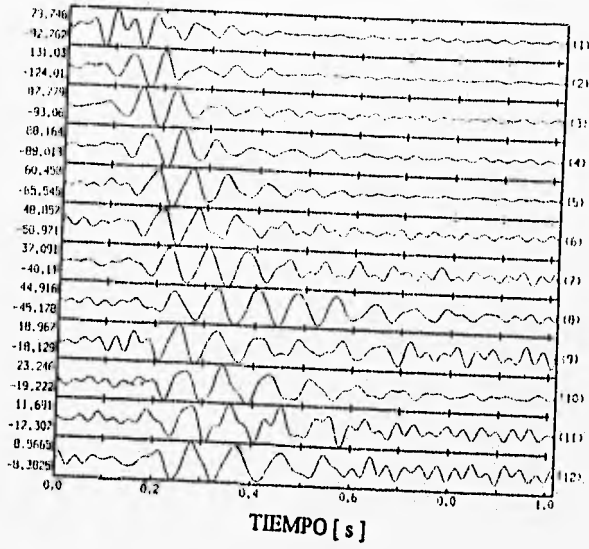


Figura 6.13 Registro RG4 con filtrado pasabandas ( $f_{c1}=10$  Hz,  $f_{c2}=30$  Hz).

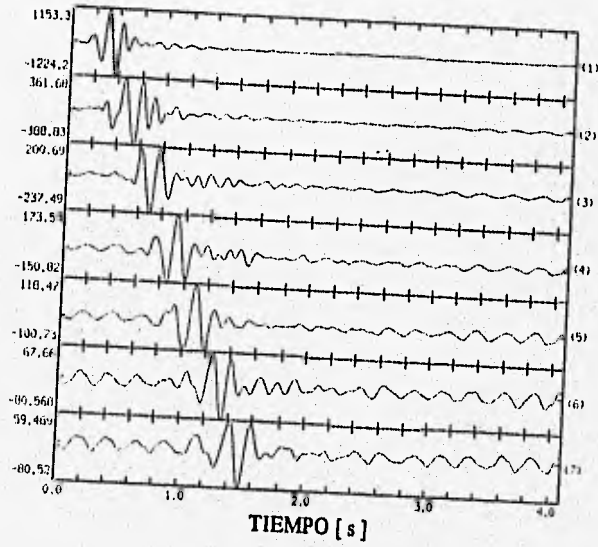


Figura 6.14 Registro RG5 con filtrado pasabajas ( $f_c=15$  Hz).

onda directa o a la refracción de cada una de las capas involucradas en el modelo (ver Figuras 5.5 y 6.1 para referencia). En el caso del registro de ondas de corte (Registro RG5) utilizamos un filtro de Butterworth pasabajas con una frecuencia de corte de 15 Hz (Figura 6.12). Además, se calcularon los espectros de amplitud de cada una de las trazas, con el propósito de obtener la frecuencia central del pulso. Esta frecuencia es utilizada en la estimación de  $Q$  ( $Q_p$  ó  $Q_s$ ) cuando aplicamos el método de amplitudes en el tiempo. El espectro de amplitud para la traza correspondiente al geófono 3 del registro RG1 se muestra en la Figura 6.13.

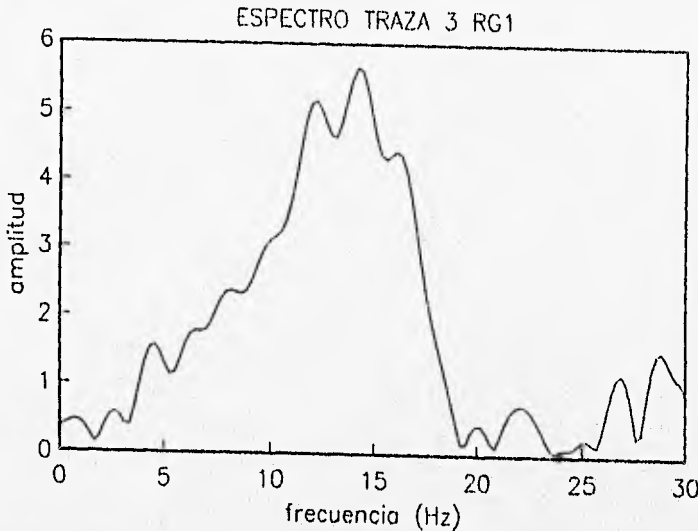


Figura 6.13 Espectro de amplitud de la traza 3 del registro RG1. La frecuencia central del pulso correspondiente al arribo de la onda P es de 15 Hz. La banda de frecuencias en que se llevó a cabo el análisis en este caso es la misma en la que está definida el pulso (5 a 20 Hz)

Un ejemplo de los resultados para el caso del método de relaciones espectrales de la atenuación se presenta en la Figura 6.14, en el que se emplearon las trazas 1 y 3 del registro RG4. La Figura 6.15 muestra el caso en el que se utilizaron las trazas 4 y 5 del mismo registro. En cada uno de estos análisis el factor  $Q$  es el inverso de la pendiente de la recta que mejor ajusta a los valores de  $\Delta$  como función de la frecuencia. El ajuste en éste y los demás ejemplos, fue realizado utilizando un criterio de mínimos cuadrados. El método fue aplicado a los demás registros utilizando varios pares de trazas.

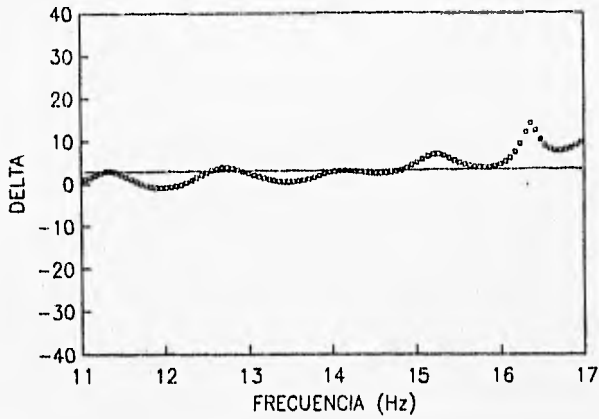


Figura 6.16 Resultado del método de cocientes espectrales aplicado a las trazas 1 y 3 del registro RG4, el ajuste se lleva a cabo en el rango de frecuencias que va de 11 a 17 Hz, el valor de  $Q_p$  es de 5 (los símbolos representan el resultado del método y la línea continua la recta ajustada).

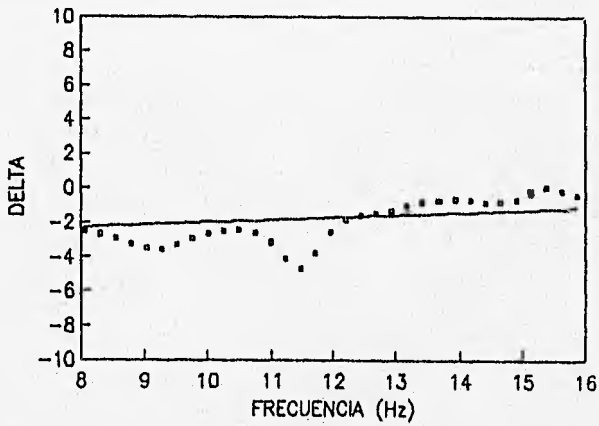


Figura 6.17 Resultado del método de cocientes espectrales aplicado a las trazas 4 y 5 del registro RG4, el ajuste se lleva a cabo en el rango de frecuencias que va de 8 a 16 Hz, el valor de  $Q_p$  es de 4 (los símbolos representan el resultado del método y la línea continua la recta ajustada).

El método de amplitudes en el tiempo es aplicado a estos mismos registros. En este caso los resultados se reducen a un sólo valor pues se emplea una expresión que es función de la frecuencia predominante del pulso, de las amplitudes observadas en dos posiciones, de la distancia entre estas dos posiciones y de la velocidad de propagación de la onda asociada al pulso (P ó S). Al igual que en el caso del método de relaciones espectrales varios pares de trazas fueron utilizados.

Finalmente se muestra en la Tabla 6.3 el modelo final de los valores de  $Q_p$  y  $Q_s$  como función de la profundidad, a partir del estudio de la atenuación relativa entre varias trazas con los dos métodos mencionados.

Capa	Espesor	$V_p$	$V_s$	$Q_p$	$Q_s$	$\rho$
1	15.2	401	40	4	4	1.18
2	15.0	1011	100	10	40	1.18
3		1250	200	20	40	1.80

Tabla. 6.3 Modelo final de velocidades y factor de calidad

### 6.3 Discusión de resultados.

Los resultados mostraron el funcionamiento de los métodos descritos en los capítulos anteriores.

A partir de los registros RS1, RS2 y RS3 aplicando el método  $p-\omega$  se extrajeron las curvas de dispersión de velocidad de fase para ondas de Rayleigh. En las figuras 6.5, 6.6 y 6.7 como rasgos principales se observan el modo fundamental de propagación de la energía sísmica con una velocidad de 35 m/s, además, es posible observar por lo menos dos modos superiores de propagación; debido a que el algoritmo del método  $p-\omega$  toma cuatro valores de amplitud, los resultados presentan dispersión estadística, por lo que hay que elegir los puntos que correspondan a los diferentes modos de propagación.

Las curvas de dispersión extraídas de los datos de campo más el modelo sísmico obtenido del análisis de primeros arribos se utilizaron como datos iniciales para el método

de inversión. En la figura 6.8 se observa que las curvas de dispersión teóricas calculadas a partir del modelo de primeros arribos presentan un corrimiento hacia las bajas frecuencias con respecto a las curvas de dispersión de los datos de campo.

Después de la aplicación del procedimiento de inversión, se observa que el resultado del mismo produce un muy buen ajuste en el modo fundamental y en los modos superiores primero y tercero; en el modelo resultante se observa una disminución en  $V_p$  y  $V_s$  de la primera capa y un aumento de estas en la segunda, mientras que la tercera capa no sufrió variación en alguna de sus propiedades. Ni las velocidades, ni los espesores de la primera y segunda capas sufrieron modificaciones grandes, por lo que la hipótesis planteada en el capítulo cuatro (el modelo propuesto debe ser muy cercano al verdadero) se cumple.

Por lo que respecta a los resultados del método de cocientes espectrales, se presentaron incertidumbres en cuanto al ajuste de la recta sobre los puntos calculados por el método, ya que según Jongmans (1990) la pendiente de la recta debe ser negativa, sin embargo, Jongmans y Campillo (1993) presentan resultados del método con pendientes positivas y reportan valores positivos de  $Q$ , el método aplicado a los registros RG1, RG2 y RG5 muestran pendientes positivas y siguiendo los resultados reportados por Jongmans y Campillo (1993), la pendiente de la recta ajustada se consideró positiva. Con estas consideraciones, los valores de  $Q_p$  van de 3 a 7 para la capa más superficial y de 10 para la segunda capa, estos valores indican una gran atenuación en las arcillas del lago de Texcoco.

Para validar los resultados obtenidos se calcularon sismogramas sintéticos con el método propuesto por Herman (1988), el cual consiste en calcular las curvas de dispersión del modelo final de velocidades y coeficientes de atenuación mostrado en la tabla 6.3, y posteriormente formando funciones de Green en el dominio de la frecuencia sumando la respuesta de los diferentes modos de propagación después de incluir la función de la fuente. El siguiente paso es calcular la transformada inversa de Fourier tomando en cuenta el mecanismo de fuente para generar los sismogramas. Este resultado se muestra en la figura 6.16, los datos de campo corresponden al registro RG1.

En el sismograma sintético se observa que los sismogramas sintéticos ajustan muy bien para las primeras trazas tanto en velocidad como en contenido de frecuencias y fases aunque en las trazas siguientes el sismograma sintético presenta una mayor duración que las recolectadas en el campo. Esto tiene que ver en gran medida con los valores de atenuación para los estratos subyacentes que aparentemente están sobrevaluados.

En general, lo anterior muestra que los métodos son útiles para extraer una mayor cantidad de información y estos son una contribución más a las técnicas de análisis. Los resultados contribuyen al conocimiento de las propiedades físicas del subsuelo.

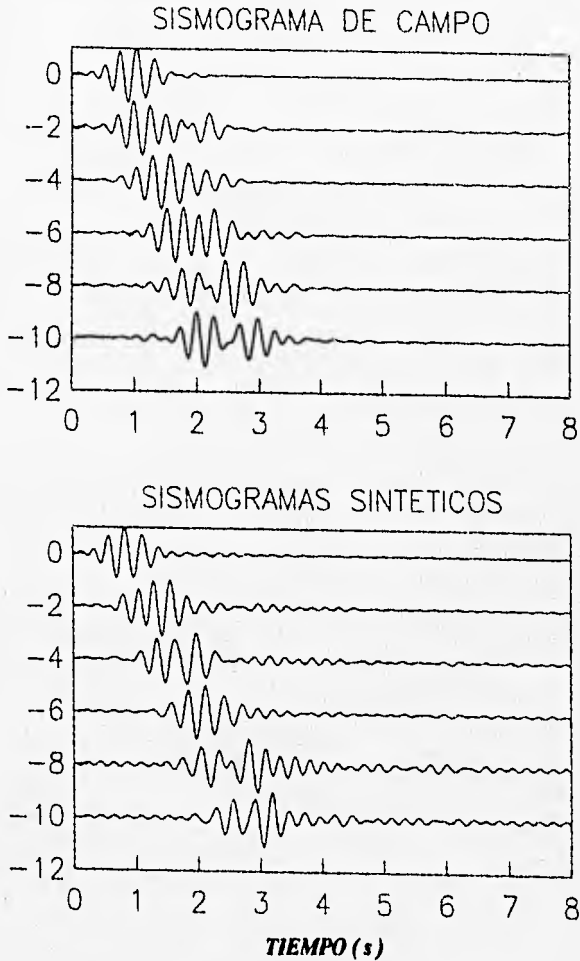


Figura. 6.16 Comparación entre los sismogramas de campo (a) y los sismogramas sintéticos obtenidos a partir del modelo presentado en la tabla 6.3 (b).

## CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

Los registros de experimentos de refracción sísmica son una gran fuente de información de la distribución de las propiedades dinámicas del subsuelo, en este trabajo el procesamiento de los datos sísmicos fue más allá del análisis tradicional de primeros arribos al emplear técnicas más sofisticadas sobre las trazas completas del sismograma.

Para el registro de las ondas superficiales fue necesario utilizar sensores de banda ancha y geófonos de baja frecuencia central, ya que la dispersión de las ondas superficiales se define en las bajas frecuencias. Como fuente sísmica se utilizaron explosivos para generar ondas compresionales y superficiales y martillo para producir ondas de corte y superficiales. Con estos registros fue posible describir las propiedades del subsuelo en la zona de estudio. Las curvas de dispersión extraídas de los registros muestran bajas velocidades de fase para ondas de Rayleigh.

Las curvas de dispersión de velocidad de fase para ondas de Rayleigh obtenidas de los registros de refracción sísmica, recolectados en la zona virgen del lago de Texcoco, fueron extraídas de estos utilizando el método  $p$ - $\alpha$ , después, estas curvas fueron datos iniciales del algoritmo de inversión además de un modelo inicial determinado por un análisis de primeros arribos de energía.



El método de inversión demostró ser una poderosa herramienta para encontrar el modelo que mejor ajusta a las observaciones, y con ello conocer de manera precisa las propiedades mecánicas de las arcillas del lago de Texcoco (representativas de las del subsuelo de la ciudad de México). El método requiere recursos de cómputo importantes, sin embargo, es relativamente fácil de aplicar y de bajo costo, y aunque la preparación de los datos es muy laboriosa, los resultados que produce este procedimiento son satisfactorios, ya que permite hacer una evaluación de los parámetros involucrados en la dispersión de las ondas superficiales.

Con los mismos registros obtenidos de los experimentos se calcularon valores de  $Q$  para ondas de cuerpo. Estos se calcularon con métodos en el dominio del tiempo y de la frecuencia, el análisis mediante la regresión de  $\Delta(f)$  contra la frecuencia permitió estimar los valores de  $Q_p$  para los tres estratos que propone el modelo.

El método de cocientes espectrales demostró ser muy bueno, pero se debe ser especialmente cuidadosos con las señales a las que se aplica el método, esto es debido a que el pulso de primeros arribos debe estar bien diferenciado del resto de la información. Por lo anterior es recomendable estudiar otros métodos con el fin de comparar los resultados entre ellos y poder contar con una amplia variedad de técnicas para poder usar la más conveniente según sea el caso.

El modelado directo fue realizado calculando las curvas de dispersión del modelo propuesto, y posteriormente formando funciones de Green en el dominio de la frecuencia sumando la respuesta de los diferentes modos de propagación después de incluir la función de la fuente. Como siguiente paso se calculó la transformada inversa de Fourier tomando en cuenta el mecanismo de fuente para generar los sismogramas (Herrmann, 1988).

Con la validación del modelo a través del cálculo de las curvas de dispersión y de sismogramas sintéticos se muestra que los valores obtenidos con la metodología propuesta son adecuados. En este trabajo se ha conjuntado toda una serie de pasos para extraer información sísmica útil a partir de experimentos de refracción, los cuales representan una buena opción tomando en cuenta su costo y los resultados obtenidos.

Los valores obtenidos para  $Q$  muestran que los estratos más superficiales del lago de Texcoco tienen una gran capacidad de atenuación de la energía sísmica que viaja a través de

ellos. Chávez-García (1995) señala que esta característica puede modificar significativamente el movimiento sísmico de manera local. Chávez-García y Bard (1994) muestran que las ondas superficiales se generan eficientemente en los bordes del valle y en presencia de heterogeneidades locales dentro de la capa de arcilla, sin embargo, como se menciona arriba, estas ondas se atenúan rápidamente y no constituyen un factor importante en la duración del movimiento fuerte a distancias mayores de 1.5 a 2 km del borde de la cuenca. Esto implica que las ondas superficiales generadas en los bordes de la cuenca no pueden ser la causa de las largas duraciones observadas en los registros de la zona de lago. Singh y Ordaz (1993) proponen la hipótesis de que las diferencias de duración entre las zonas de lomas y de lago se deben a la falta de instrumentación adecuada. Esto es, sugieren que la gran duración del movimiento también está presente en zona de lomas y que no fué registrada debido a que los acelerógrafos, por falta de sensibilidad, se apagaron antes del fin del movimiento, pero esta hipótesis aún debe ser probada.

Las investigaciones mencionadas en este trabajo, pretenden contribuir a un mejor conocimiento de las causas que provocan la tan peculiar respuesta sísmica del valle de México durante movimientos fuertes. En particular se abordó el problema de caracterizar mecánicamente los sedimentos arcillosos más superficiales de la zona virgen del lago de Texcoco, los cuales deben ser muy semejantes a las arcillas sobre las que está asentada gran parte de la Ciudad.

El conocimiento de la capacidad de disipación de energía de los materiales estudiados, así como de su velocidad de propagación para ondas de cortante, mediante los análisis de las mediciones *in situ* aquí mostradas, es de especial interés para la validación de varias de las hipótesis que pretenden explicar las observaciones. El camino por recorrer para la comprensión total de los fenómenos observados es aún muy largo, sin embargo los esfuerzos se multiplican para lograr este objetivo.

## REFERENCIAS

Aki, K y P G Richards (1980). *Quantitative seismology: Theory and methods*, W.H. Freeman, San Francisco, CA.

Al-Equabi, G I y R B Herrmann (1993). Ground roll: a potential tool for constraining shallow shear-wave structure, *Geophysics*, **58**, 713-719.

Backus, G y Gilbert (1967). Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophysical journal of the royal astronomical society*.

Bolt, B A (1976). *Nuclear explosions and earthquakes*, W.H. Freeman, San Francisco, CA.

Chávez-García F J y P Y Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil dynamics and earthquake engineering*, **13**, 229-247.

Chávez-García F J (1995). Dispersión de ondas superficiales en el valle de México y su influencia en la respuesta sísmica de la zona de lago en Septiembre de 1985, *Monografía: Sismología*, **3**, Unión Geofísica Mexicana. 143-156.

CIS (1993). Informe técnico final al Departamento del Distrito Federal, Proyecto: Inversión y modelado de ondas superficiales (continuación). Centro de Investigación Sísmica, A.C.

Ewing, W M, W S Jardetsky y F Press (1957). *Elastic waves in layered media*. Mc Graw-Hill. New York.

Faccioli, E y D Reséndiz (1976). Soil dynamics: behavior including liquefaction, en *Seismic risk and engineering decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth, (Editores), Elsevier, Amsterdam, 71-139.

Franklin, J N (1970). Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems, *Journal of mathematical analysis and applications*, **31**, 682-716.

Gabriels P, R Snieder y G Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediment with higher-mode Rayleigh waves. *Geophysical Prospecting*, **35**, 187-196.

Geller, B y S Stein (1989). *Notes on seismology*, Northwestern University. USA.

Gill, P E, W Murray y M H Wright (1981). *Practical optimization*, Academic Press, San Diego, CA.

Haneveled, L J y G C Herrmann (1990). A fast algorithm for the computation of radon transforms, *Geophysical prospecting*, **38**, 853-860.

Herrmann, R (1988). *Computers programs in seismology*, Saint Louis University, Saint Louis, MO, USA.

Jaime, A (1988). *Geotecnia y sismicidad en el valle de México*, Series de Instituto de Ingeniería, No. D-29, Instituto de Ingeniería, UNAM, México.

Jongmans, D (1990). In-situ attenuation measurements in soils, *Engineering geology*, **29**, 99-118.

Jongmans, D y D Demanet (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soil, *Engineering geology*, **34**, 105-113.

Jongmans, D y M Campillo (1993). The determination of soil attenuation by geophysical prospecting and the validity of measured Q values for numerical simulations, *Soil dynamics and earthquakes engineering*, **12**, 149-157.

Kawase, H y K Aki (1989). A study on the response of a soft soil basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico city, *Bulletin of the seismological society of America*, **79**, 1361-1382.

Kelly, K R (1983). Numerical study of Love wave propagation, *Geophysics*, **48**, 833-853.

Knopoff, L (1969). Q. *Publication 301*. Institute of geophysics and planetary physics, University of California. 625-660.

Kulhanek, O (1990). *Anatomy of seismograms*, Elsevier, Amsterdam, Holanda.

Lines, L R y S Treitel (1984). Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical prospecting*, **32**, 159-186.

Love, AEH (1911). *Some problems of geodynamics*. Cambridge University Press.

Love, AEH (1944). *A treatise on the mathematical theory of elasticity*. Dover Publications. New York

Marquardt, D W (1970). Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation, and no linear estimation, *Technometrics*, **12**, 591-612.

Marsal, R J y R Graue (1969). *Volúmen Nabor Carrillo, el hundimiento de la ciudad de México y proyecto Texcoco*, VII congreso internacional de mecánica de suelos e ingeniería de cimentaciones.

Marsal, R J y M Mazari (1959). *El subsuelo de la ciudad de México*, Facultad de Ingeniería, UNAM, D. F..

McMechan, G A y M J Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics*, **46**, 869-874.

Ramos-Martinez, J, J M Gomez-Gonzalez, E Romero-Jimenez, C Calderon-Macias y S Chavez-Perez (1994). Surface wave imaging of shallow refraction data in Mexico city basin, *Symposium on the application of geophysics to engineering & environmental problems*, Boston, Massachussets, March 27-31.

Rayleigh, L (1945). *The theory of the sound*. Dover publications. New York.

Rosenblueth, E (1953). Teoría del diseño sísmico sobre mantos blandos, *Ediciones ICA*, serie B, **14**,3-12.

Sánchez-Sesma F J, S Chávez-Pérez, M Suárez, M A Bravo y L E Pérez-Rocha (1988). On the seismic response of the valley of Mexico. *Earthquake spectra*, **4**, 569-589.

Sheriff, R F (1991). *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Society of exploration geophysicists, Geophysical references, series 1.

Singh, S K, E Mena y R Castro (1988a). Some aspects of the source characteristics and the ground motion amplifications in and near Mexico city from the acceleration data of the September, 1985, Michoacan Mexico earthquakes, *Bulletin of the seismological society of America*, **78**, 451-477.

Singh, S K, J Lermo, T Domínguez, M Ordaz, J M Espinosa, E Mena y R Quass (1988b). A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake spectra*, **4**, 653-673.

Singh, S K y M Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico city, *Bulletin of the seismological society of America*, **83**, 1298-1306.

Stoffa, P L y P H Buhl (1979). Two-ship multichannel seismic experiments for deep crustal studies: Expanded spread and constant offset profiles. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7645-7660.

Stoffa, P L, P H Buhl, J B Diebold y F Wenzel (1981). Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter -a plane-wave decomposition. *Geophysics*, **46**, 255-267.

Tarantola, A (1987). *Inverse theory problem methods for data fitting and model parameter estimation*, Elsevier, Amsterdam, Holanda.

Tonn, R (1991). The determination of the seismic quality factor from VSP data: a comparison of different computational methods. *Geophysical prospecting*, **39**, 1-27.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco sinceramente a Jaime Ramos Martínez su gran ayuda para la realización de este trabajo, así como a José Luis Rodríguez Zúñiga todos sus comentarios que enriquecieron el contenido de esta tesis. Al Dr. Francisco J. Sánchez Sesma y al Dr. Francisco J. Chávez García por sus comentarios y observaciones. Y a todo el personal del CIS que me alentó a seguir adelante. Este trabajo fue parcialmente patrocinado por la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal, el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología bajo el contrato T9107-0297 y la DGAPA, UNAM, bajo contrato IN104792.