Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE CIENCIAS

CIENCIAS

DETERMINACION DE LA ESTRUCTURA BAJO LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL UTILIZANDO ONDAS SISMICAS SUPERFICIALES

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F I S I C O

P R E S E N T A

JORGE RIVERA HERNANDEZ

MEXICO, D. F. 1979

DETERMINACION DE LA ESTRUCTURA BAJO LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL UTILIZANDO ONDAS SISMICAS SUPERFICIALES

INDICE

Resumen

Dos sismogramas de periodo largo correspondientes a dos explosiones nucleares ocurridas en el Sitio de Pruebas Americano de Nevada y registrados en la estación sismológica UNM, México, son digitalizados y posteriormente tratados con la técnica de filtrado múltiple con el propósito de obtener las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh en su modo fundamental. Esta información es utilizada para obtener la distribución de la velocidad de cizalle en función de la profundidad en la corteza y manto superior de la región continental atravesada por estas ondas. El trayecto estudiado corre paralelo al flanco oriental de la Sierra Madre Occidental, uniendo a Nevada en Estados Unidos con el Distrito Federal, México.

La comparación con modelos teóricos de corteza y manto superior tratados con el método de Haskell nos permitieron obtener un modelo que ajustaba con los datos observados, en el rango de periodos de 9 – 22 segundos, con un error no mayor a 0.01 km/s en la velocidad de grupo. Este modelo nos indica un espesor de corteza de 48.4 km, la cual está representada por cuatro capas en las que la primera es de sedimentos, siguen dos de granito con una velocidad de cizalle de 3.53 km/s en promedio, y finalmente una de basalto con 4.30 km/s en la velocidad de la onda S. Nuestros datos sólo nos permitieron muestrear los primeros 100 km de profundidad pero fueron suficientes para encontrar una zona de baja velocidad en el manto superior, la cual se extiende de 58.4 km a 98.4 km de profundidad, y en la que la velocidad de cizalle es de 4.30 km/s. La velocidad de cizalle en el manto superior inmediatamente bajo la cor-

teza es de 4.80 km/s.

Posteriormente, las curvas de dispersión observadas se comparan con las obtenidas por diversos autores en distintas regiones continentales, lo cual sugiere que la corteza en el trayecto estudiado es semejante a una de tipo alpina.

Introducción

Este trabajo tuvo como objetivo hallar la estructura promedio de la corteza y manto superior debajo de la trayectoria que une al Distrito Federal con Nevada en Estados Unidos, y para ello se puso en marcha dos programas de computadora que posee el Instituto de Geofísica de la UNAM denominados: "Filtros Múltiples", que utiliza la técnica de filtrado múltiple, para obtener curvas de dispersión experimentales de velocidad de grupo, y "Love/Modelo", que utiliza el método de Haskell-Thomson para hallar curvas de dispersión teóricas de velocidad de fase y de grupo para ondas de Love y de Rayleigh. Estos programas se encuentran ya incorporados al Sistema de Procesamiento de Datos Sísmicos (Sistema PDS) del mismo instituto.

En el primer capítulo se presentan los conceptos básicos de la técnica de filtrado múltiple y se muestran las curvas de dispersión que se obtuvieron al pasar dos sismogramas de periodo largo a través del programa "Filtros Múltiples". En el segundo capítulo se presenta el problema que debe resolver el método de Haskell-Thomson y se muestra la técnica de ensayo y error utilizada para hallar la curva de dispersión teórica que mejor ajustaba, dentro de un error de 0.01 km/s, con las curvas de dispersión experimentales. Finalmente, en el tercer capítulo se comparan los datos observados con los reportados por otros autores en diversas regiones continentales a fin de determinar el tipo de corteza al que corresponde el trayecto estudiado.

CAPITULO 1

1.1.- El Fenómeno De Dispersión

Un sismograma puede considerarse como la superposición de un número infinito de ondas armónicas de distinta frecuencia y distinta amplitud. Cuando estas ondas viajan en un medio dispersivo, como por ejemplo la Tierra, se propagan con una velocidad que en general es característica de cada onda. A esta dependencia de la velocidad de una onda con su frecuencia se le conoce como fenómeno de dispersión.

Por otra parte, se sabe (Beiser, 1970) que cuando dos ondas o más, que difieren muy poco en frecuencia, se propagan juntas a distintas velocidades de fase, su superposición da lugar a otra señal diferente, conocida como pulso, que se propaga a una velocidad diferente a la de sus componentes. A esta velocidad se le ha dado el nombre de velocidad de grupo.

Cuando una onda armónica de frecuencia w_n viaja a través de una estructura determinada lo hace con una velocidad de fase $c(w_n)$ característica, la cual en general será diferente a la que tendría en otro medio de diferente estructura. Si tomásemos un grupo de ondas cuyas frecuencias estuvieran en el intervalo $(w_n - dw\ ,\ w_n + dw)$ lo que obtendríamos sería un pulso que viaja con una velocidad de grupo $U_1(w_n)$ en un medio y a la velocidad de grupo $U_2(w_n)$ en otro medio diferente. Esto quiere decir que si pudiésemos determinar la velocidad de grupo de varios grupos de ondas centrados en diferentes frecuencias, w_1 , w_2 , w_3 , ..., w_n , y que hayan viajado a través de la misma estructura terrestre, lo que obtendríamos sería una curva de velocidad de grupo contra frecuencia que sería característica del trayecto estudiado y que podría ayudarnos a inferir sus características físicas.

1.2.- Técnica De Filtrado Múltiple

Básicamente, la técnica de filtrado múltiple consiste en filtrar la señal sísmica original alrededor de ciertas frecuencias para dejar pasar grupos de ondas con frecuencias ligeramente diferentes a las escogidas. Posteriormente, se calcula la velocidad de grupo a la que se propaga el paquete de ondas y las amplitudes, llamadas espectrales, de su envolvente. La curva de dispersión de la velocidad de grupo experimental se obtiene graficando las frecuencias centrales de los paquetes de ondas contra su velocidad de grupo correspondiente.

Como filtro se eligió un filtro gaussiano ya que los estudios de varios autores, por ejemplo Dziewonski (1969) y Herrman (1973), han indicado que este tipo de filtro presenta buena resolución en la vecindad inmediata de las frecuencias y además se evita la dependencia de las amplitudes espectrales con la distancia epicentral.

Si w_n denota la frecuencia central, entonces la función filtro puede escribirse como:

$$H_n(w) = \exp\left\{-\alpha\left[(w-w_n)/w_n\right]^2\right\} \qquad \ldots (1.1)$$

cuya transformada de Fourier (Dziewonski, 1969) es:

$$h_n(t) = \frac{\sqrt{\pi}\, w_n}{2\alpha} \exp\left[\frac{-w_n^2 t^2}{4\alpha}\right] \cos w_n t \qquad \ldots (1.2)$$

La resolución está controlada por el parámetro α. Nótese que el mejoramiento de la resolución en un dominio causa el efecto inverso en el otro. Por cuestiones prácticas de computación, es decir, para ahorrar tiempo de computadora al evitar cálculos inecesarios, se acostumbra truncar los extremos, de bajas amplitudes, de la función (1.1). Se ha visto (Dziewonski, 1969) que si la función gaussiana se trunca cuando toma valores de 30 decibeles por debajo de su máximo valor, el error que se introduce es de sólo 0.1% si no se cortara. Así pues, en nuestro trabajo tuvimos en cuenta esto y lo llevamos a cabo.

Denotemos por b_n al ancho de banda del filtro centrado en la frecuencia w_n, entonces los límites superior e inferior del filtro serán:

$$\begin{aligned} w_{s,n} &= (1 + b_n)w_n \\ w_{i,n} &= (1 - b_n)w_n \end{aligned} \qquad \ldots (1.3)$$

respectivamente, y de este modo, la función filtro quedará expresada como:

$$H_n(w) = \begin{cases} 0 & w < w_{i,n} \\ \exp\left\{-\alpha\left[(w-w_n)/w_n\right]^2\right\} & w_{i,n} \leq w \leq w_{s,n} \\ 0 & w > w_{s,n} \end{cases} \qquad \ldots (1.4)$$

Otro de los parámetros que caracterizan a un filtro es aquel que nos describe su decaimiento y su valor se determina a partir de los valores que se desee alcanze la función filtro en los límites de la banda, se denota por β y se define de la siguiente manera:

$$\beta = \mathrm{Ln}\left[\frac{H_n(w_n)}{H_n(w_{i,n})}\right] = \mathrm{Ln}\left[\frac{H_n(w_n)}{H_n(w_{s,n})}\right] \qquad \ldots (1.5)$$

Se puede ver que:

$$\alpha = \beta / b_n^2 \qquad \ldots (1.6)$$

En nuestro trabajo se usaron los valores de 55.262 y 0.25 para α y b_n respectivamente.

La transformada inversa de Fourier del espectro sísmico filtrado nos da solamente la señal, llamada en-fase, $p_n(t)$ para cada w_n. Sin embargo, para evaluar las amplitudes espectrales instantáneas, $A_n(t)$, y las fases instantáneas $\varphi_n(t)$ es necesario conocer también la llamada función de cuadratura, $q_n(t)$. La relación entre estas funciones y las amplitudes y fases es como sigue (Goodman, 1960)

$$A_n(t) \exp\left[i\, \varphi_n(t)\right] = p_n(t) + iq_n(t) \qquad \ldots (1.7)$$

Por otra parte, el espectro de cuadratura está relacionado con el de en-fase de la siguiente manera:

$$Q_n(w) = H_n(w) \quad \exp(i\,\pi/2) \qquad \ldots (1.8)$$

Así pues, basta con obtener la transformada inversa de Fourier de (1.8) para obtener $q_n(t)$. Las amplitudes y fases están dadas por (Goodman, 1960):

$$A_n(t) = \left[p_n^2(t) + q_n^2(t)\right]^{1/2} \qquad \ldots (1.9)$$

$$\varphi_n(t) = \tan^{-1}\left[q_n(t)/p_n(t)\right] \qquad \ldots (1.10)$$

El Instituto de Geofísica tiene ya incorporado en su Sistema de Procesamiento de Datos Sísmicos un programa denominado "Filtros Múltiples" que utiliza la técnica de filtrado múltiple. Los resultados de este programa se obtienen dibujados en forma de matríz. La primer columna nos da la velocidad de grupo en km/s y la primera fila nos indica los periodos en segundos. El resto de valores corresponden a las amplitudes espectrales de las envolventes de los grupos de ondas obtenidos al filtrar el sismo alrededor de ciertos periodos, figura 1.1. La figura 1.2 es un ejemplo gráfico de una envolvente $A_n(t)$ y corresponde a la columna con un periodo de 15 segundos de la figura 1.1.

Se puede demostrar (Dziewonski, 1969) que los máximos de las envolventes $A_n(t)$ viajan con una velocidad igual a la de grupo del paquete de ondas. Así pues, si queremos obtener las curvas de dispersión de la velocidad de grupo, lo que hay que hacer es localizar los máximos en cada columna de la figura 1.1 y después unirlos mediante una línea continua. Como se observa en dicha figura, los valores de las amplitudes sólo muestran dos cifras enteras sin decimales por lo que, para obtener la curva de dispersión, se trazarían curvas de nivel y posteriormente se dibujaría una línea que pase por los puntos medios de las máximas amplitudes en cada columna. Esta técnica de trabajo nos podría acarrear serios problemas en nuestros resultados, es por eso que en el programa "Filtros Múltiples"

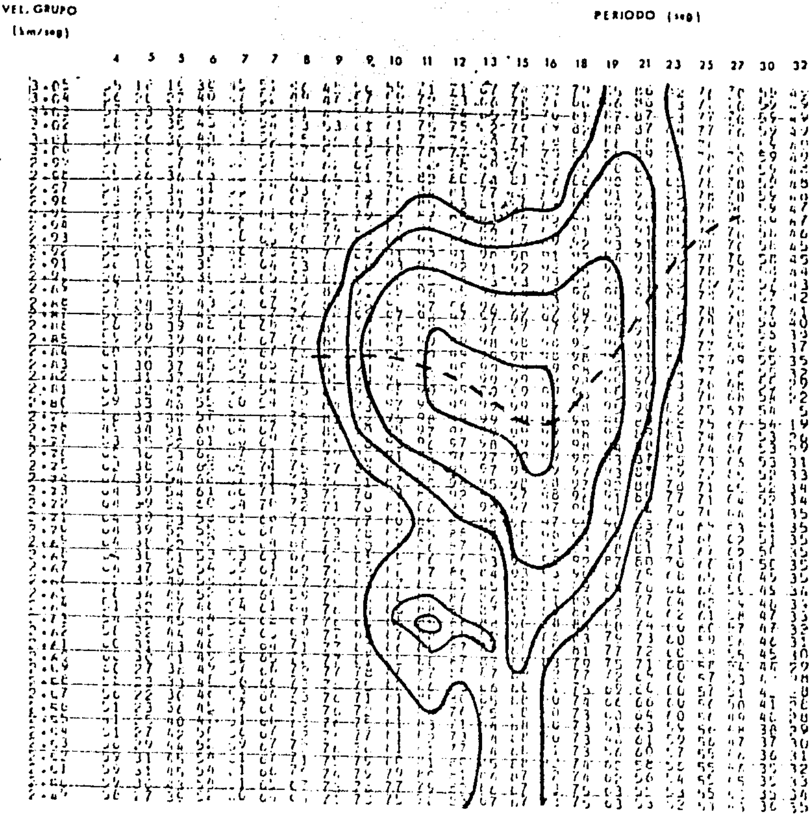


Figura 1.1.- Matríz de amplitudes, curva de dispersión (- - -) y curvas de nivel (——)

hicimos un añadido a la subrutina que nos calculaba las amplitudes a fin de que nos indicara cuáles eran los máximos en cada columna antes de que cortara las cifras decimales y nos dibujara la matríz de amplitudes. Otro hecho que debemos indicar es que los valores de las amplitudes fueron normalizadas a un valor máximo de 99 decibeles antes de dibujarlas.

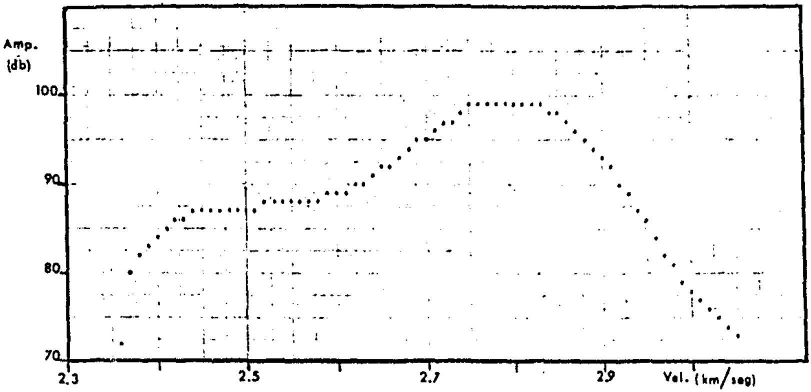


Figura 1.2.- ENVOLVENTE $A_n(t)$ OBSERVADA

En la figura 1.3 indicamos cuáles son los pasos a seguir para calcular la matríz de amplitudes para un número de valores discretos de la velocidad de grupo y de frecuencias centrales w_n.

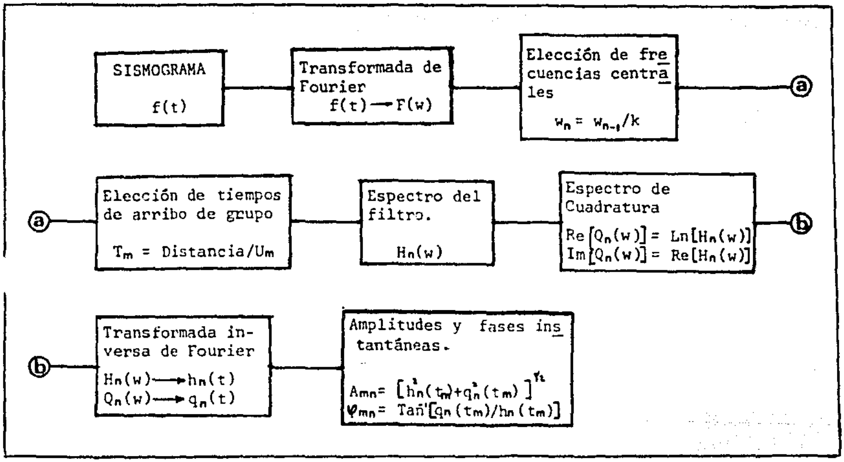


Figura 1.3.- CALCULO DE LA MATRIZ DE AMPLITUDES

1.3- Programa "Filtros Múltiples"

Debido a que un sismograma no es mas que un registro gráfico continuo en el tiempo del fenómeno en estudio, es necesario transformar la información a un conjunto discreto de datos a fin de poder utilizar los métodos numéricos aplicables en computadoras digitales. La manera de lograr esto es digitalizando el sismograma. El proceso de digitalizar consiste en tomar valores a iguales intervalos de distancia sobre la curva del sismograma. Existen aparatos especiales que hacen esto automáticamente cuando deslizamos una plumilla a lo largo del sismograma. En nuestro trabajo utilizamos la digitalizadora del Departamento de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL).

Como dijimos, el muestreo de valores se toma a lo largo de la curva sismográfica, sin embargo, para los propósitos de cálculo (Sosa, 1977), es necesario que dicho muestreo se tome a intervalos iguales pero a lo largo de la línea del tiempo, figura 1.4. A esta línea del tiempo también se le conoce como línea base y la manera de trazarla en un sismograma es la siguiente: la línea base es la línea que une el final de una traza en el sismograma con el comienzo de la siguiente. James y Linde (1971) demostraron que una desviación de la línea base tan pequeña como 0.3° es suficiente para introducir serios errores en el cálculo de la velocidad de grupo.

Otro de los parámetros importantes que se introducen al digitalizar un sismograma es la densidad de digitalización, es decir, el número de muestras por segundo que se de sea registrar. Es claro que si el número de muestras es muy pequeño, la señal a la salida de la digitalizadora no será copia representativa de la señal original, figura 1.5. Por otra parte, en el cálculo de la Transformada de Fourier empleamos un algoritmo llamado: Transformada de Fourier Rápida el cual nos impide usar un número de datos que no sea múltiplo de 2 . Además, el tiempo de computadora puede ser otra restricción al empleo de un gran número de muestras por segundo.

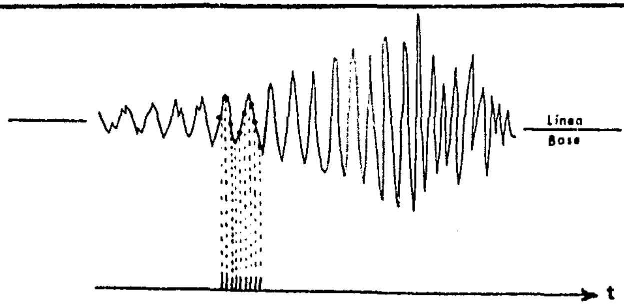


Figura 1.4.- PROCESO DE DIGITALIZACION

Se ha visto (Dziewonski, 1969) que se obtiene un buen muestreo tomando como paso o densidad de digitalización el valor correspondiente a la frecuencia de Nyquist la cual se define como el doble de la máxima frecuencia presente en el sismograma. Esto es garantía para no caer en ninguno de los extremos comentados en el párrafo anterior y obtener un registro discreto de valores que no difiera con el registro continuo original.

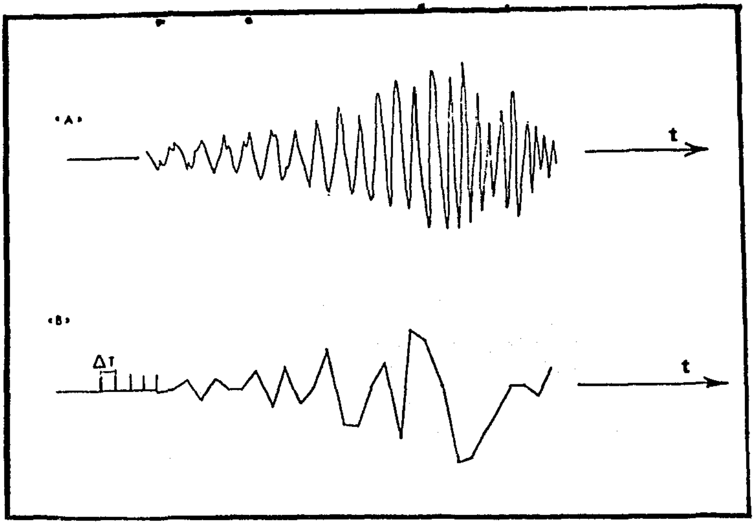


Figura 1.5.- VELOCIDAD ERRONEA DE DIGITALIZACION
(A) SISMOGRAMA ORIGINAL
(B) SISMOGRAMA DIGITALIZADO

Una vez obtenido el sismograma digitalizado, todavía es necesario transformar la información antes de procesarla en la computadora. Estas transformaciones son las siguientes:

(a) Corregir la digitalización de manera que ésta sea tomada a lo largo de la línea base y no sobre la curva sismográfica. El paquete de programas del Sistema de Procesamiento de Datos Sísmicos (Sistema PDS) del Departamento de Sismología de la UNAM posee uno que puede hacer esto.

(b) Suavizar los extremos del sismograma digitalizado con el propósito de que no aparezcan altas frecuencias inexistentes en la señal original. Esto se lleva a cabo con una función sinusoidal en el programa "Filtros Múltiples"

(c) Suavizar los datos mediante una ventana triangular. Esto también se hace en el mismo programa anterior.

A continuación mostramos el diagrama de flujo del programa "Filtros Múltiples" y después damos una breve explicación de cada una de sus subrutinas.

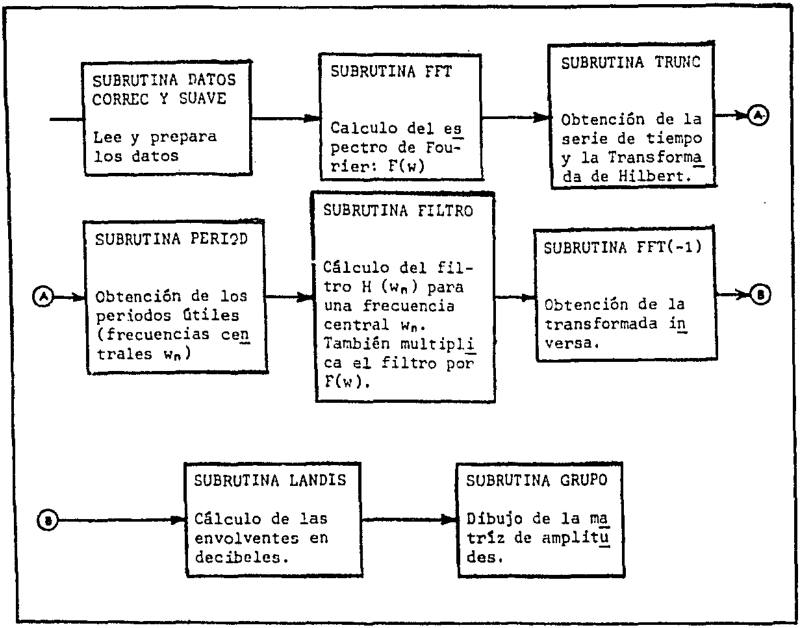


Figura 1.6.- DIAGRAMA DE FLUJO DEL PROGRAMA FILTROS MULTIPLES

SUBRUTINA DATOS.- El propósito de esta unidad es el de leer la información, ésta puede introducirse mediante tarje - tas o en una cinta. Para los detalles de programación en cada caso, ver el instructivo del programa en el Sistema PDS.

SUBRUTINA CORREC.- El objetivo de ésta y de la siguien te subrutina es el de preparar la información antes de hacer los cálculos de la Transformada de Fourier. Lo que hace CORREC es corregir los extremos del sismograma digitalizado suavizán dolos mediante una función sinusoidal, pues de lo contrario aparecerían frecuencias muy altas que en realidad no existen en el sismograma original antes de digitalizarlo.

SUBRUTINA SUAVE.- En esta parte se suavizan los datos mediante una ventana triangular. Esto se hace porque la in - formación de entrada es una función del tiempo dentada y lo que se desea es tener una función del tiempo lisa.

SUBRUTINA FFT.- Una vez preparada la información de en trada lo que sigue es obtener su Transformada de Fourier F(w). Lo interesante de esta parte es que dicho espectro se calcula mediante el método ultrarápido de Cooley y Tukey (1965). El algoritmo de la Transformada de Fourier Rápida (FFT) ha teni- do considerable aceptación debido a que los cálculos, que con los métodos antiguos se realizaban en minutos, se ejecutan en cosa de segundos. Este método requiere que el número de datos sea múltiplo de 2 ; si esto no se satisface, el programa com- pleta con ceros para poder comenzar el algoritmo, pero esto introduce problemas pues se estarían procesando datos falsos.

SUBRUTINA TRUNC.- Como el espectro obtenido en la subrutina anterior es simétrico alrededor de cero, el propósito de esta unidad es cortarlo por la mitad para evitar cálculos inecesarios posteriores.

SUBRUTINA PERIOD.- Debido a que en el proceso de filtraje necesitamos calcular el filtro centrado en cierta frecuencia w_n, lo que hacemos aquí es calcular aquellas frecuencias (o equivalentemente los periodos) que consideramos sean útiles en nuestro análisis de ondas superficiales.

SUBRUTINA FILTRO.- Esta subrutina, junto con la FFT inversa y la LANDIS siguientes forman parte de un DO dentro del programa principal de "Filtros Múltiples". Esto es así porque los cálculos respectivos deben hacerse para cada uno de los periodos calculados en la subrutina anterior.

Esta unidad calcula el filtro gaussiano $H(w,w_n)$ centrado en la frecuencia w_n y lo multiplica por el espectro de la señal $F(w)$. Además, cuida que el filtro no baje de 30 decibeles y cuando esto ocurre, trunca el filtro.

SUBRUTINA FFT(-1).- Ahora que ya tenemos la señal filtrada lo que sigue es calcular la Transformada de Fourier inversa de $F^*(w)$. El asterisco es para indicar que se trata de $F(w)$ ya filtrada. El cálculo de la transformada inversa se realiza con el mismo algoritmo de la FFT. El carácter de inverso o directo lo determina el número -1 o +1, respectivamente, que entra en la subrutina FFT.

SUBRUTINA LANDIS.- En esta parte calculamos la envolvente en decibeles de la señal $f^*(t)$. De esta subrutina se puede obtener el máximo de la envolvente que, como dijimos, corresponde a la velocidad de grupo del paquete de ondas. Sin embargo, esto lo dejamos hasta la siguiente subrutina por comodidad solamente, mientras tanto, los máximos de cada envolvente quedan guardados en la memoria de la computadora.

SUBRUTINA GRUPO.- Habiendo obtenido las señales filtradas, $f^*(t)$, para cada uno de los periodos elegidos y las correspondientes envolventes en decibeles, lo que resta es dibujar los resultados de una manera conveniente. Esto lo hacemos con la subrutina GRUPO. En el eje horizontal se dibujan los periodos en escala logarítmica mientras que en el vertical se anotan las velocidades de grupo correspondientes a intervalos de 0.01 km/s. El resto de números son los valores de las envolventes normalizadas a 99 decibeles y se dibujan en forma de matríz.

También se obtienen a la salida de esta subrutina los valores del máximo de cada envolvente junto con el valor de su velocidad de grupo. Para trazar la curva de dispersión de la velocidad de grupo lo que hay que hacer es unir aquellos puntos de la matríz cuyas coordenadas estén dadas por el par: (IMAX(J), J) que se obtienen de esta subrutina, figura 1.7.

ESTOS SON LOS MAXIMOS DE CADA ENVOLVENTE CALCULADOS EN LANDIS

IMAX ES LA FILA Y J LA COLUMNA DE LOS MAXIMOS

VGPO ES LA VELOCIDAD CORRESPONDIENTE

BMAX(J)	IMAX(J)	J	VGPO
.849E+06	433	1	2.68
.382E+07	420	2	2.70
.141E+08	368	3	2.74
.301E+08	384	4	2.75
.404E+08	388	5	2.74
.494E+08	388	6	2.74
.160E+09	317	7	2.84
.480E+09	319	8	2.83
.826E+09	319	9	2.83
.996E+09	321	10	2.83
.990E+09	325	11	2.83
.881E+09	332	12	2.82
.751E+09	336	13	2.81
.721E+09	348	14	2.79
.640E+09	353	15	2.79
.429E+09	341	16	2.80
.251E+09	312	17	2.84
.139E+09	277	18	2.89
.692E+08	244	19	2.94
.220E+08	210	20	2.99
.920E+07	128	21	3.13
.367E+07	84	22	3.20
.193E+07	118	23	3.14
.156E+07	286	24	2.88
.806E+06	302	25	2.86
.647E+06	266	26	2.91
.609E+06	282	27	2.89
.384E+06	434	28	2.68
.280E+06	483	29	2.62

Figura 1.7.- EJEMPLO DE RESULTADOS EN LA SUBRUTINA GRUPO

CAPITULO 2

2.1.- Dispersión De Ondas De Rayleigh En Medios Estratificados

El problema que hay que resolver es el de la disper - sión que sufren las ondas elásticas cuando se propagan en un medio estratificado. En nuestro caso particular nos intere - san las ondas de Rayleigh.

El planteamiento del problema es como sigue. Suponga - mos que la corteza y manto superior terrestres los representa mos como una estructura estratificada compuesta de n capas pa ralelas dispuestas una encima de otra, siendo la última capa seminfinita. Además las capas son sólidas, elásticas, homogé- neas e isótropas. También supondremos que las ondas elásticas que viajan por esta estructura son ondas planas. Esto no es una pérdida de generalidad ya que las ondas esféricas, que se ría el caso general, pueden expresarse como una superposición de ondas planas. Por otro lado, la distancia de nuestra esta- ción al evento era relativamente grande (2521 km) con lo cual el frente de ondas puede considerarse plano al arribar a la estación.

El considerar una Tierra plana y no esférica nos permi te resolver el problema más facilmente y, para nuestros propó sitos, no introduce errores. Alterman, Jarosch y Pekeris (1961) mostraron que para ondas de Rayleigh con periodo entre (0, 250) segundos, las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas al usar un modelo de Tierra esférica y plana no diferían apreciablemente (figura 2.1). En nuestro trabajo solo cubrimos el rango: 9 - 22 segundos de periodo.

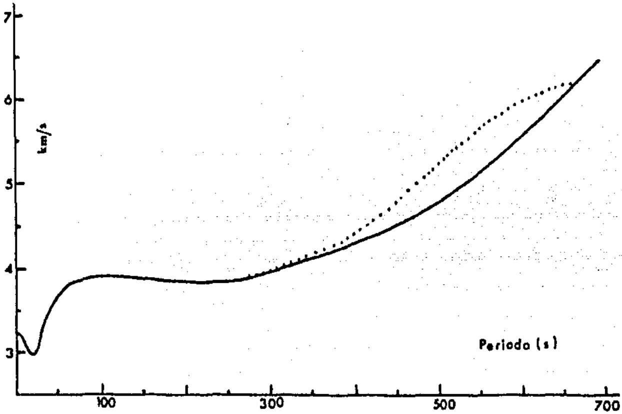


Figura 2.1.- VELOCIDAD DE GRUPO PARA EL MODELO B DE BULLEN
TIERRA ESFERICA (——)
TIERRA PLANA (· · · ·)

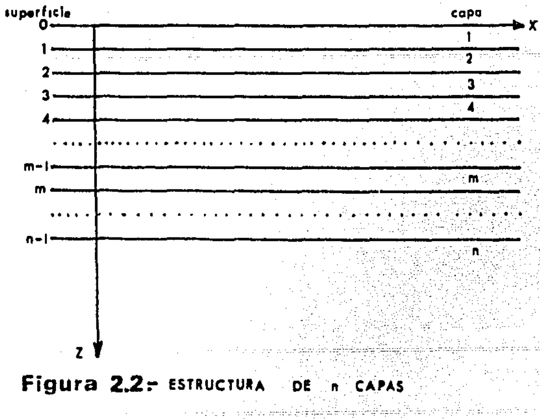


Figura 2.2.- ESTRUCTURA DE n CAPAS

En la interfase de dos capas adyacentes debe haber continuidad en los desplazamientos y en las tracciones. Coloquemos nuestro sistema de ejes de coordenadas con el eje X paralelo a las capas y dirigido en la dirección de propagación de las ondas, y el eje Z apuntando hacia adentro del medio, figura 2.2. Para ondas de Rayleigh no habrá desplazamiento en la dirección Y, entonces la continuidad en los desplazamientos y las tracciones podemos expresarla como:

$$\vec{D}^{m} = \vec{D}^{m-1} \qquad \ldots (2.1)$$

esto es: $$(D_x^m, D_z^m) = (D_x^{m-1}, D_z^{m-1}) \qquad \ldots (2.2)$$

Por lo tanto, la continuidad en los desplazamientos podemos expresarla como la continuidad en las componentes de esos desplazamientos de la manera siguiente:

$$\begin{aligned} D_x^m &= D_x^{m-1} \\ D_z^m &= D_z^{m-1} \end{aligned} \qquad \ldots (2.3)$$

Para las tracciones tendremos que:

$$\vec{T}^{m} = \vec{T}^{m-1} \qquad \ldots (2.4)$$

La relación entre las tracciones y las componentes de esfuerzo es a través de los cosenos directores n_1 y n_2, coseno de los ángulos formados por los ejes de coordenadas X y Z respectivamente con la normal a la superficie de separación entre las capas m y m-1, y es como sigue:

$$T = (n_1, n_2) \begin{pmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zz} \end{pmatrix} \qquad \ldots (2.5)$$

es decir:

$$(T_x, T_z) = (n_1\tau_{xx} + n_2\tau_{zx},\ n_1\tau_{xz} + n_2\tau_{zz}) \qquad \ldots (2.6)$$

En este caso particular de capas paralelas al eje X tenemos que n = 0 y n = 1, por lo tanto:

$$(T_x\ , T_z\ ) = (\tau_{zx}\ , \tau_{zz}\ ) \qquad \ldots (2.7)$$

En la interfase m-1 la continuidad de la tracción queda entonces expresada como:

$$(T_x^m,\ T_z^m) = (T_x^{m-1},\ T_z^{m-1}) \qquad \ldots (2.8)$$

es decir:

$$(\tau_{zx}^m\ , \tau_{zz}^m\ ) = (\tau_{zx}^{m-1}\ , \tau_{zz}^{m-1}\ ) \qquad \ldots (2.9)$$

Por lo tanto, la continuidad de las tracciones queda expresada como la continuidad de las siguientes componentes de esfuerzo:

$$\begin{aligned} \tau_{zx}^m &= \tau_{zx}^{m-1} \\ \tau_{zz}^m &= \tau_{zz}^{m-1} \end{aligned} \qquad \ldots (2.10)$$

Para un sistema de n capas, y por tanto n interfases, tenemos que satisfacer las ecuaciones (2.3) y (2.10), es decir, cuatro condiciones a la frontera en cada interfase. Sin embargo, en la interfase en contacto con el aire lo que tenemos es una superficie libre en la cual las tracciones, y por tanto las componentes de esfuerzo, deben ser cero. Así que el número de condiciones a la frontera que hay que satisfacer en total son 4n-2 .

Por otro lado, la solución de la ecuación de onda para la capa m puede expresarse como la suma de las soluciones de onda dilatacional y rotacional (Ewing, Jardetzky y Press, 1957, p. 189). Esto es:

$$\Delta_m = e^{i(wt - kx)} \left[\Delta'_m e^{-ik\nu_m z} + \Delta''_m e^{ik\nu_m z} \right] \qquad \ldots (2.11)$$

$$W_m = e^{i(wt - kx)} \left[W'_m e^{-ik\nu'_m z} + W''_m e^{ik\nu'_m z} \right] \qquad \ldots (2.12)$$

donde: $\nu_m = \left[(c/\alpha_m)^2 - 1 \right]^{1/2}$ si $c > \alpha_m$

$\nu_m = \left[(c/\beta_m)^2 - 1 \right]^{1/2}$ si $c > \beta_m$

$\alpha_m =$ velocidad de la onda P en la capa m

$\beta_m =$ velocidad de la onda S en la capa m

$w =$ frecuencia angular

$k =$ número de onda

Así pues, para la capa m tenemos cuatro constantes por determinar: Δ'_m , Δ''_m, W'_m y W''_m . Y para toda la estructura de n capas habrá 4n constantes por determinar, pero como dijimos antes, sólo hay 4n-2 condiciones a la frontera. En el caso de ondas de Rayleigh debemos imponer otras dos condiciones en la última capa, la capa n, y son que la amplitud de las ondas debe decrecer con la profundidad, por tanto debemos pedir que $\Delta''_n = W''_n = 0$ en las ecuaciones (2.11) y (2.12), con esto, el número de incógnitas se ha disminuido a 4n-2 pudiéndose entonces resolver completamente el problema.

Cada una de las condiciones a la frontera da lugar a una ecuación lineal homogénea, esto quiere decir que para resolver el problema completo debemos resolver un sistema lineal homogéneo de 4n-2 ecuaciones simultáneas que contienen otro tanto igual de incógnitas. Tratar de resolver un problema que utilice 20 capas, por ejemplo, resulta muy laborioso, de hecho, se ha visto que al resolver casos de más de dos capas se hace necesario desarrollar una labor de cálculo bastante gran de. De aquí la necesidad de usar una computadora y un método sistemático de solución al problema. Esto fue precisamente lo que hizo Haskell (1953) al reformular el problema en términos de matríces siguiendo un método introducido por Thomson (1950). Haskell halló una manera sistemática de cálculo que permitía resolver problemas con más de tres capas sin mucha pérdida de tiempo.

2.2.- Curvas Teóricas De Dispersión

El Sistema PDS antes mencionado posee ya un programa escrito en Fortran IV que utiliza un algoritmo basado en el desarrollo matricial de Haskell. Este programa, llamado "Love/ Modelo", puede obtener las curvas de dispersión de la velocidad de fase y de grupo para un modelo teórico de estructura de corteza y manto superior, y es aplicable tanto para ondas de Rayleigh como de Love. Una desventaja de este programa es que no está diseñado para invertir los datos, es decir, si queremos hallar un modelo de estructura teórico cuyas curvas de dispersión ajusten con las obtenidas experimentalmente mediante el programa "Filtros Múltiples", debemos utilizar el método de ensayo y error, lo cual se lleva mucho tiempo, ya que si por ejemplo tenemos un modelo de 15 capas, tendremos 60 variables independientes que podemos ajustar pues cada capa queda caracterizada por cuatro parámetros: velocidad de la onda P, velocidad de la onda S, densidad de la capa y su espesor.

Otra cosa importante que hay que señalar sobre este programa es que la solución que podemos obtener de él no es única, es decir, podemos hallar varios modelos teóricos cuyas curvas de dispersión ajusten, dentro de un error previamente especificado, con las obtenidas experimentalmente, sin embargo, algunos de estos modelos pueden estar fuera de la realidad o bien pueden no ajustar con los datos de estructura obtenidos mediante otras técnicas, de modo que podrán ser rechazados.

A fin de facilitar la tarea de hallar un modelo teórico de estructura se recomienda lo siguiente: supongamos que partimos de un modelo de n capas, este modelo puede ser arbitrario o bien basado en estudios previos hechos en el trayecto o región que estamos estudiando; luego de especificar cada uno de los parámetros que caracterizan a cada capa (espesor, densidad, velocidad de la onda S y velocidad de la onda P) se varía cada uno de ellos, manteniendo constantes los 4n-1 restantes, y se dibujan las curvas de dispersión correspondientes para ver cuál es su efecto, es decir, para indagar cuáles capas modifican las curvas de dispersión en periodos cortos y cuáles en periodos largos, y cómo se modifican las curvas de dispersión por cambios en los parámetros de cada capa. De esta manera tendremos 4n conjuntos de curvas maestras que nos permitirán hallar el modelo teórico más facilmente. Es útil señalar que según estudios de varios autores y también del nuestro, los parámetros que más modifican la forma de las curvas de dispersión son el espesor de las capas y el valor de la velocidad S en ellas, esto reduce el conjunto de curvas maestras a 2n. Los otros dos parámetros pueden fijarse basados en estudios geofísicos y geológicos hechos en la región que nos interesa.

2.3.- Modelo Teórico Para La Sierra Madre Occidental

Para hallar la estructura de la corteza y manto superior bajo la Sierra Madre Occidental, partimos de los estudios hechos por Fix (1975) en la parte central de nuestro país, trayectoria Arizona - Chiapas, figura 2.3.

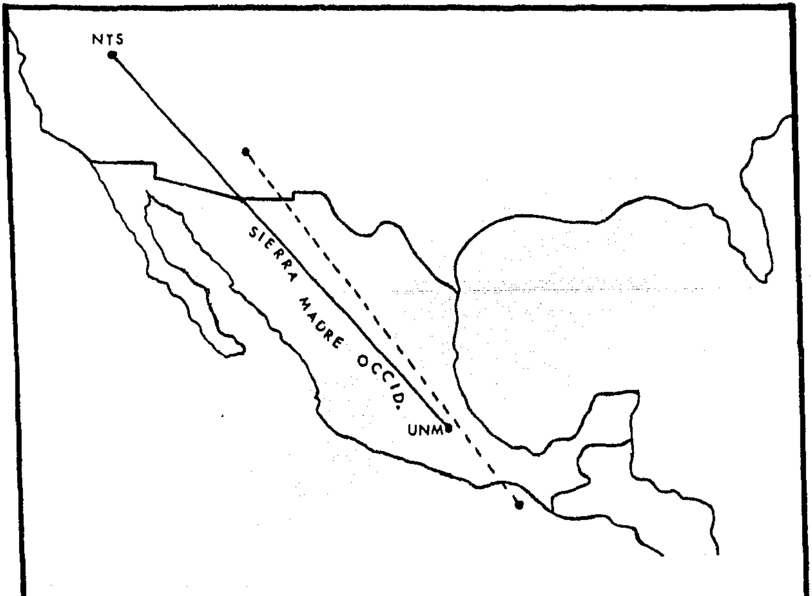


Figura 2.3.- TRAYECTORIA D.F.-NEVADA ————
" USADA POR FIX - - - - - - -

El modelo final obtenido por Fix se muestra en la tabla 2.1, lo que hicimos fue reducir este modelo de 29 a 6 capas ya que nuestros datos sólo nos permitieron muestrear los primeros 100 km de profundidad. Posteriormente, modificamos sus parámetros hasta que la curva teórica de dispersión coincidiera con las experimentales con un error máximo de 0.01 km/s en la velocidad de grupo, para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh.

Capa no.	Densidad (g/cm^3)	Espesor (km)	Profundidad (km)	Vel. S (km/s)	Vel. P (km/s)
1	2.32	1.0	1.0	1.50	3.00
2	2.62	1.0	2.0	2.87	5.59
3	2.62	2.0	4.0	2.87	5.59
4	2.90	2.0	6.0	3.58	6.12
5	2.90	4.0	10.0	3.58	6.12
6	2.90	4.0	14.0	3.58	6.12
7	2.90	4.0	18.0	3.58	6.12
8	3.09	4.0	22.0	3.80	6.91
9	3.09	4.0	26.0	3.80	6.91
10	3.09	4.0	30.0	3.80	6.91
11	3.26	4.0	34.0	4.50	7.49
12	3.26	4.0	38.0	4.50	7.49
13	3.32	4.0	42.0	4.50	7.80
14	3.32	4.0	46.0	4.50	7.80
15	3.31	4.0	50.0	4.47	7.75
16	3.30	10.0	60.0	4.33	7.60
17	3.30	10.0	70.0	4.12	7.37
18	3.30	10.0	80.0	4.12	7.38
19	3.30	20.0	100.0	4.13	7.40
20	3.30	20.0	120.0	4.14	7.42
21	3.30	20.0	140.0	4.16	7.49
22	3.39	10.0	150.0	4.17	7.45
23	3.45	10.0	160.0	4.28	7.76
24	3.50	20.0	180.0	4.489	8.35
25	3.50	20.0	200.0	4.504	8.35
26	3.51	20.0	220.0	4.609	8.38
27	3.51	20.0	240.0	4.609	8.38
28	3.51	20.0	260.0	4.609	8.38
29	3.51	20.0	280.0	4.609	8.38

Tabla 2.1.- Modelo de Fix para el trayecto Arizona - Chiapas

Las curvas maestras correspondientes a las 6 capas de nuestro modelo se muestran en el Apéndice. Como se observa en ese apartado, sólo se tienen 10 conjuntos de curvas maestras ya que el espesor de las últimas dos capas no modificaban la forma de la curva de dispersión. También se observó que la modificación de la forma de la curva de dispersión debido a cambios en los valores de la densidad y de la velocidad P en las capas era practicamente insignificante. En otras palabras, de los 24 parámetros que podíamos variar en nuestro modelo sólo 10 resultaron significativos.

El modelo final de estructura para la corteza y manto superior debajo de la Sierra Madre Occidental se muestra en la tabla 2.2.

Capa no.	Densidad (g/cm^3)	Espesor (km)	Profundidad (km)	Vel. S (km/s)	Vel. P (km/s)
1	2.32	1.2	1.2	1.20	2.93
2	2.62	1.2	2.4	3.50	4.84
3	3.09	26.0	28.4	3.55	6.20
4	3.29	20.0	48.4	4.30	7.50
5	3.31	10.0	58.4	4.80	8.00
6	3.30	40.0	98.4	4.30	7.30

Tabla 2.2.- Modelo para la Sierra Madre Occidental

La curva de dispersión teórica se compara con las experimentales en la figura 2.4. En esta figura observamos que comienzan a haber discrepancias mayores a 0.01 km/s para periodos mayores a 22 segundos, esto podría mejorarse teniendo un control más fino en las capas 5 y 6 de nuestro modelo, por ejemplo, se podrían dividir estas capas en otras de menor espesor, no se hizo así porque nuestra información útil comenza ba a alterarse alrededor de estos periodos debido a que su energía era comparable a la del ruido intrínseco en toda observación experimental. La discrepancia que se observa para periodos menores a 9 segundos puede mejorarse disminuyendo el espesor de la capa 1, que es de sedimentos, según se desprende de la figura A.2 del Apéndice. Sin embargo, el ajuste que obtuvimos fue el mejor que pudimos lograr luego de 237 distintas variaciones en los valores de nuestro modelo inicial.

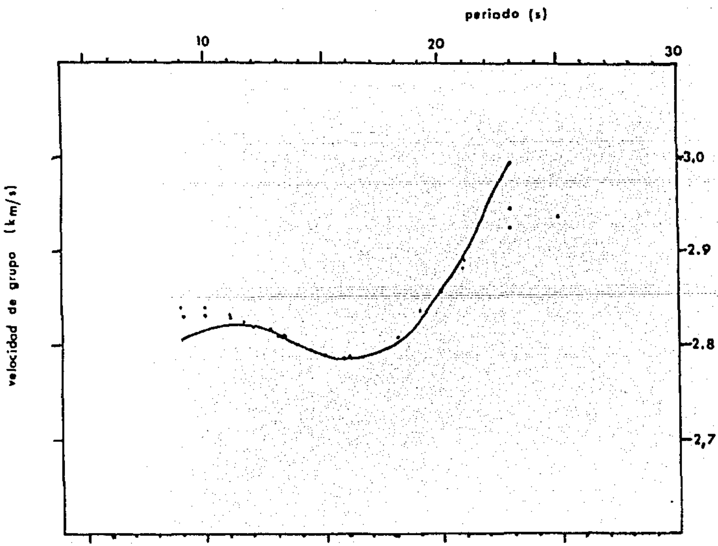


Figura 2.4.- Comparación del modelo teórico con las curvas de dispersión observadas.

Curvas observadas: ....
Curva teórica : ———

El perfil de velocidades de la onda S correspondiente a nuestro modelo final se compara con el de Fix en la figura 2.5. Estos perfiles no concuerdan exactamente porque, como se ve en la figura 2.3, los trayectos estudiados son diferentes.

Como última observación para estudios posteriores, se recomienda modificar el programa "Love/Modelo" de modo que pueda resolver el problema inverso, esto es, que dados los datos de dispersión observados encuentre el modelo teórico de estructura. Véanse por ejemplo: Savarenski (1967), Takeuchi (1964) y Dorman (1962).

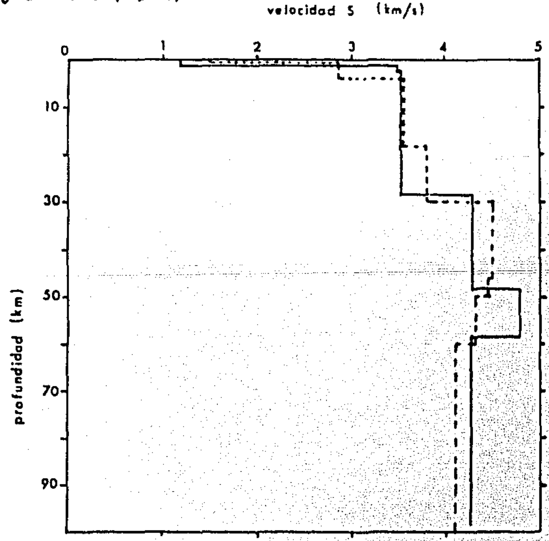


Figura 2.5.- PERFIL PARA LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL: ————

PERFIL DE FIX: - - - - - - - -

CAPITULO 3

3.1.- Tipos De Corteza

Mencionaremos la clasificación hecha por Brune (1969) acerca de los tipos de corteza en regiones continentales.

CORTEZA TIPO ESCUDO

Los escudos son regiones continentales tectónicamente estables, tienen pocos volcanes y presentan baja actividad sísmica. La erosión ha expuesto a las rocas metamórficas profundas y plutónicas y no existen sedimentos más jóvenes que los precámbricos.

El espesor típico de esta corteza es de 35 km; la velocidad de la onda P se incrementa con la profundidad de 6.1 a 6.8 km/s a una profundidad de 30 km. Las velocidades en el manto son relativamente grandes, 8.3 km/s para la onda P y 4.7-4.8 km/s para la onda S.

CORTEZA TIPO CONTINENTAL MEDIA

Esta corteza es semejante a la anterior pero presenta mayor inestabilidad. Aquí sí se encuentran sedimentos desde el precámbrico, especialmente cerca de las márgenes continentales. Existe poca actividad sísmica y volcánica. El espesor típico de corteza es de 38 km y las velocidades en el manto superior son de 8.2 km/s para la onda P y de 4.6 km/s para la onda S. Las velocidades de grupo cerca de los periodos de 10 segundos son variables, dependen de la cantidad de sedimentos presentes.

CORTEZA TIPO CUENCA - CORDILLERA

Esta corteza está caracterizada por fallamientos recientes que la han dividido en una serie de valles y cordilleras, lo cual ha ido acompañado por numerosas extrucciones volcánicas y por terremotos. Las velocidades en la corteza son más pequeñas que en los dos casos anteriores y el espesor típico es de 25-30 km.

Para periodos cercanos a 40 segundos las velocidades de grupo son considerablemente más bajas que en los escudos debido a las bajas velocidades en el manto. Cerca de los 10 segundos también son bajas debido a los grandes espesores de sedimentos presentes.

CORTEZA TIPO ALPINA

Se caracteriza por montañas altas creadas por levantamientos rápidos. La formación de estas montañas fue precedida por la acumulación de grandes cantidades de sedimentos y la formación de rocas batolíticas. Posteriormente, estas montañas fueron erosionadas y transformadas en colinas de pendientes suaves. El espesor de la corteza en las regiones alpinas es del orden de 45-55 km; la velocidad de la onda P va de 6.0 a 7.0 km/s cerca de los 40 km de profundidad. En el manto superior se observa una capa de baja velocidad, con una velocidad de cizalle de 4.3-4.4 km/s, que junto con el gran espesor de la corteza hacen que las velocidades de grupo para periodos cercanos a 40 segundos sean más bajas que en cualquier otro tipo de corteza.

En la figura 3.1 se muestra la distribución de la velocidad de cizalle con la profundidad para las cortezas tipo Escudo, Cuenca-Cordillera y Alpina. En la misma figura se indica el perfil de velocidades encontrado debajo de la Sierra Madre Occidental, como puede observarse, el espesor de la corteza es del orden de una tipo alpina.

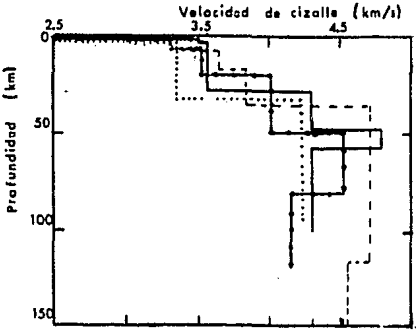
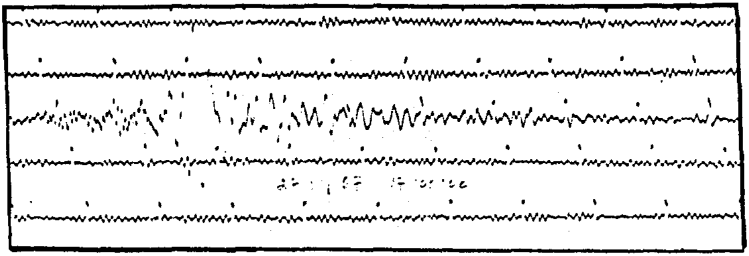


Figura 3.1.- MODELOS PARA CORTEZAS TIPO:
---- ESCUDO
..... BASIN-RANGE
-•-•- ALPINA
—— NEVADA-D.F.

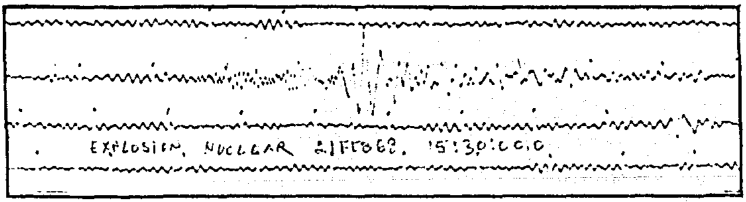
3.2.- Resultados

Los eventos sísmicos utilizados en este estudio fueron los producidos por dos explosiones nucleares llevadas a cabo en el Sitio de Pruebas de la Comisión de Energía Atómica Americana en Nevada (NTS). Los sismogramas utilizados fueron los obtenidos en la estación sismológica UNM de la Universidad Nacional Autónoma de México, figura 3.2, y fueron digitalizados en el Departamento de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL). El procesamiento de los datos se realizó en el Centro de Servicios de Cómputo de la UNAM.

En la tabla 3.1 mostramos los datos de los sismos causados por las explosiones nucleares. Estos datos se tomaron del Boletín del Centro Sismológico Internacional (1971). Se



(a)



(b)

Figura 3.2.- SISMOGRAMAS CORRESPONDIENTES A LAS EXPLOSIONES NUCLEARES: "ZAZA" (a)
"KNOX" (b)

dan los datos proporcionados por el United States Atomic Energy Commission (USAEC) y los correspondientes a las determinaciones hipocentrales y de tiempo origen ejecutadas por el International Seismic Centre (ISC).

Explosión Nuclear "ZAZA" (Nevada 67)

Datos del USAEC: Fecha: Septiembre 27 de 1967
Hora : 17:00:0.03
Lugar: 37° 5' 56" N 116° 3' 12" W

Datos del ISC : Fecha: Septiembre 27 de 1967
Hora : 17:00:2.4 ± 0.48
Lugar: 37.10° ± 0.016° N 116° ± 0.017° W
Profundidad: 23 ± 3.8 Km
Magnitud : 5.7 Mb

Explosión Nuclear "KNOX" (nevada 68)

Datos del USAEC: Fecha: Febrero 21 de 1968
Hora : 15:30:00
Lugar: 37° 7' 0" N 116° 3' 13" W

Datos del ISC : Fecha: Febrero 21 de 1968
Hora : 15:30:1.9 ± 0.52
Lugar: 37.10° ± 0.017° N 116.02° ± 0.017° W
Profundidad: 19 ± 4 Km
Magnitud : 5.8 Mb

TABLA 3.1

Las curvas experimentales de dispersión de la velocidad de grupo para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh tal y como se obtienen a la salida del programa "Filtros Múltiples" se muestran en las figuras 3.3 y 3.4. Estas mismas curvas se muestran juntas en la figura 3.5, como puede advertirse, no existe diferencia básica entre ellas ya que son el resultado de muestrear la misma trayectoria continental.

El programa "Filtros Múltiples" mostró ser útil, en este caso particular, en el rango de periodos de 8 a 30 segundos pues fuera de estos valores las curvas ocilan mucho mostrando que el programa no da resultados correctos debido posiblemente a que la señal recibida es poco energética fuera de estos periodos, es decir, el nivel energético del ruido, intrínseco en toda observación experimental, es comparable al de la señal sísmica.

El modelo de capas teórico debajo de la Sierra Madre Occidental, obtenido a la salida del programa "Love/Modelo" ya se mostró en la tabla 2.2 y la curva de dispersión respectiva en la figura 2.4. Las principales características de este modelo son las siguientes:

(1) Ajusta con los datos observados con un error no mayor a 0.01 km/s en el rango de periodos de 9 a 22 segundos.
(2) Tiene seis capas.
(3) La primera capa, con 1.2 km de espesor, es de sedimentos y en ella el valor de la velocidad S es de 1.2 km/s
(4) Siguen dos capas de granito con un espesor total de 27.2 km y con una velocidad de cizalle de 3.53 km/s en promedio.

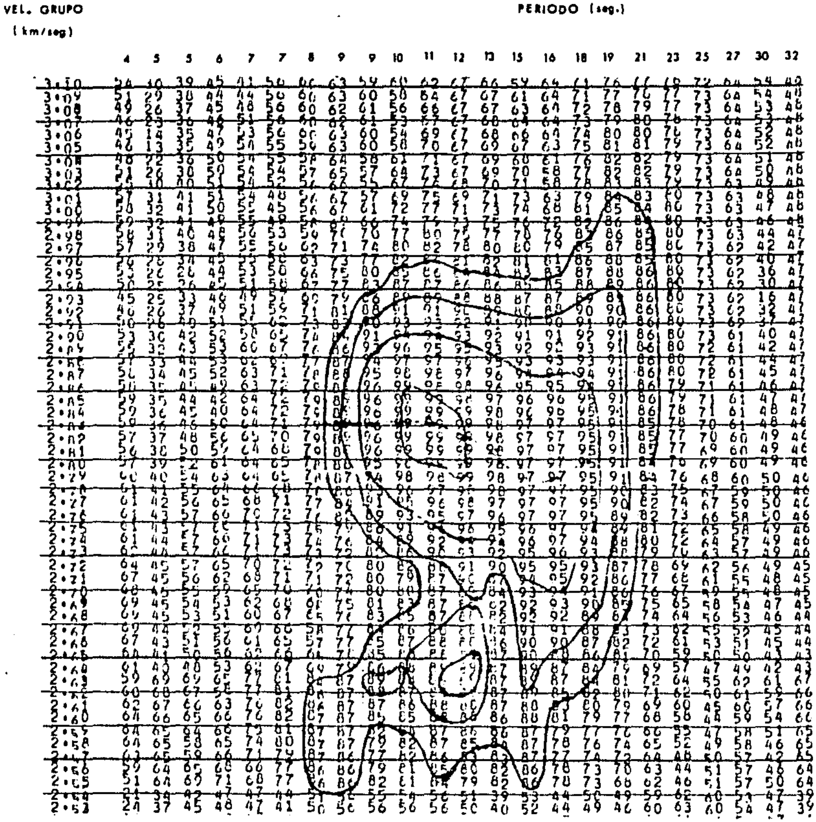


Figura 3.3.- Curva de Dispersión de NEVADA 67

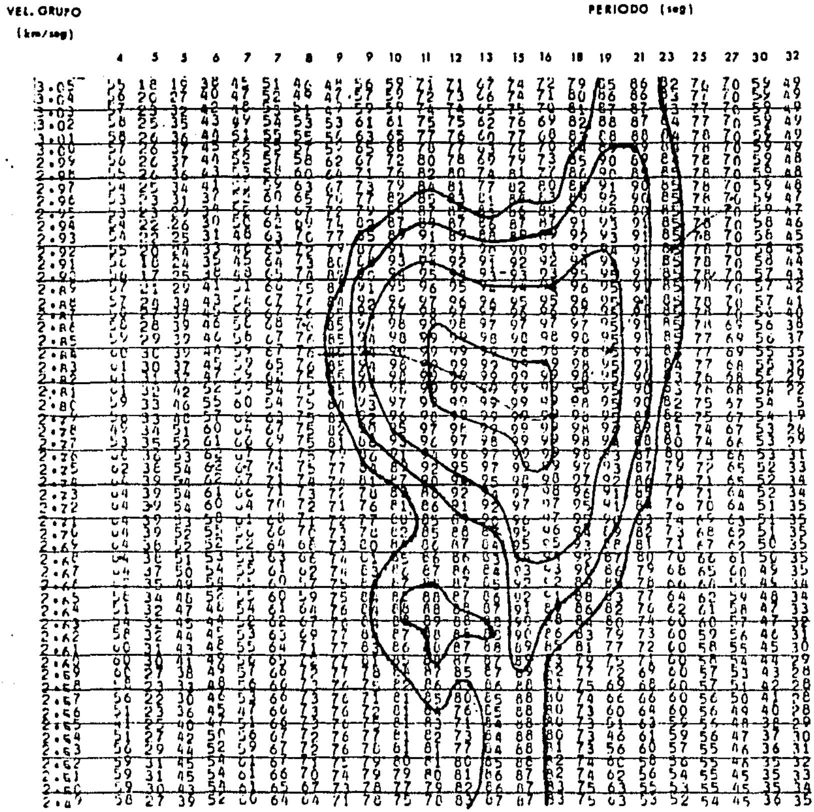


Figura 3.4.- Curva de Dispersión de NEVADA 68

(5) Después tenemos una capa de basalto de 20 km de espesor y de 4.30 km/s en la velocidad S.

(6) En total, se tiene una corteza de 48.4 km de espesor.

(7) El manto superior queda representado por dos capas en las que el valor de la velocidad de cizalle es de 4.80 km/s en la primera y de 4.30 km/s en la segunda. Esta última capa es una zona de baja velocidad.

(8) El modelo sólo nos representa los primeros 100 km de profundidad.

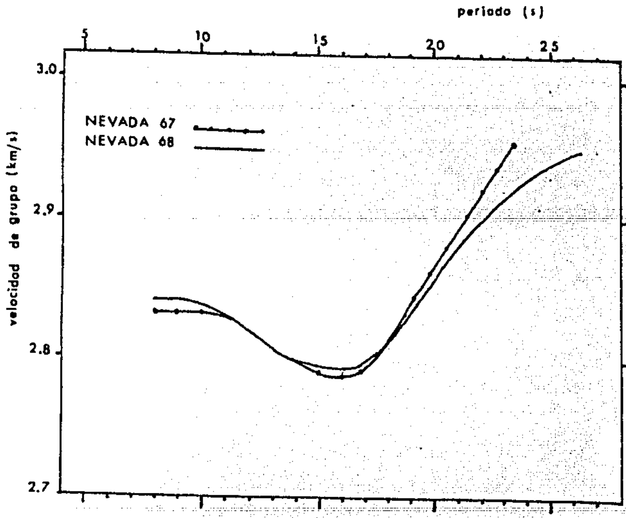


Figura 3.5:- CURVAS OBSERVADAS DE DISPERSION

Con el propósito de verificar que el modelo de capas teórico era acorde con la realidad se hizo una recopilación sobre los valores de las velocidades P y S en rocas graníticas y basálticas a distintas profundidades. En la tabla 3.2 mostramos algunos valores hallados por Press (1966) y en la figura 3.6 trazamos un perfil de velocidades con lo límites máximos y mínimos obtenidos de esta tabla. En la misma figura dibujamos nuestro modelo.

Velocidad onda P (km /s)

Material	Densidad (gm/cm^3)	Presión (bars) 500	1000	2000	4000	6000	10000	
Westerly, R.I."G-1"	2.619	5.63	5.84	5.97	6.10	6.16	6.23	Granito
Rockport Mass.	2.624	5.96	6.18	6.29	6.39	6.43	6.51	Granito
Stone Mtn., Ga.	2.625	5.42	5.94	6.16	6.27	6.33	6.40	Granito
Barre, Vt.	2.655	5.86	6.06	6.15	6.25	6.32	6.39	Granito
Diabase Centreville, Va. "W-1"	2.976	--	6.70	6.76	6.82	6.86	6.93	Basalto
Amphibolite, Madison Co., Mount.	3.120	--	7.17	7.21	7.27	7.31	7.35	Basalto
Gabbro, Mellen, Wis.	2.931	7.04	7.07	7.09	7.13	7.16	7.21	Basalto
Diabase Holyoke, Mass.	2.977	6.40	6.43	6.47	6.52	6.56	6.63	Basalto

Velocidad onda S (km/s)

Material	Densidad (gm/cm^3)	500	1000	2000	4000	6000	10000	
Westerly, R.I."G-1"	2.635	3.27	3.36	3.44	3.51	3.54	3.58	Granito
Rockport Mass.	2.638	3.47	3.54	3.61	3.68	3.71	3.77	Granito
Stone Mtn., Ga.	2.639	3.36	3.53	3.66	3.74	3.76	3.80	Granito
Barre, Vt.	2.665	3.35	3.48	3.52	3.64	3.67	3.70	Granito
Diabase Centreville, Va. "W-1"	2.984	3.64	3.68	3.72	3.75	3.77	3.80	Basalto
Amphibolite, Madison Co., Mount.	3.070	4.13	4.18	4.21	4.25	4.27	4.30	Basalto
Gabbro, San Marcos, Calif.	2.874	3.70	3.73	3.76	3.79	3.82	3.84	Basalto
Diabase Frederick,Md.	3.017	3.75	3.77	3.79	3.81	3.82	3.85	Basalto
Profundidad (km)		1.35	2.70	5.40	10.8	16.2	27.0	

Tabla 3.2

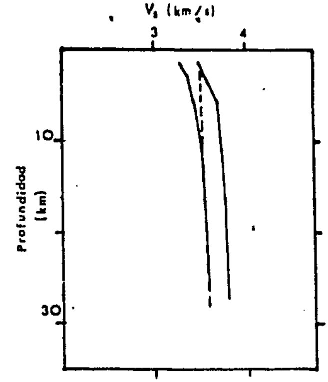


Figura 3.6

V_s en granito
nuestro modelo

3.3- Comparación Con Otros Resultados

Existen varios modelos para la distribución de la velocidad de cizalle (V_s) debajo de los continentes, entre ellos destacan los propuestos por Jeffreys-Bullen, Lehman y Gutenberg. En la figura 3.7 mostramos estos modelos junto con el modelo para el trayecto: Nevada-Distrito Federal. El propósito es verificar que éste último se encuentra dentro de los continentales.

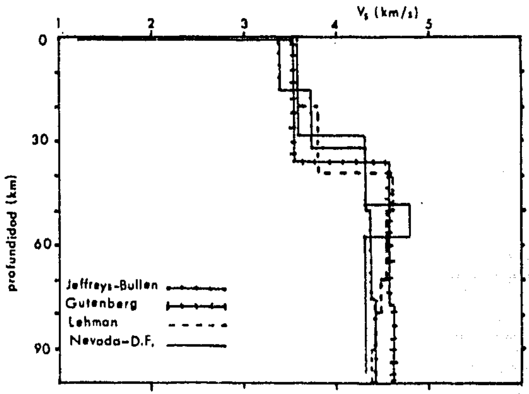


Figura 3.7- MODELOS CONTINENTALES

En las figuras 3.8 a 3.12 mostramos algunos datos obtenidos por varios autores en regiones continentales más específicas y los comparamos con los nuestros. De esta comparación concluimos lo siguiente: las curvas de dispersión que más se asemejan a la nuestra son las de las figuras 3.10, 3.11 y 3.12. En la figura 3.10 tenemos los datos obtenidos en Canadá, región de corteza tipo escudo, pero estos datos aparecen desplazados hacia valores de velocidad de grupo más altos. En la figura 3.11 tenemos los datos obtenidos en los Himalayas, estos datos son del mismo orden a los nuestros para periodos mayores a 20 segundos pero para menores a este periodo las curvas de dispersión decaen bruscamente mostrando que la corteza en esta región tiene una capa de sedimentos más grande que la que existe en nuestro trayecto. Finalmente, en la figura 3.12 tenemos los datos obtenidos en los Alpes, estos datos son del orden a los nuestros excepto para periodos comprendidos entre 16 y 20 segundos donde aparecen más bajos. La corteza tipo alpina posee un espesor característico de 45 a 55 km y el obtenido debajo de la Sierra Madre Occidental fue de 48.4 km, el cual, por otra parte, concuerda con el obtenido por Sosa (1977) y que fue de 46.65 km, y con el de 45.9 km obtenido por Woollard y Caldera (1956) usando métodos gravimétricos, ambos para el Valle de México.

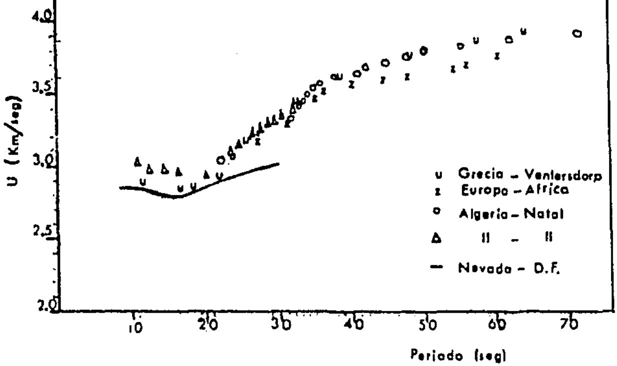


Figura 3.8 – CURVAS DE DISPERSION PARA ONDAS RAYLEIGH CRUZANDO AFRICA COMPARADAS CON LA DE MEXICO

FUENTE. KOVACH (1959)

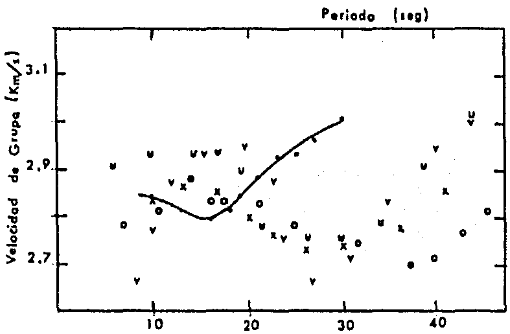


Figura 3.9 – CURVAS RAYLEIGH DE DISPERSION EN LOS ANDES:

o REGION OESTE
x " ESTE
v " NORTE
u " CENTRO

COMPARADAS CON NEVADA D.F.

FUENTES: JAMES (1971)
CISTERNAS (1961)

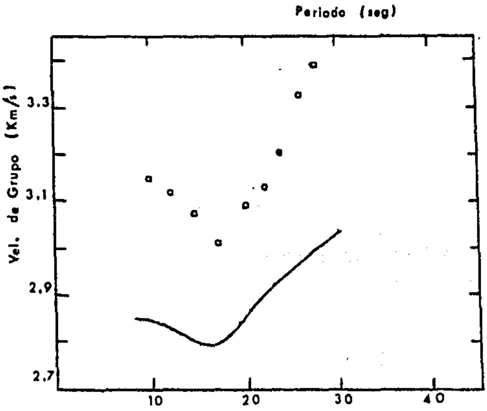


Figura 3.10 .- CURVA RAYLEIGH DE DISPERSION EN CANADA COMPARADA CON LA DE NEVADA – D.F. (—)

FUENTE: BRUNE (1963)

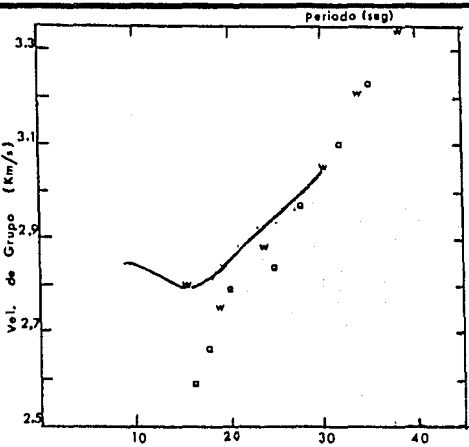


Figura 3.11 .- DISPERSION RAYLEIGH EN LOS HIMALAYAS Y EN MEXICO (—)

FUENTE: GUPTA (1967)

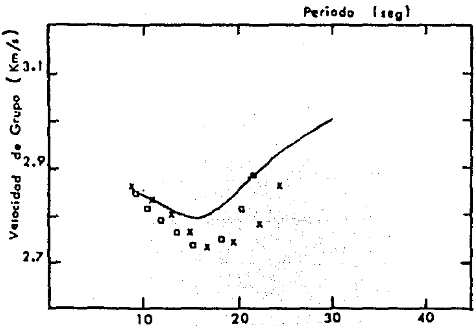


Figura 3.12 .- CURVAS RAYLEIGH DE DISPERSION EN LOS ALPES COMPARADAS CON NEVADA - D.F. (——)

FUENTE: KNOPOFF (1966)

Apéndice

En este apéndice se recopilan las curvas maestras que se obtuvieron al variar los valores de la velocidad S en las seis capas del modelo mostrado en la tabla A.1, así como el espesor de ellas. El resultado se muestra en las figuras A.1-A.10 siguientes. Estas curvas sirvieron para encontrar el modelo final de estructura de la corteza y manto superior en la Sierra Madre Occidental.

Capa no.	Densidad (g/cm^3)	Espesor (km)	Profundidad (km)	Vel. S (km/s)	Vel. P (km/s)
1	2.32	1.2	1.2	1.20	2.93
2	2.62	1.2	2.4	3.50	4.84
3	3.09	26.0	28.4	3.55	6.20
4	3.29	20.0	48.4	4.70	7.50
5	3.31	10.0	58.4	4.80	8.00
6	3.30	40.0	98.4	4.20	7.30

TABLA A.1 MODELO BASE PARA GENERAR LAS CURVAS DE ESTE APENDICE

El conjunto de curvas mostrado en la figura A.1 se generó de la siguiente manera: se mantuvieron fijos todos los valores de densidad, espesor, velocidad P y velocidad S del modelo mostrado en la tabla anterior y sólo se varió el valor de la velocidad S en la primera capa, desde 0.6 hasta 1.6 km/s. La curva de dispersión respectiva a cada cambio se muestra en la figura A.1.

En la figura A.2 lo que se varió fue el espesor de la primera capa, desde 0.2 hasta 1.0 km, obtuviéndose entonces el conjunto de curvas de dispersión mostrado.

Este mismo procedimiento se siguió para las demás capas.

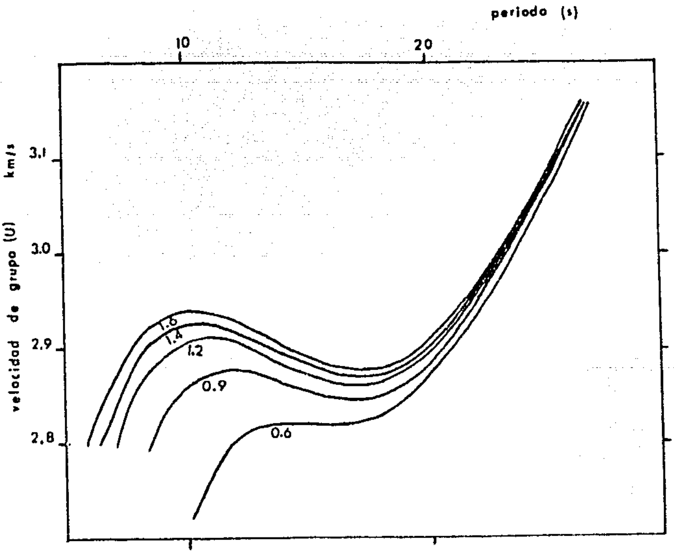


FIGURA A.1 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 1, desde 0.6 km/s hasta 1.6 km/s.

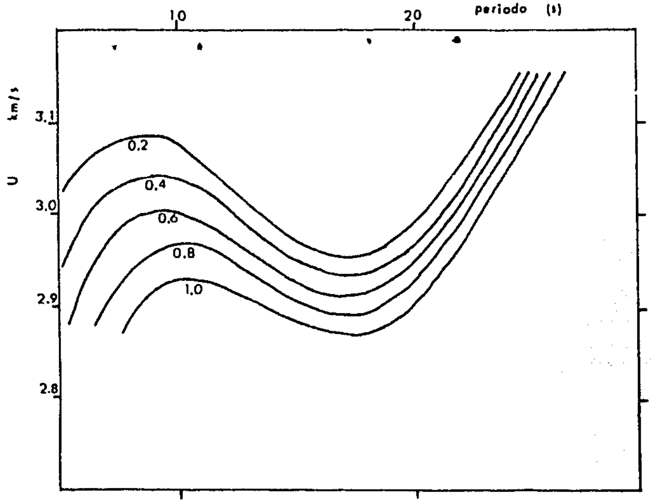


FIGURA A.2 Efectos de la variación del espesor de la capa 1, desde 0.2 km hasta 1.0 km.

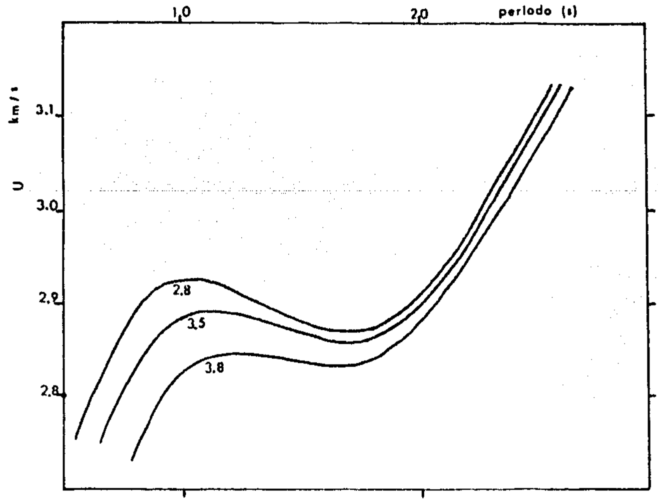


FIGURA A.3 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 2, desde 2.8 km/s hasta 3.8 km/s.

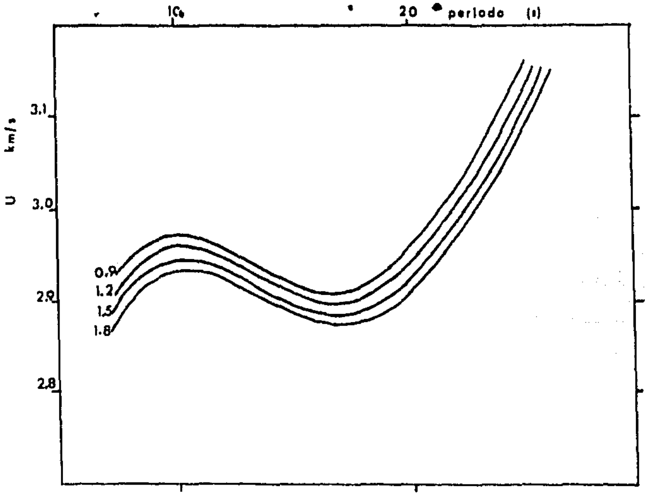


FIGURA A.4 Efectos de la variación del espesor de la capa 2, desde 0.9 km hasta 1.8 km.

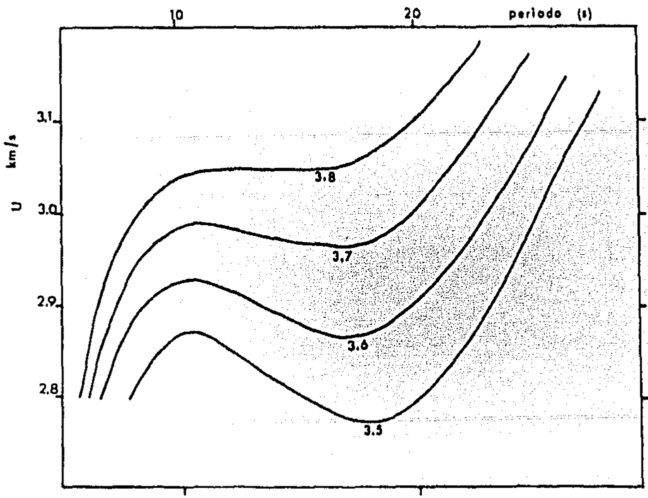


FIGURA A.5 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 3, desde 3.5 km/s hasta 3.8 km/s.

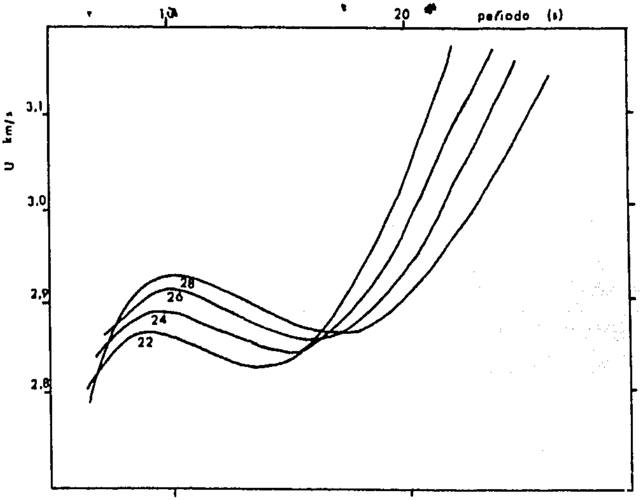


FIGURA A.6 Efectos de la variación del espesor de la capa 3, desde 22 km hasta 28 km.

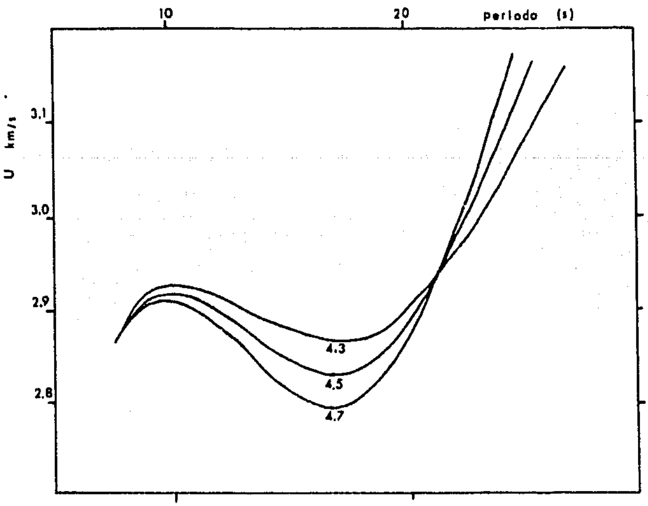


FIGURA A.7 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 4, desde 4.3 km/s hasta 4.7 km/s.

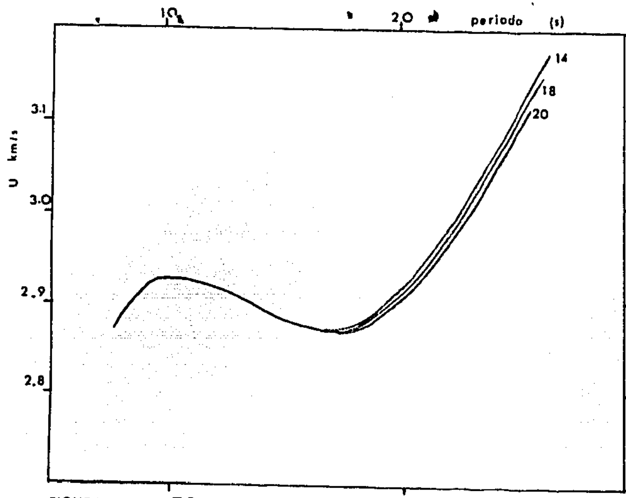


FIGURA A.8 Efectos de la variación del espesor de la capa 4, desde 14 km hasta 20 km.

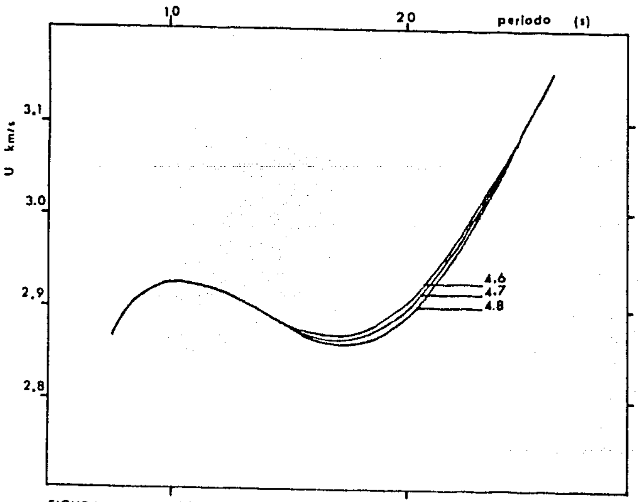


FIGURA A.9 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 5, desde 4.6 km/s hasta 4.8 km/s.

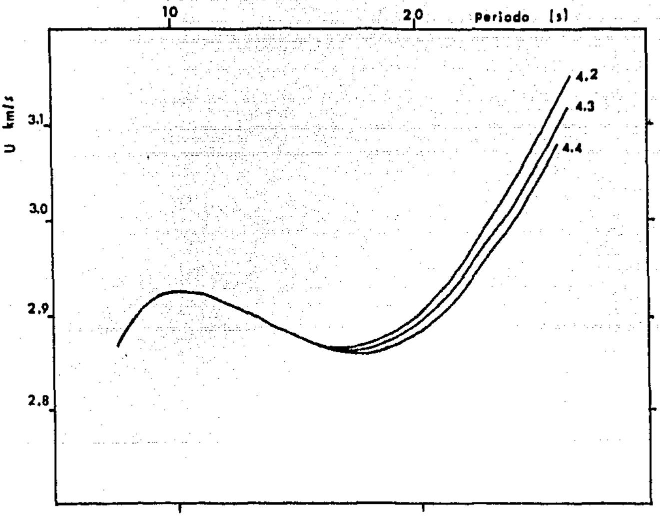


FIGURA A.10 Efectos de la variación de la velocidad S en la capa 6, desde 4.2 km/s hasta 4.4 km/s.

Bibliografía

Alterman Z., Jarosch H., y Pekeris C.L. (1961)
Propagation of Rayleigh waves in the Earth
Geophys. J.R. Astron. Soc. 4, 219-241

Beiser A. (1970)
Conceptos de Física Moderna
McGraw-Hill Book Company
p. 75-77

Brune J., y Dorman J. (1963)
Seismic waves and earth structure in the Canadian shield
Bull. Seism. Soc. Amer. 53 , 167-210

Brune J. (1969)
Surface waves and crustal structure
American Geophysical Union
Geophysical Monograph No. 13, 230-242

Bulletin of the International Seismological Centre
Vol. 4, No. 10 (1967) y Vol. 5, No. 2 (1968)
Edinburg Scotland (1971)

Cisternas A. (1961)
Crustal structure of the Andes from Rayleigh wave dispersion
Bull. Seism. Soc. Amer. 51 , 381-388

Cooley y Tukey (1965)
An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series
Mathematics of Computation 19 , 297-301

Dorman J. (1962)
Numerical inversion of surface wave dispersion data and crust mantle structure in the New-York Pennsylvania area.
J. Geophys. Res. 67 , 5227-5241

Dziewonski A., Bloch S., y Landisman M. (1969)
A technique for the analysis of transient seismic signals
Bull. Seism. Soc. Amer. 59 , 427-444

Ewing M., Jardetzky W., y Press F. (1957)
Elastic waves in layered media
McGraw-Hill Book Company p. 189

Fix J.E. (1975)
The crust and upper mantle of central Mexico
Geophys. J. R. Astron. Soc. 43 , 453-499

Goodman N.R. (1960)
Measuring amplitude and phase
J. Franklin Inst. 260 , 437-450

Gupta K., y Naram H. (1967)
Crustal structure in the Himalayan and Tibet plateau region from surface wave dispersion
Bull. Seism. Soc. Amer. 57 , 235-248

Herrmann R.B. (1973)
Some aspects of band-pass filtering of surface waves
Bull. Seism. Soc. Amer. 63 , 663-671

Haskell N.A. (1953)
The dispersion of surface waves on multilayered media
Bull. Seism. Soc. Amer. 43 17-34

James D.E. (1971)
Andean crustal and upper mantle structure
J. Geophys. Res. 76 , 3246-3271

James D.E. y Linde A.T. (1971)
A source of mayor error in the digital analysis of world wide standard station seismograms
Bull. Seism. Soc. Amer. 61 , 723-728

Knopoff L., Mueller S., y Pilant W.L. (1966)
Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves
Bull. Seism. Soc. Amer. 56 , 1009-1044

Kovach R. (1959)
Surface wave dispersion for an Asio-African and a Eurasian path
J. Geophys. Res. 64 , 805-813

Press (1966)
Seismic velocities
Handbook of physical constants
S.P. Clark Jr. (editor)
Geological Society of America
Memoir 97

Savarenski (1967)
The dependence of the phase and group velocities of Rayleigh and Love waves upon the parameters of a two layered crust of the Earth
Earth Physics, No. 3, 35-42

Sosa M.G. (1977)
La determinación de la estructura de la corteza terrestre, bajo la estación sismológica UNM (Ciudad Universitaria), a partir del analisis espectral de ondas sísmicas internas.
Tesis profesional, Facultad de Ciencias UNAM.

Takeuchi H., Dorman J., y Saito M. (1964)
Partial derivaties of surface wave phase velocities with respect to physical parameter changes within the Earth
J. Geophys. Res. 69 , 3429-3441

Thomson W.T. (1950)
Transmission of elastic waves through a stratified solid medium
J. Appl. Physics 21 , 89

Woollard S.P., y Caldera J.M. (1956)
Geología regional y estructura cortical en México
Anales del Instituto de Geofísica 11 , 60-112
Universidad Nacional Autónoma de México.