

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA



**"ATENUACION DE RUIDOS SUPERFICIALES
POR MEDIO DE FILTROS ESPACIALES"**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

José Tellez Girón Pacheco

México, D. F.

1979

24
24



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.

I N D I C E

- 1 - INTRODUCCION**
 - 2 - EVENTOS QUE SE REGISTRAN EN LOS SISMOGRAMAS DE REFLEXION**
 - 2.1 CLASIFICACION DE EVENTOS**
 - 2.2 FORMAS PARA IDENTIFICARLOS**
 - 3 - METODOS DE CANCELACION DE RUIDOS**
 - 3.1 FILTROS DE FRECUENCIA**
 - 3.2 PATRONES DE DETECCION Y DE FUENTE DE ENERGIA**
 - 3.3 FILTROS DE VELOCIDADES**
 - 4 - DISEÑO DE FILTROS ESPACIALES PARA LA ELIMINACION DE RUIDOS EN DATOS SISMICOS OBTENIDOS CON VIBRADORES**
 - 4.1 PRUEBAS INICIALES**
 - 5 - CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFIA**

I

INTRODUCCION

En México, el método sísmológico utilizado en la exploración y localización de hidrocarburos es el de reflexión de ondas primarias, siendo este el arma más importante dentro de los métodos indirectos para la interpretación del subsuelo.

Desde su inicio, los tiempos de viaje de las señales deseadas se han visto oscurecidas por interferencias (ruido), y por tal motivo haciendo referencia o no de la relación de energía señal-ruido, dicho método conduce las operaciones de campo para que el ruido generado sea cancelado durante el proceso de registro, así como también el ruido registrado se reduzca o elimine en el proceso de datos.

El siguiente escrito tiene como objeto mostrar para ondas planas, un proceso de cancelación de RUIDOS SUPERFICIALES mediante la adecuada combinación de los filtros espaciales y filtros de frecuencia, tomando como apoyo un problema del área Conejos-Zempoala, el cual lo ilustra ampliamente.

I I

**EVENTOS QUE SE REGISTRAN EN LOS SISMOGRAMAS DE
REFLEXION**

La perturbación del medio generada por la fuente de energía provoca la transmisión de esfuerzos y deformaciones en todas direcciones a través de la tierra en forma de Ondas Sísmicas - Útiles y No Útiles, con velocidades características de cada material, las cuales son detectadas por sismómetros colocados en la superficie de la tierra.

Estas Ondas de diferentes frecuencias y amplitudes se combinan entre sí en el sismograma o correlograma (Sistema Vibroseis), produciendo una forma complicada de fases.

A continuación, se hace una breve descripción de las Ondas Útiles y de aquellas interferencias que distorsionan éstas, así como la forma de identificarlas.

2.1 CLASIFICACION DE EVENTOS

Las ondas longitudinales, primarias, P, se caracterizan por poseer un movimiento de partículas en la dirección de propagación de ondas, conteniendo alternadas expansiones y contracciones del medio. Fig. 1a. Su velocidad está dada por la relación:

$$V_p = \left[\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \right]^{1/2} = \left[\frac{2\mu + \varphi}{\rho} \right]^{1/2} \quad (1.B.5)$$

V_p = Velocidad de la onda longitudinal.

E = Módulo de Young

σ = Coeficiente de Poisson.

φ y μ = Son constantes de Lamé, siendo μ el coeficiente de rigidez.

ρ = Densidad del medio.

Solamente estas ondas son aprovechadas por el momento en la prospección petrolera; y se les llama ondas útiles o señales útiles si nos informan de las condiciones del subsuelo.

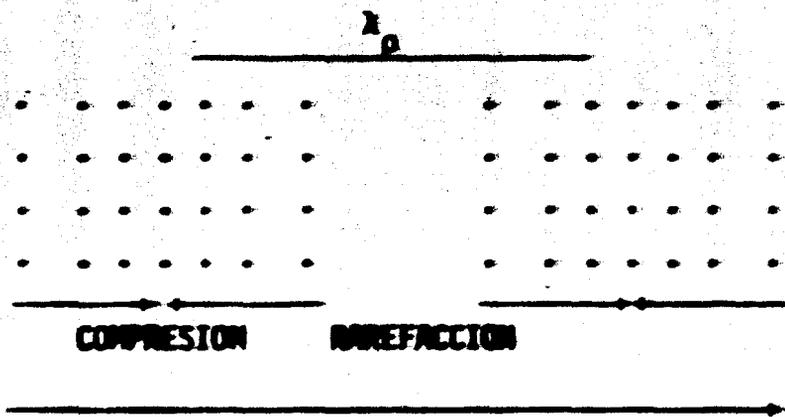
Los eventos sísmicos útiles y no útiles se caracterizan en los sismogramas por su alineamiento en un número de trazas, cambio sistemático de fase, diferencia de amplitud, etc. En 2.2 se tratarán esas características con mayor deta-

11e.

Los eventos útiles son:

- A = Onda directa.
- b = Reflexiones.
- c = Refracciones.
- d = Difracciones.
- e = Ruidos.

a - ONDA P



b - ONDA S - (SV)

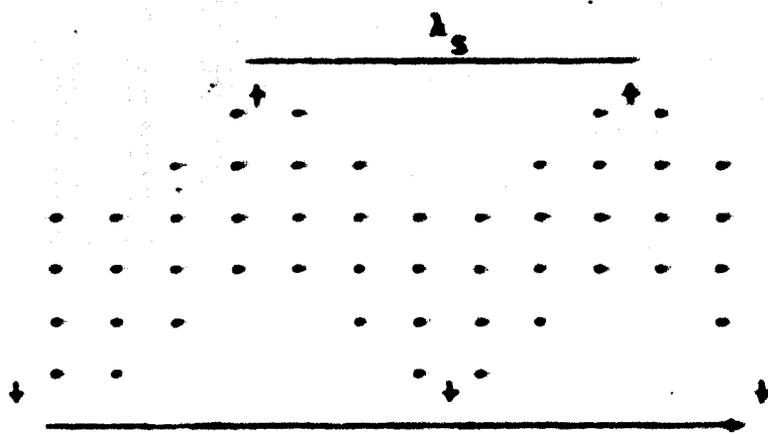


Fig. 1

2.1.1 ONDA DIRECTA

Es la onda la cual para distancias menores a la distancia crítica (X_c) es la primera que aparece registrada debido a su trayectoria la cual es casi paralela a la interfase aire-tierra. Fig. 2. En la mayoría de los casos se identifica sin dificultad.

Esta onda se utiliza en las correcciones estáticas. (V_0)

2.1.2 REFLEXIONES

Siempre que la onda encuentre cambios litológicos, es decir, cambios grandes en las propiedades elásticas del medio, como la interfase entre dos estratos, parte de la energía original va a ser reflejada permaneciendo en el mismo medio.

Aplicando el principio de Huygens el caso especial de una onda plana o frente de onda plano longitudinal incidente AB sobre la superficie de separación de dos medios. Fig. 3.a

La onda al llegar del punto A al punto A', ésta se convertirá en centro de una nueva perturbación desde el cual se propagarán ondas longitudinales y transversales reflejadas, lo mismo su-

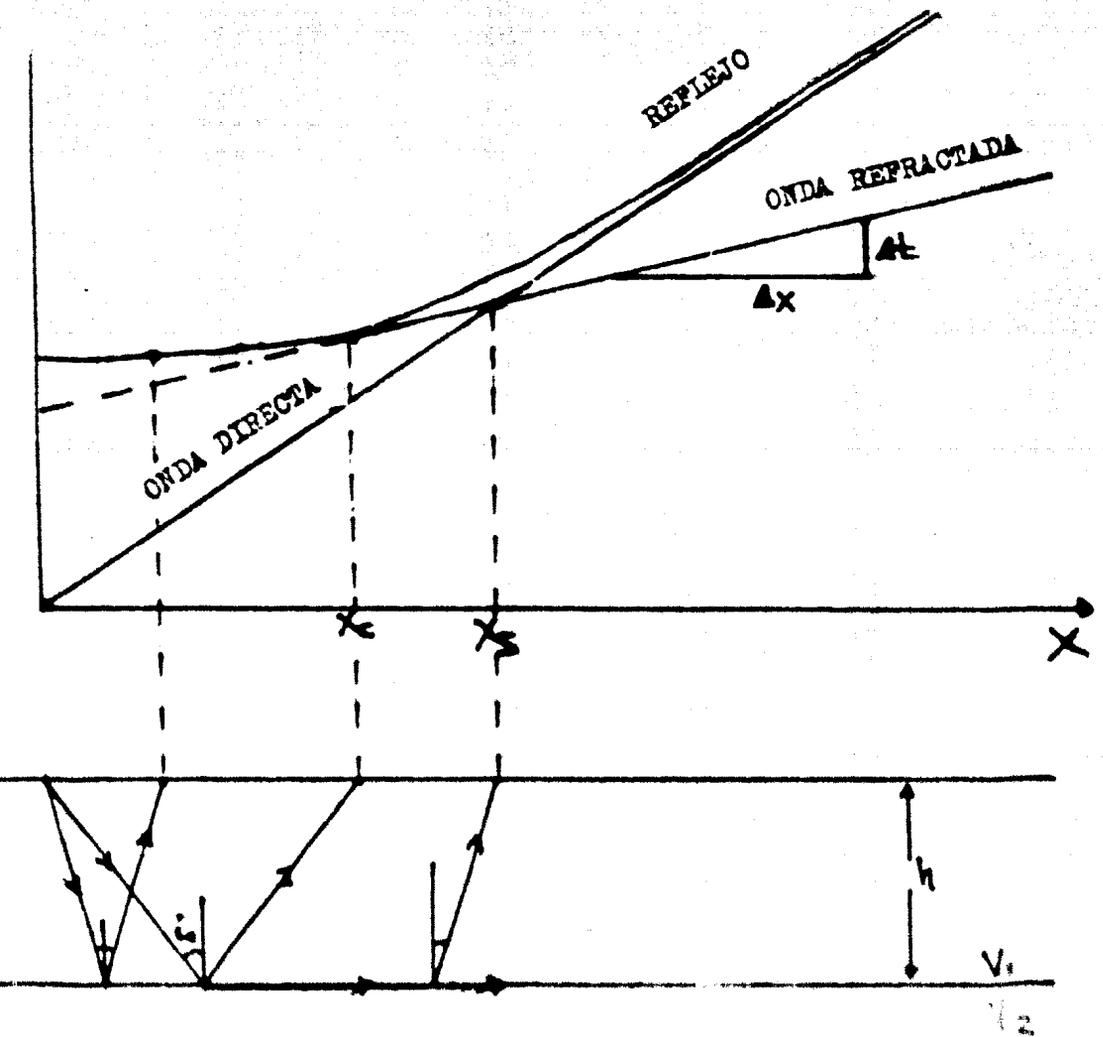


Figura. 2

cede para B y B'. De esta manera se obtiene un frente de onda longitudinal reflejada cuyo ángulo de reflexión r_L , es igual al ángulo de incidencia i , así como también un frente de onda transversal reflejado que formará el ángulo r_T con la superficie de separación, la relación se determina con la relación.

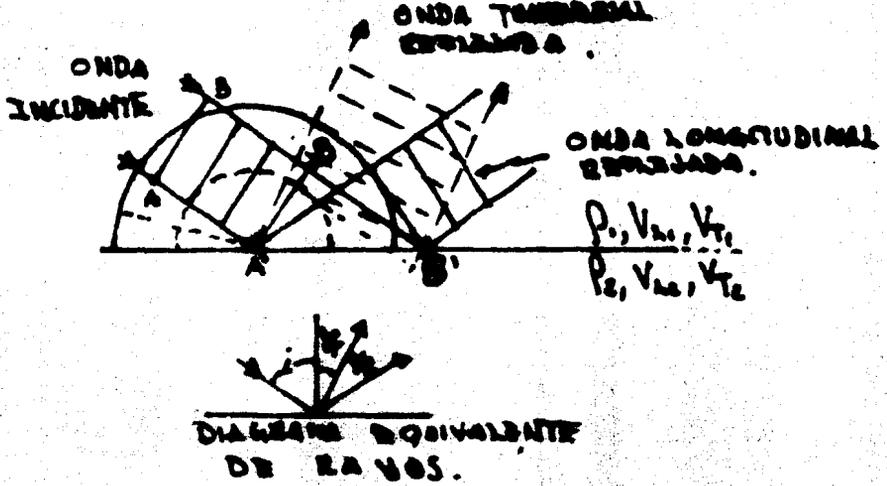
$$\frac{V_{T1}}{V_{L1}} = \frac{S_{en} r_T}{S_{en} i} \quad (2-B.5)$$

Los reflejos son los encargados de dar entre otras cosas la estructura geológica del subsuelo, mediante un delineamiento en tiempo o en profundidad de los horizontes perseguidos con el método de PRC.

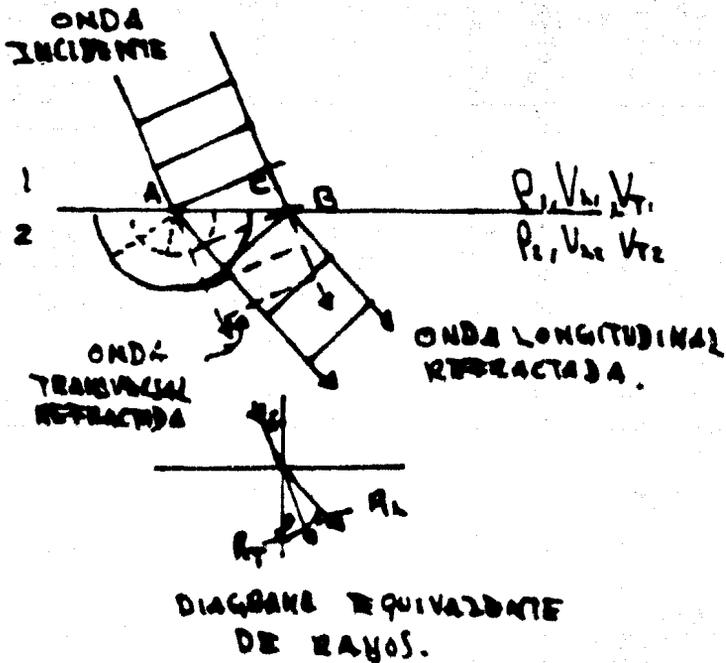
2.1.3 REFRACCIONES

El balance de energía existe en el sistema, es decir, parte de la energía incidente es refractada al siguiente medio con un cambio en la dirección de propagación que se sucede en la interfase. Fig. 3.b.

La onda refractada longitudinal resultante formará un ángulo R_L con la superficie de separación y el ángulo de refracción R_T para la onda -



b -



V_{2L} = Velocidad longitudinal medio uno.

V_{2T} = Velocidad transversal medio uno

P_1 = Densidad medio uno.

i = Angulo de incidencia.

r_1 = Angulo de refracción de la Onda transversal.

r_2 = Angulo de reflexión de la Onda longitudinal.

R_1 = Angulo de refracción de la Onda Transversal.

R_2 = Angulo de refracción de la Onda longitudinal.

Fig. 3.

transversal, la relación para la onda transversal será:

$$\frac{\text{Sen } i}{\text{Sen } R_T} = \frac{V_{T_1}}{V_{T_2}} \quad (3-B.5)$$

Y la relación entre reflexión y refracción de ondas longitudinales:

(Ley de Snell)

$$\frac{\text{Sen } i}{\text{Sen } r} = \frac{V_{L_1}}{V_{L_2}} \quad (4-B.5)$$

$$\text{Si } r=90^\circ, \text{ Sen } i_c = \frac{V_{L_1}}{V_{L_2}} \quad (4'-B.5)$$

Estas Ondas también constituyen los primeros arribos y ordinariamente tiene una velocidad (viaja por el refractor poco profundo usualmente bajo la zona de baja velocidad). V_1 .

Las refracciones del subweathering deben ser adecuadas para la determinación de las correcciones estáticas, las cuales son muy importantes, ya que valores incorrectos destruirán la utilidad del C.D.P. para el apilado de las secciones sísmicas.

2.1.4 DIFRACCION

La energía sísmica también viaja a lo largo de otras trayectorias, además de aquellas dadas por la Ley de Snell.

Siempre que la onda incida sobre algo cuyo radio de curvatura sea más pequeña que la longitud de onda, las leyes ordinarias de la reflexión y refracción no son muy aplicables. Es decir, la energía es difractada más bien que reflejada o refractada en mayor o menor cantidad, dependiendo de la relación; longitud de onda - Radio de curvatura de la obstrucción.

Las leyes de la difracción son complejas pero a distancias más grandes que varias longitudes de onda a la fuente difractora, es esencialmente aquella dada por construcción de Huygens.

Fig. 4

Este evento es muy útil en la localización de fallas, domos, cambios bruscos de echado, etc., aunque a veces interfieren obscureciendo los reflejos primarios.

2.1.5 RUIDOS

Los eventos útiles son registrados en los sismogramas o correlogramas distorsionados por interferencias, las cuales denominaremos RUIDO,

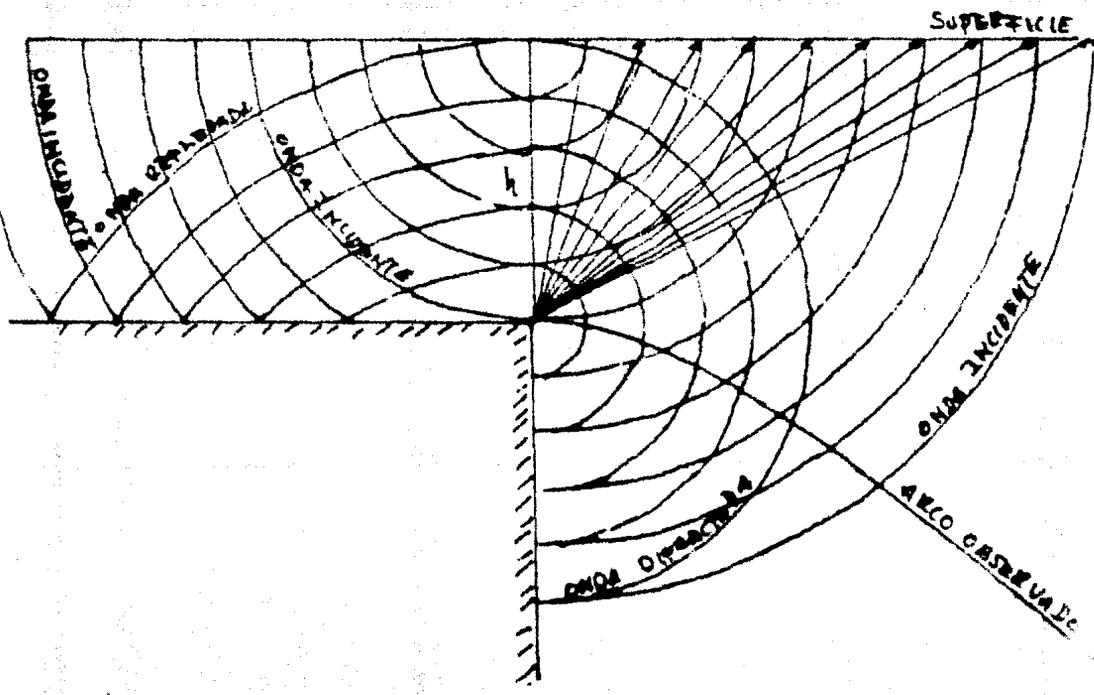


fig. 4.

Las que para su estudio se clasifican en:

- a) Ambiental.
- b) Instrumental.
- c) Generado por la fuente de energía.

2.1.5.1 RUIDO AMBIENTAL

Es producido por el viento, tráfico de autos en las carreteras, oleaje cerca de las costas, agitación sísmica en todo lugar, etc.

2.1.5.2 RUIDO INSTRUMENTAL

Lo provoca el propio instrumento así como también falsos contactos, lo defectuoso del equipo, mal plantado de detectores, inducciones, etc.

2.1.5.3 RUIDO GENERADO POR LA FUENTE DE ENERGIA

Estas interferencias en su mayoría constituyen eventos, los que de acuerdo con su dirección de propagación son:

- a) Propagación esencialmente vertical.
- b) Propagación esencialmente horizontal.

Los eventos del primer tipo como lo son múltiples, reverberaciones, fantasmas, se propagan

en la misma dirección de los reflejos primarios, es decir, vertical o casi vertical.

El segundo tipo de eventos lo constituyen - aquellas ondas que son propagadas radialmente de la fuente cerca de la superficie en ángulos casi rectos a la dirección de propagación de los reflejos primarios y son precisamente éstos de los cuales nos ocuparemos, y son:

- a) Onda sonora.
- b) Onda transversal.
- c) Ondas superficiales.
- d) Ondas dirigidas.
- e) Ondas secundarias.

2.1.5.3.1 ONDA SONORA

Es el movimiento de tipo longitudinal, por lo tanto, consiste en una serie de condensaciones y dilataciones que se pueden transmitir en cualquier medio elástico.

La onda sonora u onda de aire es producida por tiros muy sonoros, así como por la fuente de tipo superficial. Su velocidad está dada por la siguiente ecuación:

$$V_A = \left[\frac{1.40 P}{\rho} \right]^{1/2} \quad (5-B)$$

V_A = Velocidad del sonido

P = Presión del gas.

ρ = Densidad del gas.

Para el aspecto práctico su velocidad es de 333.33 m

2.1.5.3.2 ONDA TRANSVERSAL (S)

El movimiento de sus partículas en el medio es transversal a la dirección del viaje de onda, y solamente en materiales sólidos puede transmitirse. Su velocidad está dada por:

$$V_S = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} = \left[\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma)} \right]^{1/2} \quad (6-B.19)$$

Donde $V_p > V_S$

$$\gamma^2 = \frac{V_S^2}{V_p^2} = \frac{\mu}{\nu + 2\mu} = \frac{\frac{1}{2} - \sigma}{1 + \sigma} \quad (7-B.19)$$

σ Decrece de 0.5 a 0, γ incrementa de 0 al

máximo valor $\frac{1}{\sqrt{2}}$, entonces la velocidad - de la onda S tiene un rango de cero a 70% de la velocidad de la onda P, para el mismo medio.

Si durante el paso de una onda transversal todas las partículas se mueven según líneas para telas, se dice que la onda está polarizada en la dirección de las líneas; por esta razón es que - consideramos la onda transversal del tipo SV y - SH que es transversal, vertical y horizontal.
Fig. 1.b

La onda S se detecta pocas veces en la ex-- ploración de hidrocarburos, porque las reflexio-- nes de ondas S que alcanzan la superficie han -- arribado al tendido en forma vertical, lo que - significa que el movimiento de las partículas es substancialmente horizontal, es por lo tanto sin componente vertical del movimiento de la tierra.

2.1.5.3.3 ONDAS SUPERFICIALES

Llamadas así por su poca penetración dentro de la corteza terrestre.

Estas ondas se caracterizan por ser disper-- sivas (variación de la velocidad sísmica con la frecuencia), lo que es común ya que al variar la

profundidad, las propiedades elásticas del medio varían bruscamente; el weathering y el sub-weathering son las principales causantes.

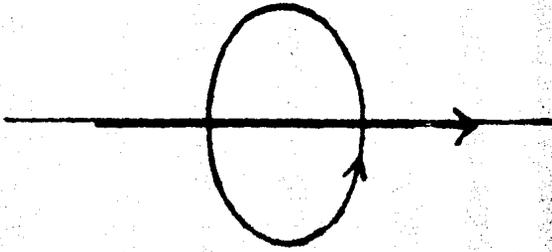
Las ondas superficiales se clasifican de la siguiente manera:

- a) Onda Rayleigh.
- b) Onda Love.
- c) Onda Stoneley.

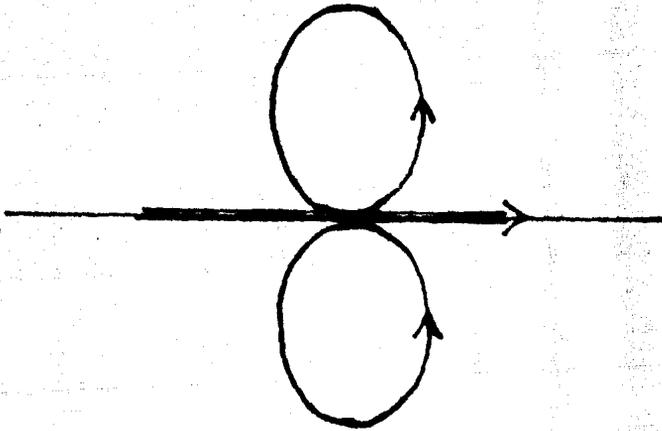
2.5.3.3.1 ONDA RAYLEIGH

Durante el pasaje de la onda, las partículas se mueven en trayectorias elípticas, donde el eje mayor es el vertical. La dirección del movimiento de sus partículas alrededor de la elipse es llamado retrógrado, porque es opuesto a la familiar dirección de movimiento de partículas en ondas en la superficie del agua.

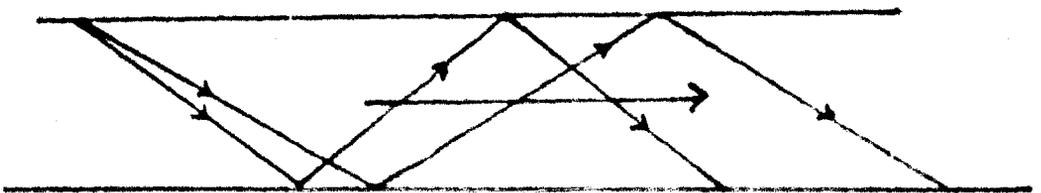
La amplitud del movimiento de esta onda decrece exponencialmente con la profundidad en función de la longitud de onda de las ondas, donde las constantes elásticas cambian con la profundidad y su velocidad con la longitud de onda. El movimiento de las partículas está confinado al plano vertical, el cual incluye la dirección de propagación de la misma. Fig. 5.a



a - ONDA RAYLEIGH.



b - ONDA STONELEY.



c - ONDA LOVE.

$$\text{Cuando } \sigma = \frac{1}{4} \quad (8-B.19)$$

$$V_R = 0.92 V_S$$

V_R = velocidad de onda Rayleigh.

Esta onda es detectada debido a su componente vertical, mas sin embargo, esta onda no lleva información.

2.1.5.3.3.2 ONDA LOVE

Son ondas transversales (SH), que se propagan por reflexión múltiple en una capa de baja - velocidad superpuesta en un medio en el cual tienen mayor velocidad las ondas elásticas. Fig. 5.c

Esta onda es dispersiva, ya que su veloci--dad es igual a la de las ondas transversales en la capa superior para longitudes de onda muy cortas y a la de las ondas transversales, en el me--dio inferior para longitudes de onda muy largas.

Las fuentes de energía usadas en trabajo - sísmico no generan estas ondas en un grado significante y de aquí que las ondas love no sean im--portantes en exploración sísmica, además el mo--derno geófono designado a responder solamente a movimientos verticales de la superficie no podrá detectar cualquier onda de este tipo que pueda -

existir.

2.1.5.3.3 ONDA STONELEY

Son ondas tipo Rayleigh, por lo tanto, se generan por una serie de difracciones de onda P y S cerca de la superficie y se propagan a lo largo de dos estratos sólidos. Solamente existirán cuando las velocidades de las ondas en los dos medios sean casi iguales. Fig. 5.b

Cabe hacer mención que de las ondas superficiales la onda Rayleigh es la que mayor interferencia presenta en la identificación de los reflejos.

2.1.5.3.4 ONDAS DIRIGIDAS O GUIADAS

Son aquellas ondas P y S que son estrampadas por capas superficiales de baja velocidad. Estas ondas presentan efectos de resonancia al rebotar las ondas en los límites superior e inferior de la capa.

2.1.5.3.5 ONDAS DE RUIDO SECUNDARIAS

Las ondas superficiales son fácilmente difractadas o reflejadas por cambios en la topografía o capas geológicas cerca de la superficie.

Las ondas compresionales refractadas también generan ondas superficiales cuando el frente de onda encuentra relieves puntiagudos, Fig. 6

A las ondas superficiales que radian de la localización que no sea la fuente, se les llama ondas secundarias superficiales.

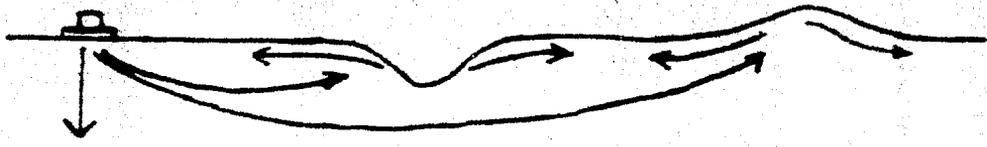
Es decir, las ondas primarias son aquellas que viajan directamente de la fuente.

Materiales superficiales de baja velocidad, laderas enterradas y canales frecuentemente llegan a ser fuentes de ruido secundarias.

Los eventos más importantes son las difracciones laterales, eventos laterales y refracciones reflejadas.

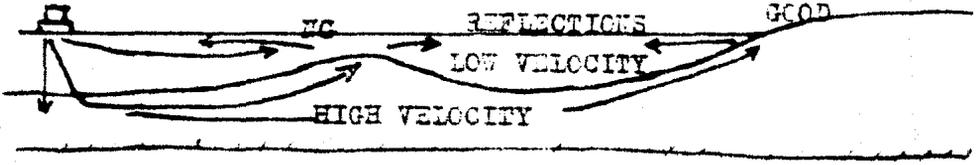
Estas ondas de ruido de propagación esencialmente horizontal con excepción de las ondas transversales por comodidad algunos autores les llaman ONDAS SUPERFICIALES, por la misma razón - en este trabajo también se les llamará así.

SURFACE RELIEF - CURVATURE

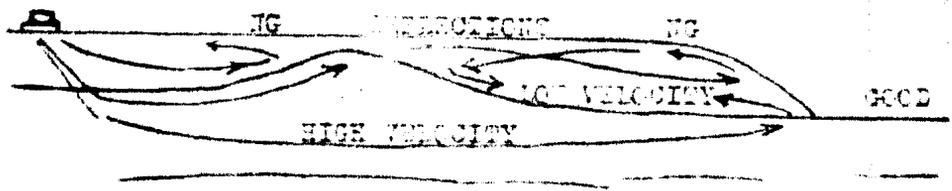


a - TOPOGRAPHY

IRREGULAR SUBSURFACE DISCONTINUITIES



b - RELIEF BELOW ALLUVIUM



c - RELIEF BELOW TERRACE DEPOSIT, MORAINES, ETC.

Figure. 6

2.2 FORMAS PARA IDENTIFICARLOS

En la interpretación de los registros de reflexión es básico seleccionar los eventos útiles para más tarde configurar los horizontes reflectores de interés en nuestra prospección, transformando sus tiempos de llegada a profundidades.

Cuando la onda sísmica llega al mismo tiempo al tendido produce aproximadamente el mismo efecto en cada geófono o grupo de geófonos. Si esto es suficientemente fuerte para vencer cualquier otra energía que llegue simultáneamente, - las trazas se verán más o menos semejantes durante el intervalo, en el cual dicha onda llegó; a esta similaridad en apariencia de traza a traza se le denomina coherencia, la cual es necesaria para la existencia de cualquier evento.

Por el contrario. Incoherencia se refiere a la semejanza existente de traza a traza comprendida entre los eventos.

El reconocimiento e identificación de los - eventos sísmicos están basados en:

A.- Amplitud.

B.- Características.

C.- Curvatura o desplazamiento en tiempo -
(Δt).

2.2.1 AMPLITUD

Existe un incremento en la amplitud como resultado de la llegada de energía coherente, aunque esto no es siempre notable, especialmente cuando el AGC (Control Automático de Ganancia) es usado en los sismogramas. Fig. 7.a

2.2.2 CARACTERISTICAS

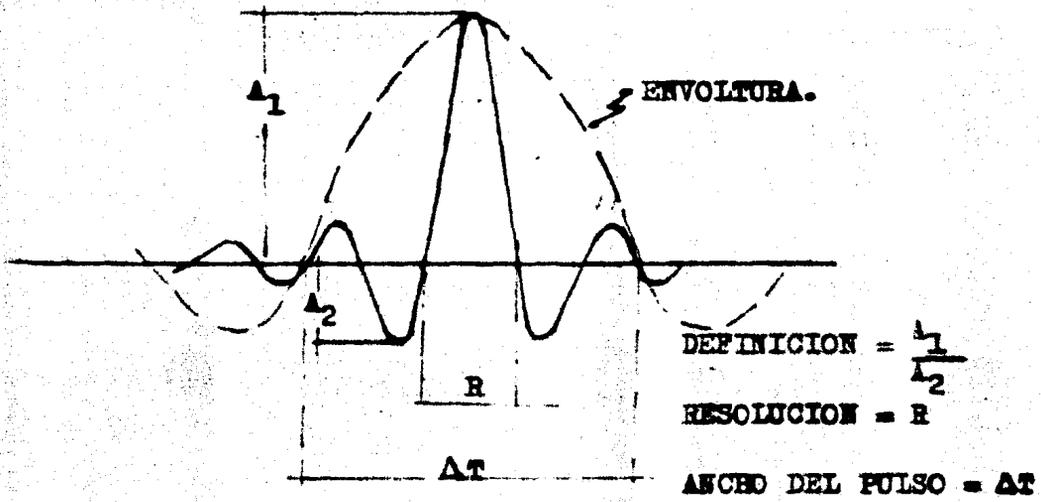
Se refiere a la apariencia distintiva de la forma de onda, lo cual identifica un evento en particular, es decir, envuelve primeramente la forma de onda, mostrando el número de ciclos así como irregularidades en fase resultante de la suma de los componentes de frecuencia que la integran. Fig. 7.a

2.2.3 DESPLAZAMIENTO EN TIEMPO

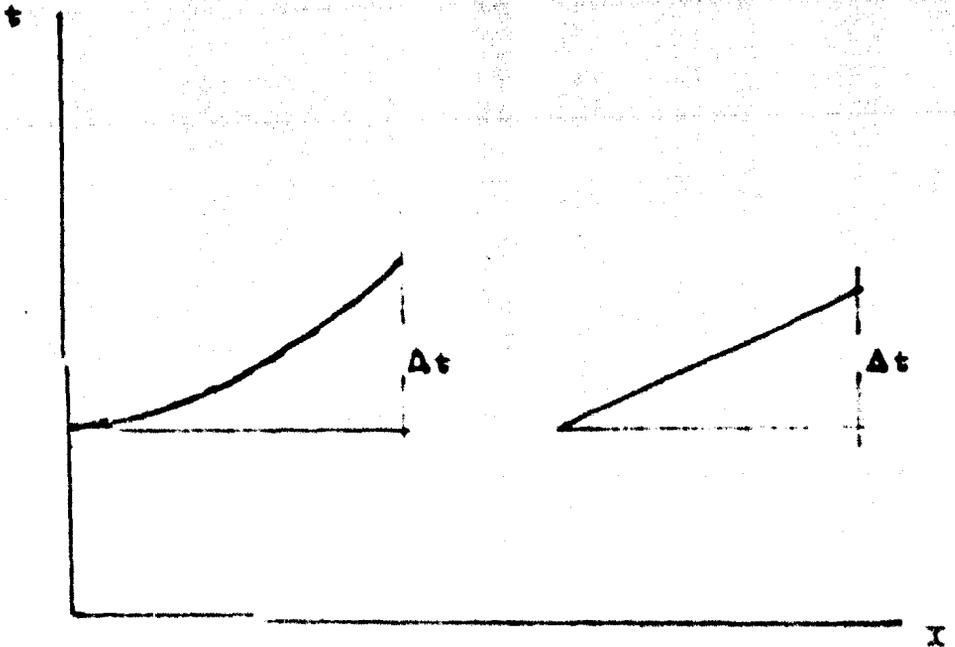
La diferencia en tiempo de viaje, dada por un evento, para la localización de 2 geófonos, cualesquiera, se le conoce como desplazamiento en tiempo y se representa por $\Delta t = t_2 - t_1$

Es caso especial cuando el geófono está en el punto de tiro (se refiere al primer geófono). Entonces $\Delta t_0 = t_2 - t_0$

El otro caso, es si el estrato guarda una -



a - CARACTERISTICA .



b - CURVATURA .

Figura. 7

cierta inclinación en la dirección del tendido, entonces tendremos el efecto por echado (Δt_d).

El Δt es el principal criterio, por el cual nosotros decidimos, si un evento observado en el registro sísmico es o no una reflexión.

2.2.4 APLICACION

Si se supone que las ondas reflejadas, se propagan a lo largo de trayectorias rectilíneas y que la velocidad media de propagación es constante, en todas direcciones, entonces el tiempo de reflejo, a una capa horizontal se expresa:

$$t = \frac{1}{V} (X^2 + 4h^2)^{1/2} = t_0 + \frac{X^2}{4Vh} \quad (9-B.19)$$

$$h \gg X$$

Donde

$$t_0 = \frac{2h}{V} \quad (10-B)$$

- t = Tiempo de reflejo a una capa horizontal.
- h = Profundidad de estrato horizontal.
- v = Velocidad media constante en todas direcciones.
- X = Distancia a los detectores, a partir de la fuente de energía.

Si el geófono está en el punto fuente (offset = 0) es decir, si $X = 0$ entonces $t = t_0$; como podemos darnos cuenta, la ecuación 9 representa una curva hiperbólica donde el Δt está dado por

$$\Delta t_n = t - t_0 = \frac{X^2}{2V^2 t_0} \quad (11-B.19)$$

Entonces si el evento difiere de la ecuación 11, con error permitido, no se podrá justificar el tratar el evento como una reflexión.

El Δt , con efecto por echado se caracteriza por el cambio de tiempo de arribo causado por los echados. Este por lo regular es pequeño, a excepción de cuando encontramos planos de falla.

El tiempo de reflejo, para una capa inclinada en un arreglo lateral se expresa.

$$t_d = t_0 \left(1 + \frac{X^2 + 4 h_d X \text{ Sen } \nu}{4 h_d^2} \right)^{1/2} \quad (12-B.19)$$

t_d = Profundidad normal al estrato.

ν = Angulo de inclinación.

Así como antes de la ecuación de tiempo de viaje es una hipérbola, pero su eje de simetría es ahora la línea.

$$x = -2 h_d \text{ Semu} \quad (13-B.19)$$

y no la línea de tiempo t .

El Δt con efecto por echado, estará representado por

$$\Delta t_d = t_1 - t_2 = \frac{2X}{V} \text{ Semu} \quad (14-B.19)$$

Estos eventos raramente contienen más de 2 ó 3 ciclos. Y a menudo son ricos en componentes de frecuencia del rango de 20 a 50 Hz., aunque - las reflexiones profundas presentan una considerable atenuación de altas frecuencias dada la -- distancia recorrida. La velocidad aparente va - de alta a infinita.

Para cualquier punto fuente y su correspondiente posición de geófonos, tal como se ve para el punto R a la izquierda del punto A (Fig. 8), la curva de viaje de la reflexión está dada por la ecuación 9. En cambio, para el caso, en que el punto de tiro esté directamente arriba de la fuente difractora A, la curva de viaje de la difracción estará dada por la ecuación

$$t_D = \frac{1}{V} \left[h + (X^2 + h^2)^{1/2} \right] = \frac{2h}{V} + \frac{X^2}{2Vh} \quad (15-B.19)$$

y

$$\Delta t_D = t - t_0 = \frac{X^2}{2Vh} \quad (16-B.19)$$

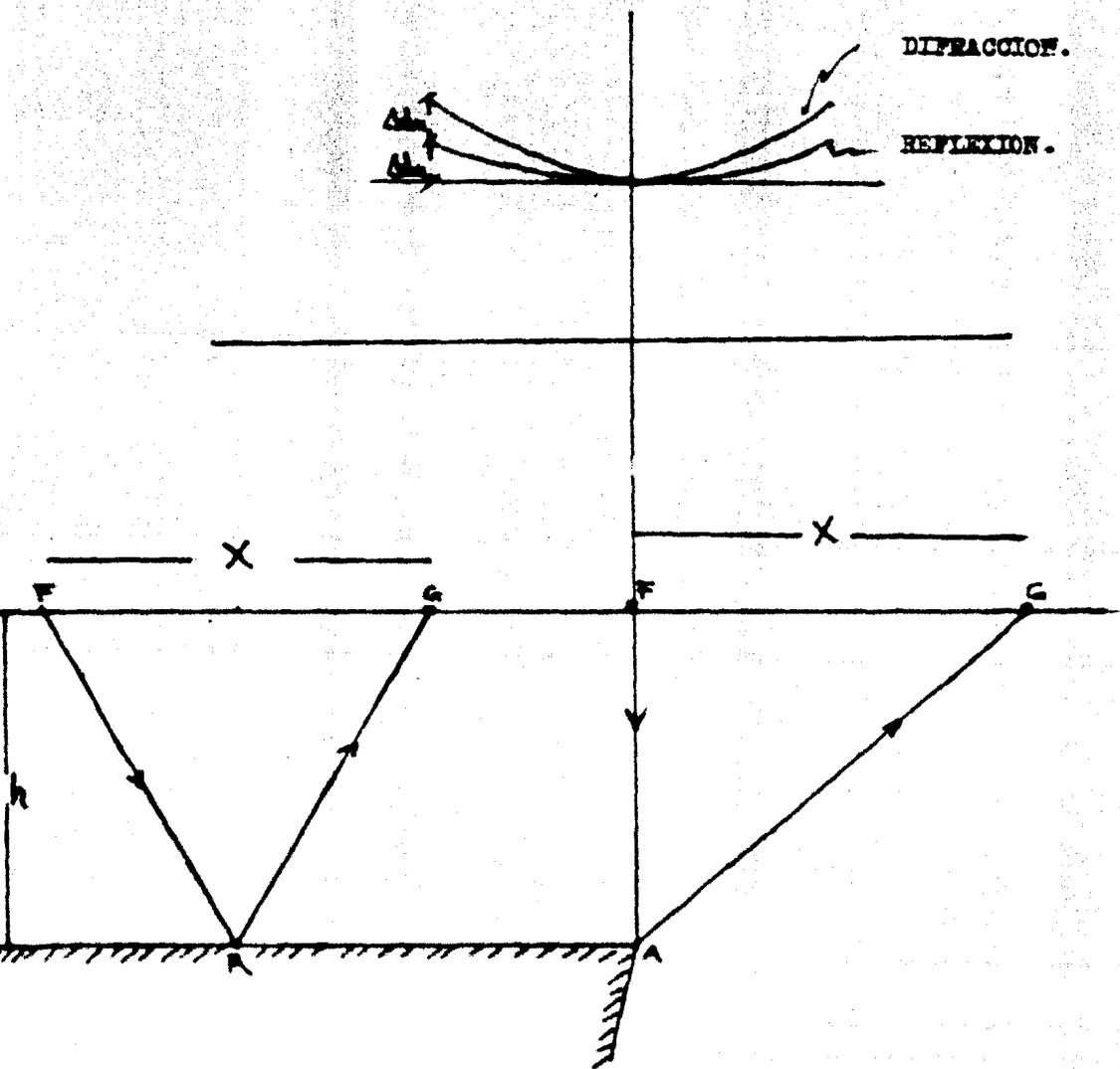


Figura. 8

Por lo que se ve, es claro que el Δt , para la difracción es dos veces, el de la reflexión - trabajando para el mismo offset.

Es decir, la reflexión corresponde a una - fuente vital, a una profundidad de $2h$, mientras la difracción viene de la fuente A a profundidad h .

Se hace hincapié, que el tiempo de llegada, más rápida de la curva de la difracción, es para la traza que registra directamente sobre el punto difractor (excepto para no usuales situaciones de distribución de velocidad).

Además, la amplitud de una difracción es máxima en un punto a lo largo de la línea sísmica, el cual es aproximadamente a $1/2$ de la amplitud de la reflexión, y decrece rápidamente como nosotros nos alejamos de ese punto, así como también existe el cambio de frecuencia a lo largo de la curva difractora como consecuencia del cambio de profundidad.

Como se ha visto, las reflexiones y las difracciones son los únicos eventos que presentan tiempos de viaje hiperbólicos. Los demás eventos tienen velocidades aparentes lineales sin excepción alguna (Fig. 7.b), es por esta razón que el Δt es el principal distintivo en la identificación, aunque a menudo la característica es muy

Útil, especialmente en el contenido de frecuencia y el número de ciclos observados.

La onda directa se presenta con velocidad aparente del rango de 600 a 1000 m/s, con rango de frecuencia de 14 a 45 Hz/ su amplitud es alta.

Las refracciones (P) generalmente tienen alineamientos con velocidades aparentes del orden de 2000 a 2500 m/s y son relativamente de baja frecuencia (10 a 40 hz.) y por lo general, incluye más ciclos que las reflexiones, se caracterizan por su alta amplitud.

Las ondas de ruido superficial en su mayor parte son ondas Rayleigh.

Las ondas superficiales presentan velocidades aparentes muy bajas del orden de 100 a 1000 m/s. Su frecuencia es usualmente más baja que las reflexiones y las refracciones, su energía a menudo se encuentra concentrada de 6 a 30 Hz. Son de gran amplitud y decae lentamente a lo largo de varios ciclos.

Las ondas guiadas se presentan como eventos entrecortados cercanos y paralelos a los primeros arribos.

La onda de aire por lo general se encuentra enmascarada por el demás ruido fuerte en el registro. Con frecuencia del orden de 30 a 56 Hz.

y amplitud débil.

La energía de las ondas de ruido superficial es generalmente fuerte en la banda de reflexiones con amplitudes hasta de 100 a 1000 veces mayor que la señal deseada.

El ruido ambiental es considerado incoherente y aleatorio; mas sin embargo, involucra ciertas propiedades estadísticas mediante las cuales puede ser tratada.

El ruido ambiental presenta una amplitud - muy variada, así como una frecuencia media, dependiente del ancho de banda con que trabaje el sismógrafo. Este en algunos casos también es repetitivo (en caso de repetir el punto vibrado - conservando el tendido en el mismo lugar, el mismo ruido es observado al mismo tiempo en la misma traza).

Para el ruido ambiental repetitivo, tenemos el caso de esparcimiento de irregularidades e inhomogeneidades cerca de la superficie, como lo son: cantos rodados, pequeñas fallas, etc.

El ruido instrumental, es incoherente y aleatorio de amplitud y frecuencia, muy variada, el cual es identificado, mediante una serie de pruebas realizadas mensual, semanal y diariamente.

El ruido que genera el propio equipo, tal es el caso de la desviación por corriente directa, causada por la interfase amplificador/convertidor, transformadores de entrada, convertidor, amplificadores, alambrado de entrada, filtros, oscilador, etc.

Estos ruidos siempre existen aunque para fines de producción la relación señal-ruido, (S/R) $\gg 1$, para poderse operar.

Las fallas en los contactos, lo defectuoso del equipo y el error provocado por la diferente forma de operación, también son presentes.

Las pruebas que se realizan son: linealidad A/D, pruebas de ruido de entrada, prueba de pulso, determinación del rango dinámico, precisión de la ganancia, similaridad, etc.

I I I

METODOS DE CANCELACION DE RUIDOS

De la energía generada por la fuente superficial de tipo vibrador menos del 8% son ondas longitudinales y el otro 92% de ondas transversales y superficiales. Es por esta razón por la cual se recurre a una serie de artificios de campo en conjunto con procesado de datos para mejorar la relación de energía, SEÑAL RUIDO.

Los filtros de frecuencia y los filtros espaciales son los encargados de controlar el contenido de frecuencia de estas interferencias; a continuación se hace una explicación de los mismos.

Hay dos clases de filtros que se utilizan para cancelar los ruidos superficiales, los cuales propiamente relacionadas entre sí constituyen un sistema y son:

- a) Filtros de Frecuencia.
- b) Filtros Espaciales.

3.1 FILTROS DE FRECUENCIA

Una forma para identificar la señal sísmica es por medio de sus componentes de frecuencia. - En base a esto, nos damos cuenta que gran cantidad de ruido puede ser cancelado por el simple, filtro de frecuencias.

Estos filtros se diseñan sobre una base arbitraria sin hacer referencias a la relación de energía SEÑAL-RUIDO y sin referencia a la efectividad del filtro para dejar pasar o rechazar -- ciertos componentes de frecuencia donde la fase característica, sigue ciertos requisitos.

Los filtros de frecuencia son aplicados en forma analoga o en forma digital.

Los filtros analógicos están constituidos - de inductancias, capacitancias, etc., y están re presentados por: filtros del instrumento, corte bajo de frecuencias del sismodetector, barrido - de frecuencia de los vibradores. Fig. 9.a

También constituye este grupo los analógi--cos convencionales, no obstante los digitales se han diseñado con las mismas mejores característi cas, tales como: fase cero, alta linealidad, am- pio rango de señales, etc. Estos son de acuerdo con el diseño y forma de ejecución. La convolu- ción, transformada rápida de Fourier, Filtros - Recursivos, los cuales se aplican en el dominio

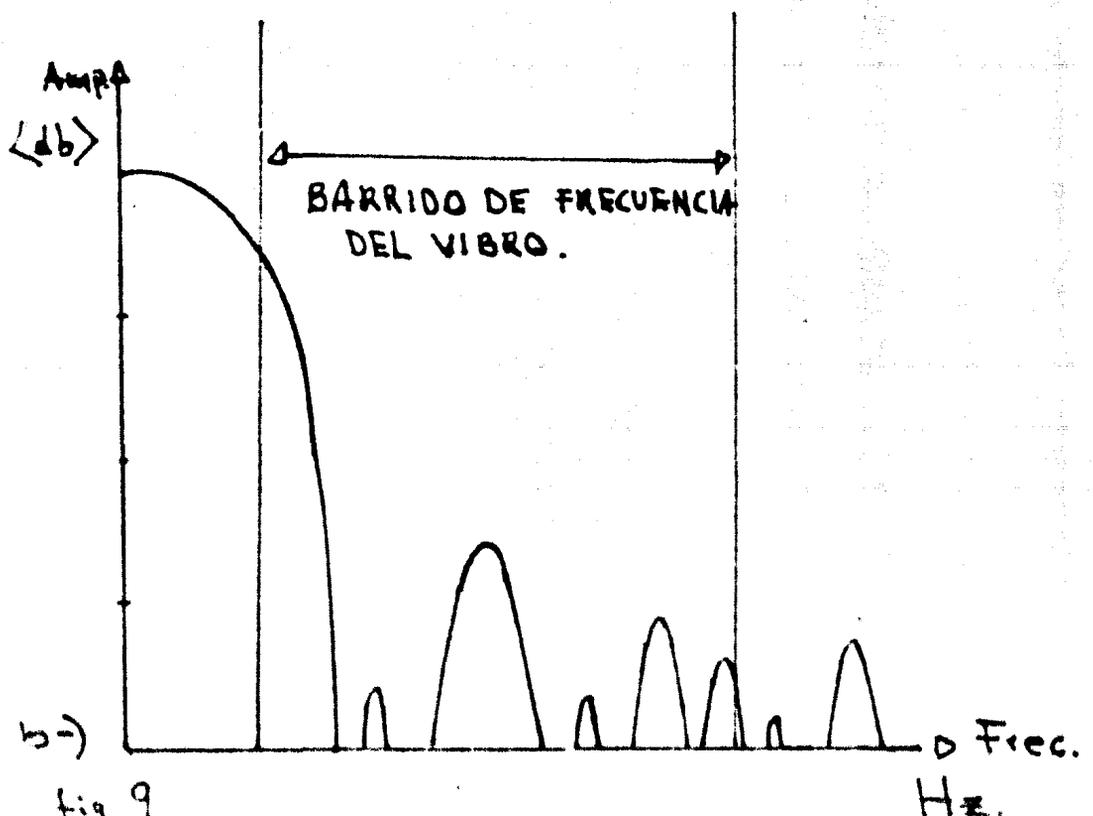
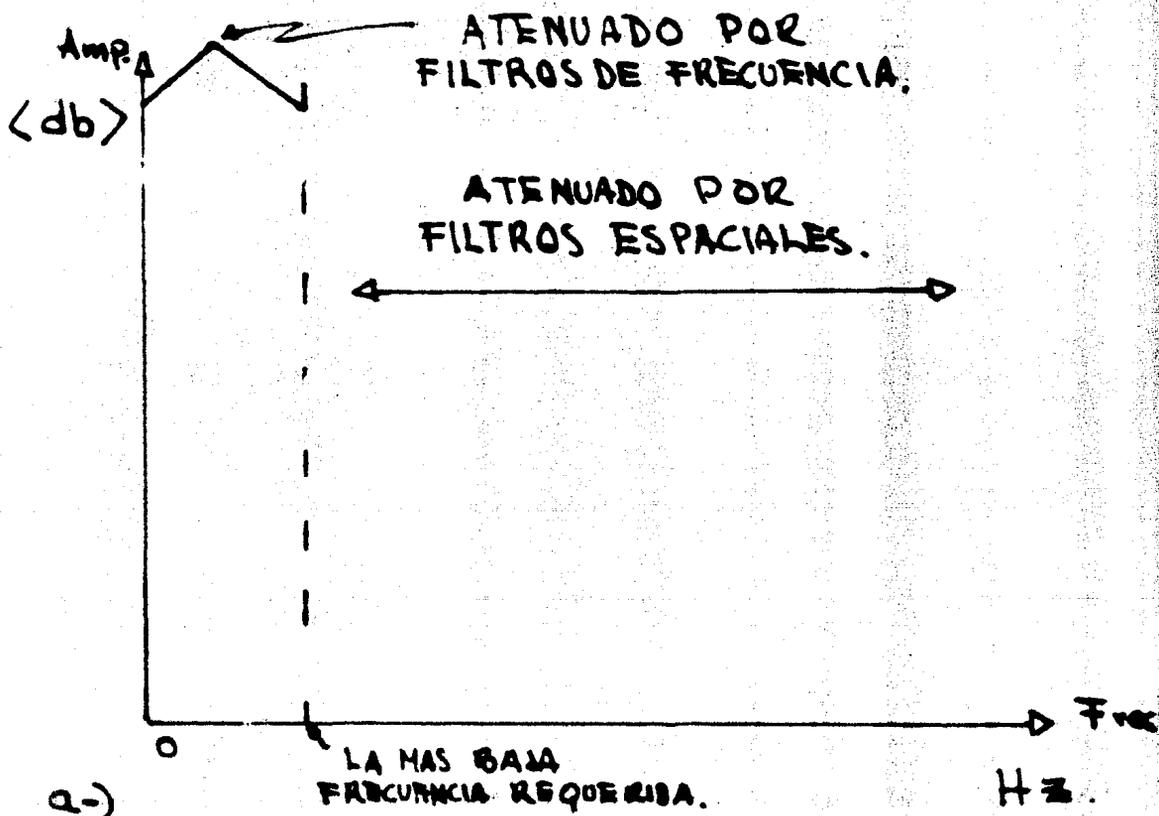


fig 9

del tiempo, o en el de las frecuencias, dependiendo de si los operadores del filtro son cortos o si las señales son de gran longitud, si se requiere hacer o no un filtrado preliminar en forma rápida y en señales superficiales.

El ruido del viento, el 60 Hz. característico de los cables de alta tensión, etc., tiene componentes de frecuencia muy notoria, por lo que pueden severamente atenuados.

Para el perfil de ruido (lámina A), éste pudiera ser sometido a procesado digital y hacersele pasar por algunas ventanas (Filtros de Frecuencia), con el objeto de identificar los principales componentes de frecuencia, variables con la profundidad del ruido y de nuestra señal. También son utilizados en la cancelación del ruido ambiental; sin embargo, estos filtros son relativamente limitados cuando el ruido y la señal tiene las mismas componentes de frecuencias, tal es el caso del ruido superficial, por lo que dependiendo de nuestro objetivo geológico es a veces necesario sacrificar en mayor o menor cantidad la señal útil.

Cuando el ruido y la señal tienen componentes de frecuencia que se traslapan, es entonces que se toma en cuenta la naturaleza o composición de la señal y el ruido donde la construcción de los filtros óptimos hará resaltar la re-

lación de energía SEÑAL-RUIDO:

Los filtros espaciales corresponden a este grupo y se caracterizan en campo y en procesamiento de datos, por ser los únicos capaces de atenuar satisfactoriamente los ruidos superficiales y -- las ondas S.

Los filtros espaciales son:

- a) Patrones de detección y fuentes de energía.
- b) Filtros de velocidades.

3.2 PATRONES DE DETECCION Y DE FUENTE DE ENERGIA

En el análisis para obtención de parámetros de campo, se escogen lugares dentro del área por estudiar de fácil acceso, donde se considera por diversos medios, se tengan condiciones medias en cuanto a calidad de información.

El perfil de ruidos es la prueba más importante diseñada precisamente para crear las condiciones más favorables para la detección de las interferencias que más obscurecen los reflejos en la línea sísmica, en el área o en la región.
Fig. A.

Por lo que el desplazamiento del tendido de ruido debe medir aproximadamente hasta el máximo desplazamiento del perfil que se utilice en el registro normal de producción.

Los patrones se clasifican de la siguiente manera:

- A.- Patrones en línea.
- B.- Patrones en figura.

3.2.1 PATRONES EN LINEA

Se entiende que si a lo largo de los elementos de un patrón se pasa una línea recta, ésta -

Los conectará así como también a la fuente de energía o a todos sus elementos si acaso, se tratara de otro patrón.

TEORIA DEL PATRON BASICO

Se hace mención que los elementos útiles así como los no útiles son señales transitorias, las cuales están compuestas de un número infinito de ondas de forma senoidal. Sin embargo, para el cálculo de patrones se consideran ondas periódicas, así como sus principales componentes de frecuencia, ya que su análisis matemático es más sencillo y se ha visto que cumplen satisfactoriamente con el compromiso.

La capacidad de cancelación depende básicamente de conseguir que los impulsos que se pretenden eliminar arriben con diferencias apreciables de tiempo, con lo cual quedan imposibilitados a reforzarse unos a otros a diferencias de los reflejos, los cuales viajan verticalmente en esencia rompiendo, en todos los geófonos al mismo tiempo y produciendo una fuerte respuesta. Esta es la razón por la cual se les considera como filtros, que actúan también en el dominio del tiempo.

La respuesta de un patrón en línea de N ele

mentos, de igual sensibilidad conectados en serie con un intervalo constante tendrá una respuesta de amplitud $A(k)$.

$$A(k) = \frac{\text{Sen } N\pi d K}{N \text{ Sen } \pi d K} \quad (17-B.6)$$

$A(K)$ = Amplitud de las Ondas Senoides.

K = Número de Onda

d = Intervalo entre elementos.

N = Número de elementos.

La ecuación es normalizada para que su amplitud sea la unidad cuando $K=0$ (Longitud de Onda sea Infinita).

Es una función de tipo sincrónico $\frac{\text{Sen } X}{X}$

Es periódica para $K = \frac{1}{d}$

Se hace notar que la ecuación es aplicable para el caso en el cual las señales tienen una dirección de propagación a lo largo de la línea del patrón; para ruidos de incidencia lateral, el arreglo se comportará como otro equivalente con cubierta, reducida: $L \cos \theta$ (Donde L es la longitud del arreglo y θ el ángulo que la onda incidente forma con la línea del arreglo).

Entonces, para un patrón el número mínimo de elementos será:

$$N = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{\lambda_{\text{mín}}} + 1 \quad (18-B.6)$$

Y el espaciamiento máximo entre elementos, así como su respectiva longitud, será:

$$d = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{N} \quad (19-B.6)$$

$$L = (N-1)d$$

- N = Número mínimo de elementos.
- $\lambda_{\text{máx}}$ = Longitud de Onda Máxima del Ruido.
- $\lambda_{\text{mín}}$ = Longitud de Onda Mínima del Ruido.
- d = Distancia máxima entre elementos.

La respuesta del patrón es graficada (Curvas de atenuación normalizada) en forma lineal o en la unidad logarítmica decibel mostrando la eficiencia del filtro para diferentes valores de número de Onda.

Es decir, estas curvas tienen características similares al filtrado de paso de banda. Figs. 13, 14 y 15. A la izquierda del primer mínimo queda la banda de paso de grandes longitudes de onda, correspondientes al espectro de la señal -

Útil, y a la derecha la banda de atenuación. Estas zonas dependen de la distribución de los elementos dentro del patrón.

Los valores K (Número de Onda) para estos filtros donde la atenuación es máxima (ondas), - estará dada por ecuación.

$$K = \frac{n}{Nd} \quad (20-8.2)$$

Y la atenuación mínima por:

$$K_{(n+.5)} = (n+.5) K_c \quad (21-8)$$

Donde el número mínimo de onda (K_c) para el patrón estará dado por la relación.

$$K_c = \frac{1}{\lambda_{\text{máx}}} = \frac{1}{Nd}$$

- n = Número entero con valor máximo $N-1$.
- N = Número mínimo de elementos en el arreglo.
- d = Distancia máxima entre elementos.
- $\lambda_{\text{máx}}$ = Longitud de onda máxima del ruido.

La teoría de los patrones dice que si el patrón a muy largo atenuara las componentes de frecuencia más pequeñas de la señal y si éste es muy corto, dejará pasar las longitudes de onda -

más grandes del ruido.

Entonces los límites del filtro quedarán especificadas por la longitud de onda máxima y mínima del ruido, así como también por las características de la señal y aunado a esto los filtros de frecuencia (Barrido vibratorio). Fig. 9.b

Con el objeto de lograr una mayor atenuación de las señales indeseables así como el paso sin atenuación de las señales útiles, se han diseñado una serie de patrones con diferente ganancia para cada coeficiente del patrón, los cuales han dado muy buenos resultados siendo en algunas áreas unos mejores que otros; tal es el caso de los patrones de geófonos pesados eléctricamente, donde los coeficientes deseados pueden ser obtenidos con precisión y flexibilidad, también el de distancia variables entre sus elementos donde la ganancia equivalente deseada (pesamiento), se obtiene al variar las posiciones de los elementos, así que sus distancias al centro del patrón sean las mismas que las distancias de cada sección de áreas iguales al centro de la curva de ganancias.

En este trabajo se tratará con detectores de igual peso inmediato, cercanos (su acomodo dará el número de cuerdas), que produzcan una sensibilidad variable por unidad de longitud, es -

decir, la respuesta en decibeles de la combinación de dos o más cuerdas estará representada por la ecuación

$$dbA(K) = -20 \log_{10} \left(\frac{[\text{Sen } N\pi dK]}{N \text{ Sen}\pi dK} \frac{[\text{Sen } N_c \pi DK]}{N_c \text{ Sen}\pi DK} \right) \quad (22-B.3)$$

$dbA(K)$ = Amplitud de las Ondas Senoides.

N_c = Número de Cuerdas en el patrón.

D = Distancia entre cuerdas.

Es de mencionar que el extremado pesamiento de los coeficientes provocará una compresión del ancho de banda en comparación con otro patrón - que tenga igual número de elementos uniformemente pesados, y además con muy pocas posibilidades de aumentar la atenuación útil.

3.2.2 PATRONES EN FIGURA

Con frecuencia en los perfiles de ruido se observa que algunos frentes de onda arriben formando ángulos cualesquiera, con la línea en que se encuentran los detectores, debido a que los - eventos no siempre proceden de contactos de máxima pendiente en la dirección de la línea sísmica.

Anteriormente se buscó atenuar estos efectos mediante el desarrollo de la técnica de patrones en figura, la cual consiste en distribuir

los elementos en una superficie, la que tiene como característica principal el presentar diferentes respuestas, según el ángulo de arribo de la energía sísmica.

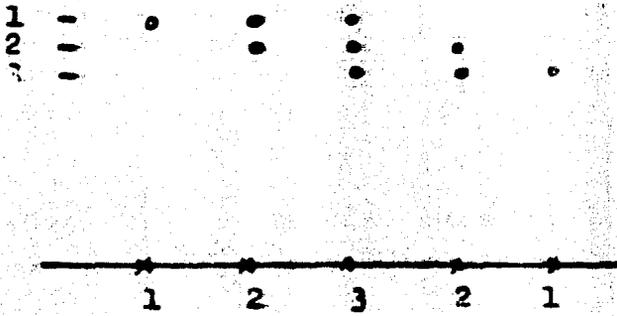
Sin embargo, se han abandonado, considerando que dichos eventos son locales, es decir, las interferencias propagadas, horizontalmente generadas por la fuente de energía que incide, coherente y directamente; consistentemente exhiben las máximas amplitudes y constituyen las principales interferencias. En líneas de producción serían muy poco prácticos.

3.2.3 PATRONES DE FUENTE DE ENERGIA SUPERFICIAL

La fuente de energía superficial de tipo vibratorio está constituida por una serie de coeficientes de peso, las cuales sólo pueden ser obtenidos por la suma del número total de excitaciones efectuadas por todas las unidades en todos los puntos del patrón. Fig. 10

La respuesta del patrón de fuente vibradora estará dada por la ecuación 17 si ésta posee coeficientes uniformes o bien, por la ecuación 22, si se trata de un patrón pesado.

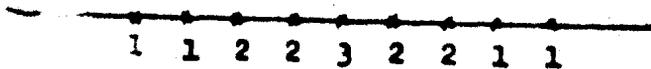
Por analogía con la radiación de antenas, -



PESO EQUIVALENTE

a - 3 UNIDADES

POSICION



PESO EQUIVALENTE

b - 3 UNIDADES

Figura. 10

Las respuestas de una combinación de sistemas es igual al producto de las respuestas parciales; - cuando un patrón de vibradores es usado conjuntamente con un patrón de sismodetectores, la combinación actuará como una antena sencilla cuya respuesta es igual al producto de las dos respuestas individuales.

$$A_{SV}(K) = A_S(K) \times A_V(K) \quad (23-B.)$$

$A_{SV}(K)$ = Respuesta total del Sistema

$A_S(K)$ = Amplitud Senoide por los Sismos

$A_V(K)$ = Amplitud Senoide por los Vibros

Esta interrelación es de gran significado, ya que es importante evitar la coincidencia de las dos respuestas de pobre atenuación, con lo cual se obtiene una respuesta del sistema a niveles aceptables.

Aunado a esto, los patrones con cualquiera separación entre elementos, atenúan el ruido incoherente en $\frac{1}{\sqrt{N}}$ Y en caso de tratarse de

La combinación de dos patrones, sería igual a:

$$\frac{1}{\sqrt{N_s}} \quad \frac{1}{\sqrt{N_v}}$$

N_s = Número de coeficientes del patrón de sismos.

N_v = Número de coeficientes del patrón de vibro.

3.3 FILTROS DE VELOCIDADES

Es un proceso de filtrado óptimo en dos dimensiones, que puede ser descrito como un filtro multicanal, en los cuales se desarrollan un proceso de composición, de puntos de reflexión de adyacente profundidad cuyo efecto es mezclar -- sus trazas, a diferencia del PRC donde la formación de trazas es para el mismo (común) punto reflector; en el proceso cada uno de los filtros es designado para la geometría, del tendido, la traza particular en el tendido y el deseado rango de MOVE OUT (ΔT) de los eventos en el registro.

Los operadores son generalmente obtenidos por medio de la transformada de fourier en dos dimensiones, en el plano (f,k); ambas relaciones por la ecuación:

$$f = V_k$$

f = Frecuencia temporal.

V = Velocidad aparente.

k = Número de onda o frecuencia espacial.

Dichos Operadores tienen una respuesta al viaje de Onda, que es dependiente sobre la velocidad aparente de las ondas (Aparente Move Out).

los eventos coherentes que tienen cierta velocidad aparente pasan sin alteración apreciable sobre una amplia banda de frecuencia y otros eventos con otra velocidad aparentemente fuera de lo deseado son grandemente atenuados.

La aplicación de estos filtros requieren el conocimiento o análisis cuidadoso de los eventos que tienen determinados echados, la zona donde se va a eliminar un evento específico (Profundidad de sismograma).

En procesado de datos dichos filtros son muy útiles en áreas complejas donde hay muchos eventos, interviniendo, con diferentes Move Out (Δt) lo que es común, ya que en la observación de las líneas sísmicas los parámetros de campo pueden variar y es entonces que trenes de ondas que viajan horizontalmente. (Ondas Superficiales, Ondas S), se introducen a los registros y como para estos cambios locales es poco práctico el que se hagan nuevos estudios de ruido es entonces que van a ser controlados por los filtros de velocidad.

También dichos filtros son aplicados cuando ni el apilado ni la decouvolución pueden eliminar los múltiples, difracciones. Esta clase de filtro es conocido como fan filter o pie slice filter.

I V

DISEÑO DE FILTROS ESPACIALES PARA LA ELIMINACION
DE RUIDOS EN DATOS SISMICOS OBTENIDOS CON VIBRA-
DORES

Se requiere encontrar el borde de la plataforma del Cretácico en el área petrolera Conejos-Zempoala, prospecto Actopan-Pachuquilla.

La topografía del área es muy irregular y en anteriores ocasiones se emplearon fuentes de energía, tales como geoflex y dinamita.

Se hicieron en dichos trabajos estudios, aunque con resultados sísmicos muy enrarecidos debido a la gran cantidad de ruidos superficiales, y también se tuvieron problemas de operación y perforación cuando el sistema empleado fue la dinamita.

Por tal motivo, se seleccionó el sistema VIBROSISMO, (el cual involucra los patrones de fuente de energía, en combinación con los patrones de detección) para vencer el problema de perforación e intentar con éste obtener mejores resultados que los obtenidos anteriormente.

Se muestra a continuación el caso donde el adecuado diseño de los filtros espaciales en campo, nos beneficia de una manera considerable, tanto en rapidez de operación, como en información de las estructuras geológicas de interés para nuestra prospección.

Cuando el área por estudiar queda especificada, como primer punto se obtienen los parámetros óptimos de campo que vayan a regir las líneas sísmicas de producción, considerando desde luego el equipo con que se cuenta.

I N C O G N I T A S

Patrón de Detectores
 Patrón de Vibración
 Frecuencia de Barrido
 Longitud de Barrido
 Offset
 Tipo de Tendido
 Apilamiento

EQUIPO CON QUE SE CUENTA

DFS-IV-48 Canales (T.I.)
 30 Detectores por traza
 Distancia entre Detectores 6 m.
 Detector presenta corte bajo de frecuencia a 8 Hz.
 El cable tiene salida cada 100 m.

PRUEBAS REALIZADAS

Por facilidad de operación, las pruebas de campo se planearon realizar sobre la carretera -

de Conejos-Zempoala.

En vista de que esta carretera está rodeada de cañadas se esperan eventos laterales.

Las pruebas realizadas se pueden dividir en:

- a.- Pruebas Iniciales.
- b.- Pruebas de respuesta de parámetros seleccionados.

4.1 PRUEBAS INICIALES

4.1.1 PRUEBAS INSTRUMENTALES

Se hicieron de: linealidad, rango dinámico, convertidor analógico a digital, similaridad, -- etc.

4.2.1 PERFIL DE RUIDO

Se hizo con los 48 canales y detectores --- agrupados separados 10 metros, el primer P.V. se situó a 100 m. de la primera traza, la distancia entre P.V. es de 480 m. Ver figura 11.a:

5 Barridos por P.V.

3 Vib ros agrupados.

Frecuencia de barrido 10 a 56 Hz.

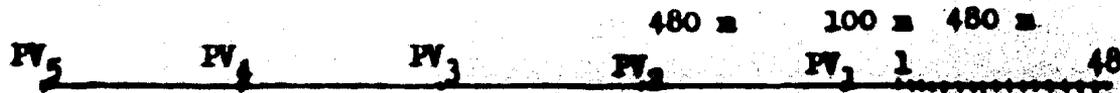
Longitud de barrido 12 seg.

Tiempo de grabación 17 seg.

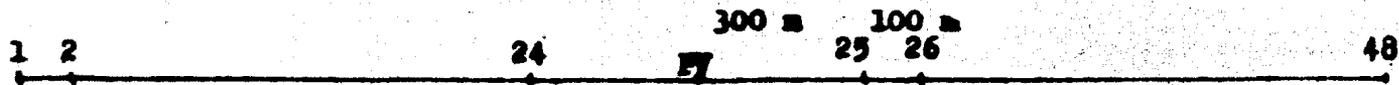
La frecuencia utilizada para hacer el perfil de ruido se seleccionó de acuerdo con el objetivo perseguido que es superficial y profundo, además de considerar que el corte de frecuencia del sismodetector es de 8 Hz. y además, la frecuencia máxima del barrido está limitada por el intervalo de muestreo (0.004 seg.), por lo que - dando tolerancias, la frecuencia mínima será de

Ruido	V_{AB}	r_{AB}	r_{min}	r_{max}	λ_{max}^{10}	λ_{min}^{10}	K_{min}^{10}	K_{max}^{10}	λ_{max}^{12}	λ_{min}^{14}	λ_{min}^{16}
R_1	1200	17	10	30	120	40	.008	.025	100	85.71	75
R_2	780	16	10	30	78	26	.013	.038	65	55.71	48
R_3	660	20	10	30	66	22	.015	.045	55	47	41.25
R_4	- 750	17	10	30	75	25	.013	.04	62.5	53.57	46.9
R_5	333.3	40	30	56	11.1	5.9	.09	.16			

Table- 1



a - PERFIL DE RUIDO.



b - TENDIDO BILATERAL SIMETRICO.

Figura. 11

10 Hz. y la máxima de 56, se hace hasta que no se determine la respuesta del terreno a las diferentes frecuencias que caen dentro del rango.

De la figura A se obtuvo la tabla No. 1, la que muestra los ruidos $R_1, R_2 \dots R_5$, los cuales son considerados ondas superficiales a ondas S cuyo rango de frecuencias es del orden de 6 a 30 Hz., como el barrido de frecuencias es de 10 a 56 Hz., se escogen los valores de la tabla No. 1.

4.1.3 CALCULO DEL PATRON DE DETECCION

En la tabla No. 1 se ve que se requiere de un patrón, que elimine ruidos de 6 a 120 m de longitud de onda, para lo cual se tienen tres recursos:

- a.- Frecuencia de barrido.
- b.- Patrón de sismos.
- c.- Patrón de vibros.

Al variar la frecuencia de barrido, subiéndola, de 10 a 12 a 14 y 16 Hz., dará oportunidad de acortar la cubierta del patrón, ya que se reduce el rango de frecuencia del ruido, tal como se ve en la fig. 12.

En dicha figura se ve como K_c (número de -

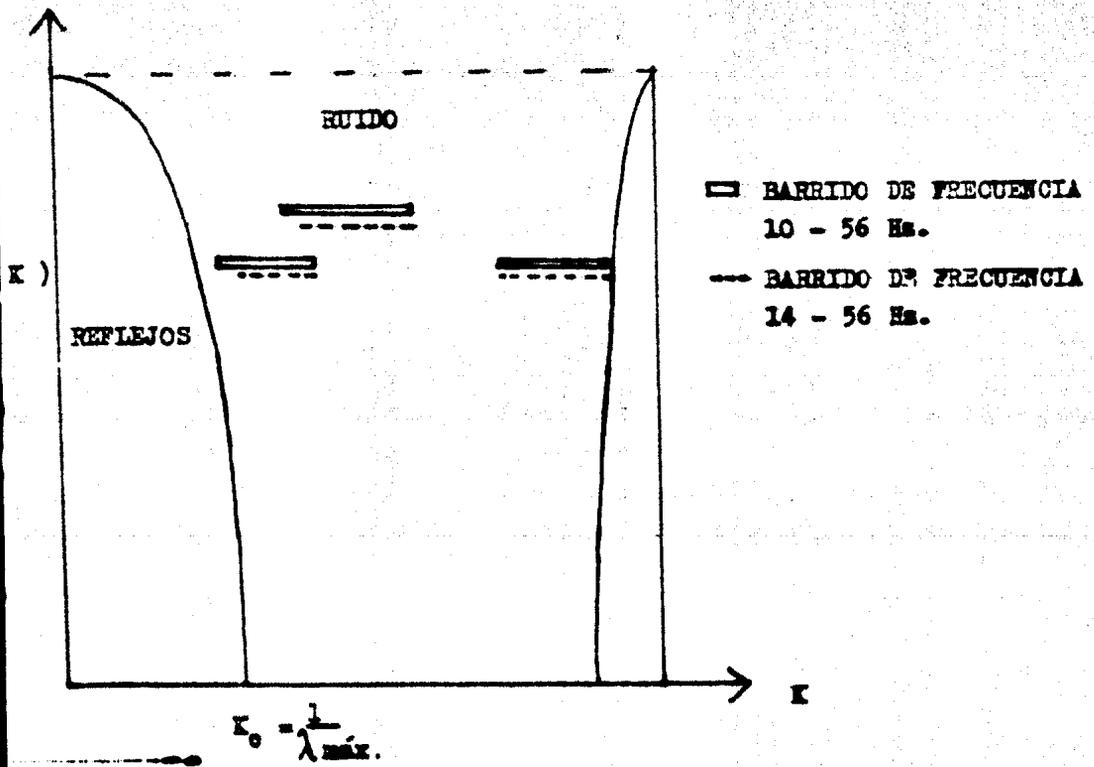


Figura. 12

onda mínimo), se puede desplazar hacia la derecha.

Es conveniente que el límite bajo de la frecuencia de barrido, no se suba demasiado porque habría cancelación de los componentes de baja frecuencia de la señal útil, con lo cual se eliminaría la información profunda.

De igual manera el límite superior podría reducirse cancelando así las frecuencias altas y así se cancelarían las componentes de frecuencia de la onda de aire y la información superficial.

El barrido de frecuencias de 10 a 56 Hz. da:

$$N_D = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{\lambda_{\text{mín}}} + 1 = \frac{120}{6} + 1 = 21 \text{ Detectores}$$

Que es un número muy grande de detectores, el cual no permite trabajar con un patrón pesado que es de mayor atenuación.

De acuerdo con la tabla No. 1, seleccionando la frecuencia mínima de 14 Hz., se tendrá que el número mínimo de detectores es:

$$N_D = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{\lambda_{\text{mín}}} + 1 = \frac{85.7}{6} + 1 = 15 \text{ Detectores}$$

Y la distancia máxima entre detectores, uti

lizando la ecuación 19.

$$d_0 = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{N_0} = \frac{85.7}{15} = 6 \text{ m}$$

Con lo cual se ajusta a la distancia máxima que tiene el equipo, donde:

$$K_c = \frac{1}{\lambda_{\text{máx}}} = .01166$$

Ya que contamos con 30 detectores por traza, se pueden utilizar dos cuerdas, con lo cual se obtendrá mayor atenuación.

$$K'_c = 1.5 K_c = 1.5 \times .01166 = .016$$

$$D_c = \frac{1}{N_c K'_c} = \frac{1}{2 \times .016} = 30.3 \approx 30 \text{ m}$$

Que se ajusta a 30, cuando $D_c = M d_0$

$M =$ Múltiplo entero

Entonces tenemos: $2 C - 30 - 15 D - 6$, cuya curva de atenuación se presenta en la fig. 13.

Este patrón atenuará ruidos de mayor amplitud y que abarcan longitudes de onda de 6 a 85.7 m. Los ruidos de longitud de onda mayor se dejarán para ser atenuados con el patrón de vibra---

ción.

4.1.1.4 CALCULO DEL PATRON DE VIBRACION

Considerando ruidos de hasta 12 Hz., cuya longitud de onda máxima es de 100 m, y agregando por seguridad operacional (echados, aumentos de velocidad, etc.), se cubrirá hasta una longitud de onda de 105 m. El patrón de vibros se debe entonces enfocar a la atenuación de estos ruidos y reforzar la atenuación de ruidos de longitudes de onda menores de 85.7 m.

Como se cuentan con cuatro vibradores para trabajar se calculan dos, para tres y cuatro vibros.

Suponiendo 16 barridos (por su energía y -- costo es bastante práctico), la distancia entre barridos será

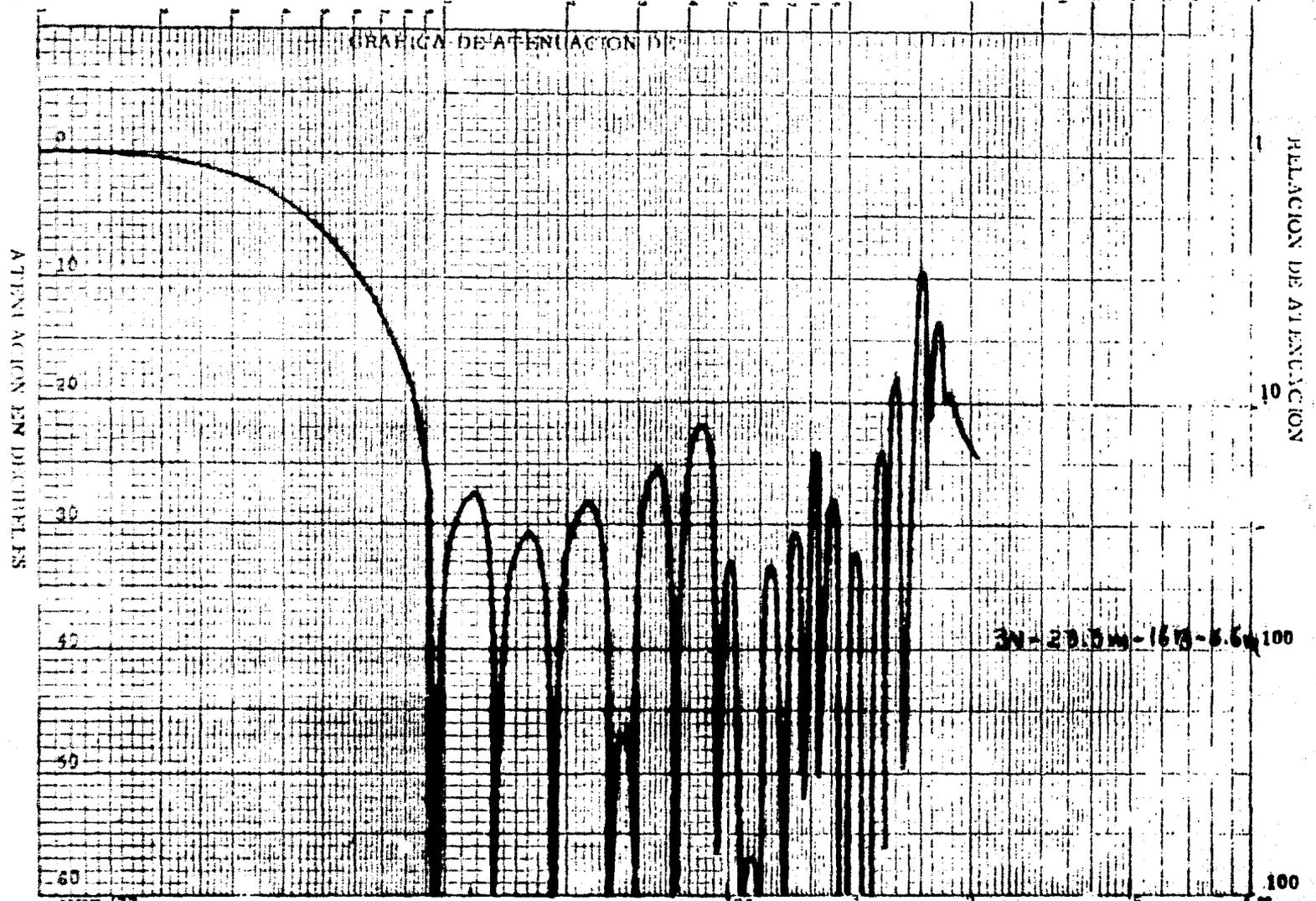
$$d_B = \frac{\lambda_{\text{máx}}}{N_B} = \frac{105}{16} = 6.6$$

$$K_V = \frac{1}{16 \times 6.6} = .0095$$

$$K'_V = 1.5 K_V = .0143$$

Para 4 vibros, la distancia entre ellos es:

GRAFICA DE ATENUACION D



HPR/47
 001
 1000
 Figura 14

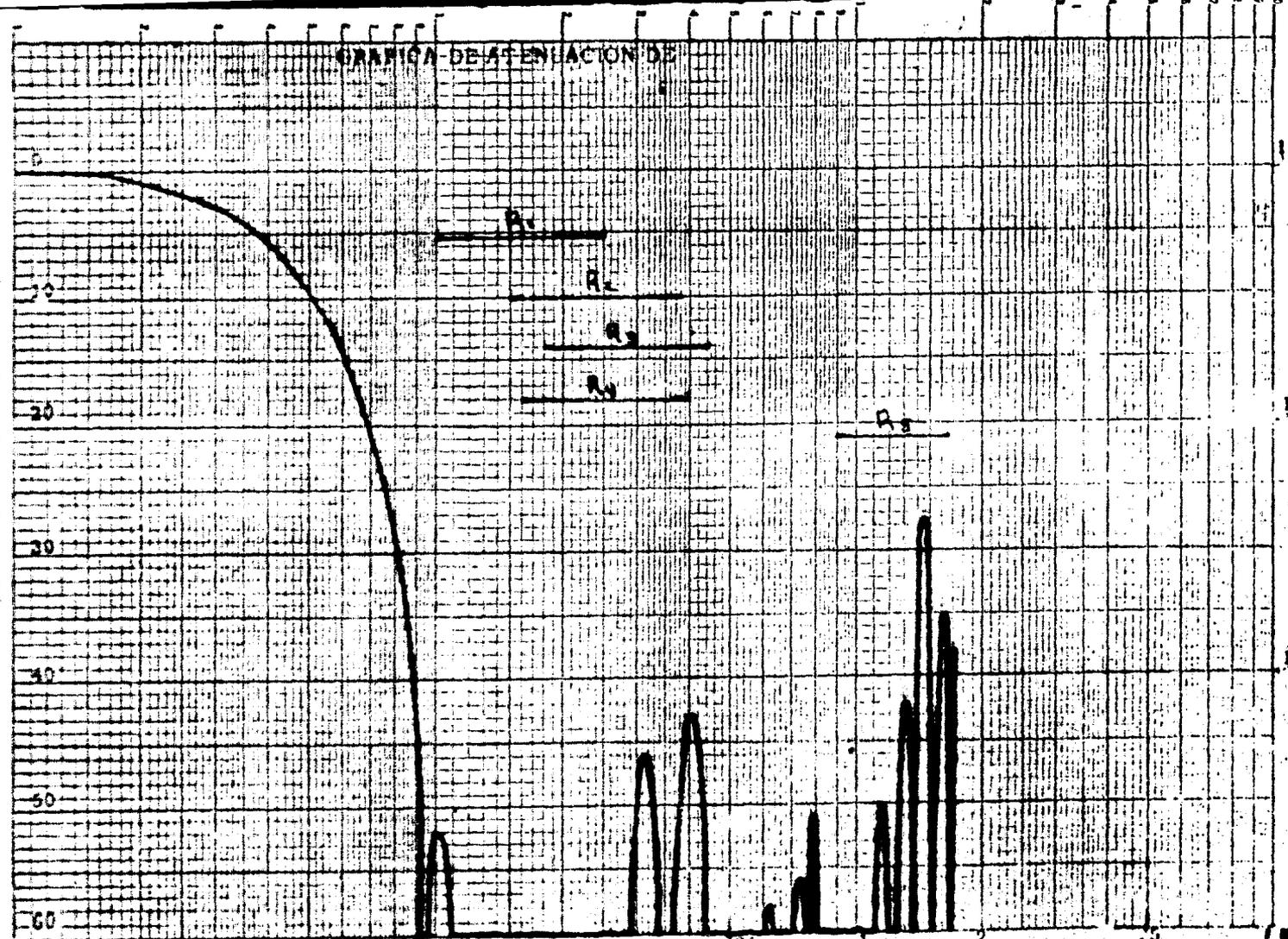
01
 100
 05
 20
 10
 5
 2
 100
 12

3N-20.5M-167-8.6

GRAFICA DE ATENUACION DE

ATENUACION EN DECIBELIOS

RELACION DE ATENUACION



1000 HPR/77

figura 15

01
100

05
20

10

50

100

1000

$$D_v = \frac{1}{N_v K'_v} = \frac{1}{4(.0143)} = 17.5$$

Para 3 vibros, la distancia entre ellos es:

$$D_v = \frac{1}{3(.0143)} = 23.3$$

Con lo cual tenemos:

$$4V - 17.5 - 15B - 6.6$$

$$3V - 23.3 - 16B - 6.6$$

La curva de atenuación correspondiente al patrón de 3 vibros, se muestra en la figura 14.

La combinación de los efectos del patrón de detección y de vibración se presenta en la figura 15, en la cual se puede apreciar la banda de atenuación total que de acuerdo con una frecuencia de 12 a 56 Hz., los ruidos quedarán perfectamente situados dentro de dicha zona.

Los ruidos de mayor amplitud que son R_1 y R_2 , caen dentro de la zona de mayor atenuación (55 db de promedio), los ruidos R_3 y R_4 tienen una atenuación mínima de 45 db. y la onda de aire que es la más débil presenta como mínimo 30 db., lo que es magnífico ya que para fines prácticos se requiere un promedio de 30 a 40 db.

4.1.1.5 PRUEBA DE RESPUESTA DEL TERRENO A DIFERENTES FRECUENCIAS DE BARRIDO

Con el patrón de vibros y de detección determinado, se procede a efectuar la prueba de respuesta del terreno a diferentes frecuencias.

Para este caso se organizó la prueba con tiro bilateral simétrico con 24 canales a ambos lados del punto de vibración, con una distancia entre trazas de 100 m, y un offset de 300 m. Ver figura 11.b

El tiempo barrido se seleccionó de 12 seg., que es una medida bastante adecuada en trabajos prácticos pendiente de ser ajustada en la próxima prueba.

Para efectuar dicha prueba, se seleccionan las siguientes frecuencias de barrido:

12 a 56 Hz

14 a 56 Hz

16 a 56 Hz

56 a 16 Hz

En la figura B, se puede observar que la mejor frecuencia de barrido, es la de 14 a 56 Hz., ya que permite observar reflejos a 1.8, 3.0 y 4.3 seg. con mayor definición que con las otras

frecuencias, la cual es perfectamente realizable con el tipo de vibradores y relación de muestreo que se emplean.

4.1.1.6 RESPUESTA DEL TERRENO A DIFERENTES LONGITUDES DE BARRIDO

Para realizar dicha prueba, se emplean los mismos patrones de detección y de vibración seleccionados, y además, el mismo tendido y la frecuencia de 14 a 56 Hz., ya antes seleccionada, - variando únicamente la longitud de la señal de barrido, probando: 10, 12 y 14 seg.

En la figura B se puede apreciar que la longitud de 10 ó 12 seg. son satisfactorias, pero - por márgenes de seguridad y penetración se seleccionó la de 12 seg. de longitud de barrido.

4.1.2 PRUEBA DE RESPUESTA DE PATRONES CALCULADOS

Como prueba extra y usando las frecuencias y longitudes de barrido y patrón de detección, - se prueban 2 ó 3 patrones extras de vibración, - enfocados a dar mayor velocidad en la observación y cuidar el aspecto económico. Ver fig. B.

Además, se escogió en offset = 250 m, tendido bilateral y distancia entre trazas de 100 m, con lo cual se concluyeron las pruebas.



FIGURA A

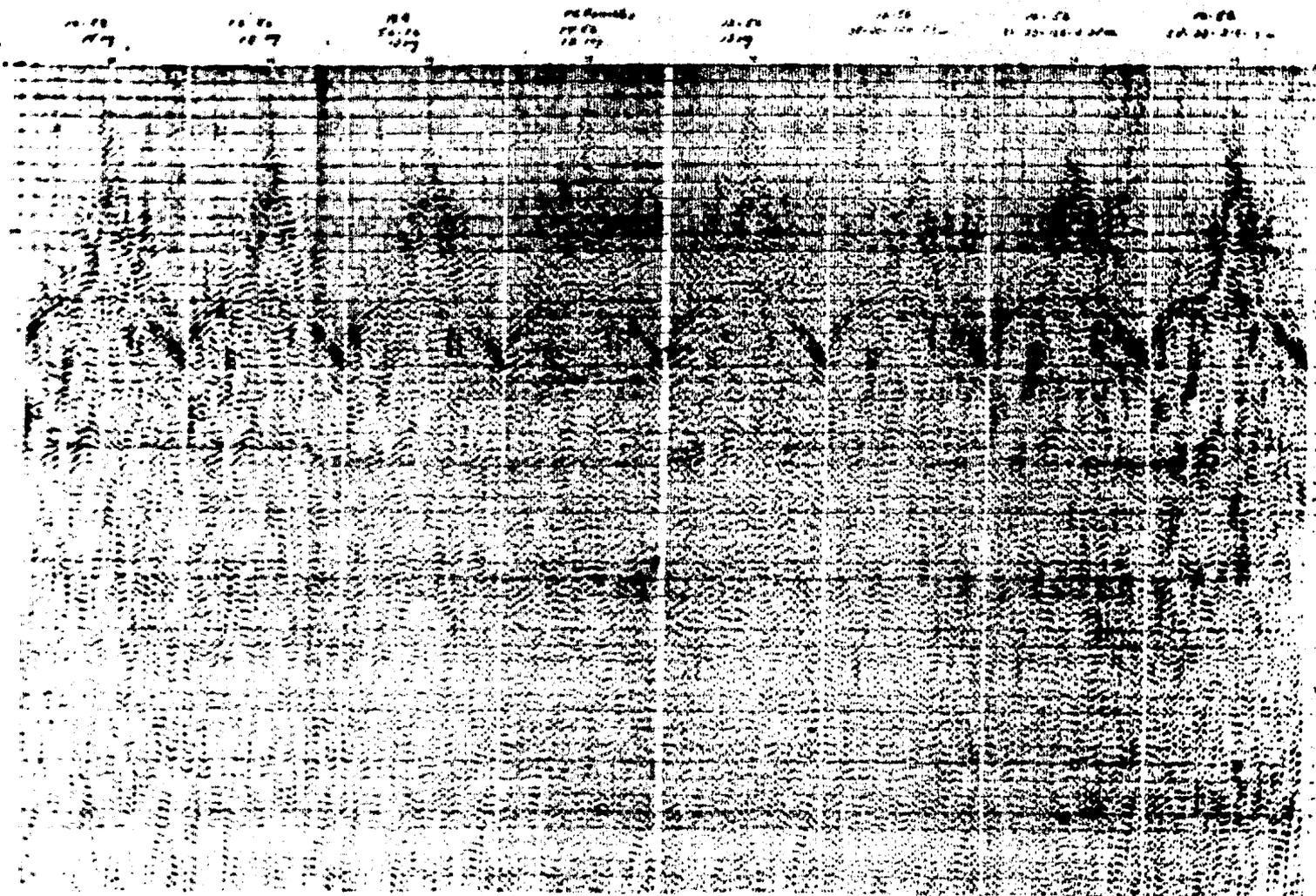


FIGURA B

NW

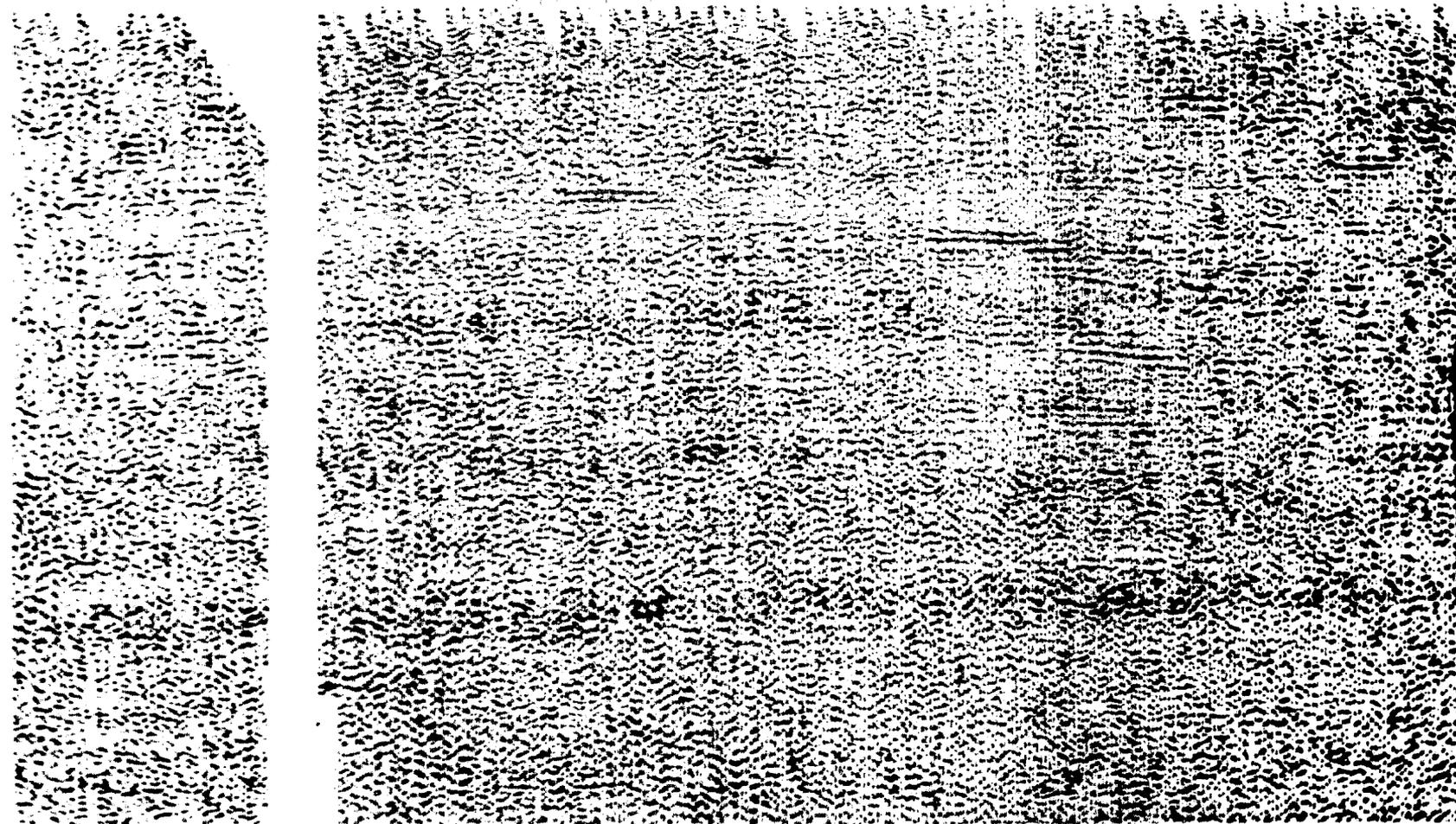
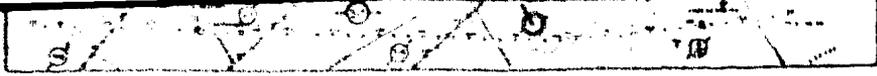
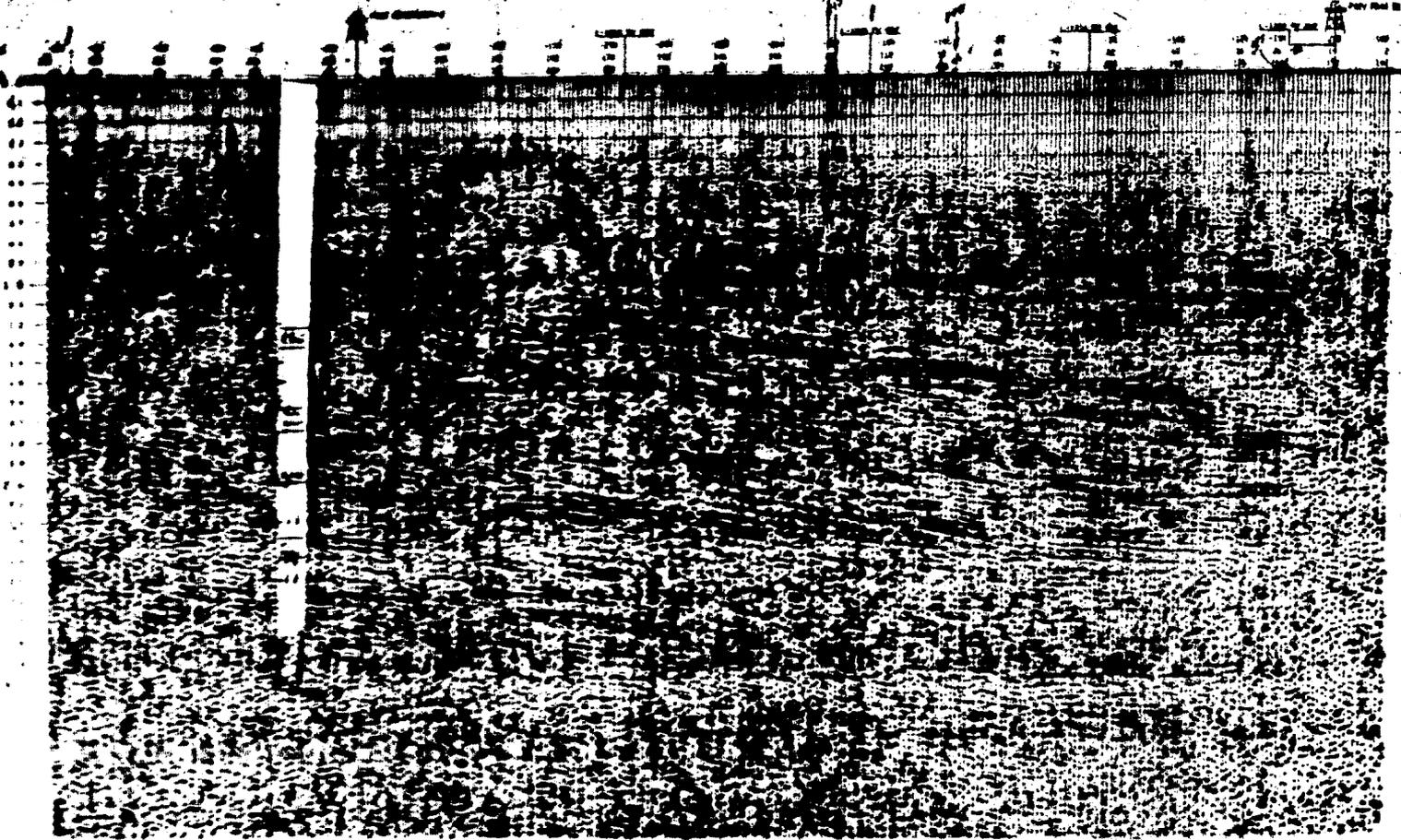


FIGURA C

1110 1110 1110 1110 1110



T
I
M
E

I
N

S
E
C
O
N
D
S

FIGURE 10

Y

CONCLUSIONES

En las técnicas de campo, como se ha visto en algunos casos, el sistema VIBROSISMO (Sección D) es mejor que el sistema Dinamita (Sección C).

La Sección C muestra una pobreza de información tanto en la superficie como para sus tiempos mayores, debido a la gran cantidad de ruidos superficiales R_1 , R_2 , etc., cuyo efecto impide el identificar los horizontes perseguidos.

En la Sección D, utilizando el sistema VIBROSISMO, se puede seguir la continuidad de los reflectores para diferentes tiempos. Dichos datos sísmicos han dado como resultado la localización de pozos productores de aceite en la región, lo cual hace ver la importancia de haber usado los patrones.

B I B L I O G R A F I A

- 1.- J. Coffin O. Aplicación de Sismos Múltiples en Areas Dificiles de la Zona Noreste. A.M.G.E. Vol. III, No. 2. 1962.
- 2.- J. Coffin O. Método Gráfico para el Cálculo de Tendidos, en la Aplicación de Sismos Múltiples y/o Pozos Múltiples en Areas Dificiles. A.M.G.E. No. 2. 1966.
- 3.- J.R. Cornett. Patrones como Filtros Sísmicos Espaciados y su Aplicación en el Campo. Cortesía de COMESA. 1973.
- 4.- J.R. Cornett. Técnicas de Campo para Mejorar las Reflexiones Sísmicas. Cortesía de COMESA. 1973.
- 5.- M.B. Dobrin. Introducción a la Prospección Geofísica. Mc.Graw-Hill. 1960.
- 6.- A. García Rojas. Notas sobre el empleo de Sismodetectores Múltiples. Parte I. A.M.G.E. Vol. III, No. 2. 1962.
- 7.- A. García Rojas. Notas sobre el Empleo de Sismodetectores Múltiples. Parte II. --- A.M.G.E. Vol. IV, No. 2. 1963.
- 8.- A. García Rojas. Algunas Perturbaciones que obscurecen los registros Sísmológicos de Reflexión. A.M.G.E. Vol. No. 2, No. 2. 1963.
- 9.- R.L. Geyer. Vibroseis System of Seismic Mapping. Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists. Vol. VI, No. 1. 1970.

- 10.- W.S. Hawes. Atenuación de Ondas Superficiales y Dirigidas con el uso de Filtros Pasa-Banda. Cortesía Petty Ray. 1974.
- 11.- A.C. Limón. Técnicas de registro Sismológico. A.M.G.E. Vol. IV, No. 4. 1963.
- 12.- W.H. Mayne. Revalorización de Patrones Pesados. A.M.G.E. Vol. XIII, No. 3. 1972.
- 13.- V.A. Olhovich. Las causas de Ruido en trabajos Sismológicos de reflexión y refracción. A.M.G.E. Vol. IV, No. 4. 1963.
- 14.- H. Palafox Rayón. Principios básicos para el procesado Digital de datos Sísmicos. Parte I. A.M.G.E. Vol. XVI, No. 3. 1975.
- 15.- H. Palafox Rayón. Principios básicos para el procesado Digital de datos Sísmicos. Parte II. A.M.G.E. Vol. XVI, No. 4. 1975.
- 16.- J.O. Parr. A New Method of Pattern Shooting. Geophysics. Vol. XX, No. 3. 1955.
- 17.- S. Treitel. Some aspects of fanfiltering. - Geophysics. Vol. XXXII. 1967.
- 18.- W.M. Telford. Applied Geophysics. Cambridge, University Press. 1976.
- 19.- F.S. Grant and G.F. West. Interpretation - theory in Applied Geophysics. Mc.Graw-Hill. 1965.