



# Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

SECCION DE REGISTROS SONICOS DERIVADOS DE LA INFORMACION  
SISMICA. DE REFLEXION. DESGLOSAMIENTO  
DE LA TECNICA SEISLOG

**T E S I S**

Que para obtener el título de:

**INGENIERO GEOFISICO**

P r e s e n t a n :

**Carlos Antonio Gutiérrez Martínez**

**Roberto Pérez Alvarado**

México, D. F.

1981



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

Todo el material contenido en esta tesis 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.

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA

1976

FACULTAD DE INGENIERIA  
EXAMENES PROFESIONALES  
60-1-126

A los Pasantes señores GUTIERREZ MARTINEZ CARLOS ANTONIO y  
PEREZ ALVARADO ROBERTO  
P r e s e n t e s .

En atención a su solicitud relativa, me es grato transcribir a ustedes a continuación el tema que aprobado por esta Dirección propuso el Prof. Ing. Roboam León Sánchez, para que lo desarrollen como tesis en su Examen Profesional de INGENIERO GEOFISICO.

"SECCION DE REGISTROS SONICOS DERIVADOS DE LA INFORMACION SISMICA DE REFLEXION, DESGLOSAMIENTO DE LA TECNICA SEISLOG"

- Prólogo
- I. Introducción
- II. Los hidrocarburos y la importancia de la sección de pseudo-velocidades en su localización.
- III. Funciones de velocidades sísmicas
- IV. Desarrollo del método SEISLOG
- V. Conservación de amplitudes
- VI. Obtención de la señal sísmica necesaria
- VII. Obtención de la señal sísmica óptima
- Conclusiones
- Bibliografía

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

Atentamente,  
"PDR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitaria, D.F., a 18 de Junio de 1981  
EL DIRECTOR

Ing. Walter Jiménez Espino

JJE' MRV' mbd.

**"SECCION DE REGISTROS SONICOS DERIVADOS DE LA INFORMACION  
SISMICA DE REFLEXION. DESGLOSAMIENTO  
DE LA TECNICA SEISLOG.**

**C O N T E N I D O**

	<b>Págo.</b>
Prólogo	1
I INTRODUCCION	2
II LOS HIDROCARBUROS Y LA IMPORTANCIA DE LA SECCION DE PSEUDO-VELOCIDADES EN SU LOCALIZACION.	
II.1 Generación de los hidrocarburos.	4
II.2 Migración.	9
II.3 Condiciones de acumulación.	13
II.4 La nocción sismica convencional en la detección de hidrocarburos; sus limitaciones. La nocción de registros sónicos como respuesta.	19
III FUNCIONES DE VELOCIDADES SISMICAS.	
III.1 Velocidades de propagación en medios elásticos, homogéneos e isotrópicos.	24
III.2 Velocidad de propagación en una tierra seca y sólida.	27
III.3 Influencia de los poros y de su contenido en la velocidad.	31
III.4 Velocidad NMO.	35
III.5 Velocidad de apilamiento	39
III.6 Velocidad RMS	44

III.7	Tendencia general de las velocidades instantáneas	47
IV	DESARROLLO DEL METODO SEISLOG.	
IV.1	Impedancia acústica y coeficiente de reflexión.	52
IV.2	Registro sísmico.	57
IV.3	Del registro sísmico al sismograma sintético.	61
IV.4	Proceso inverso.	69
V	CONSERVACION DE AMPLITUDES	
V.1	Divergencia esférica.	74
V.2	Absorción.	78
V.3	Pérdidas por transmisión sucesiva.	83
V.4	Múltiples de corto retardo	86
V.5	Amplitud relativa.	88
VI	OBTENCIÓN DE LA SENAL SISMICA NECESARIA	
VI.1	El pulso de dinamita.	96
VI.2	Espectro de amplitud.	101
VI.3	Otras consideraciones sobre los espectros.	104
VI.4	Ruido sísmico interno.	106
VI.5	Ruido sísmico superficial.	109
VI.6	Ruido instrumental.	111
VII	OBTENCIÓN DE LA SEÑAL SISMICA OPTIMA	
VII.1	Procedimientos de campo.	115
VII.2	Primeros pasos de procesado.	119
VII.3	Aplado horizontal.	122
VII.4	Filtros de frecuencia y filtros de velocidades.	124

VII.5 Migración.	127
VII.6 Obtención de la función de reflectividad.	131
CONCLUSIONES	136
GLOSARIO	138
BIBLIOGRAFIA	140

## P R O L O G O

La prospección sísmica es una de las técnicas más importantes en las investigaciones que se realizan con el fin de localizar yacimientos comerciales de hidrocarburos. Es ampliamente usada, a pesar de sus costos tan elevados, debido a la penetración que alcanza y a la exactitud de los datos que proporciona.

El principal objetivo del método sísmico ha sido el detectar estructuras geológicas en el subsuelo que permitan la acumulación o entrapamiento de los hidrocarburos.

La técnica SEISLOG<sup>\*</sup>, dada a conocer en 1976 por Roy O. - Lindseth describe la forma de manejar los datos sísmicos de reflexión para determinar con gran aproximación la presencia de trampas estratigráficas cuya localización, a diferencia de las trampas estructurales, presenta dificultades mayores.

Considerando la importancia de divulgar las nuevas aportaciones a la exploración petrolera, este trabajo tiene el propósito de describir la manera en que funciona la técnica SEISLOG así como de explicar ampliamente los conceptos en que se -- apoya.

\* SEISLOG es marca registrada de Technico, Ltd.



## CAPITULO I

### INTRODUCCION

El problema de la exploración estratigráfica no es nuevo. Los geólogos de hace 40 ó 50 años localizaban trampas estratigráficas (lentes arenosas, arrecifes, etc.) mediante la geología superficial. Se configuraban plegamientos de una manera -- bastante acertada y basándose en tales configuraciones y sus magnitudes se infería la existencia de cuerpos rocosos incompresibles con dimensiones apropiadas para constituir un buen yacimiento de hidrocarburos.

Alrededor del año 1930, casi la mayoría de las anomalías superficiales correspondientes tanto a trampas estratigráficas como a estructurales habían sido descubiertas y evaluadas. Al mismo tiempo el método sísmico de reflexión había logrado un grado de desarrollo lo suficientemente alto como para considerarlo el método de exploración más práctico y resolutivo con -- respecto a las trampas estructurales; no tenía la suficiente resolución para la exploración estratigráfica.

En repetidas ocasiones se encontraron grandes cantidades de hidrocarburos en yacimientos de tipo estratigráfico cuando lo que se buscaba eran trampas estructurales; en otras palabras, el hallazgo de petróleo estratigráfico era prácticamente fortuito.

En los últimos años se ha enfocado el desarrollo de va-

rias técnicas para la determinación de trampas estratigráficas pues se sabe que éstas pueden constituir campos petroleros -- grandes (más de 100 millones de barriles) o supergigantes (más de 1000 millones de barriles) de gran importancia para el futuro.

Una de las técnicas, desarrollada en la pasada década - presentada por Roy O. Lindseth ofrece grandes ventajas en particular para la exploración estratigráfica, (Capítulo II). Los datos obtenidos en los trabajos de sismología de reflexión- (Capítulo VI) pueden ser procesados para lograr una buena aproximación a la serie de coeficientes de reflexión de una sección sedimentaria , (Capítulo VII). El empleo del criterio de amplitud relativa para el manejo de los datos sísmicos es de particular importancia en esta técnica, (Capítulo V). La inversión de la serie de coeficientes de reflexión obtenida produce una curva de impedancia acústica, a ésta se le aplica una corrección - por densidad y se ajusta considerando la variación general de - la velocidad con la profundidad resultando finalmente un registro sísmico sintético o SEISLOG con dimensiones y características similares a las de un registro sísmico convencional, (Capítulo IV). Teniendo, prácticamente, un SEISLOG por cada traza en - una sección final es posible realizar una correlación que determine zonas de igual velocidad de propagación . La interpretación de estos resultados complementada con la información geológica necesaria facilita en gran medida la detección de trampas de tipo estratigráfico.

## CAPITULO II

### LOS HIDROCARBUROS Y LA IMPORTANCIA DE LA SECCION DE PSEUDO-VELOCIDADES EN SU LOCALIZACION.

Debido a la aparición relativamente reciente de la sección de pseudo-velocidades sísmicas como instrumento de la exploración petrolera, se muestra conveniente el hecho de precisar las alternativas que presenta ésta con respecto a la sección sísmica convencional. Lo anterior se lleva a cabo apoyándonos en las características del origen de los hidrocarburos -- así como de su migración y acumulación para constituir yacimientos comerciales.

#### II.1 Generación de los hidrocarburos.

Sobre el origen de los hidrocarburos se ha discutido -- durante muchos años. Geólogos, químicos, biólogos, etc. han --- sostenido grandes controversias. Sin embargo, aunque se ha llegado a conclusiones muy firmes existen ciertas discrepancias .-

Para tener una idea clara acerca de cuales son las diferentes teorías que se han propuesto y sus principios básicos exponemos en forma sintética la clasificación de las teorías, la cual comprende dos clases principales:

- a) Teorías inorgánicas
- b) Teorías orgánicas

Las teorías inorgánicas son las que afirman que el petróleo se genera mediante procesos inorgánicos, es decir, sin la intervención de organismos vivos.

6

Las teorías inorgánicas más conocidas son:

Teoría de los Carburos.

Supone que elementos tales como Calcio, Aluminio, Hierro y sus correspondientes carburos son afectados por el agua caliente subterránea para formar hidrocarburos líquidos y gaseosos. Esta teoría fue muy apoyada por los químicos durante largo tiempo.

Teoría de la Caliza - Yeso - agua caliente.

Propone que la acción del agua a altas temperaturas sobre rocas calizas ( $\text{CaCO}_3$ ) y yesos ( $\text{CaSO}_4(\text{H}_2\text{O})$ ) que en la naturaleza están íntimamente asociados dan como resultado los constituyentes del petróleo. Bajo ciertas condiciones de temperatura y presión es poco probable que se produzcan hidrocarburos como lo postula esta teoría.

Teoría Volcánica.

Se apoya en el hecho de que los gases liberados de algunos volcanes llevan pequeños porcentajes de hidrocarburos. Se supone que los gases se condensan antes de alcanzar la superficie al estar en contacto con formaciones más frías y así formar se el petróleo.

Por otra parte las Teorías Orgánicas tienen como fundamento el de que los hidrocarburos se originan mediante procesos químicos en los que intervienen organismos vivos tales como bacterias en la descomposición de materia vegetal o animal.

Estas teorías afirman que el petróleo puede derivarse - tanto de la combinación de elementos vegetales y animales o a partir de sólo uno de ellos.

Existen tres clases de teorías orgánicas: Teorías animales; teorías vegetales; y combinación de ambas.

#### Teorías animales.

Sostienen que el aceite se deriva de la descomposición de organismos marinos tales como peces, moluscos, corales y formas microscópicas que fueron sepultados por sedimentos marinos proporcionando suficiente material para la formación del petróleo.

#### Teorías vegetales.

Proponen que organismos tales como vegetales terrestres y marinos son sepultados por los sedimentos marinos en un ambiente reductor que es aquel en donde disminuye el grado de oxidación de las sustancias y que sometidos a ciertas condiciones de temperatura y presión dan como resultado hidrocarburos líquidos y gaseosos.

Actualmente, se tiene generalmente aceptado el hecho de que el petróleo tiene un origen orgánico. Las principales evidencias de este origen provienen de datos experimentales, de la

naturaleza del petróleo en sí, de las rocas asociadas, así como de observaciones divergas. Una de las evidencias más importantes de su origen orgánico es la presencia en muestras calcinadas de petróleo de Níquel y Vanadio ya que estos metales se encuentran sólo en cenizas de organismos vegetales y animales. Asimismo, la relación del petróleo y gas con las rocas con que se encuentran asociados conduce a rechazar las teorías inorgánicas. Alrededor del 99% de hidrocarburos en el mundo provienen de rocas sedimentarias. Aún más, en las zonas productoras de hidrocarburos se encuentran, en la columna geológica, capas que tienen o tuvieron cantidades considerables de materia orgánica. En la literatura se encuentran amplias evidencias de que plantas de diversos tipos producen pequeñas pero significantes cantidades de hidrocarburos de la serie de las parafinas; así como en los arrecifes coralinos se encuentra una substancia parecida a la cera, la cual consiste en su mayoría de hidrocarburos similares a los del petróleo. De todo lo anterior se desprende la conclusión de que los hidrocarburos pasaron por una etapa orgánica durante su desarrollo. Ahora bien, los organismos vegetales y animales que pueden dar origen al petróleo, bajo condiciones apropiadas, son aquellos que constituyen el plancton, que es una forma de vida vegetal y animal, microscópica muy abundante que se halla en forma flotante a lo largo de las costas marítimas. Las formas orgánicas complejas (árboles, peces, etc.) son descartadas como fuente de origen del petróleo puesto que el petróleo se ha generado en rocas formadas millones de años antes-

de que existieran dichos organismos. Por lo tanto, se propone que grandes cantidades de plancton hayan sido (y estén siendo) atrapadas por los sedimentos marinos al depositarse. La acción de las bacterias anaeróbicas sobre el plancton sepultado ocasiona la disminución de elementos tales como: el Nitrógeno, Fósforo, Azufre y Oxígeno teniéndose como resultado una mezcla enriquecida de dos elementos que son Carbono e Hidrógeno. No se asegura que se formen hidrocarburos directamente de esta forma.- La presión y la temperatura son agentes también de importancia primordial en la generación de hidrocarburos. Su función básica es la de actuar como catalizadores. La descomposición de esa materia orgánica llevada a cabo por los agentes descritos, dentro de los sedimentos que constituyan un ambiente reductor dan como resultado ceras y materiales grasos conocidos como querógenos, los que pasando por un proceso análogo a la destilación dan origen a hidrocarburos líquidos y gaseosos. Los hidrocarburos así formados permanecen, junto con el agua marina presente en el momento del sepultamiento del plancton o agua congénita, contenidos en los poros de las rocas, que consecuentemente reciben el nombre de rocas generadoras.

## II.2 Migración.

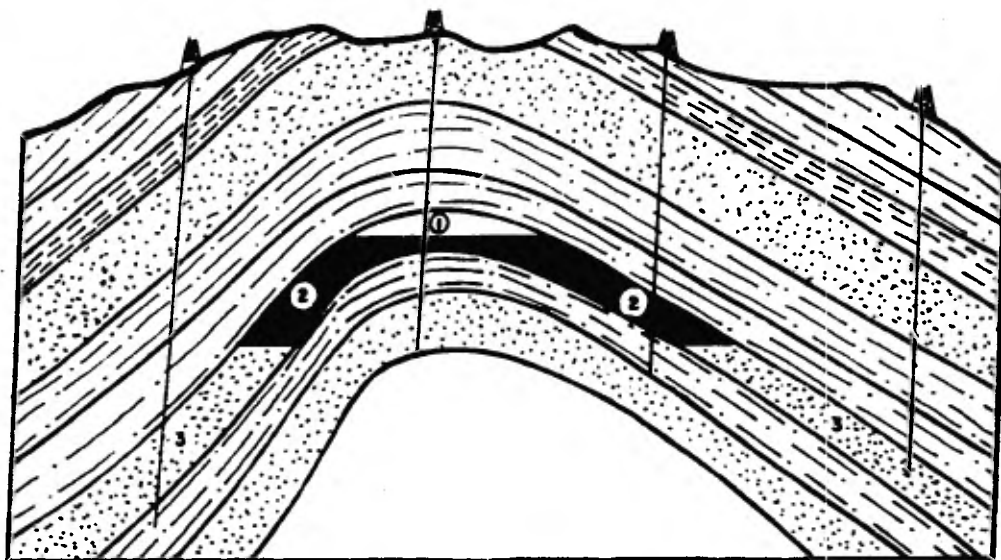
Debido a que el petróleo y el gas no se presentan generalmente en depósitos comerciales en las mismas rocas en las -- que posiblemente se originaron, se propone que el aceite migra de la roca en que se genera a la roca donde se le encuentra acumulado.

Los principales argumentos que apoyan la migración del aceite explican que éste es un fluido con movilidad considerable dentro del subsuelo, al igual que el agua subterránea. Algunas evidencias de esta migración son las chapopoterías en la superficie de la tierra; presencia de aceite en rocas que difícilmente tuvieron los organismos necesarios para generarlo, o la posición estructural en que se halla el petróleo con respecto al agua en las acumulaciones, (nivel del contacto agua-aceite en posición horizontal).

La causa más importante para la migración de los hidrocarburos es la compactación. Inicialmente la roca generadora es una arcilla o un lodo calcáreo con porosidad hasta de un 90%. Al ser comprimidos por el peso de los sedimentos superyacentes o por presiones laterales su porosidad se reduce hasta un 35% o menos. Consecuentemente los fluidos serán expulsados y obligados a moverse hacia lugares de menor resistencia como son rocas con mayor porosidad (arenas y calizas permeables, etc.).

Otra de las causas principales de la migración de hidrocarburos es la gravedad. Tanto el aceite como el agua están su-

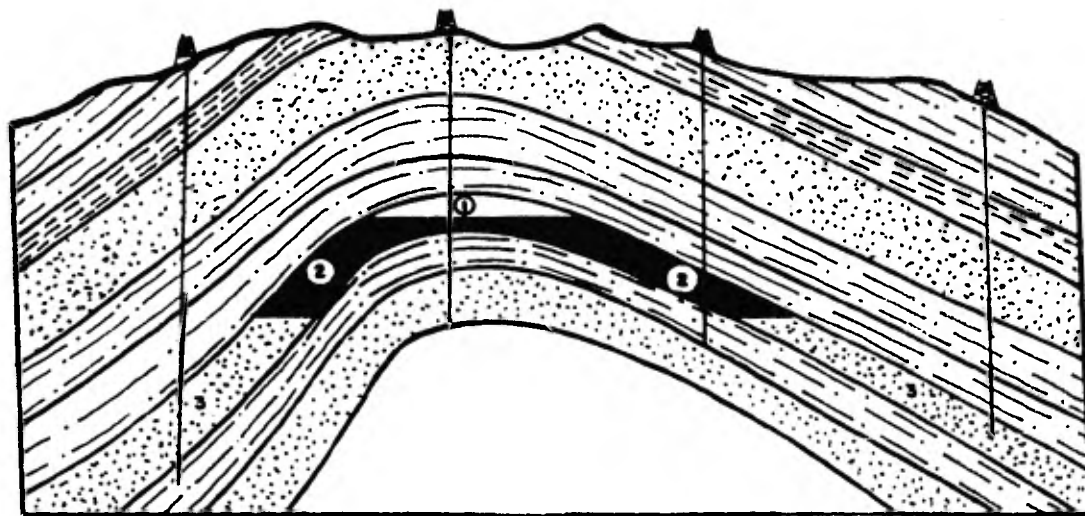




- 1.- GAS
- 2.- ACEITE
- 3.- AGUA

**Separación de hidrocarburos y agua por diferencia de densidades.**

**FIG. II.1**



- 1.- GAS
- 2.- ACEITE
- 3.- AGUA

Separación de hidrocarburos y agua por diferencia de densidades.

FIG. II.1

jetos a la atracción gravitatoria. El aceite por ser más ligero sobreyace al agua, como sucede cuando el aceite es inyectado en un reservorio lleno de agua por expulsión de la roca generadora, es decir se separan por diferencia de densidad. Toda acumulación de aceite es evidencia de migración causada por la acción de la gravedad. (Ver Fig. II.1).

Por otra parte, la capilaridad afecta notablemente la migración del petroleo. Puesto que el agua tiene un 50% más de tensión superficial que el aceite, tiende a moverse hacia los capilares más finos con una mitad más de la fuerza necesaria para introducir aceite en tales aberturas. Cualquier leve movimiento de los fluidos en la rocas tiende a mover el agua de las areniscas hacia las lutitas con mayor facilidad que para la tendencia inversa, de las lutitas a las areniscas. De la misma manera, el gas y el aceite tienden a desplazarse de las lutitas hacia las areniscas con mayor facilidad que de areniscas hacia lutitas. El resultado de esta tendencia, que ha operado continuamente desde la formación de los estratos, es causar la concentración de hidrocarburos en espacios amplios de las rocas tales como fisuras en areniscas "encerradas" por lutitas, en conglomerados u otras capas porosas entre areniscas, etc. dejando el agua dentro de las lutitas. Podemos decir que la capilaridad no favorece grandemente la migración del aceite. Para que los hidrocarburos tengan movilidad a través de los poros estos deben ser supercapilares, o sea de mayor tamaño del que requeriría el agua para migrar.

Los efectos de la presión y el calor son también determinantes en la migración de los hidrocarburos. Muchas lutitas se encuentran saturadas con petróleo; si estas lutitas estuvieran bajo una presión suficientemente grande el aceite sería forzado a salir. Los plegamientos terrestres inducen presiones altas. Siendo esto verdad es muy probable que las lutitas en las partes superiores y en las bajas de los plegamientos fueron tan comprimidas que parte de su contenido de petróleo fue exprimido prácticamente. Si arriba o abajo de las lutitas se encontraran arenas porosas el petróleo se vería obligado a migrar a estas capas porosas. Las arenas y areniscas constituyen generalmente los mejores almacenes en comparación con las lutitas dada su alta porosidad. El calor puede ser generado por los plegamientos de los estratos, reacciones químicas y por incremento del gradiente geotérmico. Este aumento de temperatura interviene en cierta forma en la liberación de los hidrocarburos de las lutitas debido a la dilatación; el aceite se expande y sale de las lutitas hacia rocas de mayor porosidad arriba o abajo de las rocas arcillosas.

### II.3 Condiciones de acumulación.

Para que los hidrocarburos lleguen a acumularse es necesario que exista la roca almacenadora y una trampa. Teóricamente cualquier roca puede ser almacenadora, ya sea ignea, metamórfica o sedimentaria siendo éstas últimas las que generalmente reúnen las características para ser una buena roca almacén.- Estas características son: Porosidad alta, permeabilidad y volumen suficiente.

Como porosidad se considera el total de espacios vacíos expresado en por ciento. Existen dos tipos de porosidad, la que resulta de la acumulación de detritos o primaria y la que resulta de algún tipo de actividad geológica posterior a la litificación o secundaria (fracturas, fisuras, etc.) La porosidad primaria es importante en los yacimientos localizados en areniscas - así como la porosidad secundaria para las calizas.

La permeabilidad de un cuerpo es la capacidad de permitir el paso de fluidos a través de él. Para que exista la permeabilidad la roca debe ser porosa y que los poros estén intercomunicados. Una roca permeable debe ser porosa pero el inverso no es siempre cierto por lo que los poros deben estar conectados entre sí.

La importancia del volumen total de los estratos rocosos almacenadores reside en si van a ser explotables o no, económicamente hablando. Para la apreciación del volumen debe considerarse el espesor de los estratos productores tanto como su continuidad lateral. Junto con el volumen debemos considerar la

profundidad excesiva es tan poco económico como un yacimiento - pobre a escasa profundidad. En la mayoría de los casos las areniscas son las rocas almacenadoras más importantes, así como -- las arenas lenticulares. Las rocas carbonatadas que llegan a -- ser almacenadoras son las calizas y dolomías.

Para que los hidrocarburos se acumulen en un lugar en - el subsuelo para constituir propiamente un yacimiento, además - de ser necesaria la roca almacenadora con las características - descritas se debe tener la condición de que el reservorio se en - encuentre cerrado para que se detenga el movimiento de los hidro- - carburos, es decir que se encuentren entrampados. Por tanto, -- una trampa es un cuerpo de rocas almacenadoras completamente so - breyado por rocas impermeables. Las lutitas son, por sus ca- - racterísticas de impermeabilidad y abundancia en la corteza te- - rrestre las rocas sello más importantes; asimismo los ígneos in - trusivos, areniscas bien cementadas o evaporitas.

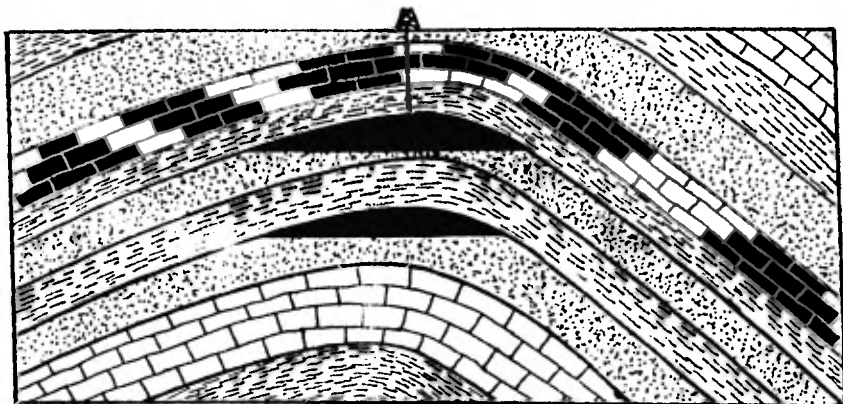
Las trampas son de tres tipos:

- a) Trampas estructurales
- b) Trampas estratigráficas
- c) Combinación de ambas.

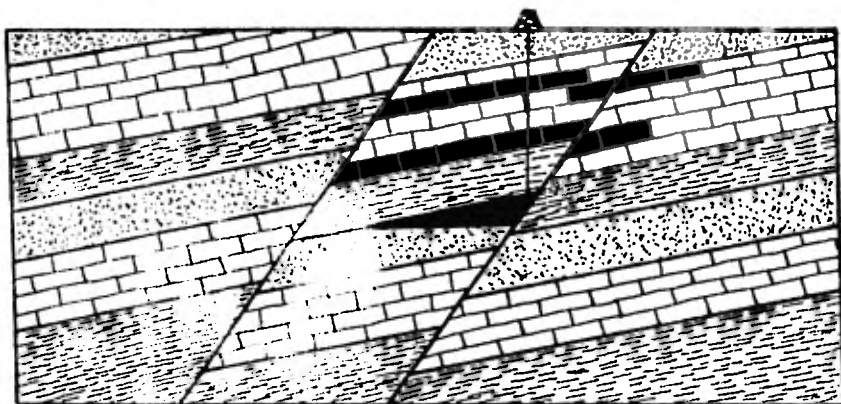
#### Trampas estructurales.

Son el resultado de los movimientos de la corteza te--- rrestre. Los plegamientos, fallos y fisuras son los fenómenos - estructurales que pueden dar origen a una trampa siendo los ple- - gamientos los de mayor importancia y los anticlinales los más - interesantes y relativamente fáciles de detectar con los méto--

Dois tipos de trampas estruturais :



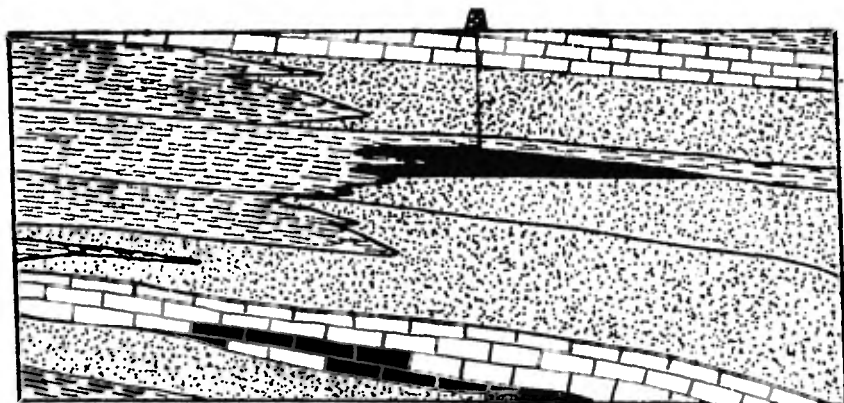
a) Anticlinal



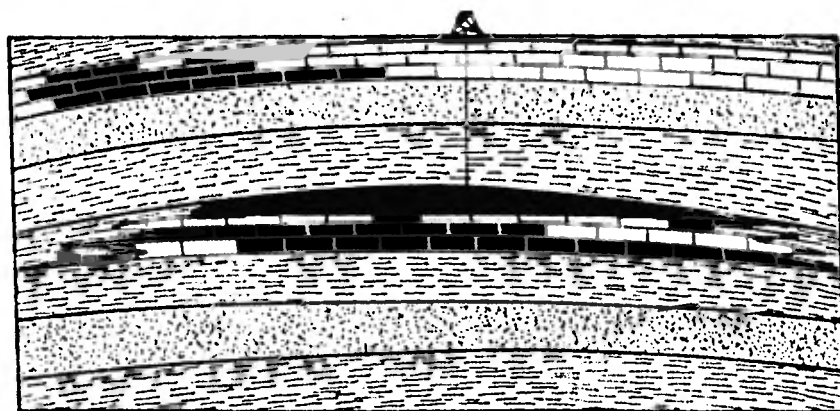
b) Afollamiento

FIG. II.2

Dois tipos de trampas estratigráficas :



a) Cambio de facies



b) Arrecife



dos convencionales de exploración. (Ver Fig. II.2.a). Las fallas ocasionan trampas estructurales al poner en contacto horizontes o paquetes de rocas almacenadoras con estratos impermeables, debido al movimiento relativo de los bloques sedimentarios. (Ver Fig. II.2.b)

Las fisuras y fracturas no son en sí una trampa y las mismas leyes de la acumulación se aplican aquí de la misma forma que en los intersticios de las areniscas y cavidades de disolución en rocas carbonatadas. Pueden hallarse en lo alto de un anticlinal como en la parte baja de un estrato inclinado de espesor considerable.

#### Trampas estratigráficas.

Se denomina como trampa estratigráfica a todas aquellas masas de rocas porosas del subsuelo que puedan almacenar hidrocarburos y que no son trampas estructurales, tales como:

- 1) Estratos porosos que terminan o se acuñan contra los flancos de masas emergidas, levantamientos por falla, anticlinales, domos o diapiros.
- 2) Estratos porosos que terminan por transición lateral en estratos no porosos. (Cambio de facies). (Ver Fig. II.3.a).
- 3) Estratos porosos interrumpidos por barreras de todo tipo, como permeabilidad, mineralización, etc.
- 4) Arrecifes, lentes arenosas, etc. (Ver Fig. II.3.b).

En el caso de los estratos acuñados los hidrocarburos se acumulan debido al término de la continuidad lateral de la

roca almacenadora rodeada por rocas impermeables.

Una facies es una acumulación de depósitos que muestra características específicas y que gradúa lateralmente a otras - acumulaciones sedimentarias formadas al mismo tiempo pero con - características diferentes. Las trampas por cambios de facies - se deben principalmente a la aparición de arcillosidad echada - arriba de las areniscas o calizas.

La circulación de soluciones ricas en materiales cementantes disueltos a través de los estratos permeables ocasionan que la intercomunicación de los poros se vea gradualmente disminuida al adherirse dichos materiales a los granos de la roca -- por lo que la migración de los hidrocarburos es obstaculizada.- Lo mismo sucede también al presentarse el fenómeno de mineralización en las rocas (por calor, soluciones hidrotermales, etc.) pues la composición molecular de los materiales que integran la roca, cambia.

Los arrecifes están definidos como agregados de rocas - sedimentarias compuestas de restos de organismos marinos de tipo colonial. Poseen una porosidad y permeabilidad altas, al --- igual que las arenas lenticulares.

II.4 La sección sísmica convencional en la detección de hidrocarburos; sus limitaciones. La sección de registros sísmicos como respuesta.

De todas las técnicas empleadas en la actualidad para la búsqueda de yacimientos petrolíferos comerciales, la mayoría son empleadas o han sido diseñadas para la determinación de trampas de tipo estructural. Por tanto, los anticlinales, fallas, domos salinos, etc. pueden ser hallados con el empleo de técnicas de geología superficial, o por métodos geofísicos con los que se registran las variaciones de la atracción gravitatoria sobre la corteza terrestre según la distribución de masa en el subsuelo o bien la forma y distribución de los estratos en el subsuelo según sus propiedades elásticas, como son los casos de la Gravimetría y la Sismología de Reflexión, respectivamente.

En los prospectos de sismología de reflexión, se obtienen como uno de los resultados finales al integrar y corregir todos los registros sísmicos, las secciones sísmológicas. (Ver Fig. II.4.a). Aparentemente estas secciones son similares a perfiles geológicos en el subsuelo pero sólo deben considerarse como datos provisionales, siguen siendo perfiles de tiempos; todos estos datos sísmicos están en función del tiempo. Se debe tener presente que estas secciones sísmicas de reflexión, generalmente con presentación de sus trazas con área variable, son básicamente reconocimientos de interfases de reflexión, por lo que se estima solamente el aspecto estructural del subsuelo; en otras palabras, los reflejos en una sección tal nos denotan a--

proximadamente la forma de las estructuras geológicas en el sub suelo y su profundidad relativa, (o profundidad en tiempo). Así, en los prospectos petroleros, se dan las localizaciones para -- perforaciones exploratorias en aquellos lugares en donde se detectó una estructura favorable para el entrapamiento de hidrocarburos.

Como una consecuencia de lo anterior tenemos que las -- trampas estratigráficas, cuyas características ya han sido descritas, resultan de difícil localización o como en gran número de casos, se llegan a encontrar casualmente. No obstante, esta situación no ha pasado desapercibida; los geofísicos dedicados a la investigación han implementado técnicas con el objeto de -- hacer posible la identificación y evaluación de trampas estrati gráficas. Se tienen, como referencia, a la Gravimetría, las téc nicas basadas en el estudio de los gradientes gravimétricos ho rizontales y verticales. Sin embargo, es en la Sismología donde se han registrado los mejores avances al respecto. Una de las -- técnicas, muy conocida, es la del Punto Brillante (Bright Spot)<sup>9</sup> con la que se estudia la relación de los cambios de amplitud de los eventos sísmicos con el contenido de fluidos en las rocas -- del subsuelo. Es principalmente útil en la búsqueda de yacimien tos de gas natural.

La técnica conocida con el nombre de SEISLOG, palabra -- formada por los vocablos ingleses SEISMIC y LOG, que se traduci ría como sondeo o registro sísmico, constituye una forma un tan to más elaborada de resolver el problema de la exploración es--

tratigráfica. Es un proceso que genera secciones sísmicas en -- las que no se observan los reflejos tan característicos de las secciones convencionales de P.R.C. (Punto de Reflejo Común) sino áreas sombreadas. Una sección de este tipo está integrada -- por registros sísmicos derivados de trazas sísmicas o Registrón-Sónicos Sintéticos que son semejantes a un registro sísmico de -- pozo tomado en el lugar correspondiente a cada traza, los cua-- les al correlacionarse entre sí definen intervalos de igual ve--  
 "
 locidad de propagación para las ondas de compresión. De esta ma-- nera el aspecto de la sección es la de un conjunto de áreas som-- breadas en mayor o menor grado, cuya intensidad irá aumentando a medida que se incrementa la velocidad de propagación de la on-- da. Por tanto la sección SEISLOG presenta contornos de isove-- locidades, en donde un tono más oscuro representa una velocidad -- mayor y viceversa. (Ver Fig. II.4.b).

La sección SEISLOG también puede presentarse en colores que sustituyan al sombreado de acuerdo con un patrón determina-- do. Generalmente los colores más oscuros representan velocida-- des más altas. Los registros sísmicos sintéticos (SEISLOGS) es-- tán graficados en coordenadas de profundidad y tiempo de trán-- sito. El tiempo de tránsito se grafica horizontalmente en una es-- cala de  $25\mu\text{seg./pie/pulgada}$ , referida a una línea base de ----  $90\mu\text{seg./pie}$  localizada en los puntos de tiro. El tiempo de trán-- sito decrece hacia la derecha para corresponder al incremento -- de la velocidad en esa dirección. La profundidad se grafica ver-- ticalmente, en una escala de  $250\text{pies/pulg.}$ , generalmente.<sup>12</sup>

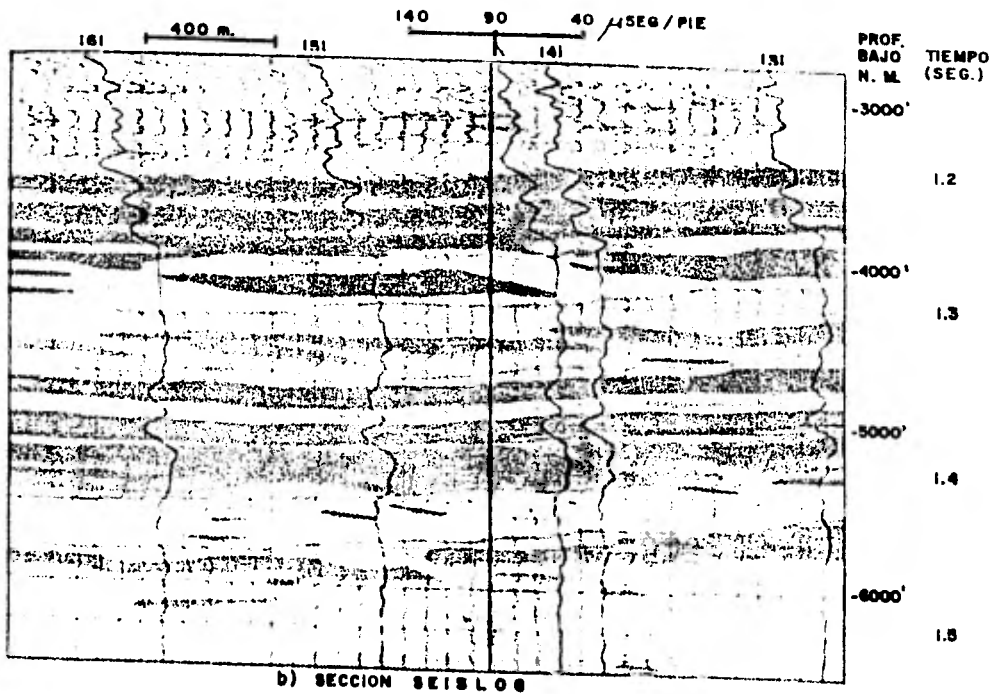
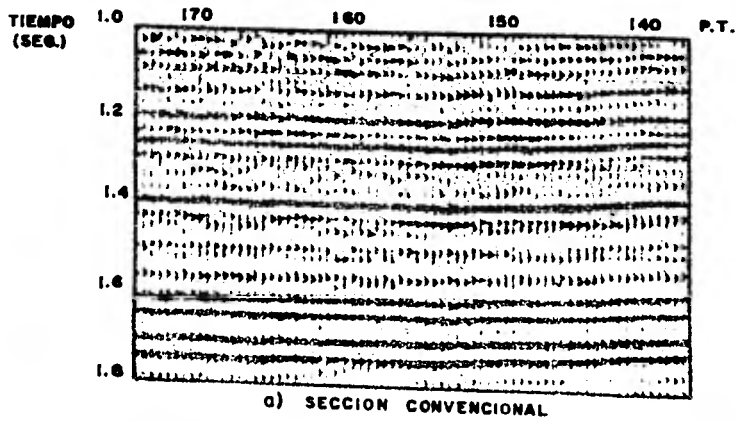


FIG. II.4

(Lindseth, 1979)

Como se mencionaba al principio, la sección SEISLOG posee varias ventajas con respecto a la sección sísmica convencional por lo que a exploración estratigráfica se refiere. De la información proporcionada por la sección SEISLOG, el intérprete puede deducir características del tipo de roca presente en el subsuelo; una de esas características de suma importancia es la porosidad. Hace posible, entonces, estimar datos para elaborar un análisis geológico detallado y una interpretación estratigráfica más acertada.

### CAPITULO III.

#### FUNCIONES DE VELOCIDADES SISMICAS.

Dado que las diferencias en la velocidad de propagación de un disturbio sísmico que viaja a través del subsuelo es el pilar sobre el que descansa la prospección sísmológica, se ha incluido en el trabajo este capítulo, en el cual primoramente se sintetizan las causas principales que provocan una determinada velocidad de propagación.

Otro tema que se toca es el referente a algunas funciones de velocidad usadas en el método de reflexión con punto de reflejo común, sus implicaciones y limitaciones.

Finalmente se presenta la forma que sugiere Lindseth para conocer la tendencia general de las velocidades instantáneas, cuya aplicación es tratada en la parte final del capítulo IV.

#### III.1 Velocidades de propagación en medios elásticos homogéneos e isotrópicos.

Aunque en prospección sísmológica son usadas diversas fuentes de energía, todas ellas producen el mismo tipo de ondas las cuales obedecen a la ecuación general de onda dada por la expresión:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = (C^2) \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} \quad \text{--- III.1}$$

En donde:



w = función de movimiento

t = tiempo

x = desplazamiento

c = velocidad de transmisión

La cual nos indica que las variaciones de las partículas de su posición original y el cambio de rapidez de desplazamiento de las mismas, definirán la velocidad de propagación.

Estos dos fenómenos que definen la velocidad de propagación son el resultado respectivamente de dos factores que se tienen a nivel macroscópico como son:

- a) la forma del disturbio
- b) las propiedades del medio

En todo fenómeno sísmico, son generadas instantáneamente 2 tipos de disturbios que debido a la forma particular de movimiento de partículas que provocan, su velocidad de propagación es diferente recibiendo los nombres de:

- a) ondas P
- b) ondas S

De éstas, reviste especial interés en la proyección sísmológica la onda compresional, longitudinal, u onda P.

Esto implica que en un trabajo de reflexión cualquiera, centraremos la atención en este tipo de energía, pues ella nos da los aspectos interpretativos necesarios.

Por otro lado, las ondas P tienen la característica de ser las más veloces en propagarse y su velocidad queda definida por la expresión:

$$V = \left( \frac{L + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \dots \dots \dots \text{III} . 2$$

Donde:

- $\rho$  = densidad del medio  
 $V$  = velocidad de propagación  
 $\mu, L$  = constantes de Lamé

Las expresiones correspondientes a las constantes de ---

Lamé son:

$$L = \frac{R Y}{(1+R)(1-2R)} \dots \dots \dots \text{III} . 3$$

$$U = \frac{Y}{2(1+R)} \dots \dots \dots \text{III} . 4$$

Donde:

- $R$  = Relación de Poisson  
 $Y$  = Módulo de Young

A su vez estas dos últimas están definidas por las siguientes expresiones:

$$Y = \frac{9ID}{3I + D} \dots \dots \dots \text{III} . 5$$

$$R = \frac{3I - 2D}{2(3I + D)} \dots \dots \dots \text{III} . 6$$

$I$  y  $D$  son respectivamente los módulos Isotrópicos y Dig torsional que definen el cambio de volumen y de forma que sufre un cuerpo al aplicársele un esfuerzo cualquiera.

Las relaciones que definen esto último son:

$$\begin{aligned} e_v &= 3I \, d_v \dots \dots \text{III.7} \\ e_d &= 2D \, d_d \dots \dots \text{III.8} \end{aligned}$$

Donde:

- $e_v$  = esfuerzo volumétrico
- $d_v$  = deformación volumétrica
- $e_d$  = esfuerzo distorsional
- $d_d$  = deformación distorsional

De aquí que en un medio elástico, homogéneo e isotrópico, la velocidad de propagación de la onda P será la misma en todo el espacio y en cualquier dirección y puede quedar definida en última instancia por los módulos isotrópico y distorsional del cuerpo.

### III.2 Velocidad de propagación en una Tierra seca y sólida.

Una Tierra seca y sólida presenta una nueva variable que debe tomarse en cuenta para el análisis de la propagación; esta, es la heterogeneidad.

Si bien es cierto que la velocidad de propagación de la onda compresional en cualquier medio puede representarse como:

$$V = \sqrt{E/\rho} \dots \dots \dots \text{III.9}$$

Donde:

- $E$  = elasticidad del medio
- $\rho$  = densidad

El problema es conocer realmente cual es la medida con--

veniente de E. para una muestra cilíndrica, bastaría con conocer el módulo de Young y la Relación de Poisson y eso sería el valor buscado.

Para estudiar el caso de la Tierra, lo primero que se necesita es cambiar la fórmula III.2 con ayuda de las fórmulas - III.3 - III.8 a la forma:

$$V = \sqrt{\frac{1}{2} (V_v + \frac{4}{3} R)} \quad \text{III.10}$$

Donde:

V = módulo volumétrico

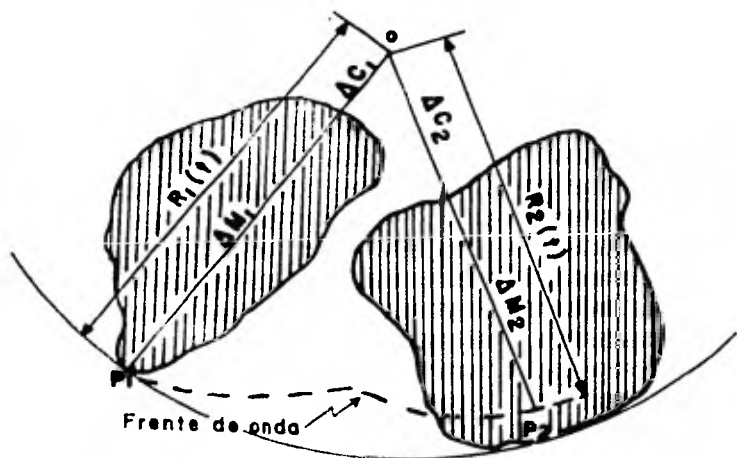
R = módulo de rigidez

Ya que para capas infinitas aparentemente no tiene sentido hablar de los módulos de Young o de Poisson y mucho menos de las constantes de Lamé.

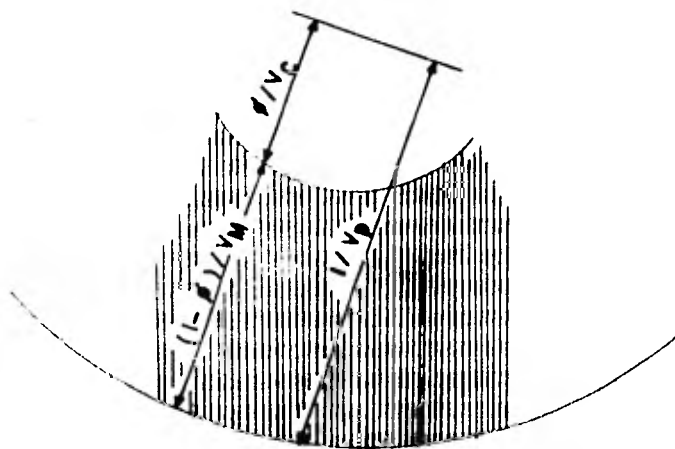
Por otro lado, las rocas del subsuelo presentan heterogeneidad y dado que para nuestro análisis no se puede hablar de un solo módulo volumétrico o uno de rigidez promedio, se hace necesario buscar otro tipo de variable para conocer la velocidad de propagación en un medio como éste.

La solución a este problema la dió *Wyllie* en 1956 con su fórmula del tiempo promedio, en la cual calcula la velocidad de propagación para una arenisca compuesta de dos medios: la matriz (m) y el cementante (c).

En la figura III.1 se muestra un corte en dos dimensiones de una arenisca sobre la cual se han trazado dos trayectorias de propagación a partir de un origen de disturbio (O).



a) VELOCIDAD DE TRANSMISION EN UNA  
ARENISCA SOLIDA Y SECA .



b) EFECTO FISICO SIMILAR EN LA CONCEPCION  
DE LA FORMULA DE TIEMPO PROMEDIO.

FIG. III.1

El tiempo que tarda en llegar el disturbio al punto  $P_1$ , será:

$$t_1 = \frac{\Delta C_1}{V_c} + \frac{\Delta M_1}{V_m} \dots \dots \dots \text{III.11}$$

El tiempo por unidad de longitud será:

$$\frac{t_1}{R_1(t)} = \frac{\Delta C_1 / R_1(t)}{V_c} + \frac{\Delta M_1 / R_1(t)}{V_m} \dots \dots \text{III.12 A}$$

De la misma forma para la trayectoria  $\overline{OP_2}$ , tendremos:

$$\frac{t_2}{R_2(t)} = \frac{\Delta C_2 / R_2(t)}{V_c} + \frac{\Delta M_2 / R_2(t)}{V_m} \dots \dots \text{III.12 B}$$

El conjunto de puntos  $P_i$  define el frente de onda la cual forma una superficie irregular.

Del conjunto de fórmula de la forma III.12 es posible sacar una generalización tomando en cuenta todo el espacio, dado que:

$$\sum^V \frac{\Delta C_i + \Delta M_i}{R_i} = 1 \dots \dots \dots \text{III.13}$$

El tiempo promedio por unidad de volumen será:

$$\frac{t_p}{R_p} = \frac{\sum C_i / \sum R_i}{V_c} + \frac{\sum M_i / \sum R_i}{V_m} \dots \dots \text{III.14}$$

$$\text{Si damos el valor de: } \phi = \sum C_i / \sum R_i \dots \dots \text{III.15 A}$$

$$\text{Entonces: } \sum M_i / \sum R_i = 1 - \phi \dots \dots \dots \text{III.15 B}$$

Por lo que; III.14 queda:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_c} + \frac{1 - \phi}{V_m} \dots \dots \dots \text{III.16}$$

La superficie que define a el frente de onda tenderá a ser perfectamente regular a medida que:

- a) exista una mejor distribución aleatoria
- b) el espacio tienda a infinito

Algunos autores toman  $\phi$  como porosidad lo cual no es del todo correcto, debido a la gama de implicaciones que tiene con la velocidad (III.3).

El otro factor que influye en una Tierra seca y sólida es la presión de capas superyacentes.

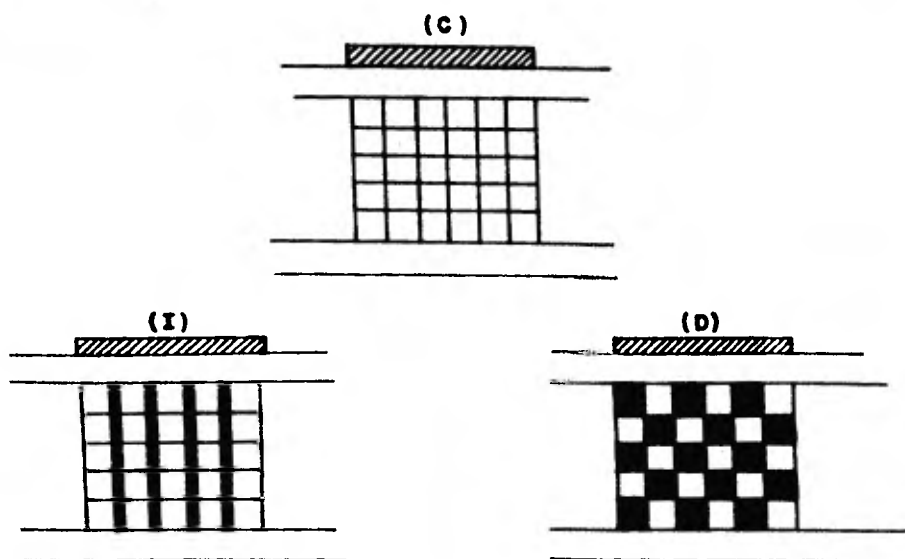
Al aumentar la presión el volumen tanto de la matriz como la del cementante va disminuyendo, la cual da por resultado que:

- a) la densidad aumente
- b) la elasticidad aumente

Como siempre, el aumento proporcional de la elasticidad será mayor a la densidad y observando la ecuación III.9 podemos concluir que "mientras se tenga el mismo conjunto de componentes en una roca y la misma proporción, la velocidad tenderá a aumentar".

### III.3 Influencia de los poros y de su contenido en la velocidad.

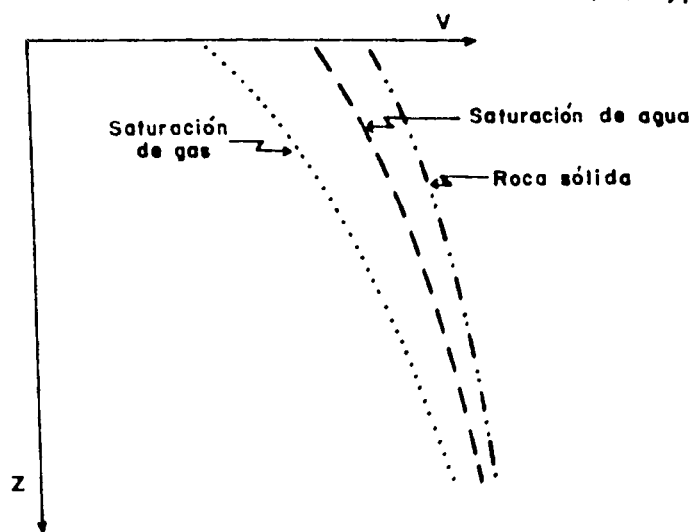
A modo de iniciar un ligero análisis sobre esta nuevas variables, vamos a construir un modelo sumamente sencillo como el mostrado en la Figura III.2.C. En éste, se representa un --



INFLUENCIA DE LOS POROS EN LA VELOCIDAD.

FIG. III. 2

(Anstey, 1977)



INFLUENCIA DEL CONTENIDO DE LOS POROS EN LA VELOCIDAD.

FIG. III. 3



corte transversal de una formación cualquiera que se encuentra entre dos placas infinitas, una superior y otra inferior. El bloque achurado (parte superior de la figura), delimita el área de estudio.

La formación está compuesta por un conjunto de cubos, los cuales por estar completamente pegados hacen que la formación tenga las mismas propiedades que presentaría si no estuviera fragmentada. Es decir su rigidez es tal, que la velocidad de propagación de una onda que se estuviese transmitiendo sería muy alta (Ecuación III.9).

Ahora si separamos ligeramente los cubos de tal manera que nos queden varias columnas (Fig. III.2.I) separadas por un pequeño espacio al vacío notaremos 3 efectos:

- a) la densidad se reduce estrictamente de acuerdo a la porosidad.
- b) si suponemos que cada columna se comporta -en sentido elástico- como un resorte; al tener menos resortes en el área de estudio, tendremos menos resistencia a la compresión de tal manera que la elasticidad total será menor. La disminución de columnas también está relacionada directamente con la porosidad por lo que los efectos a y b tenderán a cancelarse.
- c) Los cubos individuales pueden comprimirse más fácilmente dado que existe un espacio entre columnas en el cual los cubos pueden deformarse sin tener que intervenir en las fuerzas intermoleculares de los cubos aledaños. Esto significa un decremento en el  $\mu$

dula de elasticidad ya que la rigidez de la roca decrece fuertemente y de acuerdo a la ecuación III.9, la velocidad también.

Este tercer efecto se puede concebir más fácilmente si se observa la figura III.2.D. -en la cual se encuentran espacios vacíos alternados (espacios sombreados)- ya que los cubos tienen ahora varias direcciones para deformarse

Consideremos ahora que nuestro modelo se encuentra dentro el subsuelo, sometido a la presión de capas sobreyacentes.

Si inicialmente tenemos el caso de la figura III.2.C. al ir ubicando el modelo a mayor profundidad, los cubos irán -- disminuyendo poco a poco de volumen, lo cual producirá un aumento paulatino de la velocidad. Esto puede ser graficado y el -- resultado será similar a la curva de "Roca Sólida". Fig. III.3.

En cambio si nuestro modelo es poroso Fig. III.2.D., - la velocidad a cero profundidad es mucho menor que en la curva de "Roca Sólida". Sin embargo, al ir aumentando la profundi--- dad, los poros se van cerrando hasta que a mucha profundidad ya no existan espacios vacíos y en ese momento las curvas serán i--- guales. Esta última curva será muy similar a la curva "Satura--- ción de Gas". Fig. III.3, debido a la facilidad que tiene el gas para comprimirse.

Si ahora llenamos los poros con agua, el efecto será diferente ya que aunque el agua es más co. presible que la mayoría de rocas, su resistencia a la compresión es mucho mayor que la -- del gas, por lo que, admitiendo que existe una deformación de -- los granos sólidos dentro de los poros saturados con agua, el -

cambio de la velocidad será mucho menor con respecto a la profundidad (Saturación de Agua, Fig. III.3).

Las mismas conclusiones se tienen con el modelo III.2.I. con la pequeña diferencia de que a este último tenderán a cerrarse los espacios vacíos a menor profundidad, por lo que la relación velocidad-porosidad no dependerá únicamente del volumen sino de la forma de los poros.

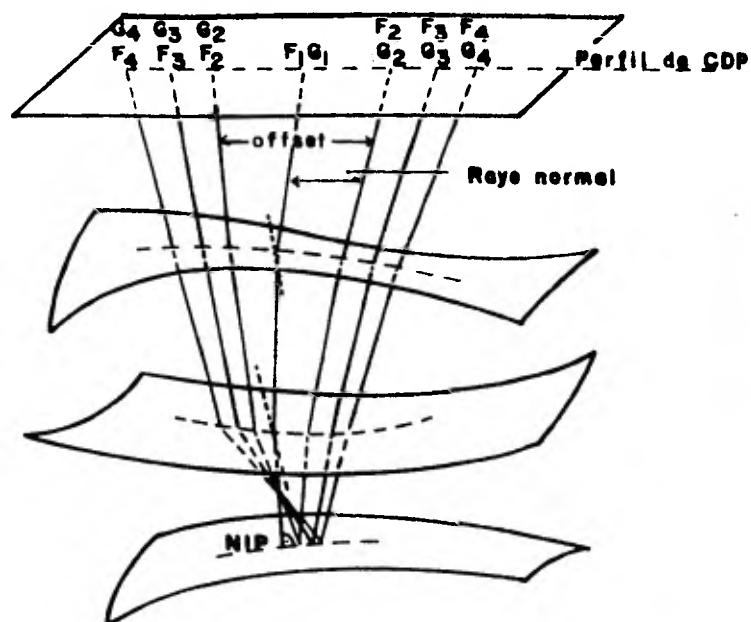
Estos dos modelos representan burdamente la porosidad intergranular y las fracturas.

#### III.4 Velocidad NMO.

Usando sismología de reflexión se obtienen una serie de registros llamados trazas sísmicas, formadas de eventos reflejados. Estos eventos se presentan a un tiempo ( $t$ ) cualquiera que de alguna manera está en función de la velocidad de propagación; aunque desde luego, también depende de la distancia fuente-detector así como de la curvatura Y/O echado de la misma.

Con el advenimiento de la técnica de punto de reflejo común, se obtuvo una nueva herramienta para lograr nuevos manejos de las velocidades de propagación sísmica.

Un primer concepto importante de definir en el alejamiento a la incidencia normal lo cual haremos usando el concepto de "Normal Moveout" (NMO), para ello nos referiremos en primera instancia a la Fig. III.4. Esta representa un modelo de 3 capas con echado y curvaturas moderados. Además se tiene 4 parejas --



(Hubral, 1980)

REFLEXION DE UN PRIMARIO EN  
UN PERFIL DE GDP

FIG. III. 4

"Fuente (F) - Geófono (G)", encontrándose la primera de ellas -- sobre el mismo punto y las restantes separadas entre sí, una distancia variable  $r$ .

NIP representa el punto de incidencia normal en el 3er. contacto, por lo que supuestamente debería representar el punto de reflejo común.

La trayectoria del Rayo Normal, representa la trayectoria de menor tiempo a dicho contacto, por lo que el evento aparecerá primero en la traza captada por  $G_1$  que en cualquiera de las otras. Posteriormente aparecerá sucesivamente en  $G_2$ ,  $G_3$ , y finalmente en  $G_4$ .

Si la disposición del tendido se cambia de tal forma que los geófonos ocupen el lugar de las fuentes y viceversa, se tendrían exactamente las mismas trayectorias. Es por esto, que poniendo las trazas obtenidas en un plano y en un orden (4-1-4 de acuerdo a la figura) se obtiene una gráfica discreta y simétrica cuyo ápice  $t(0)$  se encuentra en  $r = 0$ .

Si se contaba con un número muy grande de fuentes y detectores de tal forma que  $\Delta r \rightarrow 0$  los eventos formarían una función continua para la cual a cualquier  $r$  corresponde uno y solo un tiempo de reflexión. Se tendría entonces una función analítica.

Dado que  $t(r)$  es la función analítica que depende de la variable ( $r$ ), la podemos expresar en una serie de potencias de la forma:

$$t(r) = A_0 + A_2 r^2 + A_4 r^4 \dots \dots \dots \text{III.17}$$

Donde:

$$A_0 = t(0) \quad \text{y} \quad A_2 = \frac{1}{2} [t'(0) V^2_{NMO}]$$

La diferencia  $t(r) - t(0)$  es conocida como "normal Moveout" que viene siendo la diferencia en tiempo de cualquier evento con respecto a aquel de incidencia normal.

La velocidad NMO viene siendo aquella que hace cumplir esta serie infinita y que queda definida como:

$$V_{NMO} = \frac{2 V R_0}{t(0) \cos^2 B_0} \dots \dots \dots \text{III.18}$$

Donde, el radio de curvatura  $R_0$  está dado por:

$$R_0 = \frac{1}{V_1} \sum_{j=1}^N V_j \Delta t_j \prod_{k=1}^{j-1} \left[ \frac{\cos^2 \alpha_k}{\cos \beta_k} \right] \dots \dots \dots \text{III.19}$$

Siendo  $\alpha$  y  $\beta$  los ángulos de incidencia y de refracción en cada interfase.

Elevando al cuadrado ambos términos de la III.17 se obtiene:

$$t(r)^2 = B_0 + B_2 r^2 + B_4 r^4 \dots \dots \dots \text{III.20}$$

Donde:

$$B_0 = t_0^2 \quad \text{y} \quad B_2 = 1/V_{NMO}^2$$

Esta ecuación al igual que la III.17 tienen la particularidad de que aplicadas a modelos de geología no muy compleja y con estratos moderadamente curvados y echado regular, aproximan la función  $t(r)$  a la función real enormemente con los primeros -

términos de la serie; de tal manera que de acuerdo a los off-set máximos usados en prospección y a la complejidad media de la geología en donde se aplican los métodos sismológicos de CDP., una aproximación de 2º grado es aceptable.

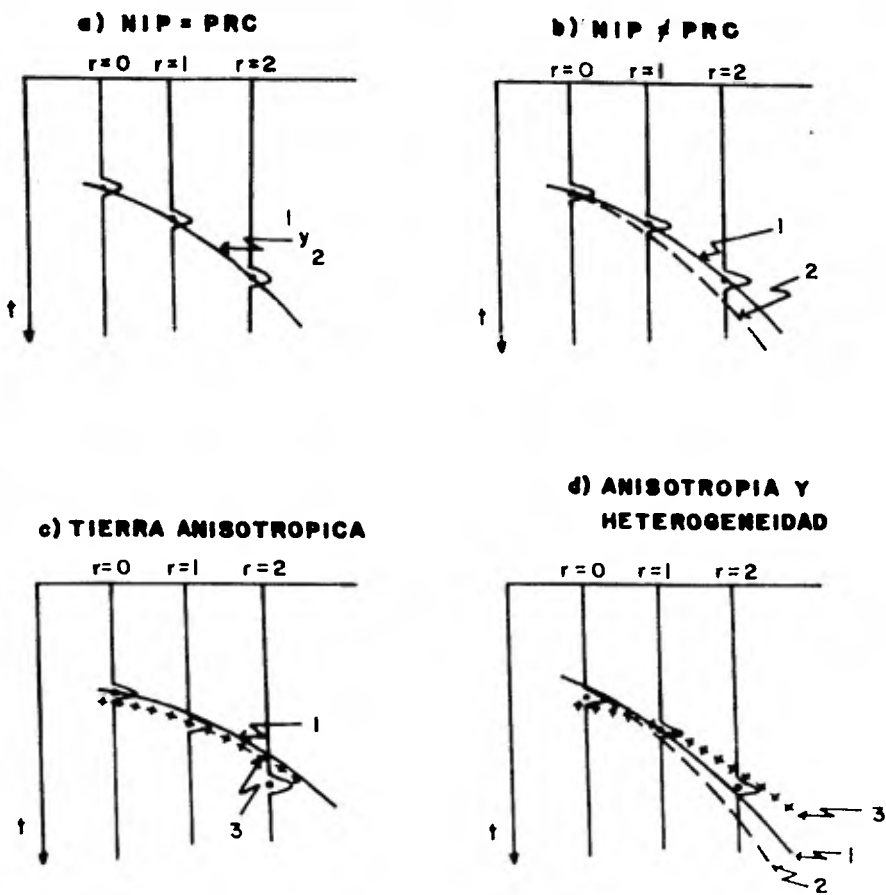
De acuerdo a las estadísticas de los innumerables experimentos realizados por muchos investigadores se ha llegado a la conclusión de que la hipérbola obtenida con dicha aproximación a partir de la III.20 es superior a la parábola obtenida a partir de la III.17, las cuales serían casi exactos si el NIP fuese de acuerdo al arreglo empleado- el punto de reflejo común.

Las ecuaciones III.18 y III.19 son expresiones con muchas variables, lo cual hace imposible el querer resolver con ellas el problema inverso de tiempo de viaje, puesto que implica conocer con exactitud el modelo.

Es por esto que tanto el Normal Moveout, como la velocidad NMO sean consideradas como abstracciones matemáticas.

### III.5 Velocidad de Anilamiento.

Vamos a referirnos primeramente a la figura III.5 la cual representa 3 trazas sísmicas que supuestamente son el resultado de un estudio sísmico de reflexión en un medio con contactos no horizontales, cuya distancia Fuente-Receptor ( $r$ ) es 0,1,2, tomando estos números como una medida relativa de distanciamiento- y tomando en cuenta que la separación máxima  $r=2$ , está dentro de los límites normales de operación.



- 1 TRAYECTORIA REAL INICIAL
- 2 FUNCION HIPERBOLICA
- 3 FUNCION DE APILAMIENTO

(Hubral, 1980)

TIEMPOS DE ARRIBO EN DIFERENTES MODELOS

FIG. III.5



Además, en ellas se advierte un reflejo primario -que se ha representado por motivos de objetividad- en forma de un pico, y, que para analizar su comportamiento nos referimos exclusivamente a su parte central.

En el inciso "a", se pregunta el resultado que se obtendría, si el medio fuera totalmente isotrópico y el arreglo Fuente-Detector estuviera dispuesto de tal forma, que el NIP - fuese además PRC. En este caso, la línea que imaginariamente uniría las partes centrales de los eventos estaría desde luego dada por la expresión III.17 o por la III.20; pero, como ya se ha mencionado, si se recorta esta última a 2 términos, el cambio no sería realmente sensible de tal manera, que la gráfica hasta  $r=2$  sería posiblemente la misma.

Sin embargo tomando en cuenta que en un estudio real, la distancia Fuente-Detector está espaciada simétricamente con respecto al punto central, la trayectoria real varía, por lo que, se se construye la gráfica de la hipérbola:

$$t^2(r) = t^2(0) + r^2/VNM^2 \dots \dots \dots \text{III.21}$$

se tendrá una diferencia, que se hará mayor a medida que  $r$  crezca. En general, el tiempo calculado en III.21 será mayor - que la trayectoria real dada por III.20 debido a los signos de los coeficientes de mayor grado (inciso b).

Por otro lado se ha mencionado ya, que la velocidad de transmisión vertical es diferente a la velocidad horizontal debido al sistema de esfuerzos que generalmente se tiene en el subsuelo. Es por esto, que habrá una variación en el tiempo de aparición del evento, la cual se hará más sensible a medida que

r crezca.

Este efecto teóricamente debe ser de retardo y la expresión que nos define la función  $t(r)$  tiene que tomar en cuenta este hecho (inciso C).

Debido a que esta variación está en función de  $(r)$ , habrá un desalineamiento de eventos, de tal forma que ya no existirá ninguna hipérbola que involucre todos los picos.

Es por ello que se debe buscar la hipérbola que alinee más eventos la cual puede quedar expresado como:

$$t(r)^2 = t_s(o)^2 + r^2 / V_s^2 \quad \text{III .22}$$

Donde:

$t_s(o)$  = tiempo inicial óptimo de apilamiento.

$V_s$  = velocidad óptima de apilamiento.

Esta dos últimas, no pueden ser consideradas como constantes, sino que estarán en función de:

- 1) la geometría del arreglo
- 2) el sentido de observación.

La situación se complica más si se toma en cuenta la -- heterogeneidad del medio, la cual implica una mayor variación -- de dichos eventos, de tal manera que una gráfica común, posible de obtener en la Corteza se muestra en el inciso (D) de la figura. Despejando  $V_s$  de III.22 tenemos:

$$V_s = \left( \frac{r^2}{t^2(r) - t_s^2(o)} \right)^{1/2} \quad \text{III .23}$$

que es la expresión matemática de la Velocidad de Apilamiento óptima.

Para conocerla es necesario tener una medida de similitud de los eventos involucrados.

Una primera medida puede darla el ojo humano al analizar cualquier familia de punto de reflejo común, y construir la hipérbola que mejor alinie los eventos.

Actualmente, con la facilidad del procesado digital se hacen ensayos con diferentes velocidades para hipérbolae de la forma de la ecuación III.22. Con esto se obtiene el tiempo  $t(r)$  a que debe presentarse un evento dado -de acuerdo a su espaciamiento  $r$ - que inicialmente se ha presentado en un tiempo  $t=0$  -- para un espaciamiento  $r=0$ .

Se calcula la diferencia  $t(r)-t(0)$  y se desplaza al evento esta cantidad, tratando de esta forma de colocarlo como si la trayectoria del rayo fuese de incidencia normal.

Después de haberse efectuado el proceso anterior a todas las trazas, se busca una medida de similitud entre ellas.

Las medidas de similitud más comunes están basadas en sumas Y/O en productos de las amplitudes del evento para las trazas involucradas, dichas medidas generalmente se presentan en forma normalizada.

Entonces para un mismo tiempo  $t_s(0)$  se tendrán varios resultados de acuerdo a las diferentes velocidades usadas en igual número de ensayos.

De ellos uno dará la medida máxima de similitud, el cual por lo tanto, dará el valor de la velocidad  $V_u$  óptima.

### III.6 Velocidad RMS.

Se ha mencionado anteriormente que el tiempo de reflexión  $t(r)$  es una función analítica y que por tanto puede ser expresada en una serie de potencias de orden  $n$ .

También se mencionó que una aproximación de segundo grado y de forma hiperbólica generalmente, es bastante aceptable.

Sin embargo los conceptos de velocidad de aplazamiento y de velocidad NMO no nos proporciona herramientas matemáticas para efectuar algunas transformaciones deseables. Es por ello que en un pasado relativamente reciente se introdujo el concepto de Velocidad RMS.

Para su definición es necesario concebir un modelo del subsuelo, compuesto por  $n$  capas homogéneas e isotrópicas cuyos contactos son perfectamente horizontales, teniendo cada una de ellas una velocidad de transmisión particular, que difiere de las capas adyacentes.

En cualquiera de las capas, el tiempo de transmisión ( $T$ ) de una onda compresional plana (rayo), y el desplazamiento del evento en el espacio en la dirección de observación ( $r$ ), están íntimamente ligados debido a que ambos dependen del espesor de la capa y del ángulo de la trayectoria del rayo.

Debido a que no es del todo obvia la participación de la velocidad de transmisión para la definición del desplazamiento, podría pensarse que existe una variable que no es común a ambos.

El lazo de unión entre aquellos es precisamente la ley-

de Snell, mediante la cual con manejos matemáticos sencillos se puede establecer las ecuaciones paramétricas del movimiento del rayo, definidas por:

$$r = \sum_{k=1}^{2N} \frac{V_k^2 T_k S}{\sqrt{1 - V_k^2 S^2}} \dots \dots \dots \text{III} . 24$$

$$T = \sum_{k=1}^{2N} \frac{T_k}{\sqrt{1 - V_k^2 S^2}} \dots \dots \dots \text{III} . 25$$

Donde:

S = Constante de Snell

T<sub>k</sub> = tiempo vertical

V<sub>k</sub> = Velocidad de capa.

El método para obtener la función T(r) aunque algo laborioso es simple de explicar a partir de estas últimas ecuaciones.

De acuerdo a la expresión III.20 es necesario primeramente conocer el valor de r<sup>2</sup>, r<sup>4</sup>, r<sup>6</sup>,.....etc, lo cual se logra a partir de la ecuación III.24.

Por otro lado se debe establecer el desarrollo en una serie infinita de la función T.

Esto se logra desarrollando en potencias el binomio de denominador, y acomodando las sumatorias.

Entonces, substituyendo en III.20 se puede hacer una comparación término a término y de esta forma conocer el valor de los coeficientes los cuales quedan:

$$C_0 = T^2(0)$$

$$C_1 = 1/V(2)$$

$$C_2 = \frac{V(2)^2 V(4)}{4 V(2)^4 T_0^2} \quad \text{etc.}$$

Donde:

$V_m$  queda definida por:

$$V_m = \frac{2}{t(0)} \sum_K^N V_k^m t_k \dots \dots \dots \text{III. 26}$$

Las cantidades  $(V_m)^{1/m}$  definen las velocidades medias - promedio. Haciendo  $m=2$  tenemos un valor muy especial conocido -- como velocidad cuadrática media ó  $V_{RMS}$ .

$$V_{RMS} = \frac{2}{T_0} \sum V_k^2 T_k \dots \dots \dots \text{III. 27}$$

La importancia estriba en que si se toma la aproximación hiperbólica como algo correcto, la expresión para  $t^2(r)$  queda:

$$t(r)^2 = t^2(0) + r^2/V_{RMS}^2 \dots \dots \dots \text{III. 28}$$

En 1975 Lapschall experimentó con un modelo de capas horizontales, homogéneas e isotrópicas cuya velocidad de cada capa era  $V_1=2000$ ,  $V_2=3000$ ,  $V_3=4000$  y  $V_4=5000$  m/seg.

Con este modelo calculó el tiempo de viaje de la onda compresional para la C1 ima interface con una serie truncada -- hasta el segundo, tercero, cuarto, ....., C1 - 7° grado de aproximación y variando el distanciamiento de la fuente al detector de uno a 10 Kilómetros de separación. Los resultados -- obtenidos son presentados en la siguiente tabla.

$x_i$ [km]	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	$C_i$
	4000	4009	4037	4083	4146	4225	4321	4431	4554	4690	4838	2
	4000	4009	4037	4082	4145	4223	4316	4423	4541	4670	4808	3
	4000	4009	4037	4082	4145	4223	4316	4423	4542	4672	4811	4
$T(x_i)$ [msec]	4000	4009	4037	4082	4145	4223	4316	4423	4542	4672	4811	5
	4000	4009	4037	4082	4145	4223	4316	4423	4540	4666	4795	6
	4000	4009	4037	4082	4145	4223	4316	4423	4541	4669	4805	7

Aquí se puede apreciar que la aproximación hiperbólica - de acuerdo a las dimensiones de los arreglos comunmente usados - en prospección sísmológica de reflexión es conveniente.

En el caso de estratos horizontales, la VRMS es idéntica a la VNMO pues son productos de desarrollos matemáticos idénticos. Además, debido a la isotropía y homogeneidad de este modelo la  $v_s$  debe ser idéntica a aquellas.

A medida que el echado aumenta o que estas condiciones - ideales varían las cantidades VNMO,  $v_s$  y VRMS serán diferentes.

La velocidad  $v_s$  es la base operacional del método de reflexión y realmente nunca es igual a la VRMS. Sin embargo bajo ciertas consideraciones se puede suponer a la  $v_s$  similar a la VRMS, de tal manera de que aquella pueda ser manejada matemáticamente como si se tratara de ésta.

### III.7 Tendencia general de las Velocidades Instantáneas.

Lindseth en 1975 sugirió un método para obtener la tendencia general de las velocidades instantáneas a partir de velocidades derivadas de información de reflexión sísmica.

Este método de ninguna manera pretende conocer las velocidades instantáneas como tales, pues ésto, sería una idea utópica. Sin embargo el conocer solamente su tendencia general de --

variación es mucho más viable.

El objetivo se alcanza por medio de un programa mediante el cual la computadora efectúa los siguientes pasos:

Selecciona una velocidad de apilamiento para cada incremento de tiempo de reflexión mínimo posible a partir de un "constant velocity" convencional.

Un "constant-velocity" usa juegos dados de velocidades constantes las cuales son aplicadas a todas las familias de trazas de punto de reflejo común.

Con ello se logra hacer la corrección NMO por medio de la aproximación hiperbólica y haciendo sumatorias sucesivas -- con las familias aledañas se logra una medida de similitud doble.

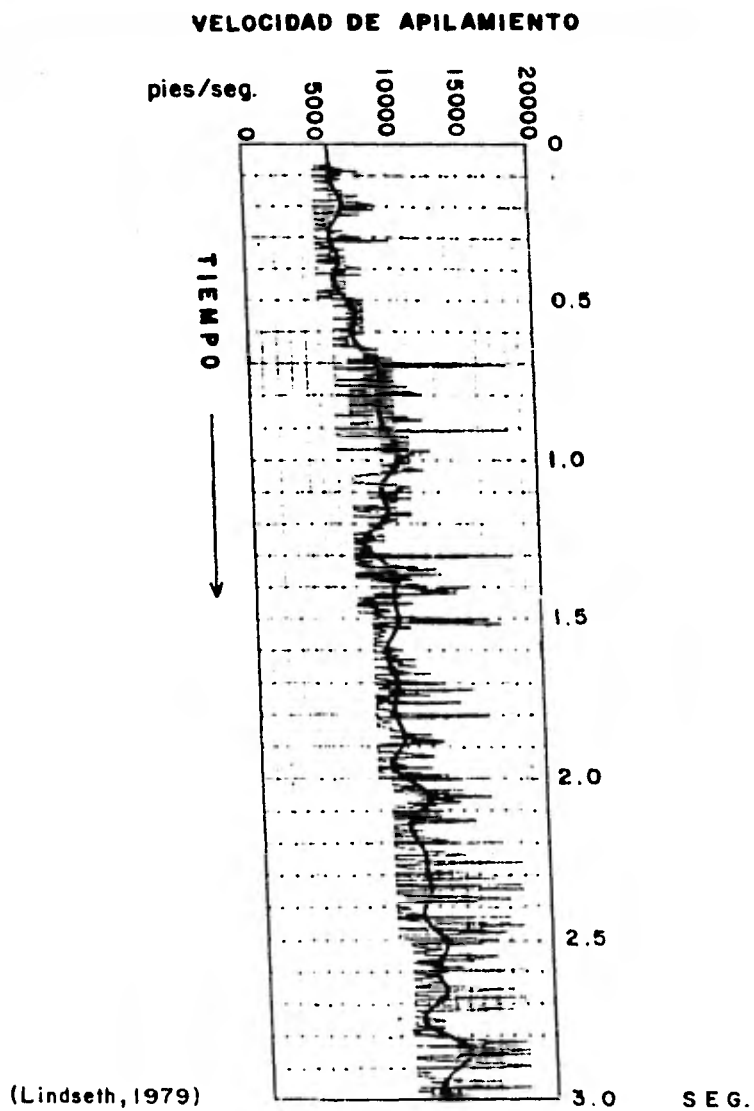
La  $V_s$  que haya dado el valor de similitud más alto es tomada como la verdadera.

Si este resultado se graficara se obtendría una curva de alta frecuencia como la mostrada en la figura III.6 En esta -- misma se muestra una función suavizada la cual es producto de la aplicación de un filtro pasa bajos.

En este proceso es conveniente usar varios juegos de velocidades , pues usando un juego fijo para todos los análisis, se puede dirigir los resultados hacia este conjunto fijo de valores.

El siguiente paso es convertir las velocidades de apilamiento en velocidades promedio. Para ello, en muchas áreas es -





**TENDENCIAS DE ALTA Y BAJA FRECUENCIA  
DE LA VELOCIDAD DE APILAMIENTO.**

**FIG. III.6**

posible suponer que dicha velocidad es muy similar a la VRMS con la cual se puede aplicar el método de Dix haciendo :

$$V_k = \left[ \frac{V_N^2 T_N(0) V_{N-1}^2 T_{N-1}(0)}{T_N(0) T_{N-1}(0)} \right]^{1/2} \dots \dots \dots \text{III.29}$$

Con ello se conoce la velocidad de intervalo para cada muestra de T(r) , para posteriormente sacar la velocidad promedio vertical  $V_{A,N}$  .

$$V_{AN} = \left[ 1/T_N(0) \right] \sum_{K=1}^N V_k \left[ T_k(0) - T_{k-1}(0) \right] \dots \dots \text{III.30}$$

Con este dato , la computadora puede aproximar las líneas de isovelocidades a expresiones matemáticas mediante una técnica propuesta por Street -1974- la cual implica además el suavizamiento de las mismas.

Finalmente , a partir de estos datos se puede encontrar la velocidad instantánea mediante la ecuación :

$$V_{INST} = \frac{V_{AN} T_N(0) - V_{AN-1} T_{N-1}(0)}{T_N(0) - T_{N-1}(0)} \dots \dots \dots \text{III.31}$$

Aunque esta ecuación es regular mente concebida para la obtención de la velocidad de intervalo, al ser dicho intervalo tan pequeño en nuestro caso (por ejemplo 1 milisegundo) se considera dicha velocidad como instantánea. El volver a suavizar las velocidades obedece a que cualquier pequeña variación en la  $V_{RMS}$  implica enormes cambios en la velocidad instantánea.

El procedimiento anteriormente expuesto debe ser realizado en la mayor cantidad de localidades que sea posible, debido

a la probabilidad de tener entre los datos, localidades donde -- la calidad de los datos sea pobre o distorsionada por ruidos, -- difracciones o múltiples, lo cual implica un desmejoramiento de los resultados.

Debido al grado de suavizamiento que pueda llevarse a -- cabo, las zonas de falla pueden ser virtualmente ignoradas y esto es bastante probable ya que el grado de suavizamiento va--- ría basándose generalmente en los recursos técnicos empleados.

## CAPITULO IV

## DESARROLLO DEL METODO SEISLOG.

Los conceptos en que se fundamenta la elaboración de un sismograma sintético son explicados, secuencialmente, en éste - capítulo. Asimismo, se muestra la forma en que se manejan tales conceptos para implementar el método SEISLOG.

IV.1 Impedancia acústica y coeficiente de reflexión.

Los sedimentos que posteriormente formarán las rocas sedimentarias, se depositan obedeciendo a fenómenos cíclicos que ocasionan cambios en las condiciones existentes en un lapso determinado. Tales fenómenos al cambiar las condiciones de la -- fuente de aporte de sedimentos, de transporte y/o del lugar de depósito, generan un cambio substancial en las rocas resultantes. Estos cambios darán como resultado diferencias en las propiedades físicas en la columna sedimentaria. En la prospección sísmica se tiene muy en cuenta una de esas diferencias a la que la Física de Ondas define como impedancia acústica, que es el -- producto de la densidad total del medio por la velocidad de -- propagación de la onda que se transmite.

$$Z = \rho V \dots IV.1$$

donde:  $Z$  - Impedancia acústica,  
 $\rho$  - densidad total del medio,  
 $V$  - velocidad de propagación.

Buscando una analogía para comprender mejor el fenómeno de la impedancia acústica tenemos que, así como un material-conductor de energía eléctrica tiene una impedancia eléctrica - (en el caso de la corriente alterna), un material en el que se propaga energía acústica tiene una impedancia acústica. Un voltaje determinado producirá una corriente alta en materiales de baja impedancia eléctrica y viceversa. Se presenta entonces un fenómeno semejante en el caso de la propagación de ondas. Una presión acústica dada originada por una fuente produce velocidades de partícula altas en un material de baja impedancia acústica (como sucede en las arcillas) de la misma manera que ocasionará velocidades de partícula bajas en un material de alta impedancia acústica, como el granito. Podría pensarse que lo anterior se contrapone al conocimiento general del aumento de la velocidad de la onda con la densidad, por lo que es conveniente puntualizar la diferencia entre velocidad sísmica y velocidades de partícula. La velocidad sísmica se expresa en miles de metros por segundo y representa la rapidez con que la energía se transporta, mientras que la velocidad de partícula, que se expresa en millonésimas de metro por segundo representa el " tamaño " y no la rapidez del disturbio sísmico. En lo subsecuente, a menos de especificar lo contrario nos referiremos a las velocidades sísmicas.

La prospección sísmica clásica tiene como objetivo de--  
 terminar las zonas donde existan grandes contrastes de impedan--  
 cia acústica, es decir, lugares donde exista la suficiente di--  
 ferencia de impedancia acústica entre los paquetes de rocas co--  
 mo para que la onda elástica que se transmite sea reflejada.

La amplitud de la onda reflejada está dada por el coe--  
 ficiente de reflexión de amplitud. En el caso de incidencia nor--  
 mal de la onda a la interfase el coeficiente de reflexión es :

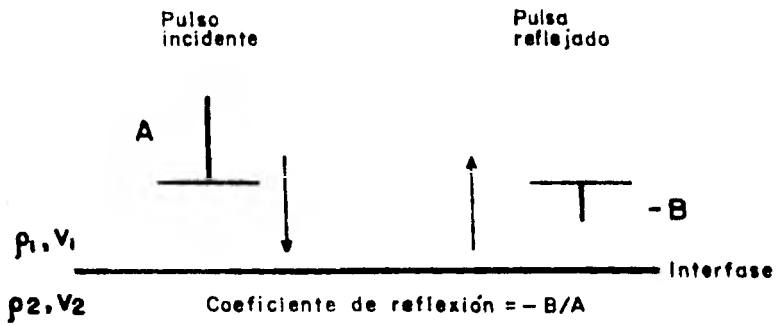
$$C.R. = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \dots IV.2$$

$$= \frac{\text{Amplitud de la onda reflejada}}{\text{Amplitud de la onda incidente}}$$

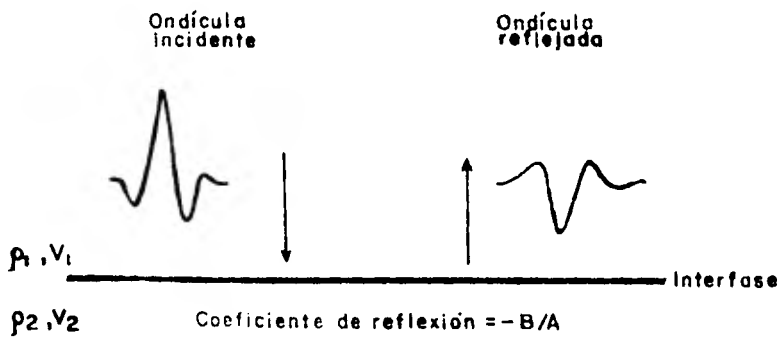
$$= \frac{\text{Cambio en impedancia acústica}}{\text{Doble del promedio de impedancias acústicas}}$$

$\rho_1, v_1$  - densidad y velocidad del medio sobre la interfase  
 $\rho_2, v_2$  - " " " " bajo "

La magnitud del coeficiente de reflexión está definida princi--  
 palmente por el numerador. Esta puede ser positiva (si el mate--  
 rial bajo la interfase es de mayor impedancia acústica) o nega--  
 tiva. Si incide un pulso de amplitud A y el contraste de impe--  
 dancias es negativo la reflexión será un pulso de amplitud -B ,  
 por lo que el coeficiente de reflexión será -B/A, como se ilus--  
 tra en la fig. IV.1.a.



a) Reflexión de un pulso;  $v_2 < v_1$ .



b) Reflexión de una ondícula;  $v_2 < v_1$ .

FIG. IV.1

(Anstey, 1977)

Si estos pulsos son reemplazados por ondas reales la señal-reflejada no cambia de forma sino únicamente de polaridad. Fig. IV.1.b. Su amplitud decrece de acuerdo con la magnitud del coeficiente de reflexión, el cual puede ser modelado como un pulso precedido y seguido de una serie de ceros.

Dentro de la mayoría de las secuencias sedimentarias -- los coeficientes de reflexión de amplitud tienen valores alrededor de  $\pm 0.1$  ó poco menos. Valores muy grandes como  $\pm 0.2$  ó más se llegan a determinar, aunque no frecuentemente.

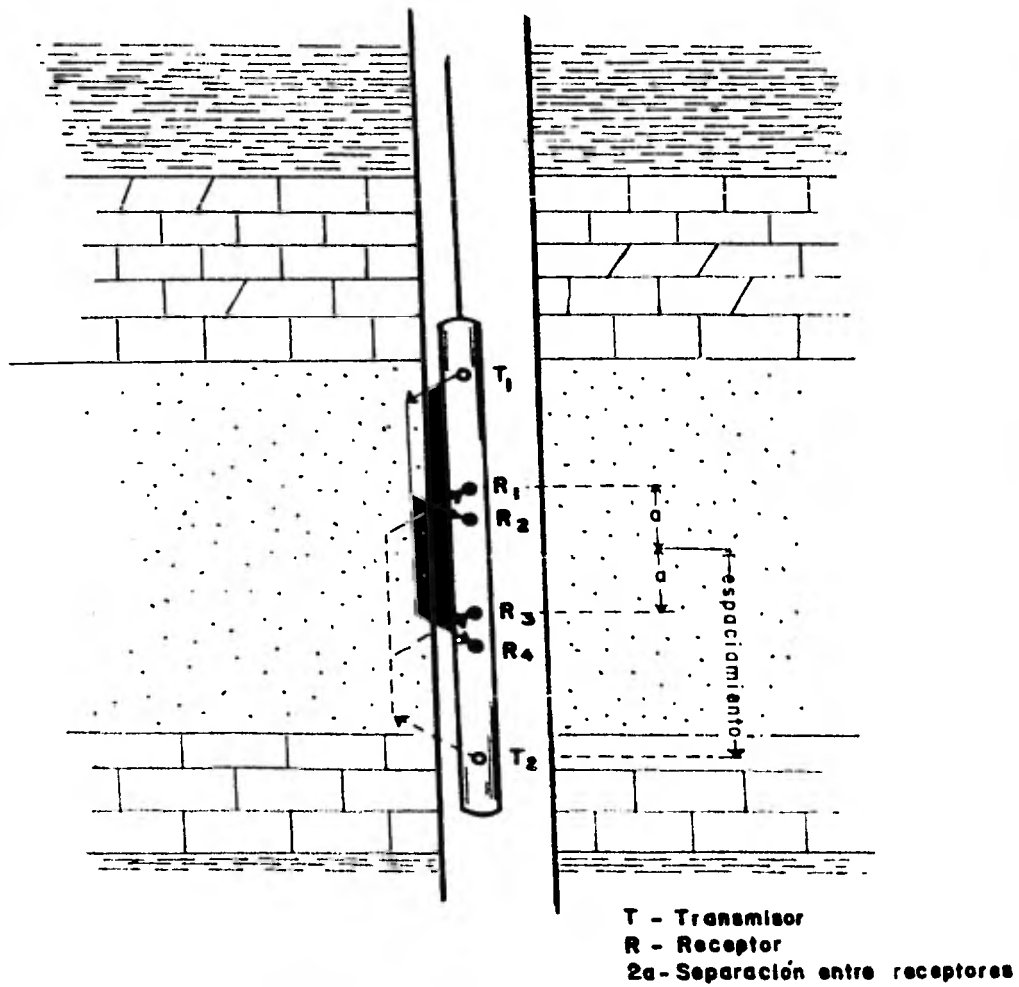


#### IV.2 Registro sónico.

En el año de 1954 comenzaron a usarse los registros sónicos para determinar las velocidades sísmicas con el propósito de utilizarlas en la prospección petrolera. En el área de explotación de hidrocarburos es de suma importancia el registro sónico para evaluar las posibilidades productoras de una formación dada la íntima relación entre la velocidad sísmica y la porosidad. En el caso de la técnica SEISLOG, el registro sónico tiene un papel relevante, pues constituye uno de los puntos claves -- para su desarrollo.

El instrumento utilizado para obtener la información de velocidades sísmicas a lo largo de un pozo es la sonda de registro sónico compensado. Está formada por dos emisores de pulsos sísmicos (señales acústicas)  $T_1$  y  $T_2$  y cuatro detectores,  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  y  $R_4$ . La separación entre  $R_1$  y  $R_3$ , al igual que entre  $R_2$  y  $R_4$ , es de 60 cm., aproximadamente. Fig. IV.2. La velocidad se determina midiendo la diferencia de tiempo de tránsito para un pulso originado en  $T_1$  y recibido en  $R_2$  y  $R_4$ ; similarmente -- para una señal emitida por  $T_2$  dirigida a  $R_3$  y  $R_1$ . Para obtener la diferencia de tiempo de tránsito final se toma el promedio --  
 26  
 de las diferencias. Al introducir la sonda en el pozo, éste se encuentra lleno de lodo de perforación, no obstante los primeros arribos de energía son las ondas de compresión u ondas P -- que viajan a través de las rocas circunvecinas al pozo. La penetración lateral del registro se estima en unos 30 cm.

El resultado del registro sónico es el tiempo de trán--



SONDA DE REGISTRO SONICO COMPENSADO

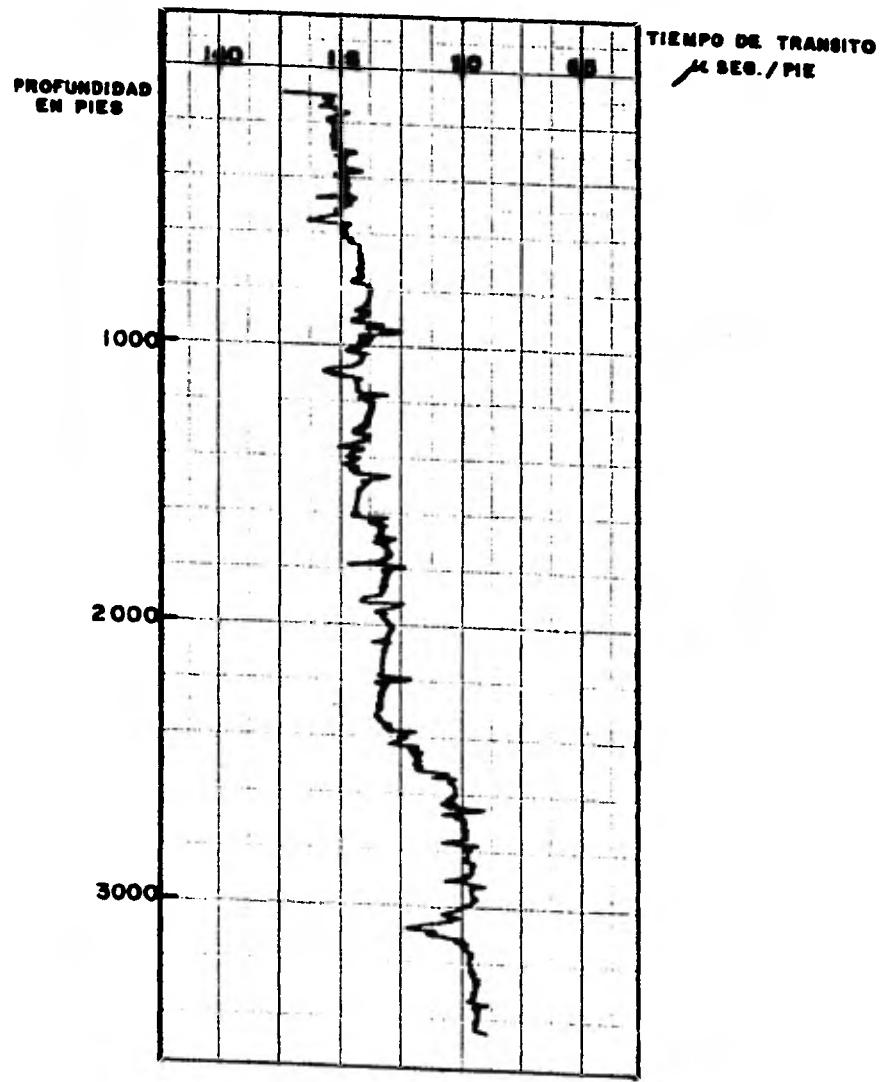
FIG. IV. 2

sito dividido por la separación  $2a$  de los detectores, expresado en microsegundos por pie ( $\mu\text{seg/pie}$ ), es decir el recíproco de la velocidad de la onda P en la formación; fig. IV.2. El intervalo de tiempo de tránsito entre los receptores se mide mediante un dispositivo que registra automáticamente el arribo de la señal en cada uno de los receptores y determina el intervalo de tiempo entre ellos. La señal que llega al receptor no es un pico sino un tren de ondas, por lo que el receptor es accionado por la primera cresta o primer valle que exceda un cierto valor preestablecido.

La velocidad instantánea varía rápidamente en las formaciones geológicas. Esto se ilustra en la fig. IV.3. Sin embargo, mientras que la distribución de velocidad, si se considera en detalle, es una función extremadamente irregular, las longitudes de onda usadas en exploración sísmica son tan grandes que las fluctuaciones rápidas no son significativas en determinar la trayectoria de la onda. Las ondas producidas en los trabajos de exploración sísmológica tienen por lo general longitudes de onda mayores de 30 mts.

Los registros sísmicos se emplean, como se hizo ver al inicio del tema, para determinar porosidades de las formaciones.

Aunque los registros sísmicos son de gran utilidad para los geofísicos, no se corren tomando en cuenta los usos que para estos tiene. Uno de los problemas comunes es que el registro no cubre la totalidad del pozo por lo que los datos de la parte somera no se tienen, generalmente.



REGISTRO SONICO .

FIG. IV.3

#### IV.3 Del registro sónico al sismograma sintético.

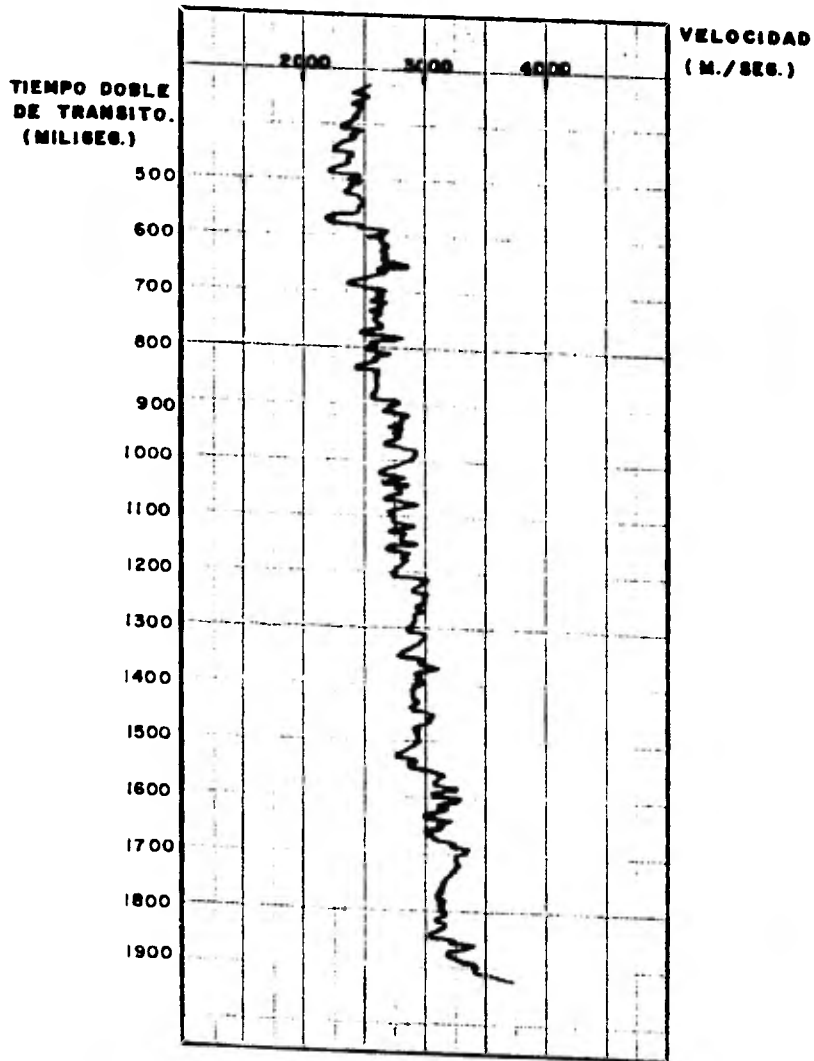
Una regla fundamental de la Teoría de Muestreo establece que cualquier componente de frecuencia dada debe ser muestreada al menos dos veces en cada ciclo para que pueda ser reconstruida apropiadamente. El hecho de que dos muestras por ciclo sean suficientes y adecuadas para definir una componente de frecuencia también depende del empleo de un equipo de muestreo confiable. Para nuestros propósitos esto es un aspecto sumamente útil. Por ejemplo, si nos interesa muestrear capas con un espesor de 30 cm. con un registro sónico, el intervalo de muestreo debe ser como máximo de 15 cm. (6 pulgadas). Lo anterior no es de importancia con los registros eléctricos, pues la forma en que trabajan es continua. Sin embargo, un registro sónico aparentemente es continuo pero en realidad es un conjunto de medidas discretas. Dichas medidas discretas o muestras están espaciadas en función del índice de disparos de la fuente acústica y de la velocidad de la sonda en el interior del pozo; estos parámetros se combinan de tal manera que en la realidad los intervalos de muestreo son de menos de 15 cm.

No obstante el registro sónico se sigue considerando para fines prácticos como una función continua de velocidad variable con la profundidad.

Con el objeto de relacionar las medidas geológicas con las sísmicas de una forma más directa se integra el registro sónico para así tener en lugar de una serie de datos en función de la profundidad una serie en función del tiempo.

Para integrar un registro sónico a muestras de tiempo, se acusa la el tiempo de tránsito doble de cada muestra hasta completar la unidad básica de tiempo ( 1 mseg.); repitiendo esta operación a lo largo de todo el registro se transforma el eje de profundidad en un eje de tiempo doble de tránsito, permitiéndonos compararlo con la escala de tiempo de las trazas sísmicas. La coordenada de amplitud puede conservarse en términos de tiempo de tránsito por pie ( $\mu\text{seg}/\text{pie}$ ) promediada sobre intervalos de un milisegundo o también puede convertirse a velocidad, lo cual representa una ventaja pues la apreciación de las velocidades se hace más objetiva. Fig. IV.4.

Las trazas de nuestros sismogramas de campo se hallan en función del tiempo, pero su amplitud es una función directa del contraste de velocidades en una interfase en el subsuelo. Por otra parte, como hemos visto, un registro sónico graficado en función del tiempo y de la velocidad muestra los cambios de velocidad en cada una de las fronteras litológicas. De aquí concluimos que tanto las trazas sísmicas como el registro sónico detectan los mismos contrastes, sólo que los muestran de forma distinta; y que los espaciamientos de las interfases marcadas en el registro sónico integrado y en la traza sísmica son semejantes.<sup>25</sup> Todo esto nos proporciona los medios para elaborar un sismograma sintético. El registro sónico se integra en pasos de uno o dos milisegundos y se calcula la velocidad dentro de cada paso. Consecuentemente, en cada frontera de reflexión podemos calcular el correspondiente coeficiente de reflexión, de donde



REGISTRO SONICO INTEGRADO

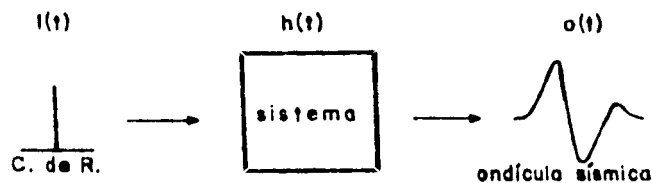
FIG. IV.4

tenemos la proporción de la señal incidente que será reflejada hacia la superficie:

$$C. \text{ de R.} = \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \dots \text{IV.3}$$

Según se trató al inicio de este capítulo, la densidad  $\rho$  también pertenece a la ecuación que define al coeficiente de reflexión por lo que los términos usados deberían ser los productos de  $\rho$  y  $V$ . La razón por la que se omiten las densidades es que no tienen un efecto muy significativo en el cálculo de dichos coeficientes. Los resultados no se ven seriamente afectados si sólo se usan las velocidades obtenidas del registro sísmico.

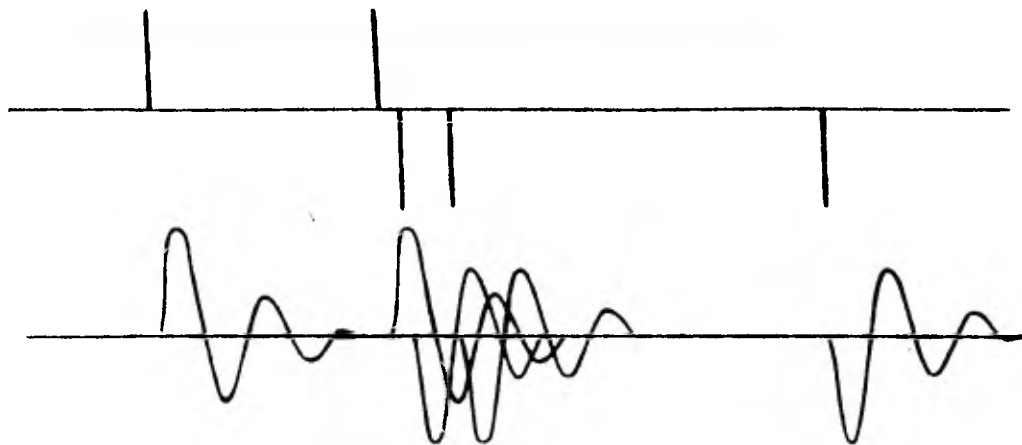
Para la elaboración de un sismograma sintético se propone un sistema modelo, de tal forma que un coeficiente de reflexión que entra, se aproximará en la salida a la respuesta sísmica de reflexión. Si el coeficiente de reflexión de entrada varía en amplitud, la salida correspondiente también variará en amplitud en la misma proporción. La serie de coeficientes de reflexión obtenidos del registro sísmico integrado, también conocida como sismograma impulsivo, se corre a través del sistema modelo; fig. IV.5.



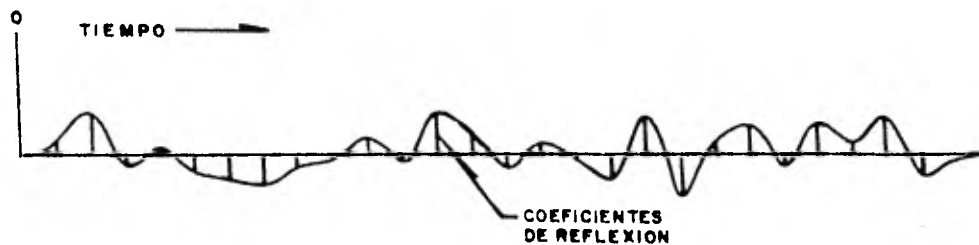
MODELO TEORICO.

FIG. IV.5





a) Serie de coeficientes de reflexión; ondículas correspondientes.



b) Traza Sísmica Sintética .

FIG. IV.6

(Teknica, 1978)

Los coeficientes de reflexión se encuentran separados por intervalos muy cortos. Por tanto, la forma de onda que reemplaza a un coeficiente de reflexión no habrá terminado antes de que comience la siguiente. Fig. IV.6.a. La salida del modelo es simplemente la suma de todas las formas de onda traslapadas, obteniéndose una sola traza sísmica. De tal manera es posible predecir aproximadamente la traza sísmica que se obtendría en el lugar donde se corra un registro sísmico. A dicha traza se le llama traza sísmica sintética. Fig. IV.6.b.

El sistema modelo para producir una traza sísmica sintética no es más que un filtro, que estará caracterizado por una forma de onda determinada, como la ondícula de Ricker. La convolución de los coeficientes de reflexión ( función de reflectividad para la secuencia sedimentaria ) con una ondícula dada ( función de transferencia para el filtro que constituye la tierra ) nos producirá entonces una traza sintética. Fig. IV.7.

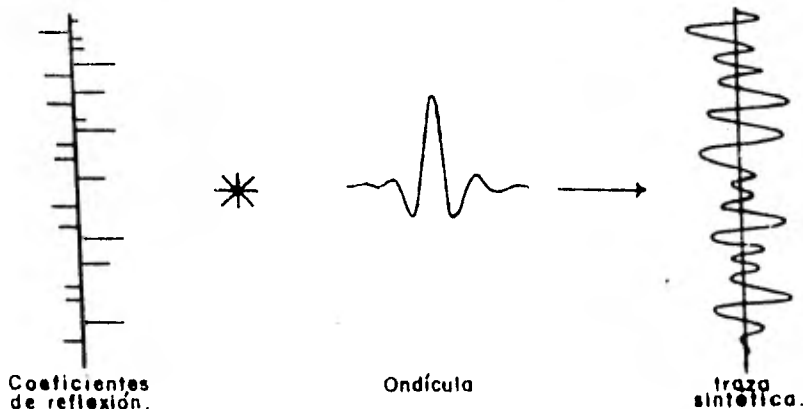


FIG. IV.7

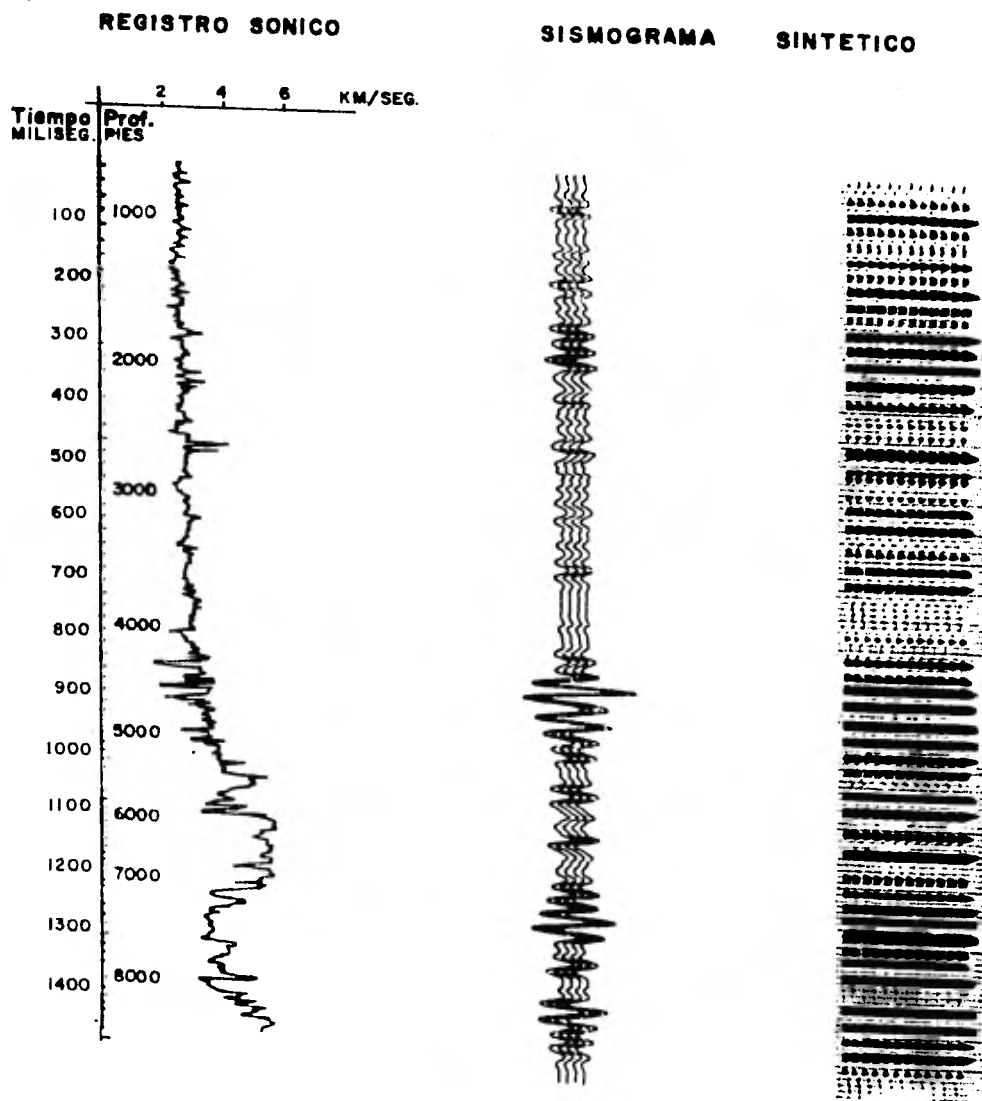


FIG. IV.8

(Lindseth, 1979)

Para distinguir fácilmente los reflejos primarios de los reflejos múltiples en un sismograma real utilizando una traza sintética se grafica ésta última repetidamente en las formas más usuales (línea oscilante sencilla o área variable) constituyendo propiamente un sismograma sintético. Lo anterior se ilustra en la fig. IV.8, donde se muestra un sismograma sintético en dos presentaciones junto con el registro sísmico integrado del que se obtuvo.

Como se ha mencionado, la frontera entre dos capas cualesquiera cuyas velocidades sean distintas se observa en el registro sísmico como un cambio de posición de la curva, el que a su vez se representará como un impulso en la secuencia de coeficientes de reflexión y por su ondicula correspondiente en la traza sísmica. Si el sistema de reflexión sísmica en la tierra fuera perfecto las señales reflejadas aparecerían también como impulsos constituyendo un sismograma ideal. Desafortunadamente no es el caso; en la elaboración de un sismograma sintético se busca la aproximación a trazas reales libres de ruido y pérdidas de amplitud. Para lograrlo se prueba utilizando diferentes amplitudes y polaridades de la ondicula representativa del filtro, como lo es la ondicula de Ricker.

IV.4 Proceso inverso.

El registro sónico y el correspondiente conjunto de coeficientes de reflexión, como se ha explicado, contienen la misma información exactamente, sólo que presentada en forma diferente. La fórmula IV.3 indica la forma de obtener los coeficientes de reflexión a partir de un registro sónico dado. Esta ecuación, mediante un rearrreglo de sus términos, puede convertirse en una fórmula para obtener velocidades de propagación para ondas elásticas a partir de una serie de coeficientes de reflexión:

$$V_{i+1} = V_i(1+CR_i)/(1-CR_i) \dots IV.4$$

donde:  $V_i$  - Velocidad de la capa sobre la interfase,  
 $V_{i+1}$  - " " " " bajo " " ,  
 $CR_i$  - coeficiente de reflexión.

El efecto de aplicar la fórmula anterior será el de convertir los coeficientes de reflexión a velocidades de un registro sónico, lo que representa el proceso inverso de obtención de coeficientes de reflexión a partir de un registro de pozo. Lo anterior representa el esquema fundamental de la técnica SEISLOG.

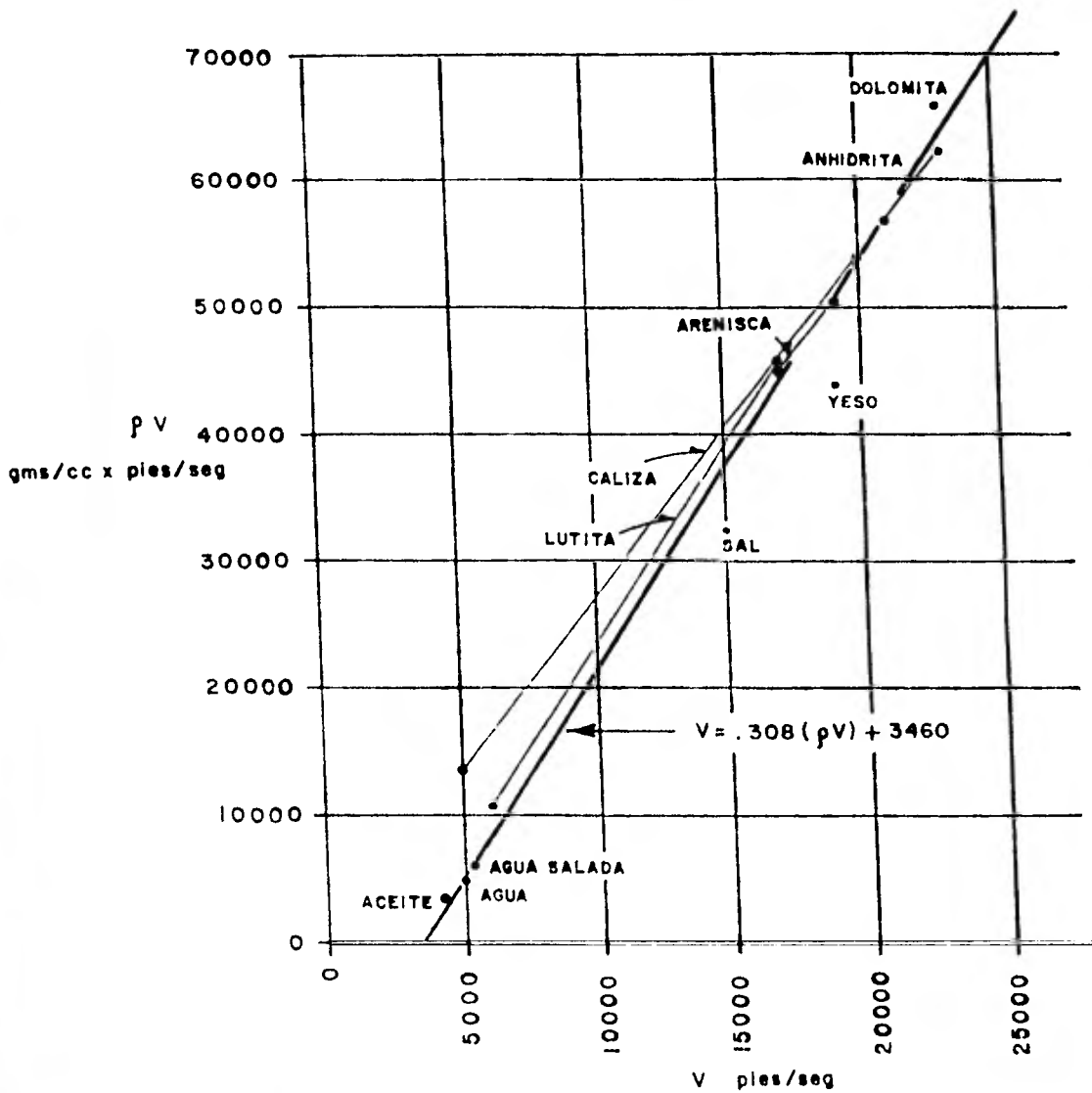
Ya que esta técnica proporciona resultados con carácter de aproximación a los verdaderos registros de pozo, es necesario mantenerse al cuidado de los detalles que hagan que -- nuestros resultados aproximados tengan la mínima desviación -- con respecto a la realidad. Debido a esto, en la derivación de

un registro sintético se incluye el efecto de la densidad que, si en el cálculo de coeficientes de reflexión directamente de un registro sísmico no es importante, sí lo es para nuestro objetivo. De aquí que en lugar de la ecuación IV.4 se emplee:

$$P_{i+1} V_{i+1} = P_i V_i (1 + CR_i) / (1 - CR_i) \dots \text{IV.5}$$

que produce una serie de valores de impedancia acústica. <sup>12</sup> Para que la fórmula se aplique es necesario conocer el valor de arranque de  $\rho_1 V_1$ ; ésta funcionará iterativamente usando cada valor de impedancia acústica obtenido con el correspondiente coeficiente de reflexión y así hallar el valor de impedancia acústica siguiente. Por supuesto, todas estas operaciones se llevan a cabo empleando computación digital.

Los coeficientes de reflexión necesarios son extraídos de las trazas sísmicas reales adecuadamente procesadas, según se detallará posteriormente. Esta serie aproximada de coeficientes de reflexión, para poder ser usada en IV.5 deberá escalarse a un nivel apropiado de amplitud, lo cual puede hacerse poniendo el valor RMS (valor cuadrático medio) de amplitud de los datos igual a aquel de los coeficientes de reflexión derivados del registro sísmico de un pozo cercano, o bien tomar de éste último un coeficiente, con magnitud real, identificar el correspondiente en el conjunto de coeficientes sintéticos, igualarlos en amplitud y en base a ello rescalar el resto de los coeficientes sintéticos. En el caso contrario, cuando no se ---



RELACION VELOCIDAD — IMPEDANCIA ACUSTICA  
PARA ALGUNOS TIPOS DE ROCAS.

FIG. IV. 9

(Gardner, 1974)

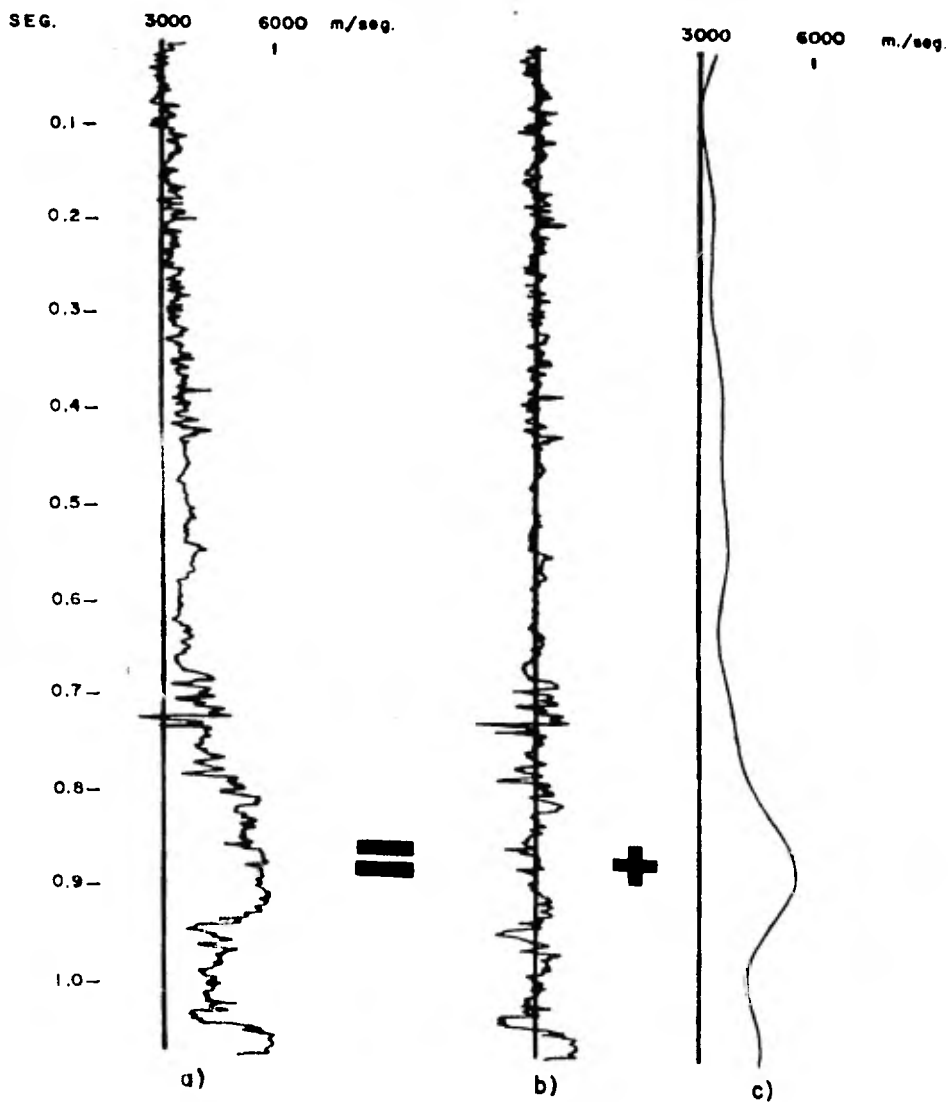
cuenta con un pozo cercano al área de estudio, el valor RMS puede estimarse en base a la experiencia, generalmente entre 0.005<sup>12</sup> y 0.05 .

Para convertir la curva de impedancia acústica a una -- curva de velocidades o propiamente un registro sísmico sintético se aplica una relación empírica entre la velocidad y la impedancia acústica:

$$V = 0.308 \rho V + 3460 \dots \text{IV.6}$$

la cual sigue un comportamiento lineal. Fig. IV.9. El registro sísmico sintético resultante de usar la ecuación anterior, el -- cual consideraremos como preliminar muestra los cambios de velocidad de propagación en su posición correcta aunque la tendencia general de incremento de la velocidad con la profundidad no es apreciable; fig. IV.10.b. Para que esta tendencia general se haga visible y las velocidades que se muestran tengan una mejor aproximación a las reales, se le adiciona al registro sintético preliminar una curva que representa dicha tendencia; fig. IV.10.c. Esta curva es una función de velocidad instantánea continua elaborada a partir de análisis con velocidades constantes (conocidos como VEL-COINVENT) de la manera explicada en el capítulo anterior. El registro sísmico sintético final tiene entonces la apariencia de un registro verdadero; fig. IV.10.a. Puede ser -- considerado, consecuentemente, como la suma del registro sísmico sintético preliminar y la curva representativa de la tendencia de incremento de la velocidad con la profundidad.<sup>12</sup>





- a) Registro sónico sintético final,  
 b) Registro sónico sintético preliminar,  
 c) Curva de aumento de la velocidad con la profundidad.

FIG. IV.10

(Lindseth, 1979)

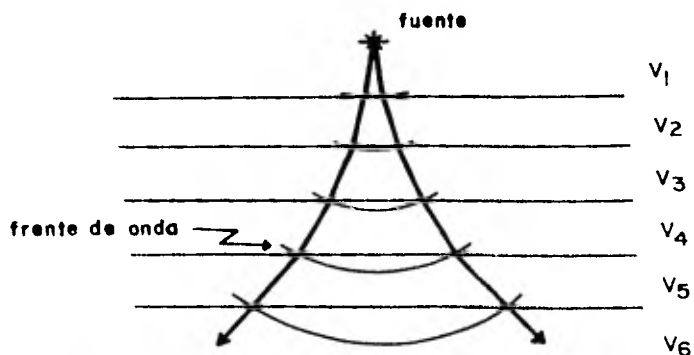
## CAPITULO V

## CONSERVACION DE AMPLITUDES.

La magnitud de la amplitud de una ondícula reflejada hacia la superficie depende básicamente del coeficiente de reflexión propio de la interfase reflectora, como se ha visto. Mas no es el coeficiente de reflexión el único factor que afecta a las amplitudes, éstas sufren un decaimiento provocado por características propias del medio en que se propagan. Puesto que los coeficientes de reflexión necesarios para la aplicación de la técnica SEISLOG son estimados a partir de tales amplitudes, es importante compensarlas de tal forma que sea posible determinar muy aproximadamente esos coeficientes.

V.1 Divergencia esférica.

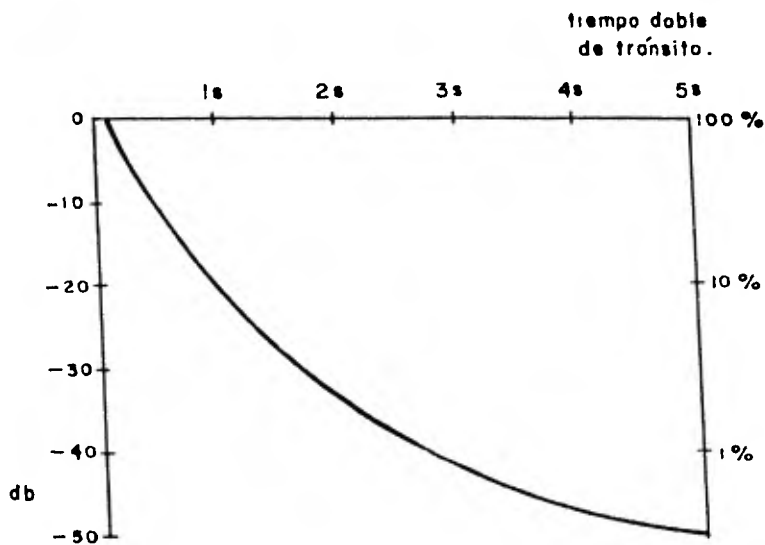
El decaimiento de la amplitud en las ondículas sísmicas debido a la divergencia está relacionado con efectos geométricos. La ley de conservación de la energía dice que en el caso de un frente de onda esférico emanando de una fuente en un material uniforme y en el que no existen pérdidas, la intensidad disminuye con el inverso del cuadrado del radio del frente de onda. En términos de exploración sísmológica puede decirse que la amplitud de la onda sísmica es inversamente proporcional a la distancia recorrida. No obstante en cualquier modelo de la tierra se deben tomar en cuenta las variaciones de velocidad con la profundidad. Las superficies de frente de onda están,



RAYOS DIVERGENTES EN UN MEDIO ESTRATIFICADO .

FIG. V.1

(Newman, 1973)



DECAIMIENTO DE LA AMPLITUD EN UN CASO TÍPICO .

FIG. V.2

(O'Doherty & Anstey, 1971)

consecuentemente influidas por los efectos de refracción. Debido a ésto no es aceptable el concepto de esparcimiento esférico simple. La fig. V.1 muestra en función de trayectorias de rayos una porción de frente de onda al pasar por un medio refractante. La velocidad aumenta con la profundidad, por lo tanto el efecto de la refracción es el de aumentar la divergencia.<sup>14</sup> Entonces se tiene que la amplitud en la onda incidente será menor que aquella en un medio de velocidad constante a una profundidad semejante. El decaimiento de amplitud producido por divergencia esférica en una zona con distribución de velocidad típica está ilustrado en la fig. V.2. El nivel de 0 dB representa la amplitud de una supuesta primera reflexión a 0.1 seg.

La divergencia esférica actúa para disminuir las amplitudes sísmicas con la distancia, mas no implica ninguna pérdida de energía sísmica sino solamente un esparcimiento de ésta sobre un área mayor de frente de onda.

Antiguamente, para compensar este decaimiento se acostumbraba aplicar un factor o multiplicador proporcional a la profundidad o al tiempo a cada una de las muestras. Para una trayectoria con incidencia normal en un subsuelo estratificado horizontalmente las amplitudes decaen en proporción inversa a  $t\bar{v}^2$  donde  $\bar{v}$  es la velocidad RMS obtenida normalmente en los cálculos de NMO y  $t$  es el tiempo doble de tránsito. De aquí, el factor de compensación requerido es proporcional a  $t\bar{v}^2$ . El desarrollo con el que se llega a este factor puede consultarse en "Divergence effects in a layered earth", (ver bibliografía).

Un factor de divergencia para incidencia normal corresponde al radio de los frentes de onda emergentes en la región de la fuente.

Debe tenerse presente que la divergencia esférica no -  
lleva consigo información geológica alguna por lo que es posi--  
ble compensarla confiablemente. <sup>14</sup>

## V.2 Absorción.

Los procesos de transmisión y reflexión en interfaces - no implican pérdidas de energía sino sencillamente una redistribución de ella. La suma de la energía transmitida y la energía reflejada es igual a la energía incidente. En el caso de la absorción, a diferencia de la divergencia esférica, si se disminuyen las amplitudes en función de las distancias viajadas, mediante una conversión irreversible en calor. Esta pérdida puede atribuirse a efectos de piezoelectricidad, fricción entre granos no isotrópicos, etc.

La pérdida por absorción tiene un efecto notable en el contenido de frecuencias de las señales sísmicas. Un pulso sísmico dado pierde amplitud por una absorción progresivamente más grande de sus altas frecuencias; el decaimiento de amplitudes - por absorción está íntimamente ligado a un cambio de espectro - en el dominio de las frecuencias.

La absorción presenta dificultades para su cuantificación tanto en laboratorio como en el campo lo que ha ocasionado que las mediciones realizadas no concuerden del todo.

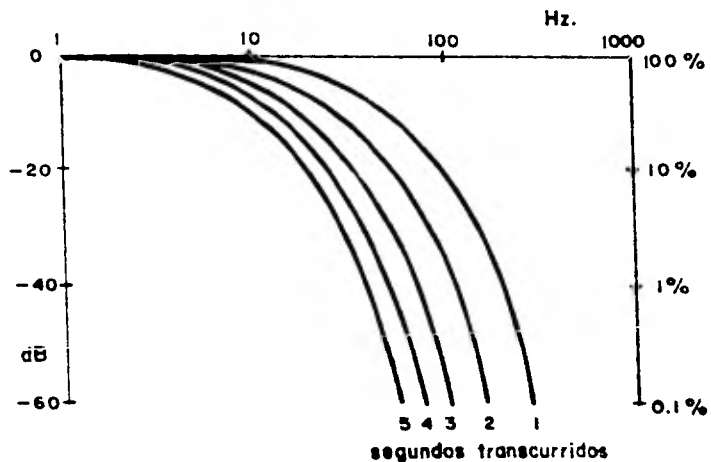
Para el caso de ondas elásticas que se propagan en un medio homogéneo, al igual que en muchos otros fenómenos físicos, - la pérdida de energía por absorción varía exponencialmente con la distancia. Así, tenemos:

$$I = I_0 e^{-\alpha x} \dots V.1$$

(Sheriff, 1976)

donde:  $I, I_0$  - Valores de la intensidad en  
 dos puntos separados por una  
 distancia  $x$ ,  
 $\alpha$  - coeficiente de absorción.

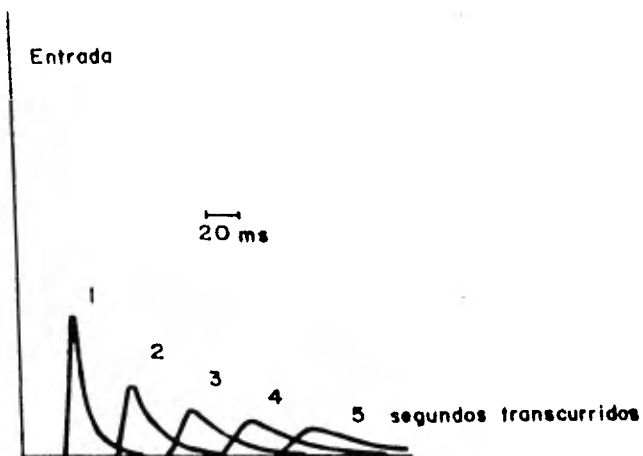
En base a experimentaciones se sabe que el coeficiente de absorción es proporcional a la frecuencia, lo que implica == que el decaimiento en la presión acústica sobre cada longitud de onda es constante. La pérdida proporcional sobre una longitud de onda es, substancialmente, independiente de la frecuencia, por tanto se expresa generalmente en dB por longitud de onda. A continuación se muestra el caso de un medio con un coeficiente de absorción de 0.2 dB/longitud de onda y una velocidad de propagación de 3000 m./seg. Para una frecuencia de 100 Hz, diez longitudes de onda se encuentran contenidas en una distancia de 300 m. Resultará que cada una de las diez compresiones implicadas se decremente 0.2 dB con respecto a la anterior, es decir, cada compresión será aproximadamente el 98% de la anterior. Variando la frecuencia, en esa misma distancia de 300 m. corresponde a 10 Hz una pérdida de 0.2 dB, para 50 Hz de 1 dB y para 100 Hz de 2 dB, lo cual ejemplifica el hecho de que las frecuencias altas son atenuadas con mayor rapidez. En la fig. V.3 se observa la forma en que decrece el contenido de altas frecuencias en el medio mencionado. En la fig. V.4 se muestra el efecto en el dominio del tiempo para un pulso que se propaga en el mismo medio con absorción de 0.2 dB/longitud de onda. Es evidente que el decaimiento en los primeros momentos es muy rá-



— PERDIDA PROGRESIVA DE ALTAS FRECUENCIAS  
(Absorción uniforme de  $0.2 \text{ dB}/\lambda$ )

FIG. V. 3

(O'Doherty & Anstey, 1971)



EFFECTO DE LA ABSORCION EN UN PULSO

FIG. V. 4



pido. La forma extendida demuestra que una porción relativamente grande de la energía va en las altas frecuencias, que son -- las que se pierden rápidamente. Lo anterior sugiere respecto a -- las fuentes de ondas elásticas, que si éstas se encuentran limi -- tadas en la emisión de altas frecuencias, este rápido decaimien -- to de amplitudes no se presenta. De hecho, para que se pueda -- calcular correctamente el decaimiento de amplitud ocasionado -- por la absorción es necesario conocer las características de la fuente. Tomamos como ejemplo una forma razonable del espectro -- de una fuente ( línea continua, fig. V.5 ) que implica un decaim -- iento de amplitud promedio, en la presencia de absorción que -- se aproxima a una potencia de  $-3/2$  del tiempo de tránsito; es -- ta línea continua representa una respuesta ideal de una fuente -- en un material competente.

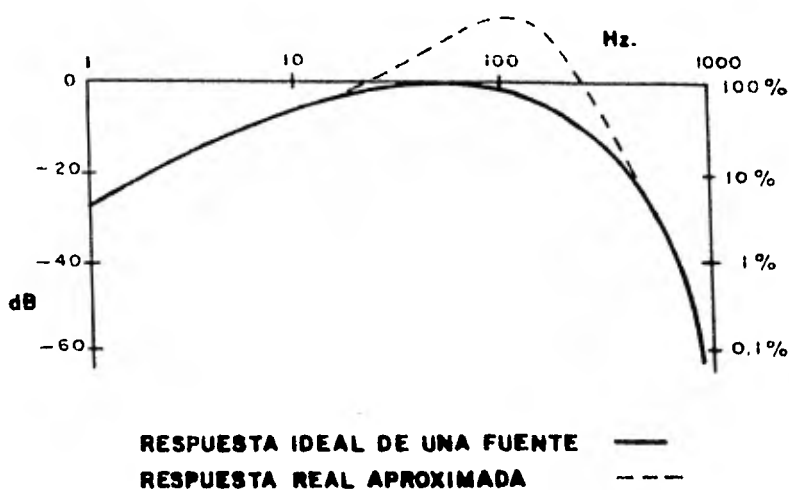


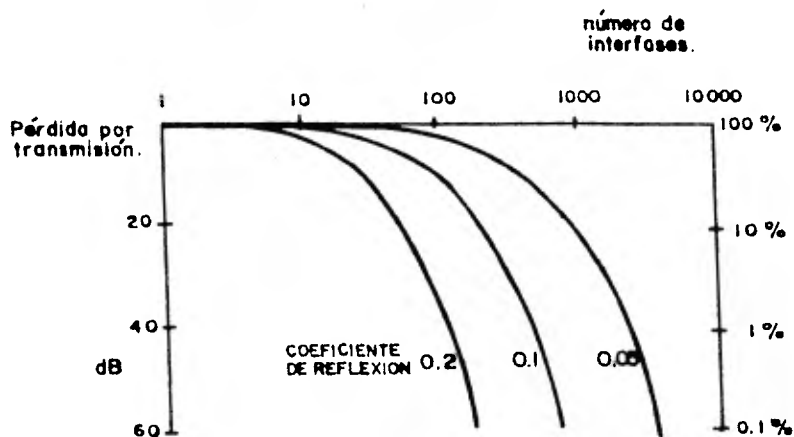
FIG. V.5

(O'Doherty &amp; Anstey, 1971)

En la realidad las fuentes tienen una respuesta como la que --  
marca la línea discontinua, ocasionando una modificación del de  
caimiento en mayor o menor grado.

### V.3 Pérdidas por transmisión sucesiva.

Es bien sabido que la suma de la energía reflejada y la energía transmitida es igual a la energía incidente. Tanto la reflexión como la transmisión en una sola interfase no involucran pérdidas de energía sino una mera distribución. Sin embargo debe tenerse presente que la energía sísmica se divide sucesivamente a medida que penetra en el subsuelo estratificado. De acuerdo al coeficiente de reflexión que posea una interfase dada, una parte de la energía regresa hacia la superficie y el resto continúa su trayectoria hacia el siguiente contacto de reflexión, donde se verá afectada nuevamente por el mismo fenómeno. De aquí que se considere que existe una atenuación en las amplitudes registradas debida a la disminución en la cantidad de energía que llega a una interfase con respecto a aquella de la interfase anterior.



PERDIDAS POR TRANSMISION .

FIG. V.6

(O'Doherty & Anstey, 1971)

Para visualizar el fenómeno de las pérdidas por transmisión sucesiva, se ilustran éstas en la fig. V.6 en función del número de interfaces para coeficientes de reflexión de  $\pm 0.05$ ,  $\pm 0.1$  y  $\pm 0.2$ . Un coeficiente de reflexión de 0.2 puede ocasionar una reflexión importante y podría pensarse que los eventos posteriores aparecerían sumamente débiles, sin embargo tales reflexiones son disminuidas en solamente 0.4 dB ( 1% ). Asimismo la disminución provocada por un coeficiente de reflexión de 0.05 es - 0.02 dB ( 0.2% ), lo cual es prácticamente de poca importancia. Si consideramos entonces que el subsuelo en la realidad está -- constituido por capas un poco mayores, se hace fácil pensar que las pérdidas por transmisión serán bastante pequeñas. En realidad para entender mejor el verdadero significado de las pérdidas por transmisión se debe revisar las características de la estratificación.

Existen dos tipos extremos de estratificación, uno de ellos originado por un patrón cíclico de sedimentación que intercala capas delgadas de materiales de alta y baja velocidad y -- otro originado por un patrón transicional que forma capas gruesas con gradaciones firmes de velocidad. En la estratificación transicional, donde se tienen coeficientes pequeños, las pérdidas son menores. Mas para la estratificación cíclica las pérdidas son mucho mayores, lo que sí es de importancia.<sup>15</sup>

Para una trayectoria dada de las ondas sísmicas en el interior de la tierra debe haber una pérdida por transmisión -- definida. La forma obvia de evaluar esta pérdida sería por me--

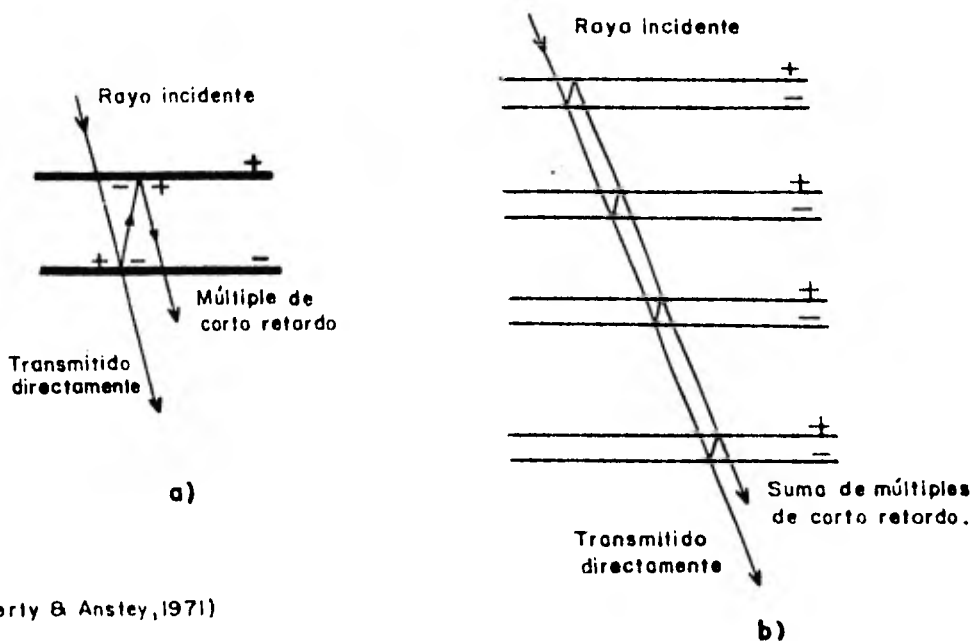
dio de un registro sónico. Sin embargo existen limitaciones para lograr una cuantificación. Recordemos primeramente que un -- registro sónico no identifica prácticamente, capas con un espesor significativamente menor que el espaciamiento de sus receptores y que en un intervalo determinado el número potencial de capas delgadas es muy grande. También sabemos que no toda oscilación en la curva de un registro sónico representa un cambio formacional; los errores asociados con el pozo son inevitables.

La naturaleza de las "interfases" geológicas es también un factor determinante. Algunas veces son verdaderamente discontinuidades reales, pero otras pueden ser gradaciones muy suaves dentro de las cuales las pérdidas son insignificantes. Así pues es necesario admitir que, aunque el concepto de pérdida por ---  
15  
transmisión es bastante claro, no es fácil precisar su magnitud.

#### V.4 Múltiples de corto retardo.

Las amplitudes se encuentran afectadas, en este caso, - en forma constructiva. Anteriormente se reconoció que la compensación de las pérdidas por transmisión en interfases sucesivas plantea serias dificultades; los múltiplos de corto retardo --- constituyen en sí una forma de desplazar en cierta medida tales pérdidas.

Un múltiple de corto retardo es aquel que habiéndose reflejado dos veces sigue a una señal transmitida directa después de un pequeño lapso y cuya amplitud referida a la señal transmitida es el producto de los coeficientes de reflexión de las interfases superior e inferior. Fig. V.7.a.



(O'Doherty & Anstey, 1971)

FIG. V. 7

Suponiendo que ambos coeficientes de reflexión tienen una magnitud de 0.5 la reflexión múltiple tendrá una amplitud de 0.25 y aunque esta última sea aparentemente de poca importancia en un caso real, no debemos pasar por alto este hecho.

Si durante su trayectoria la señal directa cruza 4 estratos delgados (que pueden modelarse como placas delgadas) con coeficientes de reflexión 0.5, la reflexión múltiple compuesta igualará en amplitud a la señal directa, posteriormente. Fig. V.7.b.

Incluyendo además la trayectoria de regreso hacia la superficie la amplitud de la reflexión múltiple compuesta llegará a ser el doble de la señal directa. Podemos decir entonces que la señal-multireflejada en una serie de capas delgadas limitadas por interfases de polaridad opuesta es siempre del mismo signo como la señal transmitida directa y tiende a alcanzarla en amplitud. Así vemos que en una secuencia cíclica de estratos puede existir un mecanismo de reflexión múltiple que actúe para compensar en cierta medida la gran pérdida por transmisión que de lo contrario ocurriría. La probabilidad de que este efecto se presente depende en forma crítica de la naturaleza de la estratigrafía.

### V.5 Amplitud relativa.

Las amplitudes de las reflexiones están también afectadas por otros factores distintos de aquellos directamente atribuibles a la propagación de ondas elásticas a través de un medio geológico con sus heterogeneidades particulares. Algunos de esos factores actúan en los procesos tanto de emisión, como de recepción y grabación o en diversas etapas del procesamiento en computadora.

Para la grabación de los eventos de reflexión en el campo, debido a que la salida del geófono es demasiado débil para grabarse sin amplificación principalmente para los eventos posteriores a los primeros arribos, se han implementado técnicas de aplicación de ganancia para las trazas sísmicas.

El control automático de ganancia (AGC) es ampliamente usado en la exploración sísmológica. Mediante un circuito de retroalimentación se mide el nivel promedio de salida de la señal en un intervalo corto y ajusta la ganancia para mantener la salida más o menos constante sin considerar el nivel de entrada. El amplificador maneja una amplificación baja durante el arribo de las señales fuertes en la parte inicial de la grabación y termina con un valor alto de ganancia. La ganancia de cada canal se controla automáticamente y es independiente de los otros canales.

26

El control de ganancia binaria (BGC) funciona mediante amplificadores en los que la ganancia puede variar solamente en factores de 2 (6 dB). En la operación, el amplificador ajusta -



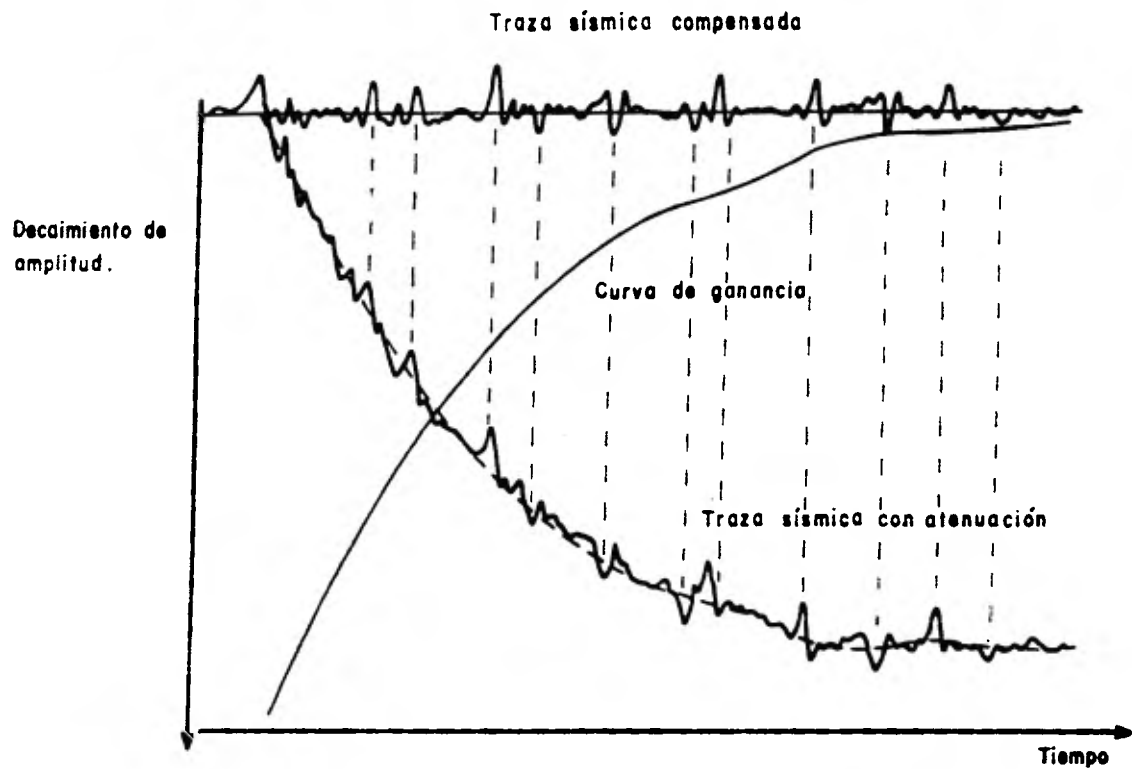
su ganancia de acuerdo a la amplitud de la señal. Es posible de terminar en cualquier etapa del procesamiento de datos la ganancia aplicada a la señal ya que esta técnica permite registrar, junto con la grabación, el número de veces que la ganancia aumentó o disminuyó.

Un tipo de amplificador más moderno es el de punto flotante instantáneo (IFP). Los amplificadores de ganancia binaria presentan una limitación respecto a la rapidez con la que pueden cambiar la ganancia; los de punto flotante miden la magnitud de cada muestra sin considerar la magnitud de muestras anteriores. Con este sistema se expresa cada valor como un cierto número (cifras significativas) de veces 2 elevado a la potencia apropiada. En la grabación se registran las cifras significativas y la potencia. La ventaja de la grabación con punto flotante instantáneo consiste en que se evita la pérdida de cifras significativas en el caso de valores muy pequeños o muy grandes para un tipo de registro fijo.<sup>26</sup>

Las amplitudes de las trazas sísmicas son potencialmente un diagnóstico del proceso sísmico de reflexión. Después de todo los eventos coherentes que nombramos reflejos en una sección sísmica convencional son identificados y clasificados en parte por la magnitud de sus amplitudes sobre la mayoría de los demás eventos. En todos los procesos sísmicos convencionales se proporcionan datos en los que algunas amplitudes son más grandes que otras. Sin embargo, para el caso de la técnica SEISLOG nos interesa que las variaciones de amplitud se encuentren di-

rectamente relacionadas con la función de reflectividad de la tierra; es decir que las amplitudes en las trazas sísmicas que posteriormente serán convertidas en registros sónicos sintéticos se aproximen a los coeficientes de reflexión que las originaron. Esto significa que el manejo de la información sísmica debe llevarse a cabo manteniendo amplitudes relativas o sea que la relación entre una y otra amplitud debe ser aproximadamente aquella que exista entre sus correspondientes coeficientes de reflexión.

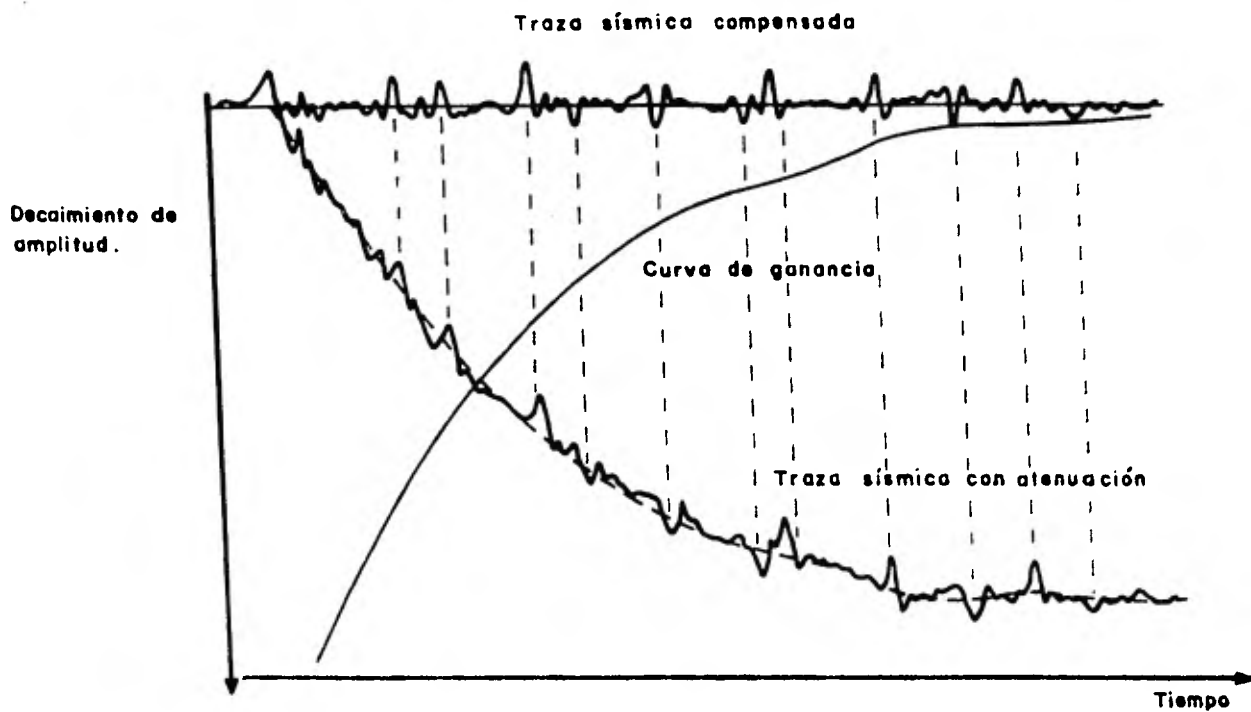
Un paso básico para tener amplitudes relativas es eliminar los efectos de ganancia variable en la grabación de campo. Esto es absolutamente realizable si la grabación se llevó a cabo utilizando un control de ganancia binaria. La recuperación de la amplitud verdadera es factible puesto que se tiene información de como la ganancia fue aplicada a la señal. Todo esto no es necesario si la grabación se efectuó con el sistema de punto flotante instantáneo. Recuperación de amplitud verdadera significa poner la señal en forma semejante a como fue detectada por el geófono. Si en la amplificación de las señales sísmicas se empleo control automático de ganancia, la recuperación de amplitudes no será posible como en el caso de la ganancia binaria. Cada la forma en que este amplificador opera no se tiene información para eliminar el efecto de la ganancia. Por tanto si nuestro objetivo exige el manejo de amplitud relativa se debe evitar el empleo de control automático de ganancia en la grabación. Igualmente durante el procesamiento de los datos se



**COMPENSACION DEL DECAIMIENTO DE AMPLITUDES**

**FIG. V.8**

(Palafox, 1980)



**COMPENSACION DEL DECAIMIENTO DE AMPLITUDES**

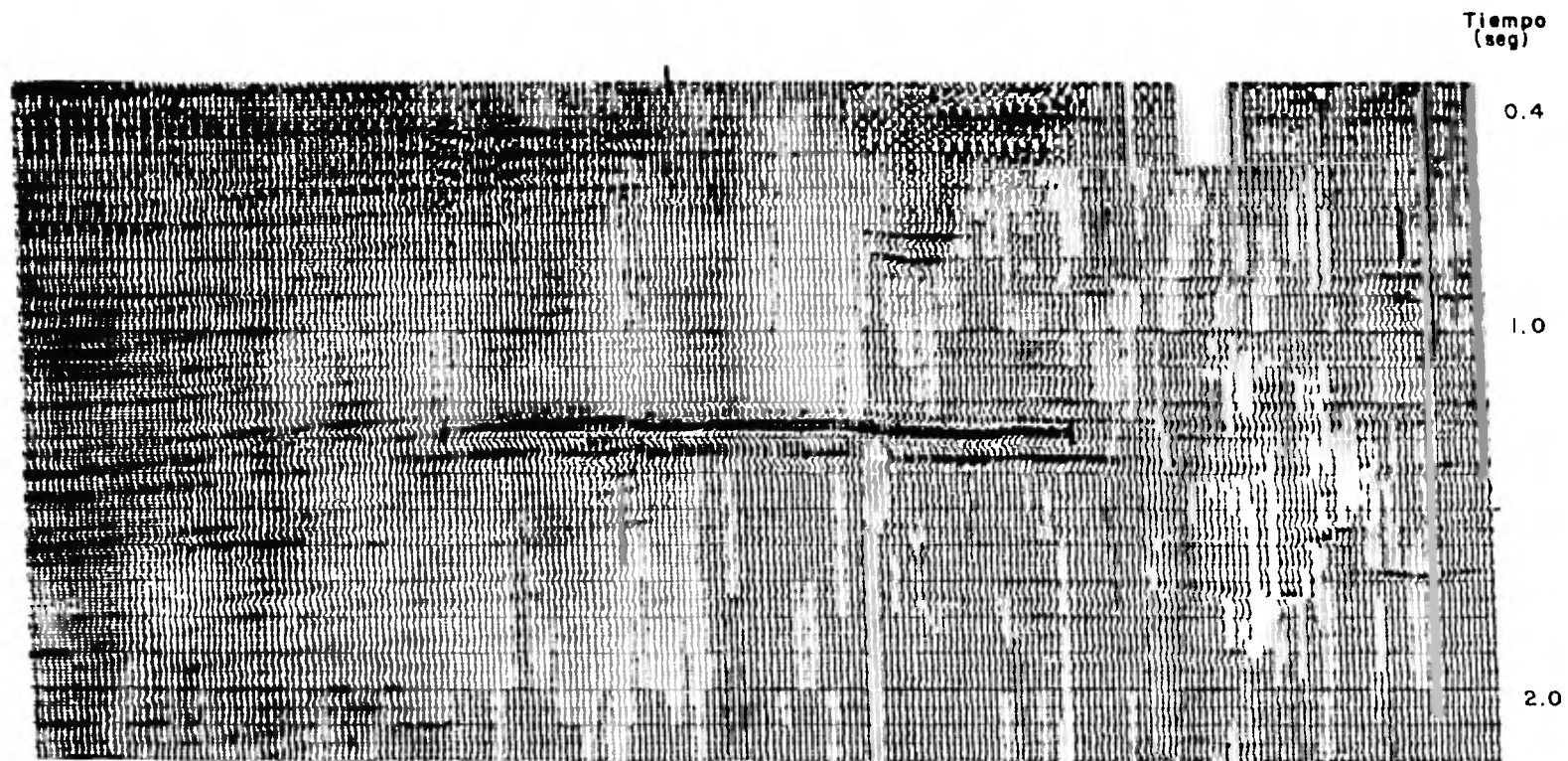
**FIG. V.8**

(Palafox, 1980)

debe prescindir de cualquier tipo de homogeneización de amplitudes tales como el AGC o la normalización de trazas que implica el escalamiento de sus amplitudes tal que cada traza tiene el mismo nivel medio de energía.

En la gran mayoría de los casos la suma de los efectos de atenuación de la traza pueden representarse aproximadamente como una curva de tipo exponencial; fig. V.8. El decaimiento de la señal sísmica debido a divergencia esférica, absorción, transmisión sucesiva, etc. que puede sobrepasar los 100 dB para tiempos de reflexión de 4 ó 5 segundos, puede compensarse usando una curva de ganancia elaborada adecuadamente. La aplicación de esta curva, preferentemente desús de eliminar una cierta cantidad de ruido, da como resultado que las trazas tengan amplitudes relativas, lo que indica que las amplitudes de los eventos están relacionadas directamente con los coeficientes de reflexión.

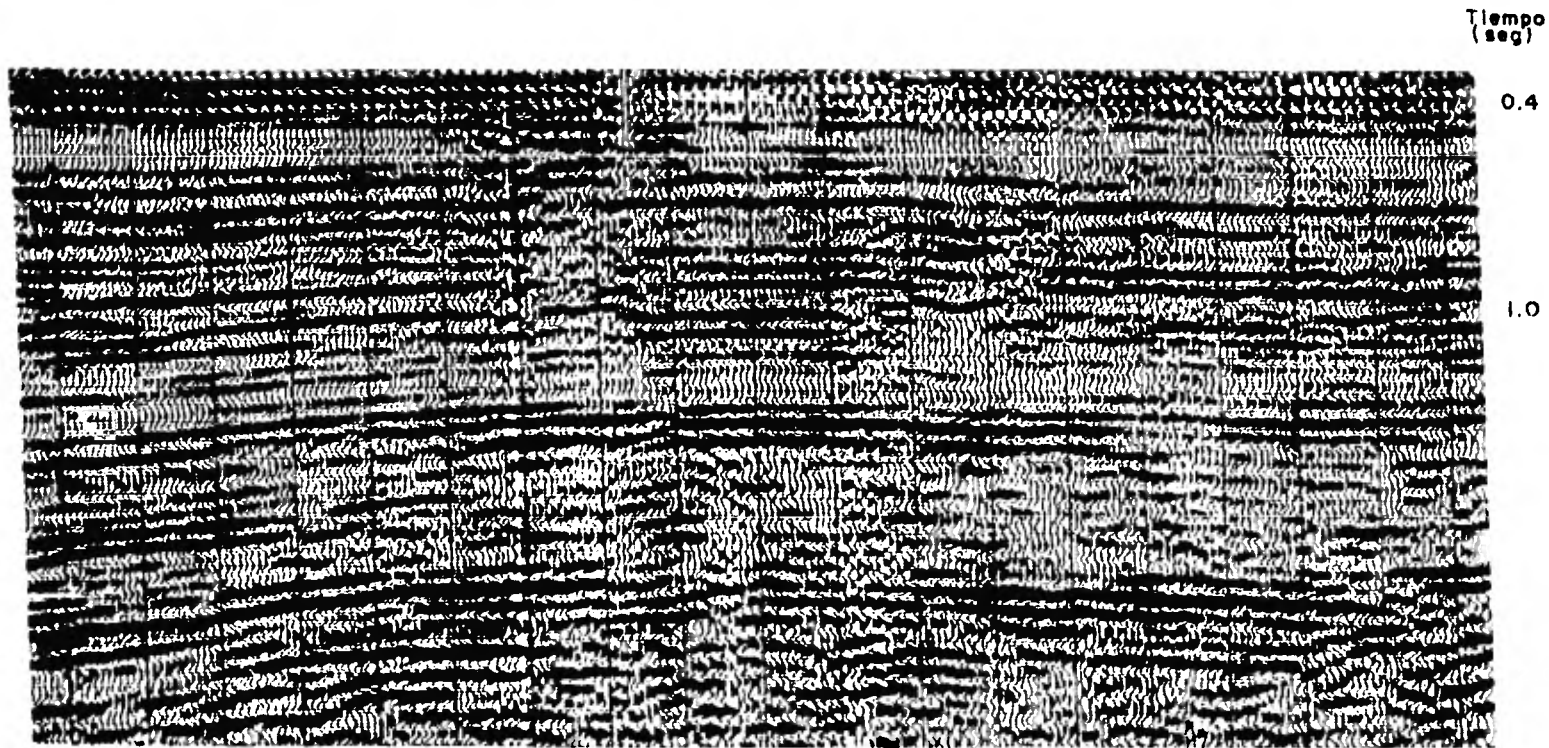
En la fig. V.9 se aprecia una sección sísmica elaborada bajo el criterio de preservación de amplitud relativa. El evento sobrealiente que se observa a un tiempo aproximado de 1.2 segundos es indicativo de un contacto posiblemente de lutitas y areniscas con un cierto contenido de gas y obviamente demuestra la presencia de un contraste grande de impedancia acústica. Por otra parte, la fig. V.10 representa una versión con amplitudes homogeneizadas de los datos apilados usados para producir la sección anterior. Es una muestra típica del procesamiento convencional del pasado reciente en la que las diferencias re-



SECCION ELABORADA CON PRESERVACION DE AMPLITUD RELATIVA

FIG. V.9

(Lorner, 1973)



SECCION CONVENCIONAL - AMPLITUDES HOMOGENEIZADAS -

FIG. V.10

(Larner, 1973)

siduales de las amplitudes son de muy poco valor geofísico. El evento importante, al igual que en la sección anterior, sigue siendo aquel que se tiene a 1.2 segundos, no obstante es muy probable que los demás eventos presentes no sean sino reflexiones múltiples que fueran atenuadas por el apilamiento y que debido a la homogeneización de amplitudes aparecen nuevamente.



## CAPITULO VI.

### OBTENCION DE LA SEÑAL SISMICA NECESARIA.

El método sísmico de reflexión de punto de reflejo común, produce un conjunto de trazas sísmicas que son gravadas; al cual podemos definir como la señal sísmica necesaria.

Cada traza sísmica es diferente a cualquier otra, pero - dado que son el resultado de un conjunto de fenómenos físicos, - resulta conveniente analizarlos.

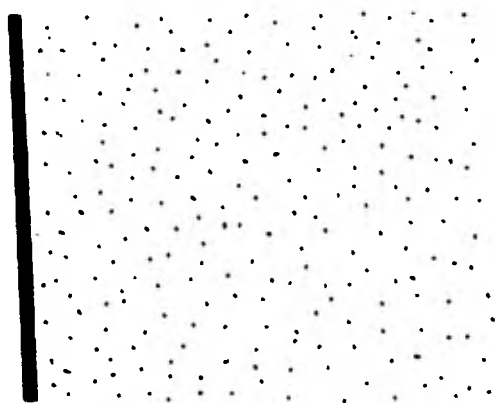
Por lo tanto, el objetivo de este capítulo es dar una idea de estos fenómenos explicando con ello qué es lo que gravamos o en otras palabras qué es la "señal sísmica necesaria" obtenida.

#### VI.1 El pulso de dinamita.

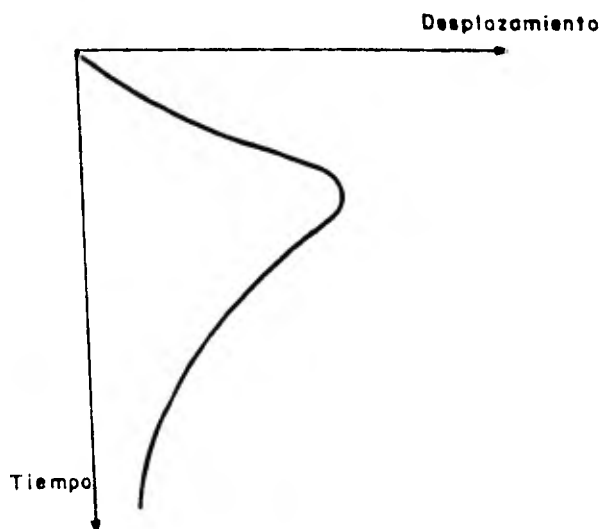
Se ha dicho que cualquier tipo de ondas representan un - cambio continuo entre formas de energía cinética y energía potencial, pudiéndose agregar que la energía cinética representa - el movimiento de las partículas y la energía potencial representa sus fuerzas de inter-relación.

La onda compresional es una onda acústica que viaja a -- través de la tierra. Para explicar la forma aproximada en que - es generada, vamos a valernos de un modelo sencillo que teóricamente se comporta como cualquier tipo de roca.

La figura 6.1A. representa un gran bloque homogéneo com-



a) BLOQUE HOMOGENE



b) MOVIMIENTO DE LA PLACA

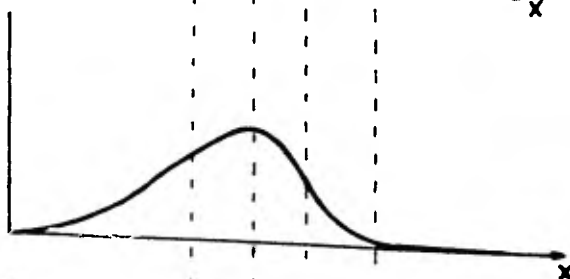
(Anstey, 1977)

FIG. VI.1

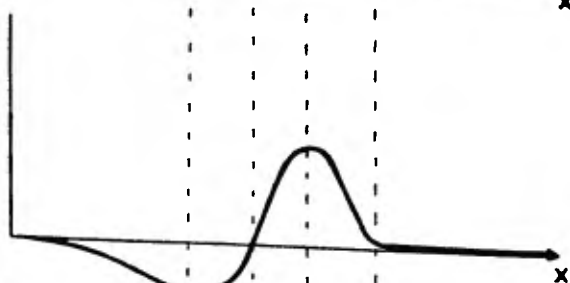
c) EFECTO DEL MOVIMIENTO IMPULSIVO.



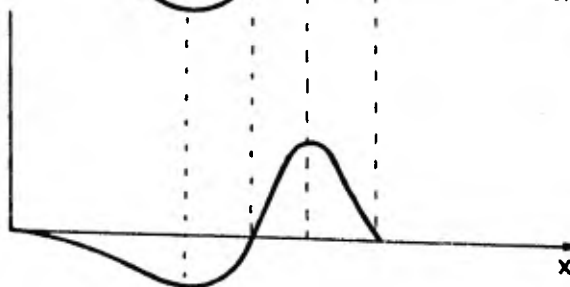
d) DESPLAZAMIENTO DE PARTICULAS.



e) COMPRESION DE PARTICULAS.



f) VELOCIDAD DE PARTICULAS.



(Anstey, 1977)

FIG. VI.1

puesto por un gran número de partículas en perfecto estado de reposo.

Del lado izquierdo se ha colocado una placa sumamente delgada y con módulo elástico que tiende a infinito.

Es conveniente recordar ahora que cualquier partícula en un medio perfectamente elástico al recibir un impulso, empezará a oscilar permanentemente en torno a su posición original de reposo.

Los materiales de la corteza por supuesto no poseen esta propiedad. Aún más, se puede asegurar que en la mayoría de casos, cualquier partícula solo regresará a su posición de reposo con la correspondiente pérdida de energía.

Con lo anterior podemos modelar el movimiento generado por cualquier impulso -que no rompa el módulo elástico del material- y su gráfica deberá ser similar a la de la figura 6.1.B.

Apliquemos ahora un movimiento similar y con sentido de izquierda a derecha a la placa. Si se tomara una fotografía a todo bloque en el instante mismo de haber concluido este movimiento, se tendrá un efecto como el ilustrado en VI.1.C.

Usando los incisos D, E y F, podemos sacar las siguientes conclusiones:

1) Las partículas que se encuentran en disturbio son -- las comprendidas entre  $X_0$  y  $X_4$ . Para estos 2 puntos en particular la compresión y la velocidad es aproximadamente cero.

2) Entre  $X_0$  y  $X_2$  existe un déficit de partículas (con respecto al número de ellas en estado de reposo), lo cual puede representarse como una compresión negativa o rarefacción.

3) Las partículas situadas en X2 se encuentran en este instante a punto de regresar a su posición de origen cercano a X0, con lo cual su desplazamiento es máximo y su velocidad es cero.

4) Las partículas situadas entre X2 y X0 se encuentran viajando de regreso por lo cual su velocidad es negativa. El módulo de ésta alcanza un máximo en X1 donde la densidad alcanza su mínimo o sea:

$$X1 = \left| \text{-compresión} \right| \text{ max.}$$

5) Entre X2 y X4 las partículas son desplazadas hacia adelante y su velocidad por lo tanto será positiva teniendo un máximo en X3.

6) X3 corresponde al lugar donde existe una máxima compresión y a partir de éste hasta X4 tanto la compresión como la velocidad irá disminuyendo.

Por otro lado, los sismo - detectores electromagnéticos se moverán de acuerdo al desplazamiento pero generan un voltaje proporcional a la derivada de este con respecto al tiempo pero con signo negativo. Y como, su desplazamiento es inverso a él dado por D se puede concluir que la gráfica de un evento sísmico obtenido en un registro sísmico será una versión totalmente invertida de la velocidad de la partícula.

Sin embargo el pulso sísmico generalmente rompe la estructura elástica de la roca circunvecina. El efecto causado será tratado posteriormente.

## VI.2 Espectro de amplitud.

La ondicula producida por una fuente impulsiva es conocida comúnmente como ondicula de Ricker, quien presenta como cualquier otra función del tiempo- un espectro de amplitud, es decir un conjunto de componentes de frecuencia que pueden ser calculados fácilmente por medio de la Transformada de Fourier.

La cantidad de estas componentes es de suma importancia dado que lo que se muestra y la forma en que se muestra dependen de ello.

En otras palabras, la ondicula generada no se refleja en todos los contactos sino sólo en algunos, lo cual está íntimamente ligado a su contenido de frecuencias. Lo mismo sucede con la amplitud del evento.

Una mayor objetividad de lo anterior se puede lograr si nos ayudamos de la ondicula de Klauder y suponemos que la ondicula de Ricker es su parte positiva, con lo cual las suposiciones de una son válidas para la otra.

La expresión matemática que define la ondicula de Klauder es la siguiente:<sup>16</sup>

$$F(t) = \left[ \frac{\text{Sen } \pi W t}{\pi W t} \right] \cos 2\pi F_0 t$$

Para:

$$W = F_f - F_0$$

y

$$F_0 = \frac{F_f + F_0}{2}$$

Donde:

$F(t)$  = Ondícula de Klauder

$F_0$  = Frecuencia mínima

$F_f$  = Frecuencia máxima

$F_m$  = Frecuencia media

$W$  = Ancho de banda.

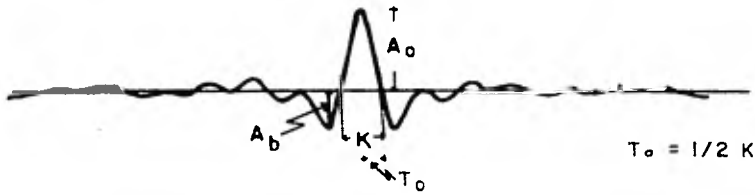
Ahora bien, algo importantísimo de notar es que mientras la función coseno varía de acuerdo a la frecuencia media, la función seno varía de acuerdo al ancho de banda. Esto implica por supuesto que los ceros de la función estarán también definidos por ambas y como la frecuencia media siempre es mayor que  $W/2$  se puede asegurar que el primer cruce de la función estará definido por el coseno.

Dicho lo anterior, en la figura VI.2.A se muestra una ondícula de Klauder que presenta las siguientes características:

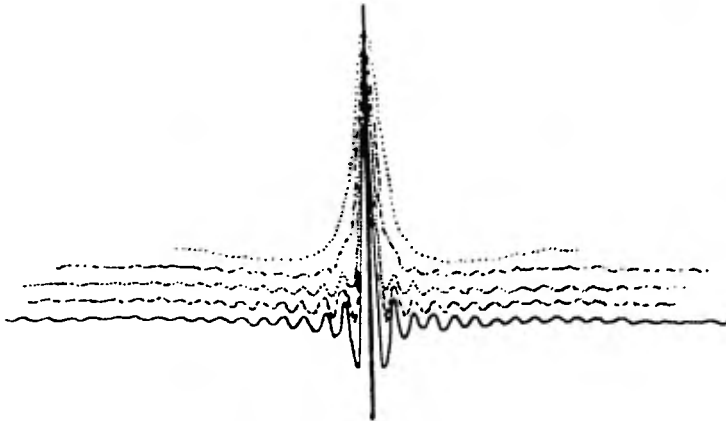
a) Se llama ancho de la ondícula básica a la porción de tiempo que queda limitada por el primer cruce dado por la función seno que puede ser vista como una envolvente. Dicha porción siempre será mayor a  $2K$ .

b) El intervalo de tiempo  $K$  lo podemos ver como una versión en tiempo de lo que comúnmente se conoce como resolución y de esta manera definirla como la mínima separación en tiempo de viaje de dos estratos que la ondícula es capaz de muestrear.

En realidad la frecuencia media y por ende el ancho de -

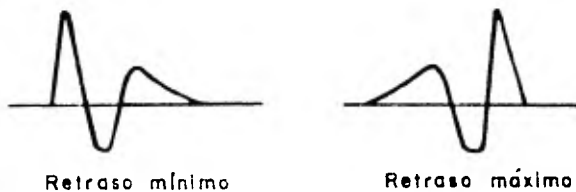


a) ONDÍCULA DE KLAUDER



b) EFECTO DE ABSORCION EN LA RESOLUCION

FIG. VI.2



DOS ONDÍCULAS CON EL MISMO  
ESPECTRO DE AMPLITUD Y  
CON DIFERENTE FASE.

FIG. VI.3



banda son directamente proporcional a la resolución y no inversamente como sugiere la expresión matemática de la ecuación de la ondícula.

Sheriff a demostrado prácticamente que la resolución varía generalmente de  $1/4$  a  $1/8$  la longitud de la ondícula.

c) La amplitud de la ondícula aumenta proporcionalmente al contenido de frecuencias de tal forma que su definición  $= A_0/A_d$  es un resultado de ello. Esto es mas comprensible si se recuerda la expresión de la transformada de Fourier. Figura VI.2.B.

### VI.3 Otras consideraciones sobre los espectros.

El contenido de frecuencias de una ondícula creada por un pulso sísmico varía de acuerdo a la zona, la profundidad y la carga que se emplee. Sin embargo generalmente contiene un rango de frecuencias comprendido entre unos 10 y 100 Hz. De ellas solo unas pocas son las predominantes de tal forma que el espectro de amplitud no presenta una forma regular y se va transformando de acuerdo al tiempo de viaje.

El otro factor que complementa cualquier análisis de la ondícula es la fase, ya que así como la amplitud de las componentes de frecuencia crea una determinada forma de la onda, el espectro de fase es igualmente determinante en ello.

Por otro lado, si se filtra cualquier señal que sea función del tiempo como por ejemplo la nuestra, generalmente no se notan mayores cambios en el tiempo del evento reflecti-

vo, pero los cambios de fase generalmente sí los hacen sensibles.

En la figura VI.3 se muestran dos ondulaciones con el mismo espectro de amplitud pero con diferente relación de fase. Estas ondulaciones son más complicadas que aquellas que se trataron en la sección VI.1; lo cual se debe a que en estas ya se considera el rompimiento del módulo elástico de las rocas circunvecinas al "punto" de explosión; esto genera que parte de la energía se retrase, lo cual acontece siempre.

Cuando la mayor parte de la energía se concentra al principio de la ondulación, se dice que se ha generado una onda con retraso mínimo de energía, de igual forma, el retraso puede ir aumentando hasta llegar a un máximo. Estos cambios son posibles de modelar gracias al espectro de fase.

En el trabajo sísmico real generalmente se crea una ondulación de retraso mínimo, la cual posee una relación de fases determinada que pocas veces tiene una apreciable transformación a lo largo de sus diversas trayectorias. Esta transformación sucede en ocasiones debido a que una onda plana no siempre se propaga en forma rectilínea en su totalidad ya que si en su trayectoria pasa cerca del borde de alguna "anomalía del medio" y posee componentes de longitud de onda parecidas a las dimensiones de la anomalía, dichas componentes presentarán una tendencia a torcerse hacia y alrededor de la anomalía y es precisamente de este fenómeno que nace el concepto de velocidad de fase y velocidad de grupo.

Afortunadamente esto es mínimo en sismología lo cual es un factor de importancia ya que si dos señales tienen el mismo espectro de amplitud sus espectros de fase nos darán una medida de su similitud o de coherencia entre ellas.

#### VI.4 Ruido sísmico interno.

La onda sísmica generada no siempre se refleja en forma deseada provocando así eventos y deformaciones que son nocivas. En la figura VI.4.A. se tiene un modelo sencillo de un contacto truncado por su lado derecho. Lógicamente el resultado esperado es el mostrado en VI.4.B. pero el resultado obtenido está dado por VI.4.C.

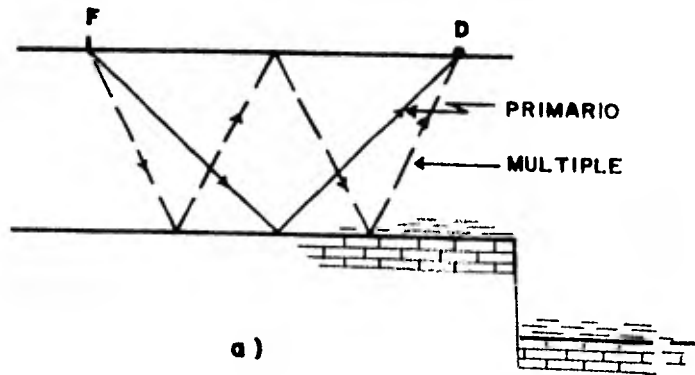
Fuesto que ruido sísmico se define como todo aquello que no es señal deseada, los efectos que hacen diferir a lo deseado y lo obtenido de los incisos b y c se les puede englobar bajo el nombre de ruido sísmico interno.

Una primera pregunta que puede hacerse es el porqué nos han aparecido dos eventos en vez de uno. El responsable de ello es el múltiple mostrado en VI.4.A

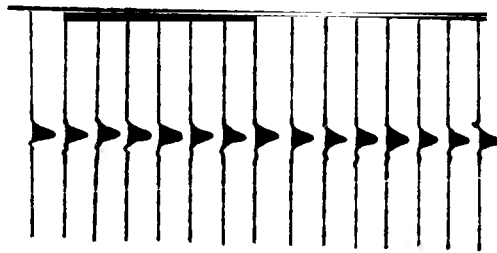
Un múltiple se puede definir como aquella energía que se ha reflejado por lo menor dos veces en un mismo contacto antes de ser registrada. Para que este evento ocurra es necesario que exista dentro de la secuencia sedimentaria importantes diferencias en impedancia acústica.

En el caso particular mostrado, la amplitud del múltiple estará dada en función de los coeficientes de reflexión del con-

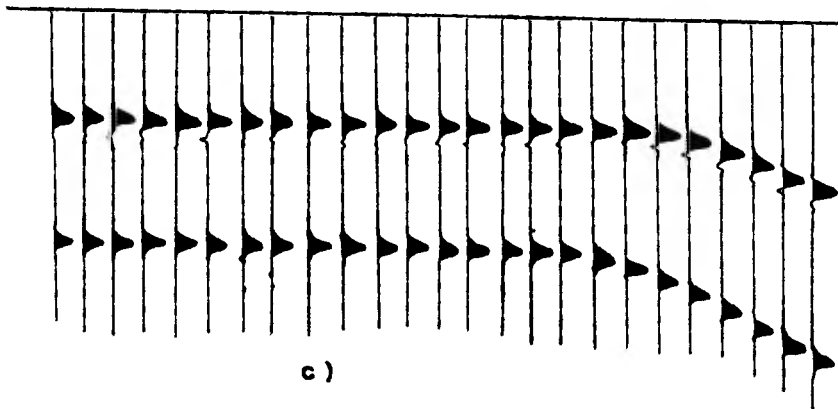
## RUIDO SISMICO INTERNO .



a)



b)



c)

FIG. VI.4

tacto y el existente entre la formación y la superficie. A medida que el múltiple es de mayor orden o sea que se halla reflejado más veces sobre el contacto, su amplitud decaerá puesto que en su formulación intervendrá más ocasiones los coeficientes cuyos módulos siempre serán menor que la unidad.

Otra particularidad que tienen estos múltiplos es que presentan una alternancia de fase debido al producto de sus coeficientes; y su tiempo de aparición está dado por la expresión:

$$T_n = \frac{\text{Sen} \left( (n + 1) e \right)}{\text{Sen} (e)} T_p$$

Donde:

$e$  = echado

$T_p$  = tiempo del primario

$T_n$  = tiempo de aparición del múltiple de orden  $n$ .

En nuestro caso dado que el echado es cero, el múltiple aparece a un tiempo constante  $(n+1)T_p$ .

Si tomamos en cuenta que existen cambios laterales de impedancia acústica en el subsuelo, es posible imaginar la aparición de múltiplos cuya formación engloba varios estratos.

El otro efecto que debemos estudiar es aquel que nos provoca una curvatura no existente y que se conoce bajo el nombre genérico de difracción.

Una difracción se puede presentar en :

- a) echados fuertes
- b) curvaturas fuertes
- c) límites de eventos tales como fallas.

En nuestro caso se ha presentado en un borde del contacto; su generación se puede explicar fácilmente por medio del principio del Huygens el cual establece que dado que todas las partículas están enlazadas con sus circunvecinas por medio de fuerzas elásticas; al moverse una de ellas, todas las que se encuentran a su alrededor tenderán a moverse de tal forma que cada una de ellas constituye un centro de energía. Si una fila de partículas se mueven juntas en forma de un frente de ondas, su influencia esta en fase a una tangente común a cada una de ellas que a la vez forma un nuevo frente de onda; pero sus efectos laterales son cancelados. Por lo tanto las partículas que se encuentran en un contacto tenderán a cancelar sus efectos laterales lo cual no acontece en un borde, dado que ese punto genera energía en todas direcciones la cual no es cancelada.

Es de notarse en VI.4.E. que la amplitud del evento va disminuyendo debido al distanciamiento de los detectores a la fuente excitadora.

#### VI.5 Ruido Sísmico superficial.

Dentro de este término figuran primeramente todos aquellos ruidos que fueron creados por una fuente extraña a la usada para generar el pulso sísmico, entre ellos sobresalen las inducciones eléctricas creadas por cables de alta tensión, las bombas que operan cerca o dentro del área de estudio, el ruido generado por los mismos trabajadores, aquel creado por animales, y finalmente la interferencia debido a las tormentas. La mayoría de e-

llas cobran singular importancia a medida que aumenta el tiempo de grabación debido al decaimiento de energía de la señal lo cual provoca que la relación señal/ruido sea cada vez menor.

De ellos existen algunos que presentan alguna forma de coherencia como los debidos a inducciones eléctricas, bombas y motores. Afortunadamente tienen un espectro de amplitud muy reducido dentro del ancho de banda usado generalmente en sismología. Los otros presentan un espectro de amplitud muy diverso al igual que su espectro de fase, lo cual implica que si se hacen suposiciones de aleatoriedad para este último, sea un hecho bastante cierto.

Otro tipo de ruido que puede ser catalogado dentro de este término es aquel producido por la misma fuente impulsiva generadora de la señal y en primer término se puede mencionar el ruido del viento.

Cuando se crea un impulso sísmico, las ondas elásticas se propagan a la atmósfera y usan ese medio para transportarse.

Su velocidad de propagación será cercana a la velocidad de propagación en el aire, pero como éste, generalmente no se encuentra en reposo, contribuirá con su mismo movimiento a aumentar o a disminuir la velocidad de propagación con respecto a los detectores. Esta contribución es pequeña dada la velocidad a que generalmente se mueve el viento.

Otro factor importante es que los componentes de amplitud son generalmente muy alta digamos de 65 a 100 HZ, lo que provoca que el número de onda captado por los detectores sea grande.

También se presentan en un registro sísmico las ondas - superficiales generalmente ondas Rayleigh que poseen componentes de baja frecuencia del orden de los 5 a los 25 Hz. Esta es generada por las mismas ondas p y s que llegan a la superficie creando una onda cuyo movimiento de partículas es en sentido inverso al de propagación, la cual se efectúa a lo largo de la interfase del terreno y el aire.

Un último punto que se debe agregar son las refracciones las cuales se forman a partir de una distancia crítica determinada, que varía conforme a cada estrato y de acuerdo a la relación de impedancia acústica de cada secuencia sedimentaria. Cada estrato genera de esta manera un cono dentro del cual existirá solo energía reflejada.

Generalmente un cono de una interfase más profunda que otra será mayor, por lo que siempre es más probable tener refracciones de los estratos más superficiales. Por otra parte es obvio que el espectro de amplitud y fase de las refracciones será igual al de las reflexiones.

Los dos últimos ruidos tratados, presentan una propiedad muy importante la cual es de que su velocidad de aparición en los detectores obedece a una ley lineal.

VI.6 Ruido instrumental.

La señal grabada no es exactamente la misma que llega o que viaja en la superficie, debido a un filtrado instrumental - el cual se inicia con los detectores. Entre diversos tipos de geó



fonos existentes tienen especial relevancia los geófonos electro magnéticos, los cuales son transductores que convierten energía mecánica a energía eléctrica usando para ello un imán permanente y una bobina.<sup>10</sup>

Su funcionamiento se basa en el principio de crear una corriente por medio del movimiento relativo de ésta con respecto al imán.

El imán es colocado de una forma que se mueva de igual manera que "el cuerpo" del geófono, pero con un grado de libertad, de tal forma que si el geófono es colocado verticalmente solo serán detectadas las variaciones en esa dirección.

La bobina es soportada por medio de resortes y debido a su propia inercia, al llegar un impulso, se genera el movimiento relativo.

El problema reside en que la respuesta al impulso sísmico o sea el voltaje generado no es exactamente proporcional, lo cual es comprobable si se piensa en la respuesta de cualquier sistema mecánico al impulso unitario, la cual nunca es perfecta. Esto en sí constituye un filtro pasabajos.

Sin embargo otras limitantes sería su tamaño, debido al cual la bobina tiene un movimiento con una máxima amplitud determinada, por lo que con respecto a un espectro de frecuencias viene a constituir un filtro pasa-altos. Por lo tanto en forma general el geófono constituye un filtro pasabanda con un espectro de fase distinto a cero.

Otros tipos de filtros usados comunmente son los filtros analógicos de pasa-bajos y pasa-altos con valores variables de tal manera, que se pueden seleccionar diferentes valores para cualesquiera de ellos.<sup>27</sup> El filtro de corte alto es completamente indispensable debido a la frecuencia Nyquist que está íntimamente relacionada con los componentes que tenga la señal eléctrica y con el muestreo.

Los filtros Notch son también dispositivos analógicos cuya función es la de eliminar una sola componente de frecuencia y dado que los ruidos de este tipo más frecuentes son los producidos por inducciones eléctricas generadas por cables de alta tensión que atraviezan las áreas de trabajo, su diseño obedece generalmente a las frecuencias de 50 y 60 Hz. que son las más usadas.

Un punto muy importante es el muestreo, que es la limitante de la frecuencia más alta que puede ser usada.

El origen del problema es la misma computadora digital que, requiere en su entrada, datos numéricos que estén muestreados en forma discreta por lo que se hace necesario digitalizar la señal.

De esta manera la señal constituye un conjunto de datos muestreados con un espaciamiento en tiempo constante. A medida que este incremento de tiempo disminuye, la función generada será más próxima a la función real, lo cual traducido al espectro

de amplitud nos representa un mayor rango posible de grabar. La limitante es la frecuencia de Nyquist pero ésta no puede verse como una frecuencia bien muestreada sino sólo como la frecuencia que se puede muestrear con la más ínfima calidad.

## CAPITULO VII

### OBTENCION DE LA SEÑAL SISMICA OPTIMA

Hemos visto ya que la señal grabada es una función discreta que nos reproduce un tipo de muestreo que han sufrido diversos reflectores del subsuelo al que se ha agregado un número determinado de diversos ruidos y que presenta diferentes tipos de filtrado.

De esta señal necesaria, nos interesa extraer una función de reflectividad, a la cual podemos transformar en secciones SEISLOG. Ello lo podemos lograr con un conjunto de procesos y -- procedimientos, de los cuales, los más obvios son tratados en este capítulo empezando con:

#### VII.1 Procedimientos de campo.

Si bien es cierto que con cualquier tipo de información obtenida regularmente en un estudio sísmológico con fines estructurales es posible obtener una función de reflectividad, la calidad de ella puede mejorarse fuertemente teniendo presente algunos aspectos como:

- a) La generación de la ondícula es por sí misma un proceso de filtrado. El caso ideal se tiene si se genera un impulso instantáneo que pueda muestrear a todos los reflectores; con la pérdida de componentes de frecuencia se van perdiendo reflectores

y por lo tanto, la función de reflectividad que nos es posible obtener irá disminuyendo de calidad. Esto a la vez marca el -- camino a seguir o sea la conservación del ancho de banda.

b) El siguiente paso del problema son los detectores ya que a mejor respuesta de ellos, tendremos una menor deformación de -- nuestra información. Los detectores en su calidad de filtros -- no reducirán la capacidad de información de la señal registra-  
da.  
10

Otro aspecto importante en ellos es su frecuencia natural que todos los sistemas mecánicos poseen , siendo conveniente diseñarlos pensando en alejar esta frecuencia del rango de -- frecuencias de la señal recibida, obteniendo con esto el no tener que usar filtros para cancelarla.

c) Puesto que en una estación de observación cualquiera , son -- colocados un número determinado de geófonos conectados entre sí los cuales superponen sus señales para formar una traza, pudiendo producir un efecto de deformación de la información portada por las altas frecuencias por los efectos de defasamiento diferencial mas probable de sufrir por ellas.

d) El arreglo de fuentes-detectores es un tipo de filtrado ópti-  
mo que es usado para atenuar ruidos coherentes superficiales y -- ruidos con un número de onda grande tal como el ruido de viento de velocidad variable.

Son filtros direccionales que obedecen a la expresión -- general siguiente:

$$R_R = 20 \log_n \left[ \frac{\text{sen}(\pi n X K)}{n \text{sen}(\pi X K)} \right] \dots\dots\dots \text{VII.1}$$

Donde:

$X$  = espaciamiento entre elementos

$n$  = número de ellos

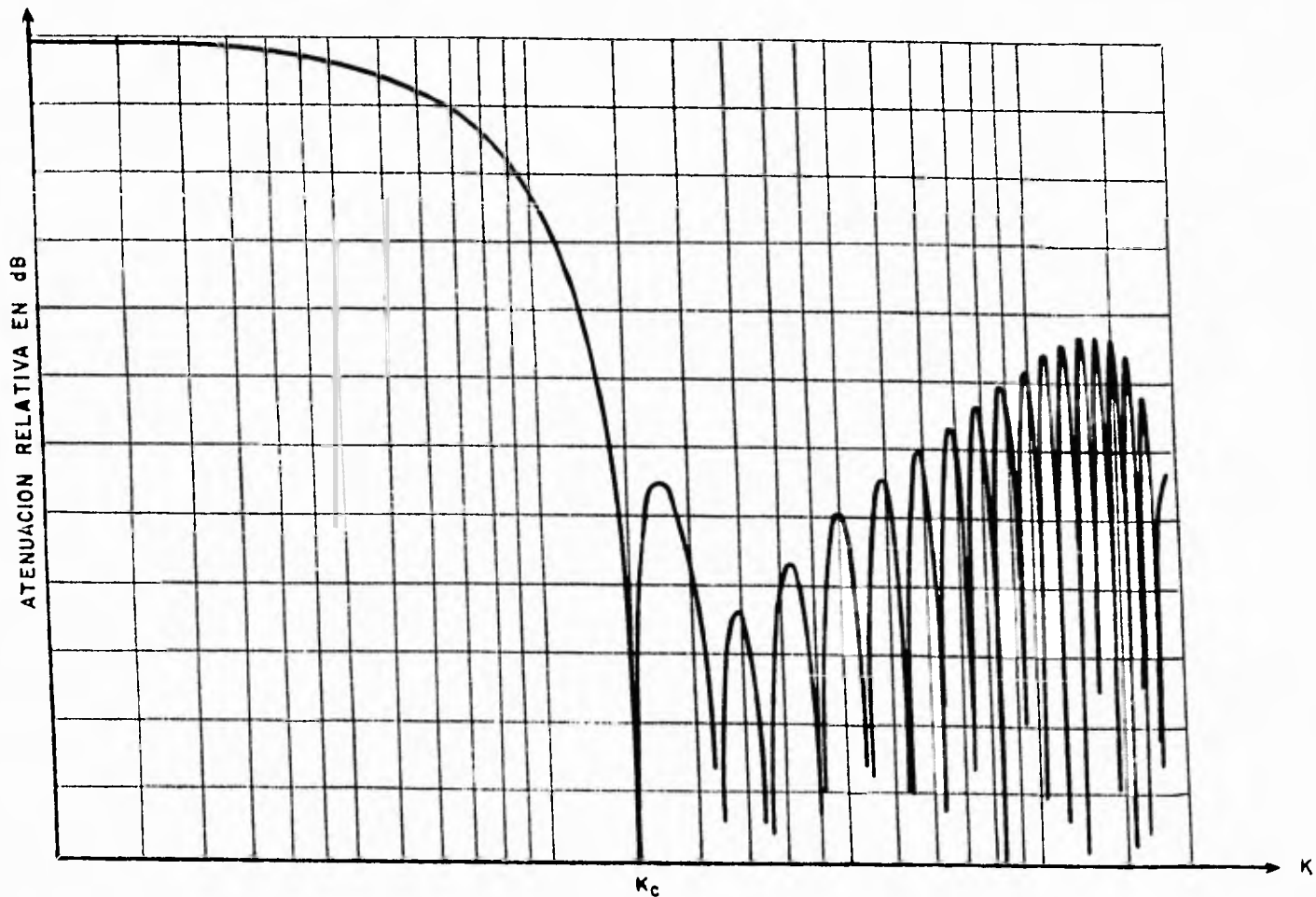
$K$  = número de onda aparente

$R_R$  = respuesta relativa en decibeles

cuya gráfica es similar a la mostrada en la figura VII.1 En la que se aprecia que la respuesta varía de acuerdo al número de onda.<sup>22</sup>

El efecto causado sobre la señal puede ser importante, sobre todo en estratos superficiales, por lo que para algunos objetivos su uso puede ser dañino a pesar de que el tiempo de arribo de el evento obedezca una ley parabólica.

e) El apilado vertical es una herramienta útil que puede usar se si se presentan en la información reflejos fantasmas los --  
cu los se producen cuando al detonarse, la energía que viaja -  
hacia arriba del punto de detonación, es reflejada a partir de  
la capa de intemperismo ó en la superficie formando con ello -  
una onda reflejada que viaja al interior de la Tierra con un -  
retraso muy corto con respecto al reflejo real. El fantasma --  
presenta entonces condiciones casi idénticas al reflejo direc-  
to por lo que su eliminación es efectuada mediante otra deto--  
nación en la misma localidad pero con distinta profundidad, --



GRAFICA DEL EFECTO DE FILTRADO PRODUCIDO POR UN ARREGLO FUENTE-DETECTOR.

FIG. VII.1

por lo que al alinear los eventos directos , los fantasmas que dan fuera de posición de tal forma que al sumarse las trazas , tienden a minimizarse.

f) Un último punto de importancia es que los filtros usados - antes de la grabación deben ser restringidos lo cual incluye - que el muestreo tienda a hacerse con espaciamentos más pequeños reproduciendo con ello un ancho de banda mayor.

## VII.2 Primeros pasos de procesado .

Los pasos que nos faltan para llegar a nuestra función de reflectividad son marcados por el procesado de datos cuyo principio está dado por el demultiplexado.

En el momento en que la señal es muestreada en campo, se cuenta con la información recibida por varios canales al mismo tiempo , por lo cual se hace necesario el uso de un multiplexor que puede ser visto como un conmutador que va ordenando la información de acuerdo a su tiempo de arribo. <sup>27</sup> Por lo que las trazas son seccionadas e intercaladas de alguna manera especial llamada formato.

El demultiplexado es el proceso inverso obteniendo con él, la secuencia ordenada de los eventos correspondientes a cada una de las trazas registradas.

La información que se nos presenta se encuentra aún de formada por el tipo de ganancia que se le haya aplicado, y es



necesario volverla a sus valores originales. Este paso aunque muy simple es algo importantísimo al grado que será imposible reconstruir la función de reflectividad si ello no es realizado.

En la figura VII.2 se muestra otro efecto que irremediablemente varía la información ; esto en la Topografía.

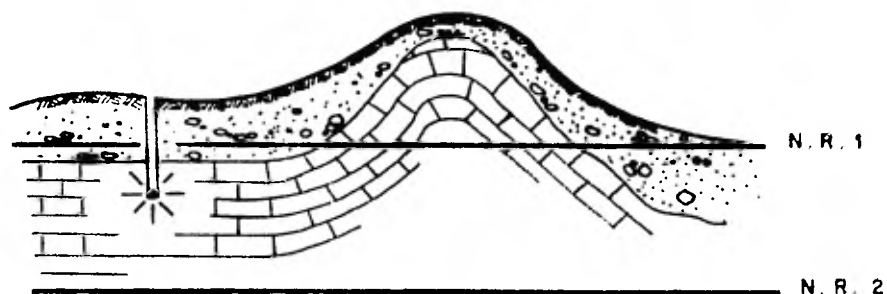
Debido a que la mayoría de formulaciones hechas en -- sismología son basadas en modelos que contemplan un plano de -- observación horizontal, sería de desearse que esto ocurriera -- en la realidad.

Sin embargo, este no es el caso general y por lo tanto es necesario "trasladar" la información a un plano horizontal imaginario haciendo una corrección conocida con el nombre de -- estática.

En efecto, la corrección estática implica que la traza sea movida de manera vertical de tal forma que coincida con el plano de referencia imaginario, el cual, es colocado según las conveniencias que presente.

Para el cálculo de las correcciones se adopta una velo cidad promedio vertical que se considere representativa de la localidad. La única incógnita real es entonces el tiempo de -- viaje vertical de la onda a partir de el punto de detonación a el nivel de referencia para cuyo cálculo se usan tanto la -- velocidad promedio adoptada como las elevaciones del terreno.

Puesto que el tiempo de pozo o sea el tiempo que tarda



EFECTO DE LA TOPOGRAFIA.

FIG. VII. 2

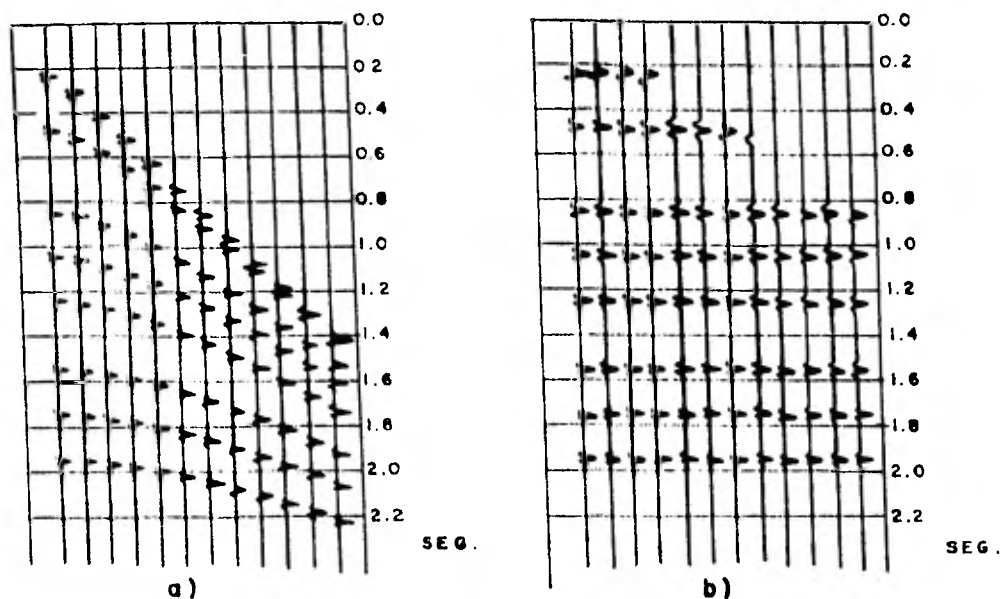
EFECTO DE LA CORRECCION DINAMICA  
APLICADA A UN SISMOGRAMA SINTETICO

FIG. VII. 3

en llegar al evento sísmico a la superficie es conocido, la corrección aplicable a los geófonos es fácilmente calculada y la suma de ambas da la corrección total de la traza.

Para los puntos intermedios donde no exista punto de tiro el cálculo consistirá en una interpolación de datos. En ambos casos el error en el cálculo debe de ser menor a medida que tanto los estratos involucrados como la Topografía sean -- más regulares.

#### VII.5 Apilado horizontal .

El apilado horizontal es la adición que se hace con las trazas que corresponden a un mismo punto de reflejo común cuyo conjunto es conocido como familia de reflejo común (CDF).

Este proceso es el objetivo principal de usar la técnica de punto de reflejo común que consiste en que la distancia fuente-detector varía, pero siempre existe teóricamente un muestreo del mismo punto en el subsuelo.

El objetivo del proceso es el de mejorar la relación señal/ruido pues minimiza los eventos que no se encuentran alineados o que no están en fase, lo cual incluye todo tipo de ruido aleatorio y múltiples.

Esto a su vez permitió el uso de grandes arreglos fuente-detector, los cuales a medida que aumentaban de longitud, cancelaban parcialmente la señal, la cual era nuevamente reforzada por medio de este procedimiento.

Para poder llevar a cabo el apilado horizontal es necesario que los eventos que van a sumarse estén lo mejor alineados posibles para lo cual es indispensable aplicarles la corrección NMO.

Como se mencionó en el capítulo III, la base para esta corrección es la velocidad de apilamiento y los resultados que se obtienen son expuestos en la figura VII.3; en donde se puede apreciar tanto los datos sin corrección (a), como los datos corregidos (b) usando sismogramas sintéticos.

El método usado generalmente para efectuar dicha corrección, es el análisis de velocidades, el cual es calculado por medio de una serie de ventanas de tiempo y en base a las medidas de coherencia obtenidas nos proporciona una gráfica normalizada de la variación de ella con respecto a la velocidad de apilamiento.

Sin embargo esto por sí solo no constituye la solución al problema, debido a los ruidos coherentes los cuales pueden presentar medidas de coherencia muy grandes para otras velocidades diferentes a las apropiadas para un cierto tiempo  $t(0)$ .

Por lo tanto es necesario que el intérprete calcule su "curva de velocidad", y es por ello que aparece junto a la gráfica anterior, otra de la potencia de la ventana, con ayuda de la cual pueden ser marcados los puntos claves.

Existe un grave problema en el caso estratigráfico ya que la corrección implica un alargamiento de la ondícula de

la traza corregida, lo cual desde luego se hace más sensible a menor profundidad del estrato.<sup>3</sup>

El problema es presentado por Dunkin y Levin y la traducción de la síntesis final que hacen es expuesta a continuación: "La corrección NPO alarga un pulso de reflexión de tal manera que el espectro de amplitud del pulso resulta una versión comprimida linealmente del espectro del pulso no corregido. La cantidad de compresión depende de: 1) separación fuente detector, la velocidad y la proporción a la cual la velocidad varía a partir de  $t(0)$ ". Y agregan: "También mostramos -- que el incremento en contenido de bajas frecuencias conocido -- como resultado del apilamiento es más grande de lo que podría suponerse".

#### VII.4 Filtros de frecuencia y filtros de velocidades.

Los filtros de frecuencia usados actualmente en sismología muy ampliamente tienen sus orígenes en los filtros pasabanda analógicos.

Los filtros pasabandas fueron quizás la primera operación de procesamiento de datos efectuada sobre información sísmica. En la fase de exploración que marcan los años cincuenta las señales sísmicas eran grabadas directamente en forma fotográfica sobre papel sensible de movimiento rápido. Cualquier procesamiento deseado podía haber sido efectuado solamente a medida que la señal detectada pasaba a través del sistema.

Su uso estaba ampliamente justificado dado los fines - estructurales que se seguían, y puesto que la mayoría de ruidos que encubren la señal tienen un espectro de amplitud fuera del rango de las frecuencias dominantes de la ondicula generada, - el filtrado proporcionaba una claridad en la marcación de los contactos , sin presentarse mayores anomalías.

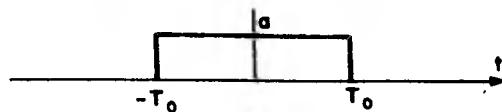
Este enfoque persistió y es por ello que en el diseño de los grabadores lógicos, se presenta un conjunto de pasa-bajos, pasa-altos y filtros Notch cuyo rango de acción conjunto es muy amplio.

Lo mismo sucedió para el procesado digital en donde -- gracias a la facilidad que presenta el diseño de filtros de -- frecuencia por medio de la Transformada de Fourier (figura VII .4) su uso se generalizó.

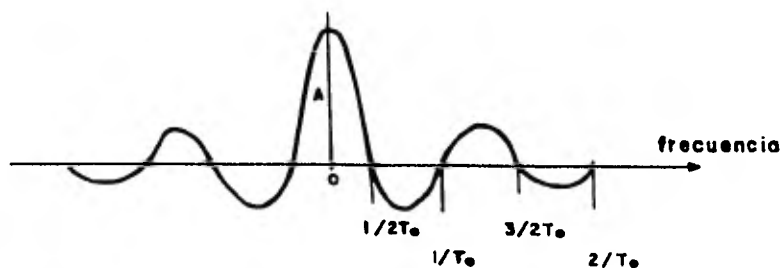
Los filtros de frecuencia digitales presentan la gran ventaja de poderse diseñar con un espectro de fase cero, con lo que al aplicarse sobre la señal grabada, no se modifica su correspondiente espectro . Además con el advenimiento de los - "array-processor" su aplicación en tiempo se hizo aún más sencilla.

Debido a la reducción del ancho de banda , el empleo - de este tipo de filtros para motivos estratigráficos debe ser fuertemente disminuido dándoles mayor peso a los filtros óptimos entre los cuales tenemos los filtros de velocidades.

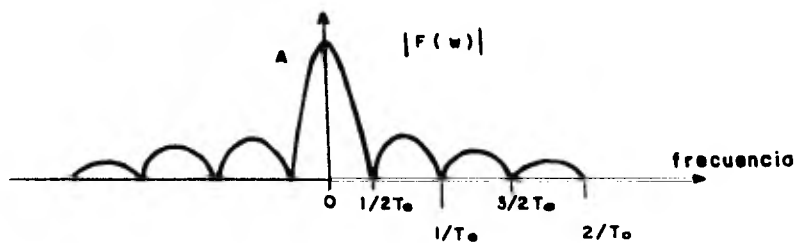
El filtrado en velocidades, filtrado de abanico ó fil-



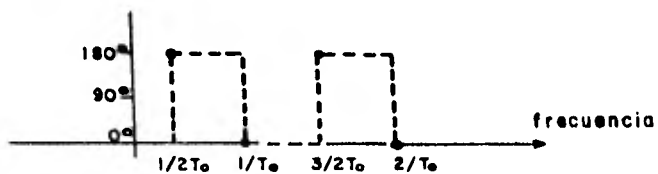
a) FILTRO EN TIEMPO



b) FILTRO EN FRECUENCIA



c) ESPECTRO DE AMPLITUD



d) ESPECTRO DE FASE

FILTRO PASABANDA

FIG. VII.4

(Palafox, 1975)

trado en un sector circular, es un filtrado en dos dimensiones que puede ser descrito como un filtro de canales múltiples con una banda de frecuencia muy amplia, que actúa de acuerdo a la velocidad aparente de eventos coherentes de un sismograma, dejando pasar a uno sin alteración apreciable en su información y anulando otros.

El filtrado de velocidades es muy útil en áreas donde existen diferentes tipos de múltiples que tienen diferente tiempo de corrección con respecto a primarios más profundos.

Su aplicación requiere un buen conocimiento de los eventos producidos por diversos echados en el área, lo cual es factible en nuestro caso por la ayuda que se puede obtener de el pozo con que se cuenta.

#### VII. 5 Migración.

La migración es un proceso mediante el cual es posible restituir los eventos de una difracción cualquiera a su posición correcta.

Desde hace varios años se han desarrollado diversos métodos de migración que enfocan el problema suponiendo que la causa de la difracción se encuentra dentro del perfil imaginario que crea una línea sísmica de observación. Entre las más importantes se pueden mencionar el método de migración de trayectoria del rayo, el método de la tangente, el método de planillas de Hagedoorn, el método de migración de Kirchoff que es

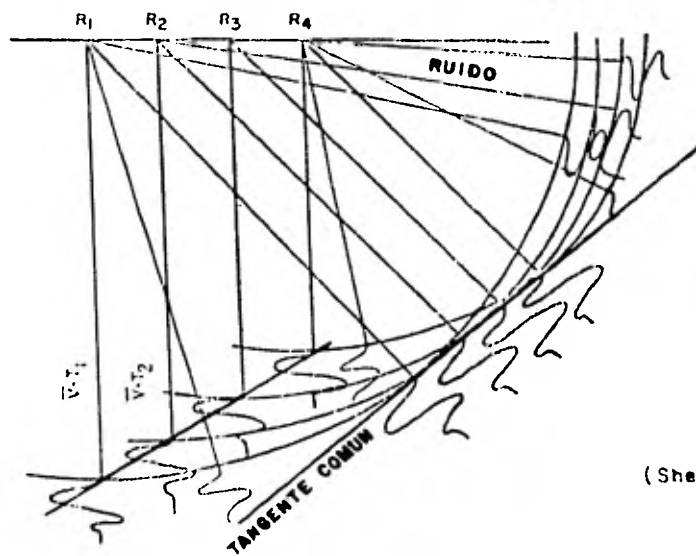
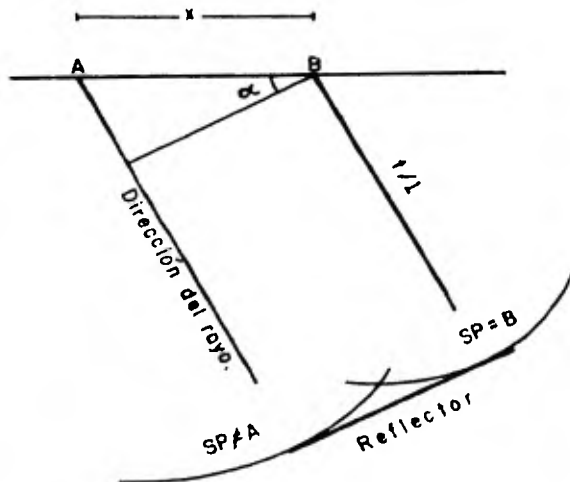


una versión digital del anterior, .....etc.

Estos métodos dan resultados aceptables en la mayoría de los casos, sin embargo dado que en ocasiones, la causa de la difracción no se encuentra dentro del perfil teóricamente - observado se encausó el problema hacia tres dimensiones.

Existen varias diferencias entre ellas como por ejemplo que la migración se efectue en tiempo o en profundidad, -- que se efectue manualmente o en computadora, ...etc. Sin embargo han sido creadas gracias al conocimiento de la forma en que se crea una difracción y las propiedades que presentan, algunas de las cuales son revisadas a continuación.

Cuando una onda es generada se empieza a propagar en forma de un frente de onda, cuya forma es esférica, si el medio es homogéneo, pero varía si no lo es. Esto último es nuestro caso, pues aunque los estratos puedan ser considerados homogéneos, existe una variación de la velocidad con la profundidad la cual es generalmente ascendente. Este frente de onda es una superficie y marca el tiempo de viaje del disturbio, de tal forma que si existe algún reflector en cualquier posición el rayo que incida normalmente puede ser detectado en su lugar de origen a un tiempo doble - principio en que se basa la migración de trayectoria del rayo - el cual es asignado a un punto situado exactamente abajo - en sentido vertical - del detector. El tiempo detectado es de esta manera es de esta manera un función de la velocidad promedio del medio.



(Sheriff, 1978)

PRINCIPIO DEL METODO DE LA TANGENTE COMUN

FIG. VII.5

Si ahora consideramos que nuestra fuente y detector no se encuentran en el mismo punto, sino que están espaciados una distancia  $r$  cualquiera, el tiempo de reflejo estará en función de la velocidad aparente.

Si nuestro medio posee una velocidad de propagación  $V$  el espacio que puede darnos el mismo reflejo, visto en dos dimensiones, es una elipse, cuyos focos son respectivamente la fuente y el receptor.

Como se nota, el problema sigue latente, ya que existe una infinidad de puntos (perímetro de la elipse) que pueden darnos el mismo resultado. Pero si consideramos que los reflejos provienen de un contacto recto, y contamos con 2 detectores, - entonces sí queda definido el contacto, dado que es tangente a los frentes de onda para los tiempos registrados. Esto constituye el principio del método de la tangente (figura VII.5).

Otra característica de las difracciones es el de presentarse sobre una curva llamada de máxima convexidad que está en función de la distancia fuente-detector, lo cual aunado a - el conocimiento del frente de onda constituye el principio de - operación de el método de Fagodoorn.

En las secciones convencionales la migración no siempre es efectuada debido a la facilidad de localizar eventos tales como fallas mediante las difracciones, sobre todo donde ellas presentan desplazamientos pequeños.

En cambio, para la obtención de secciones SEISLOG, su

ejecución es absolutamente necesaria para evitar eventos no --  
existentes en la función de reflectividad que finalmente es ob--  
tenida por medio de la deconvolución tipo spike. En la figura  
VII.6 se muestra los efectos de la migración en un modelo cu--  
alquiera donde se puede notar la desaparición de los eventos --  
no existentes.

#### VII.6 Obtención de la función de reflectividad.

La técnica SEISLOG supone que la función de reflecti--  
vidad puede ser obtenida usando un operador wiener de convo--  
lución como último punto del proceso. El operador Wiener es un  
filtro  $W(t)$  de longitud finita calculado con criterio de mini--  
mos cuadrados que - bajo ciertas consideraciones - al convolu--  
cionarse con la traza sísmica nos restituye la función de re--  
flectividad.

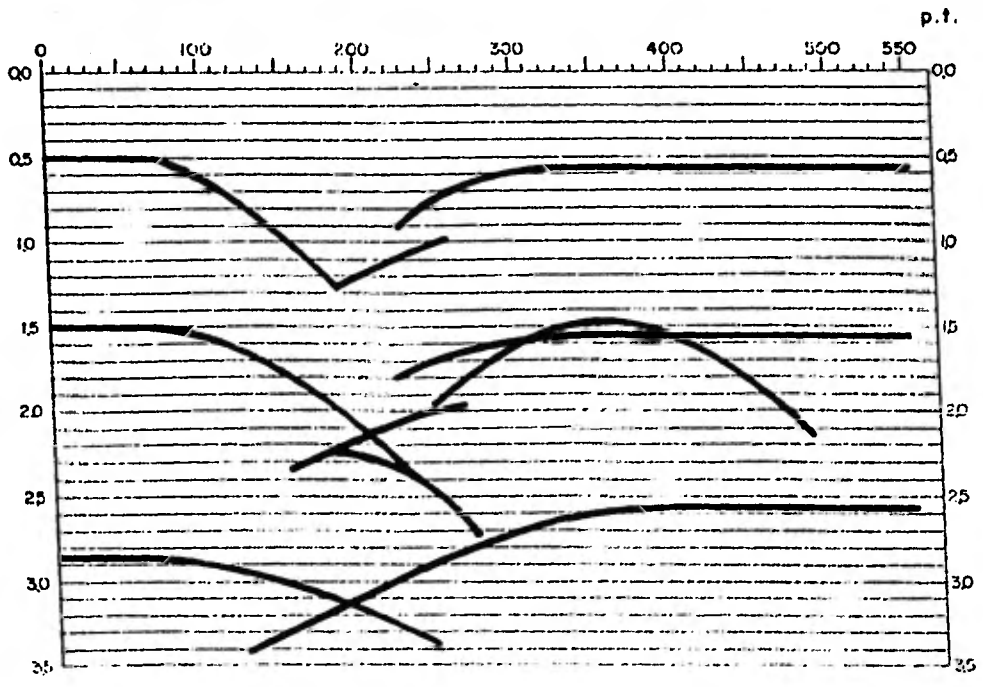
El diseño del filtro puede ser mas objetivamente expli--  
cado si se habla primero de un operador predictivo de convolu--  
ción, el cual al actuar sobre una función  $X(t)$  nos calcula el  
valor de la misma en un tiempo futuro  $t+B$ , esto es:

$$X(t) * O.P. = X(t+B) \dots\dots\dots VII.2$$

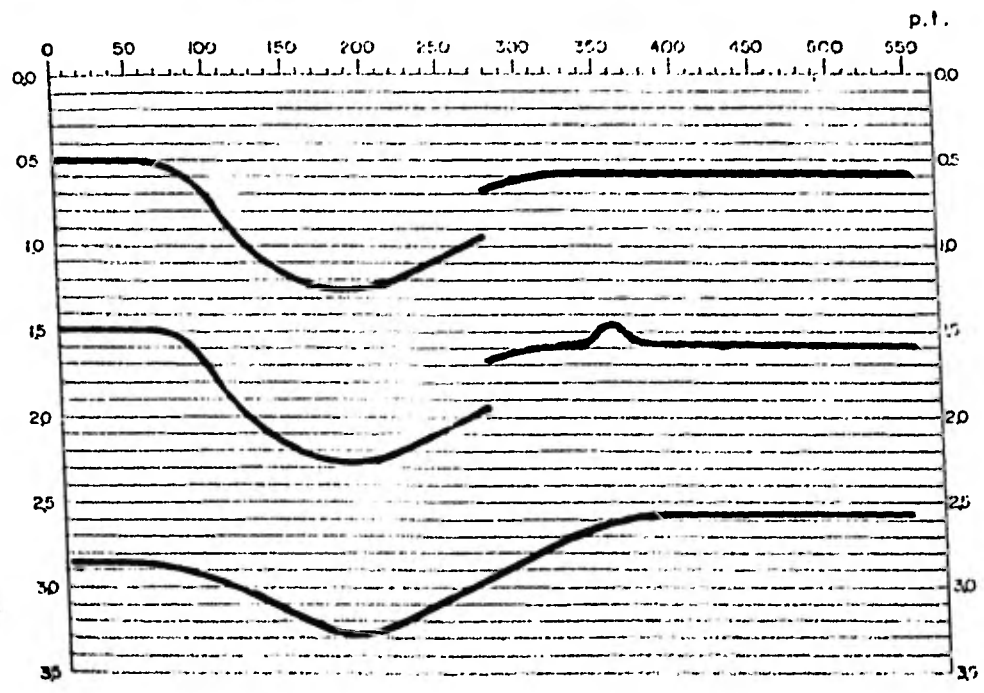
Se dice entonces que el operador tiene una distancia --  
de predicción  $B$ , ya que si la función de entrada está dada --

$$\text{por: } X(t) = X_t, X_{t+1}, \dots, X_{t+B}, X_{t+B+1}, \dots, X_n.$$

Por lo que :



seg.



seg.

EFFECTO DE LA MIGRACION EN UN MODELO

FIG. VII.6

(Sheriff, 1978)

$$X(t+B) = 0, 0, 0, \dots, X_{t+B}, X_{t+B+1}, \dots, X_n.$$

Y si  $X(t+B)$  es el resultado de la convolución dada por la fórmula VII.2, entonces el operador de convolución tendrá que ser de la forma :

$$F(t+B) = 0, 0, 0, \dots, F_{t+B}, F_{t+B+1}, \dots$$

La secuencia  $X_t, X_{t+1}, \dots, X_{t+B-1} = X'(t)$  será :

$$X'(t) = X(t) - X(t+B) \dots \dots \dots \text{VII.3.A.}$$

$$= X(t) - X(t) * O.P. \dots \dots \dots \text{VII.3.B.}$$

$$= X(t) - X(t) * F(t+B) \dots \dots \dots \text{VII.3.C.}$$

$X'(t)$  es pues la diferencia entre dos funciones y en términos de su transformada Z quedará :

$$T_Z \{X'(t)\} = X(Z) - X(Z) [Z^B F(Z)] \dots \dots \dots \text{VII.4.A}$$

$$= X(Z) [1 - Z^B F(Z)] \dots \dots \dots \text{VII.4.B}$$

Esta diferencia se irá reduciendo a medida que B disminuya de tal forma que la mínima diferencia se obtendrá cuando B=1 pues tendremos un solo valor diferente que es  $X_t$  :

$$T_Z \{X_t\} = X_Z = X(Z) [1 - ZF(Z)] \dots \dots \dots \text{VII.5}$$

$[1 - ZF(Z)]$  es la transformada de un filtro que convolucionado con la función  $X(t)$  nos proporciona el pulso  $X_t$ . Lo anterior es sumamente importante en nuestro caso ya que una traza sísmica puede verse como una superposición de eventos producidos por la convolución de la función de reflectividad con la ondícula. Cada uno de estos eventos es el resultado de convolucionar la ondícula con un coeficiente de reflexión por lo cual será proporcional a él. Es por ello que al convolucionar

un filtro de diferencia mínima con la ondícula nos dará su primer valor significativo que será proporcional a el pulso que lo originó, y de esta manera se reconstruirá una función de reflectividad proporcional a la verdadera.

Por otra parte si queremos construir el filtro predictivo  $F(t)$  bajo criterio de mínimos cuadrados entonces se debe de cumplir que :

$$(E_{\min})^2 = (S(K) - \sum_0^n F(t)X(K-t))^2 \dots\dots\dots \text{VII.6}$$

Donde:

$S(K)$  = salida

$X(t)$  = entrada

El mínimo se logrará si la primera derivada es cero:

$$\frac{d(E_{\min})^2}{dF(t)} = 2(S(K) - \sum_0^n F(t)X(K-t)) (X(K-t)) \dots\dots\dots \text{VII.7.A}$$

$$S(K)X(K-t) - \sum_0^n F(t)(X(K-t))(X(K-t)) = 0 \dots\dots\dots \text{VII.7.B}$$

$$\sigma_{SX}^t - F(t) * \sigma_{XX}^t = 0 \dots\dots\dots \text{VII.7.C}$$

Esta es la expresión que nos permite conocer el filtro predictivo y en ella :

$\sigma_{SX}^t$  = correlación cruzada entre la salida deseada y la entrada valuada en cualquier tiempo  $t = K$

$\sigma_{XX}^t$  = autocorrelación de la entrada valuada en  $t = K$

El filtro tiene una longitud finita  $n$  igual al número de términos de la autocorrelación, lo cual es una observación importante debido a que en el mejor de los casos al convolucionar el operador Wiener  $W=(1-F(t))$  con la entrada se tendrá un

pulsos de valor  $k$  de tal forma que :

$$E * W = K \dots\dots\dots \text{VII.8.A}$$

$$(|E| e^{j\theta_E}) (|W| e^{j\theta_W}) = |K| e^{j\theta} \dots\dots\dots \text{VII.8.B}$$

$$\theta_W = -\theta_E \dots\dots\dots \text{VII.8.C}$$

Esta última ecuación significa que conforme aumenta el retraso de energía de la función de entrada, el operador Wiener tardará más en converger - si es que converge - y puesto que su longitud es finita tendremos un error mayor.

Por otro lado, si se supone que el espectro de la función de reflectividad es blanco entonces se cumplirá que:

$$\frac{\phi_{SX}}{\phi_{XX}} = \frac{\phi'_{SX}}{\phi'_{XX}} = F \dots\dots\dots \text{VII.9}$$

Donde la falta de apóstrofe significa que las funciones han sido calculadas con las trazas y las otras a partir de la ondícula. En otras palabras se puede concluir que cada traza puede producir su propio filtro Wiener.

Un inconveniente fuerte para el diseño de el operador es el ruido debido a que la forma del operador puede estar muy influido por éste, de tal manera que al convolucionarse con la traza no se obtendrá la función de reflectividad. En el mejor de los casos se tendrá ruido blanco con el cual la forma del filtro no es alterada realmente.



## CONCLUSIONES

Este trabajo está enfocado a explicar en forma amplia - la manera en que opera la técnica SEISLOG así como los conceptos en que se fundamenta.

Aunque el procedimiento básico de esta técnica (inversión de los datos sísmicos para obtener registros de impedancia acústica) fué descrito inicialmente por C. Delas, J.B. Beuchamp, G. de Lombares, J.M. Fourmann y A. Pontic en 1970 la idea de implementar secciones integradas por registros sónicos derivados de la información sísmica pertenece a Roy O. Lindseth, quien la dió a conocer en 1976.

La técnica está limitada por el autor para el caso terrestre utilizando una fuente impulsiva generadora de energía sísmica y contando como mínimo con un pozo dentro del área del que se hayan obtenido principalmente registros sónicos de porosidad.

El objetivo de la técnica es el de determinar para una secuencia sedimentaria las velocidades de propagación a las que no conoce con el nombre de pseudo-velocidades debido a que son obtenidas en forma indirecta y aproximada.

La importancia de la técnica reside en que hace posible conocer con gran aproximación las velocidades de propagación para distintos paquetes litológicos de donde es factible estimar la porosidad, la cual constituye un factor determinante en la acumulación de los hidrocarburos.

El método SEISLOG tiene, como se ha indicado, carácter aproximativo. La calidad de los resultados logrados con la aplicación de este proceso depende en gran medida de la relación señal - ruido que se tenga durante la obtención de los datos en el campo así como durante su procesamiento. Tengamos presente entonces que los efectos de los múltiples, difracciones, etc. pueden llegar a ocasionar la generación de información errónea. -

En general, la prueba final es siempre el grado de similitud de un SEISLOG con un registro sísmico real en un punto determinado.

La interpretación de una sección de pseudo-velocidades debe ser hecha por quien posea amplia experiencia en cuestiones estratigráficas y sedimentarias así como de registros de pozo.-

Se debe reconocer que dentro de los resultados proporcionados por una sección SEISLOG pueden existir ambigüedades e incluso información errónea, como se señaló anteriormente. Esto hace pensar que el método en consideración no podrá, dependiendo de la exactitud de los resultados, resolver en forma absoluta el problema de la exploración estratigráfica. Por tanto, será de gran valor contar con varios tipos de registros de pozo - obtenidos en el área así como la interpretación estratigráfica de las secciones convencionales (basada en la continuidad de las reflexiones, amplitud, etc.).

## G L O S A R I O

- ANAEROBICO.** Que se lleva a cabo sin la presencia de aire.
- ARRAY PROCESSOR.** Dispositivo de las computadoras que tiene una velocidad de operación muy alta.
- CARBURO.** Combinación del elemento Carbono con cualquier otro elemento.
- CATALIZADOR.** Sustancia o fenómeno que modifica la velocidad de una reacción química con su simple presencia sin sufrir cambio alguno.
- CONSTANT VELOCITY.** Velocidad constante - En el lenguaje de la exploración se atribuye a un tipo de información constante necesaria para un análisis de velocidad especial.
- ISOTROPICO.** Dícese de los cuerpos cuyas propiedades físicas - son idénticas en todas direcciones.
- NORMAL INCIDENCE POINT, (NIP).** Punto de un reflector al cual un frente de onda llega en primer término.
- NORMAL MOVEOUT, (NMO).** Variación del tiempo de arribo de un reflejo debido a la variación en la separación existente entre la fuente y el detector.
- OFFSET.** Distancia entre el punto de tiro y el centro del grupo de geófonos más cercano a él. A menudo se expresa - en términos de coordenadas  $X'$ ,  $Y'$ , que son respectivamente el offset sobre la línea de observación y el -- offset perpendicular.
- PIEZOELECTRICIDAD.** Producción de electricidad por ciertos cristales.

tales sometidos a presiones o a cualquier tipo de deformación mecánica.

**ROOT MEAN SQUARE, (RMS).** Raíz cuadrática media. Dícese del promedio cuadrático de cualquier serie de datos.

**TIEMPO DE TRANSITO.** Sismológicamente se entiende como el tiempo de viaje de una onda, valuado entre dos puntos cualesquiera de un medio rocoso.

**SPIKE.** Pico. Evento regularmente de gran amplitud y corta duración.

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

- 1) Anstey, N.A. (1977); "Seismic interpretation, the physical aspects"; International human resources development corporation; Boston.
- 2) Basurto, J. (1978); "Apuntes de la cátedra de Prospección sísmológica"; Fac. de Ingeniería, UNAM.
- 3) Dunkin, J. W. , Levin, F. K. (1973); "NMO correction effects on seismic pulse"; Geophysics, Vol. 38, no. 4.
- 4) Grant, F.S. and West, G. F. (1965); "Interpretation theory - in applied geophysics"; New York, Mc. Graw Hill.
- 5) Gutiérrez, G. D. (1963); "Características teóricas de algunos tipos de ruidos y métodos para su reconocimiento y eliminación"; AMGE.
- 6) Hager, D. (1951); "Practical oil geology"; Mc. Graw-Hill.
- 7) Hubral, P. , Krey, T. (1980); "Interval velocities from seismic reflection time measurements"; Society of exploration geophysicist.
- 8) Landes, K. (1951); "Petroleum geology"; John Wiley and sons.
- 9) Larner, K. L. , Mateker, E. J. Jr. and Wu, C. (1973); "Amplitude: Its information content"; Western Geophysics Co. Houston, Tx.
- 10) Le Sr, A. (1971); "Application of the method of Layton"; "Sísmica de reflexión"; AMGE, Vol. 1, p. 3.

- 11) Lindseth, R.O. (1976); "Seislog process uses seismic reflection traces"; The oil and gas journal.
- 12) Lindseth, R.O. (1979); "Synthetic sonic logs. A process for stratigraphic interpretation"; SEG.
- 13) Marr, J.D. (1971); "Stratigraphic seismic exploration"; Geophysics, Vol.36, no.2.
- 14) Newman, P. (1973); "Divergence effects in a layered earth";- Geophysics, Vol.38.
- 15) O' Doherty, R.F. and Anstey, N.A. (1971); "Reflections on amplitudes"; Geophysical prospecting, Vol.19.
- 16) Palafox R,H.; Apuntes personales sobre sistema vibroseis.
- 17) Palafox R,H. (1980); "Descripción y aplicación de procesos sísmicos avanzados para la detección de hidrocarburos"; ANGE.
- 18) Palafox R,H. (1975); "Principios básicos del procesamiento digital"; ANGE., Vol.16, no.3.
- 19) Teacock, K.L. , Sven, T. (1969); "Predictive deconvolution";- Geophysics, Vol.34, no.2.
- 20) Resnick, R. , Halliday, L. (1974); "Física"; CECSA.
- 21) Ricker, N. (1953); "The form and laws of propagation of seismic wavelets"; Geophysics, Vol. 18.
- 22) Seismograph Service Corporation; "Determinación de parámetros de campo"; Apuntes múltiples.

- 23) Sheriff, R.E. (1977); "Limitations on resolution of seismic-reflections and geologic data derivable from them"; --- E26, AAPG.
- 24) Sheriff, R.E. (1978); "A first course in geophysical exploration and interpretation"; IHRDC., Boston.
- 25) Teknica Resource Development Ltd. (1978); "Seislog-stratigraphic interpretation of seismic data"; Calgary, Alta.
- 27) Texas Instruments; Manuales de operación de los Módulos del D.F.S. IV y V.
- 28) Western Geophysical Co.; Apuntes varios sobre procesado de datos.