



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-92

Señor MURGUIA SANDRIA FRANCISCO JOSE.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Prof. Ing. - Jesús Basurto García, para que lo desarrolle como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOFISICO.

"EL METODO SISMOLOGICO DE PROSPECCION"

- I ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION SISMOLOGICA.
- II PROPAGACION ONDULATORIA EN EL MEDIO GEOLOGICO.
- III METODO SISMOLOGICO DE REFRACCION.
- IV METODO SISMOLOGICO DE REFLEXION.
- V GENERACION DE ENERGIA SISMICA E INSTRUMENTACION.
- VI OPTIMIZACION DE LA INFORMACION SISMICA.
- VII PROCESOS APLICABLES A LA INFORMACION SISMICA.

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

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., 3 de mayo de 1983.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

EL METODO SISMOLOGICO DE PROSPECCION

CONTENIDO

RESUMEN

	pag.
I. ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION SISMOLOGICA	
I.1. Relación de la prospección geofísica con la sismología general.	.. 1
I.2 Intensidad de la prospección sismológica y costos de operación de una brigada de exploración sísmica.	.. 8
I.3 Componentes y funciones de un sistema sismológico de exploración.	.. 13
I.4 Técnicas de Observación	.. 16
I.5 Procesamiento de datos y su interpretación en términos geofísicos.	.. 23
II. PROPAGACION ONDULATORIA EN EL MEDIO GEOLOGICO	
II.1 Propiedades elásticas de los materiales que componen las rocas del subsuelo	.. 27
II.2 Velocidad de propagación de las ondas en los medios geológicos	.. 38
II.3 Aplicación de las leyes de reflexión y refracción en los estratos geológicos.	.. 50
II.4 Distribución de la energía de las discontinuidades o contactos geológicos.	.. 56
II.5 Modificaciones que sufren los pulsos sísmicos al propagarse en medios geológicos. Atenuación, pérdidas y variación del espectro.	.. 61
El pulso de velocidad de Richter.	

	página.
III. METODO SISMOLOGICO DE REFRACCION.	
III.1 Generación de ondas refractadas emergentes, observables en la superficie del terreno.	..78
III.2 Determinación de la profundidad de capas horizontales y paralelas	..83
III.3 Determinación de profundidades y echado de capas inclinadas.	..91
III.4 Técnica de perfiles continuos de refracción	..96
III.5 Técnicas de abanicos	..100
III.6 Técnicas especiales de refracción	..103
III.7 Aplicaciones y limitaciones del método de refracción.	..112
IV. METODO SISMOLOGICO DE REFLEXION	
IV.1 Ventajas teóricas y prácticas del método de reflexión, en su aplicación para objetivos estructurales profundos.	..113
IV.2 La determinación de la profundidad y el echado para diferentes condiciones estructurales del subsuelo.	..118
IV.3 Técnicas de observación. Correcciones a la información de campo. Procedimientos de campo. Pruebas y análisis de parámetros para operación de campo.	..125
IV.4. Eventos perturbadores en sismogramas y secciones sísmicas. Ruidos coherentes e incoherentes. Descripción de los principales tipos de eventos perturbadores.	..143
IV.5 Procedimientos para determinar velocidades sísmicas.	..148
IV.6 Aplicaciones del método de reflexión.	..160
V. GENERACION DE ENERGIA SISMICA E INSTRUMENTOS	
V.1 Fuente de Energía.- Explosivos.- Sistemas Mecánicos y Neumáticos. Fuentes varias.	..161

		pag.
V.2	Detectores sísmicos.	..185
V.3	Sismógrafos Analógicos y Digitales	...190
V.4	Equipos para el procesamiento de la información sísmica. Analógicos, Digitales, etc.	..197
V.5	Sistemas y Técnicas para la presentación de resultados.	.. 198
VI.	OPTIMIZACION DE LA INFORMACION SISMICA	
VI.1	Procedimientos de campo para identificar las características de eventos perturbadores	.. 202
VI.2	Procedimientos para identificar en secciones sismológicas la presencia de ruidos coherentes.	..206
VI.3	Técnicas de campo para atenuar eventos perturbadores.	.. 208
VI.4	Técnicas de proceso para atenuar ruidos.	.. 219
VII.	PROCESOS APLICABLES A LA INFORMACION SISMICA	
VII.1	La utilización de las computadoras digitales en la automatización de correcciones, procesos de optimización y presentación de resultados.	..222
VII.2	Procesos especiales que ayudan a la interpretación sismológica.	..240

Bibliografía y Referencias.

R E S U M E N

Estos apuntes están hechos con el objeto de servir como guía - para el estudiante de geofísica, en lo que respecta al conocimiento de la teoría, la operación de campo, los procesos realizados sobre la información, las técnicas especiales que ayudan a la interpretación y las aplicaciones que actualmente tiene la Prospección Sismológica en el vasto campo de la exploración.

Sin llegar a ser un tratado, el presente trabajo pretende cubrir de manera amplia todos los temas que se consideran básicos en la prospección sísmica.

En el capítulo I se pretende situar a la prospección sismológica, en el lugar que le corresponde dentro del campo general de la prospección geofísica y se hace una síntesis del sistema y de los conocimientos que son necesarios para aplicar el método sísmico.

En el capítulo II se hace un análisis de la teoría de la propagación de las ondas en los medios geológicos, teoría en la que esta basado el sistema de adquisición de datos.

Los capítulos III y IV tratan con detalle los 2 métodos que -- constituyen la sismología de exploración.

En el capítulo V cubre los temas referentes a las fuentes de --

energía sísmica y los instrumentos de detección, tratando de -
mencionar la mayoría de los sistemas tanto antiguos como modernos
nos.

En el capítulo VI analizamos los procedimientos que nos permiti-
tirán obtener los mejores resultados de la información sismológica
gica.

En el capítulo VII mencionaremos los procesos y la secuencia -
de los mismos en el análisis de la información de campo por --
computadora.

TEMA I. ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION SISMOLOGICA.

I.1. Relación de la Prospección Geofísica con la Sismología -- General.

Prospección Geofísica o Geofísica de Exploración, es el nombre con el cual se le conoce a la técnica que aplica los conocimientos de la física de la tierra en forma práctica, con el objeto de obtener información sobre la configuración del subsuelo, -- sirviendo ésta en el estudio y solución de problemas geológicos.

Las técnicas o métodos que conforman a la Prospección Geofísica, están divididos, de acuerdo al fenómeno físico que estudian, en los siguientes:

- a.- Los métodos de Fuente Natural
- b.- Los métodos de Fuente Inducida.

Los primeros estudian las variaciones de los campos naturales de la tierra, tales son: el gravitatorio, el geomagnético, el geotérmico, la radiactividad y la fuente eléctrica por actividad natural.

Los de fuente inducida, emplean en su aplicación, una fuente artificial, creada por el hombre, tales como: la corriente eléctrica inducida, la corriente eléctrica inducida por un campo magnético, la corriente eléctrica inducida por un campo magnético, la corriente eléctrica inducida por un campo magnético, la corriente eléctrica inducida por un campo magnético.

MÉTODOS DE FUENTE NATURAL.

1.- Prospección Magnetométrica.

Las variaciones que presenta el campo magnético terrestre, debidas a cambios en la susceptibilidad magnética de materiales de la corteza, son analizadas pues determinan características diversas del basamento, las cuales pueden influir en el comportamiento estructural de los sedimentos que lo sobreyacen.

2.- Prospección Gravimétrica.

Medidas en superficie de la atracción gravitacional, son realizadas con el propósito de detectar variaciones laterales en la misma, las cuales son provocadas por variaciones del mismo tipo en la densidad de las rocas. Estas provocan anomalías, que son asociadas con estructuras geológicas existentes en la columna estratigráfica.

3.- Método Eléctrico de Fuente Natural.

Este método en el estudio de reservorios geotérmicos o naturales que surgen en el subsuelo, surge por actividad eléctrica o electroquímica. El factor más controlado con actividad es en todo los casos el agua subterránea. Este potencial es necesario para el flujo de agua, cuando es la presión de la columna de agua subterránea, que es el que produce el flujo de agua. Este método es el más adecuado para el estudio de reservorios geotérmicos o naturales que surgen en el subsuelo.

provecho en exploración.

4.- Métodos Radioactivos.

Consisten en la exploración por minerales que contengan Uranio, para su explotación y aprovechamiento.

MÉTODOS DE FUENTE INDUCIDA.

1.- Métodos Eléctricos de fuente inducida.

Estos métodos se basan en el estudio de algunas propiedades o características eléctricas de los materiales de la tierra, en base al análisis de energía eléctrica o de campos electromagnéticos, que son inducidos al subsuelo y recibidos en la superficie.

2.- Prospección Sismológica.

La propagación de ondas de tipo elástico en el medio Tierra, es la herramienta básica con que la prospección sismológica -- cuenta para explorar el subsuelo. Este estudio está basado en las leyes de la óptica y la acústica, de la física general.

La generación de las ondas elásticas es hecha en un punto cercano o sobre la superficie del terreno, registrándose los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas a lo largo de diferentes trayectorias, desde el punto fuente a los puntos donde son recibidas.

El tipo de trayectorias es el que marca la diferencia entre -- los 2 métodos que existen en la prospección sismológica, siendo estos los siguientes:

Sismología de Reflexión.- En este método las trayectorias de -- las ondas, que se pretende detectar, son principalmente casi -- verticales y es el método geofísico que más se emplea en la -- búsqueda de objetivos profundos.

Sismología de Refracción.- Las trayectorias de las ondas de in -- terés para este método tienen principalmente componentes hori -- zontales, y proporcionan información acerca de velocidades sís -- micas y profundidades de estratos generalmente someros en su -- aplicación práctica.

Este tipo de análisis de ondas elásticas se hizo originalmente en el estudio de los terremotos cuya causa principal es el rea -- comodamiento de capas en el subsuelo, y cuya distribución es explicada por la teoría de la tectónica de placas.

Esta teoría considera a la tierra dividida en grandes placas -- rígidas las cuales tienen un movimiento lento y continuo, / -- debido a que estas chocan unas con otras existen zonas de ex -- pansión como las dorsales oceánicas, donde se esta generando -- la corteza oceánica a partir de materiales provenientes del -- manto. También existen las llamadas zonas de subducción donde -- se reabsorbe dicha corteza y se generan las principales fuer --

zas orogénicas, alrededor de estas zonas se concentran las --
areas de mayor movimiento sísmico.

A causa de este movimiento de placas y de la acción de fuerzas naturales que se originan en el interior de la tierra (volca--
nes etc.), en determinado momento hay una liberación repentina de esfuerzos acumulados, la cual es una liberación de energía en forma de ondas sísmicas o elásticas que, en su recorrido --
por el subsuelo, provocan movimientos del terreno superficial conocidos con el nombre de terremotos.

La gran cantidad de energía liberada en forma de ondas es re--
gistrada en observatorios sismológicos en todo el mundo, y del análisis practicado a estas señales se sacan conclusiones acerca
ca de la composición y estructura interna de la Tierra.

Las figuras I.1.1(a) y I.1.1(b) muestran los diferentes reco--
rridos en las ondas sísmicas y la conclusión acerca de la es--
trutura interna de la tierra a la que se ha llegado del anális
sis de las primeras; respectivamente.

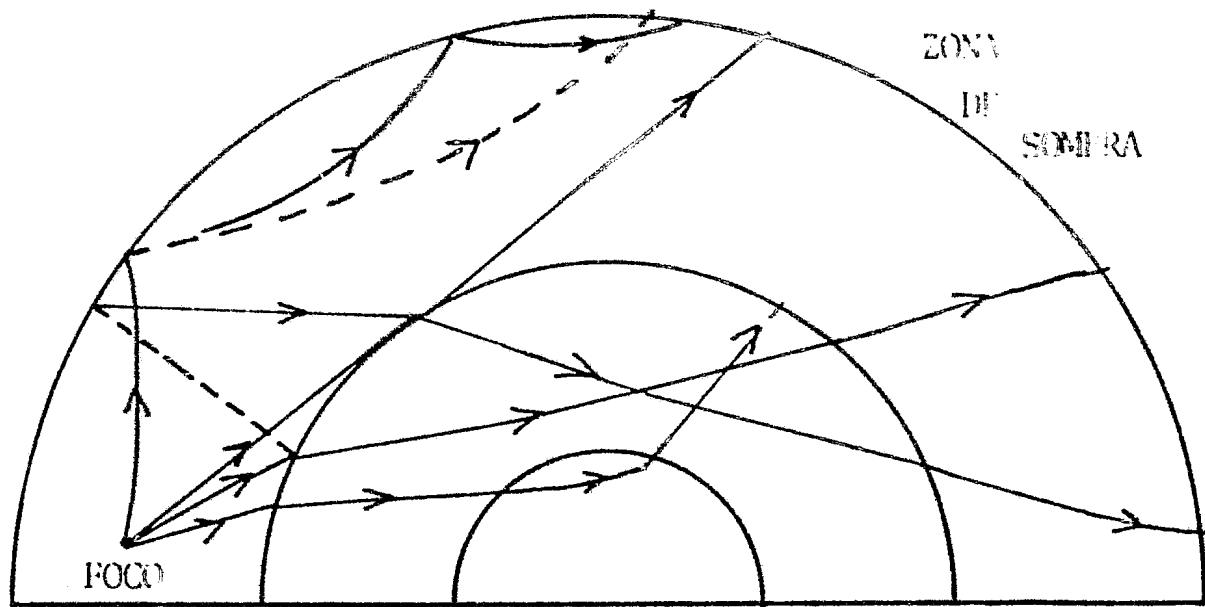


FIG. 1.1.1(a) TRAYECTORIAS SEGUIDAS POR LAS ONDAS SISMICAS EN UN TERREMOTO.

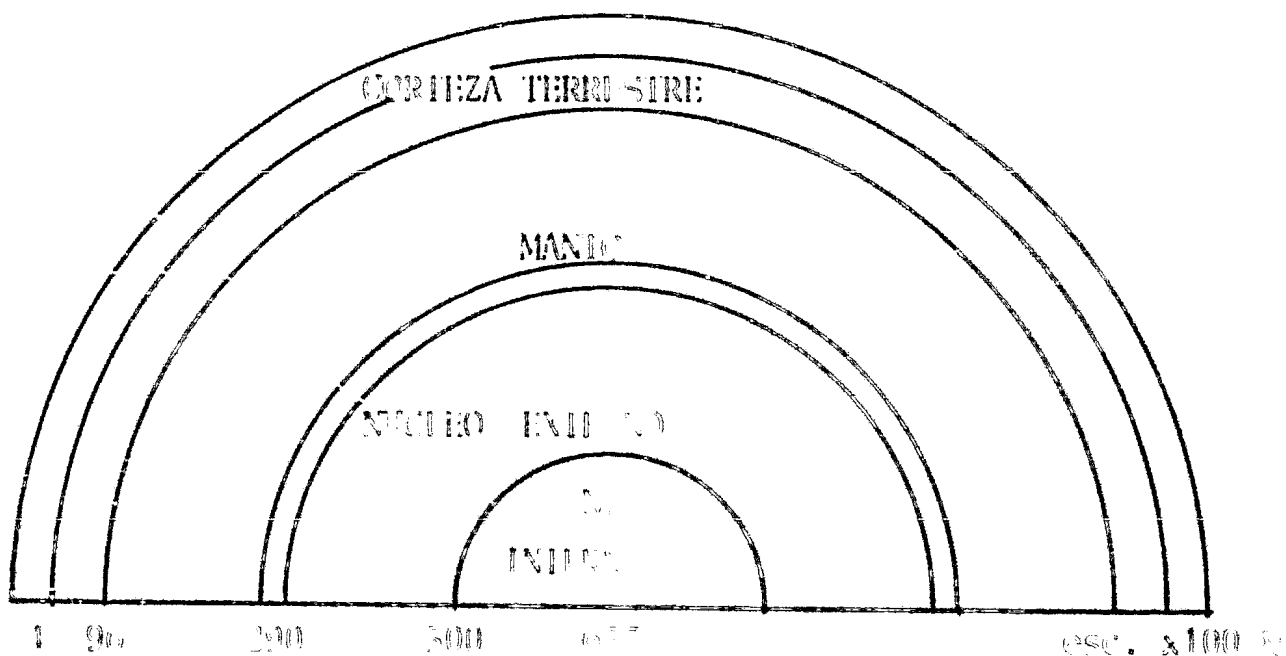


FIG. 1.1.1(b) EL INTERIOR DE LA TIERRA, SEGUIDO POR EL CAMINIS DE LAS ONDAS SISMICAS GENERADAS EN UN TERREMOTO.

La Sismología General o de Terremotos tiene su origen, como ciencia, en el año de 1880 con el desarrollo del sismógrafo, en tanto que la sismología de exploración se inicia en el año de 1920 con los primeros disparos de reflexión. Podemos decir ahora de su relación, que la idea de utilizar la sismología en la exploración del subsuelo con fines económicos nació de la observación de los resultados obtenidos con la sismología general, y que a pesar de que las bases teóricas de la prospección tienen mucho en común con las de la Sismología general, ya existen diferencias básicas entre las que podemos anotar las siguientes:

Los tipos de ondas elásticas que a cada una de estas ramas interesa detectar no son iguales. Una diferencia básica estriba en los períodos de las ondas: las producidas por las fuentes naturales que originan los microsismos tienen períodos que van de los 2 a los 10 segundos; en tanto que las ondas registradas tienen períodos de más de 40 segundos. Por su parte, las ondas generadas de manera artificial en la prospección tienen períodos muy cortos que van desde milésimas hasta décimas de segundo, ondas que es necesario amplificar para su correcto análisis.

Por lo anterior, podemos ver que el diseño de los aparatos para la detección de señales en prospección tendrán características distintas de sensibilidad, de facilidad de manejo y trans-

portación para adaptarse al trabajo en zonas de difícil acceso.

La fuente de energía en prospección es controlable y movable, lo cual no es posible en la Sismología de Terremotos.

Por último, diremos que la Sismología General no pertenece a los sistemas de emisión y recepción de señales controlables y de poca liberación de energía como la prospección sismológica.

I.2 Intensidad de la prospección sismológica y costos de operación para diferentes objetivos geológicos.

Desde sus inicios de prospección sismológica ha ocupado un lugar predominante entre los métodos geofísicos de exploración.

Introducida en el año de 1920 la prospección sismológica ha ido superando etapas algunas difíciles en las cuales casi se estancó, pero el hecho de ocurrir un gran avance en el diseño de los equipos, gracias a los adelantos en la electrónica, la hicieron salir adelante.

Alrededor de 1950 se inicia la grabación de los datos en cinta magnética y en 1953 comienza a utilizarse la computadora digital, lográndose con ello rapidez en el procesado de una gran cantidad de datos al tiempo de un mejoramiento en la calidad de la información.

La Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG), sociedad norteamericana que edita mensualmente la revista "Geophysics", ha publicado estadísticas de la actividad sísmica desde 1933 y --

de la actividad en gravimetría desde 1938 en todo el mundo, --
 las que muestran que la actividad sísmica supera por mucho a --
 cualquier otra técnica geofísica en lo que se refiere a su --
 aprovechamiento.

Debido a la necesidad del mundo actual de hidrocarburos y de --
 minerales económicamente explotables, la utilización de esta --
 técnica se ha venido incrementando en los últimos años.

En México los primeros trabajos exploratorios geofísicos se --
 inician en Naranjos, Veracruz, usandose sismógrafos mecánicos
 de Mintrop en el año de 1922 y a partir de esa fecha la activid
 dad sísmica ha superado a las demás técnicas geofísicas en la
 búsqueda de hidrocarburos principalmente.

Por último, diremos que la prospección sísmica, es la mas resol
 lutiva de las herramientas con las que cuenta la exploración --
 geofísica, puesto que suministra la información mas exacta y a
 mas profundidad, de aquellas partes del subsuelo terrestre que
 no pueden examinarse directamente para una explotacio
 n económica. Es por esto que es la técnica a la que mas se recurre en --
 exploración.

I.2.1. Costos de operación de una brigada de exploración Sísmica

Unicamente para dar una idea del costo mensual de una brigada --
 de exploración (petrolera), vamos a presentar una serie resumi --

da de los costos generales de la brigada Sismología de Reflección #39 de PEMEX durante el mes de agosto de 1982. Con el fin de hacer mas clara y resumida la serie, hacemos las siguientes aclaraciones:

Cuando hablemos de "servicios técnicos a contrato", estamos incluyendo; personal técnico u obrero, kms. observados ó cualquiera otra actividad realizada por el contratista (en este caso contratista de Geofísica).

El término "costo de personal sindicalizado" incluye; salarios y prestaciones, tiempo extra, viáticos y pasajes, atención médica y medicamentos del personal de PEMEX.

Otro término utilizado es el de "depreciación de equipos" el cual incluirá; el instrumental ocupado ya sea por la administración, la brigada de topografía o los de campamento. De la misma forma las instalaciones del campamento o de las oficinas y finalmente los transportes ocupados por cualquiera de las partes antes mencionadas. Al hablar de "costos de operación" incluiremos; combustibles y lubricantes, dinamita, fulminantes, substancias químicas, barrenas, lodos de perforación, llantas y cámaras, indemnizaciones a terceros, flotes, arrendamientos, costos varios y cargos de administración (de la brigada).

Finalmente el término de "costo de mantenimiento" incluye; reparaciones comparadas a brigada, mano de obra de talleres tanto

particulares como de la brigada, reparaciones a terrenos del campamento, mano de obra varios y refacciones y materiales varios.

Cualquier otro gasto es especificado en la lista.

COSTOS GENERALES DE LA BRIGADA SS/39, DURANTE EL MES DE AGOSTO
(del 1º al 18 de 1982).

	costo mensual
GASTOS DE OFICINA TECNICA (Geofísica) incluye; pago de servicios técnicos a contrato, renta mensual, servicios auxiliares a contrato (brecheros, a-- parateros, ayudantes, etc.)	\$ 2'160,958.84
GASTOS DE ADMINISTRACION. incluye; gastos de personal <u>sindicali-</u> zado, depreciación de equipos, y cos- tos de mantenimiento y operación.	\$ 128,752.05
PERFORACION DE POZOS DE TIRO. incluye; servicios auxiliares a con- trato.	\$ 634,035.85
CORTE DE BRECHAS. incluye; brecha de 4 y de 2 mts. dese- chos de tractor, corte de material y - km. transitados por el tractor.	\$ 434,711.91
TALLER MECANICO. incluye; costos de personal <u>sindicali-</u> zado y de operación y mantenimiento.	\$ 72,041.75
CAMPAMENTO. incluye; costos de personal <u>sindicali-</u> zado, servicio de campamento al contra- tista, depreciación de equipos, gastos de mantenimiento y operación.	\$ 1'351,140.14
suma total:	\$ 4'96,391.74

durante el periodo de 18 días hábiles del mes de agosto de 1982

I.3. Componentes y funciones de un sistema sismológico de exploración.

Llamaremos sistema sismológico de exploración, al conjunto de elementos que nos llevan al conocimiento de las características estructurales y litoestratigráficas del subsuelo.

Los componentes y sus funciones respectivas son:

a) Fuente de Energía Sísmica:

En Prospección, las ondas elásticas son generadas de manera artificial con diferentes métodos como los siguientes:

- La explosión de una carga de dinamina en un pozo de tiro, de explosión de una mezcla de gases combustibles en una cámara cerrada, la caída de un gran peso, o la utilización de una fuente oscilatoria electromecánica (vibrador). En el mar, la fuente de energía mas común es un equipo de aire comprimido conocido como "pistola de aire".

b) Medio Geológico.

Es el medio en el cual se produce la transmisión, reflexión y refracción de las ondas elásticas generadas en la superficie, y se compone generalmente de los diferentes estratos de la Tierra.

c) Geófonos o Sensores Sísmicos.

c) Geófonos o Detectores Sísmicos.

Son los receptores de la señal proveniente del subsuelo, la -- cual fue generada artificialmente en la superficie. Son predominantemente de tipo electrodinámico, y están diseñados para ser sensibles únicamente a la componente vertical de la señal, esta es de tipo mecánico y al llegar al detector (que eléctricamente es un transductor) es convertida en una corriente eléctrica la cual es amplificada para accionar los instrumentos -- de registro. Actualmente se han diseñado geófonos sensibles -- únicamente al movimiento horizontal, con el objeto de analizar registros de ondas de tipo transversal.

d) Amplificadores Electrónicos.

Las señales útiles como lo mencionamos anteriormente son de amplitud muy pequeña, electricamente son señales del orden de 1 micro volt, y si la grabación requiere un nivel de 1 volt, necesitamos entonces amplificar la señal 1.000,000 de veces, y -- para ello utilizamos los amplificadores electrónicos.

e) Control de Ganancia.

Las señales útiles son las últimas en ser registradas y por -- lo tanto las mas débiles, este control de ganancia dará importancia a las señales útiles o sea las últimas, pasando por al-- te las primeras que no son de importancia.

f) Filtros de Frecuencia.

Las señales que no deseamos detectar, serán consideradas como ruido en la grabación, y por lo tanto se hace necesario filtrarlas.

g) Galvanómetro.

Es un transductor (convierte energía eléctrica en energía mecánica) que constituye el sistema de graficación del sismograma.

h) Registradores Visuales y de Cinta.

El primero será un sismograma de campo y el segundo consiste en una grabadora de cinta magnética que primero fue analógica y actualmente es digital.

i) Sistemas de Registro.

De uso común son los sistemas de 24 y 48 canales, actualmente están en uso sistemas de 1024 canales en la exploración marina. En aplicaciones de Ing. Civil, mineras y de aguas subterráneas se emplean de 1 a 12 canales de registro.

I.4. Técnicas de Observación.

En Prospección Sísmica, se conoce como "Técnicas de observación", a las diferentes disposiciones o arreglos de las fuentes de energía en relación con los geófonos o detectores sísmicos, que son utilizados en la obtención de los datos de campo. Estas técnicas tienen básicamente 2 objetivos.

- a.- El diseñar o escoger el patrón fuente-detección que nos ofrezca los mejores resultados, de acuerdo con los objetivos geológicos de la Exploración.
- b.- El tratar de reducir al mínimo las señales que no deseamos detectar, tales que consideramos como ruido en el sismograma, para lo cual diferentes técnicas de campo han sido desarrolladas.

Nombramos a continuación las técnicas de observación más comunes y los objetivos para lo cual fueron diseñadas.

I.4.1. Sistema de tipo Convencional o Tendido Bilateral.

El término "Tendido", será utilizado para referirnos a la forma o distribución que tendrán los geófonos con respecto a la fuente de energía, a lo largo de una línea de observación sísmica.

Las características del mismo, tales como separación entre re-

tectores, número de los mismos, la distancia entre la fuente y el primer detector del tendido (conocida con el término off-set) y la longitud del tendido, son parámetros de observación, evaluados en base a las llamadas "pruebas de campo", de las cuales hablaremos posteriormente.

El sistema de Tiro convencional o tendido bilateral, fue diseñado con el objeto de tener una cobertura total de subsuelo, o sea de un 100%, tiene la característica de tener la fuente de energía situada en la parte central del tendido de geófonos, tal como lo muestra la Figura I.4.1.

Como se ve, la explosión en el punto de Tiro A, logra una cobertura del subsuelo explorando del 50% y la explosión en el P.T.B. logra el otro 50%, y así sucesivamente solo se hará necesario cambiar la mitad del tendido de geófonos.

Este sistema es usado comunmente cuando los objetivos de la exploración son continuos, pero adolece de ciertas dificultades, al no permitir una correlación confiable de datos en áreas difíciles y tiene problemas de operación cuando son usadas fuentes de energía superficiales (vibradores).

I.4.2. Tendido Lateral.

Como lo muestra la figura I.4.2, este sistema tiene colocada a la fuente de energía en un extremo del tendido de geófonos.

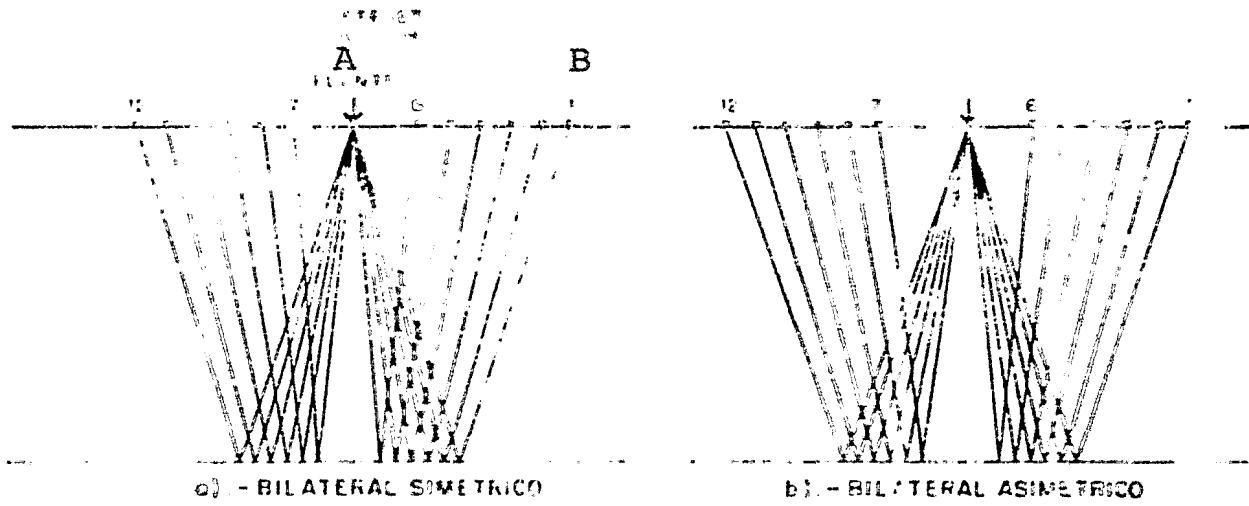


FIG 1.4.1. - TENDIDO BILATERAL

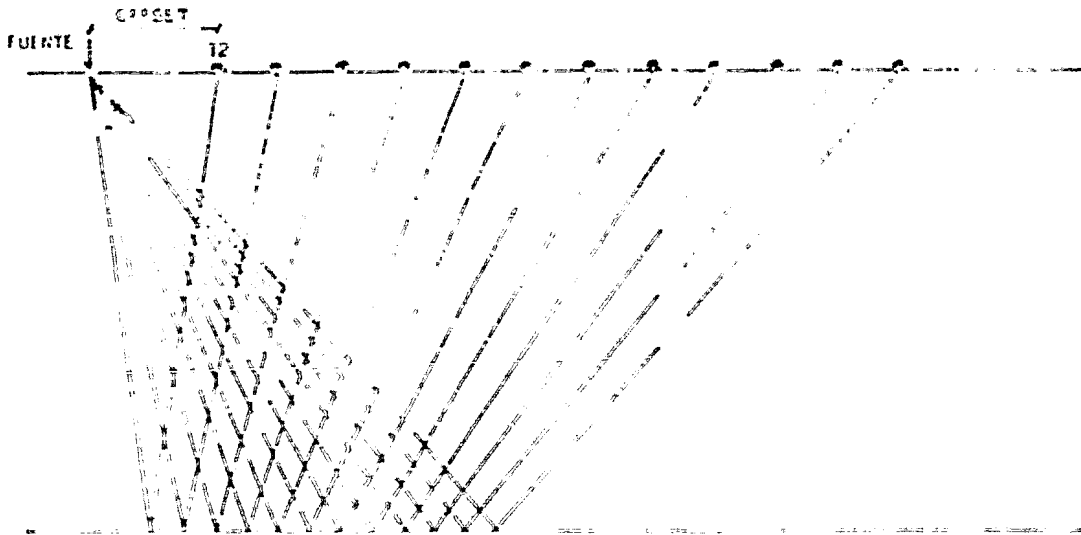


FIG 1.4.2 - TENDIDO LATERAL

Este tendido tiene ventajas de operación sobre el sistema convencional, pero no es aplicable cuando los horizontes reflejantes son someros, y tienen la particularidad de que la calidad de la información depende mucho de la forma de tiro respecto del echado de las capas en el subsuelo.

Con el diseño del sistema de cubrimiento del subsuelo al 100%, y con las dificultades de operación que fueron superadas con la utilización del tendido lateral, se solucionaron muchos problemas en la interpretación de los datos, pero en el mejoramiento de la Relación Señal-Ruido no se avanzó y siendo este un problema de gran importancia en la adquisición de los datos de campo, se utilizaron diferentes técnicas para tratar de eliminar al máximo la presencia de ruido en los sismogramas. Técnicas que pertenecen a los sistemas de observación, como son:

I.4.3. El uso de Geófonos y Fuentes Múltiples.

Una técnica antigua en sismología, fue la de utilizar un geófono conectado a un solo canal de registro, este detector al recibir la señal proveniente subsuelo y alimentar con esta información al canal de registro, la enviaba con un nivel muy alto de ruido.

Los tipos de ruido, que afectan a la información utilizada en la prospección sísmológica, son de 2 clases:

El Ruido Coherente, que es ruido con características definidas

en su forma de onda y sus defasamientos y velocidades aparentes.

El Ruido Incoherente, ruido irregular que no tiene características que lo definan en forma precisa.

Tomando en cuenta, los conocimientos que se tienen sobre el origen y las características del ruido sísmico, y dado que la aplicación de las leyes de la óptica en el análisis de las trayectorias que sigue la señal reflejada, nos han permitido considerar a estas para fines prácticos como verticales, y contenidas en el mismo plano vertical que los detectores y la fuente, se ha buscado apoyar durante el registro a la energía que viaja verticalmente y discriminar al ruido coherente (que se conoce que viaja en forma casi horizontal, a lo largo del tendido).

La forma mas eficaz para lograr este objetivo, es mediante el uso de varios geófonos por canal de registro.

Así, la técnica antigua de usar un solo canal por traza, fue reemplazada por la de detectores múltiples.

El uso de fuentes múltiples, sigue el mismo principio que el de los geófonos, pero el empleo de las fuentes superficiales (como los sísmoseros), ha obligado a utilizar una combinación de fuentes y de detectores múltiples debido a la gran cantidad de ruido que se produce por el uso de fuentes y por la cantidad de ruido que se produce por el uso de detectores.

Estos arreglos pueden ser lineales o bidimensionales.

Los arreglos lineales, son muy efectivos en la atenuación de -- los ruidos superficiales, pero discontinuidades existentes en el subsuelo tales como diques, fallas, etc., que estan fuera - del plano vertical que contiene a la línea de observación, provocan un tipo de ruido conocido como ruido lateral, el cual -- llega desde puntos diferentes al arreglo de geófonos. Para su atenuación, este tipo de ruido debe ser muestreado en el plano horizontal, por medio de los llamados arreglos bidimensionales que son de gran efectividad en la atenuación de ruidos laterales, cuando la dirección de arribo de la señal a los detectores es conocida. Su uso esta limitado por razones de tipo económico, como son el tener que usar brechas mas anchas, cuestión sin importancia cuando se trabaja en zonas desérticas.

Las figuras I.4.3. (a),(b),(c) muestran ejemplos de arreglos - bidimensionales.

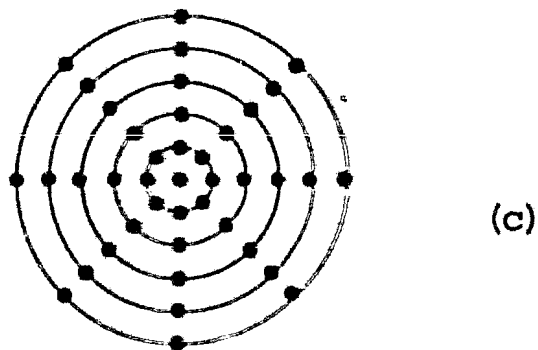
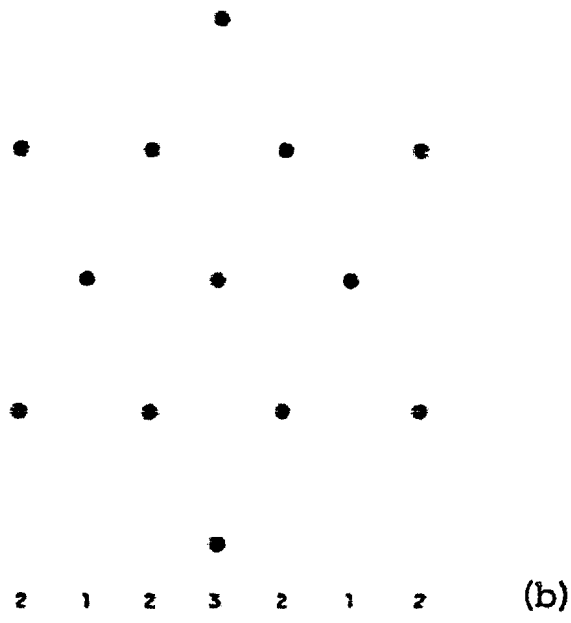
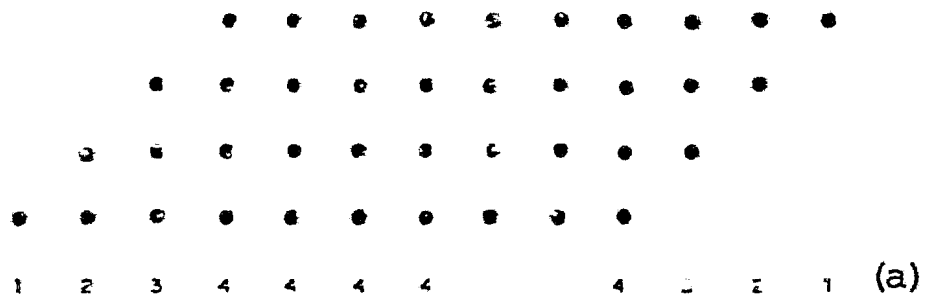


FIG 14.3 - PATRONES BIDIMENSIONALES

I.4.4. La Técnica del Punto de Reflejo Común (CDP).

Este método, hace una combinación de la información sísmica, la cual es asociada a un solo punto de reflexión, pero que es registrada con múltiples puntos de tiro y recibida en detectores colocados a diferentes desplazamientos (fuente-recepción), haciéndose una cobertura múltiple de una misma porción del terreno.

Mediante la aplicación de correcciones necesarias, como la corrección dinámica, las trayectorias de la señal reflejada en el subsuelo, son convertidas en trayectorias verticales coincidentes en un mismo punto. Estas trayectorias se suman un número de veces que va de acuerdo con el número de señales usadas, y el ruido al no ser coincidente en fase ni el tiempo de llegada, resultará atenuado en relación con las reflexiones.

I.5. Procesado de los Datos y su Interpretación en Términos Geofísicos.

Como se mencionó anteriormente, el dato mas valioso con que cuenta la prospección sísmológica, es el tiempo exacto de recorrido de la señal, desde el momento de su generación en la fuente, hasta su recepción de los detectores. Esta señal llega cargada de información acerca de las características del subsuelo, pero al mismo tiempo llega deformada por ruido e in-

terferencia de diversos tipos.

Grandes avances en el campo de la Teoría de las Comunicaciones, se lograron durante y después de la Segunda Guerra Mundial, ya que se puso énfasis en el mejoramiento de aparatos tales como el radar, que buscaba la detección de señales en presencia de gran cantidad de ruido.

Estudios basados en esta Teoría, aunados a los avances en la computación electrónica, fueron los que llevaron a la creación y aplicación de la que se le conoce como "Teoría de Información y Procesado por Computadora", para la extracción de señales sísmicas la cual tiene sus inicios con el "Geophysical Analysis -- Group Project" en el Massachusetts Institute of Technology, en el año de 1953.

Estos estudios, de base teórica física-matemática, al aplicarlos en los datos tienen básicamente 2 objetivos.

- a.- La extracción de la señal útil o sea el mejoramiento de la relación señal-ruido.
- b.- La aplicación sobre los datos de campo de un análisis preciso, que lleva a la obtención de calidad y fidelidad en los mismos, para una mejor interpretación de la información.

La teoría se basa en lo que se denomina un "Sistema Modelo del Fenómeno", es decir, la señal generada en superficie es la función de entrada, esta se ve afectada en su trayecto, por el medio Tierra, considerado como la función de transferencia del sistema, ocasionando una función de salida que será el sistema obtenido. Todo esto es hecho análogamente con la teoría de

los Sistemas Lineales. (ver Figura I.5.1).

El modelo puede hacerse tan sofisticado como se quiera, incluyendo en él la Tierra, los geófonos, los amplificadores, etc. A pesar de la dificultad de determinar la contribución individual de cada uno de los componentes del sistema sismológico, existen consideraciones que permiten determinar esta contribución. La respuesta individual de cada uno de los componentes no es necesaria de obtener, basta con determinar la respuesta del sistema completo a una función impulso unitario, la función de respuesta da una aproximación bastante uniforme y real del sistema en conjunto al pulso unitario. Diferentes experimentos sobre este tipo de modelos han permitido llegar a la elaboración de las diferentes etapas del procesado de los datos. Las operaciones numéricas básicas son: la operación que cumple el procesado básico del modelo la convolución, su proceso inverso de deconvolución, la correlación cruzada, y la suma o apilado de trazas que junto con el análisis de Fourier forman básicamente el rango completo del procesado de señales digitales.

Podemos resumir, que el procesamiento de datos en términos geofísicos no es mas que toda una serie de técnicas que van encaminadas a enfatizar los reflejos provenientes del subsuelo, con el objeto de facilitar la labor de interpretación.

La Figura I.5.2. muestra los diferentes procesos que le son aplicados a la información sísmica.

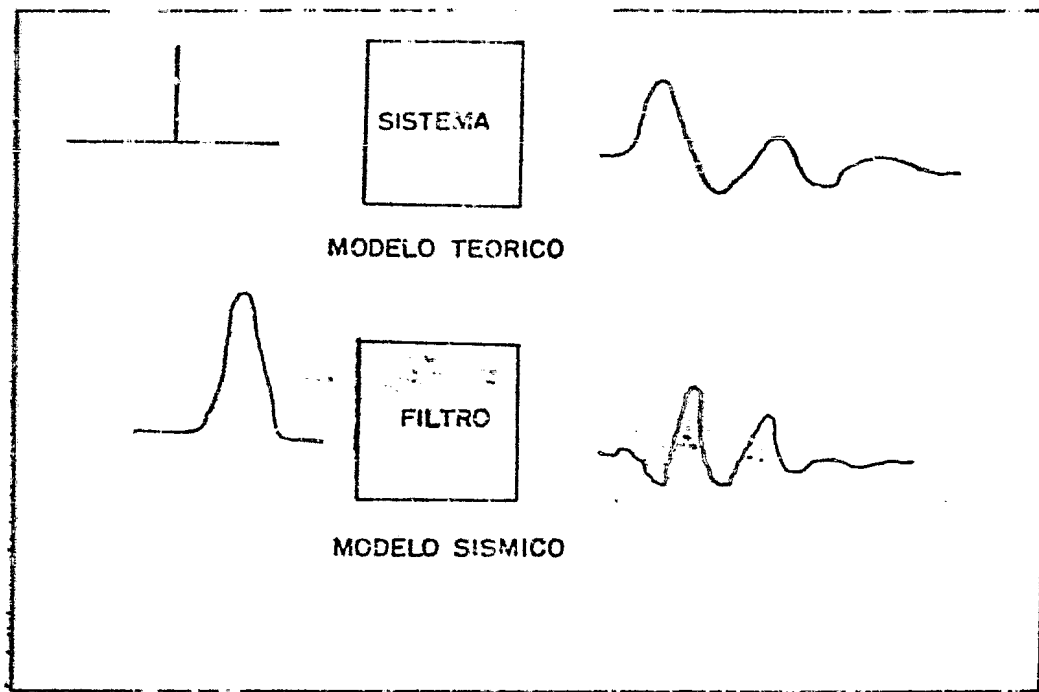


FIG.1.5.1 SISTEMA MODELO

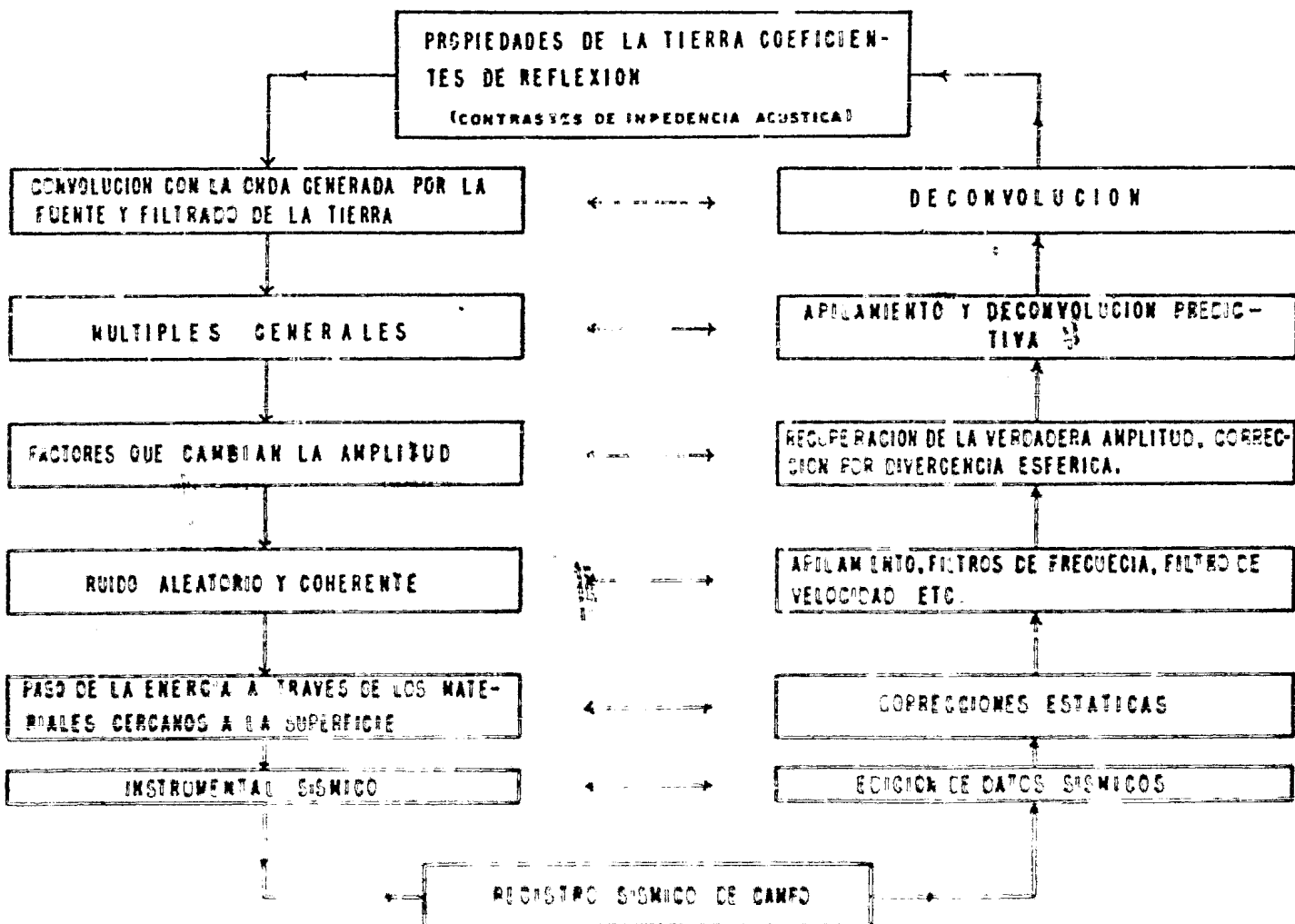


FIG 1.5.2 OBJETIVOS PRINCIPALES DE LOS DIFERENTES PROCESOS (NO LISTADOS EN LA SECUENCIA COMUN DE AFIL. 1.3.3 ON)

TEMA II. PROPAGACION ONDULATORIA EN EL MEDIO GEOLOGICO.

II.1 Propiedades Elásticas de los Materiales que Componen las Rocas del Subsuelo

Como se mencionó en el capítulo I, el método sísmico hace uso de la propagación de ondas de tipo elástico a través del medio tierra, y debido a que dicha propagación dependerá de las propiedades elásticas del mismo, se hace necesaria una breve discusión acerca de algunos conceptos elementales de Mecánica de Medios Continuos y de Elasticidad.

Las dos teorías anteriores, hacen referencia de las fuerzas que al ser aplicadas sobre un cuerpo, producen en él cambios en forma y tamaño. Sin embargo, la primera hace consideraciones físicas y matemáticas, que sirven de base para el estudio de la segunda.

Las relaciones entre las fuerzas aplicadas sobre un cuerpo y los cambios que lo producen, son correctamente expresados en términos de dos conceptos básicos: esfuerzo y deformación.

II.1.1. Esfuerzo.

En la figura II.1.1(a), se tiene un cuerpo sometido a fuerzas tanto másivas (como la gravedad) como superficiales (de contacto) denotadas por b_i y f_i respectivamente. Dado que estas fuerzas se transmiten de una parte del cuerpo a otra, si tomáramos un elemento arbitrario de volumen V , contenido en una superficie cerrada S , tendríamos una interac-

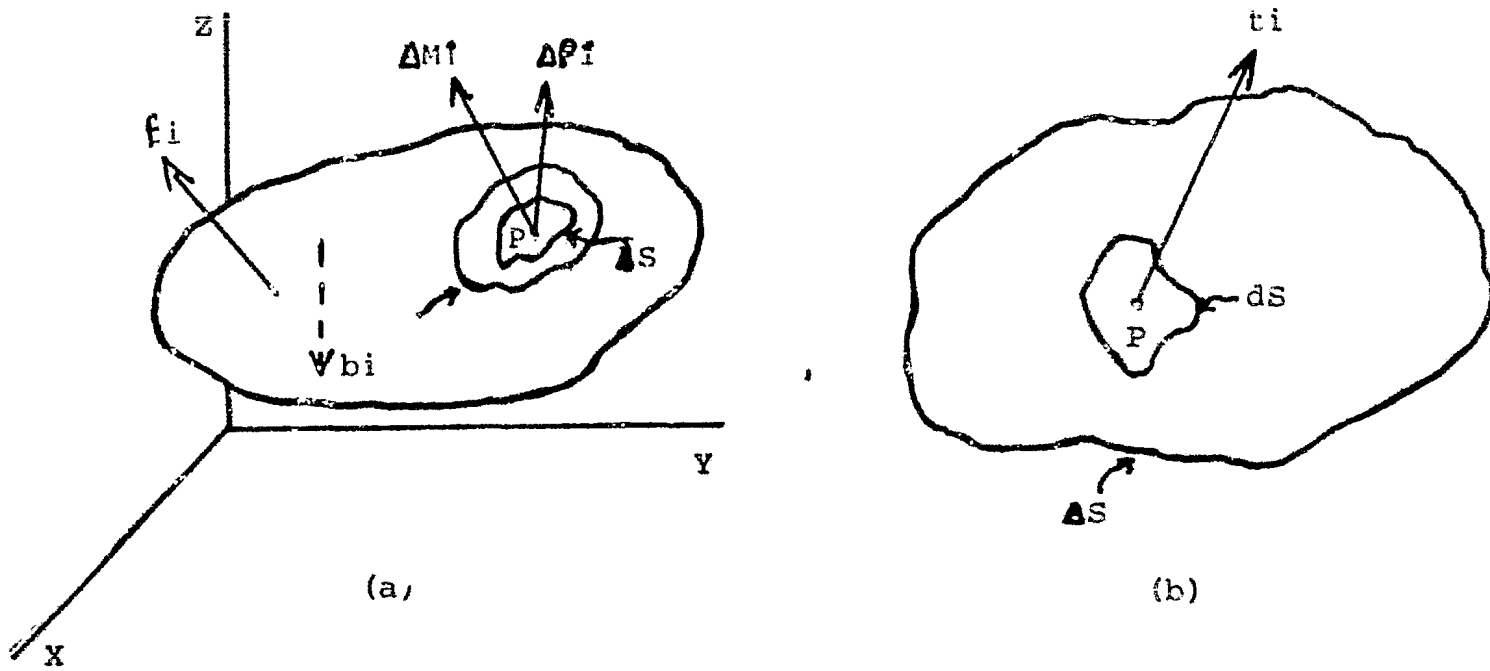


FIG II 1.1. PRINCIPIO DE TENSION DE CAUCHY Y VECTOR TENSION.

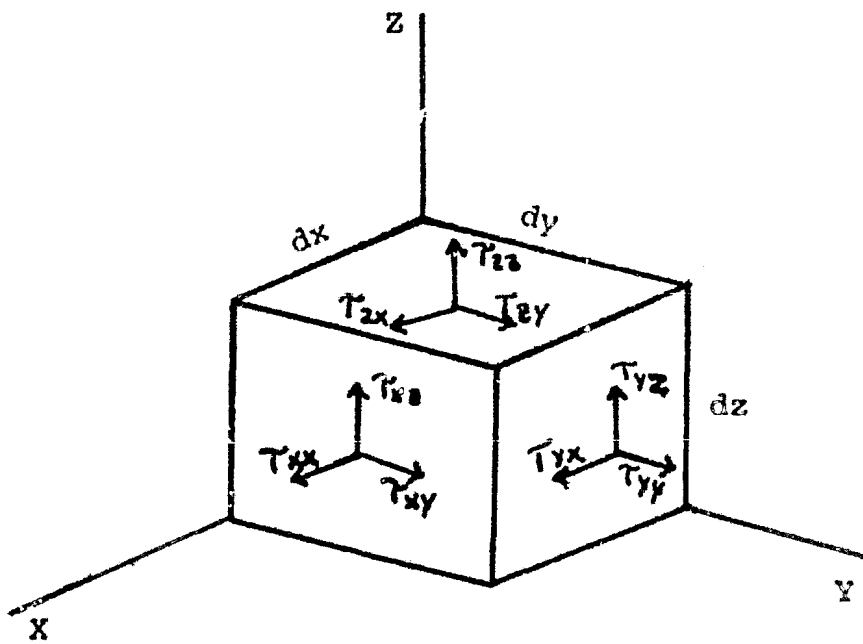


FIG. II. 1.2. COMPONENTES DEL ESFUERZO.

ción de la materia contenida en el interior de V con el exterior.

Viendo ésto, considérese un punto cualquiera P dentro de un pequeño elemento de superficie ΔS de S , en el que la distribución de las fuerzas exteriores es equivalente a una fuerza y un momento denotados por los vectores Δf_i y M_i . La fuerza media por unidad de área (fza. superficial) en ΔS está dada por $\Delta f_i / \Delta S$.

Es aquí donde la Mec. del Medio Continuo por medio del principio de tensión de Cauchy, afirma que esta relación $\Delta f_i / \Delta S$ tiende a un límite definido df_i / dS , cuando ΔS tiende a cero en el punto P . mientras que al mismo tiempo el momento de Δf_i se anula al tomar límite, matemáticamente esto es:

$$\lim_{\Delta S \rightarrow 0} \Delta f_i / \Delta S = df_i / dS = \tau_i \quad \dots \text{II.1}$$

En la figura II.1(b), se observa el vector resultado de lo anterior τ_i , el cual es conocido como vector tensión o de esfuerzo.

El concepto que se ha realizado hasta aquí, nos define al esfuerzo como una fuerza aplicada por unidad de área, es decir el esfuerzo es la relación que existe entre la fuerza que se aplica y el área de acción de la misma.

Si la fuerza es perpendicular al área, el esfuerzo se conoce como normal. Cuando la fuerza es tangencial al elemento de área, recibe el nombre de esfuerzo de corte o cizalladura.

En el caso de que la fuerza no sea perpendicular ni tangencial, el esfuerzo puede ser resuelto en sus componentes paralelas y perpendiculares al elemento, como lo muestra la figura (II.1.2.).

Esta figura muestra un elemento de volumen cualquiera en el caso tridimensional, en el que aparecen las componentes del esfuerzo que actuarían sobre las seis caras del mismo. Los subíndices ij , denotan esfuerzo paralelo al eje representado por el primero, actuando sobre la superficie perpendicular al eje representado por el segundo (j); las representaciones que incluyan subíndices iguales (tal como $\tau_{11} = \tau_{xx}$) serán esfuerzos normales y subíndices distintos indicarán esfuerzos de cizalladura (como $\tau_{12} = \tau_{xy}$).

En general la teoría indica que $\tau_{ij} = \tau_{ji}$.

II.1.2. Deformación.

Analizaremos el caso concreto del efecto producido por los esfuerzos, el cual como se mencionó produce cambios en forma y tamaño. Cuando éstos son permanentes reciben el nombre de deformaciones y son resueltas en las siguientes formas fundamentales:

Considérese el rectángulo de la figura II.1.3. de aristas -- PQRS contenido en el plano x-y, supongase que es sometido a una serie de esfuerzos, por lo que el punto P queda situado en P' de componentes u y v. Si todos los demás vértices son desplazados en las mismas cantidades, evidentemente no habrá cambios de ninguna especie, solamente un desplazamiento dado por las cantidades u y v, por lo que no existe deformación ; en cambio si estas componentes (u,v) no son iguales - la deformación se hará presente.

Consideremos las componentes u y v, como funciones de (x,y) y definamos las coordenadas de PQRS y de P'Q'R'S', que quedarán como sigue.

$$P (x,y) : P' (x+u,y+v) ;$$

$$Q (x+dx,y) : Q' (x+dx+u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y+v + \frac{\partial v}{\partial x} dx) ;$$

$$S (x,y+dy) : S' (x+u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y+dy+v + \frac{\partial v}{\partial y} dy) ;$$

$$R (x+dx,y+dy) : R' (x+dx+u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y+dy+v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy) ;$$

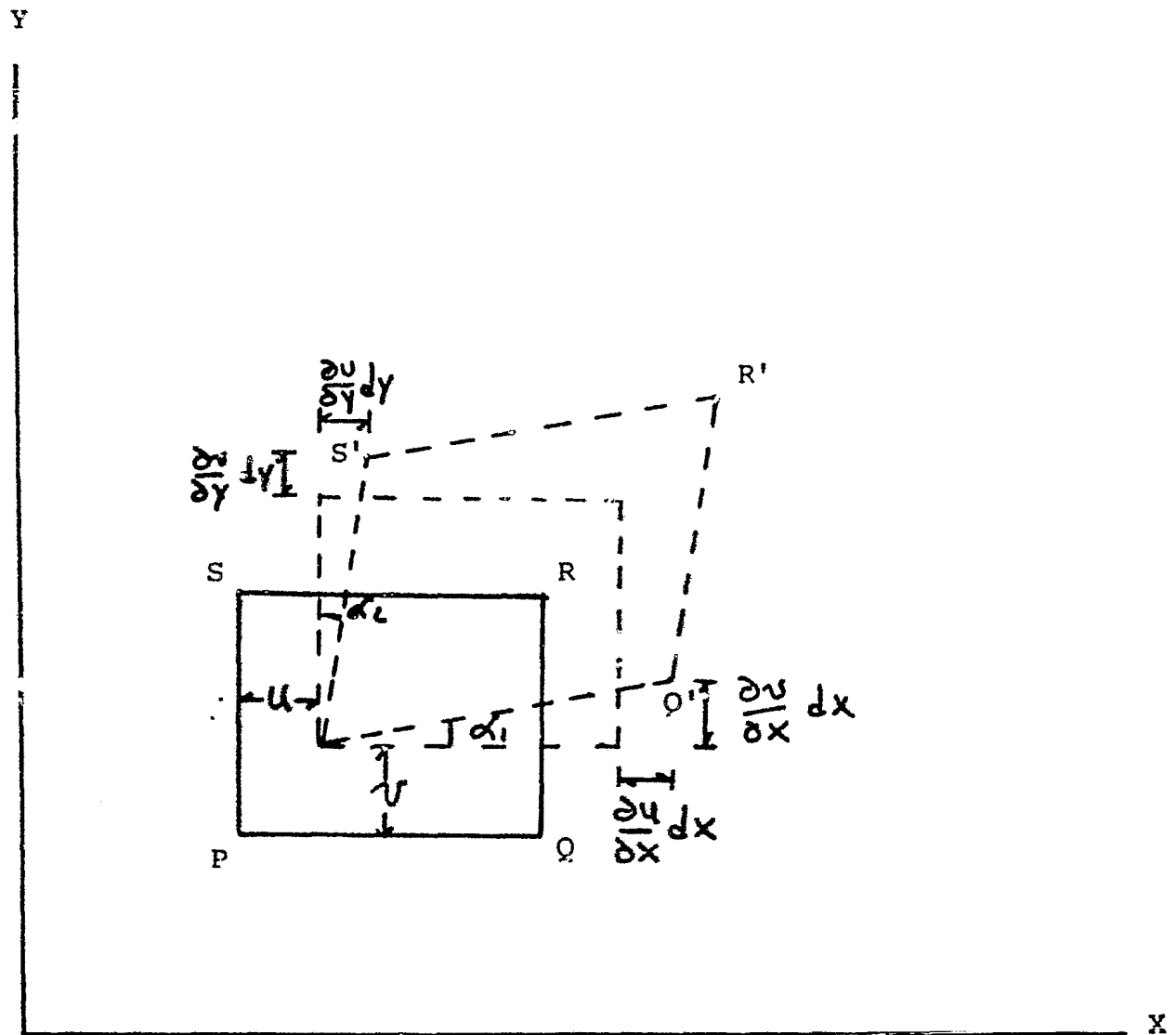


FIG. II 1.3. ANALISIS DE LA DEFORMACION BIDIMENSIONAL.

Una vez que son aplicados los esfuerzos y el rectángulo se ve desplazado en las cantidades u y v , los cambios posteriores en éstas son mucho menores que por ejemplo las cantidades dx y dy . Ahora, los términos $(\partial u / \partial x)$, $(\partial u / \partial y)$, representan variaciones que por lo mismo son mas pequeñas tanto que sus productos y potencias las podemos suponer despreciables.

Bajo estos supuestos, de la figura podemos anotar lo siguiente;

1.- El lado PQ se ve incrementado en la cantidad $\partial u / \partial x dx$, y el lado PS en $\partial v / \partial y dy$; de aquí que las variaciones $\partial u / \partial x$ y $\partial v / \partial y$, sean incrementos relativos que sufre en longitud el cuerpo en la dirección de los ejes (x,y) , y se les conoce como deformaciones normales.

2.- El ángulo recto que se forma en el punto P del rectángulo original, se ve reducido en la cantidad dada por la expresión;

$$\alpha_1 + \alpha_2 = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y \quad .$$

(los ángulos α_1 y α_2 son infinitesimales por lo que los podemos considerar iguales a $\partial v / \partial x$ y $\partial u / \partial y$ respectiva-

mente).

La expresión anterior representa una medida del cambio en forma que ocurre en el medio y se le conoce como deformación tangencial o de cizalladura y se denotará con el símbolo ξ_{xy} .

3.- Otro detalle que sufre el rectángulo original, es una rotación en el sentido de las manecillas del reloj alrededor del eje z, el cual no involucra cambios en forma y tamaño y viene dado por la expresión $\alpha_1 - \alpha_2 = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$; que conoceremos con el símbolo θ_z .

Este análisis se puede hacer extensivo al caso en tres dimensiones; en este caso las expresiones para deformaciones normales quedar:

$$\begin{aligned}\xi_{xx} &= \partial u / \partial x , \\ \xi_{yy} &= \partial v / \partial y , \\ \xi_{zz} &= \partial w / \partial z .\end{aligned}\quad \dots\dots \text{II.2(a)}$$

y para deformaciones tangenciales o de cizalladura:

$$\begin{aligned}\xi_{xy} &= \xi_{yx} = \partial v / \partial x + \partial u / \partial y , \\ \xi_{yz} &= \xi_{zy} = \partial w / \partial y + \partial v / \partial z , \\ \xi_{zx} &= \xi_{xz} = \partial u / \partial z + \partial w / \partial x ,\end{aligned}\quad \dots\dots \text{II.2(b)}$$

la rotación alrededor ahora de los 3 ejes queda en los siguientes términos:

$$\begin{aligned}\theta_x &= \partial w / \partial y - \partial v / \partial z , \\ \theta_y &= \partial u / \partial z - \partial w / \partial x , \\ \theta_z &= \partial v / \partial x - \partial u / \partial y .\end{aligned}\quad \dots\dots \text{II.2(c)}$$

Como los cambios en dimensiones repercuten en cambios en volumen, podemos definir los cambios en volumen por unidad del mismo, con la siguiente relación que recibe el nombre de Dilatación. (Δ)

$$\Delta = \xi_{xx} + \xi_{yy} + \xi_{zz} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z \quad \dots \text{II.3}$$

II.1.3 Ley de Hooke.

La teoría de la elasticidad, menciona una expresión que -- servirá para representar la relación existente entre el esfuerzo y la deformación. Esta es la llamada ley de Hooke, -- la cual afirma que la deformación producida sobre un cuerpo es proporcional al esfuerzo aplicado, siendo por lo tanto -- la medida de cada deformación una función lineal del esfuerzo y viceversa.

De esta forma si tenemos varios esfuerzos actuando, la deformación total será la suma de las deformaciones producidas -- de manera individual.

Para un medio isótropo, la ley de Hooke se convierte en una expresión sencilla en función de dos constantes elásticas independientes, conocidas como constantes, de Lamé y queda -- como sigue:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon + 2\mu \epsilon_{ij} \quad \dots \text{II.4}$$

II.4.....

donde ; $\delta_{ij} = 1$ para $i=j$
 0 para $i \neq j$.

El término δ , es la llamada Delta de Kronecker y de acuerdo con su definición, si en la ecuación anterior tomamos - - -
 $\xi_{ij} = 1/2\mu \cdot \tau_{ij}$, vemos que ξ_{ij} será mas pequeño cuanto ma-
 yor sea μ , por lo que μ nos da una idea de la resistencia a la deformación de cizalladura y se le conoce con el nom-
 bre de módulo de Rigidez, y lo identificaremos con la letra
 η :

Para un estado de tensión sencillo, actuando únicamente en la dirección del eje x, se han introducido las constantes - de ingeniería E y ν , por medio de las relaciones.

$$E = \tau_{xx} / \xi_{xx} \quad \dots\dots \text{II.5(a)}$$

$$\nu = - \xi_{yy} / \xi_{xx} = - \xi_{zz} / \xi_{xx} \quad \dots\dots \text{II.5(b)}$$

La constante E es conocida como el módulo de Young, y ν se llama relación de Poisson, que en función de las constantes de Lamé quedan:

$$E = (3\lambda + 2\mu) / (\lambda + \mu) \quad \dots\dots \text{II.5(c)}$$

Si consideramos un estado de tensión, cuyo origen sea debi-
 $\nu = \lambda / 2 (\lambda + \mu) \quad \dots\dots \text{II.5(d)}$

do a una presión hidrostática uniforme, se define el llama- do módulo volumétrico. (k)

$$k = -P / \Delta \quad \text{ó} \quad k = 3\lambda + 2\mu / 3 \quad \dots\dots \text{II.5(e)}$$

II.1.4. Conclusión.

La determinación experimental de las constantes elásticas, ha proporcionado una gran información acerca del comportamiento elástico de los materiales del subsuelo, lo que como veremos mas adelante tiene una gran utilidad en el análisis de la velocidad de las ondas en el subsuelo.

Debe hacerse mención, que muchos análisis de este tipo han demostrado que rocas, especialmente sedimentarias y metamórficas son muchas veces no isotrópicas. También se ha visto que mediciones de constantes elásticas en rocas sedimentarias se han visto influenciadas por la dirección de la medición obteniéndose diferencias que van de un 20 a un 25% entre medidas normales y paralelas a los planos de estratificación.

Sin embargo, al hablar de propagación ondulatoria en medios estratificados, la experiencia ha demostrado que se pueden hacer consideraciones especiales como la de suponer a las rocas sedimentarias como medios isótropos, sin caer en errores apreciables y si a cambio obteniendo información muy -- útil.

Las constantes elásticas estan definidas como números positivos de aquí que ν por ejemplo varie de 0 a 0.5. Siendo -- los valores representativos, 0.05 para rocas duras y de - -

aprox. 0.45 para rocas blandas. Los líquidos no tienen resistencia a la cizalladura por lo que $\mu=0$ y $\nu=0.5$.

Las otras constantes E, k y μ varían de un rango que va de 0.2 a 1.2 megabars (2×10^{10} newton/m²), E es generalmente el mayor de los tres y μ el mas chico.

II.2. Velocidad de Propagación de las Ondas en los Medios Geológicos.

Analizaremos ahora las expresiones de velocidad de las ondas, así como los factores que afectan a la misma.

II.2.1. Ecuaciones de Movimiento

La segunda ley del movimiento de Newton nos dice: "La cantidad de movimiento será proporcional, a la intensidad de la fuerza aplicada y al tiempo en que actúa, verificándose esto en la dirección en que dicha fuerza se aplica". Esto lo podemos aplicar como sigue:

Supongamos un elemento de volumen como el de la figura (II.1.2) en el que las componentes del desplazamiento sean (u, v, w) en la dirección de los ejes (x, y, z) respectivamente, si convenimos que el elemento se encuentra dentro de un cuerpo sujeto a esfuerzos tangenciales y normales, podemos obtener una expresión de la segunda ley de la siguiente forma:

$$F = m \cdot a$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad \dots \text{II.6(a)}$$

donde la expresión 1, involucra a la masa por unidad de volumen (densidad) y a la 2da. derivada del desplazamiento (aceleración), y la expresión 2 representa la fuerza total aplicada, todo ésto en la dirección del eje X. De la misma forma para los otros ejes, quedará:

$$\rho \partial^2 u / \partial t^2 = \partial \tau_{yx} / \partial x + \partial \tau_{yy} / \partial y + \partial \tau_{yz} / \partial z \quad \dots \text{II.6(b)}$$

$$\rho \partial^2 w / \partial t^2 = \partial \tau_{zx} / \partial x + \partial \tau_{zy} / \partial y + \partial \tau_{zz} / \partial z \quad \dots \text{II.6(c)}$$

Las ecuaciones anteriores expresadas en términos de las constantes de Lamé, conforman las ecuaciones generales de movimiento, y son:

$$\rho \partial^2 u / \partial t^2 = (\lambda + \mu) \partial \Delta / \partial x + \mu \nabla^2 u \quad \dots \text{II.7(a)}$$

$$\rho \partial^2 v / \partial t^2 = (\lambda + \mu) \partial \Delta / \partial y + \mu \nabla^2 v \quad \dots \text{II.7(b)}$$

$$\rho \partial^2 w / \partial t^2 = (\lambda + \mu) \partial \Delta / \partial z + \mu \nabla^2 w \quad \dots \text{II.7(c)}$$

Una de las consideraciones importantes en prospección sísmológica, es la que supone que los frentes de onda, es decir las superficies en las que la fase de la onda tiene el mismo valor, de ser originalmente esféricos pasan a ser planos en el infinito. Esto se ha hecho con fines prácticos ya que resultan expresiones mas sencillas que considerando ondas de tipo esférico.

Si las ecuaciones II.7 (a,b,c), representan el movimiento general de una onda de cualquier forma, podemos aplicar algunas restricciones para reducirlas al caso de ondas planas.

Supongamos que las ecuaciones de movimiento quedan solo en función de x y t , es decir que dilataciones y desplazamientos contenidos en el plano $y-z$, se consideran constantes por lo que sus derivadas se anulan, quedando las ecuaciones II.7 de la siguiente forma:

$$\partial^2 u / \partial t^2 = (\lambda + 2\mu / \rho) \partial^2 u / \partial x^2 \quad \dots \text{II.8(a)}$$

$$\partial^2 v / \partial t^2 = (\mu / \rho) \partial^2 v / \partial x^2 \quad \dots \text{II.8(b)}$$

$$\partial^2 w / \partial t^2 = (\mu / \rho) \partial^2 w / \partial x^2 \quad \dots \text{II.8(c)}$$

La solución de las ecuaciones diferenciales anteriores, es para la ecuación II.8(a), una función del tipo; $u = f(x - Vt)$, viajando con una velocidad dada por la expresión $V_L = (\lambda + 2\mu / \rho)^{1/2}$. Que representa una onda plana de mayor velocidad que las otras dos, propagándose horizontalmente sobre el eje x .

La solución de las ecuaciones II.8 (b y c), es del tipo de las siguientes $v = \phi(x - Vt)$ viajando ambas con la misma velocidad; $w = \psi(x - Vt)$ $V_T = (\mu / \rho)^{1/2}$ las cuales son ondas de menor velocidad que la primera, y cuyo movimiento es normal al de la primera ecuación.

II.2.2 Tipos de ondas sísmicas y su expresión de velocidades.

Existen varios tipos de ondas sísmicas, en las que su diferencia básica estriba en el movimiento que produce la energía de la onda sobre las partículas del material atravesado. Existen dos tipos principales de ondas; las de cuerpo y las

ondas frontera.

A.- Ondas internas o de cuerpo (tridimensionales)	}	ondas P = compresionales
		= dilatacionales
		= irrotacionales
		ondas S = transversales
		= rotacionales
		= cizallamiento

B.- Ondas Frontera (Bidimensionales)	}	superficiales	Ondas Rayleigh
			Ondas Love
		de Interfase	Ondas Hidrodinámicas
			Ondas Stoneley

A.- Ondas de cuerpo. Estas ondas se propagan solamente en el interior de un cuerpo o de un medio propicio de propagación.

Ondas Compresionales.

Estas ondas provocan una vibración en las partículas del medio que atraviesan, que va en la dirección de propagación de las mismas. El movimiento consiste básicamente de dilataciones y condensaciones alternadas, las que producen en las partículas del medio (sólido, líquido o gas), una compactación y una separación instantánea sin que exista el vacío entre ellas en ningún momento.

Reciben varios nombres, como se mencionan en la tabla de --
arriba. Casi todos relacionados con el movimiento que produ-
cen, exceptuando el de ondas P (es el primer evento registra-
do durante un terremoto). Este tipo de ondas es como el ex-
presado por la ecuación II.8(a), la que habíamos visto que --
su velocidad venía dada por:

$$V_L = \sqrt{\lambda + 2\mu/\rho} = \sqrt{k + \frac{4}{3}\eta/\rho} = \sqrt{E/\rho \left(1 - \frac{2\nu^2}{1-\nu-2\nu^2} \right)} \quad \dots \text{II.9}$$

Ondas Transversales.

La vibración asociada con la transmisión de estas ondas, es
perpendicular a la dirección de propagación por lo que su e-
ta al medio a deformaciones de cizalladura.

También son llamadas rotacionales de cizalla u ondas S (son --
el segundo evento registrado durante un terremoto).

Como la vibración de las partículas al paso de las ondas S,
puede yacer en cualquier plano perpendicular, si se tiene --
que todas vibran en el mismo plano reciben el nombre de pola-
rizadas, en la dirección del movimiento. Pueden ser polari-
zadas SH, si su movimiento es en un plano horizontal o sea --
que vibran paralelamente a la superficie del terreno donde --
se hizo la medición, y SV si vibran en un plano vertical a --
la superficie del terreno. Actualmente se realizan estudios
para obtener información de este tipo de ondas en la búsque-
da de hidrocarburos (Kenneth, 1978).

La solución de las ecuaciones II.8 (b,c), involucra la velocidad de estas ondas dada por:

$$V_T = \sqrt{\eta/\rho} = \sqrt{E/\rho \cdot \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad \dots \text{II.10}$$

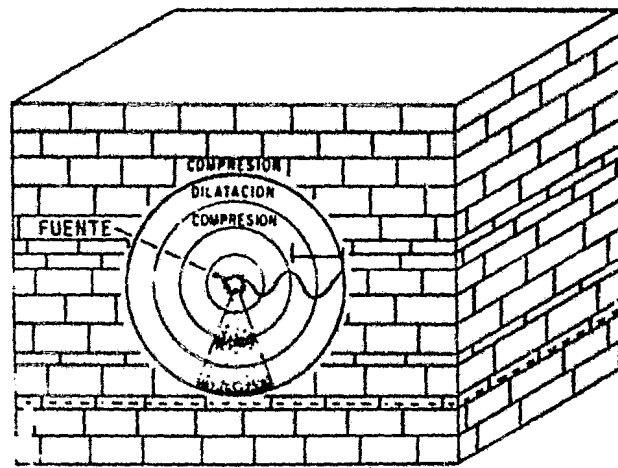
De aquí podemos ver que estas ondas no se propagan en medios líquidos, ya que estos no tienen resistencia a los esfuerzos tangenciales, $\nu=0$.

Las ecuaciones II.9 y II.10, muestran que la velocidad de propagación de las ondas internas es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la elasticidad, e inversamente prop. a la raíz cuadrada de la densidad. Esto hace pensar que en rocas compactas las ondas viajarán con menor velocidad que en rocas poco consolidadas, pero es un hecho que el rango de variación de las propiedades elásticas de las rocas es mayor que la densidad de las mismas, por lo que esto no es verdadero y son las propiedades elásticas las que controlan la velocidad de propagación de las ondas en medios rocosos.

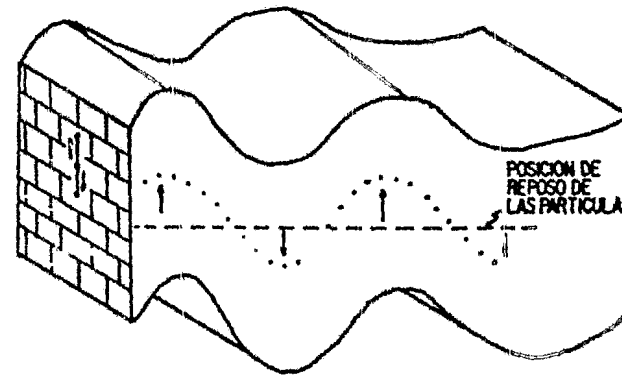
De aquí que la velocidad de las ondas sea mayor en rocas duras que en rocas poco consolidadas.

Si comparamos las ecuaciones II.9 y 10, vemos que dado que las constantes elásticas son siempre positivas, V es siempre mayor que V_t por lo que podemos obtener la relación siguiente:

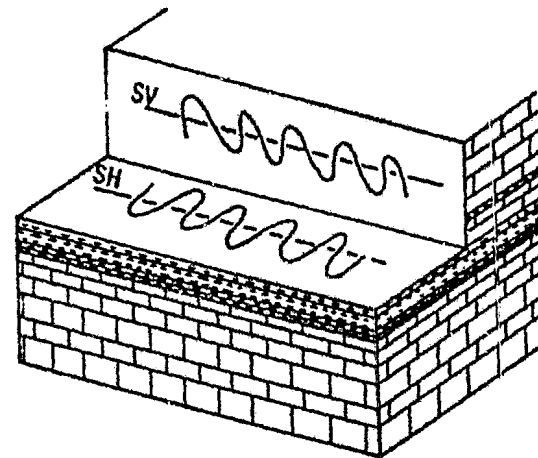
$$\gamma^2 = V_T/V_L = \eta/\lambda + 2\eta = \frac{0.5 - \nu}{1 + \nu} \quad \dots \text{II.11}$$



a) PROPAGACION DE ONDAS LONGITUDINALES.

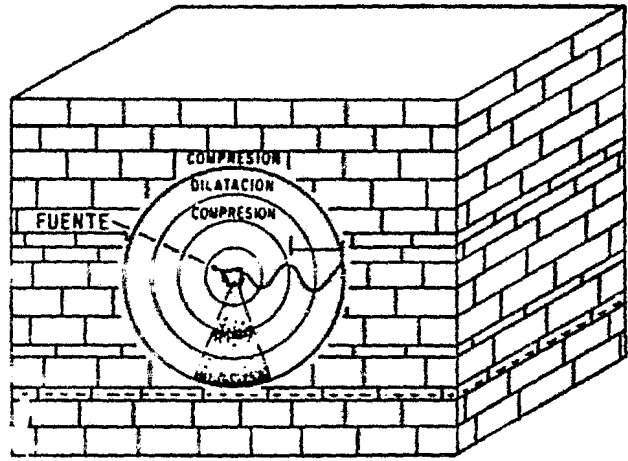


b) DEFORMACION DE CIZALLADURA AL QUE ESTA SUJETO UN CUERPO AL VIAJAR A TRAVES DE EL UNA ONDA TRANSVERSAL.

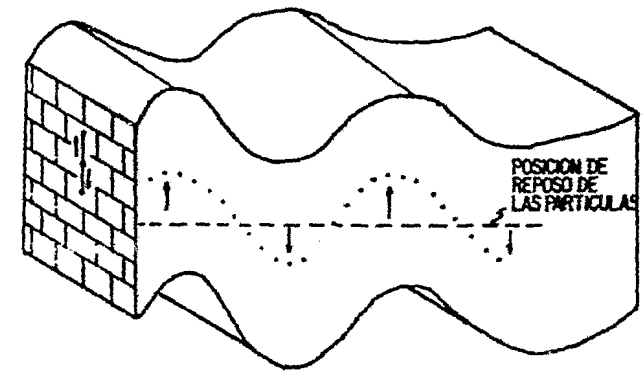


c) GEOMETRIA DE LAS ONDAS POLARIZADAS SV, SH.

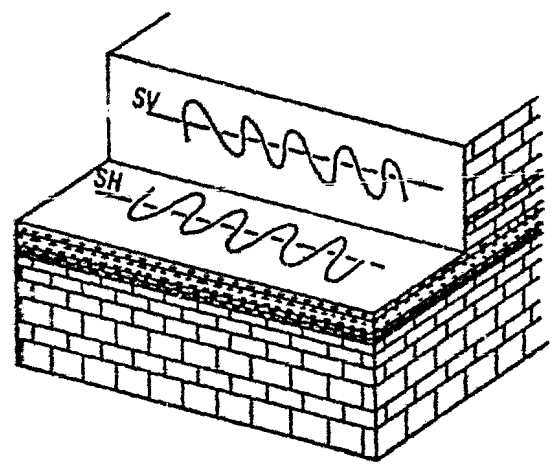
FIG II.2.1 - ONDAS INTERNAS.



a) PROPAGACION DE ONDAS LONGITUDINALES.



b) DEFORMACION DE CIZALLADURA AL QUE ESTA SUJETO UN CUERPO AL VIAJAR A TRAVES DE EL UNA ONDA TRANSVERSAL.



c) GEOMETRIA DE LAS ONDAS POLARIZADAS SV,SH.

.FIG II.2.1 .- ONDAS INTERNAS.

usando la ecuación II.5(d).

Dado que v decrece desde 0.5 a 0, Y se incrementa desde cero hasta un valor máximo de $1/\sqrt{2}$; por lo que la velocidad de las ondas S variará desde cero hasta un valor de $.70V_c$, - aunque valores mas reales de las ondas S son: $0.577V_c$ para rocas bien consolidadas, y de $0.045V_c$ para rocas poco consolidadas.

B.- Ondas Frontera.

Ondas Superficiales.

Estas ondas se propagan sobre la superficie de la tierra, su energía esta confinada a zonas cercanas a la superficie va - que se ha visto que estas ondas sufren un decremento logarítmico en amplitud, respecto a la profundidad que penetran.

Ondas Rayleigh.

Llamada así por su descubridor, tienen características como las siguientes:

- Su velocidad de propagación es $.9194$ veces la velocidad de las ondas S, para un medio de las mismas características.

- El movimiento que producen sobre las partículas no es lineal sino elíptico y retrógrado.
- La amplitud de su movimiento disminuye con la profundidad de penetración.

Ondas Love.

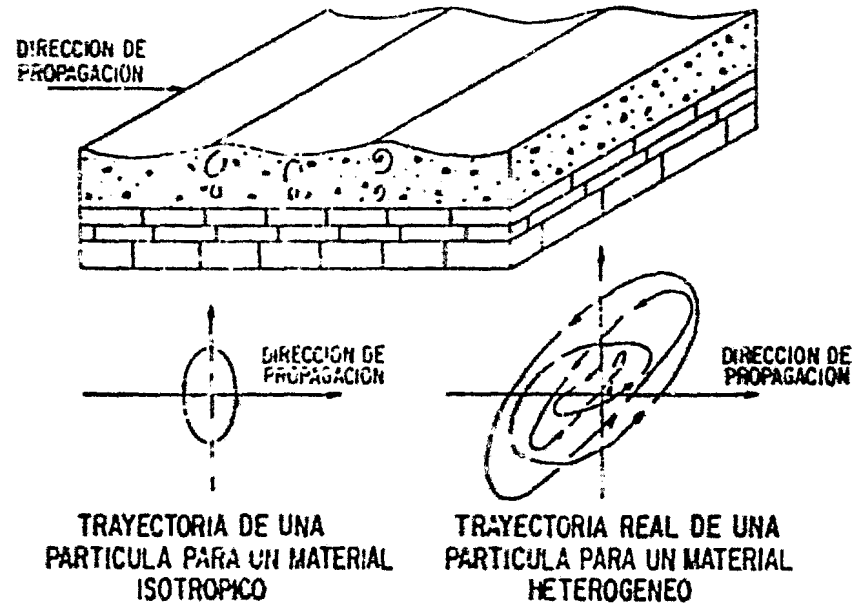
Deben su nombre también al investigador que trabajó sobre ellas. Estas son ondas superficiales que se observan solamente cuando un estrato superficial intemperizado y de baja velocidad yace sobre uno más denso y de mayor velocidad. Debido a que su movimiento es únicamente en el plano horizontal, pocas veces se detectan en prospección, no siendo así en la observación de terremotos donde sí se detectan y tienen amplias aplicaciones.

Ondas Interfase.

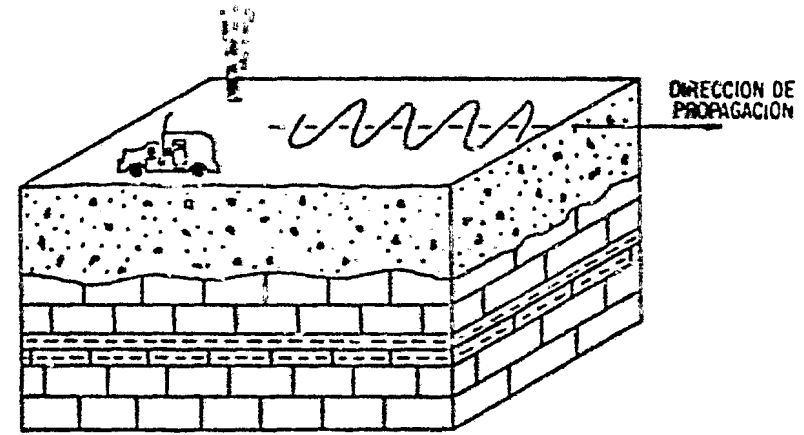
Ondas que viajan en la frontera entre dos medios de propiedades elásticas definidas.

Ondas Stoneley.

El investigador al que deben su nombre estas ondas, completó el trabajo de Love sobre un tipo de ondas parecidas a las de Rayleigh, las cuales viajan a lo largo de la interfase entre dos estratos y que describen una trayectoria elíptica, diciéndo



a).- ONDAS RAYLEIGH



b).- ONDAS LOVE

FIG II.2.2 .- ONDAS SUPERFICIALES.

nuyendo su amplitud hacia ambos lados de la interfase.

Solamente se generan cuando la velocidad de las ondas S, es igual en los estratos superior e inferior a la frontera donde se generaron estas ondas.

II.2.3. Tablas de Velocidad.

De acuerdo con todo lo visto hasta este lugar, es la elasticidad de las rocas el factor fundamental en la propagación de ondas sísmicas. Sin embargo apuntábamos lo variable que resulta ésta, lo cual es debido a un gran número de factores físicos, geológicos y químicos; como la litología, la textura de la matriz de roca, el medio ambiente de depósito, máximos esfuerzos a que se halle sometido, condiciones físico-químicas de confinación y principalmente su porosidad.

Viendo lo anterior, suponemos la dificultad de encontrar una ecuación que exprese la velocidad de las ondas en términos de un solo factor o del mayor número de ellos. Es por esto que las investigaciones actuales van encaminadas a encontrar los principales factores que afecten la velocidad para una litología en particular, eliminando así algunos factores y algunos rangos de velocidades. A continuación ponemos como ejemplo dos tablas de clasificación de velocidad de ondas P, de acuerdo a dos factores: material y edad geológica

A.- CLASIFICACION DE ACUERDO AL MATERIAL

M A T E R I A L	M / SEG
Material intemperizado húmedo	305-610
Grava y arena secas	468-915
Arena húmeda	610-1,830
Agua (dependiendo de su temperatura y su salinidad)	1,430-1,680
Agua del océano	1,460-1,530
Areniscas	1,830-3,970
Lutitas	2,750-4,270
Yesos	1,830-3,970
Calizas	2,140-6,100
Sal	4,270-5,170
Granito	4,580-5,800
Rocas Metamórficas	3,050-7,020
Hielo	4,217

B.- CLASIFICACION DE ACUERDO A LA EDAD GEOLOGICA

EDAD	TIPO DE ROCA	M / SEG
Cuaternario	Sedimentos varios	305-2,290
Terciario	Sedimentos consolidados	1,530-4,270
Mesozoico	Sedimentos consolidados	1,830-5,950
Paleozoico	Sedimentos consolidados	1,980-5,950
Arqueozoico	Varios	3,810-7,020

Fuente; (JAKOSKY, 1950)

II.3. Aplicación de las Leyes de Reflexión y Refracción en los Estratos Geológicos.

Antes de iniciar el análisis sobre de deducción y aplicación de estas leyes, veamos algunos conceptos que facilitarán el entendimiento de la teoría posterior.

Ondas Planas.

Mencionamos en el punto II.2, que las ondas de mayor interés en prospección sísmológica eran las ondas planas, pero debemos aclarar que en prospección este término indica ondas viajando en una dirección específica y cuya amplitud y fase se mantienen constantes en un plano perpendicular a la dirección de propagación, no siendo así en la teoría de ondas planas de física en donde la amplitud de las mismas puede variar. De acuerdo con esto, las ondas planas en sísmología presentan un frente de onda plano (fig. II.3.1.), estando esta consideración acorde con la de suponer que los frentes de onda son planos en el infinito.

Frentes de onda y trayectorias del rayo.

Cuando una onda sísmica se propaga en un medio homogéneo e isótropo lo hace del centro hacia afuera; en este caso, las superficies que unen los puntos en los que esfuerzos de igual valor que hayan sido originados, llegan al mismo tiempo (frentes de onda), formarán una serie de cascarones esfé

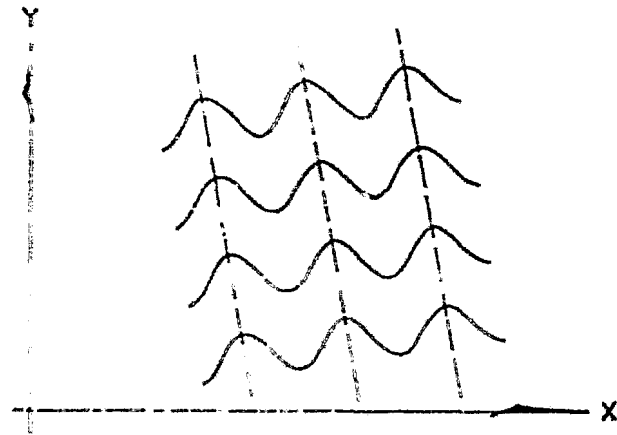
ricos concéntricos (fig. II.3.2). Todo esto en cualquier instante del tiempo que dure la perturbación.

Esto es debido a que en éste medio, las propiedades del material son independientes de la dirección y posición de la propagación de la onda. En cambio, en un medio heterogéneo la forma de los frentes de onda esta determinada por la distribución de velocidades (distancia de viaje de una onda, dividida por el tiempo que tarde en recorrer dicha distancia) -- que exista en los estratos del subsuelo (fig. II.3.3).

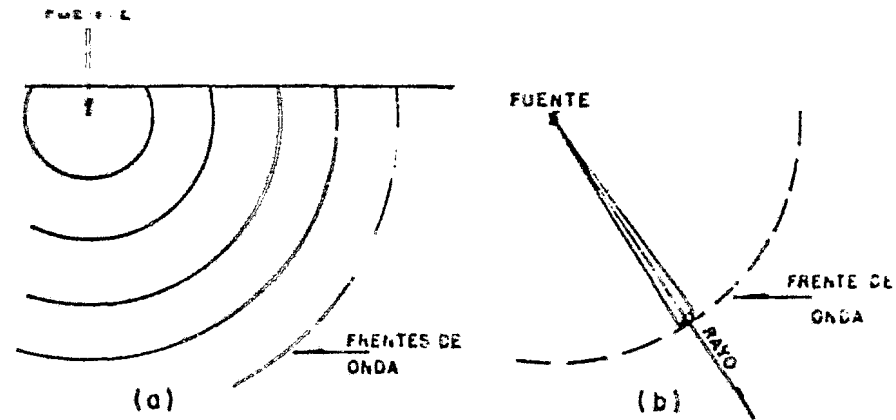
La dirección de viaje de la energía de la onda, se denota -- por una línea recta que recibe el nombre de rayo; para imaginar esta trayectoria de la onda o del rayo supóngase que la energía emitida por una fuente es en forma radial propagándose como un patrón, el cual está formada por un número infinito de pirámides de sección infinitesimal. A la línea central que atraviesa cualquiera de las pirámides manteniéndose siempre perpendicular al frente de onda se le considera como la trayectoria del rayo (fig. II.3.2). En un medio heterogéneo, estos rayos se presentan curvados por la distribución de velocidades pero siempre se mantienen perpendiculares al frente de onda (fig. II.3.4).

Principio de Fermat.

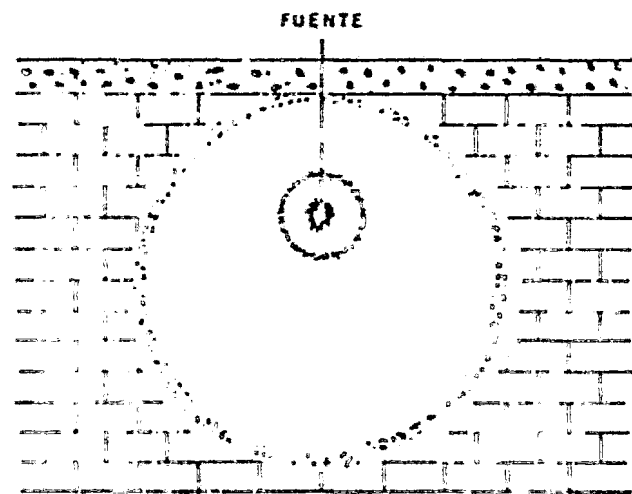
Este principio establece, que las trayectorias seguidas por



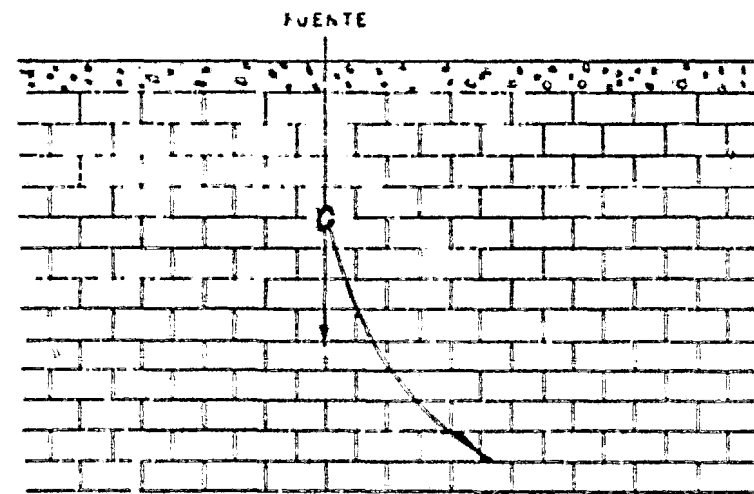
1) - ONDA PLANA



2) - FRENTE DE ONDA Y RAYOS EN UN MEDIO HOMOGENEO



3) - EXPANSION DEL FRENTE DE ONDA EN PRESENCIA DE UN INCREMENTO SUAVE DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD



4) - RAYO CURVO DEBIDO AL INCREMENTO SUAVE DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD.

FIGS II 3.

una onda sísmica al ir de un punto a otro dentro del subsuelo, serán las que le empleen un mínimo de tiempo de viaje. De aquí que el estudio de la propagación de ondas sísmicas se base en el estudio de estas trayectorias; este principio se conoce también como "principio de tiempo mínimo" ó - - - - - Fermat.

II.3.1. Ley de Refracción.

Supongamos que la trayectoria de una onda, incide sobre una discontinuidad plana en un cierto punto I (fig. II.3.5), podemos ver que una parte de la energía se refleja y otra se transmite o refracta.

La energía que se refracta, pasa de un medio en el que su velocidad era v_1 , a otro en que su velocidad será v_2 cambiando a su vez la trayectoria del rayo. Vamos a establecer al tiempo de propagación entre los puntos A y B mostrados en la figura anterior.

Si aplicamos las formulas de tiempo en función de la velocidad $t = \text{dist}/\text{vel}$, tendremos:

$$t_{AB} = \overline{AI}/V_1 + \overline{IB}/V_2 = \sqrt{a^2 + x^2}/V_1 + \sqrt{b^2 + (d-x)^2}/V_2$$

tomando la lera. derivada a esta expresión e igualandola a cero.

$$dt/dx = x/V_1 \sqrt{a^2 + x^2} - (d-x)/V_2 \sqrt{b^2 + (d-x)^2} = 0$$

de la figura que podemos ver que esto es;

$$= \text{sen } i/V_1 - \text{sen } r/V_2 = 0$$

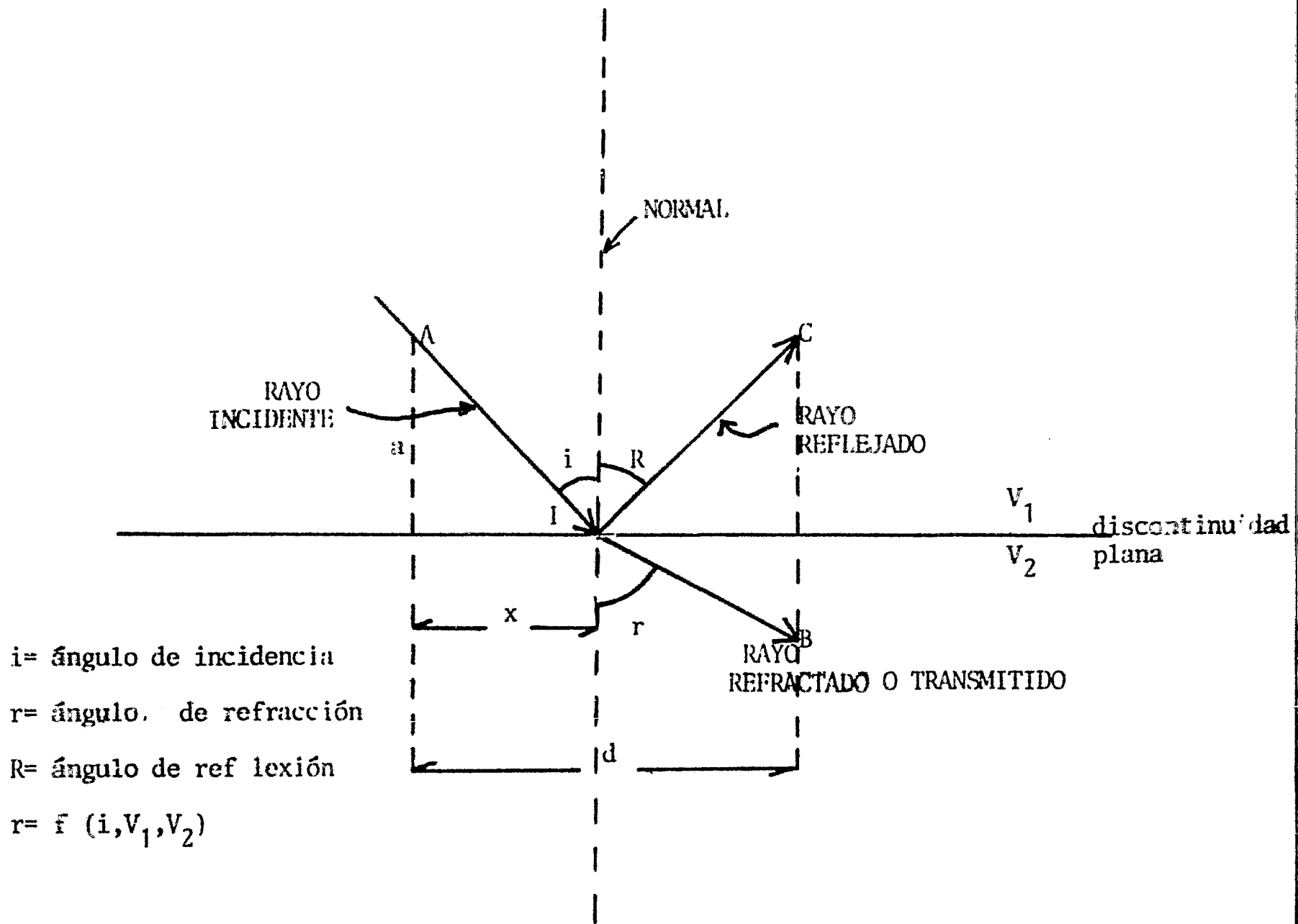


FIG. 11.3.5 REFRACCION Y REFLEXION EN UN CONTACTO CON $v_2 \neq v_1$.

de aquí que;

$$\text{sen } i/V_1 = \text{sen } r/V_2$$

por lo que;

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} = V_1/V_2$$

en la expresión anterior si $V_1/V_2 = 0.5$ II.12
 , para $i=30^\circ$ y

vale 90° por lo que $i_c=30^\circ$ es el ángulo crítico de incidencia.

La relación II.12 es conocida como la ley de Snell* ó de refracción y la podemos expresar como sigue:

" Cuando una onda sísmica cruza la interfase entre dos estratos con propiedades físicas definidas, se generan ondas tanto reflejadas como refractadas y el seno del ángulo de incidencia estará relacionado con el seno del ángulo de refracción, como la razón de la velocidad de la onda incidente a la velocidad de la onda refractada". Esta ley no toma en cuenta la energía de la onda, pero sí proporciona la dirección de los rayos.

II.3.2. Ley de Reflexión.

Veamos el caso de la parte de la onda que se reflejó, en este caso la trayectoria será del punto A al C en el mismo medio con velocidad V_1 , por lo que aplicando la relación II.12 tendremos:

$$\text{sen } i / \text{sen } r = V_1/V_1 = 1$$

por lo que

$$\text{sen } i = \text{sen } r$$

* El astrónomo holandés Willebrord Snellius (1581-1626) fue el primero en deducir ésta ley.

y $i = r$. Ley de Reflexión

Podemos resumir esta ley para nuestro caso en las siguientes palabras: "Cuando una onda sísmica se propaga a través de un estrato, lo hace con una velocidad que va en relación directa con las propiedades físicas del mismo; por lo que en el momento en el que la onda encuentre una discontinuidad en esas propiedades, una reflexión se llevará a cabo". Esta ley toma en cuenta únicamente el carácter geométrico del fenómeno de reflexión.

Estas leyes son fundamentales en el estudio de la óptica geométrica y tal como se aplicaron aquí servirán de base para ilustrar los métodos de reflexión y refracción en prospección sísmológica.

II.4. Distribución de la Energía en la Interfase.

Cuando una onda sísmica incide sobre una discontinuidad plana, se lleva a cabo una repartición de la energía que tiene como consecuencia la generación de cuatro ondas, dos reflejadas y dos refractadas. Esto se debe a que en la interfase entre los dos medios se deben satisfacer condiciones especiales, como la que dice que los esfuerzos (normales y tangenciales) y los desplazamientos producidos sean continuos, estas restricciones se conocen como condiciones de frontera y son expresadas por cuatro ecuaciones en las que el movimien-

to de la onda obedecerá a las condiciones reinantes en la interfase.

Para ver esto, supongamos de nuevo una onda, en este caso -- específicamente una onda P incidiendo en la frontera entre dos medios 1 y 2, por medio de la ley de Snell podemos fijar los ángulos de reflexión y refracción mientras que las amplitudes quedarán fijadas por las cuatro condiciones de frontera, de aquí que sean cuatro las ondas generales en la interfase; una onda P y una onda S, ambas reflejadas y refractadas. (fig. II.4.1).

De acuerdo con la figura aplicando la ley de Snell, tendremos:

$$\text{sen}\alpha_1/V_{1L} = \text{sen}\alpha_2/V_{1L} = \text{sen}\beta_2/V_{1T} = \text{sen}\alpha_3/V_{2L} = \text{sen}\beta_3/V_{2T}$$

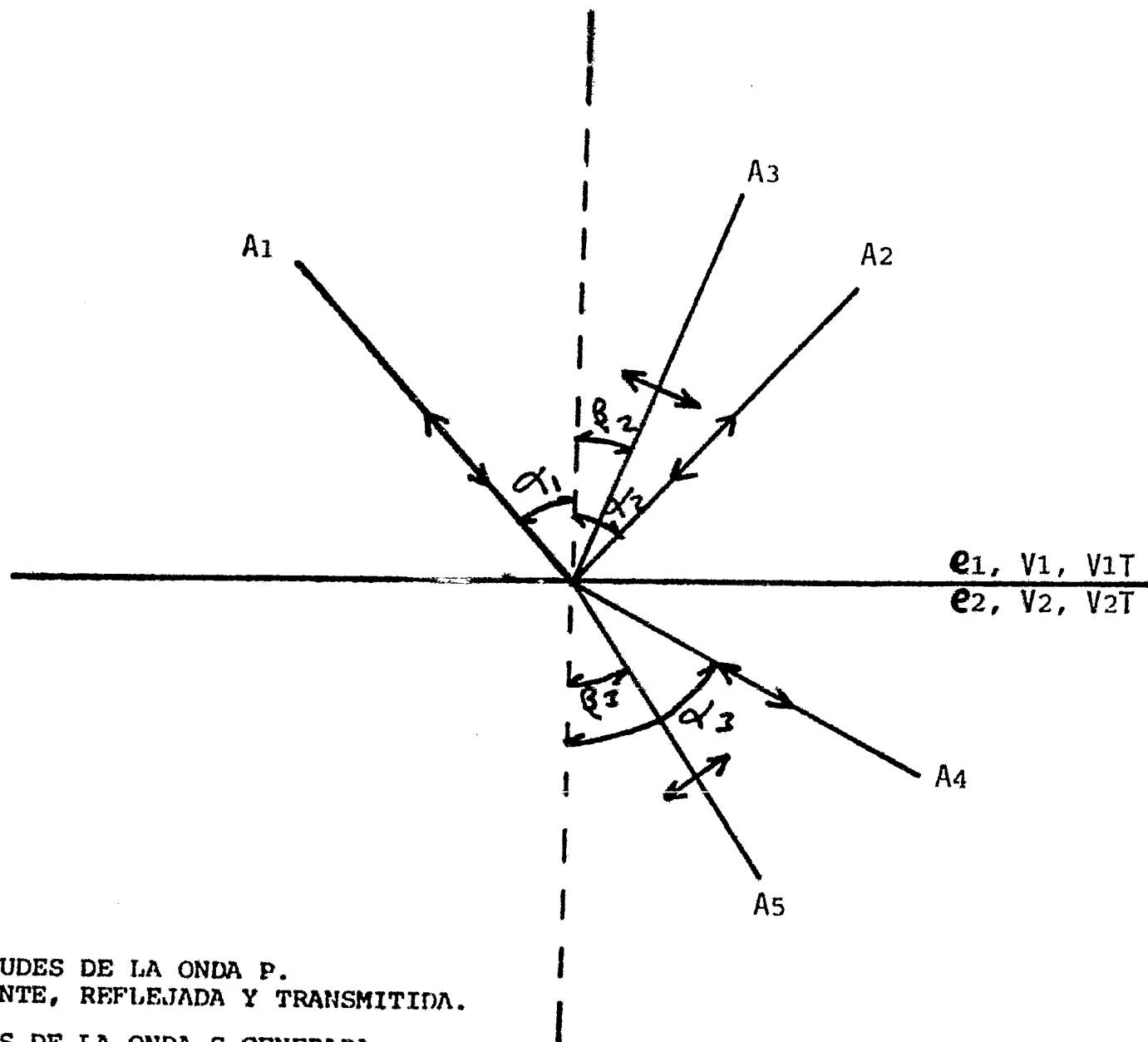
Este problema se puede tratar en términos de la energía de las ondas o alternativamente en términos de las amplitudes, si seguimos este último camino, podemos utilizar las ecuaciones desarrolladas por Zoeppritz (1919) en la forma siguiente.

La condición de que haya continuidad en los desplazamientos normales, da lugar a la primera ecuación.

$$A_2 \cos \alpha_1 - A_3 \sin \beta_2 + A_4 \cos \alpha_3 + A_5 \sin \beta_3 = A_1 \cos \alpha_1$$

La condición de continuidad en los despl. tangenciales viene dada:

$$A_2 \sin \alpha_1 + A_3 \cos \beta_2 - A_4 \sin \alpha_3 + A_5 \cos \beta_3 = A_1 \sin \alpha_1$$



A_2, A_4 = AMPLITUDES DE LA ONDA P.
INCIDENTE, REFLEJADA Y TRANSMITIDA.

A_5 = AMPLITUDES DE LA ONDA S GENERADA,
REFLEJADA Y TRANSMITIDA.

α_2, α_3 = ANGULOS DE LA ONDA P,
INCIDENTE, DE REFLEXION Y DE TRANSMISION.

β_3 = ANGULO DE LA ONDA S GENERADA,
DE REFLEXION Y DE TRANSMISION.

v_2 = VELOCIDAD DE LA ONDA EN LOS MEDIOS 1 Y 2.

v_{2L} = VELOCIDAD DE LA ONDA P EN LOS MEDIOS 1 Y 2.

v_{2T} = VELOCIDAD DE LA ONDA S EN LOS MEDIOS 1 Y 2.

ρ_2 = DENSIDAD DE LOS MEDIOS 1 Y 2.

FIG. II.4.1 ONDAS GENERADAS EN LA INTERFASE, POR LA INCIDENCIA DE UNA ONDA P.

La continuidad de los esfuerzos normales y tangenciales origina 2 ecuaciones:

$$A_2 Z_1 \cos 2\alpha_1 - A_3 W_1 \sin 2\beta_2 - A_4 Z_2 \cos 2\alpha_3 - A_5 W_2 \sin 2\beta_3 = -A_1 Z_1 \cos 2\alpha_1; \quad \text{II.14(c)}$$

$$A_2 W_1 \sin 2\alpha_1 + A_3 W_1 \cos 2\beta_2 + A_4 W_2 \sin 2\alpha_3 - A_5 W_2 \cos 2\beta_3 = A_1 W_1 \sin 2\alpha_1; \quad \text{II.14(d)}$$

donde: $A_i = V_{iT} / V_{iL}$; $Z_i = \rho_i V_{iL}$; $W_i = \rho_i V_{iT}$, $i=1,2$.

Los productos densidad por velocidad (Z_i y W_i) se conocen como impedancias acústicas. Estas ecuaciones las podemos poner en forma matricial quedando:

$$\begin{bmatrix} \cos \alpha_1 & -\sin \beta_2 & \cos \alpha_3 & \sin \beta_3 \\ \sin \alpha_1 & \cos \beta_2 & -\sin \alpha_3 & \cos \beta_3 \\ Z_1 \cos 2\alpha_1 & -W_1 \sin 2\beta_2 & -Z_2 \cos 2\alpha_3 & -W_2 \sin 2\beta_3 \\ W_1 \sin 2\alpha_1 & W_1 \cos 2\beta_2 & W_2 \sin 2\alpha_3 & -W_2 \cos 2\beta_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_2 \\ A_3 \\ A_4 \\ A_5 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_1 \cos \alpha_1 \\ -A_1 \sin \alpha_1 \\ -A_1 Z_1 \cos 2\alpha_1 \\ A_1 W_1 \sin 2\alpha_1 \end{bmatrix}$$

P Q R

cuya solución será: $Q = P^{-1} R$.

Estas ecuaciones se pueden reducir al caso mas simple que es el de incidencias normal, por lo que para una onda P en estas condiciones se tiene que tanto los esfuerzos como los desplazamientos tangenciales en la frontera deberán ser iguales a cero y los ángulos $\alpha_i = \beta_i = 0$, de aquí que las ecuaciones II.14 b y d muestran que $A_3 = A_5 = 0$ y las demás se reduzcan a :

$$A_2 + A_4 = A_1 ,$$

$$A_2 Z_1 - A_4 Z_2 = - A_1 Z_1 .$$

cuya solución será:

$$A_2 / A_1 = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{II.15}$$

$$A_4 / A_1 = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} .$$

Las relaciones II.15 reciben el nombre de coeficientes de amplitud de reflexión y transmisión, pero es común que las fracciones de la energía reflejada y refractada reciban el mismo nombre, por lo que llamaremos R_E y T_E a los coeficientes de reflexión y transmisión de la energía de la onda y serán:

$$R_E = \frac{\frac{1}{2} V_{1L} \rho_1 \omega^2 A_2^2}{\frac{1}{2} V_{1T} \rho_1 \omega^2 A_1^2} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{II.16}$$

$$T_E = \frac{\frac{1}{2} V_{2L} \rho_2 \omega^2 A_4^2}{\frac{1}{2} V_{1T} \rho_1 \omega^2 A_1^2} = \frac{4Z_1 \cdot Z_2}{Z_2 + Z_1}$$

$$R_E + T_E = 1$$

De estos coeficientes podemos concluir que la amplitud y signo de la onda reflejada es determinado por la impedancia acústica del segundo medio Z_2 , por lo que mientras mayor sea el contraste entre Z_1 y Z_2 mayor será la amplitud de la onda reflejada presentándose o no un cambio de fase.

Del proceso de transmisión diremos que los coeficientes indican que este no recibe el signo de la onda incidente ni involucra pérdida de energía.

II.5 Modificaciones que Sufren los Pulsos Sísmicos al Propagarse en Medios Geológicos.

De acuerdo con la teoría en la que se ha basado la prospección sísmica, hemos de señalar de nuevo dos cuestiones básicas:

- 1.- La teoría de la propagación de ondas en medios elásticos, ha deducido sus leyes a partir de materiales en condiciones ideales.
- 2.- En óptica, el dato principal a medir es la energía de la onda.

Del primer hecho podemos señalar, que el medio tierra difícilmente lo podemos considerar como un medio elástico ideal ya que la energía de la onda se ve atenuada por muchos factores indeseables provenientes del mismo medio.

En cuanto al segundo, podemos decir que en prospección no se mide la energía de la onda sino la amplitud de la perturbación, estando ésta en términos de desplazamiento o de presión si se usan hidrófonos. La amplitud de la onda en estos casos tiene relación directa con la energía de la misma propagándose a través de un medio (es proporcional la energía al cuadrado de la amplitud).

Los geófonos, detectan la amplitud de la energía que llega a ellos después de haber viajado por diferentes estratos te

restres, pero no registran los verdaderos valores de los -
coeficientes de reflexión y transmisión. Esto es debido a -
la atenuación que sufre el pulso sísmico desde su genera- -
ción, hasta que es grabado en cinta magnética. De aquí que
sea importante establecer una separación entre los factores
atenuantes que no proporcionan información acerca del sub--
suelo.

Norman Ricker (1940), fue el primero en tomar en cuenta el
fenómeno de atenuación que ejerce la tierra sobre la señal
sísmica y desarrolló ecuaciones para diferentes ondulaciones -
(formas de onda), a diferentes distancias de la fuente (im-
pulsiva).

Desde entonces todas las investigaciones ha sido encamina--
das hacia la separación de los diferentes mecanismos atenuantes.

La tabla siguiente muestra los diferentes factores que afectan
la amplitud de la onda sísmica.

Factores Controlables	Potencia y acoplamiento de la fuente de energía.	
	Sensibilidad y acoplamiento de detectores.	
	Instrumentos de registro y grabación	
Factores no controlables	Divergencia esférica	
	Partición de la Energía en interfases.	{ Coeficientes de Reflexión y Transmisión
	Curvatura de las interfases reflejantes (enfocamiento y defocamiento de energía).	
	Absorción	
	Múltiples	
	Atenuación cercana a la superficie.	
	Dispersión por inhomogéneidades.	
	Ruido cultural	

Daremos a continuación algunas características de los factores atenuantes no controlables que no proporcionan información, dejando a los controlables y al ruido para más adelante.

II.5.1. Factores atenuantes no controlables.

I.- Divergencia esférica. Este fenómeno es la primera consecuencia de la verdadera expansión esférica de la onda y se manifiesta por un decaimiento de la energía de la onda que

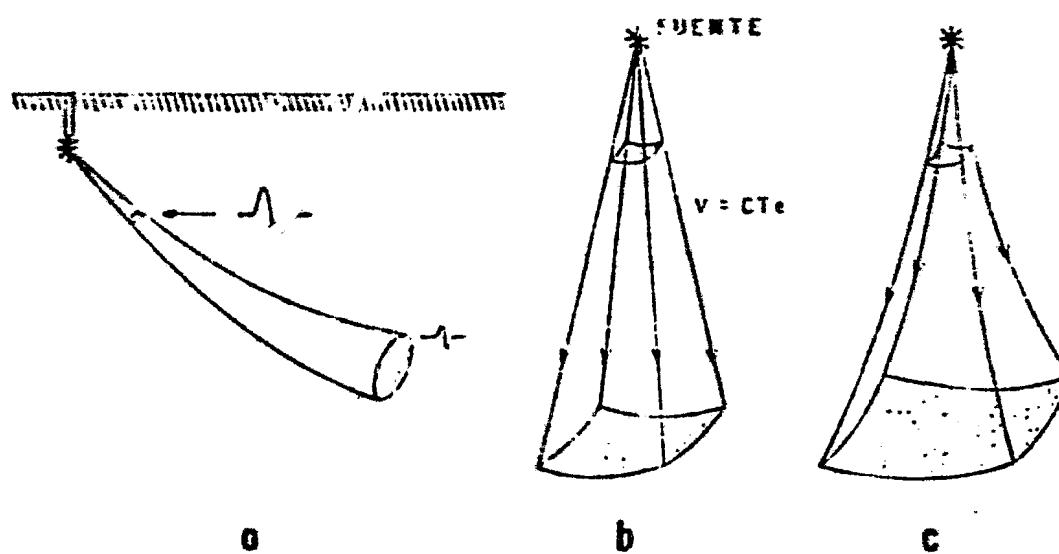


FIG.II.5.1. REDISTRIBUCION DE LA ENERGIA SISMICA POR DIVERGENCIA ESFERICA

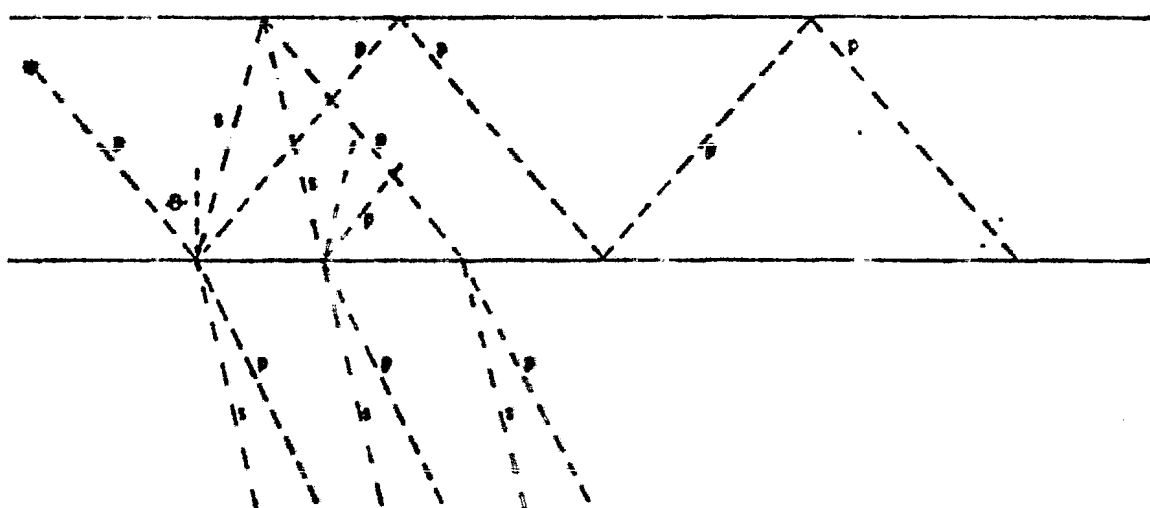


FIG.II.5.2. PARTICION DE ENERGIA EN INTERFASES ELASTICAS

va en relación con la distancia de viaje de la onda a lo largo de una área determinada. Si se observa la fig. II.5.1(b) - vemos que en un medio homogéneo y de velocidad constante, -- las trayectorias de los rayos a partir de una fuente serian rectos y la amplitud de todos los puntos del frente de onda decrecen con el incremento del área. De acuerdo con esto la amplitud de una onda sísmica expandiéndose esféricamente -- decae inversamente con la distancia ($1/v \cdot t$).

Por supuesto que la expansión de la onda en un medio heterogéneo no es perfectamente esférica debido a las variaciones de la velocidad, pero si suponemos el caso común de velocidades incrementándose en la dirección vertical, los rayos se mostrarán curvos (fig. II.5.1(c)) por lo que el decaimiento de energía será mayor.

Para el caso especial de incidencia normal y estratos horizontales la disminución de la amplitud vendrá dada por la razón $1/t \cdot V_{rmf}$, donde V_{rmf} es el valor efectivo de la velocidad de los reflejos primarios.

El cambio de amplitud varía para reflejos primarios y múltiples, su diferencia estriba en la trayectoria de viaje. La figura II.5.1 (a) , muestra los efectos de este fenómeno.

La disminución de energía por divergencia esférica, para frecuencias bajas y distancias cortas predomina sobre otros - -

factores atenuantes.

2.- Partición de la energía en la interfase (se vió en el subtema II.4), fig. II.5.2.

3.- Curvatura de las interfases reflejantes.

Haciendo una analogía con el fenómeno en óptica, la curvatura del horizonte reflejante tiene influencia sobre la energía reflejada. Veamos la fig. II.5.3 en la que tenemos una interfase que no manifiesta cambios en las propiedades elásticas a ambos lados de ella, podemos ver los efectos parecidos de una interfase curva y una plana al incidir energía sobre ellas. Ambas enfocarán o defocarán la energía.

Un efecto similar puede producirse al tenerse velocidades anómalas en acumulaciones de gas, en las que las reflexiones son distorsionadas.

4.- Absorción. Cuando hablamos de divergencia esférica no se habló de pérdidas de energía ya que este fenómeno implicaba solamente una expansión de la misma; el mecanismo de que nos ocupamos ahora si implica pérdidas de energía y a su vez presenta ciertos misterios aún no aclarados actualmente.

La absorción es un proceso mediante el cual, la energía asociada al movimiento de la onda es absorbida gradualmente

por el medio, reapareciendo finalmente en forma de calor y es el responsable de la eventual desaparición del movimiento de la onda sísmica.

Es el mecanismo de transformación de la energía, el que no está perfectamente claro todavía. La fricción que se produce al paso de la onda es sin discusión una de las causas, pero se le asocian también efectos piezoeléctricos, termoeleéctricos y algunas pérdidas viscosas en los fluidos contenidos en los poros de las rocas.

En muchos fenómenos físicos, las pérdidas de energía por absorción pueden ser representadas por un coeficiente de absorción, representado por un factor que decae exponencialmente con la distancia y viene dado por: (fig. II.5.4).

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad \dots\dots\dots \text{II.17}$$

este coeficiente α , es aproximadamente proporcional a la frecuencia. Dado que la fricción interna parece ser el principal agente de absorción, es de esperarse que las rocas diferentes muestren grados distintos de absorción. Por lo que se puede decir:

Rocas ígneas son menos absorbivas que las sedimentarias; a su vez, los materiales sedimentarios someros son apreciablemente mas absorbivos que los sedimentarios profundos y bien consolidados; por lo que, es de esperarse que la absorción disminuya con la profundidad.

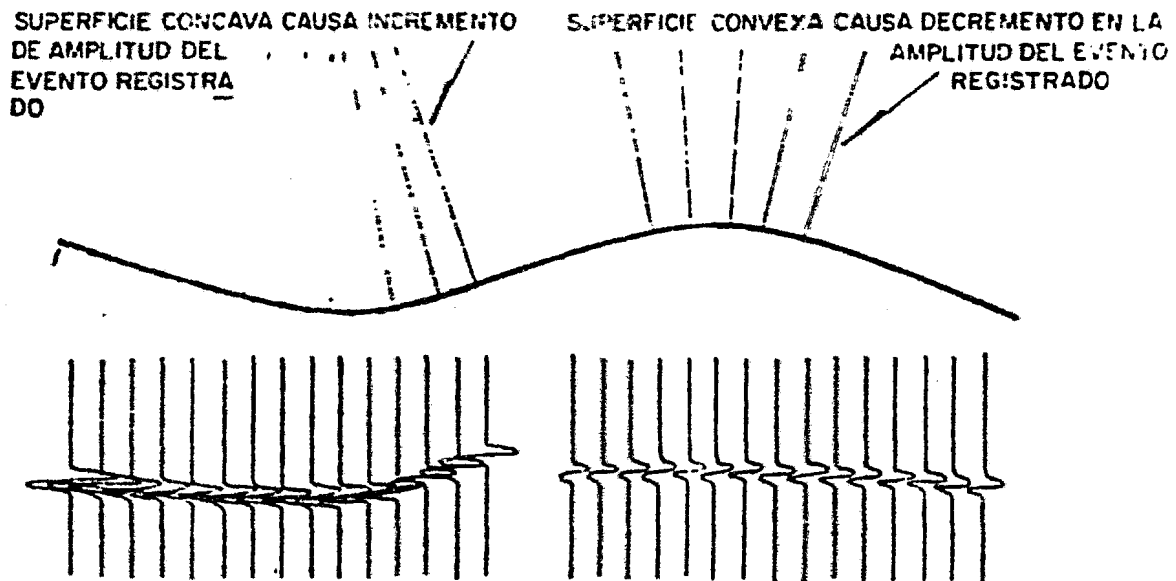


FIG II.5.3 CURVATURA DEL HORIZONTE REFLEJANTE CAUSANTE DE VARIACIONES LATERALES EN AMPLITUD DEL EVENTO REFLEJADO.

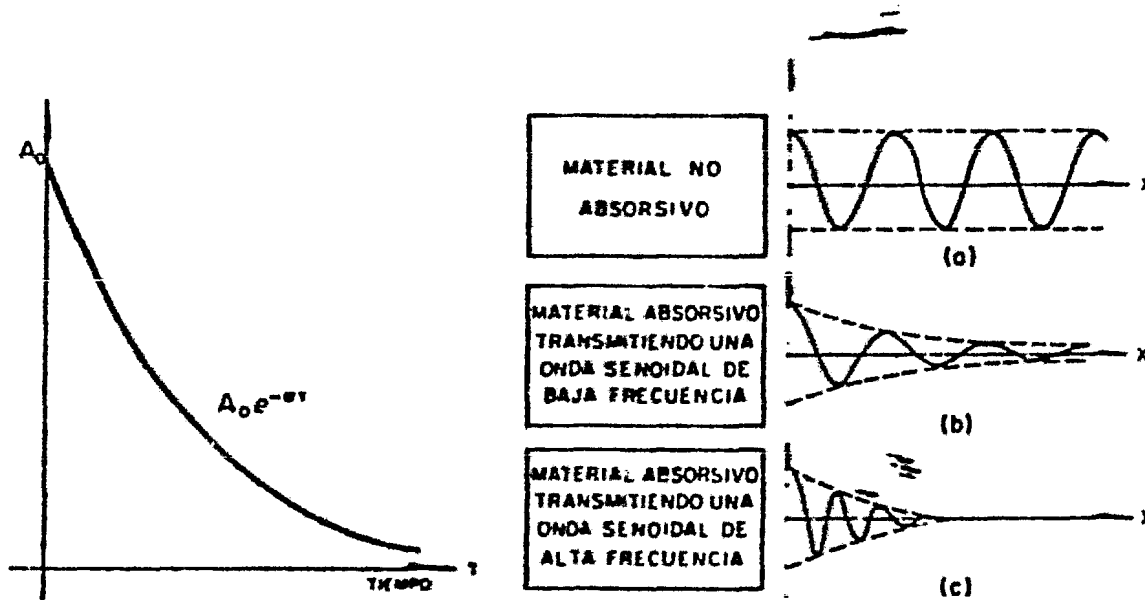


FIG.II.5.4. (a) DECAIMIENTO EXPONENCIAL DE LA AMPLITUD CON LA DISTANCIA

(b) ATENUACION SUFRIDA POR ONDAS SENOIDALES DE FRECUENCIA CONSTANTE AL TRANSMITIRSE A TRAVES DE DOS DISTINTOS MATERIALES

Las pérdidas por absorción dominan sobre las que son debido a la divergencia esférica, cuando las frecuencias y distancias aumentan.

5.- Múltiples. Un múltiple consiste en una porción de la -- energía que ha quedado atrapada en un estrato y se ha reflejado mas de una vez en el mismo, antes de ser transmitida a cualquiera de los estratos superior o inferior.

Este fenómeno es común en columnas sedimentarias, cuya estratificación estuvo caracterizada por fuertes contrastes deposicionales alternantes, cuyos estratos poseen marcada diferencia acústica, por ejemplo alternancia de lutitas y areniscas.

Estos múltiples involucran cambios en el espectro de la onda sin implicar absorción.

6.- Atenuación cercana a la superficie. La capa de intemperismo es de baja velocidad y en ella la acción de varios factores tiene como consecuencia un drástico decaimiento en la amplitud de los reflejos. Principalmente inhomogeneidades grandes son las causantes de esto ya que su respuesta sísmica (ruido) contribuye a enmascarar los reflejos primarios.

Las ondas superficiales, son menos atenuadas que las de --
cuerpo y contribuyen también a disfrazar los reflejos. Sin --
embargo, el uso de patrones fuente-detección, sirve para --
atenuar esta onda en el momento de su registro y aumentar --
la relación señal-ruído.

7.- Dispersión por Inhomogéneidades. Este tipo de disper- --
sión es causado por características geológicas como son: --
arrecifes, diques, fallas pequeñas, etc., que por estar con --
tenidas en estratos o rocas de mayor volumen, contrastan --
con ellos y producen distorsiones en eventos que son cohe--
rentes.

La figura II.5.5 muestra como una inhomogeneidad, le suma --
una cola de energía al arribo directo haciendo que la onda --
sufra un ensanchamiento, produciendo un efecto parecido al --
de un filtro de corte de altas frecuencias.

El grado de dispersión que producen, depende de la distan--
cia al arribo directo, dimensiones de la longitud de la on--
da que incida en la inhomogéneidad y del contraste de impe--
dancia acústica entre los estratos.

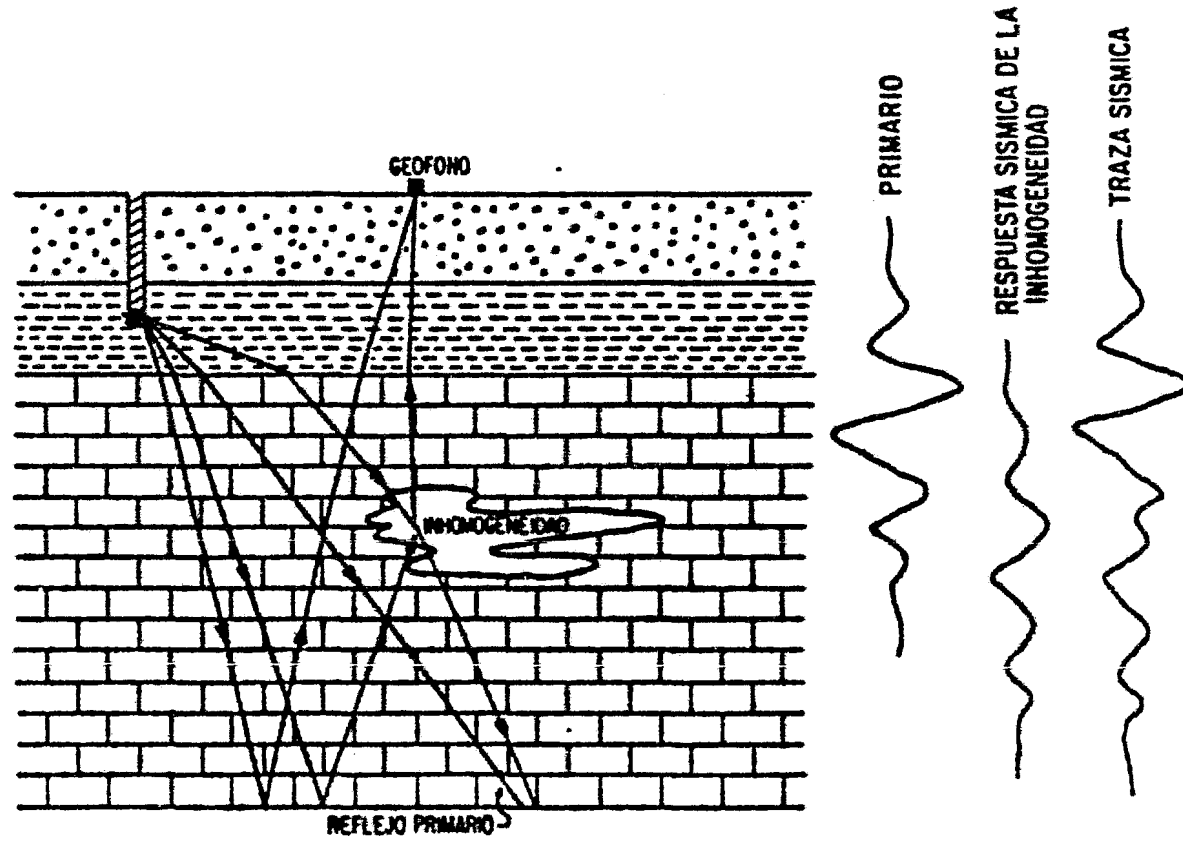


FIG.II.5.5. EFECTO DE INHOMOGENEIDADES SOBRE LOS EVENTOS PRIMARIOS REGISTRADOS.

II.5.2. Variaciones del espectro y pulso de velocidad de Ricker.

Habíamos mencionado que el estudio de señales periódicas y no periódicas, se facilitaba mediante el uso de análisis de Fourier y particularmente de las expresiones en el dominio de la frecuencia que se obtienen usando la transformada de Fourier.

Las operaciones en el dominio de la frecuencia, son probablemente la herramienta de mas poder en el análisis de datos sísmicos y en la creación de nuevas y mejores rutinas de procesado.

Definición de serie y transformada de Fourier.

Cualquier función $f(t)$ se puede expresar en un intervalo $t_0, (t_0, T)$ como una serie infinita de funciones exponenciales.

Matemáticamente esto es:

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{int\omega_0} \quad \text{para } t_0 < t < (t_0 + T) \quad \dots \text{ II.18}$$

FORMA EXPONENCIAL

donde los coeficientes son:

$$F_n = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0 + T} f(t) e^{-in\omega_0 t} dt, \quad \text{para } n=0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

donde; $T = 2\pi/\omega_0$
 $E_0 = a_0$
 $E_n = (a_n - ib_n)$

Usando el desarrollo en series de Fourier podemos representar una función $f(t)$, con período T en cualquier intervalo de interés. Pero una función de este tipo contiene componentes de frecuencia $n \omega_0$ radianes para $n=1, 2, \dots$ y en don

de $w = 2 \pi / T$.

Al conjunto de estas componentes de frecuencia se le denomina espectro de frecuencia de $f(t)$ y consta de una parte -- real y una imaginaria representada por:

$$F_n = |F_n| e^{i\theta} \quad , \text{ en donde } F_n \text{ representa la magnitud del } |F_n|$$

y θ es el ángulo de fase de F_n .

FORMA TRIGONOMETRICA. Escrita en esta forma tendremos:

$$f(t) = a_0/2 + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos (n\omega_0 t + n) \quad \dots\dots \text{ II.19}$$

en donde:

$$A_n = (a_n^2 + b_n^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{son espectros discontinuos de amplitud y fase.}$$

$$\theta_n = \tan^{-1} (b_n/a_n)$$

otra forma de escribir la serie es en términos de la transformada:

$$f(t) = 1/2 \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad \dots\dots\dots \text{ II.20}$$

y podemos poner

$$F(\omega) = |F(\omega)| e^{i\theta(\omega)} \quad \dots\dots\dots \text{ II.21}$$

En la ecuación anterior $F(\omega)$, es el espectro continuo de -- amplitud y, $\theta(\omega)$ es el espectro continuo de fase de $f(t)$.

El espectro de amplitud y el de fase, conforman un método mas conveniente para representar tanto a la serie como a -- la transformada de Fourier.

El espectro de amplitud es una gráfica de amplitud relativa contra frecuencia mientras que el espectro de fase es una gráfica de la fase relativa contra frecuencia. Estos son discontinuos y continuos dependiendo si se trata de ondas periódicas o no periódicas.

Así, mediante estas representaciones cualquier componente de frecuencia puede ser definida por su amplitud y fase. La potencia del espectro de amplitud representa una parte de la transformada de Fourier, la transformada completa consiste de ambos espectros describiendo la amplitud y un espectro asociado el cual describe la fase de las componentes de frecuencia de una señal.

Definitivamente, el efecto producido por factores atenuantes y por ruidos además de la información útil, resulta mejor analizado observando las variaciones que presentan los espectros de la señal sísmica. Las figuras II.5.6. (a y b) muestran un espectro de amplitud de una señal sísmica común y una gráfica que muestra los valores comunes de frecuencia en los que se encuentran los ruidos y la señal útil.

Pulso de velocidad de Ricker. Mencionamos que entre los múltiples trabajos realizados por Norman Ricker, estaban los desarrollos de las ecuaciones para diferentes formas de onda puestas en función del tiempo de viaje de la señal sísmica.

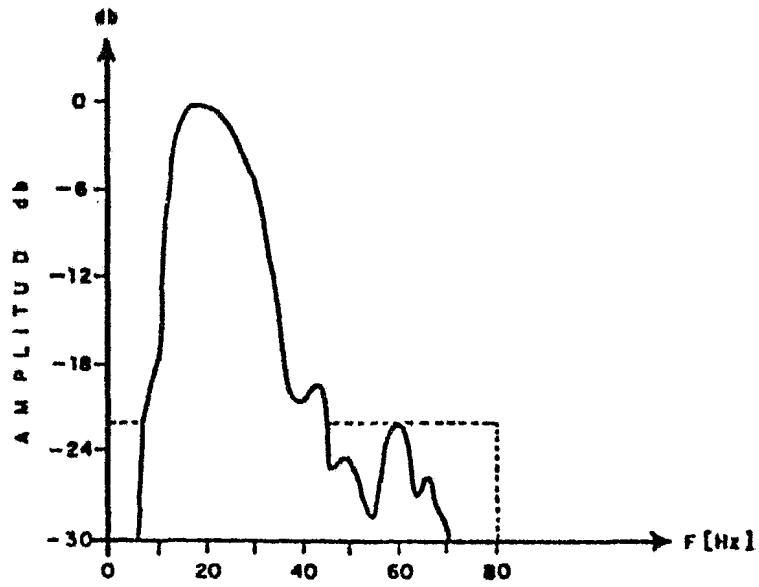
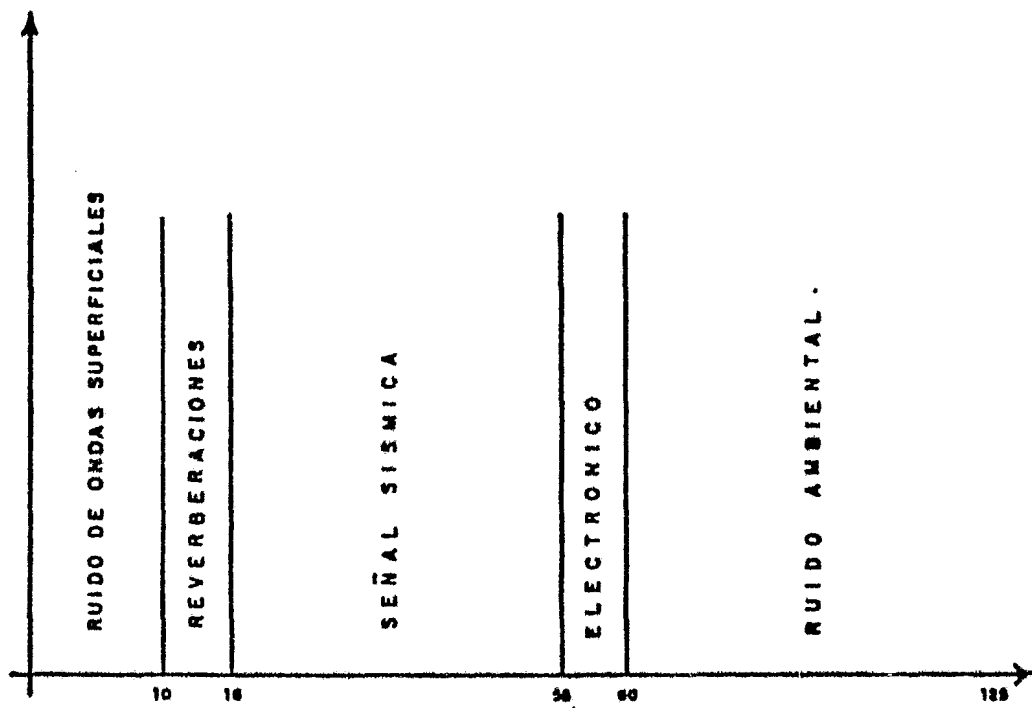


FIG. II.5.6. (a) ESPECTRO DE AMPLITUD DE LA SEÑAL ENTRE 1.0 Y 2.0 SEG.



(b) ESPECTRO USUAL DE LA SEÑAL SISMICA

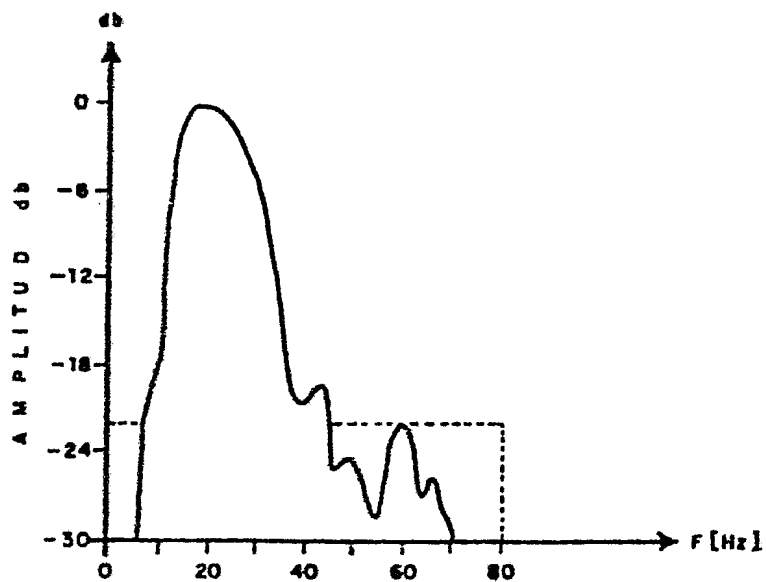
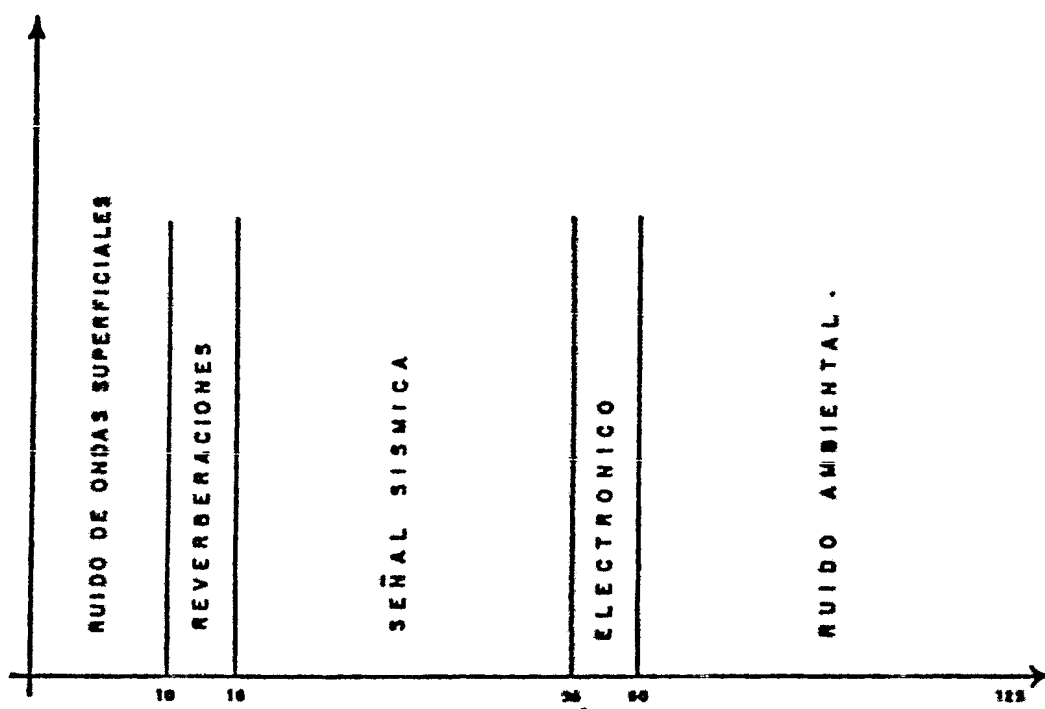


FIG. II 5 6. (a) ESPECTRO DE AMPLITUD DE LA SEÑAL ENTRE 1.0 Y 2.0 SEG.



(b) ESPECTRO USUAL DE LA SEÑAL SISMICA

Sin embargo, uno de sus estudios mas conocidos, fue el que realizo con el objeto de obtener una función $f(t)$ adecuada al trabajo de modelado sísmico. Esta $f(t)$, es una función - que intenta representar el pulso sísmico producido por una fuente explosiva y además incluir la pérdida de altas frecuencias durante el proceso de transmisión a través del subsulo.

Esta función recibe el nombre de ondícula o pulso de velocidad de Ricker y su expresión es:

$$f(t) = - \frac{\sqrt{\pi}}{2} \left(6t^2 / T_a^2 - 1/2 \right) e^{-6t^2/T_a^2} \quad \dots \text{II.22}$$

Las figuras II.5.7 y II.5.8, muestran la representación gráfica de esta expresión para $T_a=0.028$ seg y su respectivo -- espectro de amplitud del que podemos apreciar que el pulso de Ricker tiene un contenido de frecuencias limitado.

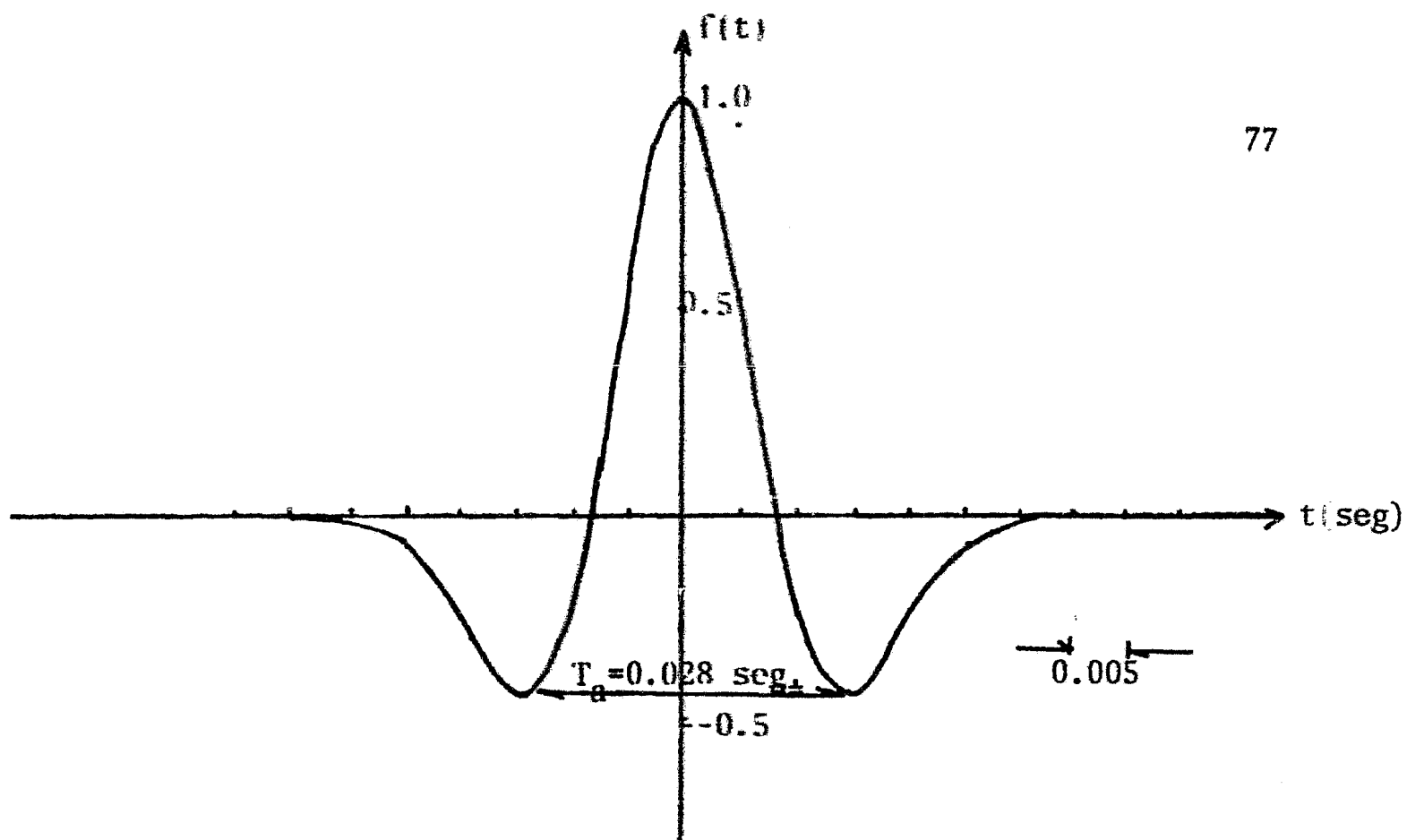


FIG. II.5.7 PULSO DE RICKER NORMALIZADO.

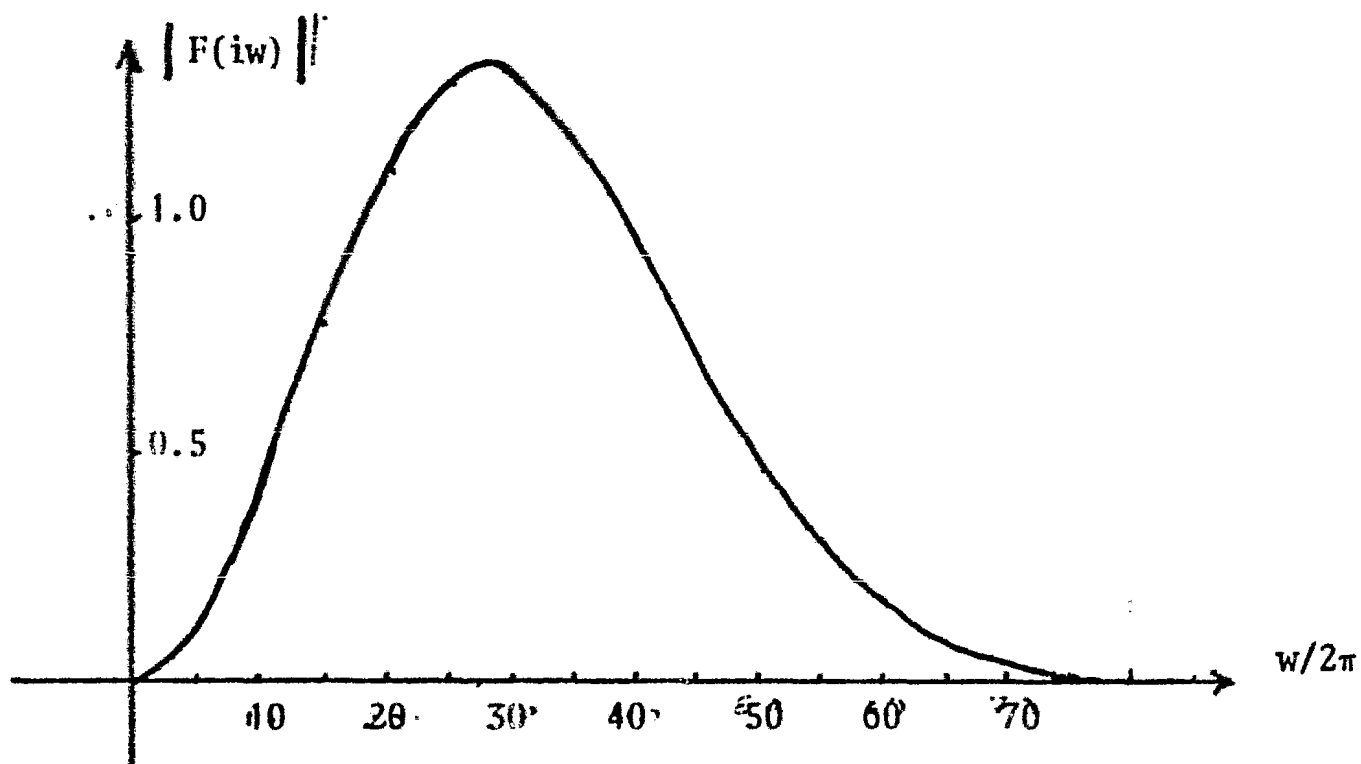


FIG. II.5.8 ESPECTRO DE AMPLITUD DEL PULSO DE RICKER.

TEMA III METODO SISMOLOGICO DE REFRACCION

III.1. Generación de Ondas refractadas emergentes, observables en la superficie del terreno.

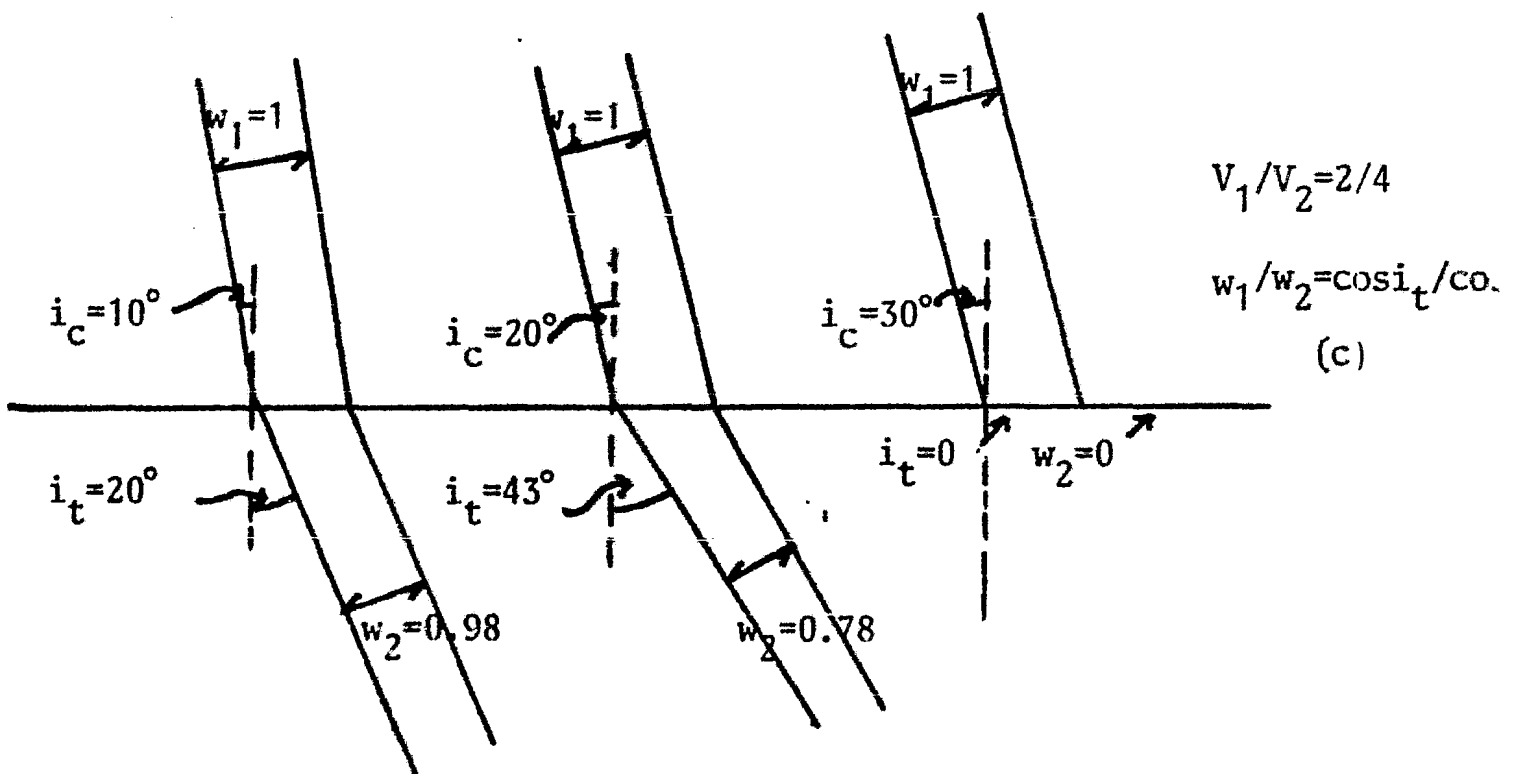
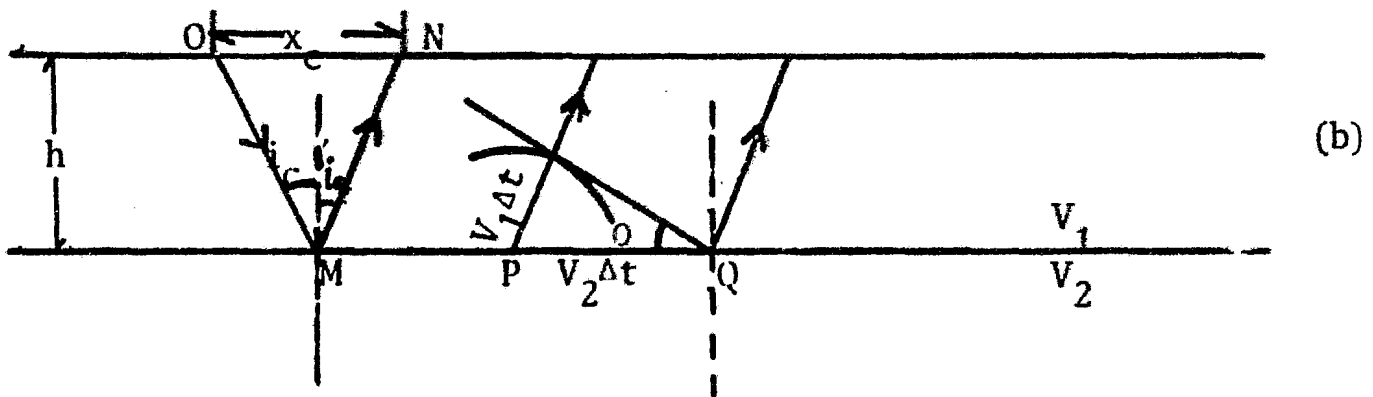
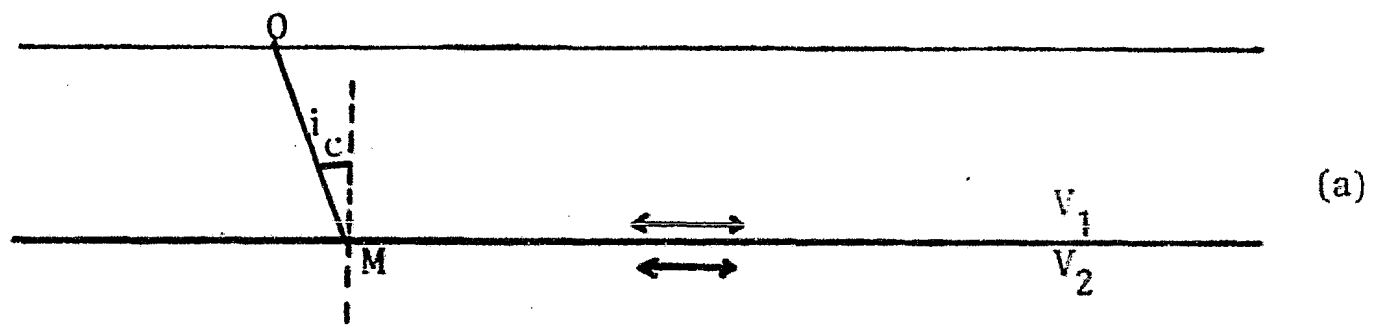
Para la sismología de refracción, las ondas de interés serán las que se transmitan ó refracten con un cierto ángulo crítico. Esto nos lleva a revisar algunas de las características que presentan las ondas de ésta naturaleza.

En la figura III.1.1 (a y b), vemos el caso de una onda P incidiendo sobre un horizonte refractor con un ángulo crítico i_c , en donde siendo acordes con lo visto en el capítulo anterior, trabajamos por facilidad en un plano horizontal que separa dos medios homogéneos e isótropos de diferentes propiedades elásticas. Existe también un incremento de la velocidad con la profundidad ($V_2 > V_1$) y una distribución de velocidades (V_2 / V_1) mayor que la unidad. Por supuesto, se están considerando frentes de tipo plano.

De acuerdo con lo anterior, en la expresión de la ley de Snell $\frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} = V_1/V_2$ cuando $r=90^\circ$, entonces $i=i_c$ por lo que ésta quedará como

$$\text{sen } i_c = V_1/V_2 \quad \dots \text{ III.1(a)}$$

cuando esto sucede, debido a que no es posible el movimiento relativo entre los dos medios, la onda se propagará por de-



FIGS. III.1.1 ONDAS REFRACTADAS.

(a) MOVIMIENTO EN LA INTERFASE.

(b) FRENTE DE ONDA EMERGIENDO DE UN HORIZONTE REFRACTOR, CON UN ANGULO CRITICO i_c .

(c) VARIACION DEL ANCHO DE LOS RAYOS DEBIDO AL i_c .

bajo del contacto produciendo un movimiento oscilatorio y - paralelo a la frontera, el cual afectará a la parte superior de manera tal, que el disturbio se verá viajando con la velocidad del segundo medio V_2 a ambos lados de la interfase, generando al mismo tiempo un frente de onda emergente.

Esto se puede ver mas claramente, si recordamos el principio desarrollado por el físico holandés Cristian Huyghens - (1690), en el estudio de la teoría ondulatoria de la luz. - Este principio establece en forma general, que cada punto de un frente de onda, actúa como una nueva fuente secundaria de energía; de aquí que su posición en cualquier instante posterior de tiempo pueda predecirse.

Siguiendo lo dicho por Huyghens, en la figura III.1.1 (b), - el punto P se puede considerar como el centro a partir del cual una onda refractada crítica se abre en dirección del medio superior. Después de un cierto intervalo de tiempo Δt - la distancia recorrida por la onda en el medio 1, es $V_1 \Delta t$ - al tiempo que la onda refractada queda en el punto Q, siendo el tramo PQ igual a $V_2 \Delta t$. Si se toma la tangente desde el punto Q al arco de radio $V_1 \Delta t$, se obtendrá el frente de onda RQ.

Se puede ver de aquí, que la onda que viaja a lo largo de la interfase en el medio 2, genera una onda plana la cual viaja hacia arriba en el medio 1 con un cierto ángulo i , --

o sea que: $\text{sen } i = V_1 \Delta t / V_2 \Delta t = V_1 / V_2$... III.1(b)

viendose que cuando $i=i_c$, el rayo incidente y el refractado quedan simétricamente dispuestos con respecto a la normal - al contacto.

Debemos aclarar una idea, que para la persona que ha seguido con cuidado las ideas aquí presentadas pudiera parecer contradictoria. Cuando se presenta el caso de una onda refractada crítica, uno puede pensar que esta onda no se transmite al medio 2, ya que viaja a lo largo de la interfase, por lo que el coeficiente de transmisión de energía, definido - en el capítulo anterior sería igual a cero y la onda no portaría energía.

Esto no es completamente cierto, aunque de manera general - se sabe que el coeficiente de transmisión de las ondas P y S disminuye con el ángulo crítico, La figura III.1 (c), muestra como el ancho de los rayos refractados tiende a cero -- conforme el i_c se aproxima a 30° .

La cuestión es que se conoce la existencia de estas ondas - que frecuentemente son de alta energía, pero por otro lado la teoría establece la correcta geometría de los rayos pero concluyó que su intensidad es igual a cero. Las ecuaciones de Zoeppritz, de las cuales se hizo la deducción de los coeficientes de transmisión, son las que dan lugar a esta contra

dicción ya que asumen la incidencia de una onda plana cuyo frente de onda también es plano, siendo que en un medio heterogéneo los frentes son curvos.

Una teoría mas completa basada en frentes de onda curvos -- (Grant and West, cap. 6, 1965) estima la existencia de ondas refractadas con intensidad diferente de cero, las cuales -- tienen la misma relación geométrica que se ha obtenido usando la teoría de las ondas planas.

Volviendo a la figura III.1.1(b), vemos que las ondas refractadas no se observan con off-sets menores a la distancia -- ON , que será:

$$x_c = \overline{ON} = 2h \tan i_c = 2h \tan(\sin^{-1}(v_1/v_2)) = 2h [(v_2/v_1)^2 - 1]^{-\frac{1}{2}} \dots \text{III.2}$$

Esta expresión nos define la llamada "distancia crítica" en la cual no se recibe información en distancias menores a -- ella, además se puede ver que conforma la razón v_2/v_1 se incrementa, x_c decrece y que cuando v_2/v_1 es igual a -- 1.4, x_c es igual a $2h$. Por lo que podemos decir que solo se observarán refracciones con distancias mayores al doble de la profundidad al contacto refractor.

III.2. Determinación de la profundidad de capas horizontales y paralelas.

A continuación se derivarán las fórmulas que expresan el -- tiempo de arribo de la señal, en términos de la distancia -- horizontal, la profundidad y las velocidades de la misma. -- Para lo cual se comenzará con el caso sencillo de un contacto plano horizontal.

En la figura III.2.1.(b), vemos un contacto plano horizon-- tal entre dos medios de velocidades V_1 y V_2 , donde $V_1 < V_2$. Vamos a determinar el tiempo de propagación de una onda que sigue la trayectoria \overline{ABCD} .

t_R = tiempo de refracción = tiempo de propagación

t_d = tiempo de los rayos directos = $x/V_1 = t_1$

de la figura

$$t_R = \overline{AB}/V_1 + \overline{BC}/V_2 + \overline{CD}/V_1 = 2\overline{AB}/V_1 + \overline{BC}/V_2$$

$$= 2h \sec i_c/V_1 + x - 2h \tan i_c/V_2$$

$$= 2h/V_1 \cos i_c (1 - V_1/V_2 \sen i_c) + x/V_2$$

$$= 2h \cos i_c/V_1 + x/V_2$$

y como por la ley de Snell; $\cos i_c = \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$; entonces:

$$t_R = t_2 = 2h \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}/V_1 + x/V_2 \quad \dots \text{ III.3}$$

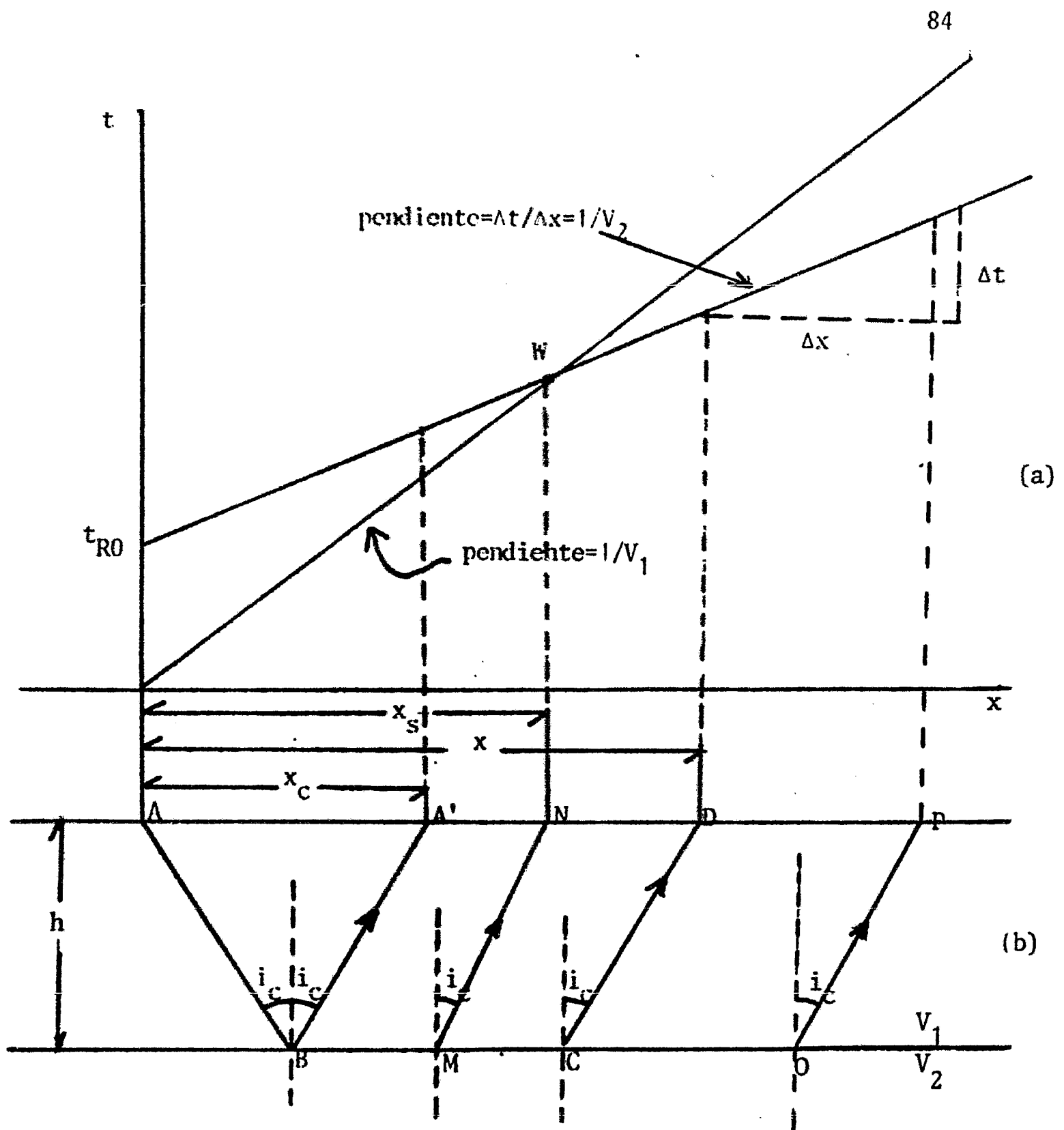


FIG . III.2.1(a,b) GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA Y TRAYECTORIA DEL RAYO, PARA-
EL CASO SIMPLE DE UN CONTACTO PLANO HORIZONTAL.

Esta ecuación representa una línea recta que se obtiene graficando las diferentes trayectorias de refracción que puede seguir la onda, tales como la ABCD. La susodicha recta, tiene una pendiente de $1/V_2$, mientras que la recta que forman los tiempos de los rayos directos tiene una pendiente $= 1/V_1$ (fig. III.2.1a).

Como se ve en la figura, la gráfica de tiempos contra distancias se pierde para distancias menores a x_c , pero podemos calcular el valor que tiene en la gráfica, si encontramos el valor de la expresión III.3 para una distancia cero, esto es:

la expresión III.3 para $x=0$ queda:

$$t_{R0} = 2h \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2} / V_1 \quad \dots \text{III.4}$$

este tiempo conocido como "de intercepción", vemos que no es mas que la prolongación de la recta de los rayos refractados, hasta cruzar el eje de los tiempos.

De la misma expresión, se puede despejar la profundidad h al contacto, quedando:

$$h = V_1 t_{R0} / 2 \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2} \quad \dots \text{III.5}$$

El problema común en refracción, es el de determinar la profundidad h y las velocidades (V_1 , V_2), por lo que viendo lo anterior podemos obtener de la gráfica tiempo-distancia, las dos velocidades ya que la pendiente de las rectas es el valor recíproco de V_1 y de V_2 . El ángulo crítico se obtiene

a partir de la relación III.1.(a) quedando:

$$i_c = \text{sen}^{-1} (V_1/V_2) \quad \dots \text{III.6}$$

Para finalmente usar el tiempo de intercepción t_{ro} , para el cálculo de h con la expresión III.5.

Por otro lado, si se observa la figura en el punto W, vemos que las rectas definidas por los datos de tiempo y distancia de los rayos directos y refractados, se intersecan en dicho punto definiendo una distancia conocida como "distancia de simultaneidad", x_s , la cual se aprovecha también en el cálculo de la incógnita h .

De acuerdo con lo que dijimos, cuando $x=x_s$, $t_R = t_d$. Esto en la ecuación III.3 da:

$$x_s/V_1 = 2h\sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}/V_1 + x_s/V_2$$

$$V_1(x_s/V_1 - x_s/V_2) = 2h\sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

$$h = V_1(x_s/V_1 - x_s/V_2)/2\sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

lo que será igual a:

$$h = \frac{x_s}{2} \frac{\sqrt{V_2 - V_1}}{V_2 + V_1} \quad \dots \text{III.7}$$

La expresión III.7 define la profundidad del contacto en función de las velocidades V_1 , V_2 y de la distancia de simultaneidad. Generalmente podemos determinar t_{r0} con más exactitud que a X_S , por lo que resulta mejor utilizar la ecuación III.5 para el cálculo de h .

III.2.1. Determinación de la profundidad a dos contactos horizontales.

En la figura III.2.2.(b), vemos la situación que presentan dos contactos horizontales y paralelos. La trayectoria que sigue la onda, es ahora $\overline{AB'C'D'E'F'}$ y tenemos que hacer la distinción de los ángulos críticos entre los medios 1 y 2, utilizando para ello índices. Por esto y viendo la figura, la ley de Snell para el caso de la onda viajando del medio 1 al 2 será;

$$\text{sen } i_{12} / \text{sen } i_{22} = V_1/V_2 \quad \dots \text{ III.8(a)}$$

y en el segundo medio quedará;

$$\text{sen } i_{22} = V_2/V_3 \quad \dots \text{ III.8(b)}$$

de aquí que;

$$\text{sen } i_{12} = V_2 V_1 / V_2 V_3 = V_1/V_3 \quad \dots \text{ III.8(c)}$$

Ahora, el tiempo de propagación de AD , será el tercer tiempo de refracción;

$$t_R = t_3 = t_{\overline{AD}} = 2 t_{\overline{AB'}} + 2 t_{\overline{B'C'}} + t_{\overline{C'E'}} ;$$

$$t_3 = 2h_1/V_1 \cos i_{12} + 2h_2/V_2 \cos i_{22} + x - 2(h_1 \tan i_{12} + h_2 \tan i_{22})/V_3$$

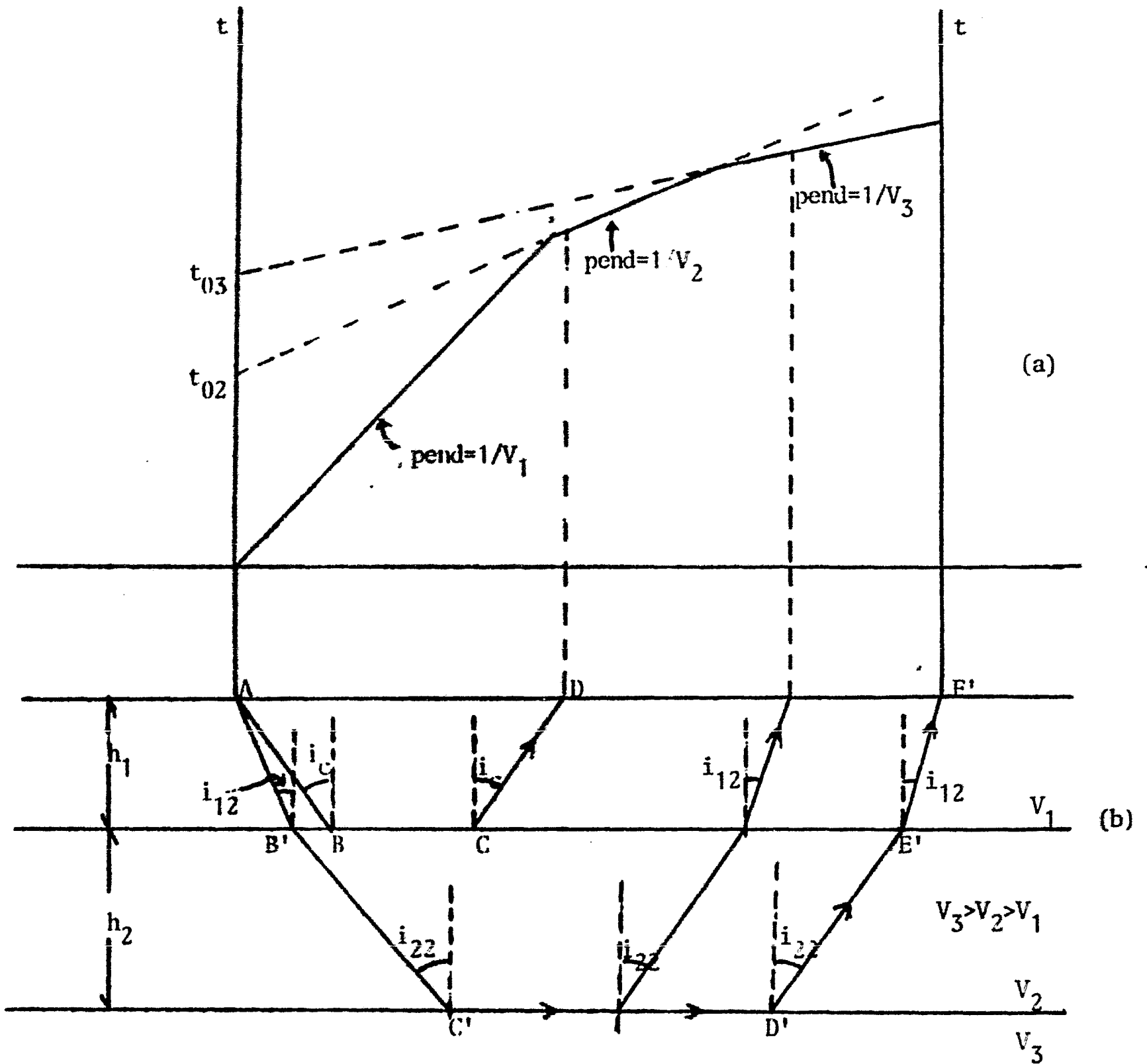


FIG. III.2.2(a,b) GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA Y TRAYECTORIAS DEL RAYO,
PARA EL CASO DE DOS CONTACTOS PLANOS.

Cambiando estas ecuaciones y utilizando las expresiones - -
III.8 (a y b) nos quedará:

$$t_3 = 2h_1 \cos i_{12}/V_1 + 2h_2 \cos i_{22}/V_2 + x/V_3 \quad \dots\dots$$

La que en función de senos cambiará a:

$$t_3 = \frac{2h_1 \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}}{V_1} + \frac{2h_2 \sqrt{1 - (V_2/V_3)^2}}{V_2} + x/V_3 \quad \dots\dots \text{III.9}$$

La cual es la expresión del tiempo de refracción para el ca-
so de 2 contactos paralelos y horizontales.

De los desarrollos anteriores, hemos obtenido las siguien--
tes expresiones básicas: para los rayos directos tenemos --
la siguiente expresión del tiempo de viaje: $x/V_1 = t_1$.

El tiempo de refracción para un contacto lo representa la -
ecuación III.3. Mientras que para el caso de dos contactos
planos, la relación III.9 es la representativa.

De la comparación de ambas, podemos ver que es posible hacer
una generalización para el caso de n capas paralelas y hori-
zontales la cual sería:

$$t_n = x/V_n + \sum_j^n 2h_j/V_j \cos i_{cj} \quad \dots\dots \text{III.10}$$

La figura III.2.2 (a) muestra como la gráfica tiempo-distan-
cia para dos contactos, presenta ahora tres rectas cuyas --
pendientes son el valor recíproco de las velocidades $V_1, V_2,$
 V_3 respectivamente.

También podemos calcular los espesores de las capas h_1 y h_2 de manera análoga al caso de un solo contacto, esto es:

$$h_1 = V_1 t_{02} / 2 \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

donde t_{02} es el tiempo de intercepción ó corte, calculado de la misma forma que la ecuación III.4 es decir para $x=0$, esto es:

$$t_{02} = 2h_1 \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2} / V_1$$

De acuerdo con la teoría anterior, no existe problema para calcular un número grande de contactos, pero se estaría incurriendo en un error ya que en la gráfica t-d, se tendría poca precisión en el trazado de las rectas que corresponden a eventos de refracción, teniéndose una superposición entre ellas de manera que parecería que se forma una sola recta, pudiéndose interpretar esto como un solo contacto. Es por esto, que para mas de dos capas la formula II.10 es poco útil en el cálculo de espesores.

Otro factor que introduce error en el cálculo de la profundidad del contacto, es el de la distribución de velocidad ya que de no existir incremento de la misma con la profundidad, no hay posibilidad de que los frentes de onda lleguen a la superficie y nos den información acerca del contacto donde se presentó la inversión de velocidades.

III.3 Determinación de Echado y Profundidad de un contacto plano inclinado.

Los dos casos simples presentados anteriormente, tienen la desventaja de ser mas ilustrativos que reales, ya que no toman en cuenta el ángulo de inclinación que forman las capas con la horizontal (Echado), introduciendo un factor de error que produce cambios drásticos en la gráfica t-d. de refracción.

Por esto, veamos que sucede cuando analizamos el caso de un contacto inclinado como el de la figura III.3.1. ().

La ley de Snell sigue siendo válida, por lo que:

ahora, el tiempo de refracción a lo largo de la trayectoria ABCD será;

$$t_R = \overline{AB}/V_1 + \overline{BC}/V_2 + \overline{CD}/V_1$$

$$= h_1/V_1 \cos i_c + h_2/V_1 \cos i_c + \frac{x \cos \alpha - h_1 \tan i_c}{V_2} e - \frac{h_2 \tan i_c}{V_1} e$$

de la figura podemos ver que:

$$\overline{BC} = \overline{QR} - \overline{QA} - \overline{CR} = x \cos \alpha - h_1 \tan i_c - h_2 \tan i_c$$

y así;

$$t_R = h_1 \cos i_c / V_1 + h_2 \cos i_c / V_1 + x \cos \alpha \operatorname{sen} i_c / V_1$$

$$= 2h_1 \cos i_c / V_1 + (h_2 - h_1) \cos i_c / V_1 + x \cos \alpha \operatorname{sen} i_c / V_1$$

ahora, si;

$$DD' = x \operatorname{sen} \alpha = h_2 - h_1 \text{ tendremos:}$$

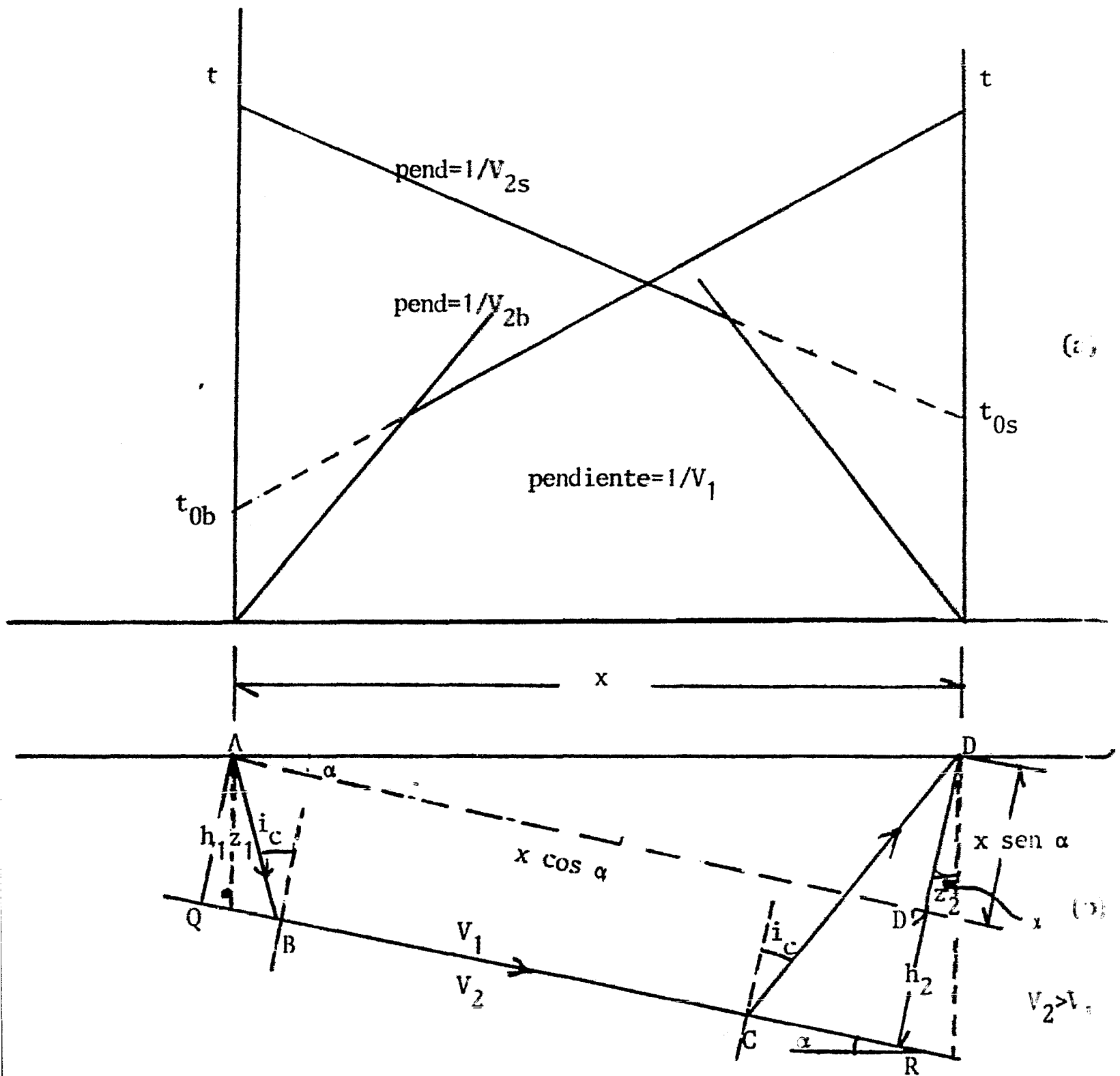


FIG .11.3(a,b) GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA Y TRAYECTORIAS DEL RAYO,
PARA EL CASO DE UN CONTACTO PLANO INCLINADO.

cont...

$$t_R = 2h_1 \cos i_c / V_1 + x(\text{sen} \alpha \cos i_c + \cos \alpha \text{sen} i_c) / V_1$$

finalmente:

$$t_R = \frac{2h_1 \cos i_c}{V_1} + x \text{sen} (i_c + \alpha) / V_1 \quad \dots\dots \text{III.11}$$

Expresión de tiempo de refracción para un contacto plano inclinado.

Si observamos la curva t-d, en la figura III.3.1.(a), vemos que cuando la fuente se localiza en el punto A y el primer detector en el D, la gráfica es similar al caso de un contacto plano y se dice que se está tirando de bajada. En el caso contrario, la curva aparece iniciándose en el lado derecho de la gráfica y se dice entonces que se está tirando de subida o hacia arriba del contacto.

De acuerdo con esto, tendremos expresiones similares de tiempo y velocidad, dependiendo si se tira hacia arriba o hacia abajo, esto es: tiempo del rayo refractado de bajada;

$$t_b = 2h_1 \cos i_c / V_1 + x \text{sen} (\alpha + i_c) / V_1 \quad \dots\dots \text{III.12(a)}$$

tiempos del rayo refractado de subida;

$$t_s = 2h_2 \cos i_c / V_1 + x \text{sen} (i_c - \alpha) / V_1 \quad \dots\dots \text{III.12(b)}$$

de nueva cuenta calculamos los tiempos de intercepción para x=0; tiempo de intercepción de bajada

$$t_{0b} = 2h_1 \cos i_c / V_1 \quad \dots\dots \text{III.13(a)}$$

tiempo de intercepción de subida;

$$t_{0s} = 2h_2 \cos i_c / V_1 \quad \dots \text{III.13(b)}$$

Las respectivas velocidades, conocidas como velocidades apa-
rentes, vienen dadas de nuevo por el recíproco de las pen-
dientes de las rectas mostradas en el gráfico t-d.

Velocidad aparente del rayo refractado de bajada;

$$V_{2b} = V_1 / \sin (i_c + \alpha) < V_2 \quad \dots \text{III.14(a)}$$

Velocidad aparente del rayo refractado de subida;

$$V_{2s} = V_1 / \sin (i_c - \alpha) > V_2 \quad \dots \text{III.14(b)}$$

Velocidad verdadera del rayo refractado;

$$V_2 = V_1 / \sin i_c \quad \dots \text{III.15}$$

En el caso práctico, las incógnitas son las profundidades -
al contacto h_1 y h_2 , el ángulo crítico i_c , el echado α y
la velocidad verdadera V_2 . Los datos conocidos serían, las
velocidades de los rayos directos, los tiempos de intercep-
ción y las velocidades aparentes tanto de bajada como de su-
bida, ya que cuando se pretende calcular el echado se acos-
tumbra tirar en ambos sentidos.

Con estos datos se calculan las incógnitas de la siguiente
manera:

De acuerdo con la ley de Snell; $\sin (i_c + \alpha) = V_1 / V_{2b}$:

por lo que

$$i_c + \alpha = \text{ang sen } V_1/V_{2b}$$

$$i_c - \alpha = \text{ang sen } V_1/V_{2s}$$

de las ecuaciones anteriores,

$$i_c = \frac{1}{2} (\text{ang sen } V_1/V_{2b} + \text{ang sen } V_1/V_{2s}) \quad \dots \text{ III.15}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} (\text{ang sen } V_1/V_{2b} - \text{ang sen } V_1/V_{2s}) \quad \dots \text{ III.16}$$

y:

$$h_1 = V_1 t_{0b}/2\cos i_c \quad \dots \text{ III.13}$$

$$h_2 = V_1 t_{0s}/2\cos i_c \quad \dots \text{ III.14}$$

finalmente, la velocidad verdadera V_2 se calcula con la expresión III.15.

III.4. Técnica de perfiles continuos en refracción.

Alrededor del año de 1923, comienza el uso comercial del método de refracción en México. Desarrollado a partir de estudios encaminados hacia la localización de artillería enemiga durante la 1a. Guerra Mundial, tanto norteamericanos como alemanes lo desarrollaron siendo, según la literatura sobre el tema (6), la compañía alemana Sismos Gm.b.h, la que realiza uno de los primeros trabajos de exploración por refracción en México.

Desde entonces, la técnica básica de campo ha sido la llamada de tirado en línea, la cual consiste en colocar al punto de tiro y a los grupos de detectores en línea recta con el objeto de obtener un perfil del subsuelo a lo largo de esa línea. Más adelante, el trabajo práctico mostró la inconveniencia de realizar la grabación de un disparo para un grupo de detectores colocados a lo largo de una gran distancia, por lo que se optó por formar el perfil de una distancia -- grande de terreno en base a la unión de segmentos cortos, -- en lo que se conoce como la técnica de perfiles continuos de refracción.

En la figura III.4.1., vemos la representación de un contacto sencillo en el cual estamos suponiendo la existencia de un tendido de geófonos entre los puntos C y E, siendo considerado como punto de tiro el punto C; posteriormente, el tendido pasa a estar entre los puntos D y F y el p.t. en D

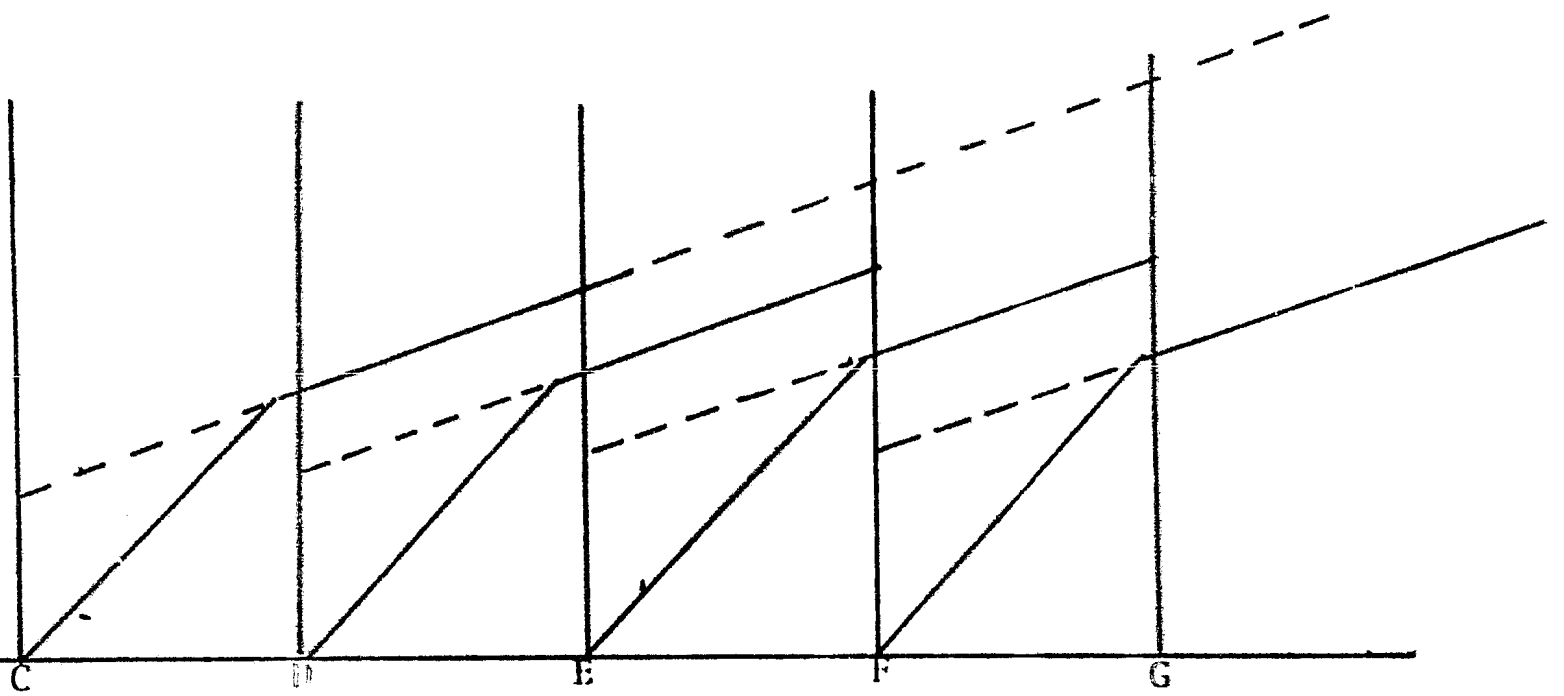


FIG. III.4.1 CURVAS T-D, PARA EL PERFILADO CONTINUO DE UN CONTACTO PLANO-HORIZONTAL.

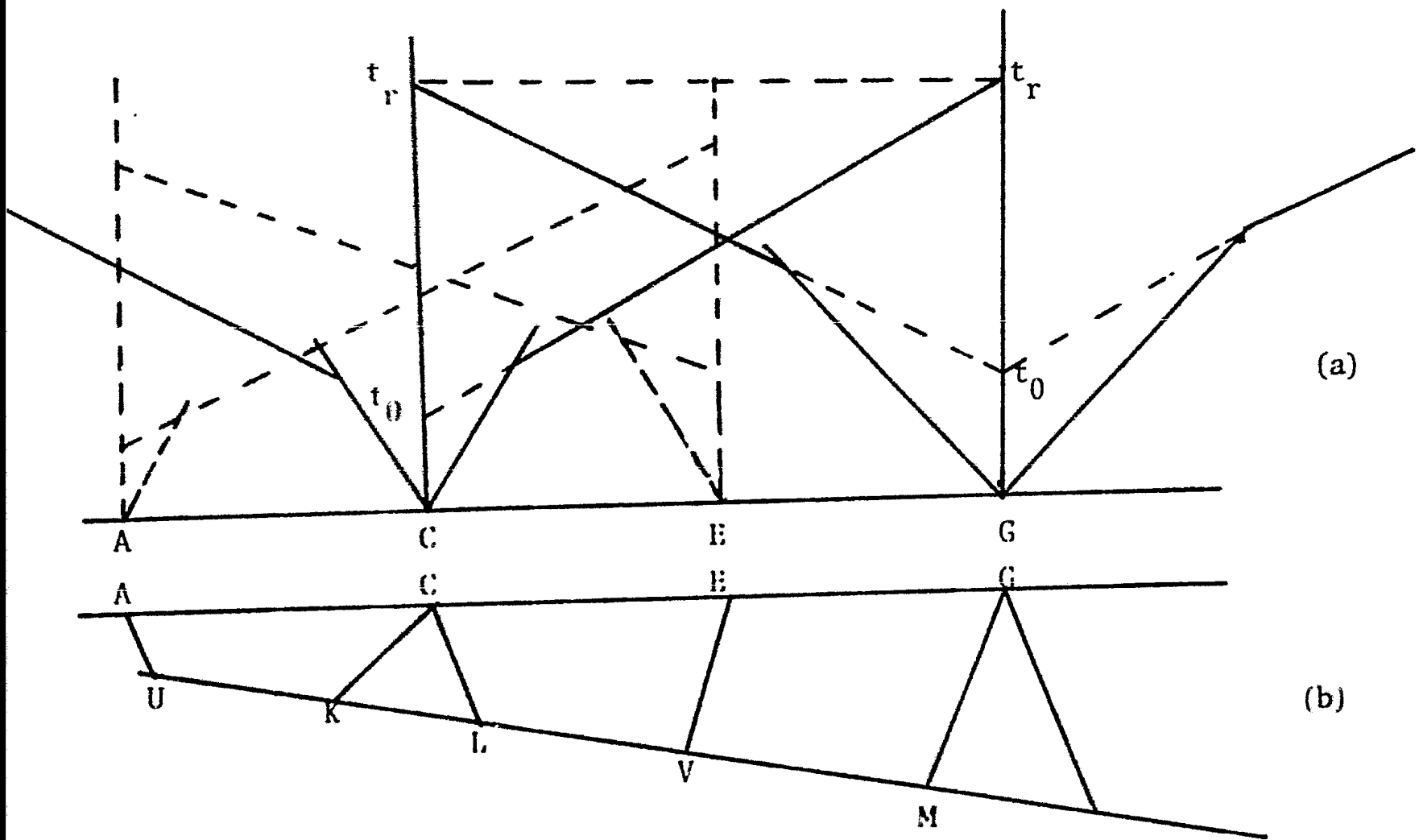


FIG. III.4.2 (a) CURVAS T-D, PARA EL CUBRIMIENTO CONTINUO DE UN CONTACTO INCLINADO, USANDO EL TIRO EN AMBOS SENTIDOS.

(b) SECCION QUE MUESTRA EL CONTACTO INCLINADO

Siguiendo esta misma lógica, con una serie de perfiles cortos de refracción conformaremos el perfil largo CG.

Las porciones de la curva tiempo distancia que son producidas por el refractor, son trasladadas en forma paralela hasta formar una sola recta compuesta tal como lo muestra la recta punteada de la figura. Esta recta compuesta puede diferir de la que se obtendría tirando un perfil largo con punto de tiro en C, ya que se vería influenciada por refracciones provenientes de otros contactos mas profundos.

En el caso de un contacto inclinado, el método de perfilado continuo involucra el tiro en ambos sentidos, con el objeto de determinar el echado del contacto y asegurar el cubrimiento continuo del mismo.

La figura III.4.2. (a,b) se muestra como se obtendría el perfil del contacto inclinado. Supongamos que se tira normalmente hacia la derecha en los puntos A,C y G y para calcular el echado, tiramos en sentido contrario en C y G por lo que tendremos una doble cobertura del subsuelo equivalente a los tramos UK y LM.

Sin embargo, faltando por cubrir el espacio KL, se hace necesario tirar un perfil inverso entre los puntos A y E, el cual nos dará una doble cobertura del tramo UV cubriendo a su vez la porción KL.

De la figura se puede ver, que tanto los tiempos de intercepción t_0 como los tiempos recíprocos t_r , son los mismos para perfiles inversos ó normales, siempre y cuando pertenezcan al mismo punto de tiro. Esto resulta de gran utilidad en la identificación de segmentos de rectas, cuando se conoce la existencia de varios horizontes refractores. En situaciones simples, el perfil inverso se puede construir usando solamente los t_0 y t_r , pero en general las situaciones de interés son lo suficientemente complicadas para que este procedimiento no ofrezca mucha seguridad.

Para el caso de dos refractores inclinados, la situación se complica pues se hace necesario separar los eventos provenientes del refractor somero de los del mas profundo. Para esto, hay que identificar los llamados segundos arribos ó refracciones secundarias, lo cual hasta hace algunos años era muy difícil y a veces hasta imposible, pues no se podía ajustar la ganancia para que optimizara tanto primeros como segundos arribos.

Con el advenimiento de la cinta magnética, se puede grabar con diferentes valores de ganancia, suponiendo el programa bajo condiciones óptimas.

III.5. La técnica de abanico.

A pesar de que los primeros domos salinos fueron encontrados con el método de refracción en línea, la técnica de abanicos mostraba mejor las diferencias de tiempo que había alrededor del domo con un número mínimo de puntos de tiro.

En 1925 el investigador L.P. Garret (6), de la compañía - - GULF sugirió que si se tiraban dos líneas de igual longitud, una sobre un domo conocido y una por fuera, se mostrarían-- marcadas diferencias de tiempo debido a la relativamente alta velocidad de la onda en la sal. Los experimentos de campo realizados por él tuvieron éxito y mostraron que un arreglo de geófonos en forma de abanico mostraba mejor la situación del domo en el subsuelo.

En la figura III.5.1., vemos la colocación de puntos de tiro y detectores usada en la técnica de abanico, además se muestra como se graficaban los diferentes tiempos de arribo a cada geófono. Los saltos de velocidad producidos por la sal, conocidos como adelantos en tiempo y mostrados en ambas gráficas eran los que daban idea de la ubicación del domo.

Generalmente se acostumbraba tirar un perfil normal, el cual debía quedar fuera del área de afectación de la sal para -- después obtener la curva tiempo-distancia del mismo. En és

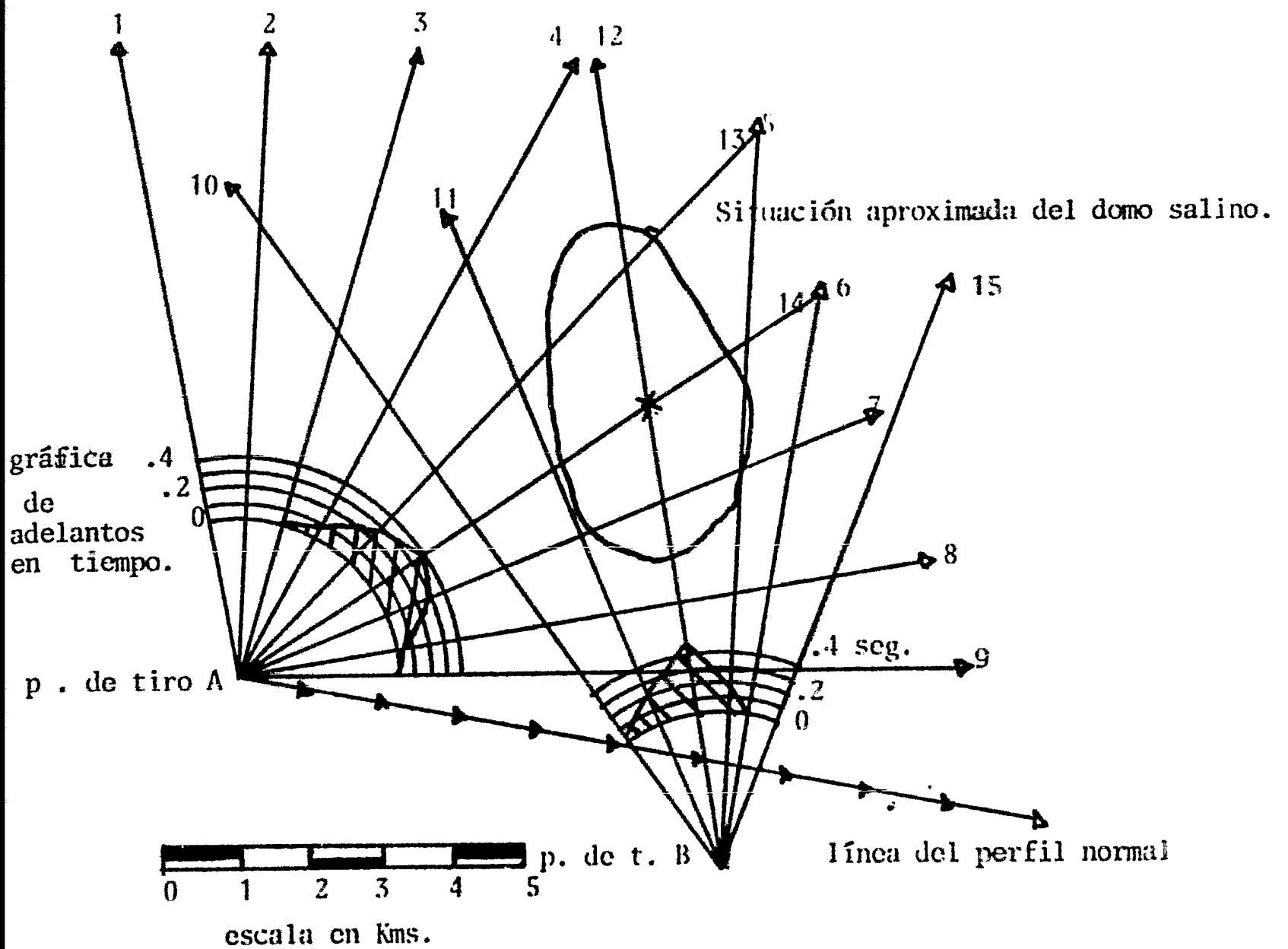


FIG. III.5.1 COLOCACION DE PUNTOS DE TIRO Y DETECTORES, EN LA TECNICA DEL-TIRADO EN ABANICO.

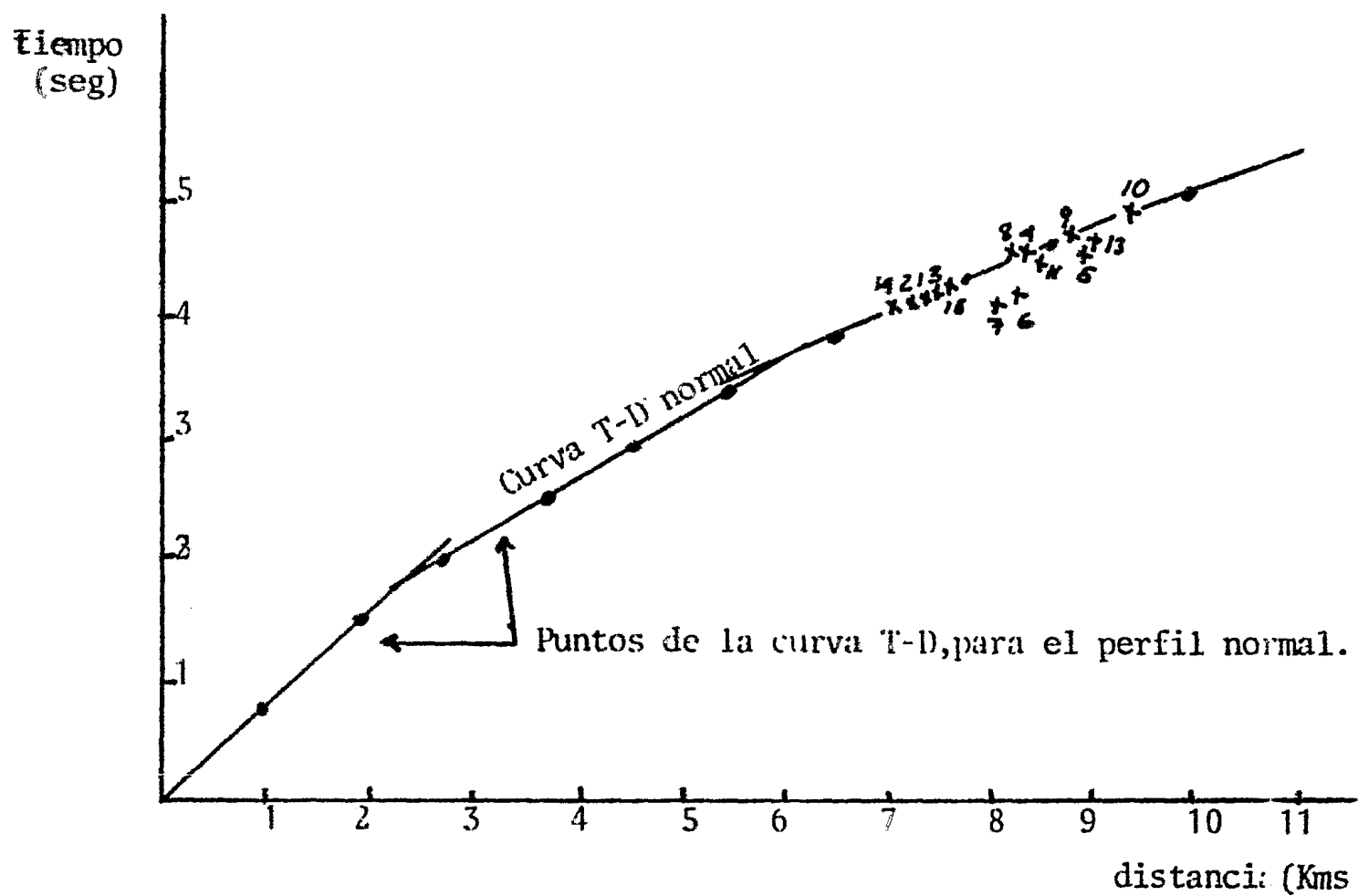


FIG. III.5.2 GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA PARA EL PERFIL NORMAL, EN DONDE :
SE HAN INCLUIDO PUNTOS DEL ARREGLO EN ABANICO.

ta, se colocaban los primeros arribos a detectores colocados en el arreglo de abanico y cuando su valor quedaba por debajo de la curva normal, se consideraban como adelantos en tiempo producto del domo salino. La figura III.5.2. muestra como algunos valores quedan por debajo de la curva normal, correspondiendo éstos a tiempos de refracción afectados por la sal.

Esta técnica, exige distancias fuente-detector muy grandes (mas de 10 km), además de condiciones muy especiales para su funcionamiento, lo que la ha hecho económicamente poco atractiva y actualmente está fuera de uso casi por completo.

III.6. Técnicas de procesos especiales de refracción.

Un problema muy común que exige la aplicación de una técnica especial en refracción, es la de la interpretación de contactos de forma irregular.

Si observamos la figura III.6.1, vemos como las variaciones que presenta la gráfica tiempo-distancia forman cualitativamente una imagen de espejo del contacto, lo cual no resulta ser mas que una primera visión del problema. Según se ve, las desviaciones en la gráfica están un poco desplazadas en la dirección de tiro, ya que las ondas refractadas no viajan de regreso en forma vertical a través de la capa de intemperismo.

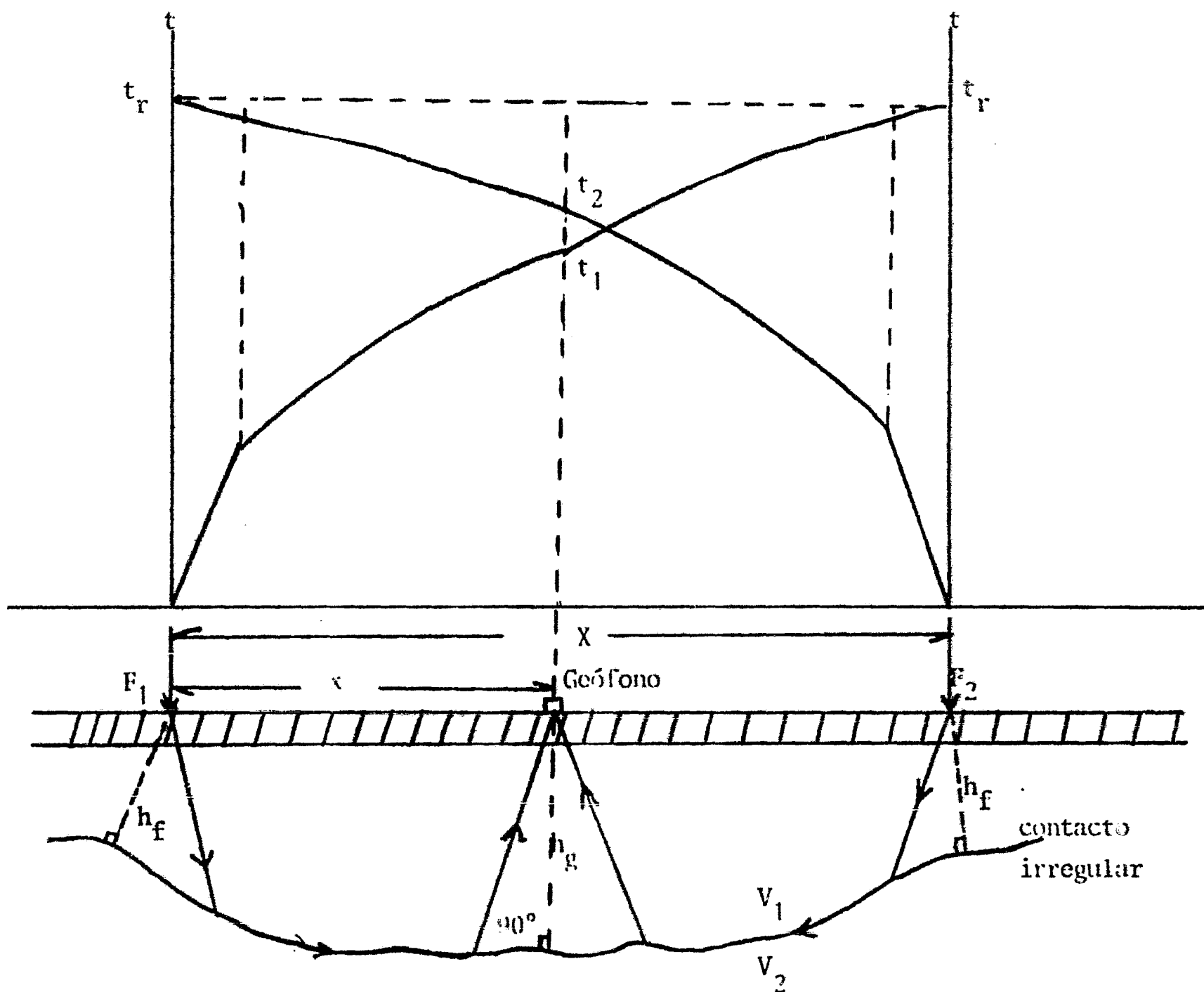


FIG. III.6.1 GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA Y GEOMETRIA DEL RAYO, PARA UN REFRACTOR DE FORMA IRREGULAR.

Una forma alternativa de ver el significado que tiene físicamente la curva $t-d$, y la forma en que nos puede ayudar en la solución del problema, es recordando que el tiempo de intercepción para el caso de un contacto horizontal situado a una distancia h de la superficie que venía dado -- por $t_{R0} = 2h \cos i_c / V_1$, resulta ser el tiempo total de retardo es decir, el tiempo que tarda la señal en bajar y subir hasta el horizonte refractor. Este tiempo, para el caso general de un contacto irregular, se puede considerar como compuesto de dos tiempos de retardo (3) diferentes y que vienen dados por;

$$t_f = h_f \cos i_c / V_1 \quad \dots \text{III.20(a)}$$

$$t_g = h_g \cos i_c / V_1 \quad \dots \text{III.20(b)}$$

donde h_f y h_g , son los espesores medidos normalmente al refractor desde la capa de baja velocidad, en el punto de tiro y en el geófono respectivamente.

Podemos definir al tiempo de retardo t_f como la diferencia que existe entre el tiempo que emplea el punto en realidad al viajar en la capa superior con velocidad V_1 , y el que habría empleado al viajar por el refractor a la velocidad V_2 , viendo esto desde un supuesto punto F' , situado exactamente bajo el punto de tiro y diferente al punto de incidencia C ; de acuerdo con esto, de la figura tenemos:

$$t_f = \overline{FC} / V_1 - \overline{F'C} / V_2$$

cont....

lo que será igual a;

$$= h_f/V_1 \cos i_c - h_f \tan i_c/V_2$$

lo que nos da:

$$t_f = h_f \cos i_c/V_1 \quad \dots \text{III.21}$$

Se puede apreciar de acuerdo con la figura, como el tiempo de retardo en la fuente es constante, mientras que el tiempo de retardo en el geófono va a cambiar de acuerdo con la profundidad del punto en donde este situado. Se concluye, además que el tiempo total de propagación se va a ver incrementado por la profundidad al contacto irregular, es decir, el valor que tendría el tiempo de propagación para un contacto plano horizontal mas el valor que genera la profundidad adicional a la irregularidad.

De acuerdo con lo dicho hasta aquí, se puede obtener la forma del refractor a partir de un perfil en una dirección, pero si se tira en ambos sentidos como es recomendable que se haga, la forma del refractor se puede calcular de la siguiente manera:

Supóngase que los tiempos de retardo en ambos lados del perfil son t_{f1} y t_{f2} con el geófono colocado a la distancia x

de la fuente F se tendrán las siguientes relaciones aproximadas:

$$t_1 = t_{f1} + t_g + x/V_2 \quad \dots \text{III.22(a)}$$

$$t_2 = t_{f2} + t_g + (X - x)/V_2 \quad \dots \text{III.22(b)}$$

de aquí;

$$t_1 + t_2 = t_{f1} + t_{f2} + 2t_g + X/V_2$$

si hacemos;

$$T = t_{f1} + t_{f2} + X/V_2$$

tendremos que;

$$t_1 + t_2 = T + 2t_g \quad \text{y de aquí } t_g = (t_1 + t_2 - T)/2 \quad \dots \text{III.23}$$

substituyendo este valor en la expresión III.20(b), podemos obtener el valor del espesor bajo el geófono h_g , únicamente despejándolo esto es;

$$h_g = V_1(t_1 + t_2 - T)/2 \cos i_c \quad \dots \text{III.24}$$

Si restamos los tiempos 1-2, tendremos;

$$t_1 - t_2 = t_{f1} - t_{f2} - X/V_2 + 2x/V_2$$

$$= \frac{(t_{f1} - t_{f2} - X/V_2)}{=cte.=k} + 2x/V_2$$

por lo que:

$$t_1 - t_2 = k + 2x/V_2 \quad \dots \text{III.25}$$

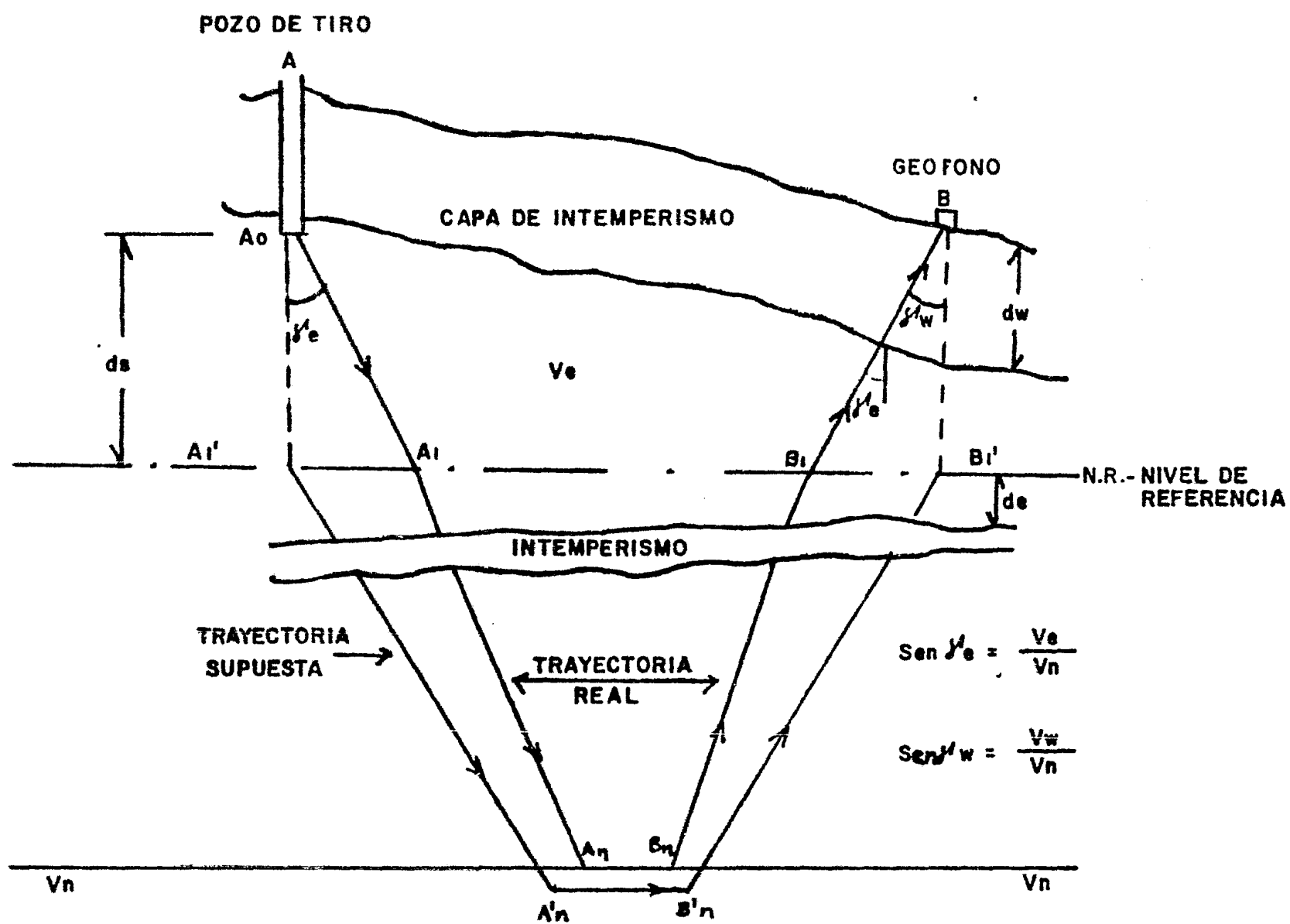
Esta ecuación, representa una recta que se obtiene para cada detector que reciba refracciones, y de la cual se obtienen los siguientes datos:

$$V_2 = 2(\Delta x / \Delta t) \quad \text{y } \cos i_c = \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

III.6.1. Correcciones por intemperismo y elevación en sismología de refracción.

Las formulas deducidas anteriormente, no toman en cuenta la capa superficial de baja velocidad, por lo que se hace necesaria una corrección a las mismas.

Esta primera capa, es producto del intemperismo es decir, es una capa superficial en la que la onda viaja con velocidades bajas, la cual es producto de alteraciones físicas y químicas con un espesor variable de acuerdo con las condiciones de depósito del área. Al no tomar en cuenta a ésta capa, las relaciones anteriores deben de ser corregidas por intemperismo y elevación, es decir, con los tiempos observados en los sismogramas los que se corrigen antes de ser graficados en la curva tiempo-distancia.



V_e = VELOCIDAD ENTRE LA BASE DEL INTEMPERISMO Y EL NIVEL DE REFERENCIA

V_n = VELOCIDAD BAJO EL CONTACTO n

V_w = VELOCIDAD EN LA CAPA DE INTEMPERISMO

FIG. III. 6.3 GRAFICA EXPLICATIVA EN LA QUE ESTAN BASADAS LAS CORRECCIONES POR INTERPERISMO Y ELEVACION.

El procedimiento de cálculo de las correcciones, asume ciertas aproximaciones que en general son válidas, por lo que éstas son solamente aproximadas, según se ve en la figura III. 6.3.

Una vez aplicadas las correcciones, el tiempo de refracción t_R , queda reducido a un tiempo teórico corregido t_C , el sería observado si tanto fuente como detector estuvieran situados en el nivel de referencia NR.

La corrección t_s , llamada sustractiva, se suma a la corrección del mismo nombre para el geófono y se obtiene así la corrección total:

De la figura tendremos:

$$A'n An = A'_1 A_1$$

$$\begin{aligned} t_s &= A_0 A_1 / V_e - A'n An / V_n \\ &= d_s / V_e \cos \gamma_e - d_s \tan \gamma_e / V_n \\ &= d_s / V_e \cos \gamma_e (1 - V_e / V_n \tan \gamma_e) \end{aligned}$$

$$t_s = d_s \cos \gamma_e / V_e \quad \dots \dots \quad \text{III.28}$$

Esta t_s , nos define la expresión de corrección para el punto de tiro.

Ahora;

$$t_g = t_w + t_e, \text{ sera la corrección para el geófono;}$$

y sera igual a:

$$t_w + t_e = d_w \cos \gamma_w / V_w + d_e \cos \gamma_e / V_e$$

donde la velocidad al refractor, está tomada como un promedio.

Finalmente, la corrección total será:

donde $t_r =$ tiempo real.

$$\Sigma t = t_r - t_c = t_s + t_w + t_e$$

de aquí que;

$$t_c = t_r - \Sigma t$$

por lo que:

$$\Sigma t = d_w \cos \gamma_w \sqrt{V_w} + (d_e + d_s) \cos \gamma_e \sqrt{V_e} \quad \dots \dots \text{III.29}$$

Es la expresión de la corrección total por intemperismo.

III.7. Aplicaciones y limitaciones del método de refracción .

Actualmente, el método de refracción se ha visto limitado a la búsqueda de objetivos someros, principalmente porque para un objetivo profundo como lo es el petrolero, se ve en la necesidad de utilizar una fuente de energía muy poderosa, lo que en el caso de los explosivos se traduce en el uso de cargas muy grandes.

Otro inconveniente del método, ha sido la poca movilidad que tienen los equipos a causa de las grandes distancias de observación que utilizan, lo que lo hace mas lento en avance que el método de reflexión.

Sin embargo, hoy en día la sismología de refracción tiene una gran aplicación en problemas de ingeniería civil, en geotécnica y geohidrología. En menor grado, tiene aplicación en la búsqueda de cavernas subterráneas y en la arqueología, todas, exploraciones con objetivos someros.

IV.- EL METODO SISMOLOGICO DE REFLEXION

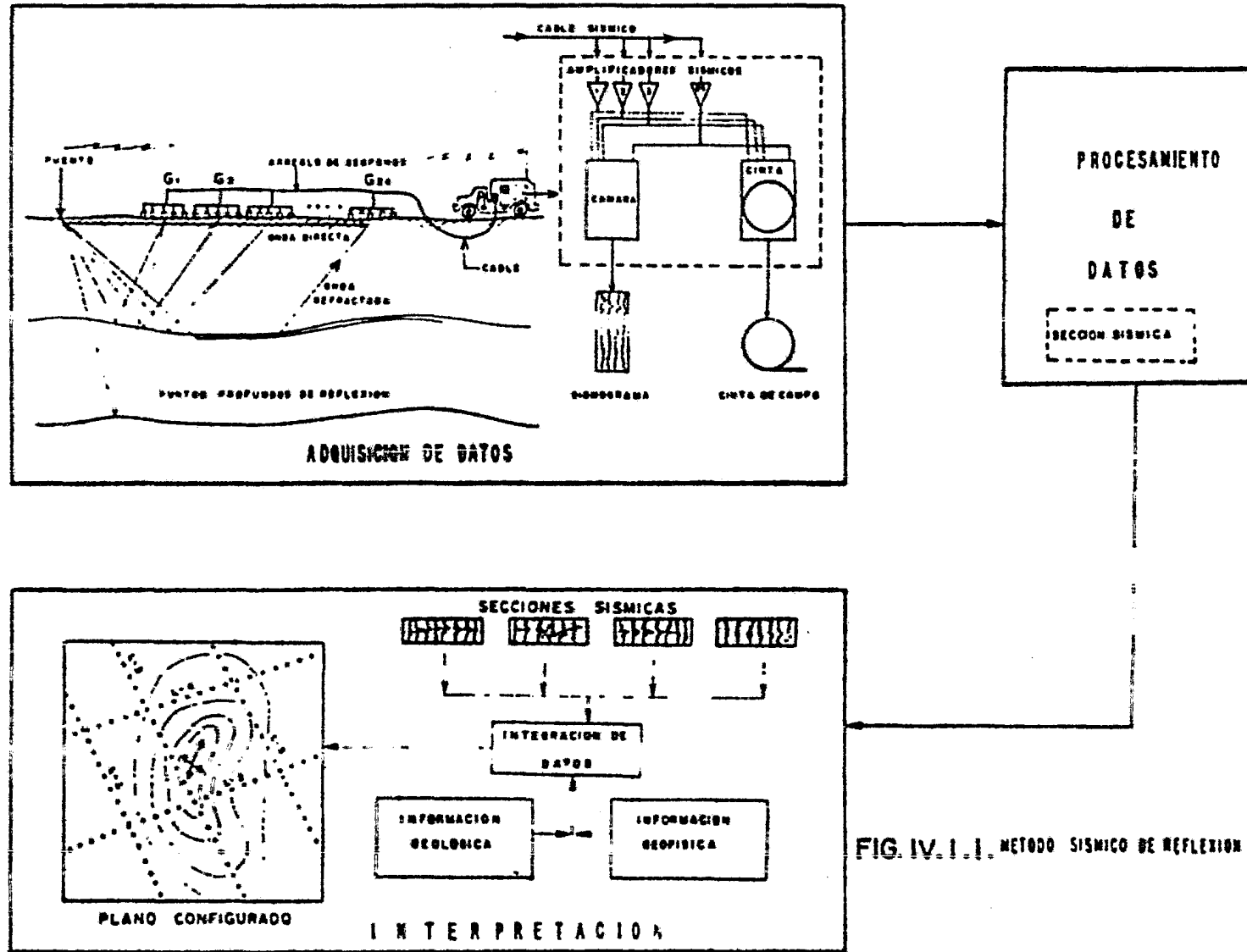
IV.1 Ventajas teóricas y prácticas del método de reflexión en su aplicación para objetivos estructurales profundos.

Se mencionó en el capítulo anterior, que algunas de las características que presenta el método sismológico de refracción lo ponen en desventaja con respecto al de reflexión en la búsqueda de objetivos profundos. Entre ellas anotamos, - la necesidad de utilizar una fuente de energía muy grande, además de las dificultades operativas y de comunicación que hacen que una brigada de refracción avance mas lentamente.

Otra cuestión importante, resulta ser la imposibilidad de generarse que tienen las ondas refractadas al existir una inversión de velocidades ($V_2 < V_1$) entre dos capas del subsuelo, lo que se traduce en errores de interpretación.

Actualmente se ha hecho común en trabajos de reflexión, el uso de sismogramas con 48 trazas con lo que se han incrementado las distancias fuente-detectores, teniéndose líneas de reflexión de hasta 5 kilómetros. Sin embargo, comparadas con las líneas de refracción que alcanzan hasta 15 kilómetros de longitud, es económicamente mas atractivo el uso de las primeras.

IV.2 La determinación de la profundidad y el echado para diferentes condiciones estructurales del subsuelo.



De la misma manera que se hizo la determinación de los parámetros de campo, velocidad, profundidad y tiempo para el método de refracción, se hará para ilustrar el método sísmológico de reflexión.

IV.2.1. Caso de un contacto plano horizontal.

En la figura IV.2.1. (a), vemos el caso de un reflector plano horizontal, cuyo tiempo de reflexión a lo largo de la trayectoria \overline{ABC} , vendrá dado por:

$$t_{\overline{AC}} = \overline{AB}/V_1 + \overline{BC}/V_1 = 2\overline{AB}/V_1$$

$$= 2 \{(x/2)^2 + h^2\}^{\frac{1}{2}} / V_1 \quad \dots \text{IV.2.1(a)}$$

$$= (x^2 + 4h^2)^{\frac{1}{2}} / V_1 \quad \dots \text{IV.2.1(b)}$$

Esta ecuación puede escribirse:

$$V_1 t_{\overline{AC}} = (x^2 + 4h^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$V_1^2 t_{\overline{AC}}^2 = x^2 + 4h^2$$

y completando el cuadrado:

$$V_1^2 t_{\overline{AC}}^2 / 4h^2 - x^2 / 4h^2 = 1 \quad \dots \text{IV.2.2}$$

La cual es la ecuación de una hipérbola, que se forma al graficar los datos de tiempos reflejados tal como lo muestra la figura IV.2.1. (b).

Así como se hizo anteriormente, calculamos el tiempo de intercepción para $x=0$, la ecuación IV.2.1.(b) queda:

$$t_0 = 2h / V_1 \quad \dots \text{IV.2.3}$$

que comparado con el tiempo de intercepción del rayo refractado $t_{R0} = 2h \{1 - (V_1/V_2)^2\}^{\frac{1}{2}} / V_1$, podemos ver que; $t_0 > t_{R0}$.

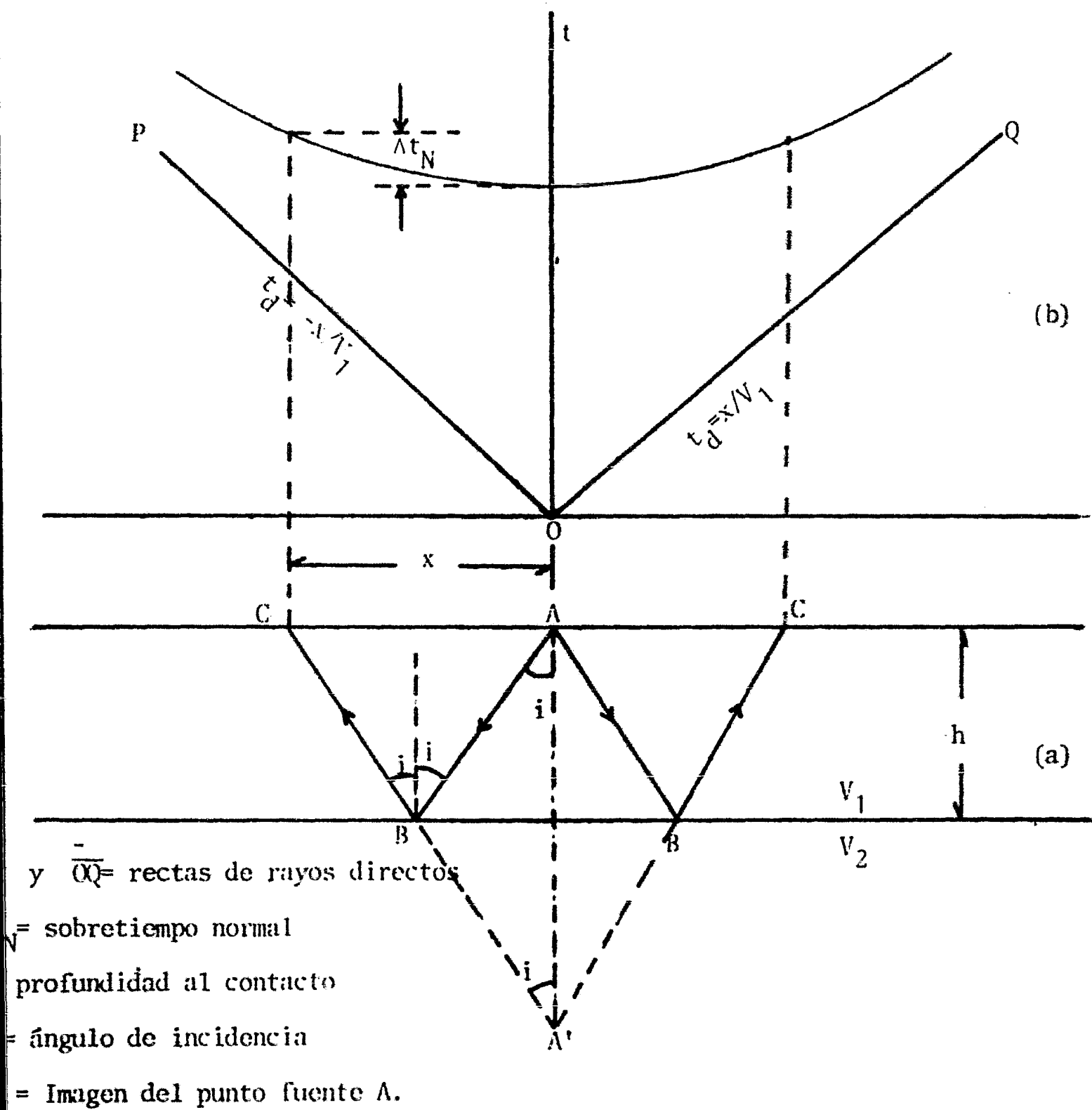


FIG .IV.2.1(a) MODELO DE REFLEXION PARA EL CASO DE UN CONTACTO PLANO HORIZONTAL..

(b) HIPERBOLA DE RAYOS REFLEJADOS Y RECTAS DE RAYOS DIRECTOS, EN LA GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA.

De acuerdo con ésto y de la gráfica IV.2.1 (b), se ve que - la hipérbola de rayos reflejados queda por arriba de la recta de rayos refractados y de los rayos directos, puesto que como la distancia \overline{AC} es siempre menor que la distancia - - - $(\overline{AB} + \overline{BC})$ la onda indirecta llegará siempre primero.

De acuerdo con lo anterior, el método de reflexión hará uso solamente de eventos posteriores a las primeras llegadas de energía.

La ecuación IV.2.3, nos proporciona el valor de la profundidad al contacto horizontal, esto es:

$$h = V_1 t_0 / 2 \quad \dots\dots\dots \text{IV.2.4.}$$

donde V_1 es la velocidad de los rayos directos y t_0 es el - tiempo de un rayo reflejado a la distancia $x=0$ desde la - - fuente. Este tiempo generalmente no se observa pero se puede extrapolar de los datos de los rayos reflejados a los demás detectores.

La ecuación IV.2.1. (b) puede escribirse:

$$t^2 = x^2 + 4h^2 / V_1^2; \quad \dots\dots\dots \text{IV.2.5.}$$

y para $x = 0$;

$$t_0^2 = 4h^2 / V_1^2 \quad \dots\dots\dots \text{IV.2.6.}$$

Podemos graficar t^2 contra x^2 y obtendremos una línea recta de pendiente igual a $1/V_1^2$ y con un tiempo de intercepción t_0^2 .

Es decir, se ha tomado el tiempo del detector mas próximo a la fuente y se han graficado los cuadrados de los tiempos y de las distancias, con lo cual se obtiene la velocidad V_1 para posteriormente despejar h de la ecuación IV.2.6.

En caso de dos contactos planos inclinados, presenta un problema que no tiene solución, puesto que la expresión del tiempo de propagación en función de los parámetros de campo (H, V, T) y de la distancia variable x , no se puede obtener - pues involucra funciones que no tienen solución práctica. - Es por esto que se hace uso de una consideración la cual hace válido suponer el contacto como aislado, pasando por alto a los demás contactos.

La figura IV.2.2. muestra como el caso de dos contactos planos horizontales se convierte en el caso simple de un solo contacto, plano (el mas profundo) utilizando una velocidad ficticia la cual se conoce como velocidad media equivalente. Siendo de esta manera como se pueden trazar rayos rectilíneos de la fuente al contacto y al detector.

De acuerdo con esto, las fórmulas de cálculo son simples y permiten obtener la profundidad correcta al segundo contacto, siempre y cuando se escoja correctamente la VME. Y éstá, se obtendrá de pruebas de campo que se verán mas adelante.

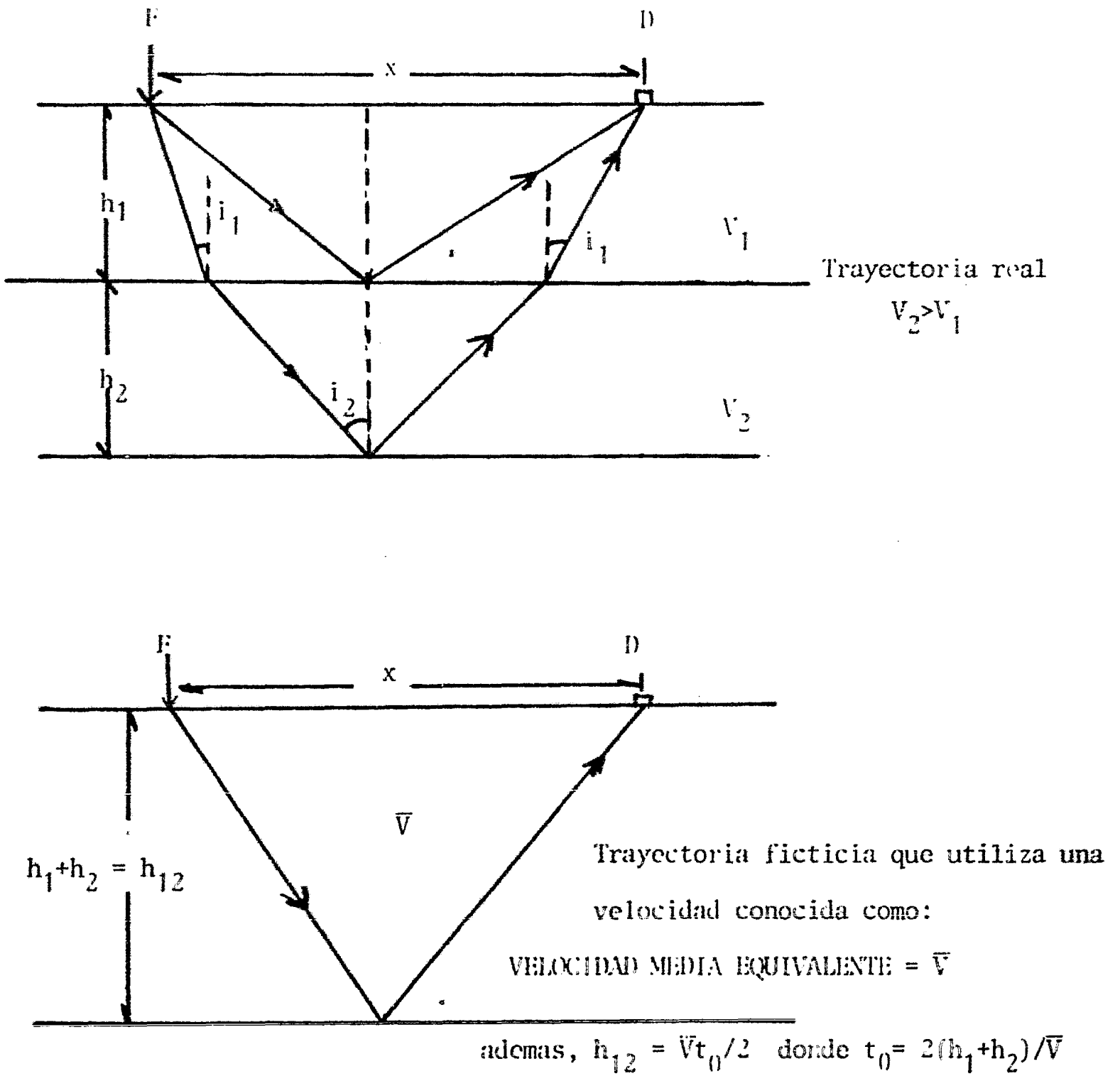


FIG IV.2. CASO DE DOS CONTACTOS PLANOS HORIZONTALES, CONVERTIDO EN EL CASO SIMPLE DE UN SOLO CONTACTO.

El tiempo de llegada a los detectores, se va incrementando con la distancia a los mismos, de aquí que la diferencia - en tiempo de viaje existente entre dos grupos de detectores dados, sea conocida como "sobretiempo" y se representa por t . Sean t_1 , t_2 y x_1 , x_2 los tiempos de viaje y distancia a la fuente respectivamente, por lo que el sobretiempo quedará definido como:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = x_2^2 - x_1^2 / 2 V_1^2 \text{ to } \dots\dots\dots\text{IV.2.7}$$

Existe el caso especial, que supone un geófono colocado en el punto de tiro, esto se conoce como el sobretiempo normal y viene dado por;

$$\Delta t_N = X^2 / 2V_1^2 \text{ to } \dots\dots\dots\text{IV.2.8.}$$

De aquí podemos ver que el sobretiempo normal se incrementa directamente con el cuadrado de la distancia X , inversamente con el cuadrado de la velocidad y con la primera potencia del tiempo de viaje (ó profundidad). Es por ésto que la curvatura de los rayos reflejados se incrementa rápidamente conforme arriba a los geófonos mas lejanos, al mismo tiempo que se va haciendo menor conforme se se incrementa el tiempo de grabado.

El concepto de sobretiempo normal constituye uno de los --- criterios de mayor importancia para determinar si un evento es una reflexión o no, puesto que si el valor del mismo difiere del obtenido por la relación IV.2.8 en una cantidad superior a la calculada como de razonable error, ese evento puede ser descartado como de reflexión.

IV.2.2. Caso de un contacto plano inclinado.

Veamos ahora la figura IV.2.5, en la cual la expresión que definirá el tiempo de propagación del reflejo, incluirá -- el echado del contacto. Además nos auxiliaremos del punto - F' al que consideraremos la imagen del punto fuente, así, - el tiempo del rayo reflejado será:

$$t = \overline{FC}/V_1 + \overline{CD}/V_1$$

como

$$\overline{FC} = \overline{F'C}$$

$$t = \overline{F'C} + \overline{CD}/V_1$$

$$t = \overline{F'D}/V_1$$

aplicando la ley de los cosenos:

$$t = \{X^2 + 4z^2 - 4z x \cos (90 + \alpha) \}^{1/2} / V_1 \quad \dots\dots IV.2.9(a)$$

$$t = \{X^2 + 4z^2 + 4z x \operatorname{sen} \alpha \} / V_1 \quad \dots\dots IV.2.9(b)$$

Este sería el tiempo de propagación del rayo reflejado para un contacto plano inclinado, su tiempo de intercepción sería:

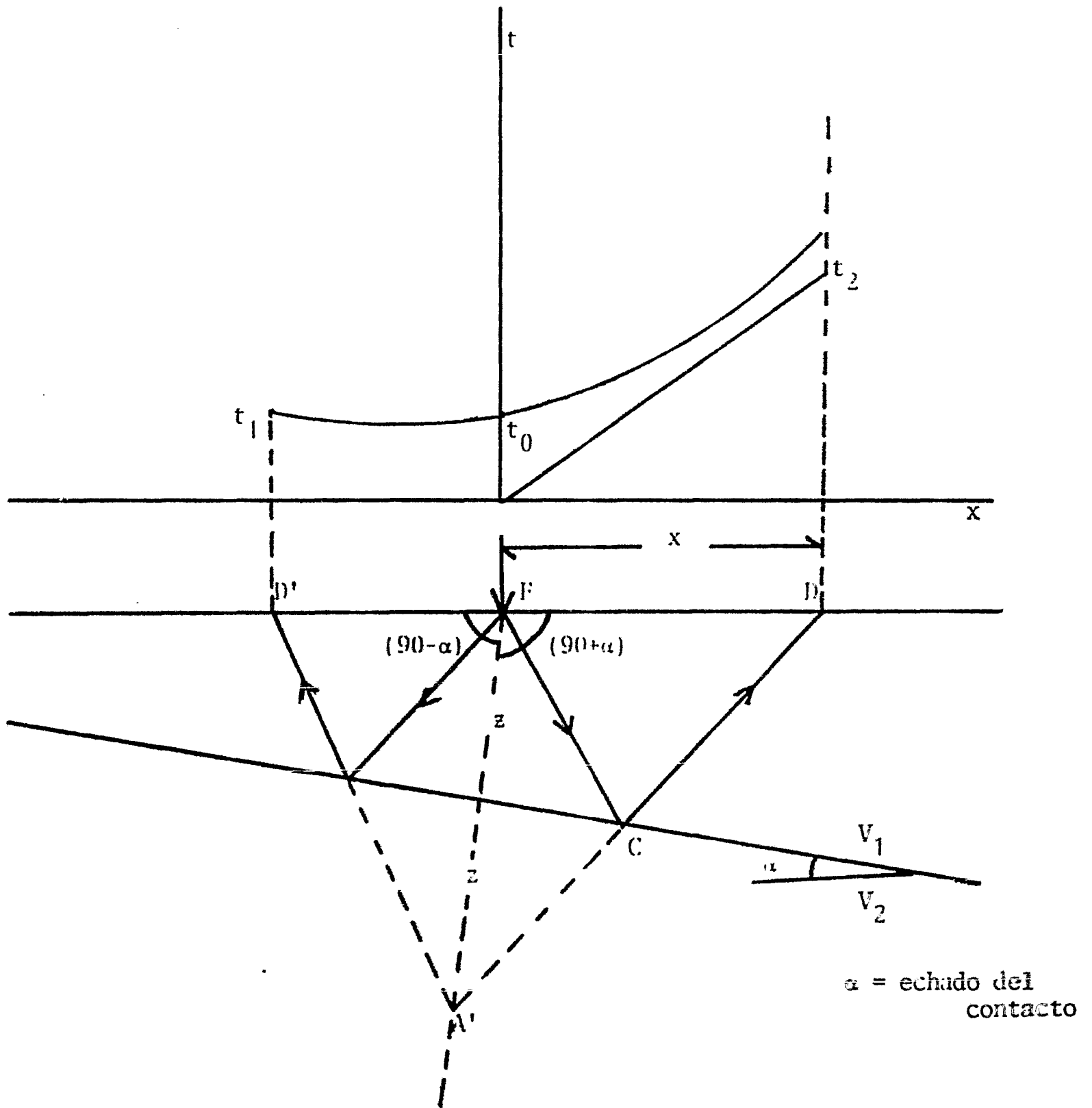


FIG .IV.2.3 CURVA TIEMPO-DISTANCIA Y MODELO PARA EL CASO DE UN -
CONTACTO PLANO INCLINADO, FRENADO EN UNO O EN AMBOS SENTIDOS.

$$\text{Para } x=0; \quad t_0 = 2z/V_1 \quad \dots\dots\text{IV.2.11}$$

y de aquí

$$z = t_0 V_1 / 2 \quad \dots\dots\text{IV.2.12}$$

En éste caso z no es normal a la fuente como lo sería h para un contacto horizontal.

Veamos como se calcularía el echado α , para ello, en la ecuación IV.2.9. (b) elevamos el cuadrado ambos miembros y - substituimos z por su valor; (IV.2.12).

$$V_1^2 t_1^2 = X^2 + t_0^2 V_1^2 + 2 t_0 V_1 X \text{ sen } \alpha$$

$$V_1^2 t_1^2 - X^2 - t_0^2 V_1^2 = 2 t_0 V_1 X \text{ sen } \alpha$$

despejando:

$$\text{sen } \alpha = (V_1^2 t_1^2 - X^2 - t_0^2 V_1^2) / 2 t_0 V_1 X$$

$$\text{sen } \alpha = (t_1^2 - t_0^2) V_1^2 / 2 t_0 V_1 X - X^2 / 2 t_0 V_1 X$$

$$\text{finalmente: } \text{sen } \alpha = (t_1^2 - t_0^2) V_1 / 2 t_0 X - X / 2 t_0 V_1 \quad \dots\dots\text{IV.2.13(a)}$$

de aquí podemos definir a:

$$t_m = \text{Un promedio de tiempos de viaje} = \left(\frac{t + t_0}{2} \right)$$

$$\Delta t = \text{El sobretiempo} = (t - t_0)$$

En estos términos la ecuación IV.2.13 queda:

$$\text{sen } \alpha = V_1 t_m \Delta t / t_0 X - X / (2 V_1 t_0) \quad \dots\dots\text{IV.2.13(b)}$$

en esta expresión, para profundidades z mucho mayores que la distancia x , podemos considerar que $t_m = t_0$, y el término $X/2 V_1 t_0$ se hará muy pequeño, por lo que:

Para $z \gg x$.

$$\text{sen } \alpha = V_1 t_m \Delta t / X \quad \dots\dots\dots \text{IV.2.14}$$

Para el caso de un contacto plano inclinado, los tiempos no resultan ser los mismos cuando se tira a ambos lados de la fuente, como en caso del contacto horizontal. Por esto, vamos a obtener las expresiones basadas en la figura IV.2.4, - en este caso, el tiempo de propagación es proporcional a las distancias $\overline{F'D}$ o $\overline{F'D'}$, de aquí que podamos partir de la ecuación IV.2.9.(B) que en nuestro caso quedará:

$$t_2^2 \cdot V_1^2 = X^2 + 4z^2 - 4zX \text{ sen } \alpha$$

Resolviendola para $z \gg x$ tendremos

$$\text{sen } \alpha = (t_2^2 - t_1^2) V_1^2 / 8zX$$

$$\text{sen } \alpha = (t_2 + t_1)(t_2 - t_1) V_1^2 / 8zX$$

substituyendo $(t_2 + t_1)$ y $(t_2 - t_1)$ por su valor;

$$\text{sen } \alpha = V_1^2 \cdot t_m \cdot \Delta t / 4z X \quad \dots\dots\dots \text{IV.2.15}$$

que es la expresión para obtener el echado con tiro bilateral.

IV.3. Procedimientos de campo.

IV.3.1. Técnicas de observación.

Las técnicas de campo ó de observación en prospección sismológica, incluyen los siguientes aspectos:

- a) Posición de la fuente con relación a los detectores.
- b) Uso de fuentes y detectores múltiples
- c) Técnica del punto de reflejo común
- d) Observación de líneas y redes.

Atendiendo al primer punto, la posición relativa que guarda la fuente con respecto a los centros de los grupos de geófonos (tendido), ofrece las posibilidades que enlistamos a --
continuación:

- 1) Punto de tiro en un extremo de la estación (tendido lateral)
- 2) Punto de tiro en el centro de estación (tendido bilateral)
- 3) Punto de tiro desplazado longitudinalmente (tendido con offset)
- 4) Punto de tiro desplazado transversalmente (tendido en T)
- 5) Punto de tiro central con arreglo de geófonos en cruz

Estos tendidos, tienen la finalidad de mejorar la calidad --
de la señal recibida al mismo tiempo que eliminan algunos tipos de ruidos, todo ello dependiendo de las características del área por explorar. De la misma forma, el uso de fuentes y detectores múltiples y la técnica del punto de reflejo co-

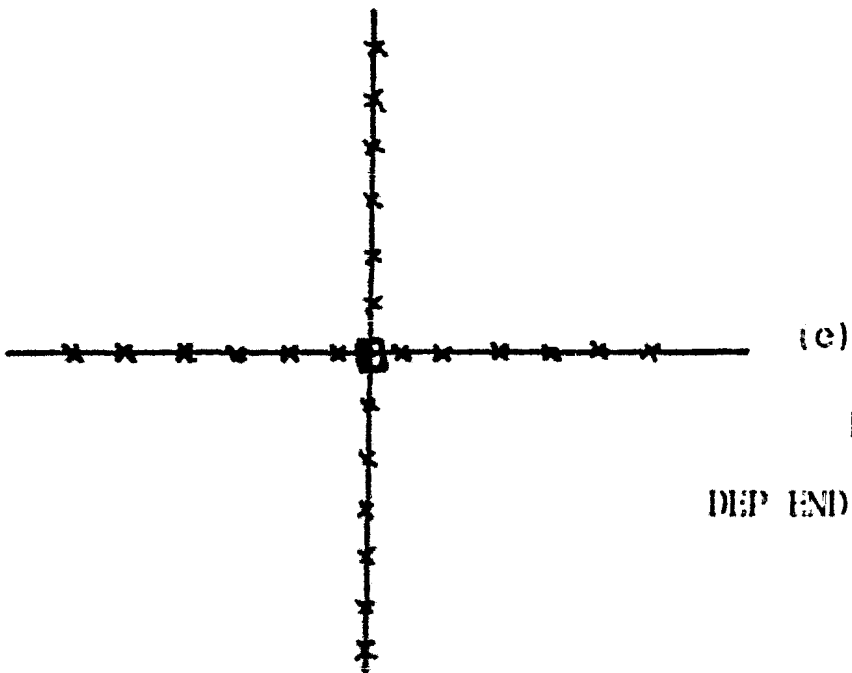
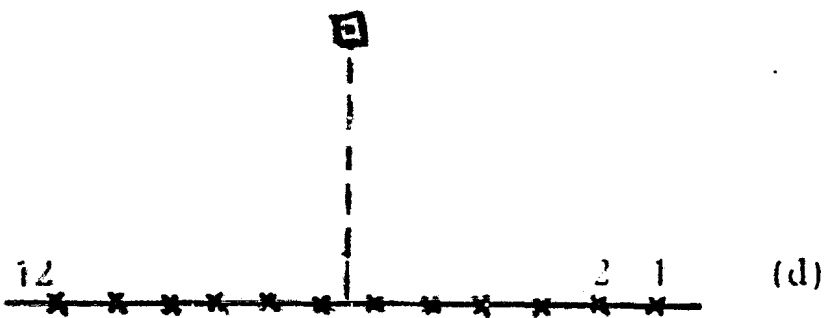
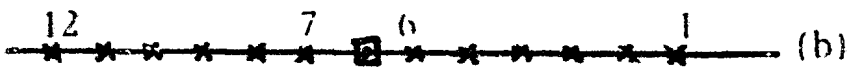


FIG. IV.3.1 TIPOS DE TENDIDOS EN REFLEXION.

- (a) TENDIDO LATERAL
- (b) TENDIDO BILATERAL
- (c) TENDIDO CON OFFSET
- (d) TENDIDO EN FORMA DE T.
- (e) TENDIDO EN CRUZ.

LOS GRUPOS DE GEOFONOS PUEDEN SER 12, 24 o 48
 DEP ENDIENDO DE LA NATURALEZA DE LA EXPLORACION.

x= grupos de geófonos

■= puntos de tiro.

mún (cap. 1) tienen ese mismo objetivo pero de ellas hablaremos con mas detalle en el capítulo VI.

Normalmente, el tendido bilateral provee una cobertura del subsuelo de un 100%, pero en áreas en las que las ondas superficiales se manifiestan ampliamente, se recurre al uso de un tendido con el punto de tiro desplazado longitudinalmente una cierta distancia de la fuente al primer detector (offset).

También se puede proceder, desplazando al punto de tiro normalmente a la dirección del cable, teniendose entonces un tendido en forma de T, el cual permite también la grabación de uno ó dos segundos de energía reflejada después de que las ondas superficiales han arribado. Finalmente el tendido de geófonos en cruz, es común en la grabación de información en tres dimensiones.

En lo referente a la observación de línea y redes, éstas se trazan previamente en un mapa topográfico de gran escala, generalmente es 1:50,000 para que el topógrafo de la brigada localice facilmente las coordenadas de las líneas. El programa de trabajo que se traza en el plano puede consistir ya sea de líneas perpendiculares independientes ó formando una red.

Cuando se trata de una malla de líneas perpendiculares (líneas de rumbo y líneas de echado), su separación depende de

las características estructurales del objetivo, éstas pueden ser: regionales o de detalle, y estratigráficas. Un caso mas raro, es el de tener unicamente dos líneas perpendiculares - entre si cuyo cruce sea a través de un pozo productor, el objetivo será ahora definir las características estructurales y estratigráficas del yacimiento.

En general, si en el área por explorar existen pozos, se procura que las líneas crucen por ellos en su mayor número po--sible, ya que los datos obtenidos de pozos servirán en la -- identificación de los horizontes reflejantes (formaciones) - buscados.

IV.3.2. Correcciones a la información de campo.

Existen dos tipos de correcciones que son aplicadas a los -- tiempos de los rayos reflejados y son:

- a) Corrección estática
- b) Corrección dinámica

La llamada corrección estática, recibe éste nombre, pues no varía su valor de aplicación en cada traza del sismograma -- aunque se tengan distintos tiempos de reflejo, y al igual -- que en el método de refracción, tiene por objeto rectificar los tiempos observados en el sismograma por las diferencias de elevación que existan en el terreno. Así como el efecto - de la capa de intemperismo.

Las elevaciones del terreno, están referidas generalmente -- al nivel del mar, mientras que se considera a los detectores y a la fuente, colocados sobre un plano horizontal hipotético conocido como nivel de referencia, el cual va colocado en un lugar conveniente de acuerdo al área explorada, se procura que sea por debajo de los niveles de explosión de la carga. Para fines del modelo, podemos suponer una incidencia -- normal.

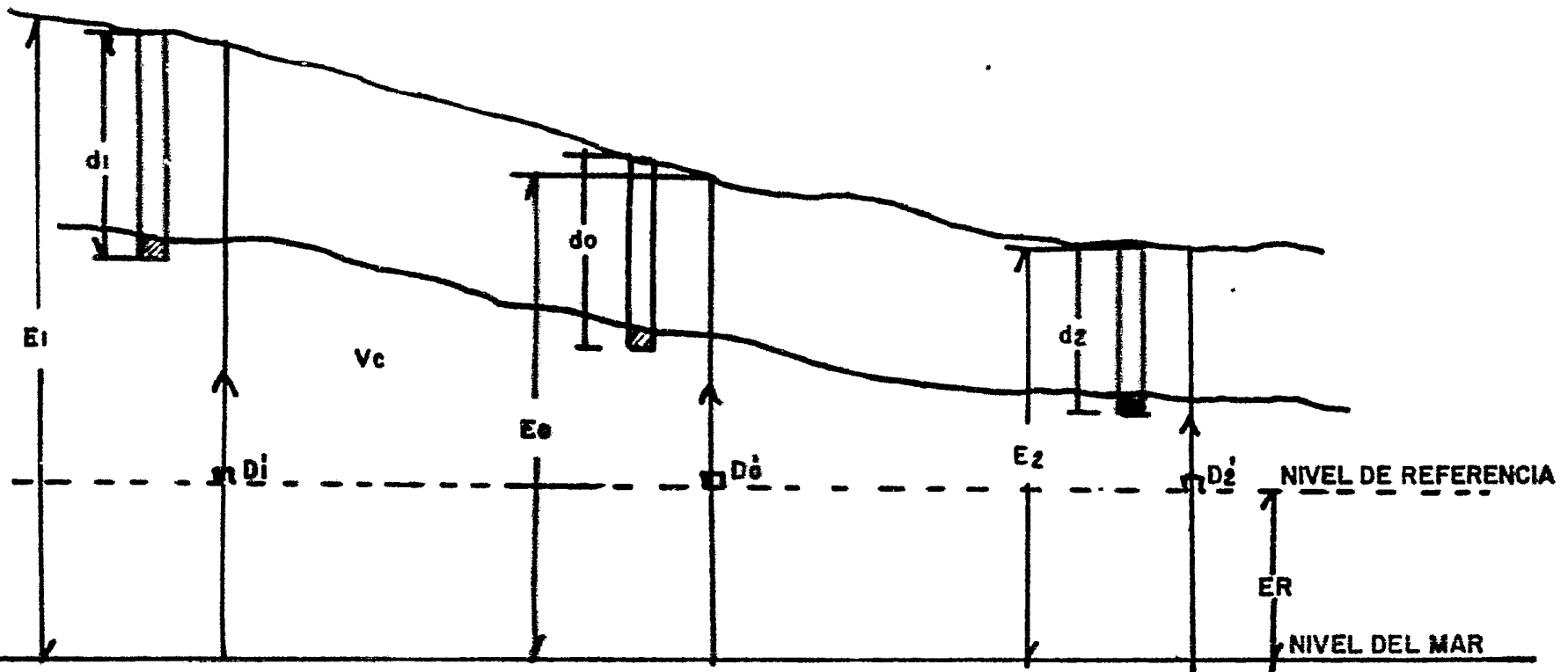
Se coloca comunmente junto a la boca de cada pozo de tiro, - un detector especial que servirá para detectar la energía directa proveniente del pozo (tiempo "vertical" de pozo), lo - que hará que no sea necesario el conocimiento de la velocidad V_0 en la capa de intemperismo. Finalmente la velocidad de corrección V_c se definirá a partir del sismograma, tomando los tiempos de las primeras llegadas de energía. Todo de acuerdo a la figura IV.3.2.

Las correcciones serán:

$$C_0 = 2 (E_0 - d_0 - E_R) / V_c + t_{w0} \quad \dots\dots IV.3.1.$$

C_0 = Corrección estática para el detector adyacente al punto tiro 0.

$$C_1 = E_0 + E_1 - d_0 - d_1 - 2 E_R / V_c + t_{w1} \quad \dots\dots IV.3.2.$$



D_0 = DETECTOR ADYACENTE AL PUNTO DE TIRO 0
 D_1 = " " " " " " 1
 D_2 = " " " " " " 2
 E_0 = ELEVACION DE D_0
 E_1 = " " D_1
 E_2 = " " D_2
 ER = ELEVACION DEL NIVEL DE REFERENCIA
 d_0 = PROFUNDIDAD DEL POZO DE TIRO 0
 d_1 = " " " " " " 1
 d_2 = " " " " " " 2

V_0 = VELOCIDAD DE LA CAPA INTEMPERISMO
 V_c = VELOCIDAD DE CORRECCION ENTRE LA CAPA DE INTEMPERISMO Y EL NIVEL DE REFERENCIA
 T_{w0} = TIEMPO DE POZO P.T. 0
 T_{w1} = " " " P.T. 1
 T_{w2} = " " " P.T. 2

FIG. IV.3.2 MODELO DE CORRECCION ESTATICA

C_1 = Corrección estática para el detector adyacente al p.t.
1.

$$C_2 = E_0 + E_2 - d_0 - d_2 - 2E_R/V_C + tw_2 \quad \dots\dots\dots\text{IV.3.3.}$$

C_2 = Corrección estática para el detector adyacente al p.t.
2.

Las correcciones anteriores deberán de restarse a los tiempos observados, de manera que los tiempos corregidos quedarán:

$$\begin{array}{l} t_1 - C_1 = t_{1c} \\ t_2 - C_2 = t_{2c} \end{array} \quad t = t_{2c} - t_{1c} \quad \begin{array}{l} t_0, t_1, t_2 = \text{tiempos observados} \\ t_{0c}, t_{1c}, t_{2c} = \text{tiempos corregidos} \end{array}$$

De acuerdo con esto, la expresión corregida para obtener el echado del contacto con un tendido lateral será:

$$\text{sen } \alpha = \bar{V} \cdot \Delta t / X \quad \dots\dots\dots\text{IV.3.4.}$$

V es la velocidad media del nivel de referencia al contacto.

Finalmente la misma expresión pero para un tendido bilateral quedará:

$$\text{sen } \alpha = \bar{V} \cdot \Delta t / 2X \quad \dots\dots\dots\text{IV.3.5.}$$

\bar{V} = Vel media del nivel de referencia al contacto

La corrección dinámica, comenzó a usarse junto con las secciones de sismogramas preparadas automáticamente en vez de secciones individuales. Como se mencionó anteriormente, los

tiempos de viaje de las ondas forman una curva hiperbólica, (variando ésta cuando el contacto no es plano ni horizontal)---- esto es debido, a las diferencias en tiempos de arribo a los diferentes grupos de detectores (sobretiempo). La corrección dinámica, eliminará la curvatura por sobretiempo en los registros, sirviendo ésto para tener una mejor interpretación de los mismos y de seguir existiendo curvatura en sismogramas corregidos, ésta se deba solamente al echado de los horizontes reflejantes.

Para el modelo de corrección dinámica en la figura IV.3.3. se ha trasladado hipotéticamente a la fuente y al detector al centro de la figura, en la posición F' y D' respectivamente de modo que la distancia x resulte igual a cero, o sea teniendo como tiempo de reflejo a t_0 .

$$\text{Así, } t_x = \frac{2h}{V} \left(1 + \left(\frac{x}{2h} \right)^2 \right)^{1/2} \quad \dots\dots\dots \text{IV.3.6.}$$

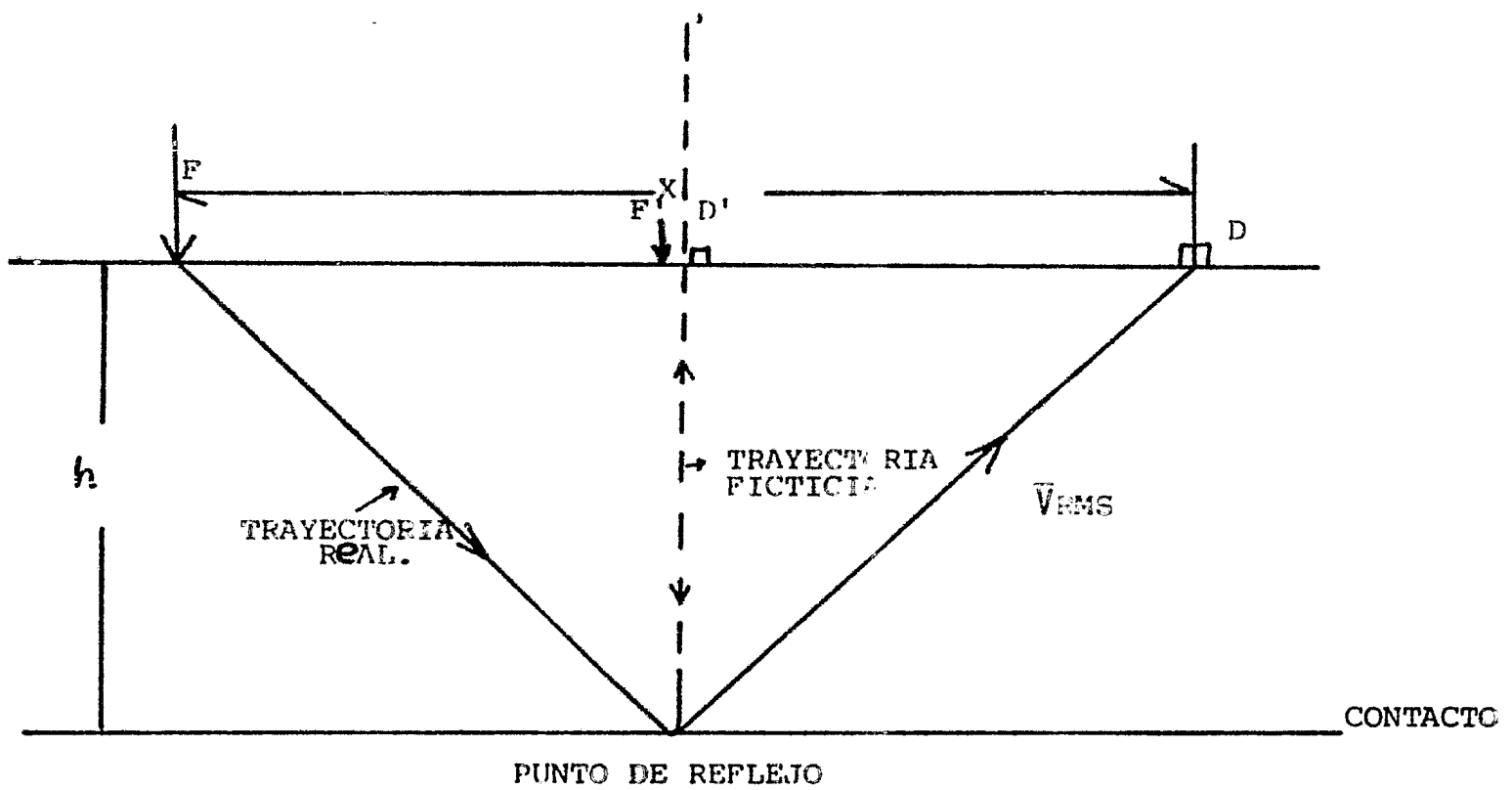
tiempo de reflejo para la distancia X.

$$t_0 = 2h/\bar{V} = \text{tiempo de reflejo para la distancia cero ..IV.3.7.}$$

$$\text{de aquí; } 2h = \bar{V} \cdot t_0 \quad .$$

La corrección dinámica, vendrá dada por:

$$Cd = t_x - t_0 \quad t_x - Cd = t_0 \quad \dots\dots\dots \text{IV.3.8.}$$



$C_d =$ CORRECCION DINAMICA
 $t_x =$ TIEMPO DE REFLEJO PARA LA DISTANCIA x .
 $t_o =$ TIEMPO DE REFLEJO PARA LA DISTANCIA o .
 $\bar{V}_{RMS} =$ VELOCIDAD MEDIA CUADRATICA.
 $= t_x - t_o.$

FIG. IV.3.3 MODELO DE CORRECCION DINAMICA.

si sustituimos los valores antes obtenidos tendremos:

$$C_d = 2h/\bar{V} \left(1 + \left(\frac{X}{2h}\right)^2\right)^{1/2} - 2h/\bar{V} \quad \dots\dots \text{IV.3.9.}$$

$$= t_o \left\{ \left(1 + \left(\frac{X}{2h}\right)^2\right)^{1/2} - 1 \right\}$$

$$C_d = t_o \left\{ \left[1 + \left(\frac{X}{VT}\right)^2\right]^{1/2} - 1 \right\} \quad \dots\dots \text{IV.3.10}$$

Esta es la corrección dinámica normal, también llamada de -- sobretiempo normal, puesto que los echados de las capas también causan sobretiempo pero éste no es normal.

Se aplica una corrección por cada detector y actualmente son programas de computadora los encargados de aplicarla, todo - ello durante la etapa del procesamiento de los datos de campo.

IV.3.3. Pruebas y análisis de parámetros para operación de campo.

Estos análisis experimentales, tienen como objetivo el determinar los parámetros óptimos de campo, están en función directa de los objetivos del prospecto y solamente se ven limitados por la disponibilidad de equipo geofísico de la brigada.

Para la realización de éstas pruebas, se selecciona un lugar topográficamente plano ya que de no ser así, se corre el riesgo de obtener respuestas sísmicas pobres. Estas, son producto de las fluctuaciones grandes en el espesor de la capa de intemperismo, las que a su vez son el resultado de cambios bruscos de elevación.

Si se conoce información acerca del relieve estructural de las formaciones existentes en el área, es conveniente entonces el buscar un flanco estructural para realizar las pruebas, pues se ha observado que se tienen mejores reflejos en los flancos que en las partes altas de las estructuras.

Las pruebas mas comunes realizadas cuando la fuente de energía es la dinamita son:

- a) Determinación del espesor del estrato intemperizado y medición de velocidades para la zona de corrección, incluye:
 - Perfil corto de refracción (Subtema IV.3).

- Perfil de tiempos verticales (subtema IV.5).
- b) Perfil de ruido (Capítulo VI)
- c) Diseño de patrones de tiro-detección múltiple. (Cap. VI).
- d) Selección de profundidad óptima
- e) Selección de carga óptima
- f) Pruebas múltiples
- g) Prueba de respuesta de alta resolución del terreno
- h) Selección de filtros de registro óptimo

Selección de Profundidad Optima.

Una de las formas de realizar esta prueba, es perforando una serie de pozos alineados perpendicular ó paralelamente a la línea de detección, con un intervalo de separación constante. La profundidad de los mismos varía entre 5 y 10m., se detonan en forma secuencial, utilizando cargas de igual magnitud.

De la serie de sismogramas obtenidos, se escoge aquel que -- cualitativamente muestra una mejor definición de los eventos reflejados, de manera que la profundidad utilizada en la obtención del mismo será seleccionada como la óptima. Esta --- prueba tiene como finalidad, evitar el entrampamiento de la energía en la capa de intemperismo y se realiza una vez que se ha seleccionado el patrón de tiro-detección.

Selección de Carga Optima

Con la misma disposición de los pozos y el tendido usados en la prueba anterior, se realiza la selección de la carga óptima, solamente que ahora los pozos están perforados a una misma profundidad (generalmente 2m mas abajo de la profundidad óptima), y las cargas son las que varían. Se van detonando cargas cada vez mas grandes, 5, 7.5, 10, 15, 20 kg. etc, de manera que nuevamente sea un análisis cualitativo de los sismogramas obtenidos el que defina la carga óptima.

Esta prueba es muy importante, ya que si se proporciona una cantidad deficiente de energía al subsuelo, se obtienen sismogramas con las trazas mas lejanas atenuadas, y si el cambio se excede la cantidad de energía, se producen primeros arribos muy enérgicos los que ocasionan pérdidas de información. Otro punto importante es el tamaño de la carga, ya que mientras mas larga sea (cartucho de dinamita), mas baja será la frecuencia dominante en el espectro de la ondícula inicial.

Pruebas Múltiples.

Conocidos ya los parámetros óptimos de observación, profundidad, carga y patrón combinado fuente-detección, se llevan a cabo las siguientes pruebas:

- Desplazamiento del tendido a utilizar
- Determinación de la longitud del tendido y distancia entre estaciones.
- Comparación de patrones de detección

De las velocidades de las ondas superficiales, y de la profundidad de la zona de reflejos de interés, es de donde depende la selección del desplazamiento (offset mínimo), ya que se debe procurar que las ondas superficiales interfieran lo mínimo posible dentro de la zona de tiempo de los reflejos someros de utilidad. Los desplazamientos varían entre 200 y 600m, cuando se utiliza dinamita y son aún mas largos para fuentes superficiales, debido al nivel del ruido tan alto que generan.

La distancia entre estaciones y la longitud del tendido, dependen principalmente de la ley de velocidades que caracterize el área y de las dimensiones esperadas de los objetivos geológicos buscados.

Como generalmente se diseñan varios patrones teóricos de atenuación tiro-detección, se comparan y analizan cualitativa y cuantitativamente, para ver las ventajas operaciones y el grado de atenuación que ofrece cada uno para una misma porción de la línea sísmica, para así poder elegir el mas conveniente de usar durante la producción normal.

Pruebas de Respuesta de Alta Resolución del Terreno.

Generalmente, se detonan pequeñas cargas de dinamita (de -- 1 a 5 kg) a una profundidad no mayor de 15 mts, tratando de ver con esto la respuesta que tiene el terreno a las altas frecuencias así como su penetración.

Selección de Filtros de Registro Optimo.

Todas las pruebas anteriores, se realizan casi siempre con los filtros instrumentales de corte (altas y bajas frecuencias) abiertos, de manera que solamente están en activo los filtros; notch (60 Hz), el filtro alias y el geófono. Esto se hace con el fin de que los filtros de registro óptimo, - sean determinados durante la etapa de procesamiento de esta información.

Al reproducirse la información de campo en el centro de procesado, se le aplican distintas ventajas de filtrado, obteniéndose así varias reproducciones. De cada una de estas reproducciones, se obtiene un registro con presentación de -- área variable, seleccionándose el que presente cualitativamente la mejor relación señal-ruido, que por supuesto co- - rresponderá a la óptima ventana de filtrado instrumental.

En el caso de estarse usando el sistema vibroseis, las -- pruebas que se realizan comunmente en una nueva área de -- trabajo para encontrar los parámetros óptimos de observa-- ción son:

- Pruebas rutinarias de equipo (paralelo de vibradores y similaridad).
- Perfil de ruido
- Pruebas de frecuencia de barrido
- Comparación de duración de barrido
- Comparación de patrones de vibración detección
- Pruebas de homogeneidad del terreno.

IV.4. Eventos perturbadores en sismogramas y secciones sísmicas.

IV.4.1. Ruidos coherentes e incoherentes.

El ruido sísmico, se define como una señal no deseada; es decir, es aquella energía que no es de interés y sin embargo es grabada en el sismograma, causando que la señal primaria útil se vea empobrecida y enmascarada por aquella.

Existen básicamente dos tipos de ruido: el llamado ruido coherente, que como su nombre lo indica, manifiesta coherencia a lo largo de un sismograma (se caracteriza por tener una forma de onda definida, así como defasamientos y velocidades aparentes uniformes) y el ruido incoherente, en cambio no manifiesta ninguna de las características antes mencionadas.

La tabla IV.4.1., nos muestra una clasificación de los diferentes tipos de ruido que se presentan en la grabación de información sísmica, y también menciona algunas de sus características.

IV.4.2. Descripción de los principales tipos de eventos perturbadores.

Entre los principales tipos de ruido, podemos mencionar:

a) Ruido generado por la fuente. Todas las fuentes de energía sísmica, son generadoras de ruido, siendo este dependien

Ruidos generados por la fuente	Horizontales	Ruido de Pozo (incoherente) Onda de Aire (incoherente) Ondas Superficiales (coherentes)
	Verticales (ruido geológico)	Difracciones (coherentes) Refracciones (coherentes) Dispersión de energía (incoherente)
	Geófono	Ruido termal Sensible a inducciones de líneas eléctricas. Movimientos resonantes indeseables
Ruido Instrumental	Filtros de Amplificadores.	Circuitos no lineales Ruido termal Fuentes de potencia Inducciones entre canales
	Convertidor Analogico-digital	Error de apertura Cuantización
Ruido Ambiental		Tráfico de personas, vehículos y ganado (incoherente) Viento (incoherente) Industrias (incoherente) Pequeños estanques de agua (incoherente) Lluvias (incoherente) Líneas eléctricas Microsismos (incoherente y coherente)

Tabla IV.4.1. diferentes tipos de ruido sísmico.

te de las características geológicas del subsuelo. En general, el ruido producido por la fuente es de tipo coherente.

Basicamente son:

- Ruido de pozo. Es el originado por el desprendimiento de materiales (lodo, piedras, etc)., debido a la explosión de la carga en el pozo.
- Onda de aire. Se debe a la explosión misma de la carga, o al impacto de cualquier otra fuente de energía. Consiste en ondas de sonido producto de la deformación o impacto - a través del aire y se caracteriza por ser de baja velocidad y baja frecuencia.

- Ondas superficiales. Consisten en energía que se propaga superficialmente como eventos coherentes, y debido a que su expansión es mas cilíndrica que esférica, su caída de energía con la distancia es pequeña, lo que provoca que su amplitud se promueva a grandes distancias.

En general, se observa su arribo fácilmente como en eventos coherentes a través de todo el sismograma, esto si no son correctamente atenuadas a la salida de los geófonos.

Se caracterizan por su coherencia, su gran amplitud, baja frecuencia y velocidad aparente baja.

Este tipo de ruido es muy dañino y a veces demasiado fuerte, por lo que se hace necesario utilizar grandes distancias de detección para asegurar el registro de los eventos primarios antes del arribo de las ondas superficiales. (figura IV.4.2).

- Múltiples. Un reflejo primario en una sección, es una porción de energía que ha seguido una trayectoria simple, sin embargo puede suceder que el evento se refleje mas de una vez en la interfase de un mismo estrato, esto es lo que se conoce como múltiple. En general, se originan varias clases de múltiples cuya principal clasificación se basa en las diferencias entre sus tiempos de arribo y los tiempos de reflexión del primario, para un mismo nivel de tiempo o interfase. Se tienen entonces múltiples de trayectoria larga, corta e intermedia.

Los múltiples de trayectoria larga, son generalmente eventos atrapados en el estrato de baja velocidad muestran grandes contrastes de impedancias acústicas.

Los fantasmas, son un tipo especial de múltiple que se producen cuando una parte de la energía radiada por el pozo, viaja hacia arriba y se transmite o refleja en la base de la capa de intemperismo. Este fenómeno provoca que una cierta cantidad de ruido arriben inmediatamente antes o después al tendido de geófonos. (figs. IV.4.5).

Los fantasmas, pueden ser producidos también por una fuente de energía superficial (fig. IV.4.3d).

En trabajos de sismología marina, ocurre con frecuencia que parte de la energía reflejada se multirefleja entre las interfases superior e inferior del agua, lo que recibe el nombre de reverberación (fig. IV.4.4).

La atenuación de los múltiples se logra en la etapa de procesado, mediante el apilado y la deconvolución.

- Difracciones. Consisten en ruido coherente, originado por discontinuidades laterales abruptas en las propiedades elásticas del medio, o bien por la curvatura de la interfase (cap. II). Los eventos difractados se caracterizan por ser muy similares a los reflejos primarios ya que en una sección sísmica, forman un conjunto parabólico que puede ser interpretado como una estructura.

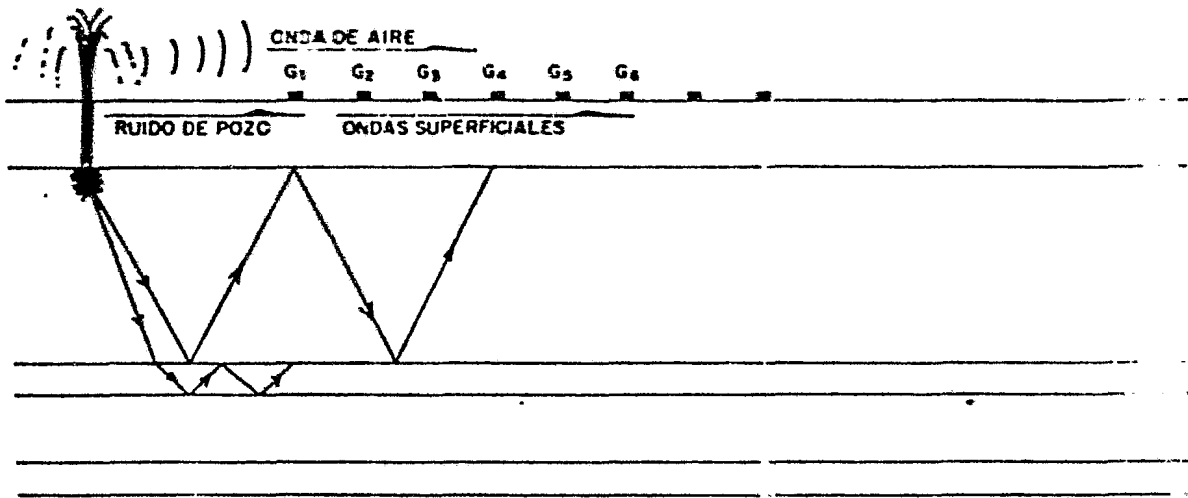


FIG. IV.4.2. RUIDO GENERADO POR LA FUENTE

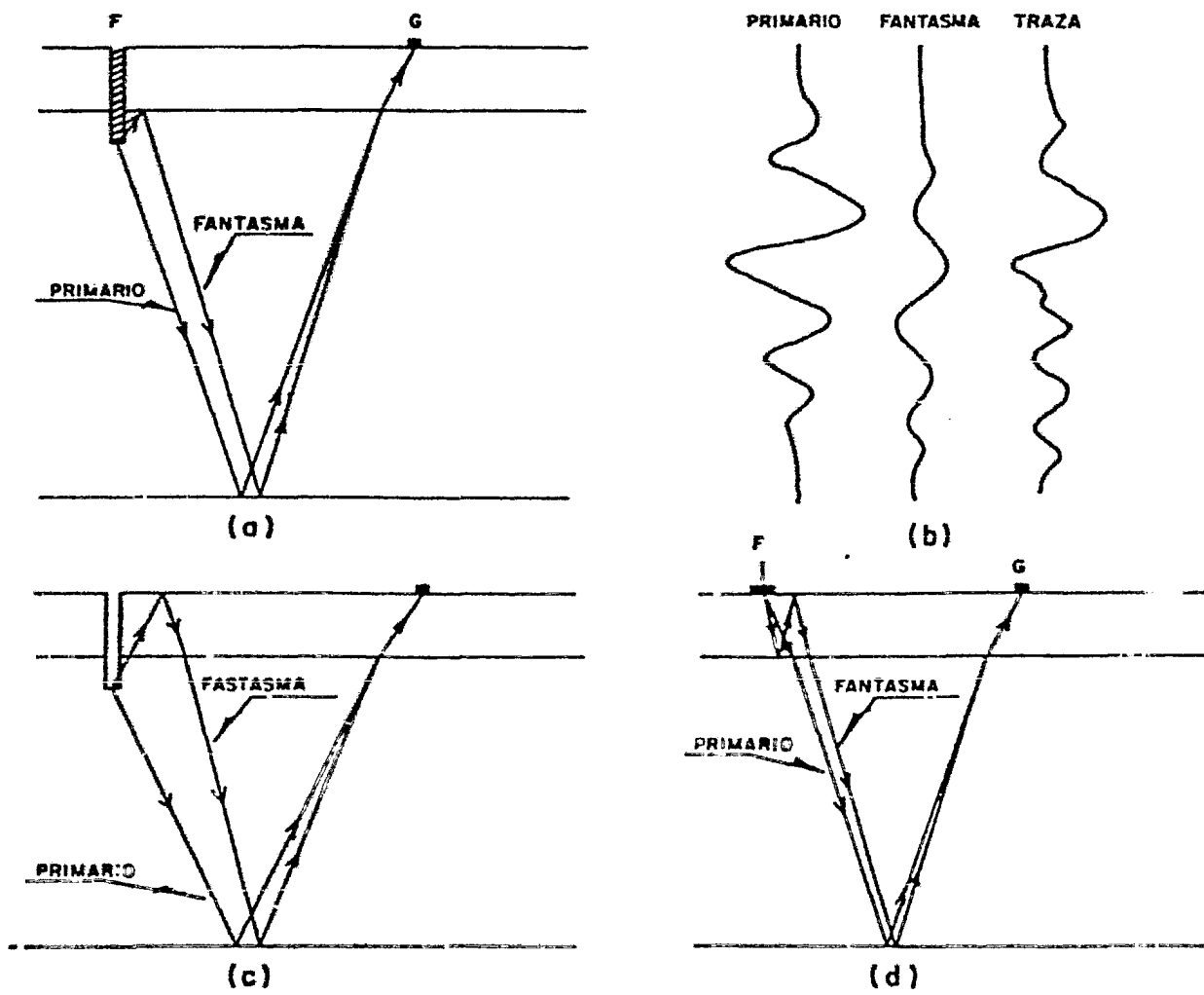


FIG. IV.4.3 FANTASMAS

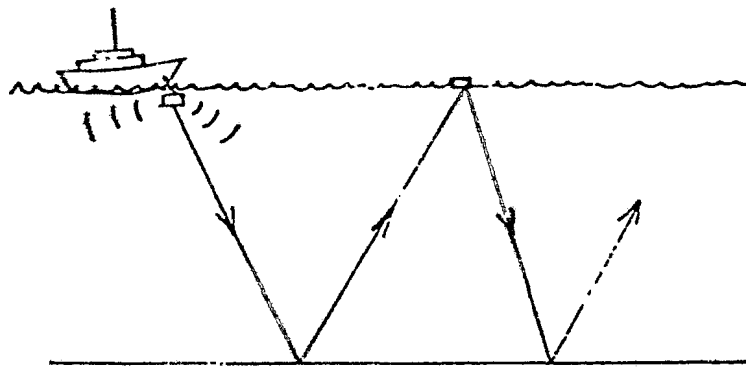


FIG. IV. 4. 4. REVERBERACIONES

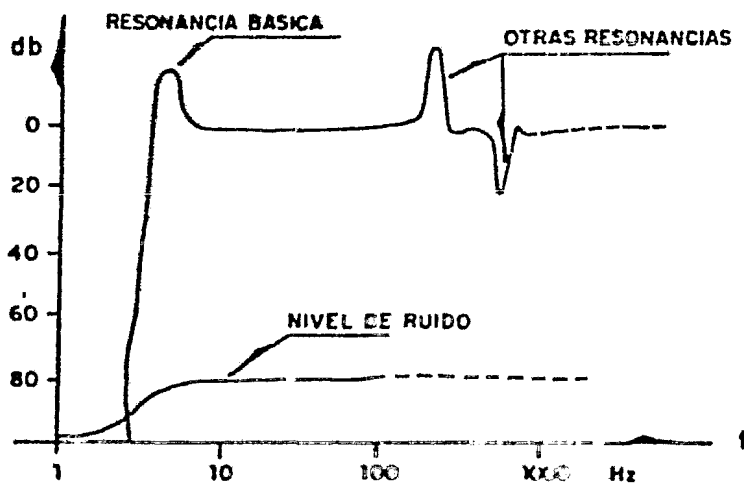


FIG. IV 45 RESPUESTA DE UN GEOFONO

- Refracciones. Es un tipo de ruido coherente que en general proviene de la capa de intemperismo. En general, a pesar de seguir trayectorias horizontales, arriba a los detectores verticalmente.

b) Ruido instrumental. Se debe principalmente a la naturaleza de los componentes del sistema y a circuitos en mal estado.

En general, es energía incoherente con rasgos de frecuencia muy amplios y de un nivel muy bajo de amplitud que no causa problemas de identificación con respecto a los reflejos primarios.

c) Ruido ambiental. Sus principales fuentes son: tráfico de personas, ganado y vehículos a través de la línea, el viento moviendo a los árboles, las lluvias, olas marinas, líneas eléctricas, microsismos, etc.

Sus velocidades aparentes van de acuerdo con la fuente que los originó, y contienen en su mayoría componentes de alta frecuencia. Actualmente son fácilmente identificados y eliminados en la mayoría de las áreas de trabajo.

IV.5 Procedimientos para determinar velocidades sísmicas.

Incluidas entre las pruebas de campo, se encuentran dos métodos para determinar velocidades sísmicas. En este caso, se pretende obtener la velocidad en la capa de intemperismo y

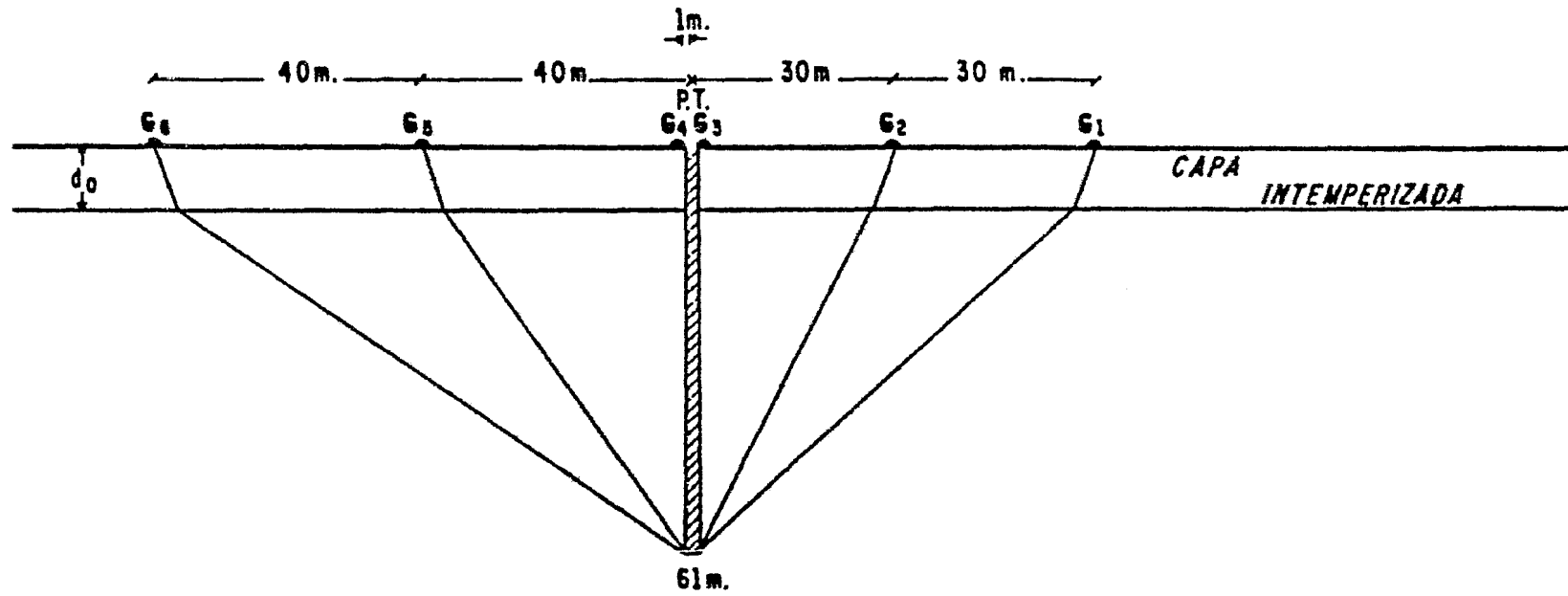
en el estrato inmediatamente inferior, además del respectivo espesor de la mencionada capa. Estos datos, posteriormente son usados en el cálculo de las correcciones estáticas y dinámicas; las pruebas son, el perfil corto de refracción y el perfil de velocidades.

Se utilizan otros tres métodos para la determinación de velocidades a capas mas profundas:

- Por el tipo de pozos profundos
- Utilizando registros geofísicos de pozos (Sónico)
- Mediante el tiro de estaciones especiales de reflexión.

El método del perfil corto de refracción, involucra la perforación de dos pozos de tiro, de manera tal que se obtengan dos perfiles de velocidad para una misma zona refractante del subsuelo. De los dos sismogramas obtenidos, se construyen sus respectivas gráficas tiempo-distancia, se selecciona la curva con mayor definición y se calculan, la velocidad en la capa de intemperismo V_0 , su espesor h_0 , y la velocidad bajo el contacto V_1 figuras.

El perfil de velocidades, se realiza tirando en forma secuencial cargas que van variando con la profundidad, a mayor carga mayor profundidad, todas son disparadas en el mismo pozo tal como lo muestra la figura IV.5.1. De la lectura de primeros arribos en los sismogramas obtenidos, se construye una



TENDIDO : 80-40-1-0-1-30-60 m.
 12 GEOFONOS AGRUPADOS POR CADA ESTACA

FIG.IV.5.1. GEOMETRIA DEL TENDIDO USADO PARA LA OBTENCION DE UN PERFIL DE TIEMPOS VERTICALES

gráfica de tiempo-profundidad de cuyos resultados se calcula V_0 , V_1 , y h_0 . Estos resultados se promedian con los obtenidos con el perfil corto de refracción.

- La técnica del tiro de pozos profundos.

Consiste, en colocar al lado de un pozo de gran profundidad una serie de pozos de tiro cuya profundidad está relacionada con un cierto nivel de referencia NR, las explosiones en los pozos van siendo registradas por un detector colocado en el pozo, el cual va siendo izado una cierta distancia h , conforme se pasa de un punto de tiro a otro. El detector va transmitiendo la información a un sismógrafo colocado en superficie, la figura IV.5.2 muestra el modelo de la técnica y de acuerdo con ella se tiene:

$$l = \{(h-d)^2 + x^2\}^{\frac{1}{2}} \quad \dots \quad \text{IV.5.1}$$

es la distancia recorrida por la señal atravesando las diferentes capas de subsuelo, hasta el detector de pozo.

$V_m = l / t$. es la velocidad media de la onda para todo su viaje.

$$t/t_v = l/(h-d) \quad \text{entonces; } t_v = (h-d)t/l = t \cos \alpha \quad \dots \quad \text{IV.5.2}$$

donde t_v es el tiempo vertical de pozo, ahora, tendremos que:

$$V_m = h_R / t_v \quad \dots \quad \text{IV.5.3}$$

$$V_1 = \Delta h / \Delta t_v \quad \dots \quad \text{IV.5.4}$$

que será la llamada velocidad de intervalo.

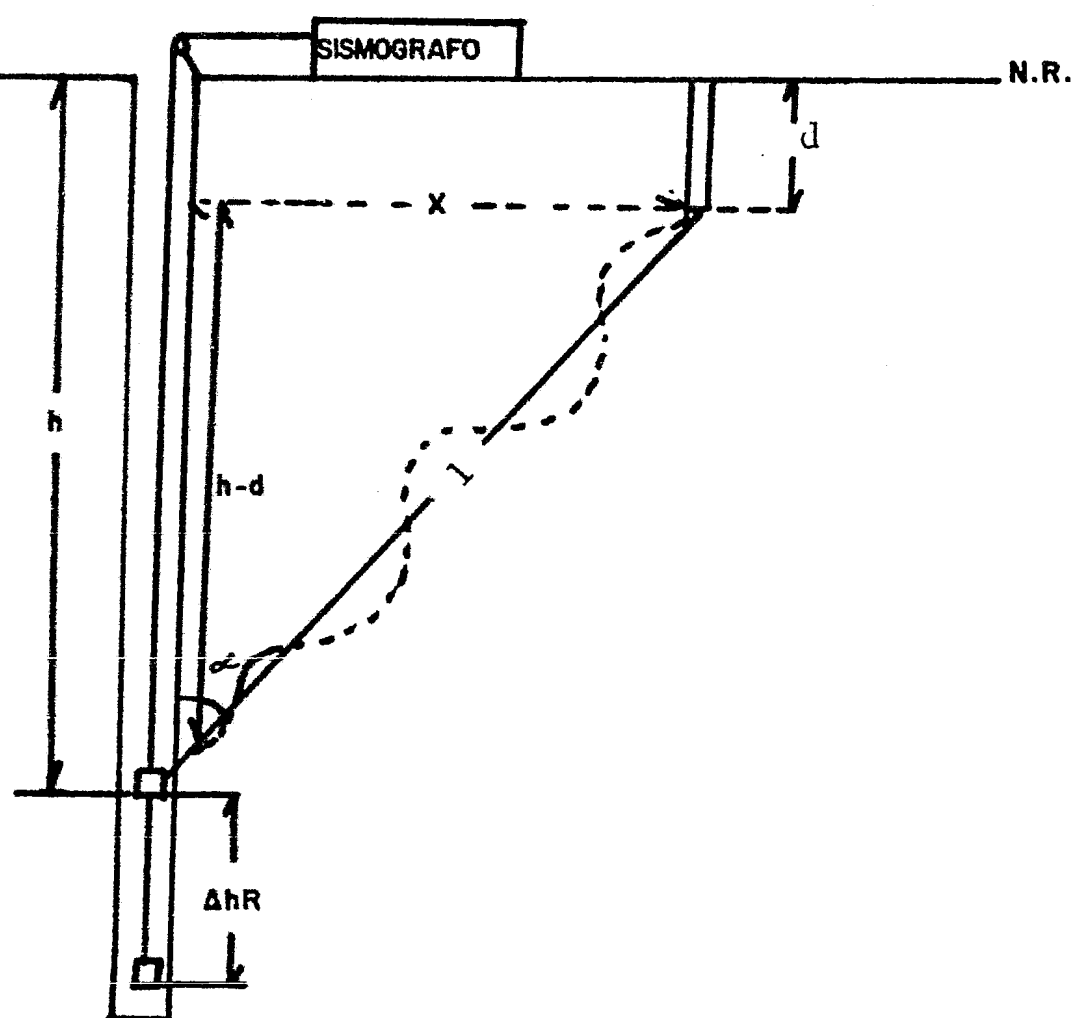


FIG. IV 5.2. MODELO PARA EL TIRO DE UN POZO PROFUNDO.

A partir de los resultados anteriores, se obtienen tres gráficas:

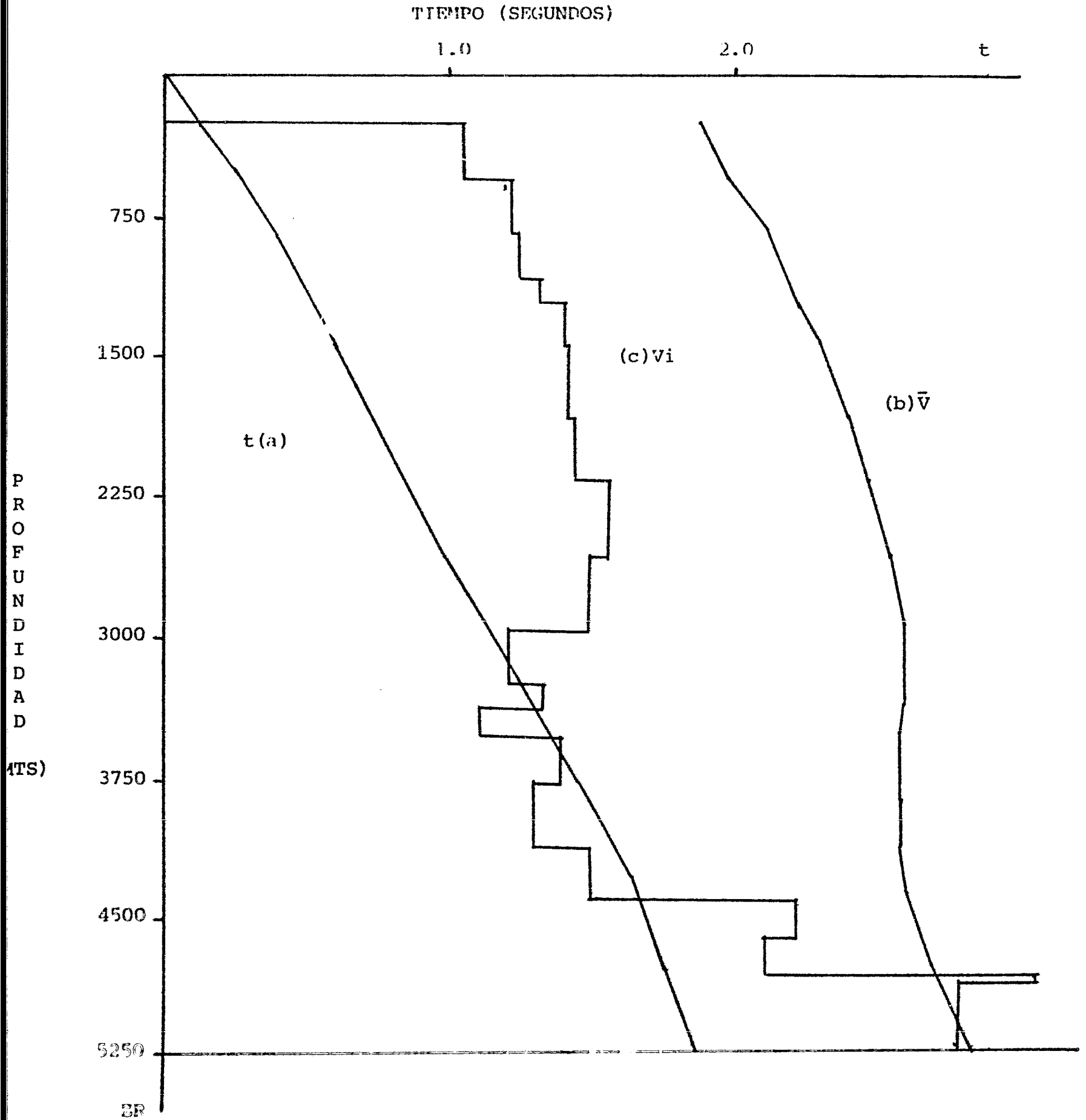
- a) Una curva de tiempo equivalente vertical contra profundidad.
- b) Una curva de velocidad media contra profundidad.
- c) Una curva de velocidad de intervalo-profundidad.

Estas curvas pueden agruparse en una sola tal como lo muestra - la figura IV.5.3.

Las determinaciones de velocidad, permiten calcular velocidades medias y de intervalo, las que mostrarán las características de la columna geológica a travesada por el pozo utilizado para este fin. Todo esto constituye una información local de velocidades que para fines de prospección resulta de gran valía.

b) GRAFICA DE VELOCIDAD MEDIA \bar{v}

c) GRAFICA DE VELOCIDAD DE INTERVALO v_i



- Uso de registros geofísicos de pozos (sónico).

Estos registros, tienen como objetivo la medición de las propiedades físicas de las formaciones atravesadas por el pozo.

La medición de las propiedades físicas es graficada después en función de la profundidad . El registro de velocidad que se usa comúnmente, es el llamado sónico, consistiendo éste de - una sonda que es introducida en el pozo para determinar la - velocidad de la formación a distintos intervalos de profundidad.

La sonda consiste, en dos fuentes de pulsos sísmico S_1 y S_2 - con cuatro detectores R_1 - R_4 (fig. IV.5.5). La distancia de -- separación entre detectores, de R_1 a R_3 y de R_2 a R_4 sería -- constante e igual a 2 pies: la velocidad se encuentra enton-- ces, midiendo las diferencias en tiempo de viaje de un pulso que viaja de S a R_3 y R_1 , promediándose entonces éstas diferencias. Todo esto se hace con un equipo instalado en un camión en superficie.

Después de tomar en cuenta las variaciones producidas por el lodo de perforación y algunos otros factores, el resultado que se obtiene en el registro, son valores del tiempo de viaje de las señales divididas por la separación entre detecto-- res (expresados en μ seg/pie) el cual sería el valor recíproco de la velocidad de la onda P en la formación

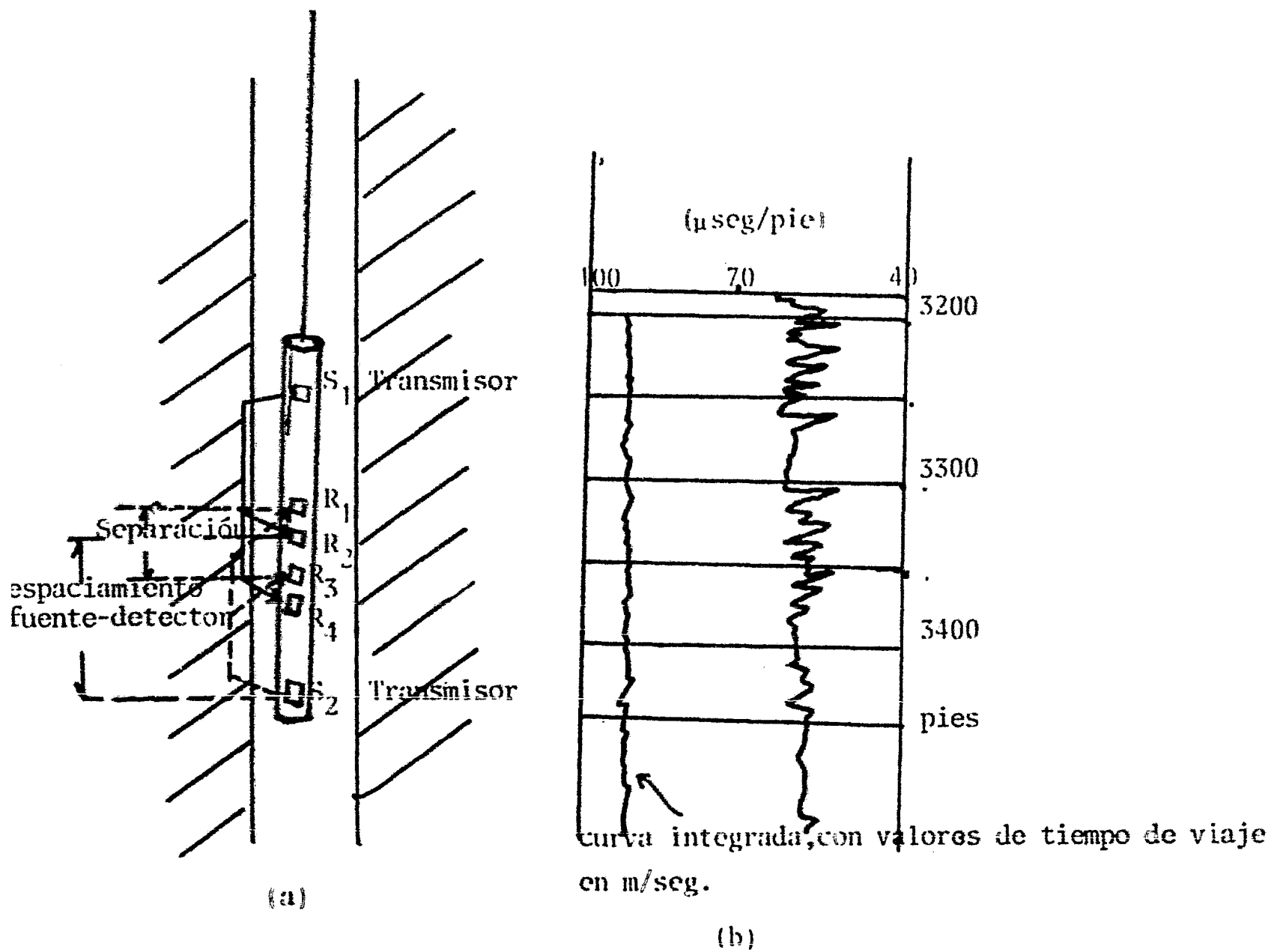


FIG. IV.5.4 REGISTRO SONICO.

(a) SONDA DE INVESTIGACION.

(b) REGISTRO EN FORMA GRAFICA.

- Determinación de velocidades con líneas de reflexión.

Si en la región por explorar no se cuenta con pozos profundos para efectuar una detonación de velocidades sísmicas, se recurre entonces a observaciones superficiales.

Como se había mencionado anteriormente, se tira una estación sísmológica (lateral o bilateral) y se gráficán el cuadrado de los tiempos de reflejo a cada uno de los detectores. En general, estos valores caen aproximadamente sobre líneas rectas de las cuales se puede determinar las velocidades medias desde la superficie hasta cada uno de los contactos.

Debe recordarse también, como se estableció la geometría simplificada que se la atribuya a las trayectorias para el caso de varias capas. De acuerdo con esto, la figura IV.5.6., muestra que de una forma general se tendría:

$$T_{0,n} = 2 \sum_{k=1}^n d_k / V_k = \text{tiempo total de reflejo vertical} \dots \text{IV.5.5.}$$

$$V_{a,n} = 2 \sum_{k=1}^n d_k / t_{0,n} = \text{velocidad media lineal desde la superficie hasta el contacto} \dots \text{IV.5.6}$$

Dado que el frente de onda se propaga sobre una trayectoria - de tiempo mínimo, de acuerdo con el principio de Fermat, se ha demostrado que el tiempo de reflejo hasta un contacto "n", el cual es recibido por un detector situado a una distancia x, - puede expresarse como una serie infinita de tiempo de la forma:

$$T_{x,n}^2 = C_1 + C_2 x^2 + C_3 x^4 + C_4 x^6 \dots \text{IV.5.7}$$

En la cual, las observaciones hechas para distancias x observadas en la práctica, han demostrado que se tiene una precisión de alrededor del 95%, tomando unicamente los dos primeros términos de la expresión anterior. Para propósitos de exploración esto es adecuado.

La expresión IV.5.7 queda reducida a:

$$T_{x,n}^2 = C_1 + C_2 x^2 \quad \dots \text{IV.5.8}$$

en donde los coeficientes valdrán:

$$C_1 = \left(\sum_{k=1}^n t_k \right)^2 = T_{0,n}^2 \quad \dots \text{IV.5.9(a)}$$

$$C_2 = \left(\sum_{k=1}^n t_k \right)^2 / \sum_{k=1}^n t_k V_k^2 = 1 / \bar{V}_n^2 \quad \dots \text{IV.5.9(b)}$$

de aquí que;

$$\bar{V}_n = \left(\sum_{k=1}^n V_k^2 t_k / T_{0,n} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \dots \text{IV.5.10}$$

esta es la llamada velocidad raiz cuadratica media, hasta el contacto n .

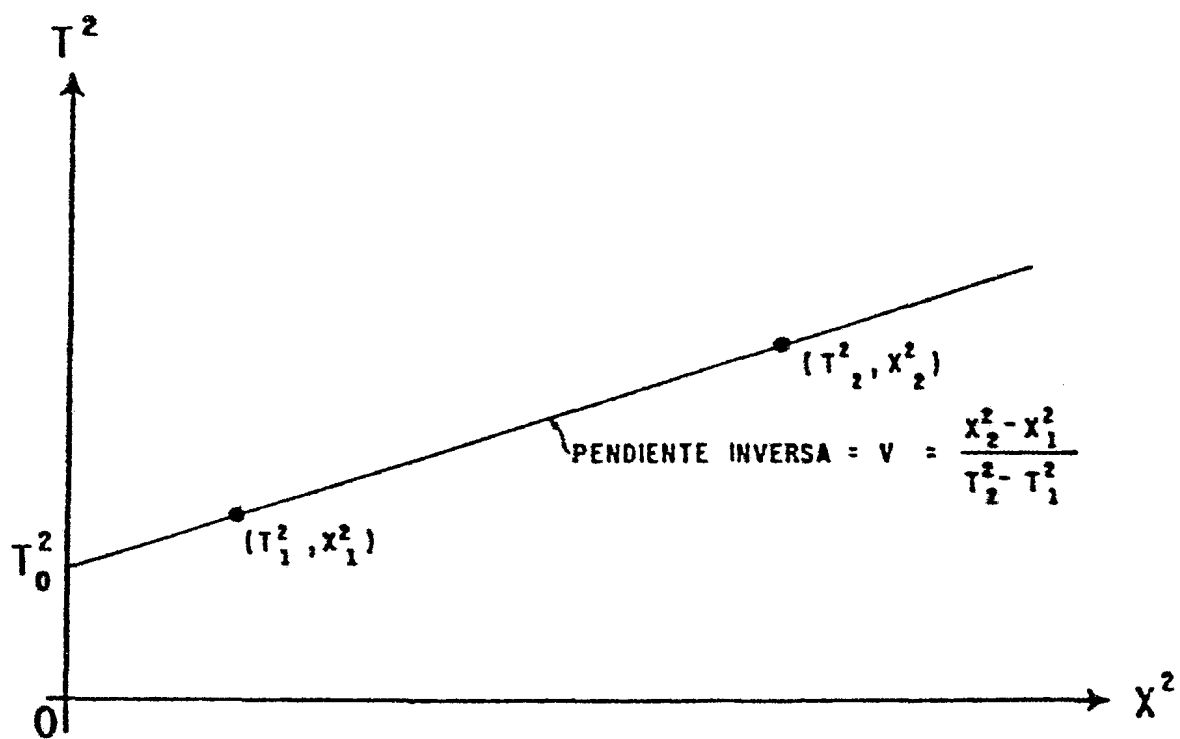
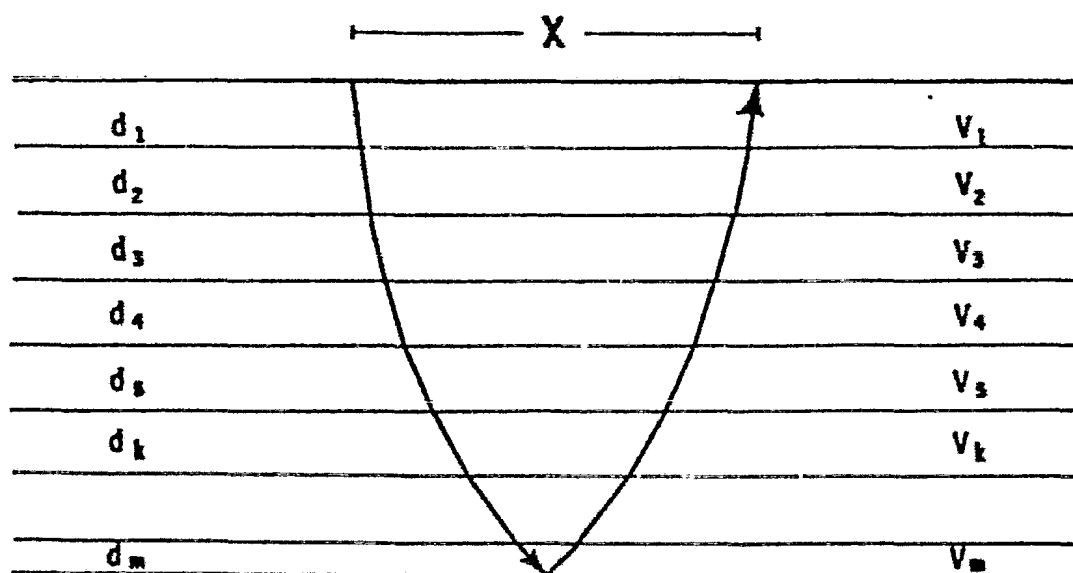
FIG.IV.5.5. GRAFICA $X^2 - T^2$ 

FIG.IV.5.6. TRAYECTORIA DE MINIMO TIEMPO

No cabe duda que el tirado de líneas de reflexión puede tener muchas aplicaciones, sin embargo es la prospección petrolera la ocupación principal del método sísmológico de reflexión.

Prácticamente todos los avances logrados hasta ahora en el diseño de equipos, técnicas de campo y de proceso, han sido producto del interés económico tan grande que han tenido siempre los hidrocarburos en la industria mundial.

Por otro lado, el método desde sus inicios fué creado con fines petroleros, para delimitar objetivos geológicos profundos que se puedan asociar con estructuras contenedoras de hidrocarburos. Sin embargo, es muy probable que con el tiempo se vayan encontrando aplicaciones para el método, - tales como la exploración minera a niveles más profundos ó sino en geohidrología y geotécnica, para lo cual primeramente se deberán encaminar los estudios hacia esa área de aplicación.

V.- GENERACION DE ENERGIA SISMICA E INSTRUMENTACION.

V.1.- Fuentes de energía.

Desde los principios de la prospección sismológica, se ha venido procurando que la señal de entrada producida por una fuente de energía sísmica se aproxime lo mas posible a una función impulso unitario es decir, a un pico de gran amplitud y de duración cero. Entre otras cosas ésto se hace por lo siguiente:

- 1.- Es una función fácil de producir
- 2.- Suministrara un amplio rango de frecuencias, dando oportunidad con esto de obtener mayor información.
- 3.- La simpleza de la misma, permite que el análisis matemático aplicado sobre ella se simplifique.

Desde luego, ésta función impulso unitario es únicamente aproximada por las diferentes fuentes de energía, ya que la señal se ve deformada en su viaje a través del subsuelo por una serie de factores que ya hemos mencionado.

Originalmente, el uso de cierto tipo de explosivos como la dinamita, dió como resultado una aproximación bastante buena de la función impulso. Sin embargo, la detonación de explosivos en un pozo de tiro tal como se hace actualmente trajo consigo algunos problemas. Tal como lo muestra la figura V.1.1 las presiones (algunos miles de atmósferas) producidas durante y después

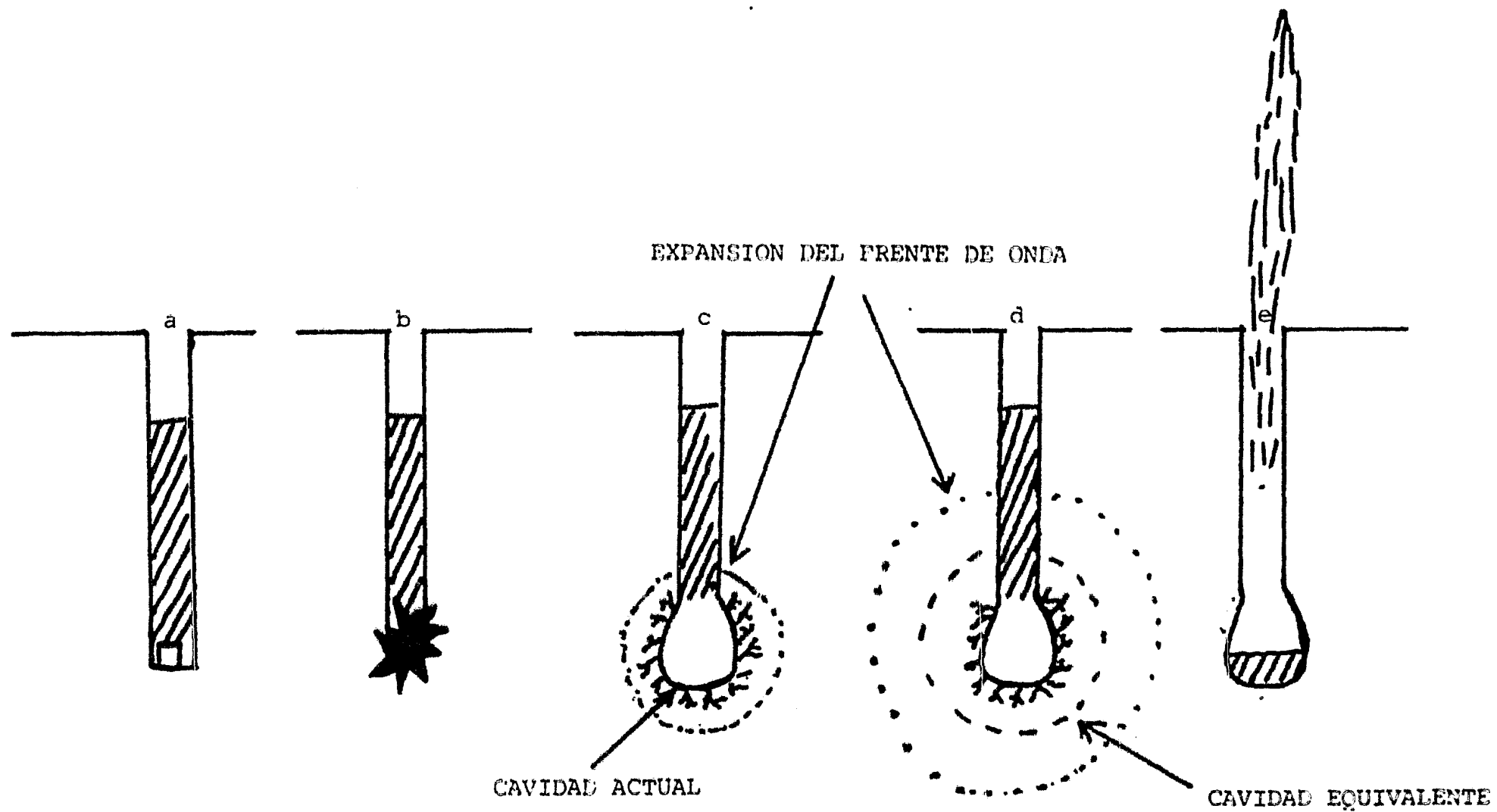


FIG. V.1.1 EVENTOS QUE SUCEDEN AL DETONAR UNA CARGA EXPLOSIVA EN EL INTERIOR DE UN POLO DE TIRO.

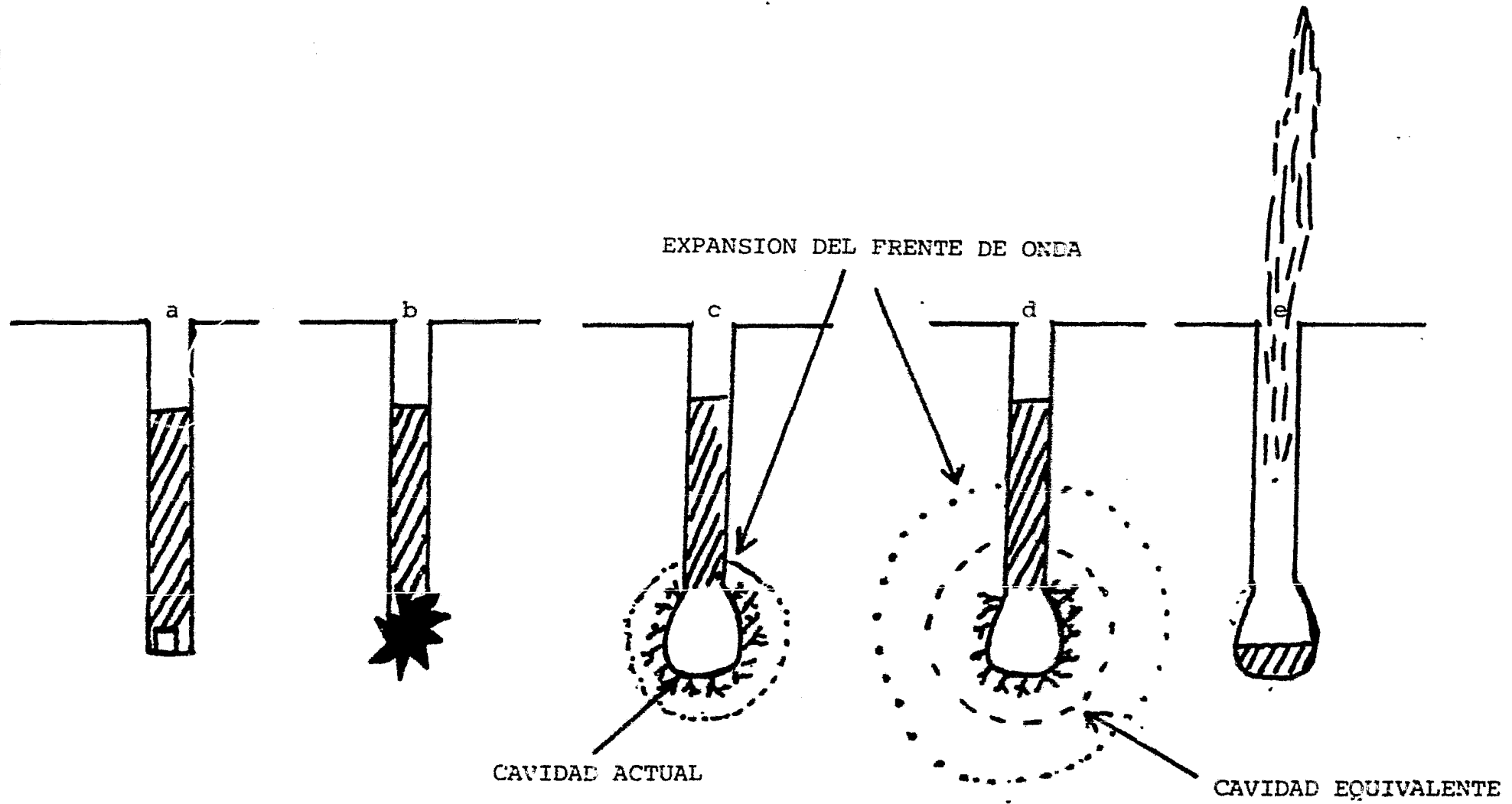


FIG. V.1.1 EVENTOS QUE SUCEDEN AL DETONAR UNA CARGA EXPLOSIVA EN EL INTERIOR DE UN POLO DE TIRO.

de la explosión en el fondo del pozo, provocan un fracturamiento así como una puíverización de los materiales adyacentes, lo que trae consigo deformaciones de tipo permanente que quedan fuera de cualquier análisis teórico. Todo esto sucede dentro de lo que se conoce como cavidad actual es decir, la cavidad real producto de la explosión.

Las partículas que están situadas más allá de la cavidad actual sufren la acción de un frente esférico de compresión de gran fuerza por lo que la transmisión acústica tiene todavía un carácter no lineal. Es hasta unos instantes después cuando las grandes pérdidas de energía de la fuente decaen a un grado tal en la que la propagación se comporta linealmente. La superficie a partir de la cual sucede esto, se conoce como cavidad equivalente.

De las características físicas de la cavidad equivalente de origen, es de donde dependerá la magnitud del pulso inicial ya que es a partir de su superficie de donde se considera que el pulso comienza a propagarse.

V.1.2. Explosivos.

- Dinamita.

Aún con el advenimiento de las fuentes superficiales (1953), los explosivos químicos sólidos siguen siendo una de las formas más convenientes de almacenar y liberar en forma casi ins

tantanea la energía necesaria para la exploración. Es por esto que actualmente su uso es todavía muy importante en actividades de prospección sísmica terrestre.

Entre los explosivos mas usados, se encuentran los siguientes:

a) Dinamita gelatinosa.- Consiste, en una mezcla de nitroglicerina y gelatina, unidos por un material inerte el cual sirve a su vez para regular la potencia del explosivo. Su velocidad de detonación es muy alta (6000-7000 m/s) y posee la mayor concentración de energía en comparación con otras fuentes. (figura - V.1.2.1).

b) Nitrato de amonio.- Es un explosivo químico de menor velocidad de detonación, de menor potencia, mas económico y mas dificil de detonar. Estas características hacen mas atractivo -- su uso pues es mas seguro en su manejo, ocasiona menos daños y su costo es inferior.

c) Nitrocarbonitrilo (NLN).- Este explosivo es de características similares al anterior y se presenta comercialmente como -- nitramón o con algunos otros nombres.

Las características mas deseadas en un explosivo usado con fines de exploración sísmica, son una alta velocidad de detonación y una gran concentración de energía para que el carácter del pulso sea lo mas parecido a un pulso sísmico ideal (impulso unitario).

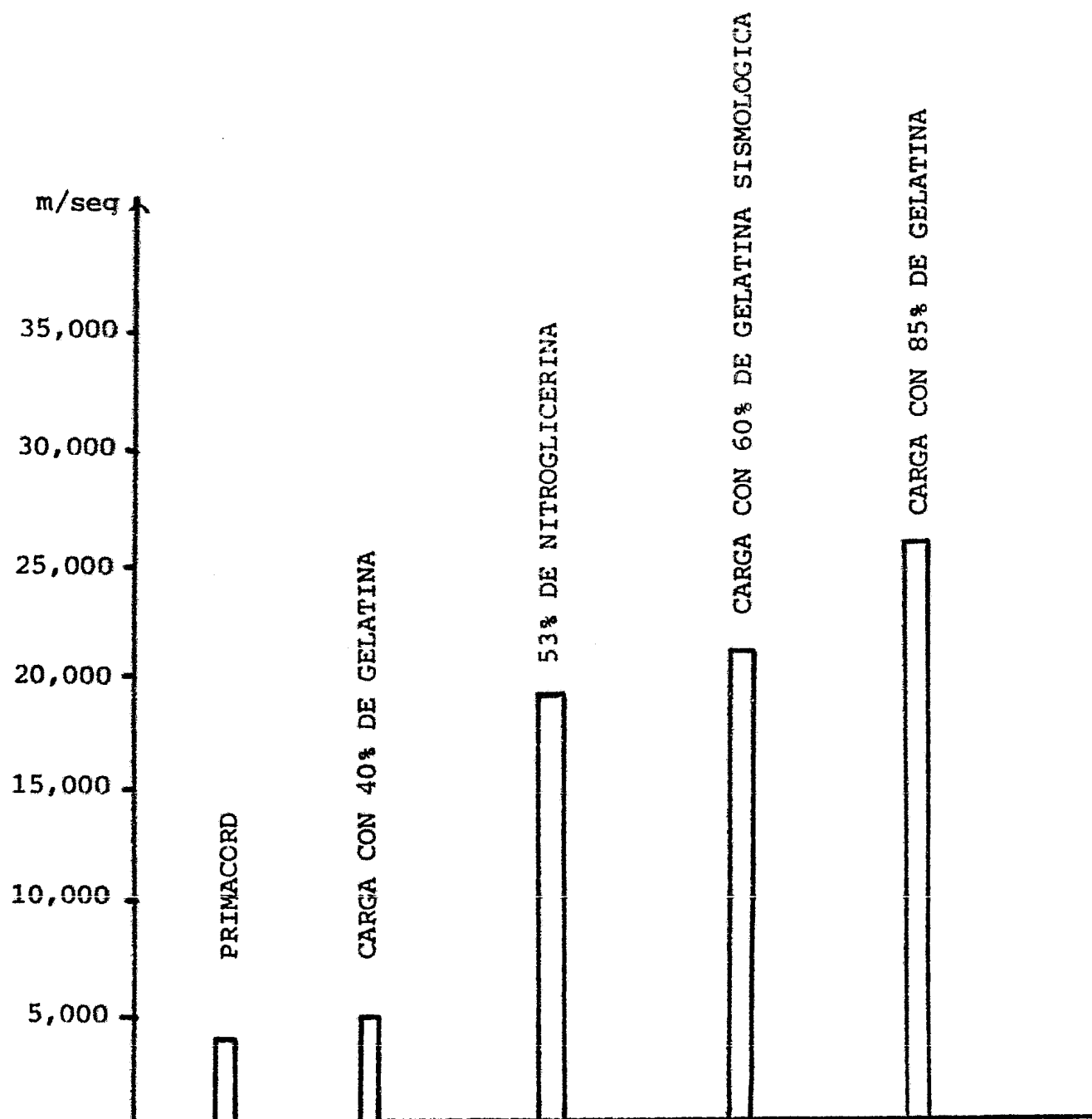


FIG. V.1.2.1 VELOCIDADES DE DETONACION PARA DIFERENTES EXPLOSIVOS SOLIDOS (JAKOSKY, 1926).

La presentación comercial de la dinamita, es en forma de cilindros de plástico en cuyo interior va colocada la substancia, - en cantidades que van de 0.5 a 5 kg. del explosivo. Dependiendo del tamaño de la carga que se requiera, los cilindros pueden unirse entre sí.

Una vez colocados los cilindros dentro del pozo, se hace circular corriente por un alambre que va hasta unos pequeños dispositivos cilíndricos colocados en el explosivo (fulminantes) -- que son los que provocarán la explosión. El aparato mediante el cual se hace circular la corriente, se conoce como "caja -- de tiro", y consta también de un sistema que genera y envía -- una señal de radio al sismógrafo para marcar el instante de -- ignición del explosivo, lo que se conoce como tiempo cero o -- tiempo de ruptura (time break) en el sismograma.

- Cordón explosivo.

Es un cordón detonante, el cual va colocado dentro de un surco de 20 a 60 cm. de profundidad bajo la superficie del terreno, - utilizándose para colocarlo una cuchilla de arado, similar a - las utilizadas en la agricultura.

El cordón explosivo esta fabricado con substancias PEIN (Pentritrol Tetratnitrato), mezcladas con residuos textiles y forrado con una cubierta plástica que le sirve como aislante. Es a través de un núcleo de material comprimido, por donde se trans

mite la ignición a todo el cordón.

Debido a la poca profundidad a la que está colocado, se considera que es una fuente de energía superficial. Proporciona -- una velocidad de detonación de 7000m/seg y una capacidad de -- liberación de energía muy alta.

La teoría de fuentes y detectores múltiples, muestra como gran parte del ruido sísmico coherente puede ser atenuado utilizando un conjunto de pozos de tiro disparados en forma simultánea, lo que provoca un efecto de directividad de la energía sísmica. Se pensó, en base a lo anterior, que utilizando una fuente continua se lograría un buen grado de directividad, si la misma tenía las características apropiadas de longitud y -- detonación. Fue así como se llegó al diseño del cordón explosivo.

Dado el grado de directividad logrado por el cordón, el ruido sísmico se cancela en dirección paralela y perpendicular al -- cordón de aquí que los patrones de detonación y la geometría de los arreglos pueden lograr que una óptima cantidad de energía sea transferida al subsuelo (figura V.1.2.2).

Los arreglos más comunes son el lineal y el puntual (figura -- .
V.1.2.3 Comercialmente, el cordón explosivo ha dado lugar a sistemas geofísicos como los llamados, GEOFLEX, PRIMACORD, GEC-- SEIS y al de exploración marina llamado AQUASEIS.

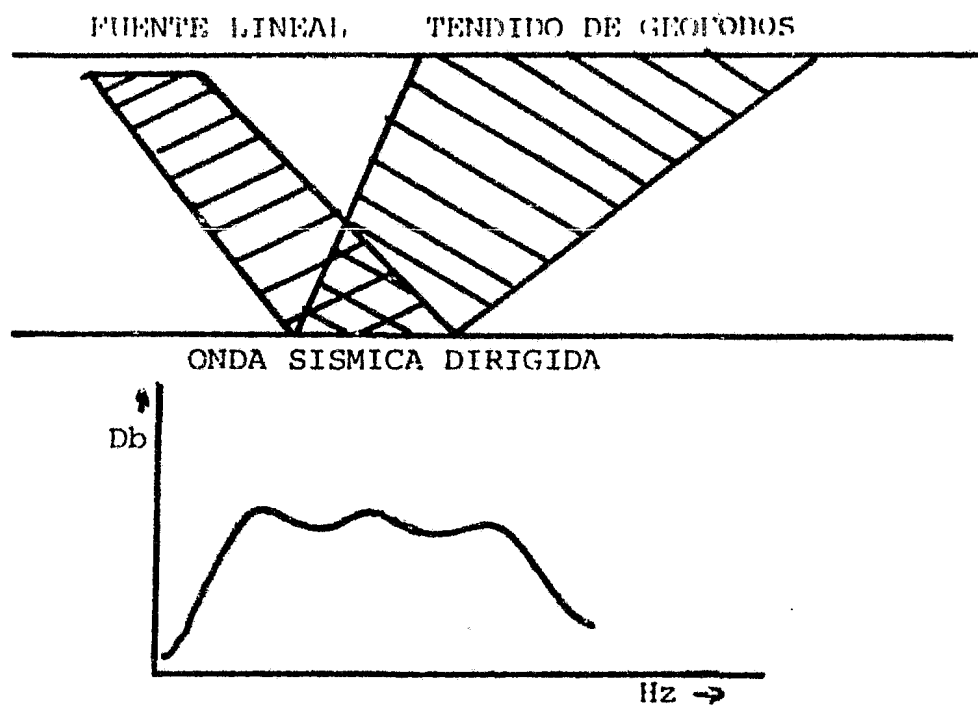


FIG. V.1.1.2 ONDA SISMICA DIRIGIDA Y SU ESPECTRO DE FRECUENCIAS.

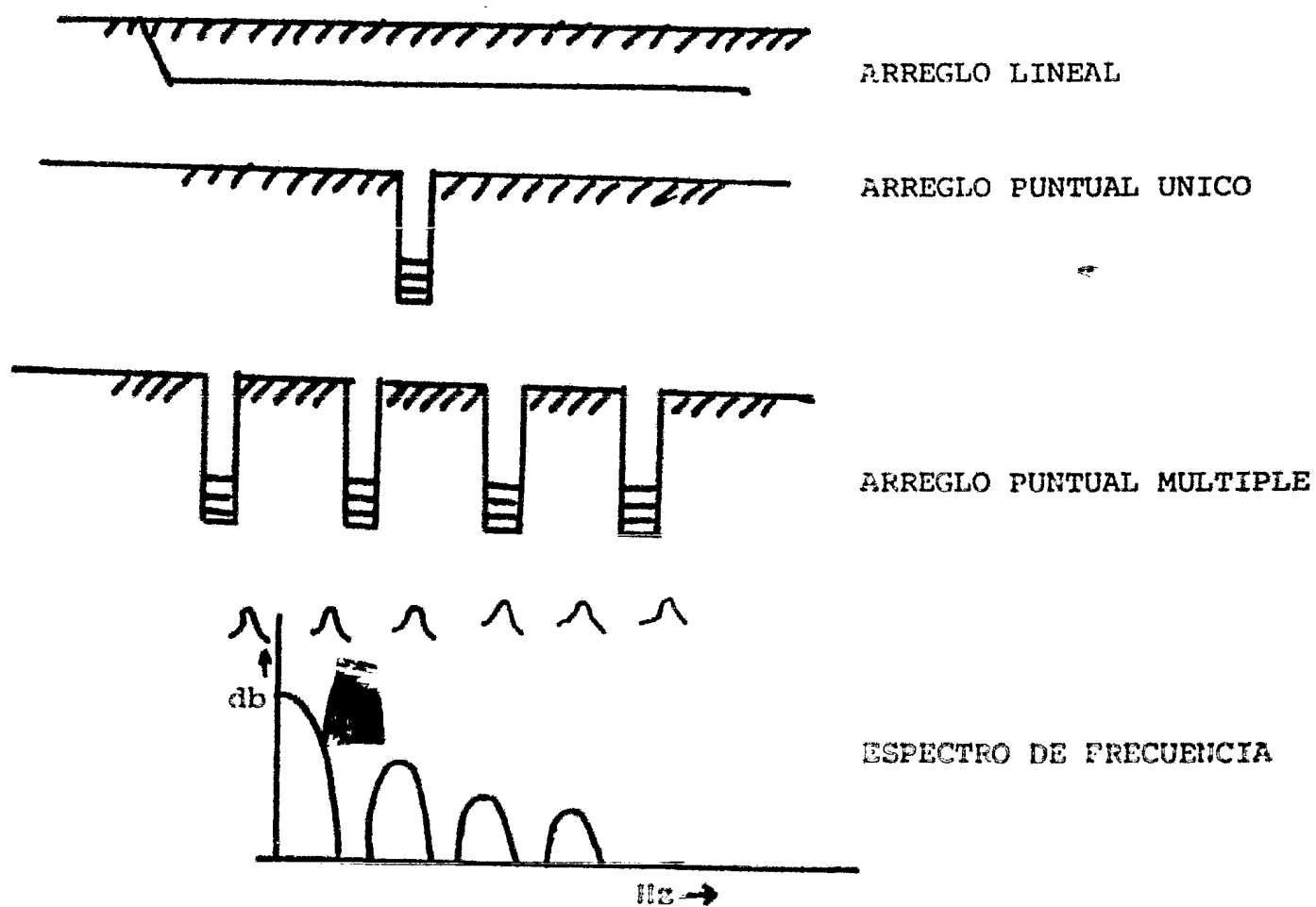


FIG. V.1.2.3 DIFERENTES ARREGLOS PARA EL COPION EXPLOSIVO.

V.1.3. Sistemas mecánicos y neumáticos.

- Vibroseis.

Este sistema, consiste básicamente en un vibrador que genera una señal senoidal (barrido) de frecuencia ascendente, cuya amplitud y duración son suficientes para introducir en el subsuelo una cantidad apreciable de energía.

Esta técnica es relativamente reciente (1950), y se han utilizado tres tipos de vibradores:

- 1.- Vibrador centrífugo
- 2.- Vibrador electromagnético
- 3.- Vibrador servohidráulico

El único que sigue en uso actualmente, es el servohidráulico pero los principios del método son generales y a continuación los describimos.

Mediante la aplicación de una presión hidráulica de aproximadamente 205 atmósferas (3000 lb/pulg^2) sobre una plancha de metal, es como se transmite la vibración al terreno. La plancha de metal es sostenida por unos pilotes ensambladores y es una masa de reacción la que provoca la fuerza que el vibrador requiere para su funcionamiento (figura V.1.3.1.)

Las bases del método, son mostradas en la figura V.1.3.1, donde

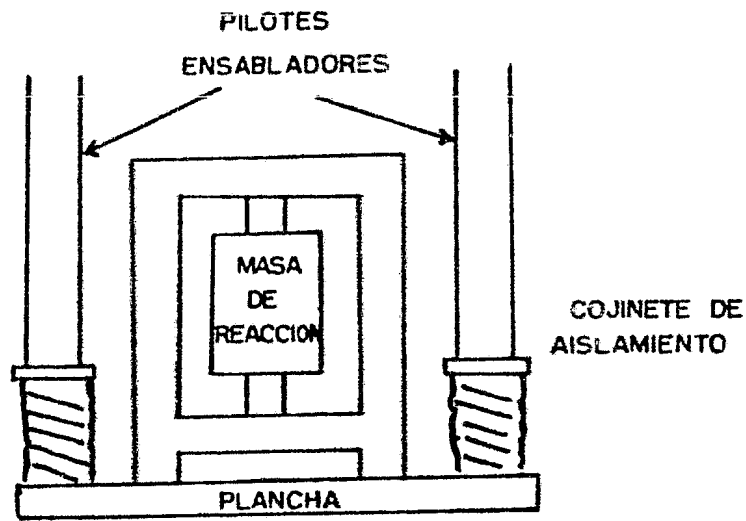
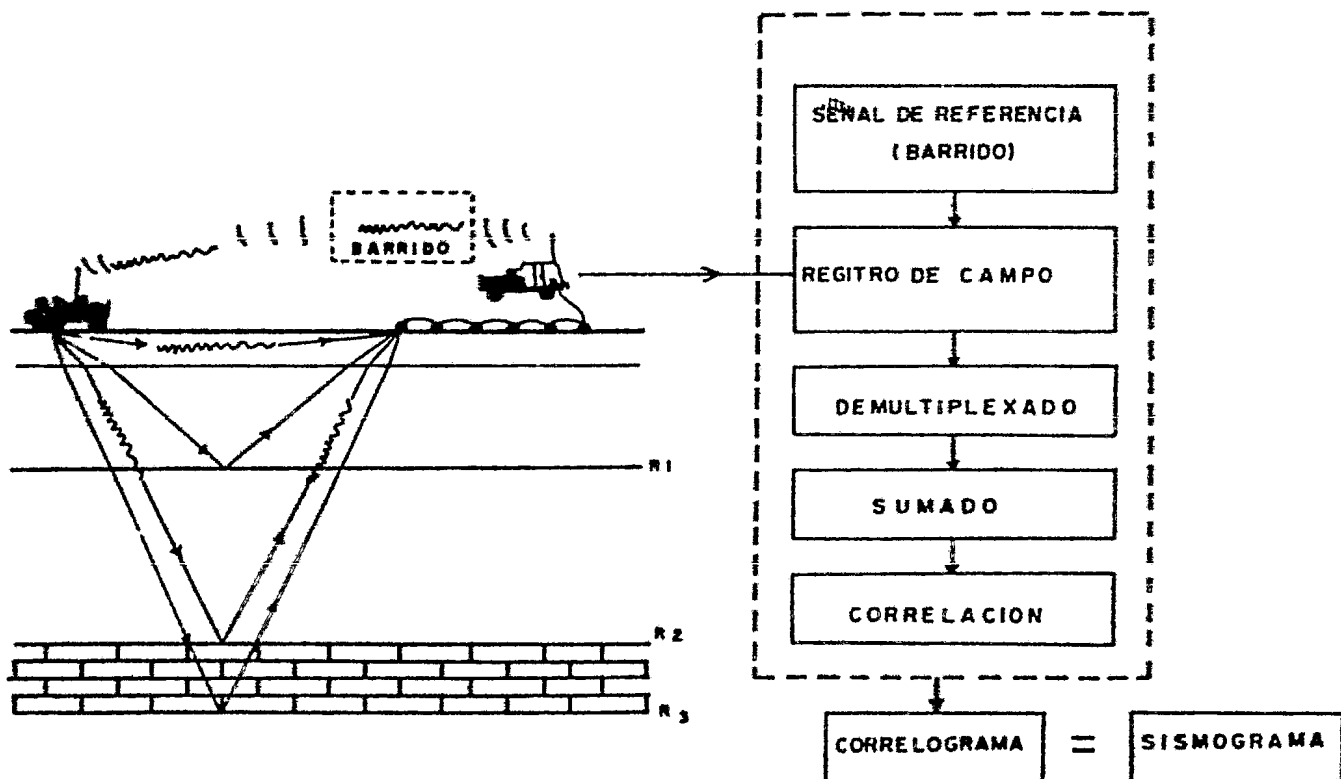


FIG.V.1.3.1. ELEMENTOS MECANICOS DEL VIBRADOR



• FIG.V.1.3.2. SISTEMA VIBROSEIS

se ve que debido a que cada evento reflejado consiste de un tren de onda de varios segundos de longitud, al arribar a la superficie lo hacen en forma traslapada y la señal que se registra entonces es la suma total de todos esos trenes de onda reflejados.

Para poder reconocer los eventos coherentes en los registros de campo, se hace necesario correlacionar el barrido original emitido con cada una de las trazas de campo, haciendo de esta manera que la señal reflejada sea comprimida a un pulso de fase cero en su propio tiempo de arribo. El registro así obtenido recibe el nombre de correlograma el cual ya puede ser interpretado cualitativamente.

El tipo de señal mas comunmente usado en la prospección con vibradores, es una señal de variación uniforme en la frecuencia; lo más usual es que sea de tipo ascendente (frecuencia aumentando). Este tipo de señal se muestra en la figura V.1.3.3. con su correspondiente función de autocorrelación y espectro de amplitudes. (La figura muestra frecuencia descendente).

Para propósitos de procesamiento, se utiliza la llamada ondulada de Klauder que es el equivalente de la expresión desarrollada por N. Ricker para fuentes impulsivas. Presenta las mismas características que la función de autocorrelación y tiene la ventaja de ahorrar tiempo de máquina. Su expresión es la siguiente:

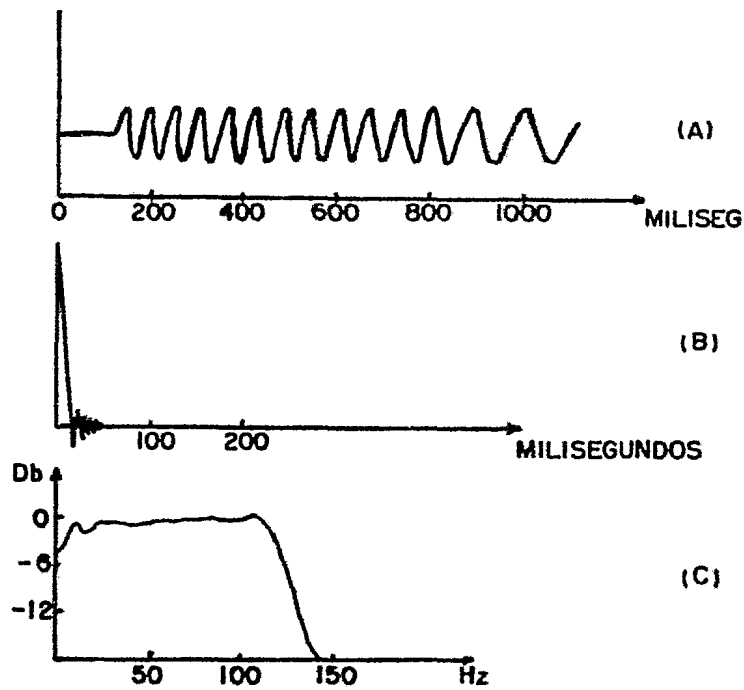


FIG. V I 3.3 (A) SEÑAL CON VARIACION UNIFORME EN LA FRECUENCIA.
 (B) FUNCION DE AUTOCORRELACION.
 (C) ESPECTRO DE AMPLITUD

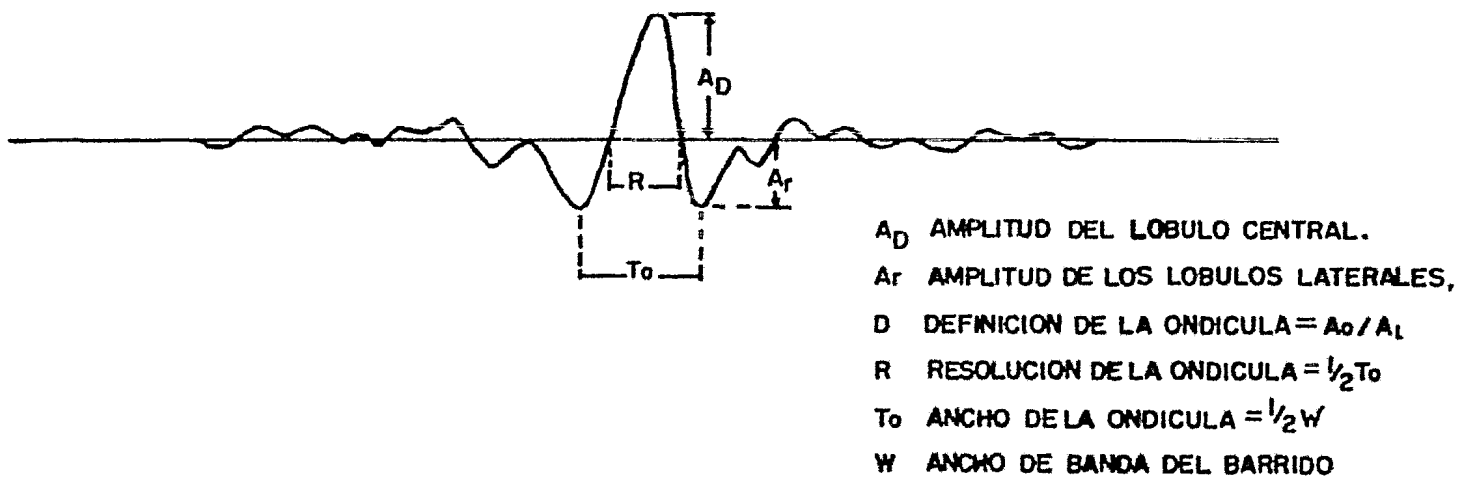


FIG. V I 3.4 ONDICULA DE KLAUDER.

$$k(t) = \frac{T \operatorname{sen} \left\{ f_0 t (2^n - 1) (1 - t/T) \right\} \cos \left\{ \pi (f_0 + f_m) t \right\}}{\pi f_0 t (2^n - 1)}$$

f_0 = frec. inicial de barrido
 f_m = frec. final de barrido.
 T_m = tiempo de duración de la señal.
 n = relación en octavas ; $2^n = f_m / f_0$.

Ondicula de Kiauder.

La relación señal-ruido, para parámetros de sistema vibroseis correctamente escogidos y diseñados, se ve mejorada por la siguiente relación:

$$\text{Mejoramiento S-R} = 20 \log N \sqrt{M} \sqrt{G} \sqrt{T \cdot W} \sqrt{F} \quad (\text{db})$$

N = número de vibradores

M = número de barridos

T = Longitud de la señal piloto

W = Ancho de banda de la señal piloto

G = Número de geófonos para arreglo

F = Apilamiento

De lo anterior podemos anotar, que el empleo de los parámetros adecuados de campo para el objetivo geológico buscado, hacen del sistema vibroseis una fuente de gran potencia y versatilidad que además tiene un costo por línea menor que el kilómetro observado con el sistema convencional.

Sus principales desventajas son:

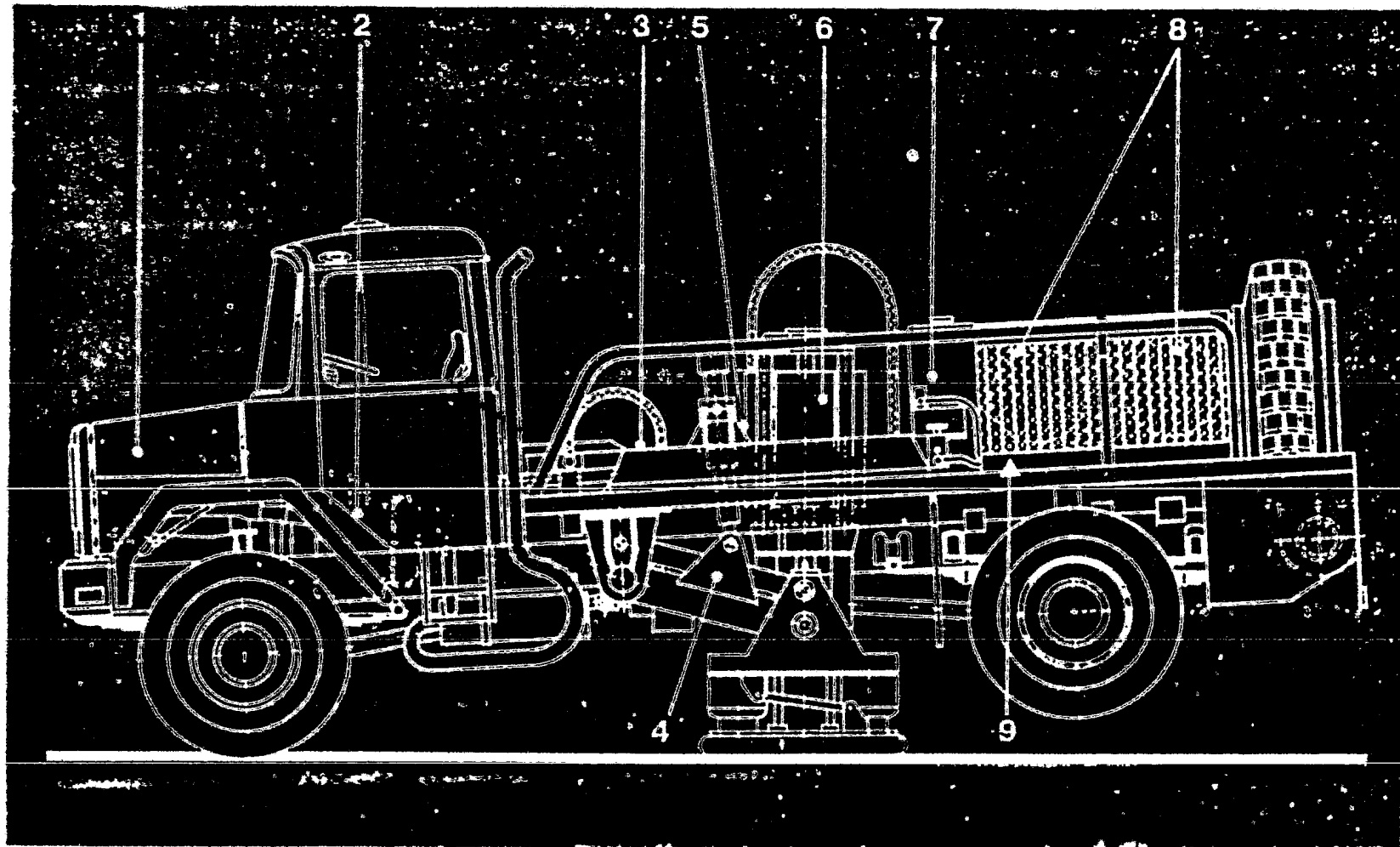


Fig. V.1.3.4 Camión vibrador.

- 1.- Motor de comb. interna.
- 2.- Transmisión ajustada.
- 3.- Unidad de vibración.

- 1.- Genera una gran cantidad de ruido superficial, lo que hace necesario el uso de grandes patrones de vibración y detección para la atenuación del ruido superficial coherente.
- 2.- Necesita contar con un pequeño centro de proceso en el campo, para la realización de las operaciones necesarios en la obtención de los correlogramas al tiempo que se verifica la cantidad de la información obtenida.
- 3.- En áreas poco accesibles, el método no es de uso práctico.

- Dinoseis.

Este sistema, es parecido al vibroseis ya que es una placa de acero la que produce, mediante un golpe sobre el terreno, la energía que viaja al subsuelo. Pero en este caso, hay dos diferencias básicas:

- a) La energía del sistema, proviene de una mezcla gaseosa de Oxígeno y Propano contenida en un compartimiento cilíndrico expansible.
- b) El golpe transmitido es instantáneo y no vibratorio

Básicamente, el sistema es un cañón de gas (fig. V.1.3.5) en el cual al estallar la mezcla, proyecta a la placa de acero contra el suelo en un movimiento de pistón. La placa al desplazarse hacia arriba después del impacto comprime las bolsas de aire hasta un cierto límite, después de lo cual un gancho hidráulico

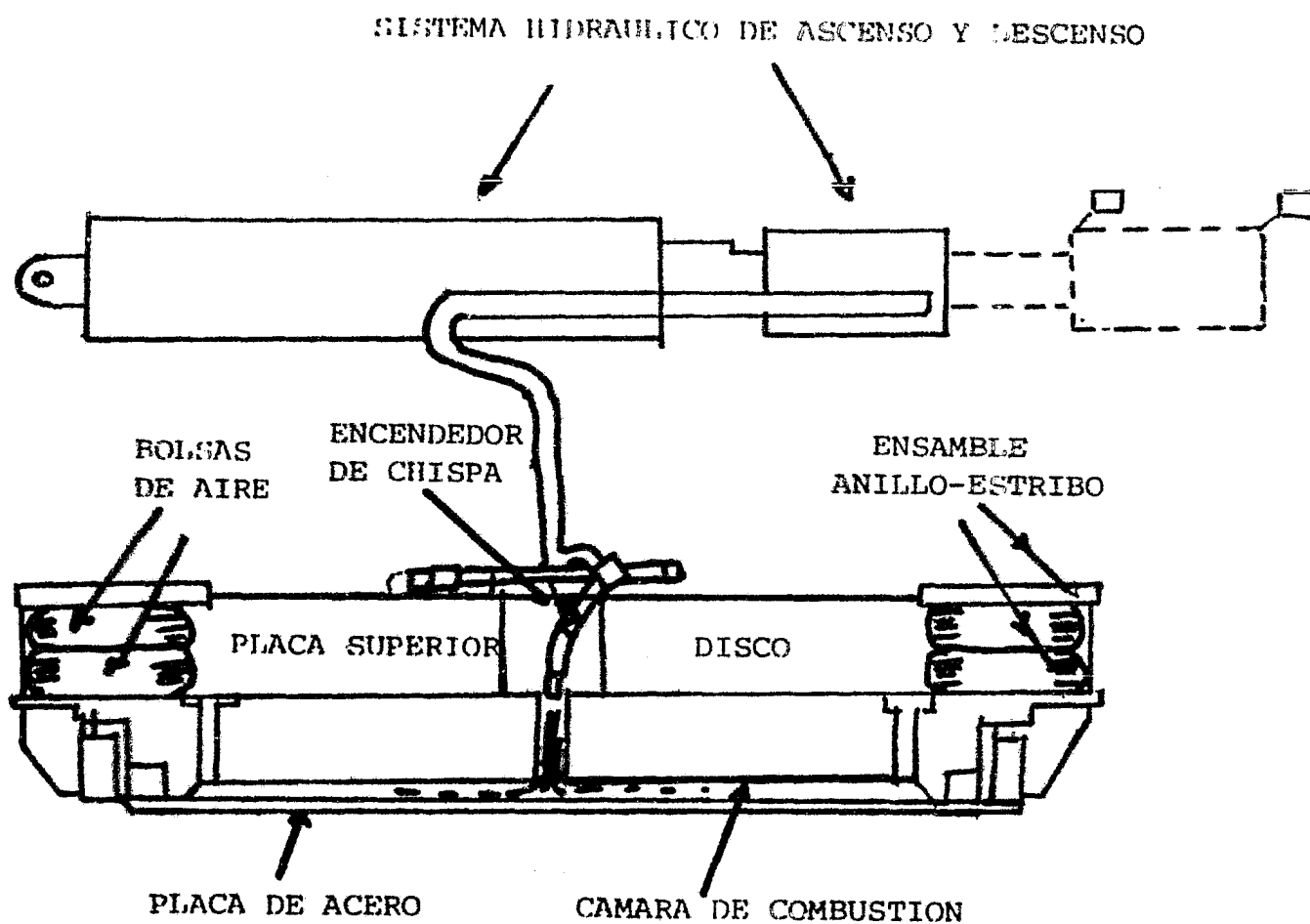


FIG. V.1.3.5 CAÑON DE GAS DINOSEIS

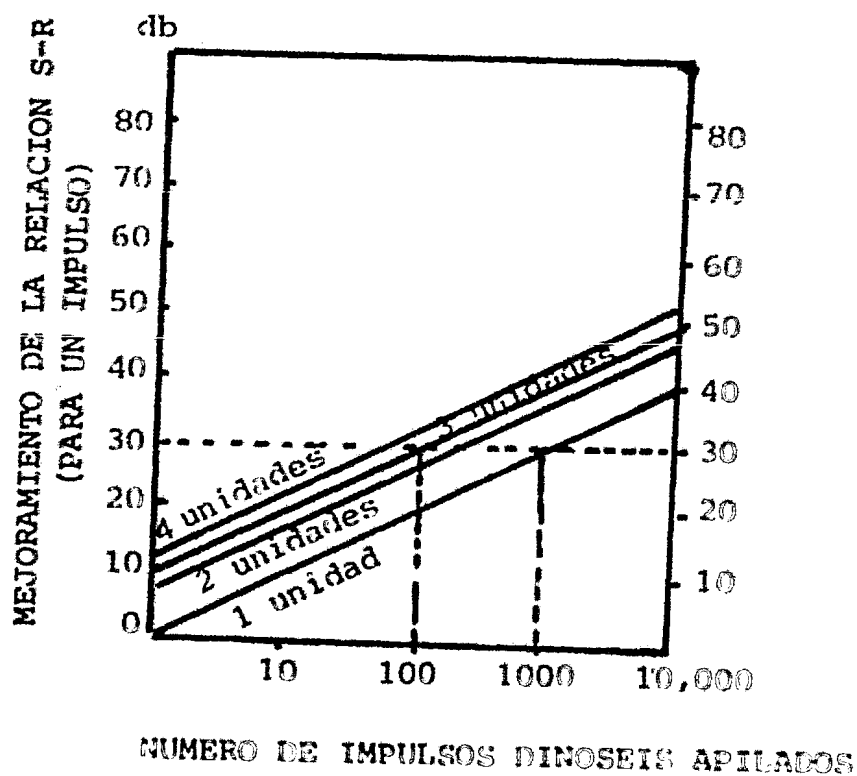


FIG. V.1.3.6 MEJORAMIENTO DE LA RELACION S-R MEDIANTE EL APILAMIENTO DE REGISTROS DINOSEIS.

lico sostendrá el cañón para evitar golpes posteriores y dejándolo listo para un nuevo disparo. Un impulso simple con esta técnica equivale a 270 gr. de dinamita con un frecuencia de -- 25 Hertz o bien a 32 gr. con 77 Hertz.

La chispa que provoca la ignición de los gases, es controlada en forma electrónica y se le conoce como señal de fuego desde la unidad de registro. Es mandada al igual que en otros sistemas, en forma de ondas de radio.

El cañón va montado sobre un camión, y es costumbre en ésta técnica utilizar varias unidades simultáneamente para aumentar la energía emitida y mejorar la relación señal-ruido (figura V.1.3.6). Los camiones tienen compartimientos para llevar tanques cilíndricos de gas, generalmente llevan 4 botellas de 36 litros cada una de Propano, que será utilizado en aproximadamente 1000 disparos por cada botella. Se llevan además 12 botellas de entre 6 y 9 m³ de capacidad de Oxígeno a una presión de 160 kg/cm² que alcanzarán para 300 disparos

Algunas de las ventajas de este sistema son:

- Emisión de un impulso único.
- Elimina pozos de tiro
- No destruye caminos o carreteras
- Elimina algunos efectos secundarios
- No requiere de un centro de procesamiento en el campo

- Tiene relativamente alta producción.

- Caída de masas (THUMPER)

Una de las primeras fuentes superficiales (1925) que se utilizaron, proponía la caída de masas desde una cierta altura para provocar la energía sísmica que más tarde sería registrada por el sismógrafo.

Originalmente, se utilizaron masas que iban de los 20 hasta -- los 120 kg. desde alturas de 1 a 11 m. con las cuales se lograron detectar reflejos de hasta 5 km. de profundidad. Sin embargo, la gran cantidad de ruido superficial que generaban, además de la baja energía que producían las hizo caer en desuso.

Comparando la energía producida por 225 kg. de dinamita, se -- llegó a la conclusión de que se necesitaba dejar caer una esfera de hierro de aproximadamente 3m. de diámetro y 75 Ton. de -- peso desde 1609 m. de altura para únicamente igualarla.

El advenimiento de las nuevas técnicas de grabación y computación, permitió que nuevas investigaciones sobre estos sistemas lograrar exitosos resultados en el desarrollo de una técnica -- conocida como Thumper.

Esta consistía, en una masa de 110 kg. que caía sobre una placa de acero transmitiendo la señal impulsiva al terreno. La técnica mostró algunas ventajas, pero finalmente dejó de usarse por las ventajas que muestran las técnicas actuales.

- Pistola de aire (AIR GUN).

De acuerdo con la figura V.1.3.7, ésta herramienta es una fuente de energía sísmica neumática que está basada, en la liberación en forma súbita de un volumen determinado de aire el cual está sometido a altas presiones y confinado en cavidades en el interior de la herramienta.

Dado el carácter repentino de la liberación del aire, se considera a ésta como una explosión.

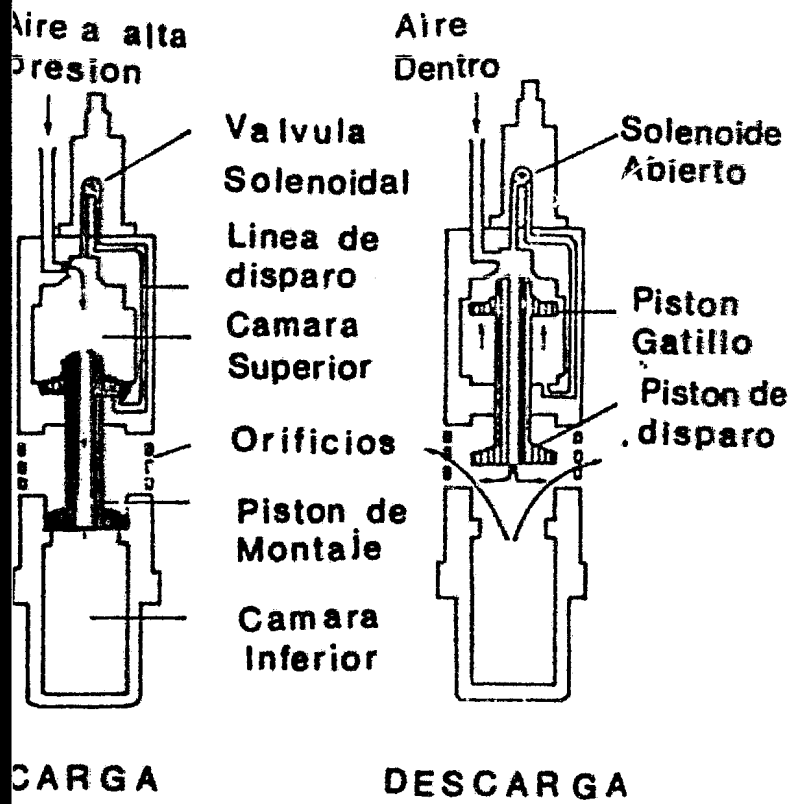
Las partes básicas del equipo son:

a) Compresora.- Es la que suministra el aire a presión y trabaja generalmente con un motor eléctrico ó de diesel.

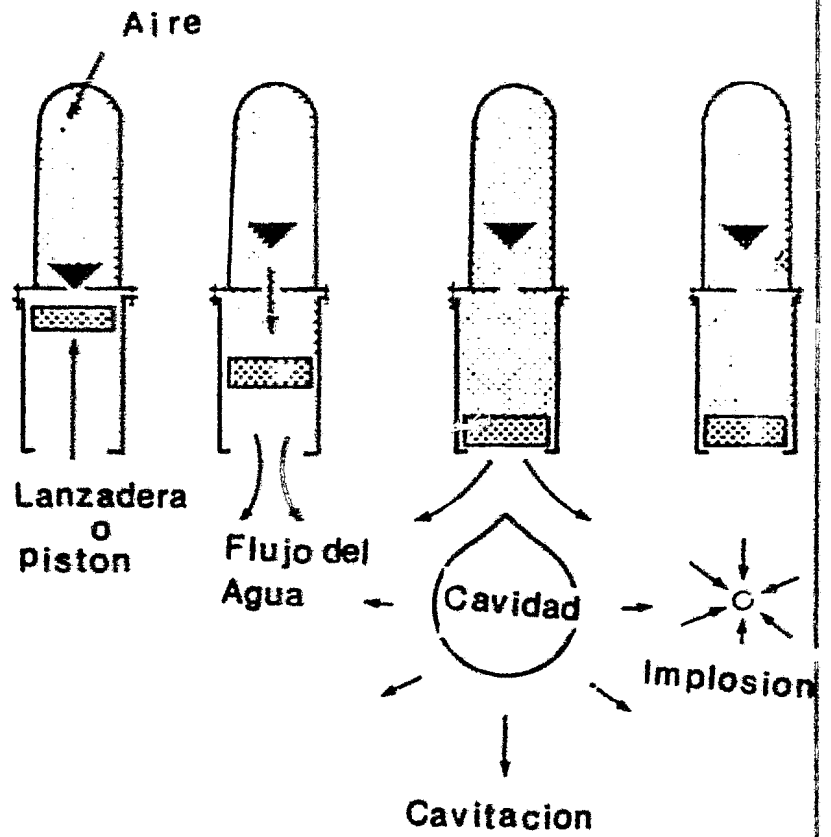
b) Unidad de control de disparo.- El sistema de registro envía una señal a ésta unidad para que los intervalos entre disparos estén controlados en forma normal.

c) Ensamble para arrastre.- Este ensamble proporciona, un acarreo de la pistola en forma estable al tiempo que protege - - -

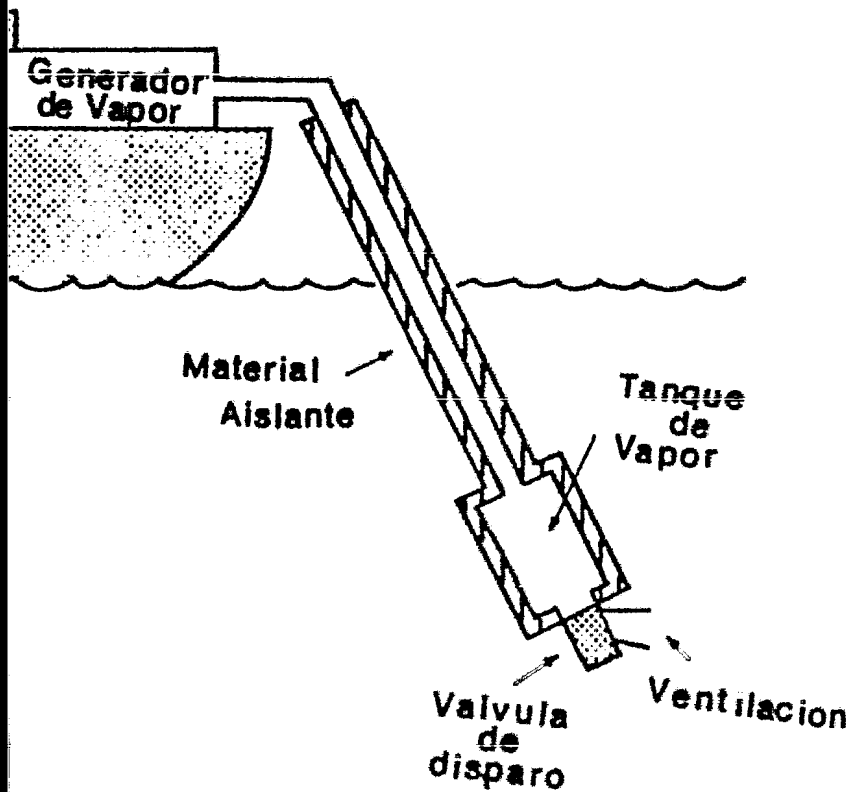
AIR GUN



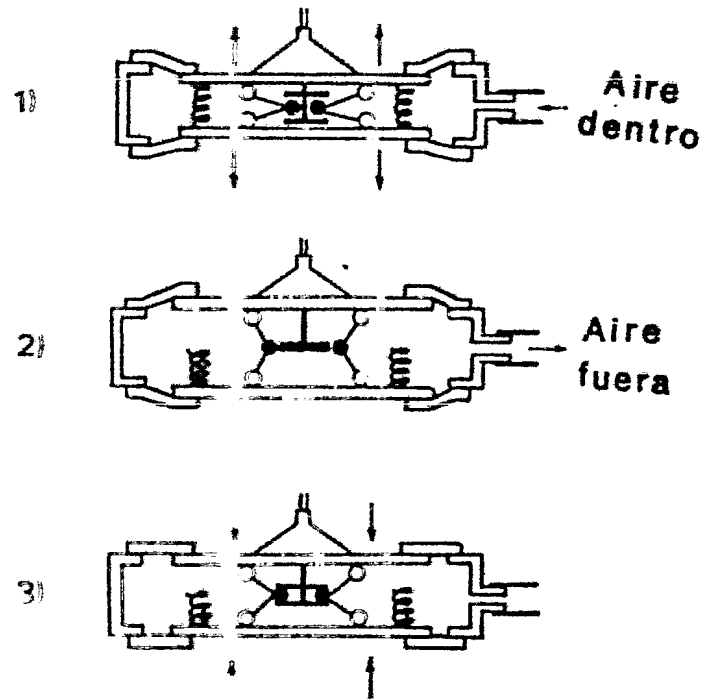
WATER GUN



VAPORCHOC



FLEXICHOC



FIGS. V.1.3.7 FUENTES SISMICAS MARINAS.

sus partes vitales ya que los cañones son arrastrados bajo la superficie a una velocidad de 6 nudos o más.

En general, su uso está limitado a exploración marina, pero -- con sus debidas adaptaciones se utiliza en regiones arenosas y pantanosas. Es muy usado también en arreglos múltiples que van desde 2 hasta 30 cañones o más, algunas de sus características son las siguientes:

- 1.- Es pequeño, ligero y de fácil transporte.
- 2.- Puede usarse en forma repetitiva
- 3.- Proporciona energía suficiente para arreglos múltiples
- 4.- Es seguro en su manejo
- 5.- Es económico en comparación con otros métodos.

V.I.4. Fuentes varias.

- Aquapulse.

Es un sistema marino explosivo, en el cual la mezcla gaseosa de aire, oxígeno y propano es la que se ve confinada y detonada en el interior de un tubo de paredes elásticas de caucho.- Este tubo no se destruye, y los productos gaseosos de la explosión de la mezcla son enviados a la superficie eliminando así burbujas, efectos pulsátiles y daños posibles a la fauna marina.

Todos los pasos de ejecución del mecanismo, están controlados directamente desde la embarcación y es un sistema de la misma, lo que mantiene el cañón aquapulse a una profundidad adecuada (entre 10 y 15m) de operación.

- Cañón de agua. (Water Gun)

Esta fuente sísmica marina es similar en estructura y funcionamiento al cañón de aire. En este caso, aire comprimido inyectado a alta velocidad impulsa a un pistón que comprime una cierta cantidad de agua contenida dentro de la herramienta. Esta, al recibir la presión es lanzada al medio circundante a través de partes estratégicas del cañón produciendo a su vez una emisión acústica de alta energía que no provoca burbujas.

El disparo está controlado electrónicamente y se utilizan fuentes múltiples en arreglos similares a los del cañón de aire.

- Fuentes implosivas.

Consisten en unas cámaras elásticas, las cuales son llenadas con aire a presión (70 Psi). posteriormente, la extracción -- súbita del mismo provoca una implosión en las cámaras lo que desarrolla la señal sísmica necesaria.

Esta fuente tiene las ventajas de no producir efectos secundarios, producir un pulso de alta pureza, no es peligroso para la fauna marina y sólo utiliza aire comprimido. De estas fuentes

tes se han derivado los sistemas geofísicos conocidos comercialmente como FLEXICHOIC, HIDROSEIN y BOOMER.

- Chispas eléctricas.

Es una fuente de reflexión sísmica continua en la cual un cable es arrastrado a una determinada profundidad debajo del agua, y mediante la acción de cuatro condensadores eléctricos se almacena una cantidad de energía que en cierto momento es descargada (3000-5000 Volts) lo que provoca un fuerte impulso de corriente. El método ha dado lugar a los sistemas comerciales SPARKARRAY, SPP, etc. Ha sido utilizado en el estudio de estructuras subsuperficiales someras y en otros proyectos de ingeniería como túneles submarinos, cimentación de plataformas petroleras y tendido de cables submarinos.

- Marro.

Es el sistema más económico y simple de utilizar, actualmente están en uso algunas unidades comerciales en las cuales el marro emplea una placa metálica para provocar la onda acústica necesaria. Generalmente un cable conecta al marro con la unidad de registro (sistema Hammer) para imprimir el momento exacto del golpe, se pueden tener además unidades con uno o más grupos de detectores.

Se utilizan para estudios de refracción somera y a veces para

determinar perfiles de reflexión. La penetración alcanzada -- por esta fuente es de alrededor de 100m.

- Cargas modulares.

Son cápsulas huecas, en las que las cantidades de explosivo -- de alta potencia están controladas pues liberan la energía en forma axial y tienen efectos direccionales.

El diseño de las cápsulas se efectúa de acuerdo a las caracte_rísticas del área de trabajo y la distribución direccional de la energía que se requiere. Esto implica la longitud, diáme--tro y cantidad de explosivos para cada caso.

- Emisores de aire.

Para trabajos someros terrestres, se usan también equipos emi--sores de aire a presión que durante cierto intervalo de tiempo provocan la onda sísmica requerida. De igual manera existen -- otras fuentes de menor uso que las mencionadas anteriormente.

V.2 Detectores sísmicos.

En prospección sismológica, los geófonos o sismodetectores son los elementos captadores de la información proveniente del subsuelo. Detectan la componente vertical u horizontal de la velocidad de la partícula (la velocidad de la partícula sería, la derivada con respecto al tiempo del desplazamiento del terreno). y no la velocidad de propagación de la onda sísmica, ya que -- mientras la primera está dada en casos cm/seg la segunda tiene una magnitud de miles de m/seg.

De la misma forma otros tipos de detectores serían: hidrófonos, que son detectores de cambios de presión y acelerómetros, que -- miden la aceleración de la partícula para el caso de perturbe-- rancias muy grandes, es decir eventos con frecuencias del or-- den de kilohertz.

Habíamos dicho, que los detectores convertían energía mecánica (vibraciones sísmicas) en energía eléctrica por lo cual se les podía clasificar como transductores. De acuerdo con el princi-- pio de transducción existen actualmente dos tipos de detecto-- res: El electrodinámico y el piezoeléctrico.

El geófono de uso general en una brigada terrestre es el elec-- trodinámico, y su función principal es la de general un volta-- je eléctrico que sea análogo a cualquier parámetro de medición del movimiento del terreno (componente vertical u horizontal).

Prácticamente, el geófono más usado es el de bobina móvil - el cual consiste en un imán permanente y una bobina móvil --- (Fig.V.2.1.). Todos los movimientos que se produzcan en la bobina el cual será proporcional a la velocidad de la bobina con respecto al magneto.

La bobina está sujeta por unos resortes por lo que su movimiento puede ser restringido a cualquiera de los componentes del movimiento que se quieran detectar, la horizontal o la vertical (más comunmente la vertical). La capacidad del geófono para detectar movimientos del terreno va del orden de 10^{-8} cm.

Muchos modelos de geófonos, el rango de libertad del movimiento permitido (limitado por topes mecánicos) es de aproximadamente 2mm. Por supuesto, la sensibilidad de los detectores dependerá de las características del imán y del número de espiras de la bobina.

A continuación mencionamos algunas de las características que se han de tomar en cuenta al elegir el tipo de detectores para un prospecto específico.

DISTORSION.- La onda sísmica sufre cambios cuando pasa de desplazamiento a energía eléctrica. La distorsión es una medida de esos cambios, se expresa en tanto por ciento y en forma general debe ser menor al 5%.

RANGO DE FRECUENCIAS.- Es el valor de las frecuencias en las cuales opera eficientemente un geófono. Por ejemplo, en trabajos de reflexión el rango más aceptado es de 5-60 Hertz.

RESISTENCIA DE LA BOBINA.- Es de esta resistencia de donde depende la transducción y está expresada en Ohms.

TRANSDUCCION.- Es la constante de cambio del movimiento vertical en señal eléctrica, está en función de la resistencia de la bobina y se expresa en Volts/pulgadas/seg.

CAMBIO DE FRECUENCIA CON LA INCLINACION.- Es una característica muy importante ya que los detectores muchas veces no se entierran verticalmente, es deseable 0.5 Hertz a 20°.

FRECUENCIA NATURAL DE RESONANCIA.- (FNR) Como todos los sistemas oscilatorios el formado por la bobina y los resortes poseen una FNR que dependerá de las características de construcción del mismo. Varían entre 4-8 Hertz y para refracción entre 1-10 Hertz.

Las características de los geófonos, son presentadas por los fabricantes en gráficas en las que la ordenada es el voltaje de salina normalizado y la abscisa es la frecuencia en Hz. En estas gráficas, cada curva corresponde a una cierta fracción de amortiguamiento crítico el cual sería el máximo que se podría utilizar sin destruir el carácter oscilatorio de la señal .

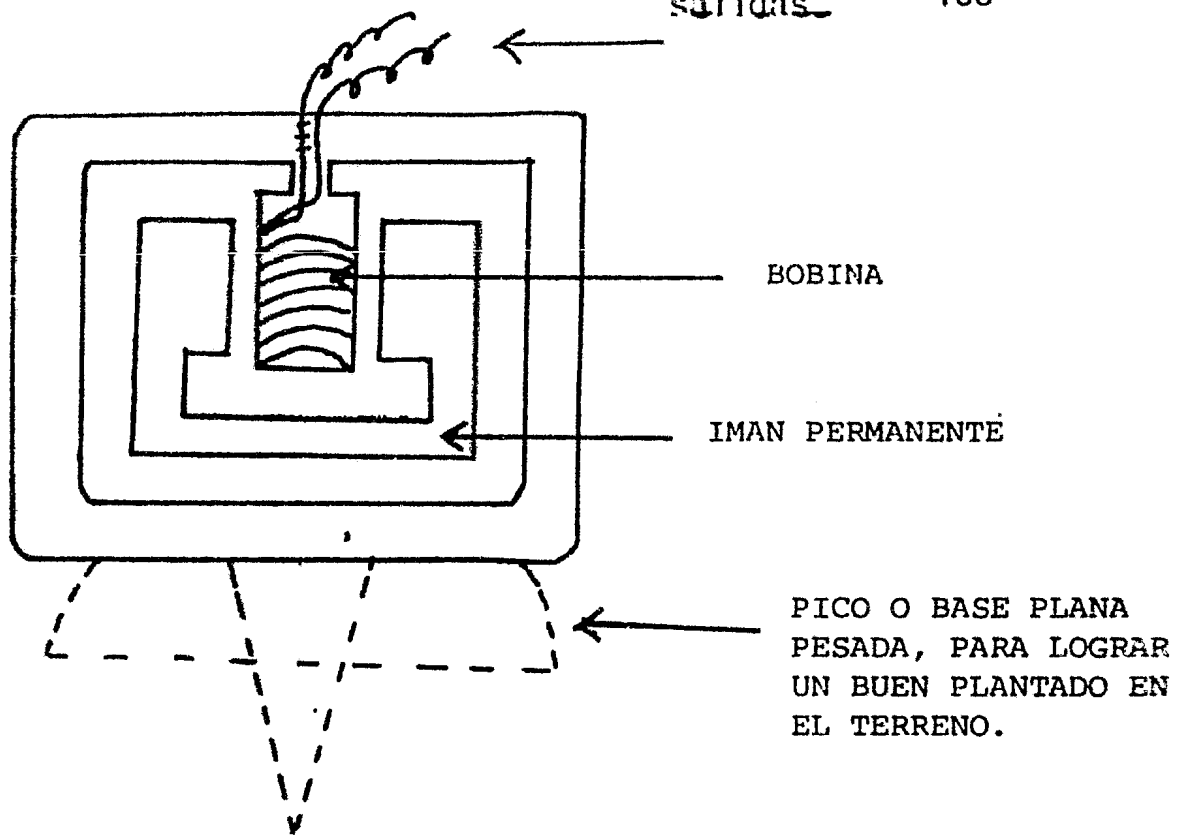


FIG. V.2.1 GEOFONO DE BOBINA MOVIL.

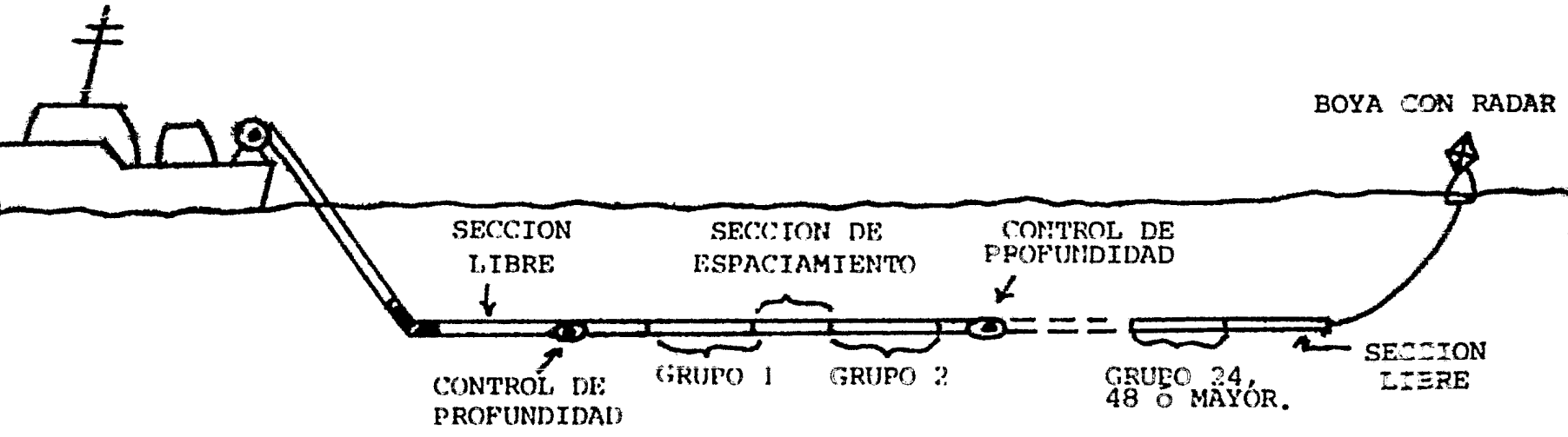


FIG. V.2.2 TENDIDO DE SISMODETECTORES MARINOS.

(aproximadamente 50-70% del amortiguamiento crítico).

La respuesta del geófono a una señal armónica dependerá de la relación entre su frecuencia natural, la frecuencia de la señal y el grado de amortiguamiento.

Los geófonos modernos proporcionan voltajes altos de salida, esto es entre 0.5 y 0.7 volts para una velocidad de 1cm/seg del terreno. Además tienen una sensibilidad tal que producen una señal de movimiento en la tierra sustancialmente arriba del nivel de ruido intrínseco de los amplificadores usados.

Los geófonos y sus terminales, deben estar eléctricamente aislados del terreno debido a ciertos tipos de interferencias generadoras de ruido que se propagan como corrientes eléctricas a través del suelo. Es por ello que su presentación comercial es en cajas de plástico que además vienen equipadas con puntas metálicas para lograr el mejor acoplamiento tierra-geófono posible.

Como las técnicas modernas de reflexión requieren el uso de arreglos de detectores múltiples, se acostumbra que los geófonos se conecten en serie (cuerdas de detectores) con un número que va de acuerdo a las condiciones del área de estudio.

- El Detector Piezoeléctrico. Se usa únicamente en exploración marina, en zonas pantanosas o en registros de pozos. Responden

al efecto piezoeléctrico, es decir a la aplicación de presión. Los efectos de una onda de presión producen una diferencia de potencial eléctrico entre dos superficies de un cierto material que es con el que están fabricados. En su construcción se usan algunos materiales piezoeléctricos sintéticos como el zirconato y titanato de Bario.

Los hidrófonos están dispuestos en pares, de manera que sus respuestas particulares sean opuestas y de igual magnitud al efecto de arrastre de tal forma que se cancelen y su respuesta sea nula. Sin embargo, sus salidas se van a sumar cuando encuentren una onda de presión.

La Fig. V.2.2. muestra la disposición de un cable de sismodetectores marinos.

V.3. Sismógrafos analógicos y digitales.

A continuación, daremos las características generales de un sismógrafo de grabación analógica y una de grabación digital. Esto lo hacemos debido a que los sismógrafos usados en la industria petrolera por ejemplo no difieren mucho a los usados en exploraciones más someras por lo que es preferible remitirnos a mostrar las características del sismógrafo Nimbus ES-1210 F de la compañía Geometrics, que es el que ha adquirido la Facultad de Ingeniería a través de su Departamento de Geofísica.

V.3.1. Sismógrafos analógicos.

Estos sismógrafos, contaban con un sistema de grabación analógica que funcionaba de manera general como sigue:

La señal recibida por los detectores, pasaba por su respectiva etapa de amplificación para posteriormente ser registrada por un galvanómetro en cinta magnética o papel fotográfico en forma análoga al movimiento que producían en el terreno.

Se clasificaban en: equipos de amplitud modulada y equipos de frecuencia modulada y dejaron de usarse básicamente por lo siguiente:

- No permitían la grabación de un amplio rango de amplitudes ya que por ejemplo, en condiciones ideales existiría una variación desde 0 hasta 54 Decibeles.
- El sistema de grabación se veía afectado por la velocidad de la cinta así como por cambios en la longitud de la misma.
- No permitían grabar la verdadera amplitud de las señales.
- La máxima señal que se podía grabar estaba limitada por la saturación magnética de la cinta.

V.3.2.- Sismógrafos digitales.

En estos equipos, una vez que la señal proveniente de los detectores es amplificada se procede a muestrearla a ciertos intervalos de tiempo (de 2-4 milisegundos) para después grabarla en cinta magnética. De esta manera, la cinta lleva los datos de amplitud y ganancia representados en forma de números.

Existen dos tipos básicos de sistemas de grabación digital:

- a) Sistema de grabación digital con amplificadores sísmicos de ganancia binaria.
- b) Sistemas de grabación digital con amplificadores sísmicos con ganancia instantánea de punto flotante.

Las ventajas que hacen más atractivo el uso de este sistema -- son:

- Tienen un rango dinámico muy amplio
- Hay recuperación de la verdadera amplitud de la señal.
- El ruido instrumental es mínimo (alrededor de 0.1 microvolt).

V.3.3.- Sismógrafo modelo Nimbus ES-1210F.

Este sismógrafo, es con el que los alumnos de la carrera de -- Ingeniería Geofísica cuentan actualmente para la realización -- de sus prácticas de prospección sísmológica.

Dentro de este pequeño modelo de 17kg. de peso, se encuentran incluidas todas las partes de las que debe constar un sismógrafo de exploración moderna. El sistema de amplificación, grabación digital, registro visual y en papel, además de otros controles se encuentran integrados dentro de una caja de 36x38x40 cm.

El modelo Nimbus tiene solamente 12 canales, está diseñado para exploraciones sísmicas someras de refracción y reflexión, y para registros en pozos.

Sin embargo, para propósitos ilustrativos y prácticos éste --- equipo es más que suficiente para que los alumnos conozcan más a fondo el método y los problemas de campo que presenta la - - prospección sísmológica.

A continuación damos algunas de las especificaciones más significativas del sismógrafo Nimbus.

- Procesos que realiza sobre la señal de campo.

La muestra, digitiza y guarda en una memoria el acceso aleatorio.

Las señales se ven resaltadas por aplilamiento de las mismas - en la memoria digital con lo que se atenúa el ruido fortuito.

- Tamaño de la memoria: 10 Bits con 1024 palabras en cada canal.

- Intervalo de muestreo: Tiene un switch selector de 50, 100,

200,500,1000 y 2000 microsegundos.

- Pantalla de tubo de rayos catódicos.- Tiene una medida diagonal de 12 cm. la cual puede mostrar la señal almacenada en la memoria de todos los canales simultáneamente o en la combinación de algunos de ellos para lo cual tiene un switch selector.
- Oscilógrafo.- Provee un registro simultáneo en papel electro-sensitivo de 10cm. de ancho. Este registro no se desvanece en presencia de luz y puede reproducirse en copadoras.
- Monitor de ruido. Muestra diversos ambientes vibratorios presentes en el subsuelo en la pantalla TRC, al conectarse directamente con los geófonos. Sirve entre otras cosas para seleccionar períodos de quietud en zonas de trabajo ruidosas, para darnos una indicación de la máxima ganancia que se debe usar y para verificar la respuesta de los detectores
- Registro de tiempo.- Es un reloj controlado por cristal, le una precisión del 0.01% con un switch que seleccionará líneas de tiempo de alta o baja resolución los cuales aparecerán en el registro oscilográfico.
- Retraso de precisión.- Pospone el inicio del registro hasta en 9.999 seg. en intervalos de 1 milisegundo.
- Contadores digitales.- Indican el voltaje de las baterías.

resistencia de los geófonos en cada canal y el valor del voltaje suministrado.

- Salida digital.- Tiene un panel conector que permite la grabación(digital) de la señal guardada en la memoria de una grabadora digital.
- Iniciación del registro.- Puede ser de varias formas: mediante un switch de estado sólido, por saturación de transistor NPN, por aplicación de pulsos de voltaje positivos o negativos o por la señal de un geófono colocado cerca de la fuente de energía.
- Ganancia.- Tiene varios pasos de amplificación para cada canal individualmente. El selector es calibrado arbitrariamente en pasos de 6 decibeles desde 0-66 decibeles. Cada paso de 6 Db. representa el doble de ganancia.
- Requerimientos de voltaje.- 12 volts, 3.5 Amperes.

Este equipo cuenta también con una serie de filtros activos en cada amplificador. De lo anteriormente mencionado podemos ver que es un sistema de adquisición y grabación de datos bastante completo pero mientras no se cuente con un equipo de procesamiento adecuado de la información, lo más probable es que su uso se vea limitado a fuentes de energía manuales (sistema

Hammer) y a trabajos de refracción.

V.4 Equipos para el procesamiento de la información sísmica.

Una vez que la cinta de campo llega al centro de procesamiento, una larga serie de operaciones debe aplicarse sobre la misma. - Desde el demultiplexado de la cinta que es el primer paso, hasta el editado de la sección final, todas las correcciones y mejoramientos de la información son aplicados en forma secuencial sobre una abrumadora cantidad de datos digitales.

Definitivamente, dada la gran cantidad de datos, se ha hecho - necesario el uso de un sistema de computación que agilice el - procesado de los mismos. Con este objetivo, se han diseñado -- sistemas y computadoras que realizan procesos únicamente de in- formación sísmica.

Podemos mencionar por ejemplo, al equipo de procesamiento digi- tal DFS VI de la Texas Instruments, el cual tiene una capaci- - dad para procesar datos en 480 canales y puede realizar opera- ciones simultaneas en diferentes canales, en tiempos verdadera- mente impresionantes. También podemos mencionar un sistema de- nominado GEOCOR IV, el que esta formado por una unidad de reco- lección de datos tridimensionales de 1024 canales con su propia unidad de procesamiento, todo ello montado en un camión.

Como los dos sistemas anteriores, podemos mencionar varios mas pues existen muchas compañías que ofrecen sistemas de procesa- - miento de datos geofísicos, cada vez con mayor capacidad y velo- cidad de procesado-

V.5.- Sistemas y técnicas para la presentación de resultados.

Una vez que la cinta de campo ha sido procesada, el siguiente paso es el editado de la sección final. Normalmente, la presentación de la sección final es como se ve en la figura V.5.1, viniendo además etiquetados en la misma todos los procesos que le fueron ejecutados, los parámetros de grabación de la información y también la geometría del tendido.

Existen diversos tipos de secciones finales, las que difieren de una sección convencional ya que son producto de procesos especiales. Entre estas podemos mencionar, a las secciones obtenidas a partir de registros sísmicos (SEISLOG), los sismogramas sintéticos, las secciones de color y algunas otras.

Como un ejemplo, las figuras V.5.2. y V.5.3., muestran una sección que muestra valores de coeficientes de reflexión y otra que muestra valores de velocidades de intervalo respectivamente. Ambas son producto de procesos especiales obtenidas con el sistema de procesado PHOENIX.

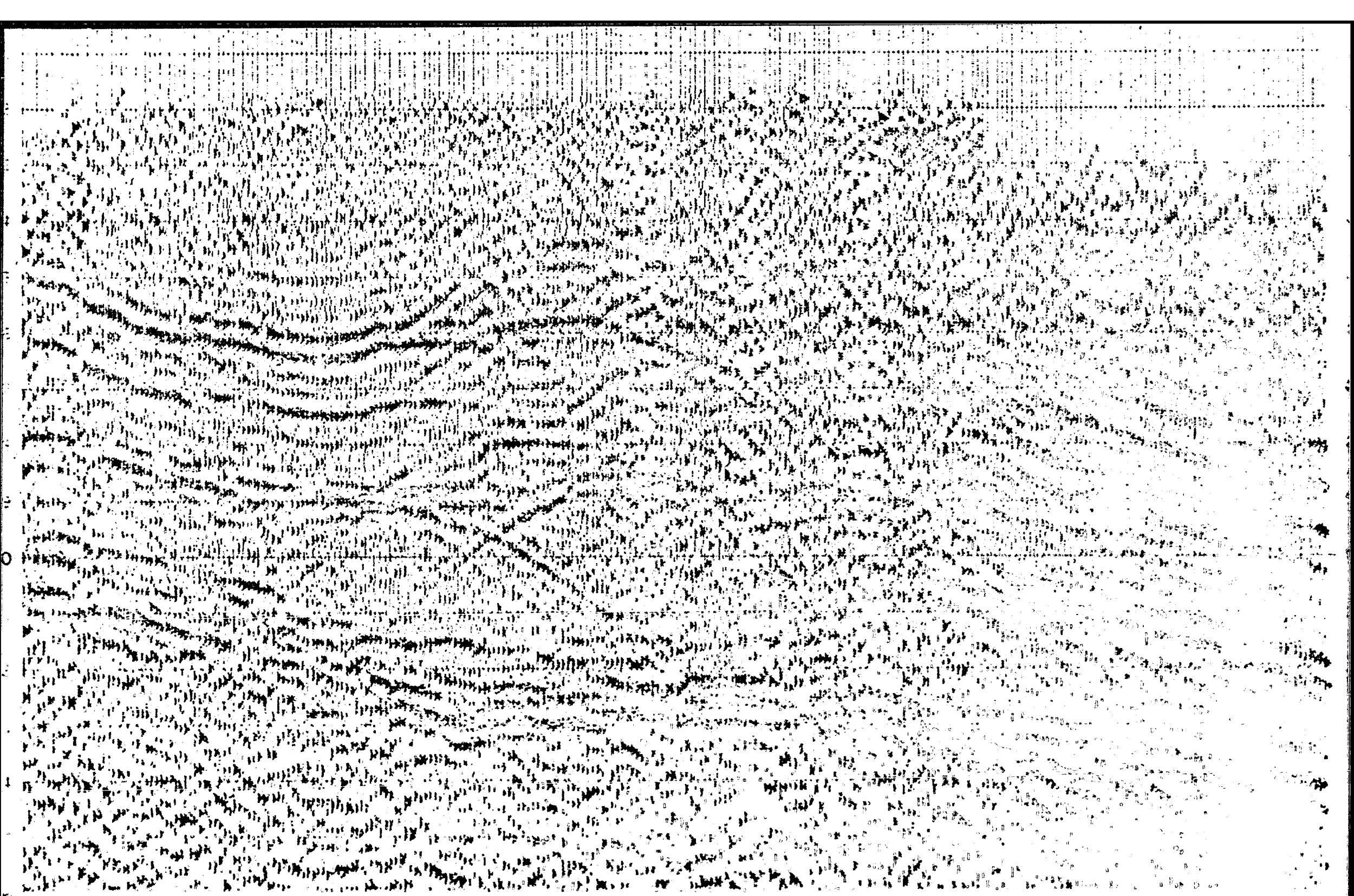


FIG. V.5.1. SECCION CONVENCIONAL

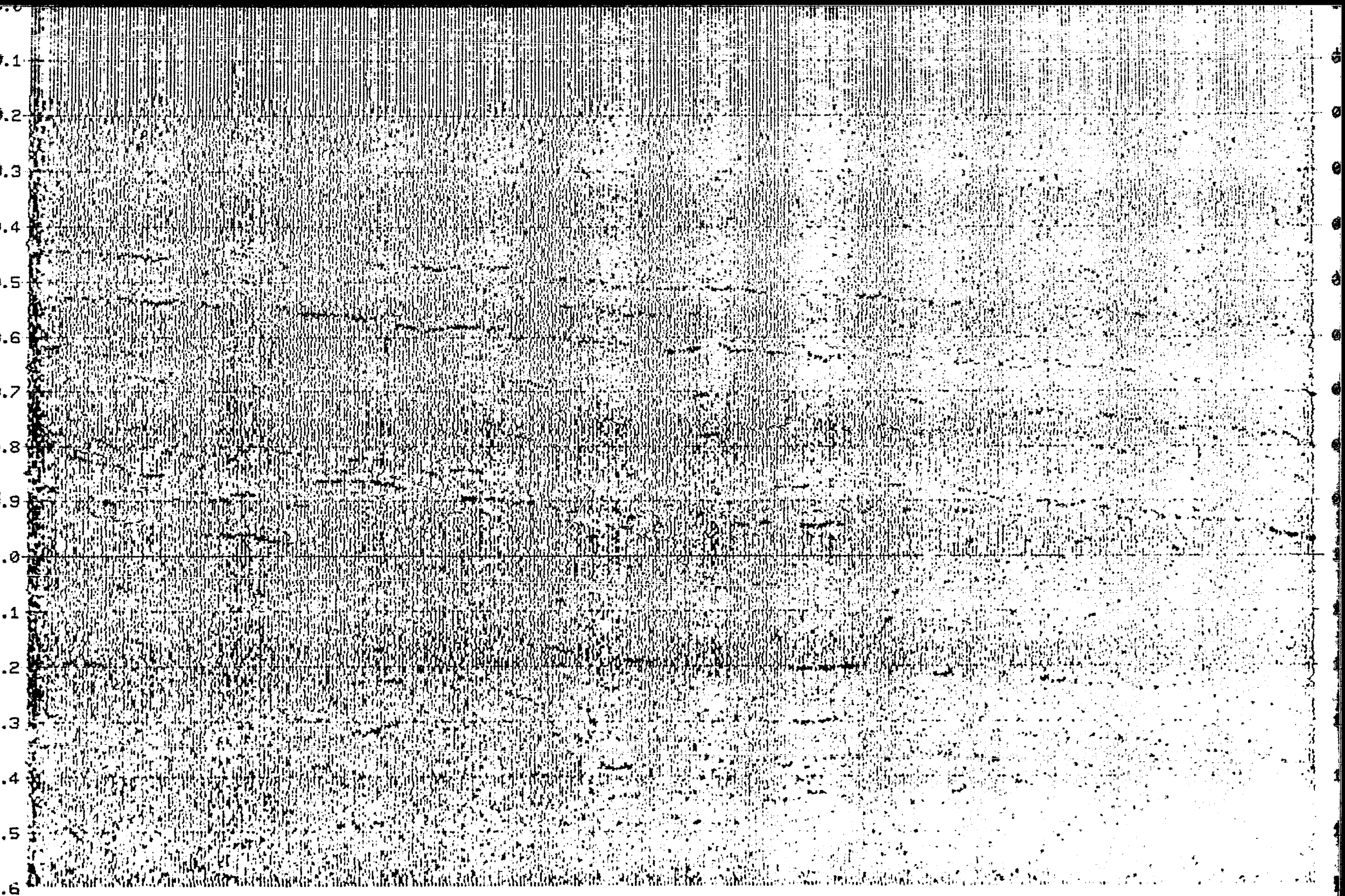


FIG V52 SECCION DE COEFICIENTES DE REFLEXION

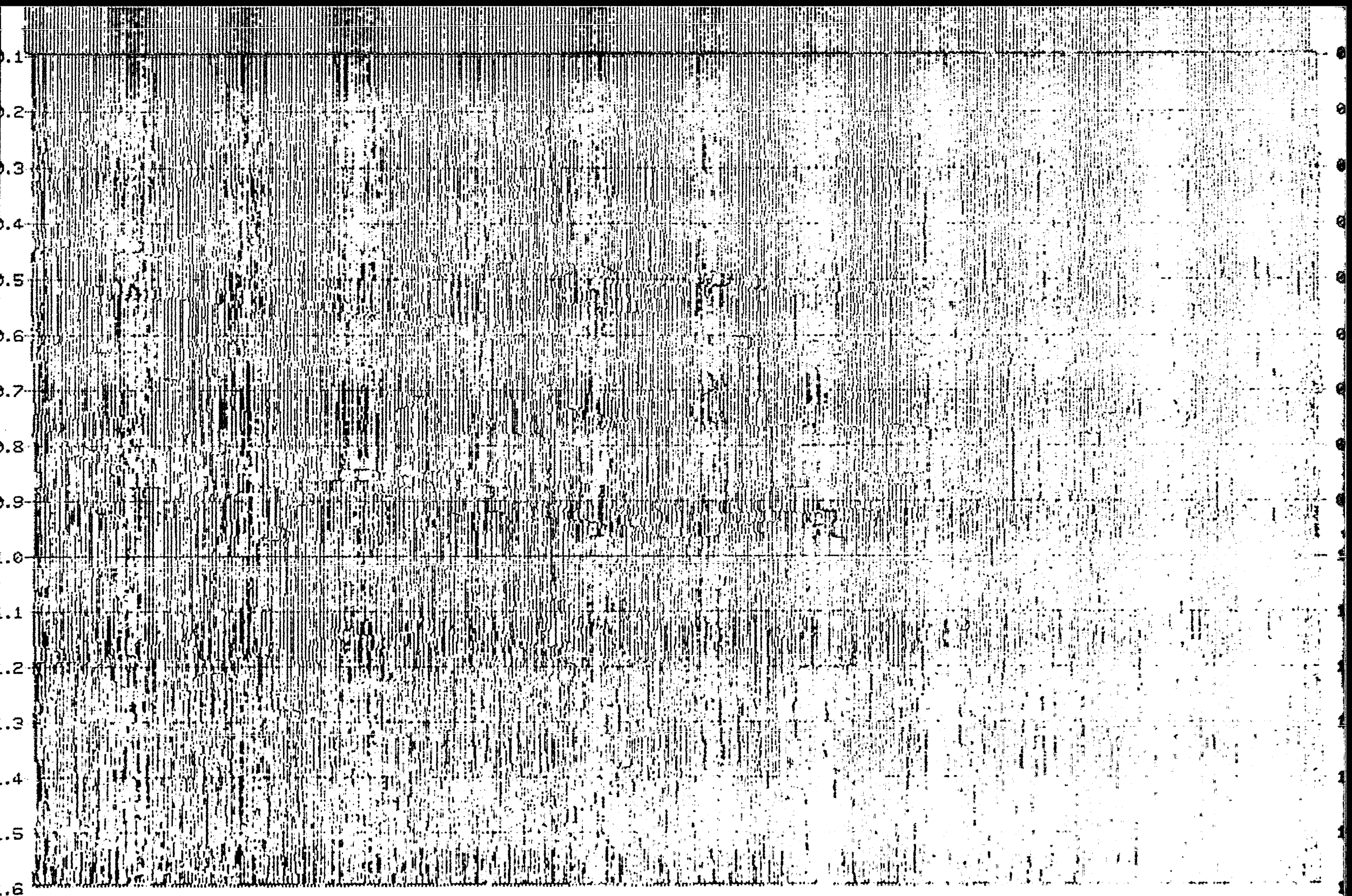


FIG V53 SECCION VELOCIDADES DE INTERVALO

T E M A VI.-OPTIMIZACION DE LA INFORMACION SISMICA.-

VI.I

Procedimientos de campo para identificar las características de eventos perturbadores.-

Practicamente todas las pruebas de campo mencionadas en el subtema IV.3, - muestran alguna característica del tipo de ruido que impera en el área de estudio. Al estarse llevando a cabo estas pruebas de campo, cada sismograma que se obtiene muestra la presencia de perturbaciones cuyo origen puede ser muy variado (sub.IV.4).

Pese a lo anterior, es una sola prueba la que permite identificar a la mayoría de los eventos que obscurecen la información, se trata del perfil de -- ruido. A continuación mencionaremos, una de las formas operativas en las -- que se puede realizar un perfil de ruido.

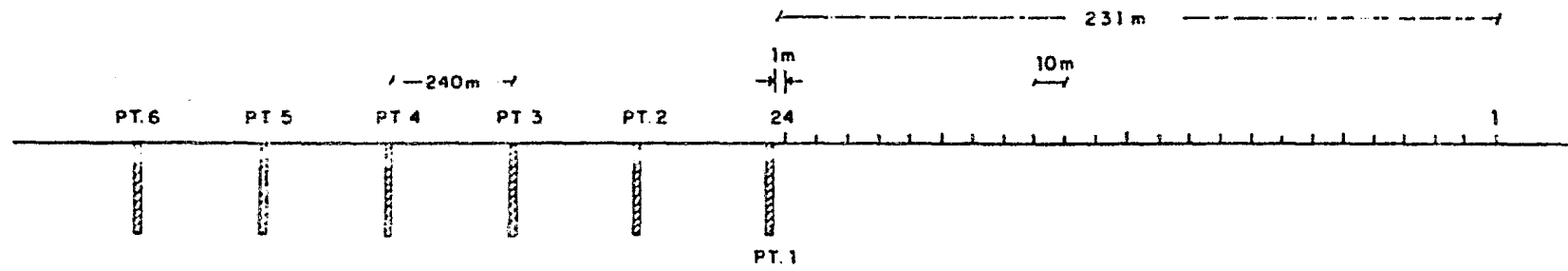
Se perfora una serie de entre 5 y 15 pozos separados una distancia constante, teniéndose cuidado en realizar la perforación hasta alcanzar roca intacta. Posteriormente, se detonan las cargas, variándose el tamaño de la - misma conforme se incrementa la distancia al tendido (Fig.VI.I.). Se utiliza una separación entre trazas mucho menor que la separación entre pozos (entre 3 y 10 m.), agrupando en cada estaca un nido de geófonos y utilizando de preferencia un tendido lateral.

Una vez dispuesto lo anterior, se comienza a tirar en forma secuencial, manteniendo en su lugar el tendido y alejando cada vez la fuente, para finalmente armar el perfil de ruido con los sismogramas producidos.

Posteriormente, del perfil de ruido se obtienen: las velocidades aparentes, - longitudes de onda aparentes, espectros de frecuencia y números de onda de - todos aquellos eventos considerados como ruidosos y de algunos reflejos aislados, procurándose a la vez situar las zonas de tiempo en donde mas afectan a los reflejos de interés.

Con los datos anteriores, se construye una tabla de valores característicos - de frecuencia, longitud de onda, número de onda y velocidad aparentes, de -- cada evento que tenga coherencia a lo largo de la línea, la que servirá para usarse en los cálculos analíticos que son necesarios para diseñar un pa-----

*.....



FUENTES 6 A 20m. DE PROFUNDIDAD CADA UNO
CARGA VARIABLE DE 10 A 25 Kg
GEOFONOS UN NIDO DE DOCE PARA CADA ESTACA

FIG.VI.1.1. GEOMETRIA DE UN TENDIDO PARA REALIZAR UN ANALIS DE RUIDO.

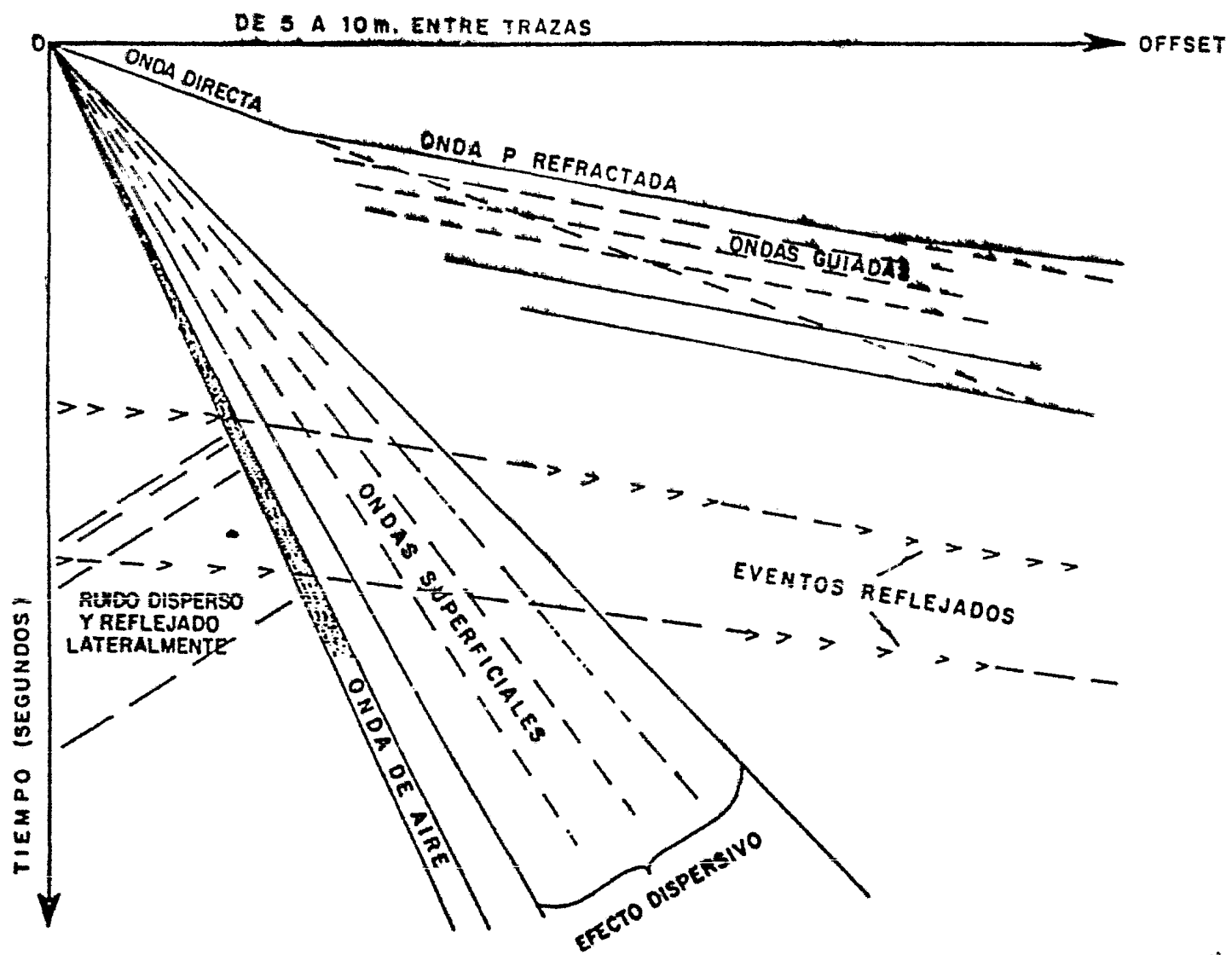


FIG.VI.1.2. EVENTOS REGISTRADOS EN UN PERFIL DE RUIDO.

trón de tiro-detección múltiple adecuado.

De la ejecución e interpretación correcta del perfil ruido, dependerá principalmente la obtención de parámetros óptimos de observación, mismos que - permiten la producción de sismogramas de calidad.

x x x x x x x x x x x x x x x x

VI. 2 Procedimientos para identificar en secciones sismológicas la presencia de ruidos coherentes e incoherentes.-

Los diferentes tipos de eventos perturbadores, presenta en sismogramas y secciones sísmicas, una serie de características actualmente bien definidas. Como ejemplo, enlistamos a continuación el aspecto que presentan en el sismograma, los ruidos coherentes e incoherentes.

a).- Ruidos coherentes y su apariencia en un sismograma.

Onda directa.- Se manifiestan como eventos de alta amplitud, en trazas que están cercanas a la fuente de energía.

Ondas superficiales.- La energía de las mismas, se muestra conteniendo bajas frecuencias y baja velocidad aparente.

Refracciones someras.- Tienen sus primeros eventos en las trazas más alejadas del tendido, usualmente consisten de energía de alta amplitud.

Múltiples de período corto.- Forman colas en eventos reflejados las que producen un pulso ensanchado de carácter muy complejo.

Múltiples de período largo.- Vienen dados como reflexiones constantes, -- después de la reflexión primaria.

Difracciones.- Estos eventos coherentes, tienen un apariencia en conjunto de forma hiperbólica en el sismograma.

b).- Ruidos incoherentes y su apariencia en el sismograma.

Onda de aire.- Son señales de alta frecuencia con baja velocidad aparente.

Tráfico.- Son vistos frecuentemente como picos.

Viento.- Es una señal de alta frecuencia.

Temblores naturales y artificiales.- Usualmente son señales de muy baja frecuencia.

Líneas eléctricas de alta tensión.- Ondas con frecuencia que vá de 50 a 60 Hz.

Ruido instrumental.- Aparece como señal de alta frecuencia con un nivel de amplitud muy bajo.

Ruido de pozo.- Es energía de alta y baja frecuencia.

Definitivamente, el tener bien definidas las características de estos - ventos ruidosos en el sismograma, no hacen del todo fácil su reconoci- miento. Por lo que siempre será necesario tener alguna experiencia en - el análisis cualitativo de los sismogramas y secciones sísmicas, lo --- cual se adquiere solo con el tiempo.

x x x x x x x x x x x x x x x x x x

VI. 3 Técnicas de campo para atenuar eventos perturbadores.

Estando en el campo, el problema de la atenuación del ruido se ataca - en tres formas distintas: Con la técnica del punto de reflejo común, - usando un patrón de tiro-detección y aplicando filtrado instrumental.

VI.3.1. La técnica del punto de reflejo común (PRC).

Esta técnica de gran potencia y versatilidad, tiene como objetivo me jo ra r la calidad de la relación señal-ruido. Se le conoce también como apilamiento y su principio de operación es bien simple: Una fuente y un detector, producen una serie de datos reflejados directamente bajo el punto medio de su distancia de separación (fig. VI.3.1a), por lo que si se sitúa otra fuente y otro detector separados una misma distan cia de los primeros se tendrá entonces, que la serie de datos corres-- pondientes a la F y al G, tocan el mismo punto de reflejo en el subsue lo aunque su trayectoria es distinta (fig VI.3.1b).

Como a las trayectorias anteriores se les corrige dinámicamente, las - mismas quedan convertidas en trayectorias con el mismo tiempo de refle xió n, de tal manera que al ser sumadas (aniladas), la amplitud de las - señales se ve mejorada por estar ambas en fase. Lo anterior, es lo que se conoce como un dato de PRC apilado únicamente un 200%, pues solamen te dos trayectorias tocan el mismo punto de reflejo.

Lo anterior, se hace comunmente para un número mayor de trazas, en lo - que se conoce como una familia de trazas PRC. En una familia de este - tipo, se puede esperar que ciertos eventos de tipo aleatorio puedan -- atenuarse con una probabilidad proporcional a la raíz cuadrada del número de trazas apiladas. Mientras que para reflejos coherentes comunes a todas las trazas, la probabilidad de estar alineados es proporcional al número de trazas por sumar. La figura VI.3.4., muestra una familia- PRC corregida dinámicamente y posteriormente apilada.

La técnica funciona bien en presencia de echado y no muy pronunciado, - ya que el desplazamiento del punto medio es pequeño pues el apilamiento, pobre que se consigue al no tenerse una adecuada coincidencia del-

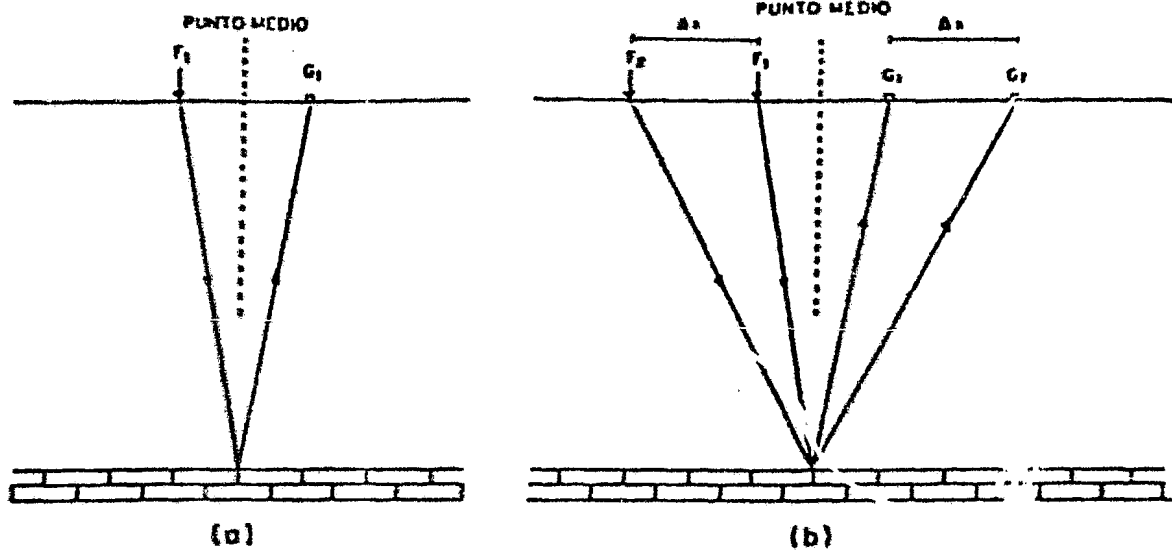


FIG.VI.3.1. TECNICA P.R.C.

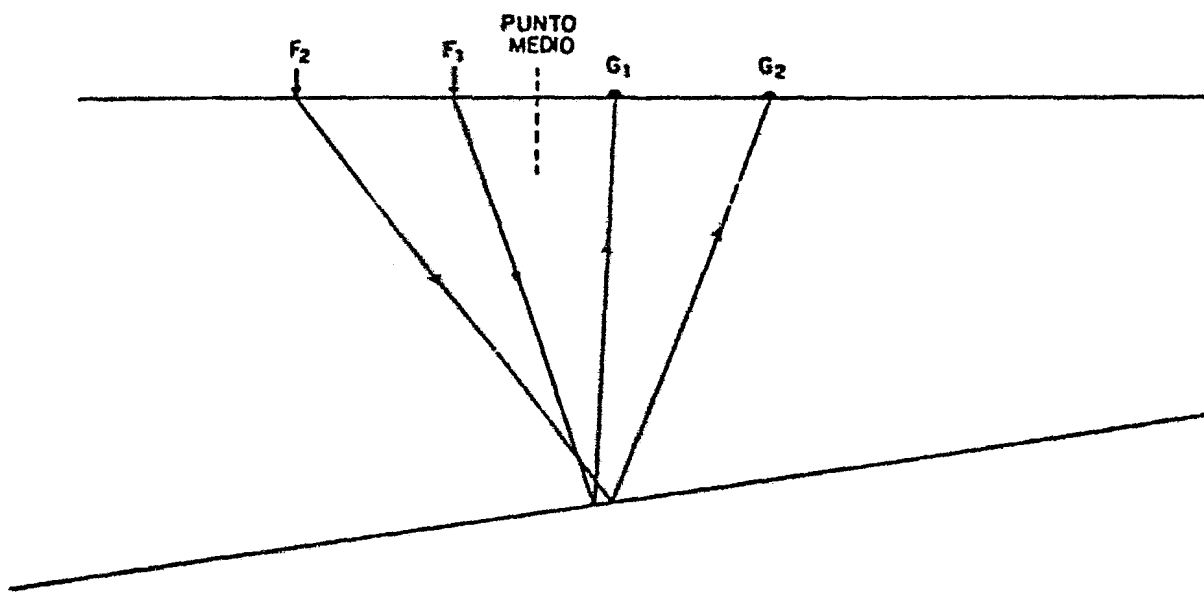


FIG.VI.3.2. DISPERSION DE PUNTOS DE REFLEXION POR PRESENCIA DE ECHADO PARA UNA FAMILIA P.R.C.

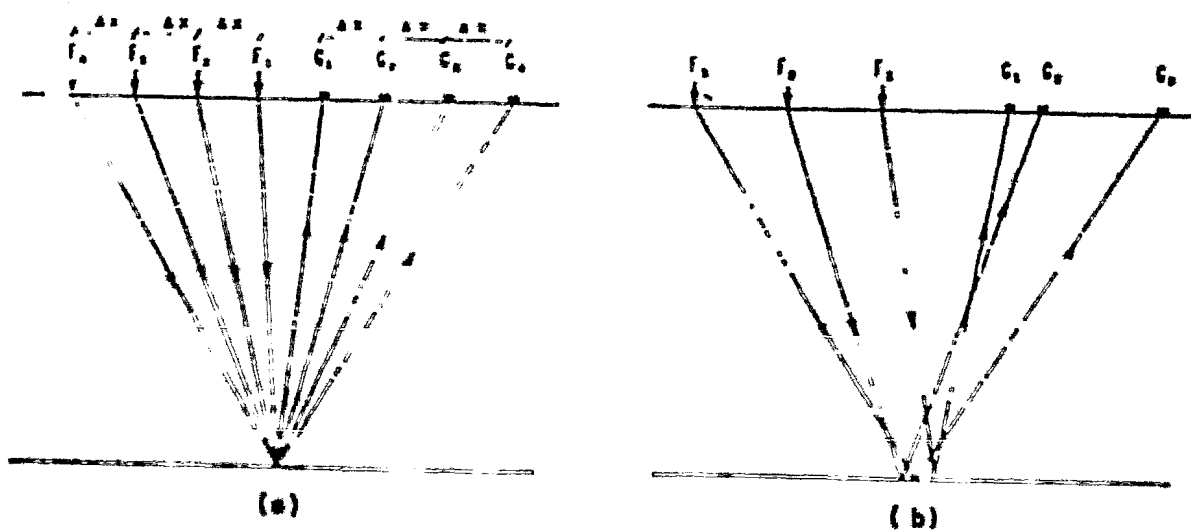
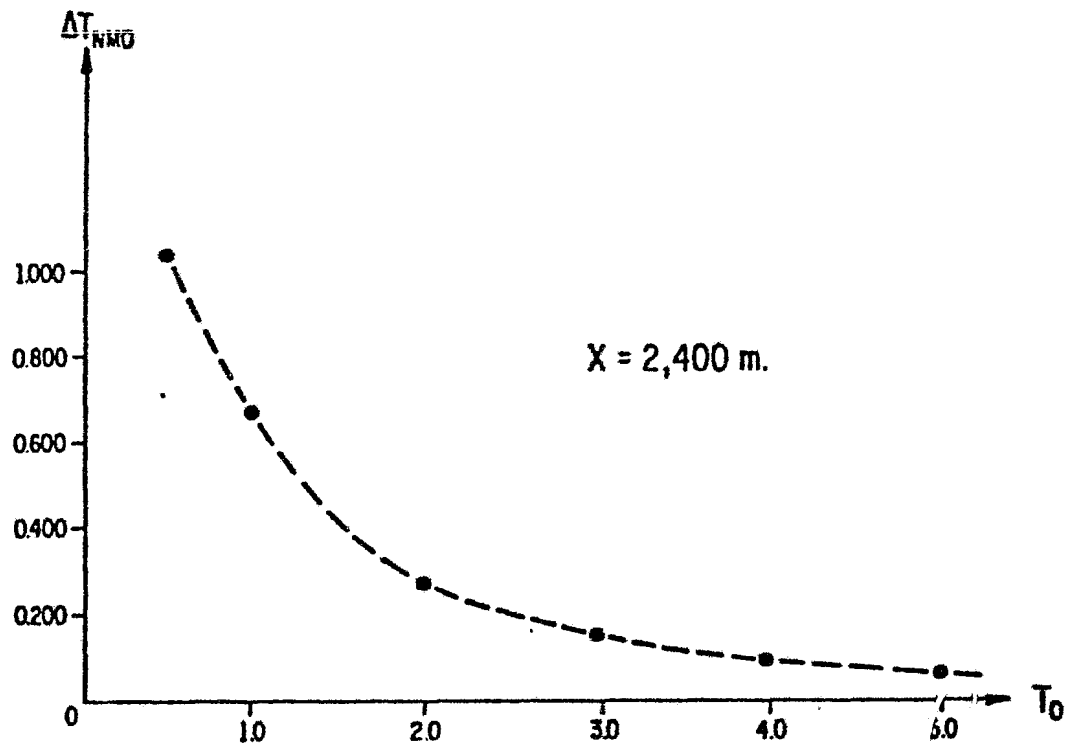


FIG VI 33 TECNICA P.R.C. EN UNO O MAS PUNTOS DE REFLEXION. A TRAVES DE TODA LA LINEA DE CALIBRE



GRAFICA DEL CAMBIO DEL NMO CON RESPECTO AL TIEMPO DE REFLEXION, PARA UN OFFSET CONSTANTE.

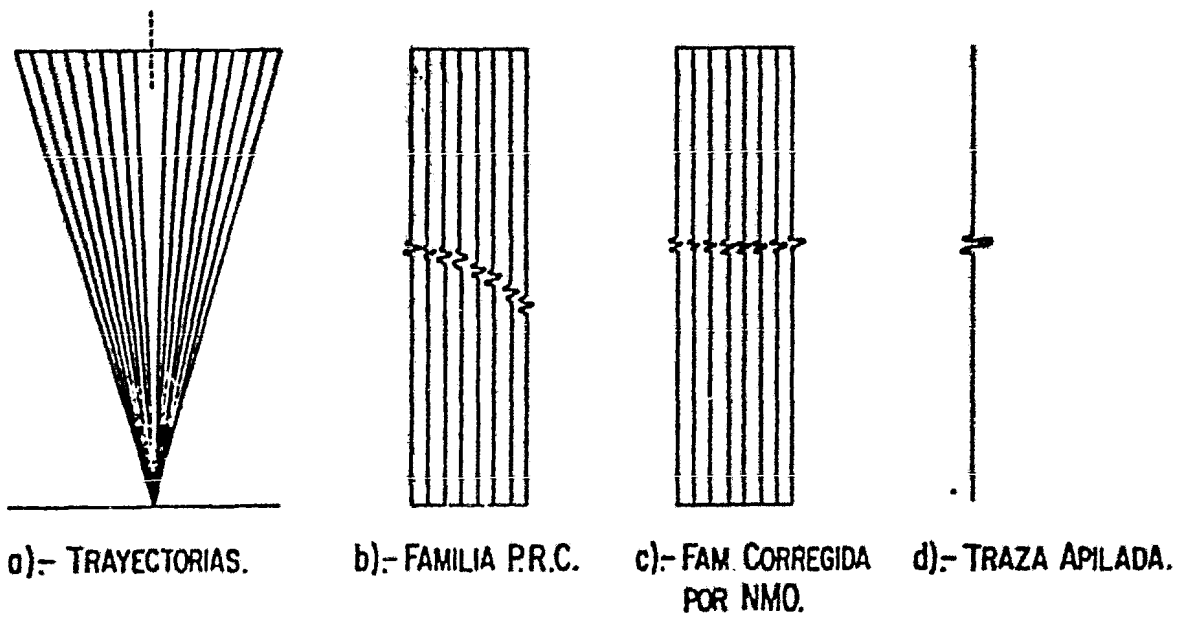


FIG.VI.3.4. CORRECCION DINAMICA APLICADA A UNA FAMILIA P.R.C.

punto de reflejo, es un daño que se puede considerar mucho menor que el que se tendría al usar la técnica convencional 100% sin apilar.

Los requerimientos básicos para un correcto funcionamiento de la técnica PRC son:

- a).- El intervalo de separación entre fuentes y detectores de una línea sísmica, debe de mantenerse constante (fig VI.3.3a)., pues de no hacerse así provocaría que no existiese una verdadera coincidencia del PRC (fig. VI.3.3b.).
- b).- Debe tratarse de mantener el rumbo de la línea lo más recto posible, ya que los datos apilados pueden ser afectados si se efectúan cambios apreciables de dirección (mas de 15°).
- c).- En presencia de reflejos múltiples, debe procurarse que las distancias fuente-detector, máxima y mínima, sean las óptimas, para que una familia PRC se pueda diferenciar el múltiple del primario.
- d).- La aplicación de las correcciones estáticas y dinámicas debe de realizarse cuidadosamente.

Actualmente, se acostumbra realizar apilamientos muy grandes (1200 a 2400 %), de manera que las diferentes trayectorias de la señal sísmica-reflejadas en el mismo punto, sean seleccionadas durante la etapa de proceso. Así, las familias PRC escogidas se corrigen y se suman para producir una sola traza PRC apilada.

Algunas de las características de la línea observada, tales como la geometría del tendido, las zonas sobre apiladas, las de apilamiento pobre, los cambios en el tendido y las trazas muertas, son mostradas en lo que se conoce como diagrama de apilamiento (fig. VI.3.5). Este diagrama, es utilizado por el geofísico de campo para marcar el diseño del programa de observación, y por los analistas para localizar de inmediato las características del tendido y así poder seleccionar los parámetros del proceso.

VI.3.2 Patrones de tiro-detección múltiple.

Como se había mencionado, el uso de fuentes y detectores múltiples mostró la propiedad de producir un efecto de filtrado (direccional), cuando se les localiza de acuerdo a la dirección de llegada de la señal y el ruido.

#.....

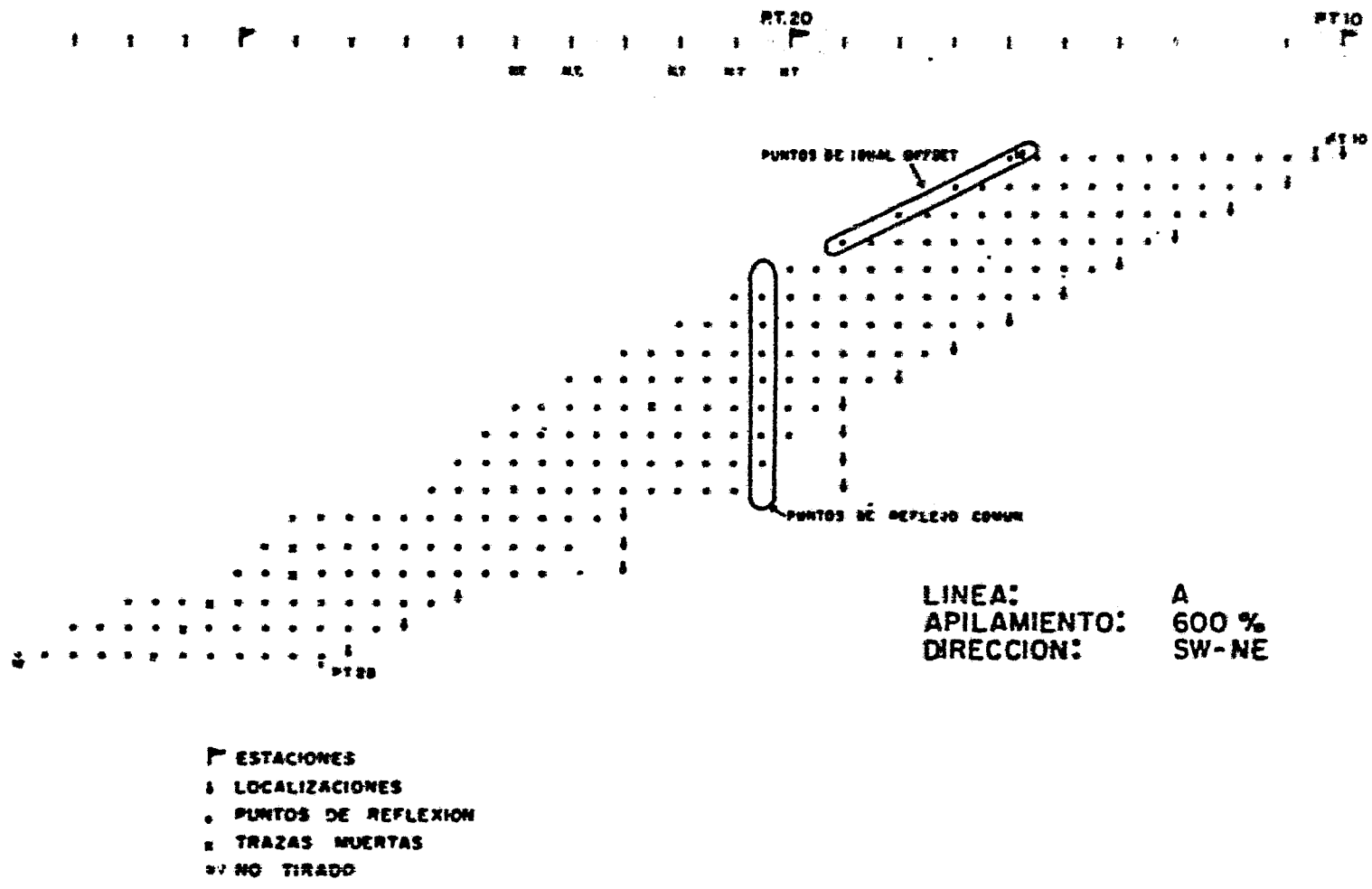


FIG.VI.3.5. DIAGRAMA DE APILAMIENTO

A manera de ejemplo, veremos ahora como se obtendría analíticamente la respuesta de un tendido de detectores múltiples

La figura VI.3.2.1., muestra una serie de eventos arribando al tendido con velocidades aparentes distintas y formando frentes planos de onda. Como los detectores están conectados en serie, la salida del amplificador será únicamente la suma de los voltajes individuales generados en cada géofono.

Para fines de cálculo, supondremos que la señal que llega a los detectores es una onda cosenoidal de igual frecuencia y amplitud, arribando a cada detector con un cierto defasamiento Δt . Entonces, la suma de las señales que llegan a M detectores será:

$$\Sigma = \cos wt + \cos (wt+\gamma) + \cos (wt+2\gamma)+\dots+\cos (wt + (M-1)\gamma) \quad \dots \text{VI.3.2.}$$

donde w será la frecuencia angular de la armónica cosenoidal y γ es el defasamiento angular entre las ondas que se suman (fig. VI.3.2.2.).

Esto será igual:

$$\Sigma = \left(\frac{\sin 1/2M\gamma}{\sin 1/2\gamma} \right) \cos(wt + 1/2(M-1)\gamma) \quad \dots \text{VI.3.2.2}$$

podemos substituir $\gamma = 2\pi \Delta t / T$; donde Δt es el defasamiento y T es el período de la señal, ambos en el dominio del tiempo.

Por lo que la amplitud de la cosenoide suma será:

$$A = \frac{\sin \pi M \Delta t / T}{\sin \pi \Delta t / T}$$

Podemos ver, que la onda suma tiene la misma frecuencia que las ondas componentes y el mismo ángulo de fase que corresponde al punto central del tendido, mientras que la amplitud, dependen del número de detectores M y del defasamiento angular γ .

La respuesta relativa del tendido de detectores, se puede entender como la variación que presenta la suma de las cosenoides con M elementos

*

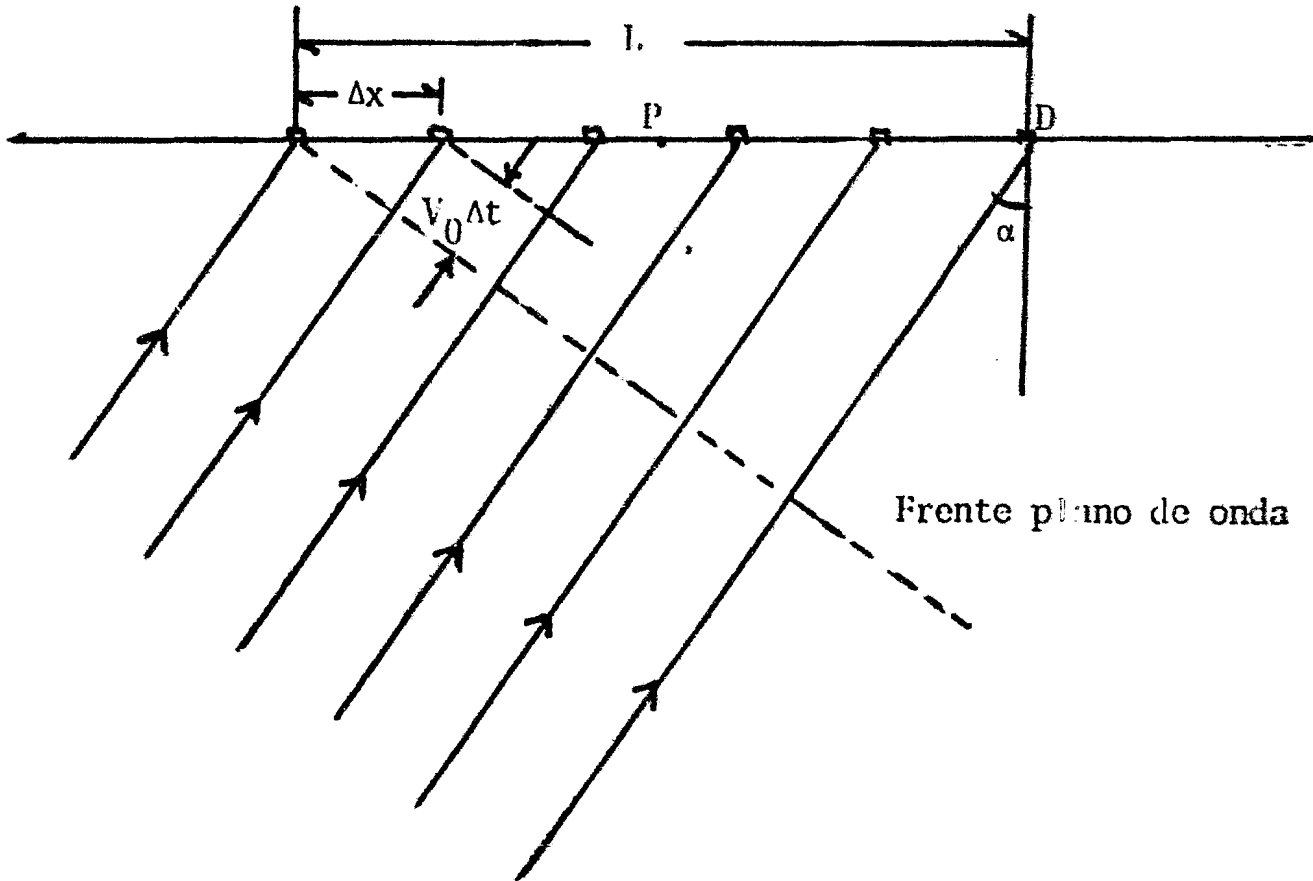


FIG. VI.3.2.1 EVENTOS ARRIBANDO A UN TENDIDO DE DETECTORES MÚLTIPLES DE IGUAL SENSIBILIDAD.

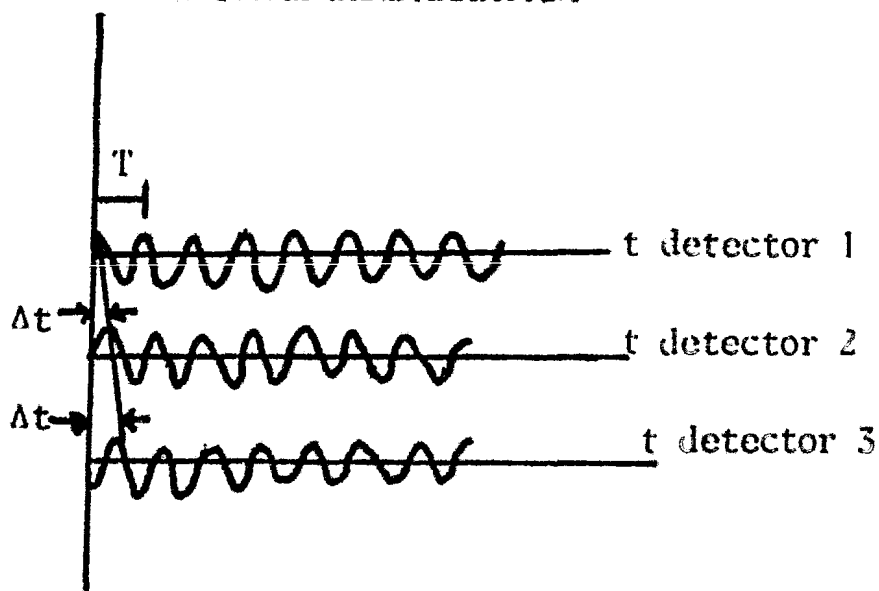


FIG. VI.3.2.2 ONDA COSENOIDAL SUPUESTA COMO DE ARRIBO AL GRUPO DE GEOPFONOS.

distribuidos y la suma con M elementos en el punto central. Por lo que la respuesta del tendido de M detectores con igual sensibilidad es:

$$C = \frac{\sin M\Delta t/T}{M \sin \Delta t/T} \quad \dots \text{VI.3.2.3}$$

La cual puede ser expresada en función del número de onda si recordamos que $T = 1/f$; y a su vez $f = v_a/\lambda_a$; $\lambda_a = v_a/k$ donde k es el número aparente de onda, v_a es la velocidad y λ_a la longitud de onda, ambas aparentes.

De acuerdo con lo anterior:

$$C = \frac{\sin Mk\Delta x}{M \sin k\Delta x} \quad \dots \text{VI.3.2.4}$$

Como la respuesta C de tendido depende del número de detectores M y del espaciamiento Δx , esta se puede calcular en función de las longitudes de onda aparentes obtenidas de las pruebas de ruido, de acuerdo con las siguientes relaciones:

$$M = \frac{\lambda_{\text{Max}}}{\lambda_{\text{Min}}} + 1 \quad \dots \text{VI.3.2.5}$$

$$\Delta x = \lambda_{\text{Max}} / M. \quad \dots \text{VI.3.2.6}$$

Normalmente se acostumbra, dibujar la magnitud de C en escala de decibels usando la relación $\text{db} = -20 \log. 1/C$, por lo que la respuesta de un tendido de detectores múltiples queda expresada en una gráfica de atenuación en decibels como función del número de onda (fig.IV.3.2.3.)

En estas gráficas se ha visto que los reflejos que llegan casi verticalmente al tendido, tienen diferencias de tiempo pequeñas, velocidades aparentes muy altas, longitudes de onda grandes y número de onda pequeño, de aquí que sea dentro del lóbulo mayor izquierdo donde quedan asentados.

Por otro lado, se pretende que los ruidos se atenúen el mayor grado posible y como estos entran con ángulos α bastante grandes, sus velocidades aparentes son menores y sus números de onda grandes; por lo que lo ideal es tratar de que queden dentro de las partes de menor amplitud en la gráfica.

#.....

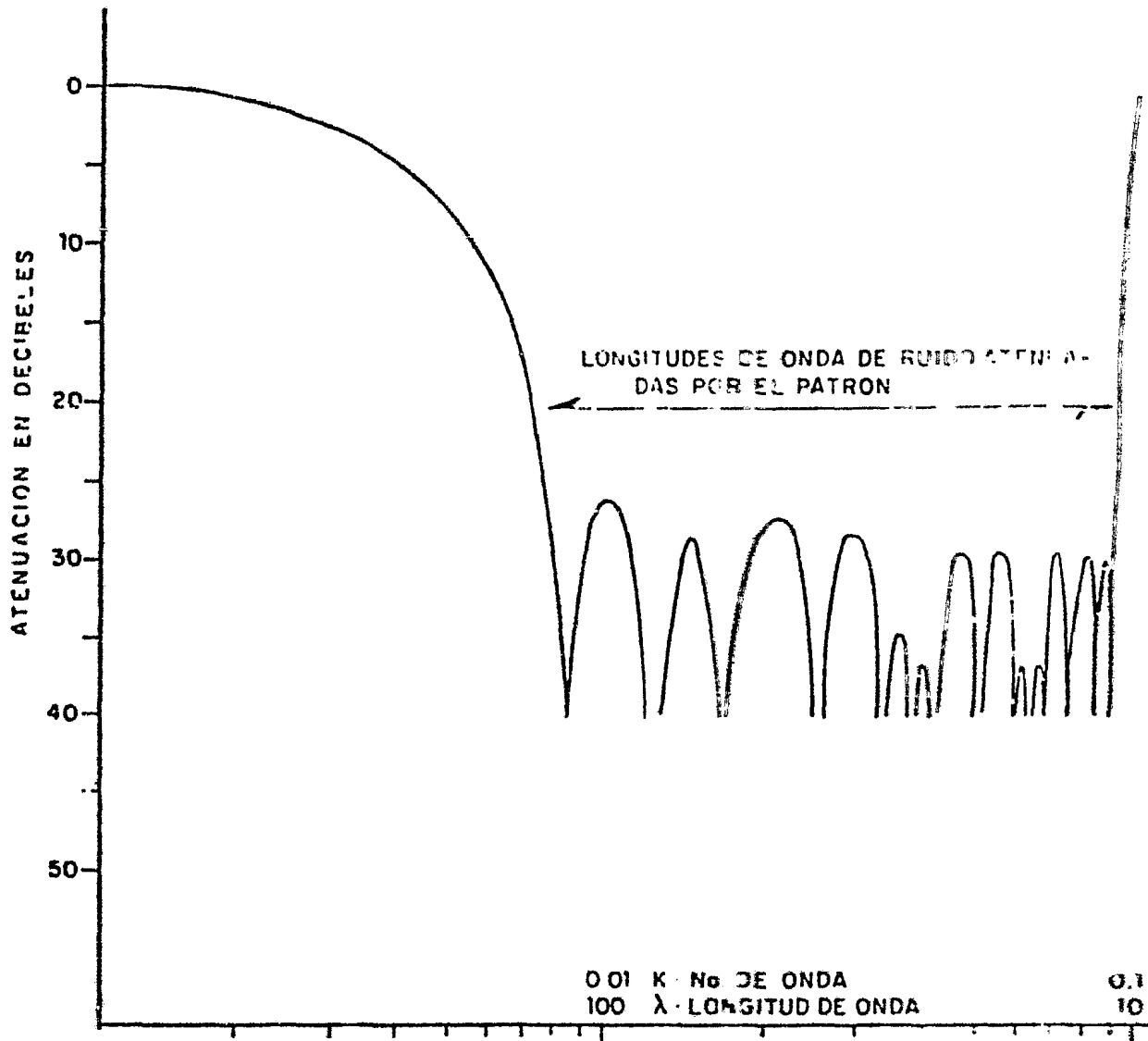


FIG.VI.3.2.3. CURVA DE RESPUESTA TEORICA DE UN PATRON DE DETECTORES

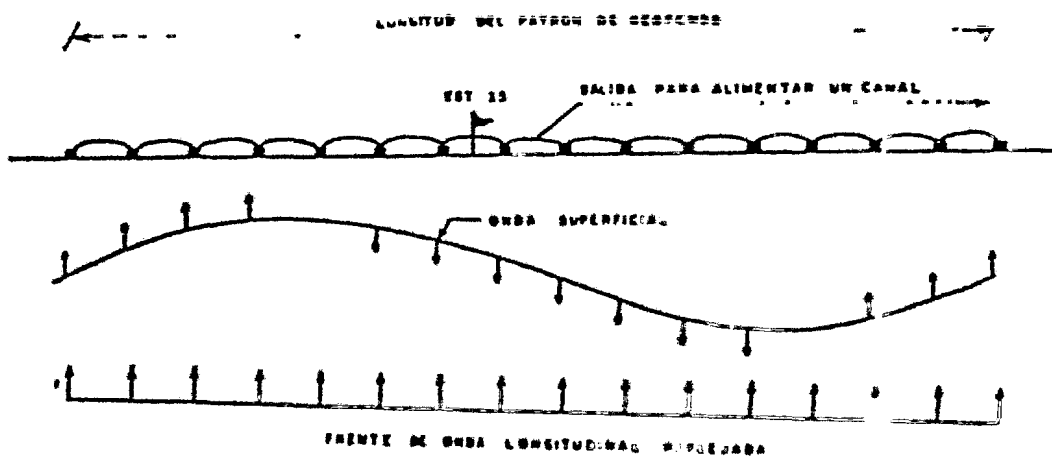


FIG.VI.3.2.4. EFECTO BUSCADO EN EL DISEÑO DE UN PATRON DE DETECTORES DE GEMAS MULTIPLES

Existen también los tendidos de geófonos con sensibilidad variable ó pesados, los cuales siguen un tratamiento similar al anterior. (Se caracterizan por una mejor atenuación del ruido coherente).

Una vez que se han obtenido los datos de longitud de onda aparente máxima y mínima del ruido coherente (perfil de ruido), longitud de onda de los reflejos de interés esperados en el área, número de detectores disponibles - y número de pozos que pueden perforarse, se selecciona el patrón en el cual el número de onda máximo y mínimo de los ruidos coherentes quede dentro de la banda de atenuación del patrón, y el número de onda máximo de los reflejos sufra la menor atenuación posible.

Las brigadas sismológicas cuentan actualmente, con manuales que contienen una gran cantidad de patrones de longitud y número de elementos distintos, los cuales pueden combinarse ó modificarse para tipos de ruido específico.

El grado de atenuación alcanzado por un patrón de pozos, es menor que el que alcanza uno de geófonos, ya que su aplicación es mas fácil y económica, mientras que con las fuentes superficiales lo anterior no se presenta.

VI.3.3. Filtraje instrumental.

Estos filtros, son aplicados sobre la información antes y después de su paso por los amplificadores. Sus funciones son variadas y a continuación los enunciamos.

El filtro Notch, tiene la finalidad de cortar las frecuencias que son generadas por la cercanía de líneas de transmisión de corriente, las que oscilan entre los 50 y 60 Hz. Se aplican a la información que proviene directamente de los detectores.

El filtro Alias, se aplica posteriormente a la etapa de amplificación, y es un filtro de corte de alta frecuencia utilizado durante el muestreo de la señal.

El filtro de corte de Alta frecuencia, se utiliza para atenuar señales tales como las producidas por el aire.

El filtro de corte de Baja frecuencia, se utiliza para atenuar los rayos --

directos y las ondas provenientes de la capa de intemperismo.

Como se mencionó, la frecuencia de corte de los dos últimos filtros, se determina al ser procesadas las pruebas de campo y posteriormente se envían como dato para su utilización en el campo.

x x x x x x x x x x x x x x x x

VI. 4 Técnicas de proceso para atenuar ruidos.-

Estas técnicas consisten, en la aplicación de una serie de procesos matemáticos sobre la información, la cual se realiza por medio de la computadora.

Vamos a mencionar únicamente las técnicas que en proceso eliminan y/o atenuan ruidos, considerando que todos los operadores que son aplicados posteriormente, son para el mejoramiento de la información. Estas son:- El apilado, el muting y la aplicación de las correcciones estáticas residuales.

VI.4.1 El apilado.-

Como se dijo anteriormente, constituye la suma geométrica de una serie de trazas que han sido escogidas para formar una familia PRC, de manera tal que una vez corregidas se forme una sola traza apilada por familia-PRC.

Los principales objetivos del apilamiento PRC son:

- Mejorar sensiblemente la relación señal -ruido, al discriminar y atenuar los ruidos incoherentes, así como los eventos coherentes indeseables.
- Una vez apilados los eventos coherentes deseables, proceder a la determinación de velocidades.

La atenuación de los diferentes eventos coherentes que se presentan, están basados en las diferencias en sobretiempo normal (Δt_n) que muestran los eventos ruidosos con respecto al Δt_n que muestra el primario. Es por esto que las correcciones dinámicas deben ser aplicadas correctamente, eligiendo la velocidad de corrección (\bar{v}) con especial cuidado. (\bar{v} es una velocidad media cuadrática).

La cantidad de atenuación lograda, es también función del número de trazas sumadas (multiplicidad de apilamiento), aunque en menor grado pues -

al realizar la suma algebraica, no se puede discernir entre el múltiple y el primario.

VI.4.2. El Muting.-

Durante las diferentes etapas del procesado de la información, se va -- haciendo un reconocimiento de los distintos tipos de ruidos, de manera -- que cada fase facilite la labor de la siguiente.

El proceso conocido como muting, tiene como función eliminar eventos -- ruidosos de gran amplitud, como son las ondas directas y las refraccio-- nes, por lo que se acostumbra realizarlo antes de efectuar el apilamien-- to.

Se utilizan durante el proceso del muting varios operadores, los cuales-- cumplen funciones específicas de borrado. Podemos mencionar como ejem--- plo: Al desvanecedor "Front End", el cual es un patrón de borrado aplica-- do en la cancelación de señales ruidosas que aparezcan en la parte su -- perior de las trazas y que puedan disminuir el efecto del apilam ento; -- otro desvanecedor es el conocido como "Surgical" que sirve para eliminar todos los eventos de gran amplitud que aparezcan en cualquier zona de -- tiempo después del inicio del registro.

VI.4.3. Correcciones Estáticas Residuales.-

La aplicación de las Correcciones Estáticas, llevan consigo muchas ve-- ces una cierta carga de error. Estas correcciones están basadas en un mo-- delo geológico muy simple, en el cual se hacen una serie de suposiciones y simplificaciones que en muchas áreas conducen a una evaluación inco--- rrecta de las estáticas.

Una vez que la sección está apilada, si en forma cualitativa se observa-- una continuidad pobre de reflejos a través de pequeños tramos, o si no -- en trazas adyacentes, lo más probable es que se hayan aplicado correc-- ciones mal calculadas. Se procede entonces a utilizar unas correcciones-- estáticas de refinamiento (residuales), las que mejorarán la continuidad de los eventos.

La mayoría de los algoritmos que se utilizan para calcular las correcciones estáticas residuales están basadas en un examen estadístico --- (por ventanas de tiempo) de las trayectorias con puntos de reflejo común disponibles, y se pueden aplicar durante cualquier fase del proceso que sea posterior al apilamiento.

Generalmente, un exámen visual de la información corregida por estáticas residuales, permite evaluar cualitativamente el mejoramiento alcanzado en la relación S-R, por la aplicación de las mismas, ya que debe obtenerse una gran mejoría en la continuidad de todos los eventos mostrados en la sección.

T E M A VII .- PROCESOS APLICABLES A LA INFORMACION SISMICA.-

VII.I La utilización de las computadoras digitales en la automatización de correcciones, procesos de optimización y presentación de resultados.-

El análisis de los datos sísmicos utilizando una computadora digital, --- constituye una de las etapas más importantes del trabajo de prospección. Su uso lo justifica la necesidad de manejar grandes volúmenes de datos y el tener que realizar cientos de operaciones sucesivas a fin de optimizar la calidad de los mismos, todo lo cual es realizado por la máquina en un lapso de tiempo muy corto.

Durante el procesamiento de los datos de campo, se pretenden alcanzar dos objetivos principales:

- Extraer la señal original ó cuando menos mejorar en todo lo posible la relación. señal-ruido.
- Realizar un análisis objetivo de los datos, el cual debe de estar dirigido a enfatizar toda aquélla información que pueda ser de utilidad al intérprete.

El primer punto, es resuelto en parte por los técnicos de campo quedando después en manos del analista, para el cual el problema será ahora matemático y no mecánico. El segundo punto, se resolverá utilizando una serie de técnicas relativamente nuevas y complicadas las cuales iremos comentando como parte del trabajo realizado con ayuda de la computadora.

El procesamiento de los datos, se realiza en diferentes fases cuyo orden depende generalmente del paquete de programas (software) y del tipo de computadora (hardware) de que se disponga en el centro de procesamiento. A continuación se enlista un paquete típico de programas de proceso:

#.

PROGRAMAS DE PROCESO.-

- Programas de Proceso
Previo
- Edición de datos de Encabezado
 - Demultiplexado
 - Recuperación de la Verdadera amplitud
 - Apilado Vertical
 - Correlación para el Sistema Vibroseis
 - Remuestreo
 - Preparación de Datos
 - Ordenamiento de Trazas de PRC
 - Cálculo de las Correcciones Estáticas
 - Cálculo de las Correcciones Dinámicas
- Programas de Proceso
Básico.
- Aplicación de Correcciones Estáticas y Dinámicas
 - Apilado Horizontal
 - Filtrado Digital
- Programas de Mejora-
miento.
- Deconvolución
 - Correcciones estáticas Residuales
 - Filtrado de Velocidades
 - Filtrado Multicanal
 - Migración
 - Conversión de tiempos a Profundidades
 - Conservación de la Amplitud Relativa
- Programas de Análisis
- Análisis de Filtros
 - Análisis Automático de Velocidad
 - Análisis de Fourier
 - Espectros de Potencia
 - Correlación Cruzada
 - Autocorrelación
 - Respuestas de Patrones de Tendido
 - Análisis de Ruidos y Pruebas de Campo.

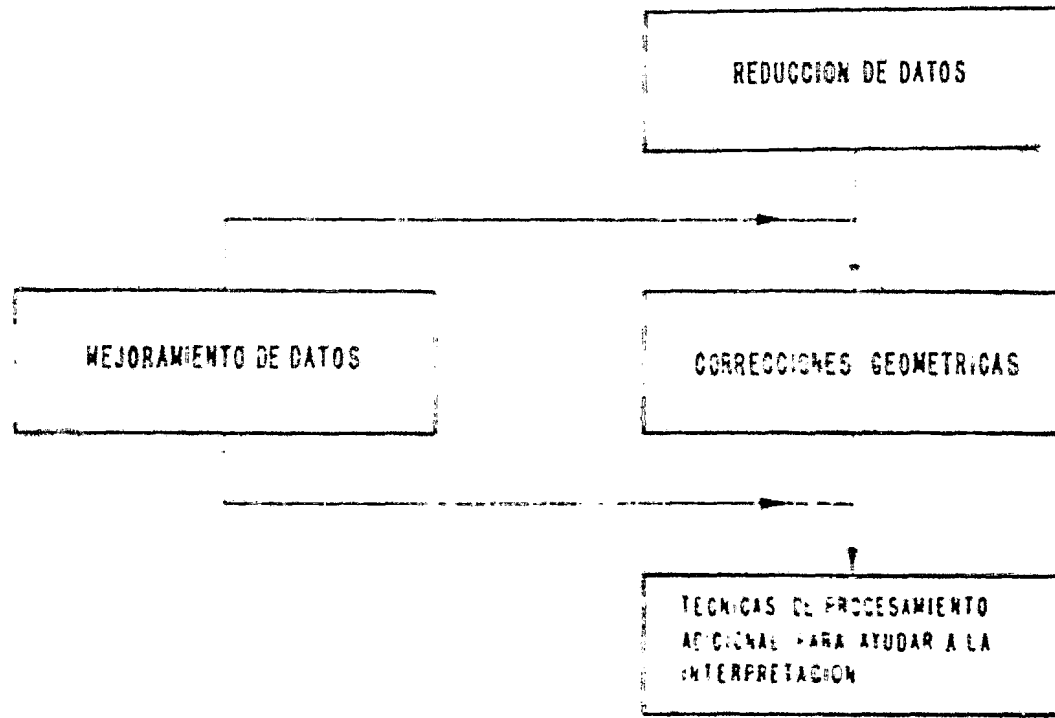


FIG VII 1 1 ETAPAS PRINCIPALES EN EL PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS.

Pese a los diferentes que pueden ser los sistemas de computación, todos sus paquetes están diseñados para cumplir con los dos objetivos que ya mencionamos. La figura VII.1.1, muestra en forma general, las diferentes fases de que consta el análisis de los datos de campo.

VII.1. Reducción de datos.

Una brigada de campo, envía al centro de procesamiento una serie de datos que sirven para describir la línea observada y son:

- Cinta de campo.
- Datos topográficos.
- Diagrama de apilamiento.
- Orden de proceso.

El reporte del observador, incluye datos tales como la geometría del tendido, equipo de grabación, características instrumentales del mismo (ganancia, filtros, etc.) y cualquier problema operacional que se haya presentado durante la observación.

Los datos topográficos especifican: la dirección de la línea, los cambios de rumbo, si hubo cruces con otras líneas, la distribución entre estaciones, y por supuesto la elevación de las mismas.

El diagrama de apilamiento consiste en un diagrama representativo de la geometría del tendido, el cual será utilizado por el analista para programar todos los procesos que aplicará sobre la información.

La figura VII.1.2 muestra en forma secuencial los principales procesos aplicados durante la etapa de reducción de datos.

Demultiplexado.- La información proveniente del campo, viene grabada en forma digital y multiplexada, es decir, contiene el número de traza y el número de la muestra grabados como se ve en la figura VII.1.3., formando una secuencia de números (a_{11} , a_{21} , a_{m1} , a_{m1} , a_{21} , a_{22} , a_{23} , a_{2m} , etc.)

.....

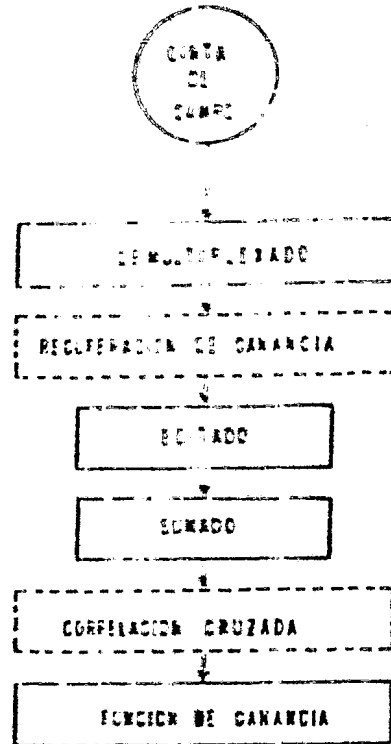


FIG VII 12 RECOLECCION DE DATOS

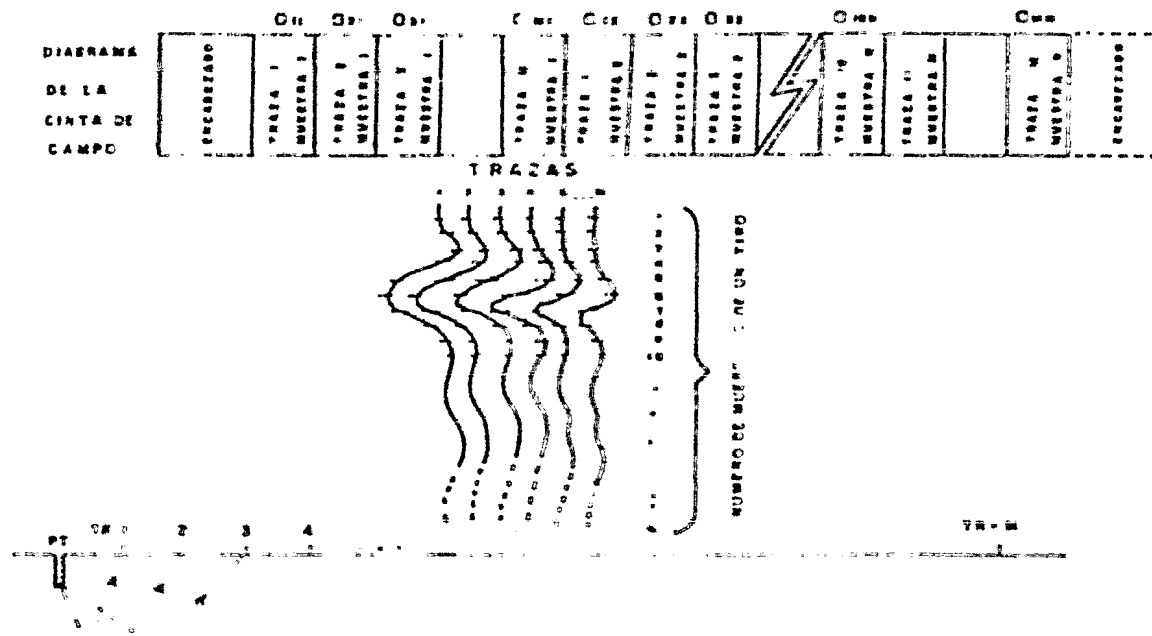


FIG VII 13 MUESTREO

Sin embargo, los paquetes de programación están diseñados para trabajar con un formato de traza secuencial, el cual consiste en datos agrupados cronológicamente dentro de sus respectivos canales.

Al proceso de cambiar de datos multiplexados a datos en formato de traza secuencial se le conoce como demultiplexado.

Para efectuar el demultiplexado, la máquina necesita localizar de la cinta de campo, todas las muestras de la primera traza (si el registro es de 6 seg. de longitud, con un intervalo de muestreo de 2 milisegundos, habrá 3000 muestras por cada canal) una por una, de manera que al acabar de almacenar los datos de la primera traza continúe con los de la segunda y así sucesivamente para todas las trazas. Finalmente se dispondrá en una secuencia de datos multiplexados de la forma a_{11} --- a_{12} , a_{13} , a_{22} , a_{2m} , a_{n1} , a_m , a_{am} .

Algebraicamente, el proceso de demultiplexado es una inversión de matrices como se ve en la figura VII.1.4.

Durante este proceso, cada cinta se identifica con un encabezado al inicio de la cinta, al igual que cada traza es identificada al comienzo de la misma.

Recuperación de ganancia.-

De la ganancia de los amplificadores con los que se llevó a cabo la grabación, es de donde depende si se lleva ó no a cabo esta fase del proceso. Si se usan amplificadores de ganancia binaria (los más comunes), cada dato digital consistirá entonces de una mantisa y un código de ganancia, el cual es el exponente al que hay elevar la primera para calcular magnitud de la muestra. En cambio, si los datos fueron grabados usando amplificadores de ganancia fija, control de ganancia automática (A.G.C.), esta parte de la reducción de datos se omite.

Sumado . -

Algunas de estas operaciones, son aplicables únicamente a datos obtenidos mediante el uso de fuentes superficiales, omitiéndose cuando se utiliza una fuente explosiva. El sumado es una de ellas, pues se aplica -- sobre los diferentes registros que constituyen un arreglo de fuentes -- múltiples superficiales en el cual se tenga una única posición del tendido, para así obtener un único registro por punto fuente.

Esto, se conoce como apilado vertical, y no es más que la suma geométrica normalizada de las trazas con el mismo número de canal, de los diferentes registros producidos por el arreglo, se realiza comunmente sobre la información sin corregir.

Función de ganancia.-

Es una función usualmente de tipo exponencial, que tiene como objetivo compensar la gran diferencia de amplitudes existentes entre un evento somero y uno profundo, para lo cual deberá atenuar las grandes amplitudes de los eventos superficiales y ~~amplificar~~ los eventos débiles más profundos.

Los paquetes de programas modernos, logran un grado muy grande de exactitud al especificar la verdadera curva de ganancia. Se puede aplicar - en ocasiones inmediatamente después de la recuperación de ganancia y es omitida si los datos fueron grabados aplicando A.G.C. o P.G.C. (actualmente fuera de uso).

Correlación.-

El proceso de cros-correlación, se aplica únicamente a datos obtenidos - mediante el sistema vibroseis y se aplica normalmente después del proceso de sumado (apilado vertical).

Explicábamos anteriormente, que el proceso consistía en correlacionar - el barrido emitido por los vibros, con la señal registrada con los géofonos. De esta manera, cuando aparecieran duplicaciones o superposiciones entre el barrido y alguna porción de la traza sísmica se produce un pulso de alta amplitud lo que significa que un evento reflejado ha arribado al tendido.

El correlograma producido, es equivalente al sismograma que se obtiene con una fuente explosiva, por lo que los procesos subsecuentes se pueden aplicar a los dos tipos de datos por igual.

E d i t a d o.-

Una vez que se ha llevado a cabo el demultiplexado, la edición de los datos se puede realizar en cualquier fase siguiente; solamente que los datos provengan del sistema vibroseis, entonces el editado se realiza después de la correlación.

El editado incluye algunos puntos como los siguientes:

- La graficación de cada registro, cuyo objetivo será el de seleccionar registros malos, trazas invertidas o ruidosas de manera que se corrijan y omitan, evitando así incluir información que pueda degradar los procesos posteriores.
- El graficado de registros varios, que incluiría registros con la graficación de únicamente la mitad de las trazas, pudiendo ser estas las más cercanas (offset corto) a las más lejanas (offset largo) a la fuente. Otro registro que se obtiene, es el que cubre la totalidad de la línea pero sin multiplicidad de apilamiento (100 %).

El graficado de registros, servirá para que el analista se forme una idea rápida de la complejidad de las posibles estructuras, la presencia de reflejos múltiples y la calidad de la información de la línea. De esta manera, él podrá decidir cual es la secuencia de procesos que dará como resultado un mejoramiento óptimo de la relación señal-ruido.

VII.1.2. Arreglos y correcciones geométricas.-

La figura VII.1.5. muestra las fases básicas del proceso que serán --- aplicadas sobre la cinta con los datos ya reducidos.

Selección de familias P.R.C.- Para definir el arreglo geométrico de la línea de observación en términos de PRC, el analista ha de suministrar los datos de las localizaciones de los puntos fuente, de los geofonos y las elevaciones de cada uno de ellos, a los programas que realizan -

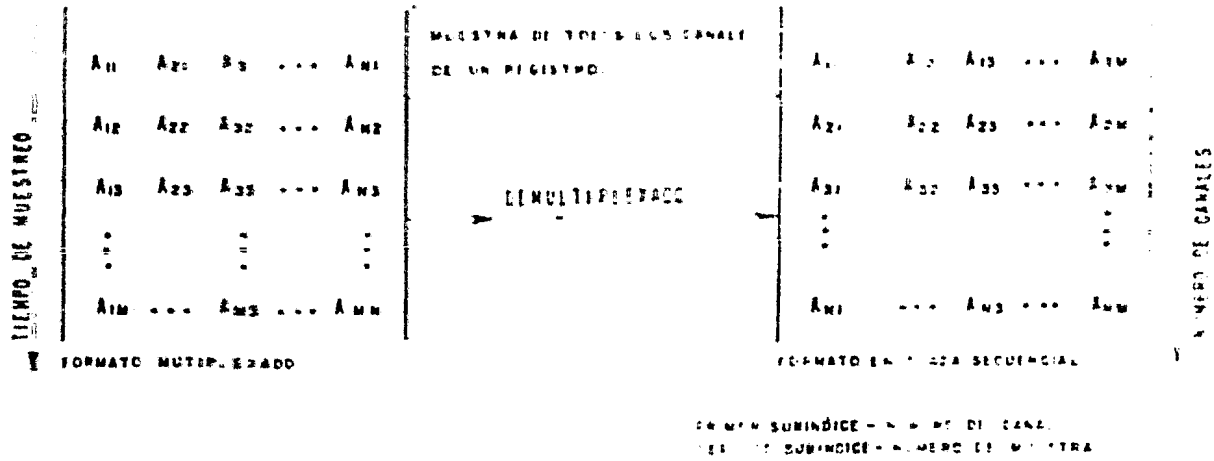


FIG.VII.1.4. DEMULTIPLEXADO

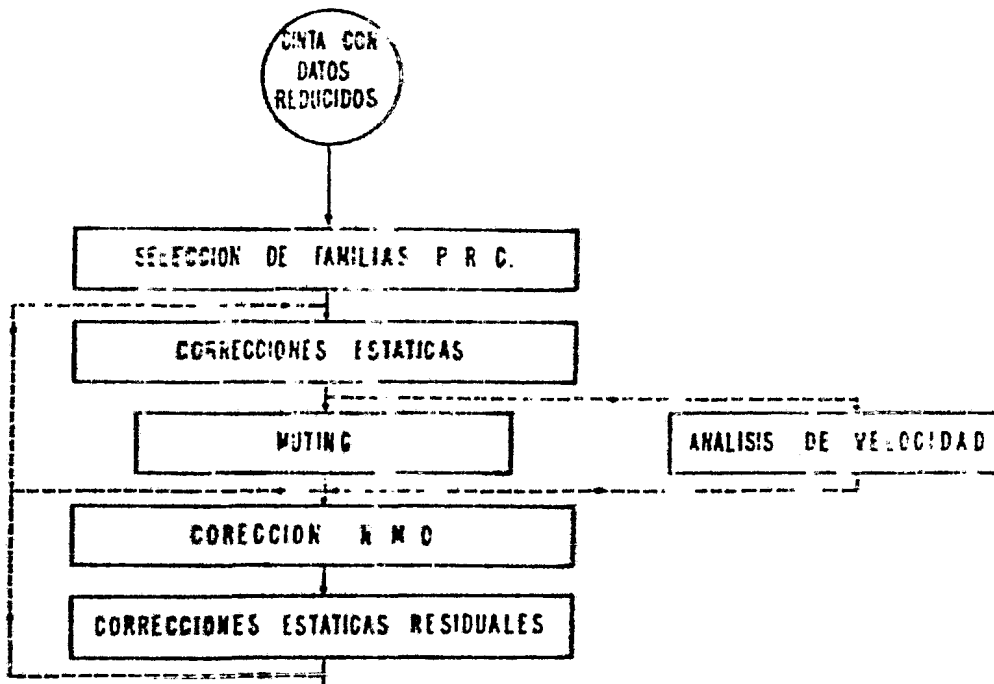


FIG.VII.1.5. AJUSTES Y CORRELACIONES GEOMETRICAS

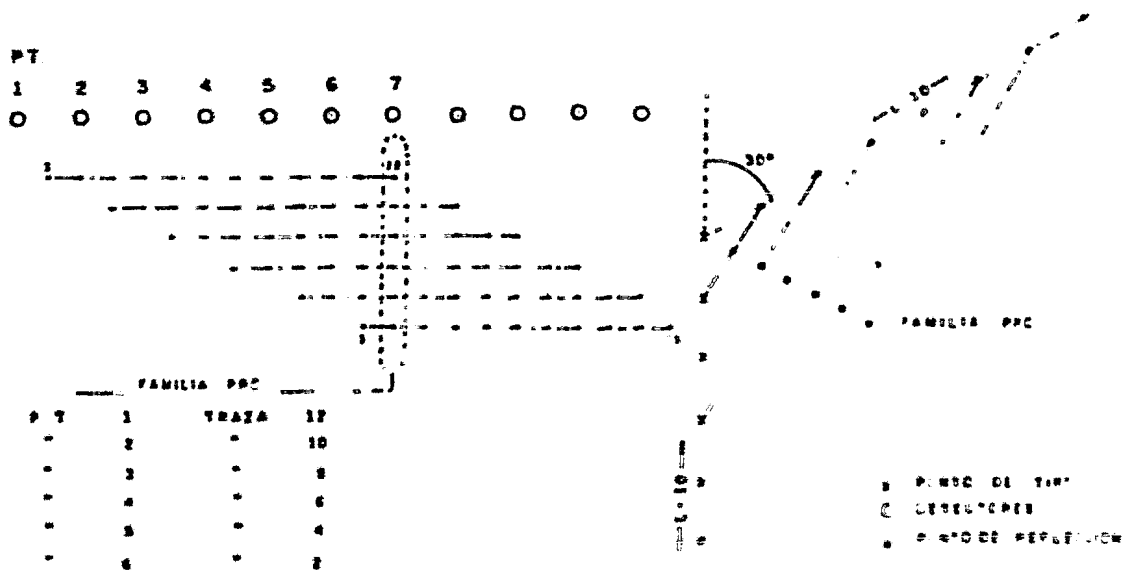


FIG VII 1 6. DISTRIBUCION DE LOS PUNTOS DE OBSERVACION EN UN PUNTO PRC

taí arreglo quedando definido el origen de la línea en la primera estación, y las coordenadas (x, y) de las estaciones subsecuentes con respecto al origen. Deberá proporcionar además, la descripción de la línea en términos de PRC.

Muchas veces, los cambios obligados de dirección de la línea (figura VII.1.6.), obligan al analista a efectuar algunas modificaciones en el trabajo normal. Por esto, si una familia PRC aparece dispersada, el apilamiento puede causar un efecto degradante en la relación S-R, pues no se tiene una verdadera coincidencia de los PRC. Para evitar esto, el analista define dos parámetros: una distancia de discriminación y un radio de error (fig. VII.1.7).

La llamada distancia de discriminación (D_d), es un parámetro que se asigna para asegurar que todos los puntos de reflejo común de una línea, sean asignados a un número de familias PRC específico. En la figura VII.1.7, se ve cómo el punto de reflejo E está localizado entre dos familias PRC que son la 60 y la 61, pero debido a su mayor cercanía con la 60 el punto E será asignado a esta familia.

El radio de error, está referido a un círculo de radio R_e , dentro del cual todos los PRC serán utilizados en el apilamiento mientras que los que no lo hagan serán omitidos por considerar que dañarán a la información apilada.

Los parámetros anteriores, se seleccionan de acuerdo a la calidad de la información y al grado de reflexión que presenta la línea ya que si el cambio de dirección es menor a 15° será innecesario definir a las D_d y R_e , ya que ese grado de deflexión no causa una dispersión apreciable de los puntos de reflejo.

Correcciones estáticas y dinámicas.-

Como se vió en el capítulo IV las correcciones estáticas tienen como objetivo, colocar las fuentes y a los detectores en un mismo plano imaginario. Mientras que las correcciones dinámicas permiten colocar a las fuentes y a los detectores de una misma familia PRC, en un mismo punto situado verticalmente arriba del punto de reflexión común a toda la ---

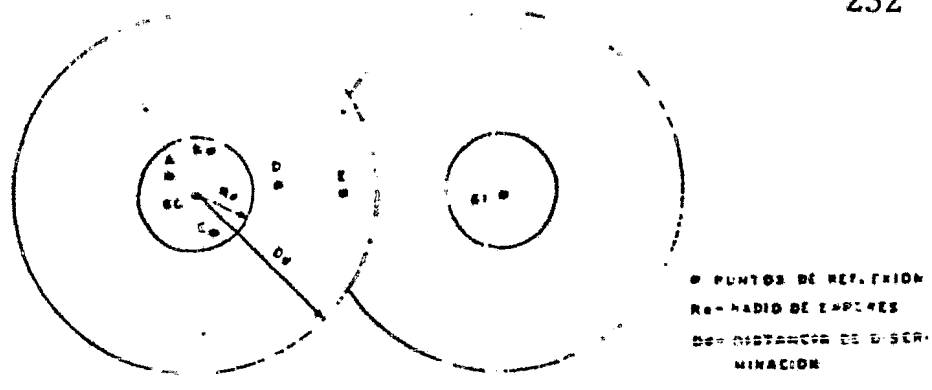


FIG.VII.17 TECNICA DE RADIO DE EMPLEO Y DISTANCIA DE DETERMINACION

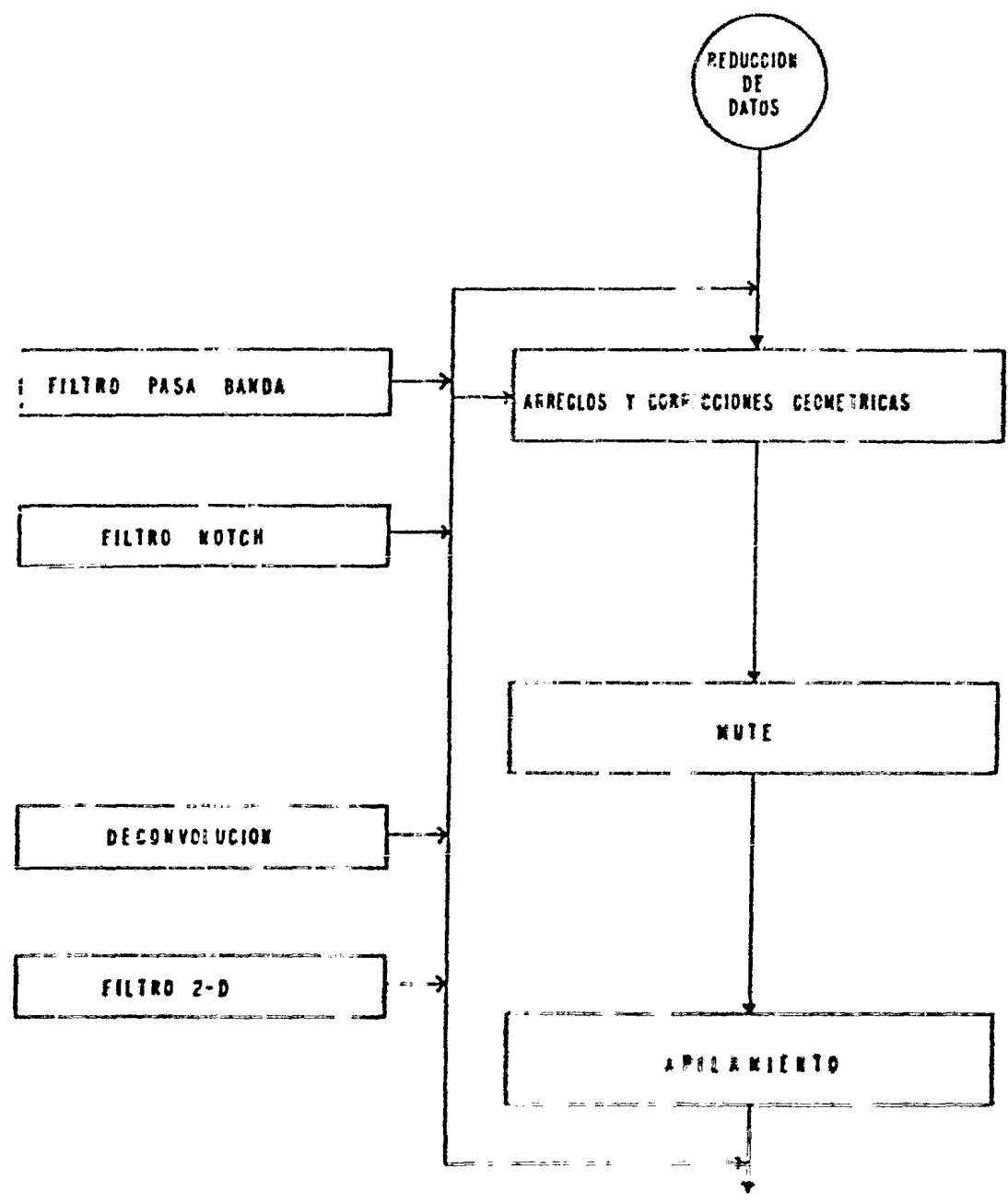


FIG.VII.18 MEJORAMIENTO DE DATOS

familia.

Teóricamente ambas correcciones pueden ser aplicadas indistintamente a los datos, sin embargo, la mayoría de los programas de análisis de velo ci dad, que son empleados para la determinación de la corrección dinámica resultan más efectivos si previamente se han aplicado las correcciones estáticas.

Los programas de cálculo de las correcciones están basados en el modelo y las ecuaciones que ya se vieron (Cap. IV) para el método de reflexión que es el más usado.

Análisis de velocidad.-

También en el capítulo IV se vió que uno de los métodos para la determi nación de velocidades sísmicas, era el de la gráfica de los cuadrados - de los tiempos y las distancias $X^2 - T^2$.

En esta técnica, se acostumbraba a tomar el tiempo de reflexión en un - horizonte particular y su respectivo offset para cada canal de registro, y se procedía a graficar X^2 versus T^2 , se trazaba la línea recta que mejor se ajustara y se tomaba su pendiente que era $1/V^2$.

Más adelante se mostró como en base al mismo modelo, se llevó a cabo el desarrollo de una fórmula que estaba constituida por una serie infinita de tiempo, en la cual los dos primeros términos eran lo suficientemente exactos como para encontrar a partir de ellos una expresión para la velo ci dad (raíz cuadrática media).

La ecuación a la que nos referimos es la numerada como IV.5.10, obtenida a partir de la llamada ecuación de Dix* (IV.5.9), la cual es manejada - por la computadora para el cálculo de la velocidad (\bar{V}_n) con la cual se - obtendrá la corrección dinámica.

Entonces, el término análisis de velocidad es usado para denominar a todos los procesos que vayan encaminados a la determi nación de la veloci dad de corrección o apilamiento para datos PRC, además, incluye a todas las operaciones que se hagan para determinar detalladamente la veloci dad.

#.....

* C.H. Dix (1955), analizó el modelo simple de la tierra para la determinación de V , pero considerando las refracciones provistas por la Ley de Snell.

Dependiendo del paquete de programas disponibles, la calidad de la información y de algún otro objetivo de análisis se pueden usar dos tipos de análisis de velocidad.

- Análisis con velocidad constante de familias PRC.-

En este método, se utiliza un conjunto de velocidades diferente el cual deberá cubrir el rango de velocidad esperadas en el área. Se procede a corregir una o varias familias PRC, aplicando las velocidades antes mencionadas para que el conjunto de familias corregidas sea analizado visualmente, reconociendo los reflejos primarios y definiendo las velocidades de corrección más apropiadas.

La velocidad de apilamiento óptima será la que provoque que el evento primario entre en fase a través de toda la familia; lo que por supuesto tiene el inconveniente de tener que reconocer el evento primario como tal. Otro problema serían los datos de calidad pobre ya que la continuidad de los eventos sería difícil de evaluar visualmente, pero aún así el método es rápido y económico.

- Análisis de velocidad con apilamiento de trazas.-

En forma similar al método anterior, se procede a corregir una serie de diferentes familias PRC, mediante un conjunto de velocidades distintas, para posteriormente apilar las trazas por familias y así obtener una salida de proceso que consista en conjuntos de trazas apiladas con diferente velocidad. De nuevo se analizan visualmente buscando las zonas donde se ha reforzado el primario que estarán en las trazas que hayan sido apiladas con la correcta V_{rms} . La principal desventaja de este método es que consume mucho tiempo de máquina.

*....

Existen métodos más modernos de análisis de velocidad, los cuales están basados en técnicas de autocorrelación en donde gráficamente se muestra el grado de coherencia del evento a través de una o varias familias --- PRC.

La mayoría de los algoritmos actuales de análisis de velocidad, emplean la ecuación hiperbólica de Dix.

Los usos principales del análisis de velocidad son:

- La determinación de la función de velocidad que será utilizado en el - apilamiento PRC, mediante la identificación de eventos primarios.
- Determinación de velocidades medias y de intervalos a partir de la V_{rms} .
- Obtención de las velocidades necesarias en la migración y en la conversión de tiempo a profundidad.
- Obtención de información litológica y estructural.

Una vez hecho el análisis de velocidad las siguientes fases del proceso corresponden a procesos atenuadores de ruido que son: el apilado, el muting y la aplicación de correcciones estáticas residuales, las cuales - ya comentamos en el capítulo anterior.

VII.1.3. Mejoramiento de los datos.

La figura VII.1.8, muestra los procesos que incluye la fase del mejora- miento de los datos, entre los que se incluye algunas técnicas que ya - hemos mencionado como de atenuación de ruido y algunas otras que mencionaremos a continuación.

Durante esta etapa, predominantemente de filtrado digital, la variación de la frecuencia con el tiempo es utilizada para el diseño de los fil-- tros, ya que se conocen en forma aproximada los componentes en frecuen- cia de la traza sísmica (fig. II.5.6 B).

Filtros pasabandas.- Actualmente se utilizan filtros pasabandas digitales variantes o invariantes en el tiempo, su objetivo es eliminar todas aquellas señales cuya frecuencia quede fuera del límite superior e inferior del filtro, mediante la convolución del operador del filtro con la traza sísmica en el dominio de las frecuencias.

Los filtros pasabanda invariantes en el tiempo son muy eficaces en la atenuación de las bajas frecuencias, ondas superficiales y las altas -- frecuencias del ruido generado por el viento, onda de aire, y ruido de pozo, etc.

Sus límites son escogidos, de acuerdo a la respuesta cualitativa que se observa en los registros obtenidos a lo largo de la línea, usando filtros de diferente banda. Se acostumbra aplicarlo antes del apilamiento.

Los filtros pasabanda variantes en el tiempo, se aplican usualmente sobre datos ya apilados y su banda de paso es seleccionada en la misma -- forma que la de los filtros invariantes.

Filtros bidimensionales.- Son filtros que utilizan operadores variantes en el tiempo y el espacio, los cuales se aplican a trazas ya apiladas.

Un ejemplo de este tipo de filtros es el filtro de velocidad, el cual -- elimina ruidos que tengan componentes de frecuencia comunes a la señal -- pero que en cambio tengan una velocidad aparente o echado diferente a la del evento primario.

Deconvolución.- Es un proceso matemático, mediante el cual se va a rea -- lizar una separación de la información convuelta con -- la señal original y de la que no es deseable que aparezca en la traza -- sísmica.

La ondícula en su viaje a través del subsuelo, es reflejada en disconti -- nuidades elásticas y posteriormente registrada en superficie.

Como el carácter de la ondícula es ahora muy diferente al de la señal que fué originada por la fuente, es indiscutible que ha sufrido distorsión durante el viaje. Considerando el proceso de transformación de la señal como una convolución, el principal objetivo de la deconvolución será eliminar las distorsiones que cambiaron el carácter simple del pulso original a un pulso de mayor duración, más baja frecuencia y forma más compleja.

La figura VII.1.9 muestra una traza sísmica distorsionada, en la cual no se distinguen los eventos reflejados. Para visualizar mejor la calidad de los datos, se debe de acortar o colapsar cada ondícula reflejada a un pulso agudo en su mismo tiempo de origen, como se ve en la parte inferior de la misma figura donde ya se puede distinguir los eventos primarios.

Actualmente se cuenta con varios algoritmos de deconvolución los que tienen el objetivo común de restablecer el espectro de la señal sísmica en forma aproximada al espectro de los coeficientes de reflexión que modificaron su forma original. Todos los métodos de deconvolución tienen características comunes a todos ellos y son:

- 1.- Dividir la traza de entrada en segmentos.
- 2.- Deconvolucionar cada segmento.
 - a) Definir el operador de segmento.
 - b) Se definirá el segmento deconvuelto por la siguiente relación: Segmento deconvuelto = Operador de predicción de error * Segmento de entrada.
 - c) Se regresa a (a) para hacer el número de iteraciones específicas.
- 3.- Se mezclan los segmentos deconvueltos.

Así un algoritmo de deconvolución restablece a cada componente en frecuencia presente en el registro a su propio nivel, o en el dominio de el tiempo, colapsa el evento registrado a un pulso de la más corta duración posible preservando el carácter deseado de la señal reflejada.

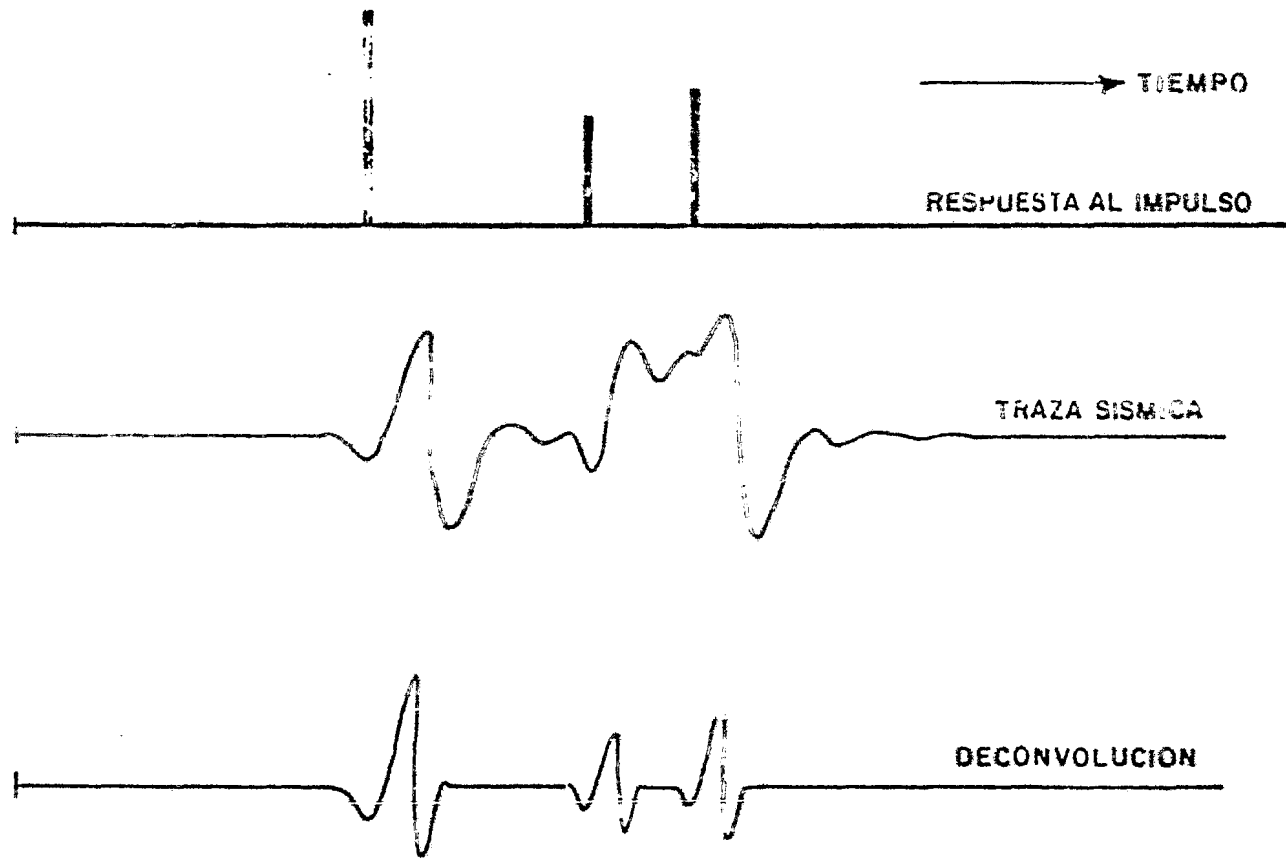


FIG.VII.1.9. DECONVOLUCION

En base a las características ya mencionadas, el analista lleva a cabo la secuencia siguiente durante el proceso deconvolutivo.

- Selecciona la traza a ser autocorrelacionada.
- Mide la forma de onda reflejada y el carácter del ruido que desea atenuar.
- Selecciona los parámetros del operador de deconvolución (distancia predictiva y longitud del operador).
- Aplica el filtro a los datos.
- Evalúa el mejoramiento alcanzado en los datos por la aplicación de este proceso.

Cada segmento de traza escogido, se autocorrelaciona para medir las características de los múltiples y reverberaciones y así poder diseñar un operador para cada uno de ellos.

La selección de los parámetros del operador depende de los objetivos del filtrado como pueden ser el grado de acortamiento del lóbulo principal, la atenuación de un múltiple, fantasma o reverberación.

Actualmente, el proceso de deconvolución se puede aplicar antes y/o -- después de haberse realizado el apilamiento.

X X X X X X X X X X X X

VII.2. Procesos especiales que ayudan a la interpretación sísmica.-

Sin duda alguna, las técnicas de proceso se han desarrollado ampliamente en los últimos años, hoy en día se cuentan con una serie de algoritmos - de gran efectividad en el mejoramiento de los datos pero que por su costo no han sido aún incluidos dentro de las fases normales del procesado. Entre estas nuevas técnicas podemos anotar: a la migración en 3D, el modelado, el procesamiento de la verdadera amplitud, el procesamiento de - ondícula, el sismograma sintético etc. Los cuales se comentarán a continuación.

Migración.- Dado que los eventos que aparecen en una sección sísmica - no corresponden a su posición verdadera, a menos que provengan de horizontes reflejantes planos o con echados menores de 10° ; es por lo que se hace necesario migrar o desplazar los eventos a su posición exacta de reflejo.

Esto resulta lógico, ya que como los eventos sísmicos obedecen a la Ley de reflexión solamente los eventos reflejados con incidencia normal en un contacto plano estarían colocados en su verdadera posición.

La migración de los datos sísmicos, es un proceso mediante el cual se - toma la imagen en tiempo de la tierra (sección sísmica), y se eliminan las distorsiones geométricas que vienen hacer producto del proceso de - generación de la misma (fenómeno sísmico).

El método de migración que ha dado mejores resultados es el que fué desarrollado por Jon Claerbout, a principios de la década de los seten---tas; el que es conocido como migración de la ecuación de onda o de dife---rencias finitas.

Las diferentes técnicas de migración sísmica están basadas en la Ley de reflexión y el principio de Huyghens. La figura VII.2.1., muestra un mo---delo de contacto inclinado el cual nos servirán para ilustrar el princi---pio físico de la técnica.

Supondremos que los datos están ya corregidos (estática y dinámicamen---te), por lo que la fuente y el detector están colocados en el mismo pun---to. Tomemos inicialmente el punto A que es un dato proveniente del even---

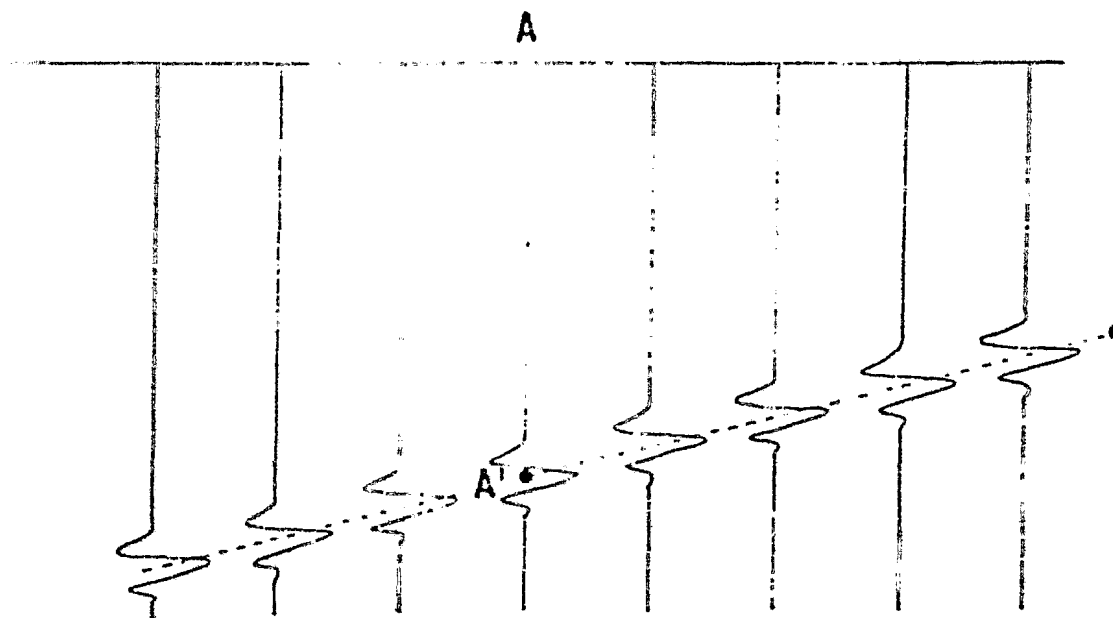


FIG.VII.2.1. SECCION SISMICA DE UN HORIZONTE INCLINADO

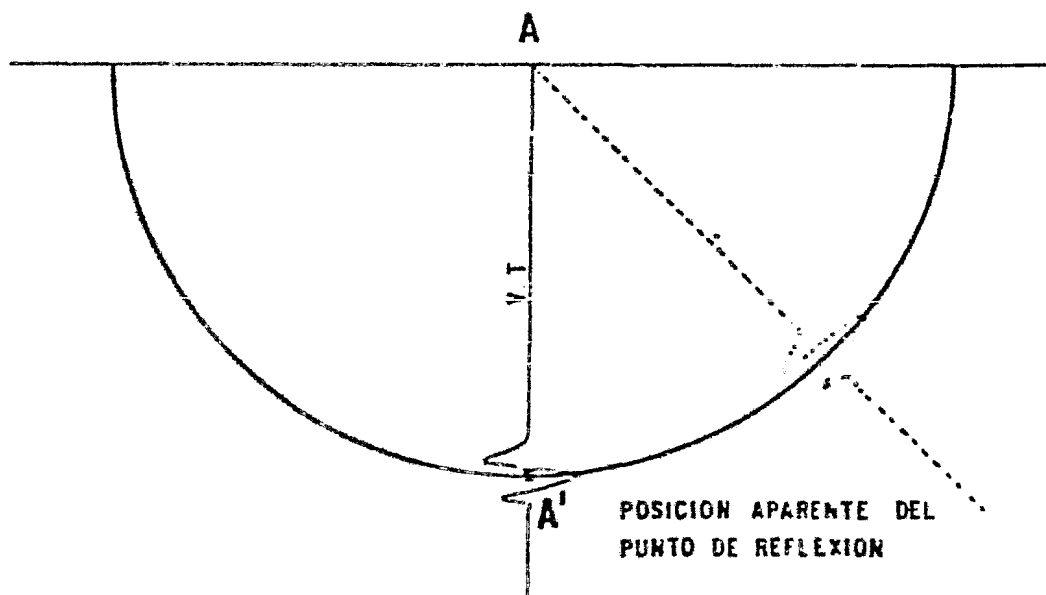


FIG.VII.2.2 LA POSICION REAL DEL EVENTO REFLEJADO PUEDE SER ORIGINADA POR CUALQUIER DISCONTINUIDAD ELASTICA TANGENTE A ESTE MEDIO CIRCULO

to reflejado A', graficado directamente bajo el primero. Pero ahora, si se emitiera un impulso desde el punto A (figura VII.2.2.), se recibiría entonces (en A) un evento reflejado en cualquier punto localizado en el medio círculo de radio A', de manera tal que cualquier reflector que sea tangente al medio círculo, reflejará energía hacia el punto fuente-A. Esto se puede hacer para un número mayor de trazas, trazando arcos de círculo con centro en los diferentes puntos dato, facilitándose el trazo de una tangente común a todas las áreas, la que va a representar el echado verdadero del horizonte registrado (figura VII.2.3.).

Cuando se tienen separados a la fuente y al detector una cierta distancia (off set), el procedimiento es el mismo con la salvedad de que las trayectorias con tiempo de reflexión constante describirán, ahora una elipse y el horizonte reflector quedará situado tangencialmente a esta (figura VII.2.4.). Esta técnica es la conocida como método de la tangente común.

Las secciones sísmicas eran migradas antiguamente con métodos manuales (ábaco), produciendo una configuración estructural aproximada a la verdadera, pero con el advenimiento de la computadora digital, se facilitó el desarrollo de algoritmos de migración bidimensional, los que en su mayoría están basadas en las siguientes suposiciones:

- Todos los eventos que aparecen en la sección sísmica son eventos reflejados o difractados.
- El origen de éstos sea en el plano vertical que contiene a línea sísmica.
- Las variaciones verticales y horizontales de la velocidad son conocidas.

Si no se cumple con cualquiera de las suposiciones anteriores se tendrá una migración bidimensional incompleta o incorrecta.

Se han deducido algunas características cualitativas de las secciones migradas y las no migradas, mediante la aplicación del principio de reflexión.

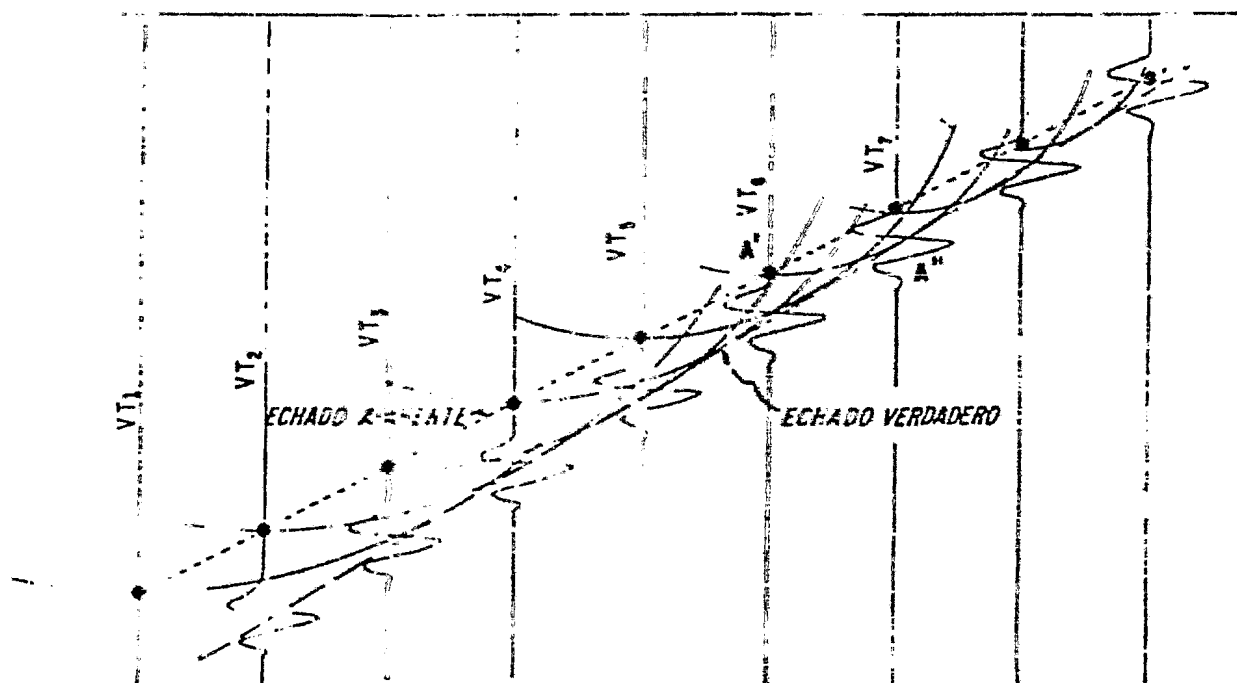


FIG.VII.2.3. MIGRACION DE EVENTOS POR EL METODO DE LA TANGENTE COMUN

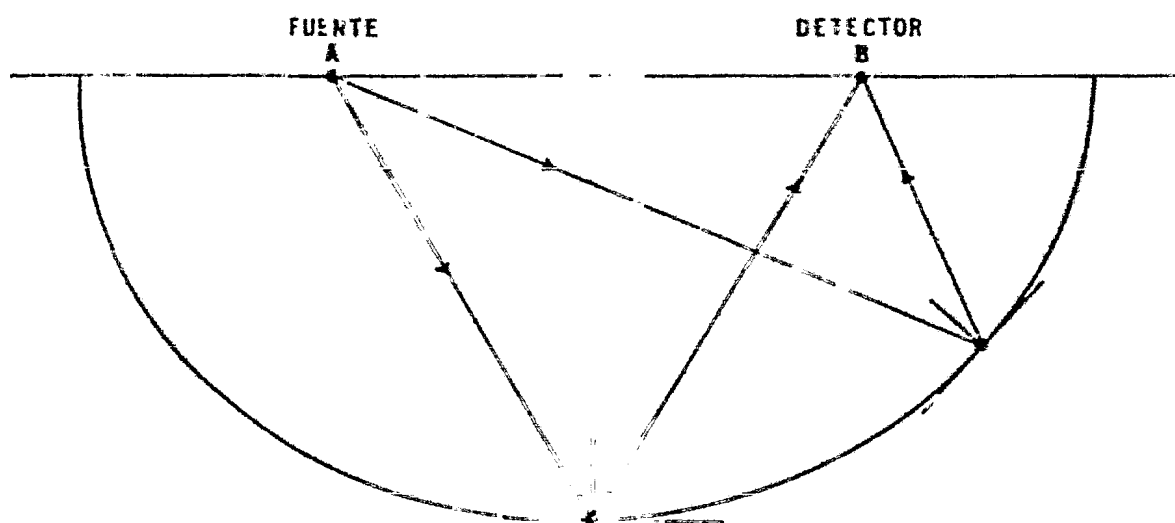


FIG.VII.2.4. MIGRACION DE EVENTOS MEDIANTE LA TECNICA DE LA TANGENTE COMUN CUANDO LA FUENTE Y GEOFONO ESTA APARTADO UN CIERTO OFFSET

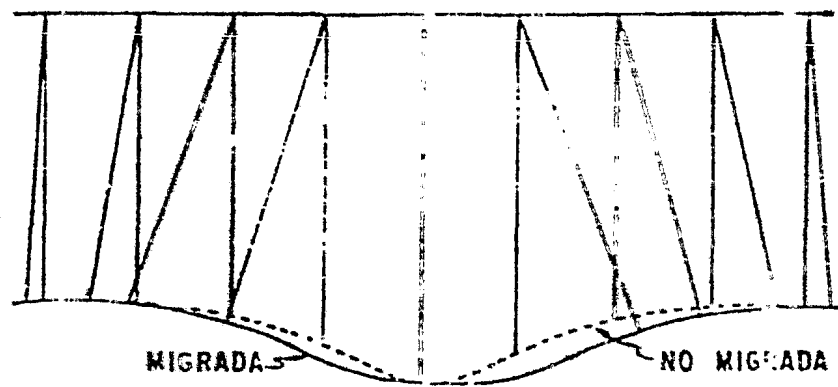


FIG.VII.2.6. SINCLINAL MIGRADO

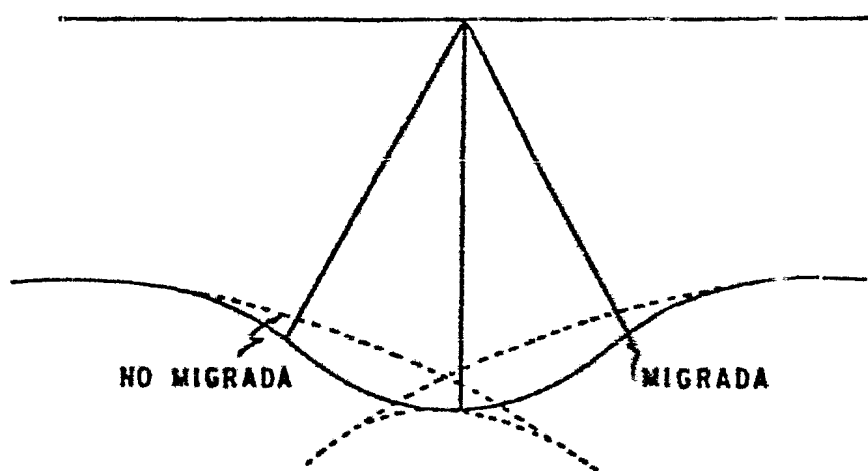


FIG.VII.2.7. SINCLINAL PROFUNDO

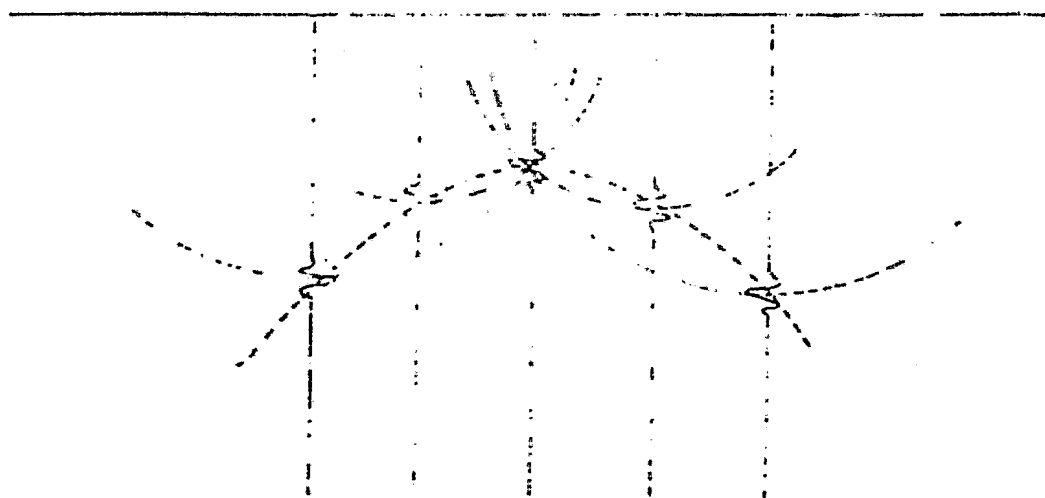


FIG.VII.2.8. - PARABOLA DE DIFRACCION, SE COLAPSA EN UN PUNTO AL SER MIGRADA

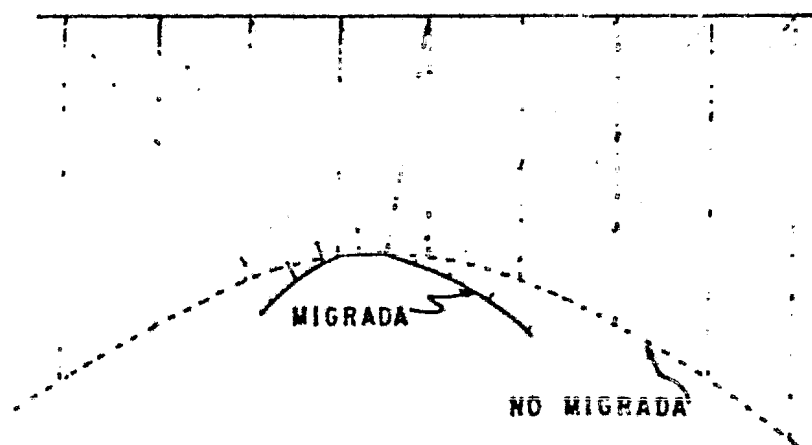


FIG.VII.2.5. ANTICLINAL MIGRADO

- La migración mueve los eventos reflejantes echado arriba.
- Los anticlinales al ser migrados aparecen más angostos y los sinclinales más anchos (figs. VII.2.5. y VII.2.6.).
- Los sinclinales profundos o muy estrechos, originan estructuras fantasma (fig. VII.2.7.).
- Una parábola de difracción se colapsa en un punto al ser migrada --- (fig. VII.2.8).

Modelados.- Como se mencionó en el primer capítulo, el modelado corresponde a la simulación en forma matemática de las condiciones que imperan durante un cierto proceso, que puede ser el del paso de la señal por el medio tierra.

Durante este proceso se pueden calcular los tiempos de viaje, a través de rayos sísmicos contruídos sobre un modelo hipotético, o también calcular la forma de onda sísmica en la sección la cual es resultado de la configuración de l mismo modelo. Se pueden introducir algunos refinamientos tales como difracciones y variaciones de amplitud.

Los parámetros de entrada de un modelo pueden ser muy variados, entre ellos podemos anotar: velocidad, profundidad, espesor de los estratos, densidad, etc. El modelo sísmico es una valiosa ayuda para el intérprete pues le permitirá checar aproximadamente su interpretación y saber que características físicas del subsuelo se pueden relacionar con características del registro sísmico.

Procesamiento de la verdadera amplitud.- Un dato que contiene información acerca del tipo del material presente en la interfase, donde se refleja una señal, es sin duda su amplitud, por lo que para elaborar su estudio de la amplitud relativa de la ondícula los datos han de ser registrados y procesados sin la aplicación de una función de ganancia.

Actualmente, los datos son registrados en un formato de punto flotante el cual no les provoca distorsión y preserva la naturaleza de la onda recibida en el geófono.

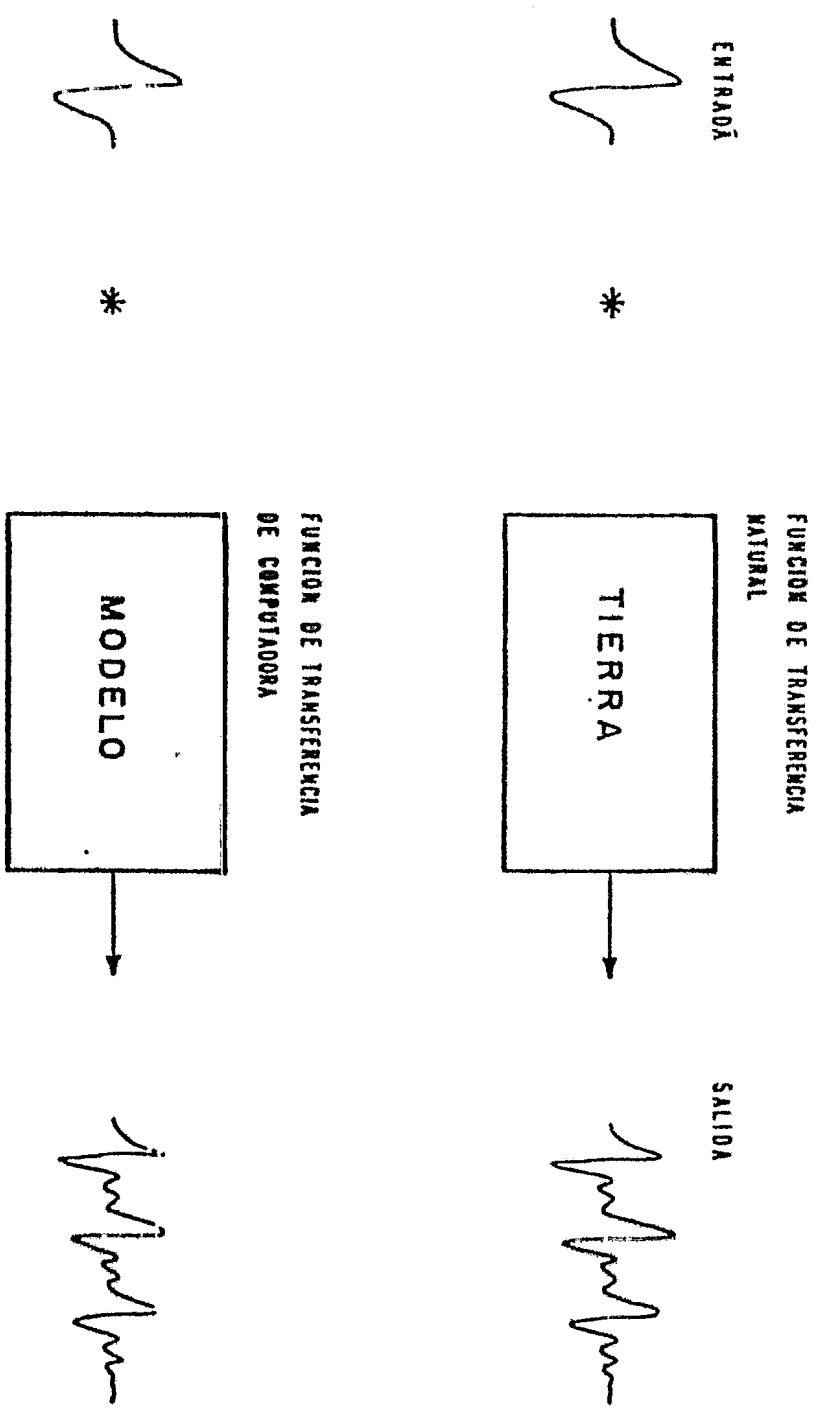


FIG.VII.2.9 MODELADO

En casos especiales (búsqueda de hidrocarburos), algunos complicados algoritmos de procesamiento se aplican a los datos, en áreas de formaciones porosas productoras de gas; las que están rodeadas por sedimentos de alta velocidad, de tal manera que se provoca un contraste de impedancias muy fuertes. Lo anterior, produce unas zonas claramente marcadas en la sección, de eventos con muy alta amplitud conocidos como puntos brillantes.

x x x x x x x x x x x x x x

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS.-

=====

A.A. Fitch, 1979, "developments in Geophysical Exploration Methods [1]", Applied Science Publishers LTD, London.

Arturo Pérez Aldana, 1982, "Diseño de un Prospecto y --- Cálculo de Parámetros para una Exploración Sísmica Tridimensional". Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.

D. H. Griffiths y R.F. King, 1973, " Geofísica Aplicada para Ingenieros y Geólogos, Ed. Paraninfo, Madrid España.

F.S. Grant y G.F. West, 1965, "Interpretation Theory in Applied Geophysics", Mc Graw-Hill.

George E. Mase, 1977, "Mecánica del Medio Continuo", Mc Graw-Hill.

J.E. Mc Gee and R.C. Palmer, 1967, "Early Refraction Practices", Seismic Refraction Prospecting, Society of Exploration Geophysics.

Jon F. Claerbout, 1976, "Fundamentals of Geophysical Data Processing Whith Applications to Petroleum Prospecting", - Mc Graw - Hill.

Kennet A. Titchkosky, 1978, "Summer Seminar of Digital Processing of Seismic Data", Comesa.

Kenneth H. Waters, 1978, "Reflection Seismology a Tool for Energy Resource Exploration", John Wiley and Sons.

L.L. Nettleton, 1940, "Geophysical Prospecting For --- Oil", Mc Graw-Hill.

Lamberto F. Retana Márquez, 1980, "Descripción de la - Secuencia Normal del Procesamiento de Datos Adquiridos en la Prospección Sísmica de Reflexión". Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM.

Leopoldo H. Hernández Avila, 1982, "La Exploración Sísmológica en la Industria Petrolera", Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Luis M. Alva Valdivia, 1980, "Deconvolución de Señales Sísmicas" Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM.

Milton B. Dobrin, 1976, "Introduction to Geophysical - Prsopecting" Third Edition, Mc Graw-Hill.

Notas del Curso de Física de las Ondas 1981, por el -- Dr. Carlos Vargas G., Fac. de Ingeniería, UNAM.

*.....

Notas del Curso de Prospección Sismológica 1983, por el Ing. Jesús Basurto G., Fac. de Ingeniería, UNAM.

Norman Ricker, 1953, "The Form and Laws of Propagation of Seismic Wavelets", Geophysics Vol. 18, pag. 10-40.

Rafael Sánchez Alvarez, 1980, "Métodos de Campo en la Prospección Sismológica Petrolera en Areas Terrestres", Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM.

Roberto E. Sheriff, 1976, "Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, S.E.G.

R.E. Sheriff and L.P. Geldart, 1982, "History and Data Acquisition in Seismic Prospecting" vol.1, S.E.G.

R. Adachi, 1954, "On a Proof of Fundamental Formula Concerning Refraction Method of Geophysical Prospecting and Some Remarks". Kunamoto J. Sci., Ser.A., Vol. 2, pag. 18-23.

Stephen H. Johnson, 1976, "Interpretation of Split Spread refraction data in terms of Plane Dipping Layer", Geophysics Vol. pag. 418-424.

#....

W.M. Telford, L.P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys,
1976 "Applied Geophysics", Cambridge University Press.