

**CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y  
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA**

**APLICACIONES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL**

**T E S I S  
MAESTRIA EN CIENCIAS**

**Silvia Martínez Retama**

RESUMEN de la tesis de Silvia Martínez Retama presentada como requisito parcial para la obtención del grado de -- MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en GEOFISICA de EXPLORACION. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 1988.

## APLICACIONES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL

Resumen aprobado por



---

M.C. Héctor Palafox Rayón  
Director de Tesis

En la parte inicial de este estudio se describen los principios teóricos más importantes en los que se basa el registro del perfil sísmico vertical, (PSV) tanto en su adquisición como en su procesamiento.

Para mostrar su aplicación en la interpretación de datos sísmicos, se construyó un perfil sísmico vertical sintético (PSVS) en una dimensión a partir de un registro sísmico.

Después se empleó un PSV observado en el campo previamente procesado, en donde se interpretaron e identificaron los eventos sísmicos correspondientes a los diferentes estratos presentes en el pozo, determinando así su edad, tipo de roca que constituye cada una de las capas del subsuelo y ---

su respectiva respuesta sísmica.

Toda esta información se empleó para identificar y correlacionar los eventos de reflexión en una sección sísmológica del área e interpretar los principales aspectos estructurales y estratigráficos.

Finalmente, en base a la correlación global de datos - así obtenida, se discutieron las discrepancias en cada método, respecto a la detección de sus distintos eventos sísmicos.

Los resultados más sobresalientes de este estudio fueron la correlación e identificación de los eventos sísmicos con la columna estratigráfica del pozo y la identificación - de posibles fallas afectando a rocas de edad Oligocena y Eocena así como a rocas de edad Cretácica y Jurásica. En el primer caso, se calculó un salto de falla de aproximadamente 80 m. y, en el segundo caso, un salto de falla de aproximadamente 200 m.

En todo este estudio se ha puesto énfasis en el aspecto interpretativo del PSV.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE  
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION CIENCIAS DE LA TIERRA

DEPARTAMENTO DE GEOFISICA DE EXPLORACION

APLICACIONES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL

T E S I S

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener  
el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

Silvia Martínez Retama

Ensenada, Baja California .

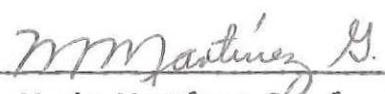
Marzo de 1988.

TESIS PRESENTADA PARA SU DEFENSA POR:



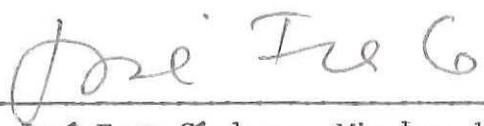
---

M.C. José Guadalupe Acosta Chang, Suplente Director de Tesis



---

Dr. Mario Martínez García, Miembro del Comité



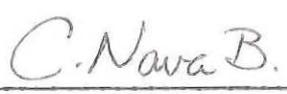
---

Dr. José Frez Cárdenas, Miembro del Comité



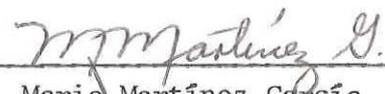
---

M.C. José Guadalupe Acosta Chang, Miembro del Comité



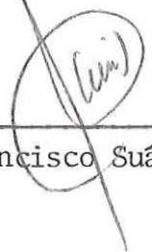
---

M.C. Cuauhtémoc Nava Button, Miembro del Comité



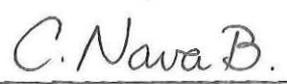
---

Dr. Mario Martínez García, Jefe del Departamento de Geofísica de Exploración



---

M.C. Francisco Suárez Vidal, Director de la División de Ciencias de la Tierra



---

M.C. Cuauhtémoc Nava Button, Director Académico

Tesis presentada en Marzo 4, 1988

DEDICATORIA

A mis padres:

Lulú y Agustín

Con gran amor y gratitud

A mis queridos hermanos

A tí

mi adorado "Rey"  
que no has cesado en  
apoyarme, motivarme y  
brindarme lo mejor de tí.

## A G R A D E C I M I E N T O S

AL CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGIA por su apoyo económico.

AL CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA.

A la COMPAÑIA MEXICANA DE EXPLORACIONES, S.A. (COMESA) por facilitarme los datos y el equipo de cómputo.

A PETROLEOS MEXICANOS por la información proporcionada.

A todas aquellas personas que de alguna forma intervinieron en la realización de este trabajo.

De manera especial al M. en C. Héctor Palafox Rayón por su valiosa orientación y por su aporte intelectual.

Al Ing. Alejandro López Lara y demás integrantes del Departamento de Procesamiento de Datos de "COMESA", por su asesoría en el manejo de programas y por sus sugerencias.

Al Ing. Jorge Uzcanga U., de PETROLEOS MEXICANOS, por su ayuda para obtener los datos, y a los Ings. Antonio Camargo Z. y Marcelo Hernández P., por brindarme dicha información y por sus comentarios que fueron de gran utilidad.

Al Ing. Reynaldo Mondragón M. quien me apoyó de diversas formas y por asistirme en el aspecto geológico.

A las Sritas. Edilia Salazar A., Georgina Benitez C., y Blanca Escareño V., por su colaboración en la escritura a máquina.

A todos los miembros de mi Comité de Tesis: M. en C. José Gpe. Acosta C., Dr. Mario Martínez G., Dr. José Frez C., y M. en C. Cuauhtémoc Nava B., así como al M. en C. Francisco Suárez V., por su revisión, corrección y sugerencias.

A mis profesores, amigos y compañeros.

## CONTENIDO

	PAG.
I.- INTRODUCCION	1
II.- GENERALIDADES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL (PSV).	3
II.1.- Concepto de Perfil Sísmico Vertical	3
II.2.- Fuentes de Energía	6
II.3.- Problemas de Ruido Encontrados en PSV	9
II.4.- Procesamiento de Datos de PSV	13
II.5.- Interpretación de Eventos Primarios y Múltiples a partir del PSV.	24
III.- DATOS	29
III.1.- Geología del Area de Estudio	31
IV.- MODELADO	37
IV.1.- Registro Sónico	37
IV.2.- Coeficientes de Reflexión	42
IV.3.- Sismograma Sintético	46
IV.4.- Perfil Sísmico Vertical Sintético (PSVS).	54
V.- INTERPRETACION	58
V.1.- Interpretación del Perfil Sísmico Vertical Sintético obtenido	58
V.2.- Interpretación de la Sección Sísmica	65
V.3.- Interpretación del Perfil Sísmico Ver tical observado en el Campo.	70

CONTENIDO (CONT.)

	PAG.
VI.- CORRELACION DE DATOS DE PSV CON DATOS SISMICOS SUPERFICIALES Y CON REGISTROS SINTETICOS.	77
VI.1.- Análisis de Resultados	77
VI.I.1.- Resolución	77
VI.I.2.- Comparación de Tiempos de los Eventos de Reflexión.	82
VII.- CONCLUSIONES	91
LITERATURA CITADA	93
APENDICE A VELOCIDADES DEL POZO DE ESTUDIO	96
APENDICE B CALCULO DEL PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO	97

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA		PAG.
1a	CONFIGURACION DE CAMPO PARA UN PERFIL <u>SIS</u> MICO VERTICAL Y HORIZONTAL.	4
1b	COMPONENTES BASICAS DE UN PSV.	4
2a	SEPARACION DE ONDAS ASCENDENTES Y DESCEN- DENTES DE UN PSV POR FILTROS DE VELOCIDAD.	20
2b	CONCEPTO DE FILTROS DE VELOCIDAD (f-k).	22
3	PATRON DE EVENTOS MULTIPLES Y PRIMARIOS - GENERADOS A PARTIR DE UN PSV.	26
4	PSVS PARA UN MODELO SIMPLE	28
5	ESTRUCTURAS MESOZOICAS DE CHIAPAS Y TABAS CO.	32
6	DIAGRAMA DE FLUJO PARA LA OBTENCION DEL - PSVS.	38
7	REGISTRO SONICO OBSERVADO EN EL POZO DE - ESTUDIO.	41
8	REFLEXION Y TRANSMISION DE UNA ONDA DE -- DESPLAZAMIENTO QUE INCIDE EN FORMA NORMAL EN UNA DISCONTINUIDAD.	43
9	ONDICULA TIPO BUTTERWORTH A)FASE CERO; B)FASE MINIMA	47

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (CONT.)	PAG.
10	SISMOGRAMAS SINTETICOS (FASE MINIMA)	50
11	SISMOGRAMAS SINTETICOS (FASE CERO)	51
12	PSVS OBTENIDO A PARTIR DEL REGISTRO SONI <u>CO</u> (SOLAMENTE PRIMARIOS)	56
13	PSVS OBTENIDO A PARTIR DEL REGISTRO SONI <u>CO</u> (RESPUESTA COMPLETA).	57
14	COEFICIENTES DE REFLEXION PARA UN MODELO DE VELOCIDAD.	59
15	SECCION SISMICA EN EL SITIO DEL POZO.	64
16	PSV PROCESADO OBSERVADO EN EL AREA DE ES <u>TUDIO</u> MOSTRANDO AMARRE DEL REGISTRO LITO <u>LOGICO</u> A LOS DATOS SISMICOS SUPERFICIA-- LES.	66
17	CORRELACION DE REGISTROS DE POZO CON DA- TOS SISMICOS SUPERFICIALES MEDIANTE EL - USO DEL PSVS Y DEL SISMOGRAMA SINTETICO.	68
18	PSV PROCESADO OBSERVADO EN EL AREA DE ES <u>TUDIO</u> .	71
19	TRAYECTORIAS Y RESPUESTA DEL PSV PARA EL CASO DE UNA FALLA NORMAL, CONSIDERANDO - UNA SOLA FUENTE DE ENERGIA COLOCADA A -- CIERTA DISTANCIA DEL POZO.	73

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (CONT.)	PAG.
20	PSV PROCESADO OBSERVADO EN EL AREA DE - ESTUDIO (SIN ENFATIZAMIENTO DE ONDAS <u>AS</u> CENDENTES).	75
21	CORRELACION COMPLETA ENTRE EL REGISTRO- DE POZO, EL SISMOGRAMA SINTETICO, LA <u>SEC</u> CION PROCESADA Y EL PSV REAL PROCESADO.	81
22	SITUACIONES ESTRATIGRAFICAS QUE ILUS--- TRAN PORQUE UNA RESPUESTA DEL SISMOGRA- MA SINTETICO NO SIEMPRE SE PARECE A LOS DATOS DE REFLEXION SUPERFICIAL.	85

## LISTA DE TABLAS

TABLA		PAG.
1	TABLA ESTRATIGRAFICA DEL DISTRITO COMALCALCO	33
2	CALCULO DE LA RESOLUCION TEORICA PARA ALGUNAS DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS PRESENTES EN EL POZO.	79
3	COMPARACION DE TIEMPOS DE LOS EVENTOS DE REFLEXION OBSERVADOS EN LOS REGISTROS SISMICOS Y SINTETICOS.	83
4	CALCULO DE LA DERIVA ENTRE LOS TIEMPOS (VERTICALES) DEL PSV Y LOS TIEMPOS DEL REGISTRO SONICO.	89

## APLICACIONES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL

### I.- INTRODUCCION

El estudio del subsuelo ha sido básico para innumerables tareas, tanto de carácter científico como enfocados a la prospección de recursos petroleros, mineros e hidrológicos.

Uno de los métodos geofísicos que aporta valiosa información del subsuelo, es el método de reflexión sísmica superficial, el cual ha tenido su mayor aplicación en la exploración de petróleo y gas. Para obtener información mediante este método, la fuente de energía y los geófonos se colocan a lo largo de la superficie de la Tierra, registrándose varios segundos de datos, por lo que podemos obtener amplia información lateral del subsuelo, pero con una resolución vertical que disminuye al aumentar la profundidad.

A fin de mejorar y complementar la interpretación de datos sísmicos superficiales, se han desarrollado otras técnicas entre las que se encuentran el perfil sísmico vertical (PSV). Este registro que consiste en la medición de la señal a diferentes niveles de profundidad, nos proporciona información en la vertical del pozo con alta resolución y penetración, pero con una menor información lateral.

Además de esta técnica, existe otra de gran utilidad en la interpretación de datos sísmicos y es el sismograma sintético el cual consiste en la elaboración de una trazo o sección sísmica a partir de un modelo. Un caso particular de éste es el perfil sísmico vertical sintético (PSVS) en cual nos permite analizar la propagación de la onda a distintas profundidades.

La interpretación de las características del subsuelo en base a datos sísmicos será más confiable, a medida que se incluya mayor información de esta naturaleza.

Referencias donde se abordan los distintos aspectos -- del PSV son Galperin (1974), Kennett et al. (1980), Kennett y Ireson (1981) y Hardage (1983) entre otros. Esta técnica ha sido ampliamente usada en distintos estudios; por ejemplo, Balch et al (1981, 1982) han utilizado el PSV como apoyo y - complemento de la información sísmica de superficie; Hauge (1981) y Dietrich y Bouchon (1985b) han realizado estudios- sobre la atenuación de la onda sísmica a partir de mediciones de PSV; Lash (1982), Aminzadeh y Mendel (1985) y Dietrich y Bouchon (1985a) han reportado estudios sobre conversión de -- modos, etc.

Los objetivos de esta tesis consisten en determinar la respuesta sísmica de un medio sedimentario, correlacionar e identificar los eventos sísmicos con la columna estratigráfica y finalmente identificar los eventos de reflexión e interpretar los principales aspectos estructurales en una sección sísmica superficial.

Lo anterior se pretende realizar mediante la correlación de la sección sísmica con un PSVS en una dimensión y con un PSV obtenido en el campo. El PSVS será construido a partir de un registro sónico y se ajustará para que coincida con la sección sísmica y el PSV de campo.

## II.- GENERALIDADES DEL PERFIL SISMICO VERTICAL (PSV)

### II.I.- CONCEPTO DE PERFIL SISMICO VERTICAL

Un perfil sísmico vertical es un procedimiento de medición mediante el cual una señal sísmica generada en la superficie de la Tierra es registrada por detectores asegurados a diferentes profundidades en la pared de un pozo.

Este tipo de configuración de campo es distinta a la usada en el perfil sísmico (horizontal) superficial, donde los detectores sísmicos así como la fuente se localizan en la superficie. (Fig.1a).

Cuando se registran datos de PSV, el detector se coloca por debajo de la superficie de la tierra, por lo cual éste responde tanto a eventos ascendentes como descendentes. Además, debido a que el perfil es vertical, es posible observar la forma de onda y su evolución conforme viaja a través de la Tierra, por lo que podemos obtener información sobre reflectividad, atenuación, conversión de modos, velocidad y otras propiedades de las rocas.

El equipo para el registro de un PSV consiste en un detector de pozo, la fuente de energía y el equipo de grabación digital. (Fig.1b).

Las principales aplicaciones que tiene el PSV son las siguientes:

- 1.- Determinación de la velocidad sísmica.
- 2.- Correlación de los eventos primarios (arribos de energía procedentes de una sola reflexión) con la litología del pozo y con la sección sísmica horizontal.

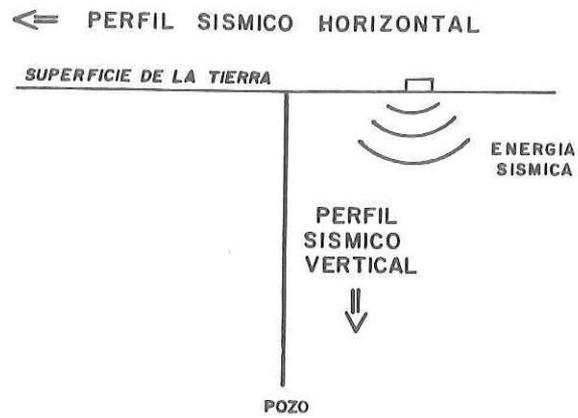


FIG.1a .- CONFIGURACION DE CAMPO PARA UN PERFIL SISMICO VERTICAL Y HORIZONTAL.

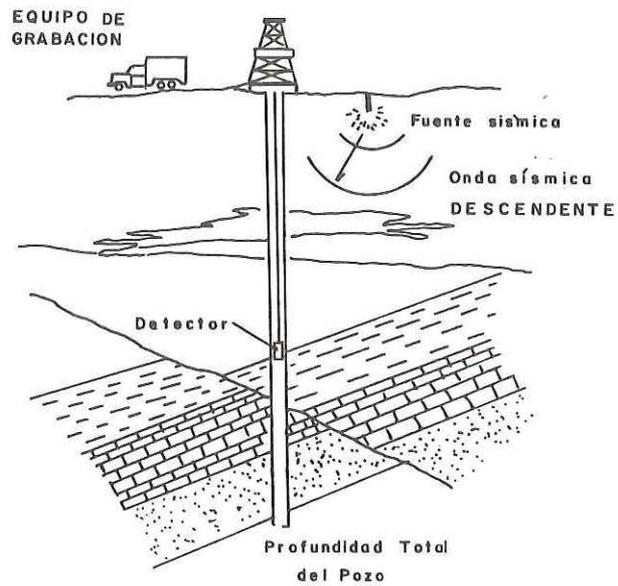


FIG.1b .- COMPONENTES BASICAS DE UN PSV

- 3.- La identificación y análisis de reflexiones múltiples para su comparación con los registros sísmicos y registros-sintéticos.
- 4.- El registro preciso de los eventos primarios a profundidades mayores que la profundidad total del pozo; esto es -- particularmente valioso cuando la sección sísmica carece de buena información en estas profundidades y más aún --- cuando esta zona resulta ser la más importante.
- 5.- El uso de la onda descendente en el diseño de los operadores de deconvolución para las trazas sísmicas cerca del pozo.
- 6.- El uso del PSV en actividades de perforación y producción para:
  - a).- La predicción de las condiciones de las rocas abajo de la barrena de perforación.
  - b).- Identificación de rasgos geológicos hacia los lados de un pozo.
  - c).- Aplicaciones basadas en pozos desviados y su geometría registrada, etc.

## II.2.- FUENTES DE ENERGIA

Durante el registro de un PSV es necesario efectuar muchos tiros sísmicos debido a las distintas posiciones del detector en el pozo.

Por eso es muy importante que las fuentes de energía -- del PSV produzcan una ondícula de tiro altamente estable y consistente de manera repetible, de lo contrario es difícil correlacionar las características equivalentes de ondas ascendentes y descendentes a lo largo de la sección vertical donde se registran los datos.

La intensidad de salida de la fuente de energía del PSV debe seleccionarse cuidadosamente en cada pozo experimental, ya que el incremento de su intensidad puede crear más eventos descendentes originados en las capas reverberantes que están en la parte más superficial de una sección estratigráfica y por lo tanto, será más difícil la recuperación de eventos ascendentes. En todos los PSV las ondas descendentes -- son mucho más intensas que las ascendentes.

La dinamita es una de las fuentes de energía tradicionales usadas en la exploración petrolera, pero tiene una objeción al utilizarse como fuente de energía en el PSV debido a las dificultades de mantener durante un número determinado de tiros, una forma de onda consistente.

El vibrador es una fuente mecánica generadora de ondas y va montado en un camión. El vibrador se acopla a la superficie de la tierra mediante una plancha de acero que transmite un largo tren de ondas, cuya frecuencia varía progresivamente con el tiempo por un período de hasta 14 seg.; la fre-

cuencia puede seleccionarse dentro de un rango de 5 a 120 Hz.

Los vibradores tienen varias características que los hacen atractivos como fuentes de energía para trabajos terrestres; son muy movibles, fáciles de transportar y sobre todo el contenido de frecuencias de la señal es fácilmente ajustable a los requerimientos de la prospección. Además, la magnitud de la energía de entrada puede ser modificada para obtener una mejor relación señal a ruido. Por último, los vibradores son una fuente excelente para la reducción del ruido aleatorio, ya que durante el proceso de correlación de los barridos registrados, se aumenta el cociente señal/ruido y se discriminan las frecuencias que se encuentran fuera del rango.

Otra fuente que se emplea comúnmente es el cañón de aire, el cual puede ser para uso terrestre o marino. El cañón de aire está constituido por una cámara generalmente de  $200 \text{ cm}^3$  que se llena de aire mediante un compresor a una presión de 2000 psi. Una vez que la cámara está lista, se abre una válvula que permite una rápida descarga de aire a una presión muy alta generándose la onda compresional que va a viajar a través del subsuelo. La duración del pulso originado es del orden de 30 ms. y de una frecuencia media de 30 Hz.

Los cañones de aire de uso terrestre tienen algunas ventajas como fuentes de energía ya que son pequeños, portátiles y generan ondas altamente estables. Los cañones deben ser sumergidos en agua ó lodo para lo cual se excava una fosa de aproximadamente 4 m. de cada lado y 3 m de profundidad.

De todos los aspectos relacionados con la fuente sísmica, es su ubicación geométrica la que juega un papel vital en los resultados, ya que según su posición en el espacio, los geófo

fonos en el pozo recibirán un mayor o menor grado de reflexiones del subsuelo. Para optimizar la posición de la fuente se recomienda el modelaje sísmico.

Respecto al detector, su acoplamiento con la pared -- del pozo, es lo más importante. Esto se consigue con un -- brazo que al abrirse lo sujeta firmemente contra la pared.

Algunos detectores tienen tres componente ortogonales, lo que permite estudiar tanto las ondas compresionales como las de cizallamiento.

### II 3.- PROBLEMAS DE RUIDO ENCONTRADOS EN PSV

Como sabemos, cada método tiene problemas específicos - que reducen su confiabilidad y en el caso del PSV los problemas de ruido más comunes son los ocasionados por las ondas de cable, el anclaje del detector, los tubos y cimentaciones del pozo y las correspondientes ondas de tubo.

Acoplamiento del detector.- Cuando el detector no tiene buen acoplamiento con la pared del pozo, se observa una alteración en el carácter de la onda que arriba directamente. Además, el alto nivel de ruido y la resonancia que se da después del primer arribo ocultan completamente cualquier evento subsecuente, ya sea ascendente o descendente.

Ondas de Cable.- Aunque un detector esté rígidamente anclado a la pared del pozo, puede presentar un alto nivel de ruido porque las vibraciones se pueden transmitir desde la superficie hasta el montaje del detector por medio del cable registrador.

La velocidad de propagación de ondas a lo largo de un cable multitrenzado puede variar entre 2500 y 3500 m/seg. -- (Galperín, 1974); en pozos someros y en secciones estratigráficas de baja velocidad, una onda de cable puede ser el primer arribo medido por un detector de pozo y si no se reconocen correctamente estas ondas, pueden provocar un análisis erróneo de la velocidad de la formación.

Este tipo de ruido puede reducirse aflojando el cable - después de que el sensor está anclado en el pozo y así permitir que las vibraciones se amortigüen antes de llegar al detector. La cantidad de flojedad del cable necesaria para la supresión del ruido es pequeña; 3 ó 4 metros son generalmente suficientes aún a profundidades de 3000 a 4000 me--

tros.

Resonancia en tubo del pozo.- Los datos de PSV utilizables son difíciles de registrar dentro de la tubería cementada en el pozo porque puede ocurrir que uno ó más de los tubos no estén en contacto con la formación. Como consecuencia - de lo anterior, los datos que se registran cerca de la superficie donde se encuentran los tubos o conexiones muestran un comportamiento de resonancia de gran amplitud, lo cual dificulta, y en algunos casos impide, rastrear las reflexiones ascendentes a través del intervalo de resonancia.

Ondas de tubo.- Las ondas de tubo son las que se generan cuando se desplazan las partículas del fluido de alguna parte de la columna del lodo del pozo.

La fuente dominante de este desplazamiento de fluido es - la "onda Rayleigh" de superficie, la cual gira a través de la columna líquida que llena el agujero.

Una vez que se ha generado una onda de tubo, se propaga - hacia arriba y hacia abajo en todo el pozo varias veces y genera ondas de tubo secundarias en contrastes fuertes de impedancia.

Otro mecanismo que genera ondas de tubo es el disturbio - creado en la columna del lodo cuando una onda compresional que se propaga interactúa con un fuerte cambio de impedancia que - ocurre dentro de un pequeño volumen en el pozo, como por ejemplo la terminación del ademe de superficie, el cual causa un - importante cambio en la impedancia del pozo (Hardage, 1983).

Las ondas de tubo descendentes se generan ya sea en puntos - de ademado o en derrumbes severos del pozo.

Para que se formen las ondas de tubo que se observan en -

el PSV, se requiere una anomalía del agujero y una fuente - de energía generadora. Estas ondas son uno de los tipos más perjudiciales de ruido existente en el PSV porque presentan un ruido coherente que se repite en cada tiro sísmico. Así, tenemos que los detectores de superficie son afectados por ondas Rayleigh y Love y los detectores de pozo por ondas de tubo.

Además de los problemas mencionados anteriormente, --- existen otros relacionados con la posición de la fuente y - el pozo, ya que, cuando el PSV se registra con la fuente -- alejada del pozo, la incidencia de la onda compresional en los contactos de los estratos es oblicua, lo cual origina - que una gran cantidad de energía de la onda compresional sea convertida en modos de onda S; dichas ondas convertidas pue den generar a la vez ondas P y su amplitud se incrementa -- conforme se incrementa la distancia de la fuente al pozo -- (Dietrich, 1985). Por lo tanto, la componente vertical de - las ondas convertidas (SV) puede estar incluida en la medición de la componente vertical de las ondas compresionales, y ocasionalmente excederlas en intensidad (Galperin, 1974). Para poder identificar las ondas S convertidas, es necesaa-- rio registrar el PSV con un detector que tenga las 3 componentes ortogonales.

Otro problema que se presenta ocasionalmente en el PSV es el registro de refracciones, observándose un predominio de ellas en la parte inicial del registro. Como en el caso anterior, conforme la distancia de la fuente al pozo sea ma yor, se registrará un mayor número de ondas refractadas.

También puede presentarse el caso de registrar reflexiones provenientes de heterogeneidades laterales al pozo, localizadas dentro del radio de investigación del PSV (el ---

cual es de aproximadamente, la mitad de la distancia de la -  
fuente al pozo), lo cual puede conducirnos a errores en la -  
interpretación, ya que ésta se basa en la suposición de un -  
modelo estratificado horizontalmente.

A pesar de estas limitaciones, el PSV se considera una-  
herramienta muy valiosa debido a que tiene una gran cantidad  
de aplicaciones.

## II. 4.- PROCESAMIENTO DE DATOS DE PSV

Es necesario el procesamiento de los datos de campo registrados digitalmente para que la información pueda ser debidamente analizada ya que, en los datos crudos, las reflexiones son tan débiles que frecuentemente están obscurecidas por el tren de ondas descendentes, por ruido aleatorio y por ruido coherente. Además, podemos tener cambios en la forma de onda de la fuente, reverberaciones, múltiples y otros efectos que deben ser compensados.

En esta sección se describirá en forma general las etapas del procesado de datos de PSV usadas para interpretarlos.

Editado.- La grabación de datos de un PSV es hecha con un equipo similar al de grabación sísmica de reflexión, por lo que el demultiplexado es el primer paso que se aplica a la cinta de campo. Posteriormente el registro es graficado para un chequeo de calidad inicial; los registros ruidosos e inadecuados son eliminados del grupo en esta etapa.

Apilado.- Como las fuentes superficiales son notoriamente débiles, frecuentemente es necesario energizar la fuente varias veces por cada nivel del detector y entonces combinar y apilar todos los registros obtenidos así.

El proceso de apilado es efectivo si el carácter de la ondícula en cada traza es idéntico. En este paso, tanto la información como el ruido coherente a lo largo de la traza serán enfatizados. Por el contrario, si la fuente de energía crea formas de onda diferentes de tiro a tiro, entonces el apilado no mejorará el contenido de la señal.

14

Correcciones Estáticas.- Esta corrección depende de la geometría fuente-receptor y es simplemente el cálculo de una estática por elevación a profundidad del pozo (si existe), a un nivel de referencia dado, tomando en cuenta la velocidad bajo la capa de intemperismo.

En esta etapa los tiempos diagonales correspondientes a los primeros arribos se corrigen a la vertical sobre un nivel de referencia dado. Estos tiempos verticales corregidos serán utilizados para alinear los eventos ascendentes y descendentes.

La expresión para obtener los tiempos verticales ---- (Tgd) está basada en geometría simple y es la siguiente:

$$Tgd = T(\cos i) - Sd/Vs ; i = \arctan H/Dgs \quad ( 1 )$$

donde T = tiempo correspondiente al primer arribo (onda directa).

H = distancia horizontal entre la fuente y el pozo.

Dgs = distancia vertical entre la fuente y el detector.

Sd = distancia vertical entre la fuente y el nivel de referencia.

Vs = velocidad debajo de la capa de intemperismo.

Una vez que se obtienen los tiempos verticales, es posible calcular las velocidades medias y de intervalo para cada uno de los niveles.

Correcciones Dinámicas.- Cuando los PSV son observados con disparos a una cierta distancia o diferentes distancias del agujero, es posible estudiar la respuesta sísmica de la tierra en las cercanías del pozo. La extensión lateral de investigación del PSV está limitada a una zona que es aproxima

damente la mitad de la distancia entre la fuente y el pozo - (off-set) lo cual nos permite estudiar lateralmente la contnuidad, echados, fallas y otras anomalías a lo largo de los reflectores cercanos al pozo.

Cuando la distancia entre la fuente y el pozo es pequeña ó cuando no hay tal separación, las ondas ascendentes --- guardan una simetría respecto a las ondas descendentes, pero cuando se tiene un PSV con fuentes a una ó diferentes distancias, ya no existe tal simetría, lo cual dificulta la separación de las ondas ascendentes de las descendentes llevada a cabo mediante un filtro de velocidades.

Una forma de solucionar este problema es aplicar una corrección a la escala de tiempo, de tal forma que se restaure - la simetría. Esto se logra repartiendo el tiempo correspondiente a la diferencia entre el tiempo diagonal y el tiempo corregido a la vertical a lo largo de toda la traza.

Esta corrección es similar a la corrección de tiempo para un punto común de profundidad aplicada a un perfil superficial; sin embargo, para el caso del PSV, la transformación no es lineal ya que la diferencia en tiempo entre dos niveles se incrementa hacia la superficie.

Filtro Paso de Banda.- Con frecuencia es posible obtener un mejoramiento adicional a la relación señal a ruido aplicando un filtro paso de banda. Dos fuentes de ruido importantes que pueden ser suprimidas en esta manera son el ruido de tubo (que es coherente) y el ruido de fondo aleatorio. Para determinar las bandas de frecuencia de la señal del ruido coherente y del ruido aleatorio se requiere un análisis espectral. --- Cuando la banda de frecuencia del ruido de tubo cae fuera o - parcialmente fuera de la banda de frecuencias de la señal, en tonces el filtro paso de banda es muy efectivo para suprimir-este tipo de ruido.

Alineamiento de Ondas Descendentes.- Una vez calculados los tiempos verticales y efectuadas las correcciones dinámicas (estas últimas cuando existe un off-set grande), se procede a la alineación de los eventos descendentes. Esto se realiza para poder separar posteriormente los eventos descendentes de los ascendentes mediante la aplicación de filtros de velocidad.

El alineamiento de los eventos descendentes y ascendentes se lleva a cabo por medio de un corrimiento en tiempo estático. Para esto se supone un modelo con estratos planos y horizontales, además se considera que la fuente está muy cerca del pozo por lo cual las trayectorias son verticales. Tomando en cuenta estas consideraciones, tendremos que cada traza del PSV estará desfasada de la subsiguiente en un tiempo correspondiente a la distancia entre las dos posiciones consecutivas de los geófonos. Por lo tanto, si se supone que todas las reflexiones se registran en una sola posición del geófono; por ejemplo, en la superficie del terreno, entonces bastará sumar a cada traza sísmica su correspondiente tiempo vertical, con lo cual todos los eventos ascendentes se posicionarán al mismo tiempo en el que ellos hubieran llegado a la superficie.

En forma similar, si a cada traza se le resta su tiempo vertical, entonces todos los eventos descendentes se posicionarán en fase cero.

Deconvolución del Tren de Ondas Descendentes.- La onda descendente de la fuente no es ni un impulso ni una ondícula simple, sino un tren de ondas complicado. La reverberación de la energía sísmica entrampada en los estratos cercanos a la superficie es en gran parte responsable de esto. Cada estrato del subsuelo reflejará este tren de ondas entero por lo que las reflexiones registradas contienen una mezcla de trenes de onda, no una serie de pulsos discretos en cada estrato. La in-

17

interpretación geológica puede ser difícil bajo estas circunstancias.

Por esta razón, es necesario calcular el grupo de datos que hubiera sido registrado si el tren de ondas original -- que viaja descendentemente hubiera sido un pulso corto único. Esta es la esencia de la deconvolución.

Una ventaja de usar los eventos descendentes de PSV para calcular operadores de deconvolución es que los operadores son determinados a partir de un campo de ondas (eventos descendentes) cuya potencia de señal es de 10 db a 40 db. -- mayor que las usadas comunmente para calcular los operadores de deconvolución (es decir eventos ascendentes débiles-- registrados en la superficie).

Existen varios tipos de deconvolución, pero no se considera pertinente describirlos en este trabajo.

Análisis de Amplitud. -- Existen varios factores que --- afectan la amplitud de la onda sísmica tales como el arreglo -- geométrico (localización del detector respecto a la fuente), la pérdida de energía por transmisión, dispersión y absor-- ción, etc., por lo que la pérdida de amplitud de los datos, de PSV tiene que ser compensada por procesos numéricos.

Esto se logra mediante el análisis de amplitud por ven-- tanas a diferentes niveles de profundidad, con lo cual es -- posible calcular una función de ganancia de tipo exponen-- cial.

Existe una dificultad en la determinación de la fun-- ción de compensación de ganancia para los datos de PSV, debi-- do a la presencia de ruido de tubo coherente. Esto es por--

que las características del decaimiento de la amplitud de la señal son bastante diferentes a las del ruido de tubo -- por lo que al compensar los datos por ganancia, se puede -- producir una enorme amplitud en el ruido de tubo.

Las reverberaciones cercanas a la superficie también interfieren con el análisis de la amplitud debido a que su amplitud no decae con el tiempo de la misma forma que otros eventos. Por tanto, hay un elemento subjetivo en el análisis del decaimiento de la amplitud y compensación. La compensación de la amplitud final depende de la frecuencia, -- del ruido de tubo y de la clase de información que se desee derivar de los datos.

Filtro de Velocidades.- Como se mencionó anteriormente, los sismogramas registrados en el PSV consisten de una superposición de trenes de onda descendentes y ascendentes. -- Para identificar los eventos reflejados, es necesario con -- frecuencia, separar estos dos tipos de ondas.

El filtro de velocidad es una manera de realizar esto, utilizando la velocidad aparente de los eventos coherentes (eventos que tienen una relación de fase constante en cada -- traza) sobre un grupo de trazas adyacentes, para separar -- los eventos deseados (eventos coherentes con la velocidad -- aparente prescrita) de los eventos no deseados (eventos incoherentes con la velocidad aparente "equivocada"). La velocidad aparente se obtiene por la recíproca de la pendiente de la curva tiempo-distancia.

La velocidad es una cantidad vectorial; por lo tanto, -- las velocidades de propagación de los modos de onda sísmi--cos difieren en dos maneras fundamentales:

- 1.- Las direcciones de propagación pueden ser diferentes.

2.- Las magnitudes de las velocidades pueden ser distintas.

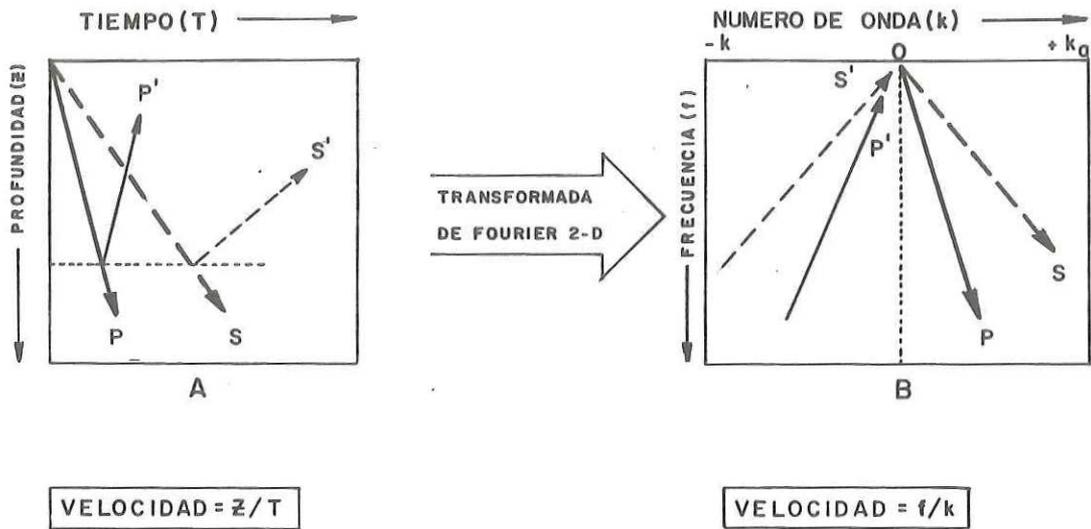
Un filtro de velocidad puede atenuar un modo de energía no deseado tomando ventaja de una o de estas dos propiedades.

La Fig. 2a. muestra las relaciones fundamentales entre el comportamiento de la velocidad sísmica expresada en el dominio espacio-tiempo ( $Z-t$ ) y en el dominio frecuencia-número de onda ( $f-k$ ). Los datos de PSV son intercambiados entre estos dos dominios matemáticos por una transformada de Fourier bidimensional directa e inversa. En el ejemplo mostrado en la Fig. 2a. la energía descendente se define arbitrariamente con una velocidad de propagación positiva. Por lo tanto, la transformada de Fourier, expresa los modos de onda descendentes en términos de los números de onda positivos.

La energía ascendente exhibe velocidades negativas (por definición arbitraria), y la transformada de Fourier por lo tanto coloca los modos ascendentes en el semi-plano del número de onda negativo.

Por lo tanto la transformada de Fourier separa los eventos de PSV en dos semiplanos diferentes del espacio  $f-k$ , dependiendo de la dirección en la que los eventos viajen. En la figura, el ancho de cada línea, es proporcional a la cantidad de energía contenida en ese modo de onda.

Aunque los eventos de PSV ascendentes y descendentes se crucen entre ellos en el dominio espacio-tiempo ( $Z-t$ ), ellos no se traslaparán en el dominio frecuencia-número de onda ( $f-k$ ), siempre y cuando los datos sean muestreados propiamente.



$$T = \frac{1}{f}$$

;

$$\lambda = \frac{1}{k}$$

T = Período

f = Frecuencia

 $\lambda$  = Longitud de onda

k = Número de onda

$$Pe = \frac{\tau}{z}, \quad v = \frac{1}{Pe} = \frac{z}{\tau}; \quad v = \frac{\lambda}{T} = \frac{f}{k}$$

Pe = Pendiente de la curva tiempo-distancia (t-z)

v = Velocidad aparente

FIG. 2a.- SEPARACION DE ONDAS ASCENDENTES Y DESCENDENTES DE UN PSV POR FILTROS DE VELOCIDAD.

Esta separación de modos de onda de PSV en el espacio  $f-k$  provee una manera conveniente por la cual los eventos descendentes pueden ser atenuados sin suprimir eventos ascendentes.

En la Fig. 2b se muestra una forma numérica de rechazar energía descendente. Una vez que los datos son transformados en el dominio  $f-k$ , multiplicando cada punto de los datos en el semi-plano del número de onda positivo por un valor que es mucho menor que la unidad, se atenuarán las amplitudes de los eventos descendentes. Por ejemplo, si se multiplican en la Fig. 2b-B todos los eventos descendentes por 0.001, entonces estos eventos se atenuarán 60 decibeles, (Fig. 2b-C) y, aplicando una transformada de Fourier inversa sobre estos datos de  $f-k$  modificados, se generará un nuevo grupo de datos de PSV expresado en espacio y tiempo (Fig. 2b-D) en el que los modos descendentes son 60 decibeles más débiles que los del grupo de datos de la Fig. 2b-A.

Además de utilizar la dirección de la velocidad de los modos de onda para atenuar eventos no deseados, es posible emplear la magnitud de la velocidad y por tanto, los eventos en el semi-espacio número de onda correcto pero que viajen con velocidades de grupo incorrectas, serán suprimidos.

Para esto se emplea un concepto en el filtrado de velocidad y es la medida de un echado en función de la velocidad aparente a lo largo de un conjunto de trazas.

Todos los eventos con la misma inclinación lineal en el dominio espacio-tiempo (independientemente de sus posiciones en espacio-tiempo) se transformarán en un solo evento lineal en el dominio frecuencia-número de onda ( $f-k$ ).

Si los eventos exhiben una curvatura en el dominio  $Z-t$ ,

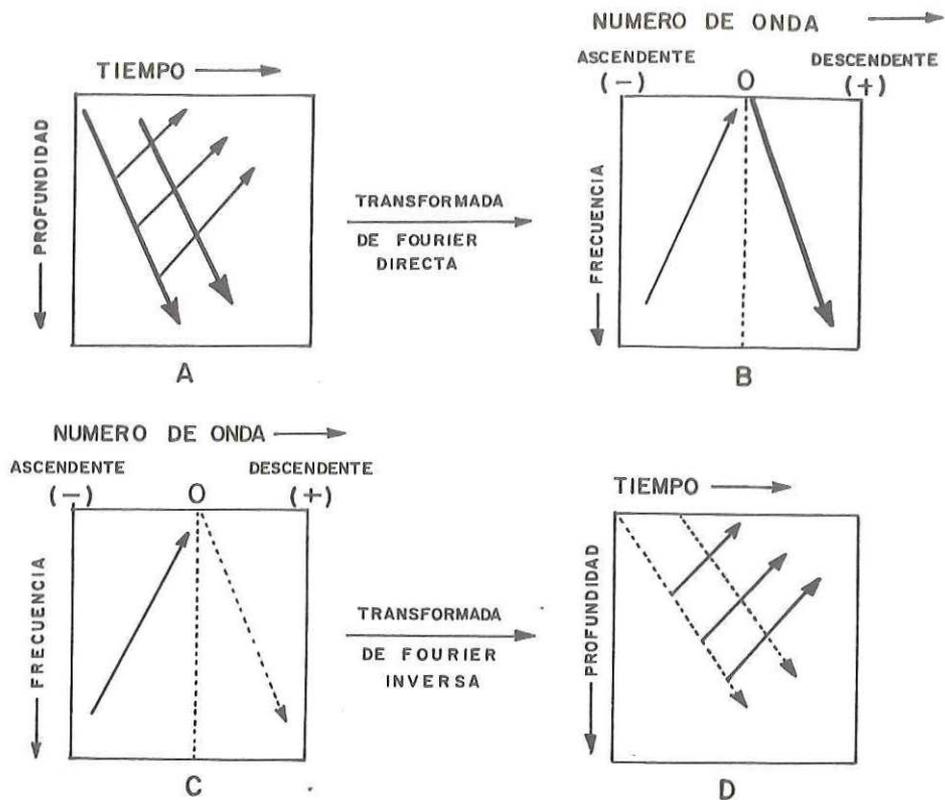


FIG. 2b.- EL CONCEPTO DE FILTROS DE VELOCIDAD (f-K) (Según Hardage, 1983)

- Datos de PSV originales. Los eventos descendentes se muestran con flechas gruesas. Los eventos ascendentes se muestran con flechas más delgadas.
- Transformada de Fourier bidimensional directa del grupo de datos A. Los eventos descendentes están en el semiplano positivo. Los eventos ascendentes están en el semiplano negativo.
- Grupo de datos B después de haber multiplicado el semiplano positivo por un número pequeño (por ej. 0.001). Los eventos descendentes son atenuados. Los eventos ascendentes no son afectados.
- Transformada de Fourier bidimensional inversa del grupo de datos C. Los eventos descendentes son atenuados. Los eventos ascendentes están ahora más fuertes que los eventos descendentes.

éstos se podrán considerar como si estuvieran formados por un número de eventos lineales muy cortos con distintas inclinaciones y por lo tanto, la energía en el dominio f-k ocupará una zona formando un abanico. Esto obstaculiza la atenuación de esta clase de eventos ya que al atenuar la zona que ocupa su energía en el dominio f-k, también serán afectados todos los eventos comprendidos en esa zona con lo cual se corre el riesgo de alterar la señal de interés.

## II. 5 INTERPRETACION DE EVENTOS PRIMARIOS Y MULTIPLES A PARTIR DEL PSV

Para ilustrar la forma en que los eventos múltiples y primarios en los datos del PSV variarán dependiendo de la posición del detector en el pozo, se presenta la Fig.3 la cual muestra el caso de incidencia normal para dos reflectores horizontales en el subsuelo y el patrón de eventos del PSV que se generará. Se muestran dos trayectorias de rayos a dos posiciones del detector.

Por conveniencia, se han separado las dos clases de eventos a la derecha e izquierda del diagrama, aunque todos ellos se originan en la misma ubicación de la fuente de energía, cercana al pozo. Para evitar confusiones por el detalle, la posición del detector de arriba muestra sólo los eventos que viajan ascendentemente y la posición del detector de abajo, sólo tendrá energía de viaje descendente, aunque las dos clases de eventos (ascendentes y descendentes) se presentan en ambos niveles.

La línea continua gruesa representa eventos simples de reflexión primaria. El trazo discontinuo representa a eventos múltiples de rebote que arriban ascendentemente al detector. Cuando estos dos tipos de eventos emergen a la superficie de la Tierra, ellos constituyen los datos de reflexión sísmica horizontal; el PSV detectará además de estas reflexiones a los eventos descendentes.

En este diagrama se puede observar que, conforme el geófono descienda de la superficie de la Tierra hacia la profundidad total del pozo, la onda directa (evento primario descendente, su curva es la de primeros arribos) viajará una mayor distancia, por lo cual su tiempo se irá incrementando, tal como lo muestra la curva de primeros arribos. Por el contrario,

conforme el detector descienda de la superficie del terreno hasta el primer contacto ( $\rho_1 V_1$ ), los eventos primarios ascendentes disminuirán su trayectoria de reflexión, por lo cual su tiempo será cada vez menor, de tal manera que cuando el geófono esté en la superficie del terreno, se registrará el mayor tiempo de reflexión correspondiente al primer contacto, (marcado con la letra A) y cuando el geófono esté justo arriba de este contacto ( $\rho_1 V_1$ ) se registrará su menor tiempo de reflexión (señalado con la letra B); por esta razón, los eventos ascendentes se asemejan a una imagen de espejo en la curva de primeros arribos. Por lo tanto, AB es el evento primario ascendente originado en el primer contacto ( $\rho_1 V_1$ ) y CB es la curva de primeros arribos correspondiente al medio.

Cuando el geófono esté exactamente en el primer contacto ya no será posible registrar los eventos reflejados en ese contacto y entonces el geófono registrará la onda directa viajando ahora con la velocidad del segundo medio; estos cambios de velocidad correspondientes a los distintos estratos del subsuelo, estarán reflejados en cambios de pendiente de la curva de primeros arribos.

Los eventos múltiples siguen el mismo patrón de comportamiento de los eventos primarios que se acaba de describir, por lo cual tanto los eventos múltiples descendentes como ascendentes se alinearán en forma paralela a sus respectivas curvas de eventos primarios, tal como se observa en la Fig. 3, pero estarán desplazados en tiempo; este tiempo es el correspondiente a las reflexiones internas originadas en el estrato que dió lugar al múltiple. Por lo tanto, los eventos ascendentes primarios intersectarán la curva de los primeros arribos y además la terminación de dichos eventos permitirá el reconocimiento del múltiple y su origen.

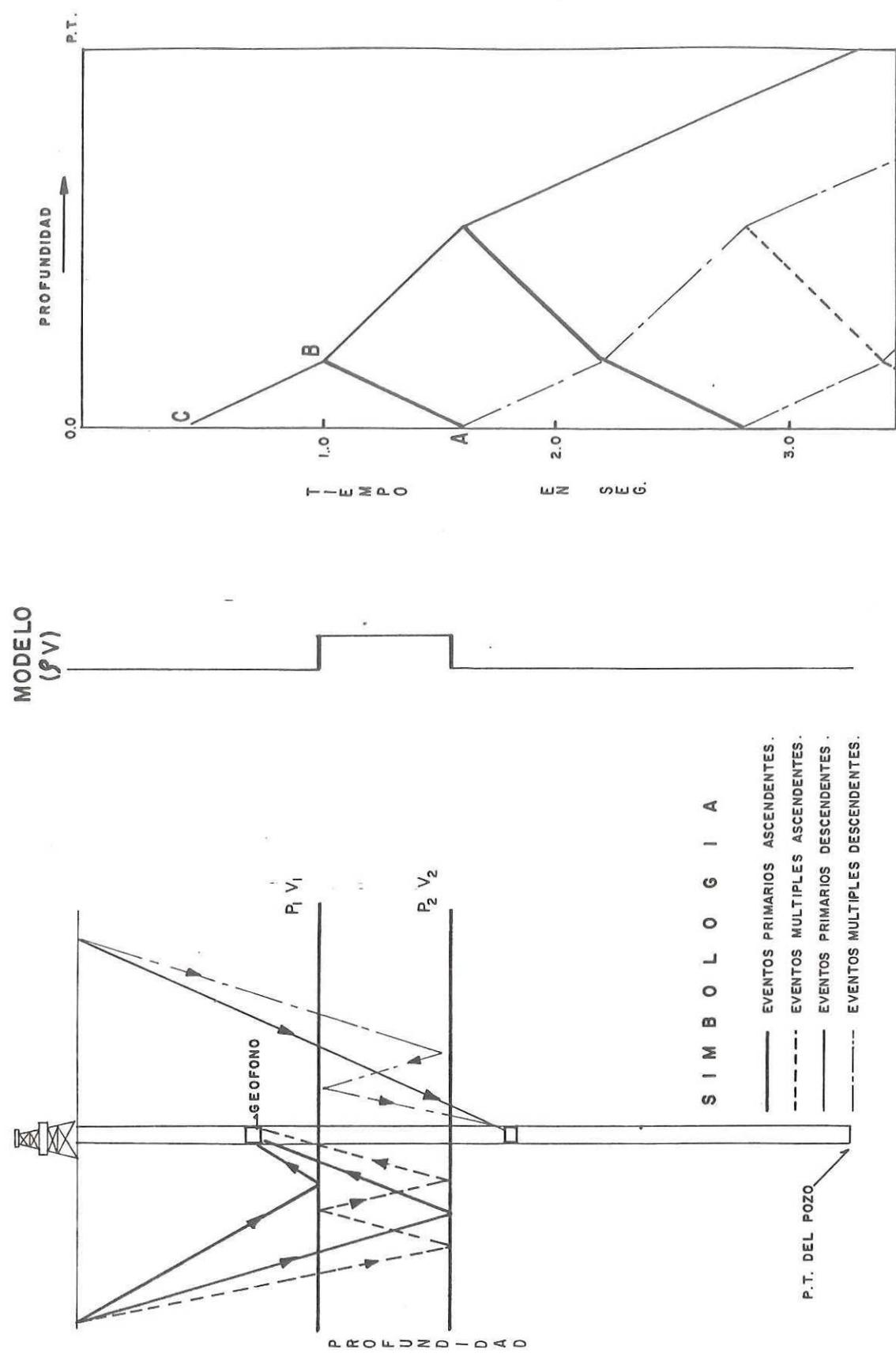


FIG. 3 - PATRON DE EVENTOS MÚLTIPLES Y PRIMARIOS GENERADOS A PARTIR DE PSV (MODIFICADO DE KENNETT ET AL, 1980). Las trayectorias son de indicencia normal, aunque están desplegadas para mayor claridad.

La Fig. 4 muestra un modelo de velocidad y su correspondiente PSVS, en el cual se ha supuesto la fuente en el sitio del pozo (incidencia normal). La apariencia de esta figura difiere de la anterior, ya que en la Fig. 3 los eventos ascendentes aparecen inclinados; ésta es la manera en que se registran los datos del PSV. A diferencia de éstos, en la Fig. 4, los eventos ascendentes se observan horizontales, ésto es debido a que los eventos ascendentes ya se han alineado a sus tiempos correctos de reflexión; esto se lleva a cabo sumando a cada traza una cantidad igual a su tiempo vertical (retraso en tiempo) lo que equivale a duplicar la curva de primeros arribos (véase Hardage, 1983). En esta figura se observan los múltiples ascendentes, los cuales están señalados con flechas; la terminación de estos eventos al mismo punto de profundidad que el ascendente primario (cuya profundidad es de 900 m. y tiempo de reflexión de 0.490 seg.) identifica su origen. Así tenemos que si uno desea identificar en una sección la cima y base de un sistema primario generador de múltiples, entonces deberán estar presentes las formas de onda ascendentes y descendentes.

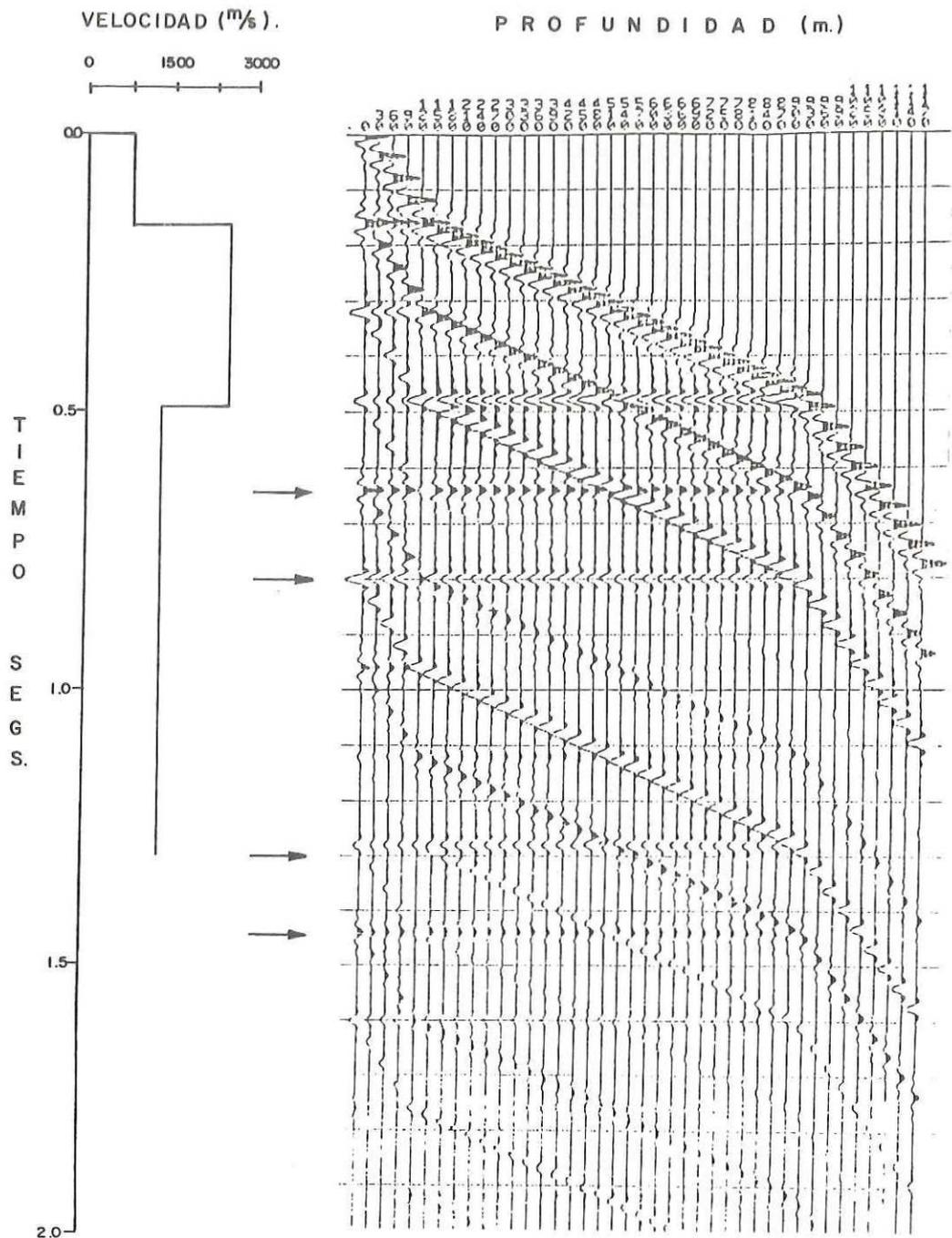


FIG. 4 .- PSVS PARA UN MODELO SIMPLE (CORTESIA DE J. ALVAREZ, COMPAÑIA MEXICANA DE EXPLORACIONES, S.A.)

### III.- DATOS

Los datos utilizados para la realización de este trabajo consistieron en el registro sónico analógico observado en el pozo de estudio, gráfica de la sección sísmica procesada correspondiente a la línea sismológica que atraviesa el sitio del pozo y la gráfica en profundidad de la columna estratigráfica del pozo. Estos datos fueron proporcionados por la Superintendencia General de Interpretación de Petróleos Mexicanos.

Además de estos datos se emplearon la gráfica correspondiente a la versión final procesada del PSV así como las velocidades a lo largo del pozo, estimadas a partir de este registro. Esta información fue proporcionada por la Compañía Mexicana de Exploraciones, S.A., (COMESA) la cual me permitió hacer una revisión de todos los registros de PSV observados hasta la fecha para así elegir el pozo en estudio.

Por petición de la Superintendencia General de Interpretación de Petróleos Mexicanos, el nombre y ubicación del pozo, así como de las localidades circundantes a él, serán omitidas durante el desarrollo de este trabajo.

El registro sónico fue empleado para elaborar dos sismogramas sintéticos en una dimensión, en base a dos métodos de cálculo distintos; ésto será discutido en el siguiente capítulo.

La sección sísmica (perfil sísmico horizontal) correspondiente al pozo de estudio fue registrada utilizando dinamita como fuente de energía. Se utilizó la gráfica de la sección sísmica correspondiente a la versión final de procesado, la cual contiene los siguientes procesos:

Editado y demultiplexado, aplicación de estáticas, análisis de velocidades, deconvolución antes de apilar, apilado, filtros y ganancia. Durante el procesado se le aplicaron los siguientes filtros variables con el tiempo: en la ventana de tiempo de 0.0 a 2.3 seg., el corte de frecuencia baja y alta fue de 15 a 35 Hz, con pendientes de 17 decibeles por octava y 45 decibeles por octava respectivamente (15/17-35/45) y en la ventana de tiempo de 2.3 a 6.0 seg. fue de 12 a 30 Hz, con pendientes de 15 decibeles por octava y 40 decibeles por octava respectivamente (12/15-30/40).

La fuente del PSV resgistrado en el pozo de estudio (PSV real) fue el vibrosismo. Se utilizó la gráfica del PSV procesado, la cual contiene los siguientes procesos: editado y apilado, aplicación de estáticas, deconvolución, filtros y ganancia.

La selección del PSV de estudio se llevó a cabo en base a una cuidadosa revisión de los PSV registrados por -- "COMESA" hasta esa fecha, de los cuales se eligieron los -- que tenían un nivel de ruido menor y que además contenían información (señales ascendentes). De éstos, se seleccionaron los que estaban ubicados en zonas de interés (desde el punto de vista petrolero) y finalmente de eligió el pozo -- que, además de lo anterior, contara con un registro sónico.

Tanto el PSV como la sección sísmica fueron interpreta-- dos y correlacionados con los sismogramas sintéticos obteni-- dos. Las gráficas correspondientes a cada uno de estos registros se presentan en varias figuras en los capítulos siguientes.

### III.I.- GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

Geología Regional.- La región en estudio se localiza en el área Chiapas-Tabasco y está caracterizada por rocas mesozoicas. Está limitada al norte por la Costa del Golfo de México; al sur por la Sierra de Chiapas; al oriente por la --- Cuenca de Macuspana-Campeche; al poniente por la Cuenca Salina del Istmo y al noroeste por la Cuenca de Comalcalco.

En el área de estudio existe una secuencia de sedimentos cuya edad va del Mesozoico al reciente. Los afloramientos corresponden a rocas arcillo-arenosas de la formación Paraje Solo de edad Mioceno.

El área Chiapas-Tabasco está limitada tectónicamente entre dos fallas regionales de tipo normal y entre dos cuencas sedimentarias, la llamada Comalcalco al noroeste y la de Macuspana, al oriente (Fig. 5 ).

Estratigrafía.- La columna estratigráfica que se ha descrito en el sitio del pozo en estudio comprende sedimentos que van del Jurásico Superior (kimmeridgiano) al Mioceno Superior (formación Paraje Solo); en esta secuencia se encuentran ausentes sedimentos del Eoceno Medio e Inferior y del Cretácico Medio debido a dos discordancias presentes. La Tabla 1 muestra la estratigrafía del Distrito Comalcalco en el cual está ubicada el área de estudio

A continuación se describe en forma general las características litológicas de las formaciones en el área de estudio.

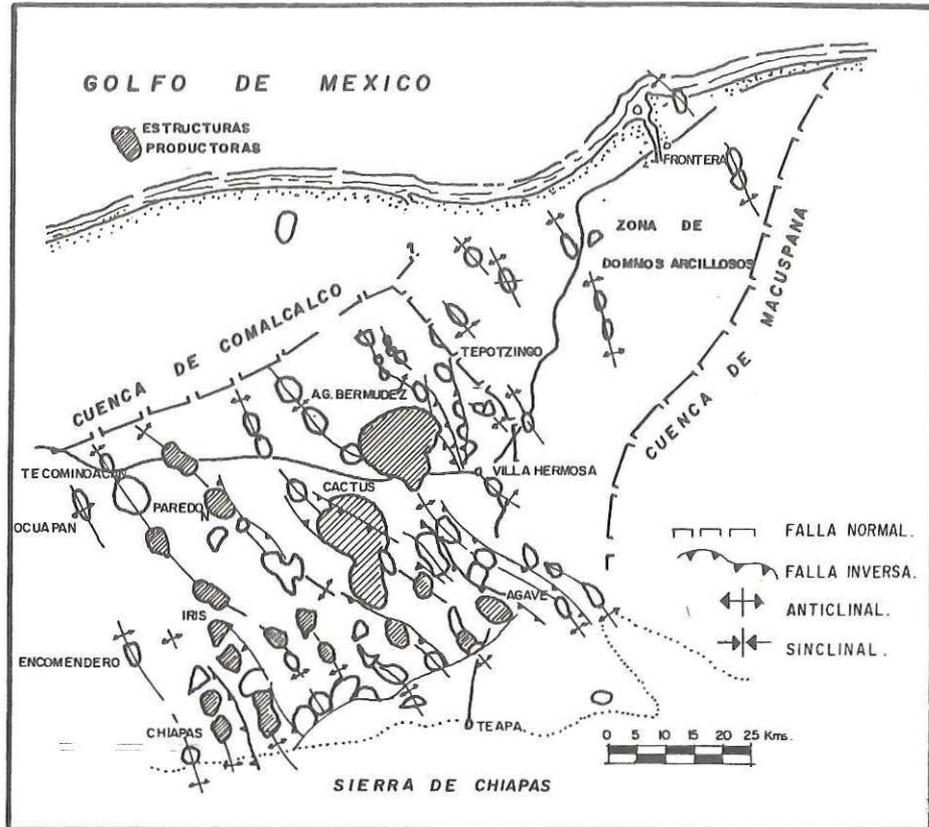
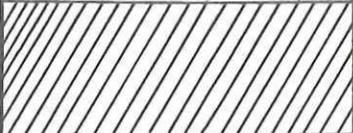


FIG. 5 .- ESTRUCTURAS MESOZOICAS DE CHIAPAS Y TABASCO

TABLA 1. TABLA ESTATIGRAFICA DEL DISTRITO COMALCALCO

ERA	SISTEMA	SERIE	P I S O S	FORMACION	
CENOZOICO	TERCIARIO	RECIENTE		ALUVION	
		PLEISTOC.			
		PLIOCENO	ASTIANO		
			PLAISANCIANO		
		MIOCENO	SUP.	SAHENLIANO	PARAJE SOLO FILISOLA
			MED.	VINDOBONIANO	CONCEPCION SUPERIOR
			INF.	BURDIGALIANO	CONCEPCION INF. ENCANTO
				AQUITANIANO	DEPOSITO
		OLIGOC.	SUP.	CHATTIANO	
			MED.	RUPELIANO	NO DIFERENCIADO
	INF.		TONGRIANO	EN FORMACION	
	EOCENO	SUP.	LUDIANO	NO DIFERENCIADO EN FORMACION	
			BARTONIANO		
			AUVERSIANO		
		MED.	LUTECIANO		
			CUISIANO		
	INF.	YPRESIANO			
	PALEOC.	SUP.	THANETIANO	NO DIFERENCIADO EN FORMACION	
		MED.	MONTIANO		
		INF.	DANIANO		
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO	M E N D E Z	
			CAMPANIANO		
			SANTONIANO		
			CONIACIANO		
			TURONIANO		
		MEDIO	CENOMANIANO	NO DIFERENCIADO EN FORMACION	
			ALBIANO		
		INFERIOR	APTIANO	NO DIFERENCIADO EN FORMACION	
			BARREMIANO		
			HAUTERIVIANO		
	VALANGINIANO				
	BERRIASIANO				
	JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO	NO DIFERENCIADO EN FORMACION	
			KIMMERIDGIANO		
			OXFORDIANO		
CALLOVIANO					
MEDIO		BATONIANO			
		BAJOCIANO			



AUSENTE POR EROSION O NO DEPOSITO



CONTACTO INFERIOR NO OBSERVADO

Jurásico Superior (Tithoniano y Kimmeridgiano).- Se constituye primordialmente de dolomía calcítica arcillosa. La dolomía se presenta bastante homogénea.

Cretácico Inferior.- Está formado por dolomía, en partes arcillosa y finamente fracturada. La dolomía se presenta bastante homogénea.

Cretácico Superior (Agua Nueva).- Esta constituido por -- mudstone finamente fracturado con intercalaciones de packstone de litoclastos.

Cretácico Superior (San Felipe).- Se caracteriza por mudstone bentonítico.

Cretácico Superior (Méndez).- Representado en su mayoría por marga.

Paleoceno.- Lo forma sedimentos de lutita suave a semidura laminar, encontrándose capas de mudstone cretoso, que en otras áreas llegan a constituir potentes cuerpos brechados.

Eoceno.- Está constituido principalmente por potentes --- cuerpos de lutita suave a semidura, con escasas capas de mudstone cretoso y calcita blanca que está sellando las fracturas.

Oligoceno.- Se caracteriza por estar formado de lutita -- suave a semidura y calcárea.

Mioceno Depósito.- En esta formación, pueden establecerse dos facies, la superior que consiste en una alternancia más o menos regular de lutita semidura y laminar con espesores variables de 20-60 mts. y arena de grano fino a medio, disminuyendo el espesor de 20-5 mts. hacia la parte baja de esta facies.

La facies inferior está constituida por lutita suave a semidura laminar, con escasas intercalaciones de arena de grano fino a muy fino y con esporádicos fragmentos de mudstone cretoso.

Mioceno Encanto.- Formado en su parte superior por gruesos espesores de lutitas semiduras.

Mioceno Concepción Inferior.- Constituido en su mayor parte por lutita ligeramente arenosa, semidura, laminar y ligeramente calcárea con esporádicas capas de arena de grano grueso a fino.

Mioceno Concepción Superior.- Caracterizado en su mayoría por lutita suave y laminar con intercalaciones delgadas de arena de grano fino a medio.

Mioceno Filisola.- Representado esencialmente por gruesos cuerpos de arena de grano fino a medio y de delgadas capas de lutita arenosa.

Mioceno Paraje Solo.- Esta formación se encuentra aflorando y está formada por una alternancia de potentes cuerpos de arena y lutita suave a semidura y las arenas de grano fino a grueso, cuyos espesores varían de 10-30 mts.

Tectónica.- La tectónica que rige las condiciones estructurales del area está íntimamente relacionada en su origen con diapiros salinos, lo que se deduce de la presencia de pliegamientos y afloramientos característicos de domos salinos. La evidencia de dichos diapiros se encuentra en varias estructuras cercanas a la zona de estudio donde se ha encontrado la sal intrusionando sedimentos del Eoceno y Oligoceno.

De la existencia de pliegues en la parte Sur, se infiere

la participación activa del Anticlinorio de la Sierra de Chiapas, cuyos levantamientos fueron consecuencia del empuje provocado por el Macizo de Chiapas durante el evento chiapaneco del Plioceno.

Geología Estructural.- Las estructuras que presentan las rocas carbonatadas en esta área son plegamientos de tipo anticlinal, orientados de manera predominante de -- NW-SE, paralelas al Anticlinorio de la Sierra de Chiapas y afectadas por fallas inversas longitudinales que ocultan a los sinclinales; estas fallas se encuentran sensiblemente paralelas a los ejes mayores de tales pliegues (Fig. 5), mismos que se encuentran afectados por fallas normales que los dividen en bloques. Los bloques presentan diferentes niveles de agua-aceite en los campos productores.

El pozo del cual se obtuvo la información geológica-geofísica para este estudio, se encuentra en el flanco-Nor-Oriental de un anticlinal alargado, orientado NW-SE y cortado longitudinalmente en su posición Suroeste por una falla inversa que juntamente con otra falla inversa propician un cierre estructural.

#### IV.- MODELADO

El modelado sísmico directo consiste en la construcción de un sismograma sintético, el cual es comparado iterativamente con un registro sísmico real y modificado hasta obtener la mejor aproximación.

En este trabajo se construyeron, dos tipos de sismogramas sintéticos en una dimensión; por esta razón, el modelado que se llevó a cabo fue meramente estratigráfico. Primero se construyó un sismograma sintético mediante la convolución de la reflectividad del subsuelo con una ondícula dada; después se calculó un PSVS en base a la técnica reportada por Wyatt (1981 ).

Para diferenciar estos dos tipos de sismogramas sintéticos, durante el desarrollo de este trabajo se llamará simplemente sismograma sintético al primero de ellos y PSVS al segundo; ésta es la nomenclatura utilizada usualmente en la literatura relativa a la Sismología de Exploración.

En la Fig. 6, se observa el proceso de modelado efectuado para obtener el PSVS.

##### IV.1.- REGISTRO SONICO

El registro sónico se obtiene en un pozo o "agujero -abierto", es decir, en un pozo que no está cubierto con tubería y consiste en enviar un tren de ondas acústicas que viajan a través del subsuelo; para ésto se utiliza una herramienta que posee 2 emisores de ondas acústicas y 2 ó 4 receptores, con lo cual es posible la medición del tiempo que tarda la onda acústica en recorrer en la formación, una distancia igual a la separación entre receptores. La medi---

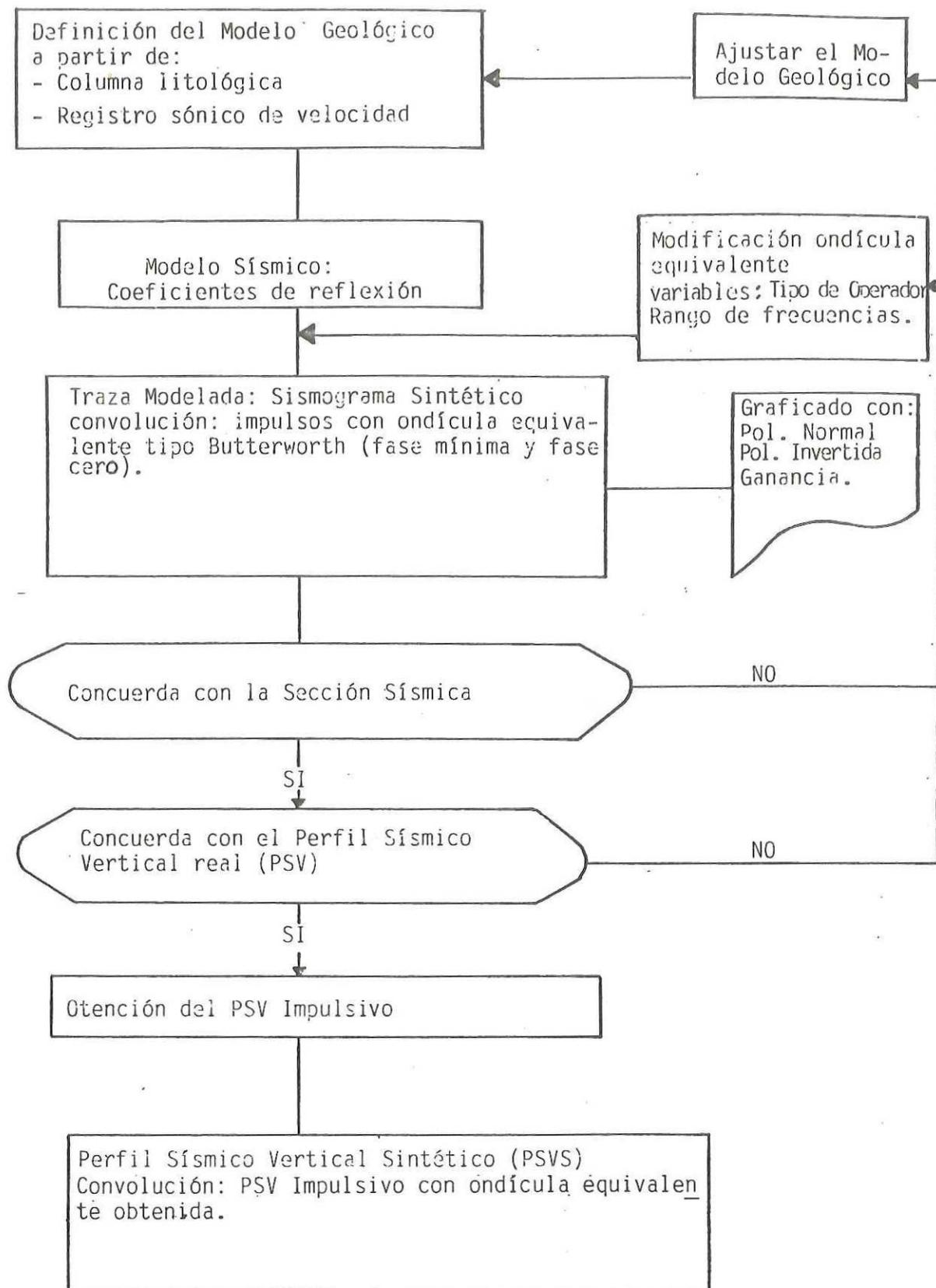


FIG. 6.- DIAGRAMA DE FLUJO PARA LA OBTENCION DEL PSVS.

ción de este tiempo llamado "tiempo de tránsito" nos permite la obtención de una curva de velocidad a lo largo del pozo.

El registro sónico observado en el pozo de estudio fue obtenido en forma analógica, por lo cual en principio, fue necesario su digitización. Esta se llevó a cabo en forma manual y el intervalo de muestreo fue de 1 m. ( $Z = 1$  m). Este registro consta de los tramos de 400 a 5100 m. y de 5750 a 6460 m; por lo tanto, el tramo faltante fue obtenido con apoyo de las velocidades registradas por el PSV en ese tramo, de la información geológica y de la sección sísmica en el sitio del pozo. Según la columna estratigráfica obtenida en el pozo, el tramo faltante comprende parte del Eoceno, el Paleoceno y parte del Cretácico.

Las velocidades registradas por el PSV (véase apéndice A) muestran continuidad en el Eoceno y Paleoceno; sin embargo, al entrar al Cretácico, éstas se incrementan bruscamente de 3200 m/seg en el Paleoceno a 5000 m/seg en el Cretácico; dicho incremento es causado por el cambio de litología en esa zona ya que el Terciario está formado por intercalaciones de lutita y arenisca mientras que el Cretácico por calizas.

Respecto a la sección sísmica, ésta fue interpretada en forma preliminar, a fin de observar la respuesta sísmica en ese tramo, en donde debido a la gran cantidad de ruido, sólo pudo apreciarse con dificultad la reflexión correspondiente al Cretácico.

En base a estos datos, se interpolaron valores de velocidad en el tramo faltante del registro sónico hasta que se obtuvo el fuerte contraste de velocidad en la profundidad correspondiente al Cretácico tal como fue indicado por las velocidades registradas por el PSV. Posteriormente, se hizo la conver-

sión de la escala vertical del registro sónico: de profundidad a tiempo. Este registro se muestra en la Fig.7

Una vez completo y digitizado el registro sónico, se --  
procedió al cálculo de los coeficientes de reflexión.

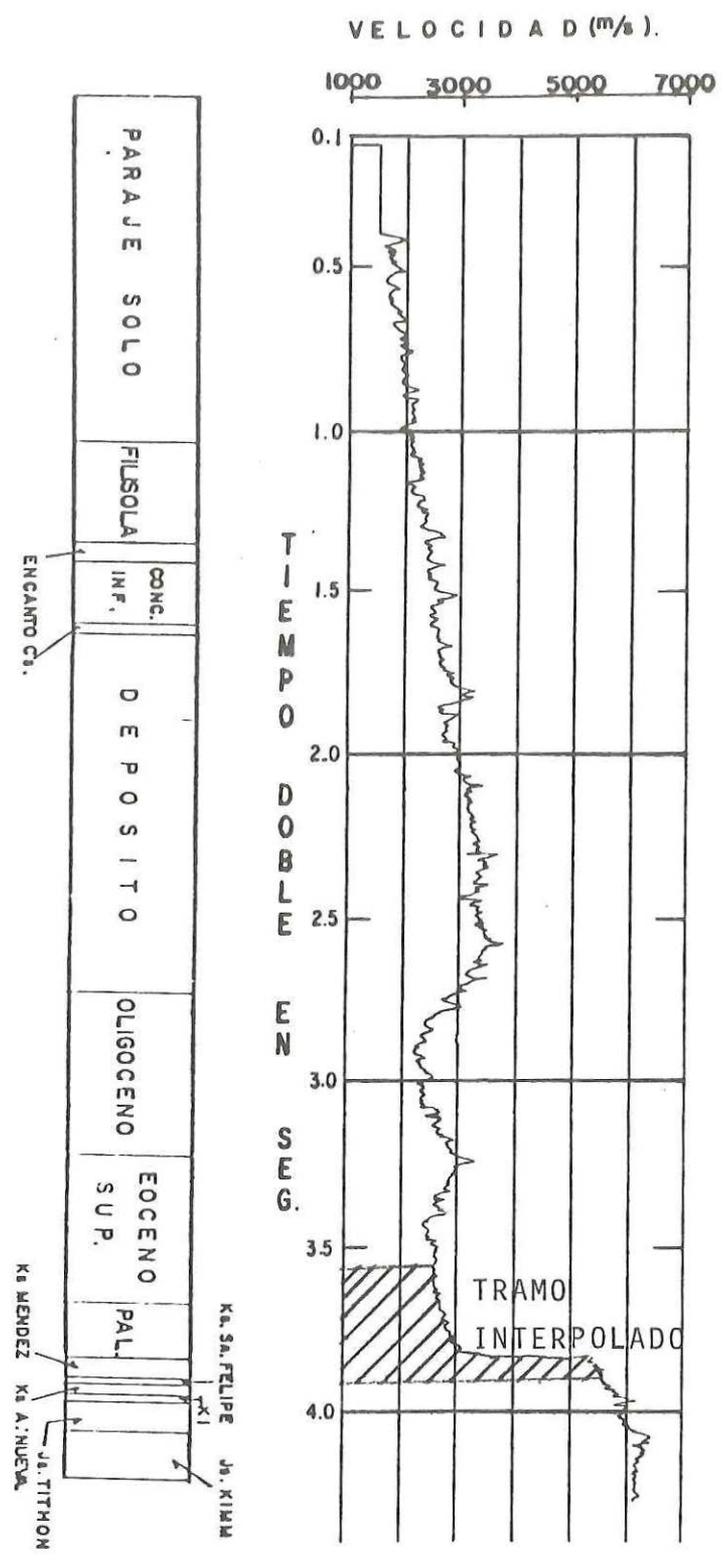


FIG. 7.- REGISTRO SONICO OBSERVADO EN EL POZO DE ESTUDIO

## IV. 2.- COEFICIENTES DE REFLEXION

Cuando una onda sísmica llega a una superficie que separa dos medios con diferentes propiedades elásticas, se producen ondas reflejadas y transmitidas. Los ángulos de reflexión y refracción de estas ondas de desplazamiento son fijados por las condiciones a la frontera. Por lo tanto, cuando la ecuación de onda es resuelta para el caso de incidencia normal y tomando las condiciones a la frontera de continuidad de esfuerzo y continuidad de desplazamiento, es posible encontrar los coeficientes de reflexión, definidos como:

$$R_j = A_r/A_i = (\rho_j V_j - \rho_{j+1} V_{j+1}) / (\rho_j V_j + \rho_{j+1} V_{j+1}) \quad (2)$$

donde  $R_j$  = Coeficiente de reflexión en la  $j^{\text{ésima}}$  discontinuidad

-  $A_r$  = Amplitud de la onda reflejada

$A_i$  = Amplitud de la onda incidente

$V_j, \rho_j$  = velocidad y densidad en el  $j^{\text{ésimo}}$  estrato.

EL coeficiente de transmisión (T) será

$$T_j = A_t/A_i = 2\rho_{j+1}V_{j+1} / (\rho_j V_j + \rho_{j+1}V_{j+1}) \quad (3)$$

donde  $A_t$  = Amplitud de la onda transmitida al pasar del estrato  $j$  al estrato  $j+1$ .

La Fig.8 ilustra este concepto (obsérvese la convención elegida para los signos de las amplitudes de las ondas). En la parte superior de la figura se observan los eventos descendentes y en la parte inferior los ascendentes.

Ya que las componentes de desplazamiento deben ser continuas, se sigue que:

$$T = 1 + R \quad (4)$$

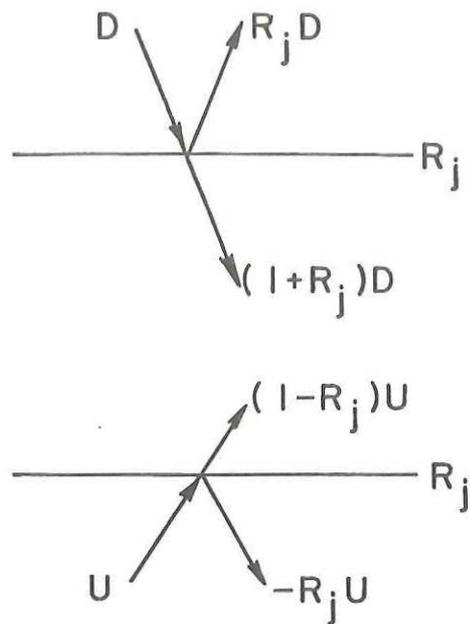


FIG. 8.- REFLEXION Y TRANSMISION DE UNA ONDA DE DESPLAZAMIENTO QUE INCIDE EN FORMA NORMAL EN UNA DISCONTINUIDAD. Las trayectorias están desplegadas para mayor claridad.

El signo positivo de la ec. ( 4 ) se debe a que la amplitud de la onda descendente reflejada (Fig.8 ) se definió como positiva (Rj D).

Si se realiza una simplificación en la ec. ( 2 ) a fin de obtener una expresión aproximada simple para los coeficientes de reflexión, se tiene:

$$R_j \cong \Delta (\rho V) / 2 (\rho V) \quad ( 5 )$$

$$R_j \cong \frac{1}{2} \Delta \log (\rho V) \quad ( 6 )$$

Ahora se definirá la reflectividad  $r (t)$ , como el sismograma idealizado libre de ruido que sería registrado del subsuelo real, si la ondícula sísmica fuera un impulso.

Por lo tanto, si se reconoce la existencia de variaciones continuas en la impedancia acústica, es posible expresar la reflectividad (para el caso de una dimensión) en términos de la derivada respecto al tiempo del logaritmo de la impedancia contra el tiempo de viaje doble (Peterson et al., 1955).

$$r (t) \cong \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \log \rho V (t) \quad ( 7 )$$

La reflectividad en el sitio del pozo fue calculada considerando únicamente las variaciones de velocidad (densidad unitaria constante a lo largo del pozo), ésto debido a que el registro de densidad no fue proporcionado, por lo tanto, la reflectividad fue calculada de acuerdo a la sig. ecuación;

$$r (t) \cong \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \log V (t) \quad ( 8 )$$

Cabe mencionar que no hay diferencia esencial en la respuesta de reflexión sintética calculada con y sin datos de --

densidad incluidos, ya que las variaciones de impedancia acústica dependen de un 85% a un 95% de los cambios de velocidad (Durschner, 1958). La inclusión de los datos de densidad en el cálculo de un sismograma sintético generalmente se manifiesta por la alteración de las amplitudes de los eventos, en general no efectúa un cambio radical en la forma de onda de la reflexión (sobre todo cuando la curva de densidad compensada de pozo y el registro sónico integrado están en concordancia) ni crea o elimina eventos de reflexión (Hardage, 1983).

Una vez obtenida la reflectividad del subsuelo mediante la aproximación en una dimensión, (ec.8 ) se procedió al cálculo del sismograma sintético; éste se obtuvo aplicando el modelo convolucional.

## IV. 3.- SISMOGRAMA SINTETICO

Modelo Convolutacional.- El modelo convolutacional establece que la señal sísmica de reflexión  $s(t)$ , puede obtenerse mediante la convolución de una ondícula sísmica  $W(t)$  con la reflectividad del subsuelo  $r(t)$ .

$$S(t) = W(t) * r(t) \quad (9)$$

La ondícula sísmica  $W(t)$  es la forma de onda que hubiera sido registrada con el sistema sísmico real y que correspondería a la reflexión de una sola discontinuidad plana reflejante en el subsuelo.

La traza sísmica registrada  $g(t)$  es considerada como la suma de la señal sísmica  $s(t)$  más ruido adicionado  $n(t)$ .

Por lo tanto, para el caso de una dimensión, la señal sísmica puede obtenerse a partir de la ec. (9), donde  $r(t)$  estaría dada como:

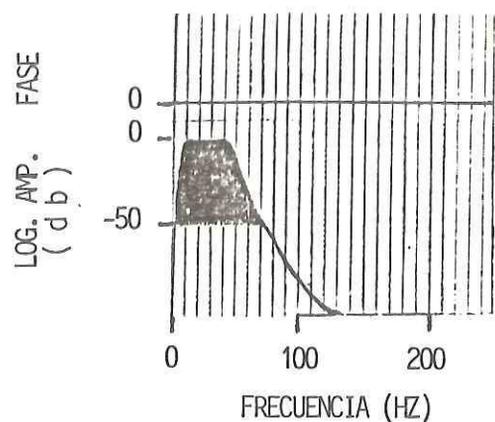
$$r(t) = \sum R_i \delta(t - \tau_i) \quad (10)$$

$R_i$  corresponde a los coeficientes de reflexión totales de incidencia normal.

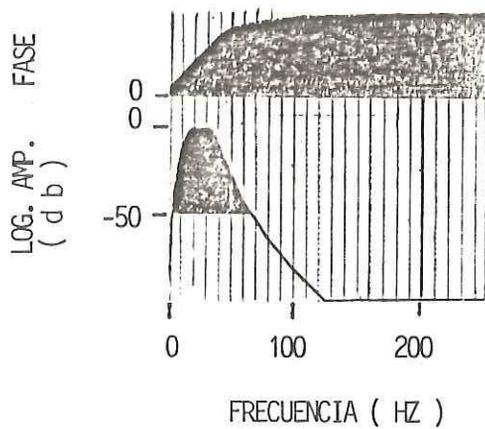
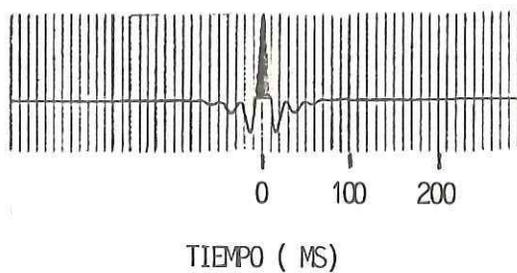
$\tau_i$  corresponde a los tiempos de viaje dobles a los horizontes reflejantes.

$\delta(t)$  es la función delta de Dirac

Para obtener el sismograma sintético a partir de la ec. (9) se utilizó una ondícula tipo Butterworth (Fig.9). El filtro Butterworth es una aproximación al filtro pasa baja



A



B

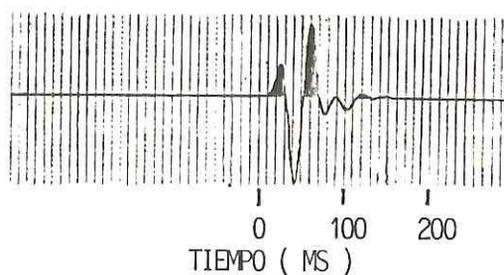


FIG. 9.- ONDICULA TIPO BUTTERWORTH  
A) FASE CERO; B) FASE MINIMA

ideal (cajón) el cual muestra una atenuación asintótica a altas frecuencias. Se caracteriza por presentar un espectro de potencia suave cuyas partes más planas corresponden a la zona de pasa banda así como a la zona donde  $w=\infty$ ; además, la potencia decrece rápidamente a partir de la frecuencia de corte.

A fin de obtener la mejor correlación entre el sismograma sintético y la sección sísmica, se calculó una serie de sismogramas hasta que se obtuvo el mejor ajuste. Para obtener un filtro equivalente a la ondícula en la sección sísmica -- (dinamita), se eligió una ondícula tipo Butterworth de fase mínima, experimentando con distintos anchos de banda. El rango de frecuencias inicial que se estableció a la ondícula-Butterworth fue en base a los filtros aplicados en el procesamiento de la sección sísmica y a la frecuencia media calculada en la sección, en el sitio del pozo. El sismograma sintético resultante fue comparado con la sección sísmica y modificado iterativamente hasta que se obtuvo la mejor correlación.

Como sabemos, durante el proceso de modelado estratigráfico, pueden modificarse, o bien la reflectividad de la Tierra o bien la forma de onda equivalente. Por supuesto que el modificar la reflectividad de la tierra equivale a modificar el modelo geológico, el cual en nuestro caso está dado por el registro de velocidad.

En este caso la reflectividad se conservó constante y únicamente se estuvo variando la forma de onda equivalente mediante la modificación del ancho de banda de la ondícula Butterworth.

Específicamente, se trató de obtener la mejor correlación entre los tiempos de los eventos de reflexión observados en el sismograma sintético y en la sección sísmica, así como de lograr que el carácter de la traza sísmica fuera de lo más pa

recida en ambos casos. Esto se llevó a cabo mediante un análisis cualitativo de estos registros (en capítulos posteriores se presenta en forma cuantitativa la comparación de los tiempos de reflexión de los eventos observados en estos registros)

La Fig.10 muestra tres sismogramas sintéticos calculados mediante la convolución de la serie reflectiva con los filtros de fase mínima especificados al pie de la figura. Como puede observarse, la traza sísmica sintética obtenida en cada caso fue graficada diez veces; esto con el objeto de facilitar la correlación. Puede observarse de izquierda a derecha los tres sismogramas en los que se utilizó una ndícula Butterworth con un paso de banda de 12-52 HZ, 8-32 HZ y 8-20 HZ respectivamente; en seguida de éstos, se observa la porción de la sección sísmica (procesada) en el sitio del pozo, en ella se han señalado con flechas los eventos de reflexión más sobresalientes (con mayor amplitud y coherencia), los cuales, como puede observarse, se correlacionan bastante bien con los observados en el sismograma 3. De todos los sismogramas generados, el ancho de banda de este último fue el que proporcionó la mejor correlación. También es visible en los sismogramas sintéticos que, conforme se reduce el contenido de altas frecuencias, la oscilación en la traza sísmica va disminuyendo y se logra una mejor definición de los reflejos más sobresalientes; sin embargo como sabemos, esto nos está ocasionando una pérdida en la resolución vertical, la cual depende principalmente del ancho de banda (Farr, 1976) pero en nuestro caso, el objetivo fue aproximar en lo posible la traza sísmica sintética con la sección sísmica.

En la Fig.11 pueden observarse cuatro sismogramas sintéticos de fase cero, los dos primeros (de derecha a izquierda) fueron graficados con polaridad normal y los dos siguientes con polaridad invertida, es decir, existe un desplazamiento

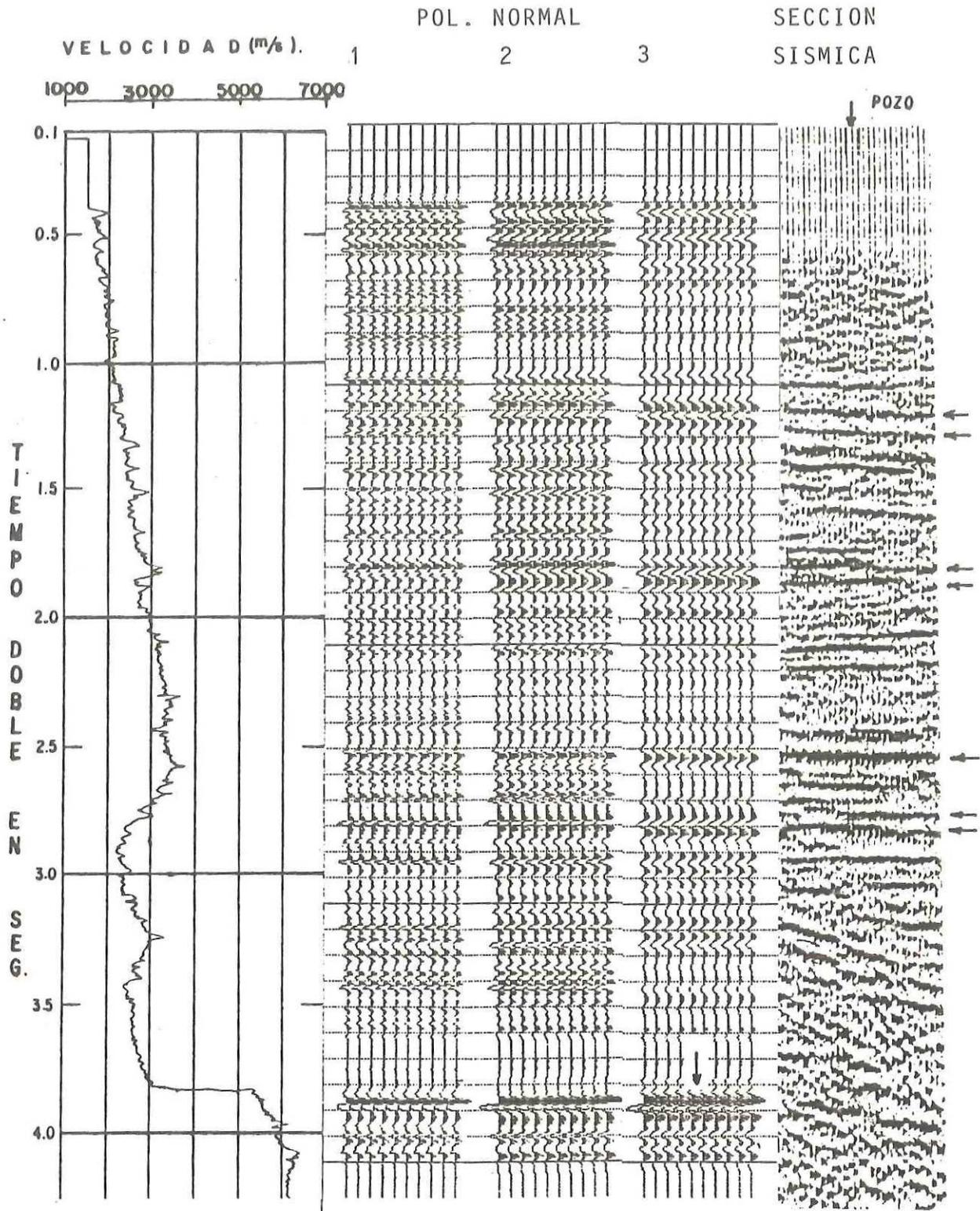


FIG. 10.- SISMOGRAMAS SINTETICOS (FASE MINIMA)

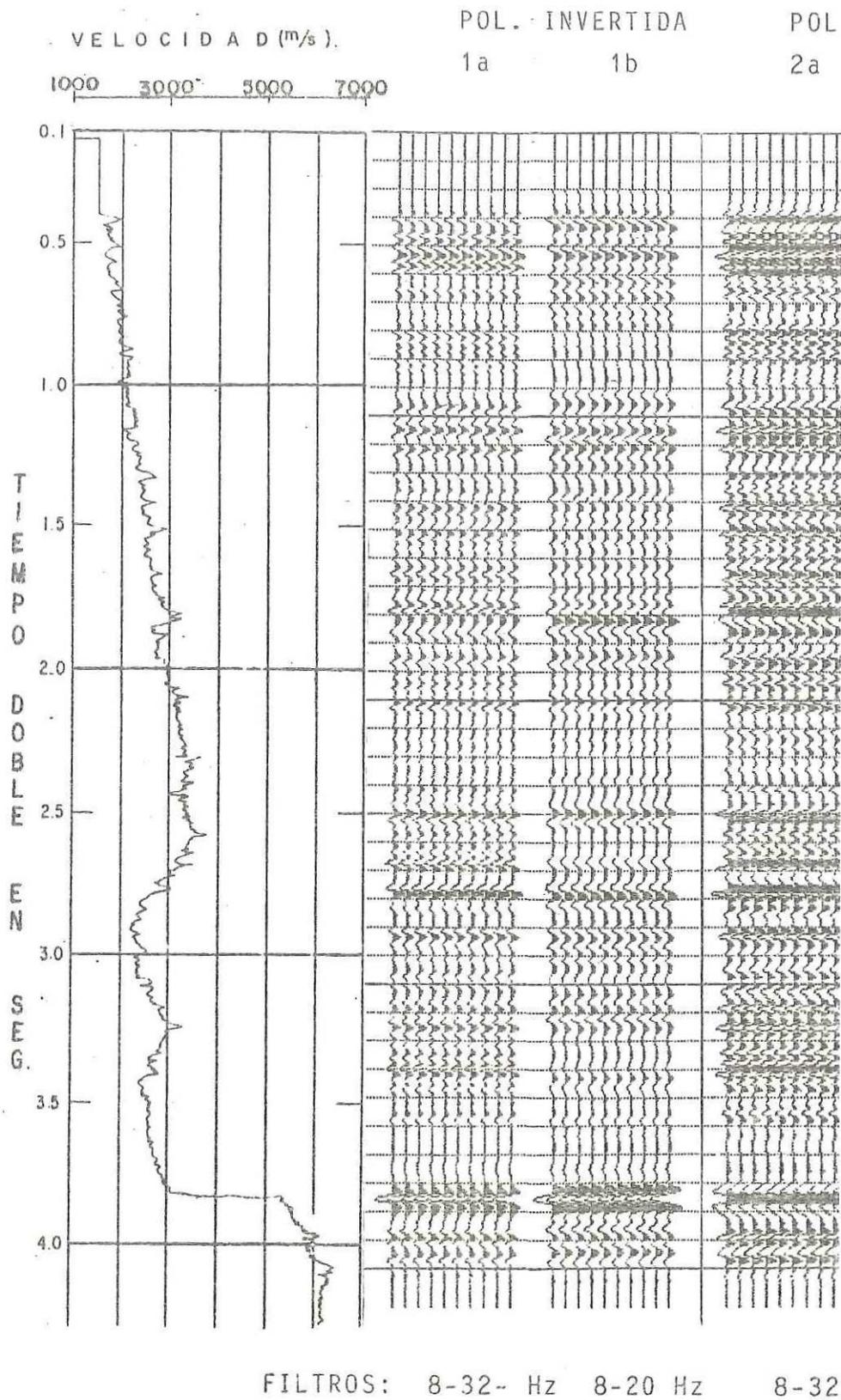


FIG. 11.- SISMOGRAMAS SINTETICOS (FASE CERO)

de  $180^{\circ}$  entre ellos. En esta figura también se graficó diez veces la traza sísmica sintética obtenida; además en ambas figuras, los sismogramas sintéticos obtenidos contienen únicamente reflexiones primarias.

La causa por la cual se graficó con polaridad normal y polaridad invertida fue el facilitar la correlación entre el sismograma sintético y los registros sísmicos, ya que debido a que tanto la sección sísmica como el PSV fueron obtenidos con distintas fuentes de energía y a la vez el sismograma sintético se construyó utilizando un tipo de ondícula que difiere de estos dos, esto nos origina defasamientos de la traza sísmica, dificultando la correlación entre dichos registros. Según puede observarse, se obtuvo una mejor correlación entre la sección sísmica y el sismograma sintético graficado con polaridad normal.

Las diferencias que pueden apreciarse entre los sismogramas sintéticos de fase mínima (Fig. 10) y fase cero (Fig. 11) para una misma banda de frecuencias, es un cambio en la forma de onda de la traza sísmica, siendo lo más sobresaliente la diferencia en la forma de onda del evento de reflexión correspondiente al Cretácico (marcado con una flecha en ambas gráficas). En la Fig. 10 se puede apreciar el efecto de los lóbulos laterales de la ondícula de fase mínima, lo cual origina una disminución en la resolución sísmica, a diferencia de la Fig. 11 donde se observa una mayor resolución. Esto es particularmente visible al comparar el cambio de velocidad correspondiente al Cretácico y su respuesta sísmica obtenida en ambos casos.

Se observaron también diferencias en los tiempos de los eventos de reflexión al utilizar fase cero y fase mínima, ob-

teniéndose tiempos mayores (de aproximadamente 10 ms) al utilizar fase mínima. Es por eso que en el modelado estratigráfico usualmente se utilizan señales de fase cero, ya que - además de su resolución superior, las señales de fase cero - también proveen una indicación más exacta del tiempo de reflexión y por lo tanto de la profundidad al reflector.

En conclusión, se obtuvo una mejor correlación entre la sección sísmica y el sismograma sintético cuyo ancho de banda es de 8-20 HZ, graficado con polaridad normal, observando se una mayor resolución al utilizar ondícula de fase cero -- (Fig.11-2b). Este sismograma sintético también se correlaciona muy bien con el PSV obtenido en el campo; la correlación - completa entre cada uno de estos registros así como la discusión de resultados se presenta en los siguientes capítulos.

Después de que se eligió el sismograma sintético que mejor correlacionó con la sección sísmica y el PSV observado - en el campo, se procedió al cálculo del PSVS.

#### IV. 4.- PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO (PSVS)

La construcción del PSVS en una dimensión se llevó a cabo aplicando la técnica reportada por Wyatt (1981 ), en la cual todos los cálculos son realizados en el dominio del tiempo.

Su modelo consiste en considerar ondas compresionales -- viajando verticalmente en un medio estratificado horizontalmente. El problema consiste en determinar la respuesta completa que incluye, tanto la amplitud de la onda ascendente como la amplitud de la onda descendente en la base de cada estrato. Esto se lleva a cabo aplicando condiciones a la frontera de discontinuidad de desplazamiento y en base al comportamiento de reflexión-transmisión de las ondas sísmicas, originado al incidir una onda ascendente y una onda descendente en una discontinuidad acústica. En este proceso de cálculo están involucradas varias suposiciones simplificantes, por lo cual se tienen las siguientes limitaciones:

- 1.- Se consideran únicamente capas planas estratificadas horizontalmente.
- 2.- Se consideran ondas compresionales (ascendentes y descendentes) viajando verticalmente, por lo cual no debe haber distancia entre la fuente y el pozo.
- 3.- Los contrastes de impedancia deben ocurrir a incrementos de tiempo verticales iguales, de magnitud  $\Delta t$ .
- 4.- Se considera un medio sin absorción.

La descripción general del proceso de cálculo puede consultarse en el apéndice B ó bien en Wyatt (1981 ).

En base a esta técnica, se construyó el PSV impulsivo. -- Los datos de entrada consistieron en valores discretizados -- del registro sísmico, por lo cual fue necesario muestrear este

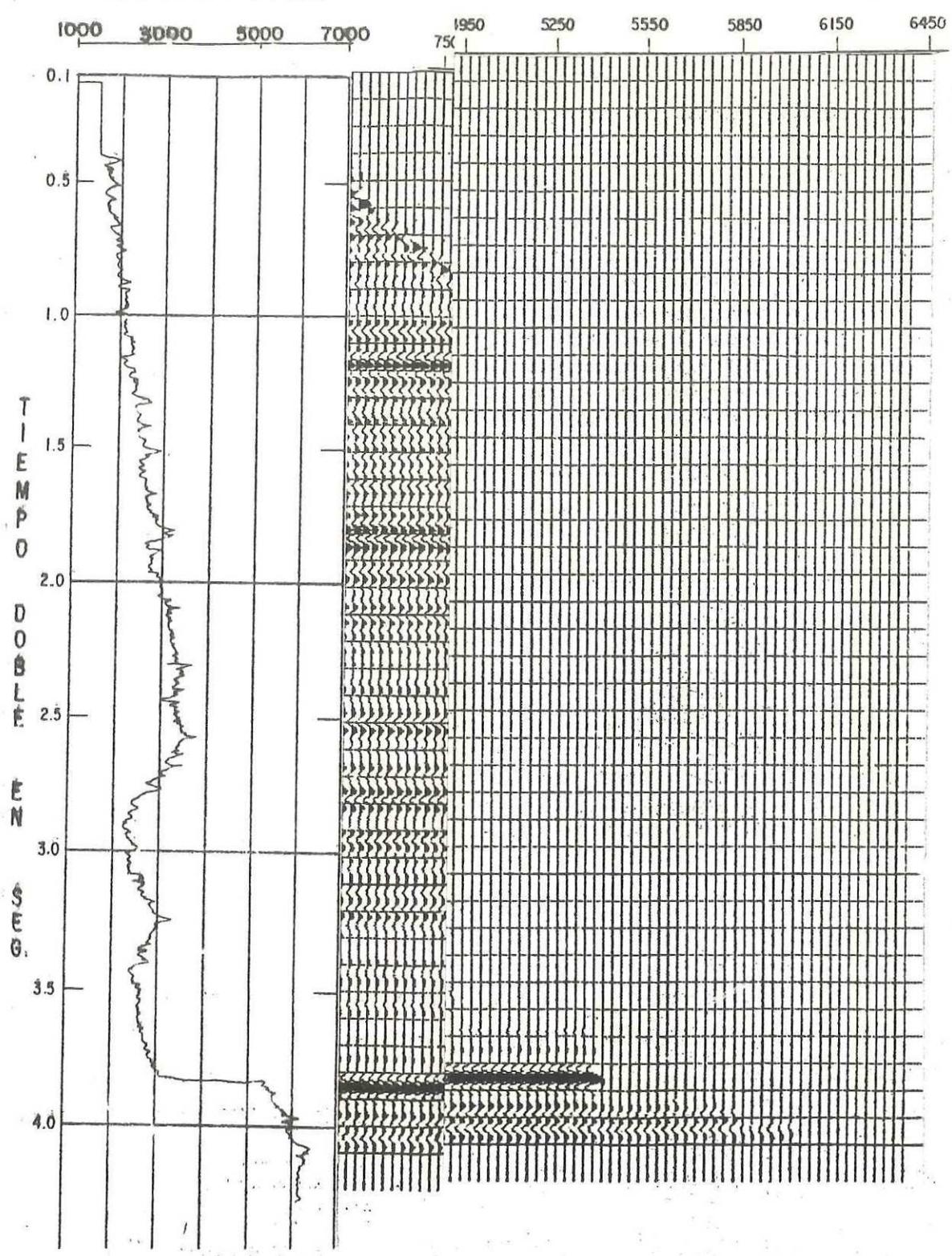
registro a intervalos de tiempo iguales. El intervalo de muestreo en tiempo doble fue  $\Delta t = 2$  ms.

Se calcularon un total de 198 niveles a un intervalo en profundidad de  $\Delta Z = 30$  m siendo la profundidad inicial y final de 450 y 6360 m respectivamente.

Se generaron dos tipos de presentaciones, una en la que sólo se incluyen los primarios y otra en la que se incluyen tanto los primarios como los múltiples (ascendentes y descendentes). En ambos casos no se consideró ningún factor de atenuación inelástica.

Posteriormente, se obtuvo el PSVS para ambos casos (primarios y primarios más múltiples), para lo cual se convolucionó el PSV impulsivo con la ondícula que proporcionó mejor correlación entre la sección sísmica, el sismograma sintético y el PSV real. La Fig.12 corresponde al PSVS que incluye únicamente los primarios mientras que en la Fig.13 se observa el PSVS en el que se incluyeron tanto los primarios como todos los múltiples presentes.

VELOCIDAD (m/s).



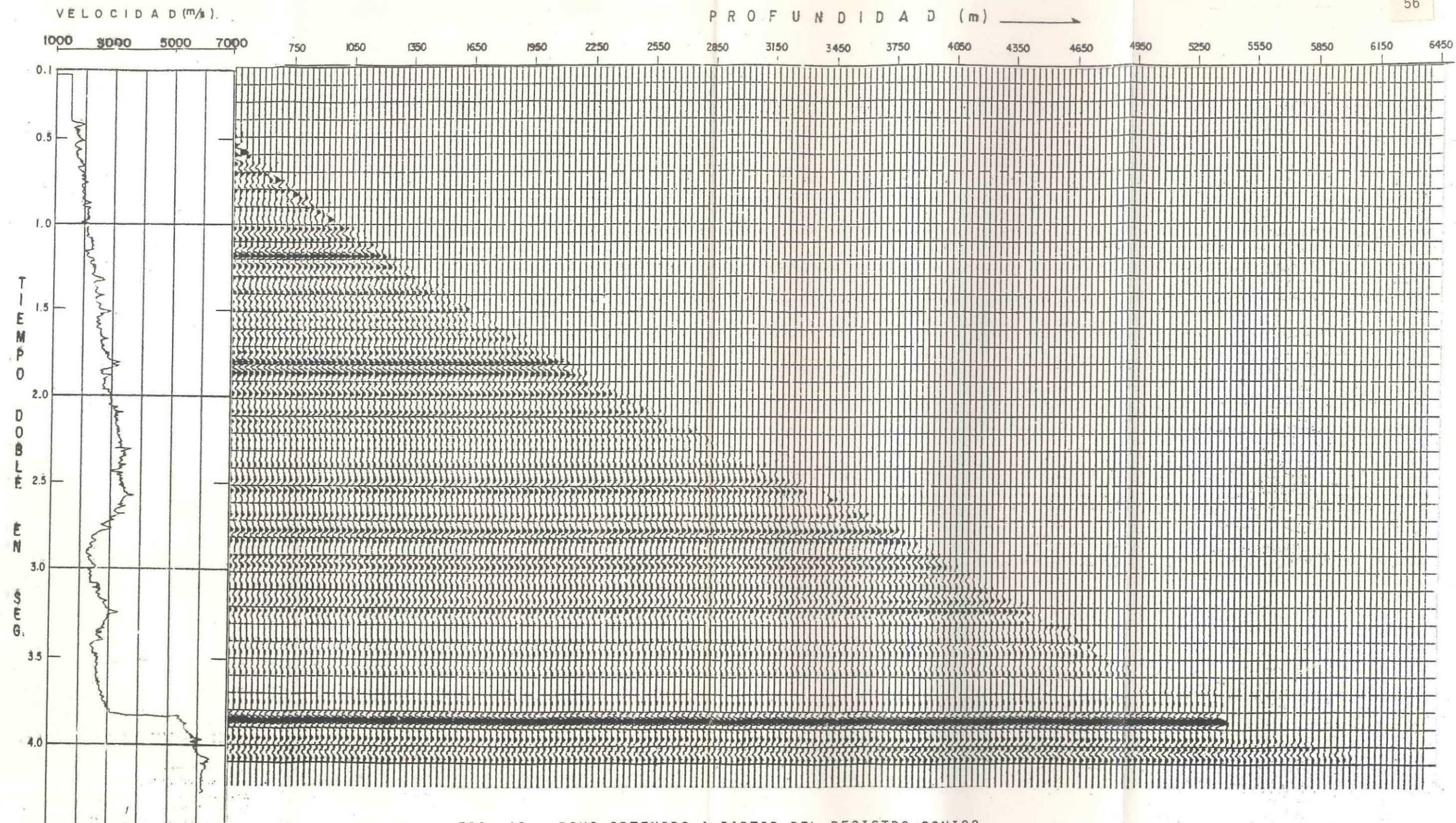


FIG. 12.- PSVS OBTENIDO A PARTIR DEL REGISTRO SONICO (SOLAMENTE PRIMARIOS)

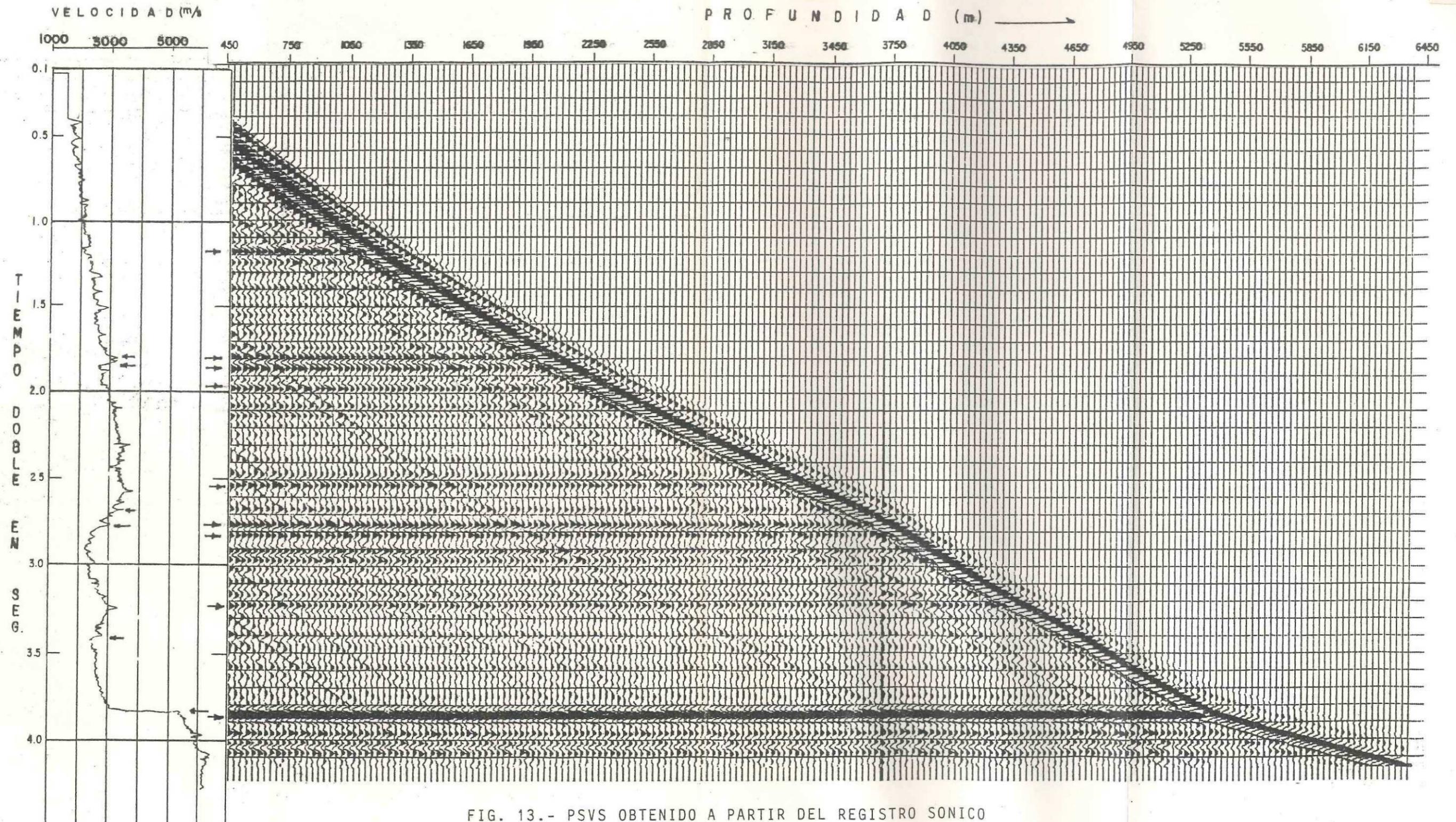


FIG. 13.- PSVS OBTENIDO A PARTIR DEL REGISTRO SONICO (RESPUESTA COMPLETA)

## V.- INTERPRETACION

### V. 1.- INTERPRETACION DEL PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO-OBTENIDO

Como se mencionó anteriormente, se obtuvieron dos tipos de PSVS; para una interpretación más completa, se utilizará la Fig.13 en donde se incluyen tanto los primarios como los múltiples presentes.

En esta figura; puede observarse la curva tiempo-distancia correspondiente a los primeros arribos, así como una serie de eventos paralelos a ella, los cuales corresponden a eventos múltiples descendentes.

Los eventos ascendentes (horizontales) están alineados a sus tiempos de reflexión correctos y puede observarse que todos ellos tocan la curva tiempo-profundidad, lo cual indica que son eventos primarios. El punto en el que estos eventos intersectan el alineamiento de los primeros arribos define la posición en tiempo y profundidad del reflector.

Los eventos múltiples ascendentes no son visibles a simple vista. Para explicar la ausencia de este tipo de eventos, se tiene la Fig. 14, la cual muestra de izquierda a derecha un modelo de velocidad con su eje vertical en tiempo, seguido por la serie de coeficientes de reflexión correspondientes a cada contacto (gráfica I), los eventos primarios (II) y finalmente aparece la respuesta completa; es decir, primarios más múltiples (III). Como es de esperarse, todos los impulsos que aparecen en la gráfica III, pero que no aparecen en la gráfica II, corresponden a eventos múltiples originados entre capas con contrastes de velocidad fuertes. Así por ejemplo, pueden observarse algunos múltiples a los tiempos de

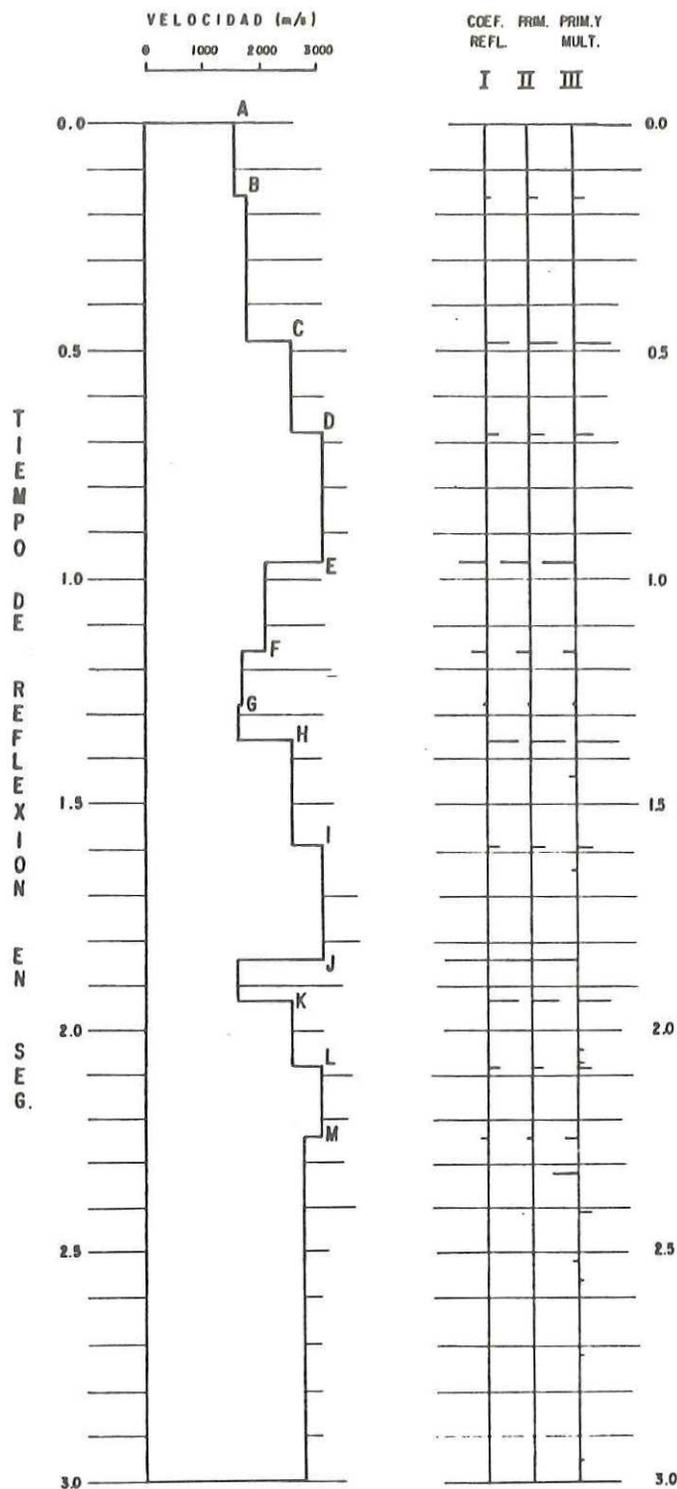


FIG. 14.- COEFICIENTES DE REFLEXION PARA UN MODELO DE VELOCIDAD (CORTESIA DE J. ALVAREZ, COMPAÑIA MEXICANA DE EXPLORACIONES, S.A.)

reflexión en seg. de 1.440, 1.640, 2.015, 2.040, 2.070, - - 2.325, 2.410, 2.520, 2.560 y 2.715. El análisis de los tiempos de reflexión así como de las polaridades nos permite de finir las trayectorias de estos múltiples. Por ejemplo, el múltiple a un tiempo de 1.440 seg (todos los tiempos en este análisis son tiempos de reflexión) es originado cuando la onda viaja de la superficie del terreno (A) al contacto E; --- aquí se refleja y viaja hasta tocar el contacto C, en el --- cual se refleja nuevamente y entonces llega al contacto E; - donde se produce una segunda reflexión por lo que la onda -- viaja hasta llegar a la superficie; por tanto, su trayecto-- ria es AECEA. Esto se puede comprobar, ya que como se observa en la Fig. 14, el tiempo que transcurre cuando la onda -- viaja de la superficie al contacto E es de 0.960 seg. mientras que el tiempo necesario para que la onda viaje del contacto C al E es de 0.480 seg., la suma de estos dos tiempos es de 1.440 seg. que es el tiempo de reflexión del múltiple; la polaridad que resulta de las diversas reflexiones es también compatible.

Haciendo una análisis similar al anterior podemos darnos cuenta de las trayectorias de los múltiples restantes; - por ejemplo: el que corresponde a un tiempo de 1.640 seg., - se origina cuando la onda se refleja en los contactos AFCEA; el que corresponde a un tiempo de 2.015 seg. tiene la trayectoria AKJKA, el correspondiente a un tiempo 2.325 seg. tiene la trayectoria AJHJA; etc. Este análisis nos permite señalar a los estratos generadores de múltiples; éstos son; el estrato cuya cima y base son C-E respectivamente, el estrato H-J y el estrato J-K, los cuales tienen contrastes de velocidad en la cima y base superiores a 800 m/seg.; por el contrario, las capas estratificadas con contrastes de velocidad inferiores a los 500 m/seg. no producen múltiples. Esto nos permite tener una idea de los cambios de velocidad necesarios para que los múltiples puedan manifestarse.

En base a estos resultados podemos explicarnos la razón por la cual los múltiples ascendentes no son visibles en la Fig. 13, es decir, los cambios de velocidades no son lo suficientemente fuertes como para generar múltiples que sean reconocidos como eventos.

Los únicos contrastes de velocidad susceptibles de generar múltiples (se consideraron contrastes mayores de 500 m/seg.) están presentes en el registro sínico a los tiempos de reflexión de 1.800, 1.850, 2.660, 2.760, 3.400 y 3.850 seg.; dichos tiempos corresponden a pequeñas capas intercaladas en el subsuelo, las cuales se han marcado con flechas.

Ahora bien, de los distintos múltiples de trayectoria larga que pueden generarse, los únicos importantes son aquellos que se reflejan una vez en la superficie ó en la base del estrato de baja velocidad y dos veces en contrastes de impedancia relativamente grandes (Telford et al., 1976). Por lo tanto, el múltiple generado entre la superficie y el primer contacto (1.800 seg.) arribaría a un tiempo de reflexión de 3.600 seg.; este múltiple no se puede identificar en el PSVS debido a la interferencia de la reflexión ascendente de mayor amplitud detectada a un tiempo de 3.590 seg. El múltiple originado entre la superficie y el segundo contacto ---- (1.850 seg.) tampoco es visible, lo cual puede deberse a que su amplitud es pequeña comparada con la de los eventos descendentes cuya amplitud es mayor. Los múltiples originados entre la superficie y los contactos restantes ya no son visibles en el PSVS debido a que éstos se presentarían a tiempos mayores que el correspondiente a la profundidad total del pozo.

Es importante mencionar también que el registro sínico fue observado a partir de 450 m, (su profundidad inicial es de 450 m., y la final de 6360 m) por lo cual, no se detectó-

la base del estrato de baja velocidad (weathering), la cual juega un papel muy importante en el sistema de reflexiones -- múltiples.

Un ejemplo de la forma en que los cambios drásticos en impedancias acústicas (ó velocidades, si no hay registro de densidad) nos permiten visualizar reflexiones primarias y sus múltiples ascendentes fue mostrado en la Fig. 4 .

Continuando con la Fig. 13, puede observarse en forma -- muy notoria la intensidad y persistencia de la forma de onda -- que viaja descendentemente, sobre todo la onda descendente -- primaria (curva de primeros arribos), la cual ha sido reforzada por múltiples de período corto que disminuyen al aumentar -- la profundidad. Los cambios de pendientes observados en esta -- curva son causados por cambios de velocidad; por tanto, a mayor inclinación de la pendiente, la velocidad es más alta en esa región.

Una de las razones por la cual la onda descendente tenga tanta amplitud es que, por lo general, los coeficientes de reflexión en la superficie y en las capas del subsuelo cercanas a ella, son mayores que aquéllos en profundidad; como una consecuencia de ésto y de las trayectorias de viaje involucradas, (véase Fig. 3 ) los eventos descendentes usualmente serán de mayor amplitud que los eventos reflejados que vienen -- de abajo hacia arriba (Kennett et al., 1980).

En el PSVS pueden apreciarse las reflexiones ascendentes correspondientes a los cambios de formación, así como otros -- eventos dentro de una misma formación (ambos señalados con -- flechas) que son originados por la frecuente intercalación de sedimentos finos y gruesos, (lutitas y areniscas) lo cual es -- una característica peculiar de las formaciones terciarias de --

esta zona. De estos eventos, los más visibles se encuentran a los tiempos de reflexión de 1.190, 1.800, 1.850, 1.980, 2.530, 2.760 y 3.850 seg. y al proyectar su punto de intersección en la curva de primeros arribos hacia la escala de profundidad - (escala horizontal), podemos determinar sus profundidades , - las cuales son de 1256, 2213, 2302, 2452, 3378, 3885 y ---- 5498 m. respectivamente.

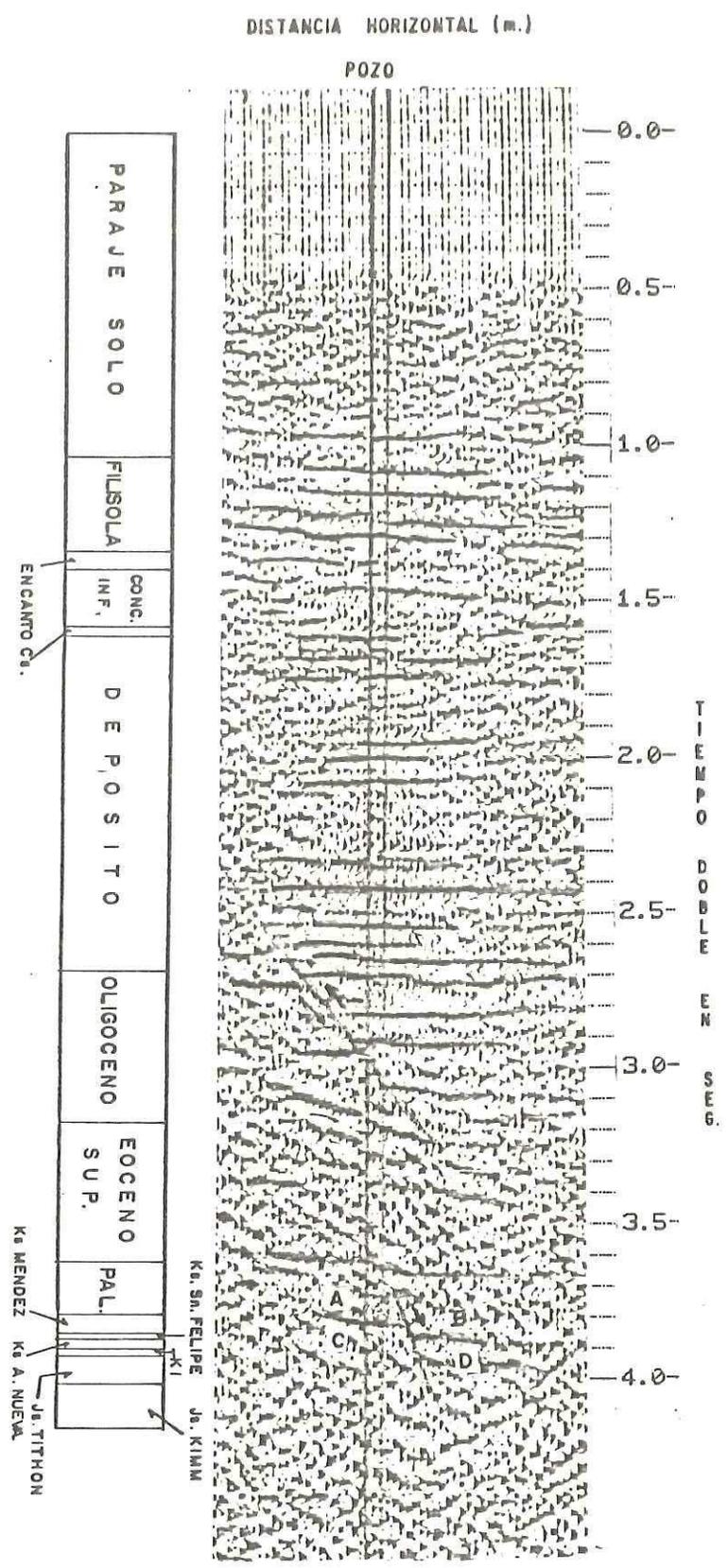


FIG. 15.- SECCION SISMICA EN EL SITIO DEL POZO

## V. 2.- INTERPRETACION DE LA SECCION SISMICA

La Fig.15 muestra parte de la sección sísmica que cruza el pozo. Para su interpretación fue necesario seleccionar los eventos de reflexión, debido a que como la sección no está migrada, pueden observarse varios eventos de difracción que están distorsionando y enmascarando las reflexiones primarias.- Las difracciones se distinguen de los demás eventos porque -- presentan fuertes echados y no tienen continuidad a lo largo de la sección; además como se sabe, existen patrones característicos de los eventos de difracción.

Posteriormente, se procedió a la identificación de los -- eventos de reflexión. Precisamente, una de las aplicaciones -- más importantes que tienen tanto el sismograma sintético (elaborado por cualquier método) como el PSV real, es la identificación de eventos en datos sísmicos superficiales.

Para identificar los reflejos en la sección sísmica se -- utilizaron las velocidades registradas a lo largo del pozo y la columna litológica del pozo; en esta última están representados los distintos cambios de formación así como las profundidades a las que se encuentran dichos cambios. Por consi----guiente, con las velocidades y profundidades de cada forma---ción, pueden calcularse los tiempos a los cuales se manifies--tarían las reflexiones originadas en los diversos contactos -- y por lo tanto, asociar el tipo de roca y edad a esas reflexiones.

La identificación de eventos en la sección sísmica se realizó con el uso del PSV real, ya que contiene una información-- más completa y además representa en forma más fidedigna las -- formaciones del subsuelo. Gráficamente ésto se representa en -- la Fig.16 ; a la derecha se tiene el PSV real cuyo eje horizono

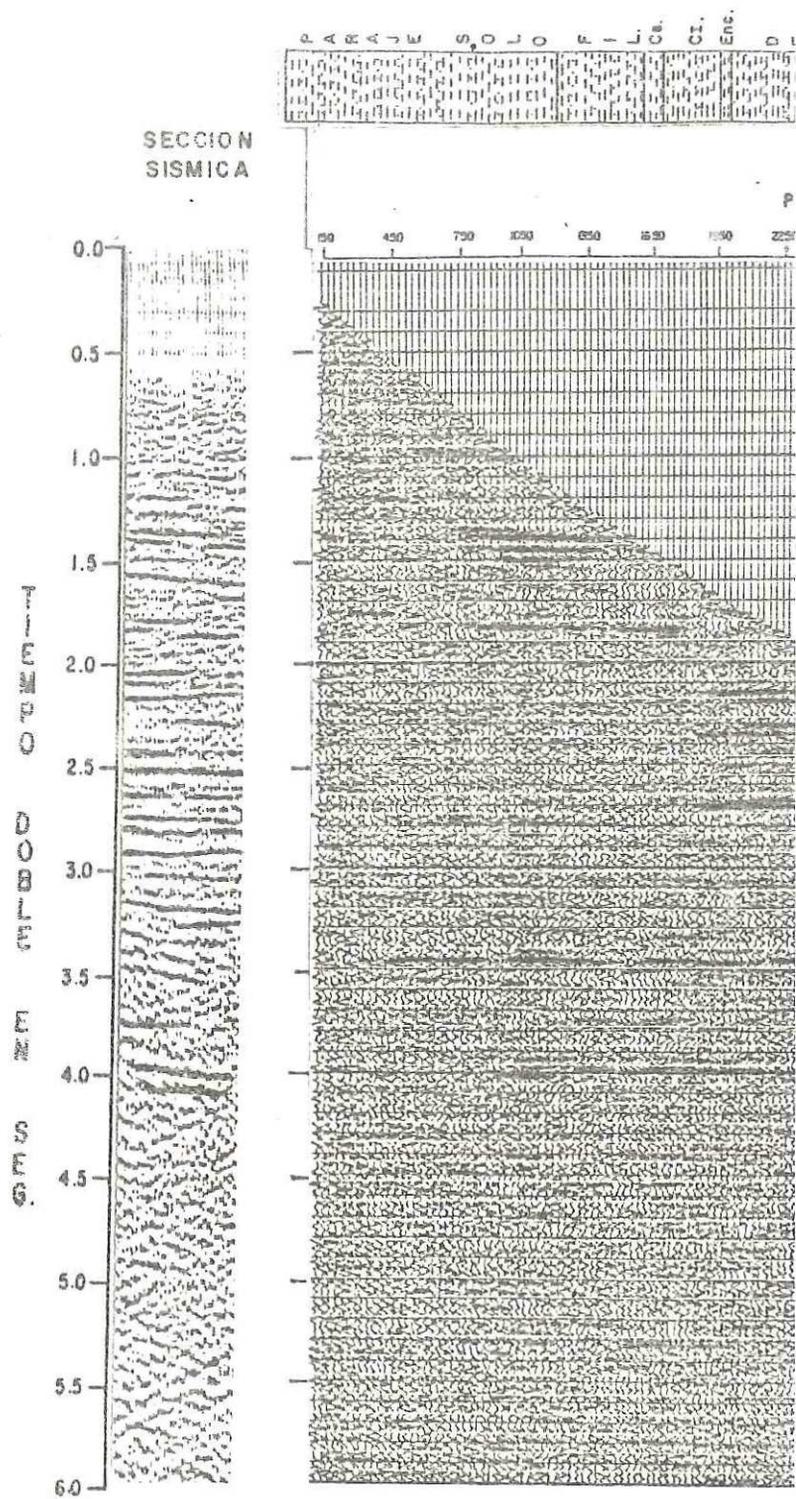


FIG. 16 .- PSV PROCESADC  
ESTUDIO MOSTR  
LITOLÓGICO A

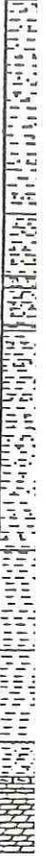
tal corresponde a la escala de profundidad, por lo tanto, si se localizan las profundidades de los distintos contactos en esta escala y estos puntos se proyectan verticalmente hasta tocar la curva de los primeros arribos, los puntos de intersección nos indicarán la posición en tiempo de los distintos contactos, en donde se observarán las reflexiones que éstos originan. Finalmente, estas reflexiones se correlacionan con las registradas en la sección sísmica.

Otra forma consiste en transferir la columna litológica de profundidad a tiempo e indenticar los eventos de reflexión en la sección sísmica por correlación directa del PSVS ó del sismograma sintético con la sección sísmica, tal como lo muestra la Fig. 17; o bien por correlación directa del PSV real -- con la sección sísmica, lo cual se ilustra en el capítulo siguiente.

Una vez efectuado el amarre de la sección sísmica con el PSV real, fue posible la identificación de eventos en la sección sísmica determinando así su edad y tipo de roca que constituye cada una de las capas en el subsuelo.

Regresando a la Fig.15, pueden apreciarse los eventos correspondientes a los cambios cronoestratigráficos en el sitio del pozo, pero además, la estratigrafía del pozo está bien representada, ya que la alternancia de estratos de lutita y arenas con espesores variables existentes en todo el Terciario -- nos está produciendo la serie de reflejos observados, los cuales denotan un ligero echado, aún cuando se tome en cuenta el efecto de la migración que la sección requiere.

Además de estos eventos, se observan algunas difracciones muy acentuadas a partir de 3.200 seg. y a tiempos mayores; estas difracciones obscurecen los eventos de reflexión y pro-



PARAJE SOLO	FUSOLA	CONC. IMP.	DEPOSITO	OLIGOCENO	EOCENO SUP.	PAL.	
-------------	--------	---------------	----------	-----------	----------------	------	--

ENCARGO CO.

EN MONTE DE A. MORA

EL SA. PULQUE

SA. JUAN

SA. JUAN

SA. JUAN

SA. JUAN

SA. JUAN

vienen de fallas y estructuras plegadas adyacentes al pozo, - las cuales, probablemente fueron ocasionadas por la presencia de domos salinos, ya que se detectó sal en pozos muy próximos a éste.

Puede distinguirse una pequeña falla inversa afectando al Oligoceno y al Eoceno, cuyo desplazamiento vertical en forma aproximada es de 0.050 seg. (tiempo de reflexión), correspondiente a un salto de falla de aproximadamente 80 m.

La cantidad de difracciones observadas en la parte inferior del pozo hacen difícil la interpretación, sin embargo se puede distinguir otra falla normal que está afectando al Jurásico y al Cretácico, el tiempo de reflexión de su desplazamiento vertical es de aproximadamente 0.080seg., lo cual correspondería según sus velocidades registradas a un salto de aproximadamente 200 m. El efecto de esta falla junto con la discordancia detectada en la cima del Paleoceno, produce el engrosamiento del espesor del Paleoceno hacia el piso hundido de la falla.

### V. 3.- INTERPRETACION DEL PERFIL SISMICO VERTICAL OBSERVADO EN EL CAMPO

La Fig.18 muestra la versión final de procesado del PSV- observado en el pozo de estudio. En estos datos se observa - gran cantidad de ruido, siendo el más notorio el "ruido de - tubería" visible entre los tiempos de reflexión de 1.0 y 2.0 seg. aproximadamente y caracterizado por su baja frecuencia- y baja velocidad. A pesar de ésto, podemos decir que en gene- ral el registro del PSV es de buena calidad, ya que las seña- les son visibles a simple vista desde la primera etapa de -- procesado (demultiplexado de datos) es decir, los ruidos --- existentes no las han enmascarado.

Al igual que en el caso de la sección sísmica, la res-- puesta del PSV a los cambios crono y litoestratigráficos es-- tá bien representada.

De las señales ascendentes observadas, las que podemos- definir con seguridad como eventos primarios, son todas aque- llas que tocan la curva de primeros arribos (la última traza de esta curva corresponde a la profundidad total del pozo); - es por eso que existe incertidumbre en las señales detecta-- das abajo de la profundidad total del pozo respecto a su ori- gen primario o múltiple.

El análisis de este registro no nos permite asociar a - señales discontinuas como posibles múltiples de eventos pri- marios, ya que las profundidades en las que terminan los re- flejos discontinuos no coinciden con las de los primarios.

Aunque no es posible delinear en el PSV las reflexiones producidas por una falla que está afectando al Oligoceno y - Eoceno, según se observa en la sección sísmica, si hay evi--

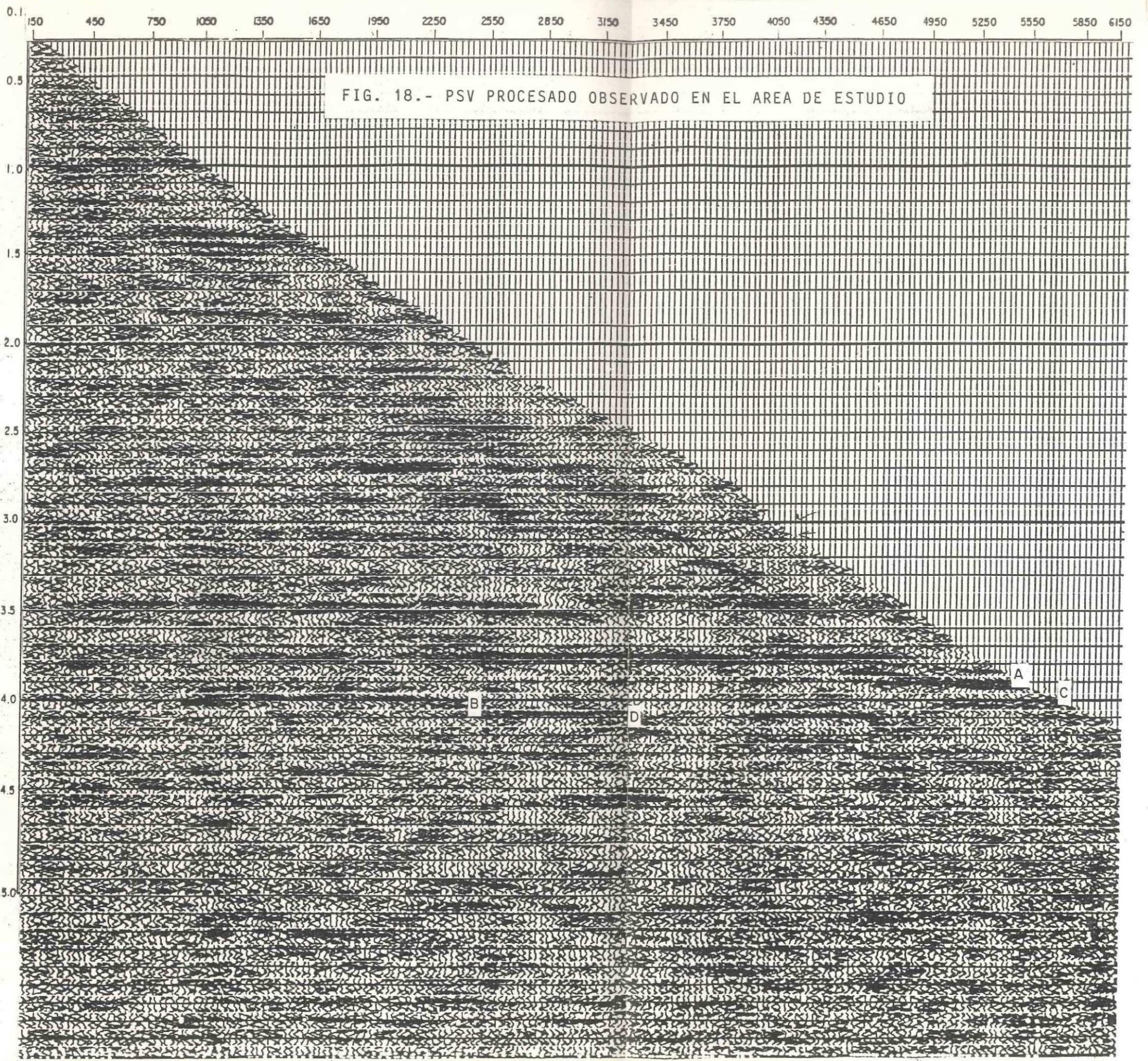


FIG. 18.- PSV PROCESADO OBSERVADO EN EL AREA DE ESTUDIO

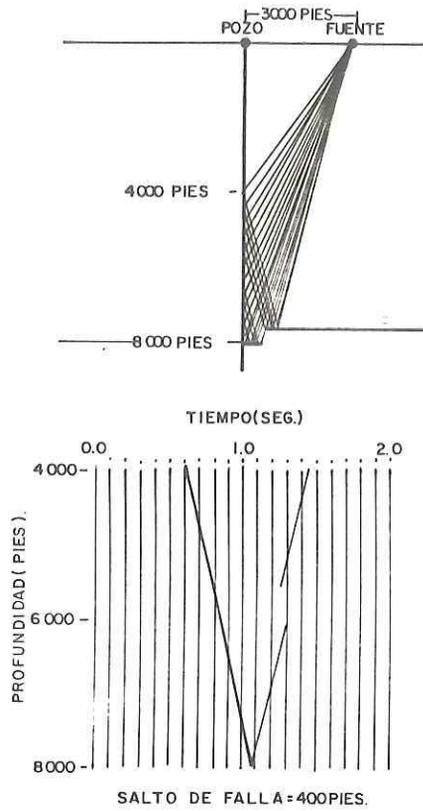
dencias de su existencia en el PSV, ya que pueden apreciarse dos eventos de difracción situados entre los tiempos de reflexión que comprenden estas formaciones (localizadas entre 3.0 y 3.5 seg., cerca de la curva de primeros arribos).

El reflejo mejor definido es el que se encuentra a un tiempo de 3.760 seg. y corresponde a la discordancia detectada en la cima del Paleoceno, debajo de éste pueden observarse dos reflexiones primarias a un tiempo de 3.900 seg. (reflexión "A") y a 4.0 seg. (reflexión "C"), las cuales corresponden al Cretácico y Jurásico respectivamente. Ambas reflexiones presentan una gran discontinuidad y un desplazamiento abrupto en la gráfica tiempo-profundidad, (reflexiones "B" y "D"); ya que éstos son los rasgos que caracterizan una falla en un PSV, podemos inferir la posible existencia de una falla afectando estas formaciones.

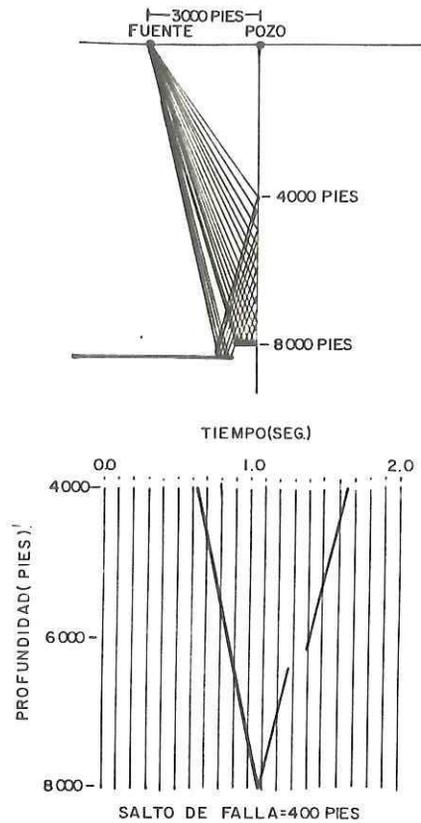
Si este es el caso, los eventos de difracción serían los causantes de la disminución paulatina de ambos segmentos de la reflexión ascendente.

Para mostrar de una manera más clara la forma en que se presentan las fallas en un PSV se tiene la Fig.19 que muestra dos modelos, el de la izquierda supone la fuente sobre el lado levantado de la falla y el de la derecha la supone sobre el lado caído de la falla. En cada modelo, la reflexión ascendente tiene una discontinuidad abrupta cuando la profundidad del geófono es tal que los puntos de reflexión empiezan a atravesar el plano de falla.

La porción superior del evento de reflexión es desplazada hacia tiempos de registro más pequeños, si la fuente está sobre el lado levantado de la falla y hacia tiempos de registro mayores, si la fuente está sobre el lado caído. La



a) La fuente está sobre el lado levantado de la falla.



b) La fuente está sobre el lado caído de la falla.

FIG. 19.- TRAYECTORIAS Y RESPUESTA DEL PSV PARA EL CASO DE UNA FALLA - NORMAL, CONSIDERANDO UNA SOLA FUENTE DE ENERGIA COLOCADA A - CIERTA DISTANCIA DEL POZO (SEGUN HARDAGE, 1983).

discontinuidad de reflexión depende de la altura del salto de falla (Hardage, 1983).

Regresando a nuestra interpretación, uno de los problemas más serios a considerar es decidir si "B" y "D" son ambas reflexiones primarias o si una o ambas son múltiples; según el análisis, ninguna de estas reflexiones parece estar asociada como múltiple de un primario. Es también difícil asegurar que las reflexiones "B" y "D" sean efectivamente la continuación de los eventos "A" y "C" debido a la amplia zona en blanco presente entre ellas; sin embargo, en la Fig. 20, correspondiente al alineamiento de ondas ascendentes -- sin enfatizamiento de estas señales (es decir, sin aplicación de filtros de coherencia los cuales algunas veces alteran la señal original), puede apreciarse una mayor continuidad en el reflector que correspondería al Jurásico, mostrando un salto de falla de aproximadamente 0.070 seg., de donde podemos inferir, que los segmentos de reflexión "B" y "D" podrían ser en efecto la continuación de los reflejos primarios "A" y "C".

Posiblemente la falla observada en el PSV esté relacionada con la detectada en la sección sísmica, la cual afecta en ambos casos, al Cretácico y Jurásico. De ser así y apoyándonos en la sección sísmica, la ubicación de la fuente del PSV (cuyo rumbo es NE-SW) estaría sobre el lado caído de la falla, lo que nos produciría el desplazamiento de la porción superior del evento de reflexión hacia tiempos de registro mayores como en la Fig. 19-B el cual es nuestro caso, ocasionando un salto de falla que es compatible con el de la sección sísmica. La diferencia en espesores en ambos lados de la falla, estaría justificada por la discordancia existente en el Paleoceno.

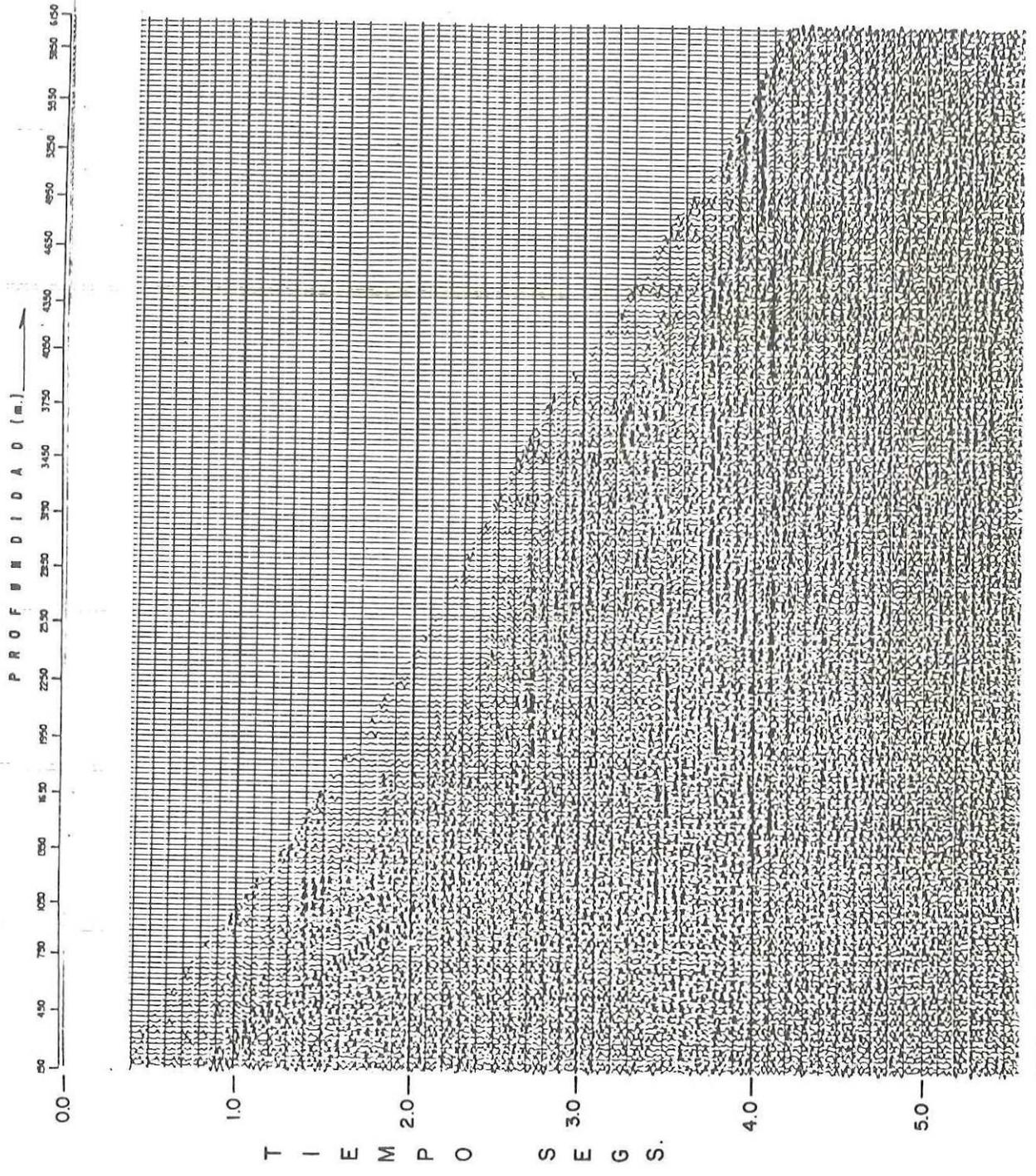


FIG. 20. PSV PROCESADO OBSERVADO EN EL AREA DE ESTUDIO (SIN ENFATIZAMIENTO DE ONDAS ASCENDENTES)

Sin embargo es difícil justificar la amplia zona en blanco presente entre las reflexiones "A" y "B" así como "C" y "D", la cual ha sido ocasionada en parte por los difracciones y en parte por la contaminación de ruido observado; pero además, es posible que la ubicación geométrica de la fuente también haya influido, ya que como se sabe, según su posición en el espacio, los geófonos en el pozo recibirán un mayor o menor grado de reflexiones del subsuelo (Dillon y Thomson, 1983). Lo que sí puede asegurarse es la existencia de fallas cercanas al pozo, evidenciadas por las difracciones y por la discontinuidad de los reflejos, en la sección sísmica, así como en el PSV.

## VI.- CORRELACION DE DATOS DE PSV CON DATOS SISMICOS SUPERFICIALES Y CON REGISTROS SINTETICOS

### VI.I.- ANALISIS DE RESULTADOS

En el capítulo anterior se mostraron distintas formas de correlacionar datos sísmicos y la manera de identificar --- eventos en la sección sísmica.

En la Fig 16 se mostró la correlación entre el PSV real y la sección sísmica y en la Fig.17 se ilustró la correla--- ción entre registros sintéticos (sismograma sintético y PSVS) y datos sísmicos superficiales. Ahora en la Fig. 21 puede -- apreciarse la correlación completa entre el registro de pozo, el sismograma sintético, la sección sísmica procesada y el - PSV procesado observado en el campo.

El análisis de estas figuras nos indica que en general, la correlación de los distintos reflectores en los datos rea les y sintéticos es bastante aceptable. Sin embargo, pueden- apreciarse algunas diferencias, las cuales se discuten a con tinuación.

### VI.I.I.- RESOLUCION

Para empezar se analizará la resolución que se obtuvo - en los diversos registros, para lo cual es conveniente hacer mención de los siguientes conceptos.

Resolución (R).- Es la distancia mínima que debe exis-- tir entre dos rasgos para que éstos puedan ser definidos; el límite resoluble es el espesor mínimo que un estrato debe - tener para poder distinguir los efectos de la cima y la base del estrato y es aproximadamente  $\frac{1}{4}$  de la longitud de onda.

El límite detectable (D) es el espesor mínimo que debe tener un estrato para que produzca una reflexión y es del orden de  $\frac{1}{30}$  la longitud de onda, (Sheriff, 1980).

$$R \approx \frac{1}{4} \lambda \quad ; \quad D \approx \frac{1}{30} \lambda \quad (11)$$

$$\lambda = \frac{\text{velocidad media}}{f_m} \quad (12) \quad \text{donde } \lambda = \text{longitud de onda}$$

$$f_m = \frac{f_{\max} + f_{\min}}{2} \quad (13) \quad f_m = \text{frecuencia media}$$

Debido a que las frecuencias sísmicas son mucho menores - que las usadas en los registros de pozo por un factor de aproximadamente 100, la potencia de la resolución sísmica es sólo una centésima de la del registro sónico de pozo, en el cual - la frecuencia central de la señal es de aproximadamente 25 -- kilohertz. Por esta razón, es de esperarse que los registros sintéticos muestren reflexiones originadas por pequeños cambios estratigráficos que los datos sísmicos no hayan podido - detectar, aunque cabe mencionar que los registros sintéticos perdieron detalle debido al proceso de filtrado al que fueron sometidos durante la digitización manual del registro sónico (a cada metro) y a los filtros aplicados en el proceso de convolución.

La Tabla 2 muestra la resolución teórica que se obtendría con los datos sísmicos y sintéticos para los estratos que tienen los espesores más reducidos, en base a sus velocidades -- medias y al rango de frecuencias utilizado en los procesos de filtrado.

Estos resultados nos muestran la posibilidad de una mayor resolución en las partes someras que en las partes profundas. Esto es debido a que en la parte somera de la Tierra, la velocidad es generalmente pequeña y la frecuencia alta, mientras que a mayor profundidad, las velocidades son mayores y las frecuencias menores.

TABLA 2. CALCULO DE LA RESOLUCION TEORICA PARA ALGUNAS DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS PRESENTES EN EL POZO.

FORMACION	ESPESOR (mts)	VM (m/s)	SISM. SINT.		SECCION SISMICA		PSV REAL	
			fm (Hz)	Resolución	fm (Hz)	Resolución	fm (Hz)	Resolución
Mioc. Conc. Sup.	90	2260	14	40	22	26	35	16
Mioc. Conc. Inf.	275	2300	14	41	22	26	35	16
Mioc. Encanto	35	2350	14	42	22	27	35	17
Ks. Méndez	155	2800	14	50	15	47	29	24
Ks. San Felipe	69	2850	14	51	15	48	29	25
Ks. A. Nueva	56	2850	14	51	15	48	29	25
Ki	55	2850	14	51	15	48	29	25

De acuerdo a estos resultados teóricos, debió obtenerse resolución en los estratos, sin embargo no fue así ya que en la práctica, la gran cantidad de ruido que contamina la señal y el efecto de los múltiples reducen en gran parte, la resolución de los distintos métodos.

Hubo buena detección en los cambios formacionales a lo largo de la columna litológica, pero no hubo resolución en ningún método para el Mioceno Encanto ni para el Cretácico Superior (Méndez, San Felipe y Agua Nueva), sólo se observa la entrada del Cretácico Superior pero no se diferencian los contactos subsecuentes debido a que están tan próximos, que sus efectos se traslapan, siendo difícil asociar un evento sísmico con algún contacto en particular. Lo mismo sucede con el Cretácico Inferior (Ki) y la entrada del Jurásico, cuya reflexión podría corresponder al cambio litológico en la cima del Ki (de caliza a dolomía), o a la entrada del Jurásico (en la interpretación se manejó como el Jurásico).

Las reflexiones originadas por los cambios estratigráficos en las formaciones están bien correlacionadas en los distintos datos, sin embargo se observan algunos eventos también con buena correlación en el Oligoceno, cuya constitución es únicamente lutita, lo cual nos puede indicar que dichas reflexiones pudieron ser causadas por cambios en el tamaño del grano del sedimento o variaciones en cementación en lugar de cambios en la litología básica de la formación, lo cual apoyaría el hecho de que los reflectores sísmicos no son necesariamente marcadores litoestratigráficos, (Vail et al, 1977).

REGISTRO SISMOGRAMA SONICO  
SINTETICO REAL

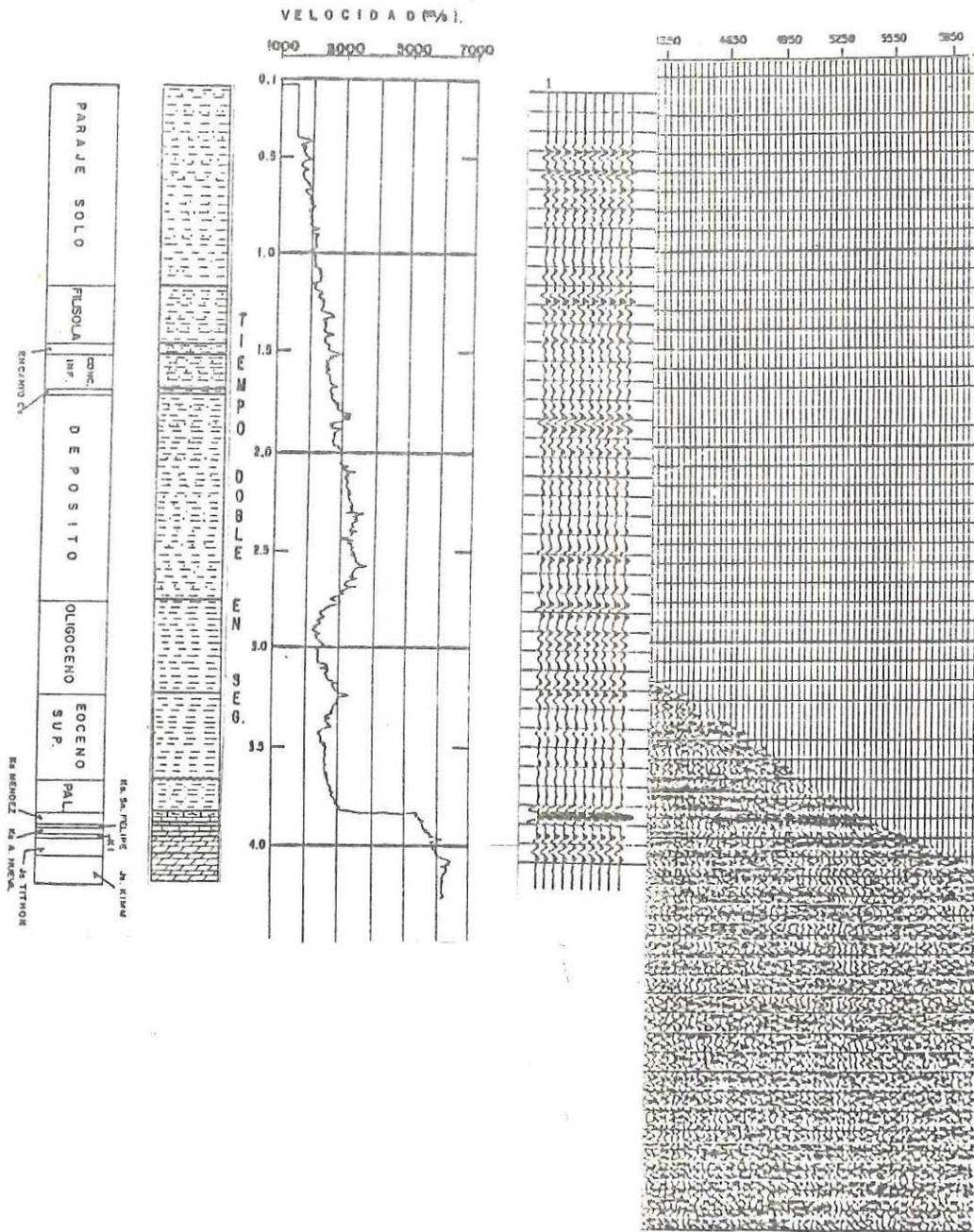


FIG. 21. CORRELACION DEL SISMOGRAMA SONICO CON EL PS

### VI.I.2.-COMPARACION DE TIEMPOS DE LOS EVENTOS DE REFLEXION

Ahora se hará una comparación de tiempos de los eventos de reflexión (ascendentes) observados en los distintos datos sísmicos mostrados en la Fig. 21, para lo cual se elaboró la Tabla 3 a partir de esta figura; en esta tabla se listan los tiempos de reflexión en seg. de los eventos observados en el sismograma sintético (estos eventos son los mismos que los observados en el PSV), la sección sísmica y el PSV real. Estos eventos fueron seleccionados y catalogados como eventos de buena, mala y regular calidad, para así tener presente su confiabilidad. Esta clasificación se hizo en base a las distintas características manifestadas en cada uno de los métodos. Por ejemplo, en el caso del sismograma sintético, las reflexiones se clasificaron tomando en cuenta únicamente la amplitud relativa que éstas exhiben (es decir, la amplitud de un evento con respecto a otro) y que puede apreciarse a simple vista. En el caso de la sección sísmica, también se realizó un análisis meramente visual respecto a su amplitud, su coherencia (es decir, la similaridad en apariencia de traza a traza), así como su continuidad a lo largo de la sección sísmica. Finalmente, en el PSV real se tomó en cuenta su amplitud, coherencia, su intersección con la curva de primeros arribos o bien su cercanía a ésta (en algunos casos los reflejos no tocan la curva de primeros arribos pero finalizan muy cerca de esta curva) y su continuidad a lo largo del registro. Por lo tanto, dependiendo de si estos eventos exhibieron la mayor o menor amplitud, coherencia, continuidad, etc., se clasificaron como de buena o mala calidad; los intermedios como de regular calidad.

En el caso del PSV real, es de desearse que los eventos de reflexión toquen la curva de primeros arribos, ya que ésto nos asegura que se trata de eventos primarios y no de múltiples.

TABLA 3. COMPARACION DE TIEMPOS DE LOS EVENTOS DE REFLEXION;  
OBSERVADOS EN LOS REGISTROS SISMICOS Y SINTETICOS.

SISMOGRAMA SINTETICO ( t = seg )	SECCION SISMICA ( t = seg )	PSV REAL ( t = seg )
1. 100 Ma	1. 100 R	0.950 B
1. 190 B	1. 200 R	1.200 R
1. 300 R	1. 300 B	1.310 Ma
1. 400 B	1. 400 B	1.400 B
1. 500 R	1. 500 R	
1. 650 Ma	1. 590 R	
1. 730 R		
1. 800 B	1. 800 R	1.800 B
1. 850 B	1. 850 B	
1. 980 B		
2. 090 R	2. 080 B	2.100 R
	2. 180 B	
2. 390 R		
2. 460 R	2. 460 B	2.450 B
2. 530 B	2. 530 B	2.530 R
	2. 600 R	
2. 660 R	2. 650 B	2.660 B
2. 760 B	2. 760 R	2.760 R
2. 810 B	2. 810 B	2.810 R
2. 910 R	2. 910 B	2.910 R
2. 980 R	3. 010 Ma	
3. 100 R	3. 100 Ma	
3. 170 R	3. 160 Ma	
3. 230 B	3. 230 Ma	
3. 300 Ma		
3. 400 Ma		3.400 R
3. 450 Ma		3.450 B
3. 580 R		
		3.760 B
3. 860 B	3. 900 Ma	3.900 B
3. 970 B	4. 00 Ma	4.00 B
4. 080 B		4.080 R

Ma = Mala Calidad

R = Regular

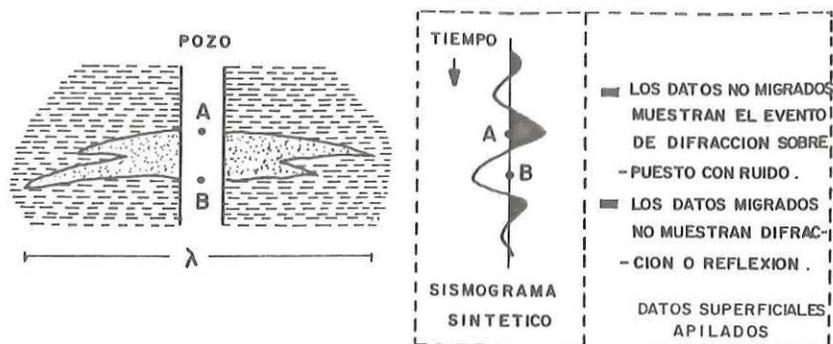
B = Buena

La Tabla 3 nos indica que en el sismograma sintético existen algunas reflexiones con tiempo doble en seg. de 1.730, 1.980, 2.390 y 3.580; estos eventos no aparecen en los datos reales (PSV y sección sísmica), lo cual puede deberse a varias causas, ya que aparte de los distintos rangos de frecuencia utilizados y de ahí la diferencia en resolución vertical, tanto los datos de pozo como los datos reales tienen distinta penetración. Esta diferencia en penetración es causada porque las reflexiones responden a cambios de impedancia laterales en el subsuelo que son de la magnitud del primer orden de la zona de Fresnel, mientras que los datos de pozo solo miden aquellas propiedades de las rocas que ocurren muy cerca del pozo.

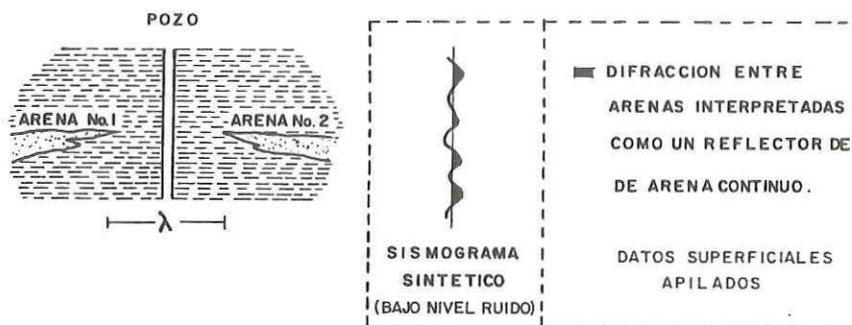
En base a esto, podríamos pensar por ejemplo, que el pozo está atravesando un cuerpo de arena que tiene una extensión lateral demasiado pequeña como para crear un frente de onda reflejado, por tanto, el registro sísmico indicaría un cambio en impedancia acústica, pero los datos sísmicos no mostrarían un evento reflejante.

Si ocurriera el caso contrario, en el que observáramos reflexiones en los datos reales pero no en los sintéticos, se podría explicar imaginando que el pozo pasa entre dos cuerpos de arena lateralmente extensas sin penetrar ninguna de ellas, los datos registrados en el pozo indicarían que no hay cambio de impedancia acústica, sin embargo, cuando un frente de onda sísmico se propagara a través de este intervalo, las colas de la difracción originadas en los finales de los cuerpos de arena se extenderían y cubrirían la posición del pozo. (Hargade, 1983); esto puede observarse en la Fig.22.

Tomando en cuenta estas consideraciones, podemos concluir que los reflejos que sean visibles en el sismograma sinté-



- A) El ancho del cuerpo de arena es igual a la longitud de onda dominante  $\lambda$ , de la ondícula sísmica propagante, por lo tanto la arena es un punto difractor y no un reflector. Sin embargo, los datos del registro sónico y de densidad registrados en el pozo son insensibles a la extensión lateral de la arena, por lo tanto el sismograma sintético hecho a partir de éstos datos indica fuertes reflexiones en la cima y base de la arena.



- B) El espacio entre los cuerpos de arena es igual a la longitud de onda dominante  $\lambda$ , de la ondícula sísmica propagante, por lo tanto fuertes colas de difracción de las dos reflexiones de arena se extenderán a través del hueco, creando la apariencia de un evento de reflexión continua. Sin embargo, los datos del registro sónico y de densidad registrados en el pozo no detectarán la arenas, por lo tanto los sismogramas sintéticos hechos a partir de los datos de pozo no contendrán una reflexión de arena-lutita.

FIG. 22. SITUACIONES ESTRATIGRAFICAS QUE ILUSTRAN PORQUE UNA RESPUESTA DEL SISMOGRAMA SINTETICO NO SIEMPRE SE PARECE A LOS DATOS DE REFLEXION REGISTRADOS EN LA SUPERFICIE. (SEGUN HARDAGE, 1933).

tico corresponderán a reflexiones primarias originados en el sitio del pozo, aunque éstas no sean visibles en la sección sísmica ni en el PSV, y aquéllas que aparezcan en la sección sísmica (en el sitio del pozo) o en el PSV pero no en el simograma sintético, corresponderán o bien a eventos múltiples generados entre las capas del subsuelo, o bien a difracciones provocadas por rasgos geológicos adyacentes al pozo. Por lo tanto, las reflexiones observadas únicamente en el sismograma sintético a los tiempos de reflexión de 1.730, 1.980 y 2.390 seg., corresponden a cambios geológicos muy locales. El evento localizado en el simograma sintético a un tiempo de 3.580 seg., corresponde a una reflexión primaria y no es visible en la sección sísmica debido a la gran cantidad de difracciones que lo están enmascarando y que provienen de fallas y plegamientos adyacentes al pozo.

Continuando con la Tabla 3, existen dos reflexiones detectadas a 2.180 y 2.600 seg., que sólo son visibles en la sección sísmica. El ubicado a 2.180 seg., puede corresponder o bien a un rasgo geológico muy local, o bien a un múltiple. La razón para pensar en el primer caso es que aunque el reflejo no tiene continuidad a lo largo de la sección sísmica, está bien definido en el sitio del pozo (alta amplitud y coherencia) y a los lados de éste, por lo tanto, podríamos tener el caso ilustrado en la Fig.22-B.

Analizando el segundo caso, en el que el reflejo correspondiera a un múltiple, nos damos cuenta que no es posible definir su trayectoria en base a su tiempo registrado, pero ya que este reflejo está ausente en el sismograma sintético pero también en el PSV real, nos inclinamos a pensar que se trate de un múltiple. Este mismo razonamiento se sigue para el reflejo ubicado a 2.600 seg. visible sólo en la sección sísmica.

Cuando se tenga una sección migrada y por lo tanto las difracciones estén eliminadas, la comparación entre los --- eventos del sismograma sintético (sólo primarios) con los - de la sección sísmica permitirá la identificación de múlti- ples en la cercanías del pozo.

En la sección sísmica puede observarse hacia la dere-- cha del pozo una porción de los reflejos localizados a 3.010, 3.100 y 3.160 seg. de mala calidad, la discontinuidad de es- tos reflejos es causada por la presencia de una falla normal- que afecta esta zona. Esto nos explica la ausencia de re-- flexiones en el PSV real en esta zona, ya que los eventos - han sido distorsionados y enmascarados por las difracciones provocadas por la falla y sólo se observan en el PSV dos -- patrones de difracción; sin embargo, a partir de 3.400 seg. y a tiempos mayores, los eventos de reflexión en el PSV ya no están afectados, por lo que se observan bien definidos.

Los reflejos con tiempos de reflexión de 3.300, 3.400- y 3.450 seg. visibles en el sismograma sintético, no se ob- servan en la sección sísmica (en el sitio del pozo) debido- a que están enmascarados por difracciones provocadas por es- tructuras adyacentes al pozo. Sin embargo, estas reflexio-- nes pueden distinguirse a cierta distancia del pozo, fuera- de la zona interferida por dichas difracciones. Hacia tiem- pos mayores, la sección sísmica contiene bastante ruido, -- por lo cual sólo pueden distinguirse dos reflejos de mala - calidad (Cretácico y Jurásico).

En conclusión, el sismograma sintético detectó el ma-- yor número de contactos en el subsuelo, y en su mayoría son bien correlacionados con la sección sísmica o con el PSV -- real. Este último mostró una mejor detección de los eventos en la parte profunda que en la parte somera; ésto es debido a que en las cercanías de la superficie existe una gran can- tidad de ruidos ocasionados por el viento, sedimentos no consolidados etc,

y por la acción de los múltiples, que es mayor en esta zona.- A mayor profundidad, el PSV tuvo mejor detección que la sección sísmica; ésta es precisamente una de las ventajas que tiene el PSV sobre los datos superficiales, ya que no siempre es posible distinguir los eventos profundos en la sección, en cambio debido a que el detector va descendiendo hasta la profundidad total del pozo, es posible registrar los eventos con menor atenuación, de tal forma que cuando el detector esté en la profundidad total del pozo, las reflexiones ascendentes registradas tendrán la mínima atenuación. Además, el PSV tiene la capacidad de detección debajo de la profundidad perforada, lo cual constituye una ventaja sobre los sismogramas sintéticos, los cuales mostrarán la reflectividad del subsuelo hasta la profundidad total del pozo.

Finalmente, puede apreciarse varias diferencias en tiempo entre los datos reales y sintéticos, lo cual es explicable por las diferencias de medición en las variaciones de densidad, contribución de múltiples y otros tipos de ruido, así como por la ausencia del proceso de migración en la sección sísmica y por diferencias en el carácter de la onda. Además, existen fuentes de error en los registros sísmicos y en los datos sísmicos, lo cual puede conducir a tiempos de reflexión mayores o menores según sea el caso.

Las causas más comunes de error en el registro de los tiempos de intervalo (registro sísmico) son las siguientes:

- Los efectos geométricos del pozo, tales como cavernas e inclinación de la sonda.
- Invasión de la pared del pozo por fluídos de perforación, los cuales pueden ser diferenciales con la distancia lejana del pozo.
- Pequeño radio de investigación de las señales acústicas cuando la extensión y el espaciamento son un me--

TABLA 4. CALCULO DE LA DERIVA ENTRE LOS TIEMPOS (VERTICALES)  
DEL PSV Y LOS TIEMPOS DEL REGISTRO SONICO.

FORMACION	PROFUNDIDAD		REGISTRO SONICO (tiempo doble en seg.)	PSV (tiempo refl. en seg.)	DERIVA (seg.)	CORRECCION (seg.)
	Mts. bajo N.M.					
	454		0.305	0.518	0.213	- 0.017
	904		0.714	0.910	0.196	- 0.024
Paraje Solo	aflora		-	-	-	-
Filisola	1257	1.006	1.178	1.178	0.172	- 0.006
Concepción Sup.	1649	1.296	1.462	1.462	0.166	- 0.008
Concepción Inf.	1739	1.360	1.518	1.518	0.158	+ 0.013
Encanto	2014	1.547	1.718	1.718	0.171	- 0.001
Depósito	2049	1.570	1.740	1.740	0.170	+ 0.018
Oligoceno	3874	2.641	2.829	2.829	0.188	+ 0.024
Eoceno Sup.	4554	3.110	3.322	3.322	0.212	- 0.014
Paleoceno	5224	3.555	3.753	3.753	0.198	- 0.008
K. Sup. Méndez	5504	3.728	3.918	3.918	0.190	0.000
K. Sup.Sn. Felipe	5659	3.790	3.980	3.980	0.190	- 0.001
K. Sup. A. Nueva	5728	3.813	4.002	4.002	0.189	0.0
K. Inf.	5749	3.820	4.009	4.009	0.189	0.0
J. Sup. Tithoniano	5839	3.851	4.040	4.040	0.189	- 0.019
J. Sup. Kimmer.	6167	3.958	4.128	4.128	0.170	

tro o menos; las rocas inalteradas que rodean el pozo pueden no ser alcanzadas por las señales.

- El salto de ciclo, causado por la atenuación de una o más señales recibidas, resultando en la inexactitud del registro electrónico de las señales.

Los errores en los tiempos sísmicos pueden deberse a la mala técnica en la lectura de los primeros arribos, a errores operacionales, o a cambios laterales de la formación o desviación del pozo que pueden conducir a trayectorias de refracción, etc.

Es por eso que siempre que se requieran estudios detallados y reales, será necesario ajustar los tiempos de tránsito del registro sónico con tiros de verificación, ó con el PSV real, mediante la adición o sustracción del tiempo obtenido por la corrección a determinados niveles de profundidad, tal como lo muestra la Tabla 4.

En este trabajo, se consideró inconveniente ajustar el registro sónico con el PSV debido a la incertidumbre que se tuvo en la lectura precisa de los primeros arribos en el PSV. Sin embargo, se calculó la deriva existente entre los tiempos (verticales) del PSV y los tiempos del registro sónico, sólo para tener idea de su magnitud. La deriva y la corrección que debería ser aplicada a los tiempos sónicos es mostrada en la Tabla 4. (para mayor información a cerca de la obtención de la gráfica y curva de deriva, consultar Goetz et al, 1979).

## VII.- CONCLUSIONES

En lo referente a la interpretación de la sección sísmica, fue posible identificar en ella a los eventos de reflexión primaria que corresponden a los diferentes estratos presentes en el pozo, determinando así la edad y tipo de roca de las capas del subsuelo. Esto fue posible mediante la correlación de la sección sísmica con el PSV y con la columna estratigráfica del pozo. También se identificaron probables eventos de reflexión múltiple esto en base a la correlación del PSVS con la sección.

Además con el PSV real fue posible estudiar la respuesta sísmica en las cercanías del pozo y detectar y confirmar la existencia de fallas presentes en la sección sísmica. Así, se identificaron posibles fallas afectando a rocas de edad Oligoceno y Eoceno así como a rocas de edad Cretácico y Jurásico, para las cuales se calcularon en forma aproximada saltos de falla de 80 y 200 m. respectivamente.

Respecto a la resolución de los distintos métodos, los datos sintéticos detectaron el mayor número de contactos en el subsuelo debido a su mayor resolución vertical, sin embargo su profundidad de investigación está limitada a la profundidad total del pozo. En cuanto al PSV real, éste tuvo mejor detección que la sección sísmica, al aumentar la profundidad, lo que constituye una ventaja sobre los datos superficiales.

La correlación que se obtuvo entre cada uno de estos registros fue buena y las discrepancias existentes entre ellos son justificadas debido a las diferencias en resolución vertical, horizontal y a otras características propias de cada método.

Sin embargo, es necesario mencionar que los resultados obtenidos están limitados por varios factores tales - como la falta de migración en la sección sísmica que repercute en posibles errores en los tiempos de los eventos observados en la sección, además de la presencia de difracciones que dificultan la interpretación.

Por otra parte, la interpretación de la sección está apoyada por el PSV y por el PSVS sólo en las cercanías - del pozo, debido a que este último se calculó en una dimensión y además el PSV observado en el pozo nos proporcionó información lateral de aproximadamente 150 m.

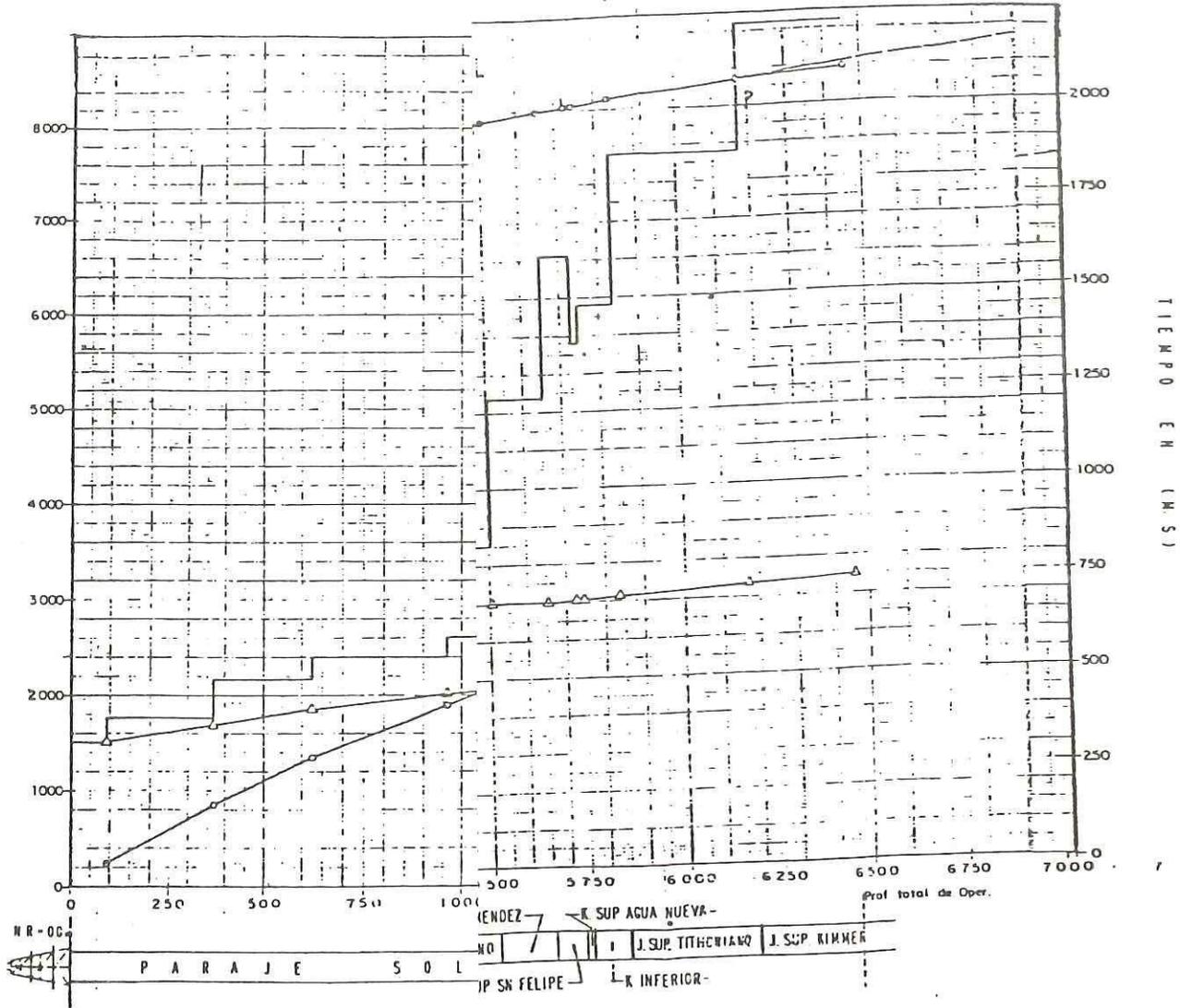
Por lo tanto, el análisis de un PSV con un radio de investigación mayor y más aún, el análisis de un mayor - número de pozos, nos hubiera conducido a una interpretación más completa y mejor apoyada.

## LITERATURA CITADA

- Aminzadeh, F., y Mendel, J.M., 1985, Synthetic vertical seismic profiles for nonnormal incidence plane waves: Geophysics, V.50, p. 127-141
- Balch, A.H., Lee, M. W., Miller, J.J., y Ryder, R.T., 1981, Seismic amplitud anomalies associated with thick First Leo sandstone lenses, eastern Powder River basin, Wyoming: Geophysics, V. 46, p. 1519-1527.
- Balch, A. H., Lee, M. W., Miller, J. J., y Ryder, R. T., -- 1982, The use of vertical seismic profiles in seismic investigations of the earth: Geophysics, V. 47, p. -- 906-918.
- Dietrich, M., y Bouchon, M., 1985a, Synthetic vertical seismic profiles in elastic media: Geophysics, V. 50, p.- 224-234.
- Dietrich, M., y Bouchon, M., 1985b, Measurements of attenuation from vertical seismic profiles by iterative modeling: Geophysics, V. 50, p. 931-948.
- Dillon, P. B., y Thomson, R. C., 1983, Image reconstruction for offset source VSP surveys: Paper presented at 45th annual meeting of EAEG.
- Durschner, H., 1958, Synthetic seismograms from continuous-velocity logs: Geophysical Prospecting, V. 6, p. 272-- 284.
- Farr, J. B., 1976, How high is high resolution?: Presented at the - 46 th annual international SEG meeting october 26, in Houston.

- Gal'perin, E. I., 1974, Vertical seismic profiling: Society of Exploration Geophysicists. Special publication-No. 12, Tulsa, 270 pags.
- Goetz, J.F., Dupal, L., y Bowler, J., 1979, An investigation into discrepancies between sonic log and seismic check-shot velocities: Aust. Pet. Explor. Assoc. Jour., V. 19, part. 1, p. 131-141.
- Hardage, B. A., 1983, Vertical seismic profiling, Part A : Principles: Geophysical Press.
- Hauge, P. S., 1981, Measurements of attenuation from vertical seismic profiles: Geophysics, V. 46, p. 1548-1553.
- Kennett, P., Ireson, R.L., y Conn, P.J., 1980, Vertical seismic profiles - their applications in exploration geophysics: Geophysical Prospecting, V. 28, p. 676-699.
- Kennett, P. y Ireson, R. L., 1981, the V.S.P. as an interpretation tool for structural and stratigraphic analysis: Paper presented at the 43 rd Meeting of EAEG, Venice, Italy.
- Lash, C.C., 1982, Investigation of multiple reflections -- and wave conversions by means of vertical wave test (vertical seismic profiling) in southern Mississippi: Geophysics, V. 47, p. 977-1000.
- Peterson, R.A., Phillipone, W. R., y Coker, F. B., 1955, -- The synthesis of seismograms from well log data: Geophysics, V. 20, p. 516-538.

- Sheriff, R. E., 1980, Seismic stratigraphy: International Human Resources Development Corporation.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., y Keys, - D. A., 1976, Applied geophysics: Cambridge University Press, Cambridge, 860 pags.
- Vail, P.R., Todd, R.G., y Sangree, J. B., 1977, Seismic - Stratigraphy and global changes of sea level, part- 5 - chronostratigraphic significance of seismic reflections: p. 99-116 de AAPG Mermoir 26, Seismic -- stratigraphy-applications to hydrocarbon explora--- tion, Tulsa, 516 pags. .
- Wyatt, K. D., 1981, Synthetic vertical seismic profile:- Geophysics, V. 46, p. 880-891.



## APENDICE B

### CALCULO DEL PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO

Modelo de la Tierra.- Se considerarán ondas compresionales viajando verticalmente en un medio sin absorción, estratificado horizontalmente.

Se supone que cada estrato en el modelo tiene un tiempo de viaje sencillo igual a  $\Delta t$ , con velocidad y densidad  $\rho_j$

Como se observa en la Fig 8, si en una discontinuidad acústica incide una onda descendente con amplitud  $D$ , ésta generará una onda reflejada ascendente con amplitud  $R_j D$  y una onda transmitida descendente con amplitud  $(1+R_j)D$ . De igual forma una onda que incida en forma ascendente con amplitud  $U$  generará una onda reflejada descendente con amplitud  $-R_j U$  y una onda transmitida ascendente con amplitud  $(1-R_j)U$ .

Se notará que aunque se está trabajando con incidencia normal, los rayos están desplazados para mayor claridad.

Si se supone que tanto una onda descendente en el estrato  $j$  de amplitud  $D_j$ , como una onda ascendente en el estrato  $j+1$  de amplitud,  $U_{j+1}$  tocan una discontinuidad, entonces se generará una onda ascendente en el estrato  $j$  de amplitud  $U_j$  y una onda descendente en el estrato  $j+1$  de amplitud,  $D_{j+1}$  (Fig. B-1).

La onda ascendente  $U_j$  es el resultado de la porción reflejada de la onda descendente en el estrato  $j$ ,  $(R_j D_j)$ , y la porción transmitida de la onda ascendente en el estrato  $j+1$ ,  $(1-R_j)U_{j+1}$

La onda descendente  $D_{j+1}$  es el resultado de la porción --- transmitida de la onda descendente en el estrato  $j$ ,  $(1+R_j)D_j$  y la porción reflejada de la onda ascendente en el estrato  $j+1$ ,  $(-R_j U_{j+1})$ .

Este comportamiento de reflexión-transmisión se describe matemáticamente como:

$$U_j = R_j D_j + (1 - R_j) U_{j+1} \quad (B-1)$$

$$D_{j+1} = (1 + R_j) D_j - R_j U_{j+1} \quad (B-2)$$

Estas dos ecuaciones son la base del modelo de PSV sintético.

Para el caso del modelo con varias capas mostrado en la Fig. B-2 se considerarán  $K$  estratos, cada uno de los cuales -- tiene tiempos de viaje sencillos igual a  $\Delta t$ .

A continuación se definen los siguientes parámetros:

$U_j(t)$  = Onda ascendente en la cima del estrato  $j$ .

$U_j(t + \Delta t)$  = Onda ascendente en la base del estrato  $j$ .

$d_j(t + \Delta t)$  = Onda descendente en la cima del estrato  $j$ .

$d_j(t)$  = Onda descendente en la base del estrato  $j$ .

El evento descendente  $m(t)$  en la superficie, es la fuente de energía utilizada para impulsar el sistema.

Con este modelo y mediante el uso de las ecuaciones (B-1 y B-2) es posible resolver para las ondas ascendentes y descendentes en cada estrato, con lo cual se obtiene el grupo de ecuaciones en diferencias lineales mostradas en la Tabla B-1a

La aproximación del proceso de construcción del sismograma sintético es simplemente utilizar las ondas ascendentes en la superficie. En cambio, en el caso del PSVS, se colocará un geófono en la base de los estratos del 1 al  $k$  (Fig. B-2) y se medirá la

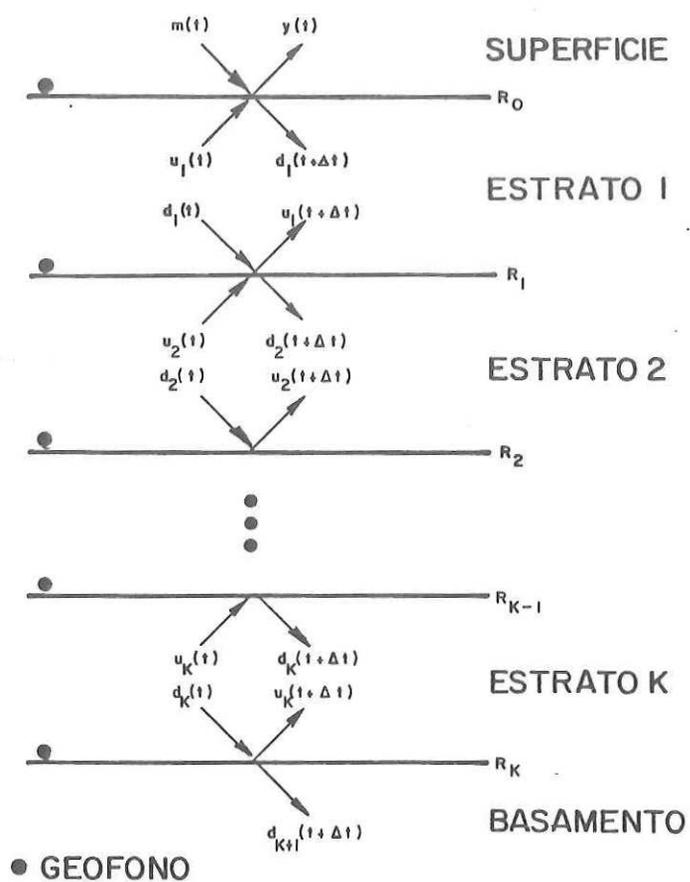


FIG.B-2 - DEFINICION DEL MODELO DE LA TIERRA QUE INCLUYE VARIOS ESTRATOS (SEGUN WYATT, 1981).

**MODELO CON LA RESPUESTA COMPLETA**

$$d_1(t+\Delta t) = (1+R_0)m(t) - R_0 u_1(t)$$

$$u_1(t+\Delta t) = R_1 d_1(t) + (1-R_1)u_2(t)$$

$$d_2(t+\Delta t) = (1+R_1)d_1(t) - R_1 u_2(t)$$

$$u_2(t+\Delta t) = R_2 d_2(t) + (1-R_2)u_3(t)$$

**a**

$$d_3(t+\Delta t) = (1+R_2)d_2(t) - R_2 u_3(t)$$

$$u_3(t+\Delta t) = R_3 d_3(t) + (1-R_3)u_4(t)$$

$$d_K(t+\Delta t) = (1+R_{K-1})d_{K-1}(t) - R_{K-1}u_K(t)$$

$$u_K(t+\Delta t) = R_K d_K(t)$$

**MEDICIONES**

**SISMOGRAMA SINTETICO**

$$y(t) = R_0 m(t) + (1-R_0)u_1(t)$$

**b**

**PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO**

$$y_1(t) = u_1(t+\Delta t) + d_1(t) = (1+R_1)d_1(t) + (1-R_1)u_2(t)$$

$$y_2(t) = u_2(t+\Delta t) + d_2(t) = (1+R_2)d_2(t) + (1-R_2)u_3(t)$$

$$y_3(t) = u_3(t+\Delta t) + d_3(t) = (1+R_3)d_3(t) + (1-R_3)u_4(t)$$

$$y_K(t) = u_K(t+\Delta t) + d_K(t) = (1+R_K)d_K(t) + (1-R_K)u_{K+1}(t)$$

TABLA B-1- ECUACIONES MATEMATICAS PARA EL CALCULO DE LA RESPUESTA COMPLETA DEL PSVS (SEGUN WYATT, 1981).

<b>SOLAMENTE PRIMARIOS</b>	
$d_{01}(t+\Delta t)$	$= (1+R_0)m(t)$
$u_{01}(t+\Delta t)$	$= R_1 d_{01}(t) + (1-R_1)u_{02}(t)$
$d_{02}(t+\Delta t)$	$= (1+R_1)d_{01}(t)$
$u_{02}(t+\Delta t)$	$= R_2 d_{02}(t) + (1-R_2)u_{03}(t)$
$d_{03}(t+\Delta t)$	$= (1+R_2)d_{02}(t)$
$u_{03}(t+\Delta t)$	$= R_3 d_{03}(t) + (1-R_3)u_{04}(t)$
$d_{0K}(t+\Delta t)$	$= (1+R_{K-1})d_{0,K-1}$
$u_{0K}(t+\Delta t)$	$= R_K d_{0K}(t)$
<b>a</b>	
<b>MULTIPLES DE ORDEN N</b>	
$d_{n1}(t+\Delta t)$	$= R_0 u_{n-1,1}(t)$
$u_{n1}(t+\Delta t)$	$= R_1 d_{n1}(t) + (1-R_1)u_{n2}(t)$
$d_{n2}(t+\Delta t)$	$= (1+R_1)d_{n1}(t) - R_1 u_{n-1,2}(t)$
$u_{n2}(t+\Delta t)$	$= R_2 d_{n2}(t) + (1-R_2)u_{n3}(t)$
$d_{n3}(t+\Delta t)$	$= (1+R_2)d_{n2}(t) - R_2 u_{n-1,3}(t)$
$u_{n3}(t+\Delta t)$	$= R_3 d_{n3}(t) + (1-R_3)u_{n4}(t)$
$d_{nK}(t+\Delta t)$	$= (1+R_{K-1})d_{n,K-1}(t) - R_{K-1}u_{n-1,K}(t)$
$u_{nK}(t+\Delta t)$	$= R_K d_{nK}(t)$
<b>b</b>	

TABLA B-2 - ECUACIONES MATEMATICAS PARA EL CALCULO DE PRIMARIOS Y MULTIPLES DE ORDEN n DEL PSVS ( SEGUN WYATT, 1981).