

2 ej  
9



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

TECNICA DE LA DEMODULACION  
COMPLEJA Y ATRIBUTOS DE LA  
TRAZA SISMICA

**T E S I S**

QUE OBTENER EL TITULO DE:

**INGENIERO GEOFISICO**

P R E S E N T A N :

JOSE MANUEL ESPINOSA ORTEGA

JUAN ESTEBAN HERNANDEZ QUINTERO



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA

Señores ESPINOSA ORTEGA JOSE MANUEL Y  
HERNANDEZ QUINTERO JUAN ESTEBAN.  
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.- Marco Antonio Flores Flores, para que lo desarrollen como - - trabajo escrito para su Examen Profesional de la carrera de - - INGENIERO GEOFISICO.

"TECNICA DE LA DEMODULACION COMPLEJA Y ATRIBUTOS DE LA  
TRAZA SISMICA"

- I INTRODUCCION.
- II PROCESAMIENTO ENFOCADO A LA SECCION  
ESTRATIGRAFICA.
- III LA TRAZA SISMICA COMPLEJA.
- IV APLICACIONES.
- V CONCLUSIONES.  
BIBLIOGRAFIA.

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

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., a 21 de julio de 1986.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

## INDICE ANALITICO

CAPITULO I	INTRODUCCION	1
CAPITULO II	PROCESAMIENTO ENFOCADO A LA SECCION ESTRATIGRAFICA	4
II.1	Breve historia del modelo convolucional de sismograma sintético.	
II.2	Modelo convolucional de sismograma sintético y aplicaciones.	
II.3	Diseño de parámetros para el trabajo de campo.	
II.4	Observaciones al procesamiento posterior al trabajo de campo.	
CAPITULO III	LA TRAZA SISMICA COMPLEJA	23
III.1	La transformada da Hilbert.	
III.2	Técnica de la demodulación compleja.	
III.3	Atributos de la traza sísmica compleja.	
CAPITULO IV	APLICACIONES	40
IV.1	Obtención de la traza sísmica real.	
IV.2	Obtención práctica de los atributos de la traza sísmica usando demodulación compleja.	
IV.3	Representación gráfica y ejemplos.	
CAPITULO V	CONCLUSIONES	63
	BIBLIOGRAFIA	66
	APENDICE	68

## CAPITULO I

### INTRODUCCION.

## INTRODUCCION.

El desarrollo de la sismología, ha orillado a la investigación a encontrar nuevas técnicas que permitan obtener una mejor información a partir de los datos obtenidos en la exploración sísmica.

Se han desarrollado técnicas que se dedican al procesamiento de los datos sísmicos y se enfocan hacia la solución del problema de la interpretación de los yacimientos de hidrocarburos que se hallan en trampas estratigráficas y que los métodos tradicionales de interpretación no obtienen con facilidad.

Para resolver tales problemas de interpretación, se usa el análisis de traza compleja que se encarga de efectuar una separación de ciertas características físicas como amplitud, frecuencia, y fase en la ondícula de reflexión del sismograma que se obtuvo en campo ( traza real ).

Estas características están agrupadas bajo un término general llamado "atributos sísmicos " introducidos en la literatura geofísica a fines de los años setentas.

Estos atributos sísmicos, pueden o no ser una función directa de las expresiones geológicas, sin embargo acusan cambios importantes en la geología y por lo tanto, pueden ser utilizados como una técnica para resaltar anomalías de alta intensidad asociadas a yacimientos de hidrocarburos.

En este trabajo se propone usar la técnica de demodulación compleja para obtener los atributos de la traza sísmica o atributos sísmicos. Esta técnica se comenzó a usar en la estimación espectral analógicamente, pero hasta el advenimiento de las computadoras digitales, se ha usado para cuantificar ciertas propiedades utilizando series de tiempo en forma local:

La demodulación compleja es una técnica general que ha beneficiado a otras áreas de estudio como en el análisis de series de tiempo en economía, la actividad cerebral reflejada en electroencefalogramas, o en la actividad cardiaca.

Para ilustrar la utilidad de esta técnica de interpretación geológica, se propone un corte geológico sintético . A partir de éste se obtuvo una sección sísmica final cuya información es

procesada a través de programas que se muestran en el apéndice. Se presenta por último, los perfiles sintéticos y reales con sus respectivos atributos que se ilustran bajo un código de color para verificar las ventajas que ofrece estas secciones al intérprete.

CAPITULO II

PROCESAMIENTO ENFOCADO A LA SECCION SISMO-ESTRATIGRAFICA



## II.1 BREVE HISTORIA DEL MODELO CONVOLUCIONAL DE SISMOGRAMA SINTETICO.

La sismología de exploración cuyo objetivo sea determinar la sección estratigráfica, requiere de especial atención en la elección de las técnicas de campo a emplear; ya que la tendencia actual radica en obtener los atributos físicos de la traza sísmica que mas adelante daremos a conocer.

Por esto es necesario señalar la importancia de efectuar una adecuada obtención de los datos de campo, ya que los atributos físicos son extraídos de esta información a través del procesamiento sísmico, por ello se pretende dar un enfoque global que va desde la historia del desarrollo del modelo aquí utilizado y el procesamiento sísmico, hasta las técnicas de procesamiento utilizadas en la actualidad.

Ha pasado ya algún tiempo desde que en 1940 Norman Ricker describiera los conceptos básicos del modelo convolucional de sismograma sintético y sentó las bases para la sismología moderna de exploración que hoy en día se presenta con la ayuda de herramientas mas sofisticadas, y mucho mas accesibles a la interpretación. En un principio, la ondícula de Ricker fué usada para efectos de modelado rudimentario con el propósito de sintetizar la traza esperada en una capa cuyas velocidades de onda eran intermedias. Ricker mencionó la importancia del estudio de los cambios de la ondícula de reflexión detectada.

La versión moderna de la traza sísmica unidimensional sintética fué introducida por R.A. Peterson, W.R. Filipone y B.F. Coker en 1955 gracias al desarrollo del registro sónico (Backus, 1979).

Los requerimientos para una buena obtención de resultados se apoyó en la realización de varias correcciones de campo.

Se debía tener especial cuidado en proveer al sistema físico de medición una adecuada relación señal ruido, además de elegir una ondícula de corta duración y de variación muy pequeña para evitar una distorsión en los datos obtenidos en el campo.

Este razonamiento llevó al concepto de los filtros no ideales en

estos sistemas para obtener no una preservación, sino un mejoramiento de la ondícula de campo. Esta introducción fue debida a Ricker en 1954.

Mas tarde gracias al advenimiento de la grabación magnética, fué posible usar un filtro analógico en el dominio del tiempo para remover el efecto de las reverberaciones marinas de la ondícula. En la década de los cincuentas, un grupo de analistas geofísicos del Instituto Tecnológico de Massachusetts (M.I.T. por sus siglas en inglés) implementó dos poderosas herramientas para enfrentar los problemas que presentaba el imperfecto modelo; por una parte la gran flexibilidad de la computadora digital, y por otra, los conceptos estadísticos de la teoría de las comunicaciones así como los resultados de Norbert Wiener al análisis de las series de tiempo.

Robinson aplicó estas herramientas al problema de la estimación de la ondícula sísmica directamente a las reflexiones obtenidas en un sismograma. Ya en 1957 el proceso era mas sofisticado y se tenía diseñado un filtro digital para realizar una contracción de la ondícula y aproximarla a un impulso unitario. De esta manera, las bases para el procesamiento que se usa hoy en día se estaba incubando (Backus, 1979).

A principios de los sesentas, la grabación digital y el proceso de datos sísmicos se introdujo como un proceso de producción dentro de la sismología de reflexión. La versatilidad de las computadoras digitales permitieron el uso de filtros de procesamiento arbitrarios, que se podían adecuar a problemas particulares haciendo mas eficiente la aplicación de modelos convolucionales de sismogramas.

A fines de los sesentas y principios de los setentas, se presentó la urgencia de detectar directamente los hidrocarburos, por lo que se vió un desarrollo dramático en la introducción del mapeo de la porosidad y en la estratigrafía sísmica, incrementandose el interés por la comprensión, control y modelado de la ondícula.

Como ejemplo se puede mencionar que las discontinuidades en la impedancia en el subsuelo, ocurren en la superficie de deposición, planos de falla y contactos entre fluidos. La sección grabada con control automático de ganancia (AGC por sus siglas en inglés) "ilumina" la configuración de estas discontinuidades de impedancia, mostrando una imagen muy representativa de la estructura subterránea y las formas deposicionales que haya en ella. A este fenómeno se le conoce con el nombre de puntos brillantes y en este periodo tuvo un desarrollo muy acelerado como ya se dijo antes.

Los trabajos de Vail en 1977 se avocaron al valor que tiene la estratigrafía sísmica y la información que podemos obtener de ella, y en este contexto se observó la necesidad de dar una mayor resolución. De esta manera los cambios en la impedancia acústica pueden interpretarse de manera mas clara.

Cabe señalar como último avance en este periodo los trabajos de Trorey y Hilterman presentados en 1970 y 1975 respectivamente acerca del modelo bidimensional de sismograma sintético y también el modelo convolucional tridimensional ha ayudado a comprender mejor las características del subsuelo.

En estos sistemas de reflexión tridimensional, se ha visto cierto incremento en su uso, y a su vez, el entendimiento y el control de la ondícula ha sido crucial. El concepto de convolución puede ser de hecho extendido a un modelo multidimensional convolucional, pero hasta el momento, las posibilidades de tal modelo van mas allá de nuestro propósito (Backus, 1979).

## II.2 EL MODELO CONVOLUCIONAL DE SISMOGRAMA SINTETICO Y APLICACIONES.

En el método sísmico de reflexión generalmente se usa la obtención de la ondícula de reflexión que permita extraer las características físicas de amplitud, fase y frecuencia; que representan los objetivos propuestos para la elaboración de este trabajo. Como es de nuestro conocimiento, la ondícula (en la traza sísmica) grabada en los trabajos de campo, puede ser modelada desde el punto de vista de la teoría de los sistemas lineales a través del modelo convolucional.

Los propósitos que permite este modelo son: primero, dar un sentido a nuestras observaciones, esto es, entender las características de la traza sísmica en términos de los procesos físicos que la producen. Segundo, el modelo convolucional proporciona un medio para inferir las características estructurales del subsuelo en base a observaciones efectuadas en la superficie .

Tal planteamiento nos conduce a dos problemas clásicos en geofísica: el problema hacia la generalización del sismograma sintético a partir de los procesos y modelos del subsuelo, y el problema inverso para la estimación de las funciones de reflectividad a partir de la traza sísmica observada.

Podemos imaginar a la corteza terrestre como un apilamiento de platos de vidrio de diferentes espesores y formas. Cada plato es de un color diferente, con superficie irregular y con algunas trampas de tamaño variable.

El método de reflexión puede ser descrito como una aproximación en que la corteza terrestre es iluminada por la radiación de ondas sísmicas a partir de una fuente superficial, correspondiendo al geofísico localizar la posición y determinar las dimensiones de las trampas de hidrocarburos en este medio multiestratificado en donde cada plato es parcialmente translúcido a la onda sísmica.

Los principios básicos de reflexión sísmica son ilustrados en la figura 2.1. La fuente  $w$  de energía sísmica está localizada en la superficie. El viaje de las ondas sísmicas descendentes son reflejadas por las condiciones de la roca estratificada, llamada interfase. Todas las posibles reflexiones múltiples de cada interfase ocurren. Parte de la energía regresa finalmente a la superficie en forma de onda ascendente.

La reflexión de la onda sísmica ocurre en la interfase en donde existen cambios en la impedancia acústica, la cuál se define como el producto de la densidad y la velocidad de la roca. Las interfaces actúan como una serie de superficies reflectoras, en que cada una transmite y refleja parcialmente la energía sísmica. En los trabajos de reflexión sísmica, la energía que regresa es predominantemente energía reflejada a partir de interfaces con variaciones pequeñas tal que esta señal tiene una alta coherencia en su relación de fase (Robinson, 1978).

Los sismodetectores superficiales  $R$  reciben las ondas ascendentes como una respuesta del subsuelo a una fuente de energía sísmica  $w$  a la que usualmente se le denomina ondícula fuente  $w(t)$ . Esta señal recibida es representativa de la energía reflejada en las distintas interfaces acústicas como una función del tiempo, y por lo tanto constituyen una serie de tiempo, que generalmente se le conoce como reflectividad del subsuelo  $r(t)$ . La propagación de los disturbios sísmicos en la tierra son modelados usando las ecuaciones del movimiento de un medio elástico. Las ondas, a partir de una fuente puntual, se propagan indefinidamente en frentes de onda esféricos a través de un medio homogéneo e isotropo. En el modelo convolucional tratamos a la señal sísmica reflectiva  $s(t)$ , como la convolución de una ondícula fuente  $w(t)$ , con la reflectividad del subsuelo  $r(t)$ .

$$\begin{aligned} \text{SEÑAL SISMICA} &= \text{ONDICULA} * \text{REFLECTIVIDAD} \\ S(t) &= w(t) * r(t) \end{aligned}$$

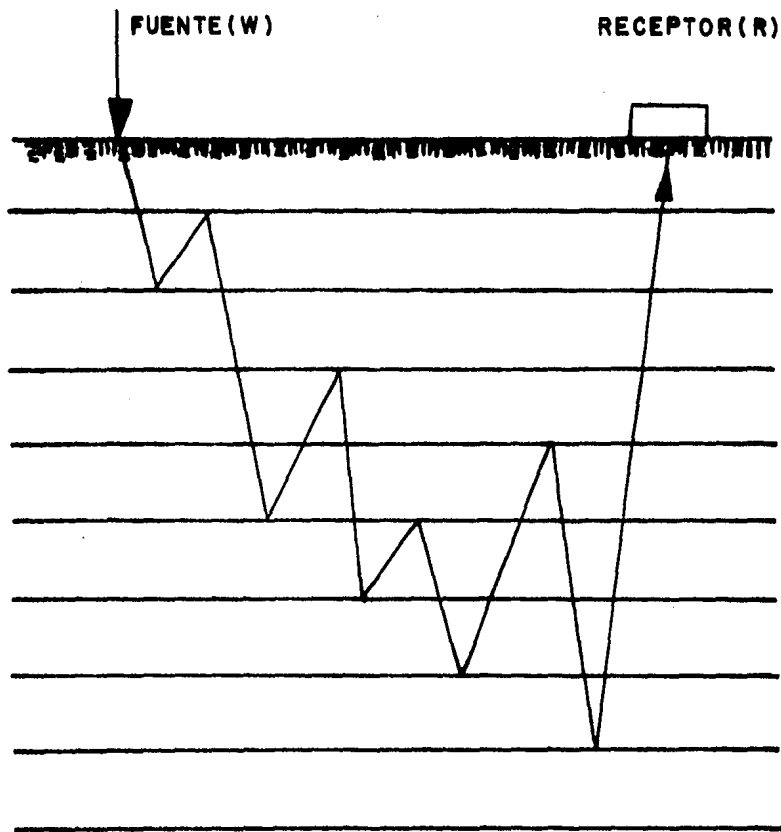


FIGURA 2.1 REPRESENTACION DE UNA POSIBLE TRAYECTORIA DE LA ONDA SISMICA.

La ondícula fuente  $w(t)$ , es la forma de onda que debe ser grabada con nuestro sistema sísmico para las reflexiones en cada interfase plana del subsuelo. La reflectividad  $r(t)$ , representa el sismograma idealizado que debe ser grabado a partir del subsuelo si la ondícula fuente fuese un impulso perfecto.

La señal sísmica reflectiva  $s(t)$ , puede verse como una superposición de varias ondículas, cada una tiene la forma de onda  $w(t)$  pero con intensidad y tiempo de arribo correspondiente a las múltiples condiciones encontradas en el subsuelo.

La traza sísmica grabada  $g(t)$ , es tratada como la suma de la señal sísmica reflectiva, con ruido aditivo  $n(t)$ . Por lo tanto, la traza sísmica es vista como un ruido, como una versión filtrada de la reflectividad del subsuelo;

TRAZA SISMICA REAL=SEÑAL SISMICA + RUIDO

$$g(t) = s(t) + n(t)$$

Sin embargo, el modelo convolucional propuesto caracteriza a los procesos lineales invariantes en el tiempo, los cuales no toman en cuenta que para el caso de un medio multiestratificado, la energía liberada por la fuente en forma de rayos o frentes de onda, experimenta fenómenos de reflexión y transmisión en cada interfase, pérdidas por divergencia esférica y absorción entre otros; que son variables en el tiempo y en la distancia.

Como resultado a estos fenómenos, la serie de tiempo recibida puede ser considerada como una suma de ondículas escaladas en el valor de su amplitud y retrasadas en el tiempo. En donde los factores de escalamiento dependen de las propiedades de las capas atravesadas y los retardos en el tiempo dependen de la profundidad y de la velocidad de propagación de cada capa.

Por esto, debemos citar el modelo convolucional realista, que contempla todos los parámetros presentes en la obtención de la traza sísmica que es grabada en la etapa de exploración de campo. La expresión general del modelo realista es:

$$g(t, x) = r(t) * T_1(t, \tau) * M(t, x) * S_1(t) * T_2(t, \tau) * RI(t) * W(t) + N(t)$$

En donde:

$r(t)$	= reflectividad del subsuelo
$T_1(t, \tau)$	= efectos por transmisión y multiples
$M(t, x)$	= efectos de corrección dinámica (moveout)
$S_1(t)$	= pérdidas por expansion
$T_2(t, \tau)$	= efectos de absorción
$RI(t)$	= reverberaciones y efectos de instrumentos
$W(t)$	= ondícula fuente
$N(t)$	= ruido aditivo

Es importante hacer notar que la traza sísmica  $g(t, x)$  modelada a través de la ecuación anterior, presenta de manera general las variables que influyen en forma determinante en la obtención de esta señal, como una respuesta a la excitación que provocamos al medio. Por ejemplo, cuando se lleva a cabo la inyección de energía al medio, la mayor concentración estará localizada en el punto de tiro. Sin embargo, se ha comprobado experimentalmente que cuando la onda esférica, producida por la detonación por la expansion a partir de la fuente, sufre pérdidas por la propagación o pérdidas por expansión que son inversamente proporcionales a la distancia que la onda ha viajado. Paulatinamente hay ciertas pérdidas por absorción debido a la disipación por fricción de la onda elástica en forma de calor, siendo estas pérdidas exponenciales con la distancia.

Por lo tanto, las variables anteriores deben ser consideradas principalmente por la elección de los parámetros de campo para garantizar una buena respuesta sísmica que permita inferir cualitativamente los rasgos estructurales y estratigráficos de la zona de estudio. Las variables presentes en la ecuación anterior son esquematizadas en la figura 2.2 (tomada de Anstey, 1980). Enfocandonos ahora a la explicación del modelo convolucional, podemos decir que existen tres aplicaciones básicas en que el modelo es importante:

1) En la adquisición de datos. El control producido por la ondícula sísmica en el proceso de adquisición de datos determina la calidad final de la traza interpretable. La relación señal



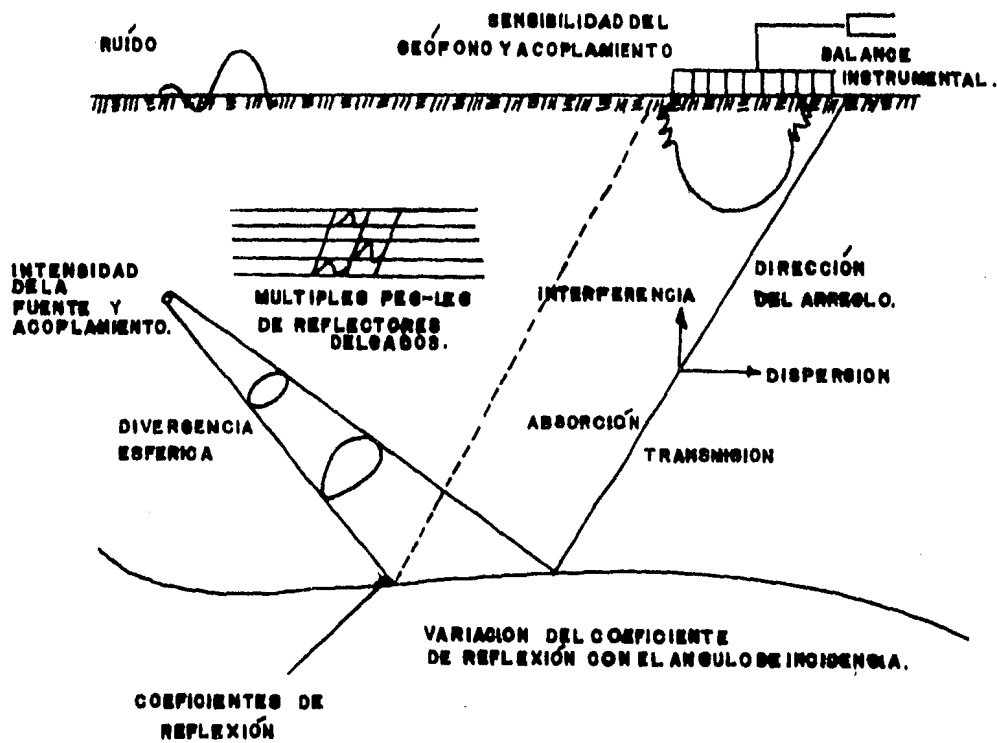


FIGURA 2.2 MODELO CONVOLUCIONAL REALISTA.

ruido como una función de la frecuencia es la primera consideración en el campo.

2) En el procesamiento de los datos. Si la ondícula sísmica de campo  $W_f(t)$  es conocida, entonces los datos pueden ser filtrados digitalmente para producir una traza interpretable con una ondícula mejorada  $W_i(t)$ , ya que al intérprete le gustaría una sección sísmica en la que la ondícula es de duración mínima compatible con la cancelación de ruido aditivo. Le gustaría además una sección grabada en la que las variaciones visibles de amplitud y forma de onda sean debidas a variaciones laterales de las capas del subsuelo, mas que a cambios laterales en la ondícula o ruido aditivo. Desearía emplear una ondícula interpretativa que estimara mas la impedancia acústica que los reflejos de cada capa para facilitar su apariencia a los datos correctos.

3) En la interpretación. Podemos comprimir una ondícula sísmica, pero no podremos hacerlo tanto como queremos. Las propiedades del subsuelo pueden ser postuladas, y la reflectividad correspondiente calculada. La convolución con la ondícula interpretativa proporcionaría al intérprete una traza o sección sísmica sintética, la cuál puede ser comparada directamente con los datos observados (Backus, 1979).

### II.3 DISEÑO DE PARAMETROS PARA EL TRABAJO DE CAMPO.

La aplicación del modelo convolucional en la adquisición de datos tiene una enorme importancia para la obtención de los atributos físicos en la exploración estratigráfica. Esto es con base en que las técnicas de campo juegan un papel muy importante en los resultados finales de la exploración, es decir, que de lo adecuado de las técnicas de campo dependerá la calidad de la señal grabada y la alta resolución necesaria para llevar a cabo lo que se conoce como "estratigrafía sísmica".

Anteriormente, los objetivos geológicos eran normalmente de tipo estructural, por lo que la sismología de alta resolución no siempre era realmente requerida.

Sin embargo, en las dos últimas décadas, las técnicas sismológicas de exploración han progresado notablemente debido a la necesidad de identificar nuevas zonas favorables para la acumulación de hidrocarburos, que antes habían pasado desapercibidas por la mente del geofísico. Así, la sismología de alta resolución se emplea cada vez más frecuentemente en la exploración de trampas estratigráficas, la mayoría de los espesores muy pequeños, comparados con los espesores que tradicionalmente se han determinado con el método sísmico de reflexión. Por esta razón, el interés desde el punto de vista sismológico radica ya no simplemente en el tiempo de reflexión, sino en los atributos de la ondícula de reflexión. En la actualidad es posible usar la información de amplitud, fase y frecuencia para definir comportamientos estratigráficos del subsuelo.

Es importante hacer notar que en el diseño de las técnicas modernas de campo de alta resolución, van involucrados ciertos conceptos de procesamiento de datos y de información, de tal manera que si estos no fuesen tomados en cuenta en el dispositivo de campo, por mucha experiencia que se tenga, no se podría optimizar la resolución deseada. Esto quiere decir que los atributos de la información de reflexión (amplitud, fase y frecuencia principalmente) no son recuperables en el procesado y lógicamente la interpretación sería poco contributiva en la solución del problema geológico.

En los párrafos subsecuentes se analizarán los parámetros mas importantes a tomar en cuenta en el diseño de un dispositivo de campo considerando objetivos estratigráficos y una fuente explosiva:

#### Patrón de detección:

Dado que en estratigrafía sísmica los objetivos geológicos de estudio están a una profundidad relativamente somera, es recomendable el uso de patrones de detección muy cortos. La elección de arreglos de detección no adecuados provoca serias distorsiones y atenuaciones en los eventos de reflexión; principalmente en los reflejos someros y siendo estos de mucho interés en la exploración estratigráfica, el geofísico tratará de conservar perfectamente los eventos de reflexión provenientes de la capas someras.

#### Distancia a la traza mas alejada:

Normalmente para la decisión de este parámetro se sugiere que sea menor o igual a la profundidad de interés. (sabemos que en la exploración sismo-estratigráfica los cuerpos geológicos son relativamente pequeños y estan a profundidades someras. Por consiguiente , para este tipo de exploraciones se tiene que pensar en distancias cortas a la última traza).

#### Distancia a la traza mas cercana:

Si los objetivos geológicos son muy someros, esta distancia deberá ser corta y del orden de la profundidad mas somera que se pretende investigar. Una de las desventajas de usar distancias grandes que se afecta la multiplicidad de los eventos someros. Un aspecto negativo de las distancias muy cortas, es el ruido generado por la fuente de energía, degradando así los reflejos someros.

#### Tipo de tendido:

La decisión acerca del tipo de tendido a usar, está en función del número de canales disponibles. Por ejemplo, se tienen 96 canales y la distancia a la traza mas cercana y a la mas lejana a demas del intervalo entre grupos es de tal manera que se necesitan 48 canales, se presenta la oportunidad de usar un tendido bilateral el cuál proporcionará una doble multiplicidad a la que se puede esperar con 48 canales. Por otro lado, si los canales disponibles son 48, para el mismo ejemplo, entonces tendría que emplearse un tendido lateral. Por otra parte, si el objetivo es

obtener información de capas geológicas profundas y someras, una opción para alcanzar este objetivo es usar tendidos asimétricos, es decir, cortos de un lado y largos del otro.

#### Tamaño de la carga:

En general si el ruido ambiental en la localidad de estudio no es un problema serio, las cargas pequeñas tienden a dar una resolución vertical mayor; es decir, que el contenido de altas frecuencias en la traza sísmica se incrementaría y tendería a definir mejor los cuerpos geológicos de interés stratigráfico. En forma práctica, las pruebas de diferentes cargas y el análisis de Fourier de los datos darán la pauta a seguir para la optimización de este parámetro tan importante en trabajos de alta resolución.

#### Profundidad de la carga:

La profundidad de la carga influye principalmente en el contenido de frecuencias en el sismograma. Estudios experimentales demuestran que la estructura del ruido coherente están fuertemente influenciada por los parámetros de tiro, especialmente, la profundidad de la carga; además de que a medida que la profundidad de carga aumenta, los ruidos coherentes tienden a desaparecer y el ruido incoherente tiende a dominar el sismograma.

#### Filtro de campo:

En estratigrafía sísmica, el corte bajo del filtro de campo es usualmente alto. Esto es debido a que el corte bajo-alto garantiza contenido de altas frecuencias en el espectro de la traza sísmica no permitiendo interferencias en los reflejos generados por la energía de frecuencia y velocidad aparentemente baja.

El corte alto del filtro de campo se determina con base en la frecuencia de muestreo temporal empleada en el sismógrafo. Este corte alto, es definido igual a la frecuencia de Nyquist, con el objetivo de eliminar la posibilidad del fenómeno de Alias.

#### Frecuencia natural de los sismodetectores:

La elección de los detectores está muy relacionada con el valor de la frecuencia de corte bajo del filtro de campo. La elección de este corte, por debajo de la frecuencia natural de los sismodetectores, ocasiona una distorsión en fase de los eventos reflectivos.

En la actualidad, los detectores comunmente usados son aquellos con frecuencias naturales entre los 8 y los 10 Hz.

#### Cobertura del subsuelo:

Este parámetro es mejor conocido como apilamiento o multiplicidad. Este sistema funciona como realzador de la relación señal ruido. En general, con este procedimiento se disminuye el nivel de ruido blanco que se presenta en el espectro de la traza sísmica. Un incremento en la relación señal ruido de 3 dB, por ejemplo, se logra doblando la multiplicidad.

#### Longitud de grabación:

Es recomendable que este parámetro, se determine con base en el objetivo geológico en el tiempo de grabación.

#### Orientación de las líneas sismológicas:

La orientación de las líneas es como tradicionalmente se programan, es decir en la dirección del echado regional y a rumbo. Cuando las variaciones de las características geológicas a rumbo son fuertes, es recomendable acercar aún mas las líneas en la dirección del echado.

La longitud de la línea debe de ser lo suficientemente larga, para que los eventos de reflexión, sigan siendo suficientes para la definición del caso geológico establecido previamente (Martínez, 1980).

## II.4 OBSERVACIONES AL PROCESAMIENTO POSTERIOR AL TRABAJO DE CAMPO

En esta etapa comenzaremos a hacer mención de lo que se debe esperar en el centro de procesamiento sin efectuar una descripción a fondo de la manera como se hace, ya que es obvio que tendríamos tema para realizar volúmenes enteros al respecto. El objetivo es hacer mención de las opciones que se tienen en la actualidad para atacar un problema de procesamiento de manera general sin olvidar el objetivo final de este trabajo.

Para lograrlo, debemos retomar las aplicaciones del modelo convolucional de sismograma sintético y en particular, argumentar un poco sobre la aplicación tanto en la interpretación como en el procesamiento de los datos.

Para poder ligar este objetivo con el tema que ahora tratamos, debemos notar que la medida real de un atributo de la señal sísmica requiere un procesamiento adecuado de los datos originales obtenidos con los criterios de campo señalados anteriormente, junto con un procesamiento adecuado para cierto atributo. En pocas palabras, debemos procesar de diferentes maneras para diferentes objetivos.

Siguiendo en las aplicaciones al procesamiento, debemos decir que el "procesamiento clásico" ha desarrollado diversas técnicas para enfatizar la sección en términos de claridad estructural, y en la actualidad no se tiene la preparación suficiente para hacer los mismos desarrollos en estratigrafía sísmica. Así, para propósitos de interpretación estructural, deseamos retener los beneficios de las técnicas ahora usadas como la deconvolución, filtraje en tiempo y frecuencia.

Entendamos que el proceso enfocado a una sección estructural es diferente al proceso enfocado a una sección sismo-estratigráfica. Al primer procesamiento suele llamarse procesamiento cosmético. El procesamiento cosmético ha sido útil para enfatizar y clarificar la estructura; insistiendo en que debemos retener estos beneficios.

Así debemos planear cualquier trabajo tomando en cuenta la sección estructural, la cuál aplicamos a cada proceso de manera frecuente para enfatizar los lineamientos reflectivos, y buscar una mejor definición posible en tiempo, espesor y la tendencia general de la capa o las capas en el subsuelo (Anstey, 1980).

En cuanto al enfoque estratigráfico, debemos estudiar el material de estas capas y para tal fin, debemos hacer todas las mediciones posibles de la traza sísmica, como son el contenido de frecuencias y la polaridad de estas reflexiones, juntas todas ellas con la velocidad de intervalo que hay entre las capas.

Este razonamiento nos lleva a concluir que la sismo-estratigrafía se compone de dos corrientes que se complementan entre sí: por una parte, la descripción de la geometría de la estructura, y por otra, la variación de las características de esta estructura en función de la posición y del tiempo.

Un posible esquema de procesamiento, se ilustra en la figura 2.3. Cabe señalar que en tal diagrama el orden de los procesos individuales (por ejemplo deconvolución y apilado) dependen de las condiciones locales y de la calidad de los datos.

Lo que se desea hacer notar aquí no son los detalles del esquema que varían de proceso a proceso sino el concepto en su conjunto sobre el mantener la integridad de los datos (principalmente aquellos que contienen amplitudes y frecuencias) tanto como sea posible, tratando de transmitir la información a través del ojo del intérprete hasta la mente de éste, es decir, hacerle lo más fácil posible el trabajo de interpretación.

Entonces debemos hablar con base en lo que ya se afirmó acerca de la importancia de la sección estructural, en cuanto a la necesidad de obtenerla para que, a partir de ésta, se determinen los atributos convenientes para una interpretación óptima de los resultados, ya que resulta una locura tratar de interpretar a partir de anomalías de amplitud o cambios en el contenido de frecuencias polaridad o anomalías en las velocidades sin una clara evidencia del medio estructural que los apoye y que los explique.



Respecto a la presentación de resultados, es obvio que todo debe de representarse a la misma escala y de preferencia se sugiere el uso del color para la sección del atributo, debido a la conveniencia que presenta éste en cuanto a la identificación rápida del mensaje que la sección trae consigo.

Sin embargo, lo importante en esta etapa, es la forma en que se deben aprovechar los recursos que ya poseemos en beneficio de una interpretación adecuada de los datos.

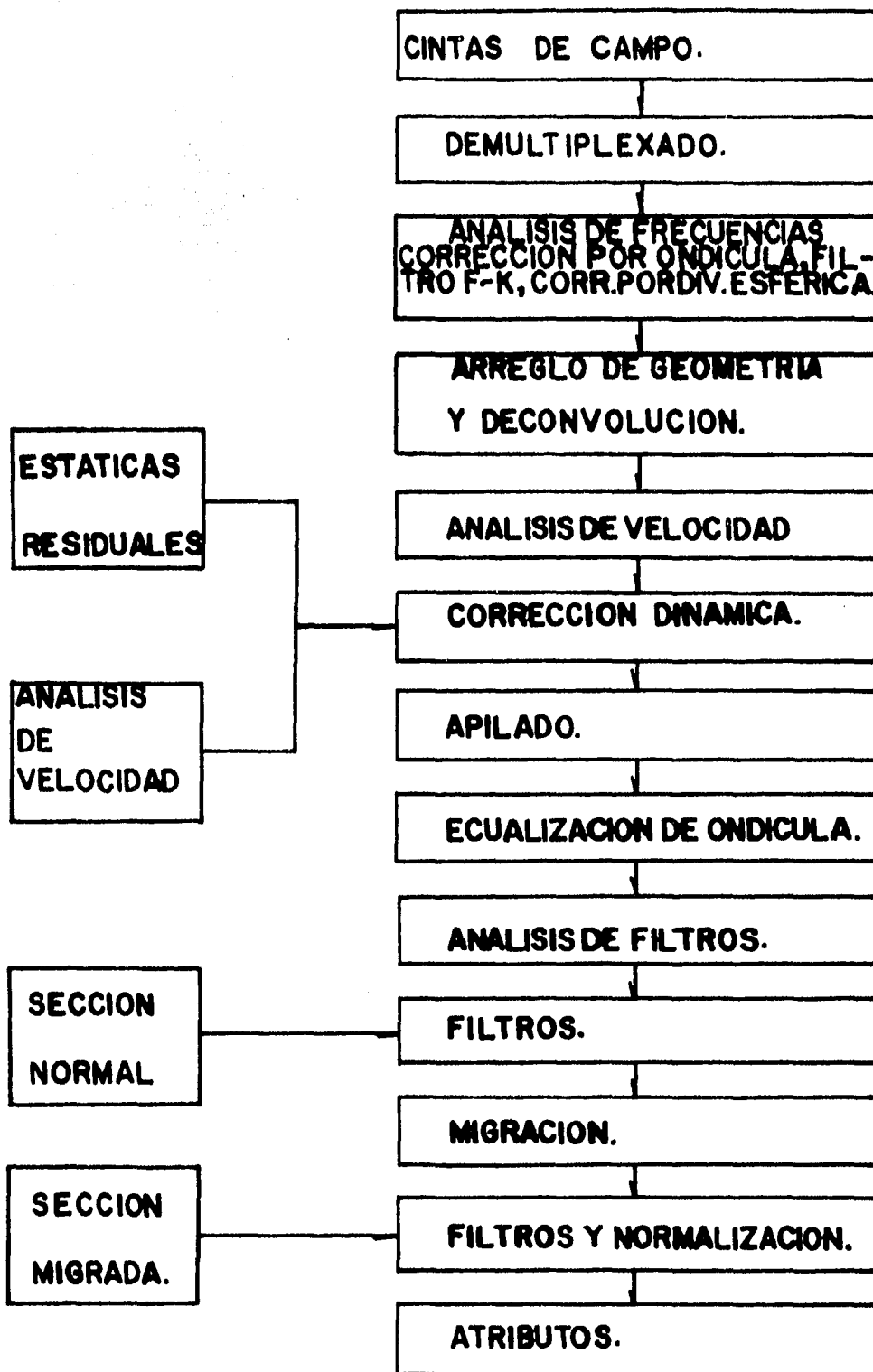


FIGURA 2.3 DIAGRAMA DE FLUJO PARA EL PROCESAMIENTO ENFOCADO A LA SECCION DE ATRIBUTOS.

## CAPITULO III

### LA TRAZA SISMICA COMPLEJA

### III.1 LA TRANSFORMADA DE HILBERT.

Hasta el capítulo anterior, se ha llegado a definir lo que es la traza sísmica real y este es nuestro punto de partida del cuál llegaremos a obtener la traza sísmica compleja.

Podemos entonces imaginar a la traza sísmica compleja en el espacio complejo y sus proyecciones en el plano real y el plano imaginario como las componentes real e imaginaria respectivamente (fig. 3.1) .

Desde este punto de vista, nuestro siguiente paso es conocer la manera como podemos, a partir de los datos de que disponemos , obtener la traza sísmica compleja.

Podemos decir que este método es hasta cierto punto tradicional y se enfoca a encontrar las dos componentes de la traza sísmica compleja ( la real y la imaginaria ) partiendo de una función que en nuestro caso es la parte real de la traza. Sin embargo es necesario conocer a grandes rasgos la transformada de Hilbert para introducirnos al problema de encontrar la traza sísmica compleja .

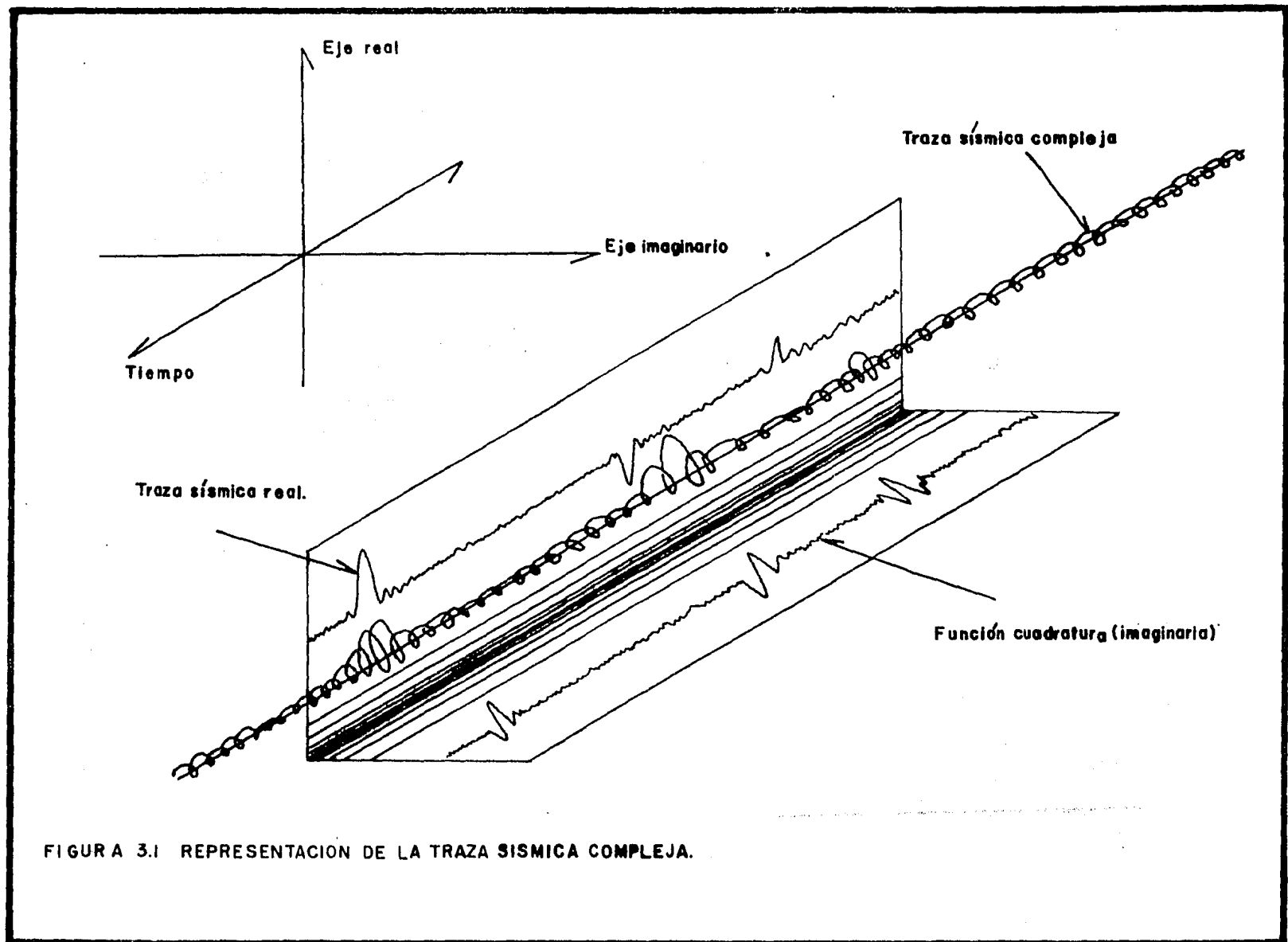
La transformada de Hilbert tiene una gran variedad de aplicaciones que van desde la generalización de la idea de fasor, al cálculo de ondículas de mínima fase ; pasando por su uso como un simple filtro defasador y varias disciplinas en ingeniería. Sin embargo, nuestro enfoque aquí se restringe al uso de la transformada para la obtención de la traza sísmica compleja.

La transformada de Hilbert de la función  $f(x)$  se define como:

$$F_{Hi} = \frac{1}{\pi} \int \frac{f(x') dx'}{x' - x}$$

Esta expresión no está definida o deja de ser analítica en el punto  $x=x'$  ; pero podemos observar también que la definición de la transformada es muy similar en su estructura a la integral de Cauchy que se define como:

$$\int_C \frac{f(x') dx'}{x - x'} = 2\pi i f(x)$$



En el punto  $x=x'$ ; por lo que, volviendo a la definición inicial si se toma el punto en cuestión, usaremos el valor que no dá la integral de Cauchy para resolver el problema (Kreyzig,1976). Se puede definir la transformada también usando la función Kernel :  $(-\pi x)^{-1}$  que convolucionada con la función que se quiere transformar, nos dá como resultado :

$$F_{Hi} f(x) = -\frac{1}{\pi x} * f(x)$$

De la última expresión, podemos hacer notar que con la ayuda de la transformada de Fourier podemos obtener la de Hilbert siguiendo el camino que a continuación se describe:

En el dominio de la transformada de Fourier una convolución en el tiempo significa aquí una simple multiplicación, entonces, si tomamos la transformada de Fourier  $F(\ )$  de la última expresión en su totalidad:

$$F [F_{Hi} f(x)] = F \left[ -\frac{1}{\pi x} \right] * F [f(x)]$$

y usando la propiedad antes mencionada:

$$F \left[ -\frac{1}{\pi x} * f(x) \right] = F \left[ -\frac{1}{\pi x} \right] \cdot F [f(x)]$$

en donde:

$$F \left[ -\frac{1}{\pi x} \right] = i \operatorname{sgn}(w)$$

y en dominio de la transformada de Fourier, esta expresión es:

$$F_{Hi} [f(x)] = i \operatorname{sgn}(w) \cdot X(w)$$

Donde  $X(w)$  es la transformada de Fourier de  $f(x)$ .

Como último paso obtenemos la transformada inversa de Fourier de esta expresión y la transformada de Hilbert la obtendremos así:

$$F_{Hi} [f(x)] = F^{-1} [i \operatorname{sgn}(w) \cdot X(w)]$$

La función  $i \operatorname{sgn}(w)$  se muestra en la figura 3.2 y es la transformada de Fourier de la función Kernel.

Como se ha mencionado, la transformada de Fourier de  $(-\pi x)^{-1}$  es  $i \operatorname{sgn}(w)$  que es igual a  $+i$  y  $-i$  si  $w$  es positivo o negativo respectivamente. Entonces la transformada de Hilbert es equivalente a un curioso tipo de filtrado, en el cuál, las amplitudes de las componentes espectrales no varían, pero sus fases son alteradas en un factor  $\pi/2$ , positivo o negativo de acuerdo con el signo que tenga  $w$  (Peardon,1978).

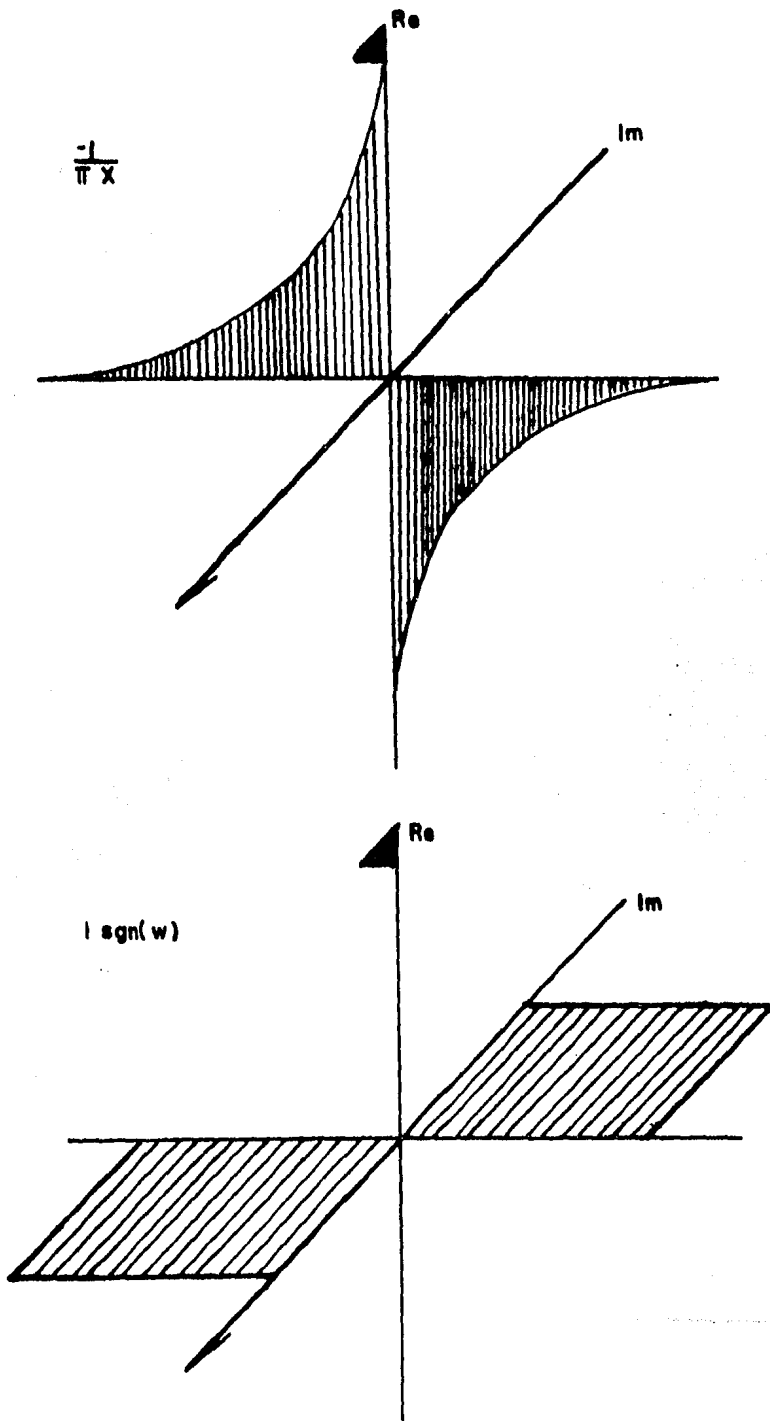


FIGURA 3.2 LA FUNCION KERNEL DE LA TRANSFORMADA DE HILBERT Y SU CORRESPONDIENTE TRANSFORMADA DE FOURIER.

Entonces, la aplicación de dos transformaciones sucesivas re--  
vierte la fase en todas las componentes (fig. 3.3) esto dá como  
resultado una función negativa a la original.

De esta forma la transformada inversa estará representada por:

$$F_{Hi}^{-1} [f(x)] = -(-\frac{1}{\pi x}) * F_{Hi}$$

$$F_{Hi}^{-1} [f(x)] = -\frac{1}{\pi} \int_{x'-x} F_{Hi}(x') dx'$$

Aplicando la transformada a nuestro caso, consideremos una fun--  
ción real  $f(t)$  con la cuál podemos asociar una función compleja  
 $F(t)$  :

$$F(t) = f(t) + i F_{Hi} f(t)$$

Cuya parte real es  $f(t)$ . Para nosotros, la variable independien--  
te es el tiempo, la función compleja asociada es conocida como  
la función analítica; y la transformada de Hilbert es referida  
como la función cuadratura de  $f(t)$ .

La relación que hay entre la traza compleja y la transformada de  
Hilbert se debe hacer notar aquí tomando en primer lugar, nues--  
tra función real  $f(t)$  que sea de la forma:

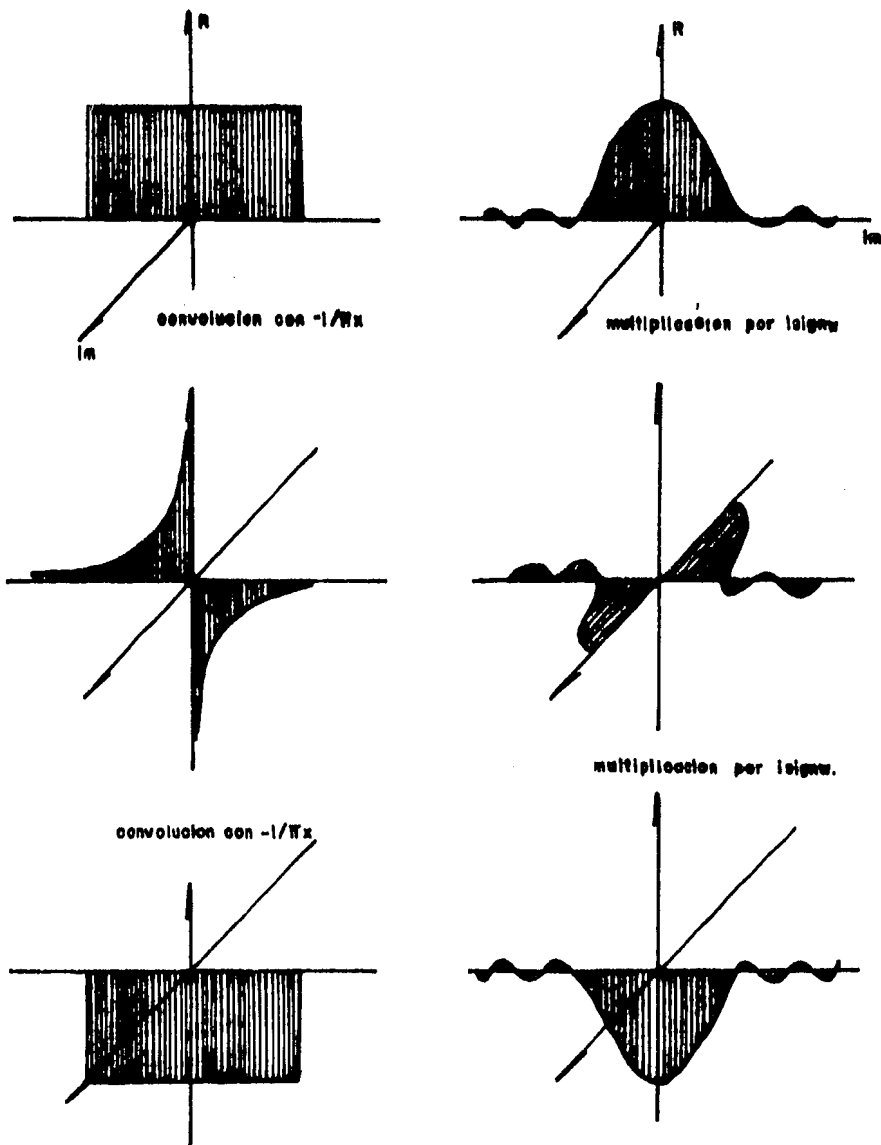
$$f(t) = A(t) \cos g(t)$$

Partimos de esta función inicial, haciendo notar que es el res--  
ultado de una modulación en amplitud y fase de la función  $f(t)$ .  
Merece especial mención tal función, ya que en radio y televi--  
sión es muy común tener una onde armónica portadora (señal de au--  
dio o video) que es modulada o "modelada" por una función llama--  
da envolvente (Gabel, 1975).

La propiedad de este tipo de funciones que interesa al procesa--  
miento de datos sísmicos, radica en que el espectro de la fun--  
ción envolvente se separa en dos partes simétricas, cada cuál  
con la mitad de la amplitud original.

Estas dos réplicas de la original, son defasadas en el eje  $w$  por  
cantidades  $\pm w/2$  como se muestra en la figura 3.4 (Bracewell, 1978).  
Como hemos visto, a partir de la función dependiente del tiempo  
que se relaciona con la amplitud, y otra también dependiente del





FUNCION TRANSFORMADA DOS VECES.

TRANSFORMADA DE FOURIER DE LA FUNCION.

FIGURA 3.3 APLICACION SUCESIVA DE LA TRANSFORMADA DE HILBERT.

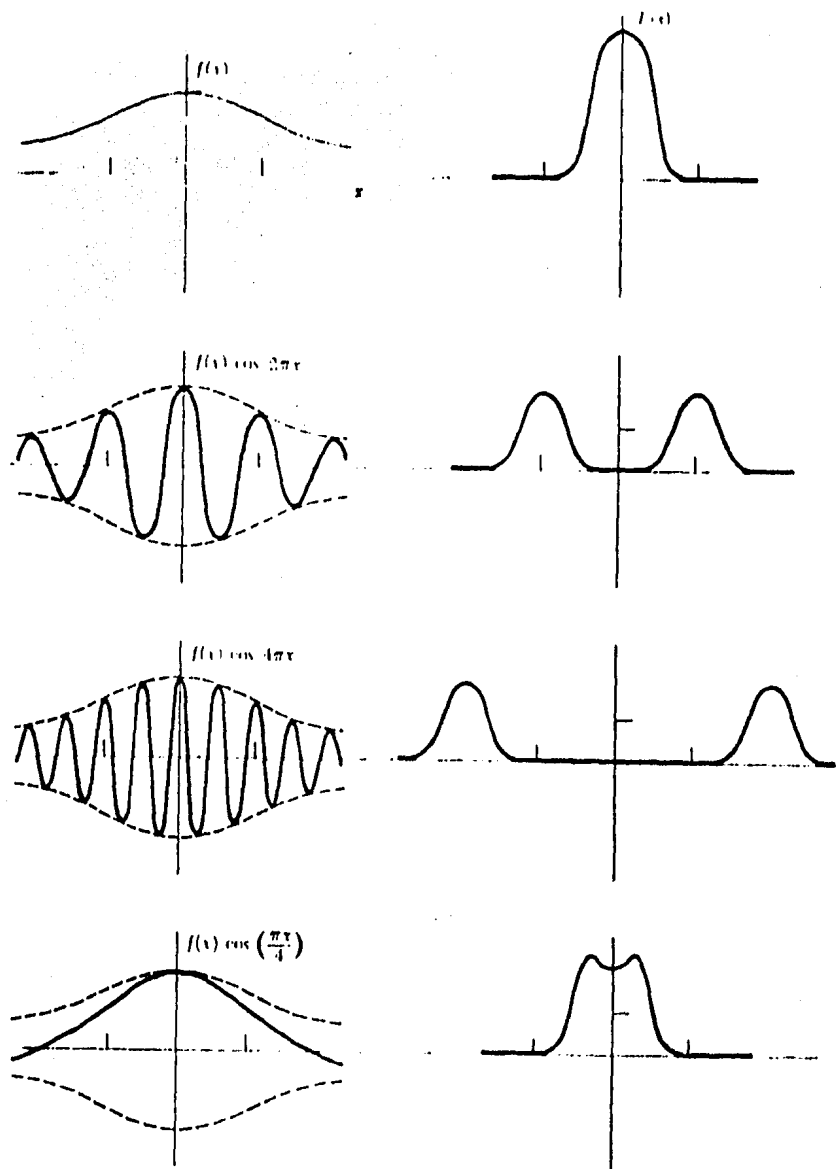


FIGURA 3.4 COMPORTAMIENTO DE UNA SENAL DE FRECUENCIA Y AMPLITUD MODULADAS.

tiempo y que se relaciona con la fase, se compone nuestro modelo de traza real:

$$f(t) = A(t) \cos g(t)$$

La transformada de Hilbert, entra en juego al definir la parte imaginaria de la traza que se le ha llamado cuadratura y que se define como:

$$f(t)^* = A(t) \text{ seng}(t)$$

juntas la cuadratura y la función  $f(t)$  constituyen la función compleja en el tiempo que viene a ser respresentada por una hélice que se dilata y contrae lentamente. La función original  $f(t)$  es la proyección de esta curva torcida en el plano definido por el eje del tiempo, y el eje de los reales, y la función cuadratura  $f^*(t)$  es la proyección en el plano horizontal.

De esta manera se obtiene la traza sísmica compleja sumando las dos componentes antes mencionadas:

$$F(t) = f(t) + if^*(t)$$

que al ser una función compleja, puede ser respresentada como:

$$F(t) = A(t) \exp(ig(t))$$

En donde obtenemos nuestra función envolvente  $A(t)$  deseada con su respectiva asociada  $g(t)$ , la función fase (Bracewell, 1978). Es importante señalar como última observación, que la señal analítica no contiene componentes de frecuencia negativa. Por ejemplo notando que la expresión:

$$\cos(\omega t) = \frac{\exp(i\omega t) + \exp(-i\omega t)}{2}$$

Nos puede ayudar a obtener la señal analítica suprimiendo las frecuencias negativas que vienen representadas por el término:  $\exp(-i\omega t)$  y también se observa un aumento al doble del resultado, pero esto lo vamos a mostrar a continuación.

### III.2 TECNICA DE LA DEMODULACION COMPLEJA.

El camino que este trabajo propone es la técnica de la demodulación compleja que se ha aplicado a varias ramas de la ciencia; y ahora proponemos aplicarla como tal, a la sismología.

La técnica de demodulación compleja nos va a ayudar a obtener la traza sísmica compleja con ayuda de la transformada de Fourier. Partiendo de una función  $f(t)$  que puede representarse como una señal modulada en amplitud y fase, como ya vimos anteriormente:

$$f(t) = A(t) \cos g(t)$$

podemos plantear nuestro problema de la siguiente manera:

Agregar en una sola definición  $A(t)$  y  $g(t)$ , es decir, en una sola función compleja.

Una posible solución a tal problema, es dar a  $A(t)$  una definición cualquiera y así obtener  $g(t)$ , por ejemplo:

$$g(t) = \cos^{-1} (f(t)/A(t))$$

y de esta manera resolveríamos el problema. Entonces la importancia de las funciones fase y envolvente sería mínima debido a la infinidad de soluciones que obtendríamos.

Sin embargo replanteando nuestro problema de la siguiente manera nos llevaría a resultados más interesantes:

Dos funciones  $A(t)$  y  $g(t)$  se son dadas; a partir de ellas, se forma la función  $f(t)$  pero si se conoce sólo a  $f(t)$  ¿será posible recuperar las funciones originales  $A(t)$  y  $g(t)$ ? esto es lo que exactamente hace la técnica de la demodulación compleja (Nicola, 1977).

Teniendo bien ubicada la meta de la técnica, podemos ahora describir su metodología detalladamente.

Comenzando nuevamente con nuestra definición:

$$f(t) = A(t) \cos g(t)$$

asumiendo que es una señal pasabandas (ver desarrollo gráfico en la figura 3.5), esto es, que su espectro de amplitud es aproximadamente cero para valores fuera de un intervalo finito de frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  que no incluyen el origen. La frecuencia media de banda, que es el nombre que se le da a este intervalo, se define como:

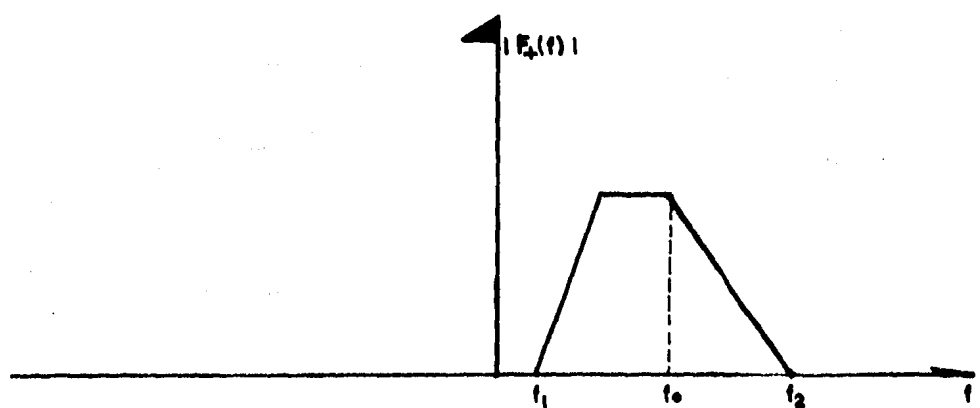
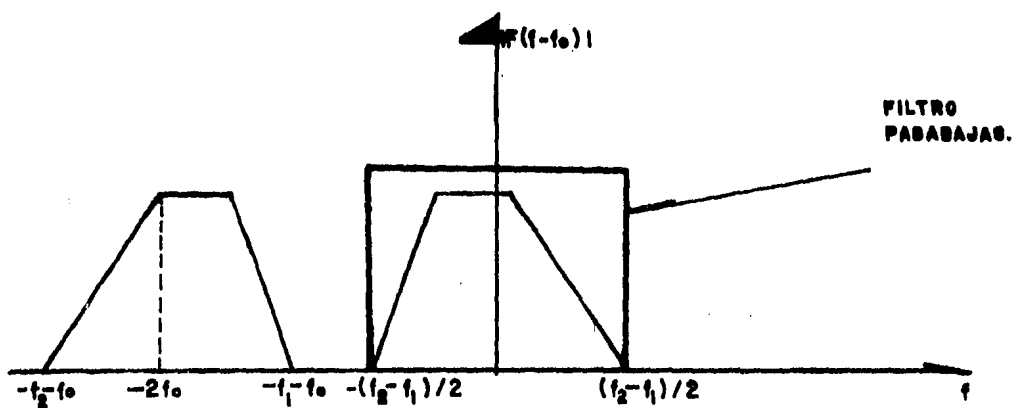
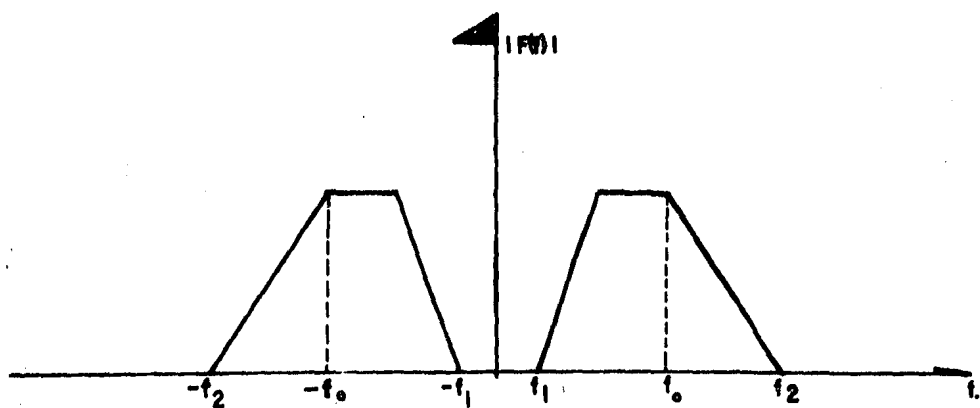


FIGURA 3.5 FILTRADO EN DEMODULACION COMPLEJA.

$$f_0 = (f_1 + f_2)/2$$

Para demostrar como la demodulación compleja puede recuperar las funciones  $A(t)$  y  $g(t)$ , expresamos a  $f(t)$  en términos de estas funciones, y para lograrlo, se efectúan una serie de operaciones que nos llevan a un conjunto de expresiones en donde  $A(t)$  y  $g(t)$  pueden obtenerse separadamente.

De esta manera usamos la identidad :

$$\cos(f(t)) = \frac{\exp(if(t)) + \exp(-if(t))}{2}$$

Expresando nuestra función  $f(t)$ , de la siguiente manera:

$$f(t) = A(t) \frac{\exp(ig(t)) + \exp(-ig(t))}{2}$$

El primer paso en demodulación compleja es defasar el espectro de amplitud  $f(t)$  una cantidad  $f_0$  esto se logra con las propiedades que nos proporciona el análisis de frecuencias, multiplicando a  $f(t)$  por la función exponencial  $\exp(-i2\pi f_0 t)$ :

$$f(t)\exp(-i2\pi f_0 t) = \frac{A(t)}{2} \left[ \exp i(g(t) - 2\pi f_0 t) + \exp -i(g(t) + 2\pi f_0 t) \right]$$

Cabe señalar que a  $f_0$  aplicada a  $f(t)$ , se le llama frecuencia demoduladora.

Por otra parte se puede observar que la última expresión en su término de la derecha  $\exp i(g(t) - 2\pi f_0 t)$  puede interpretarse en términos de un filtro pasabajas de fase cero y cuya frecuencia de corte es :

$$f_c = (f_2 - f_1)/2$$

Para fundamentar la perspectiva que proponemos aquí acerca de ver al término como un filtro pasabajas, debemos mencionar la condición de realización física. Es bien sabido que un fenómeno físico en sus efectos no puede ser precedido por sus causas, y así, si  $I(t)$  es la respuesta de un sistema físico a un impulso aplicado en el tiempo  $t=0$ , es obvio que debe ser cero para valores negativos de  $t$ :

$$I(t) = 0 \quad (\text{ si } t \text{ es menor que cero})$$

Las respuestas al impulso que satisfacen esta condición y que es

precisamente nuestro caso, se dice que son causales; esto es, que tienen un origen definido y su valor es nulo para todo tiempo negativo (Clairbout, 1976).

Entonces podemos ocuparnos ahora de la señal de salida del filtro propuesto y que resulta ser una función causal, a la cuál llamaremos  $f_L(t)$ :

$$f_L(t) = \frac{A(t)}{2} \left[ \exp i(g(t) - 2\pi f_0 t) \right]$$

por último defasemos a su posición original el espectro de  $f_L(t)$  multiplicandola por el factor  $\exp(i2\pi f_0 t)$ :

$$f_L(t) \exp(i2\pi f_0 t) = \frac{A(t)}{2} \left[ \exp(ig(t)) \right]$$

Como se puede observar en el último paso, para obtener la amplitud deseada es necesario doblarla, esto es, multiplicarla por 2 para obtener:

$$F(t) = A(t) \exp(ig(t))$$

donde:

$$F(t) = 2f_L(t) \exp(i2\pi f_0 t)$$

de este último paso, se desprende la función:

$$F(t) = A(t) \exp(ig(t))$$

Esta es una función compleja cuyo módulo es la función envolvente que deseamos y su argumento es la función fase  $g(t)$ .

Así, la demodulación compleja nos permite recuperar las funciones  $A(t)$  y  $g(t)$  a partir de  $f(t)$  y además podemos deducir que la función envolvente tiene la interesante propiedad en la que su energía total es el doble de la energía de la señal. Así, si graficamos  $1/2 A^2(t)$  contra el tiempo, el área bajo la curva será la energía total de la señal y además las variaciones en el tiempo de esta curva, nos dará información acerca de la potencia media de la señal (Nicola, 1977).

### III.3 ATRIBUTOS DE LA TRAZA SISMICA COMPLEJA.

Hasta este momento se ha descrito la manera de como obtener la llamada traza compleja a partir de una señal real que varía tanto en amplitud como en frecuencia conforme pasa el tiempo. Sin embargo, lo que en última instancia es de nuestro interés, es la aplicación práctica de esta herramienta que en este momento disponemos; la manera de cómo obtener provecho de todo lo tratado anteriormente y es cuando debemos hacer mención de los atributos de la traza sísmica compleja, que no son más que los elementos que conectan la teoría propuesta con la realidad práctica.

El análisis de los datos sísmicos como una señal analítica o análisis de traza compleja, es una técnica transformadora que efectúa una separación natural de amplitud y fase de la información y al igual que la demodulación compleja, nos da como resultado los atributos de la señal que se esta procesando. El primer atributo llamado envolvente suele llamarse tambien intensidad reflectiva. La información de la fase instantánea es un atributo propio y es la base para la obtención de un atributo nuevo llamado frecuencia instantánea. La información de la amplitud y de la fase que señalamos anteriormente son combinados también en otros atributos adicionales: la frecuencia promedio pesada y la polaridad aparente.

ENVOLVENTE (Fuerza de reflexión o intensidad reflectiva).

La envolvente se define como:

$$A(t) = [f^2(t) + f^{*2}(t)]^{1/2} = F(t)$$

( Taner, 1979).

La envolvente es independiente de la fase . Este atributo representa la reflectividad y a partir de esta información pueden determinarse las constantes de impedancia acústica.

Con base en que la envolvente no es homogénea, podemos asociar los diferentes eventos reflectivos con cambios litológicos en el subsuelo. La más alta intensidad reflectiva en la envolvente es comunmente asociada con grandes cambios litológicos entre capas de rocas adyacentes, como a través de formaciones no conso--



lidades asociadas con cambios agudos en el nivel del mar o medios de depositación.

Se debe mencionar que las variaciones laterales en capas delgadas cambia la interferencia de las reflexiones, tales cambios ocurren sobre distancias apreciables y así producen cambios graduales y laterales en la intensidad reflectiva. Los cambios laterales bruscos pueden indicar afallamiento o acumulaciones de hidrocarburos donde las condiciones sean favorables .

Observando donde, dentro de un evento reflectivo, ocurre un máximo en la envolvente proporciona precisamente una medida del carácter reflectivo .

#### FASE INSTANTANEA.

La fase instantánea, se define como:

$$g(t) = \tan^{-1} (f^*(t)/f(t))$$

(Taner, 1979).

Este atributo enfatiza la continuidad y los cambios de inclinación en las reflexiones sucesivas. La fase instantánea es un valor asociado con un punto en el tiempo y es una cantidad diferente a la fase dada como una función de la frecuencia tal como se obtiene en la transformada de Fourier.

Este atributo es muy efectivo para auxiliarnos en la localización de discontinuidades, fallas, y eventos con diferente inclinación. Además acusa patrones de progradación de capas sedimentarias y regiones de capas infrayacentes que son comunmente mostradas con especial claridad; así la presentación de la fase es útil para la elección de ciertas condiciones en la secuencia sísmica.

#### FRECUENCIA INSTANTANEA.

La frecuencia instantánea se define como:

$$\frac{dg(t)}{dt} = w(t)$$

(Taner, 1979).

Este es un atributo asociado con cada punto del tiempo al igual que la fase instantánea. debido a que la mayoría de los eventos reflectivos están compuestos de reflexiones individuales a partir

de un número de reflectores que mantienen constante la impedancia acústica, la frecuencia instantánea se obtiene por la superposición de reflexiones individuales que producen un modelo de frecuencia que se caracteriza por la mezcla reflectiva. El carácter frecuencial proporciona una herramienta útil de correlación y algunas veces sirve para poder inferir acumulaciones de hidrocarburos (Taner, 1979).

El carácter de una mezcla de reflexiones puede cambiar gradualmente tanto como la secuencia de las capas cambian de espesor o de litología como acunamientos e interdigitaciones, y los bordes de la interfase agua-hidrocarburo, tienden a cambiar la frecuencia instantánea más rápidamente .

La variación de las bajas frecuencias (sombra o espectros de bajas frecuencias) es observado en reflectores debajo de areniscas con gas y depósitos de aceite. Esta anomalía de baja frecuencia comúnmente ocurre sólo sobre las reflexiones debidas a su vez a reflectores debajo de zonas petrolíferas, o bien, reflexiones a partir de reflectores profundos de apariencia normal.

El atributo frecuencia instantánea tiene como interpretación la siguiente idea: si consideramos la función compleja en el tiempo ésta puede ser representada en el plano complejo por un vector de magnitud unitaria que gira alrededor del origen y cuya posición en el plano es determinada por el valor del ángulo de fase  $g(t)$ . Cuando esta función es lineal en el tiempo, la rotación del vector unitario se caracteriza por una velocidad angular constante  $w$ . En este caso, la proyección del vector unitario sobre el eje real resulta en una función coseno de frecuencia radial constante  $w$ .

En general  $g(t)$  no debe ser una función lineal del tiempo, y así la proyección del vector unitario sobre el eje real resulta en una función coseno de frecuencia radial instantánea  $w(t)$ .

## FRECUENCIA PROMEDIO PESADA.

La frecuencia promedio pesada se define como:

$$w(t) = \frac{\int A(t-\tau)w(t-\tau)L(\tau)d\tau}{\int A(t-\tau)L(\tau)d\tau}$$

(Taner, 1979).

Este atributo enfatiza la frecuencia de los eventos fuertemente reflectivos y suaviza las irregularidades causadas por el ruido. Es importante señalar que en la práctica, la frecuencia promedio pesada está sujeta a la calidad en la información contenida en la frecuencia instantánea, es decir si ésta es de buena calidad, no se utilizará la información de este atributo.

## POLARIDAD APARENTE.

Mientras que todos los atributos señalados anteriormente dependen de la calidad de los datos, de la grabación y procesado, las mediciones de polaridad aparente son especialmente sensibles a la calidad de los datos.

Por otra parte, como es de nuestro conocimiento la mayoría de los eventos de reflexión están compuestos por varios reflectores la polaridad generalmente carece de una correlación clara con los coeficientes de reflexión y por lo tanto es calificada como polaridad aparente (Taner, 1979).

Algunas veces la polaridad se distingue entre diferentes tipos de puntos brillantes. Los puntos brillantes son acumulaciones de gas en sedimentos clásticos que generalmente tienen más baja impedancia acústica que las capas de su alrededor y por lo tanto presentan polaridad negativa para reflexiones de yacimientos someros y polaridad positiva para reflexiones a partir de interfases gas-aceite y gas-agua (llamadas generalmente manchas planas).

## CAPITULO IV

## APLICACIONES

#### IV.1 OBTENCION DE LA TRAZA SISMICA REAL.

Hasta ahora, conocemos la manera de obtener los datos para que se les aplique la técnica de la demodulación compleja. El siguiente paso es entonces mostrar la aplicación práctica de esta herramienta, y los alcances prácticos que nos reserva.

Para ubicarnos, debemos mencionar el hecho de que el aplicar una técnica como la que aquí describimos o cualquier otra que este enfocada a las secciones sismo-estratigráficas se debe tomar muy en cuenta el trabajo de planeación ya que como se mencionó antes es muy importante prestar atención a todos los detalles de esta etapa, desde el trabajo de campo, hasta el procesamiento de datos.

El proceso que se inicia en esta etapa, se muestra en la figura 4.1 que persigue como objetivo principal la obtención de los atributos físicos de la traza sísmica.

En este momento es pertinente hacer ciertas aclaraciones; debido a que no contamos con el equipo necesario para llevar a cabo un desarrollo que contemple el trabajo de campo y el procesamiento anterior a la técnica, decidimos usar una herramienta muy útil para estos objetivos: la computadora digital. Si ordenamos nuevamente la figura anterior obtenemos un modelo del problema sintético ( fig. 4.2 ).

El objetivo de este capítulo es entonces explicar en forma detallada la filosofía seguida para los objetivos que se muestran en la figura 4.2 para de esta manera llegar a la aplicación óptima de la herramienta.

Como ya se mencionó en capítulos anteriores, el modelo convolucional de sismograma sintético representa una herramienta muy útil para el procesamiento e interpretación de los datos sísmicos y como tal, debemos esperar del él una respuesta si no muy apegada a la realidad, si lo suficientemente aproximada para demostrar la aplicación práctica de la técnica de demodulación compleja, sin necesidad de realizar todo el trabajo señalado anteriormente, que por otra parte, abriría margen para todo tipo de los

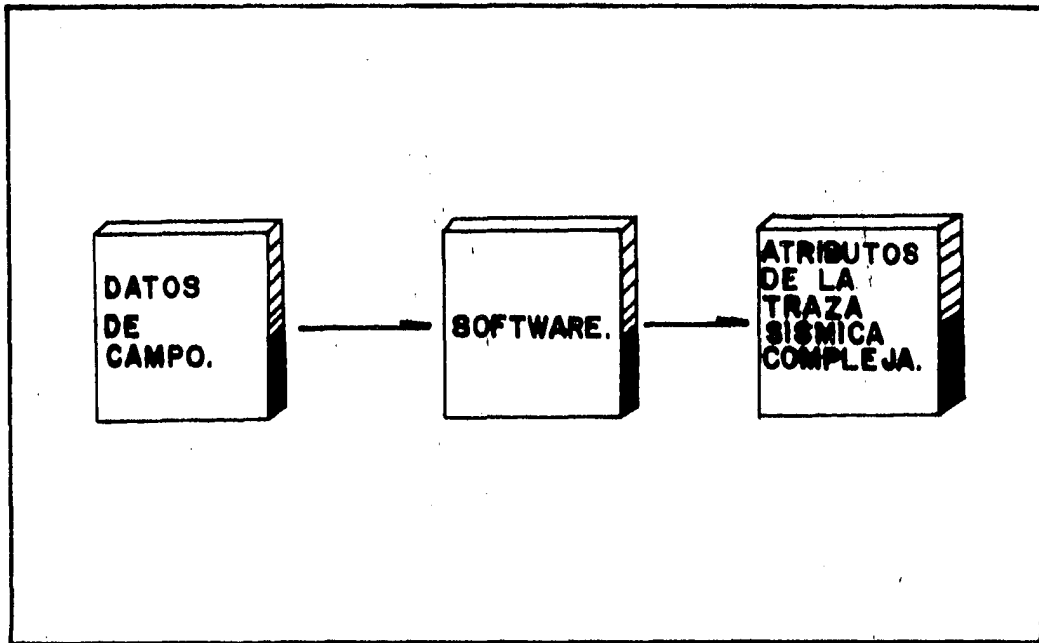


FIGURA 4.1 METODOLOGIA GENERAL PARA LA OBTENCION DE ATRIBUTOS.

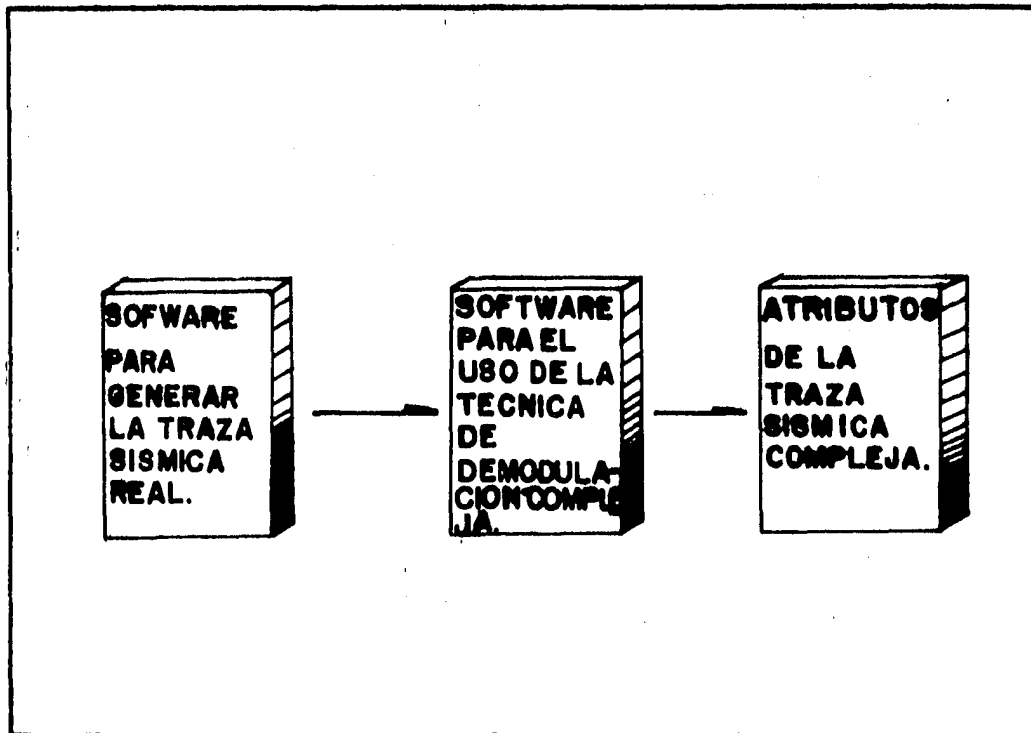


FIGURA 4.2 METODOLOGIA SEGUIDA EN ESTE TRABAJO.

errores, y es aquí donde se ve la utilidad de la metodología seguida.

Se desea en esta parte, describir la manera como se llega a obtener la traza sísmica real, y para tal objetivo se muestra en la figura 4.3 la metodología seguida en este trabajo para tales efectos. De hecho este diagrama presenta en bloques la función del programa TRAZAREAL.FOR que tiene como objetivo generar la traza sísmica real, es decir, la que se obtiene en el campo. Como se observa, este programa necesita la entrada de ciertos datos que vienen de la litología del medio que se pretende estudiar; ¿de dónde debemos obtener tal información?, esta pregunta la contesta el hecho de que trabajamos con un modelo sintético y por esta razón podemos proponer valores ideales de litologías tomadas de tablas como la que se muestra en el apéndice y que complementan la información que nosotros mismos proponemos en la figura 4.4, un corte geológico del cuál tenemos pleno conocimiento de los parámetros de entrada al programa ya mencionado.

Ahora cabe preguntarnos lo práctico que tiene el inventar un modelo y encontrar su representación por medio de un sismograma -- sintético, ya que el problema radica exactamente en lo contrario a partir de un sismograma encontrar por medio de la interpretación, el modelo geológico. Pero usando la ventaja de poder simular un perfil sísmico pretendemos en esta etapa simular un problema directo y demostrar usando la técnica desarrollada, que el problema inverso se cumple, el cuál es el que se resuelve en la práctica ( fig. 4.5).

La traza sísmica real se concibió usando el modelo de sismograma convolucional:

$$S(t) = R(t) * W(t) + N(t)$$

conocido como el modelo simple de sismograma sintético ya mencionado.

Entonces podemos resumir en esta primera etapa diciendo que se tiene una traza sísmica unidimensional utilizando el modelo simple de sismograma sintético y hasta aquí solo hemos utilizado esto, una sola traza.

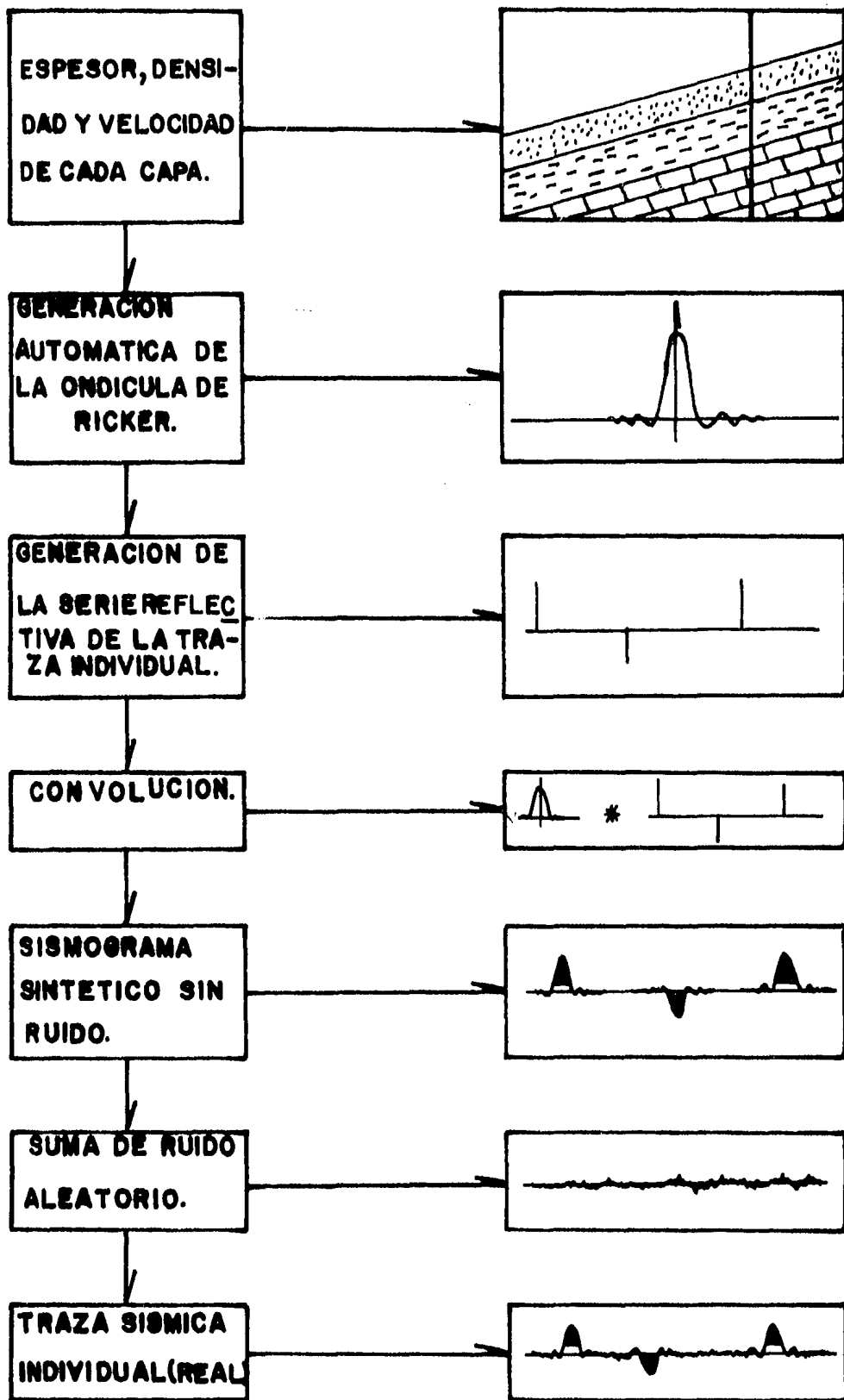


FIGURA 4.3 OBTENCION DE LA TRAZA SISMICA REAL.



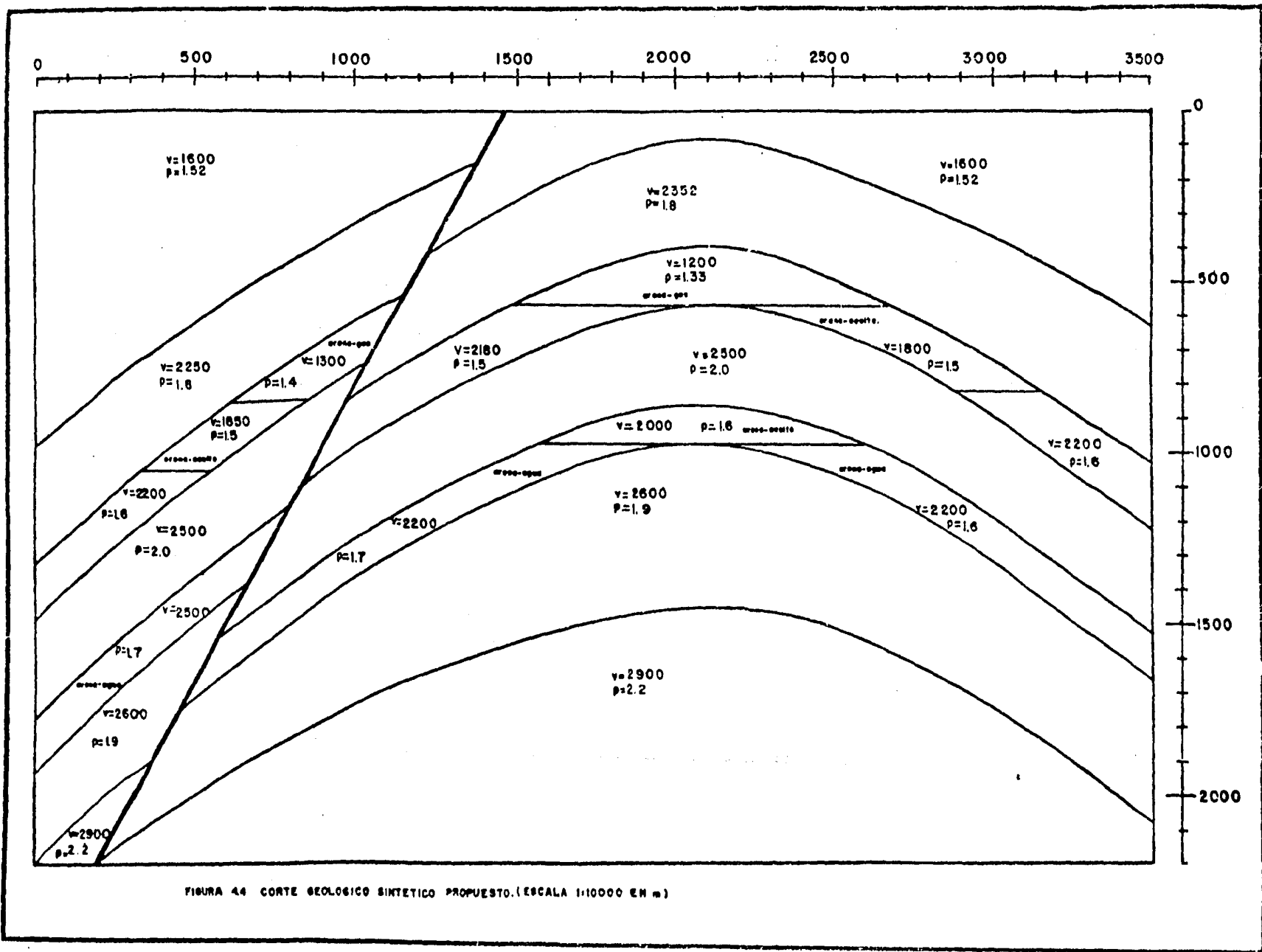


FIGURA 44 CORTE GEOLOGICO SINTETICO PROPUESTO. (ESCALA 1:10000 EN M)

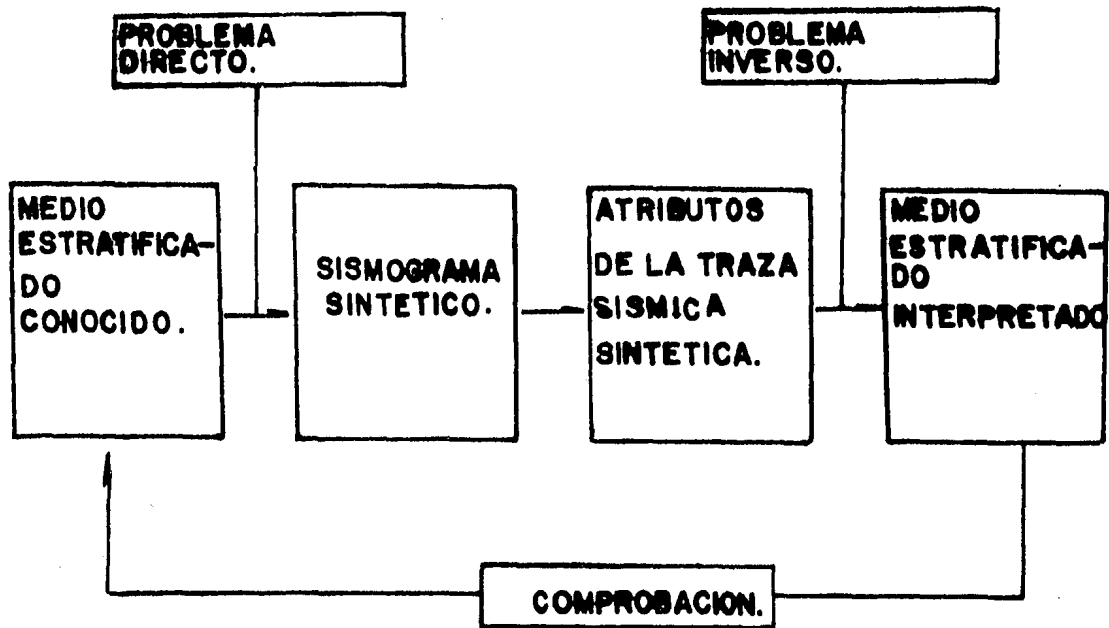


FIGURA 4.5 COMPROBACION DEL PROBLEMA DIRECTO.

No se ha mencionado la manera de describir todo un perfil geológico usando trazas sísmicas, pero si aplicamos el mismo modelo convolucional a lo largo de todo el perfil muestreado de manera regular ( trazas equidistantes ), obtendremos un conjunto de tr z a s í s m i c a s que describirán toda la sección estratigráfica tal y como lo muestra la figura 4.6.

De esta manera se ha logrado obtener la traza sísmica real sinté tica y por ende el perfil sísmico, y se ha cumplido con el pri-- mer objetivo propuesto en este capítulo. El programa TRAZAREAL. FOR describe todo el trabajo realizado en esta etapa y se mues-- tra en el apéndice.

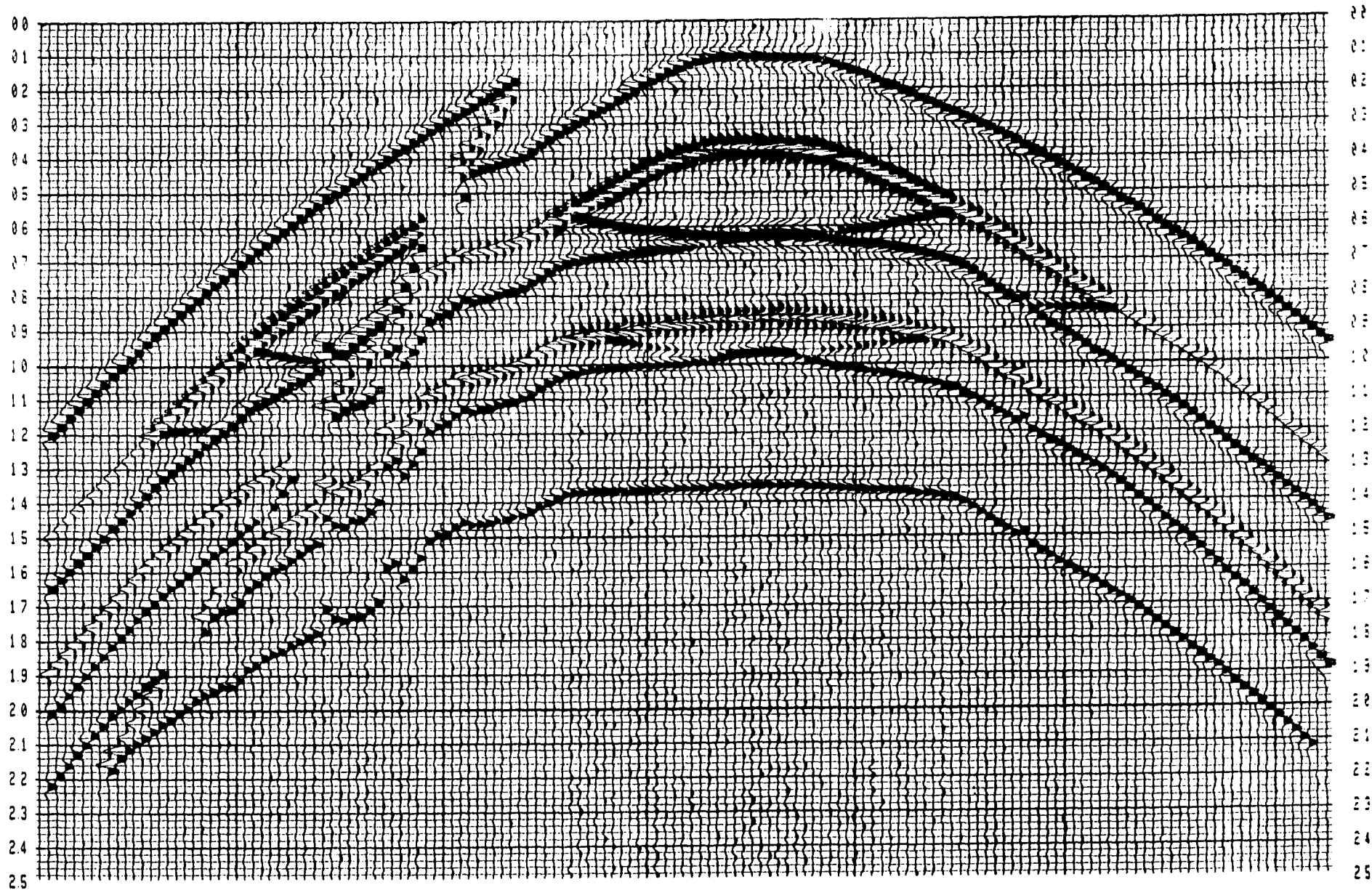


FIGURA 4.6 SECCION SISMICA MOSTRADA EN SU TOTALIDAD GRACIAS A LA UNION DE VARIAS TRACAS INDIVIDUALES

#### IV.2 OBTENCION PRACTICA DE LOS ATRIBUTOS DE LA TRAZA SISMICA USANDO DEMODULACION COMPLEJA.

Se ha contemplado hasta esta etapa, la metodología para obtener la traza sísmica real en forma automática en la computadora digital. Ahora nos resta explicar la manera práctica para la obtención de los atributos físicos de la traza sísmica, es decir, a partir de la función real ( traza real ) se desea formar una función analítica o compleja que como ya se ha mencionado, tiene la forma:

$$F(t) = f(t) + j f^*(t)$$

en donde  $f(t)$  es la parte real que hasta ahora conocemos, y  $f^*(t)$  es conocida como la cuadratura, la cuál se puede obtener usando la técnica de demodulación compleja .

Una de las herramientas que nos va a ayudar a alcanzar tales objetivos es la transformada de Fourier, cuya definición numérica es la siguiente:

$$X_k = \sum_{n=0}^{k-1} X_n \exp(-i2\pi k_n/N)$$

$$X_n = \sum_{k=0}^{n-1} X_k \exp(-i2\pi n/N)$$

que se define como la transformada directa e inversa de Fourier respectivamente, para  $N$  número de muestras  $K_n$ .

Para calcularla de manera discreta en la computadora digital es necesario llevar a cabo  $2^n$  multiplicaciones, donde  $n$  es el número de elementos del vector a transformar. Sin embargo, existe un algoritmo que reduce el número de multiplicaciones a  $n \log_2 2^n$ .

Este algoritmo es conocido como la transformada rápida de Fourier ( FFT por sus siglas en inglés); y fué concebido por Vern Herbertm en 1962 para la optimización de tiempo de CPU en una computadora IBM-401 de la Chevron Standard, Ltd. en Calgary Canada. El autor del algoritmo no lo publicó hasta que en 1965 lo hicieron Cooley y Tookey y a partir de entonces se han generado otras versiones de éste (Clairbout, 1976).

Como ya se mencionó la FFT tiene como regla, generar un vector

complejo de tamaño  $2^n$ , esto es debido a la estructura propia del algoritmo. Es decir, debemos llenar el espacio de tamaño  $2^n$  que hará que la FFT funcione correctamente, como se muestra en el ejemplo siguiente:

VECTOR DEL SISMOGRAMA- $2^n=2^3=8$  (espacios) - VECTOR FINAL DE ENTRADA

(1,2,3,4) - ( , , , , , , , ) - (1,2,3,4,0,0,0,0)

esta sub-rutina nos dará por resultado una función transformada la cual se representa por un vector complejo en el dominio de las frecuencias ( a partir de la serie de tiempo de entrada ). El siguiente paso consistió en eliminar componentes negativas de el espectro de amplitud, tal y como lo menciona la técnica. Enseguida se duplicó el espectro de amplitud hasta la frecuencia de doblaje debido al factor que está alterando la amplitud de la señal en el desarrollo matemático expuesto en el capítulo II, y tomando en cuenta que permanece invariante a estas operaciones el espectro de fase.

Posteriormente se volvió a utilizar la sub-rutina de la transformada de Fourier, esta vez de manera inversa, con el fin de llevar a la señal nuevamente al dominio del tiempo ( fig. 4.7 ).

Todas las modificaciones hechas anteriormente, nos llevan a la obtención de una señal en el tiempo de caracter complejo, que es la señal analítica deseada, es decir, la traza sísmica real y la parte imaginaria o cuadratura.

En este momento poseemos los elementos necesarios para evaluar los atributos físicos de la señal analítica. Correspondiendo al módulo de esta señal el atributo llamado envolvente; la cuadratura será la parte imaginaria de esta señal; la fase se podrá obtener de la función arco tangente del cociente de la cuadratura y la parte real; cuya derivada, a su vez, viene a ser el tercer atributo importante conocido como frecuencia instantánea.

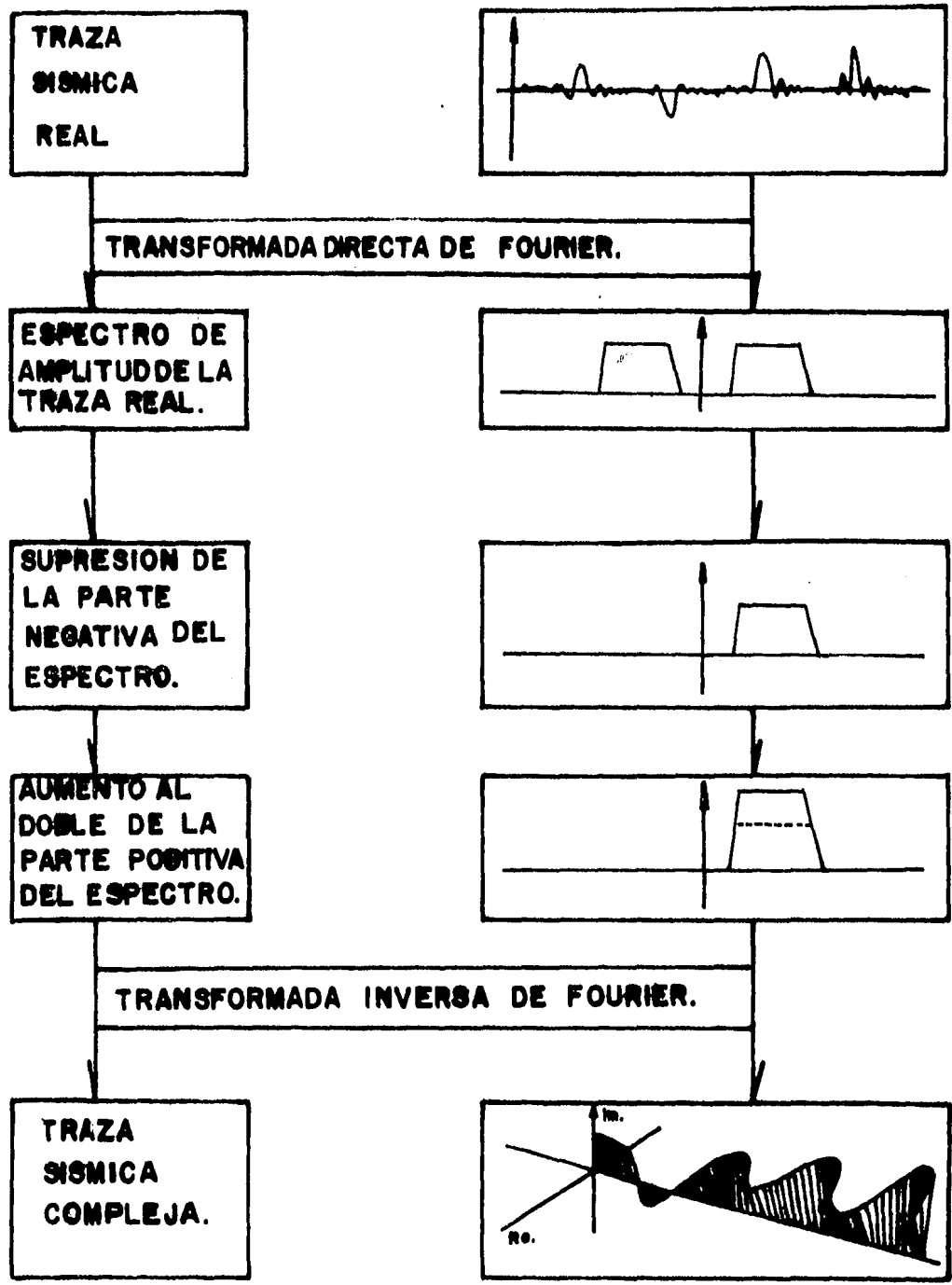


FIGURA 4.7 OBTENCION DE LA TRAZA SISMICA COMPLEJA A PARTIR DE LA TRAZA REAL.

### IV.3 REPRESENTACION GRAFICA Y EJEMPLOS.

Las componentes de la señal analítica y los atributos derivados pueden ser graficados en cualquiera de las formas convencionales usadas para la traza sísmica. Para nuestro caso, la representación de estas señales es a través de gráficas tiempo contra amplitud obtenidas en la computadora digital VAX 11/780 de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M.

Primero se muestran las gráficas de la figura 4.8 que corresponden a la traza sísmica real  $f(t)$  y a la cuadratura  $f^*(t)$  respectivamente. Siguiendo los lineamientos establecidos anteriormente para una porción de la traza sísmica real extraída del corte geológico propuesto, se obtuvieron estas respuestas:

En la figura 4.8 se observa que la traza sísmica real así como la cuadratura son de similar carácter excepto por un defasamiento de  $90^0$ , es decir, para un pico de la traza real, la cuadratura es cero, mientras que para un pico en la cuadratura, la traza real es cero. Entonces podemos predecir el signo del pico de la cuadratura, observando los incrementos o decrementos de la traza real al pasar por el eje horizontal; por lo tanto, salvo este defasamiento debemos esperar cierta coherencia en la forma de onda y en la relación señal a ruido, en ambas trazas de una sección sísmica.

En la figura 4.9 se ilustran las gráficas de los atributos envolvente y fase instantánea respectivamente. Se puede observar que la amplitud instantánea o envolvente representa la cantidad de energía de la señal reflejada; y cuando existen cantidades significativas de energía como en el caso en que se presente un reflector en esta señal, la envolvente tiende a manifestar estos cambios variando su amplitud.

Además, la señal puede ser imaginada como aquella que modula o envuelve nuestra señal compleja.

Dado que en una sola traza no es posible describir lo importante que es la fase para la continuidad de los eventos que se presentarían en una sección sísmo-estratigráfica, nos enfocaremos a describir algunas características entre ellos.



FIGURA 4.8

- (A) FUNCION CUADRATURA  
( IMAGINARIA )
- (B) FUNCION REAL  
( TRAZA REAL )

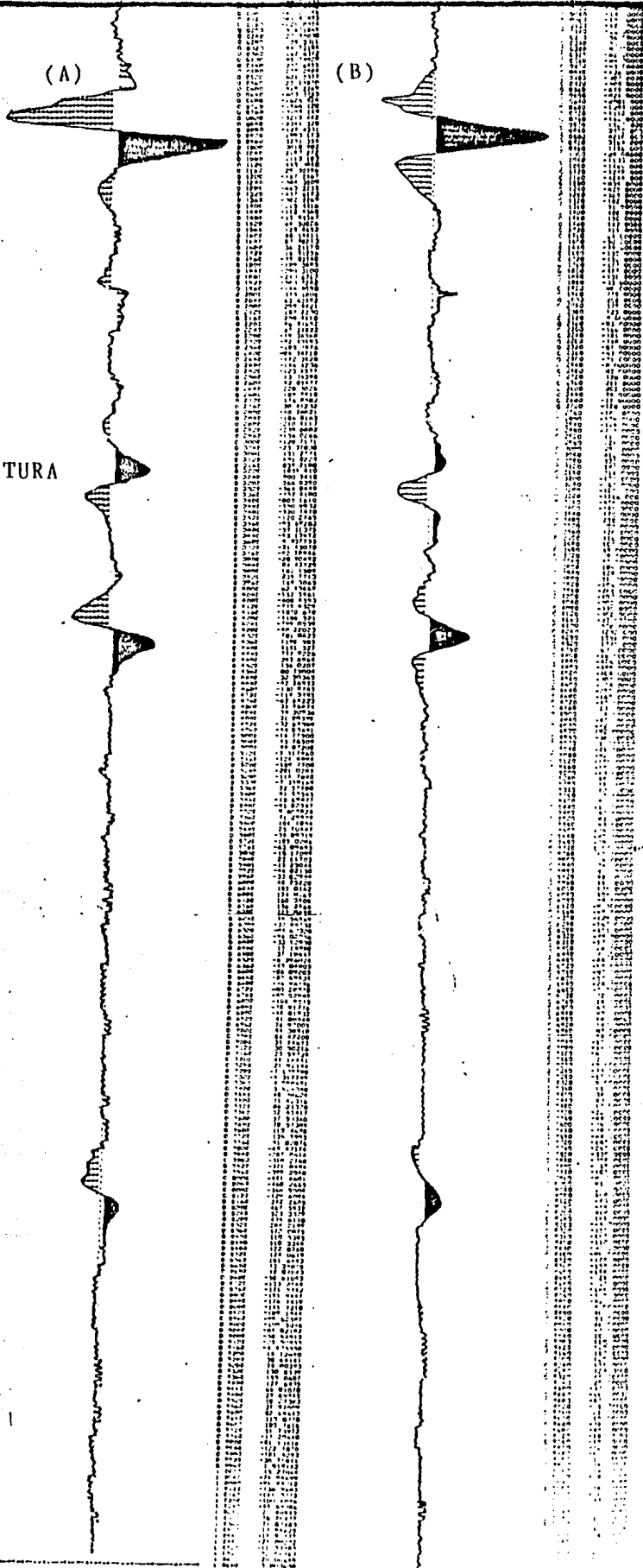


FIGURA 4.9

(A) ENVOLVENTE

(B) FASE INSTANTANEA

(A)

(B)

En la gráfica podemos observar que la amplitud instantánea permanece invariante en defasamiento con respecto a la fase instantánea que varía entre 0 y 180°.

Es importante señalar que ambos atributos son independientes entre sí, por ejemplo si se tiene un máximo en la envolvente, puede existir o no un mínimo en la fase instantánea como sucede con la parte real y la cuadratura.

En la gráfica 4.10 se presenta a la frecuencia instantánea. Este atributo describe el grado de variación en el tiempo de las rotaciones que sufre el vector que representa a la señal analítica en el espacio complejo.

En la misma figura se observa que esta curva permanece relativamente estable excepto para algunos pulsos o picos que ocurren en su morfología. Estos cambios bruscos estarán fuertemente asociados con los máximos y mínimos relativos de la función fase. Para ejemplificar la aplicación de estos atributos físicos, presentamos cuatro secciones: envolvente ( amplitud instantánea ), fase instantánea, frecuencia instantánea y polaridad aparente. La presentación de cada atributo es de la forma convencional utilizada en la industria petrolera, es decir, la presentación de los datos bajo un código de color en una sección sísmica, para que ésta sea lo más familiar para el intérprete, esto es, la localización de los P.R.C. ( puntos de reflejo común ) a lo largo de la línea sísmica como abscisa y tiempo de reflexión como ordenada. El código de color incluye uno para cada valor o rango de valores ya que esta asignación puede ser arbitraria, su elección se limita a que estas secciones permitan observar los contrastes deseados.

A continuación se presentan las secciones sísmicas individuales para cada atributo como resultado del procesamiento del corte geológico propuesto.

En la figura 4.11 se presenta una sección de la envolvente. Esta sección permite determinar zona donde existen anomalías de amplitud. Además permite analizar cualitativamente la energía que se refleja y la que se transmite en una interfase, que va a indicar

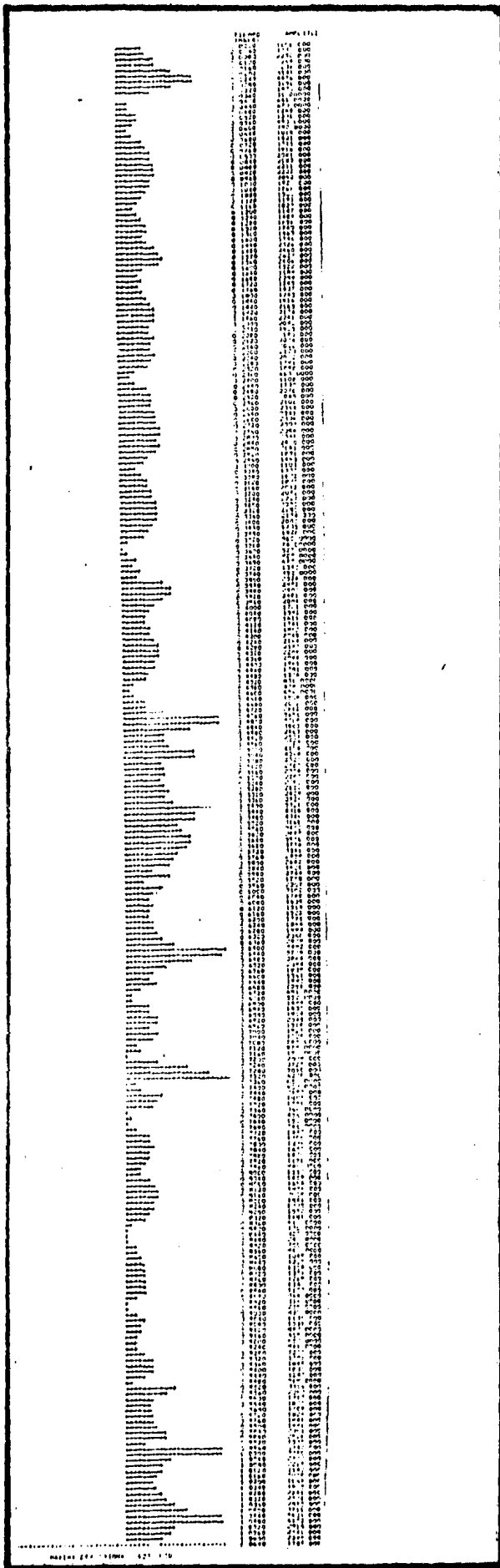


FIGURA 4.10

FRECUENCIA INSTANTANEA

ENVOLVENTE  
U. DE AMPLITUD

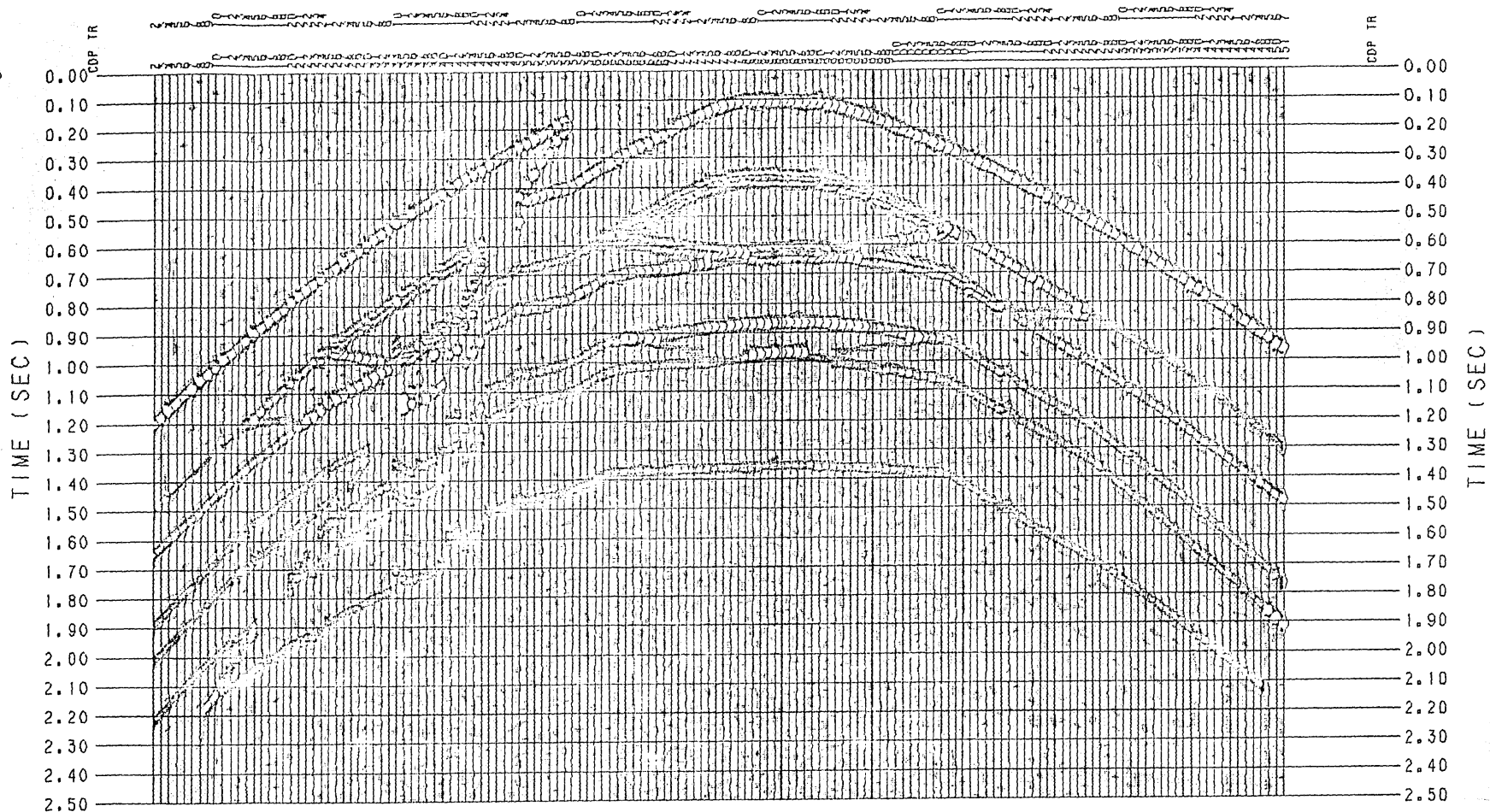
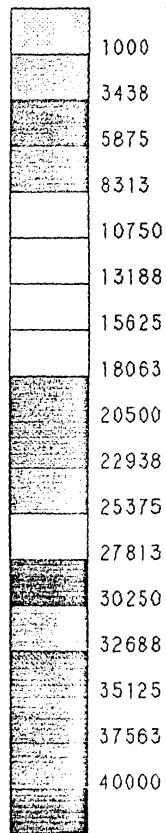


FIGURA 4.11 Sección de la envolvente.

PSEUDO POLARIDAD  
U. DE AMPLITUD

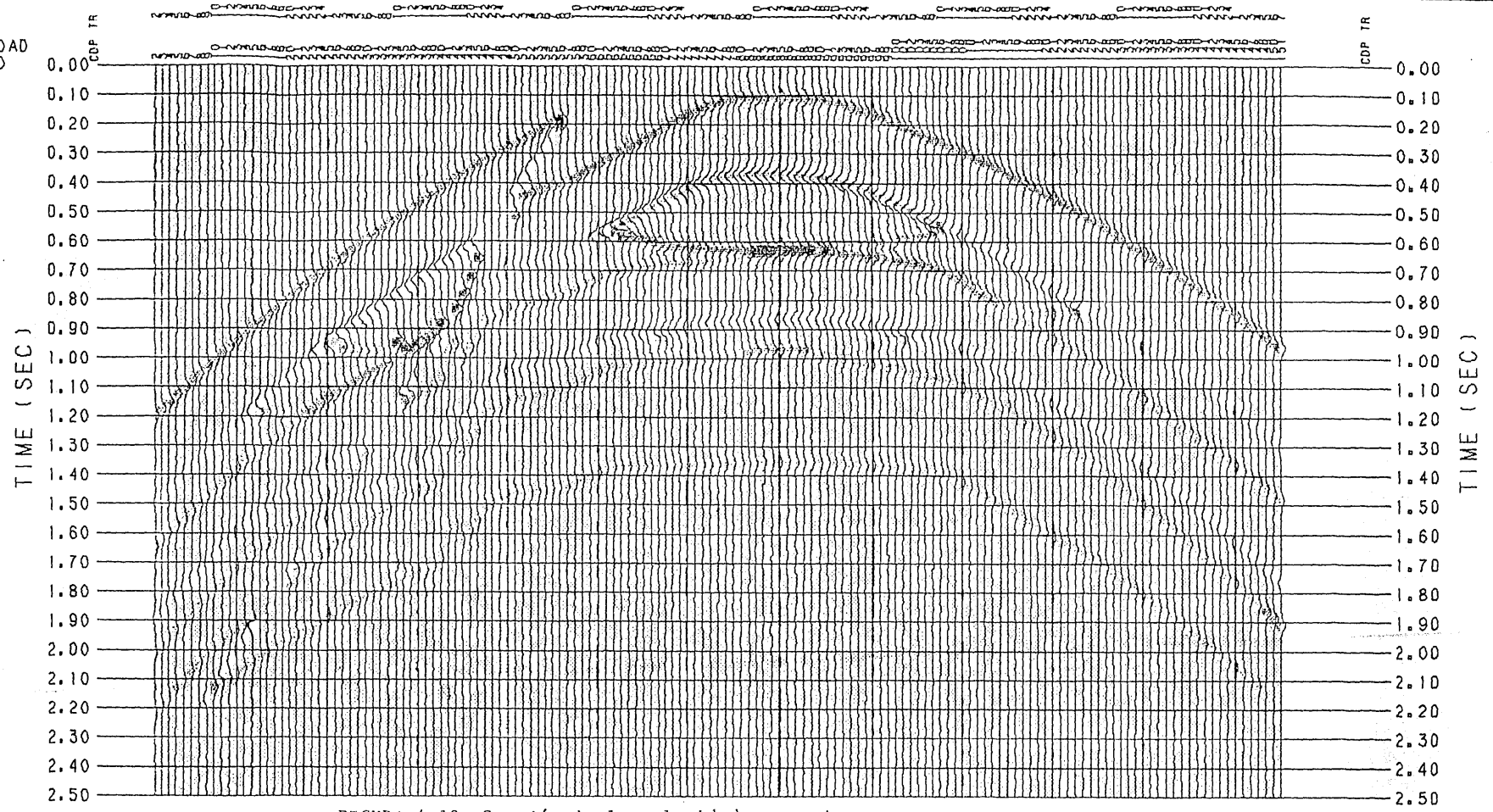
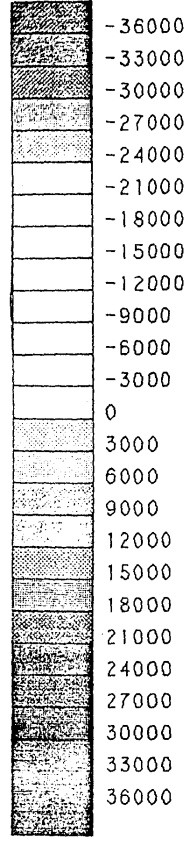


FIGURA 4.12 Sección de la polaridad aparente.

anomalías asociadas a cambios de litología (que pueden o no ser asociados a yacimientos de hidrocarburos).

En la sección se observa como este atributo describe la posición de tales anomalías y la mayor energía se ve concentrada en el lugar correspondiente a los hidrocarburos del modelo sintético ( color rojo).

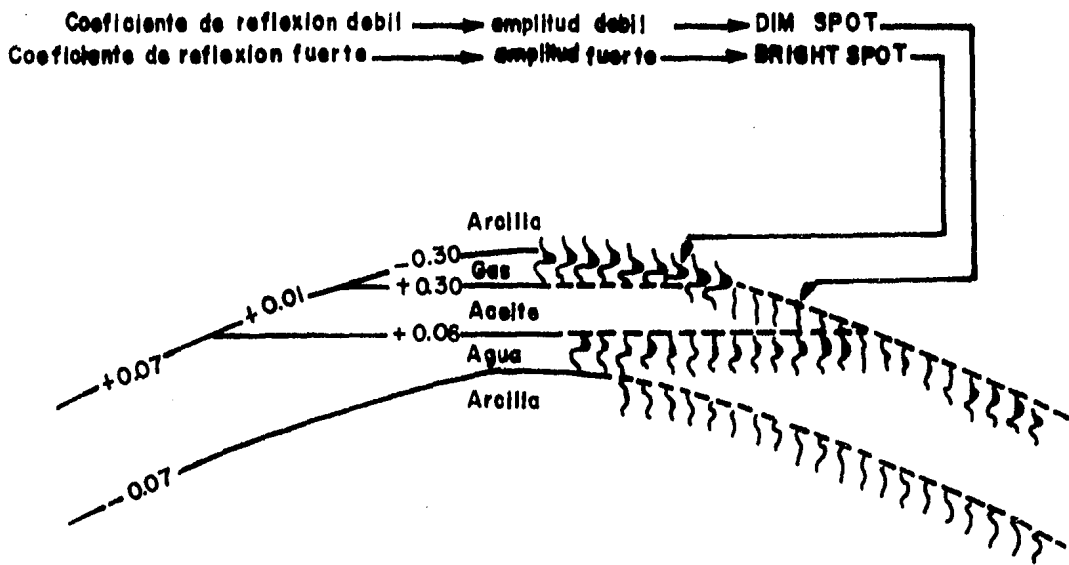
La sección de polaridad aparente (fig. 4.12) permite observar los diferentes cambios de impedancia acústica que están directamente asociados con los coeficientes de reflexión. Esto se puede observar si tomamos en cuenta que la impedancia acústica presenta cambios entre dos medios que toman un valor positivo cuando la impedancia va de un valor menor a un valor mayor, y cuando va de una mayor a uno menor, ésta será negativa. Estos cambios están relacionados a la polaridad aparente, mostrando un color rojo para cambios positivos y azul para cambios negativos. Para este caso en especial, tales cambios están asociados a los hidrocarburos en donde la tonalidad del azul es más intensa, así como los cambios litológicos del corte.

Las secciones anteriores presentan anomalías asociadas con acumulaciones de gas. En este caso, el gas se encuentra en una formación de arena en donde, la anomalía toma la forma de coeficiente de reflexión de gran amplitud, y polaridad negativa debido a que estos sedimentos clásticos (con gas ) tienen más baja impedancia acústica que las capas de su alrededor .

Este tipo de anomalías en estratigrafía sísmica se conocen como puntos brillantes o bright spot. Sus características principales en una sección sísmica son:

- efectos en la transmisión de energía.
- múltiples locales de gran amplitud.
- existencia de una zona de sombra ( baja amplitud en los eventos ).
- absorción anómala ( hay un incremento debido a la presencia del líquido).

Las características señaladas son esquematizadas en la figura 4.13, las cuales se pueden ejemplificar claramente en las secciones citadas anteriormente .



**FIGURA 4.13 REPRESENTACION GRAFICA DE UN PUNTO BRILLANTE (BRIGHT SPOT).**



En la figura 4.14 se muestra la sección de frecuencia instantánea. En esta sección es mínimo lo que puede observarse, debido a la contribución del corte geológico para este atributo. Sin embargo, más adelante nos daremos cuenta que este atributo es muy útil para seguir patrones de depositación en un corte real; así como un indicador de cambios litológicos.

En la figura 4.15 se presenta la sección de la fase instantánea que nos permite detectar continuidad en los patrones litológicos que se presentan de color amarillo en la interfase, distinguiéndose además la presencia de la falla que puede determinarse siguiendo un patrón de color para cada evento en esta sección.

Para corroborar lo anterior, se presentan estos mismos atributos para estudios marinos efectuados en la zona de Campeche. Entre otros objetivos, se pretendía la ubicación de zonas favorables a la perforación, donde las secciones sísmicas convencionales no habían contribuido a resolver este problema.

En la figura 4.16 se presentan las secciones de la envolvente y la polaridad aparente respectivamente. En la sección de envolvente se observa altos contrastes en amplitud reflectiva ( colores morado, amarillo y azul ). Estas anomalías están asociadas a cambios litológicos y formaciones no consolidadas. Estos cambios provocan alta reflectividad de energía, y como consecuencia, la energía transmitida es mínima. Por esta razón encontramos anomalías de baja amplitud en las partes más profundas, salvo algunos sedimentos de amplitud intermedia ( azul ) asociados a sedimentos salinos.

En la sección de polaridad aparente se observan diferentes cambios en la impedancia acústica. Notemos que para una profundidad somera pueden detectarse eventos de igual polaridad ( azul o rojo ) que corresponden a sedimentos arcillosos. Esta continuidad permite visualizar la cuenca de depositación que está presente en todas las secciones. Una vez más es notable la homogeneidad en las partes más profundas haciéndose visibles nuevamente cambios de polaridad más fuertes que siguen correspondiendo a los sedimentos salinos.

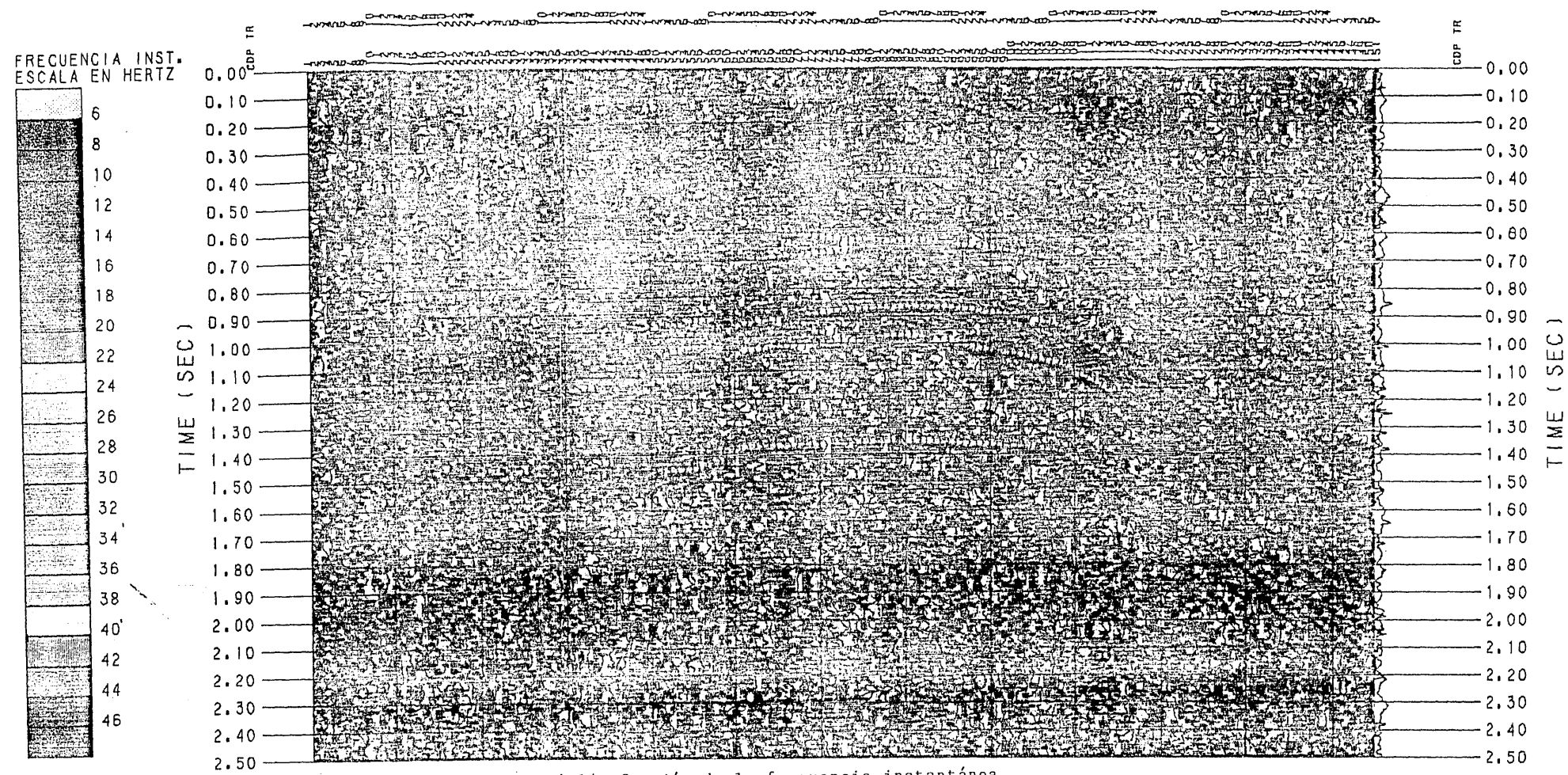


FIGURA 4.14 Sección de la frecuencia instantánea.

FASE INSTANTANEA  
ESCALA EN GRADOS

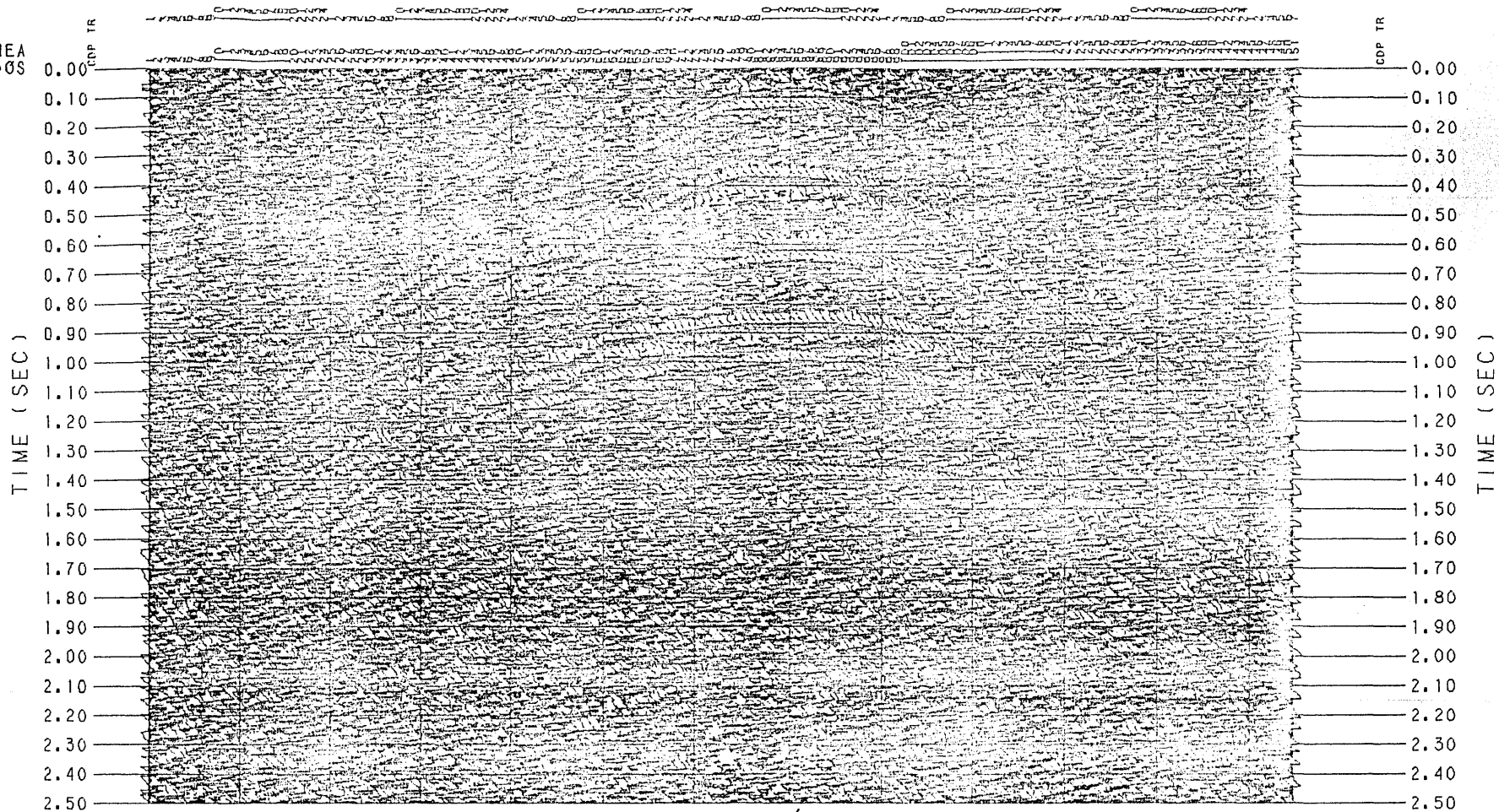
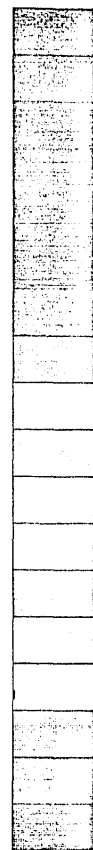


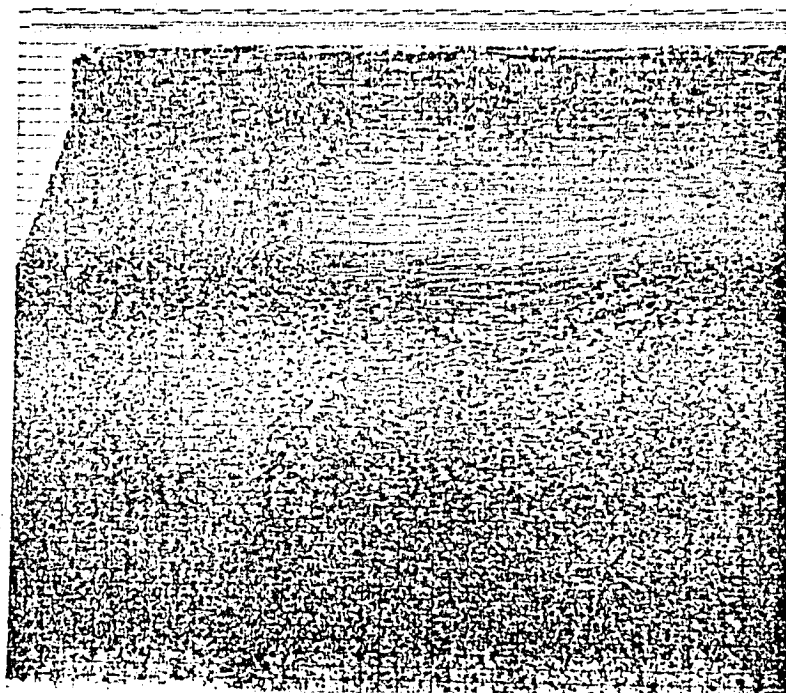
FIGURA 4.15 Sección de la fase instantánea.

En la figura 4.17 los atributos de frecuencia instantánea y fase instantánea son presentados. La sección de frecuencia instantánea comprueba la utilidad de este atributo como herramienta para la detección de patrones laterales con el mismo contenido de frecuencias, haciendo que las características de los atributos anteriores se verifiquen y se complementen, primero en la continuidad de los eventos asociados a los sedimentos arcillosos de alta e intermedia frecuencia ( amarillo, verde y azul) en la cuenca de depositación, y segundo, en la detección de los sedimentos salinos de baja frecuencia (rojo). Por lo tanto, este atributo permite identificar patrones de depositación similares de acuerdo a su banda de frecuencias.

En la sección correspondiente a la fase instantánea, se enfatiza la continuidad en el patrón litológico. Por ejemplo, se observa claramente el patrón de estratificación correspondiente a la cuenca arcillosa. Además es notable la definición que presenta para la determinación de los límites de ésta. En las zonas más profundas aparecen nuevamente las continuidades asociadas a los sedimentos salinos .

Para puntualizar se debe tomar muy en cuenta que la interpretación en estratigrafía sísmica, se hace con base en los datos de los atributos disponibles, que conjuntamente ayudaron a resolver el problema de la detección de zonas favorables para la perforación, y que en estos se pudieron detectar características que en la sección sísmica convencional no era posible observar.

(A)



(B)

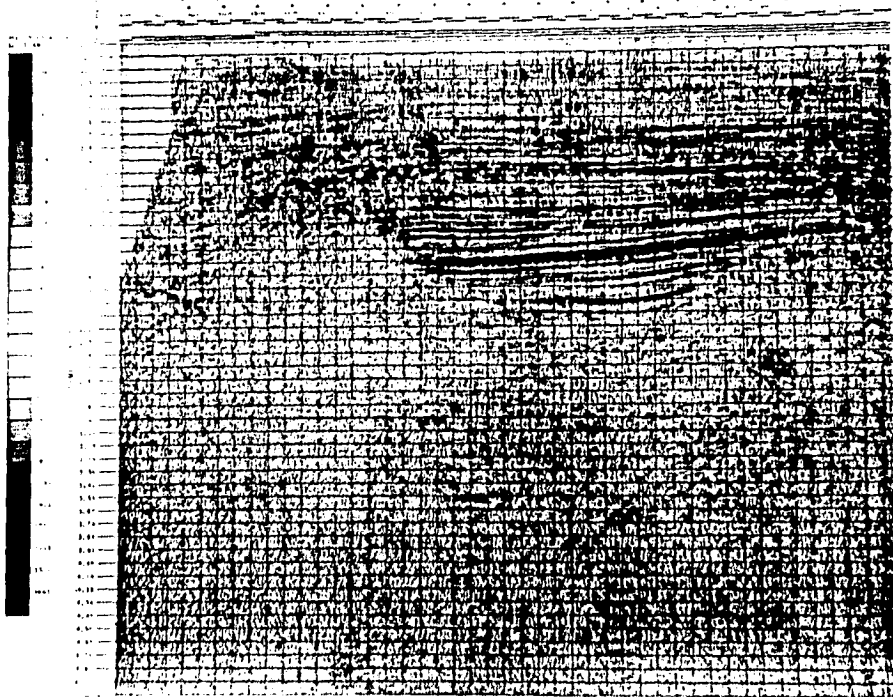
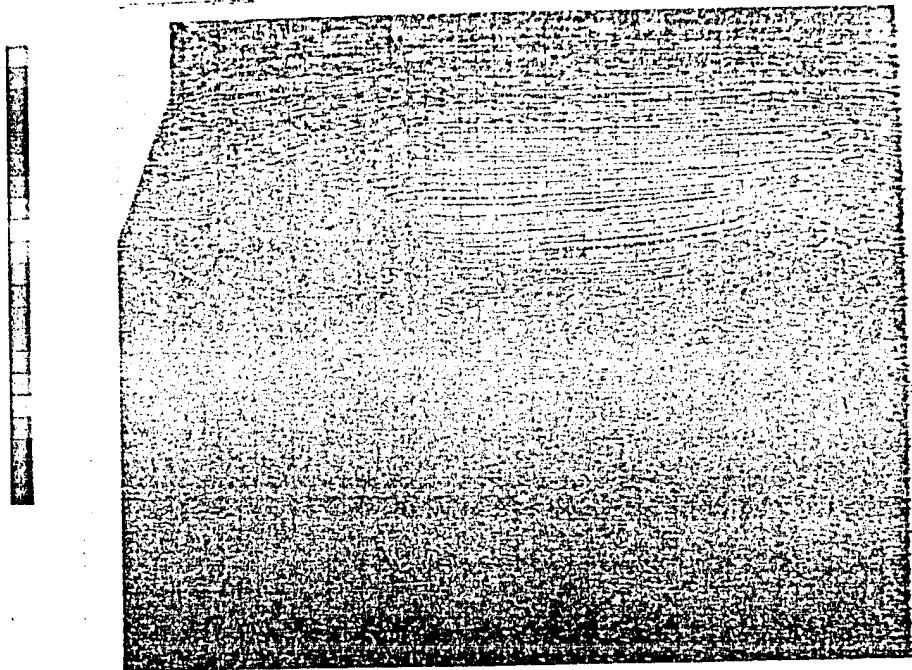


Figura 4.16. (A) envolvente (B) polaridad aparente

(A)



(B)

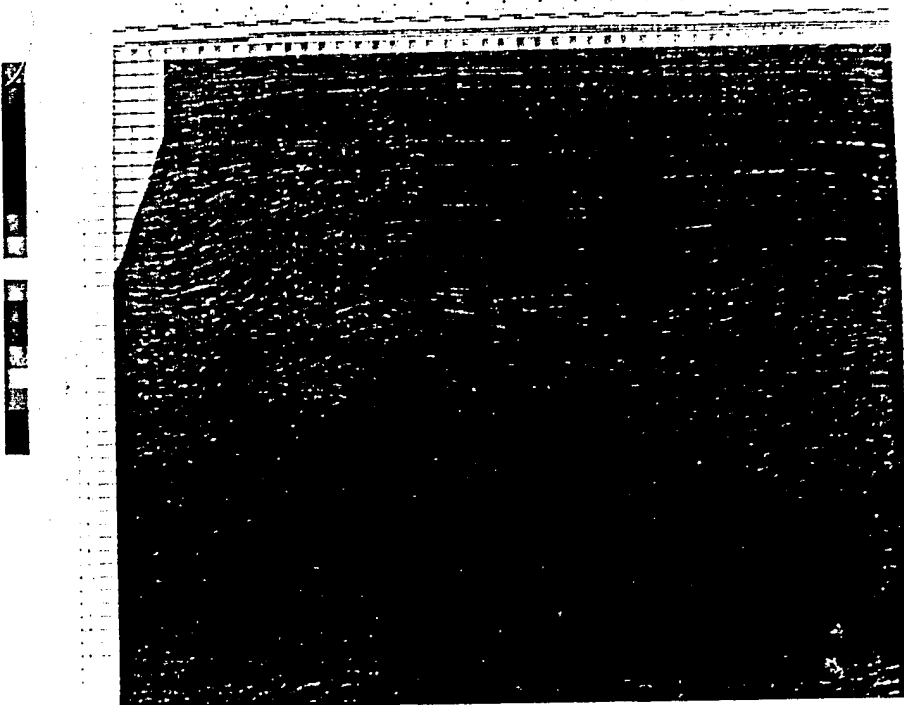


Figura 4.17. (A) frecuencia instantánea (B) fase instantánea

CAPITULO V

CONCLUSIONES

## CONCLUSIONES.

Después de haber desarrollado la teoría propuesta y comprobado su validéz como herramienta en el procesamiento para el mejoramiento de los datos sísmicos, se puede concluir en forma definitiva, que el diseño del trabajo de campo, es un proceso que debe ser llevado no en forma automática, sino de acuerdo al caso geológico que se quiera resolver. Esto es, que en estratigrafía sísmica no es posible emplear en forma rutinaria parámetros estimados y usados en la exploración de zonas cercanas al área de interés, sino que deben efectuarse las pruebas pertinentes para la estimación de los parámetros de campo óptimos que aseguren la presencia de las características físicas de amplitud, fase, y frecuencia de la ondícula reflectiva grabada. por otra parte, la elección errónea de estos parámetros nos llevaría a resultados equivocados en donde los atributos sísmicos deseados contribuirían de manera escasa a la solución del problema geológico propuesto. De lo anterior se desprende que si en el diseño de las técnicas de campo no son tomadas en cuenta las características físicas anteriores, no se podría optimizar la resolución deseada en trabajos sismoestratigráficos; además de que no existe procesamiento alguno que permita obtener los atributos sísmicos deseados.

Por otra parte, a lo largo de este trabajo también se comprobó que la técnica de la demodulación compleja cumple con el objetivo de justificación matemática para la obtención de la traza sísmica compleja, aplicando la transformada de Fourier. Asimismo se comprobó que esta técnica efectúa una separación de la amplitud de la envolvente, la información de la fase, y el cálculo de la frecuencia instantánea. Se propone como una opción equivalente a la transformada de Hilbert para la obtención de los atributos sísmicos.

Otro aspecto a notar es que las secciones de atributos sísmicos ( en conjunto ) permiten visualizar características que no son posibles de detectar en secciones sismoestructurales, es por esto que en la actualidad se tiene gran interés en la obtención de los atributos en trabajos de estratigrafía sísmica.



Bajo este enfoque, las características más importantes de cada atributo son:

La envolvente. Permite analizar cualitativamente anomalías de amplitud que están relacionadas con cambios en la impedancia acústicas, asociada a la delineación estructural encerrada en las facies acústicas y en la continuidad de reflectores en la sección.

La fase instantánea. Enfatiza coherencia y cambios de pendiente en la secuencia de depositación.

La frecuencia instantánea. Es útil en el análisis de correlación de patrones de depositación, así como un indicador de cambios litológicos verticales y laterales. La polaridad aparente como un atributo auxiliar relaciona la amplitud de la envolvente con el signo del coeficiente de reflexión.

En la presentación de las secciones de atributos, el uso del color es relativamente arbitrario pero es muy útil en la detección de contrastes importantes en las características de la sección en cuestión, permitiendo al intérprete visualizar información relacionada con la estratigrafía y en ocasiones a la acumulación de hidrocarburos, que difícilmente es posible observar en una sección sísmica convencional.

## BIBLIOGRAFIA

- Anstey, A.N., 1980. Seismic interpretation the physical aspects. IHRDC, Boston.
- Bracewell, R.N., 1978. The Fourier transform and its application. McGraw-Hill Book Co., 2nd Ed.
- Backus, Neidell, Sheriff, 1979. Basic concepts and history of convolutional model. Continuing education program, SEG.
- Bodine, J.H., 1986. Wave form analysis with seismic attributes. junio, Oil & Gas Journal, p 59-63.
- Brigham, E.O., 1974. The fast Fourier transform. Prentice Hall.
- Claerbout, J., 1976. Fundamentals of geophysical data processing. Limusa.
- COMESA, 1978. The Hilbert transform and some applications. Publicación interna.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting. McGraw-Hill Book Co.
- Gabel, R.A., Roberts, R.A., 1975. Señales y sistemas lineales. Limusa.
- Kreyszing, E., 1976. Matemáticas avanzadas de ingeniería, vol.2 Limusa.
- Larner, K., Robinson, J., Stone, D., Treitel, S., 1977. The convolutional model of the reflection seismogram. Continuing education program, SEG.
- Lindseth, R., 1978. Digital processing of geophysical data. continuing education program, SEG.
- Martínez, R.D., 1980. Diseño de parámetros de campo para la exploración sísmo-estratigráfica empleando una fuente de energía explosiva. GSI de México.
- Papp, N., Ktonas, P., 1977. Critical evaluation of complex demodulation techniques for the quantification of bioelectrical activity. University of Houston, Texas.
- Rabiner, L.R., Gold, B., 1975. Theory and application of digital signal processing. Prentice Hall.

- Robinson, Silvia, 1978. Digital signal processing and time series analysis. Holden Day Inc.
- Sheriff, R.E., 1980. Seismic stratigraphy. IHRDC, Boston.
- Taner, M.T., Koehler, F., Sheriff, R.E., 1979. Complex trace analysis. Geophysics, v.44, No.6, p4041-4063.
- Treitel, S., Robinson, E.A., 1966. Seismic wave propagation in layered media in terms of communications theory. Geophysics, v.31, p17-32.

A P E N D I C E

D A T O S		
NATURALEZA	Pi	Vi
GAS	0.19	600
ACEITE	0.80	1300
AGUA	1.02	1500
ARENISCA	2.65	5000
ARCILLA	2.50	2200

IMPEDANCIAS ACUSTICAS				COEFICIENTES DE REFLEXION		
NATURALEZA	$\rho$	V	$\rho V$	ARENA CON		
				-GAS	ACEITE	AGUA
ARENA C/GAS	1.91	1563	2990			
ARENA C/ACEITE	2.09	2700	5650	0.30		
ARENA C/AGUA	2.16	2940	6360	0.36	0.06	
ARCILLA	2.5	2200	5500	0.30	0.01	0.07

PROGRAMA ATRIBUTOS.FOR

ESTE PROGRAMA ES DEL TIPO CONVERSACIONAL Y TRABAJA DE LA MISMA MANERA QUE EL PROGRAMA TRAZAREAL.FOR, CON LA DIFERENCIA QUE EN ESTE PROGRAMA SE OBTIENEN LOS ATRIBUTOS DE LA TRAZA SISMICA:

CUADRATURA  
ENVOLVENTE  
FASE INSTANTANEA  
FRECUENCIA INSTANTANEA

AUTORES:

ESPIJOSA ORTEGA JOSE MANUEL  
HERNANDEZ QUINTERO JUAN ESTEBAN

C LECTURA DE DATOS Y CALCULOS PRELIMINARES

```

DIMENSION ESP(20), DEN(20), VEL(20), Z(20)
DIMENSION RC(1000), ONDICULA(100), PHA(500)
DIMENSION T(20), REFLEX(600), M(200), PHAZ(500)
DIMENSION TPARCIAL(100), VECTOR3(600)
DIMENSION AMP(500), ENVOL(500), FREC(500)
DIMENSION XR(512), X1(512)
REAL*8 XR, X1, PI
COMPLEX DATA(512), XC(1024)
INTEGER NMUESTRAS, NP
TYPE 1100
READ(5,*)NCAPAS
TYPE 1200
READ(5,*)DELTA
DO I=1,NCAPAS
  TYPE 1300,1
  READ(5,*)ESP(I)
  TYPE 1400,1
  READ(5,*)DEN(I)
  TYPE 1500,1
  READ(5,*)VEL(I)
  Z(I)=DEN(I)*VEL(I)
  TPARCIAL(I)=(2*ESP(I))/VEL(I)
  TTOTAL=TTOTAL+TPARCIAL(I)
  M(I)=TPARCIAL(I)/DELTA+DELTA
ENDDO

```

C CALCULO DE LA ONDICULA DE RICKER

```

TYPE*, 'AHORA INSERTA LA FRECUENCIA PICO DE LA ONDICULA'
READ(5,*)FP
PI=ACOS(-1.0)
TYPE*, 'DAME "N" NUMERO DE MUESTRAS DE LA ONDICULA'
READ(5,*)N
DO J=-30,0
  I=31+J
  XARG=(PI+FP*DELTA+J)*(PI+FP*DELTA+J)
  ONDICULA(I)=(1-2*XARG)*EXP(-XARG)

```

```

WRITE(6,21)
CALL PLOTN(ONDICULA,N)

```

C OBTENCION DE LA SERIE IMPULSIVA

```

NCAP=NCAPAS-1
DO I=1,NCAP
  RC(I)=(Z(I+1)-Z(I))/(Z(I+1)+Z(I))
ENDDO
NMUESTRAS=TTOTAL/DELTA
DO J=1,NMUESTRAS
  REFLEX(J)=0.0
ENDDO
J=0.0
DO I=1,NCAPAS
  J=J+M(I)
  REFLEX(J)=RC(I)
ENDDO
WRITE(6,20)
CALL PLOTX(REFLEX,NMUESTRAS)
CALL CONV(REFLEX,NMUESTRAS,ONDICULA,N,VECTOR3,4)

```

```

1000  TYPE = 1, 'DATA VECTOR', 'VECTOR', 'VECTOR'
1001  CALL F001 (VECTOR, 0)
1002  DO I=1,6
1003     X(I)=X(I)+1.0*PI*0.5(I)
1004  ENDDO
1005  Y=EDIA=(X(1)+Z(1))*C(1)+10.00
1006  SPV=SPV+C(1)*(X(1)+Z(1)+Z(1))-1.0*0.1*(Z(1)+Z(1))
1007  TYPE = 1, 'DATA', 'DATA', 'DATA'
1008  TYPE = 1, 'DATA', 'DATA', 'DATA'
1009  U=50.0
1010  V=20.0
1011  DO I=1,6

```

```

1012     CALL F002 (U, V, X(I), Y, Z(I))
1013     VECTOR(3)=VECTOR(3)+Z(I)+Z(I)
1014  ENDDO
1015  CALL PLOT (VECTOR, 0)
1016  TYPE = 1, 'DATA', 'DATA', 'DATA', 'DATA'
1017  DO I=1,6

```

```

1018     X(I)=VECTOR(I)
1019  ENDDO
1020  NPTS=512
1021  I=1+1
1022  DO I=1, NPTS

```

```

1023     X(I)=0.0
1024  ENDDO
1025  DO I=1, NPTS
1026     X(I)=0.0
1027  ENDDO
1028  DO I=1, NPTS
1029     X(I)=COSPI(X(I), X(I))

```

```

1030  ENDDO
1031  CALL RZPT (X, NPTS, 1)
1032  IZ=PI*572
1033  DO I=2, IZ
1034     X(I)=Z(I)

```

```

1035  ENDDO
1036  I3=I2+1
1037  DO I=1, NPTS
1038     X(I)=(0.0, 0.0)

```

```

1039  ENDDO
1040  CALL RZPT (X, I3, -1)
1041  DO I=1, NPTS
1042     X(I)=PI*X(I)
1043     X(I)=PI*X(I)

```

```

1044  ENDDO
1045  CALL F003 (U, V, X(I), Y, Z(I))
1046  DO I=2, IZ
1047     FREQ(I)=(P0+Z(I)-P0+Z(I-1))/0.005

```

```

1048  ENDDO
1049  WRITE (0, 120) (X(I), I=1, NPTS)
1050  WRITE (0, 60)
1051  WRITE (0, 120) (X(I), I=1, 6)
1052  CALL PLOT (Z, 0)
1053  WRITE (0, 110)
1054  WRITE (0, 120) (X(I), I=1, 6)
1055  CALL PLOT (SPV, 0)
1056  WRITE (0, 100)
1057  WRITE (0, 120) (P0(I), I=1, 6)
1058  CALL PLOT (P0, 0)
1059  WRITE (0, 130)
1060  WRITE (0, 120) (P0(I), I=2, NPTS)
1061  CALL PLOT (P0/Z, 0)
1062  WRITE (0, 115)
1063  WRITE (0, 120) (FREQ(I), I=2, NPTS)
1064  CALL PLOT (FREQ, 0)

```

```

C
20  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
21  FREQ(1)=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
22  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
23  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
24  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
25  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
26  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
27  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
28  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
29  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
30  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
31  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
32  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
33  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
34  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
35  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
36  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
37  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
38  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)
39  P0=PI*(1.0, 2.0), (PI*PI, PI*PI)

```

CALL EXIT  
END

C SUB - RUTINAS

C SUBROUTINA DE CONVOLUCION

SUBROUTINE CONV (REFLEX, REESTRAS, ONDICULA, H, VECTOR3, U)  
DIMENSION REFLEX(500), ONDICULA(200), VECTOR3(1000)

L= REESTRAS+1  
DO I=1, L  
VECTOR3(I)=0,0

ENDDO  
DO I=1, REESTRAS  
DO J=1, U

VECTOR3(K)=VECTOR3(K)+(REFLEX(I)\*ONDICULA(J))

ENDDO  
ENDDO  
RETURN  
END

C SUBROUTINA DE GRAFICACION

SUBROUTINE PLOT (T, BT)

T(BT)=TRAZA A GRAFICAR  
BT=LOGSTUD DE LA TRAZA  
DIMENSION T(500), LINE (51)

DATA TMAX/40,  
DATA TBLCC1, TBLCC2, TASC, TBLNC, TCESTR / '>', '<', '\*', ' ', '.', /

10 WRITE (6, 15)  
15 FORMAT (7, 1, 10 ('-----+'))  
16 BT=0

17 TMAX=0.  
18 DO I=1, BT  
IF (ABS(T(I).GE.0.AND.(I).NE.0.)IST=1  
TMAX=ABS(T(I), TMAX)

20 CONTINUE  
21 IF (TMAX)40, 40, 50  
40 WRITE (6, 45)  
45 FORMAT (20, 'CUIDADO---LA TRAZA ES NULA. /')  
50 GO TO 200

50 DO I=1, BT  
DO J=1, 51  
LINE(J)=TBLNC  
CONTINUE  
60 J=FIX(25.\*T(I)/TMAX+SIGM(.5, T(I)))+25  
J=MAX(1, MIN(J, 51), 1)  
K=MIN(J, 26)  
R=MAX(0, 26)

70 DO J=K, RP  
LINE(J)=TASC  
CONTINUE

80 LINE(26)=TCESTR  
10 T=T(I)  
IF (T.GT.0)T=T(I)-T(I-1)  
11 T=T(I)  
IF (T.LT.0) T=T(I)+T(I-1)  
12 IF (T)80, 90, 85

85 IF (T.GT.0) LINE(J)=TBLCC1  
90 WRITE (6, 95) LINE(J), J=1, 51, I, T(I)  
95 FORMAT (1, 51A1, A4, 2X, G15.7)  
100 CONTINUE

200 WRITE (6, 210) TMAX  
210 FORMAT ('+', 10 ('-----+'))//, 10X, 'MAXIMA DEFLEXION=', G15.7)  
RETURN  
END

C SUBROUTINA DE GENERACION DE RUIDO





13  
14  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43

```
RETURN  
END  
FUNCTION RANDOM(X)
```

```
M1=2**10  
IA=27
```

C

METODO CONGRUENCIAL LINEAL

```
IX=IFIX(X)  
IL=IA+IX  
IX=IL/M1  
IX=-IX**14+IL
```

C

OBTENCION DE NUMEROS ALEATORIOS

```
X=FLOAT(IX)  
RANDOM=X*FLOAT(M1)  
RETURN  
END
```

PROGRAMA TRAZAREAL.FOR

ELABORADO POR:

ESPINOSA ORTEGA JOSE MANUEL.  
HERNANDEZ QUINTERO JOAN ESTEBAN.

ESTE PROGRAMA ES DE TIPO CONVERSACIONAL Y PARA QUE TRABAJE NECESITA DE LOS SIGUIENTES DATOS CONFORME LOS VAYA PIDIENDO EL PROGRAMA:

NUMERO DE CAPAS DEL CORTE PROPUUESTO..... NCAPAS  
INTERVALO DE MUESTREO DEL CORTE EN TIEMPO..... DELTA  
ESPESOR CAPA POR CAPA ..... ESP  
DENSIDAD CAPA POR CAPA ..... DEN  
VELOCIDAD CAPA POR CAPA ..... VEL  
FRECUENCIA PICO DE LA ONDICULA DE RICKER..... FP  
( GENERADA POR EL MISMO PROGRAMA )  
NUMERO DE MUESTRAS DE LA ONDICULA..... NMUESTRAS  
( HASTA UN MAXIMO DE 100 MUESTRAS )

CON ESTE CONJUNTO DE DATOS, EL PROGRAMA TRABAJA GENERANDO AUTOMATICAMENTE UNA ONDICULA DE RICKER QUE CONVOLUCIONA CON LA SERIE REFLECTIVA GENERADA TAMBIEN EN EL MISMO PROGRAMA, SUMANDOLE POR ULTIMO RUIDO ALEATORIO QUE DARA COMO RESULTADO LA PARTE REAL DE LA TRAZA SISMICA COMPLEJA.

C LECTURA DE DATOS Y CALCULOS PRELIMINARES

```

DIMENSION ESP(20),DEN(20),VEL(20),Z(20)
DIMENSION RC(1000),ONDICULA(100),PHA(500)
DIMENSION T(20),REFLEX(2000),R(200)
DIMENSION TPARCIAL(100),VECTOR3(2000)
DIMENSION AR(1024),X1(1024),AMP(500),ENVOL(500)
COMPLEX X(1024),DATA(1024)
INTEGER NMUESTRAS,FP
REAL PI
TYPE 1100
READ(5,*)NCAPAS
TYPE 1200
READ(5,*)DELTA
DO I=1,NCAPAS
  TYPE 1300,I
  READ(5,*)ESP(I)
  TYPE 1400,I
  READ(5,*)DEN(I)
  TYPE 1500,I
  READ(5,*)VEL(I)
  Z(I)=DEL(I)*VEL(I)
  TPARCIAL(I)=(2*ESP(I))/VEL(I)
  H(I)=TPARCIAL(I)/DELTA+DELTA
ENDDO

```

C CALCULO DE LA ONDICULA DE RICKER

```

TYPE*, 'AHORA INSERTA LA FRECUENCIA PICO DEL LA ONDICULA'
READ(5,*)FP
PI=ACOS(-1.0)
TYPE*, 'DATE "N" NUMERO DE MUESTRAS DE LA ONDICULA'
READ(5,*)N
DO J=-30,3
  I=31+J
  XARG=(PI+FP*DELTA+J)*(PI+FP*DELTA+J)
  ONDICULA(I)=(1-2*XARG)*EXP(-XARG)
ENDDO
WRITE(6,21)
CALL PLOT(ONDICULA,N)

```

C OBTENCION DE LA SERIE IMPULSIVA

NCAP=NCAPAS-1

```

21 DO I=1,NCAP
22   RC(I)=(Z(I+1)-Z(I))/(Z(I+1)+Z(I))
23 ENDDO
24 NMUESTRAS=TTOTAL/DELTA
25 DO J=1,NMUESTRAS
26   REFLEX(J)=0.0
27 ENDDO
28 J=0.0
29 DO I=1,NCAPAS
30   J=J+R(I)
31   REFLEX(J)=RC(I)
32 ENDDO
33 WRITE(6,20)
34 CALL PLOTN(REFLEX,NMUESTRAS)
35 CALL CONV(REFLEX,NMUESTRAS,ONDICOLA,N,VECTOR3,L)
36 TYPE*, 'SISMOGRAMA SINTETICO RESULTANTE'
37 CALL PLOTN(VECTOR3,L)
38 DO I=1,L
39   XMEDIA=XMEDIA+VECTOR3(I)
40 ENDDO
41 YMEDIA=XMEDIA/L
42 SDEV=SQRT((J*(XMEDIA)**2.-XMEDIA**2/L*(L-1))
43 TYPE*, 'MEDIA=',YMEDIA
44 TYPE*, 'DESVIACION ESTANDAR=',SDEV
45 U=500.0
46 V=500.0
47 DO I=1,L
48   CALL RUIDO(YMEDIA,SDEV,X1,U,X2,V)
49   VECTOR3(I)=VECTOR3(I)+(X1+X2)
50 ENDDO
51 CALL PLOTN(VECTOR3,L)

```

C ZONA DE FORMATOS

```

20 FORMAT(1H0,20X,'----- SERIE REFLECTIVA ----')
21 FORMAT(1H0,20X,'----- U N D U L A ----')
30 FORMAT(8F12.5)
1100 FORMAT(100/),T5,'CUANTAS CAPAS TIENE EL CORTE?',S)
1300 FORMAT(T20,'ESP(',I2,',)=',S)
1400 FORMAT(T20,'DEN(',I2,',)=',S)
1500 FORMAT(T20,'VEL(',I2,',)=',S)
CALL EXIT
END

```

C SUB-RUTINAS

C SUBROUTINA DE CONVOLUCION

```

SUBROUTINE CONV(REFLEX,NMUESTRAS,ONDICOLA,N,VECTOR3,L)
DIMENSION REFLEX(500),ONDICOLA(200),VECTOR3(1000)
L= NMUESTRAS+N-1
DO I=1,L
  VECTOR3(I)=0.0
ENDDO
DO I=1,NMUESTRAS
  DO J=1,N
    K=(I+J)-1
    VECTOR3(K)=VECTOR3(K)+(REFLEX(I)*ONDICOLA(J))
  ENDDO
ENDDO
RETURN
END

```

C SUBROUTINA DE GRAFICACION

```

SUBROUTINE PLOTN(I,LT)
I(LT)=TRAZA A GRAFICAR
LT=LONGITUD DE LA TRAZA
DIMENSION T(2000).LINE(51)

```

```

41 DATA NMAX/40/
42 DATA IBLNC1,IBLNC2,IASF,IBLNC,ICENTR /'>','<','+',',','.',.'/
43 WRITE (5,15)
44 15 FORMAT(/' +',10('-----'))
45 IST=0
46 TMAX=0.
47 DO 20 I=1,IT
48 IF(IST.EQ.0.AND.T(I).NE.0.)IST=1
49 TMAX=AMAX1(T(I),TMAX)
50 20 CONTINUE
51 IF(TMAX)40,40,50
52 40 WRITE (5,45)
53 45 FORMAT(/20X,'CUIDADO---LA TRAZA ES NULA.'/)
54 GO TO 200
55 50 DO 100 I=1ST,LT
56 DO 60 J=1,51
57 LINE(J)=IBLNC
58 CONTINUE
59 J=IFIX(25.*T(I)/TMAX+SIGN(.5,T(I)))+26
60 J=MAX0(PIR0(J,51),1)
61 KM=MIN0(J,26)
62 KP=MAX0(J,26)
63 DO 70 K=KM,KP

```

```

70 CONTINUE
LINE(26)=ICENTR
IM=T(I)
IF(I.GT.1)IN=T(I)-T(I-1)
IP=T(I)
IF(I.LT.LT) TP=T(I)+T(I+1)
IF(TM)80,90,85
80 IF(TP.EQ.0.)LINE(J)=IBLNC2
GO TO 90
85 IF(TP.EQ.0.)LINE(J)=IBLNC1
95 WRITE(5,95)(LINE(J),J=1,51),1,T(I)
96 FORMAT(' ',51A1,14,2X,G15.7)
100 CONTINUE
200 WRITE(5,210) TMAX
210 FORMAT(' +',10('-----'))//,10X,'MAXIMA DEFLEXION=',G15.7)
RETURN
END

```

C SUBROUTINA DE GENERACION DE RUIDO

```

SUBROUTINE RUIDO(XMED,XVAR,X1,0,X2,V)

```

```

PI=ACOS(-1.0)

```

C GENERACION DE NUMEROS ALEATORIOS CON DISTRIBUCION UNIFORME

```

R1=RANDOM(U)
R2=RANDOM(V)

```

C GENERACION DE NUMEROS ALEATORIOS CON DISTRIBUCION GAUSSIANA

```

A1=XMED+XVAR*SQRT(-2.0*ALOG(R1))*COS(2.0*PI*R2)
A2=XMED+XVAR*SQRT(-2.0*ALOG(R2))*SIN(2.0*PI*R2)
RETURN
END

```