

2 ej
5



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

"IDENTIFICACION DE EVENTOS "S" Y SU EMPLEO
EN LA EXPLORACION PETROLERA"

T E S I S
Que para obtener el Título de
INGENIERO GEOFISICO
Presentan

Couttolenc Sánchez José Francisco
Paredes Vargas Carlos Francisco



México, D. F.

1986



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

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-70

Señores COUTTOLENC SANCHEZ JOSE FRANCISCO Y
PAREDES VARGAS CARLOS FRANCISCO.
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. M. C. Antonio Camargo Zanoquera, para que lo desarrollen como tesis -- para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOFISICO.

"IDENTIFICACION DE EVENTOS "S" Y SU EMPLEO EN LA
EXPLORACION PETROLERA"

- INTRODUCCION.
- I ONDAS COMPRESIONALES Y DE CIZALLA.
- II CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACION DE ONDAS "P" Y "S" EN LAS SECCIONES DE P.R.C.
- III SEPARACION Y ATENUACION DE EVENTOS "P" Y "S".
- IV UTILIZACION DE EVENTOS "P" Y "S" COMO IDENTIFICADORES DE LITOLOGIA Y DETECCION DE HIDROCARBUROS.
- V INTERPRETACION ESTRUCTURAL MEDIANTE EL EMPLEO DE EVENTOS "P" Y "S".
- 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. Universidad, D.F., Marzo 10 de 1986.
EL DIRECTOR


Dr. Octavio A. Rascón Chávez

inl
OARCH'MRV:gtg

I N D I C E

Pag.

AGRADECIMIENTOS

<u>INTRODUCCION</u>	1
I.- <u>ONDAS COMPRESIONALES Y DE CIZALLA</u>	3
I.1 Generación y Detección de ondas S	9
II.- <u>CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACION DE ONDAS " P " Y " S "</u> <u>EN LAS SECCIONES DE P.R.C.</u>	18
II.1 Las Ondas Convertidas en Sismología de Exploración.....	20
II.2 Mecanismos de Generación de las Ondas Convertidas.....	23
II.3 Identificación de Eventos " P " y " S " en Secciones de P.R.C.	37
III.- <u>SEPARACION Y ATENUACION DE EVENTOS " P " Y " S "</u>	46
III.1 Definición de tau-p	48
III.2 Aplicaciones de la transformada tau-p o Slant stack ...	51
III.3 Ecuación de Tiempo de Viaje y Mapeo de Eventos en el Espacio tau-p	55
III.4 El Método de Inversión del Slant stack.....	64
III.5 Consideraciones Prácticas en la Implementación del Slant stack	69
IV.- <u>UTILIZACION DE EVENTOS " P " Y " S " COMO IDENTIFICADO-</u>	

<u>RES DE LITOLOGIA Y DETECCION DE HIDROCARBUROS</u>	79
IV.1 Relación de Velocidades de Ondas Compresionales y de Cizalla (V_p/V_s) como Identificador de Litología	82
IV.2 Técnica del Punto Brillante	98
IV.3 Relación de Velocidades de Ondas Compresionales y de Cizalla (V_p/V_s) como Indicador Directo de Hidrocarburos..	107
<u>V.- INTERPRETACION ESTRUCTURAL MEDIANTE EL EMPLEO DE EVENTOS "P" Y "S"</u>	111
V.1 La Importancia de la Observación de Ondas de Corte y su Aplicación en la Exploración Petrolera	111
V.2 Correlación entre Eventos P y Eventos S	114
V.3 Ejemplos del Uso Combinado de la Información de Ondas P y Ondas S	124
<u>CONCLUSIONES</u>	131
<u>BIBLIOGRAFIA</u>	134

INTRODUCCION

En la exploración petrolera, la sismología de reflexión ha sido desde sus inicios, una de las técnicas más usadas, por su gran capacidad para definir con detalle la estructura del subsuelo.

Los datos de reflexión proporcionan indicadores sísmicos que permiten definir estructuras presentes en el subsuelo, así como algunos detalles estratigráficos y aún inferir la presencia de hidrocarburos, todo ello en base a las características de una señal u onda elástica que viaja por el subsuelo y es detectada en superficie como energía de onda compresional (esta onda es conocida también como longitudinal, dilatacional, P).

Los registros sísmicos obtenidos en forma convencional muestran, además de las ondas reflejadas, diferentes tipos de perturbaciones las cuales en su gran mayoría son generadas por la fuente sísmica y por algunas condiciones del subsuelo.

Así, las reflexiones múltiples, los arribos de refracción, los arribos de ondas superficiales y de corte (denominadas también como ondas de cizalla, transversales, S) entre otros, son las partes esenciales de un sismograma y en muchos casos los eventos primarios de onda P son solamente un pequeño grupo entre estos diferentes eventos.

Las perturbaciones presentes están en la mayoría de los casos tan entremezclados que no pueden ser separados visualmente y por consi-

guiente son a menudo consideradas como ruido. Es entonces objetivo del presente trabajo, obtener criterios que permitan separar y/o atenuar y discriminar, de entre las diferentes componentes de ruido, aquellos eventos relacionados con los arribos de ondas longitudinales y de ondas de corte (en su componente SV) tanto directas como convertidas. Estas ondas han sido denominadas por diferentes autores como ondas transformadas u ondas compuestas y son aquellas ondas compresionales que cambian su naturaleza a ondas de corte (SV) durante su trayectoria debido a fuertes contrastes de impedancia acústica entre dos capas.

Para lograr la separación de eventos compresionales de los eventos convertidos se empleará la técnica del tau-p (tiempo de intercepción en el offset cero-parámetro de rayo). Dicha técnica es un cambio de dominio, del espacio tiempo-distancia al espacio tau-p en donde se puede tener un arreglo geométrico más ordenado de los eventos registrados.

Una vez obtenida la información correspondiente a energía de onda compresional y onda convertida se puede tener el conocimiento de las características y propiedades de las mismas para identificar litología, definir estructuras y detectar la presencia de hidrocarburos en el subsuelo, aspectos que son de suma importancia en la exploración petrolera.

1.- ONDAS COMPRESIONALES Y DE CIZALLA

En los estudios sísmicos de exploración se observan cuatro tipos de ondas: Compresionales (P), Transversales (S), de Rayleigh (R) y de Love (L). Las dos primeras son internas o de volumen (también se conocen como ondas de cuerpo) y penetran al interior de la tierra. Las otras dos son superficiales y su amplitud se amortigua rápidamente con la profundidad. Por motivo de que las ondas superficiales no son tema central de discusión en el presente trabajo se omitirán del mismo.

En las ondas P las partículas vibran en la dirección paralela a la dirección de propagación de la onda, es decir que la dirección de vibración de la partícula queda determinada únicamente por la dirección del rayo.

Las ondas S se caracterizan porque la vibración de las partículas es perpendicular a la dirección del rayo. El movimiento de la partícula puede tener cualquier dirección dentro del plano perpendicular al rayo y dependerá principalmente de la dirección del movimiento en la fuente sísmica. En este caso la dirección de movimiento de la partícula no queda determinada únicamente por la dirección del rayo.

Para mediciones cerca de la superficie de la tierra, la dirección real de la vibración S de la partícula puede descomponerse por conveniencia en una componente paralela a la superficie (SH) y una componente

en el plano vertical (SV). La figura 1-1 muestra la dirección de vibración de la partícula de una onda P, SH y SV en su movimiento de propagación en el subsuelo. La figura 1-2 muestra las dos componentes formadoras de una onda S.

Las fuentes generadoras sísmicas de ondas transversales frecuentemente se diseñan para producir predominantemente ondas P y SV o bien ondas SH. Esto se debe a que las ondas SV y SH se comportan fundamentalmente de manera distinta cuando encuentran una discontinuidad. Si una onda SH incide en una discontinuidad geológica (incluyendo el caso especial de la superficie libre de la tierra), una parte de la energía pasa a través (se transmite) y otra parte se refleja, pero en ambos casos las ondas resultantes son del tipo SH.

En cambio una onda SV al incidir en una discontinuidad producirá cuatro ondas: SV transmitida, SV reflejada, P transmitida y P reflejada. Lo mismo ocurre cuando una onda P incide en la discontinuidad. La figura 1-3 muestra la incidencia de una onda P y una onda SV sobre un contacto y su consecuente generación de ondas P y SV tanto transmitidas como reflejadas.

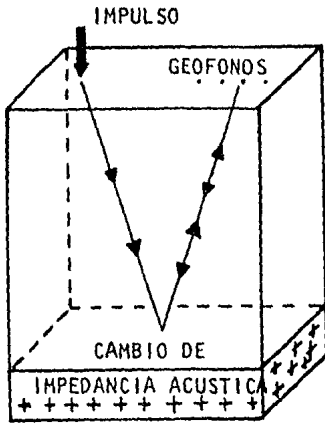
En la práctica esta característica favorable de las ondas SH se acentúa debido a que la mayoría de las fuentes generadoras sísmicas se diseñan para producir ondas SV generan una proporción considerable de ondas P y puesto que la mayoría de los geófonos detectan también las ondas P, la

instalación, derechos, etc), para que estuviera listo para su uso, permitiéndole mantener una capacidad operativa equivalente.

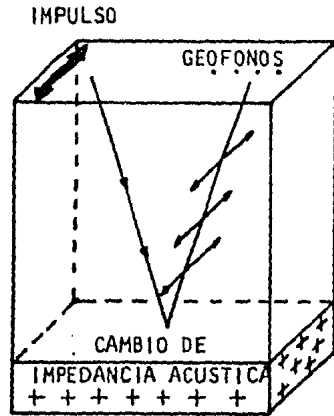
- . VALOR NETO DE REPOSICION.- Es la diferencia entre el valor de reposición nuevo y el demérito provocado principalmente por el uso y obsolescencia.
 - . VIDA UTIL REMANENTE.- Es la estimación del período de tiempo en que el Activo puede servir a la empresa.
 - . VALOR DE DESECHO.- Esto será cuando existan elementos suficientes que indiquen su posible existencia.
- b) Todos los bienes de la misma clase y características comunes deben tratarse en forma congruente.
- c) El cálculo técnico de la Actualización no debe producir solamente cifras globales, sino que debe asignarse valores específicos a los distintos bienes en existencia o a los distintos grupos de bienes homogéneos.
- d) Debe existir congruencia entre las políticas de capitalización para determinar el Valor Histórico de los Activos Fijos y las partidas que se incorporan para determinar el monto del avalúo.

DETERMINACION DEL AVALUO POR LA PROPIA EMPRESA

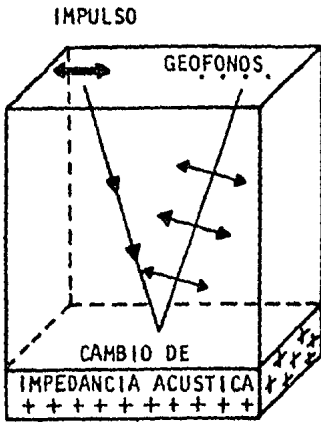
Excepcionalmente las empresas podrán determinar por si mismas, el valor neto de reposición de sus Activos Fijos cuando dispongan de elementos objetivos y verificables para hacerlo.



ONDA P



ONDA SH



ONDA SV

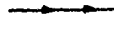

 DIRECCION DE PROPAGACION DE LA ENERGIA
 MOVIMIENTO DE LA PARTICULA

Fig. 1-1 Dirección de propagación de la energía y movimiento de la partícula para ondas compresionales (P), la componente horizontal (SH), y la componente vertical de la onda de cizalla (SV). (Modificado de Ensley, 1984).

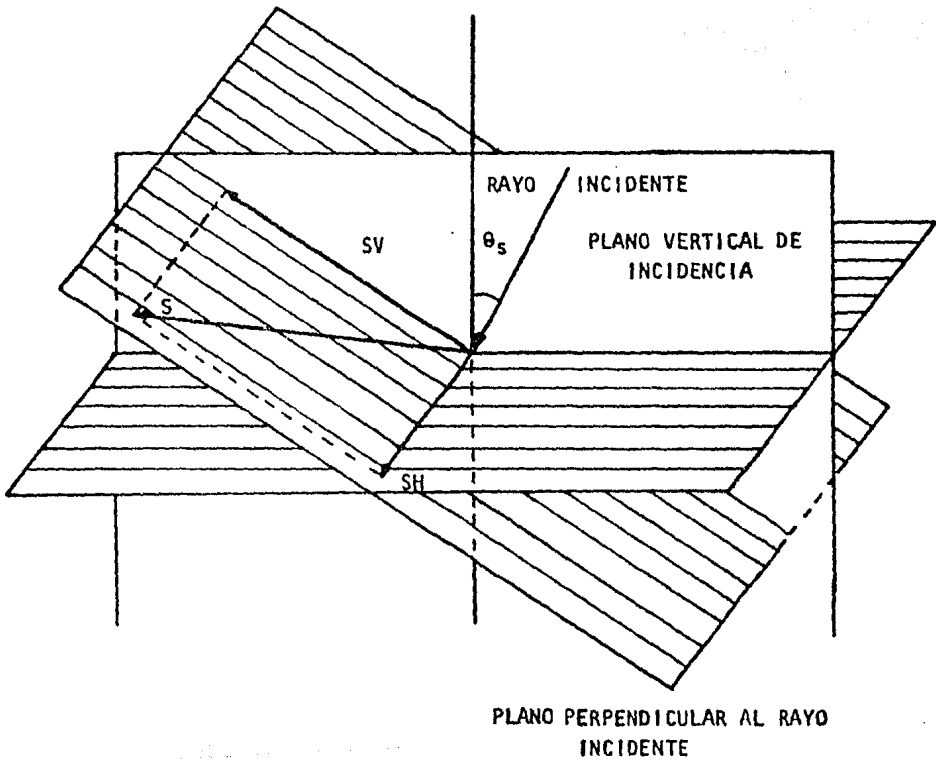
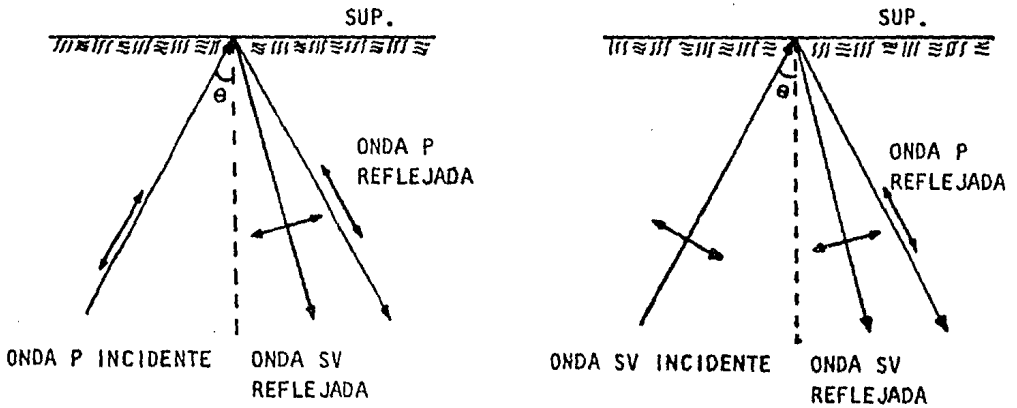


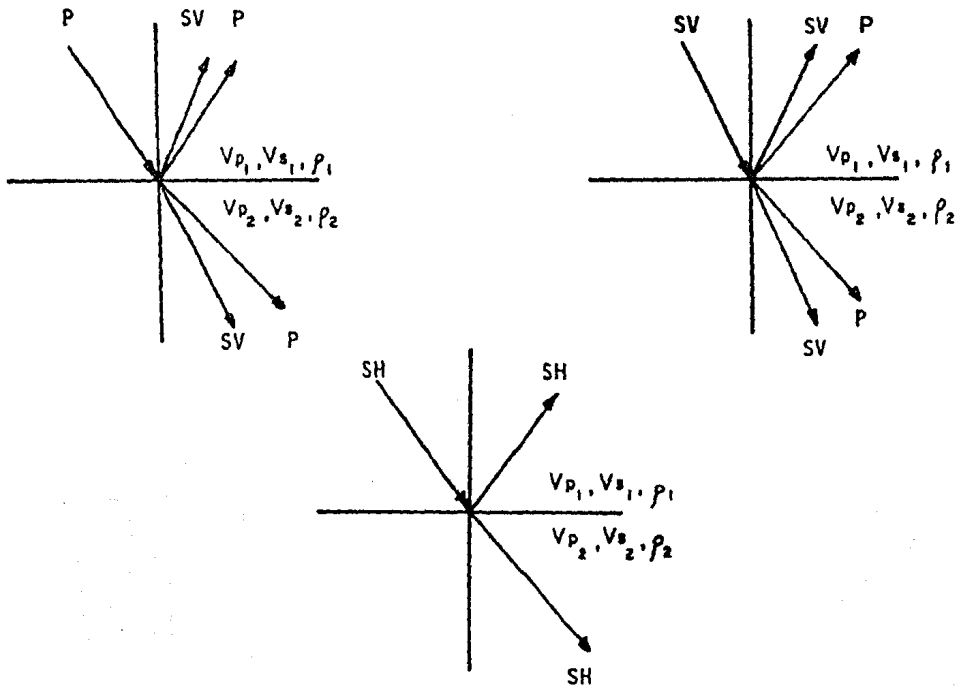
Fig. 1-2 Descomposición del movimiento de la onda transversal en las componentes SV y SH. (Modificado de Coffin, 1977).

ONDA INCIDENTE P

ONDA INCIDENTE SV



(a)



(b)

Fig. 1-3 (a) Incidencia de una onda para el caso de la superficie libre de la tierra.

(b) Incidencia de una onda para el caso de dos capas.

(Modificado de Coffin, 1977 y Edelman, 1979).

forma de onda que aparece en el registro sísmico será una complicada serie de arribos de ondas P y SV tanto directas como transformadas. Por el contrario, el diseño cuidadoso de un generador del tipo SH minimizará los arribos de otro tipo de ondas.

En una superficie libre, tal como la superficie de la tierra pueden producirse efectos muy marcados y a veces inesperados en los movimientos sísmicos observados. Los detectores sísmicos colocados sobre la superficie del terreno o cerca de ella registran movimientos que difieren mucho del movimiento propio de la onda incidente en dirección, amplitud y fase. Esto se debe a que el movimiento total del suelo incluye, además de las oscilaciones propias de la onda incidente, las producidas por las ondas P y SV reflejadas.

Las ondas SH son una excepción. En este caso el movimiento es puramente horizontal y tiene una amplitud dos veces mayor que la onda incidente. Esta propiedad se añade a las ventajas que tiene el uso de las ondas SH en los métodos de campo.

1.1 Generación y Detección de ondas S

En el presente tema se dará énfasis al estudio de los mecanismos de la generación y detección de ondas transversales. Por ser mejor conocida no se trata la generación y detección de ondas compresionales.

Una fuente sísmica generará ondas transversales en la medida en que sea direccional, no equilibrada y asimétrica. En efecto, dependiendo en que dirección sea aplicada la fuerza de la fuente se generarán las ondas deseadas, así una fuente que actúe en sentido horizontal paralelamente a la superficie del terreno producirá predominantemente ondas transversales y una fuente que actúe en la dirección vertical a la superficie del terreno producirá principalmente ondas P. El desequilibrio de la fuente y la asimetría de la misma se refieren a la no homogeneidad del medio en el que se encuentra la fuente, es decir, mientras más homogéneo sea el medio que circunda a la fuente, esta se acercará más a la simetría. Tal vez, contra lo que pudiera esperarse, casi todas las fuentes sísmicas comúnmente empleadas poseen estas propiedades en mayor o menor grado. Por lo tanto al diseñar fuentes sísmicas de ondas transversales, se ha puesto el mayor empeño en suprimir las ondas del tipo no deseado. En particular se ha enfatizado la generación de un movimiento puro del tipo SH y la supresión de P y SV.

Lo óptimo en cuanto a simetría de una fuente parecería ser una explosión confinada en un medio uniforme como el agua. Esta fuente debe

ría producir ondas P puras con ausencia absoluta de ondas transversales. Sin embargo los experimentos han demostrado que las fuentes explosivas en un medio sólido no uniforme son grandes generadoras de ondas S. Esto se explica en parte debido a la conversión parcial de P a SV que ocurre en cada contacto o discontinuidad geológica.

Por estas razones, una pequeña explosión puede, con frecuencia, ser una fuente sísmica de ondas SV, aunque debe esperarse que existan ondas P y posiblemente también ondas Rayleigh. La proporción de ondas transversales puede aumentarse introduciendo deliberadamente la asimetría de la fuente, ejemplos de lo anterior pueden ser la detonación cerca de la superficie de la tierra o de una discontinuidad geológica, o bien, en un agujero con agua, lodo o algún material diferente al medio circundante.

El impacto de un cuerpo que cae verticalmente y choca contra un obstáculo resulta un medio efectivo para producir ondas transversales en un agujero.

Los resultados muestran que la propagación más intensa de la onda SV se tiene en la dirección horizontal a partir del punto de impacto con una efectividad reducida en las otras direcciones. La propagación más intensa de la onda P es hacia arriba y hacia abajo con la efectividad mínima en la dirección horizontal. En la medida que el medio es uniforme y pueda obtenerse la simetría de la fuente, los detectores en la dirección horizontal detectarían ondas SV únicamente. El patrón de radiación para el tipo

de fuente que se menciona se muestra en la figura 1-4.

También existen fuentes superficiales generadoras de ondas transversales. Toman la forma de una fuerza dirigida, que puede ser vertical u horizontal. La primera produce únicamente ondas P, SV y Rayleigh. La segunda generará ondas P, SV, SH, Rayleigh y posiblemente Love.

Para una fuerza superficial vertical que produce ondas P y SV los patrones de radiación muestran una propagación máxima P en la dirección vertical abajo de la fuente, decreciendo hasta cero en la dirección horizontal a lo largo de la superficie. El patrón para la onda SV es bastante más complicado.

Para una fuerza superficial horizontal que produce ondas SH, el patrón de radiación que sigue esta onda es mucho más sencillo, con la máxima propagación perpendicular a la fuerza y decreciendo hasta cero en la dirección de la misma. Las radiaciones P y SV se hacen cero en un plano perpendicular a la fuerza. Esta característica explica porqué los métodos de campo que usan las ondas SH tienen tanta aceptación. Las figuras 1-5 y 1-6 muestran los patrones de radiación para una fuente superficial vertical y horizontal respectivamente.

La mayoría de los investigadores han intentado generar una fuerza horizontal y efectuar mediciones a lo largo de una línea perpendicular a ella. En la medida que puede obtenerse la simetría de tal fuente,

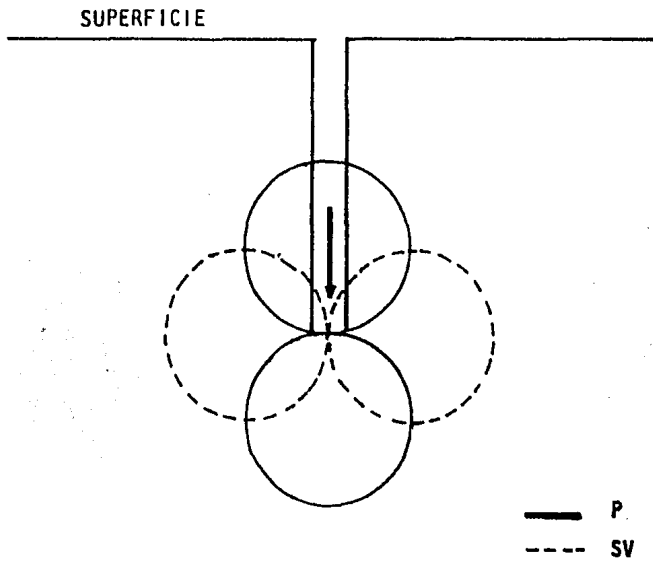


Fig. 1-4 Patrón de radiación para un impacto vertical dentro de una perforación. (Modificado de Coffin, 1977).

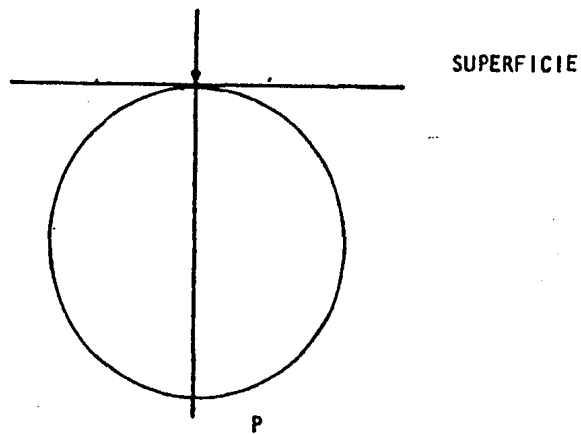


Fig. 1-5 Patrón de radiación para una fuerza vertical, tal como aparece en un plano vertical. (Modificado de Coffin, 1977).

las ondas P, SV y Rayleigh se eliminarán, quedando únicamente ondas SH y posiblemente Love. La simetría requerida se refiere no sólo a la fuerza si no también a la superficie del terreno. La excavación de una zanja o agujero, la colocación de objetos en la superficie o el desequilibrio mecánico de la fuente degradan la simetría y el resultado será que se reduce la effectividad en la generación de ondas SH y crece la posible contaminación por otros tipos de ondas.

Una fuente muy usada consiste en un tablón de madera adherido firmemente al terreno (lo que se obtiene subiendo la rueda de un vehículo) y golpeando axialmente sobre un extremo. Este método parece dar buenos resultados.

Para ampliar sobre esta técnica, consideramos la práctica común de ejecutar las mediciones de ondas de corte en un pozo. La instala---ción física se muestra en la figura 1-7. Los geófonos están anclados a las paredes del pozo y conectados a un sismógrafo. Sobre la superficie se coloca un tablón de madera que se asienta colocando sobre él un vehículo. Las ondas sísmicas son generadas golpeando el tablón con un martillo. Se hacen tres grabaciones independientes: dos golpeando cada extremo del tablón y una golpeando la parte superior del mismo. Estas tres grabaciones comprenden los datos para una profundidad particular y el procedimiento se repite variando las profundidades para obtener datos a lo largo del pozo.

Hasta aquí lo relativo a la generación de ondas transversales

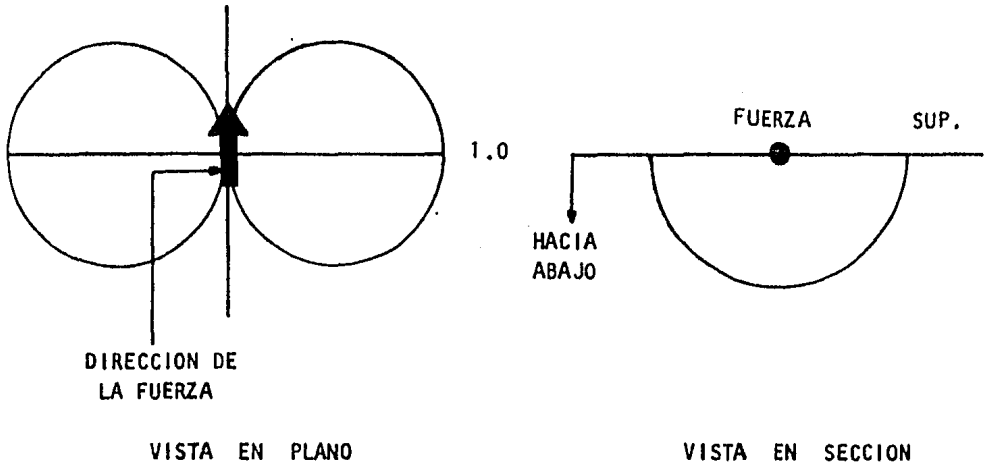


Fig. 1-6 Patrón de radiación para ondas SH producido por una fuerza horizontal superficial. (Modificado de Coffin, 1977).

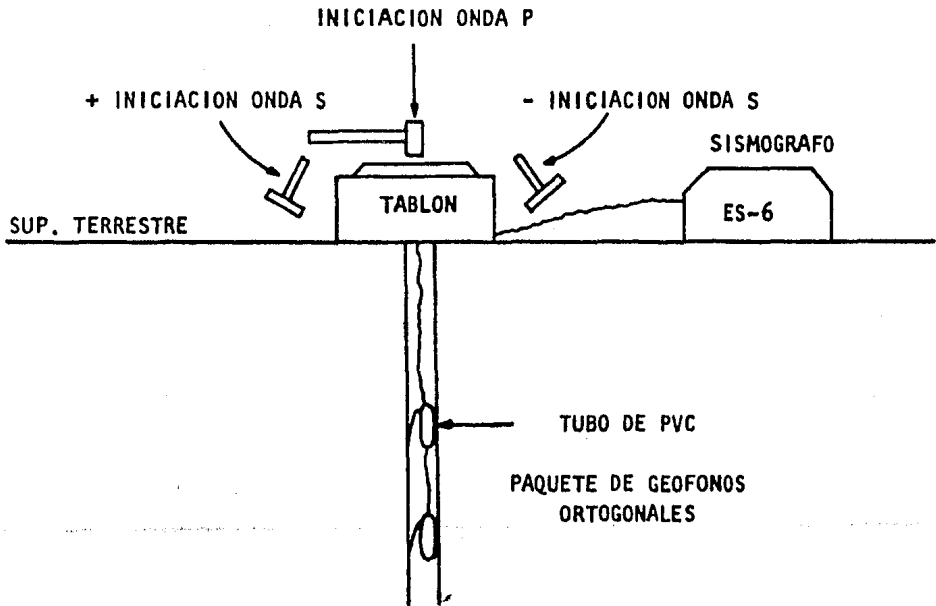


Fig. 1-7 Generación de ondas S, por medio del golpeo de un tablón.

con algunos métodos que son comunes, sin embargo, existen muchos otros métodos para generar ondas de corte. Prestemos atención ahora a los detectores que captan la señal de la onda transversal.

Un detector efectivo de ondas transversales puede ser cualquier sensor vibratorio con características de direccionalidad, sensibilidad y respuesta de frecuencias apropiadas. Los dispositivos adecuados pueden ser: detectores de desplazamiento o de velocidad de partícula; acelerómetros y medidores de deformación. El geófono sísmico estándar de bobina móvil da resultados excelentes como detector de velocidad en el rango de frecuencias de 1 a 1000 hertz.

En ocasiones se usan detectores de dos o tres componentes para obtener información sobre las propiedades direccionales de las ondas detectadas.

Los términos " radial " y " transversal " se aplican ocasionalmente para identificar la orientación del detector. Un detector radial responde al movimiento en la dirección de la línea que une a la fuente con el detector. Un detector transversal responde al movimiento perpendicular a esa línea. Un detector de tres componentes puede, por ejemplo, incluir las componentes vertical, radial transversal y radial horizontal. La figura 1-8 muestra las tres componentes de un detector convencional.

A veces se ha pasado por alto la posibilidad de que un hidró-

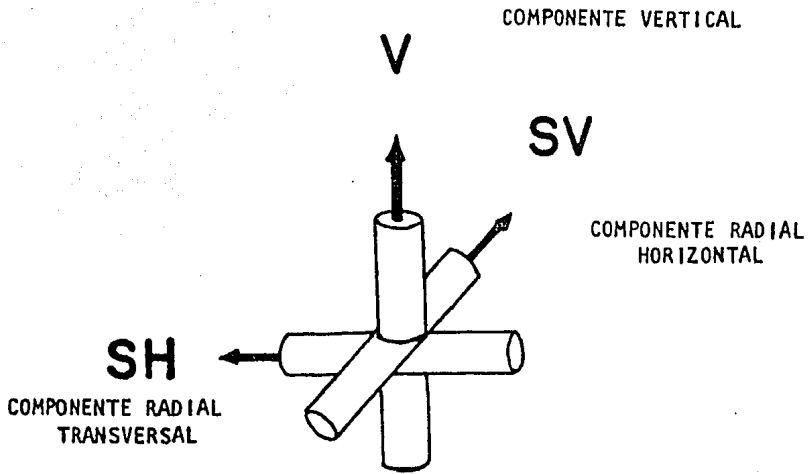


Fig. 1-8 Componentes de un detector convencional. (Modificado de Geyer,1969).

fono (sensor de presión) dentro de un pozo lleno de agua puede funcionar como un sensor de ondas transversales conveniente y efectivo. La detección ocurre debido a la conversión de una onda transversal incidente a una onda compresional en la superficie del pozo. Cuando las ondas SV inciden bajo un ángulo de 45° con el eje del pozo, la detección será la más efectiva; la menos efectiva ocurre cuando las ondas SV inciden paralela o perpendicularmente al eje. Para ondas SH la detección no será efectiva para ningún ángulo.

Los sismómetros o acelerómetros rotacionales deberían ser especialmente útiles para detectar ondas transversales puesto que el paso de estas ondas produce la rotación de un pequeño volumen del medio. Sin embargo, los experimentos no han sido alentadores.

Aparentemente el problema es que la sensibilidad depende fuertemente de la relación entre la longitud de ondas sísmicas y las dimensiones del detector. Se presentan otras dificultades debido a que la forma de onda sísmica (y por lo tanto la longitud de onda dominante) cambia a lo largo de la trayectoria de propagación en un medio atenuador como es la tierra.

Los detectores de ondas transversales son propensos a producir resonancias tanto del soporte como del detector en sí. Esto se debe a que la naturaleza de las ondas transversales requiere que el detector esté unido al medio en una forma asimétrica.

11.- CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACION DE ONDAS " P " Y " S " EN LAS SECCIONES DE P.R.C.

Desde el inicio del método de reflexión sísmica, muchos autores han reconocido que las señales que aparecen en los registros sísmicos son causadas por ondas de cizalla y compresionales.

Cuando se usa una fuente explosiva como la dinamita y se registran los eventos con geófonos de componente vertical, estos deben aparecer y ser registrados como eventos P; sin embargo, no sólo este tipo de eventos aparecen en el sismograma, sino muchos otros como son: reflexiones múltiples, arribos de refracción, ondas superficiales y arribos de ondas de cizalla, que son las partes esenciales en los sismogramas y en cualquier caso, los eventos primarios de onda P pueden ser sólo un pequeño grupo entre estos diferentes tipos de eventos.

Los diferentes disturbios están entremezclados y no pueden ser distinguidos visualmente, quedando registrados a menudo como ruido. Este tipo de ruido puede ser convertido en señal útil que puede en un determinado momento proporcionar información adicional.

Cabe hacer mención especial que dentro de estos diferentes disturbios que aparecen en los sismogramas están las ondas convertidas (a veces también denominadas como ondas transformadas o compuestas), que son

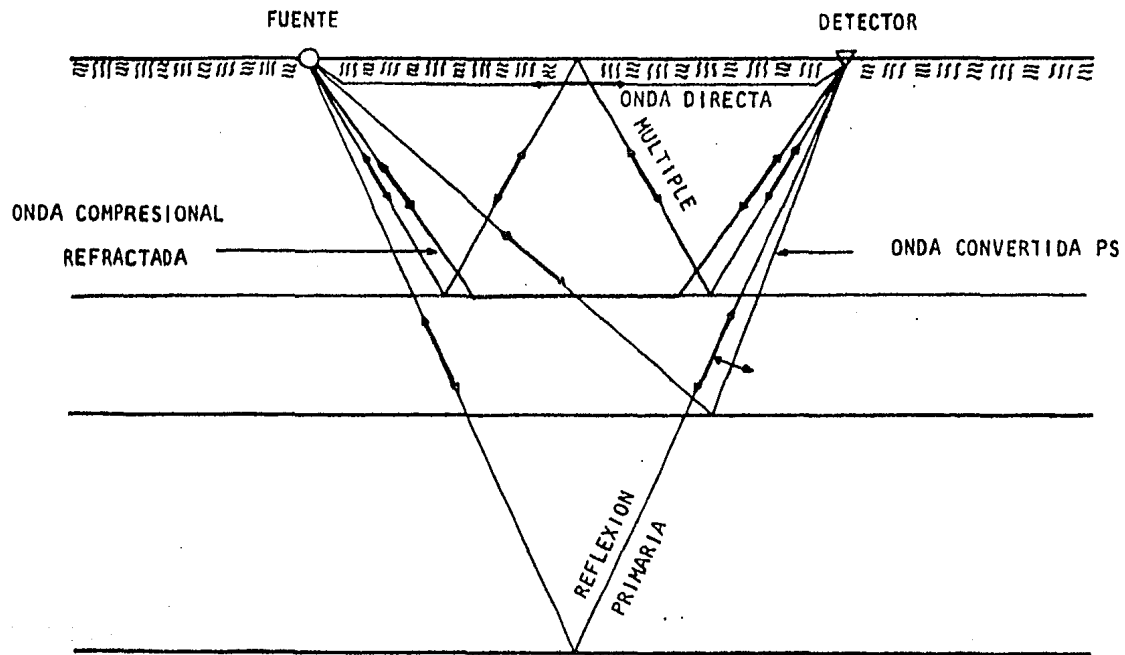
ondas de corte en su componente SV, las cuales se generan comunmente en contactos en el subsuelo y que se producen debido a fuertes contrastes de impedancia acústica entre dos capas.

Las ondas convertidas enmascaran la información que puede ser útil para una buena interpretación, por lo tanto, dentro de los diversos objetivos de este capítulo, está presentar algunos criterios para la identificación de estas ondas convertidas, para posteriormente mostrar una técnica que permite identificar y/o atenuar tales eventos para una mejor interpretación. Por otro lado, un análisis combinado de alguna característica de los dos tipos de eventos " P " y " S " , como la relación de velocidades V_p/V_s podrá auxiliar en la localización y definición de rasgos estructurales o estratigráficos de posibles yacimientos de hidrocarburos.

11.1 Las Ondas Convertidas en Sismología de Exploración

Un evento convertido o transformado es aquel tipo de perturbación que presenta una naturaleza doble, es decir, una onda sísmica que en la primera parte de su recorrido viaja como una onda compresional (onda P), para después reflejarse o transmitirse como onda de corte (onda S) polarizada en su componente vertical SV. El comportamiento de este tipo de eventos es muy variable pudiendo mantenerse como onda S en todo su recorrido a través del subsuelo para sufrir sólo un cambio a su reentrada a la capa más superficial y ser detectado en superficie como onda P. La experiencia de diversos autores permite atribuir entonces, ciertas propiedades a los arribos de ondas convertidas mismas que serán empleadas más adelante para poder distinguir una onda convertida o transformada en una sección de P.R. C. Con el propósito de seguir una nomenclatura, se le denominará a la onda convertida como una onda del tipo " PS ". La figura 2-1 muestra las trayectorias de varios tipos de disturbios sísmicos que pueden generarse en los diferentes contactos de un medio estratificado con capas horizontales.

El estudio de la energía convertida parte de observaciones hechas en medios terrestres, y retoma más interés en áreas marinas, debido a que en estas condiciones la única manera de detectar ondas transversales (S) es por medio de la energía convertida o transformada. Además, la conversión de onda P a onda SV es de especial importancia en sismología de reflexión, porque las fuentes empleadas tanto explosivas como de vibradores



21

Fig. 2-1 Las ondas directa, refractada, múltiples y ondas convertidas de diferentes horizontes así como otros tipos de ondas, pueden arribar al mismo tiempo que las reflexiones primarias y estar entremezcladas sobre el registro sísmico. (Modificado de Sheriff, 1978).

verticales, generan principalmente ondas P.

11.2 Mecanismos de Generación de las Ondas Convertidas

Para este estudio nos limitaremos al caso más simple de un contacto horizontal entre dos medios de diferente velocidad y densidad, a través del cual se propaga una onda plana (Helbig y Treitel, 1985).

Analizando la composición de una onda incidente encontramos que en un contacto entre dos tipos de roca con diferentes velocidades y densidades parte de la energía será reflejada en el contacto y parte será transmitida al siguiente medio.

En el caso de que una onda P tuviera una incidencia oblicua sobre un horizonte que separa dos medios de diferente impedancia acústica, se generarán cuatro tipos de ondas: ondas P y SV reflejadas, así como ondas P y SV transmitidas. Esta descomposición de la energía depende del ángulo de incidencia, sin embargo es difícil generalizar sobre la distribución de ésta en tales circunstancias, porque en ello están involucrados otros factores como son: las velocidades de las ondas P y de las ondas S y las densidades en ambos medios. Entonces, el mecanismo de generación de los eventos convertidos está determinado por esta descomposición de la energía que ocurre en cada contacto presente en el subsuelo, produciéndose una variedad de ondas transformadas (Ameely et al, 1985) de las cuales, algunas pueden ser registradas en superficie (fig. 2-2-a). Por lo tanto, la conversión puede darse por reflexión o transmisión en cada contacto, bajo las condiciones mencionadas. Cálculos numéricos han mostrado que el

modo de conversión por transmisión, en muchas situaciones prácticas es menos efectivo. En el caso en que $V_{p1} \approx V_{s2}$, la contribución de ondas convertidas por transmisión será mayor (Kennett, 1983).

En tierra las ondas convertidas se generan no sólo en horizontes profundos, sino además por reflexión de ondas P en la superficie de la tierra actuando, por consiguiente, como un reflector perfecto. La cantidad de energía compresional presente en la onda convertida y reflejada en superficie es relativamente pequeña, comportándose de una manera similar a una onda transversal pura. En la fig. 2-2-b se aprecia el mecanismo de generación de una onda convertida.

Para áreas marinas los eventos convertidos son producidos sólo por transmisión en el fondo marino, es decir, al no haber reflexión de ondas transversales en el contacto agua-sólido, el modo de conversión más eficiente ocurrirá por transmisión en el suelo marino, donde los grandes contrastes de velocidad y densidad, determinan la presencia de estos tipos de eventos. El modo de conversión más efectivo ocurrirá aproximadamente para velocidades de onda P en los sedimentos del subsuelo marino, en un rango de 1 900 m/s a 2 800 m/s (Tathan et al, 1977). Esto nos hace suponer que en situaciones marinas, la generación y observación de las ondas convertidas en el fondo marino, resulta ser más favorable y en algunos casos, es la fuente principal de este tipo de perturbación.

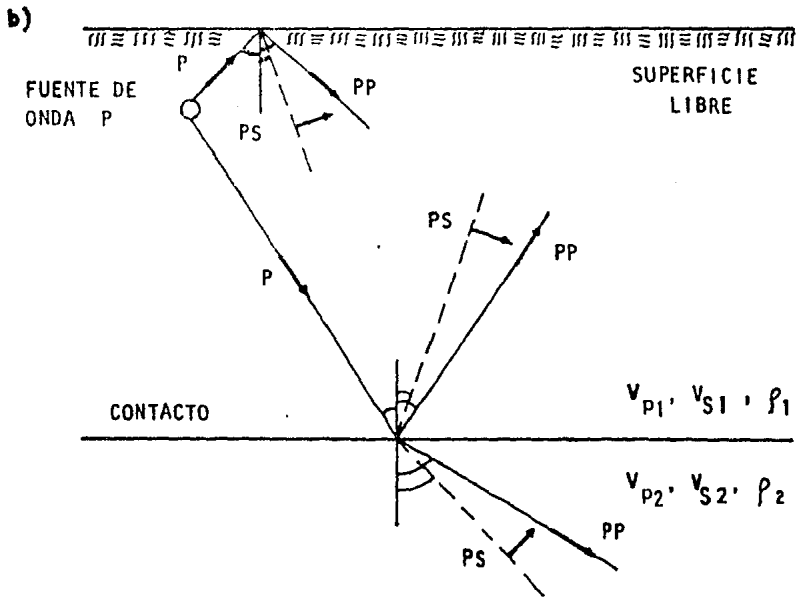
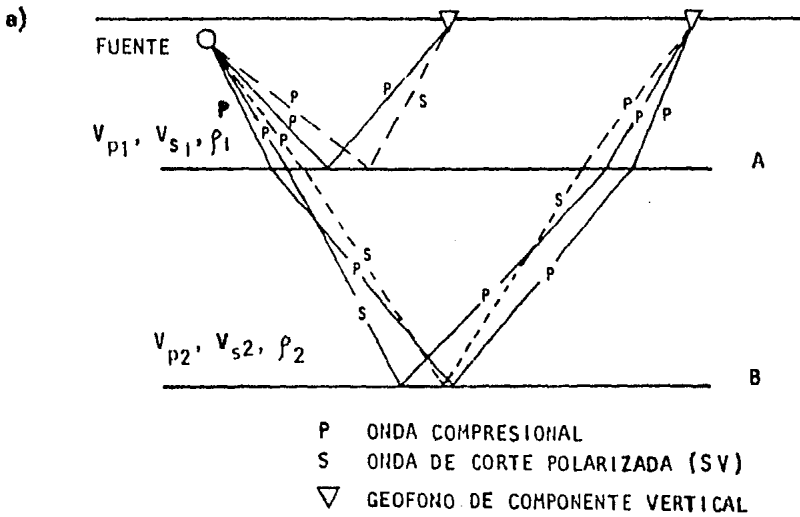
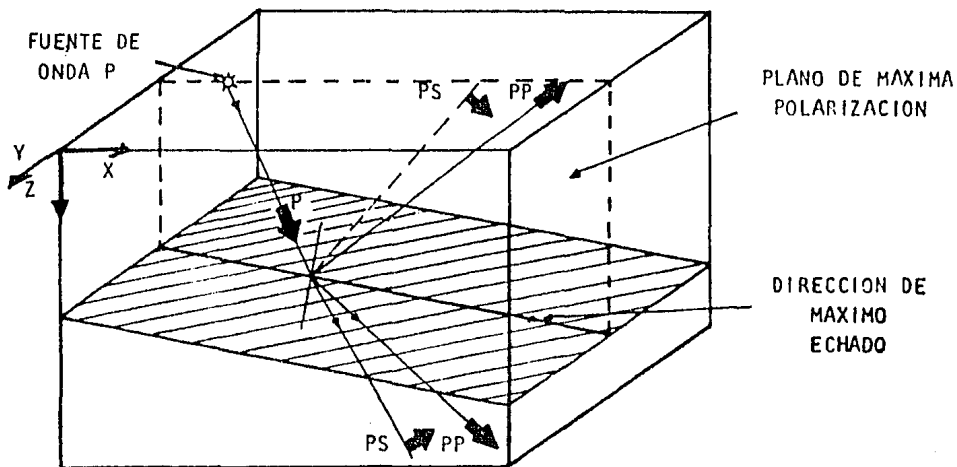


Fig. 2-2 a) Trayectorias de rayos de diferentes ondas a través de un medio de dos capas. PP: onda P reflejada en la base del contacto A; PS: onda convertida reflejada en el contacto A; PPPP: onda P reflejada del contacto B; PSPP, PSSP: ondas convertidas reflejadas en el contacto B. b) Conversión de una onda P incidente en la superficie libre y en un contacto interno. (a) Modificado de Ameely et al, 1985; b) Modificado de Bahle y Dohr, 1985).

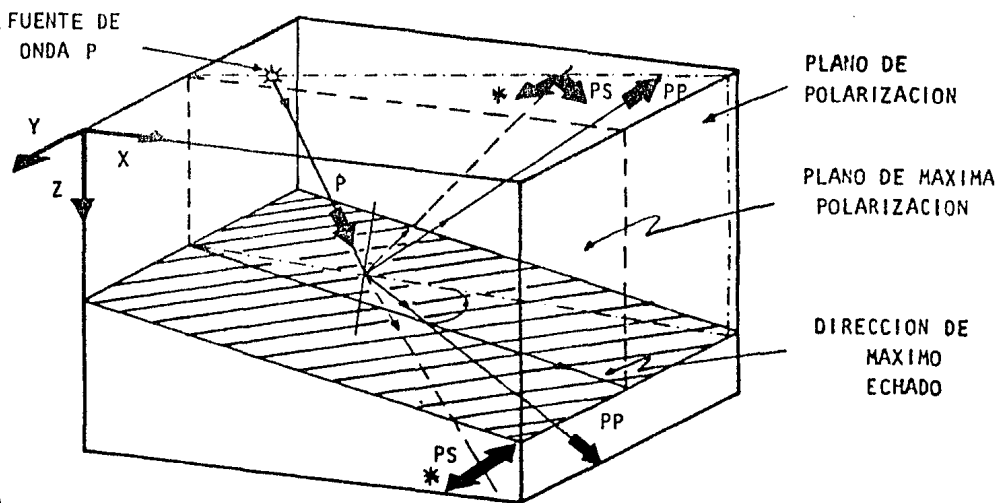
Cuando se observan ondas convertidas estas son del tipo SV, por lo tanto, dichas ondas están polarizadas en un plano vertical que contiene la dirección de propagación. En el proceso de conversión en una frontera, los vectores de desplazamiento correspondientes tanto a la onda P incidente como a la onda convertida PS, se ubican en un plano que es perpendicular a la superficie reflectora.

En el caso de un contacto inclinado, se tendrá un plano de máxima polarización que se ubicará perpendicular al plano que contiene la dirección de máximo echado (ver fig. 2-3-a). En circunstancias donde la línea sísmica no esté ubicada en éste plano de máxima polarización (debido a limitaciones técnicas), se tendrá la contribución de otra componente transversal en el sentido "Y" (componente SH), que se incrementará en relación a la cantidad en que el plano que contiene los desplazamientos P y PS de la línea propuesta, se desvíe del plano de máxima polarización (ver fig. 2-3-b). Esto provocará entonces una pérdida de información o en otras palabras, un decremento en la relación señal a ruido asociado con los detectores, que no es grave pues dentro de sus implicaciones está el de poder tener entre otras cosas, un delineamiento del comportamiento estructural del subsuelo. Como vemos, en el caso menos ideal de tener una línea mal ubicada, la señal considerada como ruido viene a contribuir para proporcionar información adicional.

Como se menciona antes, uno de los factores que determinan la



a)



b)

Fig. 2-3 a) Diagrama de bloque que muestra la posición de los vectores de desplazamiento para la onda P incidente reflejada y transmitida, así como para la onda convertida (PS). b) Contribución de la componente transversal en la dirección Y (*) al haber una variación en la dirección de máximo echado. (Modificados de Behle y Dohr, 1985).

distribución de la energía es el ángulo de incidencia dentro de cuyo rango (de incidencia normal a incidencia rasante), hay un ángulo particular para las ondas P (ángulo crítico) más allá del cual, la energía compresional no es propagada al medio inferior. En estas circunstancias la proporción de energía convertida es determinada también por estas condiciones, encontrándose que para ángulos de incidencia mayores que el ángulo crítico, la conversión de energía a onda de corte se incrementa eficientemente. Se pueden presentar casos en donde el contraste de velocidades es tan grande, que la velocidad de la onda SV en el medio inferior es mayor que la velocidad de la onda P en el medio superior, pudiéndose esperar entonces un segundo ángulo crítico, más allá del cual la energía de la onda de corte convertida, no puede ser transmitida al medio inferior (Poley, 1964). De esta manera en situaciones donde se tuviera un segundo ángulo crítico para una área marina, el enmascaramiento por energía convertida podría ser menor, ya que si surgiera un segundo ángulo crítico en un contacto del tipo agua-sólido, toda la energía sería solamente del tipo P reflejada, y así el rango considerado como el de mejor aporte de energía convertida después del valor crítico, sería menor que el rango para el cual sólo existe un ángulo crítico. Sin embargo, considerando sólo el efecto del ángulo crítico para ondas P, estos eventos en superficie serán detectados a distancias grandes del punto de tiro, o sea, a offsets donde los rayos asociados con ángulos de incidencia grandes, pueden ser captados.

En base a múltiples observaciones se esperaría que la distancia en superficie a la cual los eventos convertidos pueden surgir, fuera entre dos y tres veces la profundidad del reflector de interés (Ricker y Lynn, 1950), pero hay otros criterios que con mayor fundamento nos permiten identificarlos con más exactitud, pero estos serán tratados más adelante.

Para fuentes compresionales, la cantidad de energía que se transforma a onda de corte (SV), es insignificante tanto para ángulos pequeños como para ángulos muy grandes de propagación que en su gran mayoría es suprimida, para incrementarse solo en un rango considerable después del ángulo crítico.

La distribución de amplitudes con el ángulo de incidencia es claramente observable en gráficas que muestran los coeficientes de reflexión y/o transmisión, en función del ángulo de incidencia. Los coeficientes son calculados a partir de las ecuaciones de Zoeppritz (Walters, 1981) para un rango de incidencia de 0° a 90° (estas ecuaciones son sólo válidas para el caso de ondas planas). Estos coeficientes expresan las amplitudes del desplazamiento reflejado y transmitido de la onda P y de la onda SV, como una fracción de la amplitud original de la onda P incidente, y se calculan para cada contacto presente en el subsuelo. Consecuentemente, una distribución de la energía también puede calcularse elevando al cuadrado cada una de las amplitudes encontradas ($E = \sum A^2$).

La descomposición de la energía de una onda P incidente en un horizonte para un medio terrestre, se muestra en la gráfica de la fig. 2-4 para ciertos valores de densidad y velocidad. Como se observa, conforme el ángulo de incidencia se aproxima al valor crítico, la cantidad de energía de onda P transmitida hacia el subsuelo decrece, llegando a ser cero más allá del ángulo crítico en donde la energía de onda reflejada alcanza casi un 80 % de la energía incidente para distribuirse después en: onda P reflejada; onda convertida reflejada y onda convertida transmitida.

Para un medio marino la partición de la energía de una onda P incidente en el suelo marino (fig. 2-5) se calcula también para ciertos valores de velocidad y densidad que conducen a un ángulo crítico de 33° ; como se aprecia en incidencia normal, aproximadamente el 61 % de la energía se transmite hacia el subsuelo y el 39 % se refleja del fondo marino. Conforme el ángulo de propagación se aproxima al valor crítico de 33° , la cantidad de energía de onda P reflejada se incrementa y la onda P transmitida hacia el subsuelo decrece llegando a ser cero más allá de este valor, donde la energía se divide en ondas P reflejadas y ondas convertidas transmitidas, observándose una gran contribución de energía convertida por transmisión en el fondo marino para un rango de incidencia considerable. Para este caso la energía total de la onda convertida transmitida hacia el subsuelo, es cerca de tres veces la energía total de la onda P transmitida.

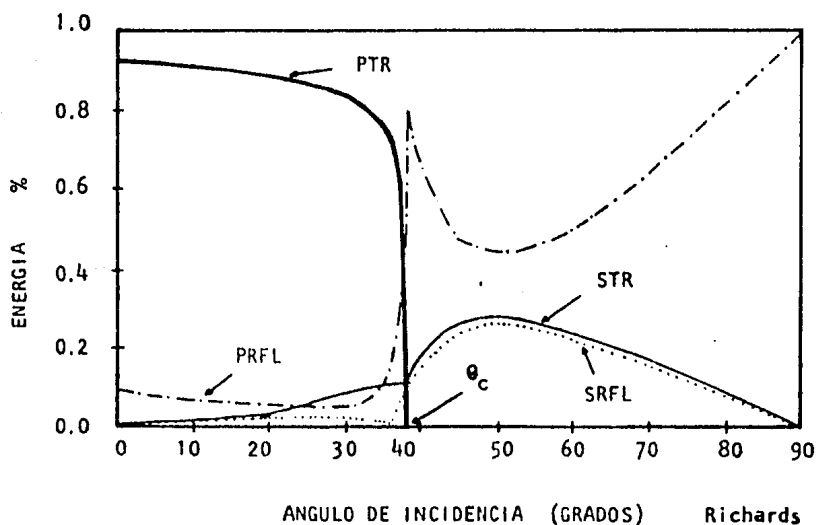


Fig. 2-4 PRFL: onda P reflejada, PTR: onda P transmitida, SRFL: onda convertida reflejada, STR: onda convertida transmitida, θ_c : ángulo crítico. (Modificado de Sheriff, 1978).

MEDIO TERRESTRE

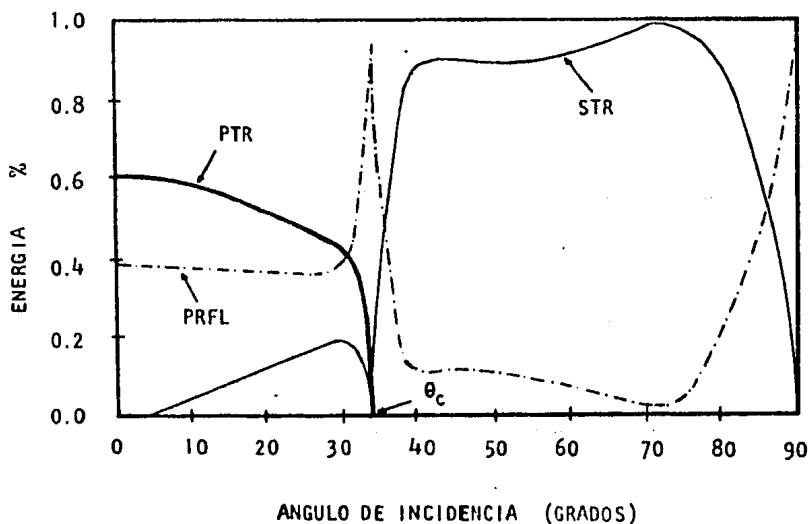


Fig. 2-5 MEDIO MARINO
(Modificado de Tatham y Goolsbee, 1984).

De las gráficas anteriores se puede notar la similitud que hay en el comportamiento de las curvas de distribución de energía en un medio terrestre como en un medio marino, observándose el mismo efecto en la región del ángulo crítico y más allá de este, en donde las curvas sufren cambios considerables como el decremento momentáneo en la energía de la onda P reflejada, en la misma proporción en que la energía reflejada o transmitida de la onda convertida se incrementa. El mismo comportamiento se tendría si en lugar de tener cantidad de energía, tuvieramos una relación de amplitudes como la que se muestra para el modelo de velocidad de la fig. 2-6, donde se calculan los coeficientes de reflexión, los cuales expresan la amplitud de desplazamiento reflejado para la onda P y la onda convertida PS (fig. 2-7). Después de un primer máximo, la amplitud de la onda PS decrece hasta llegar a cero en la región del ángulo crítico; posteriormente vuelve a incrementarse hasta alcanzar un máximo que corresponde exactamente a un decremento relativo en la amplitud de la onda P para el mismo rango de offset, para disminuir nuevamente conforme la distancia aumenta. Este valor máximo en la amplitud de la onda PS, se nota en un determinado rango que depende normalmente en las diferencias en las propiedades elásticas en ambos lados del contacto considerado. El decremento de amplitud observado para las ondas PS en ángulos muy grandes de incidencia (offsets grandes), es debido a que las ondas P están alcanzando en ese momento la reflexión total (caso de incidencia rasante), para el cual toda la energía es reflejada y la contribución para las ondas

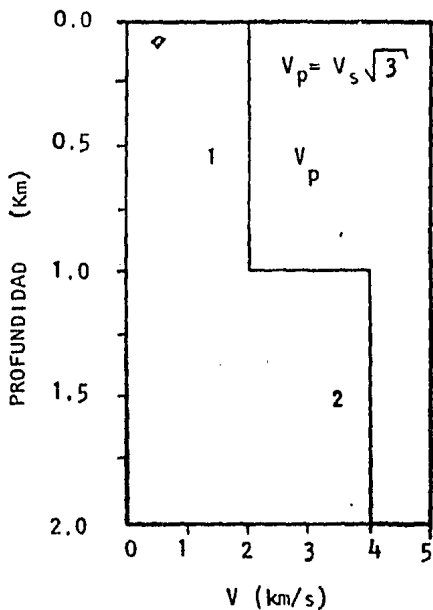


Fig. 2-6 Modelo de velocidad para la onda P usado para el cálculo de las gráficas de la fig. 2-7. (Modificado de Behle y Dohr, 1985).

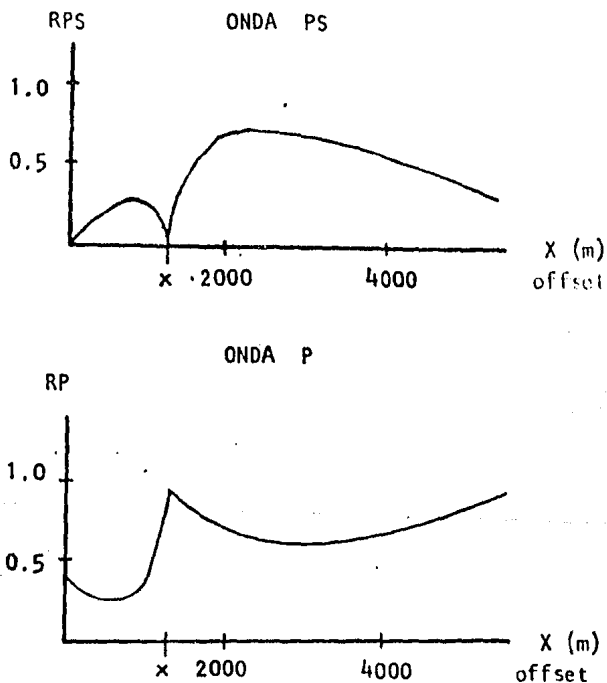
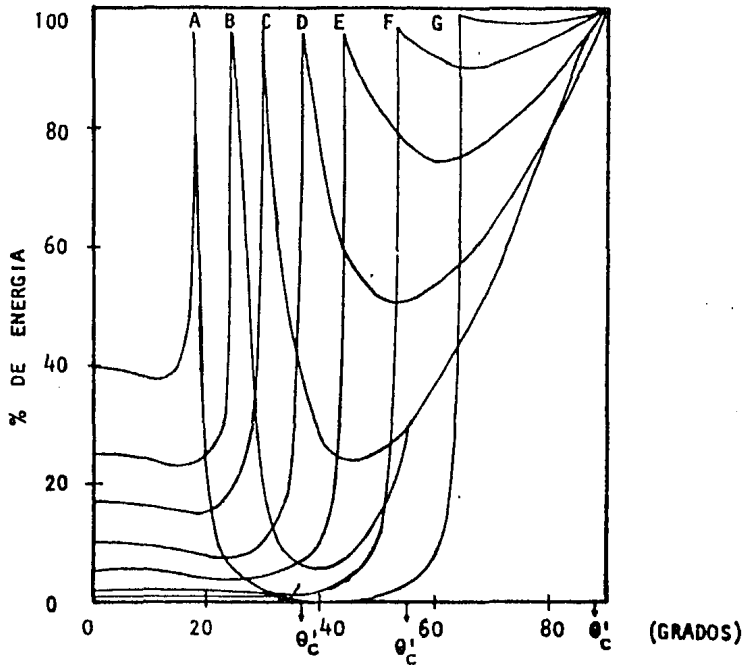


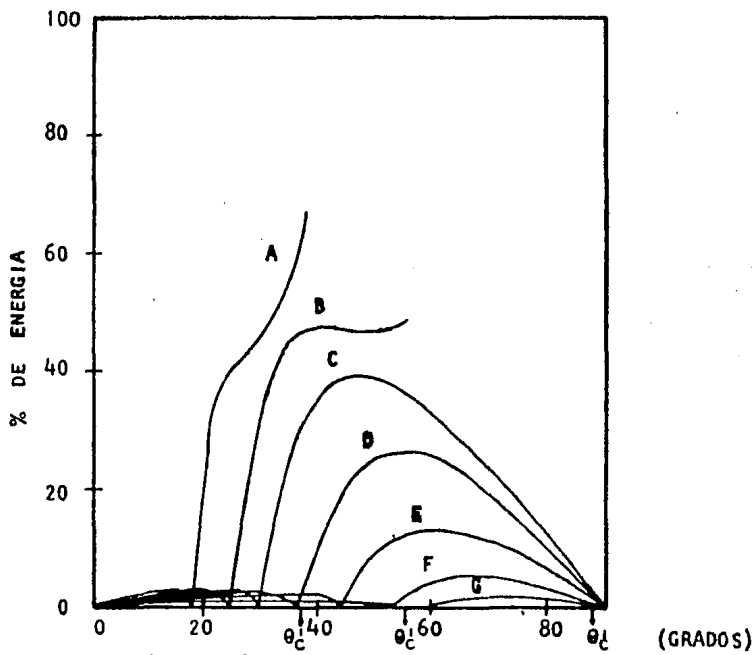
Fig. 2-7 Coeficientes de reflexión para la onda P y onda PS en función de la distancia (offset). (Modificado de Behle y Dohr, 1985).

convertidas es mínima o inclusive nula (fig. 2-8), además de que el decremento es debido también en parte, a la asimetría de la trayectoria del rayo de la onda PS, como se verá más adelante.

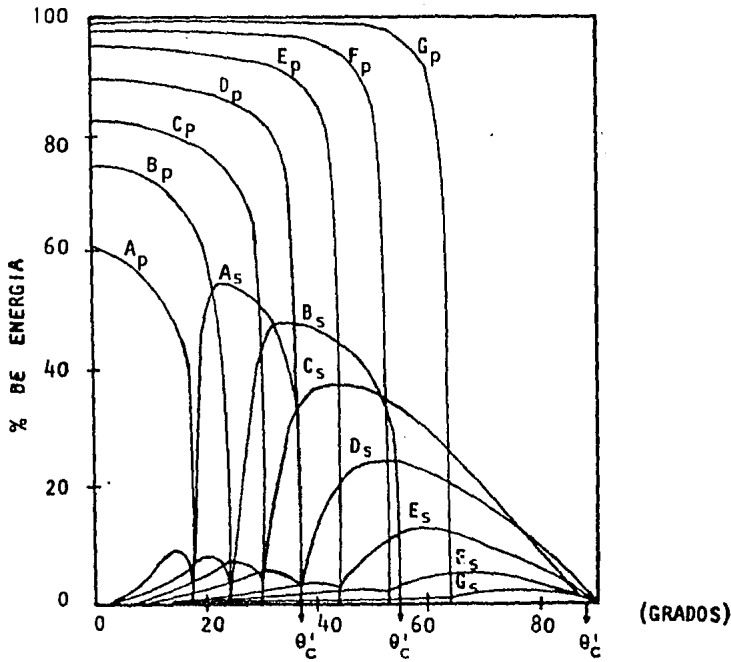
De las observaciones hechas anteriormente se puede notar que tanto para ángulos pequeños como para ángulos muy grandes de propagación, la amplitud de la onda transformada PS es mínima, teniéndose por lo tanto una zona de máxima contribución de ondas convertidas para un rango determinado de ángulos de incidencia (región postcrítica), la cual puede causar una interferencia considerable en la información suministrada por las ondas P para el mismo rango de incidencia. Se espera por consiguiente que esta energía convertida no sea observable en las secciones sísmicas, para offsets asociados con ángulos de incidencia muy pequeños y excesivamente grandes. Además junto con las relaciones de amplitud o porcentaje de energía que pueden proporcionar gráficas como la de las figuras anteriores, la región óptima para los eventos convertidos puede calcularse, lo cual es de suma importancia para poder ubicar e identificar estos tipos de disturbios en los registros, como se verá a continuación.



2.8 a) Porcentaje de energía incidente de onda P reflejada



2.8 b) Porcentaje de energía incidente de onda P reflejada como onda PS.



2.8 c) Porcentaje de energía incidente de onda P, transmitida como ondas P y PS.

Las relaciones de impedancia $\gamma = v_1 \rho_1 / v_2 \rho_2$ fueron calculados para una v_2 y ρ_2 fijas, haciendo sólo variar v_1 y ρ_1 .

$$v_2 = 6100 \text{ m/s} = 20\,000 \text{ pies/s} \quad \rho_2 = 2.65 \text{ gr/cm}^3$$

v_1 y ρ_1 varían de acuerdo a las siguientes velocidades de intervalo y densidades respectivamente.

V (m/s)	1829,	2521,	3048,	3658,	4267,	4877,	5486
V (pies/s)	6000,	8270,	10 000,	12 000,	14 000,	16 000,	18 000
ρ (gr/cm ³)	2.02,	2.12,	2.20,	2.29,	2.38,	2.47,	2.56
γ	0.23,	0.33,	0.42,	0.52,	0.63,	0.75,	0.87
Caso	A	B	C	D	E	F	G

(Tomado de Richards T.C., 1961)

Fig. 2-8 a), b) y c) Gráficas que muestran el porcentaje de energía de onda P y onda PS reflejada y transmitida, para varios ángulos de incidencia y relaciones de impedancia. θ'_c es un segundo ángulo crítico para los casos A, B y C. (Modificados de Richards, 1961)

11.3 Identificación de Eventos " P " y " S " en Secciones de P.R.C.

Para la identificación de los eventos convertidos se pueden combinar, como una primera aproximación, criterios basados en relaciones de amplitud, fase y tiempos de viaje, que nos permiten distinguir, si esto es posible, los diferentes tipos de eventos convertidos de las reflexiones de onda P, y así poder, si es el caso, eliminarlos o separarlos como se verá en el siguiente capítulo.

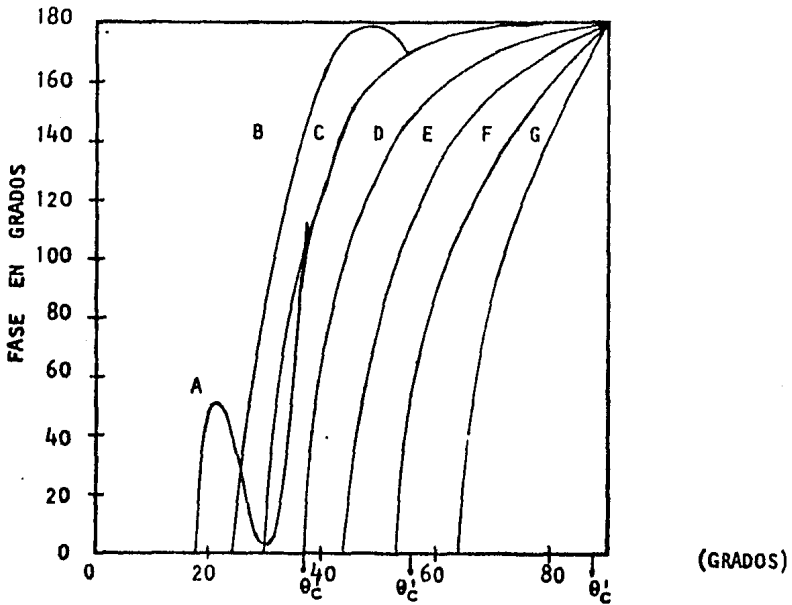
Como se vió antes, la dependencia sobre el ángulo de incidencia es un factor determinante en el comportamiento de los eventos P y PS, encontrándose ciertas propiedades para las reflexiones sísmicas en la región cercana al ángulo crítico y más allá de este, como son el incremento de amplitud y un cambio de fase.

El aumento en la amplitud o en la proporción de energía que sufren tanto la onda P como la onda PS antes y después del ángulo crítico nos permiten ubicar una zona de máxima contribución de energía convertida que como se explicó anteriormente, cubre un rango considerable de ángulos de propagación a partir del ángulo crítico para la onda P, después del cual ocurre también un cambio de fase tanto en la onda P reflejada como en la onda PS reflejada y transmitida. En el ángulo crítico la fase es igual a cero y alcanzará un valor de 180° para ondas P reflejadas en ángulos de incidencia de 90° . Para las ondas convertidas el cambio de fase

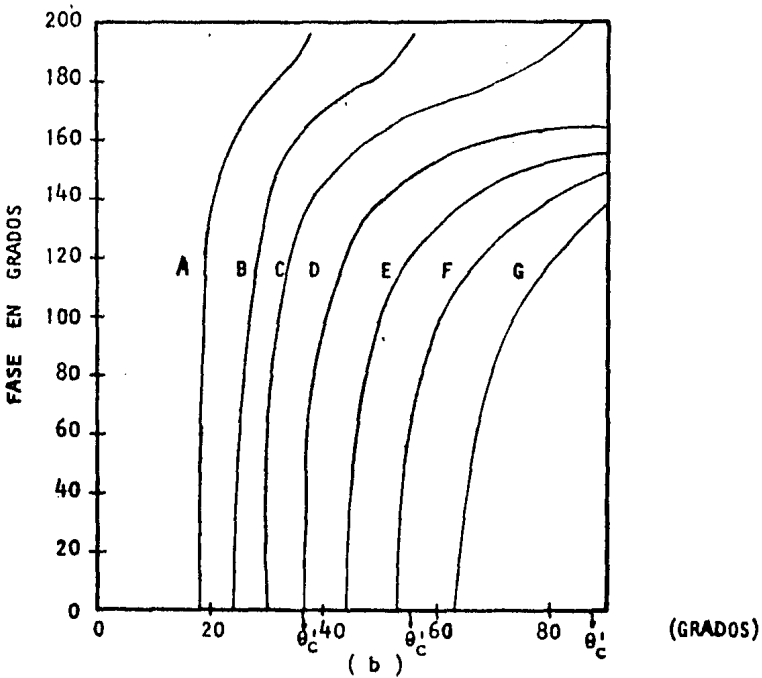
es igualmente notorio y excede los 180° antes de que se alcance el segundo ángulo crítico (casos A, B y C de la fig. 2-9). Cuando sucede la conversión en la superficie, la onda que incide no sufre cambio de fase al ser reflejada.

La reflexión de la onda convertida difiere de la reflexión de onda P en que su trayectoria de rayo no es simétrica, por lo que la función de desplazamiento (move-out) no proporciona la hipérbola de reflexión usual para los eventos de tipo convertido. Esto significa que en observaciones de P.R.C. (fig. 2-10) no hay punto de reflejo común incluso para una estratificación horizontal, lo que crea ciertos problemas para el procesamiento de datos. También como resultado de la asimetría en la trayectoria del rayo, las ondas convertidas muestran un decaimiento a partir de ángulos de incidencia grandes tales como se observa en las gráficas de proporción de energía o amplitud contra ángulo de incidencia (Behle y Dohr, 1985). Todas estas características junto con el tiempo de viaje de la onda, permiten distinguir estos tipos de eventos en los registros y así tener un punto de comparación más, para identificarlos de los demás eventos presentes en el sísmograma.

Dadas las características que presentan las ondas convertidas con respecto al ángulo de incidencia (de ser observables más allá del ángulo crítico), estas pueden estar asociadas a eventos supercríticos siendo necesario entonces ubicar, en primer lugar, la región correspondiente



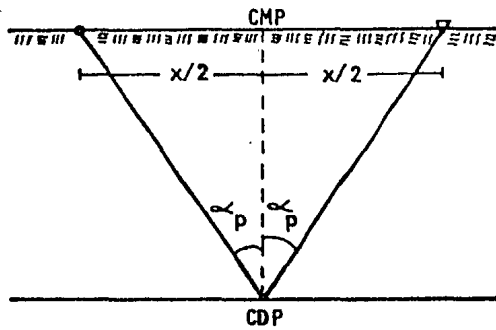
(a)



(b)

Fig. 2-9 a) Angulo de fase de la onda P reflejada para varios ángulos de incidencia y relaciones de impedancias. b) Angulo de fase de la onda PS reflejada. θ_c es el segundo ángulo crítico para los casos A, B y C. (Modificados de Richards, 1961).

ONDA P U ONDA S



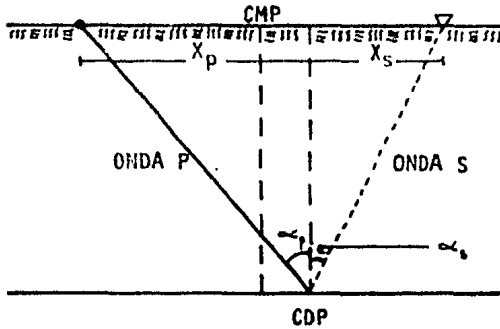
$$X = \frac{x}{2} + \frac{x}{2}$$

$$t_x = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}}$$

t_0 = Tiempo de viaje vertical para la onda P o la onda S

v = Velocidad de la onda P o de la onda S

ONDA PS



$$X = x_p + x_s$$

$$t_x = \sqrt{t_{p0}^2 + \frac{x_p^2}{v_p^2}} + \sqrt{t_{s0}^2 + \frac{x_s^2}{v_s^2}}$$

t_{p0} = Tiempo de viaje vertical de la onda P

t_{s0} = Tiempo de viaje vertical para la onda S

v_p = Velocidad de la onda P

v_s = Velocidad de la onda S

Fig. 2-10 Trayectoria del rayo para las ondas P (ó S) y PS.
(Modificados de Bahle y Bohr, 1985).

al ángulo crítico para lo cual se sugieren los siguientes criterios de identificación.

a) Localización del incremento repentino de amplitud que sufre la energía de la onda P reflejada a offsets considerables del punto de tiro.

b) Una vez encontrado este incremento de amplitud se puede verificar el cambio de fase que ocurre, para así poder tener ubicada la región del ángulo crítico a partir del cual, suponemos se tiene ya energía convertida. Estas relaciones de fase y amplitud entre la onda incidente y la onda convertida en algunos casos es difícilmente observable (fig. 2-11).

c) El siguiente paso sería analizar las curvas de tiempo de viaje desde la traza de offset cero, hasta la traza de offset más alejado teniendo mayor cuidado a partir de la región del ángulo crítico, esto con el propósito de checar las diferencias que hay en la función de desplazamiento (move-out) entre la curva de reflexión primaria y la curva de reflexión de la onda convertida para un reflector dado. Esto puede aplicarse para distinguir los diferentes tipos de eventos convertidos que pueden aparecer en un registro como se muestra en la fig. 2-12.

Las curvas de tiempo de viaje para el modelo empleado en la fig. 2-12 muestran los diferentes tipos de ondas convertidas que pueden ser claramente distinguidas por sus tiempos de viaje. Además se observa que la función de desplazamiento de las reflexiones primarias con respecto al de los otros tipos de ondas convertidas, es similar para el mismo

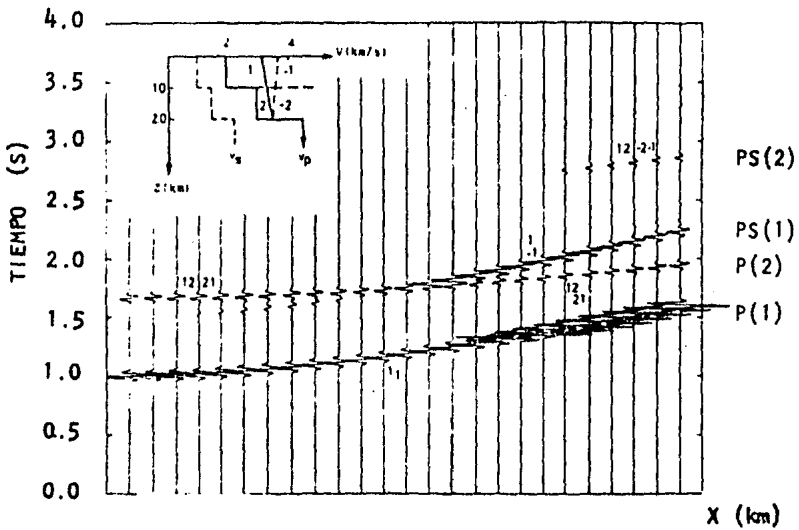


Fig. 2-11 Sismograma sintético de 25 trazas para un modelo de 3 capas como se muestra en la parte superior izquierda. En el se pueden apreciar las relaciones de amplitud y fase entre la onda incidente y la onda convertida. PS(1), PS(2) indican los eventos convertidos del primer y segundo contacto respectivamente. Los números negativos se refieren a las trayectorias seguidas por ondas del tipo S. P(1) y P(2) son las reflexiones primarias del primer y segundo contacto respectivamente.

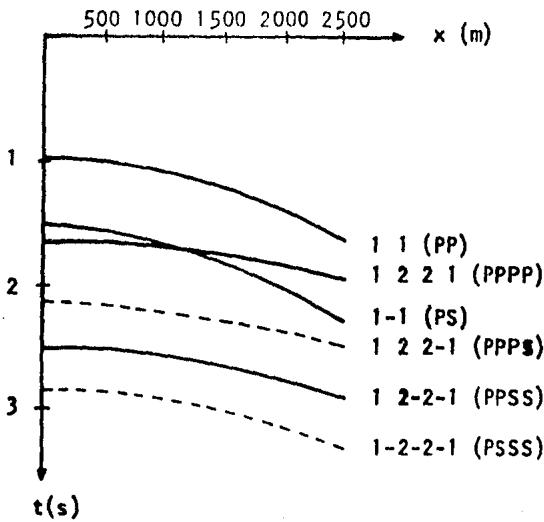


Fig. 2-12 Curvas de tiempo de viaje que corresponden al mismo modelo de la fig. 2-11, donde se muestran los diferentes eventos de ondas convertidas. (Modificados de Bahle y Dohr, 1985).

reflector. Esta similitud puede ser usada como un criterio en el caso de que se tuvieran registros obtenidos con geofonos de dos componentes, es decir, se podrían correlacionar los eventos convertidos del sismograma de componente horizontal con las correspondientes reflexiones de onda P del sismograma de componente vertical. Por otro lado se tiene que las reflexiones simples del tipo PS, tienen amplitudes mucho mayores que todos los otros tipos de ondas convertidas (Cervený et al, 1977). Las reflexiones simples de energía convertida están asociadas a aquellos tipos de ondas que han viajado en toda su trayectoria hacia el reflector como onda P para ser reflejadas y mantenerse en todo su recorrido a la superficie como onda SV.

En la práctica, el tipo individual de conversión puede ser identificada mediante el cálculo de sismogramas sintéticos que contemplan, entre otras cosas, la generación de ondas convertidas y el cual se calcula a partir de un modelo del subsuelo previamente determinado, de la interpretación preliminar de reflexiones de onda P. En la fig. 2-13 se puede observar un sismograma sintético el cual consta de 120 trazas. Dicho sismograma se calculó a partir de un modelo en un medio marino, con espaciamiento entre geófonos de 50 m y con una distancia del tiro al primer geófono de 50m. La longitud máxima del tendido fue de 6000 m (y una profundidad del cuarto reflector de 3500 m). El modelo consta de 5 capas siendo las velocidades de cada una de las capas las siguientes: $V_1 = 1500$ m/s, $V_2 = 1650$ m/s, $V_3 = 2000$ m/s, $V_4 = 2600$ m/s, $V_5 = 2800$ m/s. La velocidad de los eventos convertidos así como también la densidad para cada capa es calculada internamente

por el programa en base a las siguientes expresiones:

$$V_s = \frac{V_p}{\sqrt{3}} \quad \rho = 0.23 (3281.5 V_p)^{0.25}$$

En la fig. 2-13 se pueden comprobar los criterios antes mencionados para identificar los eventos convertidos.

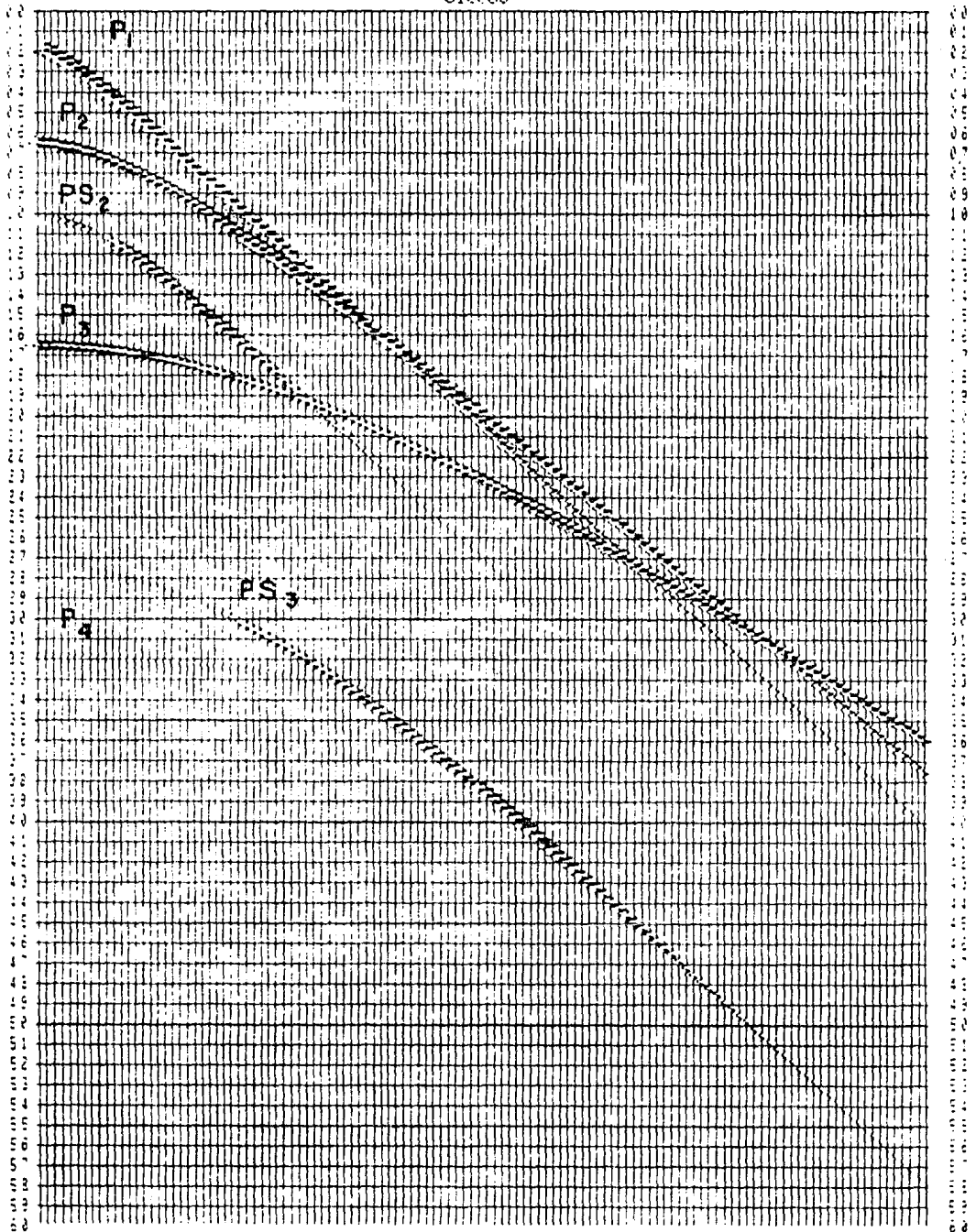


Fig. 2-13 Sismograma sintético de 120 trazas que muestra 4 reflexiones primarias y 2 reflexiones de ondas convertidas asociadas con el segundo y tercer reflector, el evento convertido asociado con el cuarto reflector no aparece, pues se atenúa debido a la profundidad de este.

III.- SEPARACION Y ATENUACION DE EVENTOS " P " Y " S "

Precedente a este capítulo fueron presentados algunos criterios que pueden ayudar a distinguir, en forma práctica y de manera visual, entre eventos primarios y eventos de diferente índole, tales como las ondas convertidas o transformadas. Sin embargo, existen registros sísmicos en los cuales se encuentran tan entremezclados que resulta muy difícil distinguirlos a través de dichos criterios.

A pesar de esto, existe una técnica que puede ayudar a hacer esta separación de eventos, la cual ha sido desarrollada por numerosos investigadores y que permite obtener secciones sísmicas en las que aparece únicamente información de energía compresional, energía de onda convertida y aislar eventos que son indeseables en los registros sísmicos. Dicha técnica es la llamada transformada tau-p o " Slant stack ", a veces también denominada como transformada Radon, la cual descompone la señal en componentes de onda plana y tiempos de arribo en el offset cero. La técnica mencionada será descrita a grandes rasgos en este capítulo.

Las trazas sísmicas en el registro convencional tiempo-distancia (T-X), tienen dimensiones de amplitud y tiempo, donde cada traza representa una distancia dada. En el espacio tau-p las trazas también tienen dimensiones de amplitud y tiempo en el offset cero.

La utilización de esta técnica ofrece una oportunidad de procesar datos de reflexión sísmica de una manera satisfactoria ya que efectúa una muy buena separación y atenuación de eventos que, en el espacio T-X, aparecen muy entremezclados unos con otros. En efecto, en el dominio T-X es difícil y en ocasiones imposible separar eventos reflejados del Ground Roll, la onda de aire y eventos de refracción en todos los puntos del registro sísmico. El dominio tau-p ofrece una separación más clara y precisa entre estos eventos sísmicos, permitiendo aplicar procesos en donde se obtienen registros con distorsión mínima después de aplicar el proceso inverso de la transformada tau-p para regresar al espacio T-X.

Descripciones generales y aplicaciones del slant stack han sido presentados por varios investigadores (Shultz y Claerbout, 1978; Stoffa et al., 1981; Phinney et al., 1981; Phinney, 1981) y de manera similar, en el presente capítulo se dará una descripción general y algunas características teóricas elementales de dicha técnica ya que un tratado profundo del desarrollo de la misma podría ser objetivo principal de otra tesis.

III.1 Definición de tau-p

Los registros sísmicos convencionales están representados en el espacio T-X, es decir, el eje vertical representa el tiempo doble de viaje en los eventos registrados y el eje horizontal representa un conjunto de trazas equivalente a la distancia fuente-receptor (offset).

Los eventos sísmicos registrados en una sección convencional dentro del espacio tiempo-distancia pueden ser representados también en el dominio tau-p, donde el eje vertical representa el tiempo doble de viaje en el offset cero (este tiempo doble de viaje es llamado también tiempo de intercepción tau) y el eje horizontal representa un parámetro de rayo p particular.

El parámetro de rayo puede ser expresado de varias maneras, como sigue:

- La relación usada en sismología

$$p = \frac{\text{sen } i}{V}$$

donde i es el ángulo de incidencia y V la velocidad de propagación.

- La pendiente de un evento hiperbólico de reflexión

$$p = \frac{dt}{dx}$$

- El retardo horizontal o el recíproco de la velocidad de fase horizontal de un evento de reflexión. Para entender esto basémonos en la figura 3-1. Supongamos que se tiene un frente de onda que interseca la superficie, la

cual suponemos es horizontal y en donde se encuentran enclavados los geófonos. También se encuentra el rayo que es normal al mismo frente de onda. El ángulo de incidencia es el ángulo que se forma entre el rayo y la vertical así como también el ángulo que se forma entre la superficie y el frente de onda. Para una pequeña distancia dx , el rayo viaja una pequeña distancia Vdt , por lo tanto

$$\text{sen } i = V \frac{dt}{dx}$$

donde V es la velocidad de propagación de la onda.

La ecuación anterior también se puede escribir de la forma

$$\frac{dt}{dx} = \frac{\text{sen } i}{V} \quad ; \quad \frac{dx}{dt} = \frac{V}{\text{sen } i}$$

siendo $dx/dt = v$ la velocidad de fase horizontal, por lo tanto, el parámetro de rayo se define como el recíproco de la velocidad de fase horizontal, esto es

$$p = \frac{dt}{dx} = \frac{1}{\frac{dx}{dt}} = \frac{1}{v}$$

En el espacio tau-p cada traza representa un parámetro de rayo, por lo tanto, cada traza representa un único ángulo de incidencia, por consecuencia, los eventos pueden ser separados por ángulos de incidencia y los múltiples llegan a ser exactamente periódicos en el espacio tau-p.

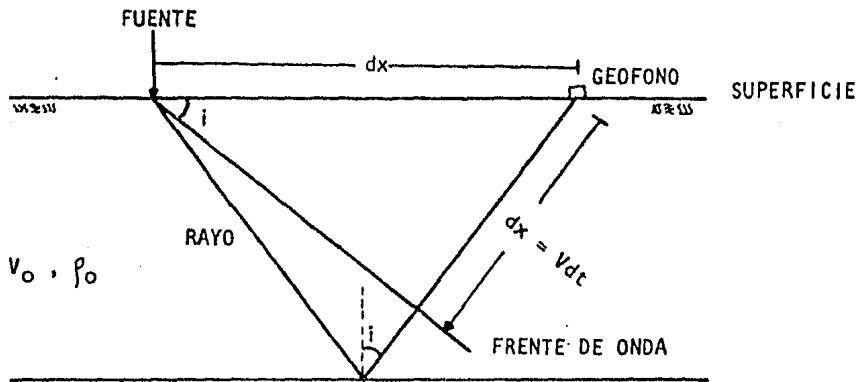


Fig. 3-1 Frente de onda plana de una onda sísmica intersectando la superficie de la tierra. El ángulo i es el ángulo entre la vertical y el rayo asociado con el frente de onda, así como también el ángulo entre la superficie horizontal y el frente de onda. V es la velocidad de propagación del frente de onda sísmico y dx/dt es la velocidad de fase horizontal de la onda como un barrido a través de la superficie. (Modificado de Tatham, 1984).

III.2 Aplicaciones de la Transformada tau-p o Slant stack

La transformada tau-p o slant stack es un arma bastante resolutiva y efectiva ya que logra separar con precisión eventos que están muy entremezclados y que dificultan su interpretación. Entre las diferentes aplicaciones del slant stack se encuentran las siguientes:

- Aislamiento del Ground Roll y refracciones dentro del registro sísmico
- Separación de ondas compresionales y ondas convertidas
- Limitación de ángulos de incidencia
- Atenuación de múltiples en áreas marinas de " piso duro "
- Combinación de registros de multicomponente
- Interpolación y remuestreo de datos
- Análisis de velocidades

La atenuación de múltiples en el dominio tau-p puede suceder de dos maneras diferentes: (1) los múltiples son exactamente periódicos y por lo tanto pueden ser atenuados mediante análisis de series de tiempo y (2) algunos múltiples son dependientes del ángulo de incidencia, por lo tanto pueden ser separados simplemente por eliminación de ángulos de incidencia asociados con múltiples fuertes.

Una aplicación de la transformada tau-p es la atenuación o eliminación del Ground Roll mediante la limitación del valor de p en la transformada tau-p. En efecto, puesto que el Ground Roll es un evento li-

neal dispersivo, este no aparecerá en el slant stack debido a que esta asociado con velocidades bajas y esta representado por el máximo valor de p , por lo que el Ground Roll no esta incluido en este dominio y una inversión del dominio tau- p al dominio T-X reproducirá todos los eventos originalmente observados excepto el mismo Ground Roll.

El aislamiento de refracciones es factible en el espacio tau- p . Las refracciones en este espacio las transforma a simples puntos debido a que en el espacio T-X estos eventos tienen pendientes constantes a lo largo de su trayectoria entera y un único tiempo de arribo en el offset cero. Por lo tanto, las refracciones mapeadas en el espacio tau- p corresponden a un punto de concentración de energía.

Las hipérbolas de reflexión, con diferentes pendientes a lo largo de su trayectoria, en el espacio T-X, se transforman a elipses en el espacio tau- p . Significativamente, las elipses nunca se cruzan unas con otras, aún si las hipérbolas de reflexión se cruzan a distancias considerables del punto de tiro.

El análisis del ángulo de incidencia en el espacio tau- p es útil en dos aplicaciones inmediatas. Primero, en el aislamiento de ondas transformadas. Esto puede ser especialmente importante en áreas marinas en donde es factible observar ondas transformadas. Una segunda aplicación, es en áreas marinas donde existen grandes contrastes de impedancia acústica entre la capa de agua y la primera capa de sedimentos. En estas áreas la

energía de onda P no puede penetrar al subsuelo más allá del ángulo crítico entre el agua y el suelo marino.

Más allá de este ángulo crítico gran parte de la energía es de los múltiplos generados en la capa de agua. En efecto, en áreas marinas con este tipo de contactos y aguas someras se presentan problemas especiales en procesamiento de datos sísmicos. En particular el ángulo crítico, en el contacto agua-sedimentos, puede ser pequeño y de aquí puede ocurrir, debido al ángulo de incidencia, que la energía de onda compresional no penetre en el subsuelo. Esta limitación reduce la efectividad del método de punto de reflejo común especialmente por atenuación múltiple.

Para incidencia normal se transmite considerable energía desde el agua hacia el subsuelo. Más allá del ángulo crítico, sin embargo la energía de onda P no puede penetrar al subsuelo y más energía es aprovechable para la producción subsecuente de múltiplos en la columna de agua. Por lo tanto, la relación de amplitudes entre energía primaria y múltiplos aumenta con el incremento del ángulo de incidencia. Puesto que la energía de la onda P no se transmite más allá del ángulo crítico, la transformada tau-p permite solucionar este problema, pues se puede recuperar toda la energía primaria que se transmite antes del ángulo crítico y discriminar aquella que sólo sirve para generar múltiplos. Además la transformada tau-p puede ser usada para separar energía de onda P y energía de ondas transformadas obteniéndose un registro sísmico de onda compresional y otro corres-

pendiente a energía de onda transformada al hacer la inversión del espacio tau-p al espacio T-X.

El empleo de registros de multicomponente esta restringido en trabajos convencionales por lo que su uso es también limitado.

La interpolación y remuestreo de datos en el dominio tau-p es otra herramienta que puede ofrecer buenos resultados . Para ello se requiere que el intervalo de muestreo sea el más adecuado para mantener el rango dinámico de los datos originales.

El análisis de velocidades también es factible en el slant stack y sus principios son los mismos que se requieren para efectuarlo en el dominio T-X.

III.3 Ecuación de Tiempo de Viaje y Mapeo de Eventos en el Espacio tau-p

La ecuación de tiempos de viaje puede ser expresada en términos de fuente-receptor, agregando el producto de espesores-retardos verticales representado por tau (tiempo de intercepción) y parámetro de rayo horizontal p. La ecuación describe reflexiones y refracciones simultáneamente y es válido para cualquier distancia fuente-receptor.

A continuación se deducirá la forma general de la ecuación de tiempos de viaje para toda geometría experimentalmente usada para posteriormente describir el mapeo de datos en el espacio tau-p. La deducción de la fórmula de la ecuación de tiempos de viaje se llevará a cabo bajo la suposición de que se considera un medio homogéneo con capas horizontales planas.

Considerando una onda plana viajando en un medio homogéneo con velocidad V en una dirección especificada por el ángulo de incidencia i (ver figura 3-2), la onda plana viajará en un intervalo determinado ΔT una distancia $V\Delta T$, la cual puede ser descompuesta como:

$$\Delta X = V\Delta T \text{ sen } i \quad \text{y} \quad \Delta Z = V\Delta T \text{ cos } i \quad \dots\dots\dots(1)$$

entonces el tiempo de viaje puede ser expresado en términos de estas componentes de la siguiente manera:

$$\Delta T = p\Delta X + q\Delta Z \quad \dots\dots\dots(2)$$

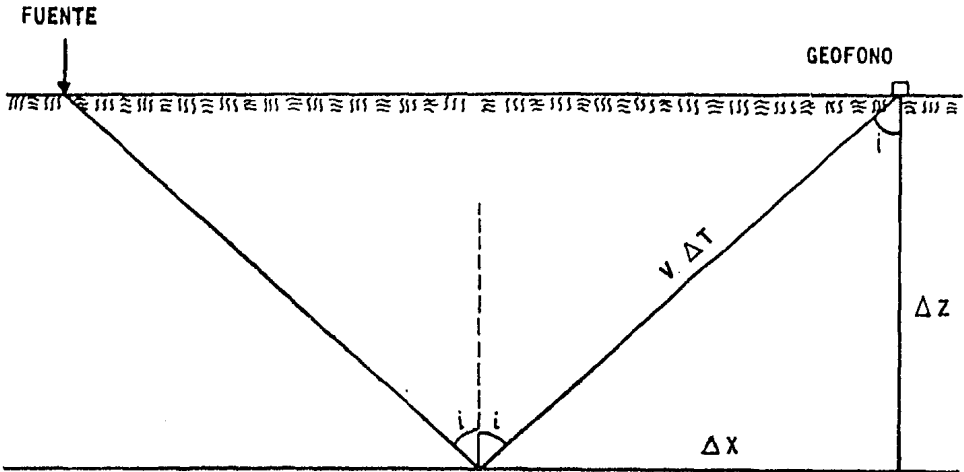


Fig. 3-2 Trayectoria de un rayo correspondiente a una onda plana en un medio homogéneo con velocidad V . El rayo tiene una dirección especificada por el ángulo de incidencia i con la vertical. Durante el intervalo de tiempo ΔT , el rayo recorre la distancia $V \Delta T$, la cual es descompuesta en la componente vertical ΔZ y la componente horizontal ΔX . (Modificado de Diebold y Stoffa, 1981).

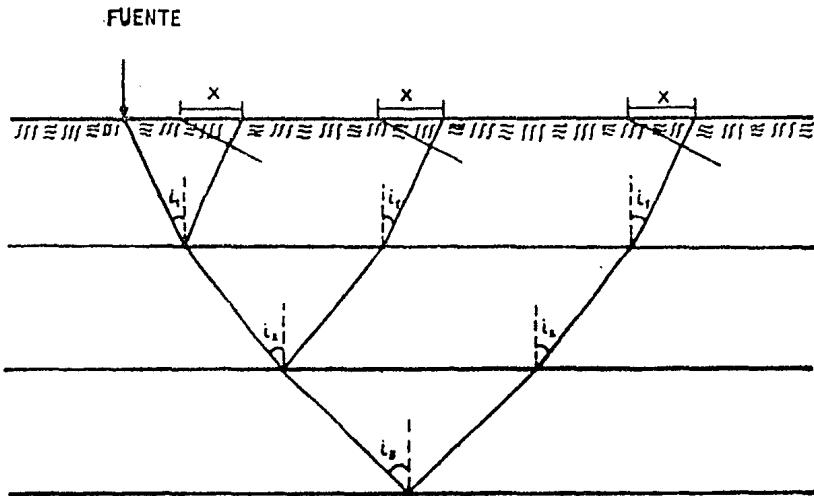


Fig. 3-3 Como se puede observar para este modelo de 4 capas, tenemos un parámetro de rayo asociado a un mismo ángulo de incidencia i_1 para los tres eventos pero con diferente tiempo de viaje, por lo tanto, el parámetro de rayo es constante para cualquier capa bajo esta consideración. (Couttolenc y Paredes, 1986).

donde

$$p = \frac{\text{sen } i}{V} \quad \text{y} \quad q = \frac{\text{cos } i}{V} \quad \dots\dots\dots (3)$$

son las componentes horizontal (parámetro de rayo) y vertical de la onda retardada, por lo tanto

$$\begin{aligned} u &= (p^2 + q^2)^{1/2} = \left[\left[\frac{\text{sen } i}{V} \right]^2 + \left[\frac{\text{cos } i}{V} \right]^2 \right]^{1/2} \\ &= \left[\frac{\text{sen}^2 i + \text{cos}^2 i}{V^2} \right]^{1/2} \\ &= \left[\frac{1}{V^2} \right]^{1/2} = \left[\frac{1}{V} \right] \quad \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

donde u es el módulo de la onda retardada.

Para una serie de capas horizontales, el tiempo de viaje total puede ser encontrado por contribuciones de sumas de componentes horizontales y verticales para cada capa. Usando la ecuación (2) y haciendo el arreglo apropiado para los retardos verticales q_j y espesores Z_j , se obtiene la ecuación de tiempos de viaje para ondas reflejadas o refractadas en un medio consistente de una suma de capas horizontales homogéneas

$$t = px + 2 \sum_{j=1}^n q_j Z_j \quad \dots\dots\dots (5)$$

donde p es una constante para ondas a través de contactos horizontales.

Aquí se reemplaza la suma de componentes horizontales por un único término que es px (ver figura 3-3). La ecuación (5) describe una línea recta, la cual es tangente a la curva de tiempo (hipérbola de reflexión) en un punto (x,t), con pendiente $p = dt/dx$ y tiempo de intercepción

$$z = 2 \sum_{j=1}^n q_j Z_j = t - px \quad \dots\dots\dots (6)$$

Como puede observarse el tiempo de intercepción sólo depende de los valores de q_j (retardo vertical) y de Z_j (espesor vertical) a lo largo del rayo. El producto por 2 dentro de la ecuación (6) representa el viaje doble de la onda. Ahora, partiendo del módulo de la onda retardada u_j

$$u_j^2 = p^2 + q_j^2 \quad ; \quad q_j^2 = u_j^2 - p^2$$

$$q_j = (u_j^2 - p^2)^{1/2} = (u_j^2 - p^2)^{1/2}$$

entonces la contribución de tau para una capa única puede ser escrita, partiendo de la ecuación (6), como

$$\tau_j = 2 Z_j q_j \quad ; \quad \tau_j = 2 Z_j (u_j^2 - p^2)^{1/2}$$

$$\tau_j^2 = 4 Z_j^2 (u_j^2 - p^2) \quad ; \quad \frac{\tau_j^2}{4 Z_j^2} + p^2 = u_j^2$$

por lo tanto

$$\frac{\tau_j^2}{4 Z_j^2 u_j^2} + \frac{p^2}{u_j^2} = 1 \quad \dots\dots\dots(7)$$

La ecuación (7) describe una elipse en el plano tau-p, que tiene longitudes semiaxiales de $2 Z_j u_j$ y u_j , con tiempo doble de viaje y retardo horizontal p de la capa. Cuando están presentes más capas, el mapeo del tau-p se hace como la suma de elipses. Es así como las hipérbolas de reflexión del espacio T-X serán representadas en el espacio tau-p como elipses.

A continuación se presentará un ejemplo de hipérbolas de reflexión, además de otros eventos como son la onda directa y la onda refractada y su correspondiente mapeo en el espacio tau-p.

Como se puede observar en la gráfica 3-4 aparecen los eventos anteriormente mencionados para un modelo simple de capas homogéneas y horizontales. En el panel izquierdo aparecen 3 hipérbolas de reflexión (A, B y C) y cada una de ellas contiene la misma pendiente pero aplicada en diferentes puntos tangentes a esta (a, b y c), por lo que se tiene un único parámetro de rayo en el espacio tau-p y por lo tanto se puede decir que la transformada tau-p es la suma de muestras de cada traza a lo largo de una pendiente dada. Esto es, para una pendiente dada $p = dt/dx$, una traza está formada por la suma de todas las amplitudes a lo largo de la pendiente.

Esta traza sumada, se muestra en la margen izquierda del dominio T-X y es un elemento (traza) de la transformación, la cual se muestra en una posición aproximada (en el panel de la derecha), de acuerdo con el valor estimado de p, con los eventos de reflexión a, b y c. La transformada se completa para formar una serie entera de trazas p para sumar a lo largo de numerosas y diferentes pendientes y así obtener la geometría elíptica de los eventos reflejados.

El Ground Roll y los arribos directos D, no aparecen en el panel derecho porque la velocidad es menor que la representada por el máximo valor de p en el dominio de la transformada.

Las líneas de refracción tienen una pendiente constante dt/dx , por lo tanto se transforman a puntos únicos en el espacio tau-p ubicando intersecciones de elipses correspondientes a dos diferentes reflectores.

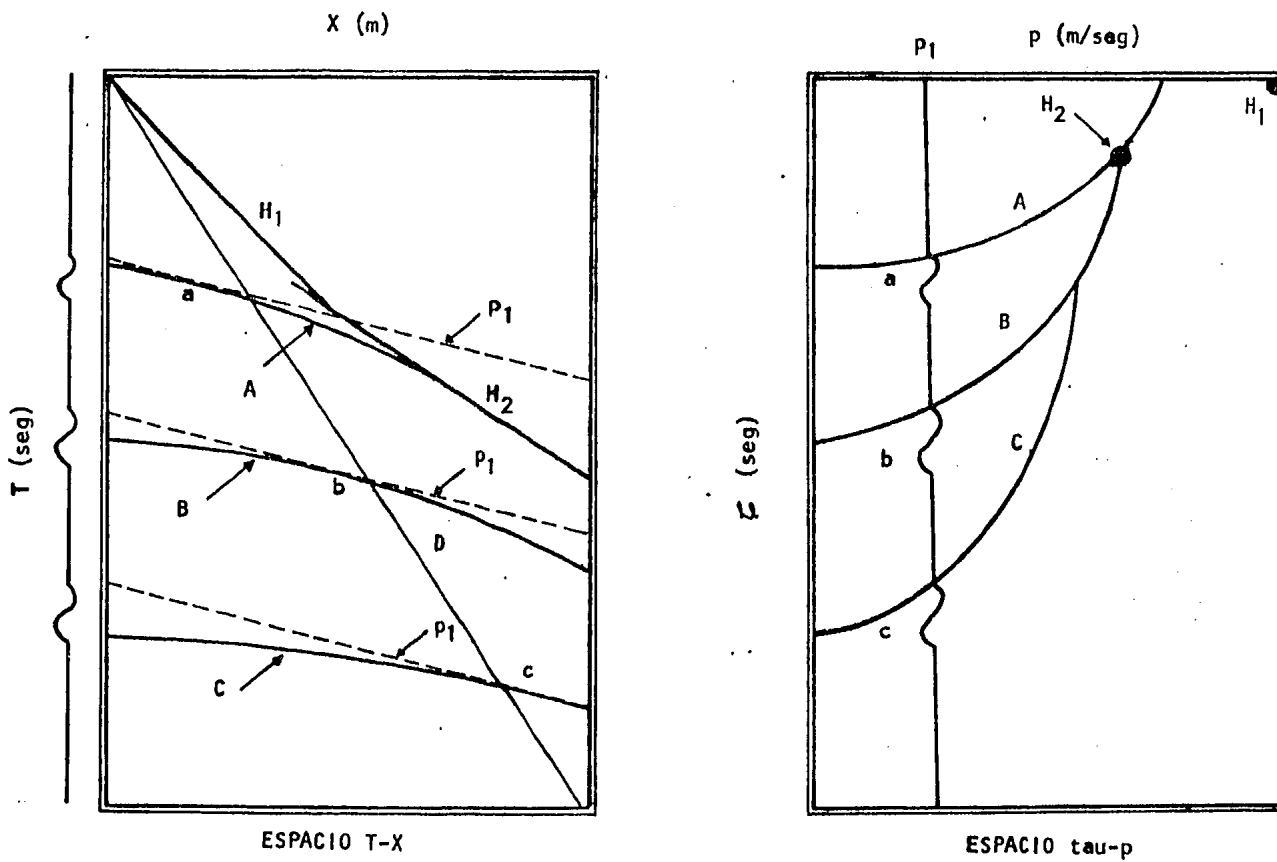


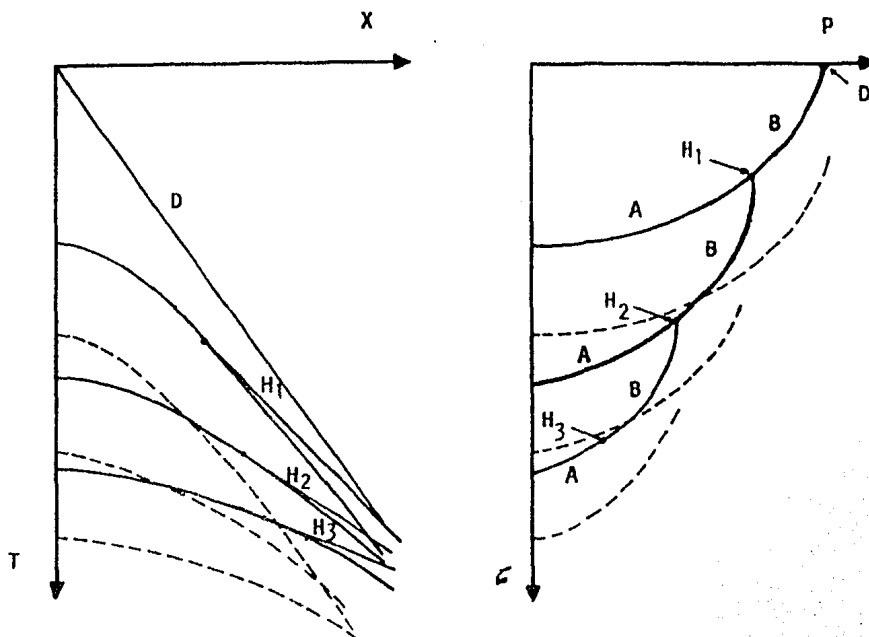
Fig. 3-4 Mapeo de eventos de reflexión (A, B, C), ondas refractadas (H_1 , H_2), onda directa D, del espacio T-X al espacio tau-p. (Modificado de Tatham, Keeney y Naponen, 1981).

En el espacio convencional T-X, cuando la onda P incide con un ángulo de incidencia igual al crítico, ésta ya no se transmite hacia el subsuelo sino que es refractada, es decir, viaja por la interfase. Más allá de este ángulo crítico, la onda P sólo se reflejara, sin embargo se sigue transmitiendo energía de onda convertida.

En el espacio tau-p estos eventos podrán ser observados de la siguiente manera: en una elipse se observaran reflexiones subcríticas hasta antes de la refracción crítica y reflexiones supercríticas después de este mismo punto sobre la misma elipse, ambas reflexiones corresponden a energía de onda compresional. Dichas zonas, es decir, aquellas en donde se producen las reflexiones subcríticas y las supercríticas se denominan región pseudo-acústica y pseudoelástica respectivamente.

La energía correspondiente a onda convertida también tiene forma elíptica y se confunde con las elipses de onda compresional, sin embargo, de acuerdo con la teoría, estas elipses de onda convertida se encuentran desplazadas en tiempo, por lo tanto la contribución mayor de energía convertida se podrá observar en aquella zona donde los parámetros de rayo son mayores, es decir, en zonas donde la velocidad de fase horizontal es baja. Los eventos de reflexión de onda compresional y convertida se pueden observar en la fig. 3-5.

Es así como mediante el mapeo tau-p de los eventos que apare--cen en el espacio T-X, es más fácil separarlos y atenuarlos, por lo cual



- A: Reflexiones subcríticas
- B: Reflexiones supercríticas
- D: Arribo directo
- H: Arribo de refracción
- Curvas de reflexión de onda P —————
- Curvas de reflexión de onda S - - - - -

Fig. 3-5 Mapeo de reflexiones subcríticas, supercríticas, refracciones críticas, reflexiones de onda compresional y convertida del espacio T-X al espacio tau-p. (Modificado de Diebold y Stoffa, 1981).

este dominio provee una organización geométrica de los eventos mucho más efectiva que la convencionalmente usada en el dominio T-X.

III.4 El Método de Inversión del Slant stack

Se ha visto de una manera geométrica cómo los eventos sísmicos registrados en el espacio T-X son mapeados correspondientemente en el espacio tau-p, lo cual no representa mayor dificultad. Sin embargo, un análisis teórico de como pasar de un espacio a otro, así como el proceso inverso, requiere de la teoría basada en el análisis de Fourier.

La transformada tau-p o transformada Radon, en forma directa, de una función continua $u(x,t)$ se define como:

$$U(p,z) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, px + z) dx$$

como se ve, la transformada es una función de dos variables; el tiempo de intercepción z y parámetro de rayo p ,

La transformada inversa tau-p se define como

$$u(x,t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} \int H^+ [U(t-px,p)] dp$$

siguiendo el trabajo de Phinney et al (1981) y Chapman (1981), donde H^+ es la transformada de Hilbert de la función $U(t-px,p)$.

Se ha presentado las expresiones matemáticas del proceso directo e inverso de la transformada tau-p y no se tratará el desarrollo de las mismas ya que no es objetivo de este capítulo, sino el de presentar esta técnica como herramienta utilizable para la separación y atenuación de eventos sísmicos, en particular las ondas convertidas.

A continuación se muestra como se pasa del dominio tau-p al dominio T-X en donde eventos tales como puntos, que son concentraciones de energía en el espacio tau-p, representan líneas rectas en el espacio T-X.

Partiendo de la ecuación de tiempo de viaje

$$t = px + z \quad \dots\dots\dots(8)$$

que representa una línea recta en el espacio T-X con pendiente p y tiempo de intercepción z

$$z = t - px \quad \dots\dots\dots(9)$$

Esta línea recta representa un punto en el espacio tau-p. En la figura 3-6 se puede observar, en el espacio T-X, la línea recta formando un ángulo α con respecto al eje x y tiempo de intercepción t_0 . También se puede observar el correspondiente mapeo de la línea recta en el dominio tau-p, el cual es un punto cuyas coordenadas son (p_0, z_0) .

Puede obtenerse, al igual que en el espacio T-X, la ecuación de una recta en el espacio tau-p:

$$z = t_0 + \tan\beta p_0 \quad \dots\dots\dots (10)$$

donde $\tan\beta$ es la pendiente de la recta y t_0 es el tiempo de intercepción del espacio tau-p. Encontramos ahora el método de inversión del punto a la recta, es decir, del dominio tau-p a T-X, de este evento (punto). Se puede hacer pasar una familia de rectas cualesquiera por el punto (p_0, z_0) (ver figura 3-7-a) obteniéndose un ángulo para cada recta, satisfaciendo la ecuación (10), de esta manera el tiempo de intercepción es

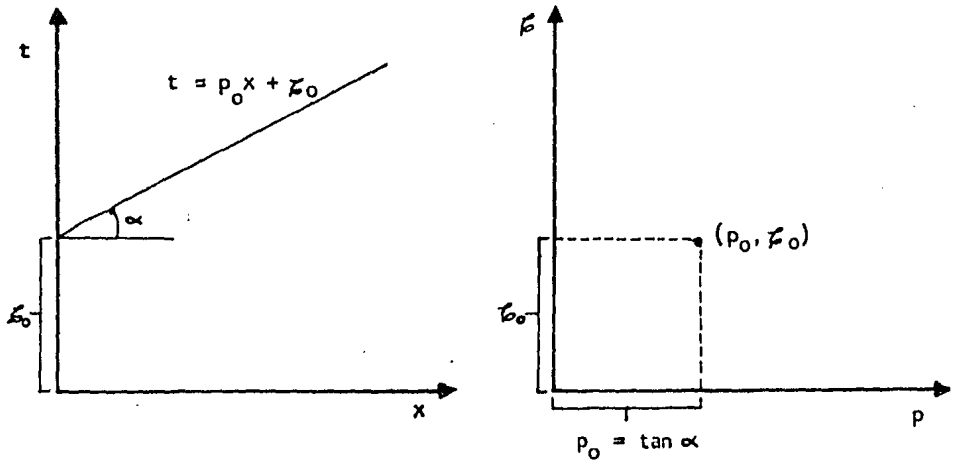


Fig. 3-6 El Slant stack de una línea recta es un punto. (Modificado de Robinson, 1982).

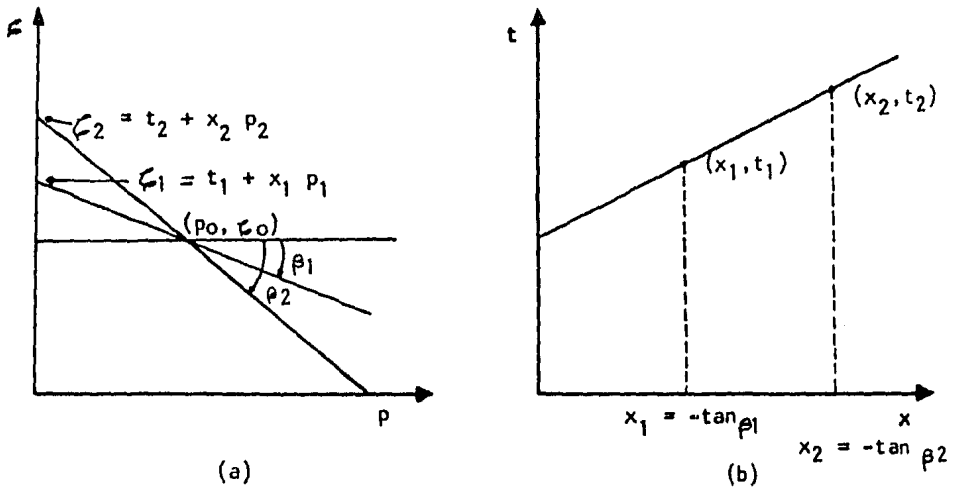


Fig. 3-7 a) Se hacen pasar rectas cualesquiera por el punto (p_0, z_0) para formar ángulos con la horizontal; b) Recta original del espacio T-X correspondiente al punto mapeado en el dominio tau-p. (Modificado de Robinson, 1982).

$$t = \tau_0 - \tan \beta p_0 \dots\dots\dots(11)$$

cuya pendiente es $x = - \tan \beta$, por lo tanto, para cada ángulo β que se forma al pasar líneas por el punto (p_0, τ_0) se crea un punto en el espacio T-X, es decir, $(x, t) = (- \tan \beta, \tau_0 - p_0 \tan \beta)$. Puesto que se hacen muchos barridos del ángulo β , se obtienen varios puntos en el espacio T-X, para obtener una línea recta de la forma

$$t = \tau_0 + p_0 x$$

esto es, una línea recta cuya pendiente es p_0 y tiempo de intercepción τ_0 . Como se puede observar se regresa al evento original. La figura 3-7-b muestra la gráfica para dos ángulos β y por lo tanto, las distancias x_1, x_2 y los tiempos t_1, t_2 correspondientes a β_1 y β_2 , la union de esos dos puntos (x_1, t_1) y (x_2, t_2) da la línea original que puede ser un evento de reflexión o la onda directa.

Este ha sido un caso sencillo de como un punto del espacio tau p regresa a su forma original representado en el espacio T-X. Algo similar sucede para los demás eventos como son las elipses. Para este caso se hacen barridos con diferentes pendientes en todo el registro obteniéndose un conjunto de puntos que formarán nuevamente los eventos correspondientes a hiperbólas de reflexión o difracciones del espacio T-X.

Es de suma importancia el conocer esta técnica en sismología de exploración ya que la atenuación y aislamiento de eventos indeseables en los sismogramas se logra de una manera sencilla y precisa, realizando de esta forma los eventos de interes y, lo más importante, obteniéndose informa-

ción que en su mayor parte es de onda compresional en una sección sísmica final y de ondas convertidas en otra sección, lo cual facilita al interprete una visualización más clara de los eventos registrados, proporcionando el material base para hacer un mejor análisis interpretativo estructural y estratigráfico encaminado a detectar hidrocarburos.

III.- Consideraciones Prácticas en la Implementación del Slant stack

Para aclarar los conceptos antes mencionados, se presenta una secuencia de datos sintéticos que muestran reflexiones de ondas convertidas entremezcladas con reflexiones de ondas P. Los datos sintéticos se obtuvieron a partir de un modelo físico experimental (Tatham et al, 1983) que simula un medio marino somero y donde todas sus dimensiones fueron escaladas (en el modelo una pulgada representa 305 m y las velocidades fueron escaladas a 2.4 veces la velocidad real de los materiales empleados). Los receptores permanecieron fijos desplazando sólo una fuente sísmica a incrementos de 30 m a partir de un offset de 300 m hasta aproximadamente 9 000 m. El registro consta de 290 trazas con una longitud de 3 s y un intervalo de muestreo de 0.001 s. La distancia entre geófonos fue de 30 m.

La figura 3-8 muestra el registro original donde los eventos sísmicos observados incluyen: un arribo directo con una velocidad aproximada de 3 660 m/s; refracción del fondo marino con una velocidad aproximada de 6 100 m/s; hipérbolas de reflexión de ondas P en offsets cercanos e hipérbolas de reflexión de ondas convertidas que aparecen entre 2 450 m y 4 600 m de distancia en superficie. Más allá de los 4 600 m pocos datos están presentes debido a la longitud del registro (3 s).

La transformación directa aplicada a los datos de la fig. 3-8 muestra cómo las hipérbolas de reflexión de las ondas P en el dominio tau-p, son mapeadas a elipses entre 0 y 148 $\mu\text{s}/\text{m}$, con concentraciones de energía en rangos particulares de p (menor que el ángulo crítico). Las refle---

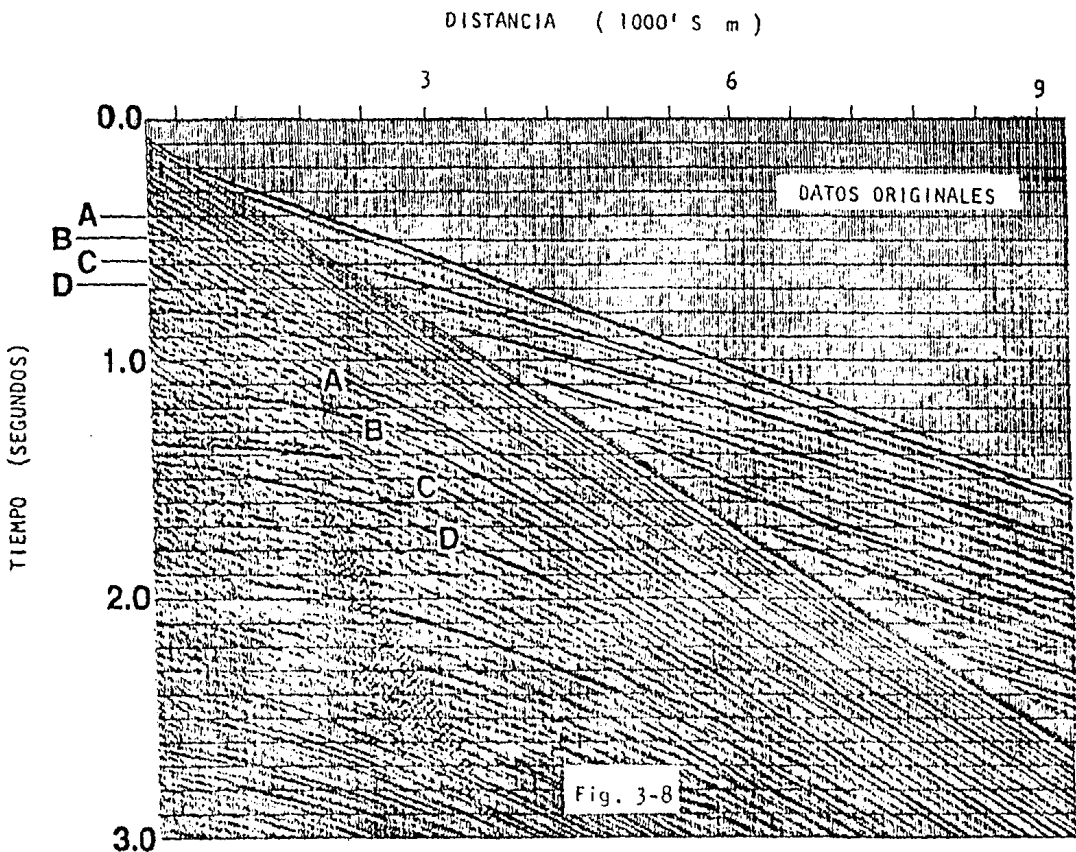


Fig. 3-8 Registro original del modelo físico experimental. Las letras de la A a la D identifican 4 reflectores asociados tanto a ondas P como a ondas convertidas PS. Se puede observar un arribo directo, la refracción del fondo marino y reflexiones de ondas P y ondas PS (Modificado de Tatham et al, 1983).

xiones de onda S aparecen más allá del ángulo crítico. El arribo de refracción y el arribo directo están concentrados en pequeñas zonas del espacio tau-p, cerca de $p = 157 \mu\text{s/m}$ ($i = 38^\circ$) y entre $p = 246 - 249 \mu\text{s/m}$ ($i = 70^\circ - 90^\circ$) respectivamente (fig. 3-9).

Una transformación inversa de los datos de la figura 3-9 regresa al dominio T-X como se puede apreciar en la figura 3-10 y 3-11 donde se realizó dicha transformación pero limitando los valores de p. Para el primer caso los datos se invirtieron para un rango de p entre 0 y $164 \mu\text{s/m}$ y para el segundo en un rango de $164 \mu\text{s/m}$ a $269 \mu\text{s/m}$, obteniendo así dos secciones que muestran separadamente los eventos P y los eventos convertidos. Esta separación de eventos, de acuerdo a determinados valores de p, actúa como un filtrado de velocidad de fase horizontal variable en el tiempo.

El slant stack es un proceso de filtrado en dos dimensiones y al igual que cualquier otro proceso de esta naturaleza sobre datos discretos, se debe tomar cierto cuidado para evitar el doblado del espectro (aliasing) de los datos de entrada. El aliasing se puede presentar al pasar los datos del dominio T-X al tau-p y/o durante el proceso inverso. La figura 3-12 muestra como el aliasing puede ser introducido en el slant stack.

La mejor contribución al dominio tau-p para un valor determinado

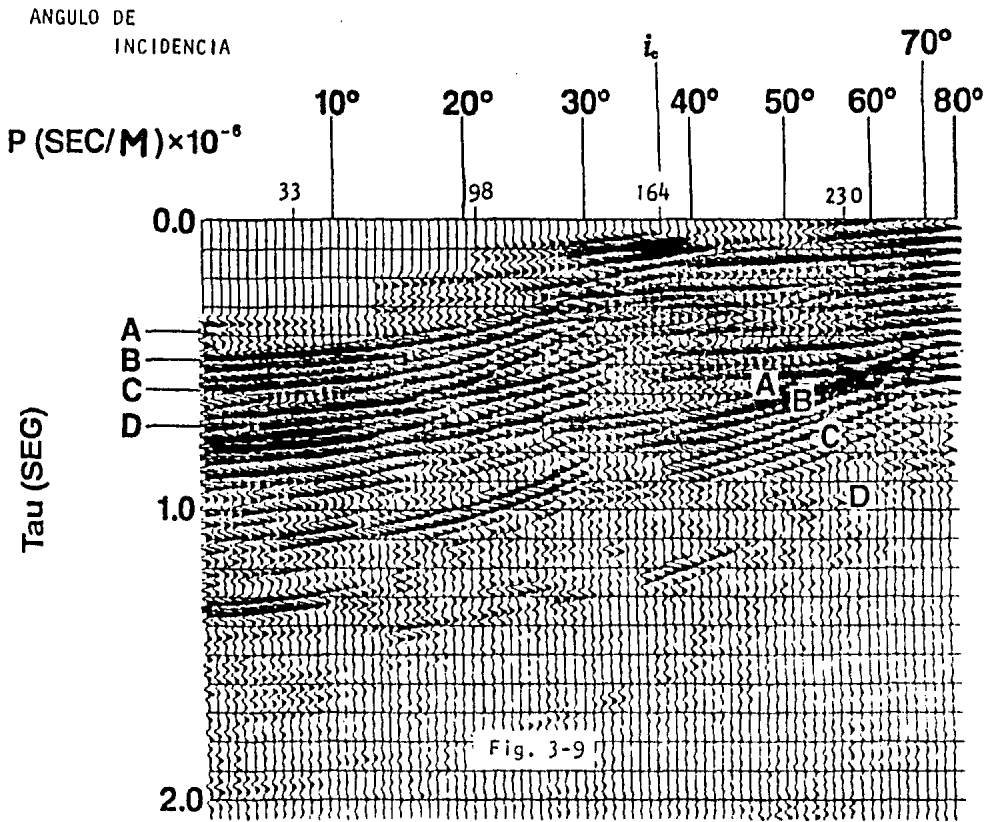


Fig. 3-9 Transformación directa del registro original de la fig. 3-8. Cada traza representa un único parámetro de rayo p . Si la velocidad cerca de la superficie es conocida, como en el caso marino, cada traza p representa un ángulo de incidencia en superficie (Modificado de Tatham et al, 1983).

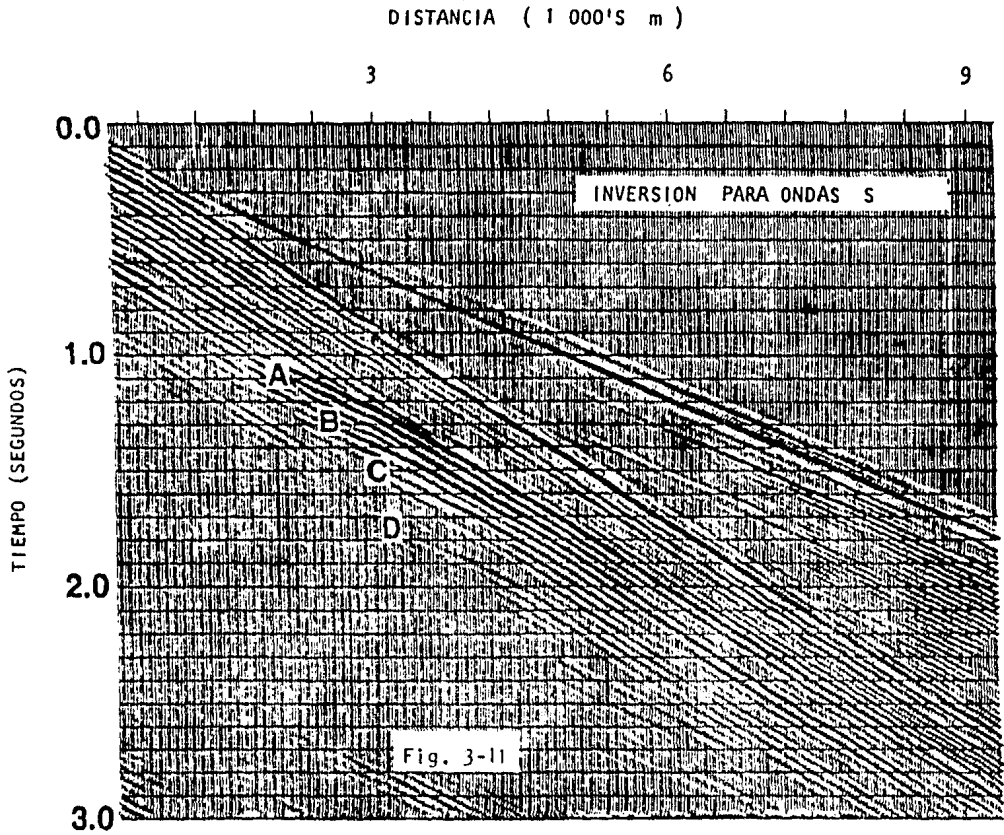


Fig. 3-11 Transformación inversa para valores de p entre 164 y 269 $\mu\text{s/m}$ (para ángulos de incidencia mayores que el ángulo crítico). Las reflexiones de ondas convertidas están aisladas, atenuando las reflexiones de onda P (Modificado de Tatham et al, 1983).

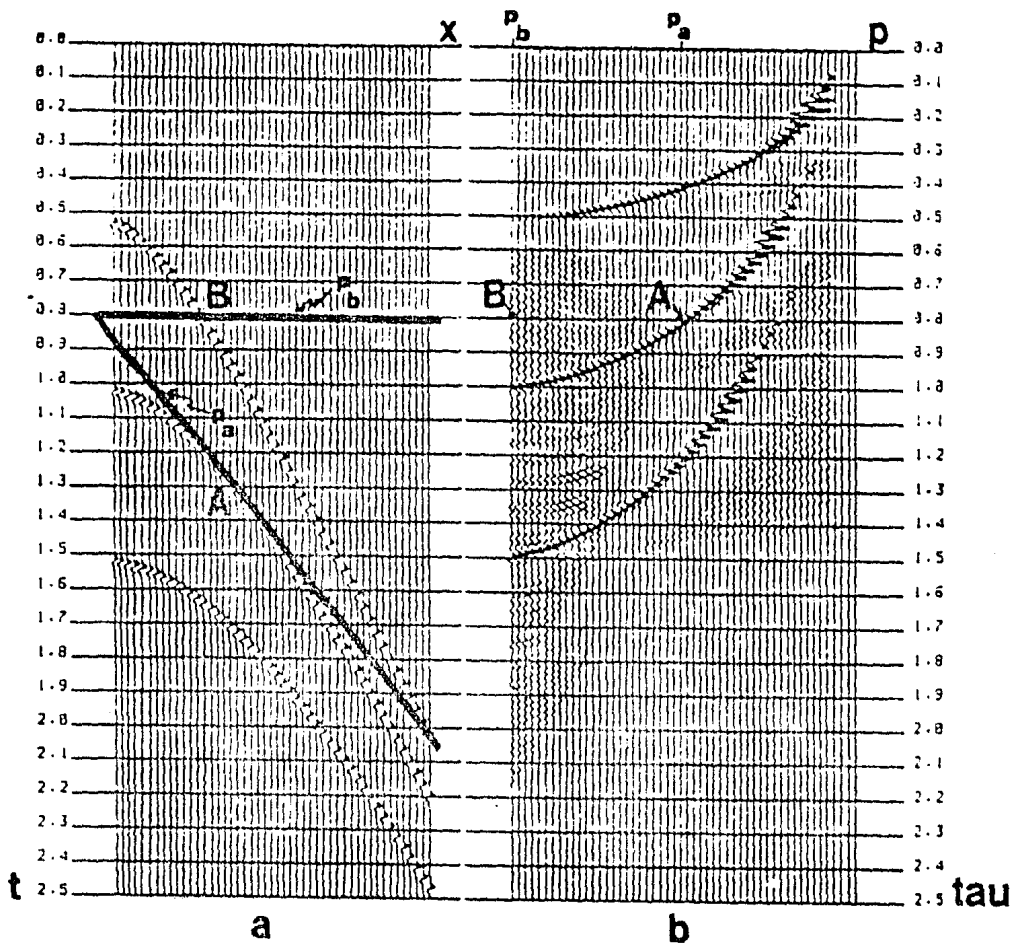


Fig. 3-12 Alteración del slant stack por aliasing.

a) Registro con 3 eventos de reflexión que muestra dos trayectorias de apilamiento para $t_0 = 0.8$ s. La trayectoria p_a es tangente al segundo evento hiperbólico entre 1.2 y 1.4 s, y su mapeo en el dominio tau-p se ubica en A (fig. b). La trayectoria p_b corta el primer evento hiperbólico en B (fig. a). Entonces para este valor particular de p, el efecto del aliasing espacial se ubica en B en el dominio tau-p.

b) Slant stack del registro en a), donde la gran cantidad de ruido es debido primeramente al aliasing espacial.

de p , es donde la trayectoria de apilamiento (recta de pendiente p) es tan gente al evento sísmico (región A, fig. 3-12-a). En teoría, donde la trayec toria de apilamiento corta un evento sísmico (región B, fig. 3-12-a) las am plitudes deben sumar cero, pero esto no sucede debido al muestreo discreto.

Una forma de reducir el aliasing durante la transformación direc ta, es limitar los valores de p de tal manera que las rectas a lo largo de las cuales se suman las amplitudes, asociadas a estos valores, queden en un rango donde sean tangentes a los eventos sísmicos. Para definir es-- tos límites de p los cuales varían con X y T , asumimos que todos los even- tos de interés son reflexiones definidas por la hipérbola de reflexión usual. Entonces partiendo de la ecuación de tiempo de viaje, tenemos:

$$T^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}$$

diferenciando

$$\frac{dT}{dx} = \frac{2x}{2Tv^2} ; \quad p = \frac{dT}{dx} = \frac{x}{Tv^2}$$

por lo tanto

$$p_{\min} = \frac{x}{TV_{\max}^2} ; \quad p_{\max} = \frac{x}{TV_{\min}^2}$$

donde: V es la velocidad de propagación o V_{NMO} .

T es el tiempo doble de viaje.

x es la distancia fuente-receptor.

Este proceso es un paso adicional que se aplica durante la

transformación directa y que es llamado por algunos autores como filtrado de velocidad hiperbólico (Tatham, 1984).

En el proceso inverso, el aliasing se puede evitar si de antemano se ha asegurado la elección del número de trazas p de acuerdo al siguiente criterio: Maroot y Gravely (1984) muestran que los registros en el dominio tau- p deben tener un incremento Δp no mayor que

$$\Delta p = 1 / (F_{\max} \cdot X_{\max})$$

donde F_{\max} es la frecuencia máxima en los datos y X_{\max} la distancia más lejana de la fuente.

Los valores de p son uniformemente distribuidos entre p_{\min} y p_{\max} , tal que el número mínimo de trazas p (N_p) queda determinado por:

$$N_p = (p_{\max} - p_{\min}) / \Delta p$$

o en el caso donde $p_{\min} = 0$

$$N_p = (X_{\max} \cdot F_{\max}) / V_{\min}$$

donde: $p_{\max} = 1/V_{\min}$

$p_{\min} = 1/V_{\max}$

siendo V_{\min} : Velocidad de fase horizontal mínima, que para datos marinos es la velocidad del agua (1 500 m/s).

V_{max} : Velocidad de fase horizontal máxima. Típicamente este parámetro es especificado como un valor muy grande (99999 m/s) para asegurar que los eventos planos sean procesados apropiadamente.

Generalmente es recomendable que el número de trazas p sea al menos igual al número de trazas del registro T-X. Sin embargo, dependiendo de la frecuencia y de los datos de entrada, el número de trazas en el dominio tau-p puede ser mayor. Esto con el propósito de mantener el rango dinámico de los datos originales.

IV.- UTILIZACION DE EVENTOS " P " Y " S " COMO IDENTIFICADORES DE

LITOLOGIA Y DETECCION DE HIDROCARBUROS

Se ha visto como la técnica del tau-p es utilizada como una herramienta indispensable para la separación de eventos P y S y ahora, obtenida la información un poco más limpia de disturbios que perturban la misma en los sismogramas, es factible manejar características físicas de las formaciones que dependen de la litología, tales como las velocidades sísmicas tanto de la onda P como de la onda S. En efecto, la incorporación de datos de ondas de corte en una interpretación integrada, contribuye a obtener información fundamental adicional. De esta manera los datos de ondas S (SV) pueden ser fácilmente combinados con la interpretación de datos convencionales de onda compresional. La inclusión de esta información adicional de onda de corte proporciona evidencias más directas de las propiedades físicas de las rocas mismas, así como la determinación de la relación de velocidades V_p/V_s ayuda como un identificador o indicador de litología y de detección de hidrocarburos.

En años recientes se ha incrementado el uso de V_p , V_s y la relación de velocidades V_p/V_s en exploración sísmica para estimación de porosidad, litología y fluidos saturantes en intervalos estratigráficos particulares. Pickett (1963) popularizó el uso de la relación de velocidades como un indicador de litología. Ericson et al (1968) propuso emplear las variaciones en V_p/V_s en la identificación de variaciones laterales en litolo

gía. Tatham y Stoffa fueron los primeros en proponer en 1974, la relación V_p/V_s como un indicador potencial de hidrocarburos.

En la práctica, la relación V_p/V_s puede derivarse de datos sísmicos por cálculo de relaciones de tiempos de viaje de la onda P y de la onda S, es decir, T_s/T_p , para un intervalo dado. En efecto, la relación V_p/V_s puede determinarse enteramente en términos de mediciones de tiempo hechas sobre secciones sísmicas apiladas de ondas P y S. Esto es, los tiempos de intervalo entre reflectores, para un intervalo estratigráfico particular, se miden directamente de secciones procesadas e interpretadas tanto de onda P como de onda S. El tiempo es quizá, la cantidad más precisa que se determina en la rutina de observaciones sísmicas. La clave de la interpretación es la correlación entre las secciones de ondas P y S en base a los mismos tiempos de reflexión T_s y T_p . De esta manera $V_p = D/T_p$ y $V_s = D/T_s$ para un intervalo y los espesores D forman la siguiente equiva--lencia

$$V_p/V_s = \frac{D/T_p}{D/T_s} = T_s/T_p$$

Esta relación es un buen medidor del contenido del fluido, además, ambos datos sísmicos de ondas P y S pueden tener bastante buena resolución y se puede determinar con precisión la cima y base del receptácu-lo de interés.

No cabe duda que años recientes los datos de onda de cizalla han incrementado la confiabilidad de la interpretación estructural de aque

llos eventos profundos. Las velocidades de ondas de cizalla y la relación de Poisson (la cual contiene la misma información que la relación de velocidades V_p/V_s) han venido a contribuir en la detección directa de hidrocarburos.

Hay otro indicador potencial de hidrocarburos y es el método del punto brillante (brigh^t spot) el cual se desarrollo a partir de 1973. Dicho método estudia la relación de los cambios de amplitud de los eventos sísmicos (o de los coeficientes de reflexión) con el contenido de fluidos en las rocas del subsuelo y se intenta establecer una correspondencia directa entre ellos. Sin embargo, a pesar de que este método es bueno, es necesario tener una confirmación con la ayuda de otro método como es la información obtenida de las ondas de cizalla.

Lo anteriormente descrito sugiere que una comparación de ondas sísmicas compresionales y de cizalla de un prospecto puede permitir a un intérprete discriminar entre anomalías relacionadas con gas y aquellas relacionadas con cambios de litología. En efecto, el estudio comparado de los dos eventos suministra un medio de efectuar una diferenciación entre punto brillante aplicado a gas y punto brillante litológico.

Futuras búsquedas con la ayuda de la aplicación de datos de ondas S para la detección de hidrocarburos, contribuirán a un mejoramiento en la calidad de las mismas, así como también una mejor comparación cuantitativa de secciones sísmicas de ondas P y S para la detección de hidrocarburos.

IV.1 Relación de Velocidades de Ondas Compresionales y de Cizalla (V_p/V_s) como Identificador de Litología

Algunas investigaciones de laboratorio (Pickett, 1963; Robert H. Tatham, 1982) sugieren que existe una asociación entre la relación de ve locidades sísmicas de la onda P y la onda S (V_p/V_s) y la litología de las rocas sedimentarias. En efecto, estas velocidades de los dos tipos de eventos intervienen en todas las relaciones que definen los principales pará metros elásticos característicos de medios homogéneos e isótropicos, tales co mo son la relación de Poisson, el coeficiente de rigidez, el módulo de Young, el módulo de compresibilidad, etc., los cuales son muy importantes en la evaluación de las características de las formaciones.

Todos los módulos elásticos dinámicos de un material pueden calcularse a partir de los valores de densidad y de las velocidades de las ondas compresionales y transversales. La tabla 1 contiene las fórmulas que se emplean para calcular los cuatro módulos elásticos importantes.

Las velocidades de la onda compresional y de la onda transversal en las rocas son fuertemente dependientes de la porosidad y de las condiciones de saturación. Ciertamente, si la porosidad aumenta provoca una disminución de las velocidades compresional y de cizalla (como se verá más adelante en la fig. 4-3 a y b).

Describiendo las características del módulo de compresibi-

Para el fluido

Densidad	ρ	
Velocidad Compresional	$V_p = \left[\frac{K + 4/3\mu}{\rho} \right]^{1/2}$	
Velocidad de Cizalla	$V_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2}$	$\Rightarrow 0$
Relación de Poisson	$\sigma = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 2}$	$\Rightarrow 0.5$
Relación de Velocidades	$\left[\frac{V_p}{V_s} \right]^2 = \frac{2 - 2\sigma}{1 - 2\sigma}$	$\Rightarrow \infty$
	$\left[\frac{V_p}{V_s} \right] = \frac{\mu}{K + 4/3\mu}^{1/2}$	
Coefficiente de Rigidez o Módulo dinámico de Cizalla	$\mu = \rho V_s^2$	$\Rightarrow 0$
Módulo de Young	$E = 2\mu(1 + \sigma)$	$\Rightarrow 0$
Módulo de Compresibilidad	$K = \frac{1}{3} \frac{E}{1 - 2\sigma}$	$\Rightarrow \rho V_p^2$

Tabla 1.- Relaciones entre las velocidades sísmicas y los módulos elásticos dinámicos.

lidad de rocas sedimentarias, no se puede considerar sólo las propiedades físicas de la matriz y del poro saturado, sino también la forma y distribución de fracturas y poros que componen la porosidad. Esta geometría del poro puede variar con la geometría del grano de sedimentos detríticos y patrones de solución de algunos carbonatos.

Por otra parte, las mediciones de laboratorio de rocas parcialmente o completamente saturadas, muestran una variación significativa de las velocidades sísmicas de ambos tipos de ondas con la naturaleza de los fluidos saturantes (gas, aceite, agua salada) (Gardner et al, 1974; King, 1966; Wyllie et al, 1956, 1958; Elliott and Wiley, 1975). En todos los casos, la velocidad de las ondas compresionales son más altas en muestras saturadas de agua que en las secas o saturadas de gas. Además en rocas parcialmente saturadas de cantidades pequeñas de aire o mezcla de gas con agua cambia significativamente la velocidad de onda compresional.

El comportamiento de la velocidad de la onda de cizalla es menos regular y depende de la porosidad y de los fluidos saturantes. Para las ondas de cizalla el comportamiento es generalmente opuesto al de la onda compresional, es decir, se tienen velocidades de cizalla más altas para el caso de rocas secas o saturadas de gas que en el caso de rocas saturadas de agua.

La diferencia que existe entre velocidades compresionales altas para saturación de agua y bajas para saturación de gas decrece con el

incremento de presión. La presencia de una pequeña cantidad (5 %) de gas en agua salada, como una mezcla inmisible, reduce la velocidad compresional significativamente.

Cuando existe una gran presión confinante, el coeficiente de reflexión de la onda P llega a ser pequeño, excepto cuando la presión del fluido en el poro (presión del gas) es muy alta. Por lo tanto, las grandes reflexiones o " Puntos Brillantes " de grandes profundidades pueden indicar formaciones con sobrepresión.

Los coeficientes de reflexión de contactos gas-agua salada son más bajos que aquellos de contactos donde sólo existe gas. Una combinación de velocidades de intervalo y amplitudes de reflexión pueden ayudar a identificar los receptáculos de gas-agua salada. La relación de Poisson para rocas saturadas de gas es más baja que en rocas saturadas de agua salada. Esta diferencia persiste a grandes profundidades. (Toksöz et al, 1976). En general la relación de Poisson depende de la naturaleza de la litología, del contenido de fluidos, de la densidad de los depósitos de gas o aceite, etc., y esta comprendido entre los valores de 0.3 y 0.7 .

Como se menciona , las ondas compresionales son sensibles al tipo de fluido en los poros dentro de las rocas y las ondas de cizalla sólo son afectadas ligeramente por cambios en el tipo de fluido, por lo tanto, la relación V_p/V_s es esencialmente sensible al fluido del poro que se encuentra en las rocas sedimentarias. En particular el valor de V_p/V_s es más ba-

jo (10 % - 20 %) para saturación de gas que para saturación de líquidos.

La velocidad de la onda P es una función de la densidad de la roca, por lo tanto, la velocidad de la onda P es una función de la compresibilidad de la roca y de su rigidez. La velocidad de la onda S, sin embargo, es solamente función del coeficiente de rigidez o módulo de cizalla y de la densidad de la roca (ver tabla 1).

De la tabla 1 se puede observar que la velocidad de cizalla para un fluido es cero ya que este tipo de onda no se transmite a través de ellos. De esta manera, los fluidos no tienen esfuerzo de cizalla y una onda de cizalla viaja a través de la matriz rocosa y no a través del material en el espacio poroso (Omens, 1978). Los gases son más compresibles que los líquidos, por lo tanto, la velocidad de una onda P en una roca llena de gas es generalmente más baja que en la misma roca llena con un líquido.

Los estudios de laboratorio y de registros sísmicos sugieren una correlación entre el tipo de roca (litología) y los valores de V_p/V_s observados. También, los modelos teóricos sugieren una asociación entre V_p/V_s y la geometría de fracturas (fig. 4-1). La relación aparente (α), que describe la forma de fracturas y de poros, muestra el efecto relevante de la geometría de las fracturas y a su vez es la cantidad física que controla las variaciones de V_p/V_s .

Considerando un medio homogéneo e isotrópico, sólo se requieren dos constantes elásticas para describir el sistema poroso. Aquí será necesario usar K , el módulo de compresibilidad y μ , el módulo de rigidez.

Las variaciones relativas entre cualquiera de dos constantes elásticas independientes, pueden estar asociadas a variaciones de V_p/V_s . Puede observarse en la figura 4-2 la correspondencia entre la relación de Poisson, la relación de velocidades y la relación K/μ . Esta correspondencia puede expresarse matemáticamente como:

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma} = \frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}$$

Como se puede observar, de la gráfica que se muestra en la fig. 4-2, el efecto que se tiene en la relación K/μ con el coeficiente V_p/V_s no es igual al que se tiene con el mismo coeficiente V_p/V_s sobre la relación de Poisson, esto se debe simplemente a las distintas mediciones de las mismas propiedades físicas de las rocas, pero las diferentes relaciones antes mencionadas pueden usarse indistintamente.

Se han propuesto numerosos modelos teóricos para describir la propagación de ondas elásticas en rocas sedimentarias. Quizás el más satisfactorio de estos es el modelo de Biot. Este modelo requiere del conocimiento de las propiedades elásticas y acústicas de la matriz, el fluido saturante del poro y las propiedades elásticas de la estructura o esqueleto compuesto de material de matriz.

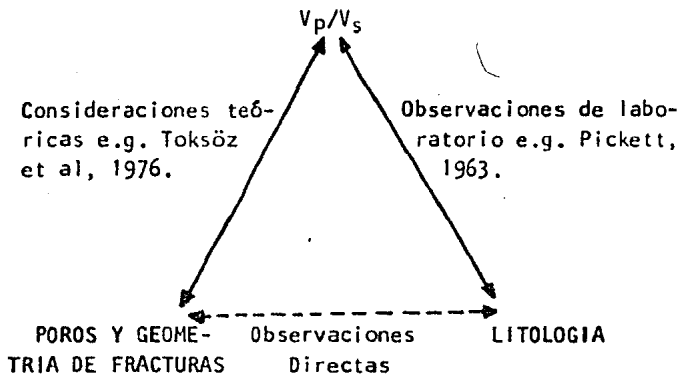


Fig. 4-1 Relación conceptual entre las propiedades de rocas sedimentarias. La observación directa de la geometría de fracturas para varias litologías eliminará ambigüedades en el uso de ambas, observaciones empíricas y modelos matemáticos, para establecer una fuerte correlación entre V_p/V_s y litología. (Modificado de Tatham, 1982).

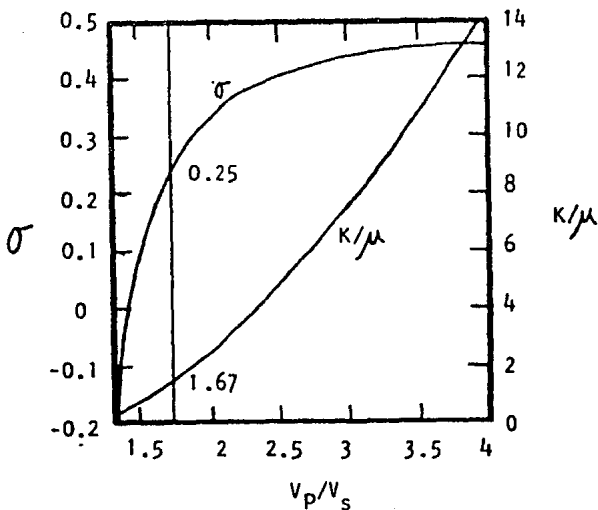


Fig. 4-2 Relación entre el coeficiente V_p/V_s y otros dos parámetros, σ (Relación de Poisson), y K/μ (la relación de Compresibilidad y Rigidez). Note la relación aproximadamente lineal entre V_p/V_s y K/μ , especialmente para valores grandes de V_p/V_s . (Modificado de Tatham, 1982).

Existen algunos otros modelos teóricos en donde la forma del poro y de las fracturas se resumen en un parámetro único, la "relación aparente", que es la relación de la dimensión mínima a la dimensión máxima. Los valores grandes de la relación aparente están asociados usualmente con vacíos entre granos y los valores pequeños representan grietas o fracturas en contactos intergranulares. Juntos, la serie entera de fracturas o grietas y poros, con variación en la relación aparente, constituye la porosidad total de la roca.

Toksöz y sus colaboradores (Kuster y Toksöz, 1974, 1976; Chen y Toksöz, 1976) han considerado el problema de la relación aparente y su efecto sobre velocidades de ondas sísmicas. Consideran una serie de valores de relación aparente la cual consiste en definir un porcentaje de concentración de volumen de poros $c(\alpha_m)$ para cada relación aparente considerada, así como también el estado de saturación.

Los parámetros calculados como una función de la relación aparente (α) y concentración de volumen de poros son las velocidades V_p , V_s y por consiguiente la relación de velocidades V_p/V_s . Estas cantidades se grafican como una serie de curvas, representando contornos sobre una superficie tridimensional, con valores de α en el eje vertical y c en el eje horizontal. La concentración de volumen de poros es simplemente la porosidad asociada con un valor particular de la relación aparente de grietas o poros. En el espacio α - c , el espectro poroso se describe por una curva

trazando valores $\alpha - c$, y la porosidad total es la suma de la concentración de volumen de poros c , a lo largo de la curva (ver fig. 4-3-a, b, c).

La gráfica 4-3-a muestra V_p , la velocidad de onda compresional, como una superficie en el espacio $\alpha - c$. La superficie muestra como V_p , varía con α y c . En un α dado, V_p decrece con el incremento de porosidad. Note que, quizás, para pequeños valores de α , V_p es menos sensible a la porosidad que a α .

De las consideraciones anteriores se concluye que la "relación aparente", α , es un factor que afecta fuertemente la correlación V_p/V_s -litología observada.

Los modelos teóricos que anteriormente se mencionaron sugieren que las velocidades sísmicas de areniscas pueden ser controladas por forma de grietas o fracturas y de poros con valores de α , en el rango de 10^{-1} a 1, dolomita en el rango de 10^{-2} a 10^{-1} y calizas densas, de porosidad generalmente baja, en el rango de 10^{-3} a 10^{-2} .

Las observaciones directas de la relación aparente de fracturas y poros en rocas sedimentarias prueba estas inferencias y ofrece una base para el conocimiento físico y geológico dentro de interpretaciones litológicas de relaciones de velocidades de V_p/V_s .

Ahora bien, existe otro factor, no tan importante como α , pero que influye de forma primordial en la relación de velocidades y ese

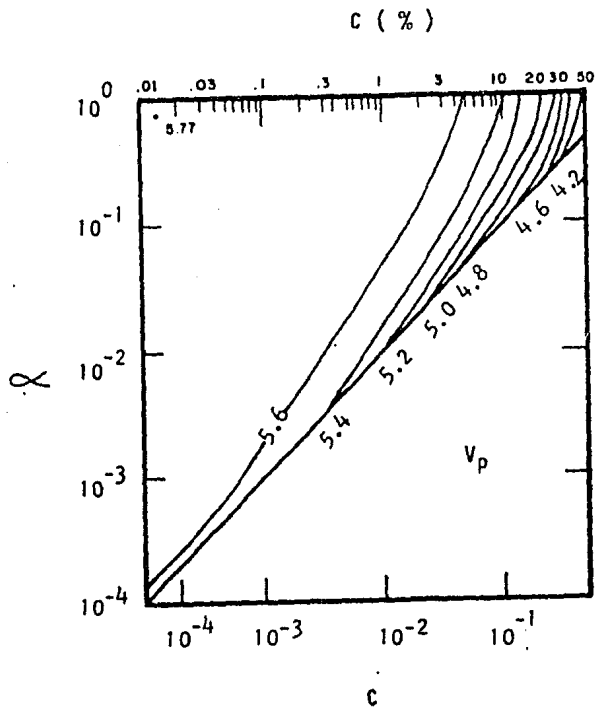


Fig. 4-3 a) Gráfica del cálculo de la velocidad de onda compresional V_p (km/s) como una función de α (relación aparente) y c (concentración de volumen de poros o porosidad). Las velocidades fueron calculadas usando el modelo de Toksöz et al (1976). Las suposiciones requieren que $c(\alpha) < \alpha$. La porosidad total es la suma de concentraciones asociadas con una serie de relaciones aparentes. V_p se muestra como una superficie con valores constantes de V_p . Note que V_p , especialmente para valores grandes de α , es más sensible a la concentración de poros o porosidad que a la forma del poro o relación aparente. Las constantes elásticas están en megabares y las densidades en g/cm^3 y los módulos son $K = 0.5$, $\mu = 0.3$, $\rho = 2.7$ para la matriz y $K' = 0.24$, $\mu' = 0.0$ y $\rho' = 1.03$ para el fluido saturante en el poro (agua salada). (Modificado de Tatham, 1982)

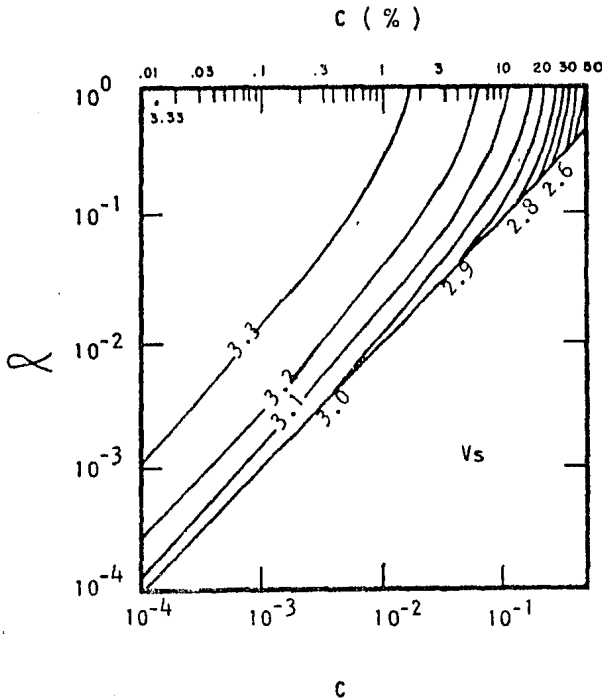


Fig. 4-3 b) Gráfica de la velocidad de onda de cizalla V_s (km/s) como una función de α y c . Las constantes elásticas del modelo son las mismas que se consideran en la gráfica 4-3-a. Notese que, V_s es más sensible a la porosidad o concentración de poros que a la forma del poro. La sensibilidad de V_s a la forma del poro es más fuerte que para el caso V_p . (Modificado de Tatham, 1982).

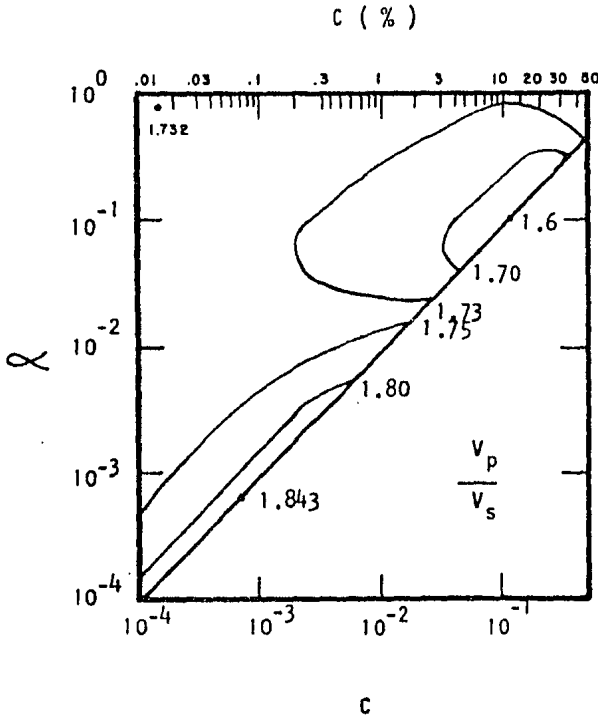


Fig. 4-3 c) Gráfica de la relación de velocidades V_p/V_s para el modelo usa do en las gráficas de la figura 4-3-a y b. Note la sensibilidad pronunciada de V_p/V_s tanto para la forma del poro como para la concentración c . Los valores mínimos de V_p/V_s , menores que 1.70, son en la concentración de poros, o porosidad, de 3 a 25 % y de 10^{-1} a 1 para la relación aparente. En concentraciones bajas, los valores de V_p/V_s altos generalmente resultan de grietas o fracturas. Note que en el rango de porosidad de 15 a 30 % hay generalmente un incremento en V_p/V_s con el incremento de porosidad (Modificado de Tatham, 1982).

factor es el contenido de arcilla en las rocas. En efecto, el contenido de arcilla incrementa la relación V_p/V_s como la porosidad. El análisis de la relación de velocidades de Tosaya (1982) y Eastwood y Castagna (1983) indican que la relación de velocidades es menos sensible a la variación de este parámetro que a la variación de porosidad. Sin embargo, el rango de variación en el contenido de arcilla puede ser grande, por lo tanto, V_p/V_s puede ser fuertemente dependiente de este factor. En la gráfica 4-4 se puede observar como varía la relación de velocidades como una función de la profundidad para rocas sedimentarias tales como la lutita y la arenisca. La gráfica 4-5 muestra el efecto de las variaciones de la porosidad sobre la relación de velocidades V_p/V_s .

Consultando la literatura se encuentran valores de V_p/V_s para areniscas en un rango de 1.5 a 1.9, como la mayoría de areniscas saturadas de agua-aceite, decreciendo entre valores de 1.65 a 1.80 (Gregory, 1976; Hamilton, 1979; Tatham, 1982). Las areniscas saturadas de gas tienen valores típicos de 1.5 a 1.9 de V_p/V_s y las calizas de 1.71 a 2.75 con valor promedio de 1.9 (Hamilton, 1979). Pickett (1963) reporta un promedio de V_p/V_s en dolomita de 1.8. Hay mucho menos información publicada sobre la relación de velocidades en lutitas. Los valores reportados in-situ varían de 2.43 en la lutita Grayson (Geyer y Narther, 1969) a 2.6 en muestras someras de lutitas marinas inconsolidadas (Hamilton, 1979) y 2.7 en la lutita Pierre (Mc Donal et al, 1958; White y Sengbush, 1963). Las mediciones de laboratorio en lutitas muestran típicamente valores bajos de V_p/V_s .

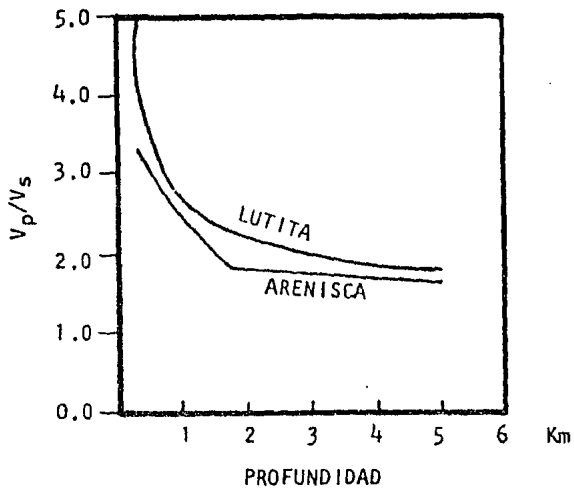


Fig. 4-4 Gráfica de V_p/V_s vs. Profundidad. La relación de velocidades se calculó como una función de la profundidad para rocas sedimentarias tales como la lutita y la arenisca. (Modificado de Castagna, Batzle y Eastwood, 1985).

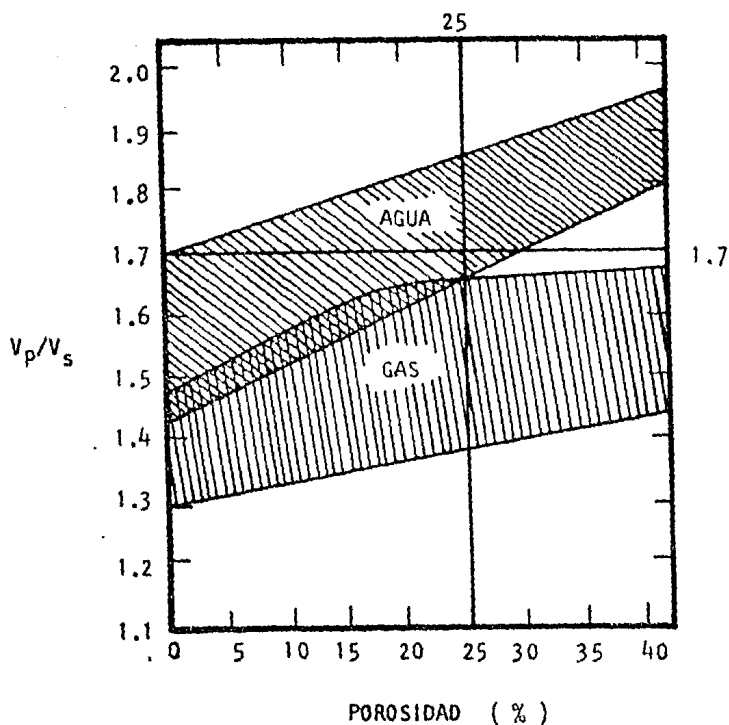


Fig. 4-5 Variación de V_p/V_s con la porosidad para una variedad de rocas sedimentarias consolidadas. Se muestran las regiones de gas y saturación de agua y una presión confinante que varía entre 0 y 10000 psi (0 y 6.9×10^7 pa). Como se podrá observar, los valores de V_p/V_s para sedimentos saturados de gas son siempre menores que 1.7, y puede ser razonablemente aproximado por un valor de 1.5. También se puede observar la separación de regiones de saturación de gas y saturación de agua por encima del valor de porosidad del 25%. Para una roca dada, aún en porosidad baja, la separación de V_p/V_s entre saturación de gas y agua puede ser alto, como entre 10 y 20%. (Modificado de Gregory, 1976).

En resumen se puede decir que la velocidad tanto de la onda compresional como de la onda de cizalla se ven afectadas por los siguientes factores:

- Constantes elásticas de los granos
 - Densidad de los granos
 - Tipo de material de cementación
 - Presión
 - Porosidad
- } Velocidad en rocas
-
- Densidad del fluido
 - Compresibilidad
 - Presión sobre el fluido
 - Tipo de fluido
- } Velocidad en fluidos

IV.- Técnica del Punto Brillante

A partir de 1920, año en que se inició la exploración sísmológica para la búsqueda de hidrocarburos almacenados en el subsuelo, se han desarrollado diversas técnicas, métodos, sistemas, equipos e instrumentos que utilizan las propiedades físicas de las rocas para predecir esos posibles depósitos de hidrocarburos.

Las técnicas más usadas y más efectivas han sido las de refracción y reflexión, esta última en la modalidad de P. R. C.

Esas técnicas aprovechan la propiedad de los estratos del subsuelo de servir como medio de transmisión a ondas acústicas producidas artificialmente, las cuales son reflejadas, detectadas, grabadas e interpretadas después de su registro en la superficie.

En el año de 1973 se desarrolló una técnica llamada Punto Brillante o "Brigh-Spot", la que se basa en los mismos principios de las técnicas que se mencionaron, con algunas variantes, principalmente en la etapa de proceso de la información, en donde además de la aplicación de correcciones estáticas y dinámicas, se corrige por divergencia esférica y no se aplica ganancia.

Los puntos brillantes o amplitudes anómalas de reflexión, son consecuencia de una gran variación de la velocidad sísmica de onda compresional.

sional y de grandes contrastes de densidad en las fronteras de receptácu--
los de gas, causados por diferencias existentes entre la roca receptora de
gas saturado y el material circundante.

La reducción de velocidad de la onda P en un receptáculo de
gas, relativo a la misma roca llena con un líquido, puede dar origen a ex-
presiones sísmicas en los mismos registros. Dichas expresiones sísmicas o
variaciones de amplitud de los eventos sísmicos se han denominado indicado
res de hidrocarburos y pueden presentarse uno o varios a la vez en las sec
ciones sísmicas. Se clasifican de la siguiente manera:

1.- Variaciones laterales de amplitud

- a) Puntos Brillantes (Brigh Spot)
- b) Puntos Oscuros (Dim Spot)

2.- Cambios laterales de velocidad (cambios en las curvas de isóvelocida--
des).

3.- Reflexión de contactos entre fluidos (contactos horizontales; gas-flui-
dos)

- a) Puntos Planos

4.- Pseudo-estructuras

- a) Sombrillas
- b) Mayor tiempo de reflejo (por debajo de un yacimiento de gas).

5.- Inversiones de polaridad del evento sísmico (cambio de fase del evento
marcado como la frontera superior del yacimiento).

6.- Distorsión de amplitud (debido a interferencia)

7.- Difracciones

8.- Absorción

9.- Atenuación de altas frecuencias

De acuerdo a lo expuesto, podría pensarse que para encontrar hidrocarburos bastaría con identificar uno o varios de los indicadores mencionados en las secciones sismológicas, con lo que prácticamente quedaría resuelto el problema de la exploración. Desafortunadamente no es así, por que existen otros factores que contribuyen a la variación de amplitudes, tales como son:

- En primer lugar, el pulso generado por la fuente. Aunque es difícil conocer la forma y características de la onda generada, se puede seleccionar el tipo de fuente de acuerdo al problema específico y así emplear tiros de dinamita, vibrosismo, dinosismo, etc.

- La forma de conexión y la sensibilidad de los detectores afectan también la amplitud. Una planeación inadecuada de campo referente a la conexión de los detectores tiene un efecto directo sobre las variaciones de amplitud.

- El arreglo direccional de los detectores es otro factor importante. El efecto sobre la amplitud de un reflejo recibido en la superficie con una cubierta lineal de detectores paralela a una capa reflectora con echa-do, es muy diferente al producido sobre el reflejo del mismo reflector de-tectado con la misma cubierta de detectores perpendicular al mismo.

- Otro factor se refiere al uso adecuado y calidad de los equipos de grabación y graficación; los amplificadores en mal estado tienen una acción nociva sobre las amplitudes y de igual manera los equipos de graficación, en donde se aplica normalmente una ganancia para efectos de presentación.
- Existe un decremento de amplitud proveniente de horizontes profundos debido a divergencia esférica, pérdida de alta frecuencia por absorción, pérdida de transmisión en las fronteras, curvatura y rugosidad del reflector.
- La distorsión de la onda de reflexión por reflexiones múltiples y atenuación por cercanía de la fuente a la superficie.
- Ruido que en general se puede clasificar en: a) Dispersión irregular y difusa de energía y b) Ruido microsísmico.

Como se dijo anteriormente no todos los indicadores de hidrocarburos están asociados con yacimientos. En efecto, cualquiera de las expresiones anteriores puede ser causada por rocas con velocidades bajas, cambios abruptos en estratigrafía y echados, los cuales parecen estar determinados en tiempo. En esta litología relativa o falsa, los indicadores plantean un problema a los intérpretes y es frecuentemente difícil distinguir indicadores de hidrocarburos de aquellos relativos a litología.

De lo anterior se comprende que al describir una variación de amplitud en un registro sísmico, se debe considerar que puede deberse a cualquiera de los factores señalados y no a la presencia de hidrocarburos, por lo que antes de hacer un intento de relacionar la presencia de esa va-

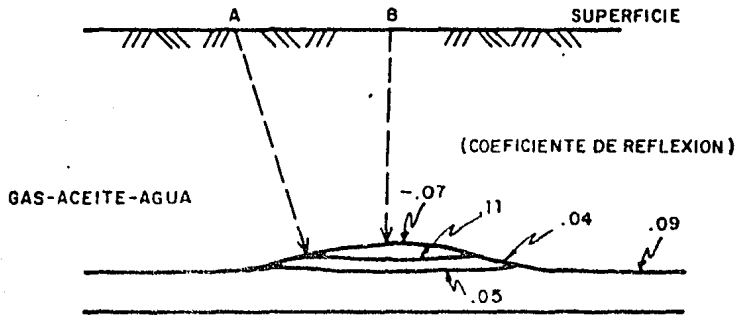
riación con la de hidrocarburos se debe estar seguro que los factores anteriores se han eliminado por la cuidadosa selección del método de exploración, de equipos, detectores, etc. Es posible utilizar la técnica del punto brillante para la detección directa de hidrocarburos, principalmente de gas, en arenas.

Los indicadores de hidrocarburos derivados de la información sísmica son precisamente eso; una herramienta útil que debe emplearse con pleno conocimiento de sus principios, alcances y limitaciones en conjunto con todo el conocimiento geofísico y geológico de una zona determinada de interés a fin de alcanzar conclusiones válidas.

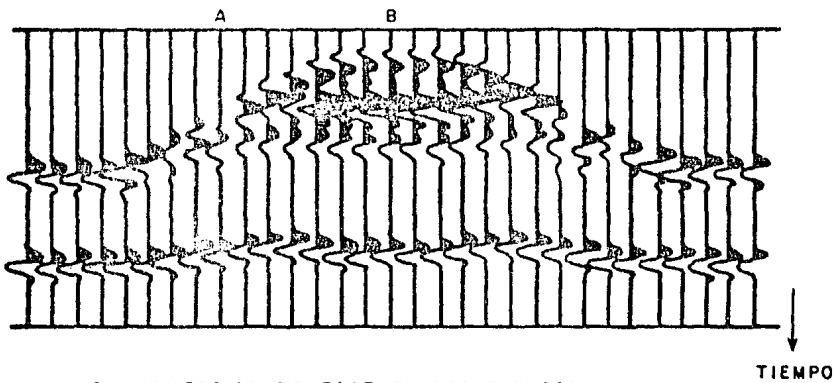
En la figura 4-6 se puede observar un modelo de trampa conteniendo gas-aceite-agua en arenas rodeado de un ambiente de lutitas, típica del Golfo de México, para propósitos de comparación con los indicadores que se observan en la figura 4-7-a, en donde no hay aceite.

En la figura 4-7-a se perforó el pozo A en el flanco de una estructura. Es productor de gas a 1480 m (1.36 s). Se nota claramente la variación lateral de las amplitudes de los eventos, formando una sombrilla tocada en un extremo por la perforación.

El pozo B, Fig. 4-7-b, se encuentra perforado hacia la culminación de una estructura. Es productor de gas a la profundidad de 1410 m (1.3 s). La columna estratigráfica indica una preponderancia de arena de



(P, V , TÍPICOS DEL GOLFO DE MEXICO)



- 1.- INVERSION DE FASE EN LOS FLANCOS.
- 2.- CONTACTOS ENTRE FLUIDOS.
- 3.- ESTRUCTURA DE SOMBRILLA.
- 4.- RETRASOS EN TIEMPOS

Fig. 4-6 Respuesta sísmica de un modelo de trampa de hidrocarburos y presencia de indicadores de detección directa.

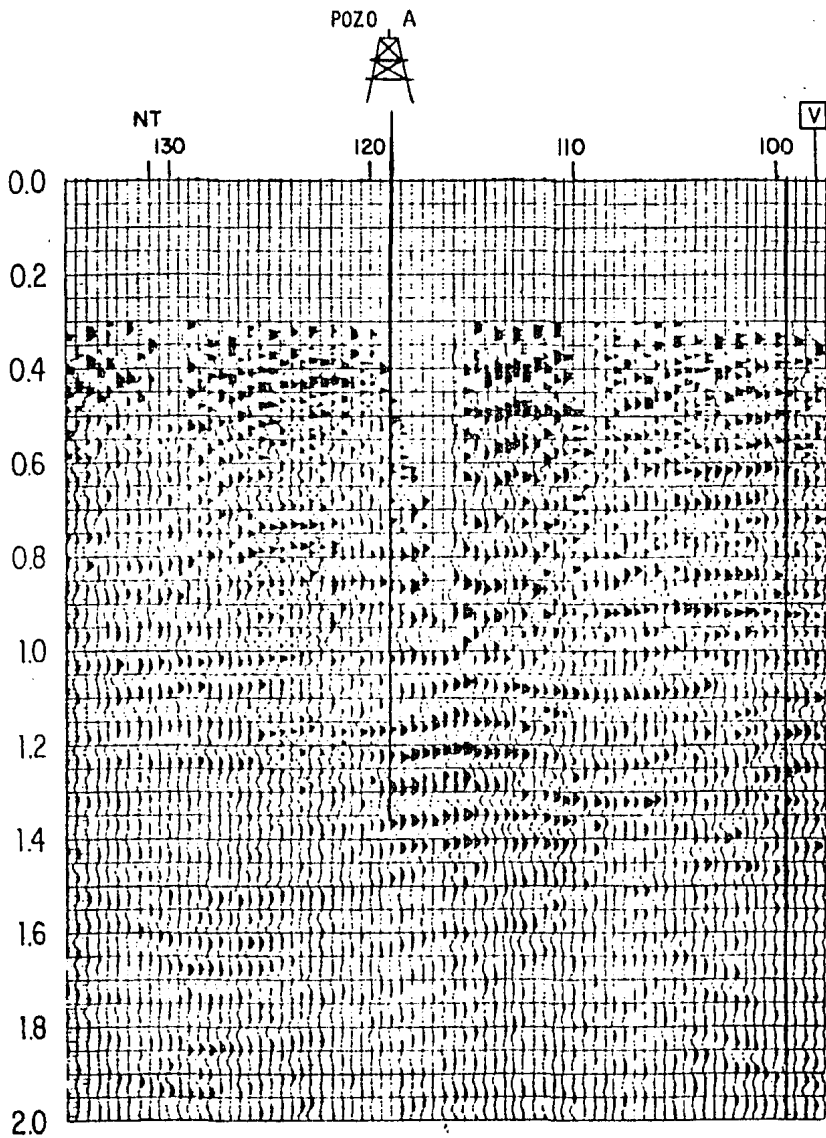


Fig. 4-7 a) Pozo A.

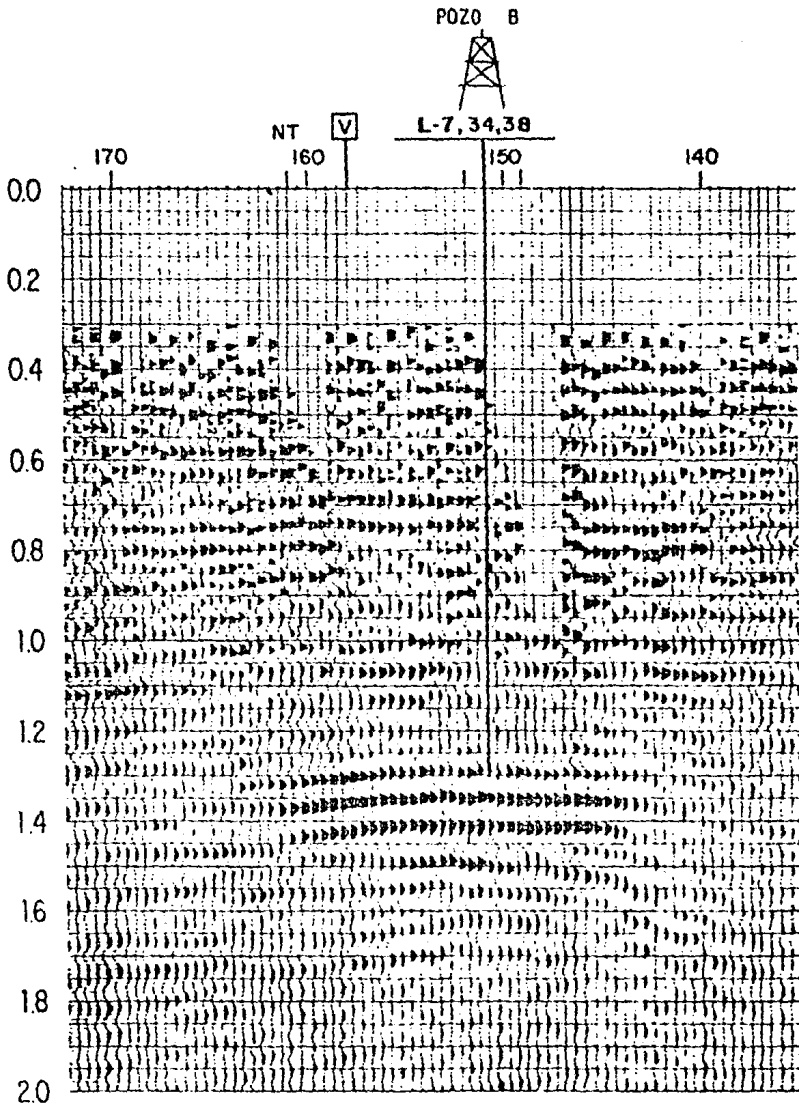


Fig. 4-7 b) Pozo B.

grano fino con delgadas intercalaciones de lutita. Es un ejemplo claro de punto brillante.

IV.3 Relación de Velocidades de Ondas Compresionales y de Cizalla (V_p/V_s) como Indicador Directo de Hidrocarburos

Teórica y experimentalmente, la velocidad de ondas transversales en una roca porosa ha mostrado ser menos sensible a los fluidos saturantes que la velocidad de ondas compresionales. De este modo, la observación de la relación de velocidades sísmicas V_p/V_s de ondas que cruzan o atraviesan un medio estratificado que varía lateralmente en zonas saturadas de fluidos (ya sea agua, aceite o gas) pueden producir una anomalía observable, la cual es independiente de la variación regional de la velocidad de la onda compresional.

Una técnica interpretativa relativamente simple, se basa en la variación de la amplitud como una función del ángulo de incidencia; mediante ésta es posible discriminar entre llegadas de ondas convertidas y arribos de ondas compresionales.

En el problema de exploración, la incorporación de datos de ondas de cizalla puede hacer posible detectar zonas de saturación cuando las amplitudes de reflexión no son confiables para ese propósito, o permite distinguir entre anomalías por saturación de gas y anomalías de contrastes de velocidad de la onda P donde las velocidades varían lateralmente por otras razones. Para el primer caso se requiere la presencia de reflexiones de ondas P y S, de reflectores que estén en el mismo nivel, arriba y abajo

de la zona en cuestión y que las distancias entre los reflectores respectivos sean comparables tanto en la sección de onda P como en la sección de onda S. Si estas reflexiones están presentes, entonces la relación de velocidades V_p/V_s , contribuye a que la zona puede ser determinada y puede servir como un indicador directo de hidrocarburos.

El módulo de cizalla de una roca porosa no dependerá significativamente del contenido de fluidos, una aseveración es que la relación de velocidades cambiará con el contenido del fluido en el poro. La relación de velocidades varía con la saturación de gas en una roca (ver fig. 4-8), pero sugiere también que el mismo V_p/V_s puede ser sensible a la presencia de hidrocarburos líquidos. Por otra parte, algunos datos muestran que la V_s se incrementa significativamente con la saturación.

Con el incremento ligero en V_s debido en parte al decremento en densidad, sirve para mejorar el diagnóstico de las variaciones en V_p/V_s . Por lo tanto, creemos que la incorporación de datos de cizalla dentro de interpretaciones de reflexión sísmica puede proveer una herramienta muy útil para detección directa de hidrocarburos. En efecto, las ondas de cizalla ofrecen un medio de discriminar entre indicadores directos de hidrocarburos falsos y aquellos relativos a gas. Esto puede ser dado a través de una comparación cualitativa de datos sísmicos de ondas P y S. Si los indicadores directos de onda P son causados por la presencia de gas, entonces ahí estará una expresión de ondas S no comparable. Sin embargo, si la ano-

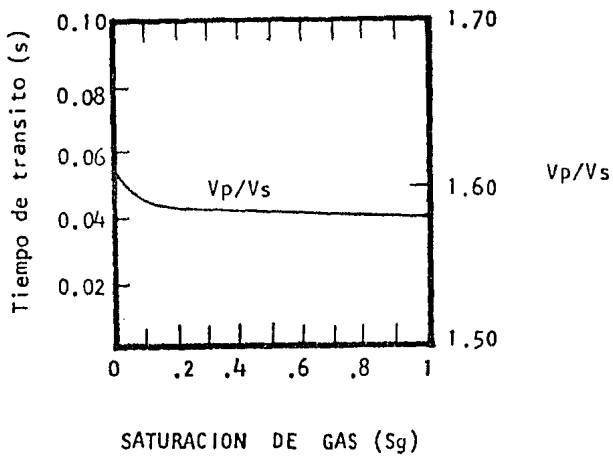


Fig. 4-8 Relación entre saturación de gas y el coeficiente V_p/V_s en un modelo de arenisca porosa. (Modificado de Mc Cormack, Dunbar y Sharp, 1984).

malía de la onda P esta asociada con un cambio litológico, entonces ahí es tará presente la onda S.

El uso de la relación de velocidades ofrece considerablemente un potencial para aplicaciones de exploración porque depende sólo de re-fectores, arriba y abajo de la zona en cuestión (receptáculo de gas). Puede ser aplicable a gas en trampas estratigráficas o en trampas estructurales. Por otra parte, la sensibilidad razonable de V_p/V_s en el receptáculo, las reflexiones superiores e inferiores no deben estar más allá del mismo receptáculo. Estas reflexiones deben estar también relativamente no inferidas por variaciones laterales de reflexiones adyacentes. Si estas condiciones están presentes, la combinación de reflexiones sísmicas de ondas P y S, ofrecen un medio sencillo de medición y mapeo de parámetros de diagnóstico. La técnica V_p/V_s puede ser aplicable en regiones donde existe solamente datos de buena calidad.

V.- INTERPRETACION ESTRUCTURAL MEDIANTE EL EMPLEO DE EVENTOS " P " Y " S "

V.1 La Importancia de la Observación de Ondas de Corte y su Aplicación en la Exploración Petrolera

Se ha hablado que la información de registros sísmicos convencionales, es decir, aquellos generados por una fuente de energía compresional y registrados con geófonos de componente vertical, viene entremezclada con otra serie de eventos tales como ruido coherente, múltiples de onda P y ondas convertidas entre otros, que pueden enmascarar rasgos importantes como son los estructurales, cuya definición es de suma importancia en exploración para poder ubicar posibles receptáculos de hidrocarburos. Ante esta situación, se sugieren dos alternativas para el tratamiento de ondas de naturaleza S: la primera es poder eliminar o separar de los registros de onda P, la contribución que pueden tener ondas del tipo PS (ondas convertidas) y, si es el caso, aprovechar la información que pueden proporcionar y; la segunda, poder implementar fuentes que generen ondas de corte así como geófonos que permitan detectarlas para obtener secciones de ondas S que puedan ser comparadas con las secciones convencionales de onda P.

El significado que puede tener la energía convertida en sismogramas de reflexión no se toma en cuenta frecuentemente, especialmente en su efecto como ruido, de ahí que algunas secciones puedan presentar cierta ambigüedad en la definición de los eventos que presenta, por lo que su se-

paración o atenuación es de suma importancia. Pero dadas las limitaciones técnicas del método que mostramos en el presente trabajo sólo es posible la atenuación de la energía convertida para así mostrar secciones cuya información es predominantemente de onda P.

Al tener secciones que muestran información en donde se ha atenuado casi en su totalidad las ondas convertidas, estas se pueden comparar con las secciones originales y tratar entonces, de encontrar rasgos que permitan diferenciar entre los eventos P y S.

La segunda alternativa, como se mencionó, es implementar una fuente que genere ondas S, y en efecto, en años recientes la limitación al uso exclusivo de energía compresional ha sido superada, al introducirse nuevas técnicas que permiten la generación y detección de energía de onda de corte (ondas S) y con ello, la posibilidad de hacer estudios combinados con ondas P y ondas S. En cuanto a los detectores su empleo es más versátil tal y como se mencionó en el capítulo I, pues estos se pueden acoplar tanto a una fuente que genere ondas S como a una que genere exclusivamente ondas P. De este modo, en estudios convencionales con energía compresional se pueden obtener inclusive, secciones de onda P empleando geófonos de componente vertical, y secciones de ondas SV (ondas de corte en su componente vertical a las cuales pertenecen las ondas convertidas PS) con geófonos de componente radial horizontal. Sin embargo esta última modalidad tampoco es empleada en levantamientos convencionales, por considerar que no

es de relevancia la contribución que pueden tener las ondas de corte en estudios en donde se emplea enteramente la energía compresional.

Nuestro objetivo es demostrar la utilidad que tiene emplear la información de las ondas convertidas, pero es necesario mencionar también el uso exclusivo de ondas S, lo cual no se puede hacer a un lado por dos razones importantes; una es que dada la imposibilidad de obtener una sección predominantemente de ondas de naturaleza S (en nuestro caso de ondas PS) a partir de una sección de ondas P, las secciones obtenidas de fuentes de ondas S proporcionan el medio para hacer un análisis combinado y sobre todo, dan la pauta para encontrar el mecanismo de correlación entre una sección y otra; además el manejo de este tipo de información proporciona criterios que son útiles para la mejor definición de los eventos presentes en las secciones de onda P y más aún, permite emplear la energía convertida en el cálculo de ciertos parámetros que son de gran importancia como es la relación de velocidades.

V.2 Correlación entre Eventos P y Eventos S

Para el caso en que se tengan fuentes independientes de energía tanto de onda P como de onda S, es recomendable hacer un procesamiento de ondícula ya que los datos originales de onda P y de onda S, pueden presentar diferentes espectros de fase; por ejemplo, la ondícula generada por explosivos es muy cercana a la fase mínima, en cambio las ondículas generadas por vibradores se aproximan mucho a la fase cero.

Mediante un procesado de ondícula lo que se pretende es mostrar los datos sísmicos de una manera más simple, como si estos hubieran sido obtenidos de la convolución de una serie de reflectividad de la sección del subsuelo, con una ondícula ideal, simétrica de fase cero. De esta manera y de acuerdo al modelo convolucional, las trazas P y S al ser comparadas pueden ser representadas por:

$$P = W_p * R_p \quad \text{y} \quad S = W_s * R_s$$

donde R es la función de reflectividad tanto de la onda P como de la onda S y W es la ondícula generada por la fuente.

El propósito es comparar R_p y R_s para lo cual se requiere eliminar en lo más posible, el efecto de la ondícula generada tanto por la fuente de ondas P como por la fuente de ondas S, haciendo que estas se aproximen a una ondícula ideal que permita a la respuesta sísmica total ser correlacionada directamente con las amplitudes y polaridades de las series

de reflectividad R_p y R_s .

El procesamiento de ondícula es esencial porque las diferencias en el espectro de fase pueden acarrear errores de dos maneras:

a) La correlación visual basada sobre algún atributo de la traza puede ser erróneo.

b) Las mediciones de intervalo de tiempo entre reflexiones sucesivas puede ser afectada de manera diferente sobre la información de las ondas P y las ondas S, teniendo como resultado una inexactitud en la estimación de la relación de velocidades.

Es por ello recomendable llevar a cabo este procedimiento cuando se tienen fuentes independientes de energía, y sobre todo efectuarlo antes de hacer una correlación de eventos.

Hay diferentes herramientas y criterios que permiten llegar a una correlación adecuada entre eventos P y eventos S, que parten de una etapa preliminar basada en una inspección visual de las secciones respectivas, para pasar después a procesos más elaborados, estos son los siguientes:

a) Discordancias angulares

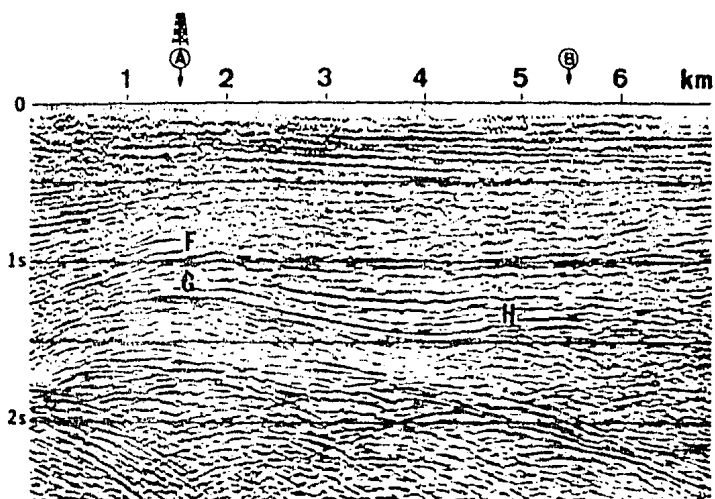
Una correlación burda entre secciones de onda P y secciones de onda S es buena cuando existen discordancias angulares. En la figura 5-1 se ilustra el empleo de las discordancias angulares, aunque el caso es

difícil debido a que la sección de ondas S es ruidosa y los horizontes no aparecen claramente, es posible definir pares de eventos que si corresponden y así asociar alguna característica, a horizontes en particular a través de toda la sección . Lo que se puede observar de las secciones es lo siguiente:

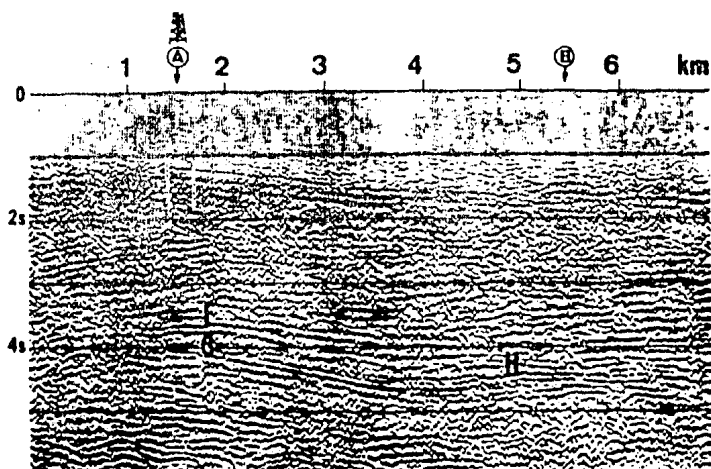
- El límite inferior de las capas más someras aparece alrededor de 0.25 s en la sección de ondas P y a 1.5 en la sección de ondas S.
- Algunas reflexiones con echado hacia la izquierda en el extremo izquierdo de las secciones, se observan aproximadamente a 0.7 s en la sección de ondas P y a 2.5 s en la sección de ondas S.
- Hay reflexiones con echado a la derecha y que muestran horizontes que no son paralelos, como sucede entre G y H.
- La presencia de algunas hipérbolas de difracción por debajo del horizonte G.

b) Estimación de profundidad

Es importante conocer que tan desplazados están en tiempo los eventos de acuerdo a las escalas de tiempo que se manejen en las secciones, para tener una idea de la profundidad de los mismos. En la mayoría de los casos las secciones de ondas S se presentan al doble de la escala de tiempo de las secciones de onda P, esto por la consideración de que la velocidad de la onda P es aproximadamente dos veces la velocidad de la onda S, pero no es forzoso presentarlas con esta relación de escalas.



a) Sección de onda P



b) Sección de onda S

Fig. 5-1 a) y b) Secciones sísmicas de una secuencia Mesozoica que muestra el empleo de las discordancias angulares para identificar eventos en secciones P y S. (Modificados de Garotta, 1985).

Una estimación de profundidades se puede hacer a partir de un análisis de velocidades tanto para ondas P como para ondas S, de los cuales se obtiene una aproximación de la velocidad vertical necesaria para el cálculo de las profundidades de los horizontes de interés, y así construir un modelo en profundidades. Para efectuar este proceso es necesario tomar en consideración el efecto que sobre las velocidades de las ondas P y principalmente sobre las ondas S, tiene la anisotropía del medio.

El análisis de velocidades derivado del sobretiempo por distancia (NMO) de los datos sísmicos, es una medida de la velocidad de propagación en la dirección horizontal en la cual los geófonos están desplegados, teniendo un mayor efecto en las capas más someras que en las que se encuentran a profundidad, donde la determinación de las velocidades se considera está, en el sentido vertical para el caso de las ondas P, pero no ocurre lo mismo con las ondas S pues el fenómeno es diferente: la anisotropía es elíptica y la velocidad horizontal derivada del análisis de velocidades, puede ser mayor que la estimación de la velocidad vertical con la cual se calculan las profundidades (fig. 5-2).

En la fig. 5-3 el análisis de velocidades para ondas P y ondas S se calcula en la localización que tiene el pozo A en la fig. 5-1; con estas velocidades es posible determinar la profundidad aproximada de los eventos. Estas estimaciones se indican sobre cada espectro de velocidad para los eventos principales de la sección sísmica. Entre los dos análisis de ve

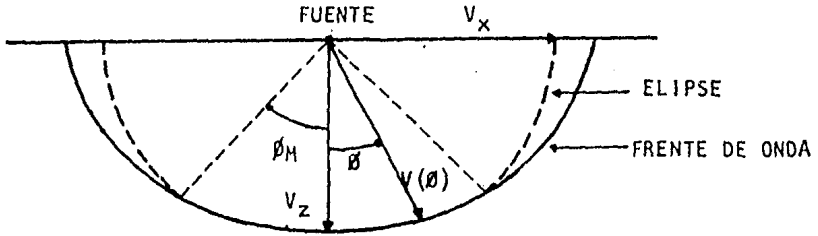


Fig. 5-2 Geometría de un frente de onda en un medio anisotrópico estratificado, $V(\theta)$: Velocidad a un ángulo no vertical θ , V_x : velocidad horizontal, V_z : Velocidad vertical, ϕ_M : Límite superior hasta donde un frente de onda puede ser representado como una elipse.

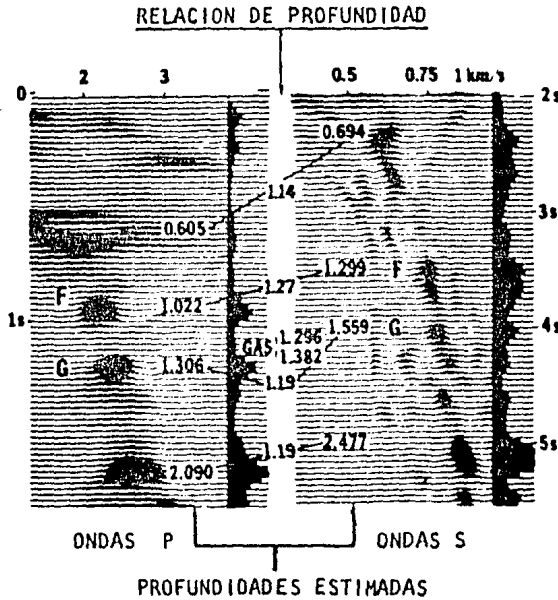


Fig. 5-3 Análisis de velocidad para ondas P y ondas S que muestra el cálculo aproximado de las profundidades. (Modificado de Garotta, 1985).

locidades se indica la relación (estimación de profundidad del evento S)/ (estimación de profundidad del evento P) que muestra la variación que hay en el cálculo de las profundidades con datos de onda P y de onda S.

En la práctica una sobreestimación en el cálculo de las velocidades de onda S sería muy riesgoso; por ejemplo si no se tomara en consideración en el caso de la fig. 5-3, conduciría a asociar el evento G en la sección de onda P, estimado a 1306 m (verificado por el pozo a 1296 m) con el evento F, calculado en la sección de onda S a 1299 m, y para un caso en particular (de interés económico) esta situación acarrearía costosas consecuencias.

c) Atributo de la traza sísmica

El análisis de una traza sísmica refleja en cierto modo, que la respuesta a las diferentes condiciones del subsuelo está caracterizada por una determinada forma de onda, la cual se usa para derivar cantidades tales como energía instantánea o fase instantánea entre otras, que permiten al intérprete tener un control más preciso en la correlación de eventos y en la definición de rasgos estructurales en general. Estas cantidades se conocen como mediciones de atributo y pueden estar representadas en color sobre las secciones sísmicas.

En algunos casos una correlación de eventos sísmicos P y S, es bastante buena empleando ciertos atributos de la traza sísmica, como son

la polaridad de la traza y la energía instantánea.

Polaridad de la traza sísmica.- Al signo de la traza sísmica (positivo o negativo), cuando el coeficiente de reflexión tiene su máximo valor, se le denomina polaridad. La concordancia de la polaridad de las trazas P y S puede favorecer la correlación de los eventos respectivos, y la única forma de garantizar esto es efectuando con anterioridad un procesamiento de ondícula. Cuando esto no es posible se recomienda de todas formas, mostrar las secciones tanto con polaridades positivas como negativas.

La fig. 5-4 muestra una correlación de eventos empleando como atributo de las trazas, la polaridad de las mismas. El primer intervalo de correlación entre los horizontes A y C es aparentemente bueno. Algunas discontinuidades existen por debajo del horizonte C, lo que hace que la correlación sea más delicada, pero otro buen intervalo de correlación aparece al rededor del horizonte D.

Energía instantánea.- El cálculo de la energía instantánea (E) proporciona una medida relativa de los coeficientes de reflexión. De esta manera al contar con secciones de onda P y onda S, es factible calcular una relación de energía instantánea (E_S/E_P) que permite comparar los coeficientes de reflexión de la onda P y de la onda S. Esta relación de energía instantánea indica cuando las secuencias de reflexión P y S difieren significativamente, aspecto que es importante por que se esperan diferencias cada vez que un

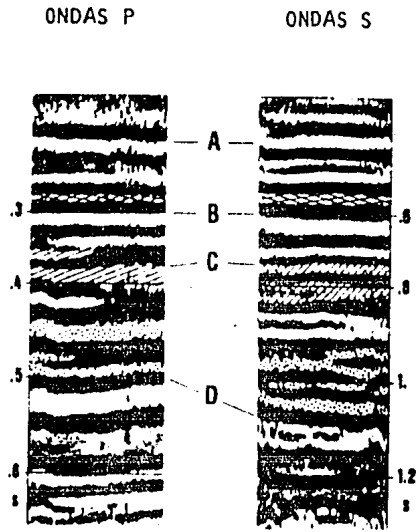


Fig. 5-4 Correlación de eventos P y eventos S empleando la polaridad de las trazas sísmicas. (Modificado de Garotta, 1985).

fluido esta presente. Así este indicador es de gran interés en exploración y se emplea de manera satisfactoria para verificar que los puntos brillantes son debidos a acumulaciones de gas.

La relación de energía instantánea es útil para la detección de fluidos, en la mayoría de los casos de gas, pero generalmente no refleja el espesor del receptáculo el cual debe ser estudiado por otros métodos como por ejemplo el valor local de la relación de tiempos de viaje δ_t .

En general, la correlación por atributos sísmicos es el paso final después de hacer una correlación preliminar, a partir de los reflectores más importantes, empleando tanto discordancias angulares como estimaciones de profundidad.

V.3 Ejemplos del Uso Combinado de la Información de Ondas P y Ondas S

Una aplicación muy útil que tiene el uso combinado de ondas P y ondas S, esta en la definición de los puntos brillantes en las secciones de onda P y sobre todo, para verificar que su presencia es debida a acumulaciones de gas.

Las anomalías de amplitud de la onda P pueden ser numerosas y corresponder algunas de ellas a acumulaciones de gas. Entonces al hacer una correlación de eventos entre una sección de ondas P con anomalías de amplitud (puntos brillantes) y una sección de ondas S, en esta última no a parecen características de un punto brillante, lo que indica la presencia de un fluido que puede ser gas, pero si las anomalías de amplitud observadas en la sección P corresponden también a eventos de alta amplitud sobre la sección de ondas S, la presencia de gas es incierta.

Las características de un punto brillante no son siempre tan claras en la presencia de anomalías de amplitud de onda P, incluso cuando existe gas. Por esta razón es de gran utilidad una evaluación conjunta con ondas de corte.

En la figura 5-5-a sobre la sección de onda P se indican algunas anomalías de amplitud que se asocian frecuentemente con acumulaciones de gas. Se planearon algunos pozos que fueron perforados sobre anomalías de amplitud pero resultaron secos, esta situación se presta para justificar

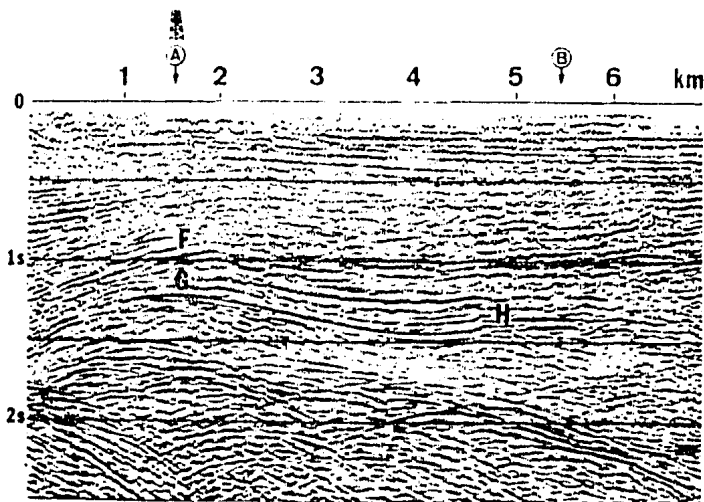
el empleo de la información que pueden proporcionar las ondas de corte.

Los rasgos más importantes encontrados entre las porciones amplificadas de la sección de onda P y la sección de onda S (fig. 5-5-b), que muestran las anomalías de amplitud F y G son las siguientes:

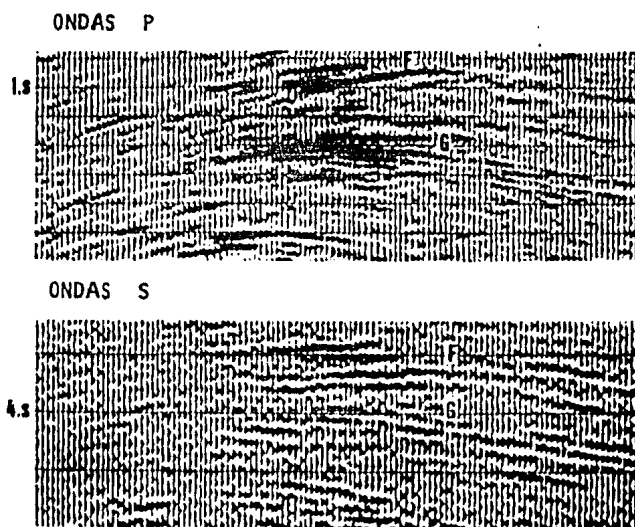
- Sobre F tanto la sección de onda P como la sección de onda S, muestran e ventos de alta amplitud.
- En G la anomalía de amplitud esta presente solamente sobre la sección de onda P, lo que indica la posible presencia de gas confirmado después por el pozo A.
- Sobre el evento H que no aparece dentro de estas porciones amplificadas, también se observan anomalías de amplitud únicamente en la sección de onda P.

Una vez que se efectúa la correlación tal como se indica en figura 5-5, puede calcularse la relación de energía instantánea para confirmar que los puntos brillantes encontrados son debidos efectivamente a la presencia de gas. Estos valores pueden mostrarse en una sección sísmica con diferentes tonalidades de color, que de acuerdo a un código de colores, nos permite conocer la variación en la energía y así identificar con facilidad, las zonas con mayor contraste en los coeficientes de reflexión P y S.

La importancia de no restringir una interpretación a solamente la información proporcionada por un tipo de onda (onda P), retoma gran interés hoy en día al tener ya técnicas que permitan la adquisición y pro-



a) Sección de onda P con indicación de anomalías de amplitud, misma de la fig. 5-1-a.



b) Porciones amplificadas de la sección de ondas P y de la sección de ondas S, misma de la fig. 5-1.

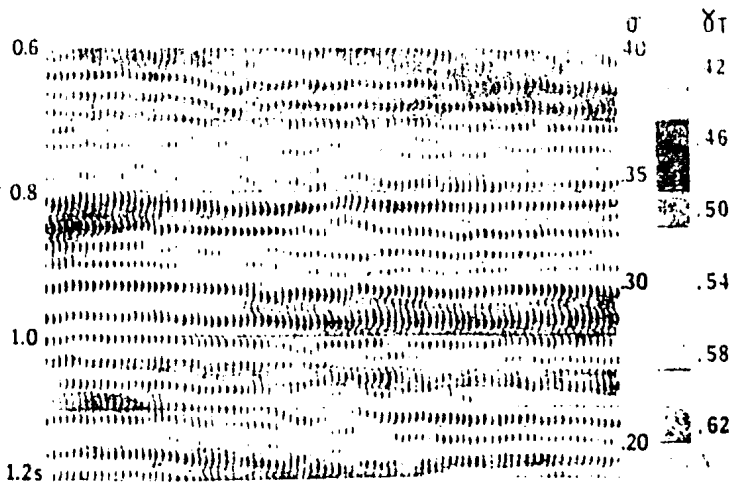
Fig. 5-5 a) y b) Características de un punto brillante entre una sección de ondas P y una sección de ondas S. (Modificado de Garotta, 1985).

cesamiento de ondas de corte. Por otro lado se tiene que la conversión P/SV (ondas convertidas), puede obtenerse simultáneamente con la generación de ondas compresionales, y a un costo muy bajo comparado con lo que sería al implementar fuentes de ondas de corte, además de que da la pauta para seguir la misma línea con la que es tratada la información exclusivamente de ondas S.

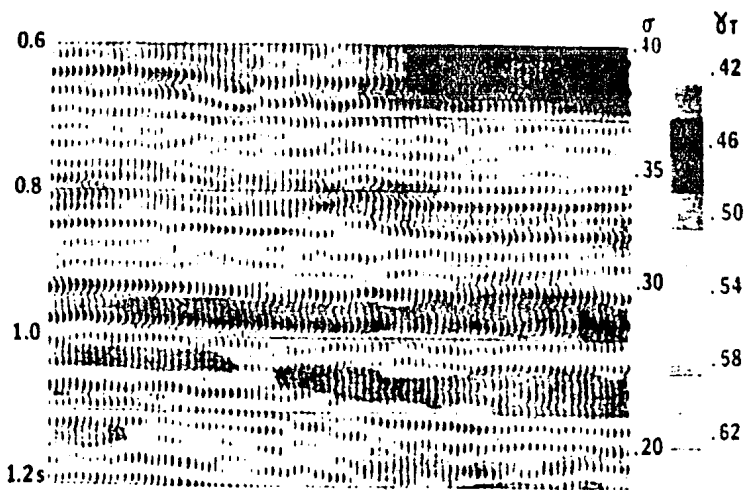
La figura 5-6 muestra el uso combinado de diferentes tipos de ondas, empleando fuentes que generen ondas de corte (tipo SH) y ondas P, así como geófonos de multicomponente para detectar simultáneamente ondas P y ondas convertidas. La información que se obtiene de estos estudios combinados son: la relación de tiempos de viaje γ'_t y la confirmación de detalles tanto litológicos como estructurales.

La relación de tiempos de viaje se calcula a partir de la información proporcionada tanto por las ondas S (SH) como por las ondas convertidas (P/SV ó PS), y se comparan entre si teniendo como referencia la sección de ondas P. Se puede observar que las tendencias principales de la variación γ'_t son muy similares en ambos casos, incluso los resultados pueden ser usados de la misma manera si los valores locales de γ'_t difieren en algunos lugares. En particular alrededor de 0.9 s y abajo de 1.0 s, la correspondencia entre estos valores es muy buena.

Este ejemplo, resultado de una línea experimental que involucra tres tipos de ondas sísmicas, permite llegar a la conclusión de que pa



a)



b)

Fig. 5-6 a) Coeficiente γ_t obtenido de las ondas P y SH.
 b) Coeficiente γ_t obtenido de las ondas P y P/SV.
 (Modificado de Garotta, 1985).

ra este caso particular la onda convertida, mucho más fácil de obtener que la onda SH, puede conducirnos a valores de γ_t muy confiables y por ende, emplearla para la confirmación de detalles tanto litológicos como estructurales (fig. 5-7).

Como se ha visto, los estudios combinados donde se han empleado fuentes generadoras de ondas de corte, demuestran la potencialidad de este tipo de onda sísmica en exploración. Sin embargo, las limitaciones en su uso son todavía considerables debido a circunstancias técnicas y económicas, por estas razones el empleo de la energía convertida ha probado ser de gran utilidad, permitiendo solucionar este problema y dada su naturaleza, puede también emplearse para hacer estudios combinados, siguiendo la misma tónica con la que se trata la información proveniente de fuentes de energía de onda S, excluyendo algunos procesos debido a la forma en que se obtiene la onda convertida. Otro aspecto muy importante que apoya el empleo de las ondas convertidas, es su uso en áreas marinas, donde la única forma de obtener ondas de naturaleza S, es a partir de la conversión P/SV.

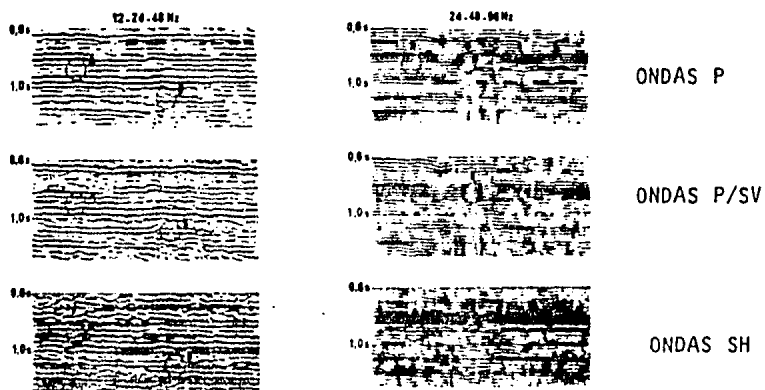


Fig. 5-7 Los tres tipos de ondas sísmicas son mostrados en dos rangos de filtraje y muestran algunos modelos de interferencia: A y B que son consistentes en las tres secciones. (Modificado de Garotta, 1985).

C O N C L U S I O N E S

- 1) Existen fuentes para generar ondas SV y SH. En el caso de no poderse implementar fuentes de esta naturaleza, se sugiere utilizar en trabajos convencionales con ondas P, geófonos de 2 componentes; vertical y radial horizontal.
- 2) Para el tratamiento con ondas S se plantean 2 alternativas:
 - a) Utilizar fuentes que generen ondas S para hacer estudios combinados con información de ondas P.
 - b) Eliminar o separar de los registros de onda P, la contribución que pueden tener las ondas convertidas y si es el caso, tratar de aprovechar la información que pueden proporcionar.
- 3) En un registro sísmico, los eventos convertidos serán observados más allá del ángulo crítico, siendo los reflejos del tipo PPSP más fuertes que los reflejos PSSP.
- 4) La contribución de energía convertida para horizontes muy profundos es mínima o inclusive nula, por dos razones:
 - a) Debido al arreglo en superficie, ya que se requiere de offsets grandes para que puedan ser mejor observados.
 - b) Las amplitudes de las ondas convertidas serían ya despreciables en horizontes profundos.
- 5) La contribución o el enmascaramiento por energía convertida afectará

más a los objetivos someros.

- 6) La técnica tau-p se utiliza como una herramienta que cumple un doble objetivo:
 - a) Para la separación de eventos P y eventos convertidos PS.
 - b) Para la mayor definición de eventos a profundidad.

- 7) Se puede utilizar información de ondas S obtenida, en conjunto con la información del registro de ondas P, tal como la relación de tiempos de viaje $\gamma_t = T_s/T_p$ o la relación de velocidades V_p/V_s , para la estimación de porosidad, litología y fluidos saturantes en intervalos estratigráficos particulares.

- 8) Se pueden utilizar datos de ondas S para detectar zonas de saturación cuando las amplitudes de reflexión de onda P no son confiables. Además la información de ondas S permite distinguir entre anomalías por saturación de gas y anomalías de contrastes de velocidad de onda P, donde las velocidades de onda P varían por otras razones.

- 9) Las ondas S ofrecen un medio de discriminar entre indicadores directos de hidrocarburos falsos y aquellos relativos a gas. Esto se puede dar a través de una comparación cualitativa de registros sísmicos de ondas P y ondas S.

- 10) La correlación entre secciones de onda P y secciones de onda S, hace posible una mejor definición de los eventos presentes sobre todo en aque-

llas zonas donde la información proporcionada por las ondas P es insuficiente.

11) Las ondas convertidas lejos de considerarse como ruido, pueden ser empleadas para la confirmación de detalles tanto litológicos como estructurales y a un costo muy bajo comparado con el que sería si se emplearan fuentes generadoras de ondas S.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- Alam A. and Austin J., SUPPRESSION OF MULTIPLES USING SLANT STACK: Western Geophysical Company, P. 3225-3256.
- 2.- Alam A. and Lasocki L., SLANT STACK INVERSION AND APLICATIONS: Western Geophysical.
- 3.- Aspiroz A. R., 1978, APLICACION DE LA TECNICA DEL PUNTO BRILLANTE EN UNA ZONA SUR DE MEXICO: Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Vol. XIX, p. 117-154.
- 4.- Beñe A. and Dohr G., CONVERTED WAVES IN EXPLORATION SEISMICS: Chapter 4, Handbook of Geophysical Exploration, Section I. Seismic Exploration Vol. 15B, Geophysical Press.
- 5.- Carazzone J.J., 1986, INVERSION OF P-SV SEISMIC DATA: Geophysics, Vol. 51, p. 1056-1068.
- 6.- Castagna J. P., Batzle M. L. and Eastwood R. L., 1985, RELATIONSHIPS BETWEEN COMPRESSIONAL-WAVE AND SHEAR-WAVE VELOCITIES IN CLASTIC SILICATE ROCKS: Geophysics, Vol. 50, p. 571-581.
- 7.- Coffin O. J., TRADUCCION DEL MANUAL DE SISMOLOGIA APLICADA A LA GEOTECNIA DE BISON INSTRUMENT, Inc., de Minneapolis Minn., U.S.A., Capítulo 6. Exploraciones del Subsuelo. LAS ONDAS TRANSVERSALES (S) O DE CIZALLA EN LAS APLICACIONES DE LA SISMOLOGIA A LA INGENIERIA. p. 1-32.
- 8.- Delvaux A. J., Garotta R. J., 1981, EXEMPLES D'UTILISATION D'ÉTUDES COMBINEES ONDES "P" ONDES "S" EN EXPLORATION PETROLERE: Pétrole et techniques, no. 283, oct., p. 128-143.
- 9.- Diebold J. B. and Stoffa P. L., 1981, THE TRAVELTIME EQUATION, TAU-P

- MAPPING AND INVERSION OF COMMON MIDPOINT DATA: Geophysics, vol. 46, p. 238-254.
- 10.- Edelman and Schmoll J., 1979-1980, SHEAR WAVE SEISMICS: E.A.E.G., D.G.G., and D.G.M.K., p. 16-37.
- 11.- Ensley R.A., 1984, COMPARISON OF P- AND S-WAVE SEISMIC DATA: A NEW METHOD FOR DETECTING GAS RESERVOIRS: Geophysics, vol. 49, p. 1420-1431.
- 12.- Evans J. F., 1959, SEISMIC MODEL EXPERIMENTS WITH SHEAR WAVES: Geophysics, vol. 24, p. 40-48.
- 13.- Fertig J., 1984, SHEAR WAVES BY AN EXPLOSIVE POINT-SOURCE: THE ESTERH SURFACE AS A GENERATOR OF CONVERTED P-S WAVES. Geophysical Prospecting 32, p. 1-17.
- 14.- Geyer R. L. and Martner S. T., 1969, SH WAVES FROM EXPLOSIVE SOURCES: Geophysics, vol. 34, p. 893-905.
- 15.- Helbig K. and Mesdag S. C., 1982, THE POTENTIAL OF SHEAR WAVE OBSERVATIONS: Geophysical Prospecting 30, p. 413-431.
- 16.- Jolly R. N., 1956, INVESTIGATION OF SHEAR WAVES: Geophysics, vol. 21, p. 905-938.
- 17.- Lash C. C., 1980, SHEAR WAVES, MULTIPLE REFLECTIONS, AND CONVERTED WAVES FOUND BY A DEEP VERTICAL WAVE TEST (VERTICAL SEISMIC PROFILING): Geophysics, vol. 45, p. 1373-1411.
- 18.- McCormack M. D., Dunbar J. A. and Sharp W. W., 1984, A CASE STUDY OF STRATIGRAPHIC INTERPRETATION USING SHEAR AND COMPRESSIONAL SEISMIC DATA: Geophysics, Vol. 49, p. 509-520.

- 19.- McMechan G. A. and Ottolini R., DIRECT OBSERVATION OF A TAU-P CURVE IN A SLANT STACKED WAVE FIELD.
- 20.- Meely L. A., Edelman H. A. K. and Fertig J., 1985, HOW DO SHEAR WAVE EVENTS AFFECT NORMAL P-WAVE RECORDS: Geophysical Prospecting 33, p. 201-211.
- 21.- Meissner R. and Hegazy A.M., 1981, THE RATIO OF PP-TO THE SS-REFLECTION COEFFICIENT AS A POSSIBLE FUTURE METHOD TO ESTIMATE OIL AND GAS RESERVOIRS: Geophysical Prospecting, Vol., p. 533-540.
- 22.- Noponen I. and Keeney J., Petty Ray Geophysical, ATTENUATION OF WATER BORNE COHERENT NOISE BY APPLICATION OF HYPERBOLIC VELOCITY FILTERING DURING THE TAU-P TRANSFORM. PAPER PRESENTED AT 53rd ANNUAL INTERNATIONAL MEETING OF S.E.G., 1983, Las Vegas.
- 23.- Poley J. P., 1964, CRITICAL-ANGLE EFFECTS IN SEISMIC EXPLORATION: Geophysical Prospecting 12, p. 397-421.
- 24.- Ricker N. and Ralph L., 1950, COMPOSITE REFLECTIONS: Geophysics, vol. 15, p. 30-50.
- 25.- Robertson J. D. and Pritchett W. C., 1985, DIRECT HYDROCARBON DETECTION USING COMPARATIVE P-WAVE AND S-WAVE SEISMIC SECTIONS: Geophysics Vol. 50, p. 383-393.
- 26.- Robinson E. A., 1982, SPECTRAL APPROACH TO GEOPHYSICAL INVERSION BY LOG-FREQUENCY, FOURIER AND RADON TRANSFORMS: Proceedings of the IEEE, vol. 70 No. 9, p. 1039-1054.
- 27.- Ryu J. V., 1982, DECOMPOSITION (DECOM) APPROACH APPLIED TO WAVE FIELD ANALYSIS WITH SEISMIC REFLECTION RECORDS: Geophysics, vol. 47, p. 869-883.

- 28.- Richards T. C., 1961, MOTION OF THE GROUND ON ARRIVAL OF REFLECTED LONGITUDINAL AND TRANSVERSE WAVES AT WIDE-ANGLE REFLECTIONS DISTANCES: Geophysics, vol. 26, p. 277-297.
- 29.- Schultz P. S., Pieprzak A. W. and Loh E. K., 1983, A CASE FOR LARGER OFFSETS: Geophysics, vol. 48, p. 238-247.
- 30.- Soffa P. L., Buhl P., Debold J. B. and Friedemann W., 1981, DIRECT MAPPING OF SEISMIC DATA TO THE DOMAIN OF INTERCEPT TIME AND RAY PARAMETER. A PLANE-WAVE DECOMPOSITION: Geophysics, vol. 46, p. 255-267.
- 31.- Tatham R. H., 1982, Vp/Vs AND LITHOLOGY: Geophysics, vol. 47, p. 336-344.
- 32.- Tatham R. H. and Stoffa P. L., 1976, Vp/Vs- A POTENTIAL HYDROCARBON INDICATOR: Geophysics, vol. 41, p. 837-849.
- 33.- Tatham R. H., 1984, MULTIDIMENSIONAL FILTERING OF SEISMIC DATA: Proceedings of the IEEE, vol. 72, No. 10.
- 34.- Tatham R. H., Keeney J. W., and Nojonen I., 1981, APPLICATION OF THE TAU-P TRANSFORM (SLANT STACK) IN PROCESSING SEISMIC REFLECTION DATA: Petty-Ray Geophysical Division, Geosource Inc. p. 1-52.
- 35.- Tatham R. H. and Goolsbee D. V., 1984, SEPARATION OF S-WAVE AND P-WAVE REFLECTIONS OFFSHORE WESTERN FLORIDA: Geophysics, vol. 49, p. 493-508.
- 36.- Tatham R.H. and Goolsbee D. B., SEISMIC SHEAR WAVE OBSERVATIONS IN A PHYSICAL MODEL EXPERIMENT: Petty-Ray Geophysical Division, Geosource Inc., Seismic Acoustic Laboratory, University of Houston, p.1695-1733

- 37.- Tatham R. H., SHEAR WAVES AND LITHOLOGY: Chapter 2, Handbook of Geophysical Exploration. Section I. Seismic Exploration, vol. 15B, Geophysical Press.
- 38.- Tatham R.H., Keeney J., Walker C.D.T., Goolsbee D., Wiley J., Marsell W.F. and Parry M., Petty-Ray Geophysical, 1981, APPLICATION OF THE TAU-P TRANSFORM (SLANT STACK) IN PROCESSING SEISMIC REFLECTION DATA: Bull. Austr. Soc. Explor. Geophys., vol. 14, p. 163-172, 1983.
- 39.- Toksöz M. N., Cheng C. H. and Timur A., 1976, VELOCITIES OF SEISMIC WAVES IN POROUS ROCKS: Geophysics, vol. 41, 621-645.
- 40.- Waters Kenett H., 1981, REFLECTION SEISMOLOGY; A TOOL FOR ENERGY RESOURCE EXPLORATION, Continental Oil Company, Inc.
- 41.- White J. E. and Sengbush R. L., 1963, SHEAR WAVES FROM EXPLOSIVES SOURCES: Geophysics, vol. 28, p. 1001-1019.
- 42.- Wiest and Edelmann H. A. K., 1984, STATICS CORRECTIONS FOR SHEAR WAVES SECTIONS: Geophysical Prospecting 32, p. 1091-1102.
- 43.- EJEMPLO DE ONDAS P Y ONDAS S EN POZOS, UTILIZANDO SEÑALES MEJORADAS Y POLARIDAD INVERSA. Artículo sin autor.
- 44.- TAU-P. APPLICATIONS OF TAU-P TRANSFORM TO SEISMIC REFLECTION DATA. Petty-Ray Geophysical. Data Processing Services.
- 45.- Garotta R., 1985, OBSERVATION OF SHEAR WAVES AND CORRELATION WITH P EVENTS: CHAPTER 1, HANDBOOK OF GEOPHYSICAL EXPLORATION, Section I. Seismic Exploration, vol. 15 B, Geophysical Press.

- 46.- Sheriff E. Robert, GEOPHYSICAL EXPLORATION AND INTERPRETATION, 1978.
- 47.- Bob A. Hardage, 1983, EXPLORATIONS APPLICATIONS OF VERTICAL SEISMIC PROFILING: Chapter 7, Handbook of Geophysical Exploration, Section I Seismic Exploration, vol. 14 A, Geophysical Press.
- 48.- Maroot, S and Gravely, C. (1984), ALIASING AND TAU-P, expanded abstract, paper presented at the 54 th Annual SEG Meeting, Atlanta, paper S14-B.