

01131
9



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

EL MÉTODO DEL PERFIL SÍSMICO VERTICAL CON FUENTE DESPLAZADA PARA
CARACTERIZAR YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS MEDIANTE LA
SEPARACIÓN DE LA ONDA S

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

MARIA ISABEL LEON SILVA



DIRECTOR DE TESIS: ING. HÉCTOR RICARDO CASTREJON PINEDA

MÉXICO, D.F.

2003.

1

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVANZADA
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-0061

SRITA. MARÍA ISABEL LEÓN SILVA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Héctor Ricardo Castrejón Pineda y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

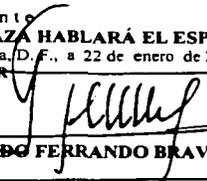
EL MÉTODO DEL PERFIL SÍSMICO VERTICAL CON FUENTE DESPLAZADA PARA CARACTERIZAR YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS MEDIANTE LA SEPARACIÓN DE LA ONDA S

- I INTRODUCCIÓN**
- II ONDAS DE CORTE, ANISOTROPIA Y BIRREFRINGENCIA**
- III PRINCIPALES MÉTODOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS EN LA CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS**
- IV EL MÉTODO DEL PERFIL SÍSMICO VERTICAL CON FUENTE ALREDEDOR DEL POZO PARA CARACTERIZAR YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS**
- V CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 22 de enero de 2003
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gig

2

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

AGRADECIMIENTOS

A Dios.

A mis papas, Josefina y Salvador, por todo su apoyo, por todo su amor, por su confianza en mí y por que sin ellos no habría podido llegar hasta donde ahora lo he hecho.

A la UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, mi alma mater, por mi formación profesional, por mi formación humana y a la cual espero poder retribuir algún día todas las riquezas que me ha dado en todos los aspectos de mi vida.

A todos mis profesores a lo largo de mi carrera, por todos los conocimientos que me transmitieron y por ser parte importante en mi formación como profesionista.

A mis amigos y compañeros de la Facultad de Ingeniería que en su momento me acompañaron y me ayudaron en la etapa de estudiante.

A la empresa Schlumberger por el apoyo en la realización de este trabajo. A todo el equipo de DCS y en especial al Dr. Rafael Guerra por su interés, sus conocimientos, su ayuda y su tiempo. A la Ing. Claudia Castro por el gran apoyo que me brindó, por su ayuda y sobre todo por su amistad. Al Ing. Pablo Saldungaray por brindarme la oportunidad y por su apoyo.

Al Ing. Ricardo Castrejón Pineda, al Dr. Jaime Ramos, al Dr. Martín Cárdenas, a la M.C. Taitana Kerdan, al Ing. Enrique Del Valle, por sus consejos y sugerencias hacia mi trabajo.

Al Instituto de Geofísica y al Dr. Luis Marín por el apoyo que me brindaron en la realización del Servicio Social.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIAS

A mi familia entera, a mis papás, a mis tíos, mis primos y sobrinos. A mis abues Pedro y David. A mis abues Amparo y Belem, donde quiera que estén.

A mis súper amigos geofísicos Leo, Rubi, Lidis, Ari, Mau, Chuy, Trix, Carlos, Taz, Charly, Carlitos, Jorge, con quienes compartí miles de aventuras y momentos importantes en mi vida profesional y personal. Siempre tendré presente lo que hemos pasado juntos y espero que nuestra amistad sea para toda la vida.

A Conra, por tu apoyo, tu presencia, por ser en gran medida quien me impulsó a ser la persona que ahora soy. A tu familia, en especial a tu papá, a tu mamá y a Marco, por todo lo que me han dado.

A Isaclina y Gaba, gracias por su amistad incondicional, por su comprensión. Siempre serán mis grandes amigas. A mis amigos del CCH, con quienes compartí una etapa tan importante y en especial a Ale y Chucho. A mis amigos de los primeros semestres Fabián, Cesaducho, Karla, Oddie. A mis amigos geólogos. A mis amigos de Geoquest. A todo GAP 1-I, que significó un parte aguas en mi vida. Gracias a todos ellos por su amistad.

INDICE

RESUMEN.....	i
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. ONDAS DE CORTE, ANISOTROPIA Y BIRREFRINGENCIA.....	4
2.1 ONDAS ELÁSTICAS.....	4
2.1.1 Ondas de cizalla (S).....	5
2.1.1.1 Características de las ondas S.....	6
2.1.1.2 Polarización de ondas S.....	6
2.1.1.3 Aplicaciones del estudio de ondas S.....	8
2.1.2 Reflexión y transmisión de ondas elásticas.....	9
2.2 ANISOTROPIA.....	11
2.2.1 Definición.....	11
2.2.2 Causas de anisotropía.....	13
2.2.3 Tipos de medios anisótropos.....	14
2.2.4 Propagación de ondas en medios anisótropos.....	16
2.2.5 Limitaciones actuales del análisis de anisotropía.....	16
2.3 BIRREFRINGENCIA.....	17
2.3.1 Definición.....	17
2.3.2 Aplicaciones del estudio de la birrefringencia.....	19
3. PRINCIPALES MÉTODOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS EN LA CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	21
3.1 REGISTROS SÓNICOS.....	24
3.1.1 Herramientas Sónicas Dipolares.....	24
3.2 SÍSMICA DE POZO.....	27
3.2.1 Perfil sísmico Vertical con fuente alejándose ("VSP walkaway").....	28
3.2.1.1 Curvas de lentitud.....	28
3.2.1.2 Análisis AVO-Azimutal.....	30
3.3 SÍSMICA DE SUPERFICIE.....	31
3.3.1 Ondas convertidas PS.....	31
3.3.1.1 Procesamiento de datos.....	33
3.3.1.2 Estimación del echado de las fracturas.....	34
3.3.2 Análisis de amplitud contra offset azimutal (AVO-A).....	35
3.3.3 Análisis de velocidades NMO.....	37
4. EL MÉTODO DEL PERFIL SÍSMICO VERTICAL CON FUENTE ALREDEDOR DEL POZO PARA CARACTERIZAR YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	39
4.1 MODELO SINTÉTICO.....	41
4.1.1 Atributos del Walkaround VSP.....	42
4.2 EJEMPLO DE APLICACIÓN.....	44

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.2.1	Objetivos de campo	44
4.2.2	Planeación	45
4.2.2.1	Geometría de adquisición	45
4.2.2.2	Diseño VSP	45
4.2.3	Adquisición	48
4.2.4	Procesamiento	50
4.2.4.1	Picado de los primeros arribos de onda P	50
4.2.4.2	Estimación de la orientación del geófono	50
4.2.4.3	Rotación a un sistema de coordenadas radial-transversal-vertical	51
4.2.4.4	Análisis de periodicidad de un CRG	51
4.2.4.5	Picado de los eventos de la onda S convertida	52
4.2.4.6	Control de calidad de hodogramas y linealidad	52
4.2.4.7	Rotación en direcciones de simetría	54
4.2.4.8	Identificación de las direcciones rápida y lenta	55
4.2.5	Resultados	56
5.	CONCLUSIONES	60
	BIBLIOGRAFIA	62
	APÉNDICE 1. INCIDENCIA NORMAL Y OBLICUA DE ONDAS ELÁSTICAS	65
	APÉNDICE 2. PROPIEDADES ELÁSTICAS	68
	APÉNDICE 3. ANISOTROPÍA DÉBIL	70
	APÉNDICE 4. ROTACIONES DE ALFORD	72

6

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Actualmente, en la industria Petrolera se ha considerado la importancia que tiene la caracterización de los Yacimientos Naturalmente Fracturados (YNF) en la optimización de la producción de los yacimientos de hidrocarburos. La importancia de los métodos geofísicos, particularmente los métodos sísmicos, para encontrar parámetros como la dirección y densidad de fracturamiento natural ha ido aumentando notablemente debido a la efectividad de estos métodos al hacer esta caracterización.

Las fracturas verticales en el subsuelo son una causa común de anisotropía azimutal en el subsuelo. Las ondas S, así como las ondas P, se ven afectadas por este tipo de fracturas y es por ello que ambas pueden ser usadas en la caracterización de yacimientos naturalmente fracturados. Sin embargo, el efecto que causan las fracturas verticales en las ondas de corte es generalmente más fuerte y además es mucho más fácil de medir que el efecto en las ondas P. Es por ello que se hace énfasis en el fenómeno conocido como birrefringencia, separación de la onda de corte o "splitting" que es el efecto más importante que provocan las fracturas en las ondas sísmicas de corte.

En este trabajo se describen brevemente algunas técnicas de Sísmica de Superficie, Sísmica de Pozo y Registros Geofísicos de Pozo para caracterizar un YNF, pero en tema principal de este trabajo consiste en el método de sísmica de pozo conocido como Perfil Sísmico Vertical con fuente alrededor del pozo ("VSP walkaround") que es una serie de VSP's con fuente desplazada en un arreglo azimutal alrededor del pozo para encontrar parámetros tales como la orientación y densidad de fracturamiento. El método consiste en analizar la birrefringencia de las ondas S convertidas (ondas PS), a través de la zona fracturada de interés, que se manifiesta por la propagación de dos ondas de corte de velocidades distintas. Para determinar las direcciones de anisotropía se hace un análisis de las amplitudes de las ondas S registradas en las direcciones radial (dirección fuente-receptor) y transversal, o bien como un análisis de velocidades. Esto permite determinar la dirección de polarización de la onda S rápida que es la dirección de máximo esfuerzo o dirección principal del fracturamiento natural. La relación de velocidades de las dos ondas S birrefringidas se relaciona con la densidad de fracturamiento.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1. INTRODUCCIÓN

Generalmente, los yacimientos de hidrocarburos tienen cierta cantidad de fracturamiento natural, pero para fines de exploración y producción se considera como un Yacimiento Naturalmente Fracturado (YNF) aquél en el que las fracturas tienen un efecto positivo o negativo en el flujo de hidrocarburos. (Aguilera, 1995).

El estudio de los yacimientos naturalmente fracturados en México ha ido cobrando importancia, pues la mayor parte de las fuentes de petróleo y gas en México se encuentran en este tipo de yacimientos, que tienen porosidad y permeabilidad necesarias para permitir el flujo de gas y aceite.

El caracterizar un yacimiento naturalmente fracturado, en este trabajo implica, encontrar la dirección natural de fracturamiento y la densidad de fracturamiento, que son dos parámetros de gran interés en el modelado y desarrollo de yacimientos petroleros naturalmente fracturados, que son los más abundantes en México.

Existen métodos tanto de registros geofísicos como de sísmica de pozo y de superficie para caracterizar fracturas naturales en el subsuelo, sin embargo en este trabajo se hará énfasis en la técnica de Perfil Sísmico Vertical (conocida como VSP, por sus siglas en inglés), que es particularmente útil para la caracterización de yacimientos naturalmente fracturados debido a su geometría privilegiada, la cual, permite medir el frente de ondas *in-situ*, con geófonos tri-axiales y brindando registros tanto de onda P como de onda S, con una banda ancha de frecuencias y una elevada relación señal/ruido. En particular se mostrará la técnica de VSP con fuente alrededor del pozo ("VSP walkaround"), que se ha desarrollado recientemente con objeto de encontrar los parámetros necesarios para caracterizar un YNF (esto es, dirección y densidad de fracturamiento). En esta técnica se utiliza el fenómeno que presentan las ondas de corte u ondas S cuando atraviesan un medio fracturado y que se conoce como *birrefringencia* o *splitting* el cual es una separación de la onda S en una onda rápida polarizada en dirección del fracturamiento natural y una lenta polarizada en dirección transversal. Es por ello que el objetivo de este trabajo es mostrar la adquisición, procesamiento y los resultados que se obtienen con esta técnica.

Actualmente en México, estudios de este tipo se han realizado únicamente de manera experimental, aún no se ha realizado un proyecto de este tipo con finalidad

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

comercial. También son escasos los estudios que se han realizado en nuestro país utilizando la separación de las ondas de corte. Por esta razón, este trabajo también tiene como objetivo mostrar dichas técnicas que se han estado desarrollando en los últimos años, con el fin de caracterizar yacimientos naturalmente fracturados.

En el capítulo 2 se da una breve introducción a los conceptos de ondas elásticas, en especial a las ondas de corte (S), que son el objeto de estudio en este trabajo. Se define el concepto de anisotropía, los tipos de anisotropía y sus causas. Esto es importante, pues en este trabajo se describe la caracterización de yacimientos fracturados a partir de la consideración de que son medios que presentan un tipo de anisotropía que es inducida por un sistema de fracturas verticales, este medio es conocido como medio isótropo con eje de simetría horizontal (ITH). Se explica también el fenómeno de separación de la onda de corte o *splitting* que se produce en un medio anisótropo debido al fracturamiento natural.

En el capítulo 3 se hace una revisión general de algunas técnicas geofísicas que se utilizan en la actualidad, con el fin de caracterizar yacimientos naturalmente fracturados como los Registros Geofísicos de Pozos, Sísmica de Superficie y Sísmica de Pozo. En cuanto a los Registros, se tratarán en particular los registros sísmicos, obtenidos con las herramientas sísmicas dipolares, con las que es posible encontrar la orientación de fracturamiento natural. También se hace referencia a los métodos de sísmica de pozo, en particular al método de VSP con fuente alejándose (VSP walkaway). La parte de los métodos de sísmica de superficie se refiere a la utilización de ondas P convertidas a S, análisis de amplitud contra offset azimutal (AVO-A) y "normal moveout" azimutal (NMO-Azimutal).

El capítulo 4 se enfoca en el método de sísmica de pozo, en la geometría de adquisición conocida como Perfil Sísmico Vertical (VSP) con fuente alrededor del pozo ("VSP Walkaround") que es sumamente útil para medir las direcciones de anisotropía azimutal inducida por fracturas. Este arreglo consiste en una serie de puntos de tiro situados azimutalmente en la superficie alrededor del pozo y receptores de tres componentes situados dentro del pozo. Se trata de una serie de VSP's con fuente desplazada ("VSP offset"), en el que se utiliza el fenómeno de birrefringencia para encontrar la dirección y densidad de fracturamiento. El método puede ser

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

realizado con fuentes simples (de ondas P o S). En este trabajo el enfoque se hará en los métodos de fuente simple de tipo P y analizando las ondas convertidas a S, pues con ello se tiene la ventaja de poder generar ondas S y aprovechar las información que éstas nos dan del subsuelo al mismo costo que implica utilizar una fuente de onda P, pues generar ondas de corte directas resulta mas costoso. Para ejemplificar el método se presenta un proyecto realizado en el año 2002 por la empresa de servicios petroleros Schlumberger en un campo productor de aceite.

En el capítulo 5 se presentan las conclusiones y algunas recomendaciones importantes sobre el tema que se trató en este trabajo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2. ONDAS DE CORTE, ANISOTROPIA Y BIRREFRINGENCIA

2.1 Ondas elásticas

Una deformación o perturbación que viaja a través de un medio elástico se llama onda elástica. Cuando el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se llama onda sísmica. Esta perturbación mueve de su posición de equilibrio a la partícula en la que impacta. En un medio homogéneo e isótropo la perturbación se transmite en de forma omnidireccional, con una velocidad constante. Una onda transporta energía pero no transporta materia, es decir, las partículas vibran alrededor de su posición de equilibrio, pero no viajan con la perturbación.

Existen dos principales tipos de ondas: *ondas de cuerpo* y *ondas superficiales*.

Las ondas de cuerpo son aquellas que viajan a través del interior de un medio elástico y están integradas por las ondas longitudinales y las ondas transversales.

Las ondas longitudinales también reciben los nombres de ondas compresionales y ondas primarias (P). Este tipo de onda se origina si las partículas del medio en el que se propaga la perturbación vibran en la misma dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio (**Fig. 2.1**). Se transmiten a través de cualquier material sólido, líquido o gaseoso.

Las ondas transversales también reciben el nombre de ondas de corte, de cizalla o secundarias. Existen ciertas características de este tipo de ondas que son sumamente importantes para el desarrollo de este trabajo, es por ello que serán descritas más detalladamente en el siguiente apartado.

Las ondas superficiales, deben su nombre a que solo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra, paralelamente a la superficie de un medio. Tienen su amplitud máxima en la superficie libre y ésta decrece exponencialmente con la profundidad. Dentro de este tipo de ondas se pueden diferenciar dos modalidades, denominadas ondas Rayleigh y ondas Love, en honor de los científicos que demostraron teóricamente su existencia. Las ondas Rayleigh generalizadas, usualmente se denominan *ondas de Stoneley*, las cuales son ondas acústicas en la frontera sólido-líquido que resultan de la interacción de ondas compresionales en el líquido y ondas transversales en el sólido.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

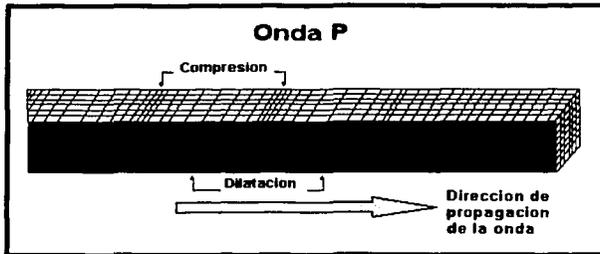


Fig. 2.1. Propagación de ondas longitudinales (ondas P).

2.1.1 Ondas de cizalla (S)

Las ondas S (*shear*) o secundarias son ondas de cuerpo que se transmiten con un movimiento vibratorio transversal a la dirección de propagación de las ondas (Fig. 2.2) y transmite esfuerzos de corte al medio en que se propaga. Las ondas S deben su nombre a que su arribo se registra después de las ondas compresionales u ondas P.

Las ondas S pueden existir sólo en medios con propiedades elásticas como sólidos o fluidos altamente viscosos. Como los fluidos no transmiten esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos. Para su registro conviene tener herramientas con arreglos de tres geófonos ortogonales.

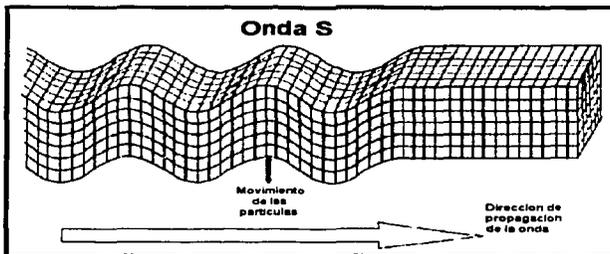


Fig. 2.2. Propagación de ondas transversales (ondas S). El movimiento de las partículas ocurre en dirección transversal a la dirección de propagación de la onda.

2.1.1.1 Características de las ondas S

- a) Tiempo de arribo.- La velocidad de la onda S es menor que la de la onda P, por lo que la onda transversal se presenta como un segundo arribo, en la mayoría de los casos, sobrepuesto al espectro de energía de la onda P.
- b) Cambio de amplitud.- La amplitud de la onda S depende del contraste de velocidad, del ángulo de incidencia y de la relación de Poisson.
- c) Diferencia de frecuencia.- Una característica normal de la transmisión de las ondas de cuerpo es que la frecuencia de las ondas compresionales es notoriamente mayor que la de las ondas transversales. En general, el cociente de frecuencias F_p/F_s varía entre 2 y 3.
- e) Valor esperado de velocidad.- La relación de velocidades V_p/V_s siempre es mayor a 1.4 y puede dar valores mas altos (de hasta 10 o mas) para sedimentos no consolidados (como en el fondo del mar). Una relación típica en los yacimientos de hidrocarburos es de aproximadamente 2 el cual varía con la litología (y otros factores).

2.1.1.2 Polarización de ondas S

Las ondas S se pueden polarizar en planos perpendiculares a la dirección de propagación. Una onda S que produce movimiento transversal de la partícula en un plano vertical se llama onda SV. Una onda S que produce un movimiento transversal de la partícula en un plano horizontal se llama onda SH. Esta división es válida en el caso de un medio homogéneo e isótropo o un medio transversalmente isótropo con eje vertical de simetría (ITV), del que hablaremos mas adelante. En cambio, para un medio anisótropo o un medio isótropo con un eje de simetría horizontal (ITH) las ondas S se separan en dos ondas, que viajan a diferentes velocidades y en direcciones generalmente perpendiculares. Este caso es sumamente importante para entender el desarrollo de este trabajo, es por ello que se hablara de él de manera más explícita y amplia en la sección 2.3.

Para observar el movimiento de la partícula generado por la propagación de las ondas sísmicas, se grafican diagramas de polarización (que son tres secciones

mutuamente ortogonales) de los desplazamientos de la partícula en un plano horizontal y dos verticales. En un medio isotrópico tales diagramas son una línea recta y se dice que la onda esta linealmente polarizada. Para un medio transversalmente isotrópico ($V_{SH} \neq V_{SV}$) la polarización en un plano vertical es una elipse (Fig. 2.4).

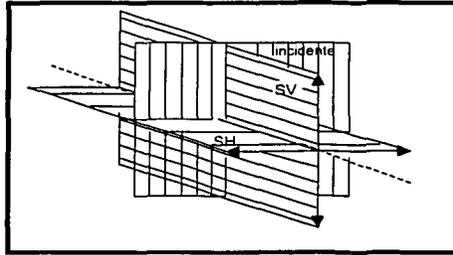


Fig. 2.3. Al incidir una onda S en un medio homogéneo e isotrópico, ésta se polariza en una onda SH que se propaga en un plano horizontal y en dirección perpendicular al plano de incidencia y una onda SV que se propaga en un plano vertical y en dirección perpendicular al plano de incidencia.

El ángulo de polarización ϕ (Fig. 2.4) se define de la siguiente manera:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{U_{SH}}{U_{SV}} \right) \tag{2.1}$$

Donde U_{SH} y U_{SV} son las componentes de desplazamiento de la onda S.

En el caso de la onda S transmitida, se tiene:

$$\phi = \tan^{-1} \left[\frac{S_1 |S_H S_H|}{S_2 |S_V S_V|} \right] \tag{2.2}$$

Donde S_1 es la amplitud de la onda S_H transmitida, S_2 es la amplitud de la onda S_V transmitida, $S_H S_H$ es el coeficiente de transmisión de la onda SH y $S_V S_V$ es el coeficiente de transmisión para la onda SV.

La elipse de polarización esta descrita por la ecuación:

$$\frac{U_{SH}^2}{S_1^2 |S_H S_H|^2} + \frac{U_{SV}^2}{S_2^2 |S_V S_V|^2} - 2 \frac{U_{SH} U_{SV} \cos \theta}{S_1 S_2 |S_H S_H| |S_V S_V|} = \text{sen}^2 \theta \dots\dots\dots [2.3]$$

Donde θ es la diferencia de fase entre las ondas S_H y S_V .

La elipticidad, ϵ , esta dada por $\epsilon = H_2/H_1$ (Fig. 2.4).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

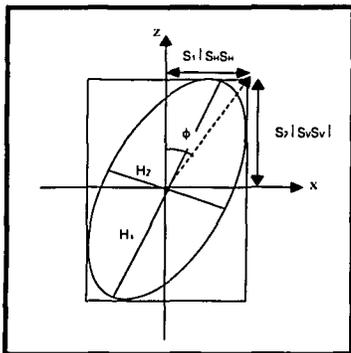


Fig. 2.4 Desplazamiento de una onda S elípticamente polarizada. Los desplazamientos SH y SV son a lo largo de los ejes X y Z respectivamente.

2.1.1.3 Aplicaciones del estudio de ondas S

Aunque la adquisición de las ondas S en exploración casi siempre ha sido más difícil que el de la onda P, debido a las dificultades técnicas para generar y registrar este tipo de ondas y al costo más elevado que implica generar ondas S, existe información de gran utilidad en este tipo de ondas que justifican su empleo.

Existen diferentes situaciones en las que las ondas de corte pueden hacer una contribución muy eficiente, sobretodo las ondas de corte puras. Por ejemplo, el contraste de velocidades de las ondas de corte es más fuerte que el de las ondas P en areniscas y lutitas, las ondas S dan una mejor imagen en zonas de interés gasífero porque no se disturban como las ondas P, la interferencia de las ondas superficiales es menor que en ondas primarias, el coeficiente de reflexión puede ser mayor para ondas S que para ondas P en una secuencia alternada de areniscas y lutitas.

Para los fines de este trabajo es importante mencionar que los esfuerzos tectónicos causan orientaciones preferenciales en las rocas. La sensibilidad de las ondas de corte a la anisotropía azimutal inducida por fracturamiento es mayor que la de la onda P. El fenómeno de birrefringencia que se presenta en las ondas de corte cuando atraviesan un medio anisótropo hace de las ondas de corte una herramienta natural para la caracterización de fracturas.

Hoy en día, en la práctica, frecuentemente se recurre a realizar una adquisición de ondas convertidas PS, de esta manera, se aprovecha el potencial de las ondas de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

corte y con la misma técnica convencional de adquisición de ondas P, lo cual implica un menor costo en la adquisición y el procesamiento, en el capítulo 3 se tratará con más detalle este tema.

2.1.2 Reflexión y transmisión de ondas elásticas

Para fines de exploración, es usual caracterizar la propagación de ondas de cuerpo por una trayectoria normal al frente de onda esférico. Esta trayectoria define la dirección de propagación y comúnmente se denomina trayectoria de rayo.

Cuando una onda de cuerpo que viaja a través de un medio incide sobre una interfaz (una superficie) que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas o diferentes velocidades, en general, parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada, como se muestra en la Fig. 2.5.

La dirección en que viajan las ondas transmitidas, cambia al entrar a un nuevo medio y este cambio se llama *refracción*, aunque hoy en día es más comúnmente llamado *transmisión*.

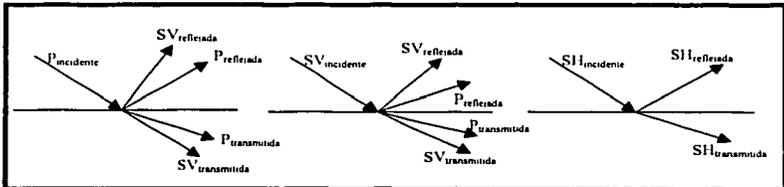


Fig. 2.5 Conversiones de ondas en el límite entre dos capas. Cada rayo incidente de onda P o SV se divide en cuatro rayos de onda P y SV reflejados y transmitidos. Un rayo de onda SH incidente produce solamente rayos de onda SH reflejados y transmitidos.

Cuando una onda P incide con un ángulo oblicuo en una superficie plana, se generan dos tipos de ondas: ondas P (reflejadas y transmitidas) y ondas S (reflejadas y transmitidas), como se muestra en la Fig. 2.6. Una importante característica de estas ondas S es que el movimiento transversal de la partícula ocurre solamente en un plano que es perpendicular a la interfaz y que contiene a la trayectoria del rayo. Para una interfaz horizontal, este será un plano vertical y las ondas de corte que causaran vibraciones en este plano son ondas SV.

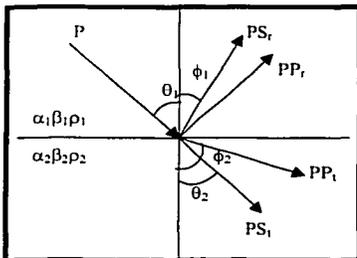


Fig. 2.6. En la interfaz incide una onda P con ángulo θ_1 y amplitud A_0 , la energía se divide en una onda reflejada PP, con ángulo θ_1 y amplitud A_1 , una onda convertida PS, con ángulo ϕ_1 y amplitud B_1 , además de una onda transmitida PP, con ángulo θ_2 y amplitud A_2 y una onda transmitida convertida PS, con ángulo ϕ_2 y amplitud B_2 . Las densidades de cada medio son ρ_1 y ρ_2 . Las velocidades de la onda P y S en cada medio son α_1, β_1 y α_2, β_2 , respectivamente.

Las ecuaciones que rigen las amplitudes de las diferentes ondas generadas en una interfaz fueron dadas primeramente por Knott (1899) y expresan la partición de la energía en términos de las funciones potenciales de desplazamiento. Las ecuaciones Zoeppritz (1919) describen la energía proporcionada en términos del ángulo de incidencia, de las velocidades P y S y las densidades de las capas.

La formulación completa de las ecuaciones de Zoeppritz es complicada y generalmente se adoptan versiones simplificadas, al menos para facilitar la comprensión. Como las ecuaciones de Zoeppritz no son lineales con respecto a las velocidades y densidades, se han hecho muchas aproximaciones para linealizarlas. Aki y Richards (1980) asumen contrastes pequeños de las propiedades en las capas, simplificando las ecuaciones notablemente.

Shuey (1985), sustituye en la ecuación de Aki y Richards y propone una expresión donde la amplitud es dependiente de la relación de Poisson:

$$R_{PP}(\theta) = R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma^2)} \right] \text{sen}^2\theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2\theta - \text{sen}^2\theta) \quad [2.4]$$

donde A_0 es una constante que depende del contraste de densidades, del contraste de velocidad P y de la relación de Poisson y R_0 es equivalente a la amplitud de incidencia normal ($\theta = 0$).

Esta aproximación es válida para ángulos de hasta 43° , sin embargo, en la sísmica tradicional, no se tiran líneas con distancias tan grandes capaces de dar ángulos mayores a 30° , por lo tanto la expresión anterior se puede simplificar más aún, considerando que el tercer término no contribuye significativamente en los

ángulos pequeños, por lo que se desprecia. Ahora, si consideramos que para ángulos pequeños, $\text{sen}^2\theta \approx \theta$, entonces tenemos:

$$R_{pp}(\theta) = R_{pp}(0) + G_{pp}\text{sen}^2\theta \quad [2.5]$$

donde $G_{pp} = A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma^2)}$ es el llamado *gradiente* y $R_{pp}(0) = R_0$ es el coeficiente de intercepción.

El producto de la densidad (ρ) y la velocidad sísmica (v_p) para cada capa es conocida como *impedancia acústica* (Z), es decir $Z = \rho v_p$, la cual se puede definir como la resistencia que ejerce un medio homogéneo al paso de una onda.

2.2 Anisotropía

2.2.1 Definición

La anisotropía puede ser definida como la variación de las propiedades físicas con respecto a la dirección en la cual estas son medidas (Sheriff, 1984).

En función de la velocidad, podemos tener cuatro condiciones en un medio:

Cuando la velocidad es constante punto a punto en un medio, v decimos que este es un *Medio homogéneo*.

Cuando la velocidad varía punto a punto en un medio, $v(x, y, z)$, decimos que este es un *Medio no homogéneo*.

Cuando en cualquier punto dado en un medio, la velocidad es independiente de la dirección de propagación tenemos un *Medio isótropo*.

Cuando en cualquier punto dado en el medio, la velocidad depende de la dirección de propagación, ($v(\theta)$ donde θ es el ángulo de propagación), tenemos un *Medio anisótropo*.

De lo anterior, podemos deducir que en la sismología y la exploración sísmica, la anisotropía se refiere fundamentalmente al cambio de velocidad con la dirección.

Constantes elásticas

De acuerdo a la formulación del tensor, la ley de Hooke generalizada, que expresa una relación de linealidad entre esfuerzos y deformaciones requiere, en un espacio tridimensional, un tensor de cuarto orden para representar las constantes

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

elásticas. Esto significa $3^4 = 81$ constantes, cuyas dimensiones son las mismas que aquellas de las constantes de Lamé.

Las condiciones de simetría de los tensores de esfuerzos y deformación y consideraciones termodinámicas reducen el número de constantes independientes a 21, es decir, el tensor general de elasticidad que relaciona esfuerzo y deformación en un medio anisotrópico contiene 21 constantes independientes. Este conjunto de constantes se presenta generalmente en forma de una matriz y de acuerdo a la notación de Voigt, la cual reduce el número de índices necesarios de 4 a 2, los valores son simétricos, esto se observa en la diagonal. Convencionalmente $\sigma = \text{esfuerzo}$ y $\varepsilon = \text{deformación}$

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{12} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ & & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ & & & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ & & & & C_{55} & C_{56} \\ & & & & & C_{66} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{22} \\ \varepsilon_{33} \\ 2\varepsilon_{23} \\ 2\varepsilon_{13} \\ 2\varepsilon_{12} \end{bmatrix} \quad [2.6]$$

Esta es la ecuación que expresa la ley de Hooke generalizada en un medio anisótropo general.

En un medio anisótropo los frentes de onda no son necesariamente ortogonales a la dirección de propagación de las ondas y la ley de Snell requiere modificarse (Sheriff, 1973).

La mayoría de los materiales de roca son agregados de minerales afectados por pequeñas fisuras mecánicas expresadas como micro-fracturas, más o menos organizadas en espacio (Garotta, 2000).

Con base en esto podemos diferenciar cinco tipos de simetría en los materiales: **isótropa**, que se da en rocas que consisten de un agregado de minerales cuyos ejes cristalográficos y/o micro fracturas están orientados aleatoriamente. Para caracterizar este medio se requieren solamente dos constantes elásticas (λ y μ), llamadas constantes de Lamé. **Transversalmente isótropa**: cuando se tiene una secuencia repetitiva de capas delgadas, pero también podría ser un material afectado por un sistema simple de fracturas paralelas. Se requieren 5 constantes elásticas para caracterizar este medio. **Ortorrómica**, tiene tres planos de simetría ortogonal cada uno. Se requieren 9 constantes elásticas para caracterizar este medio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Monoclínica, que tiene un solo plano de simetría. Se requieren 13 constantes elásticas para caracterizar este medio. **Triclínica**, que tiene un centro simétrico. Se requieren 21 constantes elásticas para caracterizar este medio.

En este trabajo el medio que se pretende estudiar es el de simetría transversalmente isótropa.

La Tierra es anisótropa, sin embargo se asume que es isótropa debido a consideraciones prácticas. Este esquema simplista ha sido suficiente y eficiente para procesar una considerable cantidad de datos y aun es usado en muchos casos. Sin embargo poco a poco se ha ido desarrollando la teoría que permite hacer un análisis mas detallado del subsuelo considerando que en realidad éste es anisótropo.

2.2.2 Causas de anisotropía

La anisotropía puede deberse a varios mecanismos, los cuales, pueden clasificarse en tres clases:

- I. Anisotropía intrínseca.- Se debe a tres causas principales:
 - a) Los cristales que forman los minerales de la roca tienen una orientación preferencial en un volumen suficientemente grande.
 - b) Esfuerzos suficientemente grandes.
 - c) Debido a que los granos de la roca se alinearon por gravedad o flujo en el momento de la depositación o posteriormente sufrieron una deformación plástica.
- II. Anisotropía inducida por fracturamiento.- Se debe a la existencia de poros y/o fracturas secas o saturadas de fluidos que tienen una orientación preferencial.
- III. Anisotropía de longitud de onda grande.- Ocurre cuando la propagación a través de capas isótropas puede simularse a través de un cuerpo anisótropo, por ejemplo, la propagación a través de una secuencia de capas delgadas isótropas.

La causa más común de anisotropía efectiva parece ser la segunda. En casi todos los casos las dimensiones de las juntas y fracturas son pequeñas en comparación con la longitud de onda sísmica y tales fracturas presentan orientaciones preferenciales paralelas al esfuerzo compresivo máximo el cual, en la corteza, es usualmente horizontal, produciéndose, por tanto, fracturas verticales.

La mayoría de las rocas de la corteza son isotrópicas a la propagación de ondas P, siendo una excepción notable las lutitas, en las que la anisotropía es causada por granos alineados. Por otro lado casi todas las rocas presentan micro estructuras de fracturas y poros llenos de fluidos que son por ello efectivamente anisótropas a la propagación de ondas S (Crampin, 1987).

2.2.3 Tipos de medios anisótropos

Nos encontramos principalmente con dos tipos de alineación de los materiales: horizontales y verticales; lo que origina dos tipos de anisotropía, donde la

- anisotropía efectiva, causada por una fina estratificación y la
- anisotropía intrínseca, debida a la presencia de arcillas

representan a la anisotropía ITV y la

- anisotropía efectiva, de inclusiones verticales y fracturamiento y
- anisotropía efectiva, causada por contrastes de esfuerzos principales

representan a la anisotropía ITH, bajo la cual se enfoca este trabajo.

De esta manera tenemos que en la sísmica de exploración se han utilizado principalmente dos medios para modelar la anisotropía (Winterstein, 1987):

- ITV (Isotropía Transversal con un eje Vertical de simetría), donde la velocidad vertical difiere de la velocidad horizontal. Esta es causada por la fina estratificación sedimentaria, como en lutitas. (Fig. 2.7a). donde las propiedades pueden variar verticalmente pero no horizontalmente (Fig. 2.8a).
- ITH (Isotropía Transversal con un eje Horizontal de simetría, este tipo de anisotropía es usualmente causada por esfuerzos inducidos por micro fracturas verticales o discontinuidades en la formación (Fig. 2.7b). Este segundo caso de anisotropía corresponde a los materiales con una alineación vertical débil como grietas o fracturas, o con esfuerzos horizontalmente diferentes (Fig. 2.8b).

La anisotropía ITH es un tipo de anisotropía azimutal pero hay muchas otras razones por las que la tierra parece ser azimutalmente anisotrópica. Uno de los mecanismos que llevan a la anisotropía azimutal es la deposición preferencial que ocurre algunas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

veces, la cual es conocida como *imbricación*. En este caso, las partículas con una forma elipsoidal tienden a ser depositadas con su eje largo apuntando corriente abajo. En secciones delgadas de areniscas y limolitas se pueden ver ejemplos de tal alineación preferencial. Otra posible causa de anisotropía azimutal ocurre cuando un material está finamente estratificado de tal modo que las capas no son largas horizontalmente. Ejemplos de esto ocurren en materiales con estratificación cruzada o por discontinuidades angulares.



Figura 2.7. Tenemos dos tipos básicos de anisotropía (a) *ITV*, causada por una fina estratificación típica en lutitas y (b) *ITH*, producida por micro fracturas donde encontramos velocidades de propagación de ondas sísmicas horizontales diferentes

La razón que llevo a realizar esta clasificación, parte de las diferentes respuestas en la propagación de ondas elásticas a lo largo del pozo en una formación isotrópica, la cual puede ser descrita en función de las constantes de elasticidad efectiva en una ecuación de movimiento. Estas constantes son derivadas de una descripción microscópica de los materiales que puede ser buena para una distribución de fracturas o capas delgadas con diferentes propiedades elásticas. La detección y cuantificación de estos tipos de anisotropía dan clara información acerca de los esfuerzos de las rocas, la densidad y orientación de las fracturas.

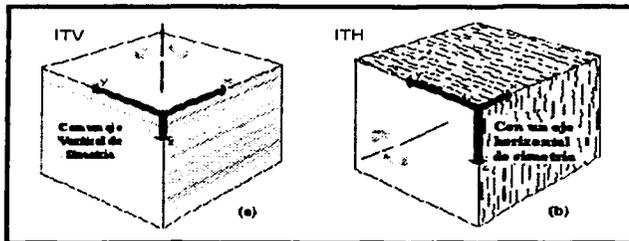


Figura 2.8 La figura muestra las formas más simples de anisotropía elástica (a) En una secuencia de capas horizontales las propiedades elásticas se conservan en planos horizontales pero tienen una variación vertical. (b) En las rocas con fracturas verticales las propiedades de la roca son uniformes en planos verticalmente paralelo a las fracturas pero pueden variar en planos horizontales.

Estos parámetros de anisotropía son importantes para el diseño de trabajos de fracturas hidráulicas y para una comprensión horizontal y vertical de la anisotropía de permeabilidad. En muchos casos, existe una ley de inclinaciones y fracturamiento de las rocas o un grupo de fracturas múltiples, que nos pueden ayudar a comprender en función de la superposición los efectos de anisotropías individuales.

Los experimentos de laboratorio y de campo realizados en los años 50's detectaron anisotropía a partir de la propagación horizontal y vertical de ondas con diferentes velocidades. Todavía en la actualidad, las variaciones direccionales de velocidad producidas por efectos anisótropos pequeños (típicamente menos del 5% en técnicas de medición sísmica de superficie) son generalmente ignoradas.

2.2.4 Propagación de ondas en medios anisótropos

En un medio isótropo la velocidad de grupo (la velocidad de un paquete de energía) sigue una trayectoria que es perpendicular a la superficie de fase constante.

En un medio anisótropo existe una variación de la velocidad con la dirección y el vector de la velocidad de grupo no coincide con el vector de la velocidad de fase y la trayectoria del rayo ya no es normal a la superficie de fase constante.

Cuando la anisotropía es fuerte, la onda S puede dividirse en mas de dos ondas en ciertos puntos del medio (Crampin, 1987). En medios anisótropos las ondas P y S no necesariamente se polarizan paralela y perpendicularmente a la trayectoria de propagación o a la superficie de fase constante.

Por lo anterior, las dos ondas de cuerpo se denominan, ondas quasi-P (qP) y ondas quasi-S (qS).

2.2.5 Limitaciones actuales del análisis de anisotropía

El empleo de registros de tres componentes para el análisis de la anisotropía del medio requiere de ciertas condiciones para su aplicación. Cuando las ondas S se propagan verticalmente y se registran en la superficie de la tierra, la última capa que atraviesan determina su polarización en las estaciones de registro. La incidencia en la superficie libre de las ondas S provocará cambios de amplitud y fase así como conversiones de modo que distorsionan la onda. Aun cuando la incidencia sea normal, en cuyo caso las distorsiones serán mucho menores, si existen capas de baja

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

velocidad o cualquier irregularidad local de la topografía o alguna interfaz, las ondas S podrían ser seriamente distorsionadas.

Debido a que la capa superficial imprime sus propias anomalías en la polarización de la onda incidente, en los estudios de anisotropía con ondas S en el contexto del perfil sísmico vertical (VSP), las ondas S se registran a una profundidad suficientemente grande, lo cual elimina la influencia de la capa superficial.

La polarización final refleja la simetría del fracturamiento y, de acuerdo a este, se elige el sistema coordinado. Si los geófonos no están orientados paralela y perpendicularmente al eje de simetría de la capa superior anisotrópica, cada geófono de componente X o Y registrara proyecciones de ambas ondas. Los arribos de reflexión en este caso pueden interferir constructiva o destructivamente dependiendo de los retrasos entre S_{\perp} y S_{\parallel} y los ángulos de las proyecciones que se utilicen en la rotación de ejes coordinados durante el procesado (Marshall y Thomas, 1987).

Los retrasos entre las ondas S lenta y rápida dependen de las propiedades del medio a lo largo de la trayectoria y son mucho menos fáciles de medir o interpretar confiablemente en comparación a la polarización. Por otro lado, en estructuras complicadas, es posible que los retrasos varíen rápidamente con la dirección.

2.3 Birrefringencia

La sísmica de pozo fue el punto de comienzo para el análisis del fenómeno de birrefringencia o separación de la onda de corte. A principios de los años 80's, Galperin en Rusia, Crampin en Escocia y Naville en Francia, publicaron trabajos que señalaron la magnitud y extensión de la birrefringencia de la onda de corte.

En la sísmica de superficie, los experimentos para el análisis de la birrefringencia comenzaron en 1980 por las compañías Amoco, en Texas; CGG, en Alberta y por la Escuela de Minas de Colorado, en Wyoming. Ellos confirmaron que la anisotropía azimutal provoca efectos importantes en las ondas de corte, que son mucho mas fuertes que en las ondas P. En consecuencia, este efecto de la anisotropía azimutal abrió un camino hacia la investigación de la densidad y orientación de las fracturas.

2.3.1 Definición

La birrefringencia se refiere al fenómeno que presentan las ondas S al incidir en un medio fracturado homogéneamente con un ángulo de polarización oblicuo las

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

fracturas y que consiste en una separación en (normalmente) dos ondas con polarizaciones y velocidades diferentes. Los movimientos de partícula de las ondas separadas son en direcciones paralela y perpendicular a las fracturas.

Este fenómeno también se conoce como *separación de la onda S* o “*splitting*”.

La onda polarizada perpendicularmente a las fracturas S_{\perp} (lenta) viaja verticalmente a una velocidad más baja que la onda S_{\parallel} (rápida) que se polariza paralelamente a las fracturas (Marshall y Thomas, 1987). Fig. 2.9 y Fig. 2.10.

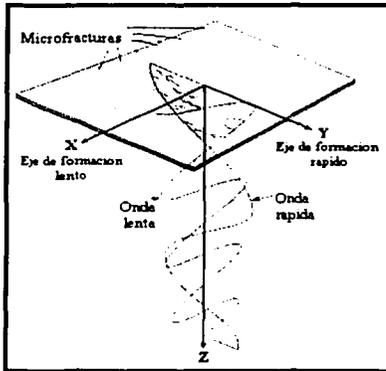


Fig. 2.9. Separación de la onda de corte, (shear wave splitting). Al incidir una onda S en un medio anisótropo causado por fracturamiento, ésta se divide en dos modos: una onda rápida que se propaga en dirección de las fracturas y una onda lenta que se propaga en dirección perpendicular a ésta.

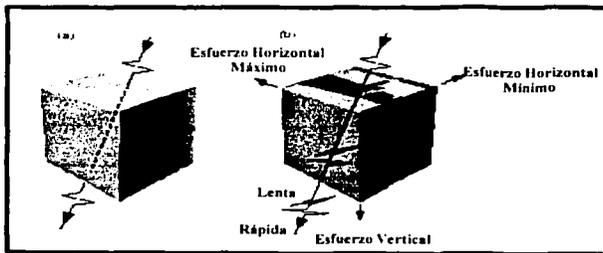


Figura 2.10. (a) Propagación de onda de Corte alrededor de un cuerpo de roca isotrópico. La onda de Corte pasa a través de las capas del cuerpo (b) en un medio fracturado se separa en dos componentes una alineada en dirección del esfuerzo horizontal máximo (onda rápida) y otra alineada en dirección del esfuerzo horizontal mínimo (onda lenta).

Definimos la birrefringencia de la onda S de un intervalo como:

$$\text{Birrefringencia} = \frac{2(\Delta T_{S2} - \Delta T_{S1})}{(\Delta T_{S2} + \Delta T_{S1})} \quad [2.7]$$

donde ΔT_{S1} es el tiempo de viaje de la onda S rápida a través del intervalo y ΔT_{S2} es el tiempo de viaje de la onda S lenta.

2.3.2 Aplicaciones del estudio de la birrefringencia

Las características de propagación de las ondas de corte las hacen particularmente útiles en la exploración sísmica para definir yacimientos fracturados.

El análisis del fenómeno de birrefringencia en registros sísmicos de tres componentes permite llevar a cabo estudios que incluyen:

- *Orientación del fracturamiento principal.*- esto se ha realizado principalmente en operaciones petroleras de fracturamiento hidráulico gracias a la información proporcionada por la polarización de la onda S.
La anisotropía de la onda de corte indica presencia de fracturas y esfuerzos y su variación azimutal se puede utilizar para detectar fallas, las cuales pueden estar asociadas a altas permeabilidades y zonas fracturadas. Las fallas regionales pueden ser útiles para la predicción de la orientación de fracturas en muchos campos y permiten obtener un esquema del estado tensional que las generó. Si las fracturas fueron generadas por el mismo evento, entonces es posible estimar la distribución de fracturas.
- *Densidad del fracturamiento.*- Los retrasos entre las ondas S lenta y rápida pueden estar relacionados con el grado de fracturamiento de la roca. En la sísmica de exploración se ha podido separar estas dos ondas y medir su retraso (definido como $\Delta T = T_{S1} - T_{S2}$) en intervalos discretos en una sección sísmica. Para grabar satisfactoriamente las dos ondas S con una sola fuente, es necesario que la polarización de la fuente sea oblicua a los ejes principales de anisotropía.
- *Determinación de la alineación de esfuerzos principales por medio de la interpretación de los patrones de polarización.*

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La orientación y dirección de los esfuerzos principales son muy importantes para las consideraciones del manejo y desarrollo del yacimiento. Establecer con exactitud la dirección de los arribos rápidos y lentos de las ondas S nos dará la dirección de máximos esfuerzos horizontales. El conocimiento de estas direcciones es de gran importancia en el diseño de la trayectoria para pozos altamente inclinados u horizontales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3. PRINCIPALES MÉTODOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS EN LA CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

En este capítulo se hará una revisión de los principales métodos geofísicos utilizados para medir los efectos que provoca la anisotropía azimutal inducida por fracturamiento en las ondas sísmicas en la caracterización de YNF. El objetivo es mostrar el *estado del arte* de dichas técnicas pero no se pretende profundizar en ellas, pues no es el objetivo de este trabajo.

Es necesario mencionar que la diferencia entre anisotropía y heterogeneidad es una cuestión de escala. A una escala suficientemente pequeña todo es heterogéneo. A escalas mayores todo parece ser más homogéneo.

Imaginar un yacimiento fracturado puede envolver un amplio rango de escalas y distancias. Las frecuencias y longitudes de onda requeridas varían en magnitud dependiendo del problema que se maneja. Por ejemplo, para caracterizar un objetivo a 3000 m de profundidad dentro de un rango de 10 m es innecesario obtener una imagen sísmica con una resolución de cm. Dicho de otra forma, si se requiere una delimitación alrededor de un pozo se necesita una mejor escala o una mejor resolución.

En términos de anisotropía sísmica, si la longitud de onda es mayor que las fracturas (bajas frecuencias), nosotros observamos una propagación anisótropa y homogénea de ondas, en cambio, para una longitud de onda menor que las fracturas (altas frecuencias) lo que detectamos es una propagación de ondas isótropa pero heterogénea.

La resolución de imágenes sísmicas con las técnicas actuales esta limitada por el contenido de amplitud y frecuencia de las ondas sísmicas y por el nivel de complejidad del ambiente y la relación señal a ruido generada en el campo.

El VSP y la sísmica de superficie en conjunto con los registros geofísicos de pozos nos han brindado algunas lecciones importantes sobre el descubrimiento y definición de las características de yacimientos fracturados con datos tanto de ondas sísmicas compresionales como de ondas de corte.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

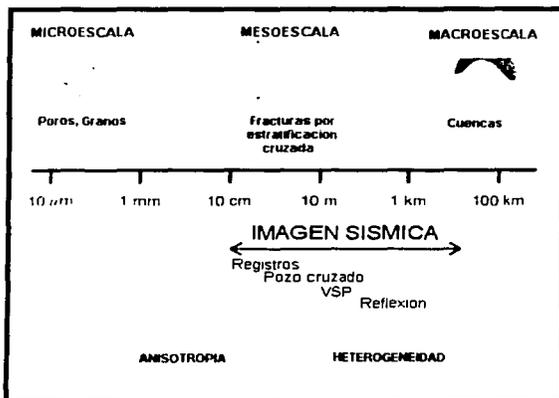


Fig. 3.1. Cada método (sísmica de superficie, sísmica de pozo, registros de pozo) nos dan una imagen a diferentes escalas y diferente resolución. (Tomada de Horne, S, Schlumberger)

El principal efecto medible de las fracturas en datos sísmicos es la observación de anisotropía. En este trabajo el enfoque se encuentra hacia la observación y medición de la anisotropía azimutal inducida por fracturamiento vertical (medios ITH) la cual quedó definida en el capítulo 2.

Los efectos provocados por la anisotropía azimutal que pueden ser medidos son:

- Separación de la onda de corte.
- Variación del AVO con el azimut.
- Variaciones de velocidad NMO con el azimut.
- Variaciones de los tiempos de trayecto con el azimut (sísmica de pozo).

Desde el punto de vista de ondas sísmicas, existen diferentes técnicas para medir la anisotropía azimutal (medios ITH):

- Utilizando una fuente de ondas P
 - Por medio de análisis NMO azimutal
 - Por medio de análisis AVO azimutal.
 - Por medio de conversiones de ondas P a S
- Utilizando una fuente de ondas S

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Fuente simple: Rotaciones de mínima entropía en series directas de tiempo
- Fuente dual: Rotaciones de Alford y Transformación Lineal
- Atributos de ondas-convertidas: Hodogramas Transversal/Radial y de Polaridad

Todos los métodos previamente mencionados tienen sus propias limitaciones y no necesariamente proveen los mismos resultados cuando se aplican a la misma área. Son influenciados por diferentes fuentes de ruido que necesitan ser propiamente consideradas y reducidas para obtener mejores resultados.

Sísmica multicomponente (SMC)

Es necesario hablar de la sismología multicomponente (SMC) en este capítulo pues ésta es una tecnología reciente en la exploración de hidrocarburos que es de gran utilidad para detectar y describir yacimientos fracturados porque se pueden medir las ondas sísmicas S (ya sean SV o SH) además de las ondas P. Sin embargo, existen pocos estudios experimentales donde la SMC se utilice con fines exploratorios y de producción.

En la sísmica convencional se usan campos escalares de ondas sísmicas, que se producen con una fuente de ondas P y se registran en receptores de una componente (dos en el caso marino, un sensor de movimiento y uno de presión), en cambio, la SMC utiliza campos vectoriales de ondas sísmicas que se generan con fuentes que producen todos los tipos de ondas sísmicas de cuerpo (P, SV y SH) y se registran en receptores de tres componentes (cuatro en el caso marino). De este modo, la SMC tiene una ventaja importante sobre los datos sísmicos convencionales porque es posible integrar los modos de propagación de ondas P y S en la interpretación con objeto de obtener un mejor modelo estructural o una mejor imagen sísmica y producir indicadores de hidrocarburos más confiables que los que se pueden obtener con el modo de propagación P.

La SMC intenta resolver varios problemas complejos como el estudio del problema de anisotropía en los datos sísmicos. En medios anisótropos, es posible medir hasta nueve componentes del campo vectorial de ondas sísmicas, como se esquematiza en la Fig. 3.2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

		Fuente				Simetrías comunes en el subsuelo
		P	SV	SH		
Receptor	V	P-P	SV-V	SH-P	-ITH, ITV -Ortorrómica -Monoclinica	
	R	P-SV	SV-SV	SH-S		
	T	P-qs	SVqs	SH-SH		

V -vertical
R -radial
T -transversal

Fig. 3.2. Nueve componentes del campo vectorial de ondas sísmicas se pueden detectar en medios anisótropos. Nótese que cuando la onda incide en un plano que coincide con la dirección del receptor se registra sólo un modo de onda puro. (Tomado del sitio del programa de investigación en YNF del IMP <http://www.imp.mx/investigacion/YNF/SMC>)

Es importante mencionar que la sismología multicomponente se utiliza tanto en sísmica de superficie como en sísmica de pozo, mas adelante se hablará de los métodos utilizados para caracterizar yacimientos naturalmente fracturados que se utilizan en ambas técnicas.

3.1 Registros sísmicos

La presencia de fracturas así como las direcciones de esfuerzos principales dentro de la formación, se pueden estimar a partir del efecto que produce la propagación de la onda de corte a través de las paredes del pozo. La determinación de las direcciones de esfuerzos principales mediante el método del análisis de anisotropía acústica, es un método que en conjunto con otras metodologías, como el análisis de la geometría de pozos, mediciones especiales en núcleos orientados, análisis de registros de imágenes microresistivas o ultrasónicas, ayudan a una exacta caracterización del estado tensional *in-situ*.

3.1.1 Herramientas Sísmicas Dipolares

Las herramientas de registro sísmico más antiguas utilizan un transductor monopolar (u omnidireccional) que transmite la energía en todas direcciones a partir de la fuente. Actualmente, en la caracterización de fracturas se utilizan herramientas con transductores dipolares o direccionales, en los cuales la energía es transmitida en direcciones definidas a partir de la fuente.

Estas herramientas representan un gran avance pues permiten realizar mediciones de las ondas de corte en formaciones blandas y no consolidadas, lo que no es posible con herramientas monopolares pues cuando la velocidad de la onda de corte

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

es usualmente mas baja que la velocidad de los fluidos del lodo, se impiden las mediciones de este tipo de onda. Es por ello que en la siguiente sección el enfoque se hará hacia este tipo de herramienta.

Principio

El transmisor dipolar se comporta muy semejante a un pistón, proporciona una fuerza mecánica alrededor del pozo a través de un movimiento rápido de un lado a otro, creando un incremento y disminución de la presión en el agujero. Este cambio en la presión provoca una pequeña flexión en las paredes del pozo que es excitada directamente como una onda cortante en la formación, como se muestra en la Fig. 3.3. Este arribo es operado a bajas frecuencias que oscilan entre los 4kHz, que es donde se tiene el rango de excitación óptimo de estas herramientas.

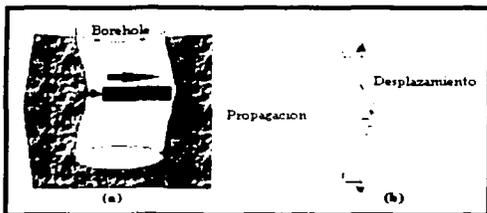


Figura 3.3. Generación de una onda flexural en el pozo. (a) La fuente de energía se coloca dentro del pozo. (b) La propagación de esta onda flexural es coaxial en el pozo y su desplazamiento ocurre en dirección perpendicular al eje de este y paralelo al transductor. La onda flexural se propaga en las paredes del pozo mientras que la onda compresional y la de corte se propagan en la formación.

Procesamiento

La onda de corte se separa en dos componentes, debido al fenómeno de birrefringencia como se muestra en la Fig. 3.4.

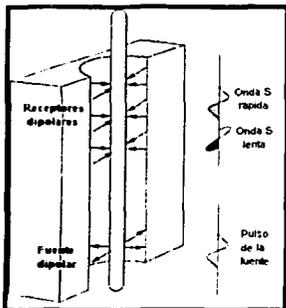


Figura 3.4. La separación de una onda de corte de un registro dipolar. La onda de corte rápida es polarizada en el rumbo de fractura y/o la dirección del esfuerzo máximo, y la onda de corte lenta es polarizada perpendicular a esta.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Ya que las herramientas sónicas dipolares disponen de dos grupos de transmisores y ocho pares de receptores dipolares, situados ortogonalmente, pueden medir el Δt (retraso) de la onda de corte en diferentes direcciones, en un plano perpendicular al eje de la herramienta. Las direcciones de polarización del Δt de la onda de corte rápida y lenta se pueden medir en cada punto y a varias profundidades, de esta manera se registran las componentes en línea (in-line) y transversal (cross-line) a diferentes orientaciones de azimut. Las mediciones en línea son hechas por el receptor paralelo al transmisor (los receptores operan en el mismo plano que el transmisor) y las mediciones en la componente transversal son hechas por los receptores ubicados perpendicularmente al plano definido por los transmisores. La energía en la componente transversal cambia en función de la orientación de la herramienta: es mínima donde los transductores se alinean en dirección de las ondas de corte rápida y lenta; y es máxima donde los transductores se ordenan a 45 grados de los planos de las ondas de corte rápida y lenta. El resultado de estas mediciones son cuatro componentes de datos, los cuales contienen toda la información azimutal a la profundidad correspondiente.

Los cuatro componentes de datos pueden ser rotados para obtener un vector de la forma de onda un azimut determinado. La técnica de rotación empleada para extraer el azimut de la onda de corte rápida y los tiempos de transito de las ondas de corte lenta y rápida es denominada *Rotación de cuatro componentes* o *Rotación de Alford*, (**apéndice 4**). Las formas de onda son rotadas hacia el azimut para el cual la energía de la onda de corte es mínima. Se procesan las energías de las componentes cruzadas, es así que el ángulo que forma la resultante con la mínima energía es considerada como la dirección de propagación de la onda de corte rápida o lenta, como se muestra en la **Fig. 3.5**.

La onda de corte hacia este azimut se compara con una en la dirección perpendicular, si ésta tiene su arribo mas pronto, entonces es el azimut de la onda de corte rápida. Si no es así, el azimut de la onda de corte rápida es perpendicular, puesto que las direcciones de las ondas de corte rápida y lenta son perpendiculares.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

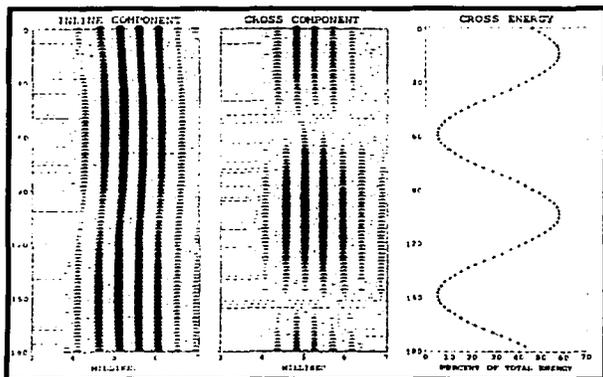


Fig. 3.5. Ejemplo de datos sintéticos del multi-azimut para una de las cuatro componentes medidas por la herramienta sísmica dipolar. El eje vertical es el azimut medido. Las cuatro formas de onda de 0 y 90 grados son los datos registrados actuales, el resto se procesa con una rotación de las cuatro componentes. Se muestra la componente en línea (izquierdo) y transversal (centro) además de las componentes de cruce para cada rotación del ángulo como porcentaje de la energía total (derecha). La energía de corte se minimiza hacia las direcciones de la onda de corte rápida (150°) y lenta (60°). (Tomado de <http://www.hub.slb.com>)

Resultados

Del procesamiento se obtiene entonces el azimut de la onda de corte rápida y se calculan los índices de anisotropía; así mismo se obtiene un gráfico de la dirección de esfuerzos principales actuantes en la formación.

3.2 Sísmica de Pozo

La resolución de la imagen con las técnicas actuales está limitada por la amplitud y el contenido de frecuencia de las ondas sísmicas y por el nivel de complejidad del ambiente y la relación señal/ruido generada en campo. Con fuentes de superficie una capa superficial heterogénea intemperizada de decenas de metros de espesor el contenido de altas frecuencias y la coherencia de la señal de entrada a través del terreno es muy limitada. El VSP resuelve este problema en parte al situar los receptores debajo de la capa superficial que atenúa la señal sísmica pues de este modo la señal no pasa dos veces a través de la capa superficial y también porque el registro del campo de ondas se hace con un arreglo vertical en el pozo, de modo que las ondas ascendentes y descendente se pueden identificar y separar.

Un análisis apropiado de datos VSP multicomponente puede ilustrar las orientaciones de la separación de la onda de corte y el retraso en el tiempo entre ellas. Cada análisis es seguido de una reexaminación *in situ* del régimen de fracturas en el subsuelo. El análisis de la separación de la onda de corte se analiza en un VSP, en el que la señal producida por la fuente de las dos ondas de corte se graban en receptores de tres componentes.

Los métodos de VSP son principalmente el VSP con fuente alejándose (que se tratará en esta sección) y el arreglo VSP con fuente alrededor del pozo. Ésta última técnica es el tema principal de este trabajo y se analizará en el capítulo 5.

3.2.1 Perfil sísmico Vertical con fuente alejándose ("VSP walkaway")

La anisotropía azimutal (en medios ITH) puede ser medida de formas diferentes usando geometrías VSP. Un método es adquirir datos de VSP con fuente alejándose ("VSP walkaway") a diferentes azimuts. Los VSP's walkaway se usan generalmente en ambientes marinos. Los arribos directos y las reflexiones se pueden usar para determinar las respuestas AVO y curvas de lentitud, principalmente.

Los datos del tiempo de viaje pueden ser usados para calcular curvas de lentitud a lo largo de diferentes azimuts. Si la anisotropía azimutal esta presente, éstas curvas serán diferentes a lo largo de los diferentes azimuts. Si el paquete de receptores se coloca sobre el reflector, la respuesta AVO puede ser medida como función del azimut. Esto también puede ser usado para medir la anisotropía azimutal.

En el VSP *walkaway* la cobertura lateral se logra desplazando sucesivamente la fuente unas pocas decenas de metros dejando fija la posición del geófono. Esta operación se repite entre 5 y 11 veces desplazando cada vez el receptor unos pocos metros. En consecuencia un VSP *walkaway* es en realidad un conjunto de mini-*offset*. Típicamente cada línea tiene cientos de posiciones de fuente.

3.2.1.1 Curvas de lentitud

Los tiempos de viaje diferenciados con respecto al *offset* producen lentitud horizontal $P_x(\delta T/\delta X)$. Los tiempos de viaje diferenciados con respecto a la profundidad

producen lentitudes verticales $P_z(\delta T/\delta Z)$. En el caso de una capa horizontalmente estratificada, la lentitud horizontal se conserva debido a la ley de Snell, de tal forma que la lentitud horizontal medida en la superficie es igual a la del nivel donde se encuentra el receptor. Por lo tanto, si graficamos la lentitud horizontal y vertical obtenemos curvas de lentitud, las cuales son características de la elasticidad alrededor del arreglo de receptor. En el caso isótropo estas curvas son círculos simples. Sin embargo en el caso de que la formación sea anisótropa las curvas de lentitud son de forma circular, como se muestra en la Fig. 3.6.

Por lo tanto si se presenta la anisotropía azimutal, por ejemplo debido a las fracturas y medimos las curvas de lentitud a lo largo de diferentes azimuts, usando un VSP walkaway entonces las curvas serán diferentes a lo largo de diferentes azimuts. Estas pueden entonces ser invertidas para producir estimación del fracturamiento alrededor del arreglo receptor.

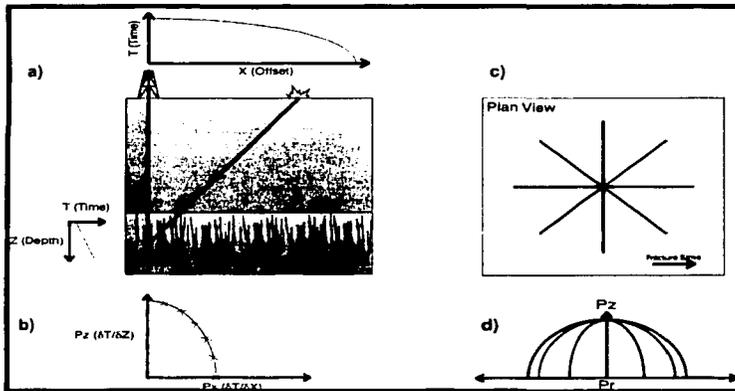


Fig. 3.6. (a) Gráficas de la variación del tiempo con el offset y con la profundidad, respectivamente. (b) Gráfica de la lentitud horizontal (P_x) y vertical (P_z). (c) Vista de planta de un VSP walkaway y (d) gráfica de las curvas de lentitud para el azimut correspondiente. (Tomado de <http://www.hub.slb.com>)

Si se localiza el azimut del mínimo tiempo de viaje, se puede obtener la orientación de las fracturas en el subsuelo. La localización del mínimo tiempo de viaje se obtiene con un picado del tiempo de viaje para fuentes situadas a $\text{offset's} \leq 1.5 \text{ Km.}$, por medio de la ecuación:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{h^2}{v_{NMO}^2(\phi)} \quad [3.1]$$

3.2.1.2 Análisis AVO-Azimutal

Si un paquete de receptores se sitúan justo arriba de un reflector, entonces el campo de ondas reflejadas iluminan una superficie dentro de una zona de Fresnel simple (representada como λ). Ya que podemos medir el campo de ondas descendentes transmitido así como el campo de ondas ascendente, esto hace posible medir la reflectividad de la formación la cual puede utilizarse como un experimento de calibración. Si la anisotropía azimutal está presente, entonces el AVO será azimutalmente dependiente y esto puede ser invertido e interpretado, **Fig. 3.7.**

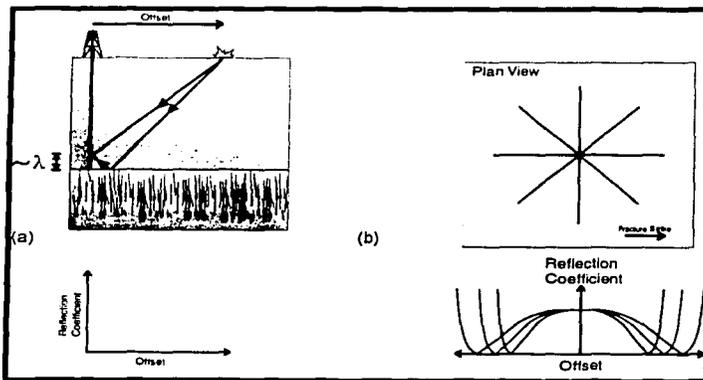


Fig. 3.7. (a) Se observa la respuesta del coeficiente de reflexión del rayo reflejado que llega al receptor desde la superficie y (b) la variación del coeficiente de reflexión para los diferentes azimuts del VSP walkaway. (Tomado de <http://www.hub.slb.com>)

3.3 Sísmica de superficie

El primer paso clave para caracterizar un yacimiento es identificar las propiedades de las fracturas en el agujero, sin embargo, estas son observaciones locales solamente. Los métodos de sísmica de superficie proveen un significado para investigar la heterogeneidad y anisotropía a una mayor escala en los espacios entre los pozos.

Los métodos de sísmica multicomponente usando ondas PS contribuyen con un valor adicional para complementar los métodos convencionales de ondas P y son típicamente de más alta resolución que los métodos con fuente de ondas S.

La respuesta AVO de las ondas P puede ser afectada por la presencia de fracturas en el subsuelo, dependiendo de la orientación relativa entre las fracturas y la línea de registro es por ello que el análisis AVO-A (AVO azimutal) de ondas P se ha usado para medir la orientación de las fracturas y la densidad de fracturamiento.

Las variaciones elípticas de NMO en ondas P, pueden inferir la existencia de anisotropía sísmica.

El retraso en el tiempo de arribo de las ondas de corte, es otro indicativo, pues por medio de un análisis de estas velocidades se puede inferir la densidad de fracturamiento. La información que nos brinda la sísmica sobre las fracturas es:

- orientación
- contenido (seco/saturado)
- densidad
- echado (inclinación)

La información que no nos brinda la sísmica sobre las fracturas es:

- dimensión
- apertura
- conectividad

3.3.1 Ondas convertidas PS

La investigación de la birrefringencia de la onda S (splitting) usando ondas convertidas PS en datos de sísmica de superficie 3D es una herramienta importante para caracterizar yacimientos naturalmente fracturados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tradicionalmente, se han usado métodos que generan ondas S en la superficie y se registran en geófonos de tres componentes (ya sea en métodos de VSP o sísmica de superficie). Sin embargo, como la adquisición y procesamiento de ondas S es costosa y la generación de las ondas de corte es limitada, se han considerado alternativas diferentes.

Recientemente, las ondas P convertidas a S (P-S) han llegado a ser más populares porque se supone que contienen la misma información que las ondas S-S pero se pueden generar por medio de fuentes compresionales, lo cual hace que la adquisición sea no solo más barata, sino también requiere de una labor de registro menos intensiva que con ondas S-S.

El procesamiento de las ondas P-S sin embargo es más complicado que el de las ondas directas debido a la asimetría de la trayectoria de rayo, además, el registro y procesamiento es más costoso que las ondas convencionales P-P.

La utilización de ondas convertidas implica una particularidad: una propagación descendente de onda P reflejándose en su punto más profundo de penetración como una onda S propagándose de forma ascendente, como se muestra en la Fig. 3.8. Se puede notar que hay una asimetría en la trayectoria del rayo PS, descrita por la ley de Snell: $\sin \theta v_p = \sin \phi v_s$, donde θ y ϕ son los ángulos de incidencia de la onda P y de reflexión de la onda S, respectivamente. v_p y v_s son las velocidades de la onda P y la onda S respectivamente. Ya que $v_p > v_s$, $\phi < \theta$ y la onda S tiende a ser más perpendicular que la onda P incidente.

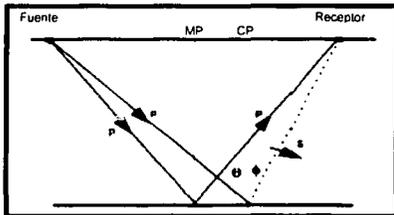


Fig. 3.8. Una reflexión de ondas PS a su punto de conversión más profundo (CP) comparado con la reflexión de un modo puro de conversión PP a su punto medio (MP). Note como CP está cambiado en dirección hacia el receptor. El ángulo de incidencia de la onda P y el ángulo de reflexión de la onda S son dados por θ y ϕ , respectivamente. Las direcciones de fase positiva se muestran con flechas, de acuerdo con Aki y Richards (1980).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.3.1.1 Procesamiento de datos

Este tipo de adquisición se ha hecho principalmente en ambientes marinos (datos 4C). Los datos de sísmica 3D 4C de ondas P se procesan usando las técnicas de procesamiento convencional en tiempo. El procesamiento inicial incluye una rotación de los datos a un sistema de coordenadas radial y transversal. Se hacen correcciones por propagación geométrica, deconvolución consistente con superficie, un blanqueado (*whitening*) espectral variante en tiempo. A las ondas PS se les aplica un procedimiento para eliminar estáticas y se le hace además una corrección por elevación a los receptores. Se hace además una corrección por punto de conversión común (CCP).

Preparando los datos para una posterior detección de fracturas, los datos de entrada, se analizan en las componentes radial y transversal, estos datos se dividen en 8 sectores de azimut común: de 0° a 360° , incrementándose cada 45° (Fig. 3.9). Los datos en la componente trasversal se procesan usando los mismos operadores de deconvolución, estática y velocidades estimadas a partir de los datos en la componente radial. Todos los volúmenes de datos se migran usando la misma velocidad de migración del campo. De esto resultan 16 volúmenes separados de azimut común de los datos radial y transversal (Fig. 3.10). Estas componentes exhiben variaciones azimutales en el tiempo de viaje. Después se combinan en un conjunto de datos simple con objeto de acrecentar la señal, para esto se aplican rotaciones 2Cx2C. cada conjunto de datos 2Cx2C se rotan en las direcciones lenta y rápida y se apilan para crear un conjunto 2Cx2C para un análisis posterior.

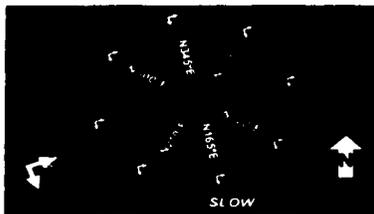


Fig. 3.9. Ocho sectores de azimut común, de 0 a 360° , cada 45° .

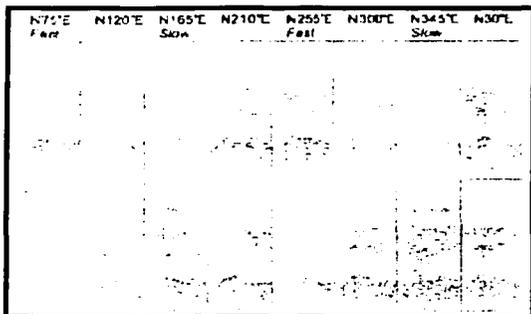


Fig.3.10. Dieciséis volúmenes de trazas sísmicas para la onda lenta y rápida, en las componentes radial (S1) transversal (S2).

Las relaciones promedio de velocidades PS1 y PS2 son particularmente importantes para identificar la extensión vertical de la birrefringencia como función del tiempo. Esta variación indica diferentes capas en el subsuelo donde las propiedades birrefringentes han cambiado. Gaiser et. al. (2001) desarrollaron el procedimiento de "desnudamiento de la capa" para trayectorias de rayo verticales y para la estimación relativa de parámetros de fracturas (rumbo y densidad).

3.3.1.2 Estimación del echado de las fracturas

Recientemente, Angerer, et. al. (2002) publicaron un método que permite identificar y calcular fracturas con echado. En el caso de fracturas verticales notamos:

- Dos planos de simetría de espejo
- Máximo retraso en el tiempo a lo largo del rumbo de las fracturas
- Mínimo retraso en el tiempo a lo largo de la normal de las fracturas
- Forma de "reloj de arena"

Y para fracturas con echado:

- Un plano de simetría de espejo a lo largo de la normal de las fracturas
- Máximo retraso en el tiempo a lo largo de la normal de las fracturas
- Forma de "haba"

Para realizar esta estimación, se grafica la diferencia en el tiempo de arribo entre la onda de corte lenta y la onda de corte rápida. Estos retrasos en el tiempo entre las ondas

de corte rápida y lenta se tabulan y se grafican en una grafica polar, como se muestra en la Fig. 3.11.

Para en control de calidad de estas variaciones se usa un atributo de simetría, el cual mide el retraso en el tiempo para el bin con azimut en dirección perpendicular a la dirección de la onda de corte rápida:

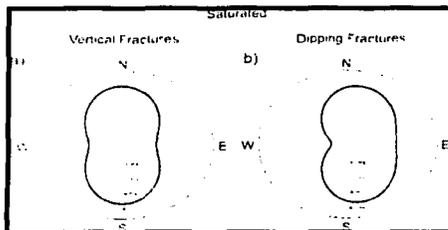


Figura 3.11 Ejemplo sintético. Graficas polares de los retrasos en tiempo de la onda S para fracturas verticales (izquierda) y fracturas con un echado de 10° (derecha) hacia la derecha a un ángulo de incidencia de 25° . El retraso en tiempo esta en $\mu s/Km$, y el eje vertical es paralelo al rumbo de la fractura (Tomado de Angerer et. al., 2002)

3.3.2 Análisis de amplitud contra offset azimutal (AVO-A)

El análisis AVO de ondas P se ha usado satisfactoriamente en el contexto de exploración de hidrocarburos, sin embargo, su aplicación en la caracterización de yacimientos fracturados no ha sido tan desarrollada debido a la dificultad para relacionar los atributos AVO con los parámetros de fracturamiento. Los estudios realizados con análisis de AVO-A se hacen con la suposición de un medio con anisotropía débil (**ver apéndice 3**). La posibilidad de inferir parámetros de fracturamiento por medio de atributos de ondas P comenzó a ser discutida por Lefeuve (1995).

Ya que en la caracterización de yacimientos fracturados se utiliza con mas exactitud el análisis con ondas S u ondas PS por medio de la adquisición multicomponente, es importante tratar de obtener mas información partiendo de datos de ondas P, pues este método convencional resulta ser mas barato tanto en la adquisición como en el procesamiento de datos sísmicos de reflexión.

La respuesta AVO (amplitud vs. offset) de las ondas P puede ser afectada por la presencia de fracturas en el subsuelo, dependiendo de la orientación relativa entre las fracturas y la línea de adquisición.

Se han desarrollado aproximaciones analíticas para los coeficientes de reflexión en medios anisótropos de tipo ITH, con objeto de tener una fácil relación entre la densidad de fracturamiento y la variación en la respuesta AVO. Rüger (1997) obtuvo una expresión para el coeficiente de reflexión de la onda plana P cerca de una interfase entre dos medios ITH con la misma orientación de sus ejes de simetría en términos de los parámetros de Thomsen (apéndice 3).

Se analiza la respuesta AVO azimutal de las ondas P registradas en datos 2D. Los datos 2D de ondas P se realizan con el análisis convencional sobre un conjunto de CDP (common depth point).

El gradiente AVO es positivo y mayor en direcciones perpendiculares a las fracturas que el gradiente a direcciones paralelas a las fracturas. En presencia de anisotropía azimutal las características AVO a lo largo de diferentes direcciones de la fuente son similares a reflexiones cercanas a la normal y pueden diferir para amplios ángulos de reflexión.

La dirección exacta de del máximo gradiente AVO se estima a partir de conjuntos de CDP's, se usa la formula de Rüger para los coeficientes de reflexión en medios TIH. El máximo gradiente AVO se espera que sea la dirección perpendicular a la orientación de fracturamiento.

La magnitud de la respuesta azimutal AVO en un medio ITH con anisotropía débil es proporcional a la densidad de fracturamiento.

En datos de sísmica de superficie 3D se estima la orientación del máximo gradiente AVO para cada superbin.

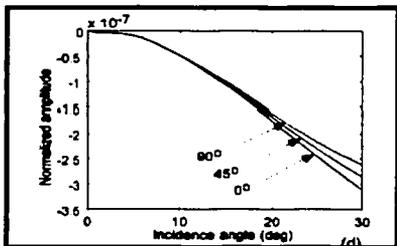


Fig. 3.12. Respuesta AVO a 0° , 45° y 90° . El máximo gradiente AVO es la dirección de la normal al fracturamiento. En esta gráfica la dirección de fracturamiento corresponde a 90° y la dirección perpendicular corresponde a 0° . (Tomado de Sheng, F. 2002, Geophysics vol. 67)

Otros autores, como Bakulin (2000) han desarrollado métodos para hallar no sólo la densidad y orientación de fracturamiento, sino también el contenido de las fracturas, es decir, si son secas o saturadas.

3.3.3 Análisis de velocidades NMO

Si un yacimiento tiene suficiente espesor, la información acerca del fracturamiento se puede obtener por medio de la variación azimutal de la velocidad de intervalo NMO. En un medio TIH la diferenciación convencional de Dix, usada rutinariamente para recuperar la velocidad de intervalo, llega a ser inexacta y debe ser reemplazada con una expresión más general. Grechka y Tsvankin (1996) mostraron que a offsets cortos el límite NMO es siempre elíptico para modos puros (P, SV y SH). Esto se puede mostrar usando una expansión en series de Taylor de 2º orden para el tiempo de viaje de dos puntos localizados a iguales offsets en puntos opuestos diametralmente alrededor de tiempos de viaje mínimos. Estos son (+x, +y) y (-x, -y). El tiempo de viaje se escribe a partir de un punto en el reflector hacia estos offsets, separadamente como una expansión en series de Taylor de 2º orden:

Para obtener los dos modos de tiempo de viaje a partir de un punto a otro, se suman estos tiempos de viaje, haciendo esta operación, se cancelan los primeros términos derivados de segundo orden, quedando solamente términos de derivadas de 2º orden en la expresión. Obteniendo esto, se puede intentar modelar los tiempos de viaje en una forma que corresponda a la ecuación de velocidad NMO. Para ello, se elevan al cuadrado estos términos. De esta manera se pueden colocar los términos juntos y reescribir las coordenadas espaciales y las derivadas de segundo orden en términos de un offset y una velocidad NMO azimutalmente dependiente la cual toma una forma elíptica (realmente es una lentitud elíptica):

$$t^2 = t_0^2 + v_{NMO}^2 \frac{h^2}{\cos^2(\theta - \theta_0)} \quad [3.2]$$

La expresión elíptica que describe la velocidad NMO es la siguiente:

$$v_{NMO}^2 = \frac{1}{2} \left[(1 + e^2) + (1 - e^2) \cos 2(\theta - \theta_0) \right] \quad [3.3]$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

donde: $V_{NMO}(\theta_0)$ es velocidad NMO a lo largo de la dirección máxima, θ_0 es el azimut de la velocidad NMO máxima, e es la relación de velocidades a lo largo de la dirección del eje mayor al menor (Relación de velocidad NMO mínimo a máximo).

Finalmente lo que obtenemos es la orientación de la elipse NMO, como se muestra en la Fig. 3.13



Fig. 3.13. La orientación del fracturamiento se obtiene por medio de la elipse NMO. La dirección del eje mayor de la elipse es la dirección de fracturamiento.

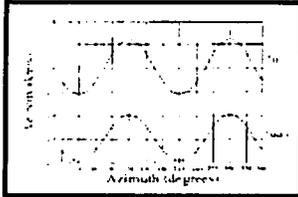


Fig. 3.14 Variación de la velocidad NMO con respecto al azimut en un medio fracturado.

En el caso 3D se analiza la velocidad NMO en superbines. El resultado es la orientación del eje mayor de la elipse NMO cercano al objetivo para cada súper bin.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4. EL MÉTODO DEL PERFIL SÍSMICO VERTICAL CON FUENTE ALREDEDOR DEL POZO PARA CARACTERIZAR YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

La geometría de adquisición conocida como Perfil Sísmico Vertical con fuente alrededor del pozo ("VSP walkaround") se utiliza para medir la anisotropía acústica azimutal que es inducida por el fracturamiento natural.

La técnica VSP con fuente alrededor del pozo consiste en colocar la fuente alrededor del pozo, estamos hablando de una serie de VSP's con fuente desplazada arreglados azimutalmente alrededor del pozo dentro del cual se encuentran los receptores de 3 componentes (3C) como se muestra en la Fig. 4.1. El objetivo es determinar las direcciones de anisotropía azimutal a través de un análisis de las amplitudes relativas registradas en las direcciones radial (fuente-receptor) y transversal.

El levantamiento sísmico de tipo VSP Walkaround es lo más indicado para determinar la anisotropía azimutal de las formaciones al nivel de los objetivos de producción. Conjuntamente con la medida de anisotropía azimutal del registro sónico dipolar, que mide efectos similares pero a una escala más reducida (~2 pies), permite la calibración de los estudios de fracturamiento con sísmica de superficie multicomponente.

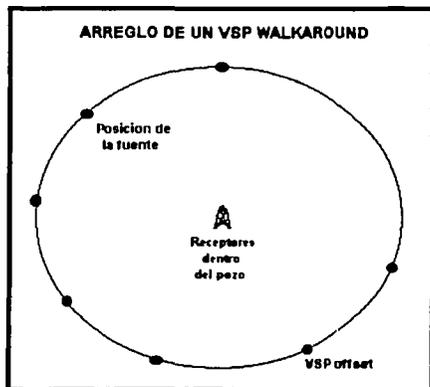


Fig. 4.1 El VSP walkaround consiste de una serie de VSP's offset situados alrededor del pozo que contiene los receptores 3C.

Ondas convertidas PS

Tanto las ondas directas P o transmitidas PS, como las ondas reflejadas PP o PS, pueden ser utilizadas para caracterizar la anisotropía azimutal de un medio ITH. Sin embargo, las ondas descendentes PS permiten una medición más confiable y robusta del efecto. El análisis es conducido en los eventos PS generados cerca de la cima de la zona fracturada, como se muestra en la Fig. 4.2.

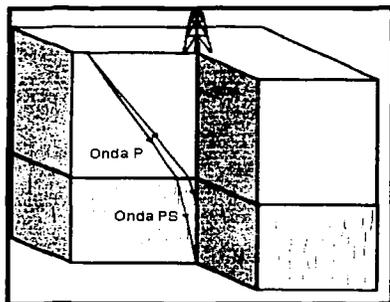


Fig. 4.2 Concepto de VSP walkaround. Se utiliza el modo de conversión de ondas PS descendentes. En este modelo se observa una capa isotrópica en la que se propagan las ondas descendentes P y una capa anisotrópica (fracturas verticales) que es la capa de interés y en la que se propagan las ondas PS.

En este método usamos conversiones de onda P a onda de corte S para medir la orientación de las fracturas. Como se menciona en el capítulo 2, en un medio anisótropo ITH existen dos ondas de corte que se propagan con velocidades distintas. Si ahora consideramos una onda P incidente en un medio fracturado, podemos ver que la excitación de la onda S depende del ángulo entre la onda P y el plano de las fracturas. La Fig. 4.3(a) muestra una onda P que incide en un plano en dirección paralela al plano de las fracturas, en la Fig. 4.3(c) la onda P incide en un plano en dirección transversal a las fracturas. En estos casos, solamente un modo de conversión será excitado y transmitido en el medio fracturado. En la Fig. 4.3 (b) la onda P incide en una dirección oblicua a la orientación de las fracturas, por lo que en su conversión en la cima del medio fracturado puede excitar ambos modos de ondas convertidas ($PS_{\text{rápida}}$ y PS_{lenta}), las cuales se propagaran con diferentes velocidades y polarizaciones.

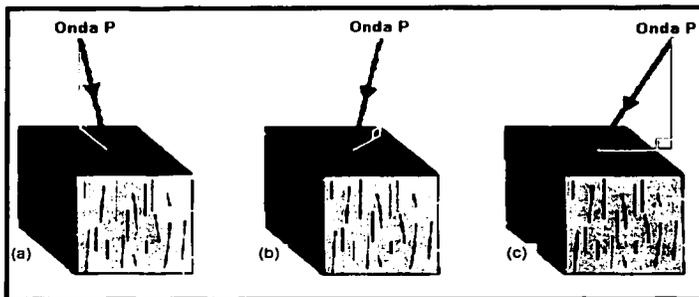


Fig. 4.3. En un medio anisótropo se excitan dos ondas S, en direcciones del rumbo de las fracturas y la normal a las fracturas se tienen planos de simetría, cuando la onda P incide en planos de simetría, se excita solo una onda S.

4.1 Modelo Sintético

Para demostrar este concepto, se realiza a continuación un ejemplo sintético con un modelo que se construye con una interfase simple situada a una profundidad de 1500 m entre un semiespacio isótropo sobreyaciendo a un semiespacio anisótropo donde la anisotropía es el resultado de un sistema de fracturas alineadas verticalmente (como se observa en la Fig. 4.2). Las constantes elásticas se muestran en la tabla 1. El arreglo consiste de una serie de fuentes situadas a un offset de 800 m, cada 5° de azimut alrededor del pozo. La fuente se modela como una fuerza vertical. Los receptores son 16 niveles a profundidades de 1515 m a 1740 m con un espaciamiento entre geófonos de 15 m.

	C ₁₁	C ₃₃	C ₄₄	C ₆₆	C ₁₂	ρ
isótropo	68.28	68.28	18.55	18.55	31.46	2.7
anisótropo	21.37	33.38	6.03	3.42	21.37	2.3

Tabla 4.1. Constantes elásticas (MPa) y densidades (gr/cm³) utilizadas para definir el intervalo isótropo y anisótropo en el ejemplo sintético. El eje de simetría para el medio anisótropo se alinea en dirección x₁ lo que implica un rumbo de las fracturas en la dirección x₂. Los parámetros de Thomsen del medio anisótropo son $\epsilon=0.28$, $\gamma=0.38$ y $\delta=0.38$.

Los sismogramas que se muestran en la Fig. 4.4 son para un para un Registro de Receptor Común (CRG por sus siglas en inglés), es decir un conjunto de señales que llegan a un mismo receptor (un receptor a una cierta profundidad o a un cierto nivel) provenientes de distintos azimuts en un yacimiento fracturado. Cada traza corresponde a una posición de la fuente (a cada cinco grados caminado alrededor del

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

receptor). Solamente se necesita mostrar los datos de 90° de azimut, por las consideraciones de simetría.

Los datos se rotan en un sistema de coordenadas radial-transversal-vertical (la dirección radial es horizontal y en la dirección entre fuente y receptor). El primer arribo es el de la onda P que está principalmente en las componentes radial y vertical. El siguiente arribo está descendiendo como una onda Ps. Este arribo muestra una gran variación azimutal. Esto es particularmente evidente en la componente transversal, pues en direcciones paralelas y perpendiculares a las fracturas no hay energía (0 y 90 grados en este modelo), Fig. 4.4.

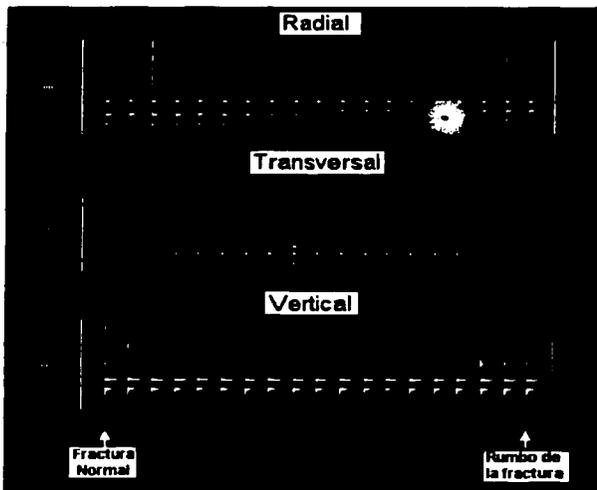


Fig. 4.4. Este sismograma corresponde a un CRG para una ventana de tiempo de 55us y a un nivel de profundidad de 1515 m. Se muestra dentro del cuadro rojo los arribos de onda PS. En este CRG se observa que en la componente transversal no hay energía a 0° y 90° que son las direcciones paralela y perpendicular a las fracturas, respectivamente.

4.1.1 Atributos del Walkaround VSP

En la Fig. 4.5 se muestran los hodogramas de ondas descendentes PS generadas en la interfaz por la onda descendente P. Para direcciones paralelas a los

planos de simetría, esto es, en las direcciones normal al fracturamiento y en el rumbo de fracturamiento el movimiento de las partículas es lineal y polarizado en la dirección radial. Para direcciones que no coinciden con los planos de simetría, la onda P incidente puede excitar ambas ondas S. Entonces estas ondas se propagan de forma descendente con diferentes velocidades y polarizaciones ortogonales, guiando a la partícula con un movimiento elíptico. Los planos de simetría se pueden identificar por el análisis multicomponente de la energía de las ondas de corte en función del azimut. Este análisis puede incluir el uso de mediciones de las energías radial y transversal, el sentido de rotación, la linealidad y la polaridad. En el diagrama de la **Fig. 4.5** se muestra como el ratio de amplitud T/R (Transversal/Radial) varía como función del azimut. Esencialmente, se ve que hay un patrón de trébol de cuatro hojas con los ceros coincidiendo con los planos de simetría, donde no hay energía en la componente transversal. Se puede observar una variación similar midiendo la elipticidad, donde hay elipticidad cero, el movimiento de la partícula es lineal, en los planos de simetría.

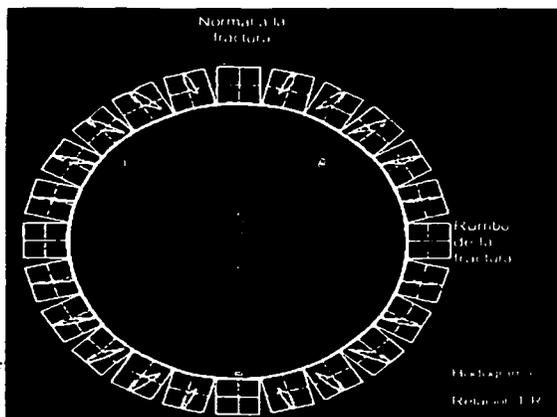


Fig. 4.5. Hodogramas para el receptor a una profundidad de 1515 m graficados en un sistema radial-transversal para los eventos de onda convertida PS en una ventana de tiempo de 55µs para fuentes localizadas a cada 5° entre el rumbo de las fracturas y la normal a éstas. La curva de color rojo muestra la relación de amplitudes T/R por esta ventana de tiempo.

4.2 Ejemplo de aplicación

A continuación, como ejemplo de aplicación del método de VSP walkaround, se presenta la discusión de un proyecto realizado en el año 2002 por la empresa de servicios petroleros Schlumberger en un campo productor de aceite. El campo es un anticlinal y la parte mas profunda del yacimiento es de aproximadamente 1700m. La principal roca almacenadora es la formación Webber, de 200 m de espesor, que es una arenisca que presenta estratificación cruzada con facies interfluviales y aluviales intercaladas. La formación Webber esta sobrepuesta por lutitas con algunas areniscas, Fig. 4.6.

Hay una fuerte evidencia de que el fracturamiento en la formación Weber controla la producción del este campo.

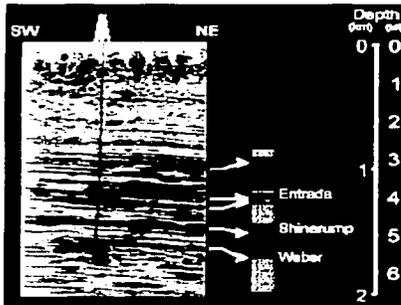


Fig.4.6. Se muestran los principales reflectores sísmicos correspondientes a las formaciones Entrada, Shinarump y Weber y la localización del pozo donde se realizó el registro DSI y el VSP.

En el mapa del yacimiento (Fig. 4.7) se observa la localización del VSP, marcada con un círculo cruzado. En este campo se realizó una adquisición sísmica de superficie 3D, la cual esta indicada en color rojo.

4.2.1 Objetivos de campo

Los objetivos comerciales para la adquisición de este VSP son principalmente obtener un control de velocidades, determinar si hay anisotropía azimutal P o S e identificar modos de onda convertida que puedan ser apropiados para una adquisición sísmica de superficie 3D multicomponente. En esta discusión me enfocare en el segundo objetivo, que se trata de determinar si existe anisotropía azimutal inducida por fracturamiento.

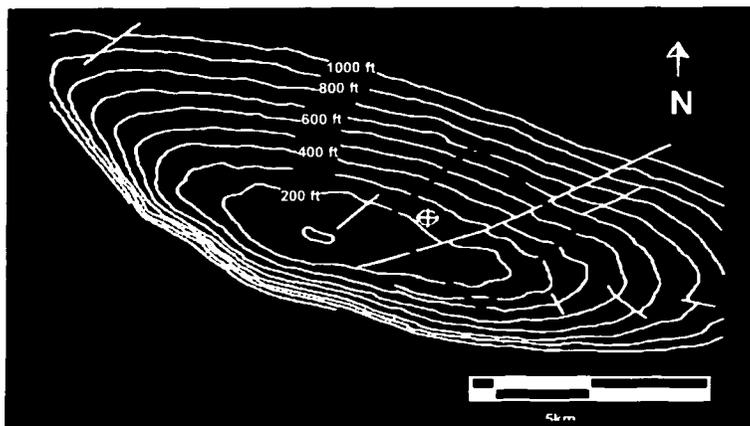


Fig. 4.7. Estructura de la formación Webber. El cuadrado en color rojo muestra el área en la que se realizó la adquisición sísmica 3D. El círculo cruzado en color amarillo muestra la localización del VSP.

4.2.2 Planeación

4.2.2.1 Geometría de adquisición

Ya que el objetivo está claro, el siguiente paso es determinar cuál sería la mejor geometría de adquisición. Realizar la adquisición con fuente de ondas S resulta un método disponible, pero muy costoso. Un método VSP walkaway presenta problemas de estáticas y es también muy costoso. Con el método VSP offset no se aprovecha lo suficiente la técnica de ondas convertidas y la estimación no es robusta. Es por ello que se llegó a la conclusión de que un método VSP *walkaround* sería el más adecuado para identificar la anisotropía azimutal, pues se puede realizar el análisis de atributos sísmicos como se mencionó en el apartado 4.1.

4.2.2.2 Diseño VSP

Se construye un modelo elástico, de velocidades P y S y de densidad, basado en registros geofísicos.

El objetivo del modelado sísmico es definir la geometría de adquisición óptima (desplazamientos de las fuentes y profundidad de los receptores) que permita la medición de ondas descendentes PS de máxima energía.

La fuente es ubicada a diferentes offsets pero, siempre a 45° hacia del rumbo de las fracturas. Se utilizó un arreglo con 20 receptores a 50 m de espaciamiento en un intervalo de profundidad de 1250 a 2200 m, como se muestra en la Fig. 4.8

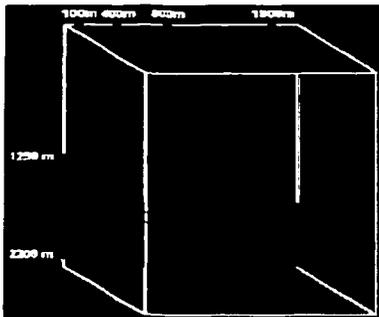
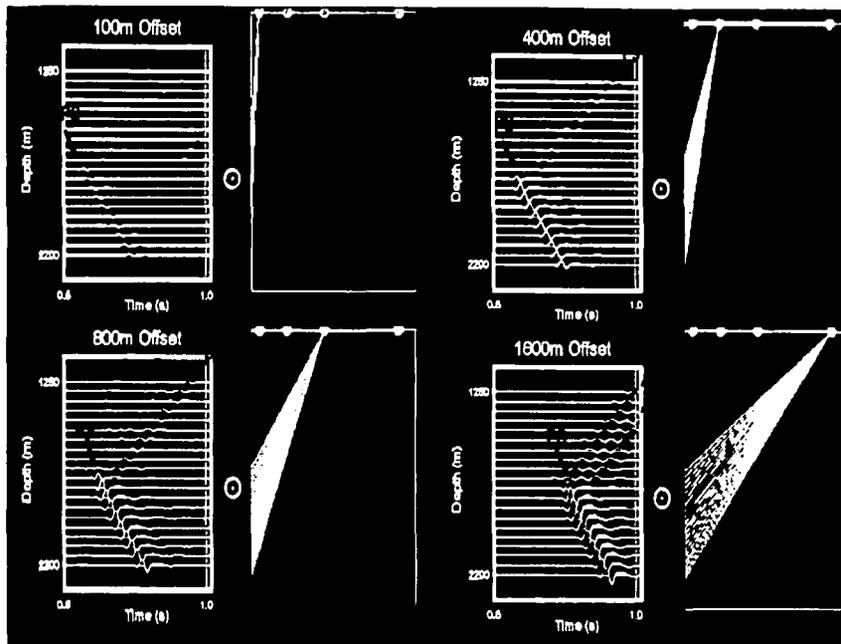


Fig. 4.8. Arreglo vertical de los 20 receptores 3C en el pozo, espaciados a 50m en un intervalo de profundidad de 1250 a 2200m.

Se obtiene la respuesta sísmica para un conjunto de VSPs con receptores espaciados para una serie de offsets. Cuantificamos este efecto midiendo la amplitud de la componente transversal del geófono para una fuente vertical localizada a 45° hacia el rumbo de la fractura.

Los resultados del modelado se muestran en la Fig. 4.9. Esta es la componente transversal para una fuente vertical 45 grados hacia el rumbo de la fractura.



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Fig. 4.9. (Arriba, izquierda) A un offset de 100m solamente observamos un modo de conversión de onda PS. Se debe notar que solamente obtenemos energía S-transversal después de que la onda P incide en la parte superior del yacimiento fracturado. Podemos ver un solo modo de conversión de onda descendente PS. (Arriba, derecha) se muestra el sismograma para un offset de 400m, en el que podemos ver otro modo, este es el modo de conversión ascendente Ps en la cima de la capa fracturada, la cual se reflejada desde el fondo del yacimiento. Pero la onda convertida descendente PS es aun dominante. (Abajo, izquierda) A un offset de 800 m, nuevamente vemos solo dos modos identificables pero se nota el incremento de la amplitud de la onda PS con el offset. (Abajo, derecha) a un offset de 1600m se pueden ver tres modos. El modo adicional es Ps ascendente. El modo dominante aun es PS.

De esta forma, se identifica el modo de onda convertida PS de mayor energía, la cual se mide como función del offset y la profundidad. Se observa que la óptima combinación no es en el fondo del intervalo, sino en la mitad de éste. La razón es la interferencia destructiva de las ondas reflejadas ascendentes provenientes del fondo de la unidad. Entonces este modo de onda descendente PS fue la mas sensible a la anisotropía inducida por fracturamiento en el yacimiento, a una relación offset/profundidad = 0.9 (Fig. 4.10) y entonces se usa esta combinación como base para la medición.

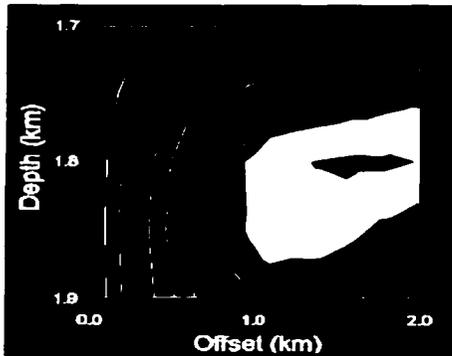


Fig. 4.10 Se muestra el modelo de amplitud en la componente transversal, la energía transversal del modo PS. En rojo se observa la energía alta, en morado, la energía baja. El máximo de la relación offset/profundidad = 0.9

4.2.3 Adquisición

Con base a estos resultados a partir del modelo de estudio se planeo lo siguiente:

El programa final de adquisición es finalmente de la siguiente manera, (Fig. 4.12):

- VSP Offset cero.- Ley de velocidades, trazas de amplitud verdadera y fase conocida, permitiendo el amarre del pozo con la sísmica de superficie 3D, ya existente.
- VSP Walkaround.- Para determinar la orientación del fracturamiento en el yacimiento y medir varios atributos azimutales relacionados a la anisotropía sísmica.
 - 1400 m de offset
 - 16 puntos de tiro @ 15°
 - Profundidades de receptores

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

48

• **Offset VSP.-** Para medir la birrefringencia a través del intervalo del yacimiento y determinar los parámetros de anisotropía en la capa sobreyacente. El azimut de la fuente que finalmente fue escogido fue determinado basado en un análisis de registro sísmico dipolar y éste es a 45° hacia el rumbo de fracturamiento. La información a priori sugiere que la orientación de la fractura cae entre NE y E.

Antes del VSP, se realizó la adquisición de un registro sísmico dipolar con la herramienta *DSI[®]* para estimar la polarización de la onda de corte rápida en la unidad del yacimiento **Fig. 4.11**. En base a la dirección de polarización de la onda de corte rápida de aproximadamente $N70^\circ E$, se decidió tomar el azimut del VSP offset a 45° hacia $N30E$ (rotulado a 120° en la **Fig. 4.12**).

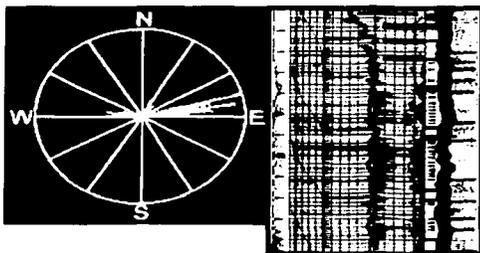


Fig. 4.11 Resultados obtenidos con el registro sísmico dipolar (Herramienta *DSI[®]*) $N70^\circ E$

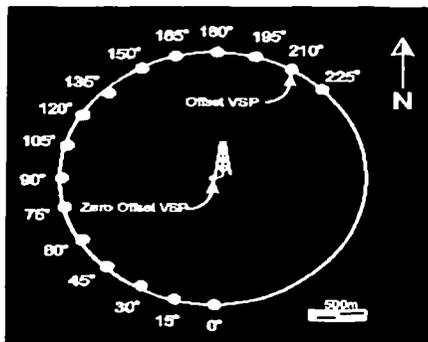


Fig. 4.12 Vista de planta que muestra la localización de la fuente relativa al punto para VSP offset cero y walkaround VSP. Los ángulos indican la fuente al azimut del receptor.

Las fuentes se situaron a un offset de 1370 con receptores en el yacimiento entre 1800 y 1890m. En principio el VSP walkaround requiere de un adecuado muestreo para detectar las fracturas verticales inducidas por anisotropía. Se escogió adquirir en un rango azimutal de 225° para tener un adecuado muestreo en presencia de ruido. Los puntos de tiro se escogieron para evitar una posible anomalía pequeña de velocidad debido a una falla localizada al sureste del pozo, la cual fue identificada con sísmica de superficie 3D, **Fig. 4.13**.

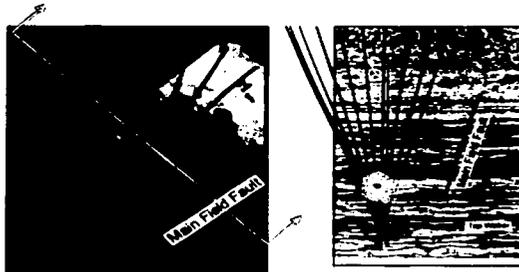


Fig. 4.13. En la imagen de la izquierda se observa la localización de una falla al sureste del pozo, detectada por medio de la adquisición de datos de sísmica de superficie 3D. En la figura a la derecha se observa la falla en la sección sísmica.

4.2.4 Procesamiento

A continuación se describe la cadena de procesamiento del VSP walkaround. Para poder hacer una interpretación de los datos es importante destacar que después del procesamiento normal que se hace a los datos de sísmica de pozo se hace un procesamiento especial para poder determinar los parámetros que interesan en la caracterización de un yacimiento naturalmente fracturado.

4.2.4.1 Picado de los primeros arribos de onda P

Después de la correlación y el apilado de los datos de campo, se pican los primeros arribos de la onda P.

4.2.4.2 Estimación de la orientación del geófono Usando un análisis de hodogramas podemos estimar la orientación de los geófonos dentro del pozo. La dirección del vector de movimiento de las partículas no coincide con el eje de la

polarización del geófono de componente vertical, por lo que, para poder trabajar con rayos no verticales, dadas las conversiones que ocurren cuando un rayo alcanza una interfaz con incidencia no normal, es necesario registrar las tres componentes del campo de ondas.

4.2.4.3 Rotación a un sistema de coordenadas radial-transversal-vertical

Una vez estimada la orientación de los geófonos es posible rotar los datos a un sistema de coordenadas radial-transversal-vertical. En la Fig. 4.14 se muestran las componentes radial y transversal del VSP offset en las cuales se pueden observar las ondas PS descendentes indicadas con una flecha.

Hasta este punto se usaron herramientas convencionales de procesamiento.

Ahora comienza el procesamiento especial.

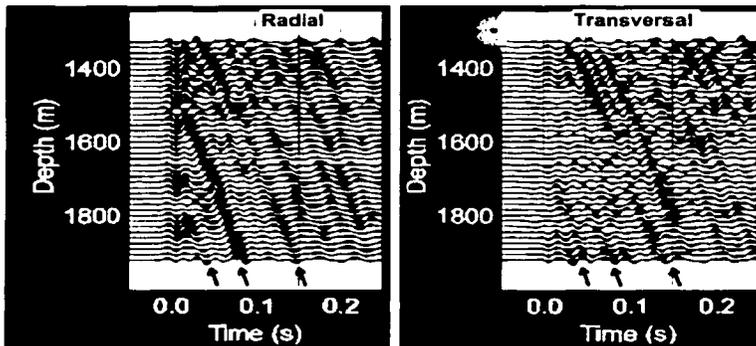


Fig. 4.14. Se observan las ondas PS descendentes en una ventana de tiempo para las componentes radial (fuente-receptor) y transversal desde la cima de la formación Weber, la cima Shunarpump y la cima de Entrada.

4.2.4.4 Análisis de periodicidad de un CRG

Los datos son alineados en tiempo sobre un evento de onda descendente S y la relación T/R se calcula para todas los puntos de tiro azimutales para una ventana de tiempo de longitud fija en un CRG, esto nos da el valor de la relación T/R como función del azimut. Entonces analizamos el contenido armónico de esta variación con el azimut. Si la anisotropía azimutal esta presente en los datos, se espera ver una periodicidad cada 90°, por ejemplo un periodo de variación 4. Entonces repetimos este análisis para la ventana de tiempo que se mueve a lo largo de las trazas. Este

análisis permite un método rápido de identificar posibles eventos de mayor importancia de más completo análisis.

En la Fig. 4.15 se muestra un conjunto de receptores común (CRG) en el cual se observa la variación azimutal en la componente transversal, la energía disminuye aproximadamente a 180° , 90° y 0° .

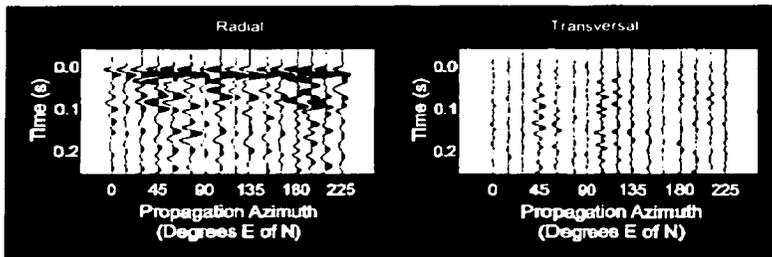


Fig. 4.15 Conjunto de receptor común (CRG). Se observa la variación azimutal en las componentes radial y transversal, a 0° , 90° y 180° .

4.2.4.5 Picado de los eventos de la onda S convertida

A continuación, se deben identificar los eventos de onda S convertida de interés, es decir las ondas descendentes PS, para ello se realiza el picado de dichos eventos en las componentes radial y transversal.

4.2.4.6 Control de calidad de hodogramas y linealidad

Los hodogramas se analizan para tener un QC de los datos.

Se hace un análisis de la relación T/R que refina las direcciones de decaimiento de energía. Hay una ambigüedad de 90° en el plano de simetría correspondiente a la dirección de fracturamiento.

El VSP walkaround se procesa para derivar los atributos sísmicos que son sensibles a la anisotropía azimutal inducida por fracturamiento. Se calculó la relación de amplitud Transversal/Radial y la *no-linealidad* de los hodogramas del movimiento de la partícula en el plano horizontal para seleccionar la ventana de tiempo que se espera contenga la información de las conversiones PS desde la cima de la formación Weber (1700) a la cima de la formación Shinarump (1500m)

En la **Fig. 4.16** se observa la relación de energía transversal/radial y la no-linealidad. La aplicación de un algoritmo de detección de simetría de espejo nos da una grafica de roseta, como se muestra en la figura a la derecha. La hoja de flor con 4 pétalos se puede ver claramente en las graficas T/R y en menor grado, también se ve en las graficas de no-linealidad. Las curvas que se muestran en color rojo son los datos actuales, las líneas grises indican datos "espejeados" para simular una cobertura de 360°. Se observa que en ciertas direcciones (aproximadamente WSW, NNW y S) la amplitud transversal/radial decrece a un mínimo local. Estas direcciones coinciden con un mínimo en el atributo de no-linealidad (máxima linealidad). La orientación esta entre N70E a N85E. Se puede observar que el mínimo en las graficas indica las direcciones de simetría de espejo; interpretamos estas direcciones como planos de simetría vertical asociados con la anisotropía inducida por fracturamiento, entonces estas direcciones son los rumbos de las fracturas o las normales a las fracturas.

Del análisis de los atributos sísmicos para derivar la orientación de los planos de simetría de espejo se obtuvo una dirección de N85°E o N175°E, **Fig. 4.16**.

Entonces hay una ambigüedad de 90°, la cual se resuelve con el siguiente paso del procesamiento.

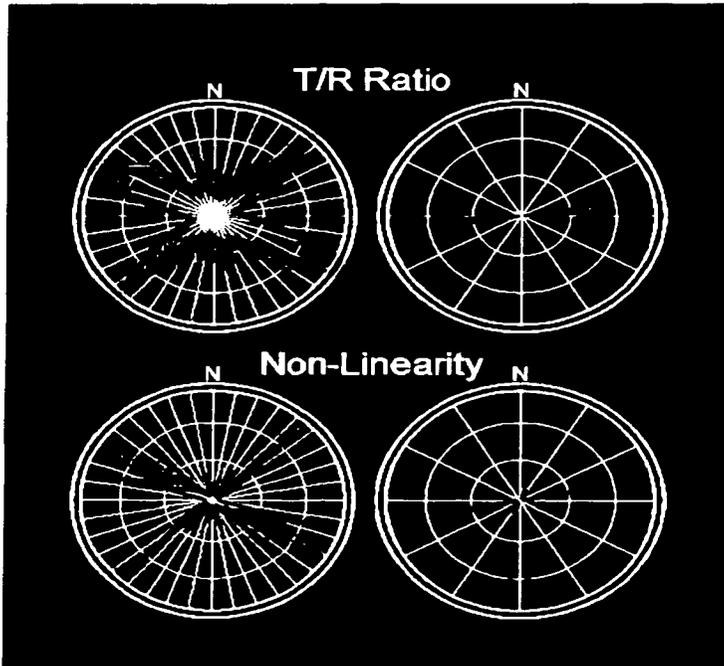


Fig. 4.16. Atributos sísmicos de la relación de amplitud transversal/ radial y la no-linealidad computados para las ondas PS descendentes. Los atributos se computaron sobre una ventana de tiempo de 30 a 50ms para 20 ventanas. Los datos se duplican sobre azimuts opuestos para simular una cobertura de 360°. Los diagramas de rosa indican las direcciones de simetría de la relación T/R y la no-linealidad.

4.2.4.7 Rotación en direcciones de simetría

La ambigüedad existente en el azimut de la onda rápida puede resolverse por medio de la rotación de los datos en una de las direcciones de decaimiento (o planos de simetría) a partir del VSP offset mostrado en la **Fig. 4.14**.

Esto tiene el efecto de separar los arribos de la onda de corte lenta y rápida. Entonces se pican los tiempos de arribo para los eventos en las formas de onda separadas permitiéndonos identificar el arribo rápido

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.2.4.8 Identificación de las direcciones rápida y lenta

Entonces se identifica la dirección de la onda de corte rápida. Esto resuelve la polarización de la onda rápida a N85E (Fig. 4.17).

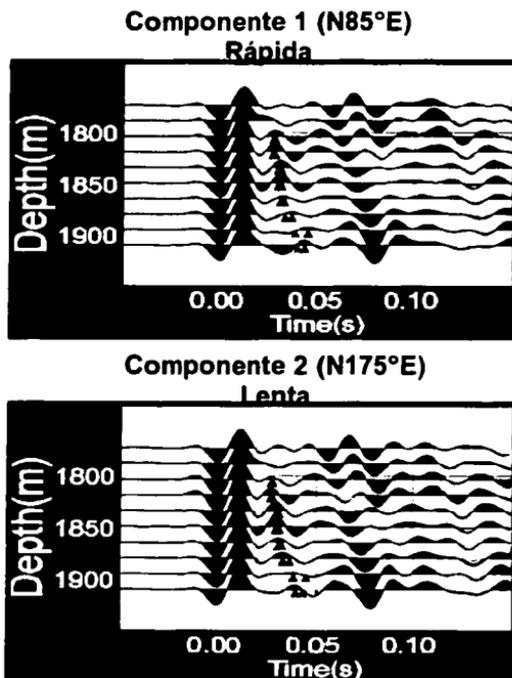


Fig. 4.17. Identificación de las componentes rápida y lenta. Se observa que la componente rápida se encuentra en la dirección N85°E

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.2.5 Resultados

Inferimos la orientación de las fracturas en la formación Weber del yacimiento: N85E, el cual tiene una buena concordancia con la dirección N70E obtenida de registro sísmico (Fig. 4.18) y una de las familias de fracturas presentes en los afloramientos.

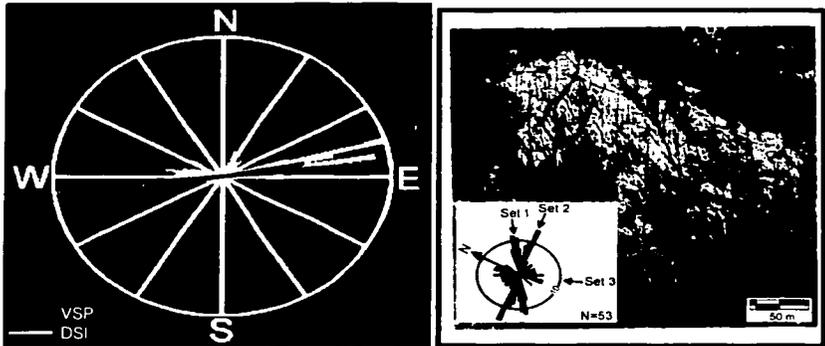


Fig. 4.18. A la izquierda se muestra la comparación entre los resultados del DSI y del VSP con fuente alrededor del pozo. A la derecha se muestra una de las familias de fracturas en uno de los afloramientos de la formación.

Podemos picar el arribo de tiempo de los dos modos separados de onda (rápida y lenta) y esto da el retraso en el tiempo con la profundidad. Esto es una medida de la densidad de fracturamiento.

Haciendo un análisis de la diferencia en el arribo de la onda de corte lenta y el de la onda de corte rápida nos indica una acumulación en el retraso en el tiempo de aproximadamente 4ms en una parte del intervalo del yacimiento (Fig. 4.19). Esto es igual a una razón de birrefringencia de aproximadamente 29ms/Km. (o 7% de anisotropía TIH), lo que indica un material altamente birrefringente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

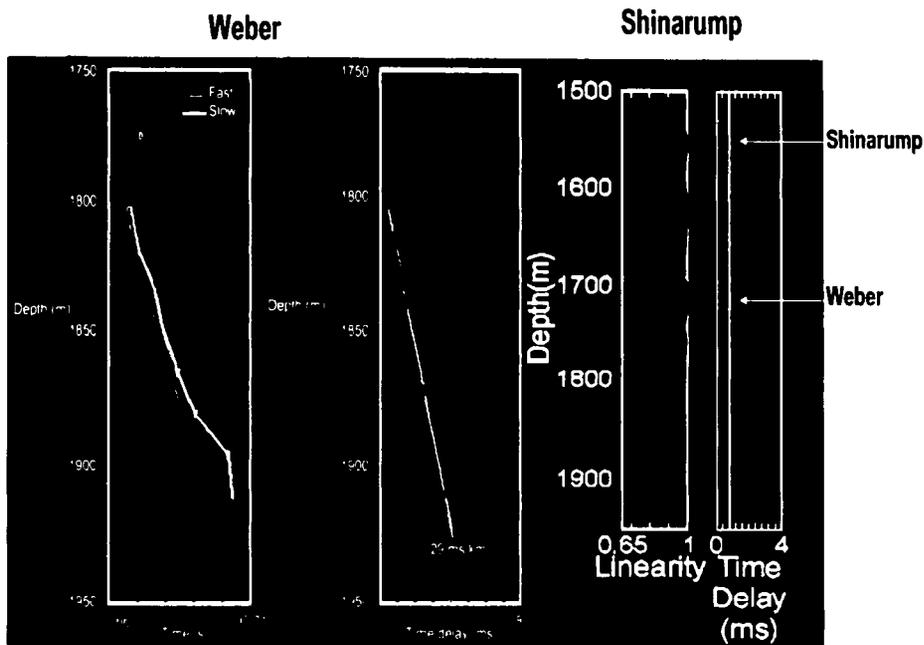


Fig. 4.19 Variaciones en el retraso en tiempo con la profundidad para la cima de la conversión Weber en la cima de la conversión Shinarump. Note que abajo de la conversión Weber la conversión PS desde la cima de Shinarump es lineal, de modo que podemos ver que la formación de abajo es isotrópica o al menos en un plano de simetría.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

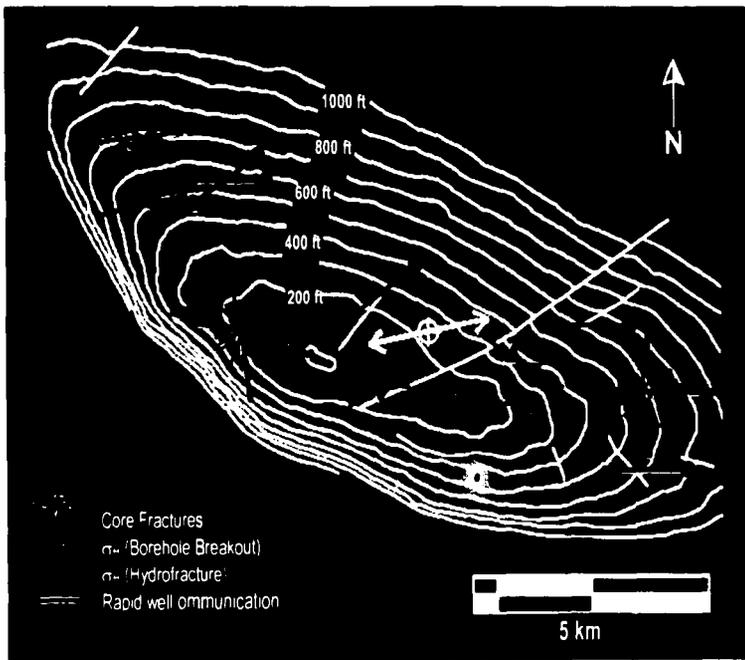


Fig. 4.20. El resultado del VSP walkaround se muestra en color amarillo.

El método Walkaround VSP permitió inferir la orientación de las fracturas en la formación Weber del yacimiento: N85E, el cual tiene una buena concordancia con la dirección N70E obtenida de registro sísmico. La birrefringencia de la onda S fue de 29ms/Km. (7% de anisotropía TIH) consistente con el medio altamente fracturado. Basados en estos resultados, los operadores de este campo están considerando la posibilidad de una adquisición 3C 3D para mapear variaciones laterales en la anisotropía sísmica y obtener un mejor discernimiento en la influencia del fracturamiento en la producción del campo Rangely.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5. CONCLUSIONES

1. Las ondas de corte presentan el fenómeno de separación de modos o *splitting* cuando se propagan en un medio anisótropo. Este fenómeno es capaz de darnos información muy importante como la dirección y densidad de fracturamiento en un YNF. Detectar este fenómeno requiere de receptores multicomponente, lo cual es un ejemplo de que el potencial total de los métodos sísmicos requiere datos de 3 componentes.
2. Se llevó a cabo una revisión de algunas de las técnicas de sísmica de superficie, sísmica de pozo y registros geofísicos de pozo, utilizadas actualmente para caracterizar yacimientos naturalmente fracturados. Los métodos de sísmica de superficie nos brindan resultados del fracturamiento a una escala regional, mientras que los métodos de registros sísmicos nos brindan información a una escala local, a nivel de la formación. El método de VSP walkaround nos da una buena resolución y una escala adecuada para los fines de exploración y producción que se pretenden en la caracterización de un yacimiento naturalmente fracturado.
3. Los atributos que se obtienen gracias al VSP con fuente alrededor del pozo (tales como el análisis de movimiento de partícula (hodogramas), linealidad y relación de amplitudes T/R) nos dan resultados altamente confiables de los parámetros de fracturamiento (dirección y densidad) con una labor de procesamiento relativamente más sencilla y rápida que con los métodos de sísmica de superficie y registros geofísicos de pozo.
4. Las ondas P convertidas a S tienen un gran potencial en la caracterización de yacimientos naturalmente fracturados, pues con ellas se aprovechan las cualidades que poseen las ondas S con la ventaja de poder generarlas mediante fuentes de onda P lo que implica un costo bajo en comparación con la adquisición con fuentes de ondas S directas y la ventaja que tiene el procesamiento de ondas P.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN 80

Por todo lo anterior puedo afirmar que la importancia del método de sísmica de pozo llamado VSP walkaround seguramente irá aumentando con el avance de los estudios de YNF. Cabe mencionar que este trabajo tuvo una limitante debido a que no existen datos disponibles en México de VSP walkaround que pudiesen ser procesados con fin de resolver un problema específico en un yacimiento mexicano, sin embargo, se pretende dejar abierta la posibilidad de realizar en un futuro algún proyecto referente a este tema, que seguramente será desarrollado muy pronto en nuestro país.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS

1. Aguilera, R., 1995, Naturally Fractured Reservoirs, 2nd. edición, Penn Well Publishing Company, Tulsa.
2. Aki K. y Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology, Theory and Methods, volumen 1, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
3. Angerer, E. Horne, S., Gaiser J., Walters, R., y Vetri L., 2002, Azimuthal Analysis of Shear-wave Splitting for the characterization of dipping cracks, EAGE 64th Conference & Exhibition, Florencia, Italy.
4. Arroyo A., 1996, Bases Teóricas e Interpretación de Registros Geofísicos de Pozos, UNAM, F. I., México.
5. Bakulin, A., Grechka, V., y Tsvankin I., 2000 Estimation of Fracture Parameters from Reflection Seismic Data- Part 1: HTI Model due to a Single Fracture Set, Geophysics, Vol. 65, No. 6, p. 1788-1801.
6. Bakulin, A., Slater, C., Bunain, H., and Grechka, V., Estimation of Azimuthal Anisotropy and Fracture Parameters from Multi-azimuthal Walkaway VSP in the Presence of Lateral Heterogeneity.
7. Crampin, S., 1985, Evaluation of Anisotropy by Shear-Wave Splitting, Geophysics, Vol. 50, No. 1, p. 142-152.
8. Crampin, S., The Potential of Shear-Wave Splitting in a Stress-Sensitive Compliant Crust: a New Understanding of Pre-fracturing Deformation From Time-Lapse Studies, University of Edinburgh Anisotropy Project, BGS. Reporte.
9. Gaiser, J., Loinger E., Lynn, H, y Vetri L., WestwrnGeco, 2002 PS-wave Birefringence Analysis at the Emilio Field for Fracture Characterization, EAGE 64th Conference & Exhibition, Florencia, Italia.
10. Gaiser, J., Richard R., Van Dok, R., y Market, E., WesternGeco, 2002, Processing and Analysis of 3-D PS-Wave Data for Fractured Detection: Green River Basin, Wyoming Case Study, Canadian Society of Exploration Geophysicists, January Technical Luncheon.
11. Gaiser, J. y Van Dok, R., 2002, PS-wave Azimuthal Anisotropy-Seismic Properties for Fractured-Reservoir Management, EAGE 64th Conference & Exhibition, Florencia, Italia.
12. Garotta R., 2000, Shear Waves From Acquisition to Interpretation, Distinguished Instructor Series, No. 3, Society of Exploration Geophysicists.
13. Gray, D., y Head K., 2002, Fracture Detection in the Manderson Field: A 3D AVAZ Case History, International Exposition and 72th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicists.

14. Hardage, B. A., 2000, Vertical Seismic Profiling, Handbook of Geophysical Exploration, Vol. 14A, Pergamon.
15. Horne, S. A., Mc Garrity, J. P., Sayers, C. M., Smith, R. L., y Wijnands, F., 1998, Fractured Reservoir Characterization Using Multi-azimuthal Walkaway VSPs, Expanded Abstracts, Society of Exploration Geophysicists.
16. Horne, S., Slater, C., Malek, S. A., Hill, A., y Wijnands, F., 2002, Walkaround VSP for Fractured Reservoir Characterization, International Exposition and 72th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicists.
17. Horne, S., Thompson, C., Moran, R., Walsh, J., Hyde J. y Liu, H., 2002, Planning, Acquiring and Processing a Walkaround VSP for Fracture Induced Anisotropy, EAGE 64th Conference & Exhibition, Florencia, Italia.
18. Leaney, W. S., Sayers, C. M. y Miller, D. E., 1999, Analysis of Multiazimuthal VSP Data for Anisotropy and AVO, Geophysics, Society of Exploration Geophysicist, Vol. 64, p. 1172-1180.
19. Leary P.C. y Henyey T.L., 1985, Anisotropy and Fracture Zones About a Geothermal Well from P-wave Velocity Profiles, Geophysics, Vol. 50, No. 1, p. 25-36.
20. Lefeuvre, F., Nicoletis, L., Ansel V., y Clet C., 1992, Detection and Measure of the Shear-wave Birefringence from Vertical Seismic Data: Theory and Applications, Geophysics, vol. 57, No. 11, pp. 1463-1481.
21. Liner, C., 1999, Elements of 3-D seismology, Penn Well Publishing Company.
22. Luo, M., y Evans B., 2002, Imaging Fractures and faults from 3-D VSP(s), International Exposition and 72th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicist.
23. Majer, E. L., Queen, J.H., Daley, T.M., Murphy, J., Fortuna, M., Lynn, H., Coatest, R., Eike, P., Sinton, J., Cox, D., Myer, L., Nihei, K., 2002, Scaling Between Logs, Single Well, VSP and Surface Seismic for Fracture Quantification in Naturally Fractured Gas Reservoirs, International Exposition and 72th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicists.
24. Marshall, M., y Thomas L., 1987, Shear-wave Birefringence: A New Tool for Evaluating Fractured Reservoirs, The Leading Edge of Exploration.
25. PEMEX Exploración y Producción, 1999, Las Reservas de Hidrocarburos de México, Volumen I y II, México.
26. Perez, M. A., Grechka, V., y Michelena R. J., 1999, Fracture Detection in a Carbonate Reservoir Using a Variety of Seismic Methods, Geophysics, vol. 64, No. 4, pp. 1266-1276.
27. Reynolds, J. M., 1997, An introduction to applied and environmental Geophysics, John Willey & Sons Ltd.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN 68

28. Ronen S., Jarvis M. y Probert A., *Azimuthal Anisotropy-More Than Just Theory*, EAGE 63th Conference & Technical Exhibition, Amsterdam, The Netherlands, 11-15 de Junio 2001.
29. Rüger A., 1995, *P-wave Reflections and Azimuthal Dependence of AVO in Transversely Isotropic Media*, Center Wave Phenomena Annual Report, CWP-171, Colorado School of Mines.
30. Schlumberger, 2000, *DSI Dipole Shear Sonic Imager*. Reporte Interno.
31. Schlumberger, 1998, *DSI* Dipole Shear Sonic Imager, Presenter's Guide*. Reporte Interno
32. Schlumberger, *Principios y Aplicaciones de la Interpretación de Registros*.
33. Sheriff, E. R. y Geldart, L. P., 1991, *Exploración Sismológica Vols. I y II*, Ed. Limusa.
34. Stewart, R., Gaiser, J., Brown, J. y Lawton D., 2002, *Converted-Wave Seismic Exploration: Methods*, Geophysics, vol. 67, No. 5, pp. 1348-1361.
35. Telford, W.M. Geldart, L.P., Sheriff, R.E. y Keys, D.A., 1978, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.
36. Vázquez Contreras A., 1989, *Algunas aplicaciones de las ondas sísmicas de corte*. Reporte.
37. Winterstein, D., Stefany J., Johnson, S., y Julander, D., 1998, *9-C Time-Lapse VSP Monitoring of Steam Injection at Cymric Oil Field*, The Leading Edge of Exploration.
38. Yilmaz O., 1987, *Seismic Data Processing Investigations in Geophysics, vol. 2*, Society of Exploration Geophysicist.

Direcciones de URL:

1. [http //www hub.slb.com](http://www.hub.slb.com)
2. [http //pws.gatwick.geco-prakla.slb.com](http://pws.gatwick.geco-prakla.slb.com)
3. [http //cqq.com](http://cqq.com)
4. [http //www imp.mx](http://www.imp.mx)
5. [http //quake.wr.usgs.gov](http://quake.wr.usgs.gov)
6. [http //www.eaps.mit.edu](http://www.eaps.mit.edu)
7. [http //www.seg.org](http://www.seg.org)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

APÉNDICE 1

INCIDENCIA NORMAL Y OBLICUA DE ONDAS ELÁSTICAS

Ley de Snell

La geometría de las ondas reflejadas y refractadas relativas a las ondas incidentes se puede describir usando la *Ley de Snell*, que rige las direcciones de todas las ondas reflejadas y refractadas P y S producidas por una onda incidente P o una onda incidente S.

La ley de Snell establece que el ángulo de refracción está definido en el plano por el rayo incidente y la normal al plano de incidencia (**Fig. A1**), relacionados por la

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{\text{sen } \theta_r} = \frac{v_1}{v_2} \quad [\text{A.1}]$$

donde θ_i y θ_r son el ángulo de incidencia y el de refracción o reflexión, respectivamente y v_1 y v_2 son las velocidades de propagación del medio 1 y del medio 2, respectivamente.

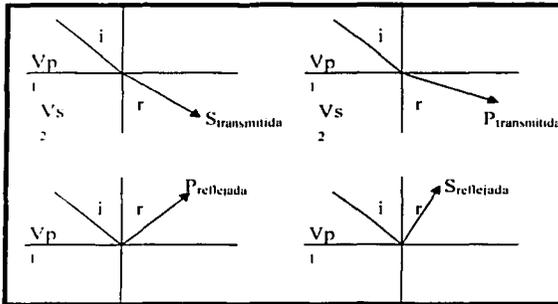


Fig. A1. Se muestran los ángulos de incidencia (i), reflexión (r) y refracción (r) medidos a partir de una línea perpendicular a la interfase entre dos capas de roca para las 4 ondas P y S que se producen por una onda incidente P.

Según la ley de Snell, la relación entre el seno de ángulo de incidencia y la velocidad de propagación dentro de un medio permanece constante, y esta relación se llama *parámetro de rayo*.

Cuando un ángulo de incidencia toma un valor particular, llamado *ángulo crítico*, el ángulo de refracción es de 90° .

Ondas normalmente incidentes

En el caso de una incidencia normal, si la amplitud de la energía incidente es A_0 y la de la energía reflejada y transmitida es A_1 y A_2 , respectivamente, entonces - asumiendo que no hay pérdida de energía a lo largo de la trayectoria del rayo - la energía de la onda incidente debe ser igual a la suma de la energía contenida en las ondas reflejada y transmitida, es decir: $A_0 = A_1 + A_2$.

El grado de *reflectividad* de una interfaz para ángulos de incidencia normales y bajos ($<20^\circ$) se describe por medio del *coeficiente de reflexión* (R), el cual es la relación de las amplitudes de la onda reflejada y la onda incidente $\frac{A_1}{A_0}$. Además, el coeficiente de reflexión es también una solución a las ecuaciones de Zoeppritz, y esta dado por la relación de la diferencia en las impedancias acústicas y la suma de las impedancias:

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)}, \quad R \leq \pm 1 \quad [\text{A.2}]$$

El grado de *transmitividad* de una interfaz para un ángulo de incidencia normal y bajo ($<20^\circ$) se conoce como coeficiente de transmisión (T) el cual es la relación de las amplitudes de la onda transmitida (A_2) y la onda incidente (A_0). Además, el coeficiente de transmisión es también una solución a las ecuaciones de Zoeppritz y esta dado por:

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)} \quad [\text{A.3}]$$

donde Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de la primera y segunda capa, respectivamente.

Las porciones de energía que son reflejadas o transmitidas también son referidas con los coeficientes de reflexión y transmisión. Sin embargo, en este caso, la forma de las ecuaciones son diferentes, así que la energía reflejada (E_R) y transmitida (E_T) esta dada por:

$$E_R = \frac{(Z_2 - Z_1)^2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad [\text{A.4}]$$

$$E_T = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad [\text{A.5}]$$

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Ondas incidentes oblicuamente

En el caso de una onda incidiendo oblicuamente en una interfaz a través de la cual existe un contraste en la impedancia acústica, las ondas reflejadas y transmitidas se generan de igual forma como se describe en el caso de una incidencia normal, a ángulos intermedios de incidencia, las ondas S reflejadas, generadas por la conversión de una onda P incidente pueden tener amplitudes mayores que las ondas P reflejadas. Este efecto es particularmente útil en el estudio de eventos de reflexión profunda en los estudios de la corteza donde se usan offset's grandes.

En general, la amplitud de la onda P decrece débilmente al incrementar el ángulo de incidencia. Esto es equivalente al decrecimiento en la amplitud de la onda P con el incremento del offset. No obstante, hay casos donde esto no ocurre, como cuando la *relación de Poisson* (ver apéndice 2) cambia de manera muy marcada, tal vez como resultado de la infiltración de gas entre los poros de la roca. Este fenómeno ha sido reportado por Ostrander (1984) para registros sísmicos de campo obtenidos sobre yacimientos de gas y puede ser usado como indicador de la presencia de gas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

APÉNDICE 2. PROPIEDADES ELÁSTICAS

Cuando una fuerza externa F se aplica a un área A de una superficie de un cuerpo, las fuerzas dentro del cuerpo son establecidas en proporción a la fuerza externa

El grupo de constantes elásticas se conocen también como *Módulo de Elasticidad*, que se define como las propiedades que poseen de los materiales al ser sometidos a esfuerzos y deformaciones y después recuperar su forma original antes de haberse sometido a dicho esfuerzo.

Estas constantes elásticas son de suma importancia ya que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas van a depender de las constantes elásticas y de la densidad de las rocas.

Relación de Poisson [adimensional]	<i>Deformación lateral</i> <i>Deformación longitudinal</i>		$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$
Módulo de Young [unidades de presión]	<i>Esfuerzo longitudinal</i> <i>Deformación longitudinal</i>	$E = \frac{\Delta F}{\Delta L} \frac{A}{L} = \frac{\sigma}{\epsilon}$	$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)}$
Módulo de Bulk [unidades de presión]	<i>Esfuerzo volumétrico</i> <i>Deformación volumétrica</i>	$k = \frac{\Delta P}{\Delta V/V}$	$k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$
Módulo de rigidez (constante de Lamé) [unidades de presión]	<i>Esfuerzo de corte</i> <i>Deformación de corte</i>	$\mu = \frac{\tau}{\epsilon}$	
Constante de Lamé [unidades de presión]			$\lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

En un medio homogéneo, isotrópico y linealmente elástico la velocidad de la onda compresional esta unida a las propiedades elásticas mencionadas anteriormente por la

relación:
$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$
 [B.1]

La velocidad de onda de corte se relaciona como:
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$
 [B.2]

La relación de velocidades es:
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{2-\sigma}}$$
 [B.3]

Donde: v_p es la Velocidad compresional en Km/seg , v_s es la velocidad de cizalla en km/seg , K es el modulo de masa en Gpa , μ es el modulo de corte en Gpa , ρ es la densidad de la masa en g/cm^3 y σ es la relación de Poisson.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

APÉNDICE 3. ANISOTROPÍA DÉBIL

Pocos años atrás, el desarrollo previo de la anisotropía en geomateriales fue de interés poco práctico. Pocas gentes se involucraron lo suficiente en el procesamiento y el manejo de las constantes elásticas para tomar una ventaja real de ellas. L. Thomsen (1986) dió una manera práctica de manejar la anisotropía en el procesamiento y la interpretación sísmica. Menciona que, en la mayoría de los casos de interés para los geofísicos la anisotropía es débil (10-20%). La mayoría de las mediciones comunes de anisotropía (contraste de velocidades verticales u horizontales) no es relevante para problemas de propagación de ondas P cercana a la superficie. Una aproximación común usada para simplificar la ecuación de velocidad de onda anisotrópica (elíptica) es usualmente inapropiada para ondas P y SV. Usando la relación de Poisson para estimar esfuerzos horizontales (como la determinada a partir de velocidades verticales P y S) usualmente nos conduce a errores significativos. Tres parámetros dimensionales se introducen para describir la anisotropía débil:

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}, \quad \gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}}, \quad \delta = \frac{(C_{66} - C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \quad [\text{C.1}]$$

Se puede notar que si $v(\theta)$ y $V(\phi)$ son respectivamente la velocidad de fase y de grupo acuerdan al ángulo θ del vector de onda y el ángulo ϕ del rayo a la vertical (Fig. C1):

$$\varepsilon = \frac{V_p(\pi/2) - \alpha_0}{\alpha_0}, \quad \gamma = \frac{V_{SH}(\pi/2) - \beta_0}{\beta_0}, \quad \delta = \left(\frac{V_p(\pi/4)}{V_p(0)} - 1 \right) - \left(\frac{V_p(\pi/2)}{V_p(0)} - 1 \right) \quad [\text{C.2}]$$

Se derivan entonces las expresiones de las velocidades de fase y velocidades NMO (NMO o apilamiento) y VNMO (velocidades de apilamiento vertical):

$$v_p = \alpha_0 (1 + \varepsilon \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta) \quad v_{NMO(p)} = \alpha_0 \sqrt{1 + 2\delta} \quad [\text{C.3}]$$

$$v_{sv}(\theta) = \beta_0 \left(1 + \frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \quad v_{NMO(sv)} = \beta_0 \sqrt{1 + \left(2 \frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\varepsilon - \delta)} \quad [\text{C.4}]$$

$$v_{SH}(\theta) = \beta_0 (1 + \gamma \sin^2 \theta) \quad v_{NMO(SH)} = \beta_0 \sqrt{1 + 2\gamma} \quad [\text{C.5}]$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Note que $\epsilon = \delta$ significa anisotropía elíptica.

En la Fig. C2 los frentes de onda P corresponden a $\delta = \epsilon$ y $\delta = -\epsilon$. La velocidad NMO esta condicionada por la curvatura del frente de onda en la cercanía con la vertical. Esta curvatura es respectivamente más baja ($\delta = \epsilon$) y más alta ($\delta = -\epsilon$) que la curvatura del círculo indicando un caso isotrópico. Esto significa que la velocidad vertical NMO es respectivamente más alta y más baja que la velocidad de grupo en la vertical.

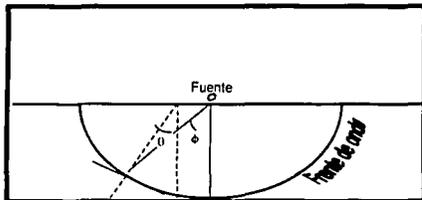


Fig. C1. Frente de onda y vector de onda.

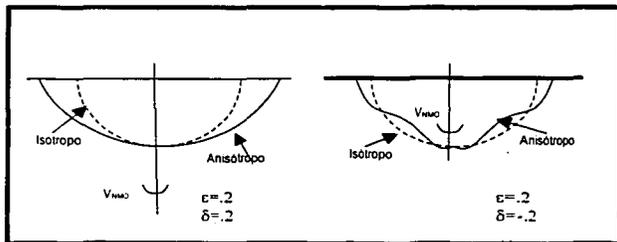


Fig. C2. Frentes de onda en un medio IT

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

APÉNDICE 4. ROTACIONES DE ALFORD

La técnica de *Rotación de cuatro componentes* o *Rotación de Alford* fue usada en su inicio por Alford (1986), para analizar datos sísmicos de la onda de corte. La Rotación de Alford es un método extensamente usado para la separación de las ondas de corte lenta y rápida en una variedad de datos sísmicos multicomponente. El modelo fundamental de la rotación de Alford asume 2 modos de onda de corte ortogonales y, de esta manera predice una matriz de datos simétrica.

Esta técnica requiere un par de arribos idénticos, con una orientación ortogonal, ubicada a una misma profundidad y con un par similar de receptores. Las cuatro formas de onda en cada nivel se ordenan en una matriz cuadrada que se multiplica por la rotación de la matriz y posteriormente por la matriz transpuesta:

$$\begin{pmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{pmatrix}_\theta = R \begin{pmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{pmatrix} R^T \quad [D.1]$$

donde $R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen} \theta \\ -\text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$ y,

xx es la componente en línea del alto dipolo.

xy es la componente en cuadratura del alto dipolo.

yx es la componente en cuadratura del bajo dipolo.

yy es la componente en línea del bajo dipolo.

θ es el ángulo de rotación.

Para la matriz transpuesta (R^T) xx , xy , yx , e yy son las mismas componentes para una pre-rotación.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Estos resultados de operación en formas de onda simuladas se pueden ver y registrar si las componentes pueden ser rotadas a un cierto ángulo, como se muestra en la figura A1.

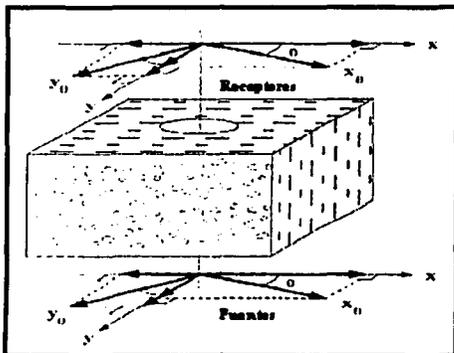


Figura D1. Rotación del registro de las cuatro componentes de datos hasta la sintonización de datos para todas las orientaciones azimutales.

Si se resuelve la siguiente operación de rotación de la energía de la componente de corte, se obtiene el ángulo θ , el cual es la componente de la energía mínima de corte la cual se interpreta como la dirección de polarización de la onda de corte rápida (o lenta). Finalmente se obtiene una matriz unitaria.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN