



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

Aplicaciones de la Onda S a la Industria Petrolera.

Tesis

para obtener el título de:

Ingeniero Geofísico

Presenta:

Flores Sánchez Leticia Itzel

Tutor de la Tesis:

Dr. Guillermo A. Pérez Cruz.

México D.F, 2011





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.

Cadmo es el hombre eterno que busca nuevas luces en el dilatado camino del cosmos, es el hombre peregrino que aprende y enseña sin egoísmos, y con esa su mística secular, tan pronto capta como transmite. Su espíritu, sensible a la amistad, encuentra y cultiva amigos donde vive y, a donde va, ama y procura la paz. Mi patria es amor que no conoce el odio. No digas: 'mi nación' para vanagloriarte ante el mundo; somos vecinos y hermanos de todo el género humano.

Resumen

La aplicación de las ondas S cada día tiene mayor importancia para la industria petrolera, el desarrollo de tecnologías, herramientas y procesamiento así como un mejor entendimiento físico de este tipo de ondas han permitido acortar la brecha que se tenían en el siglo XX. Actualmente se están realizando diferentes trabajos en México de sísmica de onda S: superficial, sísmica de pozo y registros geofísicos, mejorando y entendiendo las características geofísicas y geológicas de los posibles yacimientos o campos en desarrollo. El desarrollo de la tesis se divide en cuatro partes principales, la primera se refiere a los fundamentos en los que se basa la propagación de las ondas elásticas primarias o compresionales (P) y secundarias o transversales (S); en la segunda se exponen las técnicas más empleadas en la industria petrolera: registro sísmico de onda completa, VSP y sísmica superficial multicomponentes, en cada una de ellas se mencionan los principios en los que están basados, la adquisición, el procesamiento y las principales aplicaciones; en la tercera, se encuentran los casos históricos de la sísmica superficial multicomponentes y en por último las conclusiones.

Objetivo

El objetivo de esta tesis es tener un conocimiento simple y global de las diferentes técnicas de adquisición, procesamiento y aplicaciones de las ondas S en la industria petrolera, con la finalidad de tener una visión amplia para enfrentar los nuevos retos con los elementos necesarios para su entendimiento y aplicación.

Agradecimientos

Antes que nada agradezco a Dios por la vida que me ha dado.

Agradezco a mis padres, Marco y Leticia, que siempre me han apoyado y soy lo que soy gracias a ellos, por enseñarme a ver la vida de con una sonrisa. A mis hermanos, Marco, Raúl y Paola, que siempre han estado conmigo compartiendo sus vidas y experiencias.

A Adán Tello por todo el apoyo e impulso que le ha dado a mi vida y por compartir sus conocimientos y su vida conmigo.

A mis abuelito maternos, Vicente y Leticia, que desde muy pequeña me han querido, guiado y educado. A mi abuelita paterna, Esperanza, por apoyarme en momentos difíciles de mi carrera. A todos mis tíos siempre viendo lo mejor de mí.

A mis padrinos, Evelia y José, que me han apoyado y protegido con todo su cariño.

Al Dr. Guillermo A. Pérez Cruz por todo su apoyo, paciencia, comprensión y confianza para que hiciera mi tesis.

A todos mis maestros que me han compartido su conocimiento y dedicado tiempo para que seamos mejores.

A mis amigos que siempre me han dado su mano para seguir adelante y me han ayudado a ser mejor con todo su apoyo, consejos y comprensión.

A todos aquellos que enriquecieron esta tesis con sus cursos, pláticas, disponibilidad, comentarios, y/o experiencia. Al Ing. Marco A. Flores Flores (PEMEX), MC Tatiana Kerdan (IMP), Dr. Rafael Ávila (IMP), Ing Fernando Castrejón (IMP), Ing. Ricardo Flores (COMESA), MC Guillermo Pardo (COMESA), Norbert Van de Coevering (CGG), Ing. Gunnar Ekmann (Seabed), Ing. Juan Manuel Gallardo Casas (PEMEX), Ing. Sergio Jorge Romahn Reynoso (PEMEX), M.I Ignacio Pérez Negrón (PEMEX), Eduardo Buelna (ION), Pete Stewart (ION), Jim Simmons (ION), John Tinnin (ION) y Santi Randazzo (ION).

Dedicatoria

A Dios, a mis padres, mis hermanos, a mis abuelitos, Adán y a todo aquel que le pueda servir.

Tabla de contenido

Resumen	ii
Objetivo	ii
Agradecimientos	iii
Dedicatoria	iv
Tabla de contenido	v
Introducción	1
1. Fundamentos del método.....	3
1.1 Esfuerzos y deformaciones	3
1.2 Ecuaciones constitutivas.....	6
1.3 Ecuación de la onda elástica P y S.....	12
1.4 Ondas sísmicas.....	15
1.5 Atenuación.....	18
2 Técnicas de adquisición, procesamiento y aplicaciones de onda S	20
2.1 Registro sísmico multicomponentes.....	20
2.1.1 Principios.....	20
2.1.2 Adquisición- Procesamiento	23
2.1.3 Aplicaciones.....	36
2.2 VSP multicomponentes	54
2.2.1 Principios	54
2.2.2 Adquisición- Procesamiento.....	59

2.2.3 Aplicaciones	73
2.3 Sísmica superficial multicomponentes	90
2.3.1 Principios	92
2.3.2 Adquisición.....	97
2.3.3 Procesamiento	114
3 Casos históricos de sísmica superficial multicomponentes.....	148
3.1 Imagen sísmica.....	149
3.2 Imagen estructural	151
3.3 Imagen de las capas superficiales.	155
3.4 Estimación de litología.	157
3.5 Análisis de anisotropía.....	167
3.6 Descripción de fluidos.....	173
3.7 Resumen de casos históricos y su proyección en México.....	183
4 Conclusiones	188
Recomendaciones.....	192
Anexos	194
Bibliografía	195

Introducción

Las ondas de cizalla, también conocidas como ondas S, se han venido estudiando desde hace mucho tiempo. Las primeras observaciones de los sismos registraban ondas de cizalla debido a que los primeros instrumentos de medición, como la balanza de torsión, respondían principalmente al movimiento horizontal. El primero en estudiar las ecuaciones de movimiento P y S fue Poisson en 1828. Oldham (1897) fue el primero en identificar las ondas P, S y superficiales en datos de campo. Inge Lehmann (1936) por medio de las ondas de cizalla dedujo que el núcleo terrestre tiene una parte sólida en el interior del núcleo líquido.

En un principio la industria petrolera se enfocó a las adquisiciones de onda P, debido a la practicidad y menor demanda de procesamientos en cómputo. Sin embargo, el avance en la capacidad de cómputo y, sobre todo, de un mejor entendimiento de las ondas de cizalla (adquisición, algoritmos de procesamiento e interpretación) ha hecho que se estén usando cada vez más.

Entre los autores que han estudiado la onda de cizalla para fines de exploración son: Horton (1943) observó la onda S en check-shot, donde expresó las velocidades de la onda P y S en una función lineal respecto a la profundidad; Jolly (1956) concluyó que las ondas S tendrían una mejor resolución. Ricker y Lynn (1950) estudiaron las reflexiones de modo convertido P-SV, en donde dan una mejor explicación de la propagación de ondas (ondas de superficie, i.e. ground roll, y ondas de cizalla); el grupo Conoco (Cherry & Waters, 1968; Erickson et al, 1968; Miller and Dunstan, 1972) construyó el Vibroseis que generaba ondas SH, interpretando datos de onda P y S y llegaron a la conclusión de que si tenía una mejor resolución la onda S en ciertas frecuencias.

Hasta antes de los 70's la adquisición se enfocó a adquisición de onda P, sin embargo con los estudios de Garner and Harris (1956) donde relacionan las anomalías V_p/V_s con la saturación de gas y el estudio de Pickett (1963) donde relaciona V_p/V_s con litología empezaron a retomar la adquisiciones de onda S. Alrededor de 1980 se empezaron a hacer adquisiciones de onda de cizalla y se han hecho algunos descubrimientos de campo de hidrocarburos mediante estudios de cizalla.

En la actualidad las ondas de cizalla son muy útiles en los siguientes casos:

1. *Mayores contrastes de velocidad.* Cuando tenemos un límite de arenas-lutitas el contraste en la velocidad de la onda P no es muy marcado sin embargo los contrastes de la velocidad de la onda de S al ser mayores permite que los límites de los yacimientos puedan ser delineados
2. *Zonas ciegas debidas al gas.* La propagación de las ondas P son afectadas por las chimeneas de gas, haciendo que tengamos zonas ciegas en las secciones sísmicas de onda P, sin embargo, las ondas S no se ven afectadas por éste fenómeno debido a que viajan sólo por la matriz y por consiguiente podemos tener una mejor imagen en las secciones sísmicas.
3. *Información litológica.* Una de las formas de interpretación litológica es la gráfica V_p vs V_p/V_s , este tipo de grafica permite discriminar con mayor claridad los tipos de litología
4. *Anisotropía.* Las tensiones tectónicas o fracturas provocan orientaciones preferenciales y con esto se produce anisotropía de la propagación de las ondas. La polarización y la división de las ondas S debido a esta orientación preferencial permite estudiar la anisotropía. Es importante que la adquisición sea 3Dx3C. Este tipo de estudios nos puede decir que tanto está fracturado un yacimiento, considerando generalmente un mayor retraso de tiempo entre la onda de cizalla lenta (S_2) y la onda de cizalla rápida (S_1), sin embargo es recomendable tener una buena calibración con registros geofísicos (imágenes de pared, sónicos dipolares, entre otros) y núcleos principalmente.
5. *Cambios en los fluidos de los poros y en la litología.* Diferentes autores han propuesto relaciones de las velocidades P, S, V_p/V_s , módulos elásticos para apoyar la interpretación de las ondas P y S. recientemente se ha utilizado la diferencia de amplitudes entre las secciones PP y PS para discriminar un bright spot saturado de hidrocarburo y una debido a la litología.

Por lo que las aplicaciones de las ondas de cizalla pueden ayudar a disminuir el riesgo para encontrar hidrocarburos. Este tipo de tecnología aun sigue en desarrollo, sobre todo los algoritmos de procesamiento siguen mejorándose.

1. Fundamentos del método

Para comprender la propagación de las ondas, debemos de tener las bases de la teoría de mecánica del medio continuo, así como también los principios de física de las ondas. En este capítulo se introduce en una forma breve los conceptos de esfuerzos y deformaciones, ecuaciones constitutivas, las ecuaciones de onda elástica tanto para S como P.

1.1 Esfuerzos y deformaciones

El esfuerzo es una forma de medir la intensidad de la fuerza ya sea en la frontera o en el interior del cuerpo. Hay dos tipos de fuerza: unas que actúan sobre los elementos del volumen y se distribuyen uniformemente, i.e. con la misma magnitud y dirección, llamadas fuerza de cuerpo, sus dimensiones pueden ser fuerza por unidad de masa o fuerza por unidad de volumen; las otras actúan sobre una superficie llamadas fuerzas superficiales y sus dimensiones son fuerza por unidad de área. Un ejemplo de las primeras es la gravedad mientras que de la segunda es una fuerza de contacto.

Si consideramos un cuerpo con un volumen V , con una superficie S . el cuerpo está sometido a fuerzas de cuerpo que afectan al material dentro del volumen y a fuerzas superficiales, por cuerpos externos. Si las fuerzas superficiales en cada elemento de la superficie dS cuyo vector unitario es hacia afuera \hat{n} , se puede definir el vector tracción, T , como el límite de la fuerza superficial por unidad de área en cualquier punto conforme el área se vuelva infinitesimal.

$$T(\hat{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{F}{dS} \quad 1.1$$

El vector tracción tiene la misma orientación que la fuerza y está en función de la normal de la superficie debido a la orientación de ésta. En un elemento de volumen existen nueve términos que describen las fuerzas superficiales conocido como tensor de esfuerzos, los tres renglones son los tres vectores de tracción, por lo que:

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T^{(1)} \\ T^{(2)} \\ T^{(3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{pmatrix} \quad 1.2$$

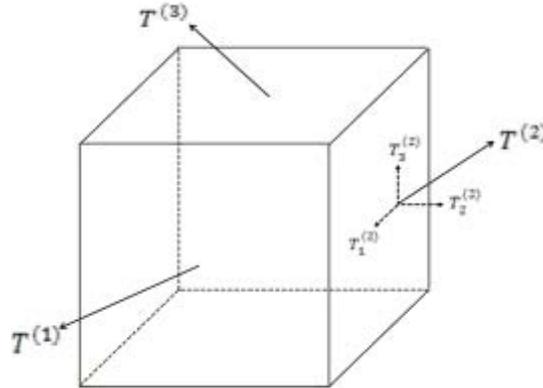


Figura 1.1.1 Vectores de tracción actuando en un elemento de volumen (Tomada de Stein & Wysession, 2003).

Si la normal no estuviera en los ejes de las coordenadas la tracción, figura 1.1.1, se relacionaría con el tensor de esfuerzos y el vector normal, debido al equilibrio de las fuerzas, Teorema Cauchy, como:

$$T_i = \sigma_{ij}n_j \quad 1.3$$

La diagonal del tensor de esfuerzos se le conoce como esfuerzos normales, mientras que los demás son los esfuerzos cizallantes. Una propiedad importante del tensor de esfuerzos, debida a la ley de conservación angular i.e. equilibrio de torque, es que es simétrico es decir:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad 1.4$$

Si el esfuerzo se aplica a un material que no es rígido, los puntos dentro de éste se moverán con respecto a otro por lo que se deforma el cuerpo. Si tomamos en cuenta un el movimiento de un punto de un cuerpo podemos expresar su desplazamiento relativo con respecto a otro punto, δu_i , en los siguientes términos:

$$\delta u_i = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \delta x_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_i + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_i = (e_{ij} + \omega_{ij}) \delta x_j \quad 1.5$$

Teniendo dos términos uno de ellos, i.e. ω_{ij} , corresponde a una rotación del cuerpo rígido sin tener una deformación, este término se puede expresar en un tensor antisimétrico donde su diagonal es cero y sólo hay tres componentes independientes ya que $\omega_{ij} = -\omega_{ji}$

El otro término, i.e. e_{ij} , es el tensor de deformación que describe la deformación resultante de un movimiento diferencial dentro de un cuerpo. Este tensor puede ser escrito en términos de los ejes x, y, z y en los componentes del vector de desplazamiento de la siguiente forma:

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{pmatrix} \quad 1.6$$

Las componentes de tensor de deformaciones son adimensionales. Los componentes de la diagonal muestran desplazamientos en las direcciones de los ejes, mientras que los triángulos de la matriz describen los cambios de desplazamiento con respecto a otra dirección. La suma de la diagonal indica los cambios en volumen y se le conoce como dilatación, θ :

$$\theta = e_{ii} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \nabla \cdot \mathbf{u} \quad 1.7$$

La deformación es muy pequeña. Otra forma de expresar la deformación es:

$$\text{Deformación} = \frac{\text{Desplazamiento}}{\text{Longitud de onda}} \quad 1.8$$

Para las ondas de cuerpo el desplazamiento es aproximadamente de 10 micras, mientras la longitud de onda es de 10 km por lo que:

$$\text{Deformación} = \frac{10^{-5}[\text{m}]}{10^4[\text{m}]} = 10^{-9} \quad 1.9$$

1.2 Ecuaciones constitutivas

Matemáticamente estas ecuaciones describen la relación de las ecuaciones cinemáticas, térmica y mecánicas, físicamente definen varios materiales ideales que sirven como modelos de comportamiento de materiales reales. Entre las ecuaciones constitutivas se encuentran:

- Sólido linealmente elástico.
- Fluido linealmente viscoso.
- Ecuación de la relación esfuerzo-deformación plástica.
- Operador diferencial linealmente viscoelástico.
- Integral linealmente viscoelástico.

Sin embargo la ecuación constitutiva en la que se enfoca esta tesis es a la primera donde se refiere, al modelo linealmente elástico.

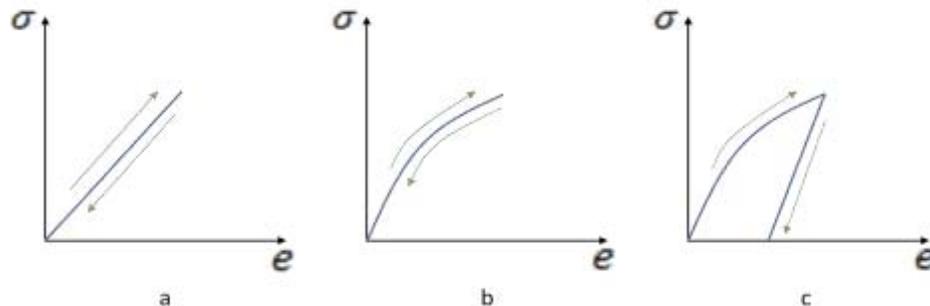


Figura 1.2.1 Gráfica de deformación vs esfuerzo uniaxiales cuando se le aplica el esfuerzo y después de que se aplica el esfuerzo. Las graficas tienen el siguiente comportamiento a) linealmente elástico, b) no-linealmente elástico e c) inelástico.

El comportamiento elástico se caracteriza por tener las siguientes condiciones:

- i. Cuando el esfuerzo es la única función de la deformación.
- ii. Cuando el material recupera totalmente su forma “natural” después de remover las fuerzas que fueron aplicadas.

Por lo que la ecuación constitutiva linealmente elástica es:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}e_{kl} = \mathbf{C}\mathbf{e} \quad 1.10$$

También conocida como la *ley generalizada de Hooke*, donde C_{ijkl} son las constantes elásticas, las cuales tienen $3^4=81$ componentes, sin embargo debido a la simetría de ambos tensores, tanto esfuerzos como deformaciones, es decir:

$$C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} \quad 1.11$$

Por lo que se reduce a 36 componentes, la ecuación 1.10, asumiendo la ecuación 1.11, se puede expresar en forma matricial de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ e_4 \\ e_5 \\ e_6 \end{bmatrix} \quad 1.12$$

Donde:

$$\sigma_1 = \sigma_{11}, \quad \sigma_2 = \sigma_{22}, \quad \sigma_3 = \sigma_{33}, \quad \sigma_4 = \sigma_{23} = \sigma_{32}, \quad \sigma_5 = \sigma_{13} = \sigma_{31}, \quad \sigma_6 = \sigma_{12} = \sigma_{21},$$

Basado en este modelo se pueden distinguir dos tipos de medios:

1. Medio isotrópico, i.e. que se mantienen las mismas propiedades s en todas las direcciones, la ecuación constitutiva queda en función de las *constantes de Lamé*, λ y μ :

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk}\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda\theta\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad 1.13$$

Las constantes elásticas quedan de la siguiente manera:

$$C_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{km} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jm} + \delta_{im}\delta_{jk}) \quad 1.14 \text{ a}$$

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \quad 1.14 \text{ b}$$

La constante de lamé μ también conocida como coeficiente de rigidez, siempre es positiva ya que físicamente describe la respuesta a un esfuerzo cizallante, es decir al cambio de forma del cuerpo. Un material que no permita esfuerzos cizallantes se le conoce como fluido perfecto, dry water, aunque ningún fluido real se comporta como un fluido perfecto se puede considerar al océano como uno de estos fluidos. La otra constante de lamé λ , puede interpretarse con el módulo de bulk o conocido también como incompresibilidad, que se define como el coeficiente entre la presión aplicada y el cambio fraccional del volumen:

$$K = -\frac{dP}{d\theta} = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad 1.15$$

Otras 2 relaciones importantes que se obtienen en un estado de esfuerzo llamado tensión uniaxial. La primera es el coeficiente Poisson, ν , que se define como la relación entre la contracción de los dos ejes con el eje de extensión en la cual la tensión es aplicada:

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad 1.16$$

La segunda es el módulo de Young, E , que es la relación entre esfuerzo tensorial con la deformación resultante de la extensión:

$$E = \frac{\sigma_{11}}{e_{11}} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad 1.17$$

En sismología se suele hacer otra simplificación que se le conoce como sólido de Poisson donde $\lambda = \mu$. Las dimensiones de λ , μ , E , y K tiene dimensiones de esfuerzo fuerza/longitud al cuadrado, como pueden ser GPa o dyn/cm².

2. Medio anisotrópico, se le conoce a cualquier material que necesite más de las 2 constantes de Lamé, es decir que las propiedades del material van a ser diferentes dependiendo de la dirección.

Para el caso más general de anisotropía es la triclinica donde tiene 21 constantes elásticas independientes, debido a la simetría de la matriz $C_{ij} = C_{ji}$, es decir:

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix} \quad 1.18$$

Este tipo de anisotropía aún no se puede medir en campo.

A pesar de no tener las mismas propiedades en todas las direcciones puede tener alguna simetría ya sea de eje, i.e. se rota sobre un eje, o de plano, i.e. se refleja sobre un plano. Supongamos que tiene un plano de simetría xy, es decir un cuerpo monoclinico, lo que la matriz de transformación será:

$$[a_{ij}] = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \quad 1.19a$$

Quedando el esfuerzo:

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} \sigma'_1 & \sigma'_6 & \sigma'_5 \\ \sigma'_6 & \sigma'_2 & \sigma'_4 \\ \sigma'_5 & \sigma'_4 & \sigma'_3 \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_1 & \sigma_6 & \sigma_5 \\ \sigma_6 & \sigma_2 & \sigma_4 \\ \sigma_5 & \sigma_4 & \sigma_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_1 & \sigma_6 & -\sigma_5 \\ \sigma_6 & \sigma_2 & -\sigma_4 \\ -\sigma_5 & -\sigma_4 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad 1.19b \end{aligned}$$

Igualando y comparando el esfuerzo de la matriz de constantes elásticas, i.e. $\sigma_1 = \sigma'_1$, del caso general, σ_1 , con el del un plano de simetría, σ'_1 , donde:

$$\sigma_1 = C_{11}e_1 + C_{12}e_2 + C_{13}e_3 + C_{14}e_4 + C_{15}e_5 + C_{16}e_6 \quad 1.20 \text{ a}$$

$$\sigma'_1 = C_{11}e_1 + C_{12}e_2 + C_{13}e_3 + C_{14}e_4 + C_{15}e_5 + C_{16}e_6 \quad 1.20 \text{ b}$$

Para que sean iguales debe de ser $C_{14}=C_{15} = 0$, siguiendo con el mismo paso para los demás esfuerzos, i.e. $\sigma_\alpha = \sigma'_\alpha$, se reduce de 36 a 20 constantes diferentes de cero y al ser simétrico ($C_{ij} = C_{ji}$) se reduce a 13 constantes es decir:

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & C_{36} \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & C_{45} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{45} & C_{55} & 0 \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad 1.21$$

Si el plano yz también es un plano de simetría, además del plano xy, el tensor de constantes elásticas se reducen a 12 diferentes de cero pero como es simétrico ($C_{ij} = C_{ji}$) quedan sólo 9, quedando:

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad 1.22$$

Si también el plano xz es un plano de simetría no hay más reducciones. Si el material posee los tres planos perpendiculares de simetría se le conoce como un material ortorrómbico, e.g. simetría de un ladrillo, que es el caso más común en geofísica e.g. una secuencia de capas delgadas, o una lutita, conteniendo a un juego de fracturas verticales, o una formación isotrópica con un solo juego de fracturas verticales no circulares. Para llegar a ser un material isotrópico con el eje de simetría rotando el eje x 90° , luego rotando el eje z 90° y finalmente rotando el eje z 45° . En este caso a lo mejor no

podamos medir 9 módulos, sin embargo sólo algunos de los módulos afectan de manera importante los datos que se adquieren, por lo que sólo tendríamos que conocer la combinación de éstas y no los módulos, como tal.

Otro tipo de anisotropía, muy común en la tierra, es la anisotropía radial o también se le denomina como: isotropía transversal, simetría polar o simetría cilíndrica. Ocurre cuando se tiene un eje de simetría, e.g. en un material de capas apiladas, cada capa es isotrópica pero las propiedades varían entre capas. Supongamos que nuestro modelo es como sucede en la tierra que en dirección z es la anisotropía, figura 1.2.3a.

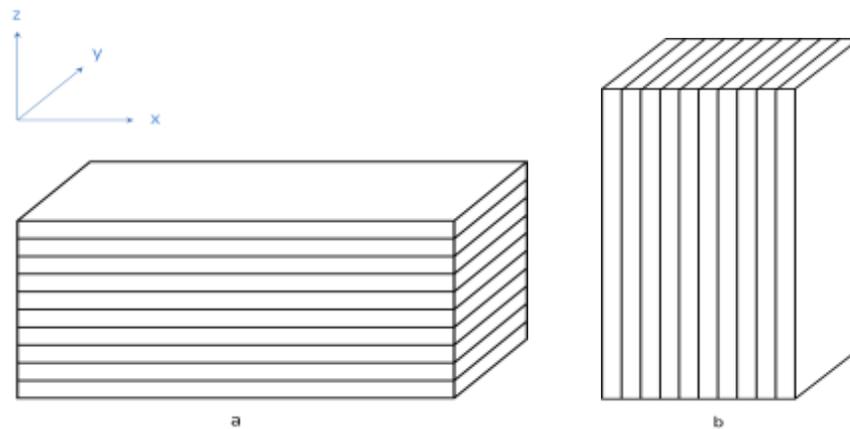


Figura 1.2.2 Modelo de anisotropía radial a) VTI, Transversalmente isotrópico con eje de simetría Vertical (Transversely Isotropic with Vertical axis) b) HTI, Transversalmente Isotrópico con eje de simetría Horizontal (Transversely Isotropic with Horizontal axis).

Este tipo de anisotropía (VTI) puede ser caracterizado por 5 coeficientes elásticos independientes quedando C_{ij}

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{66}) & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ (C_{11} - 2C_{66}) & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad 1.23$$

Comparando la ecuación 1.23 con la ecuación 1.14 de un medio isotrópica difieren tanto el coeficiente C_{33} de C_{11} ó de C_{44} con C_{66} debido a que la dirección z, es diferente tanto en la dirección x como en la dirección y.

Tomando en cuenta que una onda se propaga en dirección x y haciendo una analogía con el caso isotópico, ecuación 1.14, C_{11} corresponde a $\lambda + 2\mu$ en dirección x, C_{66} corresponde a μ en dirección y y C_{44} corresponde a μ en dirección z. Ahora suponiendo que la onda se propaga en dirección z, i.e. el eje de simetría, C_{33} correspondería $\lambda + 2\mu$ en dirección z y C_{13} sería λ .

Si el eje de simetría fuera en dirección x es decir HTI (Horizontal Transversely Isotropic), figura 1.2.2 b, haciendo la analogía con el eje de simetría en x, la matriz de las constes elásticas quedaría (Rüger, 1997):

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & (C_{33} - 2C_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & (C_{33} - 2C_{44}) & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad 1.24$$

1.3 Ecuación de la onda elástica P y S

El principio de la conservación del momento lineal nos lleva a la ecuación de movimiento. Es decir según la Segunda Ley de Newton nos dice que dado un sistema de referencia inercial, la variación instantánea del momento lineal, \vec{p} , de un cuerpo es igual a la fuerza resultante, \vec{F} , que actúa sobre él:

$$\vec{F}_i = \frac{d\vec{p}_i}{dt} = \frac{d(m\vec{v}_i)}{dt} = m\vec{a}_i \quad 1.25$$

Que en su forma integral se puede reescribir de la siguiente manera:

$$\vec{F}_i = \frac{d\vec{p}_i}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \vec{v}_i dm \quad 1.26$$

Si el cuerpo está sometido a fuerzas tanto de cuerpo como de superficie, la fuerza quedaría:

$$\vec{F}_i = \iiint_V f_i dm + \iint_S T_i dS \quad 1.27$$

Usando el teorema de Cauchy, ecuación 1.3, podemos pasar de los tensores a los esfuerzos y con el teorema de Gauss, pasar de una integral de superficie a una de volumen:

$$\iint_S T_i dS = \iint_S \sigma_{ij} n_j dS = \iiint_V \sigma_{ij,j} dV \quad 1.28$$

Sabemos que la densidad se define como:

$$\rho = \frac{dm}{dV} \quad 1.29$$

Sustituyendo la ecuación 1.29 y 1.28 en la ecuación 1.27 al igual que la ecuación 1.29 en la ecuación 1.26 la fuerza se puede expresar:

$$\vec{F}_i = \iiint_V (\rho f_i + \sigma_{ij,j}) dV = \rho f_i + \sigma_{ij,j} \quad 1.30 \text{ a}$$

$$\vec{F}_i = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \rho \vec{v}_i dV = \rho \frac{\partial \vec{v}_i}{\partial t} \quad 1.30 \text{ b}$$

Igualando las ecuaciones 1.30 a y 1.30 b nos da la ecuación de movimiento

$$\rho f_i + \sigma_{ij,j} = \rho \frac{\partial \vec{v}_i}{\partial t} = \rho \frac{\partial^2 \vec{u}_i}{\partial t^2} \quad 1.31$$

Esta ecuación es válida para cuerpos elásticos, viscoelásticos, líquidos, etc. Combinando la ecuación de movimiento, que relaciona esfuerzos con desplazamientos, con la ecuación constitutiva, que a su vez relaciona esfuerzo con deformación. Para un medio isotrópico la ecuación de onda linealmente elástica, despreciando fuerzas externas i.e. ecuación homogénea, queda de la siguiente forma:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \theta + \mu \nabla^2 \vec{u}_i \quad 1.32$$

La ecuación 1.32 representa dos tipos de movimiento:

1. Dilatación, tomando la divergencia de la ecuación de onda:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla \cdot \vec{u}_i = (\lambda + \mu) \nabla^2 \theta + \mu \nabla^2 \nabla \cdot \vec{u}_i \quad 1.33 \text{ a}$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \theta = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta \quad 1.33 \text{ b}$$

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \theta \quad 1.33 \text{ c}$$

La ecuación anterior es la ecuación escalar, donde α es la velocidad de la onda P

2. Rotación, ahora tomando el rotacional de la ecuación de onda:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla \times \vec{u}_i = (\lambda + \mu) \nabla \times \nabla \theta + \mu \nabla^2 \nabla \times \vec{u}_i \quad 1.34 \text{ a}$$

$$\nabla^2 \Omega = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Omega \quad 1.34 \text{ b}$$

Donde $\Omega = \frac{1}{2} \nabla \times \vec{u}_i$ y β es la velocidad de la onda S.

La solución de la ecuación de onda, conocida como onda plana armónica se escribe:

$$\vec{u} = \vec{A} e^{-i(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t)} \quad 1.35$$

Donde $\vec{k} = |\vec{k}| \hat{k}$ es el vector de onda o vector de número de onda. Esta solución describe un plano de onda, perpendicular a la dirección de propagación, propagándose arbitrariamente en una dirección dada por el vector de onda, el vector de onda describe dos características importantes de la propagación de onda, su magnitud da la frecuencia espacial y su dirección da la dirección de propagación de onda.

Otra solución de la ecuación de onda escalar en tres dimensiones nos da frentes de ondas esféricas. Para obtenerlo, se expresa el potencial escalar y su Laplaciano en coordenadas esféricas. La onda esféricamente simétrica satisface la ecuación homogénea.

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \theta}{\partial r} \right) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad 1.36$$

Donde el radio es el espacio variable más que el vector de posición r . Para resolver la ecuación se sustituye la ecuación 1.36 y obtener 1.37.

$$\theta(r, t) = \frac{\xi(r, t)}{r} \quad 1.37$$

$$\frac{1}{r} \left[\frac{\partial^2 \xi}{\partial r^2} - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} \right] = 0 \quad 1.38$$

La ecuación 1.37 es la ecuación escalar en una dimensión por lo que cualquier función de la forma $\xi=f(r\pm vt)$ satisface la ecuación 1.37 cuando $r \neq 0$, donde el signo negativo representa una onda divergente hacia afuera de la fuente en el origen con la amplitud decayendo, con el signo positivo es una onda esférica que regresa al origen donde su amplitud va aumentando.

1.4 Ondas sísmicas

El desplazamiento puede separarse en dos potenciales, el escalar ecuación 1.33 c que corresponde a la onda P y el potencial vectorial ecuación 1.34 b que corresponde a la onda S. Para entender el comportamiento del desplazamiento, se considera una onda plana propagándose en la dirección z . El potencial escalar armónico la onda P satisface:

$$\varphi(z, t) = A \exp(i(\omega t - kz)) \quad 1.39$$

Por lo que el desplazamiento resultante es el gradiente:

$$u(z, t) = \nabla \varphi(z, t) = (0, 0, -ik) A \exp(i(\omega t - kz)) \quad 1.40$$

La única componente que no es cero es en la dirección de la propagación. La dilatación

$$\nabla \cdot u(z, t) = -k^2 A \exp(i(\omega t - kz)) \quad 1.41$$

es diferente de cero, y hay cambio de volumen, por lo que la onda P generado por el potencial escalar es una onda compresiva que es un ejemplo de una onda longitudinal ya que el campo de desplazamiento varía en dirección de la propagación. Mientras que la onda S, descrita por el potencial vectorial:

$$\mathbf{Y}(z, t) = (A_x, A_y, A_z)\exp(i(\omega t - kz)) \quad 1.42$$

el campo de desplazamiento resultante está dado por el rotacional

$$\mathbf{u}(z, t) = \nabla \times \mathbf{Y}(z, t) = (ikA_x, -ikA_y, 0)\exp(i(\omega t - kz)) \quad 1.43$$

Por lo que el único desplazamiento asociado a la onda S es perpendicular a la dirección de la propagación de la onda, la onda S no causa ningún cambio de volumen ya que la dilatación, θ , $\nabla \cdot \mathbf{u}(z, t)$ es cero. La onda S es un ejemplo de una onda transversal ya que el campo de desplazamiento varía con un ángulo recto a la propagación de ondas.

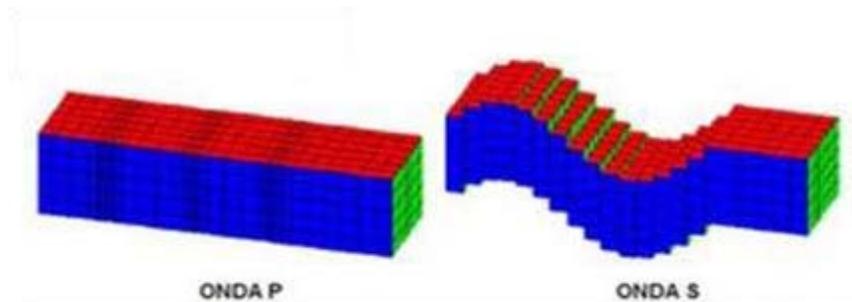


Figura 1.4.1 Esquema de la propagación de la onda P y de la onda S

Dado que sólo A_x y A_y contribuyen al desplazamiento, la onda S tiene dos componentes de polarización independientes. La polarización de la onda S se define como SV para la onda de cizalla con el desplazamiento en la vertical en el plano xz y SH para la onda polarizada horizontalmente en la dirección y, paralela a la superficie de la tierra, figura 1.4.2. Las ondas P y SV están acopladas una con la otra cuando interactúan con fronteras horizontales, mientras que la onda SH permanece separada.

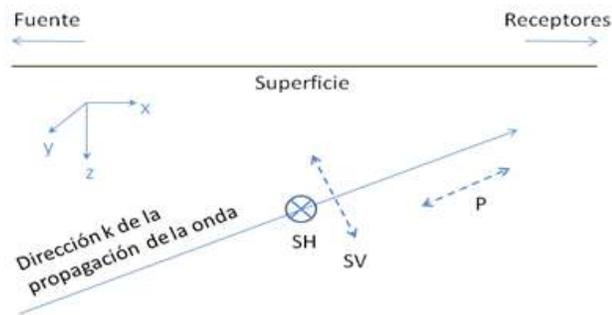


Figura 1.4.2 Esquema del desplazamiento de las ondas P y S (Modificada de Stein & Wysession, 2003)

Para el estudio de las diferentes ondas en los registros sísmicos, usan una componente vertical y dos horizontales, radial y transversal; la radial es aquella donde la dirección del vector es fuente receptor y la transversal está a 90° de esta dirección. Debido a estas características de las componentes, las ondas P se aprecian en la componente vertical, las fases de la onda SV en la componente radial y la fase de la onda SH en la componente transversal. Por medio de los hodogramas se puede determinar la polarización, la dirección de rotación de las ondas y su forma, se obtiene graficando dos componentes de la partícula en movimiento en una ventana de tiempo.

Otro tipo de ondas son las ondas superficiales conocidas como onda Love y ondas Rayleigh. Las primeras se generan por ondas SH que quedan atrapadas cerca de la superficie, las segundas es una combinación de las ondas P y las ondas SV, figura 1.4.3.

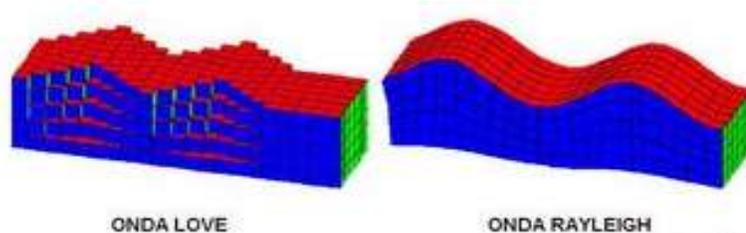


Figura 1.4.3 Esquema de la propagación de la onda de Love y la onda de Rayleigh.

Las ondas Rayleigh son retrógradas hasta $1/5$ su longitud de onda donde se empiezan a hacer prógradas, su movimiento es de forma elíptica, usualmente de gran amplitud, baja frecuencia (menos

de 12Hz), su velocidad en un sólido de Poisson i.e. $\lambda=\mu$, es de 0.92 veces la velocidad de la onda S. La onda Love son ondas dispersivas es decir, a diferentes frecuencias tiene distintas velocidades.

1.5 Atenuación

Las ondas sísmicas pueden reducir su amplitud debido a diferentes procesos como son la reflexión y transmisión de las ondas en interfases discretas, divergencia esférica, scattering, multipathing y anelasticidad. Los primeros son procesos elásticos sin embargo el último, llamado también atenuación intrínseca, involucra la conversión de energía sísmica a calor.

En el momento que hay ondas que se reflejan y se transmiten de una onda incidente, por la ley de la conservación de la energía la suma de la amplitud de la onda transmitida y reflejada dará la amplitud de la onda incidente por lo que al reflejarse y transmitirse muchas veces la amplitud va decayendo.

La divergencia esférica es el efecto del cambio de amplitudes conforme el frente de onda viaja a través de la medio, por lo que la energía por unidad del frente de onda varia con la expansión o contracción del frente de onda. Para ondas de cuerpo la energía por unidad del frente de onda decae a $1/r^2$ y su amplitud decrece $1/r$, donde r es el radio del frente de onda.

Multipathing es un proceso en donde las ondas sísmicas se enfocan y desenfocan con las variaciones laterales de la velocidad, cuando esto ocurre, las ondas que llegan a los receptores puede ser vistas como que han tomado otros “caminos” en vez del camino directo y por eso muestrearon una trayectoria más larga.

El scattering va a depender de la relación de la heterogeneidad del medio con la longitud de la onda así como también de la distancia que ha viajado la onda en el medio. Cuando la heterogeneidad es más grande que la longitud de onda, se considera que la onda tiene otro camino que es distorsionado multipathing; cuando la heterogeneidad es similar a la longitud de onda se piensa en scattering; y cuando la longitud de onda es mayor que la heterogeneidad, las heterogeneidades son parte del medio que la onda puede describir. La difracción puede verse como un comportamiento intermedio entre multipathing y el scattering.

Con respecto a la atenuación intrínseca si el movimiento no estuviera amortiguado el movimiento continuaría infinitamente, sin embargo no es el caso de la realidad, llega un momento en que para la oscilación, este tipo de atenuación convierte movimiento en calor y produce deformaciones permanentes. El amortiguamiento es proporcional a la velocidad de la masa y opuesto a su movimiento. Por lo que la ecuación de movimiento quedaría:

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t) = 0 \quad 1.44$$

Donde γ es el factor de amortiguamiento, sin embargo el factor Q o factor de calidad es más utilizado en la literatura, si este factor fuera infinito, no habría atenuación alguna y se define como:

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma} \quad 1.45$$

Donde $\omega_0 = \left(\frac{k}{m}\right)^2$ conocida como frecuencia característica, k expresa la constante de restauración de un cuerpo y m es la masa. Por lo que la ecuación 1.44 queda de la siguiente manera:

$$\frac{d^2u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad 1.46$$

La ecuación diferencial 1.46 describe una oscilación armónica amortiguada, que puede ser resulta asumiendo que el desplazamiento es la parte real de un exponencial complejo:

$$u(t) = A_0 e^{it(a+ib)} \quad 1.47$$

Sustituyendo 1.47 en 1.46 y resolviendo la ecuación diferencial, la parte real es la solución del desplazamiento armónico:

$$u(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}} \cos(\omega t) \quad 1.48$$

Se pueden ver claramente dos términos, la oscilación armónica dada por el coseno y el decaimiento dado por el exponente negativo. La relación entre la presión y la temperatura conforme a la atenuación es la siguiente: la atenuación aumenta conforme aumenta la temperatura y disminuye conforme disminuye la presión.

2 Técnicas de adquisición, procesamiento y aplicaciones de onda S

2.1 Registro sísmico multicomponentes

2.1.1 Principios

Los registros sísmicos son un caso particular de la medición de las ondas acústicas lo que lo difiere de la medición de la sísmica superficial, VSP, mediciones de laboratorio o imágenes ultrasónicas es el rango de la frecuencia registradas y por consiguiente su longitud de onda.

La longitud de onda, λ , está relacionada con la velocidad de propagación, V , y el periodo de la señal, T :

$$\lambda = VT \tag{2.1.1}$$

Donde la longitud de onda se encuentra en metros, la velocidad en m/s y el periodo en segundos. También se puede relacionar con el Δt^1 , y la frecuencia, f :

$$\lambda = \frac{304.8}{\Delta t \cdot f} \tag{2.1.2}$$

Donde la longitud se encuentra en metros, con un Δt en $\mu\text{seg}/\text{pie}$ y f en kHz

Por ejemplo un registro sísmico típico con una frecuencia de 10 kHz y con un Δt de 100 $\mu\text{seg}/\text{pie}$ de la formación, se tienen una longitud de onda de 30.48 cm (1 pie)

Este concepto de longitud de onda es fundamental para entender la propagación de la onda y la medición acústica. En particular la longitud de onda, junto con la geometría del arreglo, controla la resolución vertical, generalmente estimada como un cuarto de la longitud de la onda. Es por esto que la resolución de la sísmica de superficie tiene una resolución aproximada de 30 m en términos generales y las mediciones del laboratorio realizadas en los núcleos son de aproximadamente 2 cm.

¹ Mayormente conocido como lentitud o tiempo de tránsito.

Para el caso de los registros sísmicos, la longitud de onda también está directamente relacionada con la profundidad de investigación, siendo ésta de aproximadamente 30 cm (1 pie) que es en general mayor al diámetro del pozo.

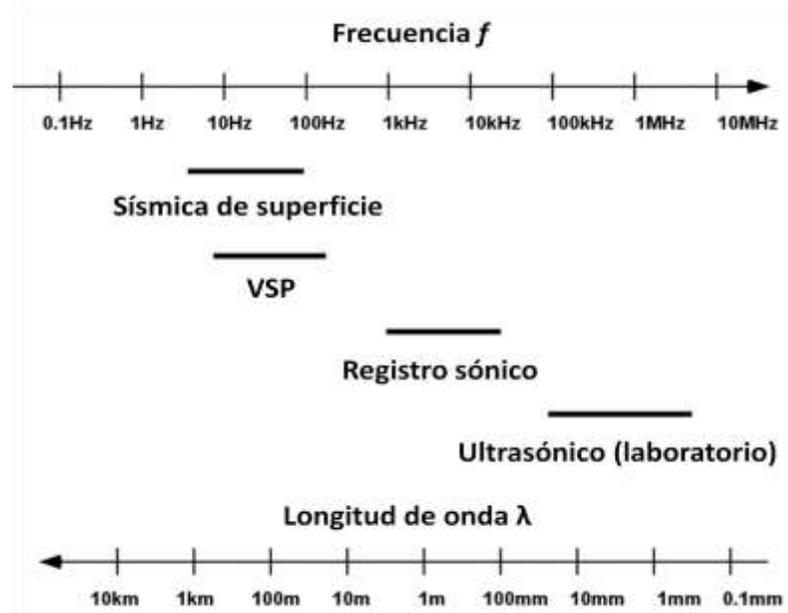


Figura 2.1.1 Rango de frecuencias y longitudes de onda para las diferentes adquisiciones. (Modificado de Brie, 2001)

Las ondas acústicas generadas dentro del pozo son complejas, la onda inicial generada desde el transmisor es una onda compresional que interactúa con la superficie de la formación – lodo, creando ondas secundarias. La primera de estas en la formación es la onda compresional, seguida por la onda de cizalla y finalmente la onda Stoneley en la interfase pared del pozo – fluido

Todas las ondas que llegan a los receptores son ondas cónicas (head waves). Esto se debe a que una vez que la onda compresional o de cizalla refractada se vuelve paralela a la pared del pozo, se propaga a la largo de la interfaz existente entre el pozo y la formación a una velocidad V_p ; de acuerdo con el principio de Huygens, cada punto de una interfaz excitada por una onda P o S actúa como una fuente secundaria de ondas P en el pozo, y de ondas S y P en la formación, la combinación de estas ondas secundarias en el pozo crea un nuevo frente de onda lineal denominado ondas cónicas que se propagan en la pared del pozo con la velocidad V_p o V_s respectivamente. Es por eso que la lentitud de

las ondas de corte de una formación rápida puede medirse con una herramienta rodeada por el fluido del pozo, aunque las ondas S no se puedan propagar a través del fluido.

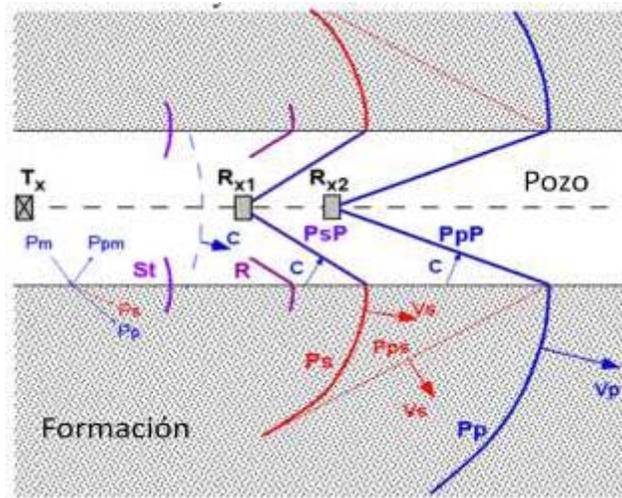


Figura 2.1.2 Esquema de la propagación de las ondas en un pozo. (Modificado de Brie, 2001)

Donde:

- PP Onda de cuerpo compresional (refractada).
- PpP Ondas cónicas compresionales (Head wave)
- Ps Onda de cuerpo cizallante (refractada)
- PsP Ondas cónicas de cizalla (Head wave)
- R Onda pseudo Rayleigh (onda superficial) también conocidas como modos normales o ondas cónicas refractadas.
- Pps Onda críticamente refractada en la formación (modo convertido de Pp)
- Pm Onda directa de lodo
- St Onda Stoneley (onda de tubo)
- C Velocidad del lodo
- Vp Velocidad compresional de la formación
- Vs Velocidad de cizalla de la formación

La limitante de las herramientas sísmicas que cuentan con un transmisor monopolar asociadas a medir las ondas P, solamente pueden medir las ondas S que tengan una mayor velocidad que la del

fluido del pozo (lodo) o solamente formaciones duras como ejemplo en calizas. Esta limitación se superó con la tecnología de un transmisor dipolar que se podría asemejar con un pistón, donde la presión de un lado aumenta y del otro disminuye en el pozo, causando así una flexión cuyos desplazamientos son ortogonales a la pared del pozo, excitando una onda compresional y una de cizalla, figura 2.1.3. Estas herramientas permiten medir la onda S en formaciones suaves y duras, superando la limitación de la velocidad del fluido del pozo.

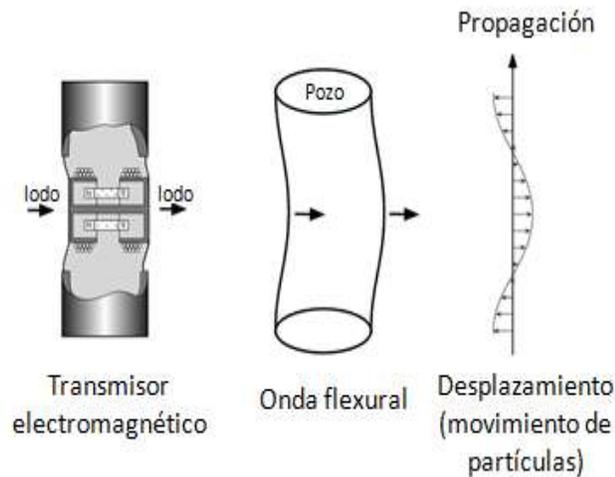


Figura 2.1.3 Esquema de una onda flexural. (Modificado de Brie, 2001)

2.1.2 Adquisición- Procesamiento

Hay diversas herramientas que permiten registrar las ondas P y S, una de ellas es el Sónico Dipolar (DSI²) que consiste en una herramienta dividida en cuatro secciones: a) sección de receptores, contiene 8 estaciones lineales de receptores separados 15.24 cm, cada estación contiene 2 pares de hidrófonos, uno orientado colinealmente con el transmisor de arriba y el otro con el transmisor de abajo; b) sección de transmisores, compuesto de tres transmisores, dos de ellos dipolares unidireccionales orientados perpendicularmente uno con respecto al otro y uno monopolar, lo que nos ayuda a tener una mejor medición de la propagación de las ondas y un amplio espectro de

² DSI Dipolar Sonic Imager, Schlumberger, 1995.

frecuencias para detectar la onda Stoneley y formaciones con velocidades menores a las del fluido del pozo; c) sección de aislamiento, es un filtro mecánico que permite mantener la señal transmitida y evitar comunicación directa con la fuente y el receptor; d) sección de grabación, la cual contiene una serie de circuitos donde se registran y apilan las ocho formas de ondas, se realiza un control automático de ganancia y se envía la información de la herramienta a la cabina de registro, figura 2.1.4.

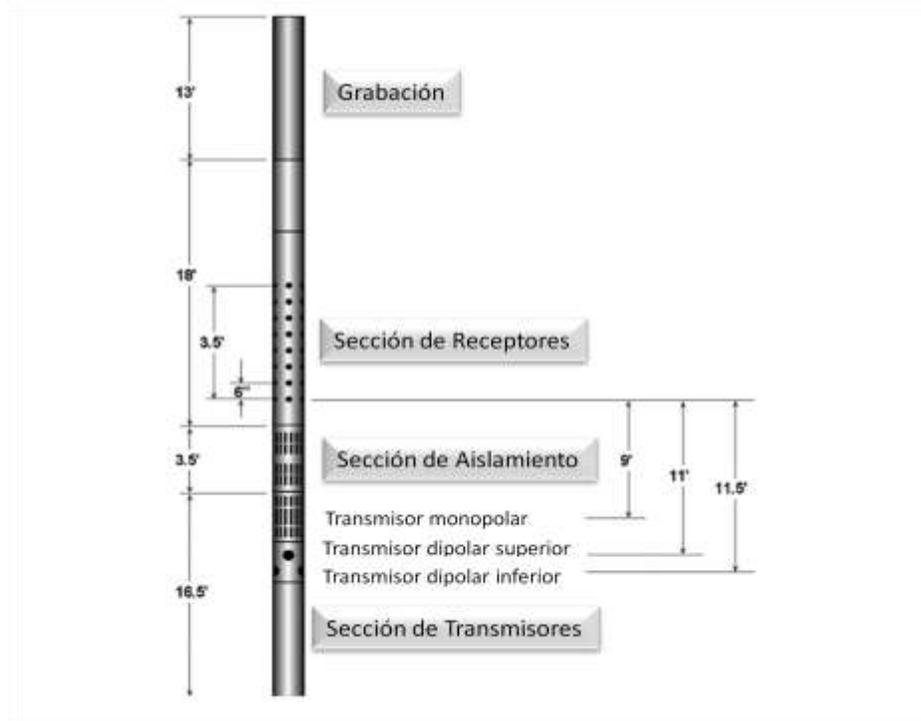


Figura 2.1.4. Esquema de la herramienta DSI. (Modificado de Brie, 2001)

Los modos de operación de este tipo de herramientas son las siguientes:

- i. **Modo Dipolo.** La herramienta emite frecuencias cercanas a los 2.2 kHz, mediante los transmisores dipolares. Este modo es adecuado para adquirir tiempos de tránsito compresionales y de cizallamiento bajo condiciones operacionalmente difíciles y formaciones sin consolidar o formaciones lentas.

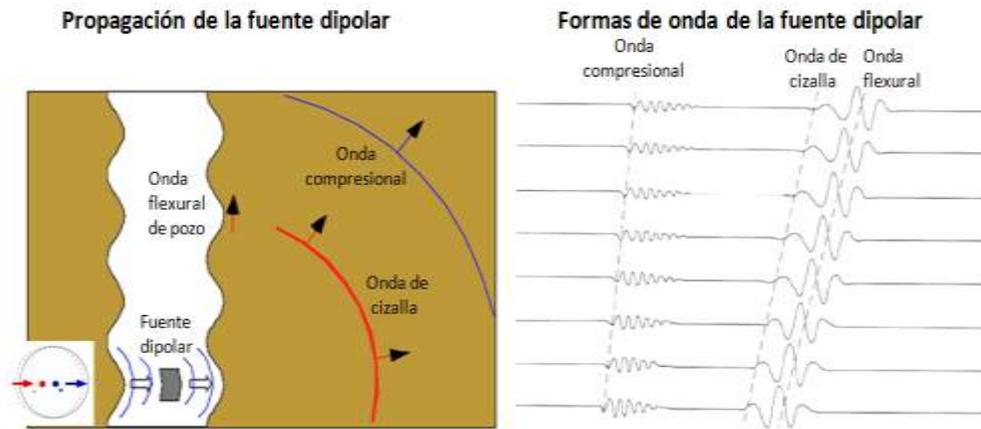


Figura 2.1.5 Fuente dipolar en formación suave. (Modificado de Schlumberger DSI, 1995)

- ii. **Stoneley.** El pulso se genera con el transmisor monopolar con frecuencias predominantes cercanas a 1.5 kHz, esto con el fin de excitar las ondas de tubo. El registro consiste en 8 forma de onda de baja frecuencia.
- iii. **Modo P & S.** El transmisor monopolar genera relativamente un pulso acústico de alta frecuencia. Esta frecuencia central es cercana a los 12 kHz Este modo es adecuado para adquisición de tiempos de tránsito compresional y de cizallamiento en formaciones duras o compactas, con velocidades rápidas de propagación. Son 8 formas de onda que contienen los diferentes arribos.

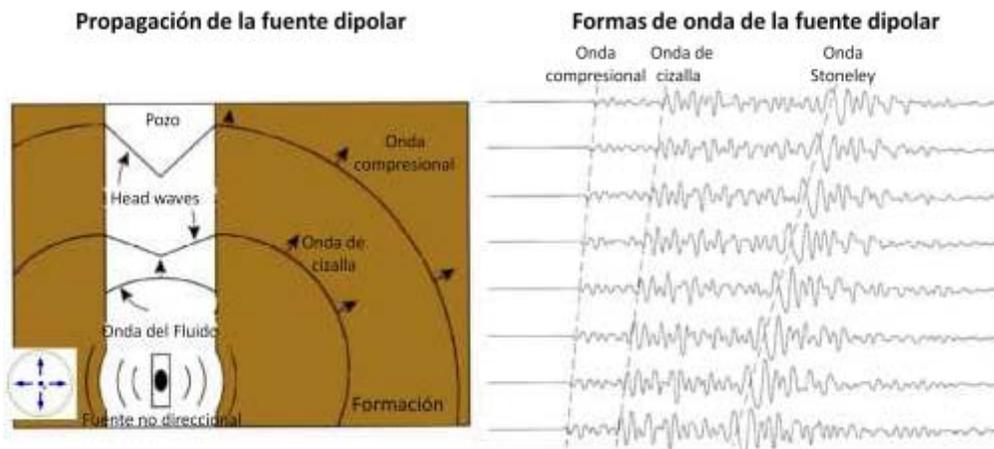


Figura 2.1.6 Fuente monopolar en formaciones duras. (Modificado de Schlumberger DSI, 1995)

- iv. **BCR.** Both Cross Receivers o dipolo cruzado. Los transductores de la herramienta son disparados consecutivamente cuya señal proporciona 32 formas de onda provenientes de ambos dipolos en un sentido y en otro, esto es, que se realizan pulsos acústicos en una dirección, x , y posteriormente en la otra dirección ortogonal, y . Las señales se clasifican según la fuente y el receptor, e.g. señal xx , la primera x representa la dirección x de la fuente y la segunda x , representa la dirección x de los receptores, a esta señal se le conoce como señal en línea (in-line); en cambio si tuviéramos yx , la fuente fue en la dirección y , y los receptores en la dirección x por lo que se les denomina como señal cruzada (cross-line).

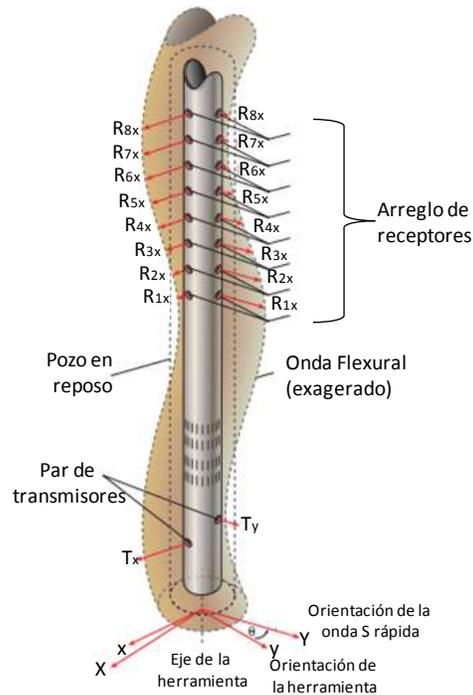


Figura 2.1.7 Esquema de la adquisición del modo BCR. (Modificado de Brie et al, 1998)

Es importante mencionar que las frecuencias de la fuente dipolar son menores a 4 kHz para las cuales la excitación de las ondas flexurales es óptima. En formaciones muy lentas y/o diámetro del pozo grande se recomienda frecuencias menores de 1 kHz, teniendo también la ventaja de que profundiza más, adicionalmente las mediciones ortogonales dipolares permiten determinar directamente la anisotropía de cizalla de la formación

El procesamiento de las formas de ondas de un registro sónico dipolar consiste principalmente de cuatro etapas, o cinco etapas en modo BCR, basadas principalmente en la técnica de la determinación de la coherencia de la lentitud de las formas de ondas (Slowness-Time Coherence – STC):

1. **Muestreo.** Este muestreo depende de la frecuencia de la señal que deseamos registrar y del tipo de modo de adquisición, considerando que la frecuencia máxima de la señal es la frecuencia de Nyquist representada por:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t^3} \quad 2.1.3$$

Para el caso del modo monopolar P & S, estos son adquiridos normalmente con 512 muestras a un intervalo de muestreo 10 μ seg, correspondiendo a una frecuencia de Nyquist de 50 kHz, es una frecuencia segura debido a que el contenido de frecuencia de las llegadas que estimamos tener está entre 5 y 20 kHz. En la figura 2.1.10 b, se observa alguna de las frecuencias de las formas de ondas en una formación rápida.

Para el modo dipolar o monopolar Stoneley, la longitud de la adquisición es de 512 muestras a un intervalo de muestreo de 40 μ seg, correspondiendo a una frecuencia de Nyquist de 12.5 kHz, arriba de las frecuencias de las señales esperadas para las formaciones de baja velocidad

2. **Filtrado de frecuencias.** Se realiza un filtro pasabandas para mejorar la señal de interés de la forma de onda. Se hace antes de la evaluación de STC para reducir ruido y llegadas indeseables y remover los efectos de la corriente directa (DC) en las formas de onda. En el caso de llegadas de ondas dispersivas, como es el caso de la onda flexural, el filtro de bajas frecuencias reduce el efecto de la dispersión y disminuye la corrección que necesita por sesgo de la dispersión.

³ Δt refiriéndose al intervalo de muestreo.

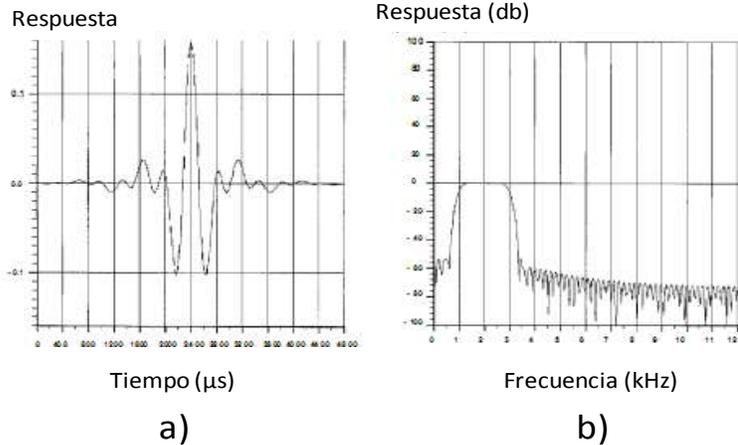


Figura 2.1.8 Filtro pasabandas. a) Respuesta en tiempo, b) respuesta en frecuencia.

3. **Rotación de ejes.** En caso de que se esté usando el modo BCH, es importante hacer la rotación de Alford, para obtener tanto las formas de onda como la orientación de las ondas rápida y lenta. Para cuatro tipo de datos, xx , xy , yx y yy , la rotación matricial es la siguiente:

$$\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix} = R \cdot \begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix} \cdot R^T \quad 2.1.4$$

Donde $\begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix}$ son los datos obtenidos, $\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix}$ son los datos rotados y R es la matriz de rotación y se define como:

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sen\theta \\ -\sen\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad 2.1.5$$

Lo que se desea es conocer el acimut de la onda rápida y por consiguiente determinar la onda rápida y lenta asociada a la información xx y yy . Para esto se varía el ángulo de rotación θ de 0° a 180° y se grafican las formas de onda de la in-line (xx o yy) y las cross-line (xy o yx), cuando la energía de las formas de onda cross-line xy o yx es mínima o se desvanece, significa que el transmisor está alineado en la dirección de la onda rápida o lenta como se observa en la figura 2.1.9. Para resolver las ambigüedades de $\pm 90^\circ$ y saber cuál es el acimut de la onda rápida se observa el tiempo de menor arribo en la in-line en los

ángulos de arribo asociado a las zonas de menor energía en la cross-line, para este ejemplo el acimut de la onda rápida se estimó 152° , figura 2.1.9.

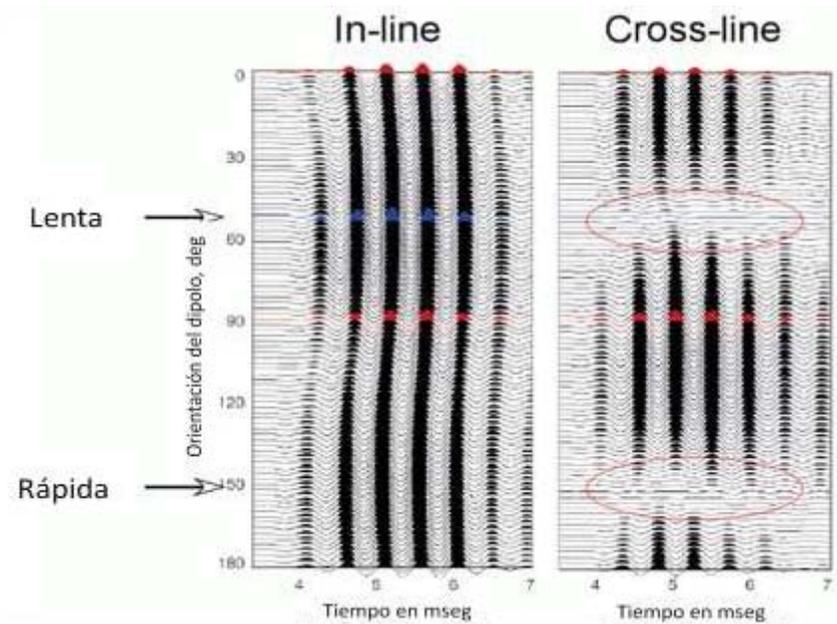


Figura 2.1.9 Determinación del ángulo de rotación rápida para la onda rápida y lenta (Brie, 2001).

- 4. Evaluación de la lentitud.** En el conjunto de las 8 formas de onda registradas en los sónicos dipolares, el tiempo de arribo va aumentando conforme la distancia entre la fuente y el receptor se va incrementando. La pendiente de la línea que se puede hacer a través de las llegadas de las 8 trazas se le conoce como move-out, que representa la lentitud de la onda y se puede expresar en $\mu\text{seg}/\text{pie}$. La figura 2.1.10 a, muestra el move-out para cada tipo de onda, la figura 2.1.10 b, muestra su espectro de amplitud asociado, se observa que para la onda Stoneley está a 2 kHz, la onda de cizalla a 10 kHz y la onda compresional a 15 kHz, aproximadamente.

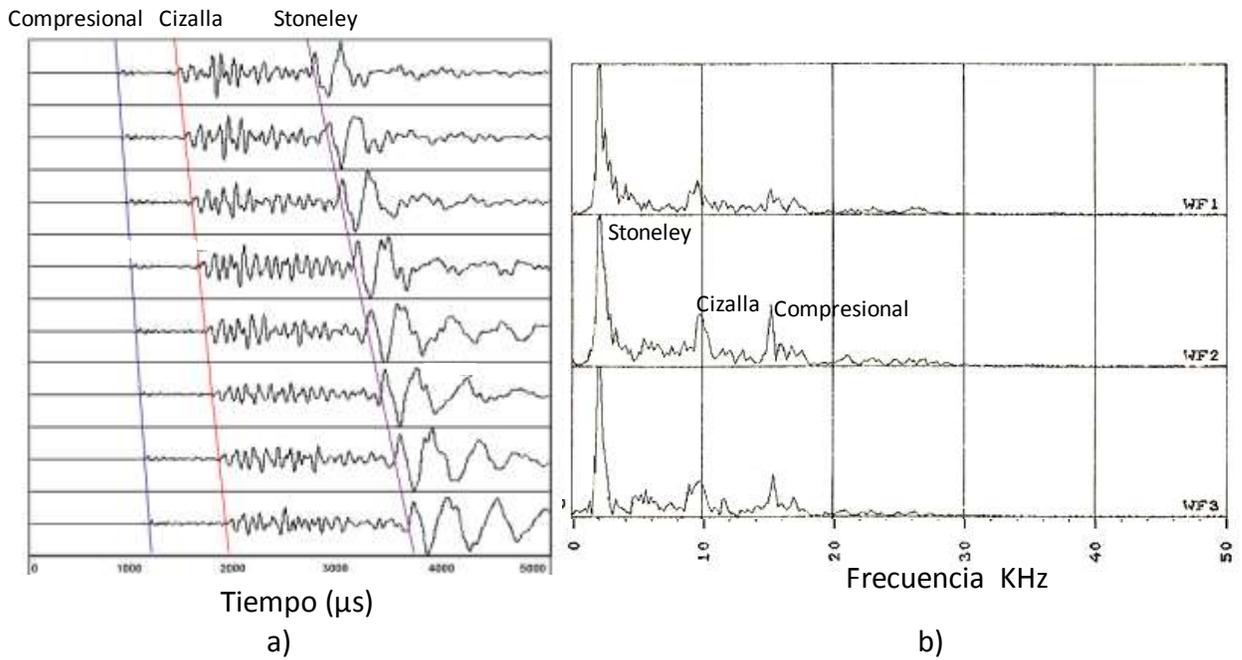


Figura 2.1.10 a) Determinación del move-out en un conjunto de 8 trazas de una fuente monopolar. b) Observa tres espectros de amplitud de las primeras trazas. (Modificada de Brie, 2001)

El proceso de coherencia de la lentitud, STC (Slowness Time Coherence), es una técnica que se basa en la semblanza, donde una ventana de tiempo de longitud dada recorre las formas de ondas en pequeños intervalos superpuestos. Esta técnica busca componentes semejantes a lo largo del move-out en las 8 trazas. Se empieza posicionando una ventana de tiempo en la primera traza, T, después se define un corredor a través del arreglo con un move-out, S, figura 2.1.11.

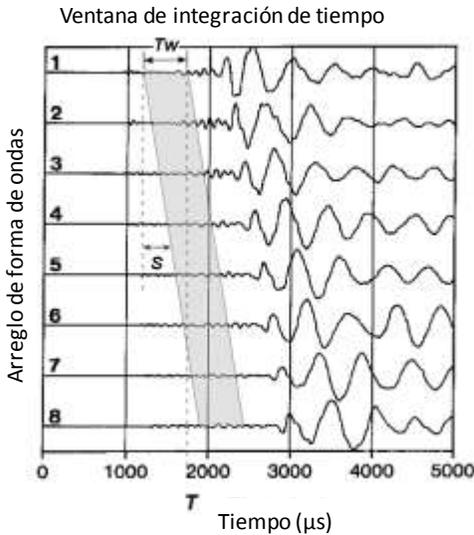


Figura 2.1.11 Principio de la obtención de STC. (Modificado de Brie, 2001)

La energía total o la energía incoherente, E_i , se calcula como la suma del cuadrado de las muestras dentro del corredor (integral):

$$E_i(T, S) = \sum_{i=1}^n \int_0^{T_w} [x_i(t - [T + S(z_i - z_1)])]^2 dt \quad 2.1.6$$

La energía coherente, E_c , es calculada como la suma aritmética de las muestras a la largo del cuadrado del moveout:

$$E_c(T, S) = \int_0^{T_w} \left[\sum_{i=1}^n x_i(t - [T + S(z_i - z_1)]) \right]^2 dt \quad 2.1.7$$

En las ecuaciones anteriores i es el número de la forma de onda (de 1 a 8 formas de onda), x_i es el valor de la muestra de la traza en el tiempo t , T_w es la longitud de la ventana de tiempo, z_i es la profundidad de la forma de onda y T es el tiempo en donde se posiciona el principio de la ventana del corredor.

Cuando la señal de todas las formas de onda dentro de la ventana está perfectamente correlacionada, la energía coherente es igual a la energía total por el número de formas de onda.

La coherencia se define como:

$$Coh(T, S) = \frac{1 E_c(T, S)}{n E_i(T, S)} \quad 2.1.8$$

La coherencia varía entre 0 y 1. El valor de 0 significa que no hay correlación alguna en las llegadas dentro de la ventana. Por otro lado, el valor 1 significa que las componentes de la forma de onda en la ventana están perfectamente correlacionadas.

El cálculo se hace para un rango de move-out, S , para cada posición posible de la venta de tiempo T . Una representación conveniente de los resultados de la coherencia es una gráfica de contornos en función del tiempo y la lentitud, conocido como plano ST (Slowness-Time). En la figura 2.1.12 se muestra el plano ST donde cada punto representa el valor de coherencia para un tiempo y move-out (lentitud) específica. La coherencia tiene valores bajos al menos que el corredor se posicione sobre una onda que se propaga a una lentitud, move-out, dada. Los tres principales picos representan las lentitudes de las ondas compresionales, de cizalla y Stoneley. Este proceso se repite para cada conjunto de formas de onda adquiridos por la herramienta en cada profundidad.

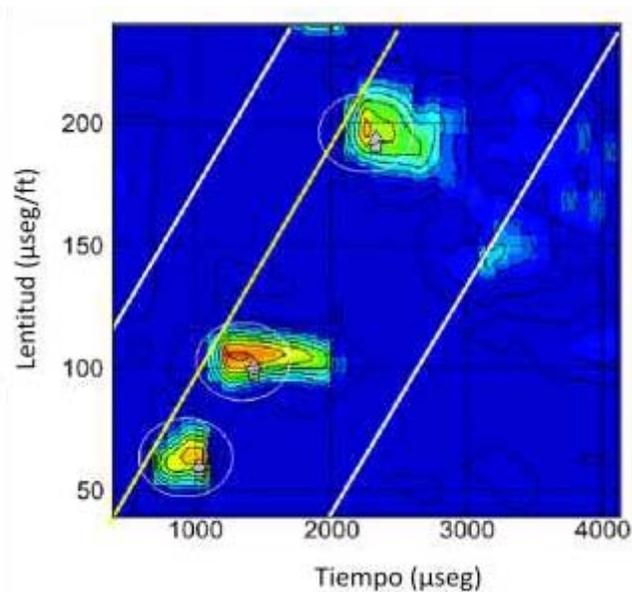


Figura 2.1.12 Plano Tiempo-Lentitud, ST. (Modificado de Brie, 2001)

5. **Corrección por dispersión.** En caso de que las formaciones sean suaves se necesita realizar una corrección, ya que la dispersión de la onda flexural sesga la velocidad de la onda de cizalla. Una fuente dipolar da lugar a una onda flexural, con este modo el movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección de la propagación, por lo que es cercano a la onda de cizalla, sin embargo, la onda flexural es dispersiva i.e. que la velocidad de la onda va depender de la frecuencia. Para hacer estas correcciones, pueden usarse dos métodos debidas a la dispersión.

- Procesar las formas de onda con la técnica tradicional no dispersiva, como el STC, en una frecuencia estrecha para minimizar a dispersión y después aplicar una corrección debido a la tendencia de la dispersión.

Para comprender mejor este proceso es importante entender las curvas típicas de la dispersión de la lentitud para la onda flexural como se muestran en la figura 2.1.13. Cada curva en las frecuencias bajas tiene la lentitud de la onda de cizalla y se vuelve cada vez más lenta conforme la frecuencia aumenta. En frecuencias bajas la dispersión es pequeña, pero la energía de la onda es poca por lo que si se filtra en ese rango de frecuencias habrá poca señal para analizar. La amplitud máxima de la onda flexural se

encuentra en el punto de inflexión, el cual dependerá del diámetro del pozo, de la longitud de la onda, así como de la lentitud de la formación. En la figura 2.1.13 se muestra una curva de dispersión tomando en cuenta un pozo de diámetro de 8.5 in (21.59 cm) donde la máxima amplitud de la onda flexural estaría alrededor de los 2 kHz en las formaciones lentas y entre los 5 kHz en las formaciones rápidas.

Por lo que el procedimiento óptimo para evaluar la lentitud de cizalla de una medición en un dipolo es evaluar la onda flexural en las frecuencias suficientemente bajas para minimizar la dispersión pero a su vez lo suficientemente altas para tener una buena señal y una relación ruido-síñal

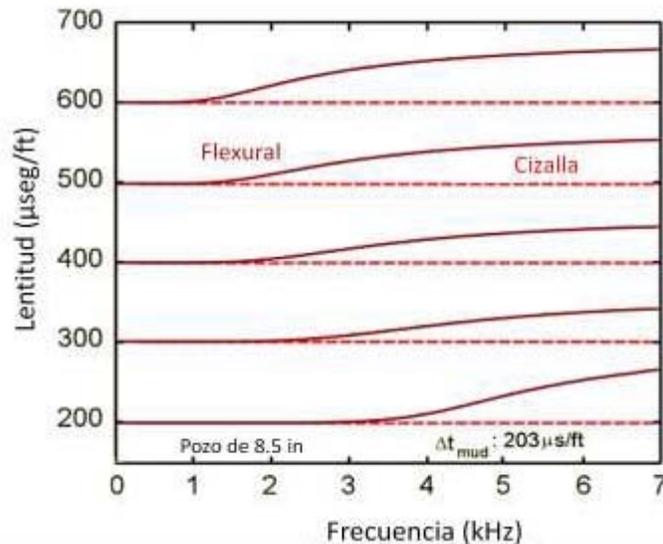


Figura 2.1.13 Curva de dispersión de la onda flexural en un pozo de 8.5 in. (Modificado de Brie, 2001)

Como ejemplo en la figura 2.1.14 se observa que la lentitud de la onda de cizalla es de 300 µseg/pie, y la energía máxima de la onda flexural se encuentra en el punto de inflexión a 2 kHz. En frecuencias bajas la dispersión es pequeña, pero hay poca señal para analizar. La amplitud de la onda flexural es máxima en el punto de inflexión, el cual depende del tamaño del pozo y de la longitud de onda, así como de la lentitud de la formación.

Si se procesara todo el espectro con STC podría resultar en un pico de la coherencia alrededor de 318 $\mu\text{seg}/\text{pie}$. Sin embargo, al aplicar un filtro pasabandas de 1 a 2 kHz a la forma de onda, la máxima amplitud de la señal será a 1.6 kHz y en el proceso de STC se verá el pico de la coherencia a una lentitud de 308 $\mu\text{seg}/\text{pie}$. La dispersión remanente, 8 $\mu\text{seg}/\text{pie}$, será corregida por tablas. Las tablas de corrección por sesgo, se han establecido para todas las lentitudes de las formaciones y para los tamaños del pozo.

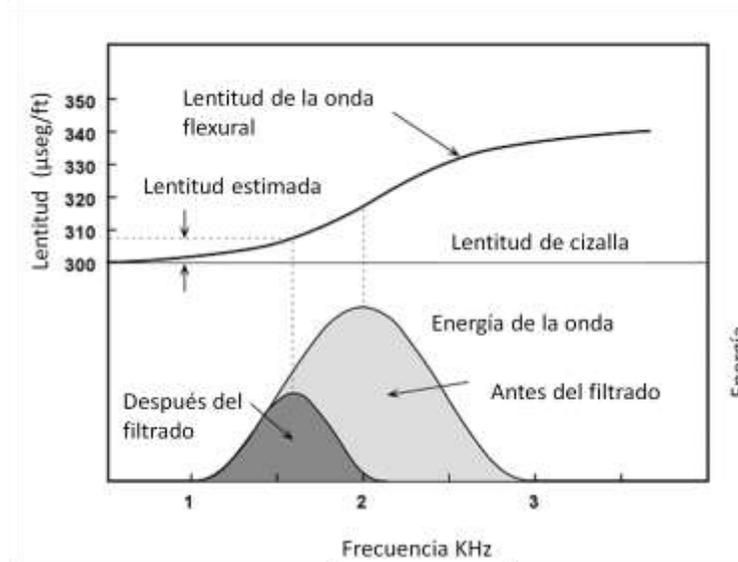


Figura 2.1.14 Principio de un proceso no dispersivo filtrando a bajas frecuencias. (Modificado de Brie, 2001)

Procesar las formas de ondas dispersivamente i.e. analizar la onda dispersiva haciendo uso de la información de la onda flexural. Este proceso necesita las gráficas del modelo de dispersión contra la frecuencia y se basa en que la curva de dispersión depende de la velocidad de cizalla. Este proceso usa la técnica de máxima verosimilitud o mínimos cuadrados, haciendo que el modelo de la curva de dispersión se apegue a moveout del plano ST, tomando en cuenta las condiciones del pozo. Para este proceso se necesitan las gráficas del modelo de dispersión contra la frecuencia. Debido a que la curva de dispersión depende de la lentitud de cizalla de la formación, la curva depende del plano ST.

2.1.3 Aplicaciones

Las aplicaciones actuales de los sónicos dipolares se están incrementando de acuerdo al conocimiento de los efectos de la propagación de las ondas sísmicas a través de las formaciones y con el avance tecnológico de las herramientas y sus procesamientos. Las aplicaciones son las siguientes:

- **Predicción de zonas sobrepresurizadas.** Una vez que se tiene una curva de la tendencia de velocidad de la velocidad P, las zonas que tengan una menor velocidad de la tendencia indican que hay alguna anomalía asociada principalmente a zonas de sobrepresurización, las cuales están asociadas a zonas que no han permitido la expulsión de los líquidos en las formaciones durante el proceso de compactación y por consiguiente tienen una mayor presión. En conjunto con la velocidad de la onda S, puede ayudar a discriminar si esta disminución de la velocidad de la onda P, es debido a la sobrepresurización o a otros factores.
- **Análisis de propiedades mecánicas.** Con el DSI se obtiene información cuantitativa de los módulos elásticos dinámicos como son el coeficiente de Poisson, el módulo de Young, módulo de cizallamiento y módulo de Compresibilidad (Bulk).

Tabla 2-1 Módulos elásticos dinámicos obtenidos por medio del tiempo de tránsito.

ν	Coeficiente de Poisson	$\frac{\text{Deformación lateral}}{\text{Deformación longitudinal}}$	$\frac{\frac{1}{2} \left(\frac{DTS}{DTC} \right)^2 - 1}{\left(\frac{DTS}{DTC} \right)^2 - 1}$
G	Módulo de cizalla	$\frac{\text{Esfuerzo aplicado}}{\text{Distorsión angular}}$	$\frac{\rho_b}{DTS^2} \cdot a$
E	Módulo de Young	$\frac{\text{Esfuerzo uniaxial aplicado}}{\text{Deformación normal}}$	$2G(1 + \nu)$
K_b	Módulo de compresibilidad	$\frac{\text{Presión hidrostática}}{\text{Deformación volumétrica}}$	$\rho_b \left(\frac{1}{DTC^2} - \frac{4}{3DTS^2} \right) \cdot a$

- **Evaluación de las formaciones.** En una gráfica V_p/V_s contra V_p , se puede clasificar la litología de una forma rápida. En la figura 2.1.15 se muestran las velocidades de la onda P (V_p) y onda S (V_s) determinados por registros en el campo Medicine River en Alberta, mostrando una tendencia de los datos para formar grupos que se correlacionen con litología⁴.

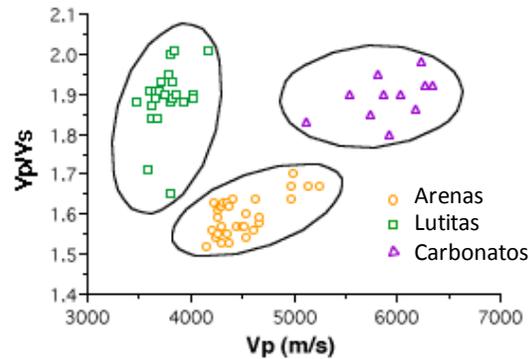


Figura 2.1.15 Estimación de litologías a partir de la relación V_p/V_s vs V_p ⁴.

Otra técnica que nos puede ayudar a discriminar porosidad y saturación de gas es graficando V_p/V_s contra Δt_c , figura 2.1.16. Se puede interpretar que el Δt_c está en función de la porosidad, ya que a mayor porosidad mayor lentitud. En esta gráfica además de poder definir cinco zonas en las que se pueden clasificar las formaciones: rápidas, intermedias, lentas, muy lentas y extremadamente lentas, como se muestran en la figura 2.1.16; se puede identificar la saturación de gas, ya que las velocidades de las ondas compresionales son más sensibles a la presencia de gas, por lo que si tuvieran gas estarían por debajo de la tendencia de la curva de las arenas mojadas, ya sean en agua o aceite. La tendencia de las arenas mojadas (curva azul) muestra un incremento en los valores de la relación V_p/V_s debido a decremento de la velocidad de la onda de cizalla y esto a su vez debido a que las ondas de cizalla sólo se propagan por la matriz y no por el fluido.

⁴ Tomado de <http://www.crewes.org/ResearchLinks/ConvertedWaves/page3.php>



Figura 2.1.16 Gráfica de Δt vs V_p/V_s . La clasificación de las formaciones dependiendo de su consolidación. La curva azul muestra la tendencia de las arenas mojadas, la línea verde muestra la tendencia de las lutitas. En líneas rectas se puede observar la caliza que está en valores de 2.87 (azul claro), la dolomita que está en valores de 1.8 (amarillo). El cuarzo (azul) y el gas (rojo) tienen valores de 1.5, mientras la sal (violeta) está alrededor de 1.7. Modificado de Brie, 2001.

Existe un método de interpretación basado en los diagramas en triángulo, figura 2.1.17, donde se muestran las cuatro caras de un tetraedro, para cuatro componentes: arenas (SS), lutitas (SH), rocas carbonatadas (CO_3) y sedimentos saturados de gas (GAS). Las relaciones V_p/V_s , que se usan para la interpretación de este diagrama, se asume que son generales, las cuales son: para arenas “puras” es de 1.7, para sedimentos saturados de

gas 1.5, para carbonatos 1.85 (promedio entre las dolomitas de 1.8 y la caliza de 1.9), y para las lutitas 2.2⁵.

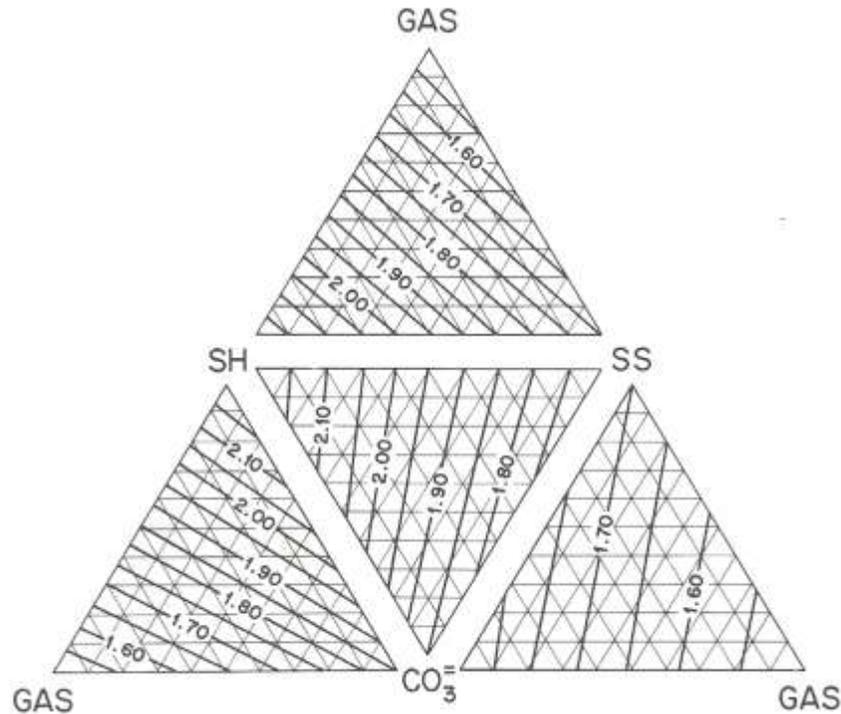


Figura 2.1.17 Diagrama del en triángulos, cada vértice corresponde al 100% de cada componente. Las líneas gruesas corresponden a los valores de la relación V_p/V_s , las líneas más delgadas son el porcentaje del porcentaje de los componentes del triángulo. (Dohr, 1985)

Una vez teniendo este diagrama podemos estimar la composición de las formaciones, la aplicación más inmediata es poder localizar zonas que contengan gas con una simple gráfica de la relación V_p/V_s , donde los valores que tiendan a estar cerca de los valores de 1.5 serán indicio de zonas de gas. Como ejemplo se encuentra un pozo en Sutton County, Texas, figura 2.1.18, donde la relación V_p/V_s sugiere que hay gas y se correlaciona bien con el registro de temperatura (Dohr, 1985).

⁵ La relación V_p/V_s tiene que ser calibrada para cada región.

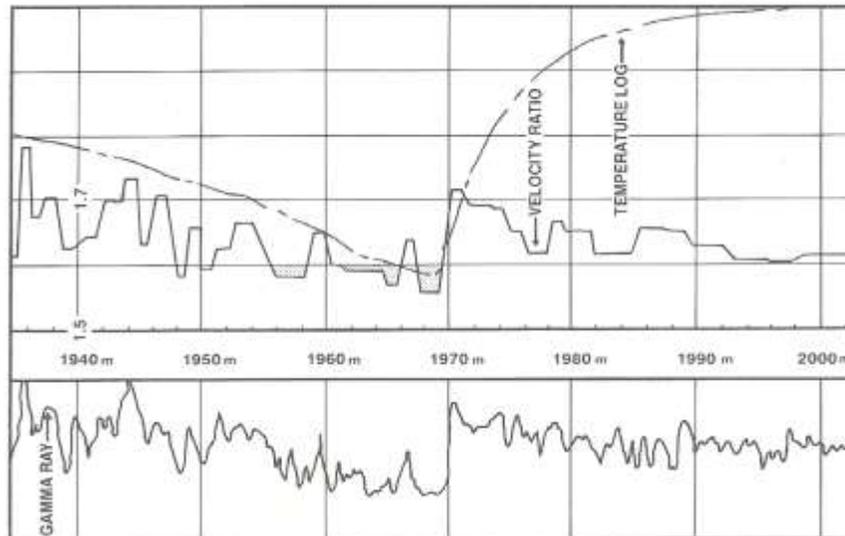


Figura 2.1.18 Registro de temperatura, rayos gamma y relación V_p/V_s . La zona achurada son las zonas que tienen mayor probabilidad de tener gas basándose en la relación V_p/V_s (Dohr, 1985)

- **Reforzamiento a la interpretación.** Por medio de los registros de densidad y de las velocidades V_p y V_s podemos crear sismogramas sintéticos y correlacionarlos con la sísmica de superficie. Se pueden calibrar los datos del análisis del AVO.
- **Evaluación de fracturas y permeabilidad.** Esto se lleva a cabo por medio de la onda Stoneley, ya que cuando la onda Stoneley⁶ se propaga en las formaciones permeables su energía va atenuando. Cuando la onda se propaga en una fractura que interseca el pozo, cierta parte de la energía se refleja debido al alto contraste de impedancia acústica creada por la fractura, además de que se ve atenuada; la relación entre la energía reflejada y la energía incidente se correlaciona con la apertura de la fractura. Esta técnica funciona bien en formaciones duras.

⁶ Stoneley observó las ondas que se propagaban en la interfaz existente entre dos sólidos y notó un tipo similar de la onda de superficie. El caso particular correspondiente a un pozo lleno de fluido, interfaz sólido-líquido, fue descrito por Scholte. Sin embargo las ondas que se propagan en la interfaz fluido –pozo se conocen como ondas Stoneley (Haldorsen et al, 2006).

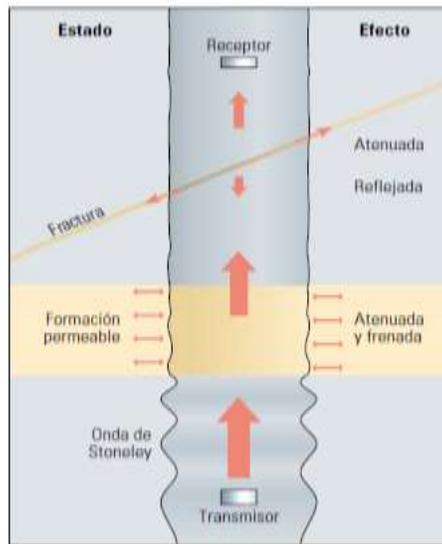


Figura 2.1.19 Esquema de los efectos de una zona permeable y una fractura (Haldorsen et al, 2006).

- **Estudio de la atenuación.** Uno de los métodos más utilizados en sismología ha sido el método de normalización de coda, el cual permite calcular la atenuación de la coda (Q_c^{-1}) utilizando relaciones entre las envolventes de onda-S directas y de coda.

La atenuación de coda Q_c^{-1} empíricamente caracteriza el decaimiento exponencial de la amplitud de la envolvente de la coda con el incremento del tiempo. Como fue reportado por Rautian & Khalturin (1978) para una región dada, la coda-S tiene un decaimiento común para un lapso mayor que dos veces el tiempo de viaje de onda-S. La forma de esta curva de decaimiento se cuantifica usando un parámetro conocido como atenuación de coda. La atenuación de coda es comúnmente medida en un ancho de banda de un octavo, filtrando los sismogramas (Tsujiura, 1978). Dado que en la propagación de ondas en pozo además de reflexiones ocurren fenómenos de refracción, es decir propagación de ondas guiadas y/o de tubo, será importante medir el decaimiento de cada fase por separado.

A continuación se presenta un nuevo método propuesto por Ávila-Carrera para extraer la atenuación de la coda Q_c^{-1} a partir del micro-sismograma para las fases guiadas de Pseudo-Rayleigh y de Stoneley. Estas fases tienen un rango de observación que garantiza su propagación e interacción con las heterogeneidades de la formación:

-
-
1. Del registro continuo contra profundidad de los micro-sismogramas de primer receptor (registro VDL), seleccionar un intervalo de interés en donde se observe buena calidad en la adquisición y una buena continuidad vertical.
 2. Es conveniente observar los registros seleccionados de manera gráfica y calcular su espectro de amplitudes por medio de la aplicación de la transformada rápida de Fourier. Esto permitirá identificar las frecuencias características de propagación de los distintos modos útiles para el filtrado posterior.
 3. Realizar el apilamiento de una serie de 10 o 12 micro-sismogramas con una alineación vertical que busque concentrar la aparición de las diferentes fases de propagación y concentrar su efecto.
 4. Realizar el filtrado del micro-sismograma apilado a la frecuencia característica de la fase que se desea estudiar. Para ondas Pseudo-Rayleigh filtrar en alta frecuencia (12 kHz). Stoneley filtrar a baja frecuencia (1.5 kHz). Recordar que la fuente monopolar es disparada a los 12 kHz.
 5. Obtener la envolvente MS y/o RMS del micro-sismograma filtrado.
 6. Establecer la ventana de observación del intervalo de tiempo en el que se identifica el decaimiento de la amplitud de la fase estudiada.
 7. Realizar el promedio móvil de las amplitudes sobre varios ciclos de la señal y graficar su logaritmo.
 8. Calcular el gradiente de decaimiento por medio de un ajuste con el método de mínimos cuadrados o de regresión lineal. La pendiente del mejor ajuste de los datos corresponderá al valor de la atenuación de la coda de la fase correspondiente aislada en tiempo y frecuencia.

Una vez calculadas las atenuaciones de coda de las fases Pseudo Rayleigh Q_{cPR}^{-1} y de Stoneley Q_{cSt}^{-1} se pueden asignar los valores estimados a la profundidad o CDP correspondiente y así establecer las curvas de atenuación de coda contra la profundidad en un registro más que puede ser presentado en una pista extra de los registros sísmicos.

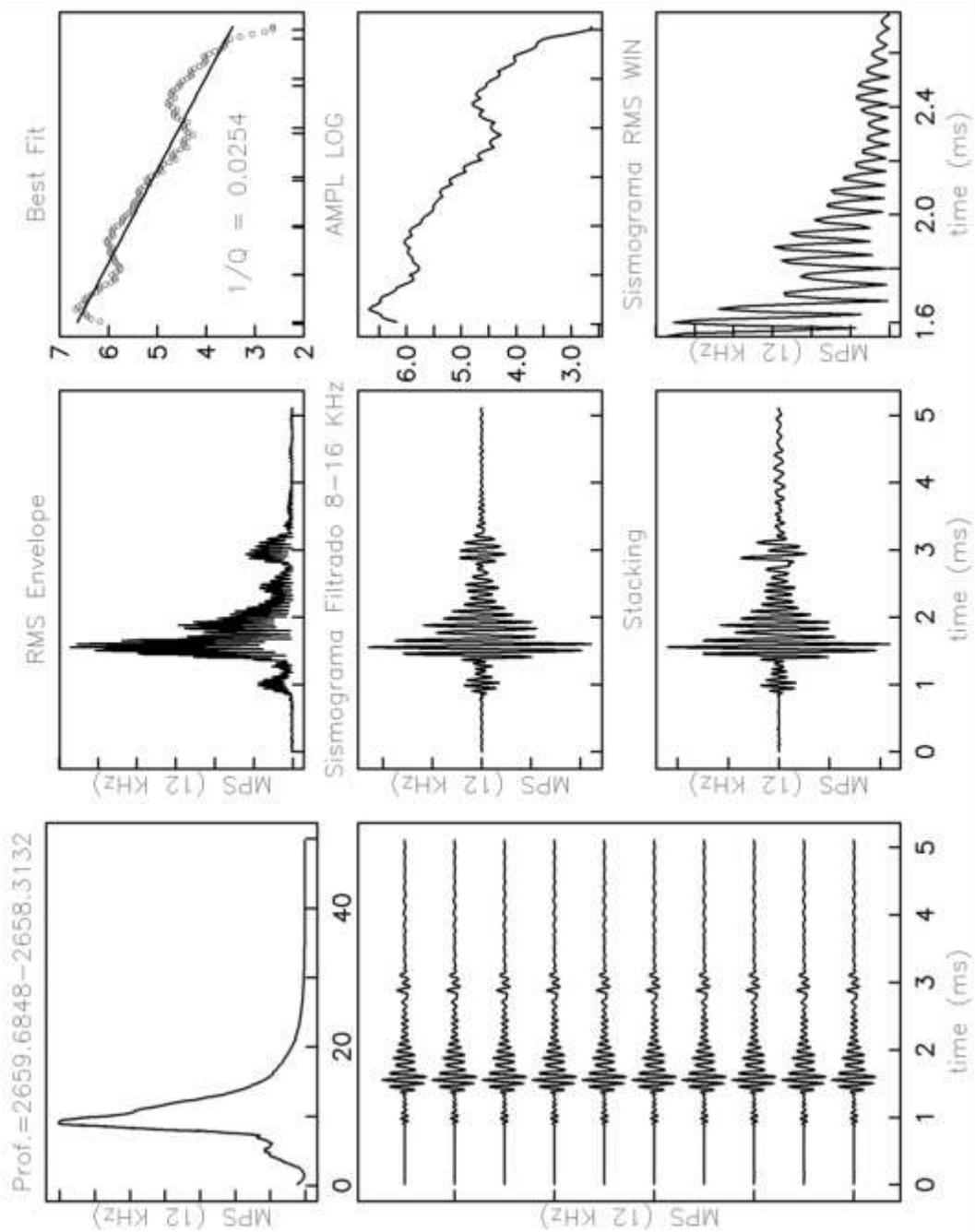


Figura 2.1.20. Esquemización del método propuesto. Los pasos 1) a 8) se pueden correlacionar con las graficas de izquierda a derecha y de abajo a arriba. Se muestran los micro-sismogramas filtrados para ondas de Pseudo-Rayleigh a 12 kHz y de Stoneley a 1,5 kHz. (Ávila, 2004)

El método además de ofrecer una alternativa de cálculo de la atenuación intrínseca del material, logra separar el fenómeno de dispersión geométrica por utilizar la información proveniente de un solo receptor.

- **Estudio de anisotropía en las formaciones.** Podemos definir a la anisotropía como la variación de una propiedad física, que depende de la dirección en la cual es medida. En el caso de la anisotropía acústica la propiedad física son las velocidades de propagación en las direcciones del medio. En general la medida de la anisotropía acústica requiere de la observación de la propagación de las ondas a diferentes direcciones de un medio dado.

Usualmente se considera que la velocidad de las ondas tienen la misma velocidad en todas direcciones, pero en algunas rocas la velocidades cambian con forme la dirección. Esto tiene diferentes causas, ya sea por la alineación de ciertos minerales, alineación de fracturas, por la posición de las capas, entre otras; a estos cambios de velocidad se les conoce como anisotropía elástica. Este tipo de anisotropía ha sido ignorada, ya que sólo cambia la velocidad de un 3 a un 5 %, aparte de que no se había comprendido del todo.

Con los avances que se tienen de la adquisición y del procesamiento, ya no se puede seguir ignorando la anisotropía. Los dos requerimientos, simplificados, para notar la anisotropía en un medio son:

1. Que el medio tenga una alineación preferencial.
2. Que la anisotropía sea de una escala menor a la que se mide.

Con el segundo requerimientos se da a entender que la anisotropía debe ser estudiada con longitudes de onda mayores a la escala de variación.

La alineación, simplificándola, podemos tenerla tanto vertical como horizontal: Isotropía transversal con el eje de simetría vertical, TIV (Transversely isotropic with a vertical axis of symmetry), un ejemplo de este tipo de anisotropía se da en capas estratificadas, donde las ondas viajan más rápido horizontalmente. Isotropía transversal con un eje de simetría

horizontal, TIH(Transversely isotropic with a horizontal axis), un ejemplo es una capa con un plano de debilidad, como pueden ser fracturas. Igualmente en el plano de debilidad las ondas viajan más rápido, figura 2.1.21.

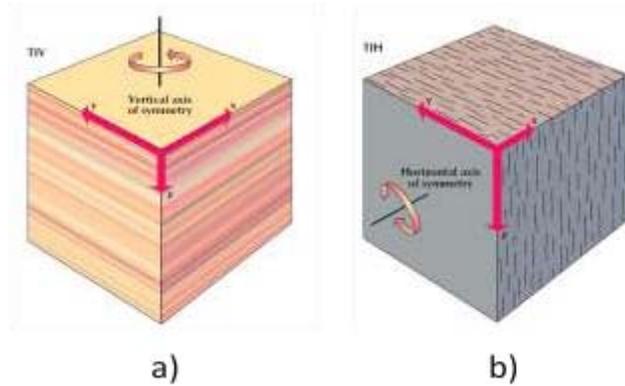


Figura 2.1.21 Tipo de alineaciones simplificadas. a) TIV, b) TIH (DSI Schulmberger, 2004)

En caso de tener estructuras más complejas se puede entender como la superposición de efectos.

En un medio anisótropo, la dirección de la partícula y la propagación de la onda P son cercanamente la misma; mientras que para la onda S se polariza, obteniendo una onda rápida (plano de las fracturas) y una lenta (perpendicular al plano). A este fenómeno se le conoce como separación de las ondas de cizalla o birrefringencia de la onda de cizalla. Esto sucede cuando una onda S se propaga perpendicularmente en un medio anisotrópico, i.e. horizontalmente a través de un medio estratificado o verticalmente en un medio fracturado. Por esta razón, se mide mejor con la onda de cizalla que con la compresional, ya que para medir anisotropía con una onda compresional se necesitarían medir la onda a diferentes acimuts, mientras que con la onda de cizalla con una sola trayectoria nos daría la información necesaria, figura 2.1.22.

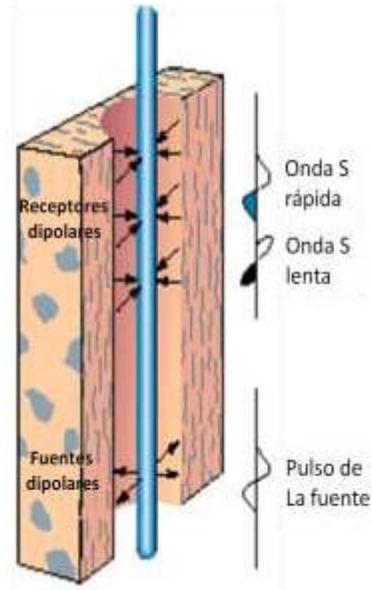
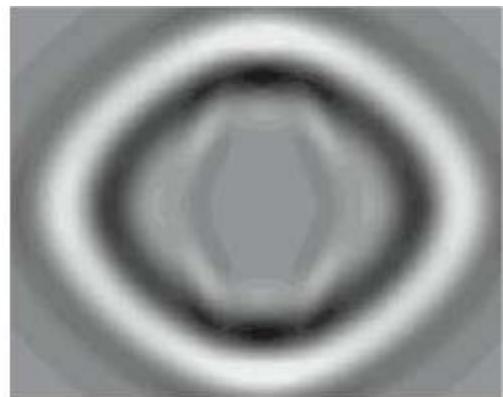


Figura 2.1.22 Esquema de la separación de las ondas debido a las fracturas (DSI Schulmberger, 1995).

Ejemplos prácticos de anisotropía se pueden observar cuando se compara los frentes de onda que se propagan en el agua considerada como un medio isotrópico y el modelado de propagación de ondas en medios anisotrópicos, figura 2.1.23.



a)



b)

Figura 2.1.23 Frentes de onda de: a) Medio isotrópico, agua. b) Medio anisotrópico, simulación. (Armstrong, 1994).

Otro ejemplo de anisotropía se observa en el tránsito vial, figura 2.1.24, cuando se indica la dirección preferencial de alguna de las calles donde se permite a los automóviles ir una

velocidad mayor en promedio ya sea porque es una avenida, por ser las principales, que en la dirección no preferencial ya que no presentan obstáculos por lo que se tenga que disminuir la velocidad.



Figura 2.1.24 Esquema de anisotropía en la ciudad, debido a una preferencia vial.

En un bosque identificar la anisotropía depende de la escala con que se mide, es importante la escala de acercamiento de la visión del bosque, por que estando dentro del bosque se ven ramas en todas las direcciones, hojas de diferentes tamaños, troncos chuecos, en este caso no se observa ninguna dirección preferencial, sino que pareciera un medio isotrópico con heterogeneidades, figura 2.1.25 a. Sin embargo si se aleja lo suficiente se puede observar la anisotropía debido a los troncos de los árboles debido a que todos los troncos tienen una dirección preferencial vertical, figura 2.1.25 b.



Figura 2.1.25 La importancia de la escala para la anisotropía a) La escala de la anisotropía del bosque es mayor a la que se observa, por lo que a esta escala pareciera que fuera un medio isotrópico con heterogeneidades b) La escala de la anisotropía del bosque es menor a la que se observa, por lo que a esta escala se aprecia la anisotropía de bosque.

El fenómeno de la separación de las ondas rápidas y lentas, también conocido como birrefringencia, se presentan en las calcitas, figura 2.1.26, donde el efecto óptico de la doble refracción debido a su sistema trigonal crea dos imágenes de objeto que se ven a través de la calcita por efectos de cambio de velocidad de la luz en el cristal que podríamos asociar a una velocidad lenta y rápida.

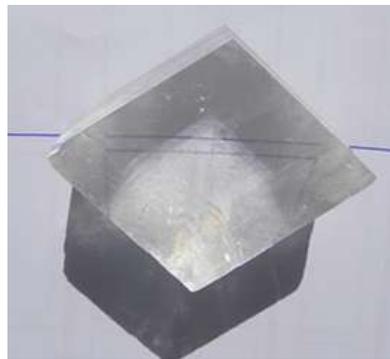


Figura 2.1.26 Efecto de la birrefringencia en una calcita.

Puede haber cuatro formas de medir la anisotropía por medio de los registros sísmicos, que se complementan para la identificación de la anisotropía en las formaciones, en general las 3 primeras formas explicadas a continuación se muestran generalmente en los registros.

La primera de ellas es por medio de la diferencia de las lentitudes de la onda de cizalla, da una medición cuantitativa de la anisotropía basada en la lentitud:

$$SLOANI = \Delta t_{sLenta} - \Delta t_{sRápida} \quad 2.1.9$$

La segunda es cuantificar en un porcentaje la diferencia de los tiempos de tránsito entre la onda de cizalla lenta y la rápida, entre su promedio, multiplicado por cien para obtener el porcentaje, es un indicador robusto y cuantitativo:

$$TIMANI = \frac{(Dt_{slow} - Dt_{fast}) * 100}{0.5 * (Dt_{slow} + Dt_{fast})} \quad 2.1.10$$

La tercera es anisotropía basada en la energía, que es la energía en las formas de onda en la componente no alineada con la fuente. En una formación isotrópica la anisotropía basada en la energía sería cero, mientras que en formaciones anisotrópicas dependerá del grado de anisotropía. Se calculan dos curvas: la energía mínima y la energía máxima. La energía mínima se calcula en la componente no alineada a la fuente cuando los ejes de la medición de la herramienta están alineados a los ejes de la anisotropía de la formación. La energía máxima mide la cantidad o la intensidad de la anisotropía, midiendo tanto la lentitud como la amplitud de la onda rápida y lenta.

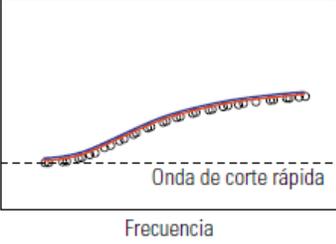
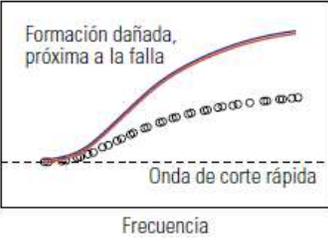
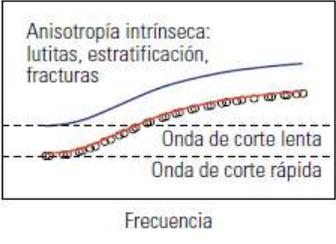
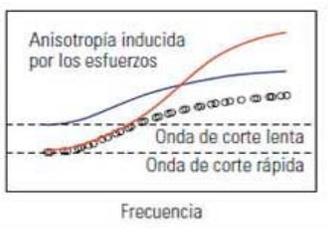
La cuarta forma de medir la anisotropía es por medio de las curvas de dispersión, éstas se pueden usar para clasificar la anisotropía y la heterogeneidad de las formaciones. Este método se basa en comparar las curvas de dispersión de las lentitudes de la onda S lenta y la onda S rápida, en los campos cercanos y lejanos al pozo. Generalmente las frecuencias altas se asocian a la proximidad del pozo i.e. campo cercano, mientras que las bajas frecuencias se asocian al campo lejano. La profundidad de penetración es proporcional a la longitud de la onda i.e. $\lambda=v/f$, la velocidad y la frecuencia dependerán de la formación y del tamaño del pozo. Generalmente el campo cercano es $\frac{1}{2}$ del diámetro del pozo, mientras que el campo lejano es de 2 a 3 veces el diámetro del pozo, e.g. si se tiene un pozo de 12

pulgadas, su campo cercano será de 6 pulgadas y su campo lejano será de 24 a 36 pulgadas. Para la mayoría de las formaciones el campo cercano se encuentra en las frecuencias entre 4-7 kHz y el campo lejano en frecuencias entre 1-3 kHz aproximadamente (Donald et al, 2008).

En la tabla 2-2 se muestra un medio isotrópico homogéneo⁷ extremo superior izquierdo, las curvas de dispersión observadas para las ondas flexurales registradas en los receptores ortogonales, azul (onda flexural lenta) y rojo (onda flexural rápida), se ajustan a la curva de dispersión de la onda flexural modelada, círculos negros. En una formación isotrópica heterogénea como las formaciones que han experimentado daño inducido por la perforación y que están próximas a las falla, las dos curvas de dispersión son idénticas aunque presentan mayor lentitud con el incremento de la frecuencia que la dispersión modelada para una formación homogénea isotrópica; la mayor lentitud con el incremento de la frecuencia indica que la región vecina al pozo se ha vuelto más lenta, un signo de daño alrededor del pozo. En formaciones anisotrópicas homogéneas, como el que posee anisotropía intrínseca (lutitas, formaciones fracturadas), la curva de dispersión de la onda flexural rápida, rojo, se ajusta al modelo isotrópico homogéneo, mientras la curva de dispersión de onda flexural lenta (azul) posee la misma forma pero se traduce en lentitudes más altas, en este medio las dos curvas de dispersión de las ondas flexurales se cruzan; este fenómeno es el resultado de la concentración de esfuerzos en la región vecina al pozo e indica la existencia de anisotropía inducida por esfuerzos (Arroyo et al 2006).

⁷ Una formación homogénea es aquella que posee una velocidad uniforme es decir que la velocidad es independiente de la ubicación. Una formación isotrópica es aquella en que la velocidad es independiente de la dirección de la propagación.

Tabla 2-2 Esquemas de las curvas de dispersión de las ondas flexurales según el medio⁸.

Medio	Homogéneo	Heterogéneo
Isotrópico		
Anisotrópico		

En el siguiente ejemplo se muestra el pozo Cuitlahuac-832 de Pemex, que muestra zonas de isotropía y diferentes grados anisotropía. La zona A es una zona isotrópica y se puede ver una congruencia de las diferentes mediciones de anisotropía, tanto la anisotropía basada en el tiempo, la anisotropía basada en la lentitud, la anisotropía basada en la energía y la de las curvas de dispersión; en las tres primeras no tiene gran diferencia entre los tiempos de arribo ni de las lentitudes.

La zona B es una zona anisotrópica, esto se puede ver fácilmente en el registro tanto basado en la anisotropía por tiempos, lentitudes y energía, se observa que la magnitud de la anisotropía es aproximadamente de 8%; sin embargo, para saber de qué tipo de anisotropía estamos hablando se tiene que hacer el estudio por medio de las gráficas de dispersión, i.e. frecuencia vs lentitud, para las ondas flexurales. Con éstas, se observa que

⁸ Tomado de Arroyo et al 2006, "Imágenes de la pared del pozo y sus inmediaciones"

se trata de una anisotropía heterogénea debido a que la curva dispersiva de la onda rápida se cruza con la onda lenta a frecuencias mayores. El ángulo en el cual se correlacionan las ondas rápidas, i.e. del esfuerzo máximo⁹, es de 40° al NE (Arroyo et al, 2006)

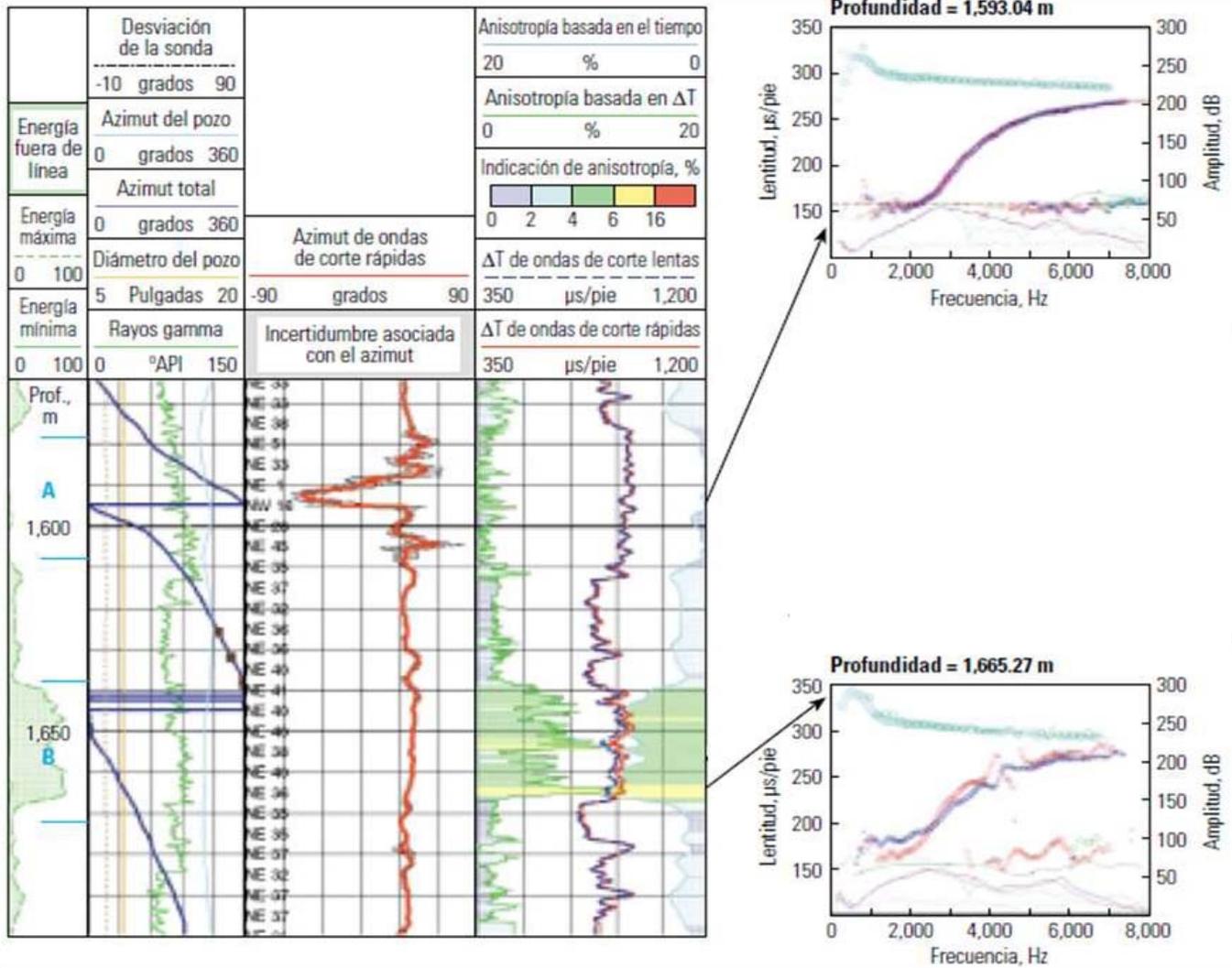


Figura 2.1.27 Registro del pozo Cuitlahuac-832. En la zona B se observa anisotropía basado en la energía, en el tiempo y velocidad. Al ver las curvas d dispersión a la profundidad de 1,665.27 se observa el cruce de la curva de la onda flexural rápida (roja) con la lenta (azul) interpretándose como anisotropía debido a esfuerzos (Modificado de Arroyo et al, 2006)

⁹ Las ondas se corte viajan más rápido cuando se polarizan en la dirección del esfuerzo horizontal máximo y más lentamente cuando se polarizan en la dirección del esfuerzo horizontal mínimo.

La información sobre la anisotropía también es necesaria en situaciones cuando se requiere conocer la mecánica de las rocas como son: en las operaciones de perforación direccional, perforación en áreas tectónicamente activas, diseño de disparos orientados, planeación de operaciones de fracturamiento hidráulico y desarrollo de planes de recuperación por mantenimiento de presión; todos ellas requieren un conocimiento adecuado de la anisotropía elástica.

2.2 VSP multicomponentes

El Perfil Sísmico Vertical (VSP, Vertical Seismic Profile) es una medición de pozo utilizado para obtener información de propagación de ondas efectuando un muestreo en profundidad más fino y grabando el tren de ondas completo, esto puede ayudar a correlacionar los datos de sísmica de superficie, mejorar la señal, suprimir el ruido durante el procesamiento de los datos sísmicos de la superficie adquiridos en la misma área, mejorar la calidad de los nuevos levantamientos o los existentes y restaurar las amplitudes verdaderas en los datos procesados; además puede ayudar a una mejor ruta de perforación, reduciendo el riesgo en la perforación y predecir a que profundidad se encuentran los siguientes horizontes por debajo de la profundidad total.

La adquisición del VSP en tres componentes permite registrar las ondas compresionales en su totalidad independientemente de su dirección de la propagación, esto es importante para los casos de pozos desviados u objetivos sísmicos con echados altos. También es posible registrar las ondas de cizalla, calcular su polarización vertical y horizontal obteniendo secciones sísmicas de onda cizalla.

De la obtención simultánea de los campos de onda compresional y de cizalla, así como de los ángulos de arribo para cada campo de onda es posible elaborar una interpretación más completa y confiable.

2.2.1 Principios

2.2.1.1 Tipos de VSP

Generalmente cuando se habla de VSP se refiere a una medición en un pozo vertical usando geófonos en el pozo y una fuente en la superficie cerca del pozo, comúnmente un vibrador para fuentes de tierra y pistolas de aire para ambientes marinos.

Sin embargo se puede hablar principalmente de 7 tipos de VSP cada uno con ventajas y propósitos diferentes.

-
1. **Sin desplazamiento (Zero Offset):** es un VSP convencional en el cual la fuente se posiciona cerca del pozo, por lo que se considera que está arriba de los receptores los cuales se encuentran en el pozo. Suele usarse generalmente para: análisis de velocidades, correlación de la sísmica de superficie con la del pozo, incremento de la resolución a profundidad, calibración del registro, operador de deconvolución, estimación de la porosidad, estimación de la profundidad, estimación de la permeabilidad, etc. Figura 2.2.1 a)
 2. **Con desplazamiento (Offset):** es un tipo de VSP en el cual la fuente se localiza con un desplazamiento del pozo. Esto permite obtener una imagen 2D a una cierta distancia del pozo. Figura 2.2.1 b)
 3. **Con desplazamiento lineal (Walkaway):** es un tipo de VSP en el cual la fuente se va moviendo progresivamente con un mayor desplazamiento mientras los receptores se mantienen en una posición. Dando una sección sísmica 2D con una cobertura más continua que el VSP con desplazamiento (offset). Figura 2.2.1 c)
 4. **De incidencia normal (Walkabove):** también conocido como VSP de incidencia vertical, es un tipo de VSP donde la geometría se acomoda a los pozos desviados. Cada receptor se encuentra en diferente posición lateral con una fuente en la superficie colocada por encima de cada receptor. Da una imagen sísmica de alta resolución por arriba de la trayectoria del pozo. Figura 2.2.1 d)
 5. **Proximidad de sal:** es un tipo de VSP que ayuda a definir la geometría del pozo, la fuente generalmente se coloca por arriba del domo salino y los receptores en el pozo. Esta técnica toma la ventaja que las ondas viajan más rápido en la sal que en los sedimentos que la rodean. Los tiempos de viaje se invierten por medio de un modelo obteniendo un perfil de los flancos de la sal. Figura 2.2.1 e)
 6. **Inverso:** en este tipo de VSP usa la fuente en el pozo, generalmente la barrena a la hora de estar perforando, mientras que los receptores se colocan en la superficie o en el piso marino, también se le conoce como VSP mientras se perfora. Aunque la adquisición y el procesamiento pueden ser más complicado que los VSP convencionales, sin embargo se

puede obtener información de la conversión tiempo profundidad en el momento de perforar haciendo posible la toma de decisión para poner una tubería o para evaluar los riesgos como puede ser presiones anormales. Figura 2.2.1 f)

7. **3D:** Es un tipo de VSP en donde las fuentes siguen una malla rectangular o una malla en espiral por encima del pozo. Con este tipo de VSP se puede obtener un cubo sísmico. Figura 2.2.1 g)

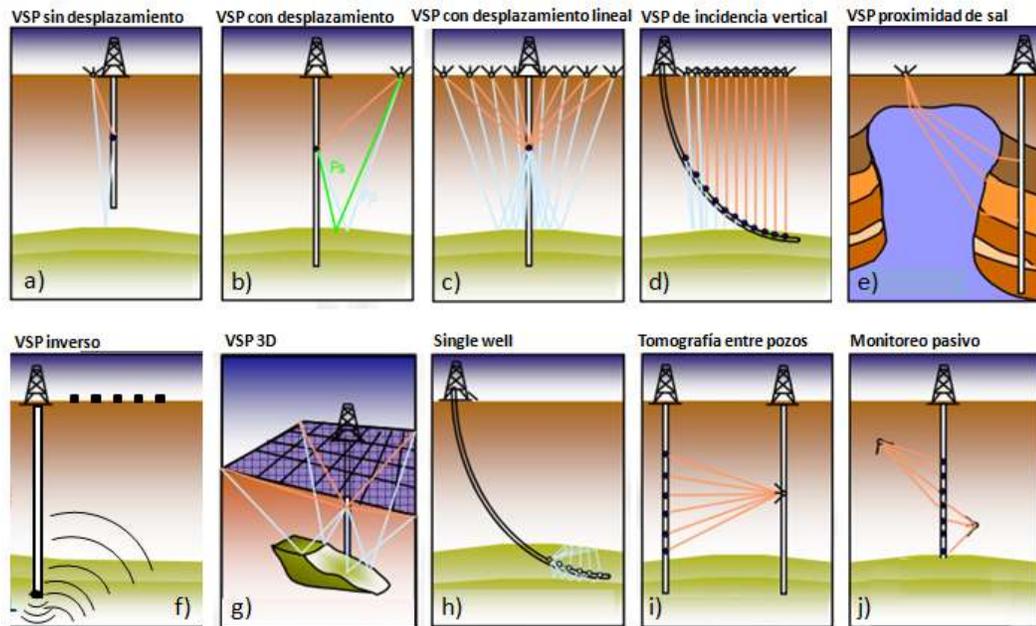


Figura. 2.2.1 Principales tipos de VSP (modificado de Arroyo et al, 2006).

Además de estos 7 tipos de VSP también hay otras técnicas en donde se usan los receptores en el pozo como son:

- **Pozo sencillo (Single Well).** En esta técnica la fuente se encuentra en el pozo y los receptores muy cerca de ésta, empleando principalmente la herramienta multireceptores. Figura 2.2.1 h)
- **Tomografía entre pozos (Cross Well).** En esta técnica se tiene la fuente en un pozo “cercano” a otro que tiene los receptores. La señal es registrada y se pueden crear secciones de velocidades acústicas u otras propiedades como puede ser velocidades S o

factores de atenuación, tanto para la onda S como para la onda P. Este tipo de técnica contiene altas frecuencias ya que no pasa por la capa intemperizada y por lo tanto mejores resoluciones que la sísmica. Figura 2.2.1 i)

- **Monitoreo pasivo.** Se tiene receptores en pozo monitoreando durante un periodo determinado y se registran las señales que provienen de fracturas, movimientos provenientes de las formaciones. Figura 2.2.1 j)

Hay un tipo de VSP reciente, el VSP con desplazamiento alrededor (Walkaround VSP) figura 2.2.2, sobre la superficie se dispara en círculo alrededor del pozo, para poder cubrir todos los posibles ángulos entre 0 y 360 grados y con una distancia tal que se genere la onda convertida (de P a S) en el tope de la formación fracturada. Para poder registrar las ondas convertidas se usan geófonos multicomponentes esta técnica permite determinar la orientación de la dirección preferencial de las fracturas de un yacimiento a partir del efecto de la birrefringencia (shear-splitting).

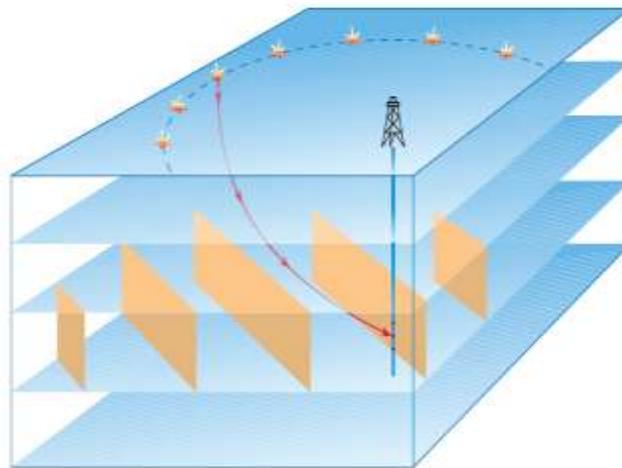


Figura 2.2.2.2 Esquema del VSP con desplazamiento alrededor. (Blackburn et al 2007)

2.2.1.2 Tipos de ondas registradas

En los receptores del VSP podemos hacer distinción de dos tipos las ondas registradas, las descendentes y las ascendentes. Es importante separar estos dos tipos de onda para poder identificar los eventos de interés reflejados.

Dentro de las descendentes se encuentra la onda directa y múltiples, mientras que en las ascendentes se encuentran las reflejadas (primarias) y múltiples, figura 2.2.3. Las ondas descendentes tienden a enmascarar a las ondas ascendentes debido a que tienen una mayor amplitud.

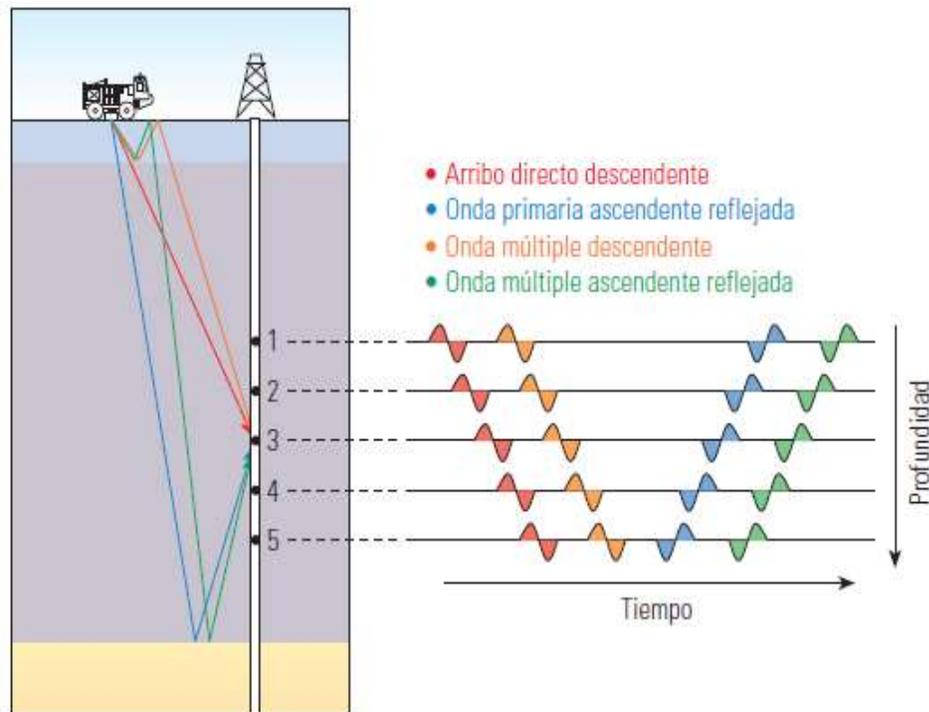


Figura 2.2.3 Esquema de los arribos de un VSP (Blackburn et al. 2007)

Los tiempos de las trayectorias de viaje de múltiples superficiales e internas descendentes, figura 2.2.4 a), pueden calcularse de la siguiente manera:

$$t_{M1} = 2T_A + T_G \quad 2.2.1$$

$$t_{M2} = 2T_B + T_G \quad 2.2.2$$

$$t_{M3} = T_A + (T_A - T_B) + (T_G - T_B) = 2(T_A - T_B) + T_G \quad 2.2.3$$

Los tiempos de viaje de las reflexiones primarias y múltiples ascendentes, figura 2.2.4 b), pueden calcularse de la siguiente manera:

$$t_{M_c} = T_C + (T_C - T_G) = 2T_C - T_G \quad 2.2.4$$

$$t_{D_D} = T_D + (T_D - T_G) = 2T_D - T_G \quad 2.2.5$$

$$t_{M_D} = T_C + 3(T_C - T_D) + (T_D - T_G) = 2T_D + 2(T_D - T_C) - T_G \quad 2.2.6$$

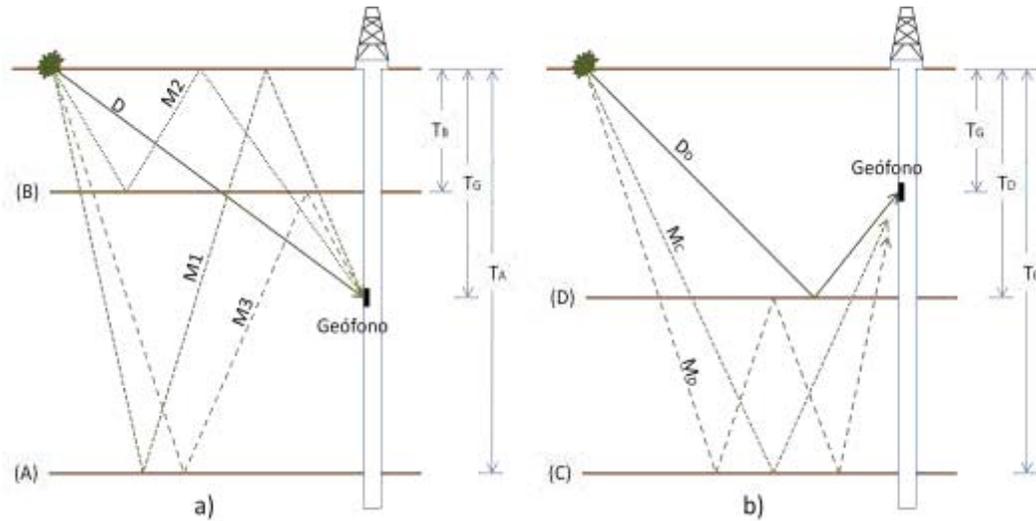


Figura 2.2.4 Esquema de los trayectos y tiempos de las ondas a) Descendentes y b) Ascendentes del VSP en un VSP sin desplazamiento.

Una vez que se aplanan las ondas descendentes o ascendentes i.e. se le restan o se le suman la trayectoria de la onda directa T_G , también llamado tiempo de tránsito T_T , se puede aplicar diversos filtros para separar el campo de ondas ascendentes o descendentes.

2.2.2 Adquisición- Procesamiento

La adquisición de los VSPs, se puede resumir en 12 pasos:

1. **Conocer el objetivo.** Entre los objetivos pueden ser que se quiera ver el reflector por debajo del pozo, ver la capa inclinada, encontrar alguna falla que se espera, conocer la base de la sal, entre otros.
2. **Recopilar información análoga o cercana** al pozo donde se va adquirir el VSP como: tiros de velocidades, análisis de velocidades, secciones sísmicas preferentemente en la dirección

de mayor echado, interpretaciones anteriores, configuraciones de los horizontes de interés, geología del área, secciones semiregionales con los pozos de amarre.

3. **Analizar la información** ya registrada del pozo como el registro de echados, evaluación petrofísica, registro de calíper, sínicos dipolares, resistivos, rayos gamma, etc.
4. **Condiciones del pozo.** Es importante conocer las condiciones del pozo para saber con anticipación que acoplamiento podemos esperar. En un orden de preferencia debería de ser:
 - a. Tubería sencilla y bien cementada.
 - b. Sin tubería
 - c. Tubería sencilla, sin cementar, suficientemente viejo para que se solidifiquen los derrumbes
 - d. Tubería sencilla, reciente y sin cementar.
5. **Determinar a partir del registro sínico**, de las T-Z de pozos cercanos o análisis de velocidades, las velocidades de intervalo de los horizontes de interés, las principales cimas geológicas y los intervalos de mayor contraste de las velocidades sísmicas en el pozo
6. **Interpretar las secciones sísmicas** considerando los horizontes objetivo, horizontes de referencia, horizontes de mayor contraste de velocidades sísmicas
7. **Seleccionar la sección sísmica** interpretada de mayor echado y sus velocidades de intervalo asociadas a los horizontes
8. **Determinar el espaciamiento.** Esto es importante para tener un buen muestreo y por lo tanto una resolución de interés. El teorema del muestreo nos dice que:

$$\Delta x \leq \frac{\lambda}{2} \quad 2.2.7$$

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad 2.2.8$$

$$\Delta x = \frac{v}{2f} \quad 2.2.9$$

Para que se tenga el espaciado mínimo se tiene que tener la frecuencia máxima y la velocidad mínima por lo que el espaciado sería:

$$\Delta x = \frac{v_{min}}{2f_{max}} \quad 2.2.10$$

Es importante tener en cuenta que la velocidad de la onda S viaja con una menor velocidad por lo que el Δx va a ser menor.

La velocidad mínima es obtenida del registro sísmico dipolar del pozo y la frecuencia máxima tomara como referencia la frecuencia predominante de la sección sísmica

Las velocidades típicas de las rocas de las formaciones geológicas que se encuentran en México se muestran en la tabla 2-3.

Tabla 2-3. Velocidades PP tipo de México¹⁰

Roca	Rango de Velocidad [m/s]	
Agua	1500	1550
Arcillas	1800	2200
Lutitas	2000	2800
Areniscas	2600	3600
Calcarenitas	3200	3800

¹⁰ Referencia de plática con el Ing. Marco Antonio Flores Flores.

Mudstone	3800	4600
Carbonatos	5400	6000
Dolomitas	5600	6400
Sal	4600	4900

9. **Modelar con trazos de rayos.** El modelado sísmico, nos permite prever el comportamiento que puede llegar a presentar en el campo de onda y verificar si los objetivos propuestos se podrían cumplir, este modelo se calibraría con los datos de campo.

El modelado se realiza en 2D o 3D para diferentes escenarios de fuente y receptor, con la finalidad de considerar la mejor opción para el cumplimiento de los objetivos.

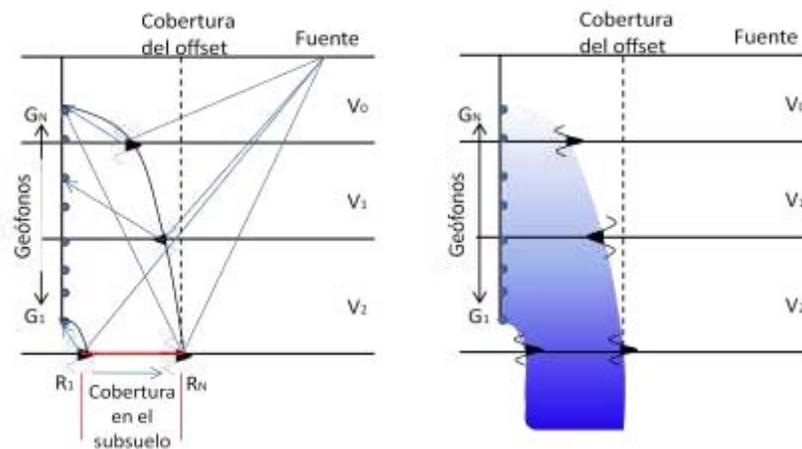


Figura 2.2.5 Esquema de un modelado de rayos para conocer la cobertura del VSP. (Modificada de Lugo y Castillo, 2009).

En el Walkaway se modela considerando la profundidad a los cuales los geófonos (entre 5 y 15) van a estar fijos durante el movimiento de las fuentes.

10. **Presentación de los resultados del modelado.**

11. **Estimación de costos.** Es importante hacer un balance costo-beneficio, en la obtención de los datos necesarios, en la elaboración de estudios tales como: análisis de velocidades,

anisotropía, factibilidad de ondas convertidas, análisis de ondas superficiales, continuidad de horizonte(s) o las combinaciones de diferentes objetivos. En esta estimación se deben evaluar diferentes escenarios para diferentes VSP, como walkaway, 3D, offset, etc. Donde la eficiencia es vital para no arriesgar datos indispensables.

12. Adquisición. En la adquisición se va adquiriendo de la siguiente forma:

- a. Se inicia en el fondo.
- b. Se va observando el calíper para saber en qué momento se puede llegar a tener una buena medición, esto va a depender del acoplamiento de la herramienta con la formación.
- c. También se puede observar registros de rayos gamma y/o resistivos para la correlación de las formaciones y de las profundidades.
- d. Se incrementa de acuerdo al Δx calculado anteriormente
- e. Por cada nivel hay de 5 a 7 tiros.
- f. Se complementa el VSP con los tiros de velocidad si es necesario
- g. Es recomendable realizar un VSP sin desplazamiento para todas las adquisiciones

En ocasiones el VSP se puede emplear para ser considerado como un Tiro de Velocidad (check shot) pero debe tomarse en cuenta las siguientes características:

- No emplear todos los niveles
- Un nivel al inicio y final del sónico
- Un nivel al inicio y final de los cuerpos de cambios significativos de velocidades de intervalo
- Un nivel a cada contacto geológico
- Un nivel al inicio y final de los derrumbes significativos (mayores de 30 metros)
- Un nivel al inicio del pozo (no es recomendable más de 3 tuberías de revestimiento) y al final
- Un nivel a intervalos a cada 100 a 200 metros
- Evitar intervalos menores de 20 metros

Si para una velocidad de 2500m/s y con un intervalo en el VSP de $\Delta z=25m$ se determina que el Δt debe ser:

$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad 2.2.11$$

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{V} \quad 2.2.12$$

$$\Delta t = \frac{25 \text{ m}}{2500 \text{ m/s}} = 0.01s = 10ms \quad 2.2.13$$

Si se tiene un error de 2ms (intervalo de muestreo), en determinar el primer arribo, la estimación de la velocidad cambiaría significativamente entre:

$$V = \frac{25 \text{ m}}{8ms} = 3,125 \frac{m}{s} \quad 2.2.14$$

$$\text{ó } V = \frac{25 \text{ m}}{12 \text{ ms}} = 2,083m/s \quad 2.2.15$$

Para el caso de rocas carbonatadas con una velocidad de 5000 m/s y con un intervalo en el VSP de $\Delta z=25m$ se determina que el Δt debe ser:

$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad 2.2.16$$

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{V} \quad 2.2.17$$

$$\Delta t = \frac{25 \text{ m}}{5000 \text{ m/s}} = 0.005s = 5ms \quad 2.2.18$$

Si se tiene un error de 2ms (intervalo de muestreo), en determinar el primer arribo, la estimación de la velocidad cambia drásticamente entre:

$$V = \frac{25 \text{ m}}{3ms} = 8,333 \frac{m}{s} \quad 2.2.19$$

$$\text{ó } V = \frac{25 \text{ m}}{7 \text{ ms}} = 3,571 \text{ m/s}$$

2.2.20

Es por esta razón que no se debe de emplear todos los niveles para usar el VSP como un Tiro de Velocidades.

La herramienta de adquisición del VSP 3C tiene 3 geófonos montados en un cilindro desbalanceado, con la finalidad de mantener el cilindro en el rumbo del pozo y la ortogonalidad de los geófonos, figura 2.2.6. Los geófonos z y x son gimbal, por lo que el geófono axial z está permanentemente vertical por el efecto de la gravedad y el geófono axial x se orienta en dirección del rumbo de la herramienta y así se aproxima al rumbo del pozo. El geófono axial y queda siempre en el plano horizontal y perpendicular al rumbo de la herramienta. Adicionalmente un punto importante para obtener una mejor recepción de la señal es el acoplamiento de la herramienta con la formación, esto es logrado mediante brazo de fuerza variable entre 60 y 180 kg, que es acoplado contra la pared del pozo. En ocasiones se tiene dentro de la herramienta registros de calíper y microresistivos para poder tener una correlación con los registros convencionales y una mayor certidumbre en la posición de la herramienta.

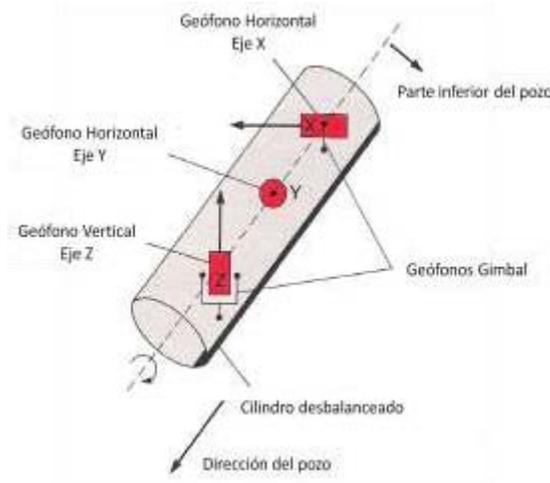


Figura 2.2.6 Esquema de los geófonos dentro de la herramienta (Modificada de SAT¹¹, 1986)

¹¹ Schlumberger.

Otras herramientas que se emplean tienen un rango de 7 a 15 niveles con intervalos fijos entre 15 y 20 metros. Este tipo de herramientas se acoplan en forma magnética con la tubería de revestimiento, su principal riesgo en el acoplamiento es tener una mala cementación.

Algunas de las formas de control de calidad son:

1. La prueba de acoplamiento. Generalmente las herramientas tienen un vibrador con el cual se puede apreciar el acoplamiento de la herramienta con la formación además de verificar el sistema de adquisición.
2. Analizar el contenido de frecuencias de los tiros o del apilamiento de los tiros.
3. Verificar si el tiempo de tránsito obtenido tiene relación con la esperada según la sección sísmica y los registros de pozo. Y tener una repetitividad de tiempo de tránsito en una misma profundidad.
4. Tratar de minimizar la onda de tubo, ya sea con un cambio en arreglo, en varios casos un pequeño movimiento en la posición de la fuente reduce significativamente la cantidad de la generación de la onda de tubo. En tierra se puede hacer una trinchera entre la fuente y el pozo ya que las ondas de tubo son generadas mayormente por el ground-roll.

Una vez que se tiene las 3 componentes X, Y y Z, cada una puede ser procesadas utilizando los métodos convencionales empleados en la industria petrolera siguiendo el procesamiento que se describe a continuación, el cual está basado en el artículo de Ortíz et al, 1988.

1. **Carga, graficación y selección de disparos.** Una vez cargados los datos de las tres componentes, se grafican por nivel los 5 o 7 disparos para seleccionar las trazas que tengan una buena señal, eliminando las que presenten un alto nivel de ruido.
2. **Apilamiento y picado de primeras llegadas.** Las trazas seleccionadas se suman nivel a nivel utilizando un algoritmo de apilamiento basado en la mediana. Este algoritmo selecciona la mediana de un número impar de tiros en cada nivel. Una vez que se tiene el apilamiento por nivel, se realiza el picado automático de las primeras llegadas, se recomienda verificar que la marca del arribo quede en el primer quiebre de la ondícula. El picado inicial se lleva a

cabo en la componente vertical, para los procesos de rotación de las componentes X y Y. En caso de que sean datos marinos después del apilamiento se hace la deconvolución basada en el pulso de la fuente registrada.

3. **Polarización horizontal.** Se deben de corregir los datos X y Y con el ángulo de polarización horizontal (α), debido a que la herramienta es libre para girar de un nivel al otro i.e. las componentes horizontales no representan un sistema de coordenadas fijo. Para conocer el α , las amplitudes de las dos componentes horizontales son graficadas una con respecto a la otra dentro de la ventana de tiempo del primer arribo. A esta gráfica se le denomina hodograma y el ángulo α se mide con respecto al eje horizontal, positivo en contra de las manecillas del reloj y negativo a favor, figura 2.2.7.

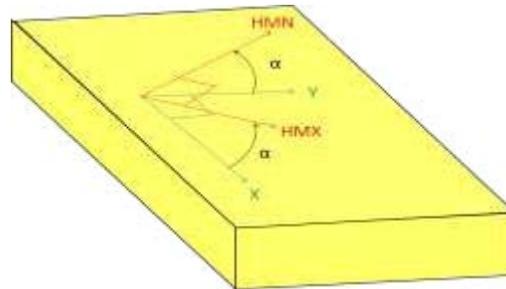


Figura 2.2.7 Referencia en el plano HMX-HMN, el ángulo α se mide con respecto al eje x, positivo en contra de las manecillas del reloj. (Modificada de SAT Schlumberger, 1986).

Este ángulo se utiliza para proyectar las dos componentes horizontales en la dirección del rayo incidente (componente horizontal máximo, HMX) y en la dirección ortogonal (componente normal al horizontal máximo, HMN). HMX se encuentra en la línea de acimut, que contendrá movimientos horizontales debidos a ondas P y ondas SV, mientras que HMN representa el movimiento de partículas fuera del plano de la fuente causado por las ondas SH. Figura 2.2.8.

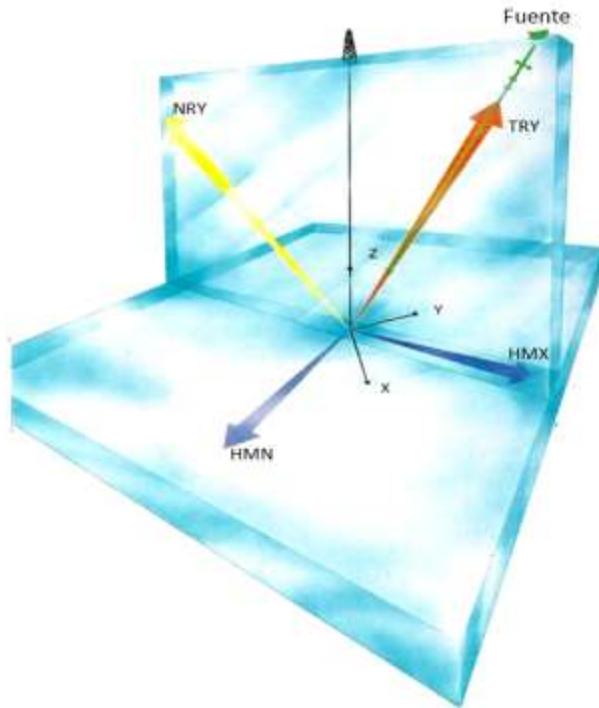


Figura 2.2.8 Planos HMX-HMN, TRY y NRY. (Modificada de SAT Schulmberger, 1986).

4. **Polarización vertical.** Una vez obtenidas las componentes HMX y HMN, el siguiente paso es calcular el ángulo β mediante el hodograma de la componente vertical Z con la componente HMX. Por medio del ángulo de polarización vertical β , se hace una transformación de coordenadas orientadas en el plano P-SV, figura 2.2.9.

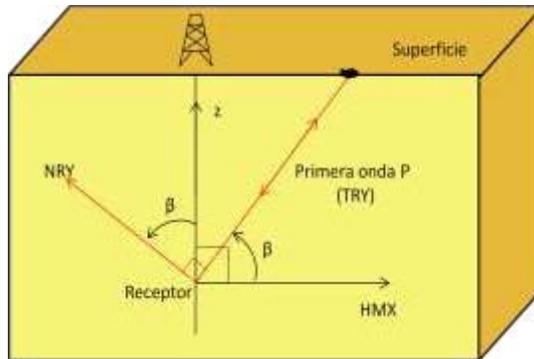


Figura 2.2.9 Referencia en el plano TRY-NRY, el ángulo β se mide con respecto al HMX, positivo en contra de las manecillas del reloj. (Modificada de SAT Schlumberger, 1986).

Estas nuevas coordenadas corresponden a la dirección TRY (tangente al primer arribo) que enfatiza la energía polarizada en dirección del arribo directo P y la dirección NRY (normal al primer arribo) que enfatiza la energía normal a la dirección del arribo directo P, figura 2.2.10. Los ángulos calculados en esta polarización para cada uno de los niveles nos indican el ángulo con la que llegan los primeros arribos y ayudan a determinar las velocidades reales, principalmente cuando tenemos cambios bruscos entre velocidades de intervalos, como es el caso de Terciario a Mesozoico o Terciario a sal. Para convertir las velocidades aparentes en velocidades verdaderas se utilizan los ángulos de polarización vertical, la relación de las velocidades aparentes y las velocidades verdaderas para las ondas P es:

$$V_{verdadera} = V_{aparente} \cdot \cos(\beta) \quad 2.2.21$$

Y para las ondas S:

$$V_{verdadera} = V_{aparente} \cdot \cos(\beta - 90^\circ) \quad 2.2.22$$

Donde β es el ángulo de polarización del evento

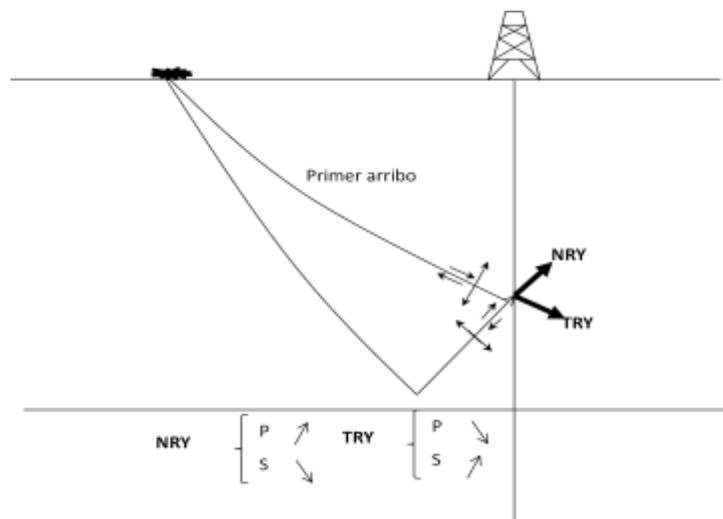


Figura 2.2.10 En la componente TRY se enfatizan las ondas P descendentes y ondas S ascendentes mientras que en la componente NRY se enfatizan las ondas P ascendentes y S descendentes (Flores, 2001).

- 5. Separación de campos P y S.** En el caso de emplear un modelo geológico para la separación de los campos P y S, el modelo debe de calibrarse primero ajustando las velocidades de intervalo del modelo con las primeras llegadas del VSP vertical y después la

inclinación de las capas o fallas con las ondas ascendentes del VSP vertical o offset asociadas a cada capa. Una vez calibrado el modelo se emplea éste para la separación del campo de ondas P y S empleando métodos de Ecuación de Onda o trazado de rayos

6. **Filtros para eliminar ruidos.** En el caso de que se observen ruidos coherentes y aleatorios se podría emplear filtros pasabandas o F-K para atenuarlos
7. **Recuperación de la amplitud.** Este proceso se puede realizar por medio de una función que dependa del tiempo, generalmente t^n , que compensa por efectos de la divergencia esférica. Esta corrección es indispensable para evitar picos de amplitudes (spikes) en la deconvolución predictiva y el filtro de velocidades
8. **Separación de ondas ascendentes y ondas descendentes.** En el caso de separación de campos P y S por modelo, la separación de ondas ascendentes y descendentes se realiza independientemente para cada campo, ondas P y ondas S. Para los opción de la separación de ondas P y S por medio de la rotación se debe de tener en cuenta qué tipo de ondas se están viendo en cada componente, e.g. en la componente TRY se sabe que encuentran onda P descendentes y ondas S ascendentes, mientras que la componente NRY se observan ondas P ascendentes y ondas S descendentes.

La separación de los campos se puede realizar por diferentes métodos como son f-k, tau-p o filtro de velocidad. El filtro de velocidad se aplica en tres etapas:

1. Calcular la onda descendente.
 - i. Se elimina el tiempo de tránsito para alinear las ondas descendentes, i.e. se resta el tiempo T_G , figura 2.2.4 a.
 - ii. Se aplica un filtro median para realzar la fase de la onda descendente y eliminar las que no sean descendentes.
 - iii. Se suma el tiempo de tránsito para regresar la onda descende a su tiempo original.
2. Eliminar la onda descendente. Se sustrae las ondas descendentes del campo total, quedando el campo residual, el cual contiene ruido y el campo ascendente.
3. Realzar la onda ascendente.

- i. Se le agrega el tiempo de tránsito, alineando las ondas ascendentes, i.e. se le suma el tiempo T_G , figura 2.2.4 b.
- ii. Se aplica un filtro median para realzar la fase de la onda ascendente y eliminar el ruido restante.

9. Cálculo del factor de absorción Q por el método espectral. Actualmente y en la mayoría de los casos se usa el factor Q calculado para la onda P y lo aplican tanto para las ondas P como para las ondas S. Sin embargo, al ser diferentes tipos de onda lo más adecuado sería calcular el factor Q para los dos tipos de onda; para la onda P se ocupa el primer arribo directo de las ondas P descendentes y para la onda S el primer arribo de las ondas S descendentes. El espectro de amplitud se calcula para cada cambio significativo ya sea un contacto geológico, un cambio de la velocidad significativa o entre un intervalo de profundidad muy grande. Este cálculo se basa en que la amplitud de una onda propagándose se define como:

$$A(z, f) = A(z_0, f) \exp -[\alpha(z - z_0)] \quad 2.2.23$$

Donde z es la profundidad en donde se encuentra el geófono, f es la frecuencia y α es el factor de atenuación dado por:

$$\alpha = \frac{\pi f}{Qv} \quad 2.2.24$$

Sustituyendo α se obtiene:

$$\ln \left(\frac{A(z, f)}{A(z_0, f)} \right) = -\pi f \frac{T - T_0}{Q} \quad 2.2.25$$

Si se asume que el decaimiento de $\ln(A)$ es lineal con respecto a la frecuencia, se puede hacer una gráfica de frecuencia vs $\ln \left(\frac{A(z, f)}{A(z_0, f)} \right)$ y obtener la pendiente por lo que:

$$Q = \frac{\pi(T - T_0)}{\text{pendiente}} \quad 2.2.26$$

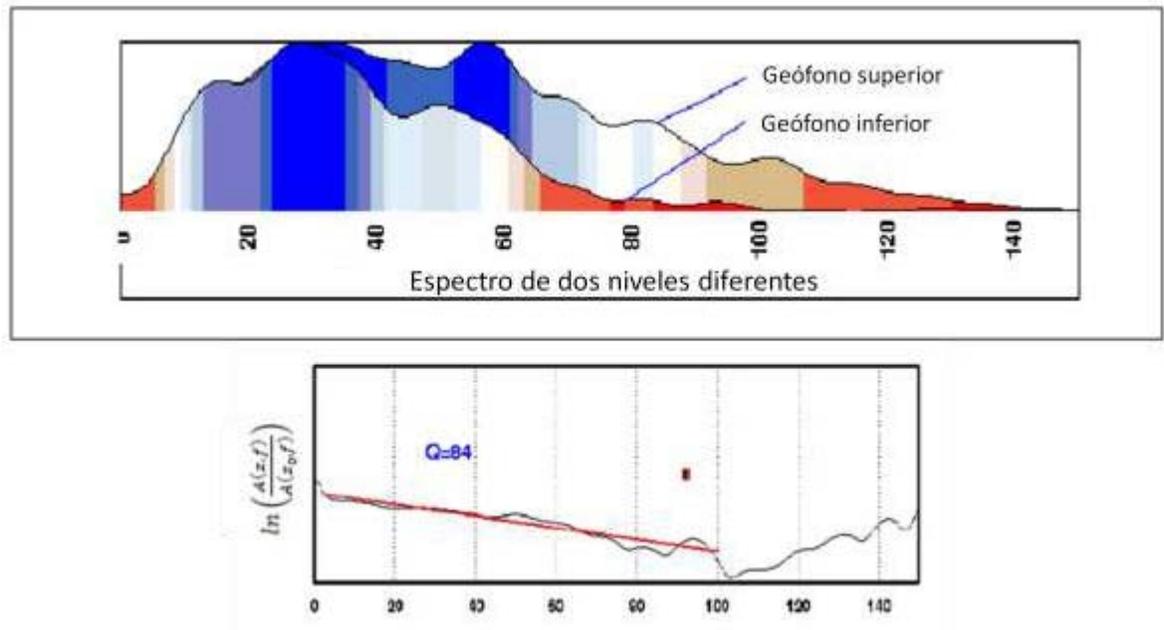


Figura 2.2.11 Cálculo del factor Q por medio del uso del geófono superior e inferior (Lugo y Castillo, 2009).

10. Deconvolución. El objetivo principal de la deconvolución es eliminar múltiples de periodo corto (menor de 250 msec), está basada en el principio que las ondas descendentes solamente contienen el pulso sísmico y múltiples y por consiguiente a partir de la autocorrelación se define la distancia predictiva asociada a pulso de la fuente y a la longitud del operador que contiene los múltiples. En el campo de ondas descendente, al igual que en el cálculo del factor Q, lo más adecuado es que se haga el proceso de la deconvolución tanto para la onda P como para la onda S.

Una vez determinado los parámetros de la deconvolución, estos son aplicados a las ondas ascendentes tanto P como S

11. Apilamiento de las reflexiones cercanas al pozo. Con las ondas ascendentes en tiempo doble (sumando el T_C), se define una ventana (corredor stack) cercana a los primeros arribos la cual contiene las ondas reflejadas cercanas al pozo. Este apilamiento es comparado con el sismograma sintético y con la traza sísmica donde se encuentra el pozo. Este apilamiento es recomendable realizarlo en VSP sin desplazamiento, cuando se tienen capas horizontales y sin cambios laterales de velocidad.

12. Migración. Similar a la migración de sísmica de superficie, se realiza la migración en tiempo o profundidad de las ondas ascendentes mediante los métodos de migración Kirchhoff o Ecuación de Onda considerando el modelo ajustado

13. Informe y presentación final

2.2.3 Aplicaciones

A mediados de 1950 cuando por primera vez se registro un VSP en la URSS, las aplicaciones han sido empleadas en diferentes situaciones, adicionalmente el avance en la tecnología de la fuente y el receptor ha permitido poder registrar las ondas sísmicas completas P y S.

Algunas de las aplicaciones del VSP multicomponentes son las siguientes:

- **Obtener las velocidades sísmicas P y S.** Esto nos permitirá poder obtener las T-Z de la onda compresional y cizalla, además de poder calibrar y realizar el sismograma sintético a partir de los registros sísmicos multicomponentes, figuras 2.2.12 y 2.2.13.

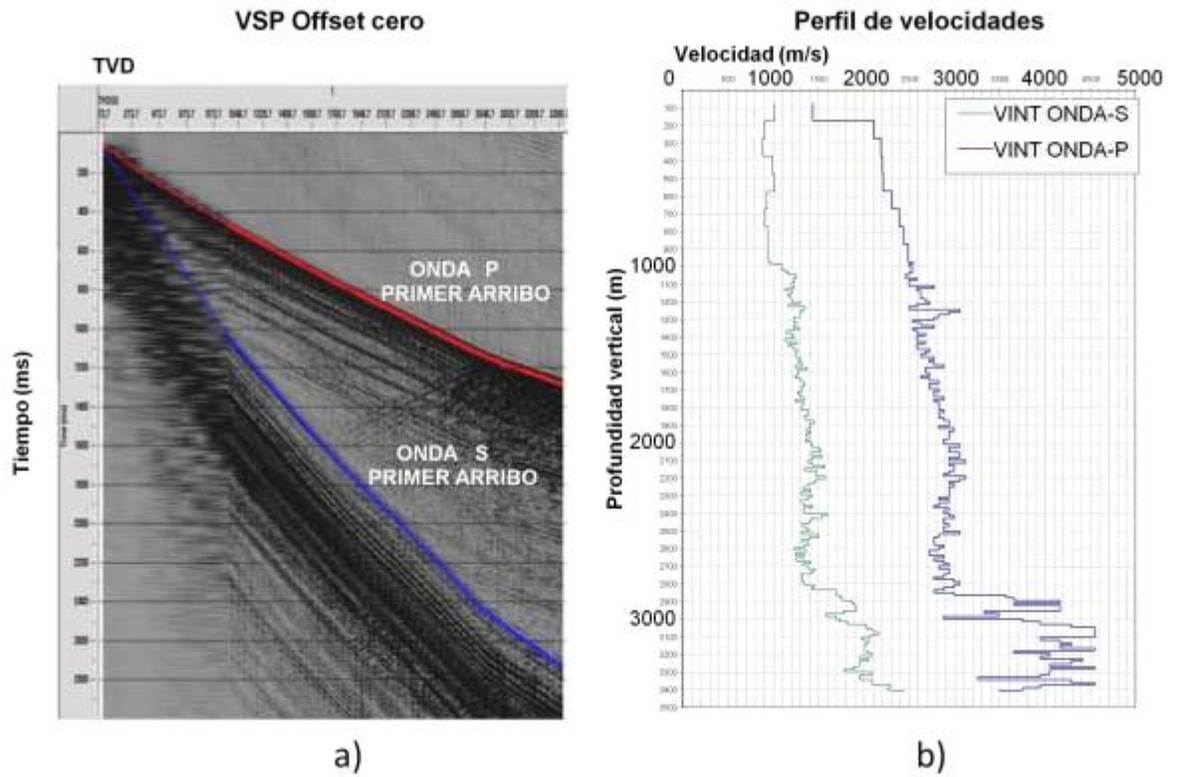


Figura 2.12 Registro de VSP con fuente de vibradores a) Evidencias de ondas convertidas b) velocidades ondas P y ondas S (Modificada de PEMEX, 2005).

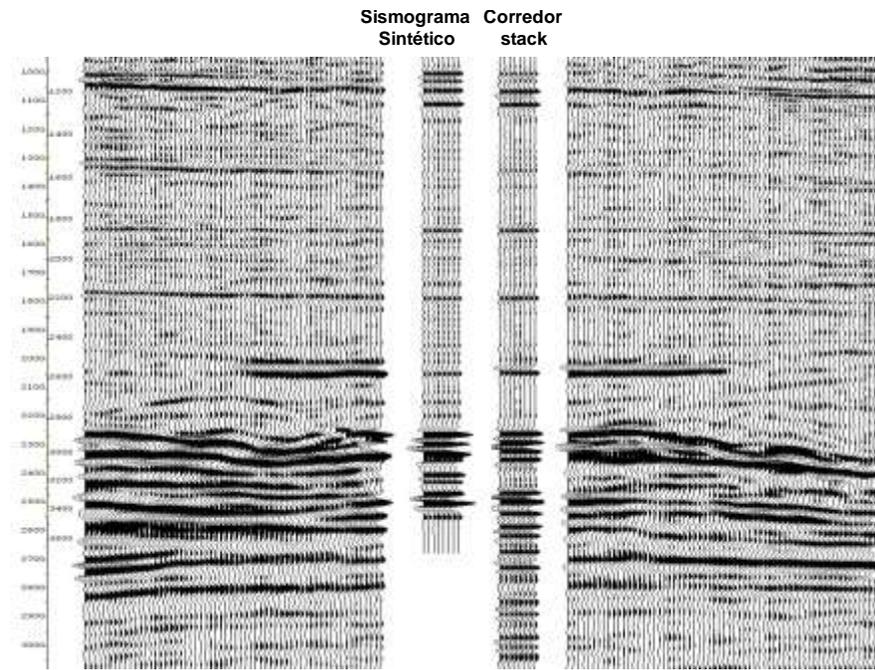


Figura 2.2.13 Amarre del Sismograma sintético – VSP – Sísmica superficial (Modificado de PEMEX 2005)

Durante mucho tiempo se ha pensado que las velocidades de intervalo obtenida por el VSP son las velocidades reales con la que se debe obtener la curva tiempo vs profundidad (T – Z), pero con el registro completo de las ondas sísmicas en el VSP, se han obtenido los ángulos de arribo a cada uno de los receptores los cuales se deben de aplicar a las ondas P y S para obtener las velocidades de intervalos correctas, figura 2.2.14.

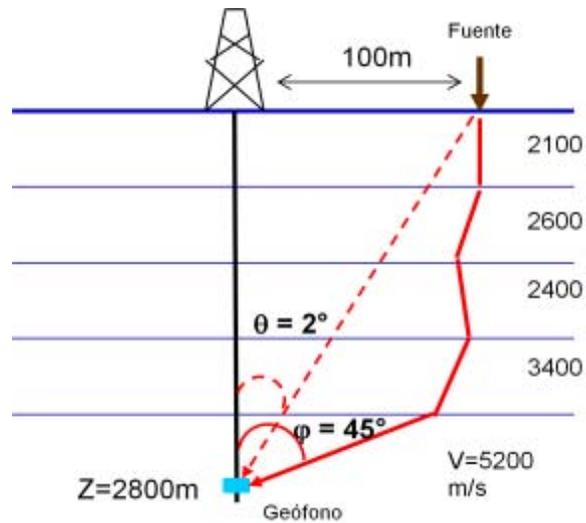


Figura 2.2.14 Esquema de los ángulos de arribo. Con línea punteada son los ángulos calculados con trigonometría conociendo la distancia de la fuente al pozo y la profundidad a la que se encuentra. Con línea sólida el comportamiento de los ángulos que tiene el rayo entre cada capa dependiendo de la velocidad entre ellas.

Esta corrección se aplica principalmente donde se tienen contrastes considerables de velocidad como es el caso de Terciario a Mesozoico (3400 m/s a 5400 m/s), Terciario a Sal (2600 m/s a 4800 m/s) o Terciario con cuerpos de velocidades altas como los de las calizas Macuspana (2600 m/s a 4200 m/s), asimismo, si no se realiza esta corrección el posicionamiento de los marcadores con respecto a los horizontes sísmicos estará desplazados, figura 2.2.15.

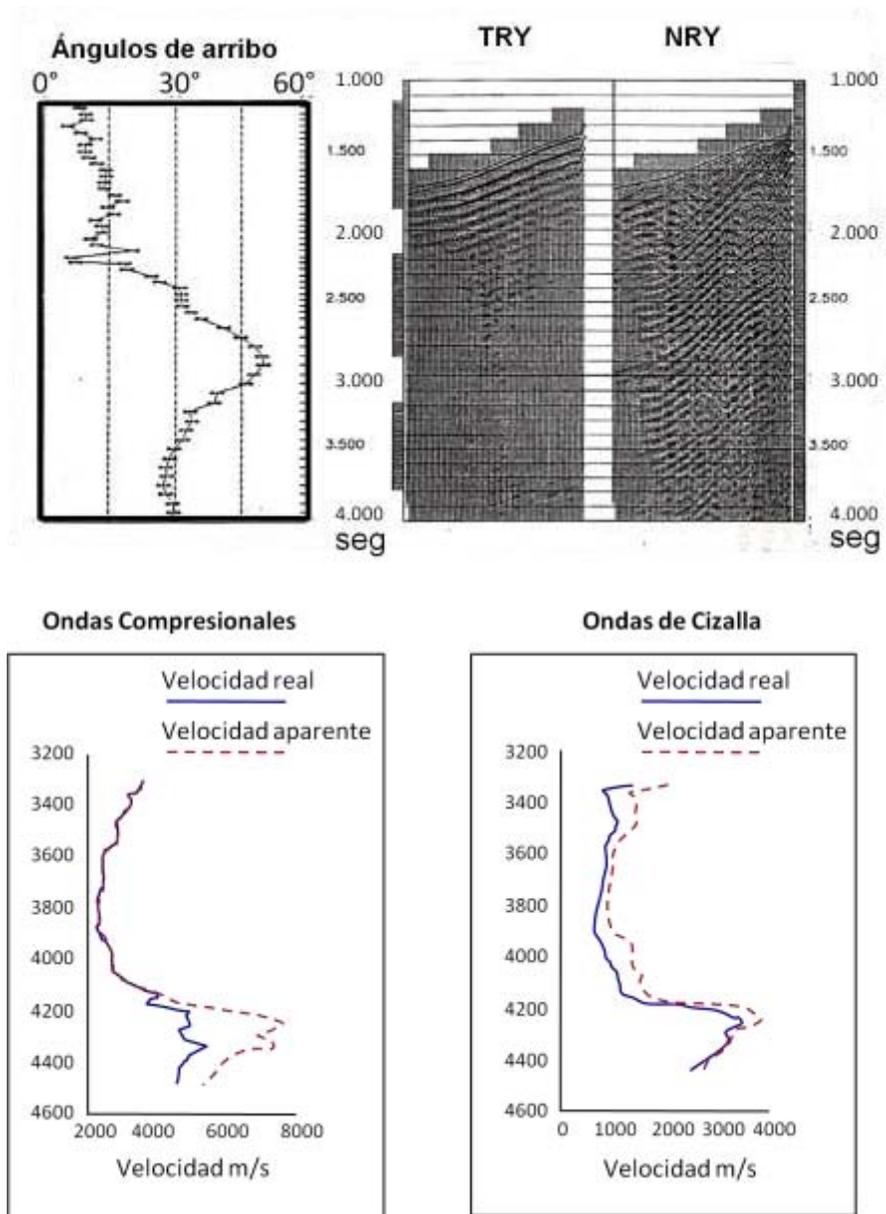


Figura 2.2.15 Efecto de las velocidades aparentes a) ángulos de arribo obtenidos a partir de TRY y NRY, b) velocidades corregidas (modificada de Ortíz et al, 1988)

- **Mejorar la imagen sísmica cercana al pozo.** Una vez definidas la profundidad(es) del objetivo(s) y su extensión lateral, se realizan los modelos sintéticos proponiendo la técnica del VSP que cumpla con los objetivos para realizar la adquisición y procesamiento considerando los parámetros obtenidos del modelado. Es recomendable migrar los VSP aun cuando se traten de capas planas figuras 2.2.16.

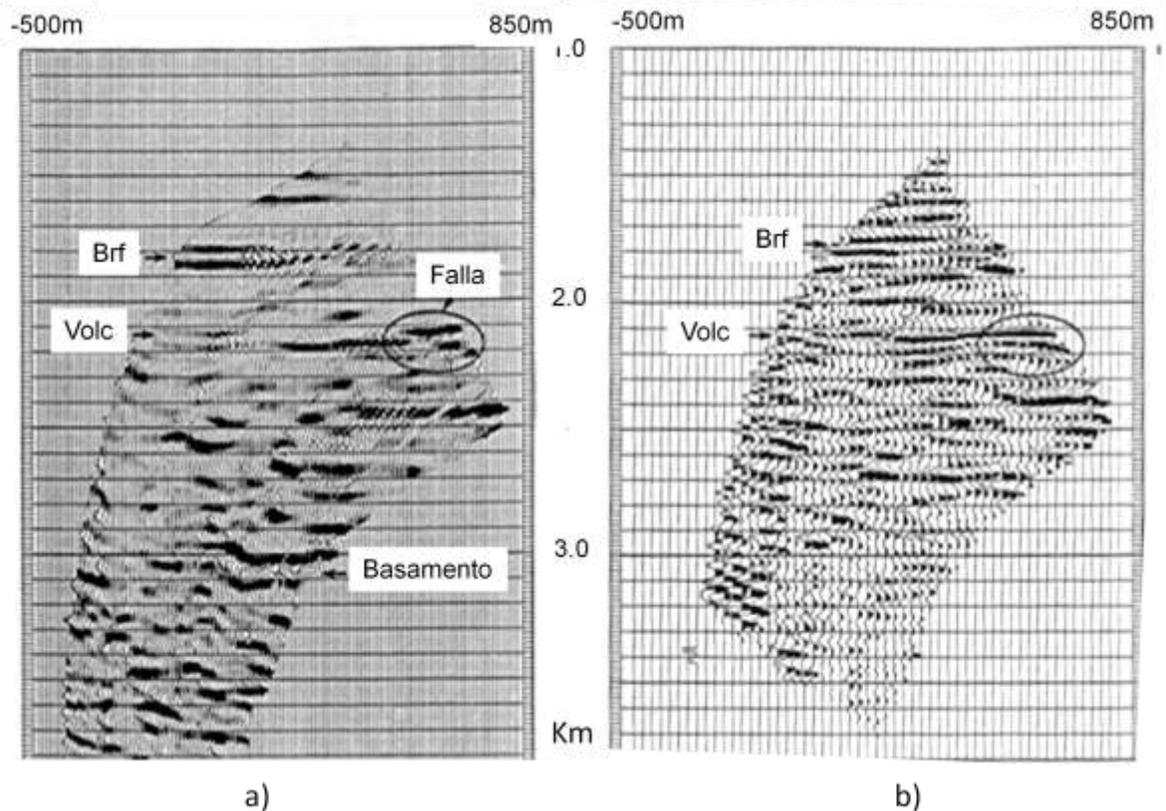


Figura 2.2.16 Migración del VSP de las ondas P (a) y S (b), mostrando una mejor imagen las sección de ondas S (Modificado del Flores, 2001)

- **Determinación de parámetros de procesamiento sísmico.** Las características de adquisición del VSP, permiten tener un mayor control sobre el pulso de llegada a cada detector y una separación de las ondas reflejadas. Con este conocimiento se determinan los parámetros que se deben de aplicar a la sísmica de superficie para:
 1. Transformar el pulso sísmico a fase cero a partir de los parámetros del filtro Winner obtenido de las primeras llegadas del VSP
 2. Eliminación de los múltiples (retraso -lag y longitud del operador) con base en los parámetros obtenidos de las ondas descendentes
 3. Aplicación del factor de atenuación. Una vez determinado el factor de atenuación Q a partir de la relación de espectro

- **Mapeo de fallas cercanas al pozo.** En ocasiones la sismica de superficie no permite tener una imagen clara de los eventos con cierta inclinación asociada principalmente a las fallas que atraviesan el pozo exploratorio o de desarrollo, la información del VSP y del modelado sísmico dan mayor certidumbre para identificar este tipo de eventos los cuales se presentan en las componentes horizontales asociadas a reflexiones con ángulos diferentes a la vertical y por consiguiente definiendo el plano de falla con mayor claridad, figuras 2.2.17 y 2.2.18.

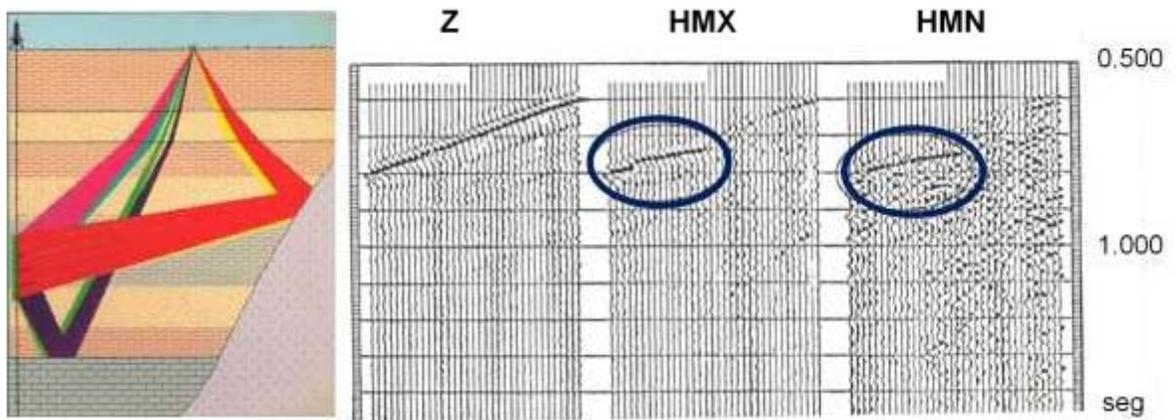


Figura 2.2.17 Distribución de eventos sísmicos en las componentes del VSP en azul son reflexiones del evento con echado considerable y en rojo la onda directa (Ortíz, 1988).

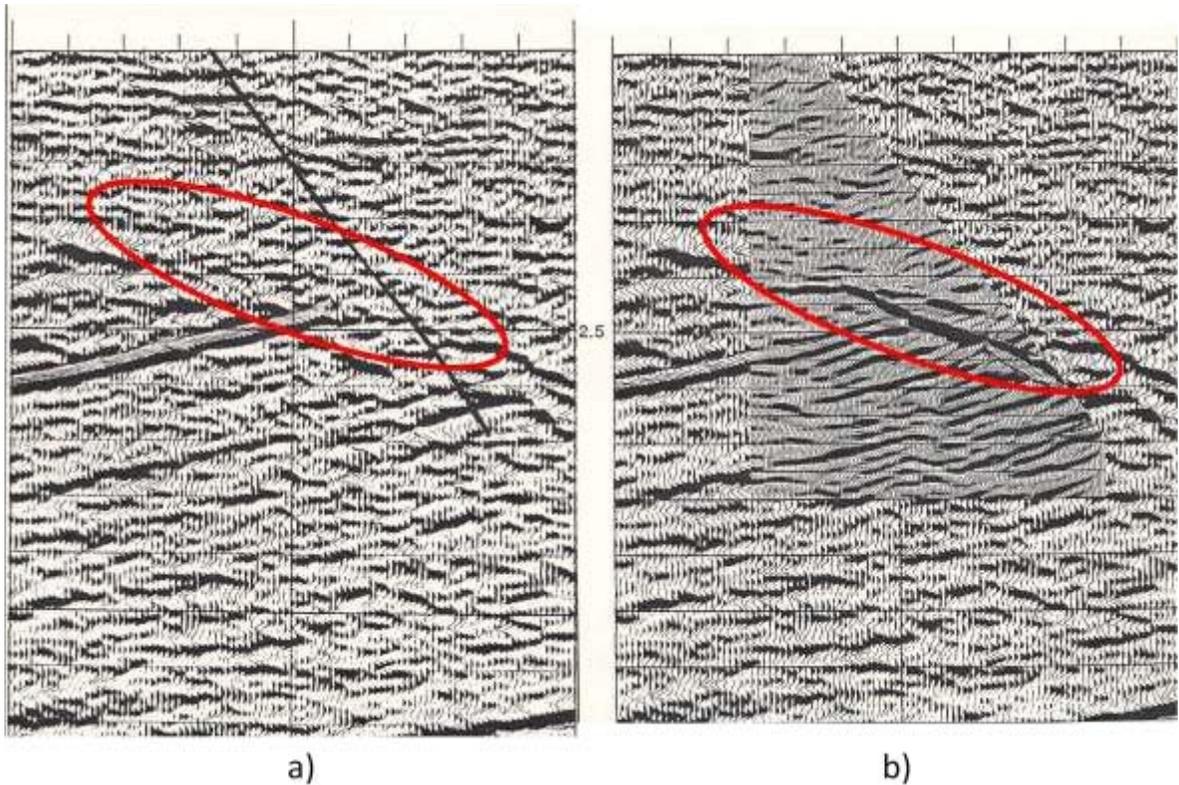


Figura 2.2.18 a) Sección sísmica original indicando en roja la presencia de la falla b) Sobreposición del VSP mostrando mayor claridad del paso de la falla y mayor resolución de los horizontes sísmicos.

- **Predecir presiones.** Usualmente se usan velocidades de intervalos de ondas P para las predicciones de presión, no obstante hay casos en donde no se pueden usar como son: casos sub-salinos, profundidades extremas, debajo de nubes de gas o datos de baja calidad. Sin embargo, recientemente se han publicado diferentes trabajos que describen que la velocidad de cizalla y la relación V_p/V_s son más sensibles que la velocidad de la onda P para identificar zonas de presiones anormales, estas usualmente se asocian a valores altos de V_p/V_s interpretados como sedimentos no consolidados. La relación de V_p/V_s se puede obtener de los registros geofísicos y VSP de onda completa
- **Delinear la forma de la Sal.** La identificación de la forma de los cuerpos salinos se realiza con los finalidad de estimar los cuerpos por debajo de estos que se acuñan con posibilidades de tener hidrocarburos, considerar el efecto del cuerpo salino en la conversión a profundidad de los horizontes geológicos y apoyo para la migración en

profundidad antes de apilar (PSDM). En el VSP la técnica de estudio de proximidad es de las más antiguas y es empleada para delinear la interfase entre dos formaciones con diferentes velocidades tales como el domo salino y las rocas circundantes, el concepto es construir una serie de curvas de tiempo de viaje constante (superficies aplanáticas) de cada uno de los pares fuente - receptor, figura 2.2.19.

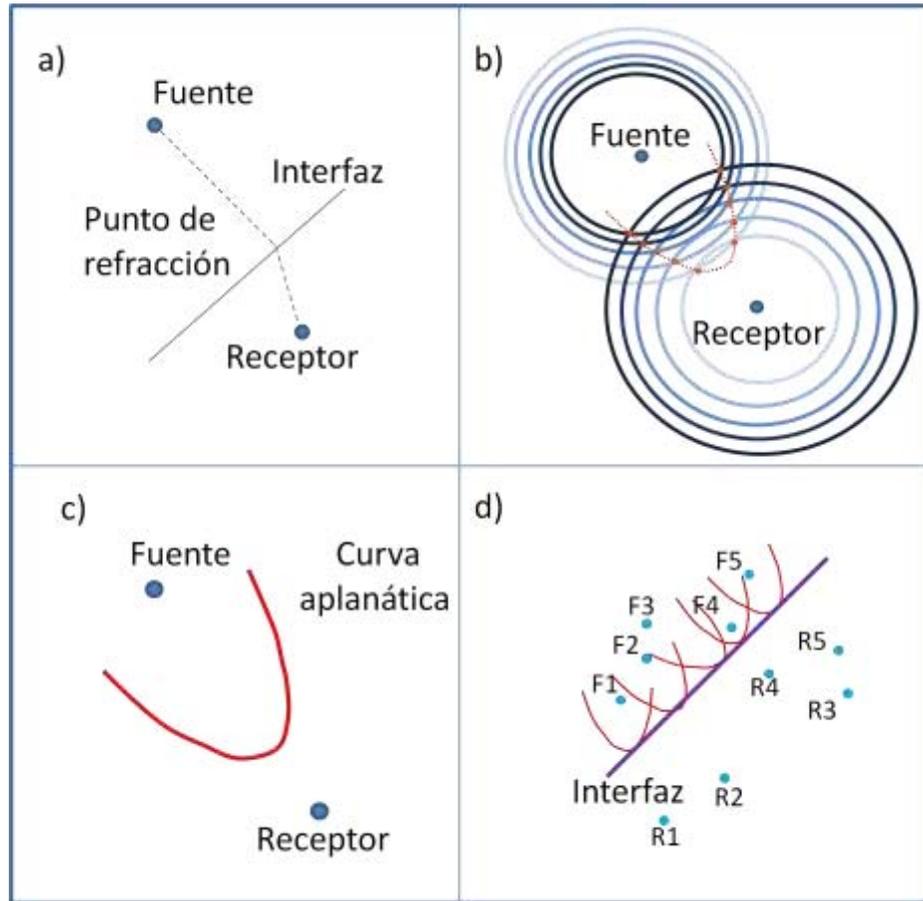


Figura 2.2.19 Esquema de la generación de las curvas aplanáticas. a) se conoce la distancia entre fuentes y la velocidad de cada medio, b) se crean diferentes escenarios a diferentes tiempos, donde se interceptan las curvas se va creando la curva aplanática, c) Se crea la curva aplanática, d) La interfaz es la curva tangente a cada curva aplanática. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

Las geometrías que se emplean son:

1. Pozo en la estructura: Un geófono fijo dentro del pozo y un arreglo de fuentes en la superficie, las superficies aplanáticas delimitan la cima de la sal y son construidas conociendo la ubicación de la fuente - receptor, la velocidad de sal y el medio circundante.

2. Pozo fuera de la estructura I: Un geófono fijo dentro del pozo y un arreglo de fuentes en la superficie, las superficies aplanáticas delinean el flanco opuesto al pozo
3. Pozo fuera de la estructura II: Un arreglo de geófonos dentro del pozo y una fuente fija, las superficies aplanáticas delinean el flanco cercano al pozo

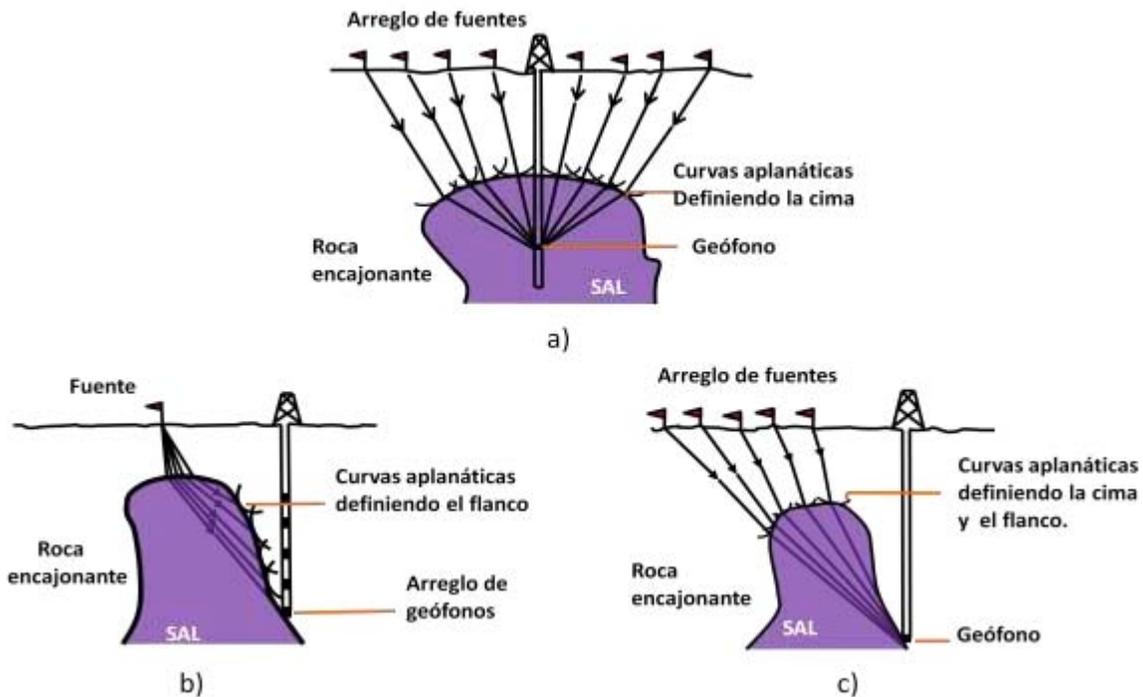


Figura 2.2.20 Esquema de geometrías empleadas: a) Pozo en la estructura, b) Pozo fuera de la estructura I, c) Pozo fuera de la estructura II. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

Las figuras 2.2.21 y 2.2.22 ejemplifican la delineación de la sal. En la figura 2.2.21 se muestra el modelo sintético de un medio con diferentes capas y una intrusión de sal, en la figura 2.2.22, se observan las curvas aplanáticas creadas con esta metodología, teniendo buena correlación al modelo.

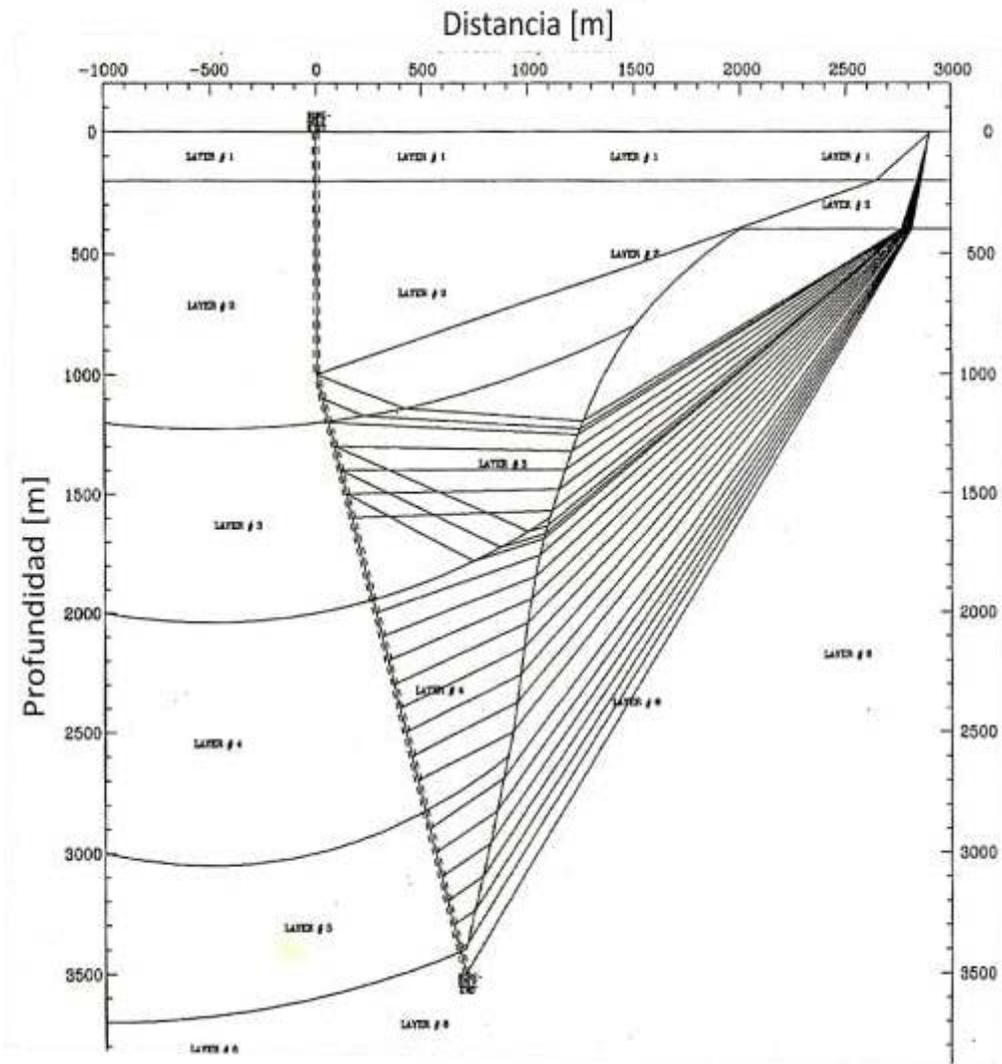


Figura 2.2.21 Modelo para delinear la estructura de la sal en pozo desviado. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

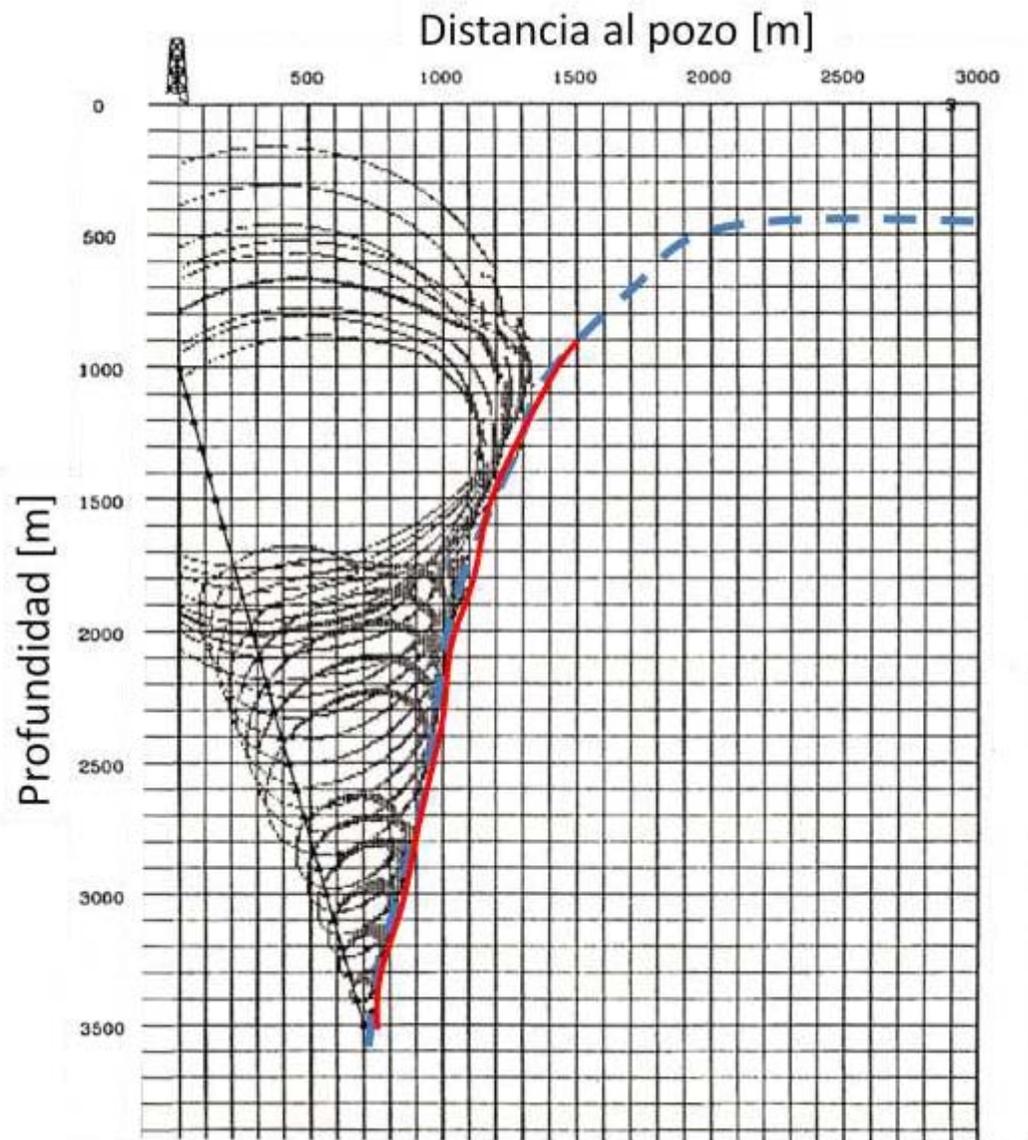


Figura 2.2.22 Curvas aplanáticas del modelo. Trazando una línea tangencial a cada una de las curvas (línea roja) se puede delinear la estructura salina del modelo propuesto (línea azul). (Modificado de Seismograph Service, 1991)

- **Determinación del factor Q.** La atenuación de la onda sísmica es un parámetro sensitivo a las facies del subsuelo. El mecanismo de la disipación se usa para describir la pérdida de energía debido a la fricción entre el movimiento de las partículas o debido al movimiento del fluido dentro de los poros de la roca.

En el caso de sedimentos porosos tres fuentes principales de disipación existen:

-
1. Proceso de Flujo de Fluidos. El cual causa efectos hidrodinámicos dependiendo de la geometría del poro y la viscosidad del fluido, afectando las altas frecuencias.
 2. Proceso electroquímico. Pequeñas cantidades de fluidos en un medio poroso como en las areniscas pueden afectar la atenuación fuertemente, afectando el rango de bajas frecuencias.
 3. La fricción entre sólidos. Este último no es tan importante comparado con los otros dos mecanismos mencionados anteriormente.

Las características de Q y de α son:

- i. $Q_p > Q_s$ para razones de V_p/V_s altos o normales como las encontradas en un medio seco o totalmente saturados.
- ii. $Q_p < Q_s$ para razones V_p/V_s pequeños como los encontrados frecuentemente en un medio saturado parcialmente.
- iii. $Q^{-1} = \frac{\alpha v}{\pi f}$ solamente para valores de $Q > 100$ si $Q < 100$ entonces $Q^{-1} = \frac{\alpha v}{\left(\pi f - \frac{\alpha^2 v^2}{4\pi f}\right)}$
- iv. Q_p y Q_s se incrementan cuando aumenta la presión confinante bajo condiciones secas.
- v. La absorción de las ondas S es de 3 a 4 veces más grande que la de las ondas P, los valores α_p/α_s varían en el rango de 0.24 a 0.27.
- vi. Un cambio en la velocidad es siempre acompañado por un cambio de atenuación pero hasta ahora no ha sido posible establecer una relación única entre ellos.

La figura 2.2.23 muestra los valores del factor de atenuación para ondas P en diferentes zonas del VSP que pueden ser relacionadas con cambios de formaciones, litológicos o de velocidades de intervalo, este procedimiento se realiza de la misma forma para el VSP de ondas S.

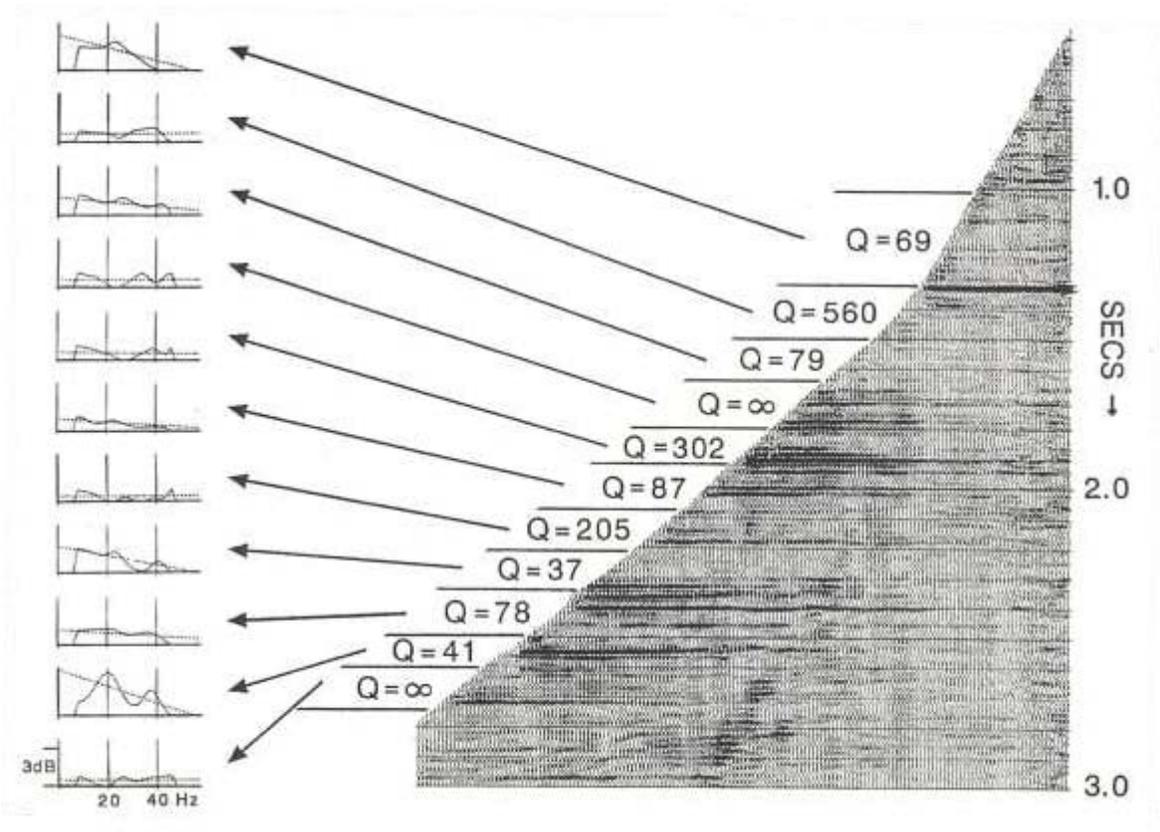


Figura 2.2.23 Estimación de Q del VSP (Estimación de Q del VSP (modificado de Sesimograph Service 1991).

- AVO.** La adquisición multi-offset (walkaway), su procesamiento de onda completa, la estimación de la relación V_p/V_s y el modulo de Poisson están permitiendo mejorar el análisis de los estudios de AVO. Los VSP de 3 componentes y su modelado sísmico son de gran ayuda para disminuir la incertidumbre que presentan los estudios de AVO de sísmica superficial asociada a la divergencia esférica, amplitudes consistentes con la superficie y atenuación. La principal ventaja del VSP multioffset es el conocimiento directamente arriba del reflector de interés del registro del campo de onda descendente y ascendente y las secciones PP y PS. La geometría multioffset (walkaway) con multiniveles (15), permite tener un gather con diferentes ángulos de arribo. En las figuras 2.2.24 a 2.2.27 muestran los resultados del estudio del VSP multioffset realizado por Craig A. C et al 1991.

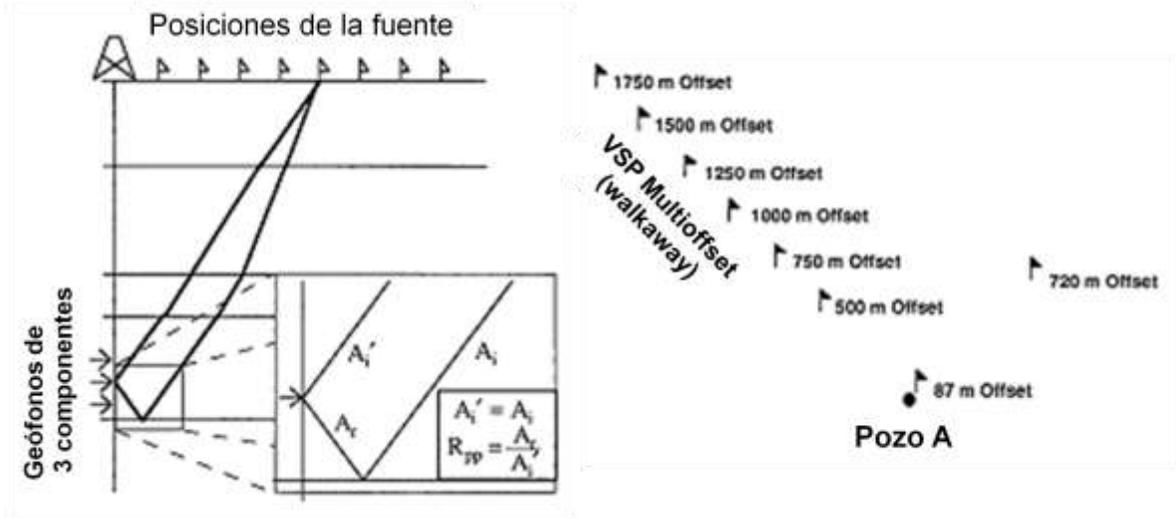


Figura 2.2.24 Geometría del VSP multi-offset para el estudio de AVO.

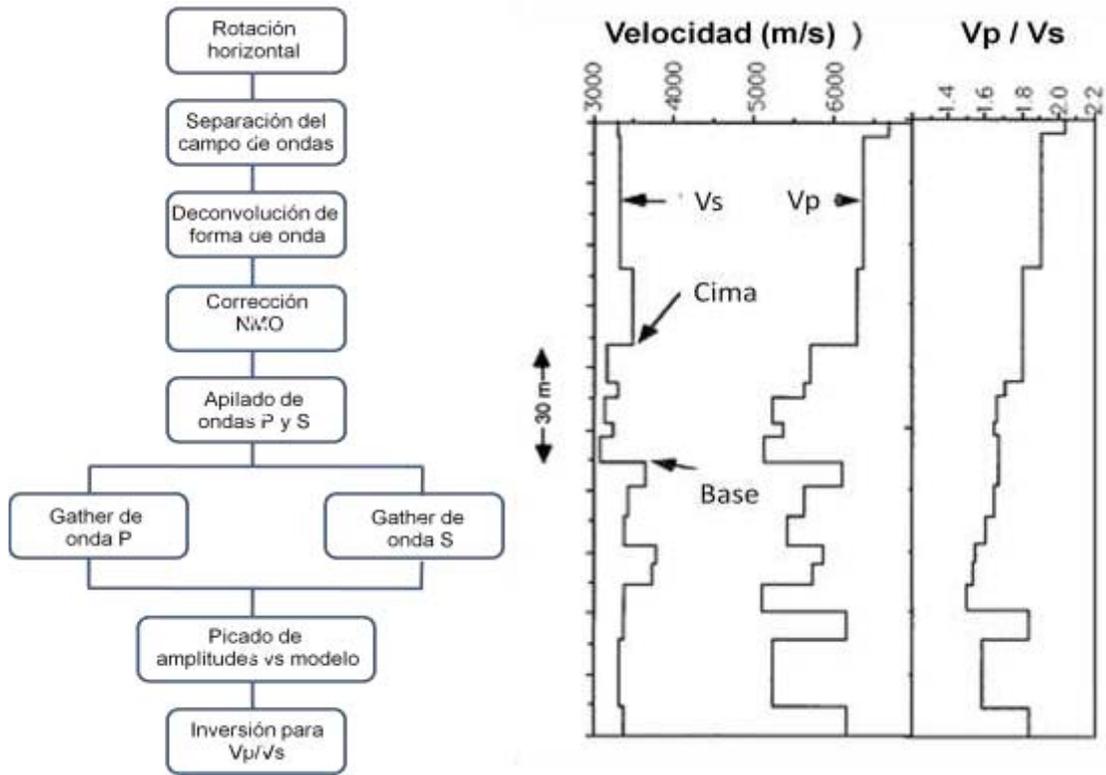


Figura 2.2.25 a) Secuencia de procesamiento para VSP multi-offset b) Velocidades V_p , V_s y relación V_p/V_s para apoyar los estudios de AVO.

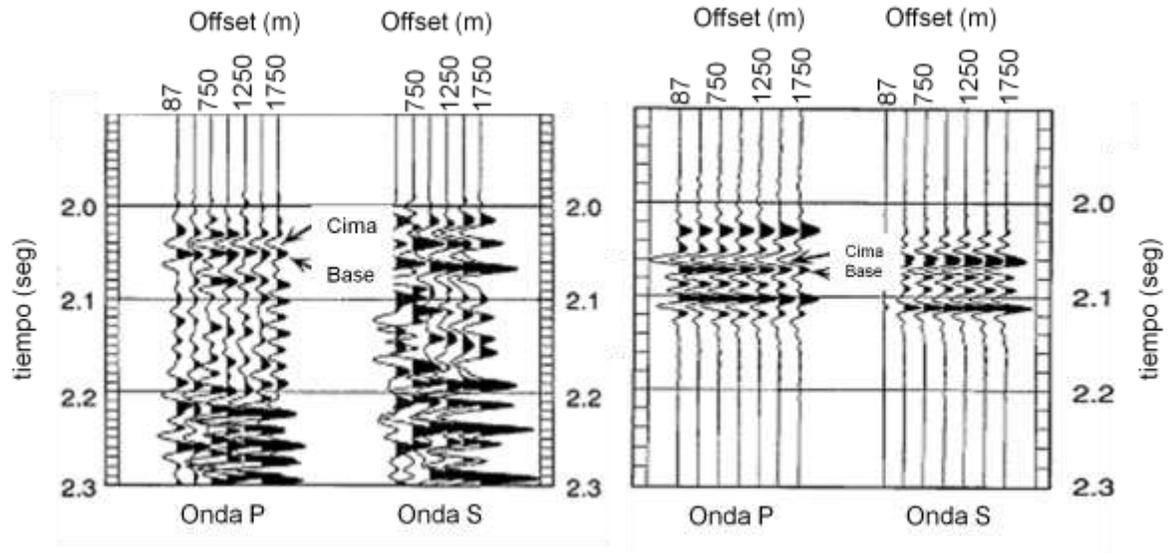


Figura 2.26 Datos de a) Gathers P y S procesados, b) gathers P y S sintéticos.

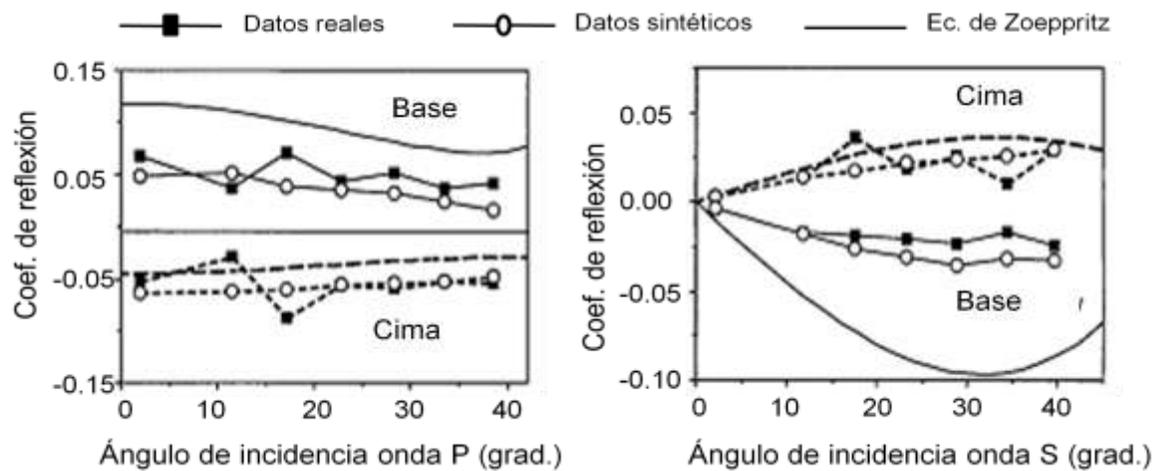


Figura 2.27 Variación de las amplitudes reales, sintéticas y Ecuaciones de Zoeppritz en relación a los ángulos de incidencia (a) amplitudes PP, b) amplitudes PS.

- **Predicción de horizontes geológicos por debajo de barrena.** Una de las principales aplicaciones del VSP es identificar los horizontes sísmicos que se encontraran por debajo de la profundidad actual de la barrena o estimar el espesor del cuerpo del último contacto geológico. Una de las técnicas empleadas en forma muy practica es sumar los tiempos de arribo de las primeras llegadas a las ondas ascendentes, prolongar la tendencia de los primeros arribos y continuar los horizontes sísmico por debajo de la barrena hasta que se

intercepte con la tendencia de los primeros arribos, la profundidad es obtenida contando los incrementos de profundidad y sumarlos a la profundidad total del VSP, figura 2.2.28. Otra de las formas es mediante el proceso de inversión sísmica del VSP.

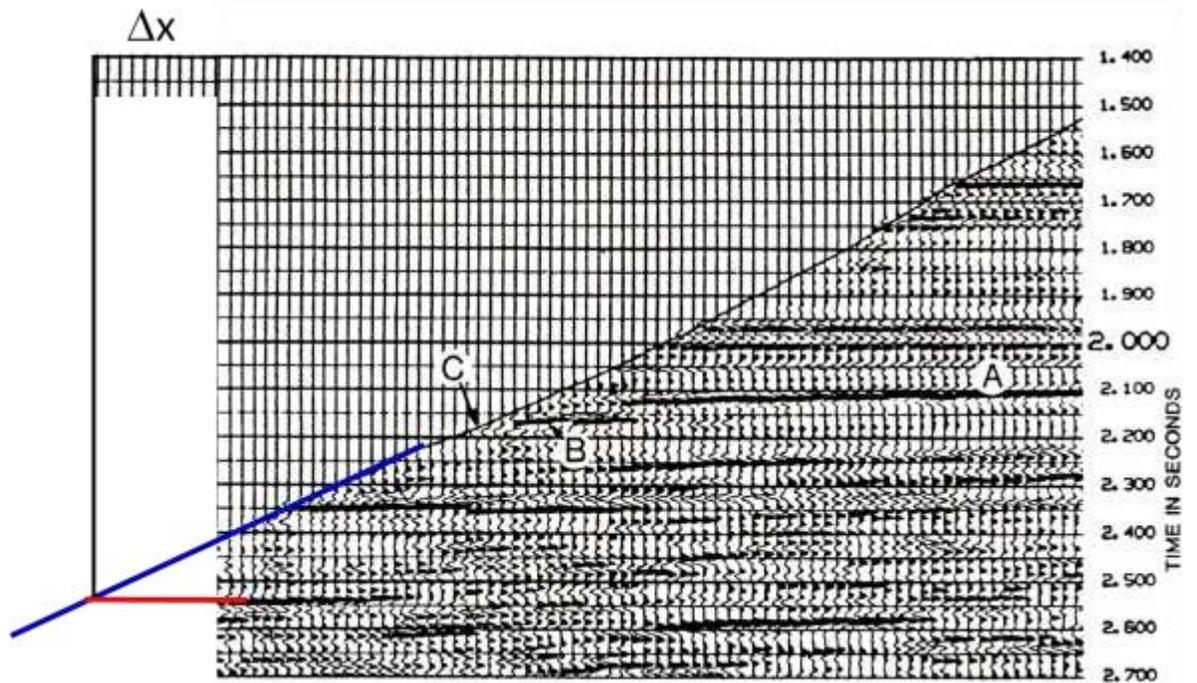


Figura 2.2.28 Ejemplo para la predicción de horizontes geológicos, seguido con la línea roja por debajo de la barrena.

2.3 Sísmica superficial multicomponentes

La adquisición sísmica 3D se ha convertido en una herramienta esencial en la exploración sísmica para optimizar las inversiones en exploración y desarrollo de campos y minimizar el riesgo. La adquisición de cizalla y su interpretación ha aumentado en México, figura 2.3.1, y en el mundo en los últimos años.

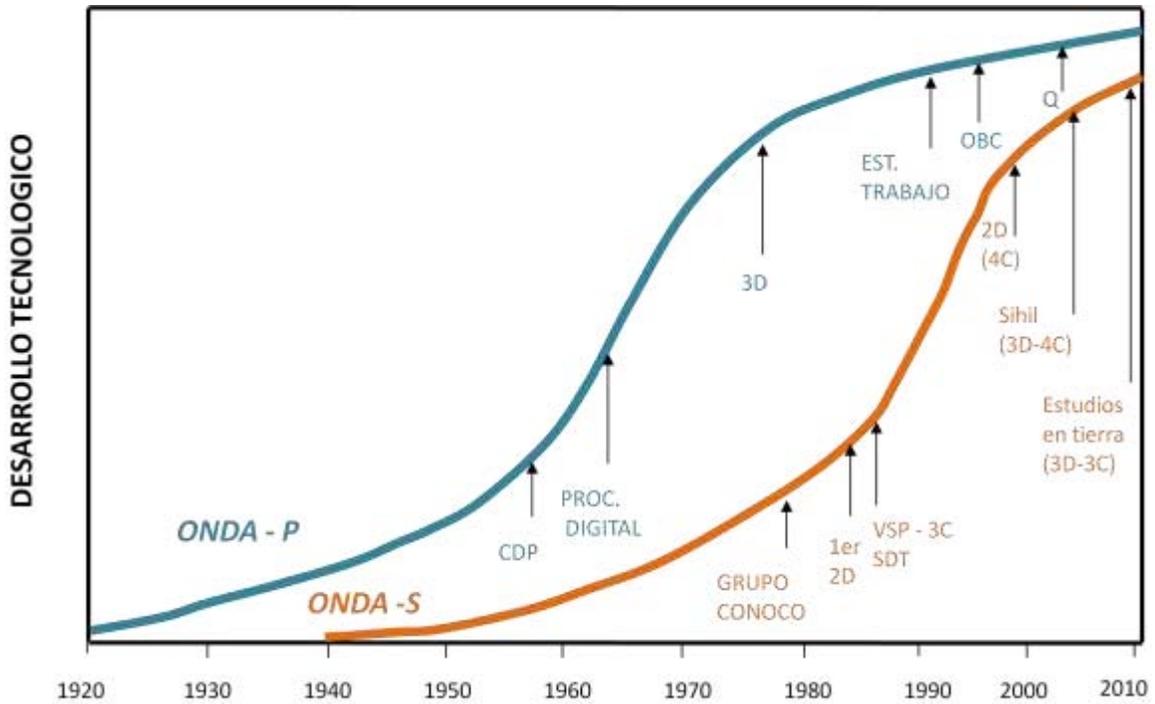


Figura 2.3.1 Desarrollo tecnológico de la sísmica P vs la sísmica S en México¹².

Podemos hacer la diferencia de dos técnicas básicas de la prospección de las ondas S.

1. Técnica SH
2. Técnica P - SV

La primera técnica, al parecer más favorecida en un principio, necesita una fuente especial que produzca ondas polarizadas horizontalmente, los geófonos se colocan paralelos al movimiento de la

¹² Proporcionada por Ing Marco Antonio Flores Flores

fuerza sobre una línea perpendicular al movimiento de la fuente. En cuestión del procesamiento es similar a lo que se hace con la onda P. Los pros y los contras se muestran en la siguiente tabla 2-4.

Tabla 2-4 Descripción de las ventajas y desventajas de la técnica SH

Ventajas	Desventajas
Registro de reflexión relativamente simple.	Se necesita una adquisición diferente con una fuente especial (aumento del costo).
El procesamiento con un sistema P existente es directo siempre y cuando escale apropiadamente.	La correlación entre los eventos P y SH son complicados debido a la diferencia que existe entre los pulsos que emite cada fuente (firma de la fuente).

La otra técnica el P-SV, ésta técnica fue estudiada por Graves & Schineider en 1979. Como se sabe una de las formas de generar ondas SV es por el modo de conversión, esto sucede cuando una onda P se refleja con una incidencia no normal en una frontera de medios elásticos, es por eso que sólo se necesita una fuente y dos geófonos, uno vertical para medir ondas P y uno horizontal orientado paralelamente a la línea de tiro. Sin embargo, esta técnica tiene algunas diferencias en el procesamiento con respecto a la onda P, ya que en la onda P asume que el punto de reflejo es el mismo a diferentes profundidades y se encuentra en el punto medio común (CMP), mientras que para la onda P - SV el punto de reflejo, ahora llamado punto de conversión común CCP por sus siglas en inglés no es el mismo conforme cambia la profundidad, además otras de las principales diferencias son las correcciones estáticas y dinámicas (NMO y DMO).

Tabla 2-5 Descripción de las ventajas y desventajas de la técnica SV

Ventajas	Desventajas
Con una adquisición sísmica, se obtiene la onda P y la onda S, teniendo la misma firma de fuente para correlacionar una con la otra.	Las ecuaciones de tiempo de viaje son más complicadas.
La energía perdida por la atenuación inelástica es menor que en la técnica SH.	El offset tiene que ser más largo para asegurar que tengamos onda convertida P – SV en cada uno de los horizontes de interés.
Costos menores que la de adquirir sísmica P y sísmica SH	Procesamiento sísmico más complejo, variando de compañía a compañía
Apoya en la interpretación para identificar cambios litológicos y fluidos	Es aconsejable contar con información de pozos para determinar la relación V_p/V_s

2.3.1 Principios

Los principios en los que se basa la técnica P – SV en general son los mismos que la sísmica de reflexión de la onda P (principio de Fermat, principio de Huygens y Ley de Snell). Sin embargo hay que tener en cuenta el punto de conversión común (CCP) que se presenta en las ondas convertidas a diferentes ángulos de reflexión.

2.3.1.1 Factores que afectan la amplitud

En un artículo de Steve Henry (2004) que fue publicado en Geophysical Corner en la AAPG Explorer, donde divide los factores que afectan la amplitud antes del procesamiento, y los que surgen del procesamiento son explicados a continuación:

Los factores antes del procesamiento, figura 2.3.2 y 2.3.3, pueden ser debidos a la fuente como: intensidad, acoplamiento, arreglos y fantasmas, que en la figura 2.3.2 se muestran en color anaranjado. Los factores que están relacionados al medio de propagación de las ondas que se muestran en color cyan, de estos factores hay 4 que son lo que tienen mayor impacto a afectar la amplitud, que se muestran en color rojo:

1. La divergencia esférica: la amplitud disminuye debido a que la energía permanece constante a pesar del aumento del área del frente de onda. Esto se puede arreglar en el procesamiento aproximándolo como el inverso de la distancia al cuadrado y si la velocidad fuese constante como el inverso del tiempo al cuadrado
2. Energía transmitida y discontinuidades: la amplitud puede ser disminuida notablemente debido a capas subyacentes o cambios laterales que tengan una impedancia muy alta ya que reduce la energía transmitida
3. Interferencia: esta se da cuando los coeficientes de reflexión crean una interferencia constructiva o destructiva debido a que las capas son muy delgadas con respecto a la longitud.
4. AVA: puede relacionar los cambios de amplitud a propiedades de una roca y sus fluidos de la roca. En una traza apilada puede verse menos este efecto.



Figura 2.3.2 Factores que afectan la amplitud. Factores de fuente y del medio. (Modificado de Henry, 2004)

En la figura 2.3.3 se observan los factores que afectan en la adquisición sísmica, sin contar los factores debidos a la fuente, de los que afectan más es el relacionado con los cambios en la posición de la fuente y el arreglo de los receptores de la geometría planeada, debido a ríos, casa, plataformas, entre otros por lo que se pierden trazas para apilar y en lo que más afecta es el desbalanceado de las frecuencias (Henry, 2004).

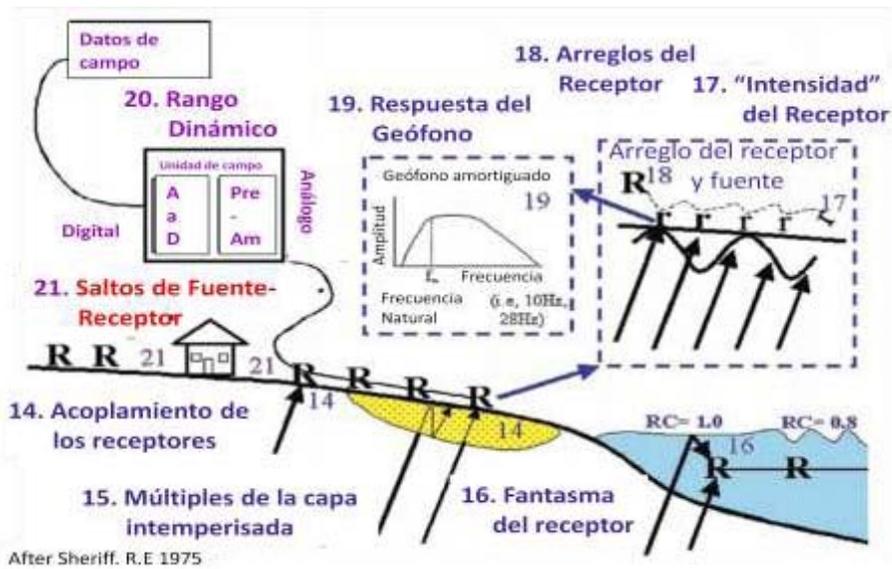


Figura 2.3.3 . Factores que afectan la amplitud. Factores de adquisición. (Modificado de Henry, 2004)

En el procesamiento sísmico puede haber distintos parámetros que afecten las amplitudes en cada una de las diferentes secuencias de procesado dependiendo del objetivo al que se quiera llegar.

2.3.1.2 Ondas convertidas

Las ondas convertidas son generadas en cada discontinuidad dentro de un cuerpo elástico, estas ondas se presentan cuando una onda P incidente convierte parte de su energía a una onda S y viceversa, figura 2.3.4, el nombre que se le ha dado a las ondas convertidas es ondas C (Thomsen, 1999)

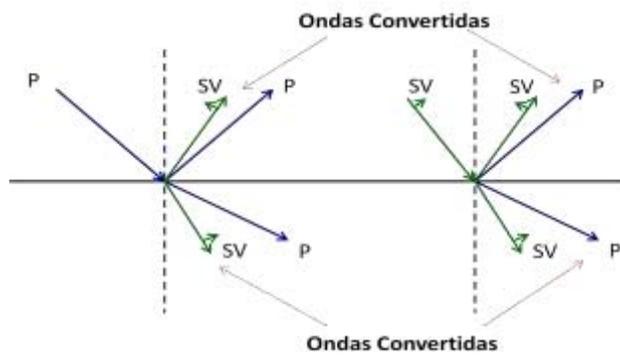


Figura 2.3.4 Esquema de ondas convertidas

Las funciones que permiten calcular la amplitud de la onda reflejada y transmitida considerando el ángulo de incidencia y las velocidades del medio son las ecuaciones de Zoeppritz. Estas ecuaciones se derivan utilizando el principio de conservación del esfuerzo en las interfaces y de la Ley de Snell. Se puede expresar en su forma matricial para el cálculo directo de los coeficientes de transmisión y reflexión.

$$\begin{bmatrix} \text{sen}\theta_{P_1} & \text{cos}\theta_{S_1} & -\text{sen}\theta_{P_2} & \text{cos}\theta_{S_2} \\ -\text{cos}\theta_{P_1} & \text{sen}\theta_{S_1} & \text{cos}\theta_{P_2} & -\text{sen}\theta_{S_2} \\ \text{sen}2\theta_{P_1} & \frac{V_{P_1}}{V_{S_1}} \text{cos}\theta_{P_1} & -a \text{sen}2\theta_{P_2} & b \text{cos}2\theta_{S_2} \\ \text{cos}2\theta_{S_1} & -\frac{V_{S_1}}{V_{P_1}} \text{sen}2\theta_{S_1} & -c \text{cos}2\theta_{S_2} & -d \text{sen}2\theta_{S_2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{sen}\theta_{P_1} \\ -\text{cos}\theta_{P_1} \\ \text{sen}2\theta_{P_1} \\ -\text{cos}2\theta_{S_1} \end{bmatrix} \quad 2.3.1$$

Donde

$$a = \frac{\rho_2 V_{S_2}^2 V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}^2 V_{P_2}}, \quad b = \frac{\rho_2 V_{S_2} V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}^2}, \quad c = \frac{\rho_2 V_{P_2}}{\rho_1 V_{P_1}}, \quad d = \frac{\rho_2 V_{S_2}}{\rho_1 V_{P_1}} \quad 2.3.2$$

$$\frac{\text{sen}\theta_{P_1}}{V_{P_1}} = \frac{\text{sen}\theta_{S_1}}{V_{S_1}} = \frac{\text{sen}\theta_{P_2}}{V_{P_2}} = \frac{\text{sen}\theta_{S_2}}{V_{S_2}} = p = \text{constante} \quad 2.3.3$$

Siendo el subíndice 1 el medio superior y el subíndice 2 el medio inferior.

Para poder conocer los coeficientes reflexión y transmisión, R, de las ecuaciones de Zoeppritz para una onda plana anteriormente descritas matricialmente, $AR=B$, se despeja R quedando de la siguiente forma $R=A^{-1}B$.

En la figura 2.3.5 se muestra una representación de la geometría de los rayos de la propagación de las ondas sísmicas de una simple reflexión para el caso de ondas P, figura 2.3.5 a, y ondas P – SV, figura 2.3.5 b. La reflexión P - SV difiere de la reflexión P- P en el sentido que la trayectoria del rayo no es simétrica. Esto significa que el punto medio común en un cubrimiento de ondas P no existe para las ondas convertidas.

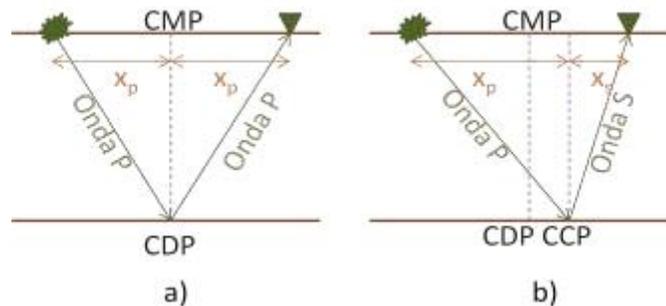


Figura 2.3.5 Trayectoria de las ondas PS

En un medio elástico con diferentes velocidades de ondas P y S para cada capa y considerando las ondas convertidas, el punto de reflexión es conocido como punto de conversión común CCP, figura 2.3.6, este punto de reflexión es dependiente de la relación V_p/V_s , tiene un comportamiento asintótico con la profundidad y no es más grande que el punto medio entre la fuente y el receptor ($x/2$)

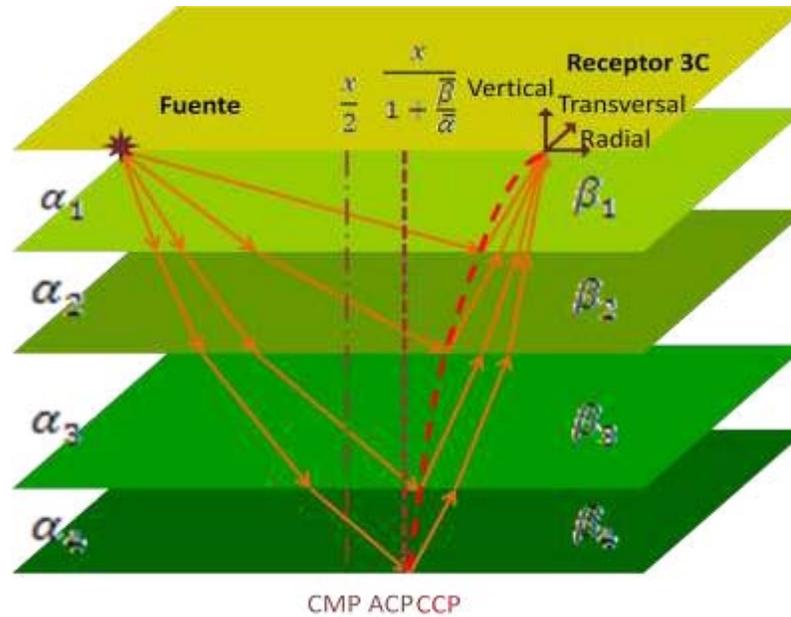


Figura 2.3.6 Esquema idealizado de la trayectoria de la onda convertida. La curva en color rojo es la curva del punto de conversión común CCP, la línea punteada son los puntos que se le conocen como punto común asintótico ACP. En naranja se muestran las trayectorias de la onda convertida³. (Modificada de CREWES).

2.3.2 Adquisición

La adquisición de tres componentes en 3D se está empleando con la suposición de considerar todas las ventajas de un medio elástico y por consiguiente es útil por ejemplo: para detectar yacimientos fracturados o con geología en la que se espera algún comportamiento anisotrópico. El proceso para determinar los parámetros necesarios para adquisiciones multicomponentes es similar al de onda de modo P. Muchas de las técnicas de campo de onda P pueden ser aplicadas a adquisiciones multicomponentes directamente o con pequeñas variaciones. Es importante tener en cuenta también los factores no geofísicos como son la accesibilidad geográfica o topográfica, la cuestión económica, equipo disponible, entre otros ya que juegan un papel importante en el diseño de la adquisición.

Las relaciones de velocidades aparentes y longitudes de ondas para los eventos sísmicos P y S a un offset x se establece mediante las siguientes ecuaciones:

$$V_{AP} = \frac{V_P}{x} \sqrt{t_P^2 V_P^2 + x^2} \quad 2.3.4$$

$$V_{AS} = \frac{V_S}{x} \sqrt{t_S^2 V_S^2 + x^2} \quad 2.3.5$$

$$\lambda_P = \frac{V_{AP}}{f_P} \quad 2.3.6$$

$$\lambda_S = \frac{V_{AS}}{f_S} \quad 2.3.7$$

Para un reflector dado, $T_P V_P = T_S V_S$, así $\frac{V_{AP}}{V_{AS}} = \frac{V_P}{V_S}$ y $\frac{\lambda_P}{\lambda_S} = \frac{V_{AP}}{V_{AS}} \frac{f_S}{f_P} = \frac{V_P}{V_S} \frac{f_S}{f_P}$, generalmente el valor de $\frac{V_P}{V_S}$ es cercano a $\frac{f_P}{f_S}$ o un poco más pequeño, por lo que la longitud de onda de la onda S es cercana a la longitud de onda de la onda P o ligeramente más grande. Para el modo convertido la longitud de onda puede ser más bajo que la longitud de onda de modo P en el dominio somero, pero se incrementa con la profundidad más rápidamente que la longitud de la onda de modo P, por lo que la longitud de onda de modo S es mayor a profundidades.

Para el diseño de la adquisición sísmica 3D multicomponentes que se presenta aquí, se apega a los 14 pasos escritos por Galbraith (2004) para la metodología de adquisición OBC (Ocean Bottom Cable). Estos pasos consideran información previa dentro del área de adquisición sísmica, sin embargo si no se tiene alguna información disponible en el área, se pueden estimar los parámetros necesarios a partir de la adquisición sísmica 2D, experiencia y análogos cercanos. Algunos pasos establecidos por Galbraith contienen modificaciones para que considere una distribución uniforme de apilamiento tanto para los CCP (Common Conversion Point) como para los CMP (Common Midpoint).

1. **Determinar el tiempo de grabado**, una forma de calcularlo es:

$$T_0(z) = \frac{2}{k} \ln \left(1 + \frac{kz}{V_0} \right) \quad 2.3.8$$

Donde T_0 es el tiempo doble de viaje, V_0 es el intervalo de velocidad en la superficie k es una constante de aceleración y z es la profundidad. La ecuación anterior se obtuvo por el método de los dos puntos para obtener la ley de velocidades. Se recomienda que se adicione 1.5 a 2 segundos para asegurar la reflexión del objetivo más profundo

-
2. **Determinar la frecuencia máxima requerida** para resolver el espesor de la formación que es el objetivo de estudio. Teniendo una frecuencia máxima, F_{max} , y suponiendo una ondícula simétrica se aproxima la frecuencia dominante como la mitad de la frecuencia máxima.
 3. **Estimar el promedio de la atenuación inelástica**, Q , desde la superficie hasta el objetivo. Una de las formas de calcular la atenuación es por medio del cociente espectral de las ondículas descendentes a partir de un VSP de offset cero.
 4. **Determinar el tiempo o profundidad** donde las frecuencias altas aun pueden ser tomadas en cuenta por medio de hacer una gráfica que muestre las disponibles frecuencias contra tiempo o profundidad, tomando en cuenta pérdidas de divergencia, transmisión y reflexión y atenuación inelástica. Si las amplitudes de las altas frecuencias caen aproximadamente a 110dB o menos, ya no se consideran.
 5. **Establecer el criterio de detectabilidad**, el pequeño cambio que se desea observar en el objetivo, usando información petrofísica, e.g. gráfica de porosidad contra impedancia acústica. Si el nivel de ruido es mayor que el que deseamos detectar no se podrán observar los cambios, por lo que se establece el cociente de señal/ruido, S/N , en el objetivo.
 6. **Calcular la fuerza necesaria de la fuente** para producir las frecuencias necesarias. Por medio del punto 3 se puede analizar la frecuencia máxima a la que se puede ver en el objetivo. Si la frecuencia calculada es menor la frecuencia deseada, se puede usar un instrumento de grabación con un rango dinámico más amplio o un rango dinámico más estrecho centrado en el objetivo usando ganancia pre-amplitud en la fuente o alguna otra técnica.
 7. **Determinar la relación S/N** , usando auto y cross correlación. Se asume ruido aleatoriamente, se sugiere agregar ruido coherente aunque complique el problema del diseño. Se puede determinar por medio de tiros de prueba o si se tiene información por medio de la siguiente fórmula:

2.3.9

$$\frac{S}{N} \text{ crudos} = \frac{\frac{S}{N} \text{ migrados}}{\sqrt{\text{Fold}}}$$

Los valores de S/N pueden ser calculados por medio de la correlación y autocorrelación de una traza ya que:

$$\text{Auto - correlación (AC)} = \text{Señal}^2 + \text{Ruido}^2 \quad 2.3.10$$

$$\text{Cross - correlación (XC)} = \text{Señal}^2 \quad 2.3.11$$

$$\frac{AC}{XC} = \frac{S^2 + N^2}{S^2} \quad 2.3.12$$

Por lo que:

$$\frac{S}{N} = \frac{1}{\sqrt{\frac{AC}{XC} - 1}} \quad 2.3.13$$

Se suelen sumarse varias autocorrelaciones y crosscorrelaciones para obtener un buen promedio, generalmente este cálculo se repite en series de ventanas de tiempo y espacio traslapadas para obtener un conjunto de S/N de trazas. Cuando no se tiene ninguna información se usa una regla donde la relación S/N=4. Si las altas frecuencias son importantes para la detectabilidad, el apilamiento (fold) debe de incrementarse para incrementar la relación S/N en las altas frecuencias.

- 8. Determinar el apilamiento requerido** para la adquisición por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{Apilamiento}_{\text{requerido}} = \left(\frac{\frac{S}{N}_{\text{requerido}}}{\frac{S}{N}_{\text{crudo}}} \right)^2 \quad 2.3.14$$

En adquisiciones para análisis antes de apilar como el AVO, este cálculo no es adecuado, Cambois (2000) menciona que debe de haber una mejora de 3,5dB para tener mejor exactitud del interceptor y 15dB para el gradiente asociado con un fold de 30 ya con el mute.

9. **Calcular el bin**, se recomienda que el tamaño del bin sea el mismo tanto para la inline y como para la crossline, para que la respuesta del impulso y por ende la resolución sea la misma. El tamaño del bien puede calcularse por medio de dos criterios, el primer criterio es el de canales o cuerpos pequeños donde se necesitan al menos 3 trazas que lo contengan. La segunda es estructural y se puede calcular de la siguiente manera:

$$R_x = \frac{0.715V_{RMS}}{2F_{max} \text{sen}(\theta_{max}) \cos(i)} \quad 2.3.15$$

θ_{max} es la apertura de migración e “i” es la mitad del ángulo de cualquier par de fuente-receptor del objetivo. Debido a que hay muchos pares de fuente-receptor se suele tomar θ_{max} más amplio y el promedio de del offset fuente-receptor, figura 2.3.7.

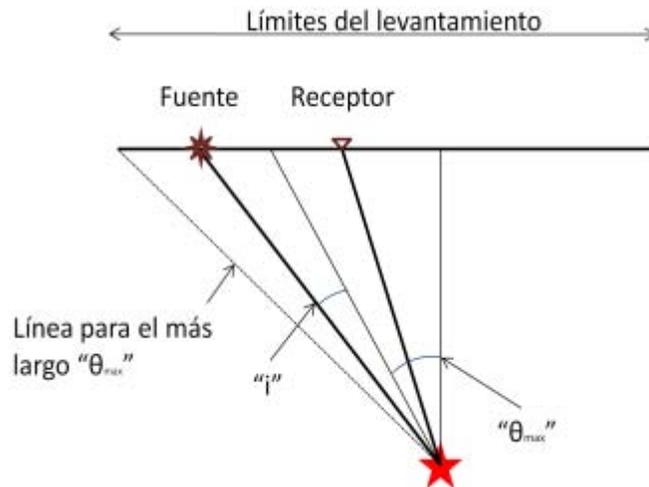


Figura 2.3.7 Esquema para los ángulos “i” y “ θ_{max} ” (Modificada de Galbraith, 2004).

Para objetivos con demasiado echado, la elección del bin, Δx , estará limitado con la frecuencia máxima que no presenta aliasing en vez de la frecuencia máxima calculada en el primer punto.

$$\Delta x = \frac{V_{\text{mínima}}}{4F_{\text{sin aliasing}} \text{sen} \theta_{\text{max echado}}} \quad 2.3.16$$

Si la frecuencia sin aliasing es igual a la frecuencia máxima, el tamaño del bin es igual a la resolución. En general en la tierra se tiene velocidades bajas en la parte somera tendiendo a aumentar, mientras que las frecuencias son altas y con la profundidad disminuyen por lo que si tenemos objetivos someros el bin va a ser pequeño y en objetivos profundos el bin va a ser grande.

Es importante calcular bien el tamaño del bin ya que si lo hacemos más pequeño de lo que debe de ser, el costo aumentaría y si lo hacemos más grande de lo que debería de ser la adquisición estaría submuestreada.

- 10. Determinar el máximo y el mínimo offset.** Para los registros de onda P, el offset mínimo corresponde a los objetivos someros, mientras que el de offset máximo a los objetivos más profundos. Estos parámetros ayudan a determinar aproximadamente el espaciamiento de la línea de receptores, x_{min} puede ser usado para determinar aproximadamente los espaciamientos de las líneas de receptores mientras que x_{max} para determinar las dimensiones totales del patch (área cubierta por las líneas de los receptores i.e. templete de receptores). Se recomienda que x_{min} sea menor que la profundidad del reflector más somero que necesita ser grabado.

Usualmente se calcula con las funciones de mute, este se debe a que para poder tener una imagen el mínimo de trazas es 3 y para hacer estudios de AVO se necesitan por lo menos 10 trazas y al hacer la corrección por NMO se van eliminando trazas debido al estiramiento que éstas sufren por la corrección. Generalmente se usa un estiramiento de la onda del orden de 20 a 25%, si los offsets largos son muy importantes el orden puede ser de 30%.

Para registros SH pura las trayectorias de rayo son similares a las ondas PP, generalmente en el rango de adquisición. Sin embargo, se debe de tener cuidado en los más mínimos desplazamientos, puesto que uno de éstos puede hacer la diferencia entre tener datos y no. A consecuencia de que la onda SH se registra en la componente transversal, estamos

expuesto a que un posible arribo de ondas Love pudiera enmascarar la señal, y hacer la recuperación de la señal casi imposible.

- 11. Apertura de migración.** Es la cantidad agregada a la adquisición para que las estructuras con echado en los bordes sean grabados correctamente, Cordsen et al, 2000. Para calcular la apertura de migración se puede hacer con la siguiente fórmula:

$$x_{mig} = z \tan \delta \quad 2.3.17$$

Donde x_{mig} es la apertura de migración, z es la profundidad del objetivo y δ es el echado de la estructura del objetivo

- 12. Escoger la geometría,** se recomienda mantener el tamaño del bin, el apilamiento, el x_{max} , el tamaño de intervalo de la fuente, SI, y del intervalo del receptor, RI, ya que son el doble del tamaño del bin de CMP. El cálculo del intervalo de la línea de la fuente, SLI, y el intervalo de la línea de los receptores, RLI. Para hacer un cálculo del RLI y SLI de CMP es el siguiente:

Primero se determinan las fuentes por km^2 , NS, con la siguiente fórmula (Stone, 1994)

$$NS = \frac{F}{C \cdot b_x \cdot b_y} \quad 2.3.18$$

Donde F es el apilamiento, C es el número de receptores disponibles, b_x es la dimensión en la dirección x y b_y es la dimensión en la dirección y. Teniendo el número de disparos se calcula SLI para después de RLI

$$SLI = \frac{1}{2 \cdot b \cdot NS} \quad 2.3.19$$

Donde b es la dimensión del bin perpendicular a la orientación de la línea de fuentes.

$$RLI = \sqrt{(x_{min})^2 - \left(SL - \frac{RI}{2}\right)^2} + \frac{SI}{2} \quad 2.3.20$$

Sin embargo, este paso es fundamental para tener una distribución uniforme en CCP y CMP ya que se tienen que tener en cuenta el rango de los offsets donde las ondas convertidas estarán presentes. El CCP, no cae en el punto intermedio entre la fuente y el receptor como

se mostró en el capítulo de principios de esta sección. Normalmente este punto de conversión está a una distancia X_c de la fuente

$$X_c = \frac{x}{1 + \frac{v_s}{v_p}}$$

Donde x es la distancia entre la fuente y el receptor, v_p es la velocidad promedio de la onda P y v_s es la velocidad promedio de la onda S. Por lo que el fold de las ondas convertidas estará más cercano a los receptores que a las fuentes. En las figuras 2.3.8 y 2.3.9, se puede hacer una comparación entre el fold que tendrá la onda PP y la onda PS

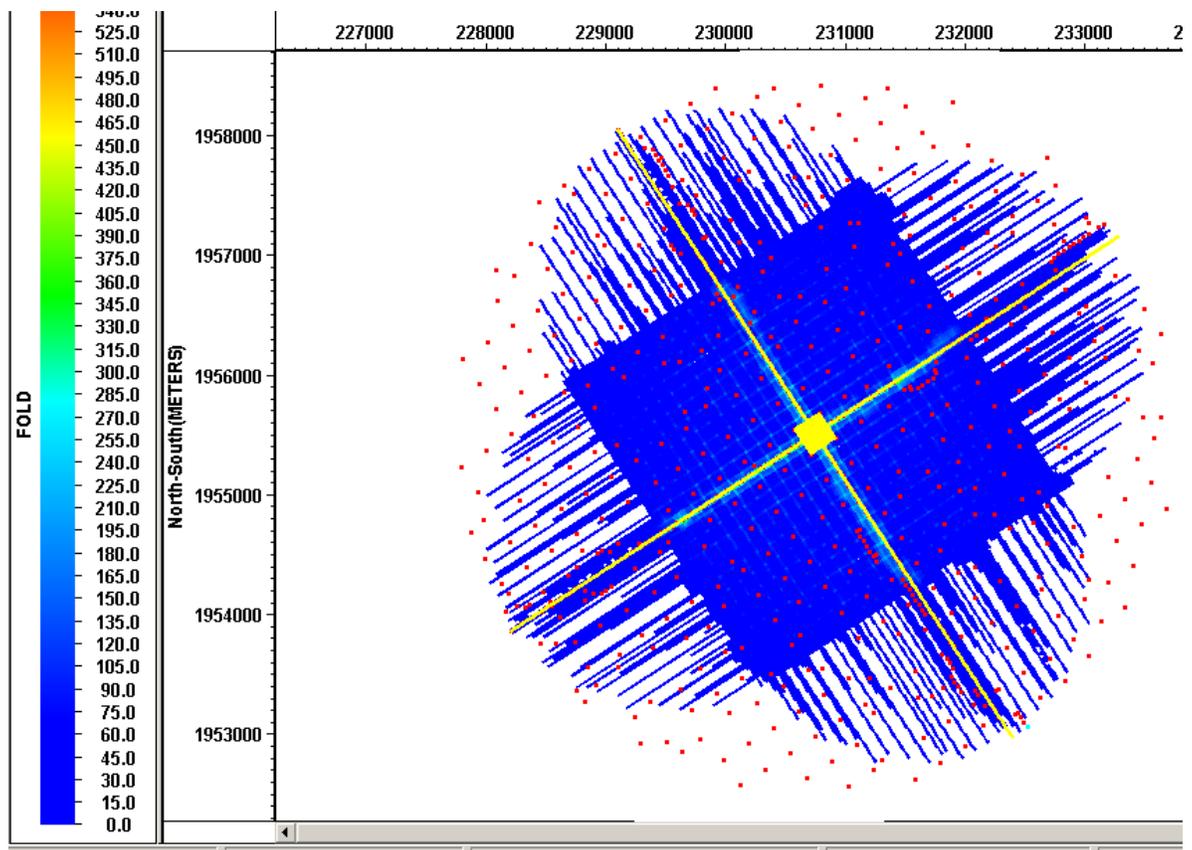


Figura 2.3.8 Fold de la onda PP (COMESA, 2010).

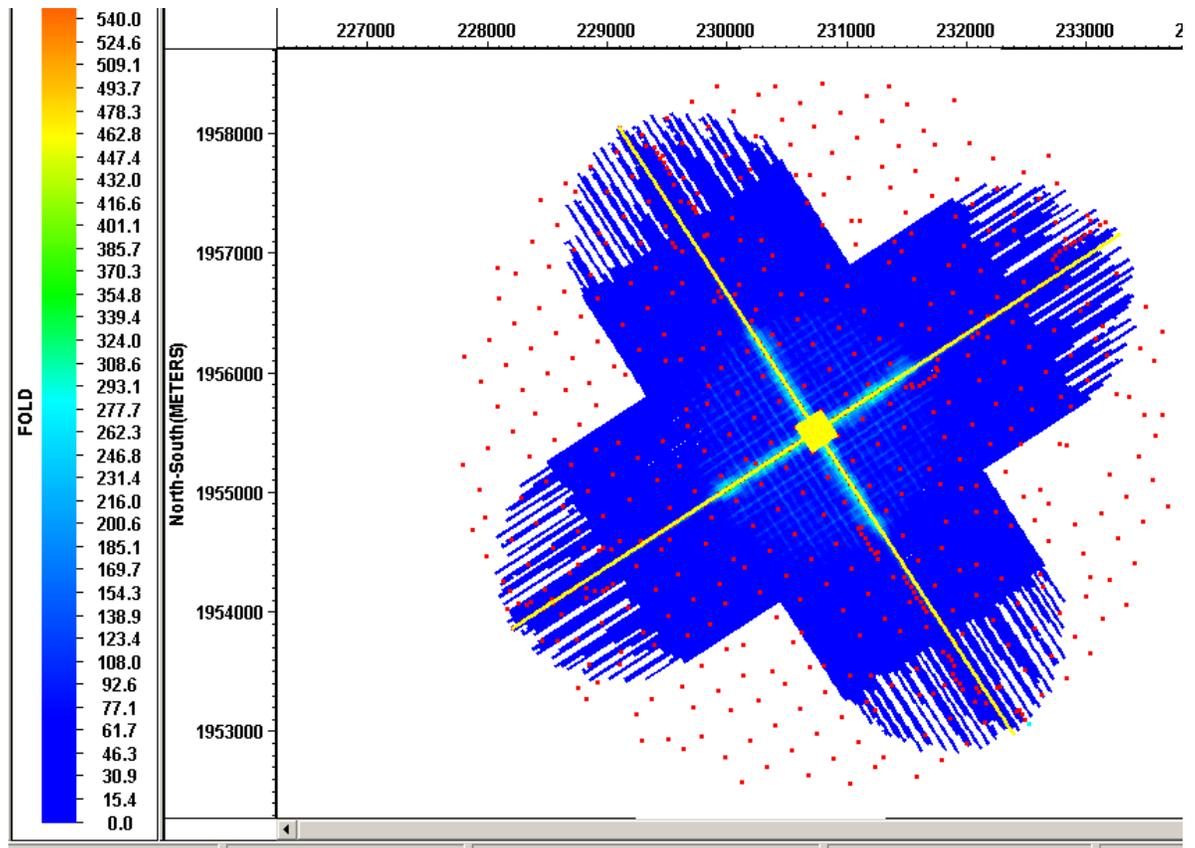


Figura 2.3.9 Fold de la onda PS, mismo arreglo de adquisición que la figura 2.3.8. Se observa que los CCP tienden a estar cerca de los receptores (COMESA, 2010).

Es por eso que se debe de tener en cuenta que CCP es diferente que CMP. De la definición que dio Lawton sobre el tamaño del bin, se puede despejar RI o SI.

$$B_x = \frac{RI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.22$$

$$B_y = \frac{SI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.23$$

Estas formulas se basan en el concepto del punto de conversión asintótico en lugar del mapeo de CCP con profundidad variante.

No se necesita saber la velocidad de la onda S o de la onda P antes de la adquisición, generalmente $\frac{v_p}{v_s} > 1$. En los casos de CMP $\frac{v_p}{v_s} = 1$, por lo que en un mismo arreglo, i.e RI constante, el bin del CCP es más grande que el bin de CMP.

Idealmente, se preferiría encontrar una geometría que produjera una distribución uniforme de los puntos medios comunes y de los puntos de conversión usando el mismo bin. Esta técnica fue desarrollada por Cordsen y Lawton (1996) adquirida por CREWES Project en 1995.

En el siguiente concepto de diseño se asume $\frac{v_p}{v_s}$ es constante y es igual a 2. Es importante mencionar que el cálculo del tamaño del bin y la distribución del CCP en la dirección de los receptores son diferentes en la dirección de la fuente.

La distribución de los CCPs en la dirección de la línea de los receptores puede determinarse con el intervalo de la línea de las fuentes

$$SLI = RI \cdot i \tag{2.3.24}$$

Si i es un entero par, entonces, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{RI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \tag{2.3.25}$$

Si i es un entero impar, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{RI}{2 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \tag{2.3.26}$$

Si i es un entero + 0.5, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\tag{2.3.27}$$

$$\frac{RI}{4 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)}$$

La distribución de los CCPs en la dirección de la línea de fuentes puede determinarse con el intervalo de la línea de los receptores

$$RLI = SI \cdot j \quad 2.3.28$$

Si j es cualquier entero, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.29$$

Si j es un entero +0.5, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{2 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \quad 2.3.30$$

Si j es un entero ± 0.25 , los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{4 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \quad 2.3.31$$

Si se usa la relación donde $i = (\text{entero} + 0.5)$ y $j = (\text{entero} + 0.25)$ se tiene una distribución de apilamiento par (e idéntico) tanto para las ondas compresionales como para las ondas convertidas,

A veces es difícil entender las variaciones de la relación $\frac{v_p}{v_s}$ antes de la adquisición por lo que se recomienda incluir estaciones en posiciones no ortogonales o aleatoriamente en vez de hacer los espacios más pequeños.

- 13. Una vez que se tengan geometrías propuestas deben ser probadas para varios tipos de ruido** (lineal de la fuente, back-scattering, múltiples, debidos al movimiento de las líneas

del receptor, entre otros). La mejor será la que atenúe mejor el ruido y que tenga una respuesta de migración simétrica y enfocada en tiempo después de apilar (PSTM).

14. **La logística y el costo de la adquisición** determinarán la geometría ideal. Si el presupuesto es menor de lo que implica la geometría ideal, se tendrían que hacer pequeños cambios, sin olvidar que no se deben de cambiar los requerimientos fundamentales, sino los resultados no serán útiles para el estudio.
15. **Resolver dudas de adquisición** como son, tipo de fuente (profundidad, parámetros del vibrador, arreglos, etc.), receptores (tipos de geófonos, enterrados, etc.), ganancia del grabado, entre otros por medio de pruebas de campo. En caso de no contar con el presupuesto suficiente para hacer todas las pruebas necesarias en campo, las simulaciones puede minimizar las pruebas de campo, los valores utilizados son valores crudos obtenidos por adquisiciones, VSP o registros de pozos previos. Es importante observar en dónde no se podrán adquirir datos debidos a cuerpos de agua, granjas, derrames basálticos, entre otros, para crear un diseño realista al medio en donde se va a hacer la adquisición.

Por lo que podemos ver en el punto 13 el diseño de la adquisición es un problema de optimización que pueda proveer de una buena imagen del objetivo y al mismo tiempo el que esté en el rango del presupuesto con el que se cuenta.

Es importante tener en cuenta que el trabajo de campo es una parte fundamental para obtener datos de buena calidad, entre los aspectos más destacados son: la alineación de los receptores H1 en la inline, acoplamientos adecuados de los receptores, hacer todas las anotaciones pertinentes. Esto ayudará al procesamiento y por consiguiente a obtener mejores datos de la onda convertida.

2.3.2.1 Fuentes de onda S

2.3.2.1.1 Fuentes explosivas

Las fuentes explosivas se ponen someramente, por arriba de la zona no intemperizada, para minimizar la energía de la onda P. éstas fuentes pueden ser de tres formas:

1. Los disparos de trincheras. Utilizan dinamita o cordón detonante si está fijado a las paredes de la trinchera. La trinchera se llena de material suelto, arena. Los disparos de cada lado se registran secuencialmente y se restan para eliminar el contenido de la onda P.

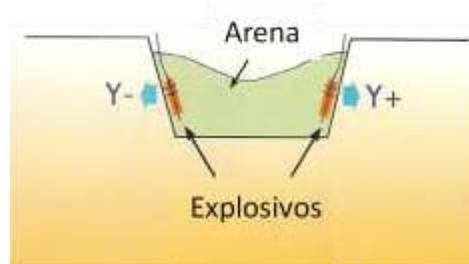


Figura 2.3.10 Esquema de disparo de Trinchera (Garotta, 2002).

2. Patrón de tres agujeros conocido como “camouflet”. Se refiere a disparar un pozo central primero, generalmente para registrar ondas P. Los otros dos tiros se registran secuencialmente y se restan para cancelar la energía de la onda P, tales patrones pueden ser muy satisfactorios, usando los parámetros correctamente ajustados.

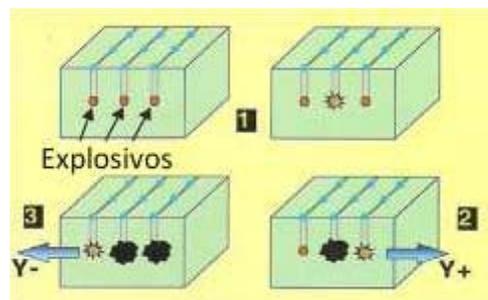


Figura 2.3.11 Esquema de Camouflet (Garotta, 2002).

3. Patrones de dos pozos. En este caso la carga debe de estar fijada a la cavidad, lo cual es muy difícil de lograr. Sin embargo, en condiciones superficiales favorables (arena/lutita), la

cuerda detonante en dos trincheras paralelas someras es una fuente transversal eficiente, asociada al procedimiento (Y^+-Y^-)

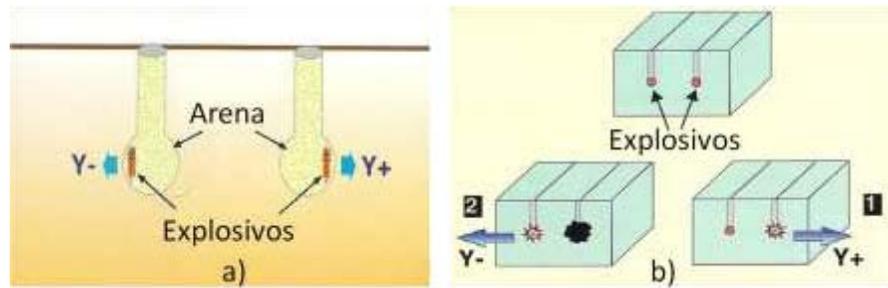


Figura 2.3.12 Esquema de Camouflet (Garotta, 2002).

Todos los parámetros asociados a este tipo de fuentes secuenciales pueden ser ajustados eficientemente, considerando la energía polarizada y la no polarizada en Y , i.e. $\frac{Y^+-Y^-}{Y^++Y^-}$. Así como también se debe de buscar el máximo valor de acuerdo a la carga, profundidad y distancia entre las trincheras.

2.3.2.1.2 Vibradores horizontales

El grupo Conoco propuso y activó el vibrador de masa horizontal, por lo que ya no es un problema. Sin embargo el problema en la actualidad es el acoplamiento. Un vibrador de onda P puede transmitir a la Tierra una fuerza igual a la de su peso, pero un vibrador horizontal puede transmitir el producto de su peso por la fricción entre la plataforma base y el suelo, que generalmente para suelo seco es 0.5 veces su peso.

Para resolver esta limitante, la plataforma base está cubierta por instrumentos de anclaje como navajas o pirámides invertidas. Fair, investigó la relación entre el peso del vibrador, la fuerza máxima horizontal y el ángulo ápice de las pirámides, concluyó que para una fuerza máxima horizontal dada, el ángulo debe incrementarse cuando la fuerza del sostén disminuye. No obstante, la tierra tiene una resistencia antes del rompimiento por la fuerza aplicada en las pirámides. Por lo tanto el acoplamiento óptimo debe evitar este rompimiento. De cualquier forma el anclaje es posible cuando la degradación del suelo no sea un problema mayor.

La secuencia que se debe de tomar en cuenta antes de hacer la adquisición cuando se opera con vibradores son:

- El desplazamiento de la plataforma base es mayor para las frecuencias bajas, por lo tanto deben de ser emitidas después de las frecuencias altas para evitar deterioro del acoplamiento, i.e. un barrido descendente es preferible. Por consiguiente la secuencia de barrido debe de ser adecuada para eliminar la distorsión armónica.
- Las secuencias alternas de polaridad son recomendadas para eliminar la energía de onda P que es emitida por el vibrador horizontal.

2.3.2.1.3 Fuentes de impacto

Una fuente típica es el Marthor, desarrollado por el Institut Français du Pétrole en 1976. La energía se origina al dejar caer un peso que se limita a efectuar una rotación alrededor de un eje horizontal por lo que el impacto en la plataforma base es horizontal. En la misma estación se hacen dos impactos en direcciones opuestas y se graban para obtener las ventajas de $(Y^+ - Y^-)$.

La secuencia del Marthor, consiste, generalmente, en una serie de apilamientos verticales de 3 a 6 pares de impactos opuestos. Como en los vibradores, para mantener el acoplamiento, es aconsejable y tal vez recomendado cambiar de posición después de un par de impactos.



Figura 2.3.13 Marthor (Lawyer, 2009)

2.3.2.1.4 *Uso de vibradores verticales.*

Cálculos teóricos de Miller y Pursey han demostrado que la energía compresiva emitida por un vibrador vertical es de 7%, mientras que para la onda de cizalla (en su modo SV) es de 26%. Sin embargo el patrón de radiación de la onda de cizalla muestra un máximo a un ángulo de 45°. Por lo que la energía de la onda de cizalla puede ser explotada con el método conocido como “SHOWER” en el cual dos vibradores se ponen lado a lado con un desfase de 180°, haciendo que la onda P sea eliminada mientras que la onda SV permanece lo suficientemente fuerte para producir un registro de onda de cizalla.

2.3.2.1.5 *Ondas Convertidas.*

Para el caso de las ondas convertidas donde la fuente excita ondas P, se pueden tener tanto vibradores como dinamita. Sin embargo, es más recomendable que se use dinamita ya que excita ondas P para cualquier lado, en cambio el vibrador sólo excita ondas P a ciertos grados verticalmente, i.e. que la energía compresional es radial a la dinamita mientras que con los vibradores no se generan ondas compresionales horizontalmente.

2.3.2.2 **Receptores**

Una respuesta idéntica significa también una frecuencia natural idéntica para velocímetros verticales y horizontales, un rango aceptable de frecuencia natural tanto para receptores verticales como horizontales es entre 7 y 10 Hz.

El marco de registro, tanto en superficie como en pozo, es el que definieron Stewart y Lawton (1998), la nomenclatura y polaridad, apoyan un sistema coordinado derecho con un eje Z apuntado hacia abajo, el eje X apunta en la dirección del avance de la fuente para el caso 2D, en caso 3D, el eje tendrá que ser dado de acuerdo a una dirección definida, un ángulo positivo (mirando hacia abajo al geófono), deberá estar en dirección contraria a las manecillas del reloj del eje X al eje Y. Figura 2.3.14.

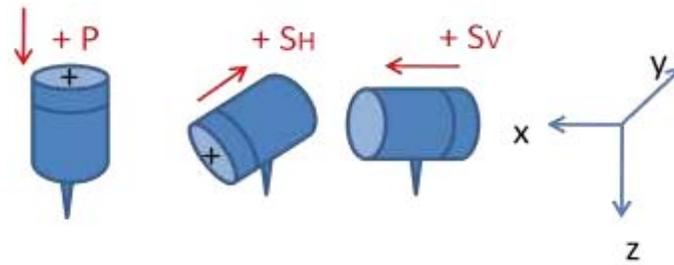


Figura 2.3.14 Convención de polaridad para los receptores (Modificada de Garotta, 2002)

La separación de los modos de onda en la adquisición es llevada gracias a la polarización de la onda. Debido a la velocidad baja del material cerca de la superficie, la dirección del rayo se acerca mucho a la vertical cuando se acerca al receptor, lo que simplifica aun más la separación de las ondas. Por lo que el modo compresional, tiene un movimiento de partícula en la dirección del rayo, por eso es registrado por un receptor vertical; las componentes transversales tiene un polaridad horizontal por ello son registrados por receptores horizontales.

Si la capa de intemperización (baja velocidad) no existirá, e.g. afloramientos de rocas duras, la suposición del arribo casi-vertical debe de ser considerada. Hay una terminología apropiada para dos casos simplificados usados en la geofísica

1. Ambientes VTI (isotrópicos transversalmente verticales), con anisotropía débil. Tabla 2-6
2. Otros casos, suponiendo también anisotropía débil (caso ortorrómbico). Tabla 2-7.

Tabla 2-6. Coordenadas de adquisición y modos de onda

R \	F	V	R	T
V	PP	Sv P		
R	PSv	Sv Sv		
T			Sh Sh	

Tabla 2-7 Modos de recepción de onda (ortorrómbico-anisotropía débil)

R \	F	V	R	T
V	qP	qP _(1,2)	qP _(1,2)	
R	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	
T	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	

En la tabla 2.7, se observan los modos de propagación, los modos con mayor energía son los que llegan a los receptores, una onda cuasi compresional (qP) y dos cuasi transversales (qS) (Garotta, 2002).

2.3.3 Procesamiento

La secuencia de procesamiento de ondas transversales puras es básicamente similar a la secuencia de procesamiento de modo P convencional, siempre y cuando la birrefringencia (separación de la onda S rápida y lenta) pueda ser ignorada. Una secuencia de procesamiento de modo convertido implica el diseño de una buena geometría que permitirá una adquisición correcta de los datos, de preferencia se debe de considerar información adicional de las velocidades de las ondas S y sus relaciones con la onda P de los registros de onda completa y VSP, ya que también son parte fundamental para un procesamiento adecuado.

2.3.3.1 Procesamiento de modo transversal puro en ambientes VTI

El procesamiento de modo transversal puro en ambientes isotrópicos transversalmente verticales (VTI) es semejante a la onda P, siendo una de las principales diferencias las correcciones estáticas

Los métodos empleados para determinar las correcciones estáticas de modo P pueden ser usadas en el dominio de onda transversal:

-
-
- Las correcciones estáticas con fuentes sucesivas a profundidades variables en un pozo, son obtenidas utilizando receptores horizontales y posiblemente fuentes polarizadas horizontalmente.
 - Las correcciones estáticas por refracción son obtenidas de manera similar en tendidos cortos de receptores horizontales, preferiblemente de fuentes polarizadas horizontalmente
 - Las correcciones estáticas traza a traza son interpoladas entre puntos de calibración seleccionando reflexiones y empleando redundancia de cobertura múltiple.

Las estáticas transversales tienen variaciones mayores que las compresionales a una distancia, debido al alto grado de variabilidad e la velocidad transversal del medio no homogéneo cercano a la superficie

2.3.3.2 Procesamiento de modo PS

El procesamiento de las ondas convertidas como en las convencionales es importante saber cuál es el objetivo: mantener las amplitudes para estudios de AVO, atributos o si es simplemente para obtener una imagen sísmica. Dependiendo de estos factores es el flujo de procesamiento que se aplicará. En el caso de las ondas convertidas también se debe de tener en cuenta si se quiere hacer un análisis de anisotropía y fracturamiento, con lo que se requerirá realizar diferentes correcciones ya sea por geometría, estáticas, velocidades, binning, entre otras cosas hasta que se obtenga, de acuerdo a la experiencia de la compañía y del personal que realiza el procesamiento, la información requerida para el cumplimiento de los objetivos. El flujo propuesto en la tesis, considera un flujo básico¹⁴ y que ha sido utilizado para obtener secciones sísmicas de imagen con posibilidad de hacer un estudio de análisis de anisotropía, considerado migración después de apilar y antes de apilar y el procesamiento común para ambas opciones, figura 2.3.15 y 2.3.16.

¹⁴ Con la ayuda de las pláticas y asesorías de MC Tatiana Kerdan (IMP), MC Guillermo Pardo (COMESA) y Norbert Van de Coevering (CGG).

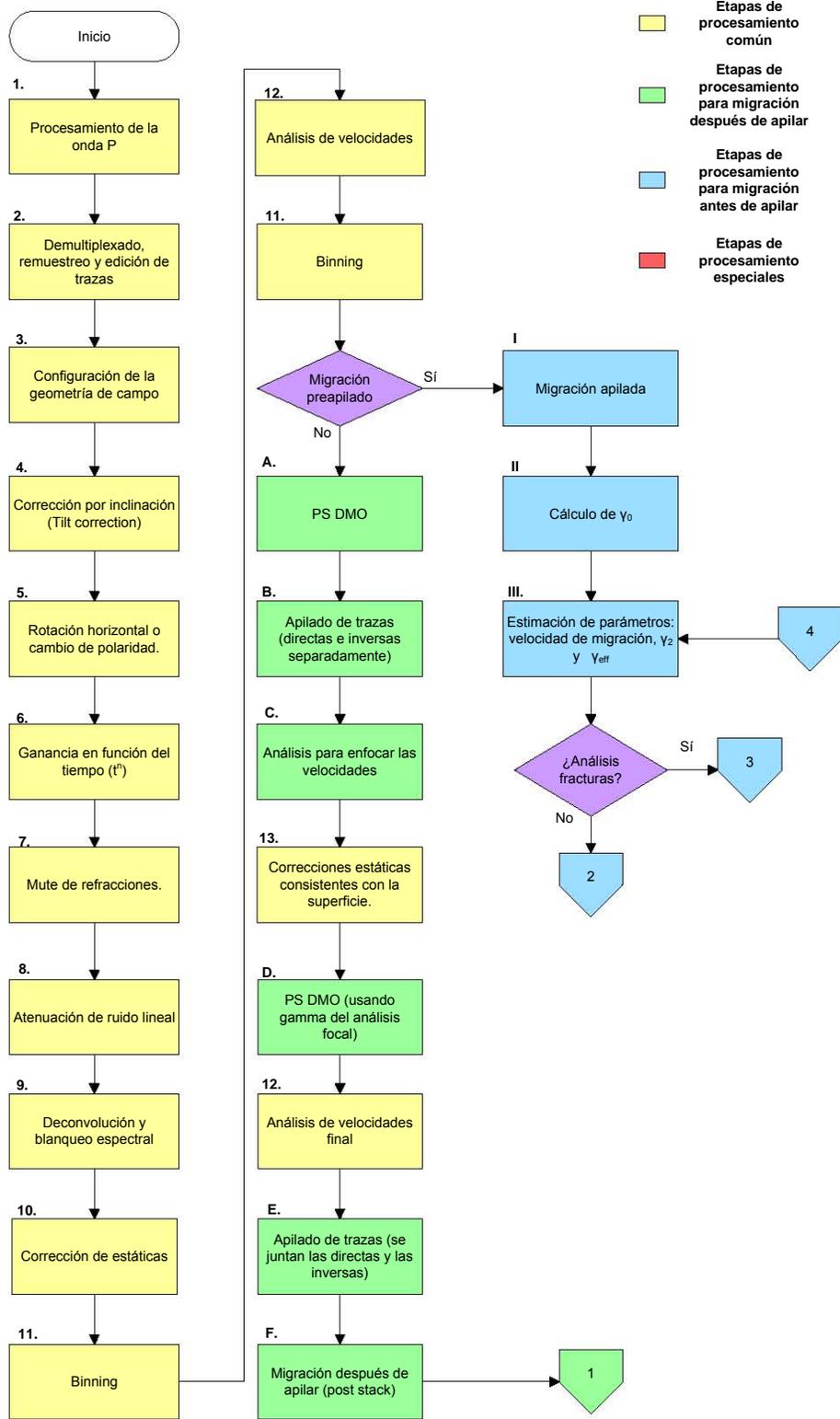


Figura 2.3.15 Flujo para el procesamiento de la onda PS.

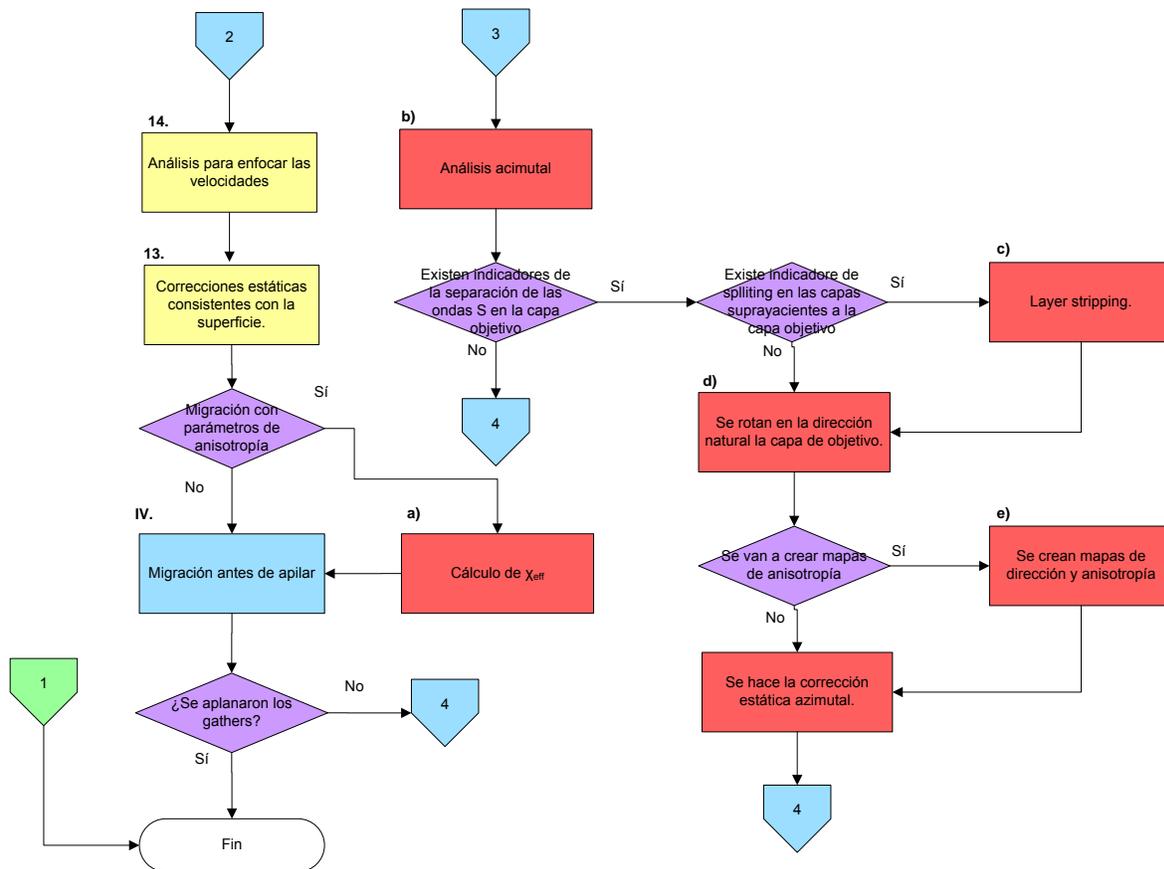


Figura 2.3.16 Continuación del flujo de procesamiento de la onda PS.

Etapas de procesamiento común

1. **Procesamiento de onda P.** El primer paso del procesamiento con multicomponentes debe de ser el procesamiento de los datos convencionales de la onda P. Una vez procesadas las ondas P pueden ser de gran utilidad para calcular los parámetros de atenuación de ruido, correcciones estáticas y deconvolución.
2. **Demultiplexado, remuestreo y edición de trazas.** En este paso se cambia del formato de grabación al formato de las trazas. El remuestreo pasa de ser de 2ms a 4ms después de haber aplicado un filtro antialiasing. Se quitan todas las trazas que salen ruidosas o sin información.
3. **Configuración de la geometría de campo.** Este es uno de los pasos fundamentales para el procesamiento de los datos, ya que de esta configuración depende la obtención de

parámetros de inclinación y rotación de los geófonos, fidelidad vectorial que asegure la dirección de las componentes horizontales y establecer los offsets requeridos para la obtención del CCP, este tipo de correcciones son esenciales para lograr una buena señal de las ondas convertidas

4. **Corrección por inclinación o Tilt.** También conocida como VOR u orientación vertical. Ésta se realiza debido a que por diversas circunstancias el geófono no se clava verticalmente, figura 2.3.17 a), y al aplicarla, considerando que el frente de onda llega casi paralelo a la superficie debido a las bajas velocidades de la capa intemperizada, la energía de la onda de cizalla queda sólo en las componentes horizontales y por ende la energía de la onda compresional en la componente vertical.

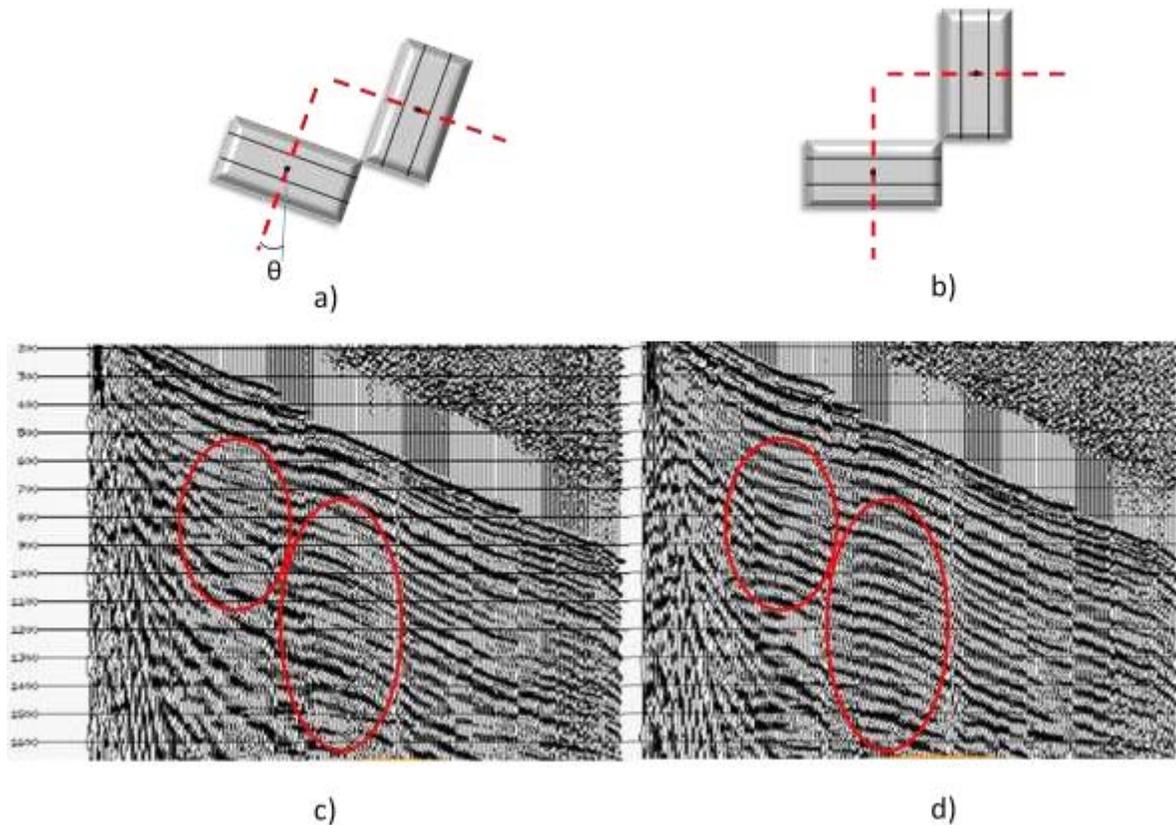


Figura 2.3.17 En la parte superior se encuentran los ejes de los geófonos a) los ejes de la medición de la señal tienen una inclinación θ con respecto a la vertical, b) los ejes una vez corregidos por inclinación. En la parte inferior son los gathers de tiro común c) antes de la corrección, con una inclinación de $\theta=25^\circ$ y d) después de la corrección. Se puede apreciar una mejora en la continuidad de los horizontes en el inciso d, especialmente en los óvalos rojos.

5. **Rotación horizontal o cambio de polaridad.** Esta corrección también conocida como orientación horizontal o HOR, se realiza con objetivo de alinear uno de los geófonos horizontales en el mismo acimut entre la fuente y receptor con la finalidad de aislar la energía de la onda convertida en la componente radial. Para cada orientación horizontal, el signo de los datos cambia dependiendo de la dirección de la fuente con respecto al receptor. Para datos 2D, invertir la polaridad para desplazamientos negativos resuelve el problema; primero se realiza una corrección a offset cero por medio de LMO (lineal moveout) a través del picado en tiempo de los primeros arribos y después se aplica el cambio en polaridad para mantener la consistencia de la onda PP en ambos sentidos, figura 2.3.18.

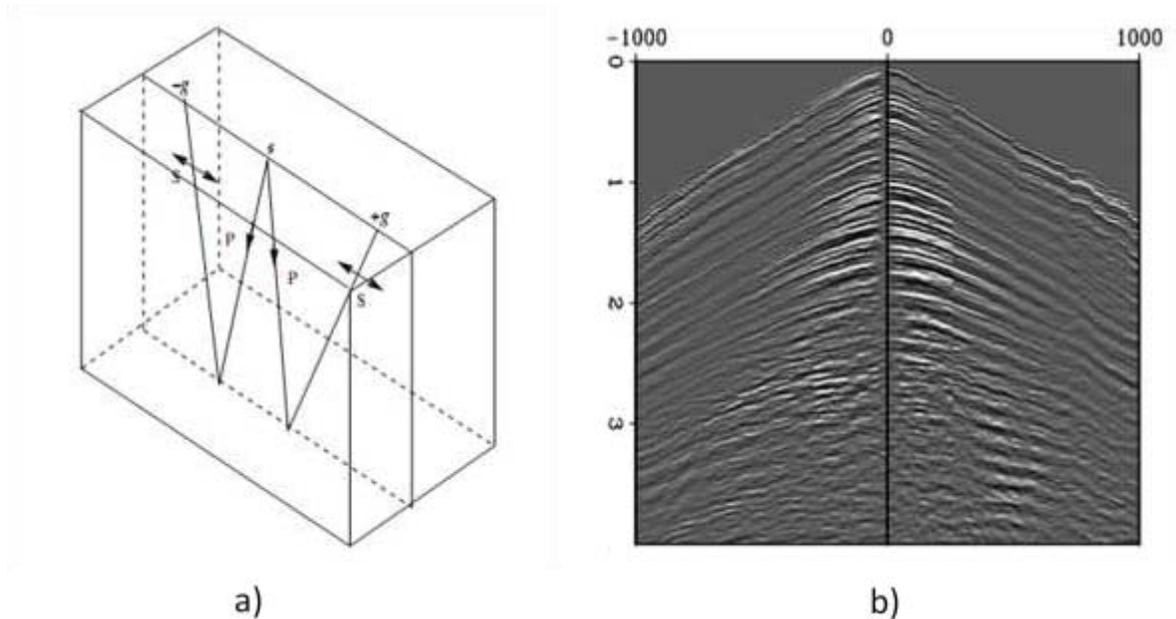


Figura 2.3.18 a) Inversión de polaridad en los datos de onda convertida. +g y -g corresponden a la polaridad positiva y negativa en el gather de tiro común. b) PS gather de tiro común, se aprecian el cambio de polaridad en las mitades izquierda y derecha. (Rosales 2006).

Para datos 3D esta operación se lleva a cabo por la rotación de un sistema coordenadas de adquisición x, y a un sistema coordenadas radial y transversal, figura 2.3.19. La ecuación que permite la rotación de un sistema a otro está representada por la siguiente matriz:

2.3.34

$$\begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\varphi) & \text{sen}(\varphi) \\ 0 & -\text{sen}(\varphi) & \cos(\varphi) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ Y \\ X \end{pmatrix} \quad 2.3.32$$

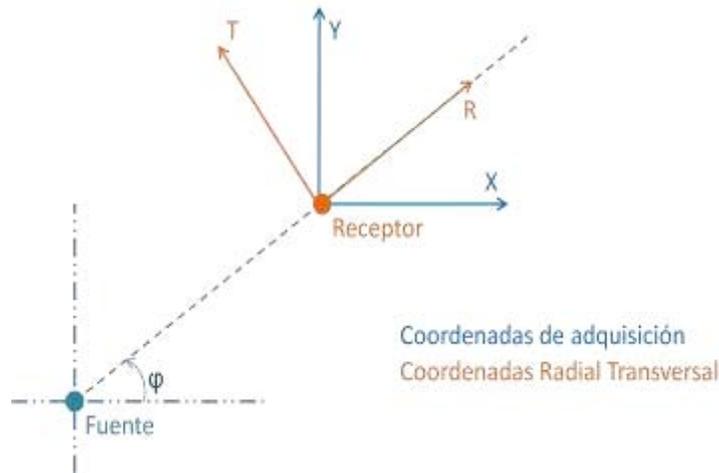


Figura 2.3.19. Coordenadas de adquisición (línea azul continua) y coordenadas radial-transversales (línea naranja continua).

El ángulo φ o back-acimut, también puede ser calculado teóricamente, en coordenadas cartesianas:

$$\varphi = \arctan\left(\frac{y_s - y_g}{x_s - x_g}\right) \quad 2.3.33$$

Donde las coordenadas de la fuente son $(x_s - y_s)$ y las del receptor es $(x_g - y_g)$. En coordenadas esféricas se expresa en:

$$\varphi = \arctan\left(\frac{\sin(x_s - x_g) \cos(y_s)}{\cos(y_g) \sin(y_s) - \sin(y_g) \cos(y_s) \cos(x_s - x_g)}\right) \quad 2.3.34$$

Donde $(x_s - y_s)$ representa la longitud y latitud de la fuente y $(x_g - y_g)$ la longitud y la latitud del receptor. (Maercklin, 2010).

El factor de calidad que se hace en este paso es hacer un scan de la primera rotándolo cada 10° , conociendo cómo se comportan las amplitudes dependiendo del ángulo de arribo se puede estimar φ . Esto es importante ya que si llegara a haber alguna discrepancia con los ángulos grabados se puede corregir y obtener una buena señal para seguir procesando.

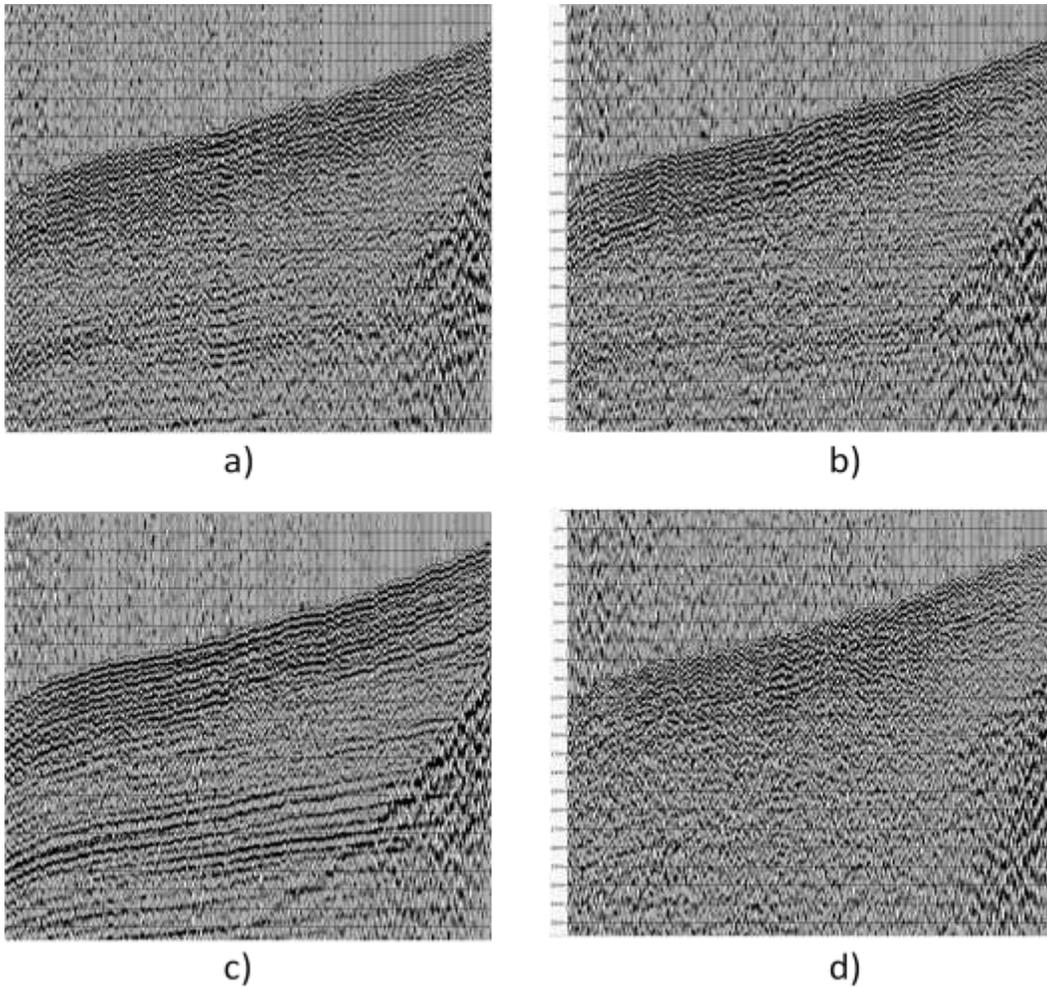


Figura 2.3.20 Secciones con un apilado bruto. a) en dirección X, b) en dirección Y c) en dirección radial y d) en dirección transversal. Se nota que la energía coherente de la sección b) al hacer la corrección por rotación pasa a la sección radial, c).

6. **Ganancia en función del tiempo.** En este proceso se multiplican las amplitudes en un determinado tiempo, t , por ese mismo valor de tiempo elevado a un número, t^n , donde n puede variar entre 1.8 y 2.4 con el propósito de realizar la corrección por divergencia esférica. La ventaja de utilizar esta ganancia es que se puede aplicar y remover sin afectar las amplitudes reales, lo que ayuda a mantener las amplitudes reales para estudios de AVO.
7. **Mute de refracciones.** Se aplica para eliminar llegadas de las ondas directas y refracciones principalmente. En esta etapa en el procesamiento de onda PP, se eliminan ángulos de offsets largos con la finalidad de evitar el estiramiento de las trazas lejanas (NMO

stretching), sin embargo en el procesamiento PS el cual considera la corrección por NMO no hiperbólico y análisis de anisotropía es importante mantener los offsets largos (Mancini et al, 2005).

8. **Atenuación de ruido.** Los ruidos se pueden clasificar en ruidos sísmicos y ruidos inducidos por la sísmica. Los primeros pueden ser ruidos aleatorios, picos, ruido cultural como plataformas, tuberías, vientos muy fuertes en la superficie, entre otros. Los segundos pueden estar relacionados con las ondas superficiales (ground roll, scholte), ruido debido al aliasing y a energía de la onda P. Para poder eliminar cada uno de esto es indispensable conocer cómo se comporta cada uno de ellos. Generalmente se usa un filtro F-K, este tipo de filtro es útil para eliminar el ruido coherente que presenta una tendencia lineal. Se le conoce también como filtro de velocidad ya que en el espacio en que opera (número de onda, frecuencia), se discriminan los distintos eventos por estar alineados según rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades. De esta forma los eventos lineales de baja velocidad (ground roll) se hallan con ángulos menores respondiendo a las bajas velocidades, mientras que las reflexiones, se localizan en sectores angulares mayores. Sin embargo, se pueden usar otros filtros como τ -p, filtros media, por medio de modelos o se adapta el ruido por medio de otras componentes.

En dado caso que no se quiera modificar algunas frecuencias o amplitudes, se puede pasar al dominio del filtro (F-K, τ -p, media, modelo, etc) toda la señal, se deja el ruido lineal el cual se vuelve a pasar el dominio de offset-tiempo y de la señal original se le resta el ruido¹⁵. En el campo Borburata, Venezuela, se aplicó la supresión de ground roll por medio del filtro media, siguiendo el siguiente procedimiento. 1) Diseño y aplicación de mute interno y externo que contenía ruido del ground roll. 2) Aplanar el ground roll por medio de LMO a una velocidad determinada, ayudando a que eliminar el aliasing del ground roll. 3) Extraer la señal coherente a lo largo de una dirección dominante de echado. 4) Sustraer el modelado del ruido coherente de los datos.

¹⁵ Pláticas con MC Guillermo Pardo Castro

9. **Deconvolución y blanqueo espectral (spectral whitening).** La deconvolución tiene varios objetivos como son: comprimir la ondícula, pasar la señal a fase cero y eliminar los múltiples de periodo corto, lo cual incrementa la resolución temporal. En el caso de tener datos de VSP es conveniente utilizar los operadores calculados en el procesamiento de las ondas ascendentes y descendentes para mejorar la imagen sísmica. La deconvolución generalmente se aplica antes del apilado en el dominio del tiro o en el CCP, sin embargo, también se usa después del apilado y consistente con la superficie. Opcionalmente se puede aplicar el procesamiento de blanqueo espectral para mejorar la resolución, o en su caso eliminar el ground roll al no considerar las frecuencias asociadas a éste (12 a 16 Hz). En algunos casos se usa la deconvolución consistente con la superficie; para esto se asume que la forma de la ondícula depende solamente en la posición de la fuente y del receptor, y no de la trayectoria entre estos. Un modelo convolucional postulado para que sea consistente con la superficie es el siguiente:

$$x'_{ij}(t) = s_j(t) * h_l(t) * e_k(t) * g_i(t) + n(t)$$

Donde, x'_{ij} es el sismograma grabado, $s_j(t)$ es la componente asociada a la fuente en la posición j , $g_i(t)$ es la componente del receptor en la posición i , $h_l(t)$ es la componente asociada al offset, $e_k(t)$ es la respuesta al impulso de la Tierra y $n(t)$ el ruido (Yilmaz, 2001). Después se separan cada componente en su espectro de amplitud, se asume la fase mínima por lo que sólo el espectro de amplitud debe de ser considerada para la separación de las componentes ya que la fase no intervendrá en ésta con la suposición de fase mínima. Para separar los espectros de amplitud de cada componente se utiliza la minimización del error por mínimos cuadrados. Para cada frecuencia de cada traza, en cada CCP gather. Como producto de la obtención de la descomposición espectral consistente con la superficie, las amplitudes de las trazas se pueden corregir de una manera consistente con la superficie.

Cabe mencionar que al tener el impulso en la posición $k = \frac{i+j}{1+\frac{v_s}{v_p}}$, la deconvolución consistente con la superficie se debe aplicar cuando se tengan una aproximación muy

cercana a los valores reales de V_p y V_s (por medio de VSP, registros de onda completa, estudios 2D/3C realizados con anterioridad) o a profundidades donde la relación V_p/V_s se vuelva estable.

Este blanqueo espectral se lleva a cabo por medio de filtros pasabandas, una vez que se tienen estos filtros se calcula su envolvente y la inversa de su envolvente se multiplica por la señal, se suman las frecuencias. Este blanqueo ayuda a aplanar y hacer más continuo el espectro de amplitudes, elemento principal para efectuar el proceso de inversión de sísmica, sin embargo este tipo de procesamiento no se aplica cuando implican mantener las amplitudes verdaderas (Yilmaz, 2001).

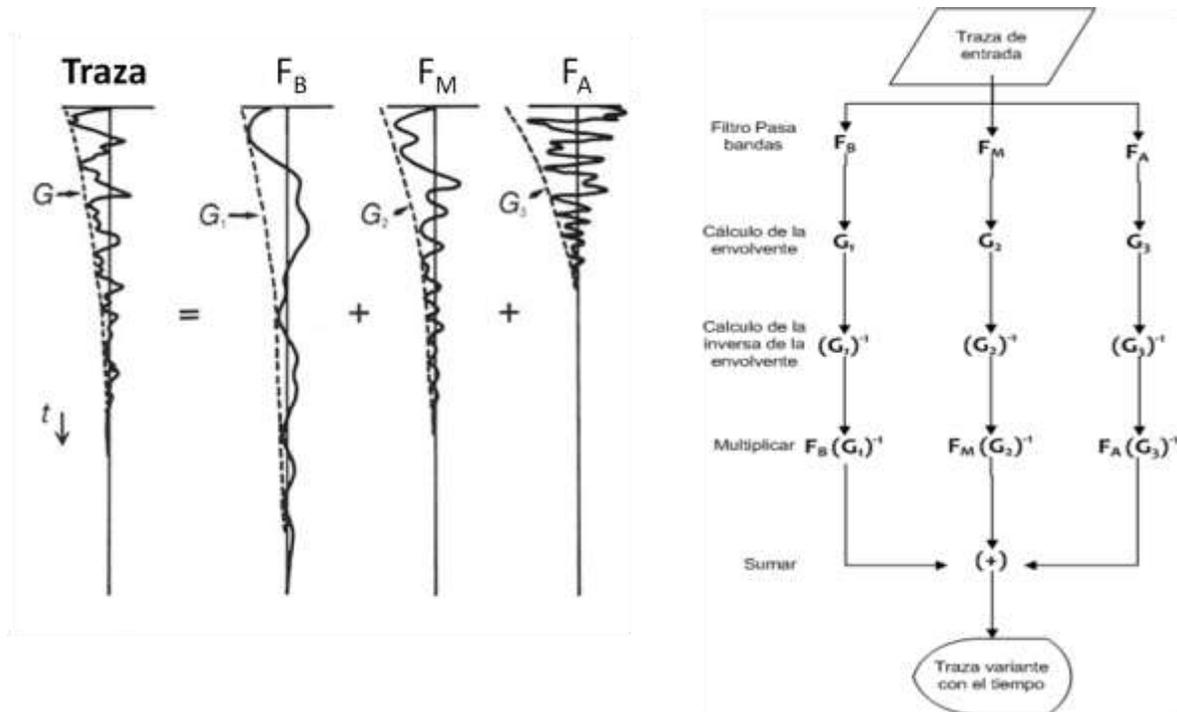


Figura 2.3.21 Proceso para aplicar blanqueo espectral. (Modificada de Yilmaz, 2001).

10. Correcciones estáticas. Hay diferentes métodos para hacer las correcciones estáticas. En la onda convencional P se resuelve con análisis de las primeras llegadas (refracción), después las correcciones se calculan reemplazando las capas superficiales a un plano de referencia específico (datum). Una práctica común para estimar la estática de la onda S es multiplicar las correcciones estáticas de la onda P por un factor de 2 hasta 10 veces generalmente de 2

a 4, basado en la relación de las velocidades P y S de los sedimentos de la superficie. Sin embargo, estos cambios pueden tener diferentes relaciones (Lawton, 1989). Otra de las formas para calcular las correcciones estáticas es por medio de la refracción de la onda S y luego usar una rutina de inversión para crear un modelo de las velocidades y espesores de las capas superficiales. Generalmente los primeros arribos de la onda S se ven opacado con los arribos de la onda P por lo que se pueden usar otros métodos como son:

- Correlación entre un horizonte de la onda PP con la sección PS y los tiempos en donde se tenga la mayor correlación definirá las estáticas.
- Correlación de una sección PS suavizada con la sección PS, al igual que el método anterior se correlacionan y el mayor valor de correlación definirá la corrección estática¹⁶.

Estos procesos se pueden hacer iterativamente, hasta que se tengan los datos deseados. Otra forma, es usar los datos de las ondas superficiales ya que proveen datos de la superficie somera (aprox 100m). Estos datos se utilizan cuando se tienen buenos datos de la onda superficial, en otro caso sería muy difícil usarlas. En el campo Coronation, Canadá, se usó la velocidad de grupo de la onda Rayleigh para mapear la estructura de la superficie, realizar una inversión de los mapas de la velocidad de grupo para estimar un modelo de velocidades de onda S y refinar las estáticas de la onda S anteriormente obtenidas (Haney & Douma, 2010).

- 11. Binning.** Con los datos que se obtienen del VSP o registros sínicos multicomponentes se calcula la relación V_p/V_s para definir el binning preliminar con el que se realizará el análisis de las velocidades. La relación V_p/V_s es variable con el tiempo estabilizándose a mayores tiempos o profundidades debido principalmente a la compactación de los sedimentos, figura 2.3.22.

¹⁶ Se hace en un stack el dominio de receptores comunes, Plática de Pete Stewart (ION).

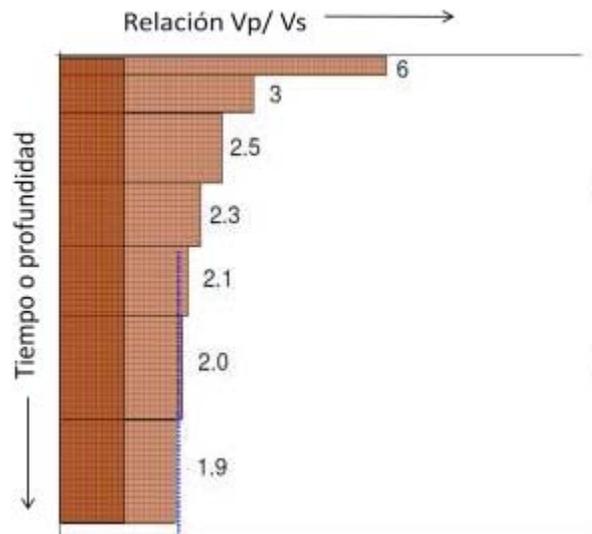


Figura 2.3.22 La relación V_p/V_s va disminuyendo conforme aumenta el tiempo o la profundidad. En ocasiones esta relación en las capas someras puede llegar hasta 10.

Dado que las ondas convertidas no presentan una simetría en su trayecto, el binning es variable con la profundidad de acuerdo al punto de conversión común (CCP) para una misma fuente y receptor. El CCP tiende a estar más cerca del receptor, además es dependiente de las velocidades, conforme la relación V_p/V_s es mayor el CCP se acerca más al receptor. En ocasiones se considera el punto de conversión asintótica (ACP), esta suposición puede ser muy acertada cuando la distancia entre fuente y receptor están muy cerca, figura 2.3.23.

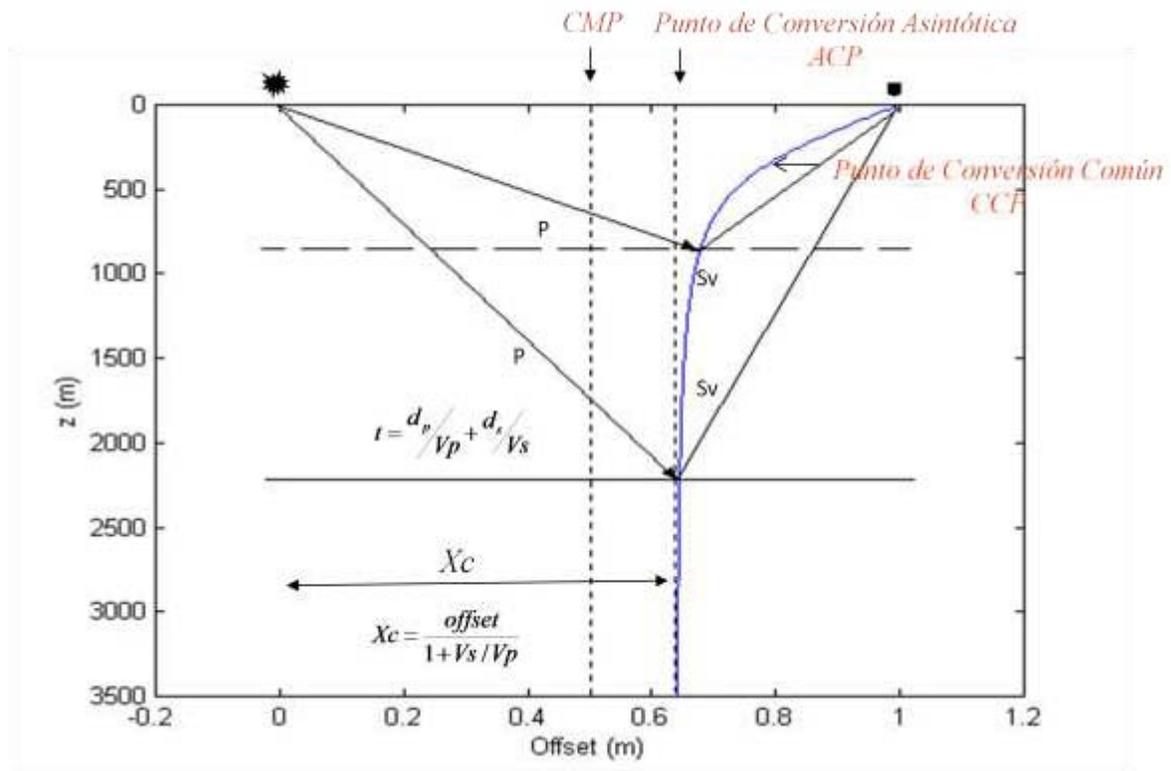


Figura 2.3.23 Esquema de Punto de Conversión Asintótica (ACP), la curva de Punto de Conversión Común (CCP). La curva CCP tiende a un mismo valor a mayor profundidad¹⁷.

En caso de que no se tengan datos preliminares para conocer la relación V_p/V_s , conocido como gamma, en el área de estudio, se emplea un valor de gamma constante, generalmente entre 1 y 3. Sin embargo, siempre es recomendable usar datos de VSP, registros sísmicos dipolares, datos obtenidos con líneas 2D o velocidades calculadas anteriormente.

12. **Análisis de velocidades.** El análisis de las velocidades para calcular γ (V_p/V_s) se realiza similar al análisis convencional de la onda PP. Primero se varían las velocidades en el dominio del CCP hasta que las trazas se alineen a una velocidad específica y se determina la coherencia entre las trazas para cada una de las velocidades analizadas, significando a mayor coherencia la velocidad que representa el mejor alineamiento de las trazas. Por lo que las velocidades se pueden seleccionar en una gráfica velocidad-tiempo.

¹⁷ MC Tatiana Kerdan Kurdaliova

El control de calidad de la selección de las velocidades se lleva a cabo observando en el dominio del CCP el aplanado de los horizontes para diferentes velocidades de análisis, manteniendo presente que las velocidades de las ondas convertidas deben de ser menores a las velocidades de las ondas P, figura 2.3.24.

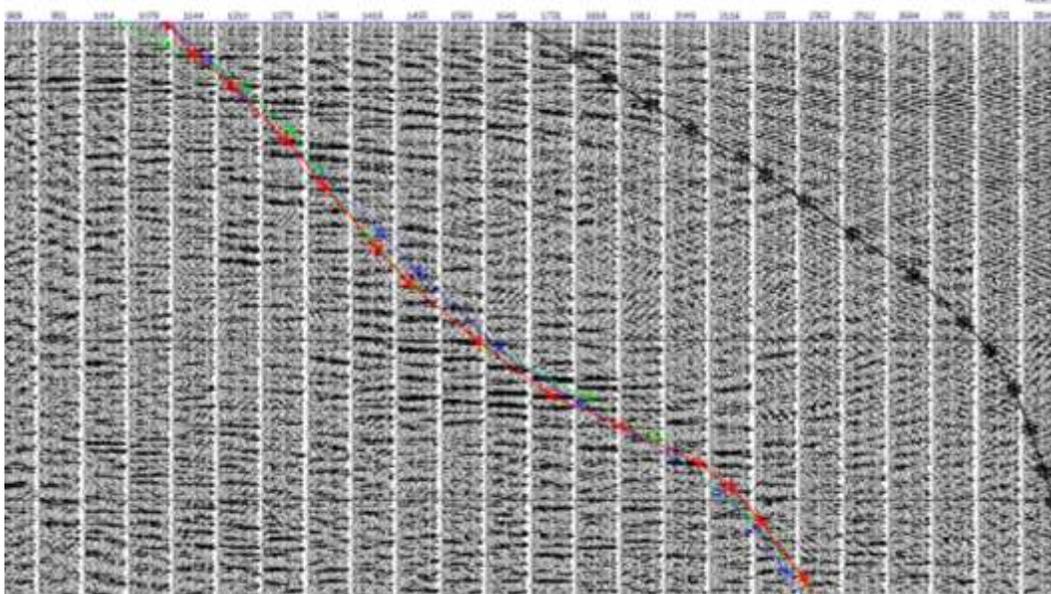


Figura 2.3.24 Picado de velocidades la línea negra es la velocidad de la onda PP, mientras que la roja es la curva del picado de velocidades de la onda PS. Se puede observar que las velocidades PS es menor que las velocidades PP.

Es importante mencionar que en el dominio CCP, el NMO o corrección por sobre tiempo normal no presenta un comportamiento hiperbólico debido a su trayectoria, por consiguiente para estimar su velocidad se tiene que considerar un término cuadrático no hiperbólico, figura 2.3.25.

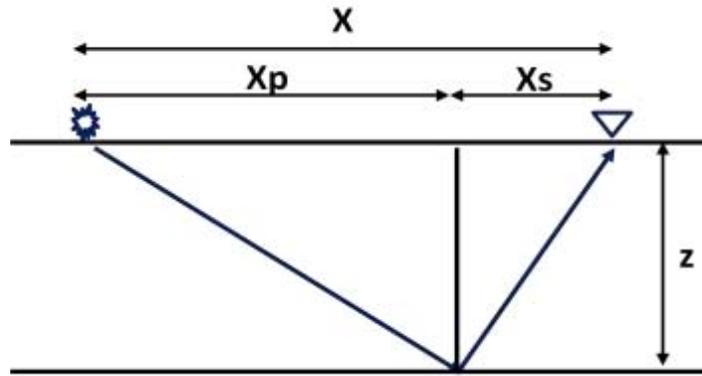


Figura 2.3.25 Esquema de la trayectoria de una onda PS.

De su trayectoria, el tiempo doble de reflexión PS de la fuente al punto de conversión al receptor es:

$$t = \frac{1}{\alpha} \sqrt{x_p^2 + z^2} + \frac{1}{\beta} \sqrt{(x - x_p)^2 + z^2} \quad 2.3.35$$

Donde:

α es la velocidad de la onda compresional, P.

β es la velocidad de la onda de cizalla, S.

x es la distancia de la fuente al receptor, offset.

x_p es la distancia en la superficie de la fuente al punto de conversión.

z es el espesor de la capa.

Haciendo $x=x_p=0$ en la ecuación anterior para obtener el tiempo doble con offset cero

$$t_0 = \left(\frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\beta} \right) z \quad 2.3.36$$

Sustituyendo la ecuación anterior en la 2.3.35 se tiene:

$$t = \frac{1}{\alpha} \sqrt{x_p^2 + \frac{\alpha^2}{(\gamma + 1)^2} t_0^2} + \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{(x - x_p)^2 + \frac{\alpha^2}{(\gamma + 1)^2} t_0^2} \quad 2.3.37$$

Donde $\gamma = \alpha/\beta$.

La última ecuación describe el moveout de las onda PS en los gathers de CCP, a pesar de que se formuló para una sola capa con una velocidad constante, esta fórmula también se puede aplicar a un modelo de la tierra con capas horizontales.

Para hacer esta corrección se necesitaría el análisis de tres parámetros α , γ y x_p . En la práctica lo que se hace es un procedimiento iterativo.

- a) La velocidad PP, α , se estima del análisis de velocidad de la onda PP.
- b) Se estima un valor de γ , o se obtiene de los datos de VSP / registros de onda completa y se determina x_p con la siguiente fórmula:

$$x_p = \frac{\gamma}{1 + \gamma} x \quad 2.3.38$$

- c) Conociendo α y x_p se usa la ecuación con comportamiento no-hiperbólico 2.3.37 y se evalúa para diferentes γ en función de t_0 . La figura 2.3.26, muestra el espectro calculado a partir del Gather CCP de la figura 2.3.27 a).

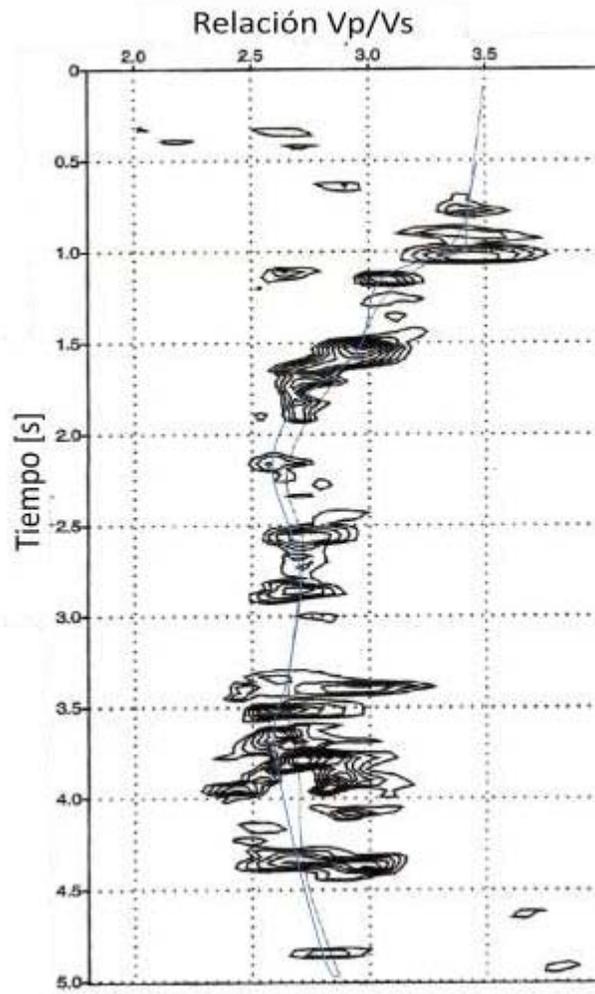


Figura 2.3.26 Análisis de un gather CCP para la estimación de la relación de las velocidades γ . (Modificada de Yilmaz, 2001)

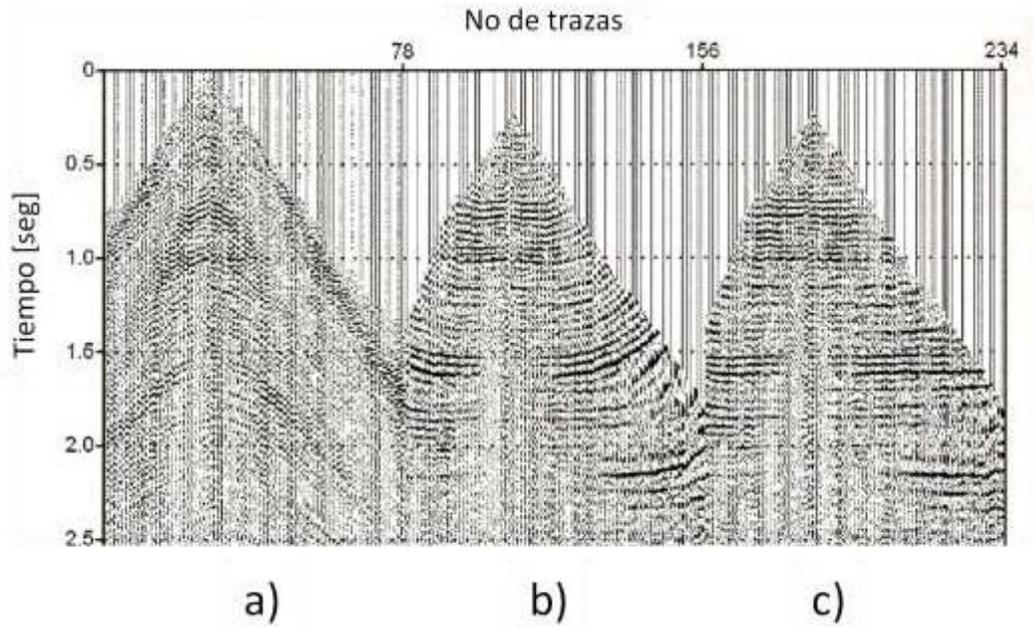


Figura 2.3.27 a) Un gather de punto de conversión común (CCP), b) gather corregido usando NMO con comportamiento hiperbólico, c) gather corregido usando NMO con un comportamiento no hiperbólico. Se puede notar la mejora con la corrección hiperbólica en el gather, el término no hiperbólico mejora los offsets lejanos aplanando los horizontes por arriba de 2.5 seg. (Modificado de Yilmaz, 2001)

- d) Se selecciona una función $\gamma(t_0)$ para cada CCP y se obtiene una sección $\gamma(x, t_0)$, figura 2.3.28.

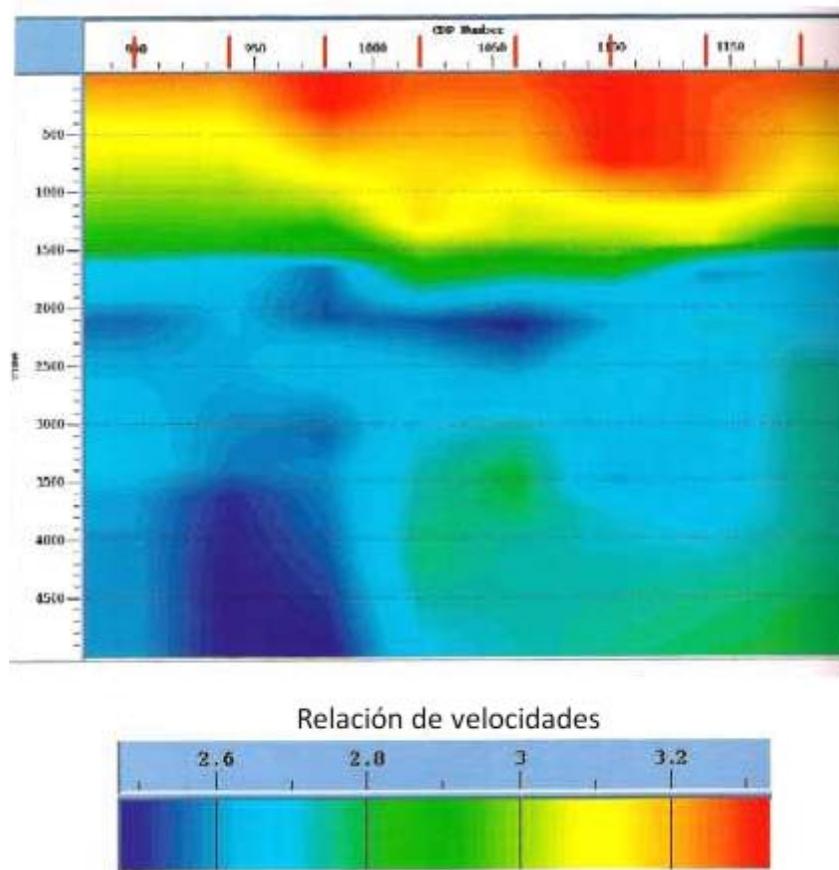


Figura 2.3.28 Sección de la relación V_p/V_s obtenida del análisis de velocidades. (Yilmaz, 2001)

- e) Se usa la sección anterior y la velocidad obtenida de la onda PP para actualizar el cálculo de $x_p(t_0)$, i.e. es CCP. De acuerdo con la siguiente fórmula:

$$x_p = \frac{\sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_p^2 (\gamma + 1)^2}{\alpha^2 t_0^2}}}{1 + \sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_p^2 (\gamma + 1)^2}{\alpha^2 t_0^2}}} x \quad 2.3.39$$

- f) Se sustituye x_p , la $\gamma(x, t_0)$ actualizada con la velocidad PP en la ecuación 2.3.37 para efectuar la corrección de sobretiempo normal no hiperbólica (NMO no hiperbólica) figura 2.3.27 c) y 2.3.29 b).

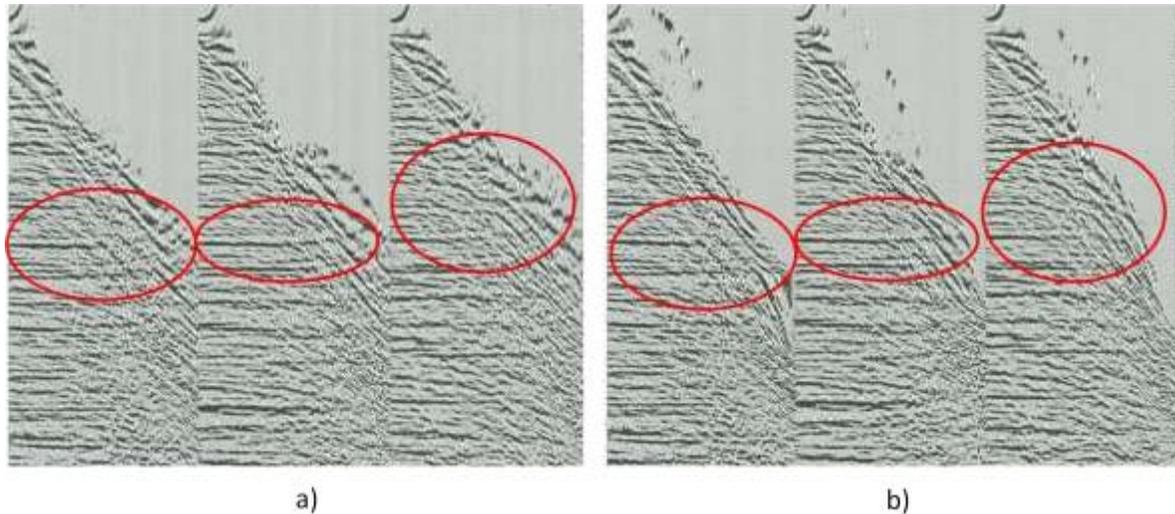
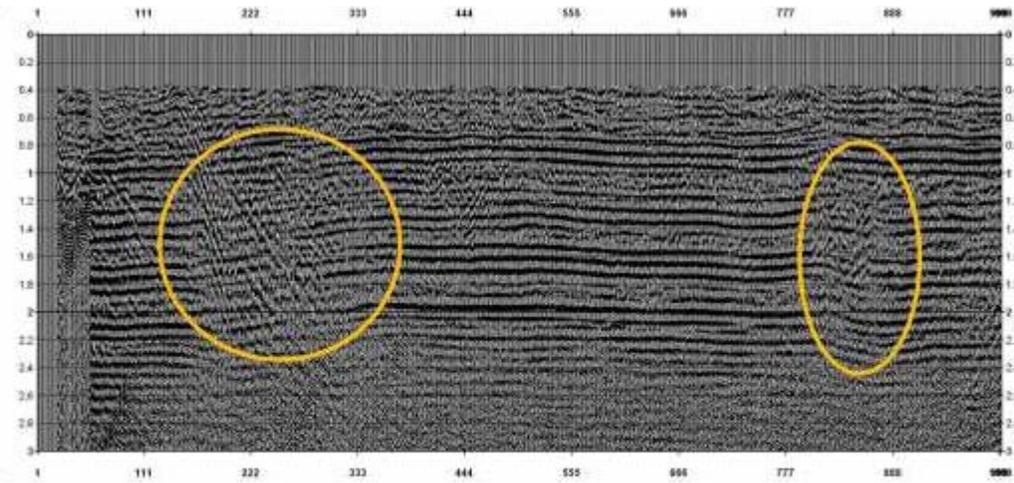
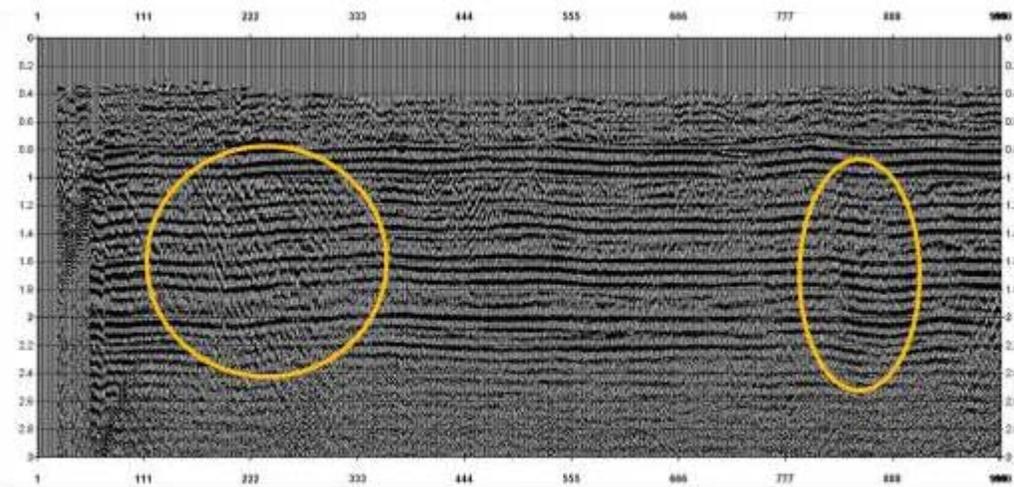


Figura 2.3.29 Gathers de CCP con a) corrección NMO hiperbólica y b) corrección NMO no hiperbólica. Los círculos rojos muestran en donde se puede notar la mejora de la corrección hiperbólica en cada una de las componentes, el término no hiperbólico tiende a mejorar los offsets lejanos aplanando los horizontes.

- 13. Correcciones estáticas fuente, receptor consistentes con la superficie.** Las variaciones laterales de las velocidades cercanas a la superficie y los cambios topográficos causan anomalías en el tiempo que pueden ser corregidas por cambios de tiempo consistentes con la superficie. Esta corrección está parcialmente resuelta, debido a que la corrección por la fuente es la misma que la onda PP, sólo quedaría hacer la corrección por el receptor. Estas correcciones se basan principalmente en considerar trazas piloto con una buena relación señal - ruido para realizar las cross -correlaciones en el dominio CCP y determinar las anomalías de los tiempos con respecto a las mismas y efectuar los desplazamientos de los tiempos asociados a cada ubicación de fuente y receptor y aplicarlas en un gather CCP con NMO corregido. En áreas con poca relación señal-ruido es necesario aplicarlo varias veces.



a)



b)

Figura 2.3.30 Apilado bruto a) sin correcciones residuales consistentes y b) con correcciones residuales. Se puede ver la mejora, especialmente en los círculos en amarillo, en la continuidad de los horizontes.

14. **Análisis para enfocar velocidades (campo gamma).** El análisis focal del campo gamma se lleva a cabo por medio de la cross-correlación entre las secciones (offset image) de fuentes y receptores asociadas al concepto de trazas inversas y trazas directas (Audebert, 1999). Si esta correlación no sale centrada a lo largo del tiempo, se tiene que hacer una corrección de distancia Δx para obtener el $\gamma_{correcto}$ considerando información de la gama anterior, figura 2.3.31.

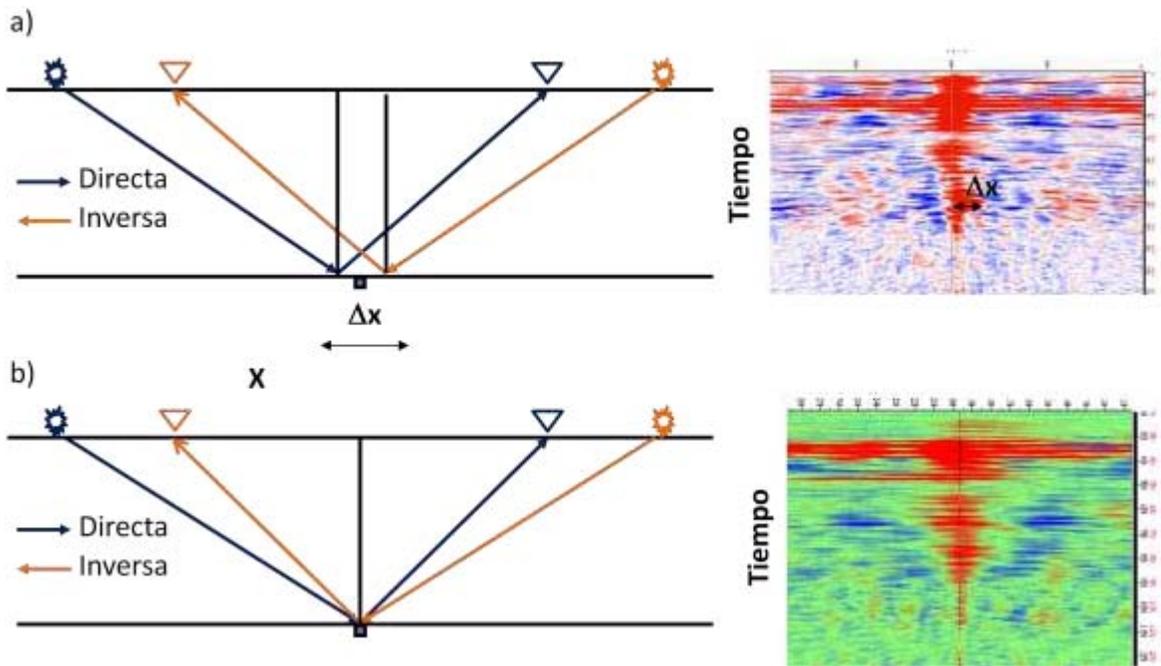


Figura 2.3.31 Esquemas del enfoque de la gamma. a) Hay un desenfoque debido a que la relación V_p/V_s no es la correcta, b) la relación V_p/V_s es la correcta y se refleja en la correlación entre las secciones inversas y directas.

La corrección se lleva a cabo con la siguiente fórmula:

$$\gamma_{correcto} = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{correcto} = \frac{\frac{X}{1 + \left(\frac{V_s}{V_p}\right)_{anterior}} - \left(\frac{\Delta x}{2}\right)}{\frac{X}{1 + \left(\frac{V_s}{V_p}\right)_{anterior}} + \left(\frac{\Delta x}{2}\right)} \quad 2.3.40$$

En los estudios sísmicos de 3D la cross-correlación se realiza considerando los sectores opuestos de los acimuts comunes. Es recomendable que para la ecuación 2.3.40 que se correlacione positivo con negativo y no al contrario.

Etapas de procesamiento para migración después de apilar

- A. **PS-DMO.** Debido a que las capas no siempre son horizontales, sino que presentan ciertos echados, la corrección PS-DMO es aplicada para preservar los conflictos de los echados

con las diferentes velocidades aplicadas durante el apilamiento. La ecuación de la elipse en tiempo (sonrisa) del PS-DMO es:

$$\frac{t_0^2}{t_n^2} + \frac{y^2}{H^2} = 1 \quad 2.3.41$$

$$y = x + D, \quad 2.3.42$$

$$H = \frac{2\sqrt{\gamma}}{1+\gamma} h = ah, \quad 2.3.43$$

$$D = \left[1 + \frac{4\gamma h^2}{v_p^2 t_n^2 + 2\gamma(1-\gamma)h^2} \right] \frac{1-\gamma}{1+\gamma} h. \quad 2.3.44$$

Xu et al, 2001, y Rosales, 2006, hacen este operador en el dominio de frecuencia-número de onda log-stretch (Rosales, 2006).

La diferencia de la respuesta al impulso entre el PP-DMO y el PS-DMO radica en que las velocidades de las ondas PS son más lentas que las PP por lo que la curva de la respuesta al impulso es asimétrica y se desplaza lateralmente a donde se encuentra el CCP, figura 2.3.32.

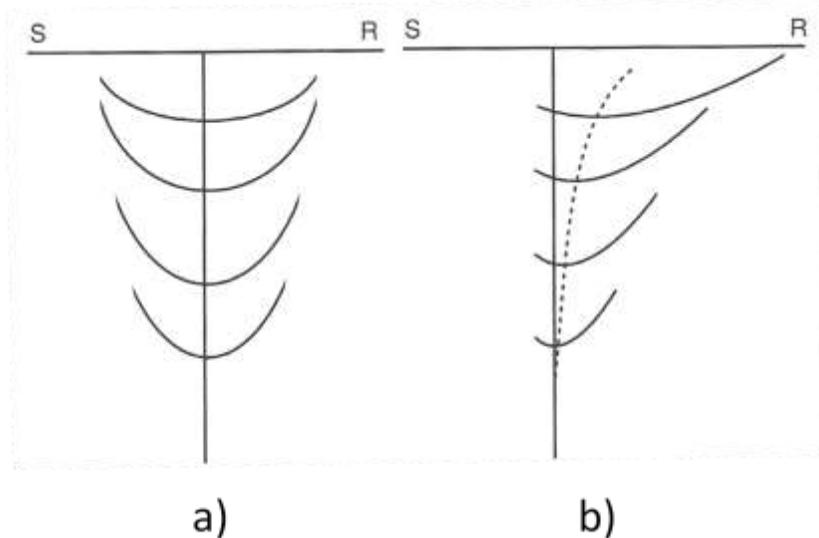


Figura 2.3.32 Respuesta al impulso de un operador DMO para a) datos PP y b) datos PS para una distancia entre una fuente S, y un receptor R. el eje vertical es el tiempo, el eje horizontal es el eje del punto medio y las línea punteada es la trayectoria del los puntos de conversión común CCP. (Yilmaz, 2001)

El flujo de esta etapa es la siguiente: corrección NMO, corrección DMO, inverso de la corrección NMO usando las velocidades en la primera corrección de NMO, un nuevo análisis de velocidades para al final hacer una corrección NMO usando las velocidades de apilamiento óptimas. (Yilmaz, 2001)

El PS-DMO no se recomienda usar en echados muy pronunciados ya que no da buenos resultados es preferible hacer una migración pre-apilado (Mancini, 2003).

- B. Apilado (Trazas directas e inversas se manejan separadas).** Una vez que se obtienen las velocidades y se realizan las correcciones correspondientes para alinear las trazas en el dominio de CCP, se apilan las trazas. Con la finalidad de mantener un control de calidad en la estimación de gamma se manejan por separado las trazas inversas.
- C. Análisis para enfocar velocidades (campo gamma).** El análisis del campo gamma se describe en el inciso 14 del procesamiento común.
- D. PS-DMO – Análisis de velocidades.** Después estimar el nuevo campo gamma y aplicar las correcciones residuales, se vuelve a hacer el PS-DMO y el análisis de velocidades final.
- E. Apilado (juntando trazas directas e inversas).** Una vez que se tienen las velocidades finales, se apilan las trazas inversas y directas.
- F. Migración después de apilar (post-stack).** Es un proceso que reubica los reflectores con echados a su posición correcta y colapsa las difracciones que se producen en una sección sísmica debido a un relieve brusco de algún reflector. El objetivo de la migración es obtener una sección sísmica apilada semejante a una sección geológica en tiempo y/o profundidad. La migración después de apilar se emplea con fines de calidad antes de una migración antes de apilar y para estimar el γ_0 para las etapas del procesamiento PS antes de apilar¹⁸.

Etapas de procesamiento de migración antes de apilar.

- I. Migración apilada.** El proceso de migración se realiza con datos preliminares o muy generales.

¹⁸ <http://upcommons.upc.edu/pfc/bitstream/2099.1/3404/9/41205-9.pdf>

II. Cálculo de gamma cero. El valor de γ_0 se obtiene correlacionando las interpretaciones de los horizontes sísmicos más representativos y de mejor imagen sísmica en cada una de las secciones migradas PP y PS. Una vez que se tienen correlacionados los horizontes sísmicos, se varían las velocidades de ondas P o ondas S hasta tener los mismos horizontes en tiempo doble en la sección sísmica PP o PS dependiendo de la velocidad seleccionada: como ejemplo si se varia la velocidad de la onda P los horizontes PP deben de ajustarse a los horizontes PS para obtener el gamma cero.

$$\gamma_0 = \frac{t_{c0} - t_{p0}}{t_{p0}} = \frac{t_{s0}}{t_{p0}} \quad 2.3.45$$

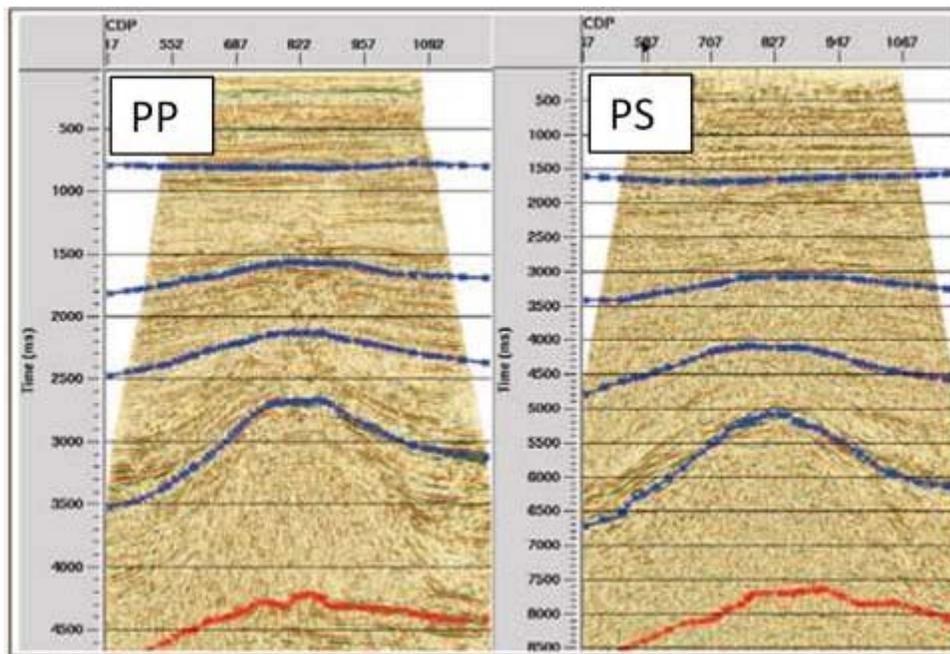


Figura 2.3.33 Correlación de eventos entre las secciones PP, lado izquierdo, y PS, lado derecho (Mancini, 2005).

III. Estimación de parámetros de velocidad de migración, gamma n y gamma efectiva. En esta etapa del procesamiento, el primer paso es estimar las velocidades PS considerando offsets cercanos ($x/z < 1$) e intermedios ($x/z < 1.5$) asumiendo un comportamiento hiperbólico para la corrección NMO, similar al análisis de velocidades de la onda PP, figura 2.3.34

primer panel, esta velocidad PS es considerada como la velocidad de migración (v_{mig}). El segundo paso es determinar el parámetro γ_n de la función obtenida en el inciso 12 del procesamiento común y teniendo en cuenta las velocidades de la onda PP. Este parámetro también es conocido como gamma dos, γ_2 que a diferencia del gamma cero ésta se refiere a la relación de las velocidades y no a la de tiempos. Este parámetro se define de la siguiente manera:

$$\gamma_n = \frac{V_p}{V_s} \quad 2.3.46$$

Donde V_p y V_s son las velocidades relacionadas con la corrección del NMO del CCP. Una vez obtenida γ_0 y γ_n se establece la γ_{eff} que se define como:

$$\gamma_{eff} = \frac{\gamma_n^2}{\gamma_0} \quad 2.3.47$$

IV. Migración pre apilamiento. Una vez obtenidas las velocidades de migración (v_{mig}) en puntos específicos del CCP se construye el campo de velocidades con la que se realizara la migración pre-apilamiento

Etapas de procesamientos especiales (anisotropía y fracturamiento)

- a) **Estimación del parámetro χ_{eff} .** Los efectos de la anisotropía se ven reflejados en los offsets lejanos en el dominio de CCP, donde al aplicar el NMO no se corrigen correctamente, por consiguiente en esta etapa se lleva a cabo una corrección residual del NMO enfocada a trazas lejanas asociada al parámetro χ_{eff} . Éste es una combinación de la anisotropía de la onda P propuesta por Alkhalifah η_{eff} , y la anisotropía de S, indicado por ζ_{eff} .

$$\chi_{eff} = \eta_{eff}\gamma_0\gamma_{eff}^2 - \zeta_{eff} \quad 2.3.48$$

$$\eta_{eff} = \frac{1}{8t_{p0}v_{pn}^4} \left(\sum v_{pni}^4 \Delta t_{p0i} (1 - 8\eta_i) - t_{p0}v_{pn}^4 \right) \quad 2.3.49$$

$$\zeta_{eff} = \frac{1}{8t_{s0}v_{sn}^4} \left(t_{s0}v_{sn}^4 - \sum v_{sni}^4 \Delta t_{s0i} (1 - 8\zeta_i) \right) \quad 2.3.50$$

$$\zeta = \gamma_{eff}^2 \eta \quad 2.3.51$$

Donde v_{pn} y v_{sn} son las velocidades P y S de la corrección por NMO

Existen programas interactivos (Mancini et al 2005) para la estimación de los parámetros de velocidad de migración v_{mig} , gama efectiva γ_{eff} , y χ_{eff} que nos permiten observar la simetría, el enfoque de los eventos positivos y negativos y la anisotropía en los offset lejano, figura 2.3.34.

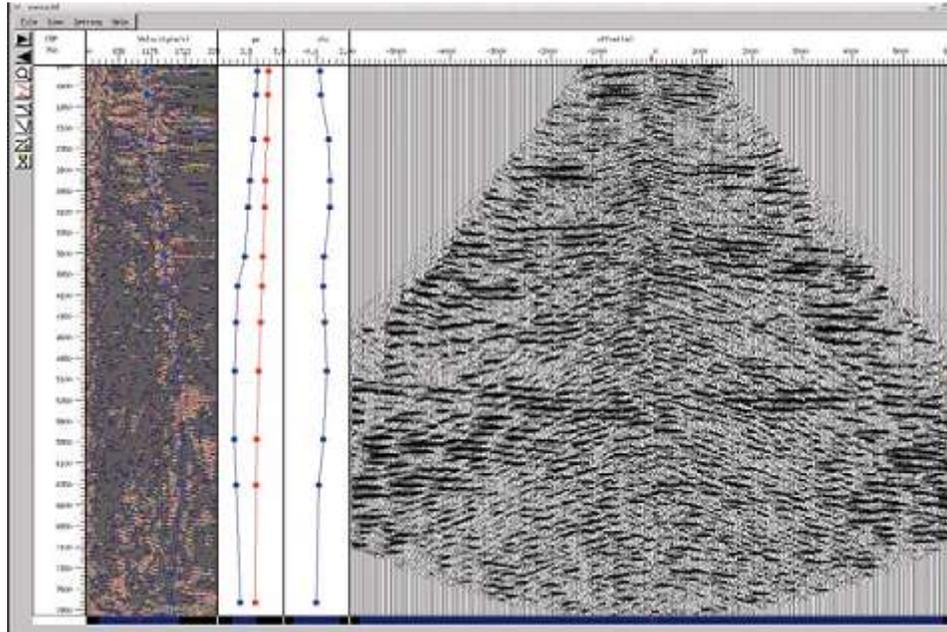


Figura 2.3.34 Herramienta para el análisis interactivo para seleccionar panel 1 coherencia para estimar la de velocidad v_{cmig} en offsets cortos e intermedios, panel 2 gama efectivo γ_{eff} en azul y gamma cero γ_0 en rojo, tercer panel χ_{eff} asociada a la anisotropía y el panel 4 CIP de la onda convertida primer panel de la izquierda, , segundo panel, y tercer panel. Después de cada cambio se hace un remigrado a cada CIP. (Mancini et al, 2005)

- b) **Análisis acimutal.** En el caso donde los datos presentaran algún tipo de anisotropía con evidencias en las trazas lejanas (ver inciso a), en los registros de campo ya rotados de la componente radial y transversal presentando energía coherente en la componente transversal, o en el análisis de los registros sísmicos dipolares, se realiza un análisis en el dominio de gather acimutal. Este gather se construye separando en sectores de acuerdo a la distribución acimutal, generalmente apilando cada 10° , figura 2.3.35 y 2.3.36.

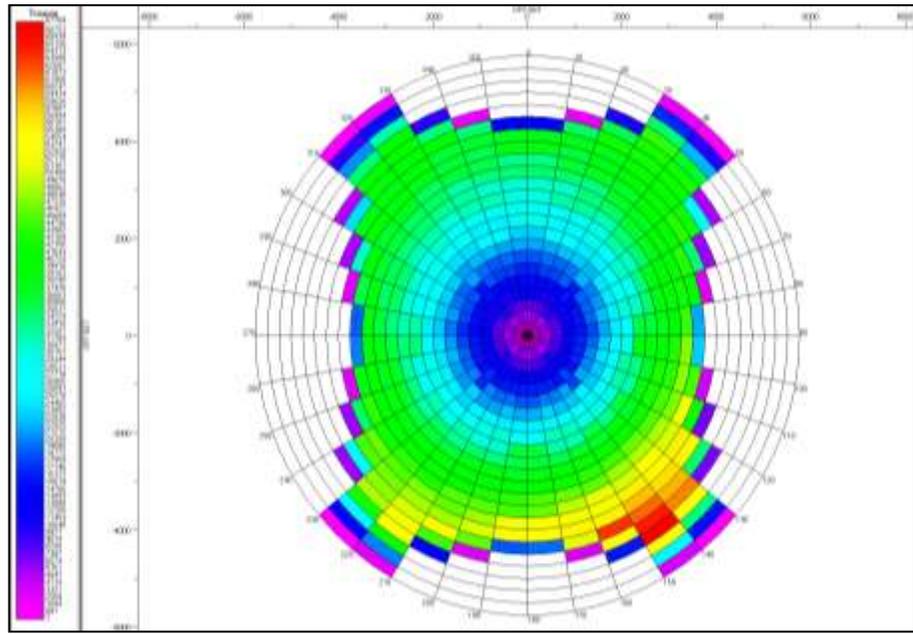


Figura 2.3.35 Distribución de acimuts cada 10 (Proporcionada por PEMEX).

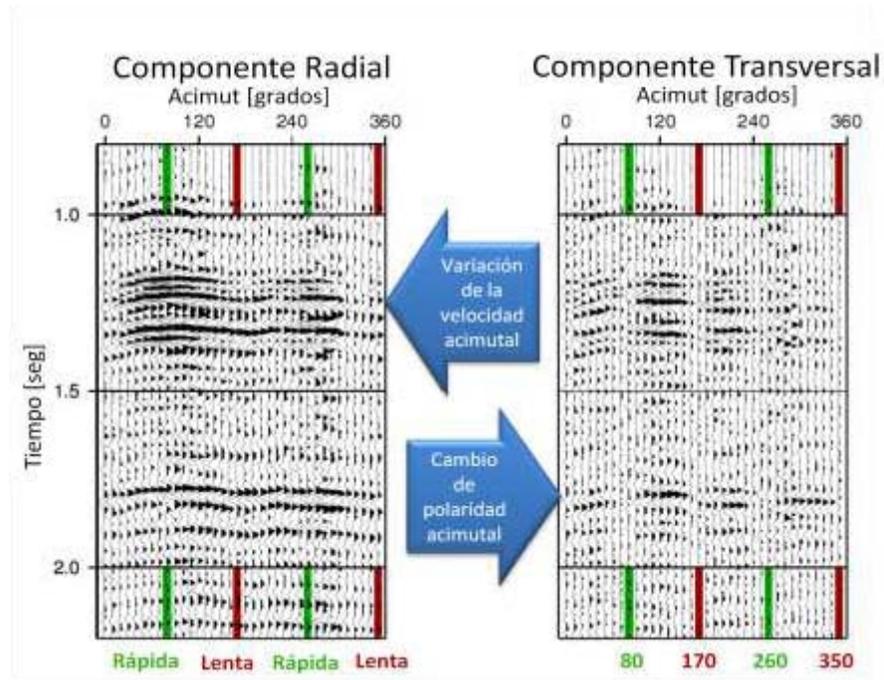


Figura 2.3.36 Identificación de anisotropía separación de las ondas. Se puede observar que en a) la componente radial hay un cambio en la velocidad que hace parecer sinusoidal la señal, donde se puede distinguir la onda rápida (verde) ya que llega primero

que la onda lenta (rojo) formando como cimas y valles y en b) la componente transversal existe un cambio de polaridad cada 90 grados indicando las direcciones preferenciales. (Modificado de Mattoks et al, 2001)

De la figura 2.3.36, en el dominio de offset común con en diferentes acimuts, se concluye lo siguiente:

- En la componente transversal se observa energía coherente lo que significa la existencia de una separación de ondas rápidas y lentas
 - Para la componente radial se presentan horizontes sinusoidales dependientes del acimut indicando anisotropía. En el caso de no existir ésta, los horizontes tendrían el mismo tiempo
 - Se identifican cambios de polaridad en la componente transversal que dan soporte en la identificación de las direcciones preferenciales
 - En la componente transversal se identifican las direcciones preferenciales donde la amplitud tiende a ser nula para ciertos acimuts (80° , 170° , 260° y 350°)
 - Tomando como referencia los ángulos de los acimuts de las direcciones preferenciales, se determina las ondas S rápida y la S lenta considerando los tiempos menores y mayores respectivamente para cada un horizonte en específico, intercalada cada 90° (verde onda S rápida y roja onda S lenta)
- c) **Layer stripping.** Esta fase del procesamiento en la determinación de la anisotropía al igual que las anteriores es fundamental para elaborar los mapas de anisotropía en la capa objetivo. Consiste en remover los efectos de capas anisotrópicas someras o suprayacentes a la capa de interés que presentan polarización natural de la onda S diferentes a las capas más profundas, figura 2.3.37.

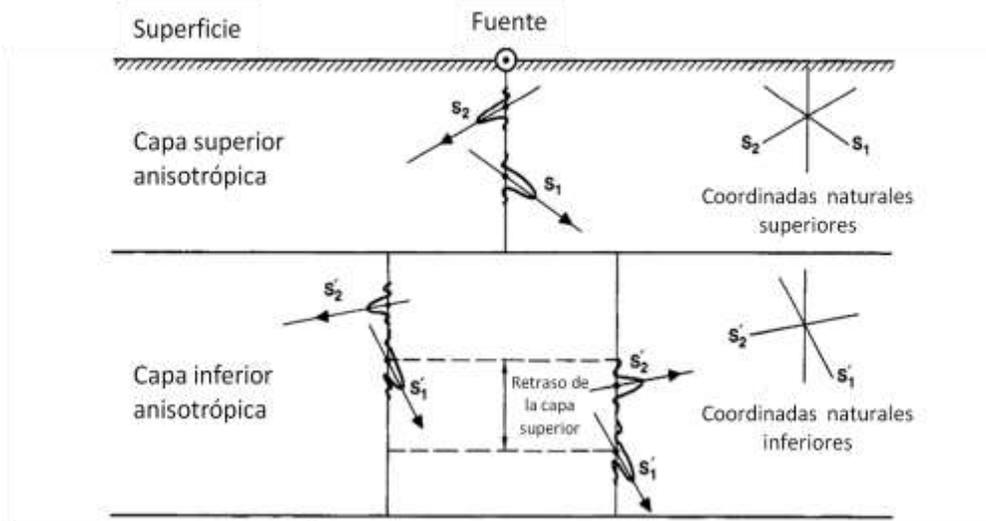


Figura 2.3.37 Esquema de una onda S que viaja hacia abajo. Al pasar de una capa anisotrópica a la otra lleva un retraso. Este retraso es el que quita el layer stripping, simulando que la fuente ha cambiado de profundidad. (Modificada de Winterstein & Meadows, 1991)

Dado que la separación de las ondas S es acumulativa y la anisotropía cambia con la profundidad, el Layer Stripping permite ir eliminando capa por capa los efectos de anisotropía asociados a cada una de ellas, iniciando por la capa más somera hasta llegar a la capa objetivo. Esta corrección supone que la polarización de la onda S es prácticamente constante en una misma capa por lo que las polarizaciones cambian en la frontera entre capas. Cada capa debe ser lo suficientemente gruesa y su birrefringencia lo suficientemente amplia para determinar la dirección de polarización correcta y el máximo desfase para esa capa.

En esta fase y con las direcciones de polarización y los retrasos de tiempo obtenidos del análisis acimutal, primero se rotan en S_1 y S_2 los datos desde primer horizonte de análisis hacia abajo con el ángulo acimutal determinado para este horizonte (S_1 - 80° - 260° y S_2 - 170° y 350° del ejemplo de la figura 2.3.36). Posteriormente se aplican las correcciones estáticas acimutales relacionadas a las diferencias entre los tiempos de las secciones S_1 y S_2 para remover el desfase entre las ondas S rápida y S lenta. Esta fase simula poner una fuente a la profundidad del horizonte de análisis donde el cambio de direcciones preferenciales S_1 y S_2 se presentan. Este procedimiento se repite desde las capas someras hasta la capa objetivo (Winterstein & Meadows, 1991)

Es recomendable tener datos de VSP de tres componentes para este tipo de análisis ya que los datos de la sísmica superficial contienen relaciones más bajas de señal-ruido que las del VSP.

d) **Rotación de la dirección natural.** El procesamiento de rotación para la etapa de layer stripping se realiza mediante la matriz propuesta por Alford 2C x 2C:

$$\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix} = R \cdot \begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix} \cdot R^T \quad 2.3.52$$

Donde $\begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix}$ son los datos obtenidos, $\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix}$ son los datos rotados y R es la matriz de rotación y se define como:

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sen\theta \\ -\sen\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad 2.3.53$$

Las componentes de esta matriz s_{ij} , el primer índice indica la fuente y el segundo el receptor, para sísmica multicomponentes corresponden a la componente radial y transversal, es decir, fuentes radiales detectadas por receptores radiales, s_{rr} , y por receptores transversales, s_{rt} ; para fuentes transversales con receptores radiales, s_{tr} , y transversales, s_{tt} . Las dos componentes s_{rr} y s_{rt} (las componentes radial y transversal para la dirección radial a la fuente), corresponden a las obtenidas de la rotación HOR en el inciso 5 de las etapas del procesamiento común, mientras que las otras dos componentes s_{tr} y s_{tt} tienen un desplazamiento de 90° con respecto a las anteriores. Además la s_{tr} presenta una polaridad invertida, figura 2.3.38. (Gaiser, 1999).

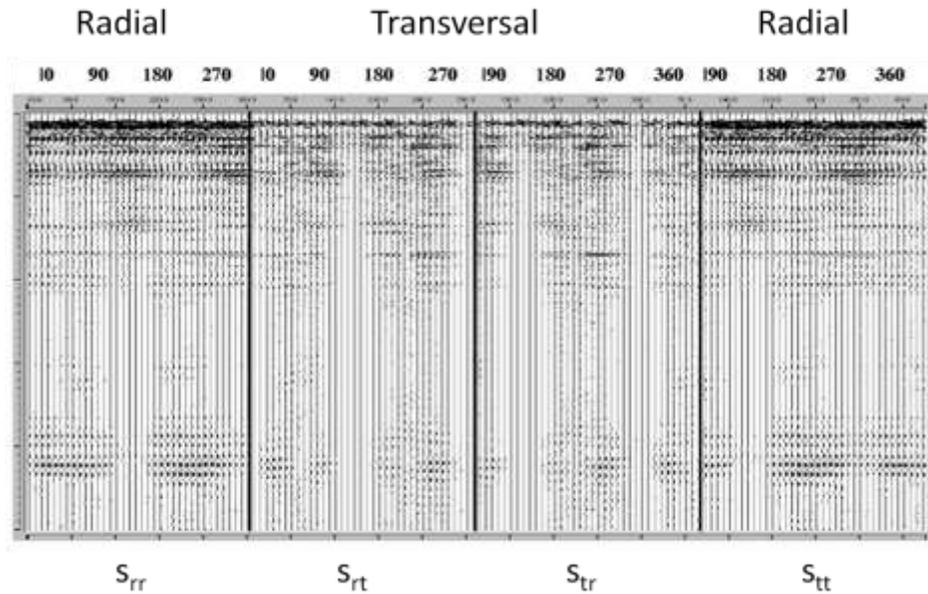


Figura 2.3.38 Las cuatro componentes, s_{ij} , para poder realizar la rotación de Alford. (Modificada de Gaiser, 1999)

Después de la rotación la energía de las nuevas componentes s'_{rt} y s'_{tr} será minimizada y las componentes s'_{rr} y s'_{tt} corresponderán a la onda S rápida, S_1 , y onda S lenta, S_2 .

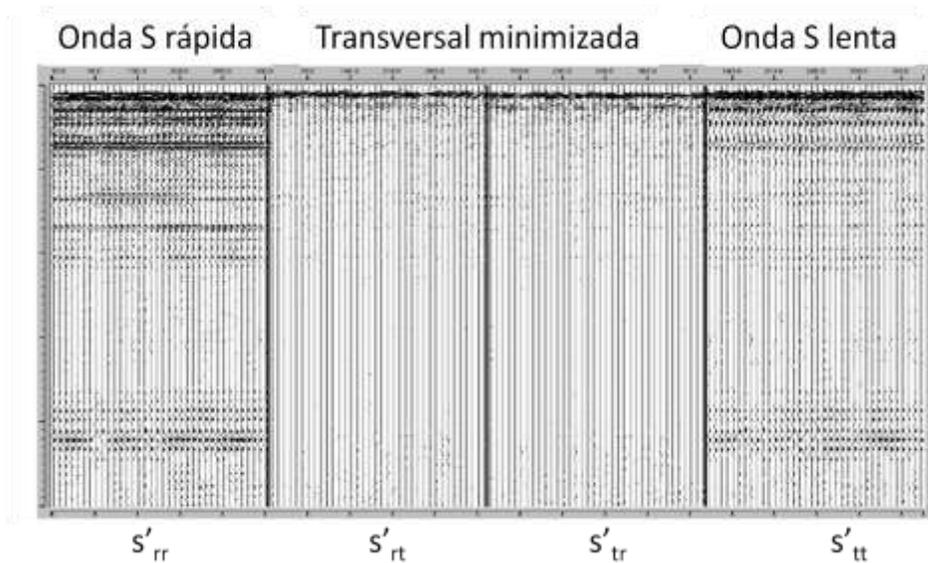


Figura 2.3.39 Se puede apreciar que la energía de la onda transversal se minimiza significativamente, aumentando la energía en la radial, tanto para la onda S rápida como la onda S lenta (Modificada de Gaiser, 1999)

e) **Mapa de anisotropía.** Una vez que se tiene la dirección preferencial de la onda S rápida para cada uno de los CCP y una estimación del porcentaje de anisotropía a través de la diferencia en tiempos entre la onda S rápida y S lenta, se obtiene el mapa de anisotropía considerando ambos parámetros.

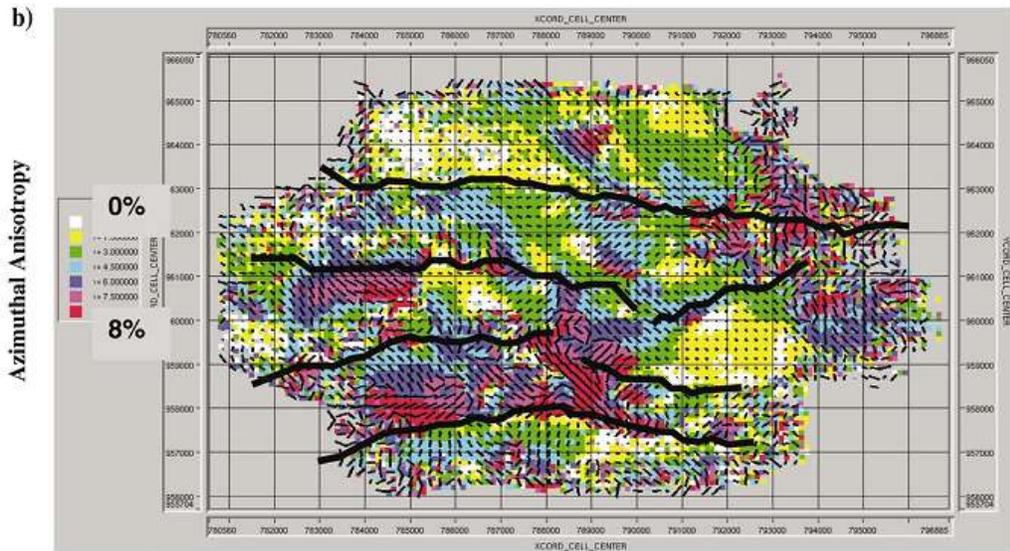


Figura 2.3.40 Mapa de anisotropía (Gaiser, 1999).

3 Casos históricos de sismica superficial multicomponentes.

La combinación de las ondas S con las ondas P aporta información adicional para el estudio del subsuelo que nos permiten reducir la incertidumbre, acotar el riesgo geológico e identificar nuevas oportunidades para la exploración y desarrollo de campos, figura 3.1



Figura 3.1 Información adicional que proporciona la onda de cizalla, complementaria a la información de la onda P. (Modificado Maxwell et al 2006).

La interpretación conjunta de los reflectores de onda P y S ofrece la posibilidad de discriminar litología, estimar porosidad, caracterizar fracturas y diferenciar posibles fluidos. Usando los dos tipos de datos, ondas P y S, invariablemente se reduce el riesgo ya que provee una información más completa de la propagación y características de las ondas. Esta integración da un mayor soporte en la ubicación de las propuestas de pozos, asimismo en la definición de la extensión de los posibles yacimientos y su reserva asociadas, obteniéndose por consiguiente una mejor estimación del valor económico de los proyectos o campos petroleros. Dentro de las aplicaciones principales se encuentran las siguientes: mejoramiento de imagen sísmica a través de sedimentos saturados de gas, imagen estructural, de capas superficiales; estimación de litología, análisis de anisotropía, descripción de fluidos y monitoreo de yacimientos (Stewart et al, 2003).

3.1 Imagen sísmica

Mejoramiento de imagen sísmica. Dado que los datos PS contienen diferente información y diferentes trayectorias de los datos P, en teoría nos proporcionan una imagen diferente como en los casos siguientes.

Ver a través de sedimentos que contienen gas. La energía de la onda P cuando pasa por sedimentos saturados de gas se atrasa, dispersa y atenúa debido a que la saturación de gas afecta fuertemente a la compresibilidad, k , sin embargo, ésta no afecta tanto la rigidez, μ , por consiguiente la energía de la onda S no sufre cambios sustanciales. En diferentes casos se ha demostrado la gran utilidad de las ondas convertidas donde se tienen zonas saturadas de gas que impiden o distorsionan los eventos sísmicos por debajo de éstas. Por ejemplo, en el campo Lomond se adquirió un multicomponentes 4C-2D. Este campo es de gas condensado, se encuentra a 233 Km al este de Aberdeen en el centro del Mar del Norte. La motivación de la adquisición de la onda convertida fue que los datos de la onda P estaban difusos debido a una nube de gas que no permitía ver el área del yacimiento. El éxito de de este ejemplo radica principalmente en la metodología de procesamiento la cual usa lo menos posible los datos de la onda P, figura 3.2.

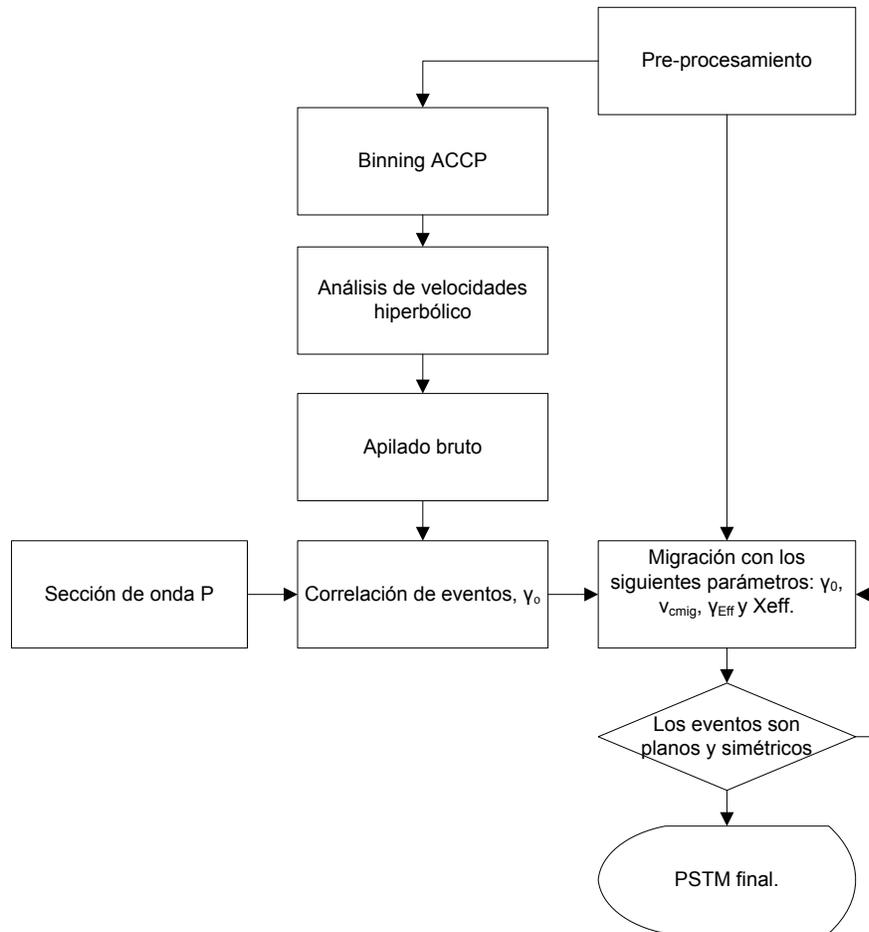


Figura 3.1.1 Flujo para el procesamiento de la onda convertida usado por Mancini et al en el campo Lomond. (Modificado Mancini et al, 2005)

Después del procesamiento se pueden comparar las imágenes de la onda P con la onda convertida, figura 3.3. Donde se pueden apreciar claramente las ventajas de las ondas PS debido a los efectos de gas en las capas superficiales y una mayor continuidad de los eventos sísmicos.

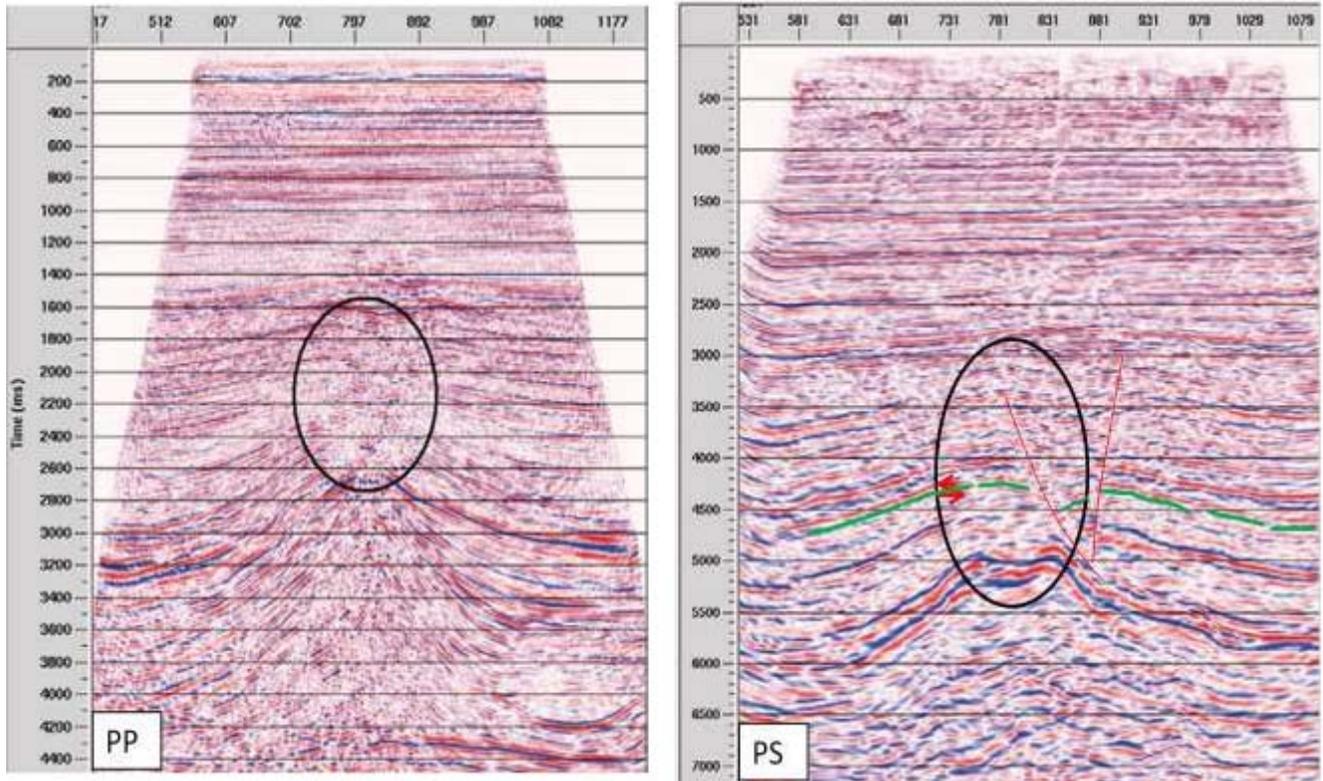


Figura 3.1.2 Comparación de la sección PP (izquierda) y la sección PS (derecha), se puede observar como el horizonte interpretado con verde se puede continuar, las fallas se definen mejor y los reflectores tiene una mejor definición. (Modificado de Mancini et al, 2005).

En este tipo de casos es importante tener en cuenta que la amplitud de la onda convertida es dependiente de la onda P que viaja hacia abajo, si pasa a través de la nube de gas la amplitud sería menor y la velocidad de apilado será diferente. A este fenómeno se le llama iluminación diódica. (Li et al, 2001).

3.2 Imagen estructural

La resolución de las características de los echados muy inclinados, en ciertas circunstancias, puede ser mejorada con las ondas convertidas. Purnell (1992) demostró por medio de datos de un modelo físico, figura 3.4, que se observan mejor los echados de 0° a 30° en capas de alta velocidad (HVL) sobrepuestas a capas de menor velocidad, con ondas P viajando hacia abajo y onda S viajando hacia arriba en la capa de mayor velocidad (PPPS).

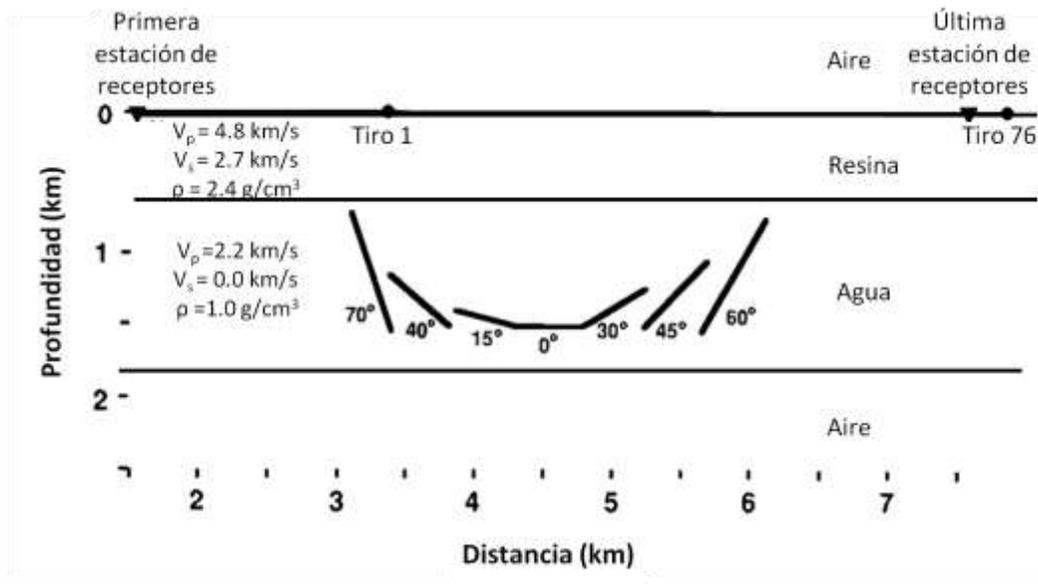


Figura 3.2.1 Modelo físico usado por Purnell. (Modificado de Purnell, 1992).

En la figura 3.5 observan los datos migrados PPPP antes de apilar en profundidad, se observan que los echados mayores de 15° no se pueden apreciar debido al problema del ángulo crítico. Comparando estos resultados con los datos de la ondas convertida, se pueden observar los echados de 0° a 30° en capas de alta velocidad (HVL) sobrepuestas a capas de no tan alta velocidad con ondas P viajando hacia abajo y onda S viajando hacia arriba en la capa de mayor velocidad (PPPS), figura 3.6. Por lo que se pueden usar las ondas convertidas para una mejor imagen estructural de echados pronunciadas por debajo de capas con alta velocidad.

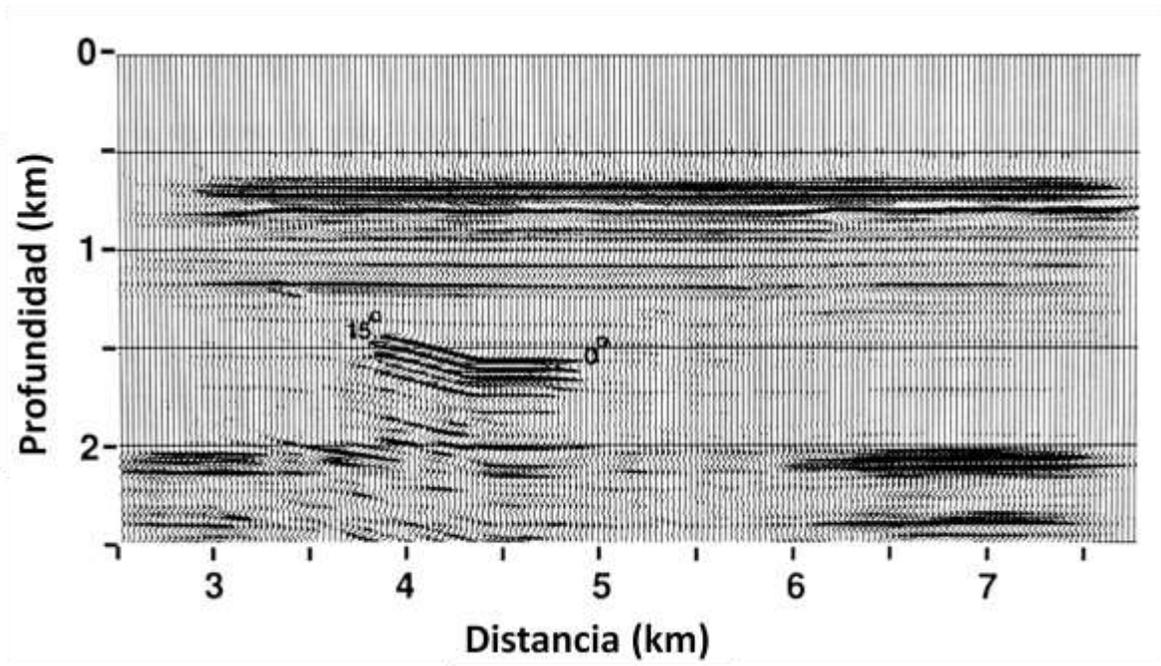


Figura 3.2.2 Datos migrados antes de apilar en profundidad PPPP. (Modificado de Purnell, 1992).

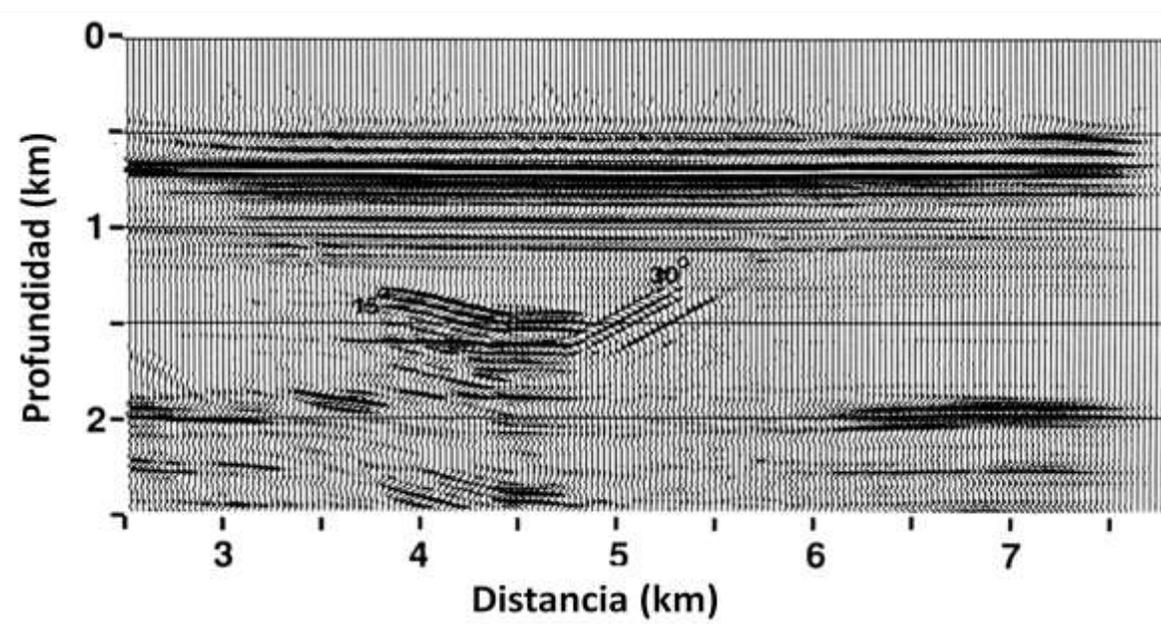


Figura 3.2.3 Datos migrados antes de apilar en profundidad PPPS. (Modificado de Purnell, 1992).

Cary y Couzens (2000) dieron ejemplo del campo Mahogany en el Golfo de México, donde mediante la imagen PS es posible definir mejor las fallas asociadas a la intrusión de la sal, figura 3.7.

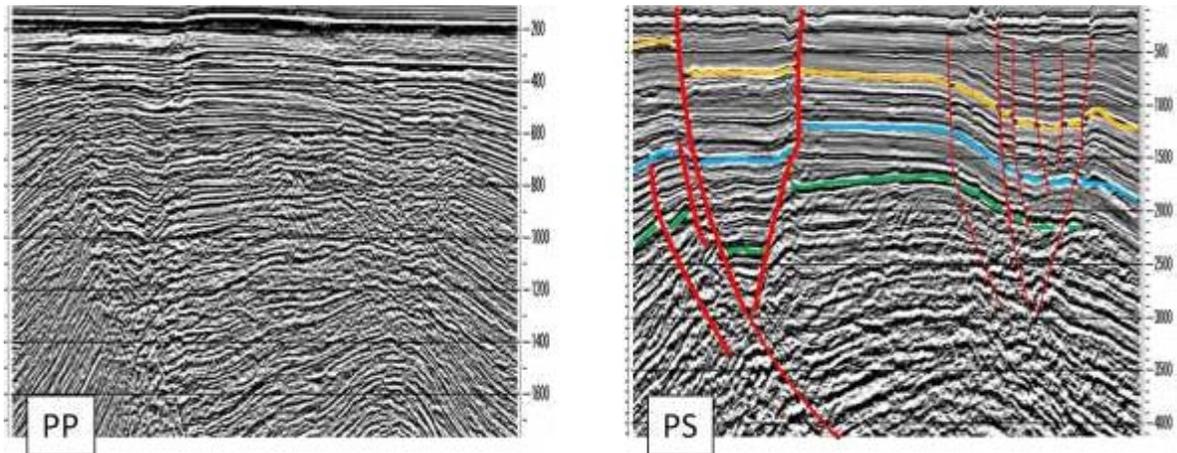


Figura 3.2.4 Se pueden apreciar mejor las fallas entre los tiempo a) Sección PP b) Sección PS. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Otro ejemplo es en un campo en México donde en la sección PS tienen una mejor imagen de los rasgos estructurales de fallas terciarias, terminaciones sísmicas, acuñaientos de sedimentos de edad Cretácico contra la sal y la una mejor definición de la cima de sal, figura 3.8.

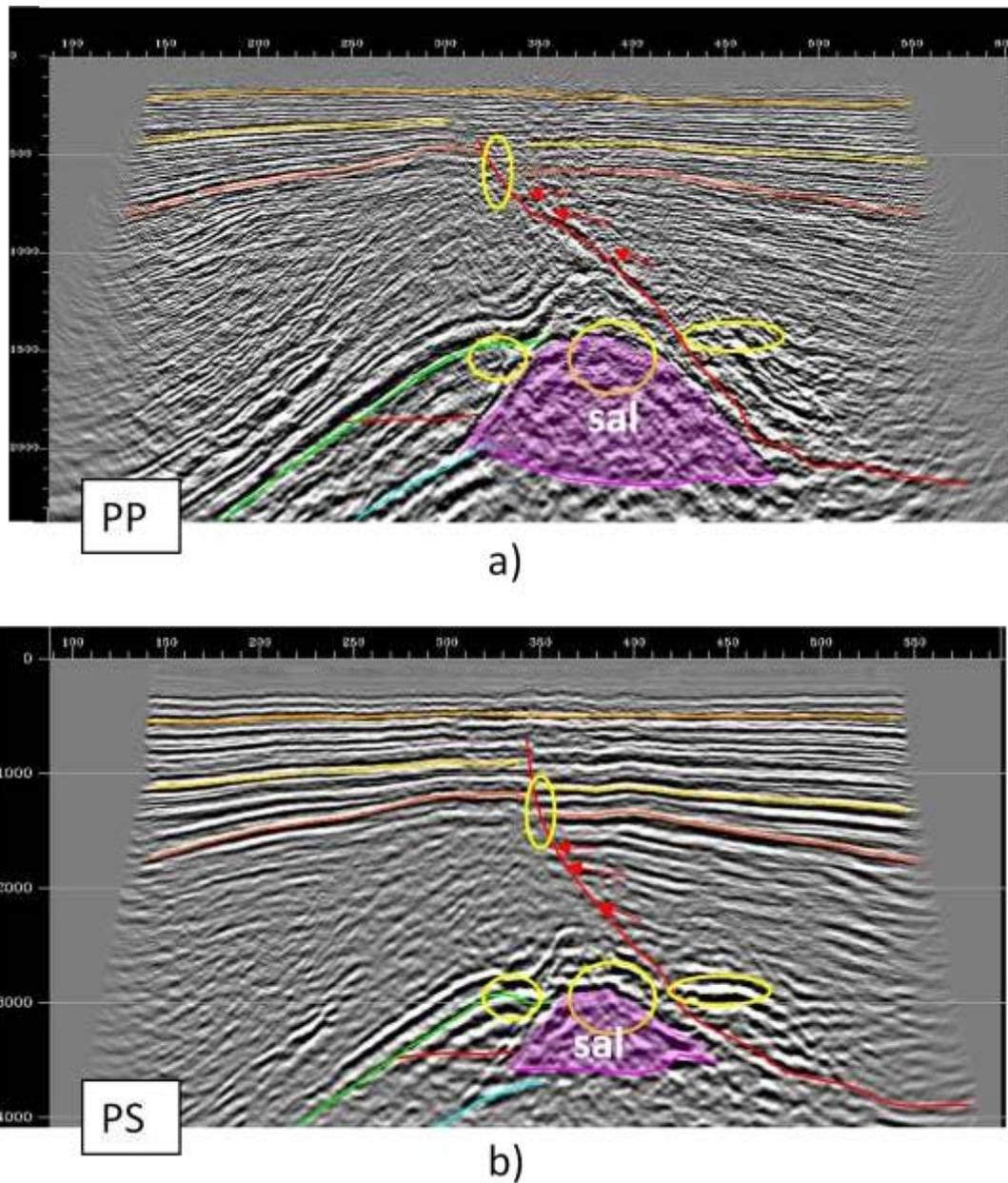


Figura 3.2.5 Sección 2D PP y PS con intrusión de sal y falla.

3.3 Imagen de las capas superficiales.

Generalmente se resuelven mejor los reflectores en las capas cerca de la superficie en las secciones PS que en las PP. Esto se puede deber a diferentes factores como: mayores cambios relativos en velocidades S contra P, un mayor impacto de los cambios de densidades en la

reflectividad PS que PP o a longitudes de onda corta de la onda S. Un ejemplo de esto es la línea sísmica 3C adquirida en el Río Steen en Alberta Canadá. Las secciones resultantes PP y PS se muestran en la figura 3.9. En los datos PS se puede ver un mejor detalle hasta los 1000 ms.

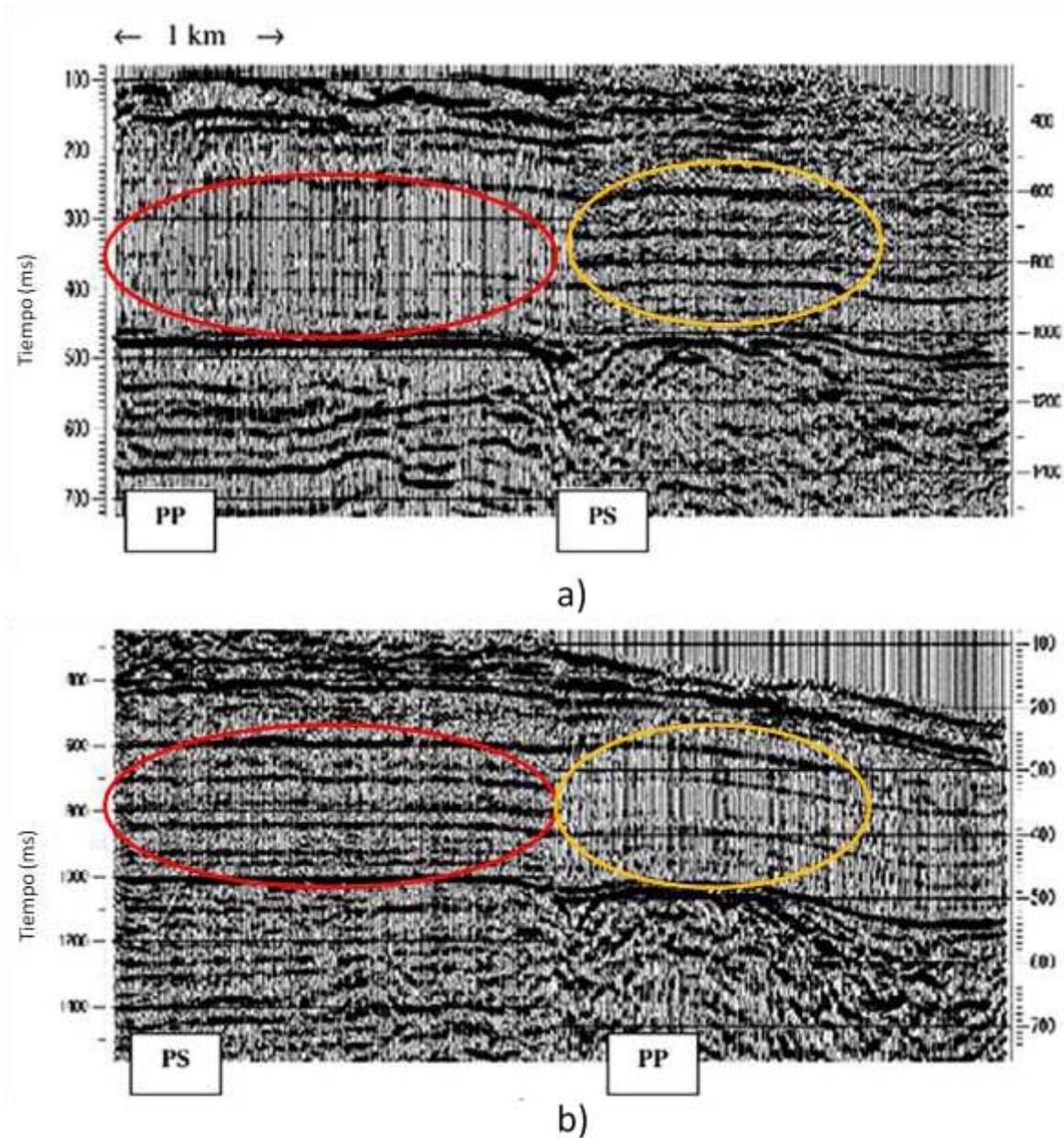


Figura 3.3.1 a) La mitad izquierda de la sección PP seguida de la mitad derecha de la sección PS. b) La mitad derecha de la sección PS y la mitad derecha de la sección PP. Se pueden notar que algunos eventos son más claros. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Algunas de las aplicaciones se usan para mapear fallas sutiles someras menos de un metro, determinar el módulo de cizalla y otras propiedades geomecánicas de capas delgadas cerca del piso del mar, detectar peligros de flujo somero de agua y estimar concentraciones de hidratos de metano que pudieran afectar las operaciones de perforación en el piso marino.

3.4 Estimación de litología.

Además de tener una mejor imagen sísmica, es importante estimar el tipo de roca que podríamos encontrar dentro del área de estudio. En ocasiones las imágenes de la onda P pueden ser ambiguas o limitadas para la estimación de litología, con la integración de la onda S se puede inferir propiedades adicionales de la roca. Gran parte de los análisis PS están basados en estimar los valores V_p/V_s . La velocidad V_s y la relación V_p/V_s en combinación con V_p han mostrado ser buenos indicadores del tipo de roca.

La aplicación más usual se encuentra en diferenciar litologías entre las arenas y la lutitas. Garotta et al (1985) utilizó datos PS y PP donde observó que las anomalías de amplitud de los datos PS y los valores bajos de V_p/V_s obtenidos a partir de las isócronas P-P y P-S correlacionan con los límites de yacimientos asociados a facies canalizadas. Así mismo, confirmó que el coeficiente de Poisson obtenido a partir de las isócronas de PP y PS aumenta monotónicamente con el incremento de V_p/V_s .

Estas afirmaciones realizadas por Garotta en 1985, se confirman en el campo Blackfoot en Alberta figuras 3.10 y 3.11.

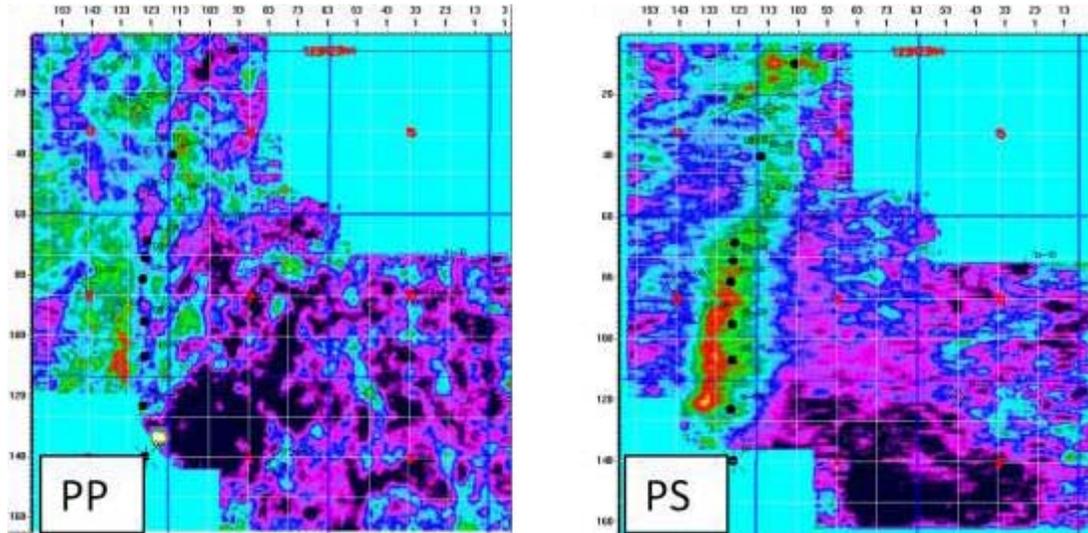


Figura 3.4.1 Rebanadas de horizontes (Time horizons) PP a la izquierda y PS a la derecha del canal de arena interpretado de la adquisición 3C-3D en el campo Blackfoot, Alberta. (Modificado de Stewart et al, 2003).

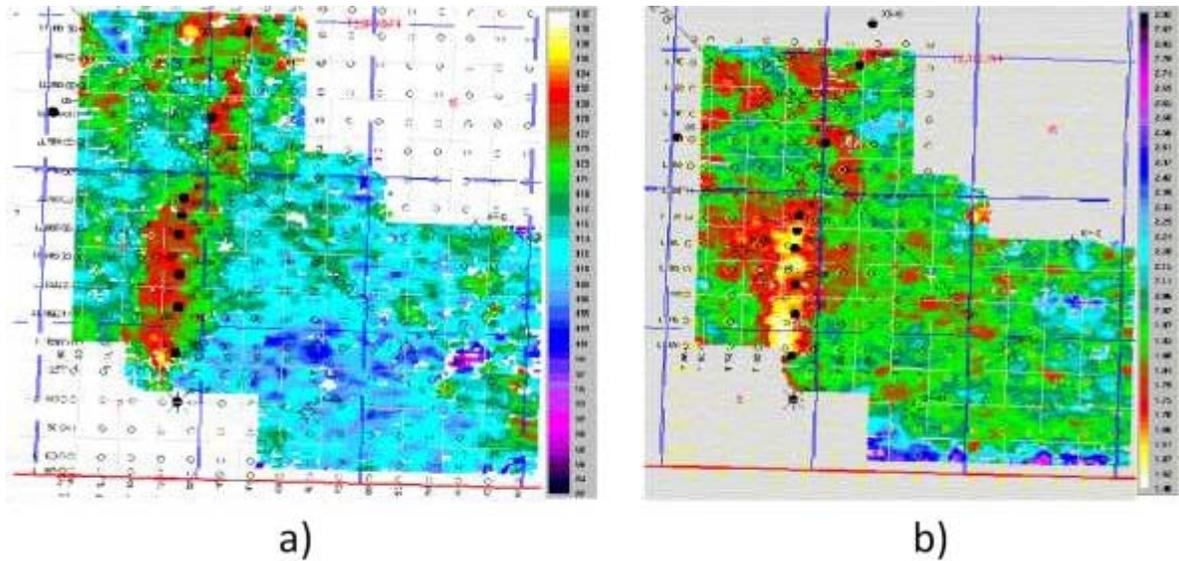


Figura 3.4.2 Mapas de amplitudes PS (izquierda) y valores de la relación V_p/V_s (derecha). (Modificado de Stewart et al, 2003).

Otro ejemplo representativo de las aplicaciones de las ondas convertidas para delinear canales de arenas se muestra en el campo Alba en el Mar del Norte (MacLeod, 1999a), donde se observa un

fuerte contraste en la velocidad de la onda S, figura 3.12, asociada al yacimiento que se refleja en un buen contraste de impedancias elásticas la cual facilita la interpretación sísmica y su delimitación.

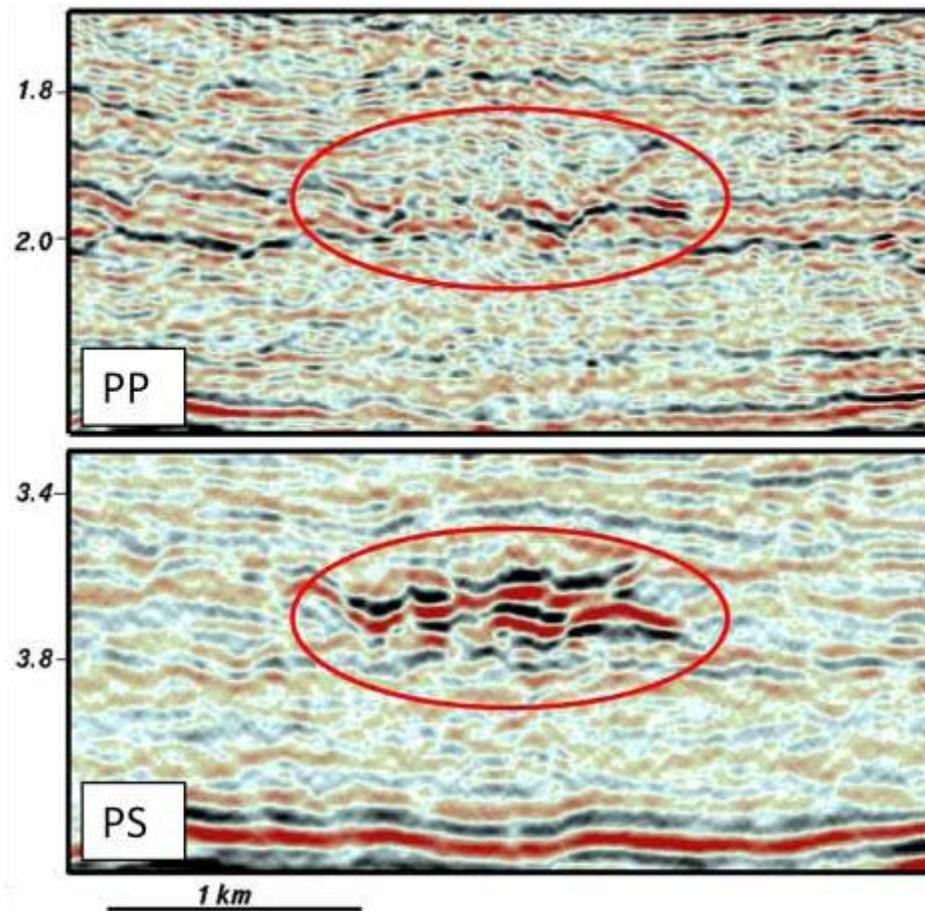


Figura 3.4.3 Secciones de datos de onda PP adquiridas con streamer y sección PS adquiridas con OBC. El óvalo rojo encierra la delimitación del canal claramente delimitado en la sección PS. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Este se correlaciona con los datos de registro, como se puede ver la respuesta del yacimiento en onda P no es contrastante con el medio encajonante. En el registro de velocidad de onda S, la velocidad del yacimiento es contrastante con la del medio encajonante. Figura 3.13.

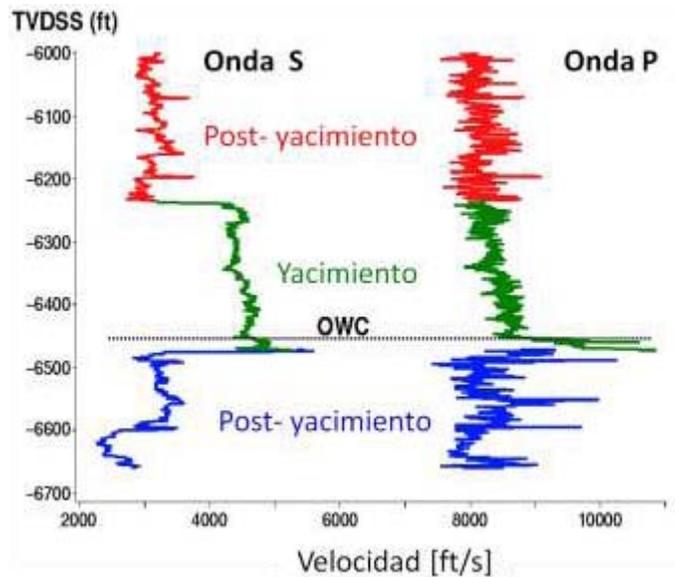


Figura 3.4.4 Registro sónico dipolar a través de las arenas del yacimiento Alba, mostrando un gran contraste en la velocidad de la onda S entre las arenas del yacimiento Alba y las lutitas circundantes, mientras que en la velocidad de la onda P no hay gran contraste. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Las arenas del yacimiento pueden ser distinguidas de las lutitas encajonantes, permitiendo una mejor localización para los pozos. En la figura 3.14 se puede ver que los mapas de amplitudes de un horizonte del campo Alba, en el mapa PS se puede distinguir claramente el canal de arenas, adicionalmente muestra las “alas” de ese canal. Con esta información se puede tener un mejor entendimiento de la estructura del yacimiento

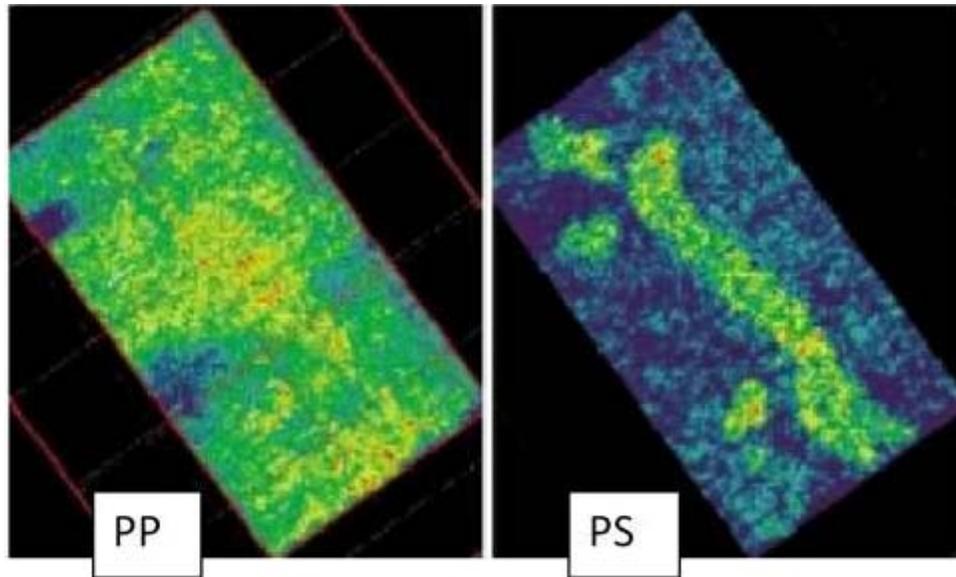


Figura 3.4.5 Amplitudes de horizontes PP y PS. En la sección PS, se puede identificar y delimitar fácilmente el canal de arena. ()

Con este tipo de limitación de litología y las anomalías de la onda PP, se describió al campo Alba como un canal de arena turbidítica pobremente consolidado de edad Eoceno con una longitud de 9 km, un ancho entre 1.5 y 3 km, un espesor por arriba de los 100 m figura 3.15.

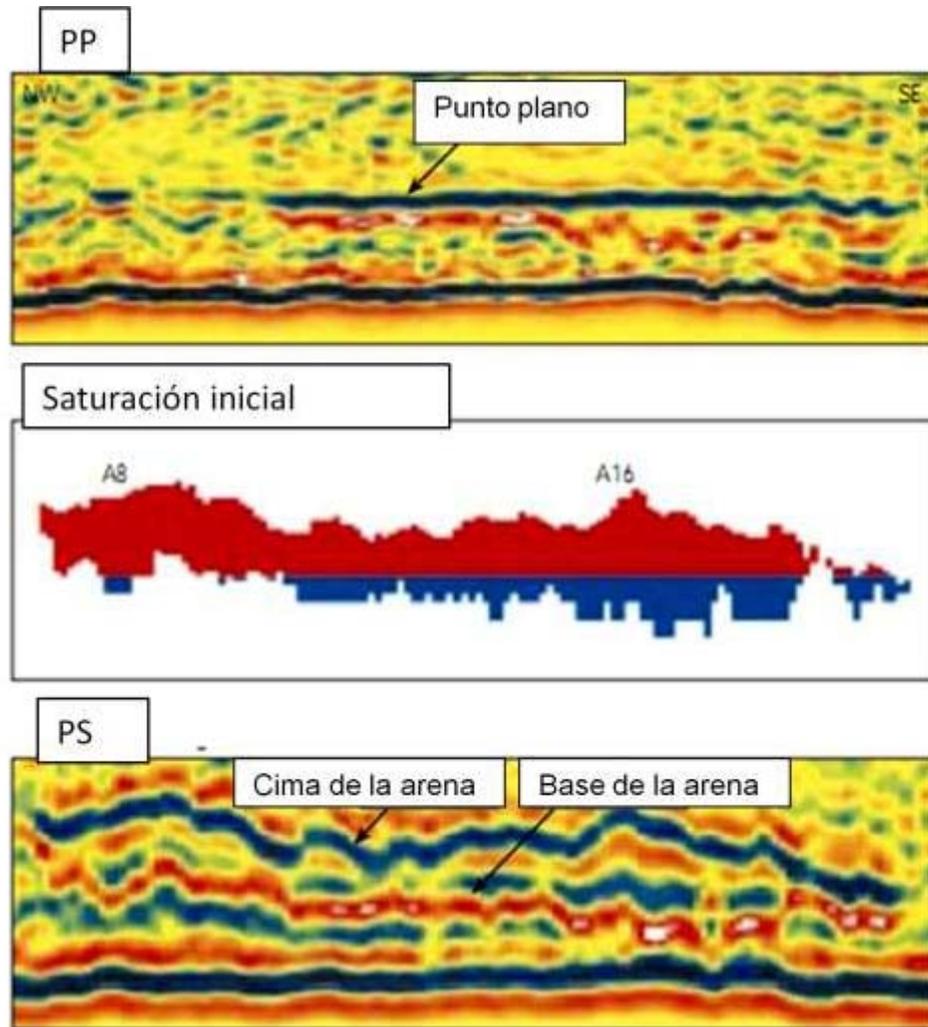


Figura 3.4.6 Incluyendo información de la sección PP y de la sección PS se puede hacer un modelo de la saturación inicial de hidrocarburos (Modificada de Caldwell et al, 1999).

Michelena et al (2001) emplearon redes neuronales considerando la velocidad de la onda S obtenida a partir de la inversión sísmica y registros geofísicos de rayos gamas y SP para diferenciar lutitas de las arenas presentes en el campo de aceite pesado Zuata en Venezuela. En la figura 3.16, se puede ver la separación de las arenas y lutitas en una gráfica densidad contra velocidad de la onda S, las arenas presentan una mayor velocidad que las lutitas, con rangos de densidades un poco menores.

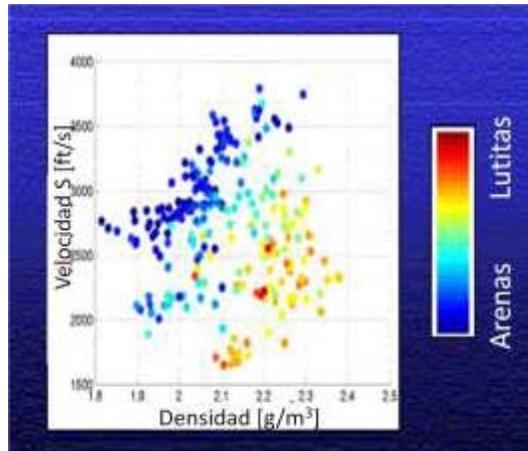


Figura 3.4.7 Gráfica de Velocidad de onda S contra densidad de los registros del campo de aceite pesado Zuata. (Modificada de Stewart et al, 2003).

En la inversión convertida en estimación de arenas y lutitas usando redes neuronales, se puede apreciar que existe buena consistencia entre la inversión y los registros de rayos gamma y de SP para la diferenciación de arenas, en colores fríos y lutitas en colores cálidos.

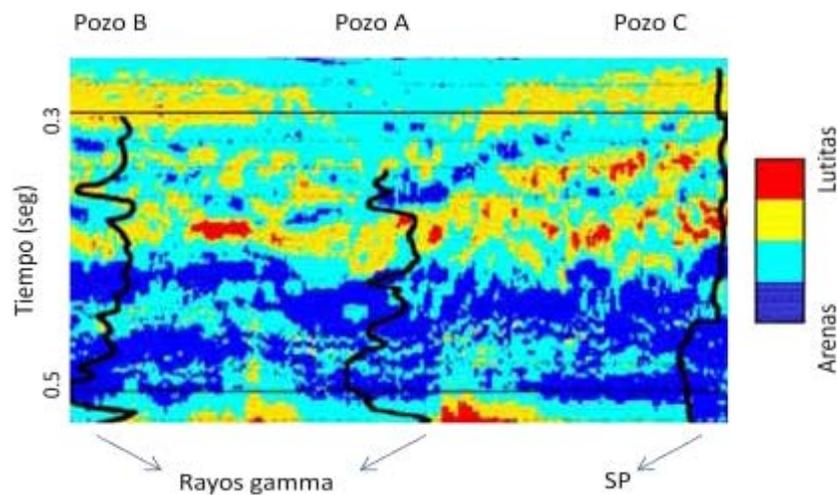


Figura 3.4.8 Estimación de arena (colores fríos) y lutita (colores cálidos) correlacionados con registros de rayos gamma y SP. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Otro caso histórico, es el campo Manitou Lake localizado en la parte oeste-central de Saskatchewan, Canadá. El yacimiento de hidrocarburos se encuentra en canales fluviales de arena de

aceite pesado de 12° API de edad Cretácico inferior en las formaciones Colony y Sparky. Los registros geofísicos indican que los canales de arena pueden tener alta porosidad con valores arriba del 30%. La adquisición sísmica multicomponentes fue en un área aproximadamente de 10 km², se contó con 3 pozos de los cuales sólo uno contaba con registro sísmico de onda S.

En esta área se identificaron que valores bajos de V_p/V_s , menores de 2.15, están asociados a arenas de las formaciones Colony y Sparky. Sin embargo la saturación de agua puede aumentar los valores de V_p/V_s tanto para arenas como arcillas.

Los sismogramas sintéticos permiten definir la correlación con los registros y la identificación de los horizontes sísmicos de interés asociados, en la figura 3.18 se muestra la correlación de las ondas PP y PS con las formaciones de interés Colony (flecha roja) y Sparky (flecha verde) y sus características de la relación V_p/V_s y los registros. En la comparación, mediante la onda PS se puede observar que el intervalo de las formaciones de interés está separado por dos reflectores bien definidos, por lo que ayuda a llevar el control de ese intervalo.

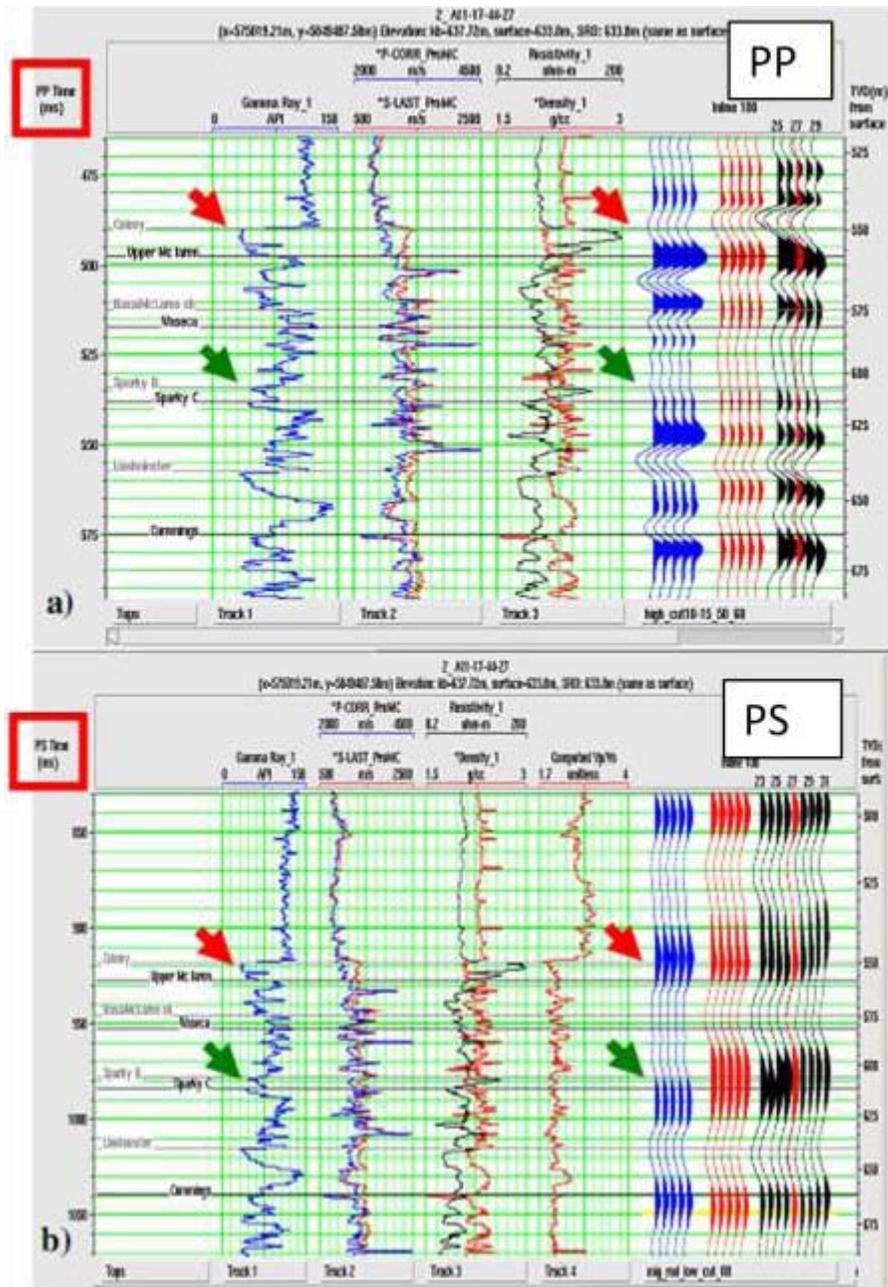


Figura 3.4.9 Correlación de la sísmica con los registros de rayos gamma en el primer panel, velocidades de onda P (azul) y onda S (roja) en el segundo panel, densidad (roja) y resistividad (negro) en el tercer panel y con las trazas de color negro con el sismograma sintético en color azul. a) para la onda PP b) para la onda PS. (Roxana et al, 2009).

Como se ha comentado anteriormente, se considera que las ondas P son más sensibles a los cambios del fluido de poro que las ondas S y la relación V_p/V_s dan la mejor diferenciación de litología, dado que para la onda S hay contrastes considerables entre arenas y lutitas, teniendo las arenas mayor

velocidad que las lutitas, la relación V_p/V_s será menor para las arenas y un poco mayor para las lutitas. Para el campo Manitou los valores de V_p/V_s se encuentran entre 1.7 a 2.17 para las arenas y de 2.15 a 3.0 para las lutitas, este resultado se obtuvo de la integración de la sísmica, registro y la estimación razón V_p/V_s a partir de las isócronas. En figura 3.19, se sobreponen los valores V_p/V_s y la sísmica de superficie PP y PS, en esta última se puede notar que es más fácil seguir el horizonte sísmico que en la PP aunque tenga menor resolución.

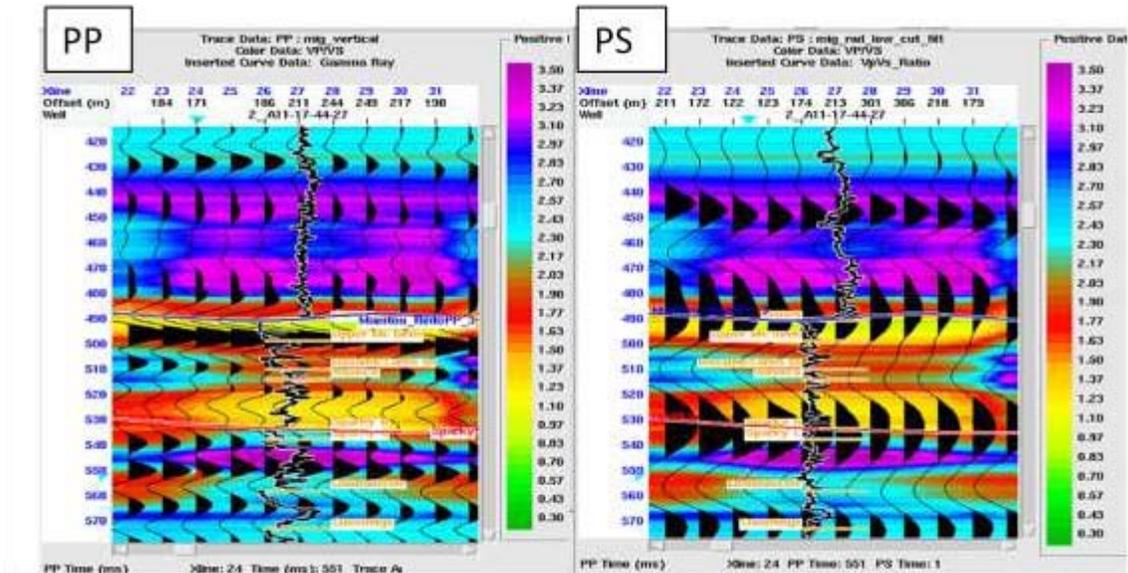


Figura 3.4.10 Secciones PP y PS ambas en tiempo de PP sobre puestas a valores V_p/V_s . En color azul está interpretado el horizonte de Colony y en rojo el horizonte Sparky. (Roxana et al, 2009).

A partir de las consideraciones anteriores y de la interpretación conjunta de los mapas de amplitud PS y PP en el Campo Manitou se identificó la distribución de los canales figura 3.20. Para la imagen de onda PP se observa con mayor claridad la base de los canales, mientras que la distribución de los lóbulos se puede identificar con mejor definición en la imagen de onda PS. Este tipo de integración ayuda a proponer mejores modelos geológicos y reducir la incertidumbre del tipo la roca.

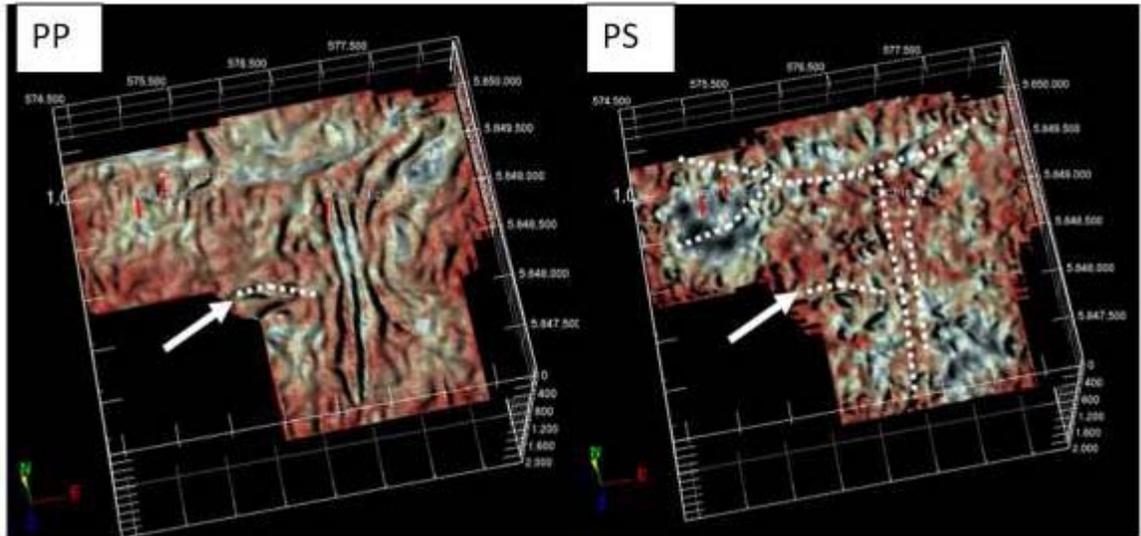


Figura 3.4.11 Amplitudes de la onda PP (izquierda) y PS (derecha). Se puede apreciar la base del canal muy bien definido en la onda P, mientras que en la onda S se pueden apreciar los lóbulos de los flujos. (Roxana et al, 2009).

Otro tipo de correlacionar litologías es mediante variaciones significativas en los valores $\frac{V_p}{V_s} = \frac{2I_s}{I_p} - 1$. Este criterio se ha aplicado en el play carbonatado en Lousana, Alberta por Miller (1996), donde calculó los intervalos V_p/V_s con las isócronas en la región de interés, obteniendo valores de V_p/V_s entre 2.2 a 2.5 en sedimentos clásticos de edad Cretácico y valores de 1.5 a 2,0 en rocas carbonatadas del Paleozoico asociado a arrecifes con aceite.

3.5 Análisis de anisotropía.

En México, en las Cuencas del Sureste, la producción de yacimientos carbonatados de edad Cretácica se asocia a la intensidad del fracturamiento. La comprensión de los sistemas de fracturas presentes en estos yacimientos es importante para los programas de perforación de pozos, el diseño de pozos horizontales y proyectos de recuperación secundaria.

Los esfuerzos presentes en el subsuelo hacen que la mayoría de las fracturas se alineen verticalmente, estas individualmente no es posible detectarlas a través de las ondas sísmicas ya que la longitud de onda es más grande que las fracturas, sin embargo, en especial las ondas de cizalla, pueden percibir las propiedades promedio de las fracturas para determinar su orientación y densidad

promedio. Las ondas S que se propagan a través de este tipo de medios presentan un fenómeno conocido como birrefringencia, o separación de la onda S (splitting), que es la separación de una onda S rápida y una onda S lenta, la polarización de la onda S rápida es la dirección promedio del rumbo de las fracturas y la lenta perpendicular. La diferencia en el tiempo de tránsito entre la onda S rápida y lenta está relacionada con la densidad de las fracturas (Barved et al, 2004).

Junto con la información estructural, estratigráfica, de la onda PP y de la onda PS se pueden resolver problemas asociados a los yacimientos fracturados. Por ejemplo, Nelson 2001, enuncia los problemas que se pueden resolver dependiendo del tipo de yacimiento, figura 3.21.

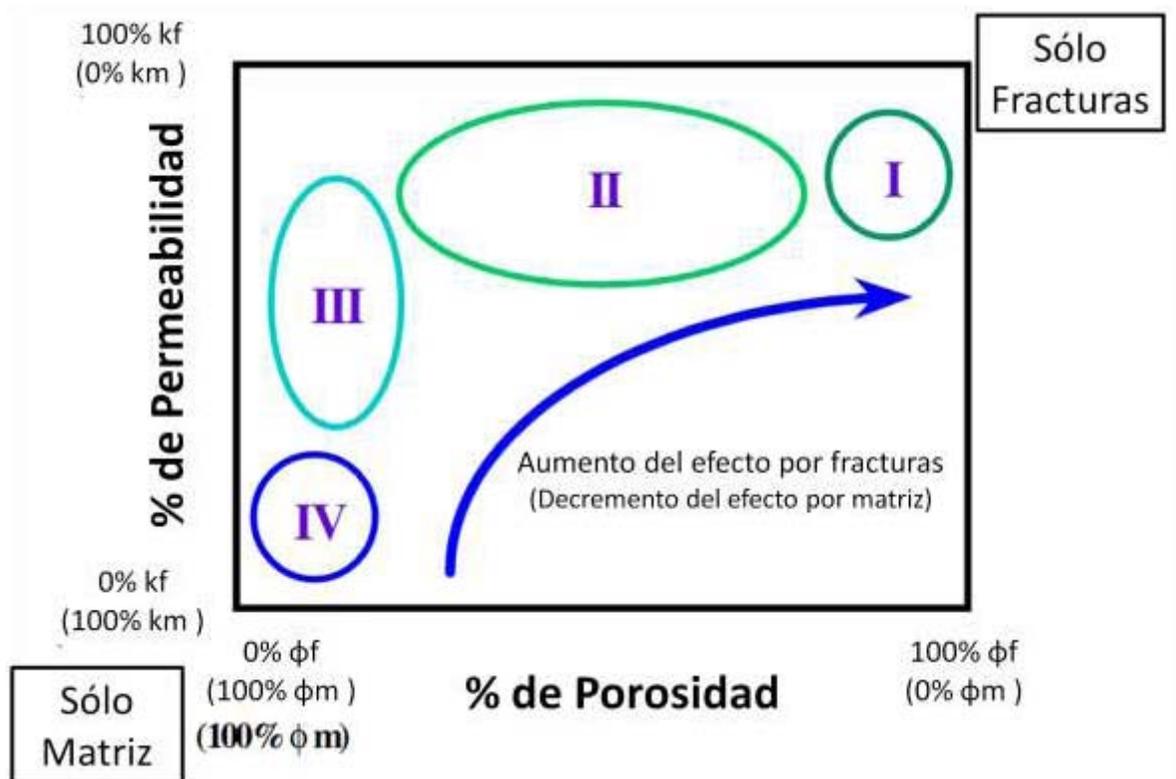


Figura 3.5.1 Clasificación de los yacimientos fracturados (Nelson, 2001) basado en el porcentaje de porosidad y permeabilidad en términos del porcentaje debido a la matriz y debido a las fracturas. (Gaiser, 2002).

Tipos de yacimientos y su aplicación:

- Tipo 1, donde las fracturas dominan la porosidad y la permeabilidad, se pueden definir las áreas de drenaje.
- Tipo 2, donde las fracturas controlan esencialmente la permeabilidad, se puede definir la intensidad de fracturas, la geometría y el cierre de fracturas en campos sobrepresurados.
- Tipo 3, donde las fracturas ayudan a la permeabilidad, para identificar la permeabilidad anisotrópica y en la respuesta inusual en recuperación secundaria.
- Tipo 4, donde las fracturas no proporcionan ninguna permeabilidad o porosidad adicional, para identificar los compartimientos donde la permeabilidad puede ser distinta a las fracturas¹⁹

Von Dok et al (1997) y Gaiser (1999) mostraron un análisis para estimar la anisotropía a partir de un levantamiento sísmico 3C-3D del campo Madden en la cuenca Wind River, Estados Unidos. Es un yacimiento naturalmente fracturado de arenas compactas de gas. En el análisis usaron la rotación de Alford y layer stripping para calcular la dirección de polarización de la onda de rápida de cizalla (PS_1) y el porcentaje asociado a la anisotropía. En la figura 3.22 se muestra la componente radial y transversal de una línea sísmica Este – Oeste del campo Madden.

¹⁹ Gaiser, 2002

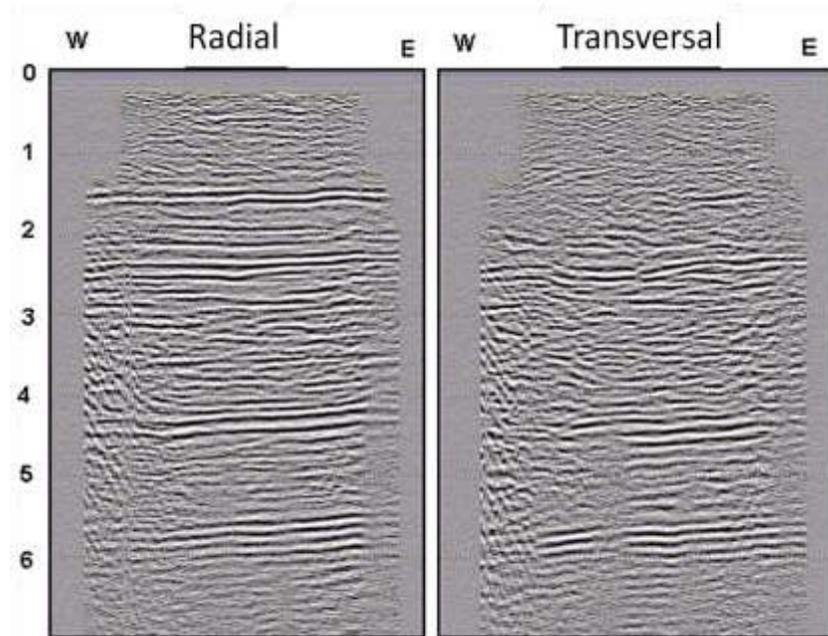


Figura 3.5.2 Secciones radial y transversal en el campo Madden. Se puede observar que hay energía en la transversal alrededor de los segundos 2.5, 4.5 y casi 6 siendo este un indicador de anisotropía. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Para compensar los efectos de las propiedades que varían dependiendo de la profundidad, se analizan las reflexiones a 1.5 segundos para remover la birrefringencia de los efectos de sobrecarga. A pesar de que la energía en ese tiempo en la componente transversal es débil es fundamental remover los efectos de la sobrecarga para tener la birrefringencia de la onda S. En la figura 3.23, se muestra la dirección de la onda S rápida y su porcentaje asociado a la anisotropía, correspondiendo a una posible orientación de fracturas y densidades en los horizontes entre 2.2 y 3.3 segundos. El porcentaje de anisotropía que muestra el campo es debido a las fracturas. Adicionalmente, las áreas con mayor porcentaje de anisotropía son indicadoras de áreas sin drenar de productividad alta (sweet spots) asociadas a la fracturas.

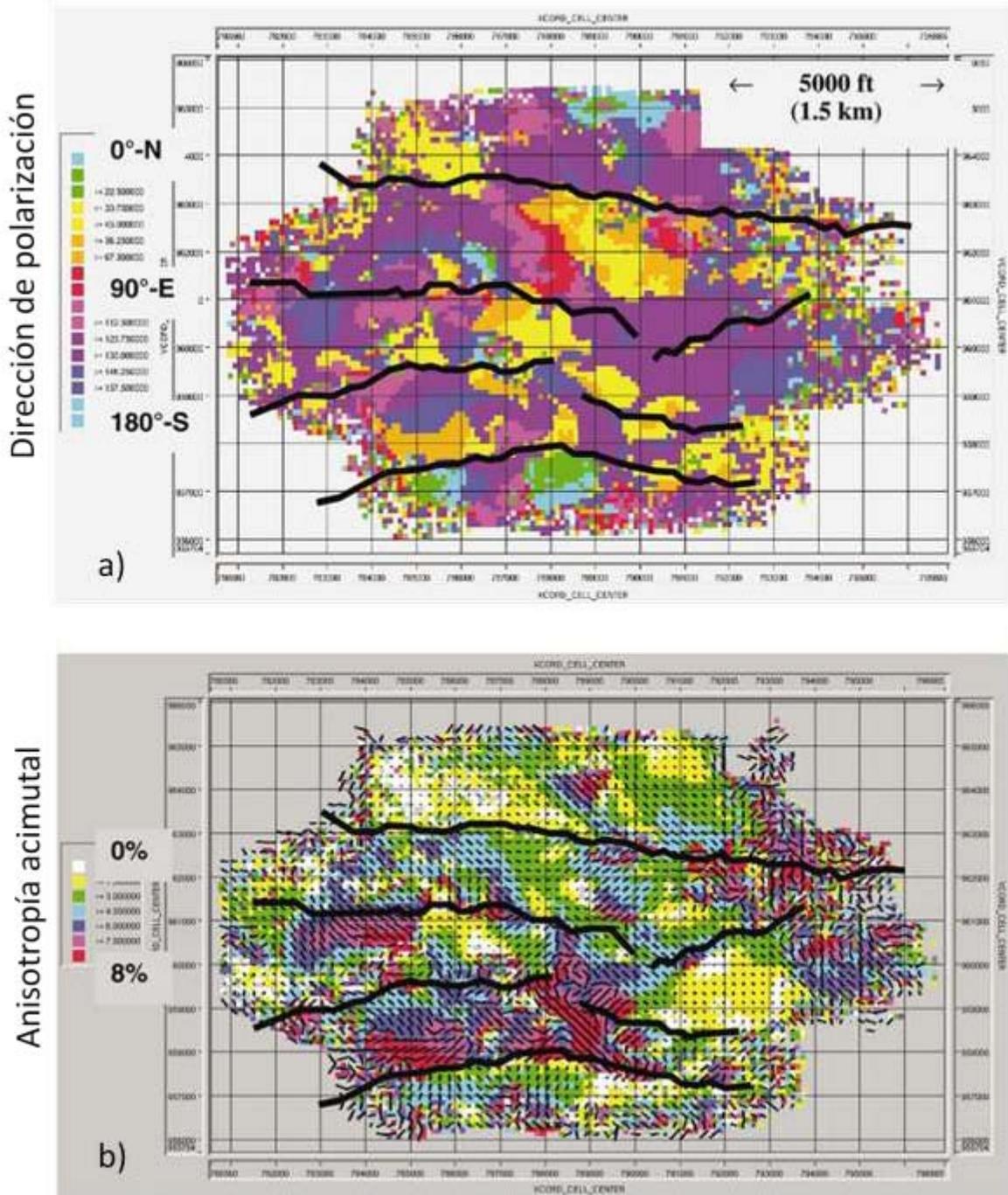


Figura 3.5.3 Anisotropía sísmica después de haber aplicado la rotación de Alford y layer stripping. a) Dirección de polarización, b) Porcentaje de la anisotropía en el objetivo entre las capas de 2.2 y 2.3 segundos. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Otro ejemplo de análisis de anisotropía es en el campo Emilio, en el mar Adriático, en la costa de Italia. Es un yacimiento de carbonatos naturalmente fracturados, que presenta una compresión

significativa tectónica con orientación este-oeste, creando estructuras anticlinales de yacimientos de gas. Este campo se clasificó como tipo II donde las fracturas controlan la permeabilidad. En la figura 3.24 a) se muestra la dirección preferencial de la onda rápida evidencia dos tendencias ortogonales de fractura, la primera con una orientación casi este-oeste (amarillas-rojas) y la segunda con dirección sureste-noroeste (verde-azul), su distribución nos indicara la densidad de las fracturas en el campo. Otro aspecto importante es el porcentaje de anisotropía dependiendo del tiempo de retraso entre la onda lenta y la onda rápida, mostrada en la figura 3.24 b), este porcentaje está relacionado a la densidad de fracturas, por lo que a mayor porcentaje mayor es la posibilidad de que el hidrocarburo, en este caso gas, migre para esa zona. Por ejemplo, el óvalo rojo es la cresta de un anticlinal, ahí se encuentran la mayoría de los pozos perforados se caracteriza por tener un porcentaje grande de anisotropía y una dirección preferencial de 80° NE.

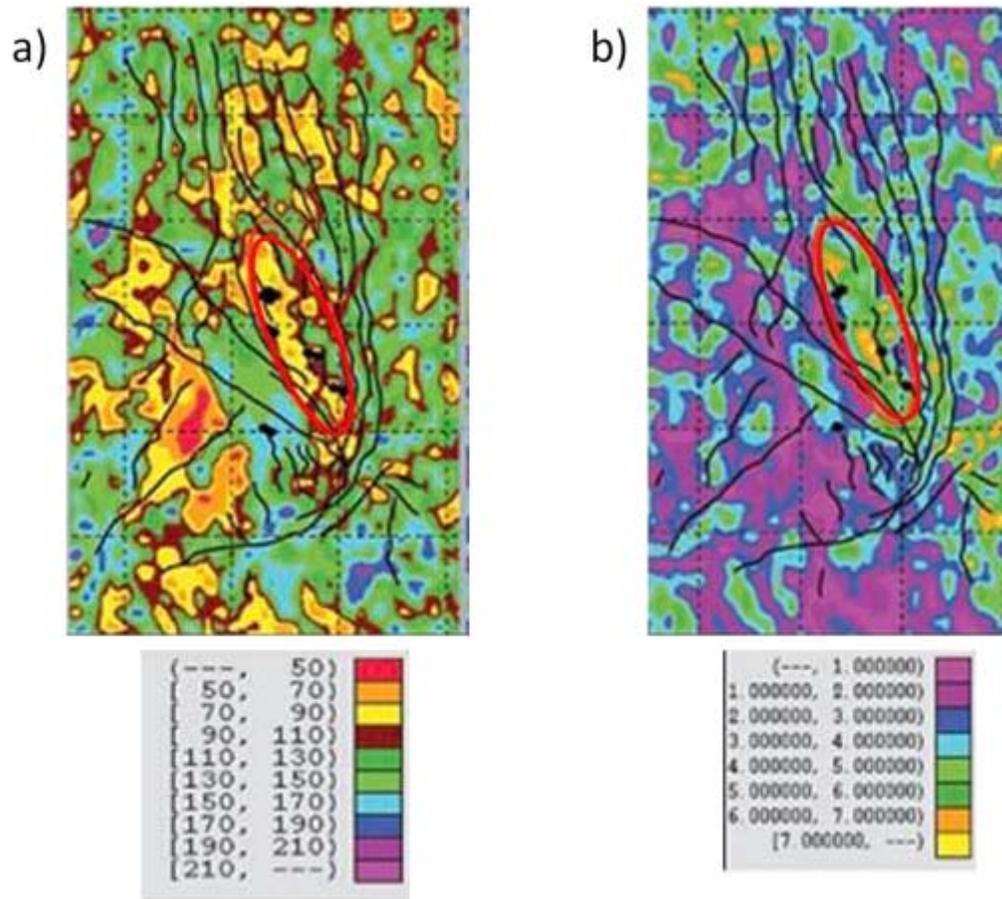


Figura 3.5.4 Campo Emilio a) direcciones preferenciales de la onda S rápida y b) porcentaje de anisotropía calculado por la diferencia de tiempos entre la onda PS rápida y la onda PS lenta (Vetri et al, 2003).

3.6 Descripción de fluidos.

Se ha demostrado que la interpretación conjunta de secciones PS y PP han ayudado a reducir el riesgo de perforar pozos secos considerando las características particulares de cada sección sísmica, en este caso, en la sección sísmica de ondas convertidas se espera no tener evidencias de contraste de impedancias acústicas en presencia fluidos principalmente gas. Thompson et al (2000) presentaron resultados de sísmica multicomponentes en 2D en Noruega. En la figura 3.25 se puede apreciar que en las secciones PP y PZ se identifica un horizonte plano, mientras que en la sección PS no se observa, lo que indica que no es un efecto estructural sino un indicador de fluidos.

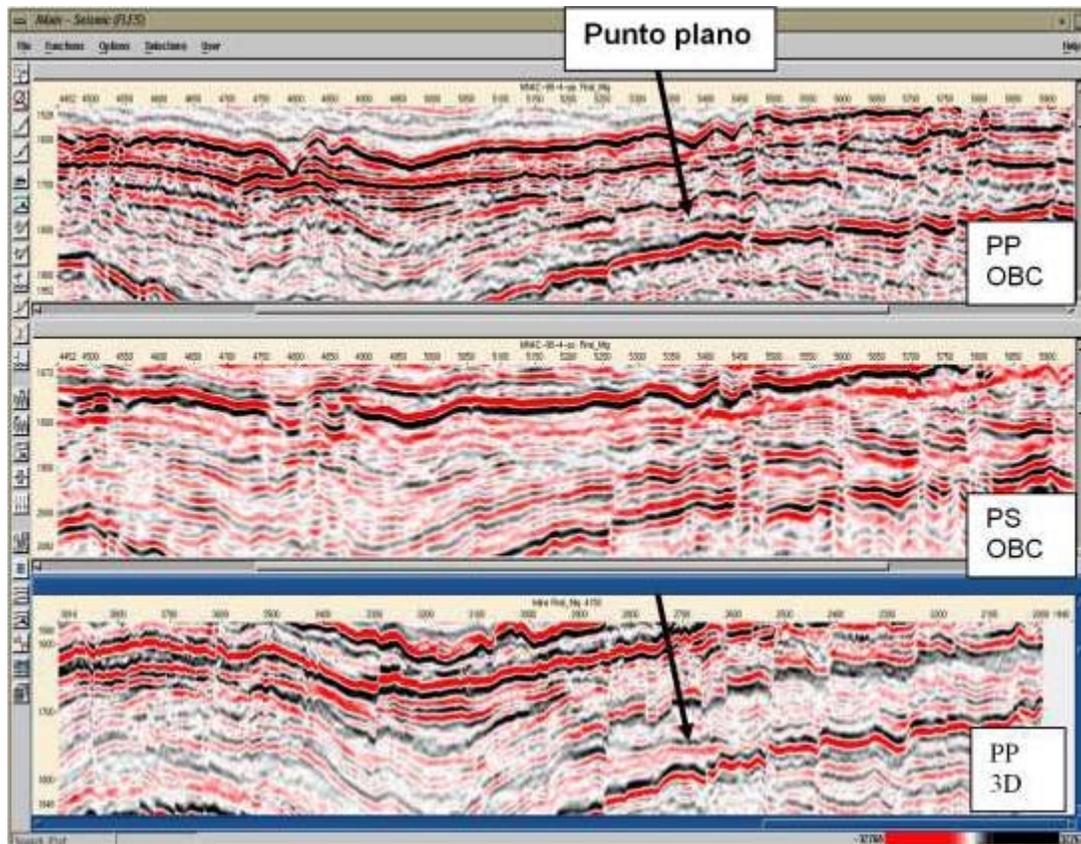


Figura 3.6.1 Secciones sísmicas PP OBC (superior), PS OBC (medio) y PP 3D con streamer (inferior). Se pueden apreciar los puntos planos en las secciones PP con una anomalía de amplitud, mientras en la sección PS no se observa ninguna anomalía ni palana ni de amplitud por lo que es buen indicador de un yacimiento productivo. (Modificada de Stewart et al, 2003).

Algunos intérpretes aprovechan la condición de que las ondas PS tienen respuesta muy pobre o nula a los fluidos, obteniendo diferencia de las amplitudes de las ondas PP y de las ondas PS para un horizonte específico, detectando zonas con posibilidades de contener hidrocarburos remanentes las cuales habían sido desapercibidas. Un ejemplo de esto es el área de Eugene Island, en el Golfo de México, donde se realizó un mapa de diferencia de amplitudes resaltando el potencial de hidrocarburo entrampado, figura 3.26.

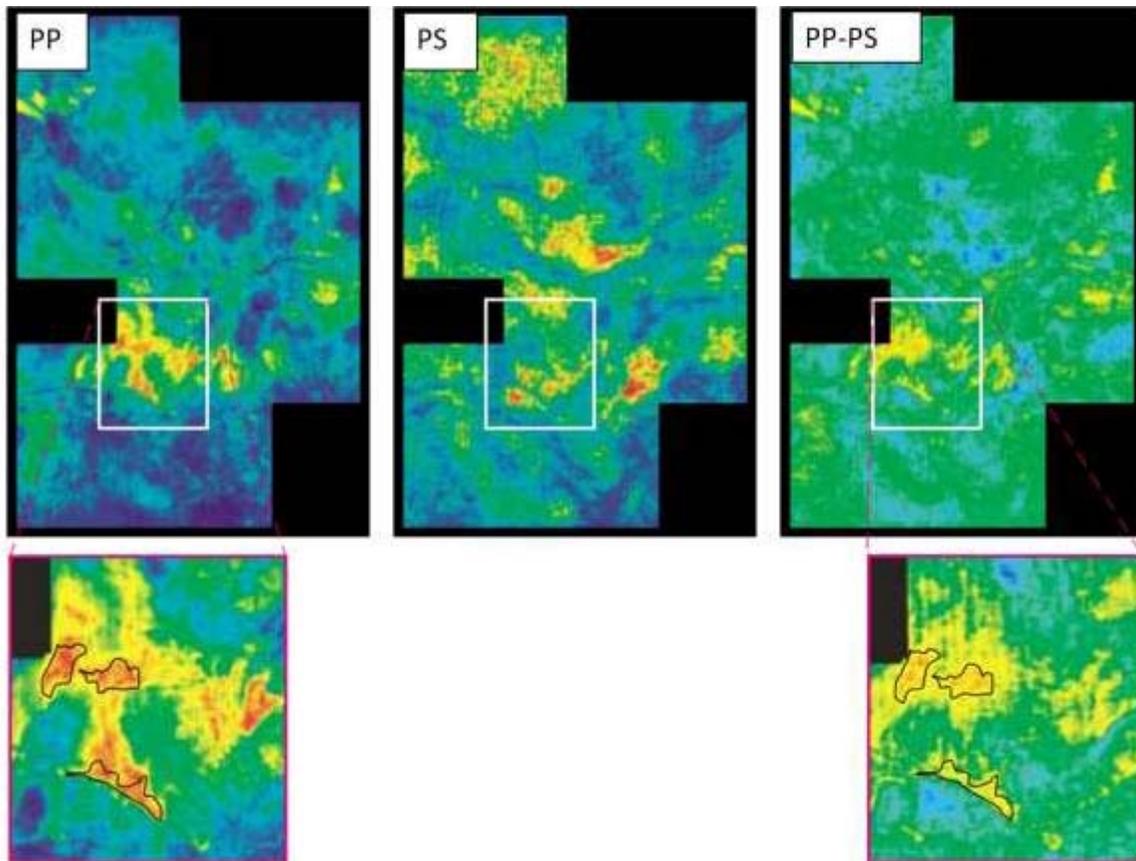


Figura 3.6.2 Amplitudes PP (extremo superior izquierdo), PS (centro) y la diferencia entre ellas (extremo superior derecho) de un horizonte para mapear hidrocarburos remanentes. Las zonas con mayor amplitud tanto en la sección de amplitudes PP como en la diferencia entre las secciones puede ser un buen indicador de puntos brillantes debido a hidrocarburos. (Barkved et al, 2004)

Otro ejemplo donde se han utilizado la información de P y S es para estimar la columna de aceite. Todorov and Stewart (2000) usaron los datos 3C-3D Blackfoot para calcularla. Calcularon las isopacas por medio de las isócronas calibradas con registros de pozos. Con el valor V_p/V_s obtenido de las isócronas obtuvieron la estimación del contenido de arcilla calibrado con el registro de rayos gamma. Se tomó en consideración que el intervalo clástico sólo consistía en arena y arcilla. Los datos PP, PS, inversión de V_p y V_s , y los registros de porosidad se usaron para predecir los valores de la porosidad. La saturación de agua en el yacimiento es de 25%. Por lo que la obtención de la columna de aceite se puede obtener con la siguiente fórmula:

$$OCH = isopaca \cdot \%arena \cdot porosidad \cdot saturación\ de\ aceite$$

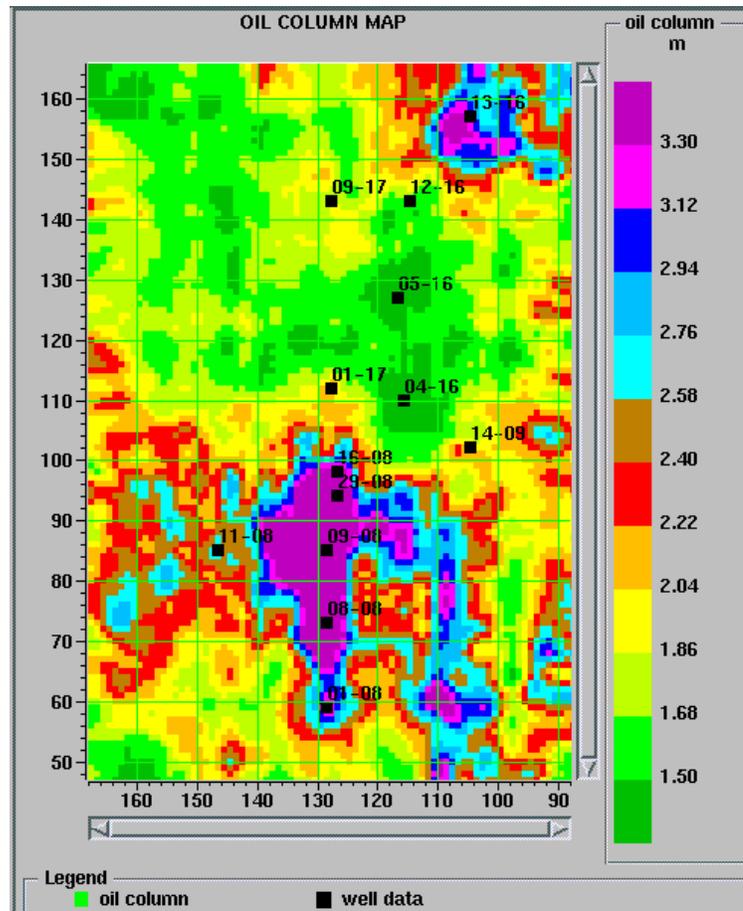


Figura 3.6.3 Estimación del espesor de la columna de aceite ponderada (OCH, Oil Column Height). (Modificada de Stewart et al, 2003)

En este campo con la información principalmente de la razón V_p/V_s y los registros, se estimó un volumen de hidrocarburos de $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ y después de un año de producción se calculó un nuevo volumen de $1.36 \times 10^6 \text{ m}^3$, indicando una variación del 13% con respecto al estimado con el apoyo de sísmica multicomponentes.

Una de las aplicaciones es la integración de información ondas PP y PS con la finalidad de identificar litología, discriminar tipo de fluidos y estimar la presión de poro, un ejemplo se realizó en Trinidad y Tobago. En la figura 3.28 se puede apreciar una interpretación que permite identificar la disminución de la relación V_p/V_s cerca de las fallas, asociadas a valores bajos de V_p , los cuales fueron interpretadas como arenas blandas sobrepresuradas saturadas de gas (círculo blancos). El área (ovalo

punteado) con un valor bajo de V_p/V_s observada en la parte del bloque que cae debido a la falla normal y con valores altos de V_p , representan arenas duras con presiones normales saturadas de gas (Sarmiento et al, 2008).

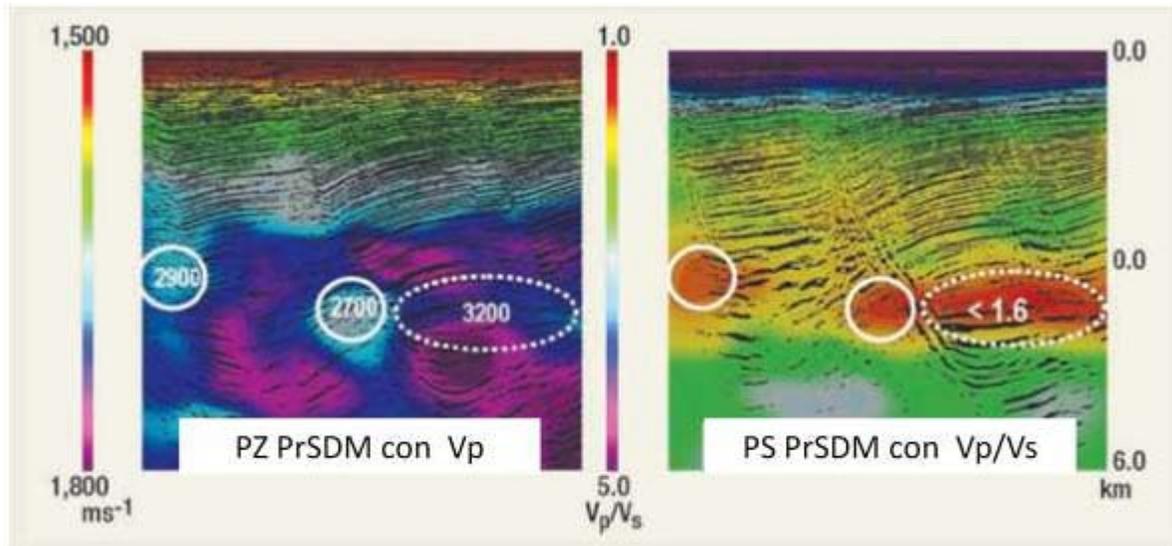


Figura 3.6.4 Correlación de velocidad de onda PP, V_p , y relación V_p/V_s para discriminar litología, presión de poro y contenido de fluidos. (Sarmiento et al, 2008).

Asimismo, se han dedicado grandes esfuerzos para determinar la saturación de fluidos por medio de mediciones sísmicas empleando AVO, inversiones sísmicas y recientemente con el análisis de la separación de las ondas S en los datos multicomponentes

Para ratificar los resultados obtenidos de los modelados, Qian et al (2007) usaron los datos 3D-3C con una cobertura de 20 km² del campo Shengli en China. Estos datos se procesaron en dos etapas. La primera fue determinar el sistema coordenado principal, i.e., la dirección de la polarización de las ondas rápidas y lentas. Los pasos principales de esta etapa fueron rotación, reducción de ruido, correcciones estáticas, análisis acimutal en la componente transversal. En la segunda etapa, se consideraron efectos de anisotropía horizontal (VTI) debido a las capas de arenas y lutitas suprayacentes y trayectorias asimétricas, asimismo, se mantiene la separación de ondas S en

diferentes sectores de acimut. Al final, se obtuvieron dos secciones de la onda P, una con dirección a 45° y otra a 135° , siendo las direcciones principales, y dos de onda S la rápida, 45° , y la lenta.

La interpretación de los datos empezó obteniendo la sección del gradiente del tiempo de retraso, a partir de las diferencias entre los horizontes sísmicos de la onda rápida a 45° y la lenta a 135° figura 3.29. En esta figura se puede ver una anomalía que de acuerdo a los modelados se espera una mayor separación de ondas S asociada a la presencia de agua.

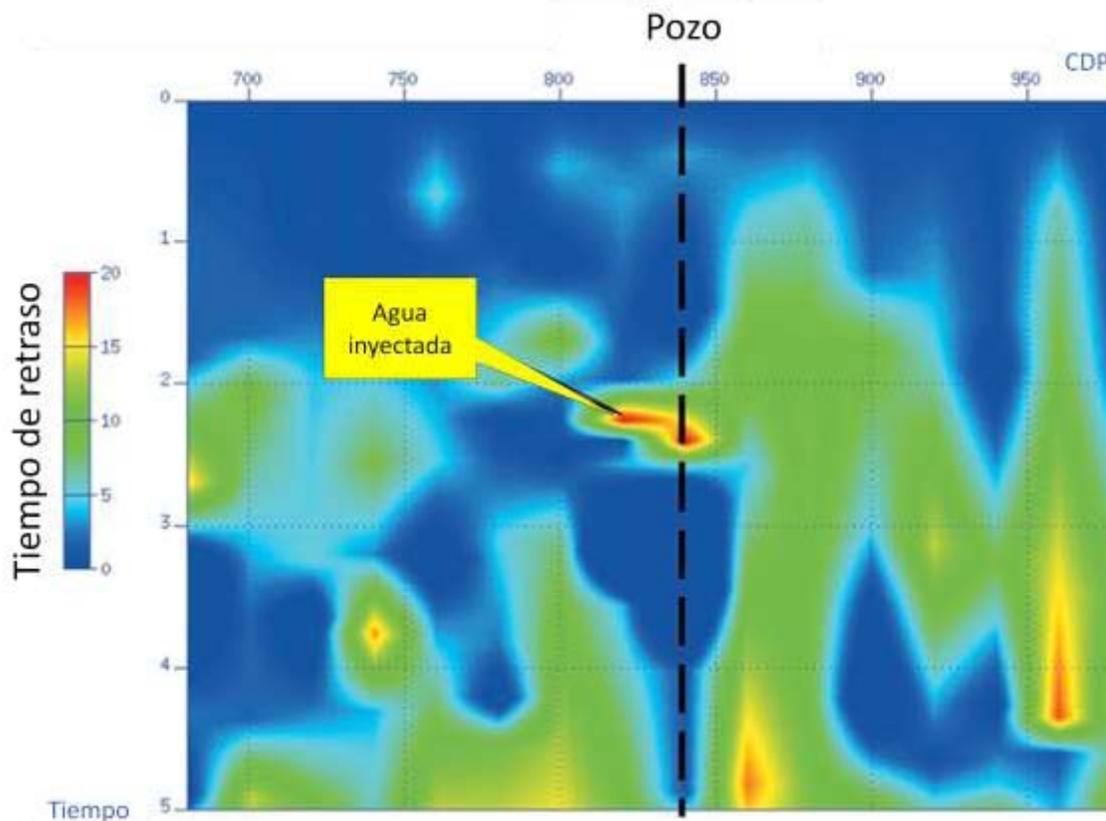


Figura 3.6.5 Sección del gradiente de retraso de tiempo. Se observa la anomalía en donde el agua ha sido inyectada. (Modificada de Qian et al, 2007)

En las secciones de onda PP y de onda PS se puede apreciar que en la sección de onda PP no presenta mucha diferencia en cualquiera de las dos direcciones, mientras que en las amplitudes de onda PS en zonas saturadas de agua se ven difusas.

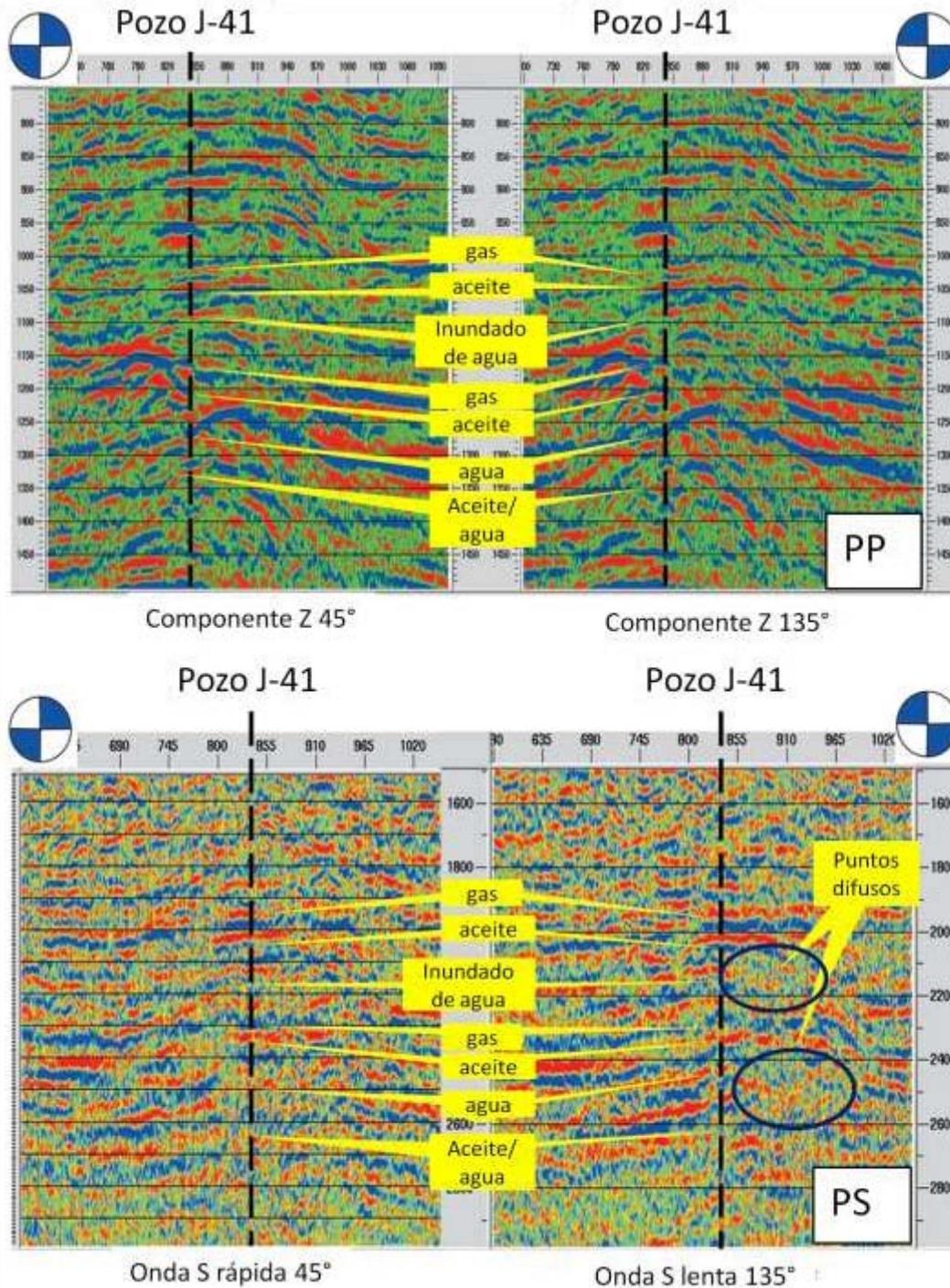


Figura 3.6.6 Secciones apiladas en la parte superior se encuentra las ondas PP y en la inferior las ondas convertidas, del lado izquierdo en dirección de la onda rápida a 45° y de lado izquierdo en dirección de la onda lenta a 135°. La secciones PP no hay diferencia entre las dos direcciones. Sin embargo se puede apreciar en la onda lenta (inferior derecha) que los sectores donde se encuentra el agua presentan una cierta difusión de la señal (círculos azul oscuro). (Modificada de Qian et al, 2007)

En ocasiones es mejor realizar el análisis de amplitudes en las rebanadas de tiempo (time slice-horizon slices), las cuales nos permiten darnos cuenta de las variaciones de las amplitudes en el área de estudio. En los time slices de las ondas S figura 3.31, se puede apreciar que la zona saturada de agua tiene amplitudes difusas con diferencias entre las direcciones rápidas y lentas. Mientras que en la zona con aceite presentan mayores amplitudes, con diferencias significativas en los acimuts rápido y lento, el acimut relacionado con la onda S lenta tiene mayor amplitud que la rápida.

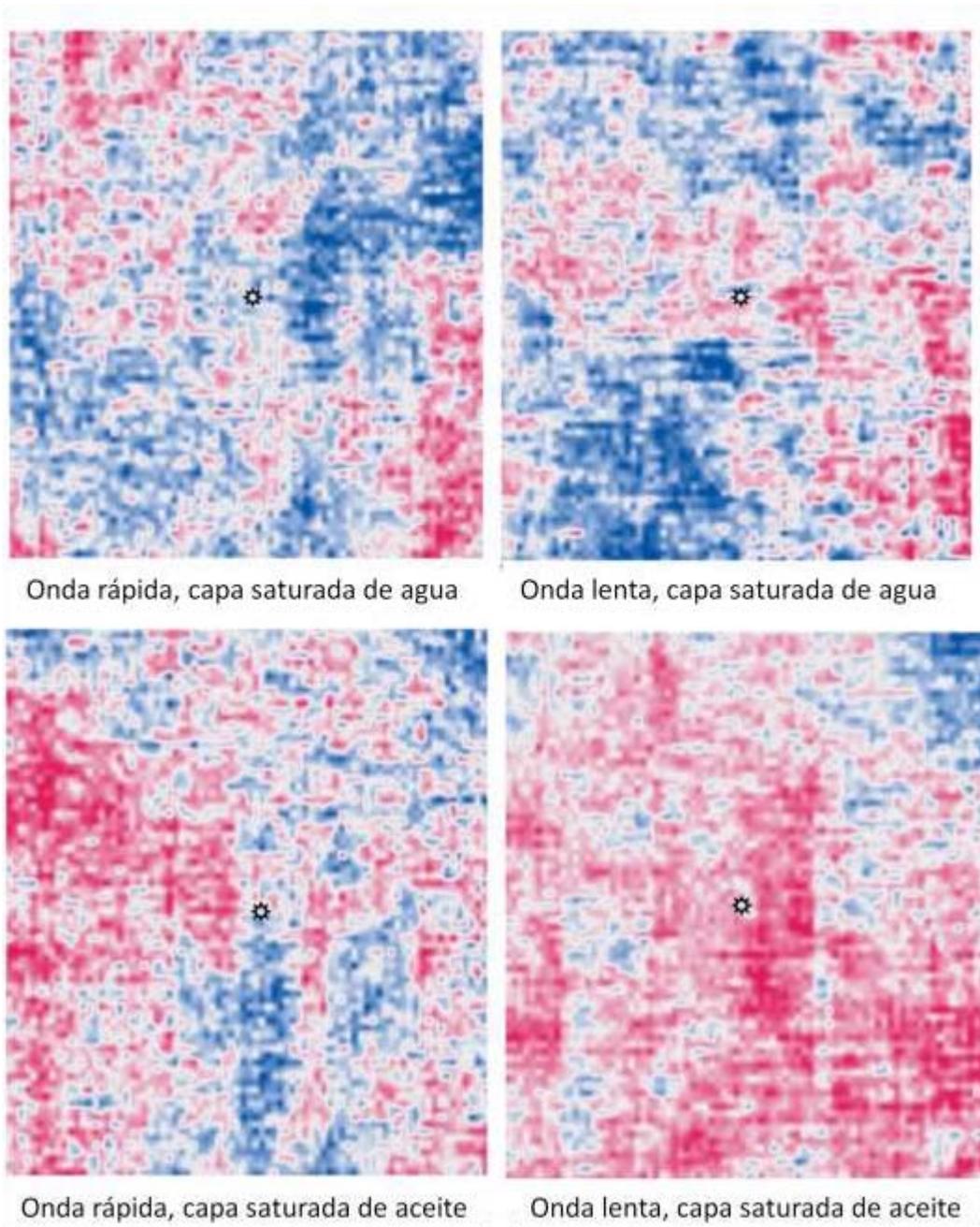


Figura 3.6.7 Amplitudes horizontales de las secciones convertidas. La parte superior son secciones saturadas de agua y las inferiores saturadas de aceite. Las secciones izquierdas son las secciones de onda rápida y las derechas son onda lenta. Se puede ver la diferencia de amplitudes entre la onda y lenta cuando la capa está saturada de aceite.

3.6.1.1 *Monitoreo del yacimiento.*

Una de las aplicaciones de mayor interés es el conocimiento de la madurez de un yacimiento conforme se va explotando. La sísmica multicomponentes podría apoyar para el monitoreo del avance de la explotación. Los levantamientos de multicomponentes proporcionan importante información sobre los cambios causados en el yacimiento por el movimiento de fluidos. Un tipo de cambio es la compactación del yacimiento

Un ejemplo es el que se llevo a cabo por Issac (1996) donde muestra dos secciones PP y PS de un yacimiento de aceite pesado en Cold Lake en Alberta que está siendo sometido a inyección de vapor. Hay variaciones en las propiedades de la roca asociados a temperaturas y cambios de saturación. Usando adquisiciones repetidas, encontró que la relación V_p/V_s podría discriminar entre las partes calientes, cálidas y frías de un yacimiento. En las zonas donde se encontraban lejos de los pozos de inyección de vapor la relación V_p/V_s se mantuvo constante, sin embargo hay un aumento en estos valores en las zonas donde hubo inyección de vapor.

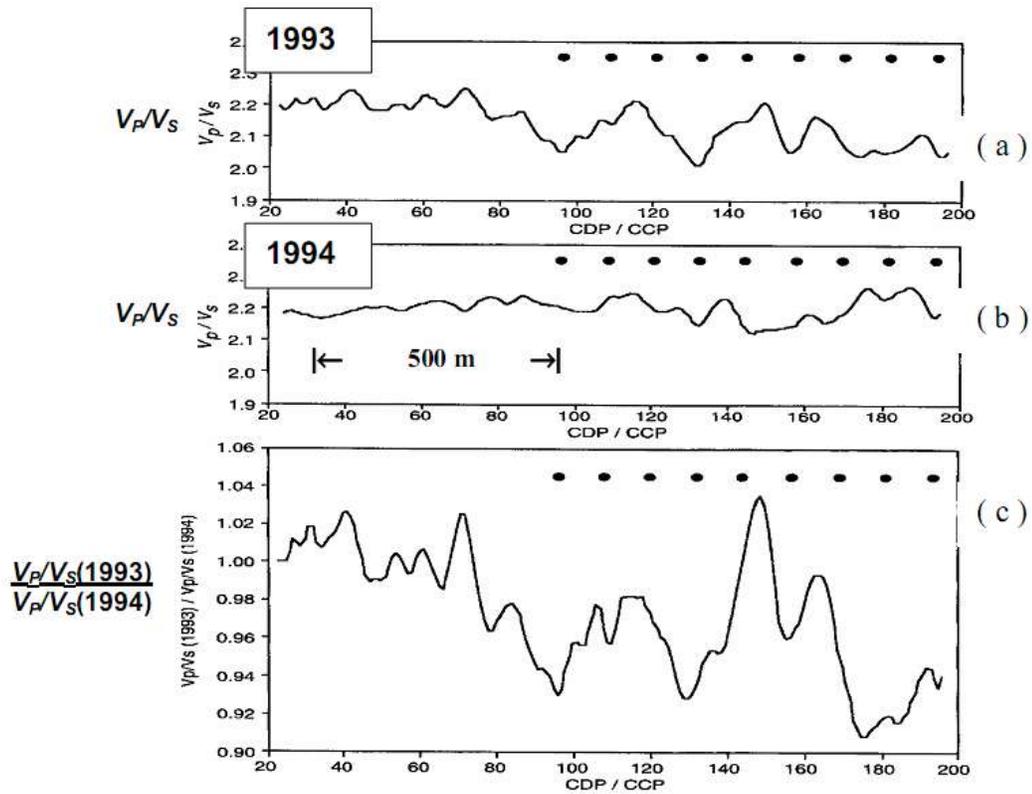


Figura 3.6.8 Valores de V_p/V_s de las línea 1993, 1994 y la razón de entre ellos. Se puede observar que el valor V_p/V_s es en general bajo en la regiones que no se le han inyectado vapor, lejos de los pozos (puntos), Issac (1996).

3.7 Resumen de casos históricos y su proyección en México.

A continuación, en forma de tabla se presenta un resumen de las aplicaciones de ondas convertidas, donde se muestran los objetivos, área, tipo de aplicación, resultados y potencial de aplicación en México.

Objetivo	Área Geográfica	Tipo de aplicación	Resultados obtenidos	Potencial en México	
Imagen sísmica.	Observar a través de gas.	Campo Cantarell, México.	PSTM en CIPs e interpretación PS.	Mejor definición en horizontes y por lo tanto mejor interpretación de estructuras.	Mejorar imagen sísmica asociada a estructuras geológicas complejas con variaciones laterales y verticales significativas de velocidad, en Mesozoico en la Región Sur y Región Marina Sureste, Cuenca de Veracruz y Cuencas del Sureste Mejorar la imagen sísmica en yacimientos en donde se presenten nubes de gas en la Cuenca de Burgos y en las Cuencas del Sureste. Precisar límites de cuerpos de sal y de horizontes terciarios cargados con hidrocarburos en la Cuenca Salina del Istmo
		Campo Lomond, Mar del Norte.	PSTM en CIPs e interpretación PS.	Mejor definición en horizontes y por lo tanto mejor interpretación de estructuras.	
	Imagen estructural hasta: 3s	Campo Mahogany, Golfo de México.	Migración después de apilar en CCP e interpretación PS.	Mejor definición en las fallas asociadas a intrusión de sal.	
		Campo Cantarell, México.	PSTM en CIPs e interpretación PS.	Mejor definición en fallas terciarias, acuñaientos y cima de sal.	
		0.7 s	Río Steen, Canadá.	Interpretación PS.	
	Estimación de litología.	Campo Blackfoot, Canadá.	Anomalías de amplitud y relación Vp/Vs.	Delimitación del canal de arena.	
Campo Alba, Mar del Norte.		Contrastes de impedancias acústicas, anomalías de amplitudes.	Definición del yacimiento, delimitación del canal de arena y estimación de saturación.		

Objetivo	Área Geográfica	Tipo de aplicación	Resultados obtenidos	Potencial en México
Estimación de litología.	Campo Zuata, Venezuela.	Redes neuronales, correlación de registros, velocidades y relación Vp/Vs.	Sección de litología, discriminación entre arenas y lutitas.	Mejorar los modelos de distribución de facies de calcarenitas del Eoceno en los campos Ku Maloob Zaap y Cantarell
	Campo Manitau, Canadá.	Interpretación PP y PS, correlación de registros y relación Vp/Vs.	Mejor definición de horizontes, delimitación de canales y lóbulos de turbiditas.	Evaluar la relación Vp/Vs para litologías de bancos oolíticos y brechas carbonatadas del Jurásico Superior Kimmeridgiano y Cretácico en las Cuencas del Sureste y la Cuenca de Tampico Misantla
	Play Lousana, Canadá.	Relación Vp/Vs.	Discriminación entre sedimentos clásticos y carbonatados.	Discriminar características de la roca almacén en Chicontepec
Anisotropía.	Campo Madden, EUA.	Análisis de fractura (Rotación Alford, layer stripping, mapas de anisotropía).	Reconocimiento de yacimientos altamente productivos (sweet spots).	Determinar heterogeneidades de lutitas gasíferas en las Cuencas de Sabinas y Burgos
	Campo Emilio, Italia.	Análisis de fractura (Rotación Alford, layer stripping, mapas de anisotropía).	Definición óptima de dirección de pozos.	Caracterizar sistemas de fracturas en yacimientos fracturados del Cretácico con tiempos doble de viaje PP someros 2 – 4 seg, principalmente en las Cuencas del Sureste (probar en mayores tiempos)

Objetivo	Área Geográfica	Tipo de aplicación	Resultados obtenidos	Potencial en México
Descripción de fluidos.	Noruega.	Comparación de amplitudes anómalas entre las sección PP y PS.	Confirmación de puntos brillantes (bright spots).	<p>Determinar las relación Vp/Vs, módulos de Poisson para crear secciones o cubos de presión de poro en las Cuencas de Sabina, Burgos, Tampico Misantla, Veracruz y Sureste</p> <p>Discriminar fluidos principalmente en las cuencas gasíferas de Burgos, Veracruz y Macuspana</p> <p>Evaluar yacimientos de aceite ligero en Terciario en las Cuencas del Sureste</p>
	Cuneca de Junggar, China.	Comparación de amplitudes anómalas entre las sección PP y PS.	Confirmación de puntos brillantes (bright spots) ²⁰ .	
	Campo Eugene Island, EUA.	Diferencia de amplitudes entre PP y PS.	Discriminación entre litología y fluidos.	
	Campo Blackfoot, Canadá.	Cálculo de isopacas, relación Vp/Vs, calibración con registros.	Estimación de la columna de aceite.	
	Campo Shengli, China.	Diferencia de tiempos entre S1 y S2, anomalía de amplitudes, estudios de anisotropía dependiente de la frecuencia.	Discriminación de intervalos impregnados con agua o aceite.	
	Presión de poro.	Trinidad y Tobago.	Relación Vp/Vs, y velocidad Vp.	

²⁰ DANG et al, 2010.

Objetivo	Área Geográfica	Tipo de aplicación	Resultados obtenidos	Potencial en México
Monitoreo del yacimiento.	Campo Cold Lake, Canadá.	Time-lapse y relación Vp/Vs.	Interpretación de discriminación de partes calientes, cálidas y frías después de haber inyectado vapor.	Realizar una prueba de factibilidad donde el modelado sísmico presente buenos resultados, ejemplo en los campos Cantarell, Ku Maloob Zaap o los de la parte terrestre de las Cuencas del Sureste
	Campo Rulison, EUA.	Time-lapse y atributos de descomposición espectral tanto en secciones PP y PS.	Relación de anomalías de: 1.-Amplitud negativa en PP relacionadas a la ubicación de las mejores reservas estimadas (EUR ²¹). 2.-Frecuencia positivas a S o PS relacionadas a la producción de gas. ²²	
	Campo Valhall, Mar del Norte, Noruega.	Time-lapse viendo a través de gas, mapas de anisotropía,	1.- Correlación de la separación de onda de nivel somero con la subsidencia. 2.- Determinación de estrategia de drenaje, mejor planeación de pozos, identificación de reservas adicionales.	

²¹ EUR, Estimate Ultimate Recovery.

²² Rojas et al, 2009.

4 Conclusiones

Las ondas S están siendo aplicadas con mayor frecuencia en las diferentes etapas de Exploración y Producción con la finalidad de tener mayor asertividad en la búsqueda de nuevos prospectos exploratorios y en el desarrollo de los campos. El trabajo de tesis presenta las bases teóricas de la onda S y las diferentes metodologías para tener una mayor comprensión integral de las aplicaciones. En resumen se concluye:

Las bases teóricas son importantes para entender los conceptos como anisotropía, rotación de los sistemas, conversión de ondas entre otros, con este conocimiento teórico, nos permitirá ir solidificando el entendimiento de la sísmica multicomponentes tanto en adquisición, procesamiento e interpretación mejorando las metodologías

La utilización de las ondas S y ondas convertidas PSV, como complemento al empleo de ondas P, es cada día más frecuente en la exploración de subsuelo; esto es debido en parte a que se tiene una mejor comprensión de los fenómenos de propagación de las ondas S, en parte a que se ha probado el beneficio de combinar propiedades de ondas P con ondas S (V_p/V_s , V_p^2/V_s^2) y en parte debido a la capacidad de computo actual que permite manejar ágilmente volúmenes sísmicos robustos de ondas P, ondas convertidas y algunos de sus atributos.

En un medio elástico con diferentes velocidades de ondas P y S para cada capa y considerando las ondas convertidas, el equivalente del Punto de Reflejo Común en ondas P, es conocido como punto de conversión común (CCP) en ondas convertidas PSV. Este punto de reflexión es dependiente de la relación V_p/V_s y de la distancia de la fuente y el receptor, tiene un comportamiento asintótico con la profundidad y tiende a estar más cerca de los receptores.

La medición de las ondas S y ondas convertidas en pozos exploratorios mediante técnicas DSI es fundamental para derivar velocidades y junto con otros parámetros, los módulos elásticos (relación de Poisson, modulo de Young, modulo de compresibilidad, módulo de cizalla). Es importante también para estimar parámetros de anisotropía en el medio. Esta información es indispensable para el

procesamiento, interpretación y calibración de las ondas convertidas obtenidas en levantamientos superficiales y para discriminar tipos de litologías y tipos de fluidos en las rocas, entre otras aplicaciones.

La información obtenida mediante el VSP multicomponente es útil para correlacionar los datos de sísmica de superficie, mejorar la señal, suprimir el ruido durante el procesamiento de los datos sísmicos de superficie, mejorar la calidad de los nuevos levantamientos o los existentes y restaurar las amplitudes verdaderas en los datos procesados; además, puede ser útil para predecir a qué profundidad se encuentran los siguientes horizontes por debajo de la profundidad total.

La información obtenida mediante levantamientos sísmicos multicomponente en la superficie es sumamente valiosa para mejorar la imagen del subsuelo y estimar propiedades de las rocas sobre áreas considerables. Aunque los instrumentos de detección son especiales, sismodetectores de 3 ó 4 componentes, las técnicas de adquisición son muy similares a las usadas para sísmica de onda P.

Un aspecto que merece especial atención en adquisición sísmica multicomponente es el acoplamiento apropiado de los geófonos. Por lo tanto es muy importante asegurarse de su buen plantado. Así mismo, la orientación de los geófonos hacia una misma dirección, generalmente inline, ayuda significativamente al procesamiento en lugares en donde no se puede distinguir la llegada de las primeras llegadas.

Para el procesamiento de las ondas convertidas PSV se emplean flujos de trabajo similares a los usados para onda P; sin embargo, se han realizado algunas adaptaciones a los algoritmos y flujos de trabajo de acuerdo a la naturaleza de las ondas convertidas.

Hasta ahora no existe un estándar en cuanto a los programas y flujos de procesos de la información de ondas PSV multicomponente ya que la tecnología está en pleno desarrollo; sin embargo, un flujo de trabajo que ha dado buenos resultados es el siguiente: 1) rotación a componentes radial y transversal, 2) formación de gathers de puntos conversión común (CCP), 3) supresión del ground roll usando técnicas de modelado, 4) aplicación de ganancia consistente con la

superficie, 5) aplicación de deconvolución consistente con la superficie, 6) cálculo de correcciones estáticas a las estaciones receptoras 7) análisis de velocidades sobre la componente radial para obtención de velocidades de migración, 8) obtención de apilamiento bruto de onda convertida y 9) migración post o pre apilamiento (PSTM), en función de la complejidad de la estructura y del campo de velocidades.

Ante la presencia de anisotropía debido a fracturamiento o cambios laterales de facies, se realizan análisis de velocidad de migración en familias de punto de imagen común (CIP) selectos aplicando varios valores a parámetros tales como relación de velocidades verticales, relación de velocidades efectivas y parámetro de anisotropía de la onda S. El proceso se realiza en forma iterativa hasta aplanar o hacer simétricos los eventos de reflexión. Finalmente, el campo obtenido es utilizado para correr la PSTM.

Las principales aplicaciones de onda convertida se han enfocado a resolver problemas de imagen que las ondas P no habían resuelto ya sea bajo zonas saturadas con gas o en estructuras con fuerte echado, a discriminar litologías y/o fluidos, inversión conjunta PP-PS y más recientemente a la caracterización de heterogeneidades causadas por anisotropía en el fracturamiento natural de las rocas o en cambios laterales de facies.

Los resultados de la aplicación de sísmica multicomponente han reducido la incertidumbre y acotado mejor el riesgo exploratorio y de desarrollo con lo que las empresas que la emplean se han visto beneficiadas en sus indicadores de incorporación de reservas y producción de hidrocarburos.

En México existe un gran potencial para aplicar esta tecnología para resolver la problemática que todavía existe en la exploración y desarrollo de yacimientos heterogéneos, ya sea asociadas a rocas terrígenas (Cencas de Burgos, Veracruz y Chicontepec), pero principalmente a rocas carbonatadas fracturadas, que como se sabe es de donde proviene la principal producción de hidrocarburos del país.

Se considera muy importante para la industria formar especialistas en el desarrollo y aplicación de esta tecnología, por lo que las universidades y empresas nacionales deberían trabajar juntas para contar con ellos a la mayor brevedad.

Recomendaciones

Realizar estudios de factibilidad de ondas convertidas por medio de VSP, sísmica superficial 2D antes de hacer un levantamiento de sísmica de superficie. Esto también ayudará a obtener parámetros para el procesamiento de las ondas convertidas principalmente la relación V_p/V_s y conocimiento de condiciones de las capas someras para las estáticas.

Evitar aplicar operadores de ondas P a los datos de ondas S, el principio de éstos es el mismo pero con características diferentes.

Hasta que no se tenga estandarizado y entendido los problemas que pudieran pasar en la adquisición de los 3C se recomienda la interacción del personal de campo con el de diseño de adquisición, el de adquisición con el de procesamiento y el del procesamiento con el de interpretación, para resolver dudas o problemas inesperados que se vayan presentando, aplicando mejores prácticas a corto tiempo.

Con la adquisición de las ondas PSV se pueden obtener diferentes parámetros como V_p/V_s , amplitudes, módulos elásticos y/o constantes de Lamé, la integración de uno o varios de estos parámetros en la interpretación proporcionarán información más completa para caracterizar los yacimientos.

Informarse de los avances de las demás técnicas, para ver si se pueden extrapolar las aplicaciones o metodologías, como se ha visto en el desarrollo de esta técnica. Además de la técnica con la que se está familiarizado, por ejemplo la tendencia del desarrollo del procesamiento de los datos PSV es la migración a profundidad, donde se espera que varias etapas del procesamiento serán redundantes, como es el cálculo de gamma.

Elaborar una base de datos que contenga los valores V_p/V_s , módulos elásticos, constantes de Lamé, atenuación de onda PP, PS, SS, parámetros de anisotropía (orientación y porcentaje), para

considerarlos como análogos de cada uno de los métodos (Registros, VSP y sísmica de onda completa) durante cada una de etapas (modelado, adquisición, procesamiento e interpretación).

Anexos

Tabla 8. Influencia de algunas propiedades sobre las velocidades, su cociente, los parámetros de Lamé y la densidad.

Propiedad	Influencia en Vp	Influencia en Vs	Influencia en Vp/Vs	Influencia en la incompresibilidad (λ)	Influencia en la rigidez (μ)	Influencia en la densidad (ρ)
Mineralogía Caliza.	Rango de: 3600-6500 m/s	Rango de: 1800-3400 m/s	Rango de: 1.84-1.99	Rango de: 19-57 GPa (valores más altos para la calcita)	Rango de: 10-38 GPa	Rango de: 2.35-2.72 g/cm ³
Mineralogía Dolomía.	Rango de: 3600-7400 m/s	Rango de: 1900-4000 m/s	Rango de: 1.78-1.89	Rango de: 12-64 GPa (valores más altos para la dolomita)	Rango de: 8.5-52 GPa	Rango de: 2.3-2.85 g/cm ³
Porosidad	Decrece con la porosidad	Decrece con la porosidad	Aumenta con la porosidad	Decrece con la porosidad	Decrece con la porosidad	Decrece con la porosidad
Sustitución de gas salmuera como fluido de poro	Decrece con el gas	No cambia o aumenta poco con el gas	Decrece con el gas	Decrece con el gas	Generalmente no cambia	Decrece con el gas
Forma del poro: poros redondos vs fracturas (crack)	Es más sensible a microfracturas que a poros redondos. La sensibilidad dependerá de la combinación de ambas	Probablemente decrezca poco con poros redondos. Probablemente sea más afectado por poros fracturados que por redondos	Probablemente más alto para poros redondos que para fracturas	Altos valores (los poros redondos son menos compresibles)	Probablemente sea alta para formaciones con matriz de poros redondos (i.e. la rigidez permanecerá intacta)	Probablemente menor en poros redondos que en fracturas
Forma de poro: fracturas (fracture)	Decrece con las fracturas	Decrece con las fracturas. Es más lenta cuando viaja perpendicular a las fracturas que paralelas a ellas.	Puede ser indicador de la dirección de las fracturas	Valores bajos. (poros alargados son más compresibles)	Dependiendo de la orientación de las fracturas la rigidez será afectada	Probablemente no sea ve afectada por las fracturas
Presión efectiva	Aumenta con la presión	Aumenta con la presión	Decrece con la presión	Probablemente aumente con la presión	Probablemente aumente con la presión	Probablemente aumente con la presión
Profundidad	Aumenta con la profundidad	Aumenta con la profundidad	Decrece con la profundidad	Aumenta con la profundidad	Aumenta con la profundidad	Probablemente aumente (compactación)

Bibliografía

- AUDEBERT Francois, YVES Graner Pierre, HERRENSCHMIDT Ariane (1999). CCP-Scan technique: true common conversion point sorting and converted wave velocity analysis solved by PP and PS Pre-Stack Depth Migration.
- ARMSTRONG Phil, IRESON Dick, CHMELA Bill, DODDS Kevin, ESMERSON Cengiz, HORNBY Brian, LEANEY Scott, SAYERS Colin, SCHOENBERG Mike, LYNN Heloise (1994). "The Promise of Elastic Anisotropy". *Oilfield Review* October 1994.
- ARROYO Franco JL, MERCADO Ortíz MA, DE Gopa S., RENLIE Lasse, WILLIAMS Stephen (2006). "Imágenes de la pared del pozo y sus inmediaciones". *Oilfield Review*, Verano de 2006, Vol 18 No 1.
- ÁVILA-CARRERA, Rafael. Modelado analítico y numérico de la propagación de ondas elásticas en la vecindad de pozos petroleros en medios heterogéneos fracturados. Tesis de Grado . Doctorado.
- BALE Richard, GRATACOS Bruno, MATTACKS Bruce, ROCHE Steve, POPLAVSKII Kostya, LI Xin-Xiang. (2009) "Shear wave splitting applications for fracture analysis and improved imaging some onshore examples" *First Break*, Vol 27 sptember 2009
- BARVED Olav, BEHTAZ Compani Bob Bartman, VAN Dok Richar, GAISER Jim, JOHNS Tony, KRISTIANSEN Pål, PROBERT Tony and THOMPSON Mark (2004). "Las diversas facetas de los datos sísmicos de componentes múltiples". *Oilfield Review*, Otoño 2004, pp 46-61.
- BLACKBURN John, DANIELS John, DINGWALL Scott, HAMPDEN-SMITH Geoffrey, LEANEY Scott, LE CALVEZ Joël, NUTT Les, MENKITI Henry, SÁNCHEZ Adrián, SCHINELLI Marco (2007/2008). "Levantamientos de sísmica de pozos: Más allá del perfil vertical" *Oilfield Review*. Invierno (2007/2008). Pp 20-37.
- CALDWELL Jack, CHRISTIE Phil, ENGELMARK Folke, MCHUGO Steve, ÖZDEMIR Hüseyin, KRISTIANSEN PaI, MACLEOD Mark (1999). "Shear waves shine brightly". *Oilfield Review*, spring 1999 pp 2-15.

-
-
- CAMBOIS Guillaume (2000). "Can P-wave AVO be quantitative?" *The Leading Edge*, vol 19 no 11. November 2000, pp 1246-1251.
- CASSEL Bruce. "Vertical seismic profiles-an introduction". *First Break*, November 1984 Vol 2 No 11.
- CHRISTIE Phil, DODDS Kevin, IRESON Dick, JOHNSTON Lucian, RUTHERFORD Johnny, SCHAFFNER Jack, SMITH Nigel (1995). "Borehole Seismic Data Sharpen the Reservoir Image". *Oilfield Review*, winter 1995, Vol 7 Number 4.
- CORSEN Andreas, GALBRAITH Mike and PIERCE John. Planning Land 3D Seismic Surveys. *Geophysical Developments* No 9. SEG. Pp 177-180.
- CRUZ Atienza Víctor. Rupture Dynamique des FAilles Non-Planaires en Différences Finies. Tesis de Grado de Doctorado. Géosciences Azur, 2006.
- DANG Yufang LOU Bing, MIAO Xiaogui, WANG Pu, ZHANG Sihai, SHEN Liang (2010). "Delineating oil-sand reservoirs with high-resolution PP/PS processing and joint inversion in the Junggar Basin Northwest China". *The Leading Edge* October 2010, pp 1212-1219.
- DONALD Adam, BRATTON Tom & WALSH Jhon (2008). "Method for characterizing shear wave formation anisotropy". *Patent Application Publication*.
- FLORES Flores, Marco Antonio (2001). "Curso VSP" *Especialidad en la UNAM*.
- GAISER James, VAN DOK Richard (2002). "PS-wave Benefits for Fractured-Reservoir Management" *CSEG Geophysics* 2002.
- GALBRAITH Mike (2004). "A New methodology for 3D survey design". *The Leading Edge*. Vol 23 No 10. Special section: seismic survey design. October 2004.
- GAROTTA Robert (2002). "Procesamiento e Interpretación de Ondas de Cizalla". *Serie de Instructores Distinguidos*, No 3. SEG, EAGE, Boletín AMGE.

-
-
- GLEN, Larson Allen (1996). "Acquisition, Processing and Interpretation of P-P and P-S 3-D Seismic Data"
- HALDORSEN Jakob, JOHNSON David, PLONA Tom, SINHA Bikash, VALERO Henri-Pierre, WINKLER Kenneth. (2006) "Acústica de Pozo". *Oilfield Review Verano 2006*.
- DHOR Gerhard. Handbook of Geophysical Exploration Section I. SEISMIC EXPLORATION. Vol 15b. SEISMIC SHEAR WAVE, Part B: Applications. London, 1985, Geophysical Press
- HANEY Matthew & DOUMA Huub (2010). "Imaging lateral heterogeneity at Coronation Field with surface waves". *Expanded abstracts SEG, Denver 2010 Annual Meeting*.
- HENRY Steve (2004). "Understanding Seismic Amplitude". *Geophysical Corner AAPG Explorer*. Julio 2004
- HENRY Steve (2004). "More Amplitude Understanding". *Geophysical Corner AAPG Explorer*. Agosto 2004.
- LAWYER Lee (2009). "Stories about geophysics and geophysicist". *The Leading Edge*, enero 2009.
- LAWTON Don C (1989). "Nine-component refraction statics survey". *CREWES Research Report 1989*.
- LI Xiang-Yang, MUELLER Michel, Barkved Olav (2001). Compensating for the effects of gas clouds on C-wave imaging: A case study from Valhall. *The Leading Edge*. September 2001
- MAERCKLIN, Nils (2010). "Three-component processing and analysis tools for seismic data in SAC format".
- MANCINI (2003). Effects of binning velocity ratios on C-wave imaging in the presence of dips.
- MANCINI Fabio, LI Xiang-Yang and POINTER Tim (2005). "Imaging Lomond Field using C-wave anisotropic PSTM" *The Leading Edge*. June 2005. Pp 614-616,620.
- MASE, G. Thomas y MASE, George E. *Continuum Mechanics for Engineers*, Florida EUA: CRC Press, Segunda Edición, 2000.

-
-
- MATTOKS Bruce, LI Jianchao, ROCHE Steven L (). “Converted-wave azimuthal anisotropy in a carbonate foreland basin”
- MAXWELL, Peter and CRISS Jason (2006). “Winds of Change in Recording Seismic Data” CSEG RECORDER, *Data acquisition: Land Cont’d.*
- ORTÍZ R Oscar, FLORES Flores Marco Antonio, RAMÍREZ Héctor (1988). “Sísmica Tridimensional de Pozo y sus Aplicaciones”. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración.*
- KRISTIANSEN Pål, WAGGONER Jhon (2005). “Using Multicomponent Seismic Data to Better Understand reservoir characteristics” *Petroleum Geology Conference series 2005, 6:1377-1384.*
- POSTER Carl, BRUN Serge, ÖZDEMIR Hüseyin, AHMED Shabbir. “Good vibrations”. *Middle East Well Evaluation Review*, summer 1990.
- PURNELL Guy W (1992). “Imaging beneath high-velocity layer using converted waves”. *Geophysics* Vol 57 No 11 (November) 1444-1452.
- REILLY Joseph M, SHATILO Andrew, SHEVCHEK Zyg (2010). “The case for separate sensor processing: Meeting the imaging challenge in a producing carbonate field in the Middle East”. *The Leading Edge*, October 2010, pp 1240-1249.
- ROJAS Nelson & DAVIS Thomas L (2009). “Multicomponent time-lapse seismic interpretation of Rulison Field Colorado using spectral-decomposition attributes”. *The Leading Edge*, November 2009, pp 1380-1386
- RONEN Joshua and CLEARBOUT Jon. Surface-consistent residual statics estimation by stack-power maximization. SEP
- RÜGER, Andreas (1997). “P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry” *Geophysics* Vol 62 No 3, Pp 713-722.

-
-
- SAH, S.L. *Encyclopedia of Petroleum Science & Engineering*. India: Kalpaz Publication, Mehra Offset Press, 2003.
- SARMIENTO Raúl, JOHNS Tony, VITO Carmen (2008). "Using 4C seismic data to improve prospect appraisal: A case study from offshore Trinidad". *WorldOil*, April 2008 pp 101-108.
- SCHAFER Armin W (1990). "The determination of converted-wave statics using P refractions together with SV refraction". *CREWES Research Report 1990*.
- STEIN, Seth y WYSESSION Michael. *An Introduction to Seismology, earthquakes and Earth Structure*, USA, UK, Australia: Blackwell Publishing, 2003
- STEWART Robert, GAISER James E, BROWN James and LAWTON Don C (2003). "Converted-wave seismic exploration: Applications" *Geophysics*, Vol 68, No 1. Pp 40-57.
- STONE, D. (1994). "Designing seismic sweeps in two and three dimensions" *SEG investigations in geophysics*, 5. Society of Exploration Geophysicists.
- TATHAM Robert H and STEWART Robert R. (1993) "Present status and future directions of shear-wave seismology in exploration" *CREWES Research Report*, Shear-wave seismology in exploration. Vol 5.
- THOMSEN Leon (2002). *Entendimiento de la Anisotropía Sísmica en Exploración y Explotación. Serie de Instructores Distinguidos*, No 5. SEG, EAGE, Boletín AMGE Vol. 41 No 4.
- VARGA Roxana y STEWART Robert (2009). "Delineating sand channels using 3D-3C seismic data: Manitou Lake heavy oilfield, Saskatchewan". *SEG Houston 2009 International Exposition and Annual Meeting* pp 1004-1008.
- VAN DOK Richard, GAISER James and MARKERT John (2001). *Green River 3-D/3-C case study for fracture characterization: Commun-azimuth processing of PS-wave data*.

-
- VETRI Laura, LOINGER Eugenio, GAISER James, GRANSI Andrea y LYNN Heloise (2003). "3D/4C Emilio: Azimuth processing and anisotropy analysis in a fractured carbonate reservoir". *The Leading Edge*, July 2003 pp 675-679.
- WINTERSTEIN D.F. and MEADOWS M.A. (1991). Shear-wave polarization and subsurface stress directions at Lost Hills field. *Geophysics*, Vol 56 No 9 September 1991 pp 1331-1348.
- Yilmaz, Öz. *SEISMIC DATA ANALYSIS, Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic data*. Vol I y Vol II. USA: SEG, 2001.
- "Acoustic emission- an ear to the ground". *Oilfield Review*, Julio 1990, Vol 2 No 3. Elsevier
- "The VSP family". *Oilfield Review*, Invierno 1995 1990, Vol 7 No 4. Elsevier
- Brochure de Seismic Acquisition Tool, Schlumberger (1986)
- DSI Dipole Shear Sonic Imager, Houston, Texas, USA, Schlumberger Wireline & Testing (1995)