



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

División de Ciencias de la Tierra

**“Identificación oportuna de la rotación de la fase en
volúmenes sísmicos a través de sismogramas sintéticos:
Metodología de generación y caso histórico”**

Informe de actividad profesional
Que para obtener el título de:

INGENIERA GEOFÍSICA

P R E S E N T A

Rosa Elba Sierra Arellano

Asesor: M.C. David Escobedo Zenil



ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vi
RESUMEN	viii
ABSTRACT.....	viii
INTRODUCCIÓN.....	ix
1 Marco Teórico.....	1
1.1 Teoría Básica de Ondas Sísmicas.....	2
1.2 Atenuación, Absorción y Dispersión de la Onda Sísmica	14
1.3 Características Espectrales de una Señal, Fase Lineal y Fase Cero	16
1.4 Registro Sónico.....	18
1.5 Registro de Densidad	20
1.6 Perfil Sísmico Vertical (PSV o VSP)	22
1.7 <i>Checkshot</i>	27
2 Sismogramas Sintéticos	29
2.1 Convolución y Modelo Convolutacional de la Tierra	30
2.2 Coeficiente de Reflexión y la Convolución.....	35
2.3 Selección de Ondícula	38
2.4 Fase	42
2.5 Significado geológico	49
3 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS y geofísico.....	52
3.1 Generalidades	53
3.2 Desarrollo de Campos	54
3.3 Antecedentes geofísicos del área	56
3.4 Antecedentes geológicos del área	56
3.5 Estructura.....	57
4 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS EN EL POZO K-1	58
4.1 Control de Calidad de los datos	60
4.2 Análisis de Frecuencias	67
4.3 Generación del sismograma sintético.....	71
4.4 Calibración	74

5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	84
6	CONCLUSIONES	91
7	ANEXOS	92
	ANEXO A.....	92
8	Bibliografía	93

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1-1 Patrón de movimiento de las partículas	3
Figura 1.1-2 Desplazamiento de una onda sonora	3
Figura 1.1-3 Onda sonora.....	4
Figura 1.1-4 Desplazamiento de una onda primaria u onda P	6
Figura 1.1-5 Desplazamiento de una onda primaria u onda S	7
Figura 1.1-6 Esquema de desplazamiento del movimiento de una onda tipo Rayleigh.....	8
Figura 1.1-7 Esquema de desplazamiento del movimiento de una onda tipo Love	8
Figura 1.1-8 Gráfica que relaciona el esfuerzo y deformación	9
Figura 1.1-9 Esquema de la Ley de Snell	10
Figura 1.1-10 Elementos de una onda	11
Figura 1.1-11 Construcción de la función Sen (x).....	13
Figura 1.2-1 Espectro de absorción de la Tierra	14
Figura 1.2-2 Velocidad de grupo y de fase	15
Figura 1.3-1 Serie de tiempo asociando su espectro de amplitud y de fase	18
Figura 1.4-1 Representación esquemática de la herramienta sónica-dipolar	20
Figura 1.5-1 Representación esquemática de la herramienta SDL	21
Figura 1.6-1 Geometría de los arreglos de sísmica de pozo y sísmica de superficie	22
Figura 1.6-2 Diagrama de arribos generado a partir de un Perfil sísmico Vertical	23
Figura 1.6-3 Esquema de una adquisición de VSP marino empleando pistolas de aire como fuente.....	25
Figura 1.6-4 Curva de velocidades pozo RP-6	26
Figura 1.7-1 Esquema de una arreglo para <i>checkshot</i>	27
Figura 1.7-2 Curva tiempo-profundidad del pozo RP-6	28
Figura 2.1-1 Onda idealizada producto de un pulso	31
Figura 2.1-2 Sismograma idealizado producto de un tren de pulsos.....	31
Figura 2.1-3 Sismograma obtenido a partir de la respuesta del subsuelo.	32
Figura 2.1-4 Pulso u ondícula de Ricker	32
Figura 2.1-5 Ondícula a diferentes frecuencias	33
Figura 2.1-6 Serie de reflectividad	34
Figura 2.2-1 Resultado obtenido de la convolución de los Coeficiente de Reflexión y la Ondícula	35
Figura 2.2-2 Sismograma Sintético	36
Figura 2.2-3 Relación entre los coeficientes de reflexión y una ondícula.	37
Figura 2.2-4 Efecto de compactación	38
Figura 2.3-1 Ondícula de Ricker a 25 Hz y su espectro asociado	39
Figura 2.3-2 Ondícula de Ormsby 5-10-40-45 Hz y espectro asociado.....	40
Figura 2.3-3 Ondícula de Klauder en conjunto con el barrido y espectro asociado	41
Figura 2.3-4 Ondícula Butterworth 10-40 Hz y espectro asociado	42
Figura 2.4-1 Efecto de rotación de fase a 90°	42
Figura 2.4-2 Ondícula rotada entre 0° y 180°	43
Figura 2.4-3 Efecto de distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase	44
Figura 2.4-4 Distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase.....	45

Figura 2.4-5 Distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase en arenas de baja impedancia.....	46
Figura 2.4-6 Respuesta de una arena de baja impedancia asociada a las dos principales fases.....	48
Figura 2.5-1 Sismograma Sintético del pozo A-1	49
Figura 2.5-2 Sismograma sintético del pozo G-1	51
Figura 3.1-1 Marco regional de la ubicación del pozo K-1	53
Figura 3.1-2 Estratigrafía Cuenca Veracruz.....	54
Figura 3.2-1 Ubicación de los Campos	55
Figura 4.1-1 Registro Sónico modelado	61
Figura 4.1-2 Registro modelado de densidad	62
Figura 4.1-3 Diferencia entre los niveles de referencia a <i>Datum</i>	66
Figura 4.2-1 Dos versiones sísmicas asociadas al pozo K-1.....	67
Figura 4.2-2 Espectro de frecuencias sobre la trayectoria del pozo K-1 en una de las versiones sísmicas	68
Figura 4.2-3 Espectro de Frecuencias sobre la trayectoria del pozo K-1 en la zona de interés.....	69
Figura 4.2-4 Respuesta de Amplitudes para el pozo K-1 en el área de reproceso	69
Figura 4.2-5 Esquema de ubicación del pozo K-1	70
Figura 4.3-1 Esquema del proceso de generación de los sismogramas sintéticos para el pozo K-1	71
Figura 4.3-2 Despliegue del Sismograma Sintético.....	72
Figura 4.3-3 Detalle de los objetivos en el pozo K-1	73
Figura 4.4-1 Diagrama de proceso de la generación y calibración del sismograma sintético a través de la corrección del registro sónico.....	74
Figura 4.4-2 Ajuste del sismograma sintético tras haber aplicado el <i>VSP</i>	75
Figura 4.4-3 Diagrama de proceso de la segunda calibración del sismograma sintético	76
Figura 4.4-4 Comparativo de las frecuencias dominantes sobre la sección sísmica del pozo K-1.....	77
Figura 4.4-5 Tendencia de las frecuencias dominantes sobre la sección del pozo K-1	78
Figura 4.4-6 Diagrama de proceso de la tercera calibración del sismograma sintético	79
Figura 4.4-7 Respuesta de una arena de baja impedancia asociada a la firma sísmica de los yacimiento del pozo K-1	80
Figura 4.4-8 Sintético de correlación	81
Figura 4.4-9 Sismograma Sintético del pozo K-1	82
Figura 4.4-10 Ampliación del sismograma sintético del pozo K-1 en la zonas de interés	83
Figura 5.1 Croquis de ubicación del pozo K-1 respecto a los levantamientos sísmicos.....	85
Figura 5.2 Sección de correlación SW-NE entre el pozo A-101 y K-1.....	86
Figura 5.3 Sección sobre el pozo K-1 con dos versiones sísmicas.....	86
Figura 5.4 Sismograma sintético del pozo K-1 empleando la versión sísmica del cubo A.....	87
Figura 5.5 Sismograma sintético del pozo K-1 empleando la versión sísmica del cubo B.....	88
Figura 5.6 Sismogramas sintéticos del pozo K-1 empleando dos versiones sísmicas del sub cubo.....	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Convención gráfica de la Polaridad Americana y Europea.....	47
Tabla 4.1 Filtros empleados con sus respectivas rotaciones para el pozo K-1 empleando la sísmica del cubo B.....	88
Tabla 4.2 Comparativo en los operadores y sus respectivas rotaciones para dos versiones sísmicas.....	89

*“Para las dos mujeres más importantes en mi vida:
mi madre† y Valentina”*

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi familia, que ha estado en las buenas, pero sobre todo en las malas. Oscar, Annita, Alvaro, Male, Olga por todas las charlas y enseñanzas

Gracias hermanos por ser y estar.

To Jeroen, because you had taught me so much and you had been so patient with me.

Muchas gracias al M.C David Escobedo Zenil por el apoyo y atención prestado a este trabajo.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Naci Dilekli por sus opiniones y aportaciones.

Finalmente quiero agradecer a Halliburton por el apoyo prestado para que este proyecto concluyera.

E.S.A

RESUMEN

El principal objetivo de este trabajo es presentar una metodología empleada para la generación y evaluación de sismogramas sintéticos para el pozo exploratorio K-1 en la cuenca de Veracruz.

Dichos sismogramas sintéticos fueron empleados para ratificar **la rotación de fase** que presentaban los volúmenes sísmico adquiridos tridimensionalmente (3D) a través de la prospección sísmica y empleados con fines exploratorios para la industria petrolera.

Adicionalmente, en el proceso se generaron sismogramas sintéticos de más de 15 pozos exploratorios en el área de interés para calibrar y ratificar dicha rotación de fase.

El presente estudio empleó software comercial para la generación de dichos sismogramas, siendo esta una herramienta poderosa que permitió identificar la mejor correlación entre los datos de pozo y la sísmica 3D

Finalmente, con base en la información sísmica diferentes ondículas a diversas ventanas de tiempo fueron extraídas. Dichas formas de onda ayudaron a determinar el mejor filtro para el desarrollo de los sismogramas sintéticos aquí expuestos.

ABSTRACT

This main goal of this study is to present the methodology used for the generation and evaluation of synthetic seismograms from the exploratory well K-1 in the Cenozoic basin Veracruz by identifying the phase shift differences between acquired and processed seismic volumes in the area.

The study utilized commercial software for the generation of these synthetic seismograms. It is a powerful application that allowed discovering the best possible correlation between well data and seismic data.

The first of various synthetic seismograms for well K-1 were generated based on three-dimensional (3D) seismic surveys. Those were then used to analyze the phase rotation of the 3D seismic volumes used in the petroleum industry for exploration purposes.

In this process, synthetic seismograms from fourteen additional exploratory wells in the area of interest were utilized in order to calibrate the seismic phases.

Finally, based on the seismic data the wavelet forms at different time windows were extracted. These forms helped determine the best filter for the development of such synthetic seismograms.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como principal objetivo dar a conocer la metodología empleada para la elaboración de los sismogramas sintéticos del pozo exploratorio K-1 dentro de la cuenca Cenozoica de Veracruz identificando la variación de fases entre los volúmenes sísmicos adquiridos y procesados del área.

Por otra parte, el lector notará en los capítulos 3 y 4 del presente trabajo se muestran imágenes tomadas de documentos e informes preliminares elaborados por el personal de PEMEX Exploración y Producción para la documentación de prospectos exploratorios entre los años 2007 y 2013 por lo cual se omiten fuentes, escalas y autores.

Una interpretación sísmica efectiva requiere de la correlación entre los datos de pozo y el volumen sísmico a interpretar. Esto se logra mediante una comparación visual entre el ajuste de un sismograma sintético obtenido a partir de registros geofísicos de pozo y el volumen sísmico.

Los sismogramas sintéticos reproducen a partir de registros geofísicos de pozos, la imagen en forma de traza sintética sobre la que está situado el pozo. Es así, que disponemos de una correlación entre atributos geológicos y geofísicos tales como la litología, estratigrafía, porosidad, reflexiones sísmicas, amplitudes, frecuencias, etc.

La relación entre ambos atributos está dada por los coeficientes de reflexión (C_r o R_c), que nos dan la relación de amplitudes entre dos medios sobre los que incide un rayo perpendicular definidos por la ecuación fundamental:

$$C_r = \frac{v_2\rho_2 - v_1\rho_1}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1}$$

donde v_2 y v_1 representan las velocidades de propagación a través de dos medios con densidades ρ_2 y ρ_1 . Siendo el producto de la velocidad de propagación de un medio por la densidad del mismo lo que definiremos como impedancia acústica (I).

$$I = v\rho$$

Los sismogramas sintéticos a los cuales haremos referencia en este trabajo debido a su génesis como medición de pozo son catalogados como *unidimensionales*.

Los *sismogramas unidimensionales* son aquellos que, como se expresa en el modelo convolutivo, es una ondícula convolucionada con la función de reflectividad del medio. Esta última se determina conociendo la estratigrafía del medio, la distribución de velocidades y las densidades.

Es así, que para generar un sismograma sintético nos basaremos en los valores de velocidades y densidad medidos con base en registros geofísicos de pozo y conociendo la forma de la ondícula.

En la siguiente figura se muestra el procedimiento esquemático para la construcción de un sismograma sintético.

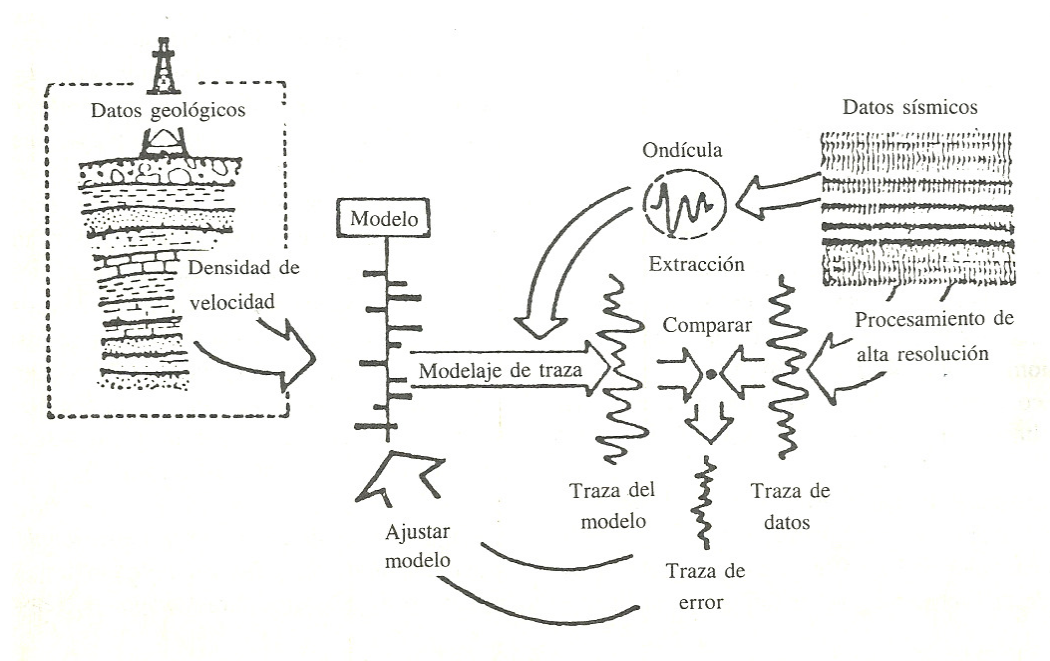


Figura A. Construcción esquemática de un sismograma sintético

(Stommel & Gaul, 1978)

Recordemos que la ondícula fuente proveniente de un frente de onda llega a un contacto entre dos capas de diferentes velocidades, parte de la energía es reflejada propagándose en el medio incidente. Este fenómeno tiene lugar en cualquier contacto si se cumple la condición de que exista un contraste de velocidades.

Es importante recalcar que los métodos de procesamiento de la ondícula pueden ser un estimado de la ondícula promedio. Esto debido a que con la incidencia de la ondícula en cada interface, su energía se divide entre ondas transmitidas y reflejadas. Cada una de dichas ondas da origen a ondas adicionales.

Por otra parte, los métodos de procesamiento de la ondícula que se emplean, ya sea para datos sísmicos 3D o bien en nuestro caso, de un sismograma sintético, estiman la respuesta de dicha ondícula en una cierta zona de interés (Figura B).

Es así, que el registro sísmico resultante es la superposición de aquellas ondas producto de nuestra ondícula fundamental en el medio y que es captada en los geófonos. Con la ley de Snell que determina la trayectoria de la onda y las ecuaciones de Zoeppritz que relacionan energía, podríamos pensar que nuestro problema está completamente determinado y nuestra solución es directa. No obstante, la solución real del problema es una tarea complicada debido al gran número de ondas generadas para una secuencia real de n número de capas, aunado al problema de anisotropía del medio. Es por ello, que se hacen diversas simplificaciones. La más común es generar un *sismograma sintético unidimensional*, donde solo se considera el viaje vertical y se ignoraron los echados. Es decir, solo se considera la incidencia normal (Z).

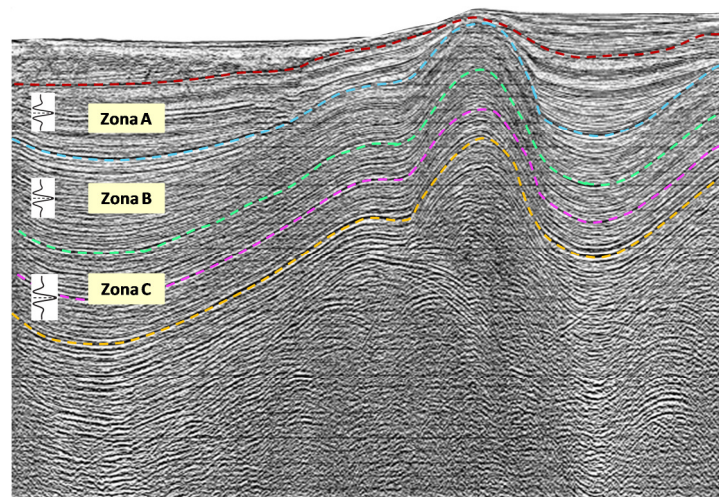


Figura B. Zonas de interés para el análisis y estimación de la respuesta de una ondícula.

(Yilmaz, 2008)¹

¹ Figura modificada del libro "Seismic Data Analysis", Yilmaz, O. para mejorar el entendimiento de la estimación de la respuesta de la ondícula.

Con frecuencia solo se cuenta con registro sónico y se ignoran las variaciones en la densidad o se supone una relación con la velocidad. El registro sónico no siempre proporciona datos de velocidad verdaderos; esto debido a la inadecuada penetración a causa de derrumbes, mala recepción, etc.

Es por ello que para poder generar un sismograma sintético de calidad es importante contar con registros geofísicos de pozo también de calidad. De esta manera se podrá minimizar la disparidad entre el dato sintético y el dato sísmico con el cual se compara.

Es así que, los sismogramas sintéticos unidimensionales son útiles para identificar reflexiones con interfaces particulares. A menudo las secciones sísmicas implican cambios de tiempo o de fase de magnitud desconocida, es así, que la habilidad para acoplar datos sintéticos a los datos reales, añade una confianza considerable a una interpretación.

1 MARCO TEÓRICO

Entonces los Persas sitiaron a Barca durante nueve meses, abrieron minas subterráneas que llevaban a las murallas y dieron vigorosos asaltos.

Encontró las minas un herrero mediante un escudo revestido de bronce y así fue como las descubrió: lo llevaba por la parte interior del muro, aplicándolo al suelo de la ciudad. Los demás lugares a que se aplicaba no resonaban, pero sí resonaba aplicado a las minas el bronce del escudo; en ese punto con una contramina mataron los barceos a los zapadores persas. Así fue la traza que discurrieron, y lograron también los barceos rechazar los asaltos

Heródoto (484-425 a.C)

1.1 Teoría Básica de Ondas Sísmicas

El fragmento anterior, escrito por el historiador griego Heródoto es la primera referencia escrita que se tiene de sismología de refracción aplicada.

En dicho fragmento se narra cómo un herrero al descubrir a los Persas cavando túneles por debajo de la ciudad de Barca golpea con un escudo de bronce el piso realizando lo que podríamos llamar los inicios de la "prospección sísmica".

Es así que la sismología de reflexión es la ciencia que estudia el interior de la tierra mediante el análisis de ondas.

Pero ¿qué es una onda y qué la produce?

Una onda es un movimiento producto de la perturbación del medio donde se genera. Existe propagación de la energía de un punto a otro pero sin la transferencia de masa.

En la historia narrada por Heródoto, podemos ejemplificar cómo al golpear el escudo de bronce al suelo, éste generaba una perturbación del medio.

Esta perturbación o movimiento ondulatorio generó que el material vibrara, misma que se reflejó en el sonido generado en cada golpe. A la dirección de la vibración se le conoce como *dirección de propagación* (Figura 1.1-1).

Existen dos tipos de ondas básicas que son longitudinales y transversales. La *onda longitudinal* es aquella cuyas partículas se mueven en forma paralela a la dirección de propagación. En el caso de la *onda transversal*, el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación.

A medida que una onda viaja a través de un medio ya sea un sólido o un fluido, es posible determinar su velocidad.

Pero, ¿qué características posee una onda?

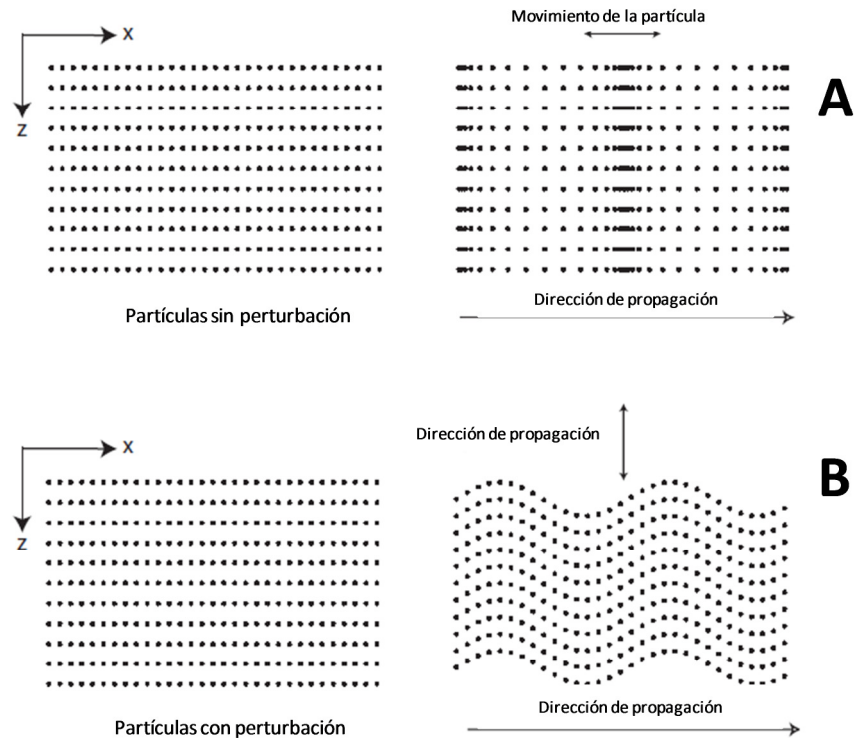


Figura 1.1-1 Patrón de movimiento de las partículas.²

(Liner, Elements of 3-D Seismology, 2004)

Pensemos en una onda sonora en que se desplaza de izquierda a derecha (Figura 1.1-2) y cuya posición es capturada en un instante de tiempo t .

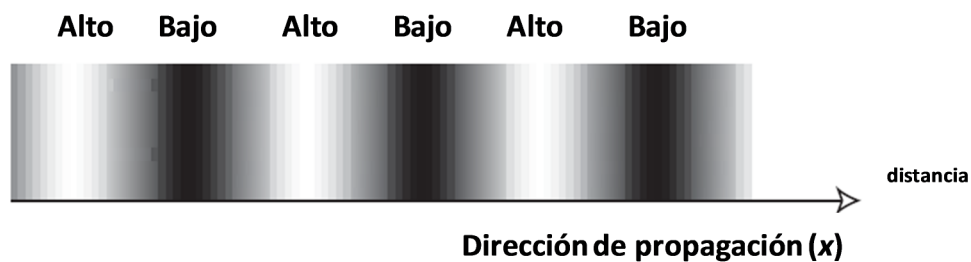


Figura 1.1-2 Desplazamiento de una onda sonora³

(Physics Reports, Luc Bergé, 1998)

² Las ondas se distinguen por los patrones de movimiento de las partículas. Por definición, las ondas longitudinales (A) presentan partículas en movimiento paralelas a la dirección de propagación. Las ondas transversales (B) las partículas vibran perpendicularmente a la dirección de propagación.

³ Onda sonora desplazándose de izquierda a derecha. Los cambios en la tonalidad representan la posición de la onda. Es decir si se encuentra en un alto o bajo en función de la dirección de propagación. Vista en planta.

Debido a que el eje horizontal representa la distancia, el intervalo de cresta-cresta o valle-valle representa la longitud de onda (λ) ⁴ (Figura 1.1-3).

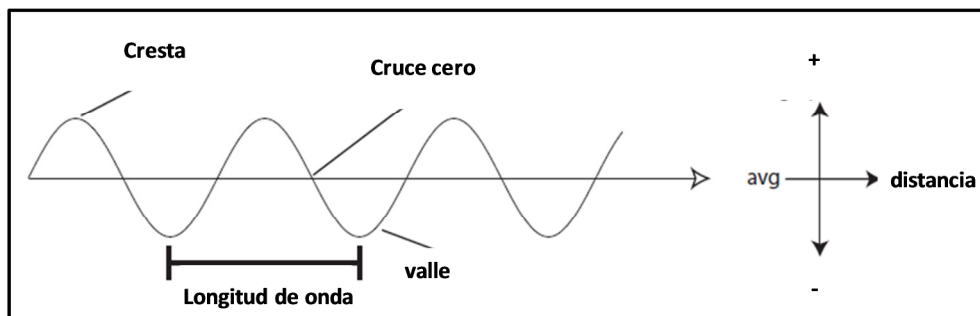


Figura 1.1-3 Onda sonora

(Liner, Elements of 3-D Seismology, 1999)

Como se pudo constatar en el párrafo introductorio al presente capítulo, y escrito por Heródoto (484-425 a.C.), el interés humano por los fenómenos naturales ha sido una constante a través de la historia. Este fue el caso de los terremotos, los cuales fueron explicados por muchas civilizaciones antiguas a través de mitos y leyendas. No es sino con los antiguos griegos tales como Anaxímedes (siglo V a.C.) y Demócrito (siglo IV a.C.) que relacionan los movimientos telúricos a causas naturales tales como el agua y la humedad. Es así que para dar respuesta a muchas interrogantes de dichos movimientos como da inicio la "sismología" como ciencia.

Para entender el mecanismo que describe la generación y propagación de las ondas sísmicas a través de un medio se requiere del conocimiento de la teoría que lo describe y fundamenta. La propagación de las ondas en un medio elástico puede describirse matemáticamente considerando un medio continuo y mediante la Ley de Hooke, las leyes de Newton y las leyes de la conservación de la materia y energía es posible determinar la ecuación de continuidad y deducir la ecuación de onda cuya solución permite obtener el desplazamiento de una onda. La descripción de la trayectoria está basada en la Ley de Snell.

⁴ Se debe prestar atención al empleo de λ que es empleado como longitud de onda y en temas posteriores se emplea la misma λ como una constante de Lamé

Ondas

Los terremotos son producto de la liberación súbita y repentina de energía que se ha acumulado por un periodo de tiempo. Estos se producen al haber un rompimiento en las rocas en el interior de la tierra y son percibidos en la superficie por aparatos sensitivos y en muchas ocasiones por el hombre.

Al ocurrir la liberación de energía, ésta se propaga en todas direcciones. Esta radiación se transmite a cada una de las partículas que constituyen al material circundante, el cual es empujando, deformando y finalmente regresando a su posición original. Es así que podemos decir que el medio posee propiedades elásticas.

La trayectoria que siguen las ondas hasta llegar a un receptor o sensor forman una señal a la cual denominaremos sismograma y que se explicará más a detalle en el capítulo 2.

Las ondas se clasifican en tres tipos, las que viajan en el interior de la Tierra son conocidas como:

- Ondas de cuerpo o internas
- Ondas de superficie
- Ondas guiadas

Ondas de Cuerpo

Las ondas de cuerpo se clasifican en dos tipos dependiendo sus propiedades físicas y son:

- ❖ Ondas P o Primarias
- ❖ Ondas S o Secundarias

Las ondas P son aquellas que se transmiten por la compresión y dilatación de las partículas.

Ejemplo de estas ondas de compresión es el sonido (ondas acústicas), las partículas se mueven en el mismo sentido en que la onda se propaga (Figura.1.1-4) y son las que tienen mayor velocidad al desplazarse. Para un material elástico e isotrópico el modelo matemático para la velocidad es: (Stein & Wyss, 2003)

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

1.1-1

Donde α es la velocidad de ondas P, λ es la constante de Lamé, μ es el módulo de rigidez y ρ es la densidad, este tipo de onda puede propagarse tanto en líquidos como en sólidos ya que no involucra un cambio en el volumen.

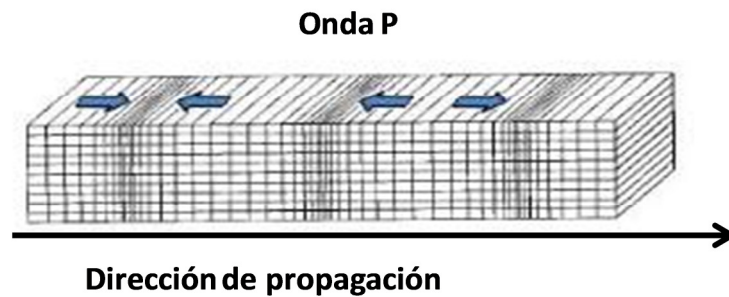


Figura 1.1-4 Desplazamiento de una onda primaria u onda P

(Bolt, 1993)

Por otro lado, las ondas S se transmiten perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda, por lo que tienen una componente vertical (SV) y una horizontal (SH). Cuando solo se desplazan en una dirección se dice que es una onda polarizada. Se les conocen como ondas de cizalla o de corte. La velocidad de propagación es menor a la de las ondas P (Figura 1.1-5) siendo su modelo matemático el siguiente (Stein & Wysession, 2003):

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

1.1-2

Donde β es la velocidad de las ondas S. Una característica de estas ondas es que no se transmiten a través de los líquidos ($\mu = 0$). Si se considera a la corteza como un sólido de Poisson, se tiene que las componentes elásticas $\lambda = \mu$, por lo que la relación de Poisson es $\sigma = 0.25$ (Stein & Wysession, 2003) y el

cociente de la velocidad de onda P entre la onda S, $V_p / V_S = 3$ (Nava, 2002), siendo este último resultado el valor teórico para una medio elástica, homogénea e isotrópica.

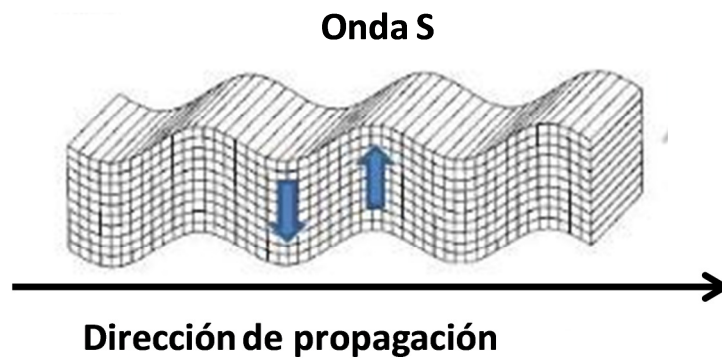


Figura 1.1-5 Desplazamiento de una onda primaria u onda S

(Bolt, 1993)

Ondas de Superficie

Las ondas que son percibidas por las personas ante la ocurrencia de un sismo cuya energía liberada es lo suficientemente grande y son causantes de los daños en la superficie de la corteza son las que viajan precisamente en ella y son llamadas ondas superficiales, estas tienen mayor amplitud que las de cuerpo y por tanto mayor contenido de energía que se concentra cerca de la superficie y a diferencia de las ondas de cuerpo pueden circular por el planeta varias veces después de un gran terremoto.

Hay dos tipos principales de ondas de superficie.

- **Ondas Rayleigh**: Son ondas en las cuales interactúan las ondas P y SV, son de periodo muy largo y su movimiento es elíptico-retrogrado, son las ondas superficiales más lentas (Figura 1.1-6). Para un sólido de Poisson homogéneo la velocidad aparente horizontal de las ondas de Rayleigh es 0.92β , donde β es la velocidad de propagación de las ondas S (Stein & Wyssession, 2003).
- **Ondas Love**: Este tipo de ondas es el producto de la interacción de las ondas SH. El periodo es muy largo y son ondas polarizadas horizontalmente. Tienen mayor velocidad que las de Rayleigh (Figura. 1.1-7). Las ondas de Rayleigh pueden existir en un semi-espacio homogéneo debido a la

interacción de ondas P y SV; en contraste las ondas Love sólo pueden existir si al menos hay una capa sobre un semi-espacio porque debe existir variación entre las propiedades del medio con la profundidad



Figura 1.1-6 Esquema de desplazamiento del movimiento de una onda tipo Rayleigh

(Bolt, 1993)

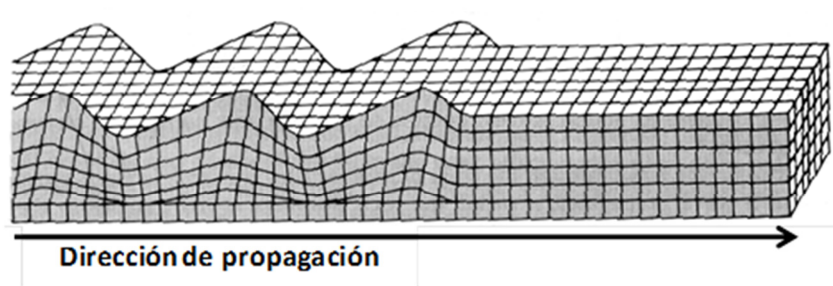


Figura 1.1-7 Esquema de desplazamiento del movimiento de una onda tipo Love

(Bolt, 1993)

Ley de Hooke

La energía que es liberada al ocurrir una perturbación en el medio ya sea de forma natural (sismo) o inducida, provoca deformaciones en las partículas del subsuelo. El estudio de la deformación ha permitido obtener una descripción del comportamiento del material basado en la relación que hay entre los esfuerzos, deformaciones.

La perturbación que se origina se propaga en forma de onda con una cierta velocidad, esta velocidad de propagación dependerá de las características del terreno y de sus propiedades *elásticas*.

Entonces, entendamos por elasticidad a la propiedad que tiene los materiales a los cuales se les somete a un esfuerzo y deformación de recuperar su forma original (Del Valle) cuando dicha fuerza ya no es aplicada.

Es así que la Ley de Hooke establece que las deformaciones son proporcionales a los esfuerzos aplicados. Sin embargo, está limitada ya que si el esfuerzo es mayor que la resistencia del material se ocasiona una ruptura en este.



Figura 1.1-8 Gráfica que relaciona el esfuerzo y deformación

Ley de Snell

La ley de Snell permite conocer la relación que existe entre el ángulo con que un rayo incide en un medio y los ángulos de éste al ser reflejados o transmitidos a otro medio.

El ángulo varía de acuerdo con la velocidad del medio, la ecuación 1.1.3 nos muestra la relación existente entre las velocidades de los dos medios y el ángulo de incidencia y el ángulo de reflexión o de transmisión (Stein & Wyssession, 2003).

$$\frac{\sin(i_1)}{v_1} = \frac{\sin(i_2)}{v_2}$$

Parte de la energía contenida en una onda al incidir en un medio con un contraste de impedancia se reflejará y otra parte se transmitirá.

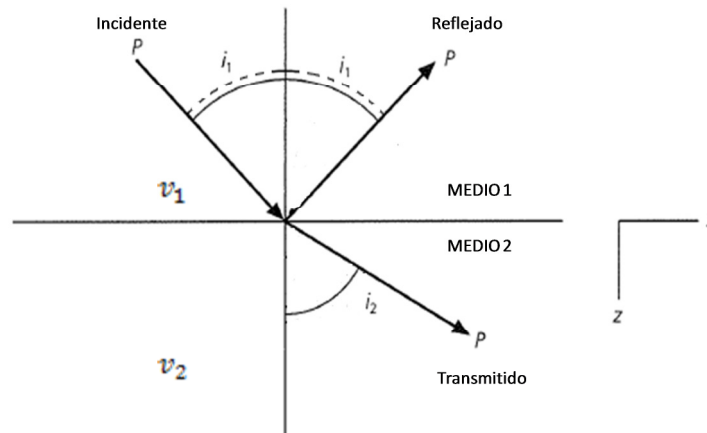


Figura 1.1-9 Esquema de la Ley de Snell⁵

(Stein & Wysession, 2003)

v_1 : velocidad del rayo incidente en el medio 1

v_2 : velocidad del rayo incidente en el medio 2

i_1 : ángulo de incidencia del rayo en el medio 1

i_2 : ángulo del rayo transmitido al medio 2.

Cuando el rayo proviene de un medio con mayor velocidad, el ángulo del rayo refractado se acerca a una línea imaginaria normal a la interfase, alejándose de la horizontal, mientras que si el rayo pasa de un medio más lento a uno más rápido el ángulo de refracción se aleja de la normal, acercándose a la horizontal.

Si el segundo medio es más veloz, se va a ir incrementando el ángulo de incidencia por lo que el rayo de la onda transmitida se aproxima a la frontera de los dos medios hasta alcanzar un ángulo de 90° , es decir, $\sin(i_2) = 1$.

⁵ Figura modificada del libro "An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth structure" (Stein & Wysession, 2003)

A dicho ángulo se le conoce como *ángulo crítico*. Es así que 1.1-3 queda expresada como:

$$\text{sen}(i_c) = \frac{v_1}{v_2}$$

1.1-4

Definición de la Onda Sísmica

Pensemos en el receptor fijo en un espacio en donde se mide el paso de una onda sonora como una función en el tiempo (Figura 1.1-10) que es un caso típico en problemas acústicos y en sismología.

Debido a que la función no depende exclusivamente de sus características geométricas y sus relaciones con las coordenadas espaciales sino también del tiempo. Cuando la forma de la onda depende del tiempo t y se repite a intervalos proporcionales y constantes, se tiene una *onda armónica*.

Debido a que el eje horizontal representa el tiempo la llamaremos *serie de tiempo* o *traza* y el intervalo entre cresta-cresta o valle y valle es el periodo de la onda y estará dado en segundos.

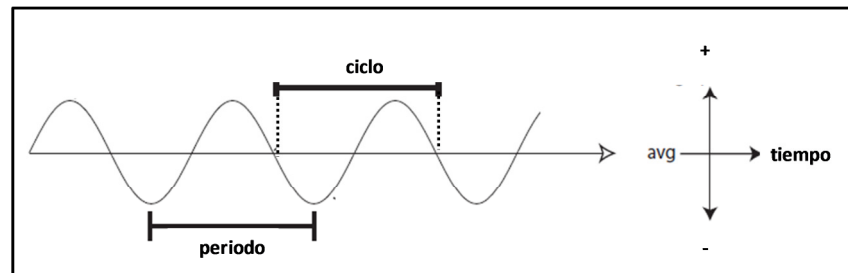


Figura 1.1-10 Elementos de una onda

(Liner, Elements of 3-D Seismology, 1999)

La frecuencia es el número de ciclos por segundo y la expresamos como:

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

1.1-5

y cuyas unidades son los Hertz o seg^{-1}

La relación existente entre la serie de tiempo con su similar en espacio la podemos expresar mediante:

$$v = f\lambda$$

1.1-6

Donde v es la velocidad de la onda, f es la frecuencia y λ es la longitud de onda.

Si f_1 y f_2 son las frecuencias máximas y mínimas de una ondícula, la frecuencia dominante está dada por:

$$f_{dom} = \frac{f_1 + f_2}{2}$$

1.1-7

Por otra parte, las ondas representadas en las figuras 1.1.3 y 1.1-10 son denominadas **ondas monocromáticas**, es decir que cuentan con una frecuencia constante o longitud de onda constante.

Entonces, los parámetros representativos de una onda:

- *Periodo*: el tiempo necesario para completar n ciclo.
- *Frecuencia*: el número de ciclos por unidad de tiempo expresado en ciclos por segundo.
- *Longitud de onda*: la distancia a la que se repite una determinada amplitud.
- *Número de onda*: el número de ondas completas por unidad de distancia.

En el caso de que el movimiento ondulatorio haya sido generado por un impacto o pulso, la señal ondulatoria puede reducirse a una onda formada por un solo ciclo.

Para el caso de ondas armónicas la función de onda se relaciona con expresiones que contienen senos o cosenos. Geométricamente la onda senoidal representada como la función $\sin x$, (Figura 1.1-11), tiene una longitud de onda igual a 2π o 360° , y su amplitud máxima igual a la unidad. Por otra parte, las funciones cosenoidales se comportan de la misma manera que las senoidales pero defasadas a 90° ó $(\frac{\pi}{2})$

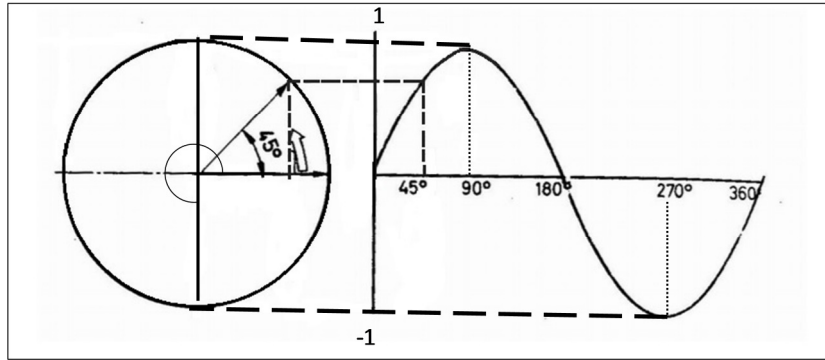


Figura 1.1-11 Construcción de la función Sen (x)

En términos de tiempo, el valor de x se relaciona con la velocidad angular ω , que se entiende como la variación angular por segundo, de manera que para cada periodo de tiempo corresponde una variación angular y una longitud de onda determinadas.

Jean Baptise Joseph Fourier estable en su Teoría de Fourier que cualquier función periódica puede ser expresada como una serie de funciones seno y coseno. Es por ello que desde un punto de vista matemático, la onda más sencilla o fundamental es aquella que puede ser representada mediante funciones armónicas o periódicas de la forma:

$$f(t) = A \sin(\omega t - k)$$

1.1-8

donde

A es la aptitud de dicha onda

ω es la frecuencia

k es el ángulo de fase

En el caso del movimiento ondulatorio que se propaga en medio terrestre, como es el caso que estudiaremos, este sufre una atenuación en su amplitud con la distancia.

1.2 Atenuación, Absorción y Dispersión de la Onda Sísmica

En el análisis de señales sísmica se ha observado que la energía, y por consiguiente la amplitud, disminuye con la distancia. Teóricamente se considera que en condiciones de propagación ideales, ninguna debería desaparecer, sin embargo, en los resultados obtenidos en la práctica se observa que conforme la onda atraviesa diferentes medios, la energía asociada al movimiento ondulatorio es **atenuada** gradualmente hasta que finalmente desaparece.

Por otra parte, al fenómeno de la pérdida de la energía de una onda con respecto a la distancia se le conoce como **absorción** y se manifiesta como una modificación en la forma de las ondas por la atenuación de las componentes de alta frecuencia.

Norman Ricker ya en 1940 intuye que la energía producto de ondas sísmicas generadas por explosiones terrestres (dinamita) son "absorbidas" conforme se propagan por la tierra. Es así que Ricker a través de sus experimentos y posteriormente matemáticamente demuestra que:

"las vibraciones de altas frecuencias son absorbidas por el medio mientras que las vibraciones de bajas frecuencias se preservan" (Figura 1.2-1).

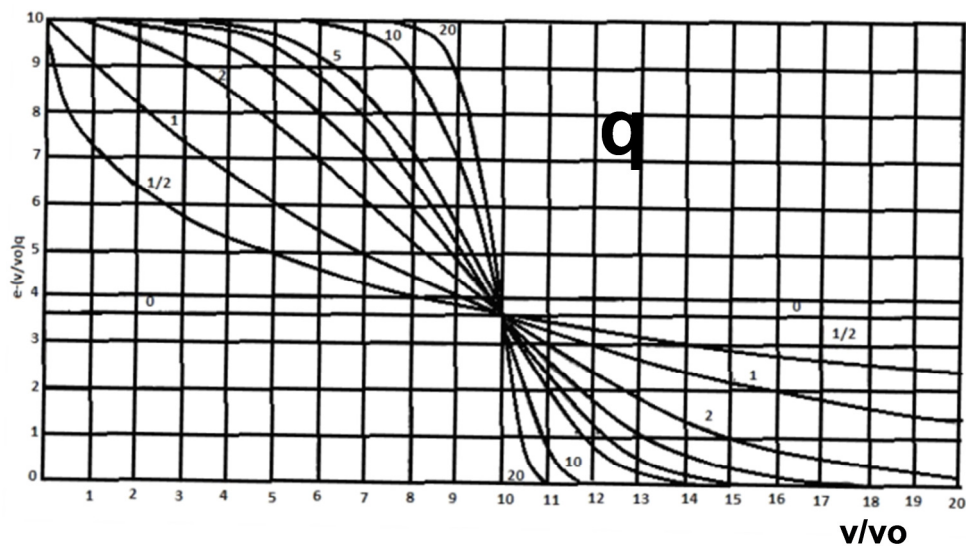


Figura 1.2-1 Espectro de absorción de la Tierra

(Ricker, 1940)

Ahora bien, imaginemos dicha señal sísmica compuesto por varios eventos, estos entonces se podrán analizar como un conjunto o grupo.

Este grupo se encontrará acotado por una **envolvente** (Fig. 1.2-2) (Hecht & Zajac, 1986) que también presenta las mismas características de una onda. Dicho conjunto se desplaza a una cierta velocidad y se le conoce como **velocidad de grupo**.

Conforme la energía se propaga, la cresta de la envolvente cambia de posición respecto a cada una de las crestas de los eventos internos. Estas adquieren su propia velocidad y a la cual se le conoce como **velocidad de fase** (Fig. 1.2-2).

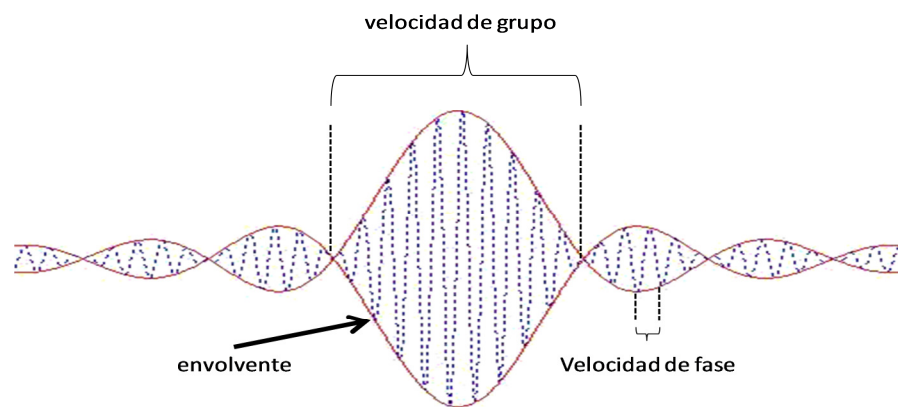


Figura 1.2-2 Velocidad de grupo y de fase

(Hecht & Zajac, 1986)

Ahora bien, si la velocidad de fase es la misma para todas las frecuencias, entonces la forma del evento se conserva. Es así que la velocidad de grupo será igual a la velocidad de fase.

Caso contrario, si la velocidad varía con la frecuencia, entonces la forma del evento cambia conforme se propague, y entonces la velocidad de grupo es diferente a la velocidad de fase.

Cuando esto sucede se dice que el medio es **dispersivo**.

Cuando la dispersión depende de la variación de una de las coordenadas, por ejemplo la profundidad, se le denomina **dispersión geométrica**. Cuando la dispersión depende de la variación de la frecuencia,

producto de los parámetros físicos que determinan la velocidad de la onda, se le denomina *dispersión material*.

1.3 Características Espectrales de una Señal, Fase Lineal y Fase Cero

Partiendo de la ecuación (1. 3-1) conocida como **Transformada de Fourier** de funciones periódicas $f(t)$ y de variable independiente t , la cual está dada en tiempo (segundos).

$$F(n) = \frac{1}{T_1} \int_{-T_1/2}^{T_1/2} f(t) e^{-jn\omega_1 t} dt \text{ para } n = 0 \pm 1, \pm 2, \pm 3$$

1.3-1

Siendo

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F(n) e^{jn\omega_1 t}$$

1.3-2

y

$$F(n) = \frac{1}{T_1} \int_{-T_1/2}^{T_1/2} f(t) e^{-jn\omega_1 t} dt$$

1.3-3

transformada de Fourier una de la otra.

Para separa la amplitud y la fase podemos expresar $F(n)$ dada en (1.3-3) como:

$$F(n) = \frac{1}{2} \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \exp \left[j \tan^{-1} \left(-\frac{b_n}{a_n} \right) \right]$$

1.3-4

Siendo el valor absoluto

$$|F(n)| = \frac{1}{2} \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$$

1.3-5

Y el ángulo de fase de $F(n)$

$$\theta_n = \tan^{-1} \left(\frac{b_n}{a_n} \right)$$

1.3-6

El valor absoluto de $F(n)$ expresado en (1.3-5) en función de n se le conoce como *espectro de amplitud* de $f(t)$ y (1.3-6) expresa el *espectro de fase* de $f(t)$.

Pero, ¿qué nos representan dichos espectros?

Los espectros son otra forma de representar una función en un nuevo dominio que es el de las frecuencias.

Cada valor $|F(n)|$ representa la amplitud de una componente sinusoidal, tendrá su correspondiente ángulo de fase θ_n . Éste ángulo de fase (figura 1.3-1) nos indica con qué ángulo o defasamiento entra la señal respecto al origen. Por lo tanto, al efectuar la suma de todas las funciones cosenoidales podremos reconstruir la función original.

Por otra parte, el espectro de amplitud (figura 1.3-1) representa la amplitud de cada componente sinusoidal como una función de la frecuencia.

"Dicho espectro es muy importante porque en él podemos observar la distribución de las amplitudes que constituyen a la función de interés, y por lo tanto, el rango de frecuencias en que se encuentra concentrada la mayor parte de energía de nuestra función" (Anguiano Rojas, 1996).

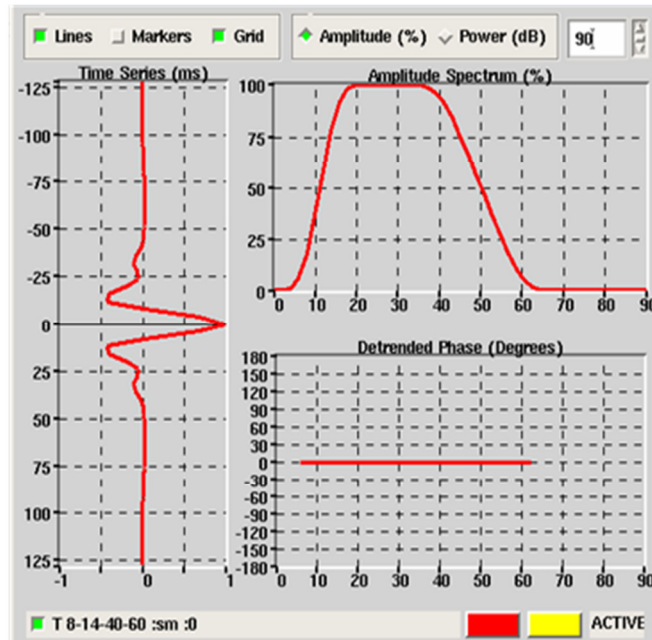


Figura 1.3-1 Serie de tiempo asociando su espectro de amplitud y de fase

(Landmark Graphics Corporation, 2000)

1.4 Registro Sónico

Las primeras herramientas sónicas fueron empleadas originalmente para determinar velocidades sísmicas. Estos registros de "velocidad" fueron ampliamente usados en la exploración petrolera y posteriormente se desarrolló su tecnología una vez descubierta la alta confiabilidad en la determinación de la porosidad de la formación.

En su forma más sencilla una herramienta sónica consiste de un transmisor que emite impulsos sónicos y un receptor que capta y registra los impulsos. El registro sónico es simplemente un registro en función del tiempo t , que requiere una onda sonora para atravesar aproximadamente 32 cm. de formación. Éste es conocido como tiempo de tránsito Δ_t . El tiempo de tránsito para una formación determinada depende de su litología y su porosidad.

Las herramientas sónicas (Figura 1.4-1) convencionales miden el inverso de la velocidad de las ondas compresionales, lentitud (Δ_t) y es expresada en $\mu\text{s}/\text{ft}$.

La propagación del sonido en un pozo es un fenómeno complejo que está regido por las propiedades mecánicas de ambientes acústicos diferentes. Estos incluyen la formación, la columna de fluido del pozo y la misma herramienta de registro.

El sonido emitido del transmisor choca contra las paredes del agujero. Esto establece ondas de compresión y de cizallamiento dentro de la formación, ondas de superficie a lo largo de la pared del agujero y ondas dirigidas dentro de la columna de fluido.

El primer arribo u onda compresional es la que ha viajado desde el transmisor a la formación como una onda de presión de fluido, se refracta en la pared del pozo, viaja dentro de la formación a la velocidad de onda compresional de la formación y regresa al receptor como una onda de presión de fluido.

La onda de cizallamiento es la que viaja del transmisor a la formación una onda de presión de fluido, viaja dentro de la formación a la velocidad de onda de cizallamiento de la formación y regresa al receptor como una onda de presión de fluido.

La onda de lodo (no muy evidente en estos trenes de onda) es la que viaja directamente del transmisor al receptor en la columna de lodo a la velocidad de onda de compresión del fluido del agujero. La onda *Stoneley* es de gran amplitud y viaja del transmisor al receptor con una velocidad menor a las ondas de compresión en el fluido del agujero. La velocidad de la onda *Stoneley* depende de la frecuencia del pulso de sonido, el diámetro del agujero, de la velocidad de cizallamiento de la formación, de las densidades de la formación, del fluido y de la velocidad de a onda de compresión en el fluido.

Hay tres herramientas sónicas en uso: el BHC ó registro sónico compensado, el LLS ó registro sónico de espaciamiento largo y la herramienta de arrastre sónico.

Las velocidades de viaje de los registros sónicos dependen de:

En formaciones sedimentarias la velocidad del sonido depende de muchos parámetros; principalmente de la matriz de la roca (arena, caliza, dolomía) y de la distribución de la porosidad.

La porosidad disminuye la velocidad del sonido a través de la roca y en consecuencia incrementa el intervalo de tránsito Δ_t

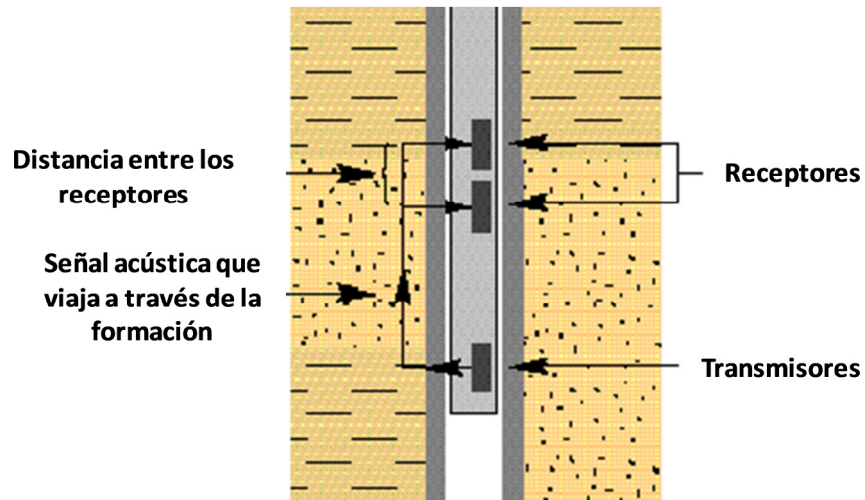


Figura 1.4-1 Representación esquemática de la herramienta sónica-dipolar

(Marketing Communications, Slb, 2004)

Los principales usos de dicha herramienta son:

Proporcionar un historial de velocidades sísmicas o tiempo de tránsito en la formación.

Proveer de información que pueda ser empleada en la generación y calibración de sismogramas sintéticos.

- Determinación de datos de porosidad.
- Correlación estratigráfica.
- Identificación de litologías.
- Reconocimiento de facies.
- Identificación de fracturamiento.

entre otros.

1.5 Registro de Densidad

Este tipo de sonda se caracteriza por poseer una fuente radioactiva, que se aplica a la pared del agujero en un cartucho deslizable (Figura 1.5-1), emite a la formación rayos gamma de mediana energía. Se

puede considerar a estos rayos gamma como partículas de alta velocidad que chocan con los electrones en la formación. Con cada choque, los rayos gamma pierden algo de su energía, aunque no toda, la ceden al electrón y continúan con energía disminuida. Esta clase de interacción se conoce como efecto Compton. Los rayos gamma dispersos que llegan al detector, que está a una distancia fija de la fuente, se cuentan para indicar la densidad de la formación.

El número de colisiones del efecto Compton está directamente relacionado con el número de electrones de la formación. En consecuencia, la respuesta de la herramienta de densidad está determinada esencialmente por la densidad de los electrones (número de electrones por centímetro cúbico) de la formación. La densidad de los electrones está relacionada con el volumen de densidad real ρ_b , que a su vez depende de la densidad del material de la matriz de la roca, la porosidad de la formación y la densidad de los fluidos que llenan los poros.

Para minimizar la influencia de la columna de lodo, la fuente deslizable y el detector están cubiertos. Las ranuras de las cubiertas se aplican contra la pared del agujero por medio de un brazo excéntrico. La fuerza ejercida por el brazo y el diseño en forma de arado del patín, le permiten cortar a través de enjarres suaves. Se requiere una corrección cuando el contacto entre el cartucho y la formación no es perfecto (cuando hay enjarre o irregularidades en la pared del agujero). En condiciones desfavorables esta corrección puede ser bastante grande. Si sólo se utiliza un detector; no es fácil determinar la corrección ya que depende del espesor, del peso e incluso de la composición del enjarre o del lodo interpuesto entre el cartucho y las formaciones.

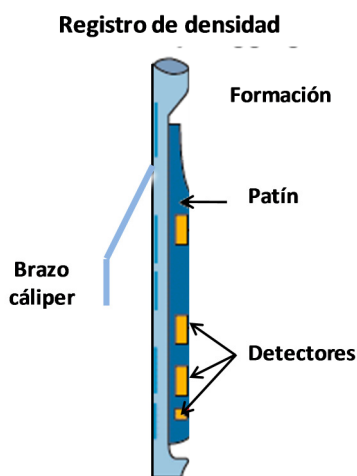


Figura 1.5-1 Representación esquemática de la herramienta SDL

(Halliburton, 2013)

El registro de porosidad densidad puede ser colocado en una pista junto con el registro de porosidad neutrón.

Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Otros usos incluyen identificación de minerales en depósitos de evaporitas, detección de gas, determinación de la densidad de hidrocarburos, evaluación de arenas con arcilla y de litologías complejas, determinación de producción de lutitas con contenido de aceite, cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánicas de las rocas.

1.6 Perfil Sísmico Vertical (PSV o VSP)

Un perfil sísmico vertical o VSP (por sus siglas en inglés *Vertical Seismic Profile*) es una técnica sísmica que mide ondas acústicas entre un pozo y la superficie. Dicha técnica es considerada una disciplina especializada, aunque de alguna manera es una extensión de la sísmica de superficie.

En la sísmica de superficie, los sismo-detectores se encuentra alineada sobre a la superficie del área de interés, mientras que en la técnica de *VSP* se encuentra situada sobre un pozo que define dicha área de interés (Figura. 1.6-1)

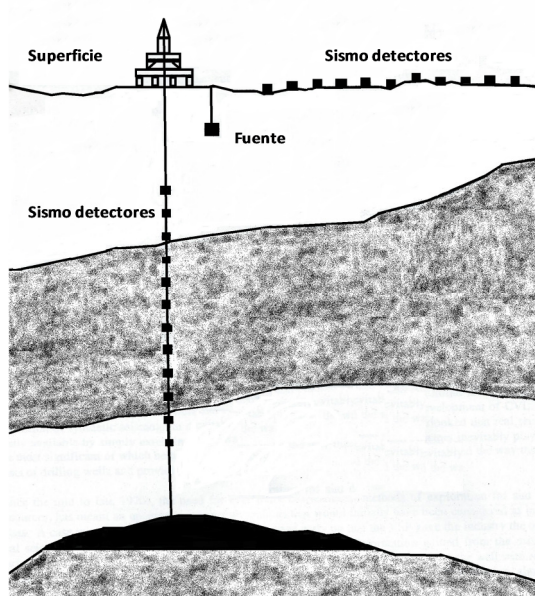


Figura 1.6-1 Geometría de los arreglos de sísmica de pozo y sísmica de superficie

(CGG Borehole Services Division, 1996)

La configuración básica aquí mostrada muestra las diferencias entre ambas geometrías o arreglos.

El *VSP* presenta considerables ventajas sobre la sísmica de superficie, una de estas ventajas es la resolución que presenta. De hecho, debido a esa gran resolución, se obtienen datos en la vecindad del pozo y que no puede ser observada con la sísmica convencional. Por otra parte, la información procedente de un *VSP*, es de gran utilidad en la correlación de la estratigrafía del subsuelo

En el presente trabajo se empleará información de procedente de dicha técnica para lograr la calibración entre la sísmica en tiempo y los registros en profundidad.

Principios Básicos

A diferencia de un sismo-detector de superficie, un geófono posicionado en un pozo registra el movimiento debido a la energía proveniente directamente de la fuente y por debajo del mismo geófono, esto debido a las reflexiones.

Estas dos clases de eventos se observan en la figura 1.6-2. En ella se ilustra un arreglo muy sencillo de dos interfaces y el patrón de arribos de la señal producto de un *VSP*.

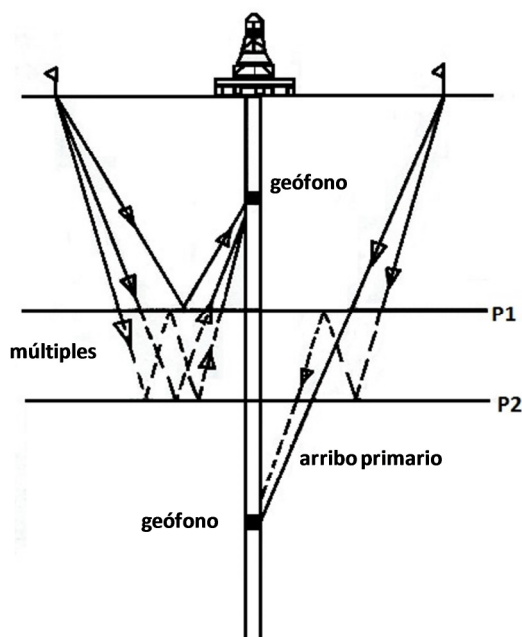


Figura 1.6-2 Diagrama de arribos generado a partir de un Perfil sísmico Vertical

(CGG Borehole Services Division, 1996)

Como podemos observar en la figura anterior, existen arribos de la señal sísmica que son registrados directamente en los geófonos, a dichos eventos los denominaremos "primarios". Por otra parte, se presentan eventos secundarios o "múltiples", estos eventos son el resultado de diversas reflexiones en la o las interfaces antes de ser captados por el geófono.

Fuentes

Vibradores:

Existe una gran variedad de vibradores tales como *VibroseisTM* (Trademark of Conoco, Inc.) que son empleados en la industria petrolera. Este tipo de fuentes son muy usados ya que tienen la facilidad de ser trasladados de una localización a otra como fuente de un perfil sísmico vertical, por otra parte, se puede regular las frecuencias en función de la resolución y los objetivos perseguidos para los estudios de *VSP*. Es así, que los vibradores son la fuente de energía por excelencia para la adquisición de *VSP's*.

El *VibroseisTM*, a diferencia de la dinamita, requiere de suministrar a la superficie del subsuelo una cantidad de energía, misma que será transmitida al subsuelo en forma de ondas. Al conjunto de oscilaciones se le conoce como *barrido* mientras que la duración de dicho barrido se le conoce como *longitud del barrido*. Finalmente al tiempo total en que se registra la información del subsuelo se le conoce como *longitud de grabación*.

Pistolas de Aire (Weatherford, 2012):

Este tipo de fuente se caracteriza por la liberación de un volumen específico de aire a muy alta presión en un fluido (de aquí proviene el nombre de *pistola*) que por lo general es agua. Es así que este tipo de fuente, es muy común en la adquisición de *VSP's* en zonas marinas.

Cuando se dispara la pistola de aire, se libera una burbuja de la cámara principal y la rápida expansión de dicha burbuja genera un frente de onda sísmica (Figura 1.6-3) (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2009)

Entre las ventajas de emplear este tipo de fuente encontramos:

- Sistemas pequeños y compactos de fácil transportar.

- Reducción de los costos de operación.
- Empleo de grupo de pistolas generando un amplio espectro de frecuencias.
- Permite al operador modificar el contenido de frecuencia de la pistola para ajustar a la resolución y necesidades del estudio que se realiza.

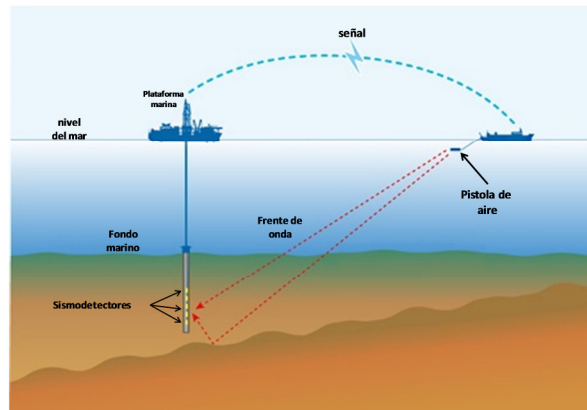


Figura 1.6-3 Esquema de una adquisición de VSP marino empleando pistolas de aire como fuente

(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2009)

Pese a la gran cantidad de información geológica que se puede obtener de un estudio de VSP y por su gran resolución, la técnica del Perfil Sísmico Vertical está lejos de ser una práctica común debido a su enorme costo e inversión de tiempo en la adquisición.

Algunas de las aplicaciones más comunes del VSP tenemos:

- Mediante la curva de velocidad (Figura 1.6-4) obtenida a partir de un VSP se pueden ajustar, posicionar y/o validar en profundidad registros geofísicos de pozo.
- Proporciona datos precisos para la calibración con la sísmica de superficie. Esto a través de los sismogramas sintéticos derivados de los registros sísmicos. Adicionalmente, la información de un VSP no es sensible a las condiciones de los pozos tales como zonas lavadas (*washout*).
- Separación de las reflexiones primarias de la de múltiples.
- Un perfil sísmico vertical pueden ser empleados para corregir y validar sismogramas sintéticos mismos que serán usados en la construcción de modelos de velocidades.
- Proporciona información valiosa de las amplitudes, funciones de decaimiento.

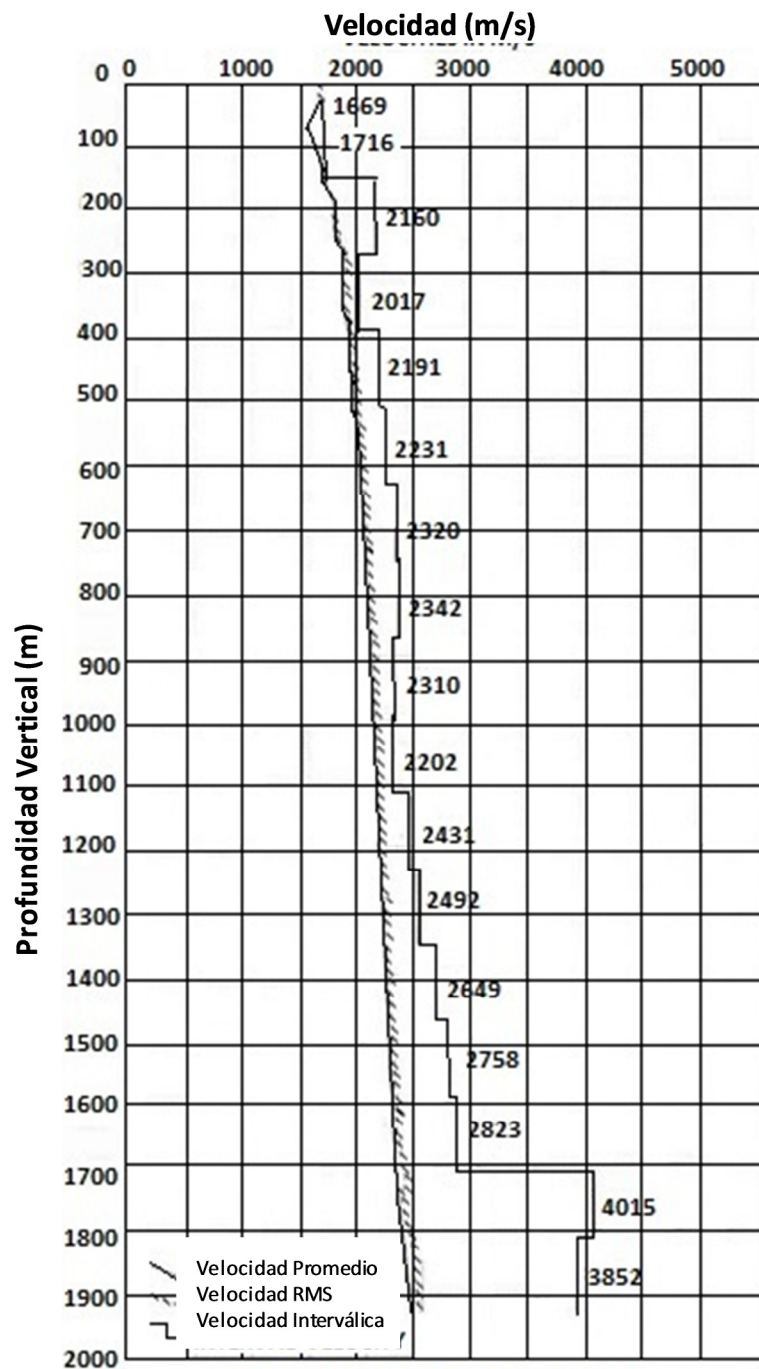


Figura 1.6-4 Curva de velocidades pozo RP-6

(PEMEX, Exploración y Producción, 1976)

1.7 Checkshot

El *checkshot* es considerado el método más simple y directo de obtener información del subsuelo. Éste consta de una fuente fija en la superficie muy cercano al pozo o en su vecindad y un solo receptor o geófono

El geófono es desplazado hasta el fondo del pozo. Una vez situado en el punto de interés se genera disparos que pueden ser mediante donaciones de dinamita, esta viaja en forma de señal, misma que es registrada. Al primer arribo o registro en el geófono de dicha señal se le denomina registro en tiempo sencillo (*one-way time*). A continuación se desplaza el receptor a otro punto de interés más somero y se detona la fuente una vez más. Este proceso se repite tantas veces como sea necesario o niveles de interés se tenga en el pozo. En la figura 1.7-1 se muestra esquemáticamente un arreglo simple de un *checkshot*.

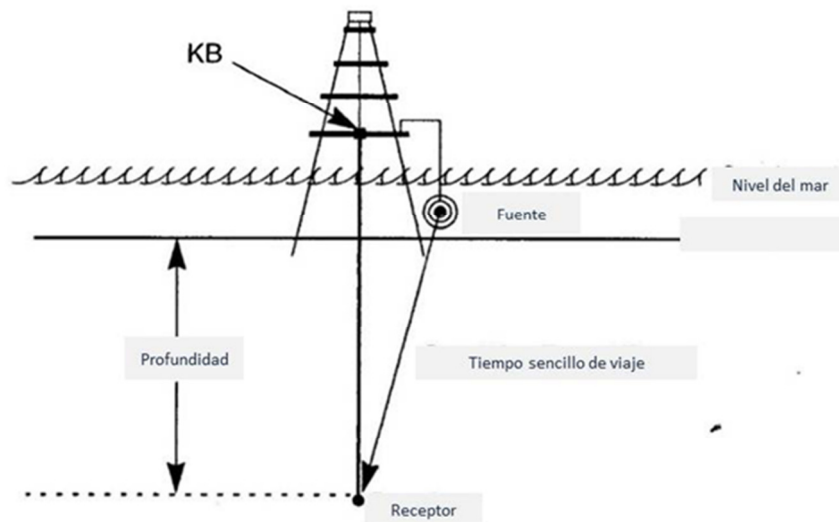


Figura 1.7-1 Esquema de una arreglo para *checkshot*

(Landmark Graphics Corporation, 2000)

Para muchos, el *checkshot* es la forma más simple de un *VSP*.

En ambos caso, ya sea *VSP* o *checkshot* se obtiene una curva grafica de los primeros arribos de la señal registrados en los geófonos (*curva tiempo- profundidad*) (Figura 1.7-2) que es utilizado para validar la información proveniente de los registros geofísicos de pozo en particular el registro sónico debido a posibles problemas en el pozo tales como derrumbes. Por otra parte, y derivada de dicha curva tiempo-

profundidad se puede determinar las velocidades en un intervalo de interés en el subsuelo, es decir, la velocidad entre dos estratos u horizontes. A dicha velocidad se le conoce como velocidad *interválica* o *de intervalo*.

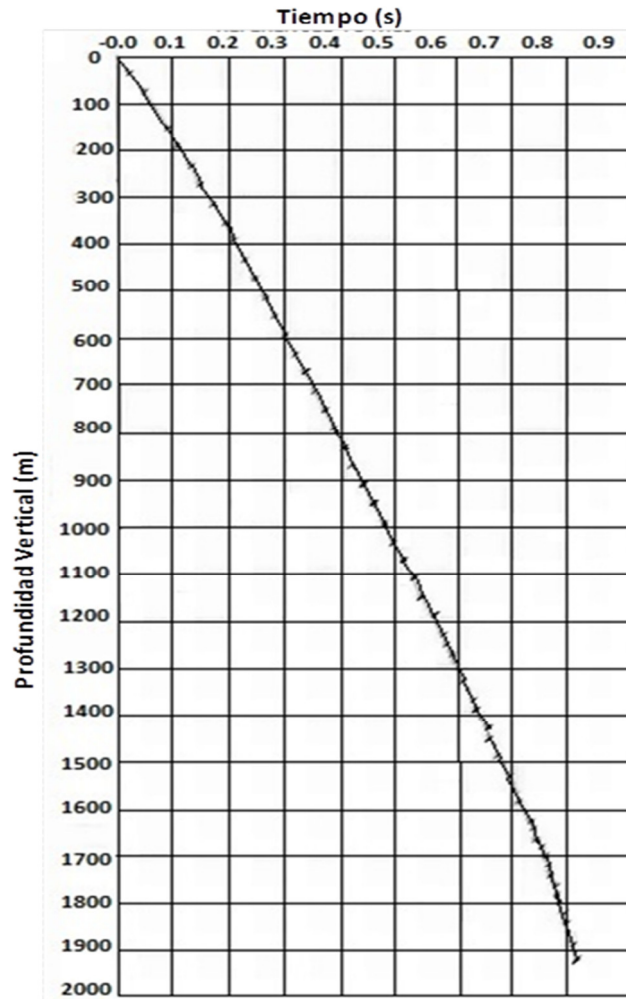


Figura 1.7-2 Curva tiempo-profundidad del pozo RP-6

(PEMEX, Exploración y Producción, 1976)

Con base en lo anterior, podemos dar paso al fundamento teórico de la generación de sismogramas sintéticos.

2 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS

"Desafortunadamente

la respuesta del subsuelo no son spikes

sino pulso con duración finita en tiempo llamados

ondícula"

Christopher L. Liner

2.1 Convolución y Modelo Convolutivo de la Tierra

La integral de la convolución se define como (Kulhánek, 1976):

$$s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} e(\tau) h(t - \tau) d\tau = e(t) * h(t)$$

2.1-1

Este concepto es muy importante para entender el modelo convolutivo de la tierra, el cual no permite entender y describir el comportamiento físico a partir de un modelo constituido por sistemas lineales que se convolucionan como:

$$s(t) = e(t) * h(t) + n(t)$$

2.1-2

En donde el sismograma sintético $s(t)$

$e(t)$ = ondícula sísmica

$h(t)$ = respuesta al impulso

$n(t)$ = ruido ambiental

Ahora bien, los sismogramas sintéticos han sido por muchos años, una herramienta ampliamente usada en la prospección sísmológica y en especial en la industria petrolera.

Ricker propuso que una onda producto de una explosión en un medio idealizado, es decir sin absorción ni atenuación de la energía, tendría que propagarse sin ningún cambio en la forma de la onda y tendría que ser detectada o recibida con la misma forma de onda (Fig.2.1-1).

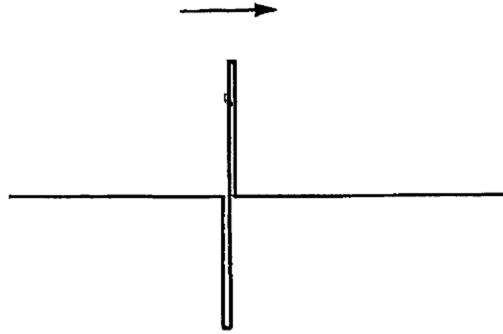


Figura 2.1-1 Onda idealizada producto de un pulso

(Ricker, 1940)

Entonces, en un caso idealizado del subsuelo, Norman Ricker nombra a la sucesión o tren de esos mismos pulso como "***sismograma sintético***" (Figura 2.1-2).

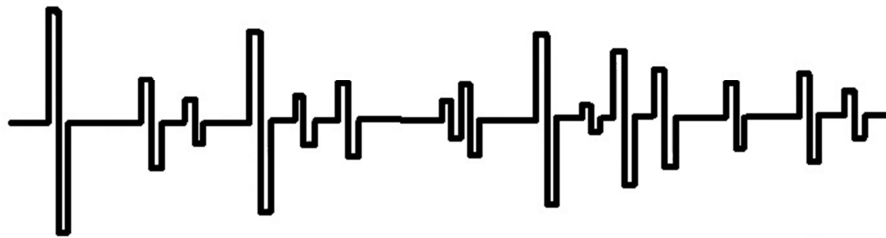


Figura 2.1-2 Sismograma idealizado producto de un tren de pulsos

(Ricker, 1940)

Lamentablemente esta respuesta del subsuelo no es el tipo de señal que se obtiene de la propagación de ondas sísmicas sino señales tales como el que se muestra en la figura 2.1-3.

Citando a Liner:

"Desafortunadamente la respuesta del subsuelo no son spikes sino pulso con duración finita en tiempo llamados ondícula"



Figura 2.1-3 Sismograma obtenido a partir de la respuesta del subsuelo.

(Ricker, 1940)

Por otra parte, Ricker propuso una ondícula teórica simétrica a la cual nombró "Pulso u ondícula de Ricker" (Figura 2.1-4), el cual se aproxima bastante a los resultados experimentales y que tiene las características que se muestran (Del Valle).

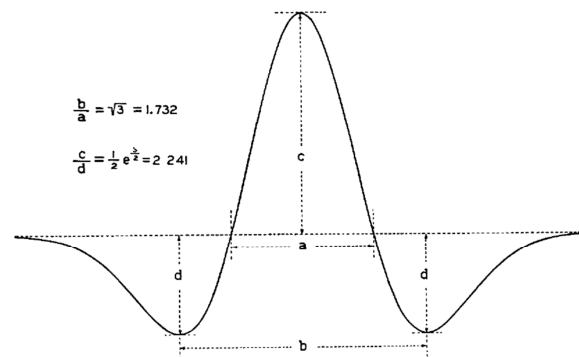


Figura 2.1-4 Pulso u ondícula de Ricker

(Ricker, 1940)

Matemáticamente podemos definir una ondícula como la sumatoria de muchas curvas cosenoidales (Figura 2.1-5), y tan solo uno de esos cosenos lo expresada como:

$$\cos(n\omega t)$$

2.1-3

Donde ω es la frecuencia en Hz y t es tiempo en segundos.

En la figura 2.1-5 se muestra una serie de funciones cosenoidales con frecuencias de 1, 2, 3 y 4 Hz. La curva de 1 Hz es la que presenta un periodo más amplio y conforme se incrementa la frecuencia dicha periodo disminuye. Las ondículas que se muestran en la parte inferior de la figura 2.1-5 son el resultado de la sumatoria de las cuatro curvas anteriores, siendo la frecuencia dominante definida por:

$$f_{dom} = \frac{f_1 + f_2}{2} = \frac{1 + 4}{2} = 2.5 \text{ Hz}$$

2.1-4

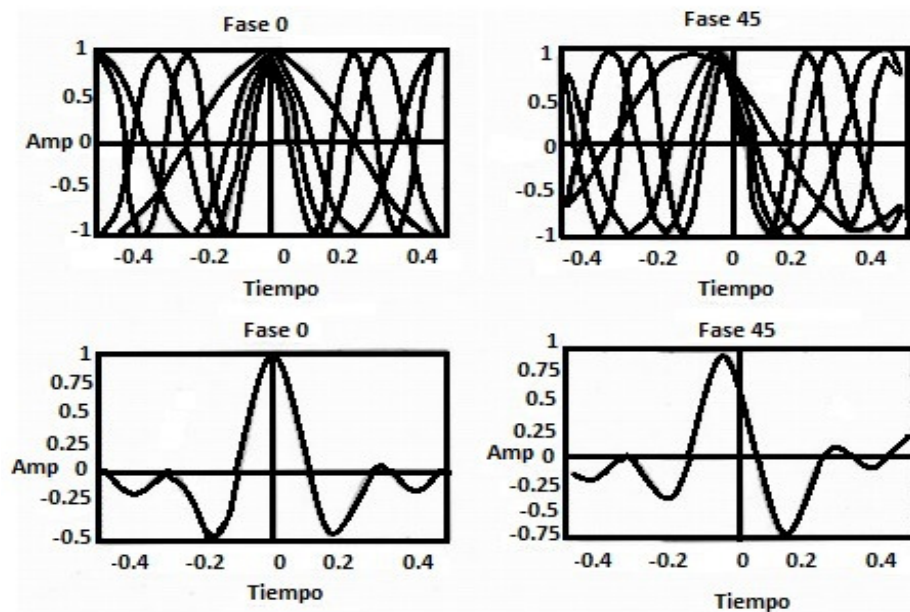


Figura 2.1-5 Ondícula a diferentes frecuencias

(Liner, Elements of 3-D Seismology, 2004)

Si a la ecuación 2.1-2 anexáramos a_n donde está representando la amplitud de tal forma que nuestra expresión fuera

$$a_n \cos(n\omega t)$$

2.1-5

Esta técnica se ha empleado para simular la respuesta del subsuelo a partir de registros geofísicos de pozo mediante los cuales es generada una traza sísmica y la cual será comparada con una o un conjunto de trazas adquiridas en forma convencional.

La relación entre los rasgos geológicos provenientes de los registros geofísicos de pozo tales como la densidad y la velocidad del medio con asociados mediante su producto. Dicho productos en forma puntual, es decir, el producto uno a uno de ambos registros nos generan el valor de impedancia del medio y expresada por:

$$I = v\rho$$

2.1-6

Donde,

I es el valor de impedancia

v que es la velocidad de propagación

ρ la densidad de ese mismo medio.

Por lo tanto, la curva de impedancia (Ecu. 2.1.5) se encuentra representada por la gráfica continua de dichos valores de impedancia (Figura 2.1-6).

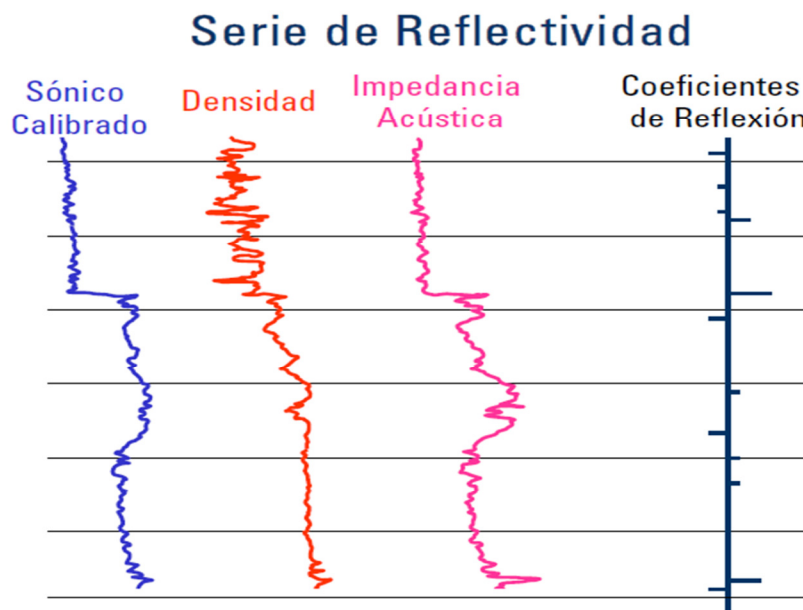


Figura 2.1-6 Serie de reflectividad

(Schlumberger, 2003)

Por otra parte, los coeficientes de reflexión o serie de reflectividad (Figura 2.1-6) se encuentran expresados por:

$$Cr = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1}$$

2.1-7

o bien

$$Cr = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}$$

2.1-8

2.2 Coeficiente de Reflexión y la Convolución

Una vez obtenidos los coeficientes de reflexión, estos serán convolucionados con una ondícula. En la mayoría de los casos, dicha ondícula es de fase cero como se mencionará más adelante en este mismo capítulo (Wood, 1982). Es así, que el resultado de dicha convolución genera un registro continuo de coeficientes de reflexión en forma de "ondículas" tal como se muestra en la figura 2.2-1.

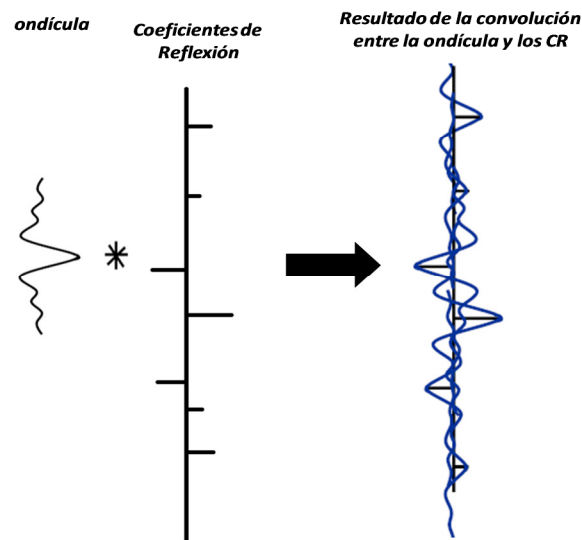


Figura 2.2-1 Resultado obtenido de la convolución de los Coeficiente de Reflexión y la Ondícula

(Schlumberger, 2003)

En la práctica, dicho resultado es mucho más complejo debido a principalmente a que el resultado se obtiene de la interacción entre varios coeficientes de reflexión (Figura 2.2-2) lo que provoca que varios

de los coeficientes de reflexión queden expresados en una sola ondícula producto de la adición entre ambos eventos o bien su cancelación.

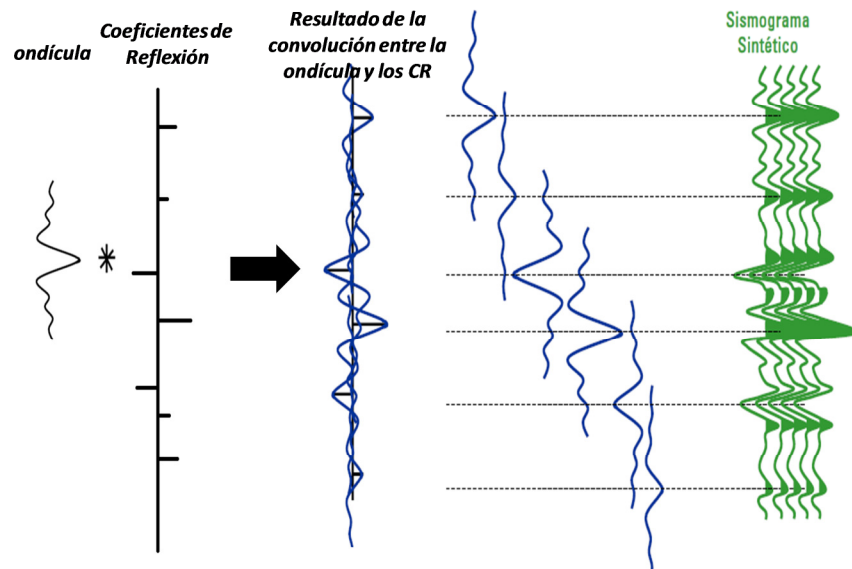


Figura 2.2-2 Sismograma Sintético

(Schlumberger, 2003)

La amplitud de las ondículas resultantes en el sismograma sintético no siempre suponen una mayor importancia en los eventos o un contraste más fuerte en las impedancias, sino que son el resultado como ya mencionamos, de la superposición de varios eventos que al ser sumados o cancelados aumentan o disminuyen dicha amplitud.

A continuación (Figura 2.2-3) se muestran varios casos sencillos en los cuales se muestran la relación de la adición o cancelación de los coeficientes de reflexión y el resultado en el sismograma sintético.

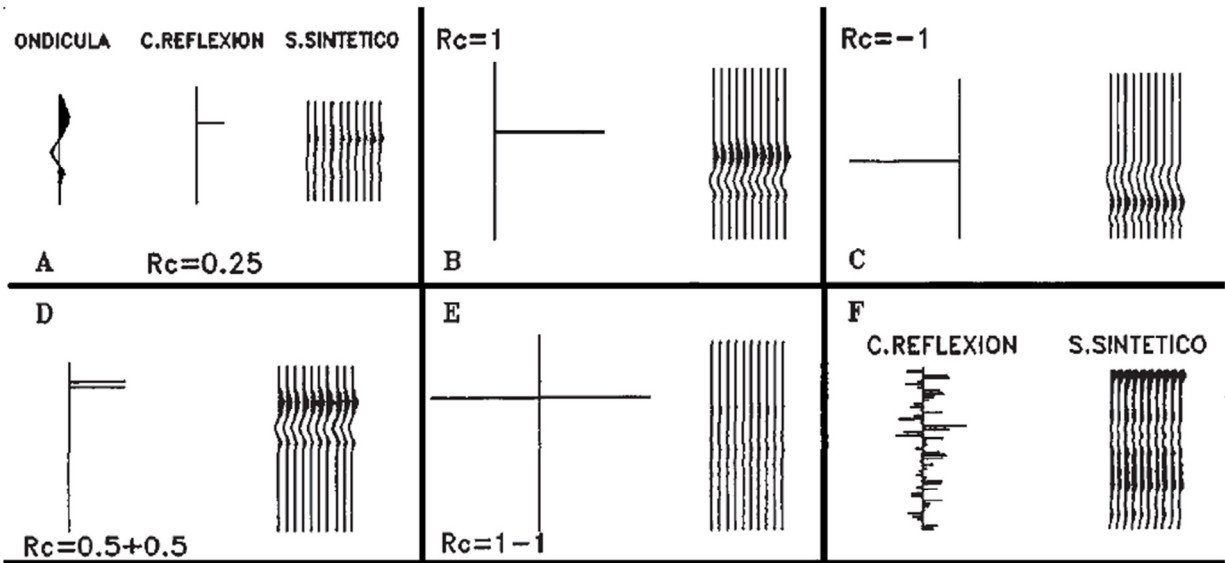


Figura 2.2-3 Relación entre los coeficientes de reflexión y una ondícula.

(Martínez, 1996)

El carácter geológico es un factor muy importante en la generación del sismograma sintético, es decir, entre más claras sean las variaciones de la litología del medio, estas por consiguiente se verán reflejadas en las variaciones de la densidad y/o velocidad mejorando significativamente las expresiones del sismograma sintético. De tal forma que en la presencia de cambios graduales en la litología pueden pasar desapercibidos o ser poco visibles al calcular la impedancia y por consiguiente los coeficientes de reflexión.

Si bien es cierto que los coeficientes de reflexión reflejan cambios en la velocidad y densidad del medio, dichos cambios no deben ser asociados únicamente a esto dos factores. Los cambios litológicos, estratigráficos, de sepultamiento también pueden alterar el resultado de la serie de reflectividad.

Es así que cualquier alteración interna del comportamiento mecánico de las rocas tales como la porosidad, fracturamiento, contenido de fluido, compactación entre otros factores, alteran el resultado obtenido en un sismograma sintético.

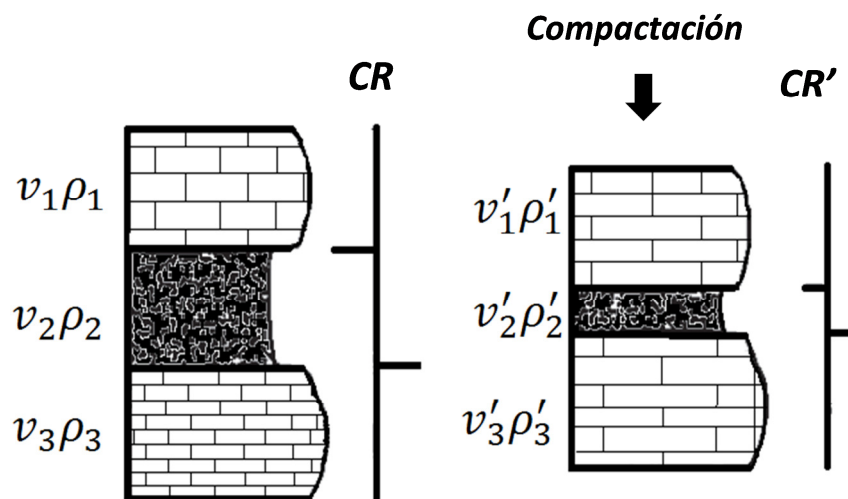


Figura 2.2-4 Efecto de compactación

En la figura 2.2-4 se puede observar el efecto de compactación en los coeficientes de reflexión.

Como ya mencionamos anteriormente, la traza sintética está definida por una ondícula convolucionada con los coeficientes de reflexión.

2.3 Selección de Ondícula

Uno de los pasos más delicados en la generación de un sismograma sintético es la adecuada elección de la ondícula con la cual se convolucionará los coeficientes de reflexión. Es así, que de la correcta elección de dicha ondícula dependerá el resultado final de la traza sintética la cual será comparada con la o las trazas coincidentes en la posición de interés.

Si bien es cierto que hoy día existe software comercial que permite elegir entre varios tipos de *ondículas*, también se tiene la posibilidad del uso de *filtros* definidas por el usuario (Ryan, 1994).

Ricker

Las ondículas de Ricker con la geometría mostrada en la figura 2.3-1 se caracterizan por tener un lóbulo central y dos lóbulos de menor tamaño a los costados. Este tipo de ondículas es definido por una sola frecuencia (Ryan, 1994) como se muestra en la figura 2.3-1 y expresada por:

$$\text{Amplitud de la ondícula de Ricker} = \frac{0.7797}{f}$$

2.3-1

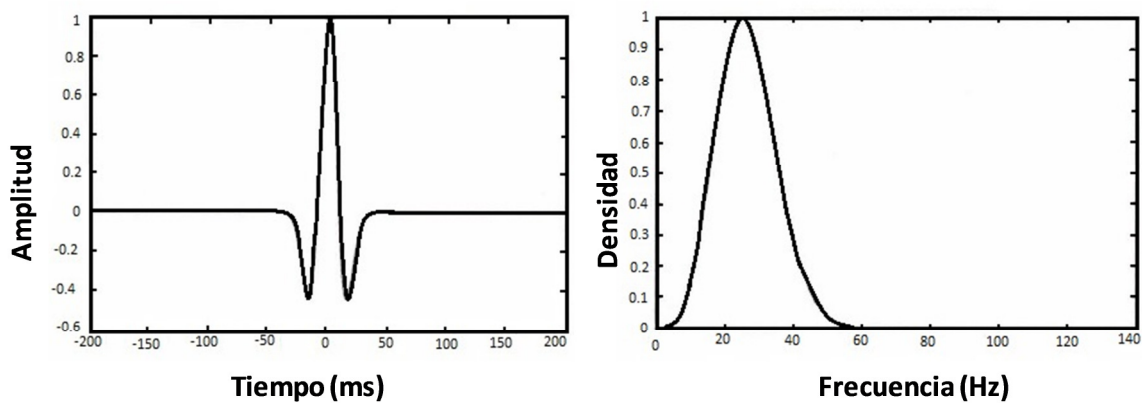


Figura 2.3-1 Ondícula de Ricker a 25 Hz y su espectro asociado

(Ryan, 1994)

Ormsby

Aunque por muchos considerado como un tipo de filtro, este tipo de ondícula posee una forma trapezoidal la cual podemos observar en su espectro de frecuencia (Figura 2.3-2). Se caracteriza por tener numerosos lóbulos laterales al lóbulo central a diferencia de Ricker que solo posee dos lóbulos laterales.

Este tipo de ondícula requiere cuatro frecuencias para ser definida, mismas que serán empleadas para denominar al filtro (un ejemplo es 5-10-40-45 Hz). Dichas frecuencias (f_1 , f_2 , f_3 y f_4) se les conoce como *frecuencias de corte*.

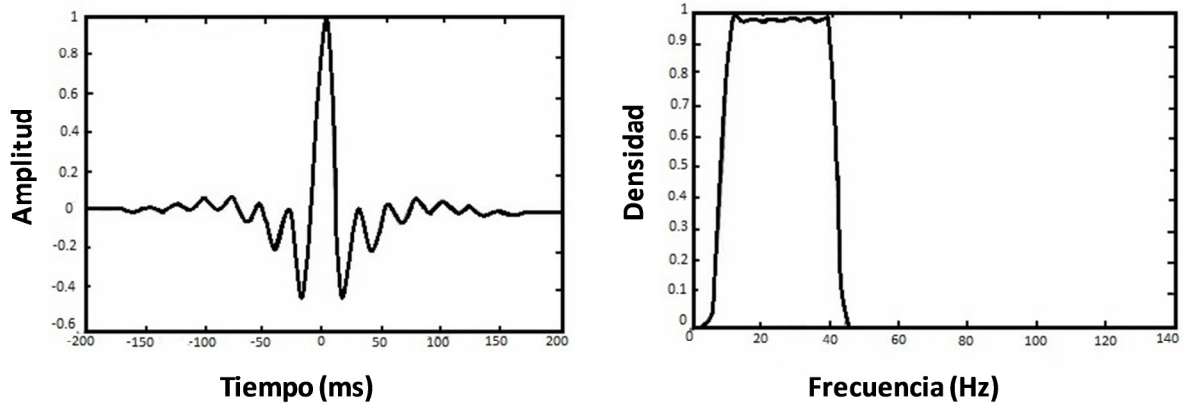


Figura 2.3-2 Ondícula de Ormsby 5-10-40-45 Hz y espectro asociado

(Ryan, 1994)

Klauder

Al igual que Ricker y Ormsby, la ondícula de Klauder es simétrica sobre una línea vertical que atraviesa el lóbulo central (Figura. 2.3-3-B). Este tipo de ondícula representa la autocorrelación de un barrido lineal que se emplea específicamente en los *Vibroseis*TM. Dicha ondícula está definida por la frecuencia inicial y final, la duración del barrido siendo su expresión matemática:

$$K(t) = \frac{\text{Sen}[(L - t)B] \cos(Pt)}{BL}$$

2.3-2

donde

$$P = \pi(f_1 + f_2)$$

$$A = \frac{\pi(f_2 + f_1)}{L}$$

$$B = At$$

f_1 y f_2 son las frecuencias de inicio y fin respectivamente del barrido del *Vibroseis*TM

L es la duración del barrido

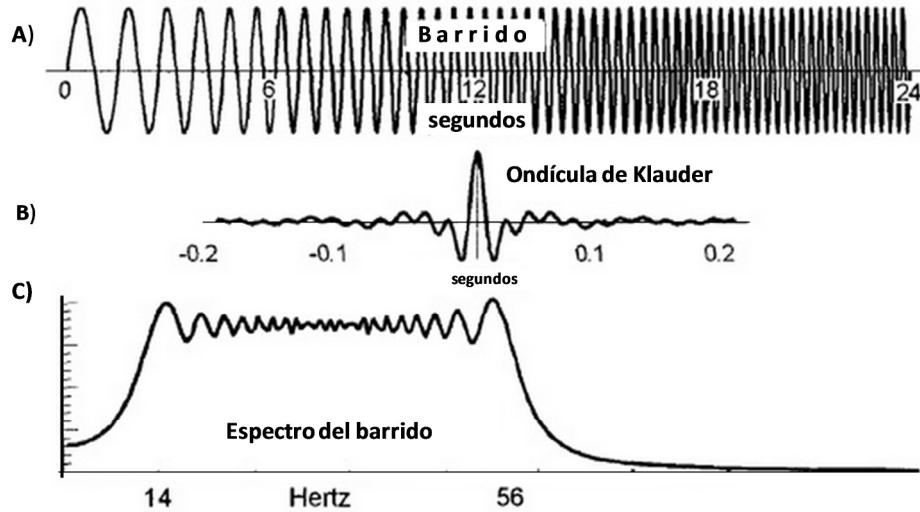


Figura 2.3-3 Ondícula de Klauder en conjunto con el barrido y espectro asociado

(Costain & Çoruh, 2004)

Butterworth

Este famoso filtro es un claro ejemplo de un filtro con características ideales en el dominio de las frecuencias.

Una de las características más evidentes de los filtros Butterworth (Figura 2.3-4) es que presentan fase mínima, es decir, el filtro Butterworth inicia a un tiempo cero, mientras que los filtros anteriores (Ricker, Ormsby y Klauder) presentan su máxima amplitud en $t=0$.

En éste tipo de filtro requiere cuatro parámetros que son f_1 y f_2 como las frecuencias, inferior y superior respectivamente seguido de las frecuencias de *corte*. Dichas frecuencias pueden ser expresadas ya sea como el orden " n " que sería el orden del filtro Butterworth; o bien, en términos de "*decibeles/octavas*"

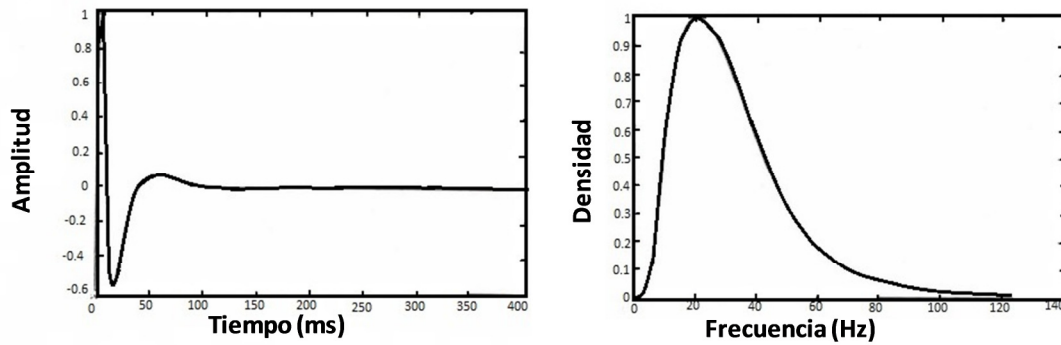


Figura 2.3-4 Ondícula Butterworth 10-40 Hz y espectro asociado

(Ryan, 1994)

2.4 Fase

En el capítulo anterior se mencionó que el ángulo de fase nos indica con qué ángulo o defasamiento entra la señal al medio. Dicho defasamiento nos indica un desplazamiento o retardo de la señal. (Véase apartado 1.3 Características Espectrales de la Señal). En la figura 2.4-1 se muestra en color rojo la construcción de una onda iniciando con un ángulo de fase de 0° , mientras que la onda en color azul es el resultado de un defasamiento a 90° .

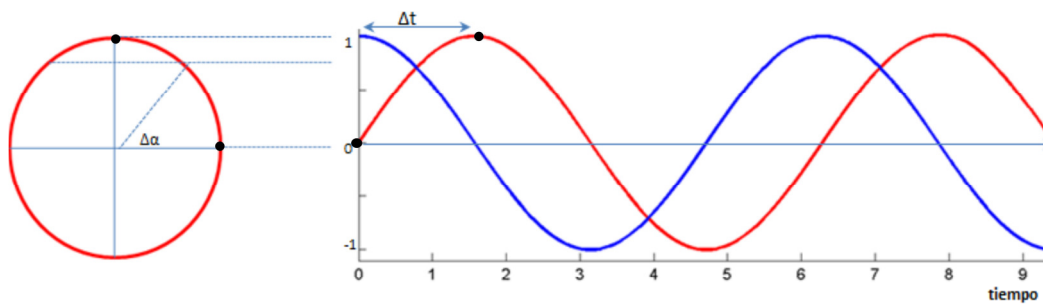


Figura 2.4-1 Efecto de rotación de fase a 90°

Las fases de 180° ó -180° es comúnmente llamada polaridad inversa o Europea, sin embargo, es importante auxiliarnos con los coeficientes de reflexión para no caer en confusión con la polaridad americana o europea que mencionaremos más adelante.

La fase a 90° suele ser muy peligrosa si no se detecta. Esto es debido a que la respuesta de capas delgadas como se ve en fase cero puede ser indistinguible en fase a 90° , es decir, muchos eventos se pueden enmascarar por dicha rotación.

Se tienen varias razones para preferir la fase cero (0°) tales como:

- La ondícula es simétrica y con la mayor parte de la energía concentrada en el lóbulo principal, dicha energía se ve minimizada en los lóbulos laterales.
- Es simétrica lo cual es una característica óptima para la obtención de una buena resolución vertical.

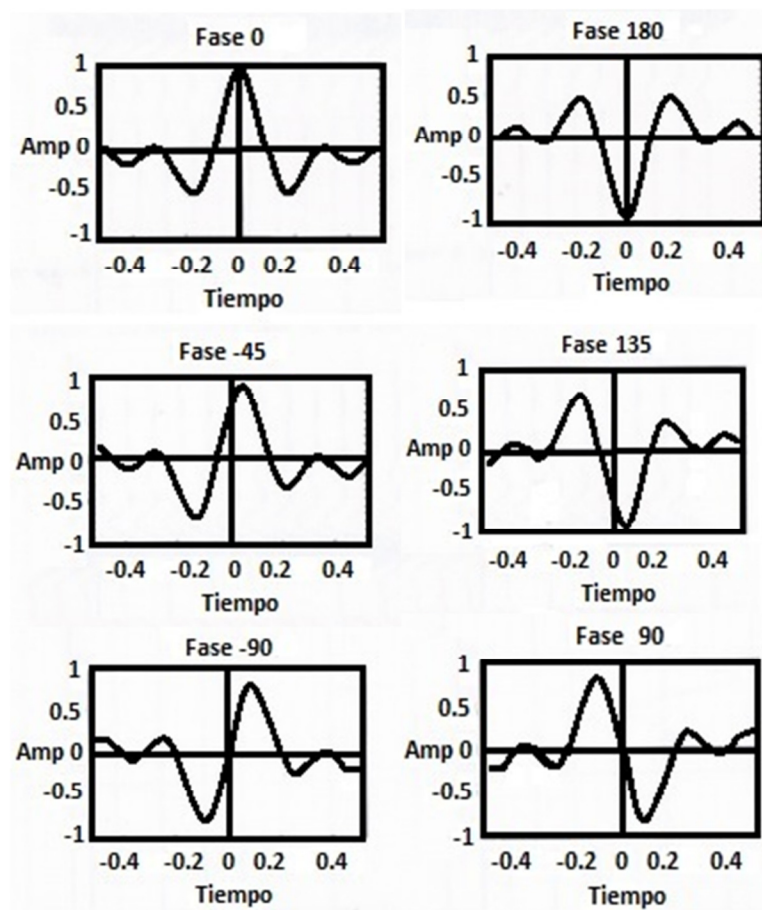


Figura 2.4-2 Ondícula rotada entre 0° y 180°

(Liner, 1999)

- La forma de la ondícula minimiza la ambigüedad al asociar diversas formas de onda con interfaces en el subsuelo (Figura 2.4-2).

- La máxima amplitud se encuentra situada en la posición del coeficiente de reflexión y por lo tanto en el máximo valor de la amplitud al momento de interpretar reflectores.
- La máxima amplitud ocurre en el centro de la forma de onda.

Si la fase que posee la sísmica no es cero, pero es identificada, es posible corregirla como veremos más adelante y no generar problemas en la identificación de los eventos.

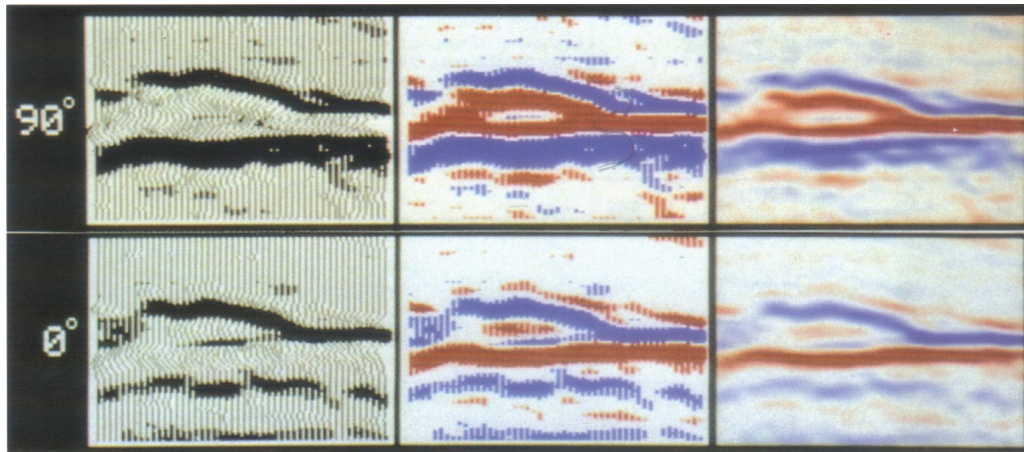


Figura 2.4-3 Efecto de distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase

(Brown, 2003)

Hoy día, el adecuado procesamiento de los datos sísmicos ocupa un papel preponderante en la interpretación sísmica especialmente para aquellos profesionales de ciencias de la tierra quienes se dedican a la interpretación y que persiguen objetivos estratigráficos. Es por ello, que el adecuado procesamiento depende de la calidad de la ondícula fuente, de la respuesta de los receptores y el efecto del medio sobre la señal, entre otros.

En el artículo *"Imaging the Subsurface"* (Wood, 1982) el autor hace énfasis en los principios del procesamiento y las propiedades de la ondícula en fase cero. Es así, que los intérpretes deben ser capaces de identificar si los datos sísmicos con los cuales trabaja han sido adecuadamente procesados a una condición de fase cero.

Esto puede determinarse en diversas formas tales como:

- Generación de un sismograma sintético
- Extracción y análisis de la ondícula del dato sísmico.

En cualquiera de estos casos, el intérprete requiere prestar especial atención en reconocer la fase cero o cualquier otra fase (Figura 2.4-4 y Figura 2.4-5)

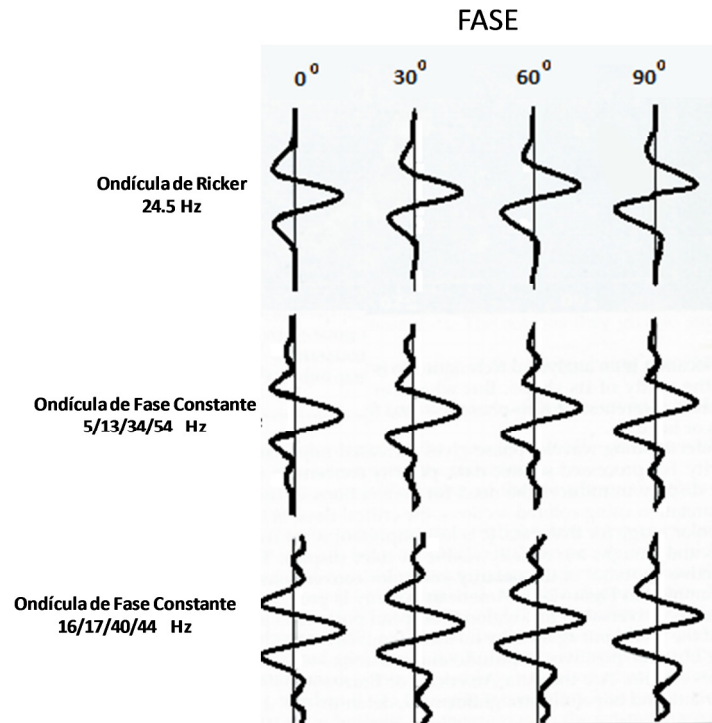


Figura 2.4-4 Distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase

(Brown, 2003)

La figura 2.4-5 ejemplifica la respuesta de una sola traza sísmica de un yacimiento en el cual se conocía la baja impedancia del contacto gas-arena. La cima de la zona de baja impedancia es una cresta y la base es un valle (Polaridad Europea).

Como podemos observar, la traza marcada como fase cero muestra una cresta y valle, ambos simétricos, posicionados sobre su correspondiente inter-fase. Es así, que el efecto de la rotación de la fase es claramente evidente en las siguientes trazas.

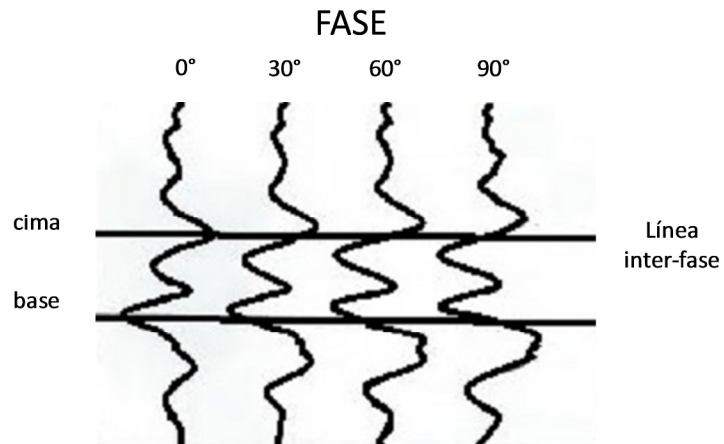


Figura 2.4-5 Distorsión de la ondícula debido a la rotación de fase en arenas de baja impedancia

(Polaridad Europea) (Brown, 2003)

La distorsión más común que se presenta en la interpretación es la rotación a 90°, aunque también es muy común encontrar polaridad invertida, es decir, Polaridad Europea por Americana. Es así que es importante el claro entendimiento de la rotación de la fase sísmica y no confundirla con el concepto de polaridad. En muchos casos, la polaridad suele ser confusa y es por eso que se ha requerido introducir un código de color (Figura 2.4-6).

A continuación se muestra esquemáticamente la respuesta de una arena de baja impedancia en las dos principales fases y asociadas a la polaridad a las cuales un intérprete debe prestar especial atención.

CONVENCIÓN DE LA POLARIDAD EN GRAFICACIÓN

SEGÚN SHERIFF									
Imped. Acústica	COEF DE REFL	POLARIDAD INVERSA (AMERICANA)			POLARIDAD NORMAL (EUROPEA)			SCHLUMBERGER EN VSP	
		UN AUMENTO EN LA IMPEDANCIA ACÚSTICA DA UN COEFICIENTE DE REFLEXIÓN POSITIVO Y SE GRAFICA CON AMPLITUD POSITIVA Y CORRESPONDE A UN PICO.			UN AUMENTO EN LA IMPEDANCIA ACÚSTICA DA UN COEFICIENTE POSITIVO Y SE GRAFICA CON AMPLITUD NEGATIVA Y CORRESPONDE A UN VALLE (TROUGH)			NORMAL =EUROPEA (SEG) =AMERICANA (SEG)	
		Fase Cero	Fase Mínima	Fase Cero	Fase Mínima	Fase Cero	Fase Mínima	Fase Cero	Fase Mínima
		EL 50% SE USA EN AMERICA. COLOR USADO: EL 80% PICO ES (+) = AZUL O NEGRO (LANDMARK) BGP.W, GRANT=NEGRO O AZUL EL 20%, PICO ES (+) = ROJO (GEOFRAME TIENE LA OPCION AL AZUL).			EL 50% SE USA EN EUROPA. COLOR USADO: EL 80%, VALLE ES (-) = ROJO EL 20%, VALLE ES (-) = AZUL.				
		EL PICO ES PROPORCIONAL AL COEFICIENTE DE REFLEXION.			EN BASE AL QUIEBRE DEL PRIMER EVENTO.				
H. PALAFOX, ABRIL 2003									

Tabla 2-1 Convención gráfica de la Polaridad Americana y Europea

(Palafox, 2003)

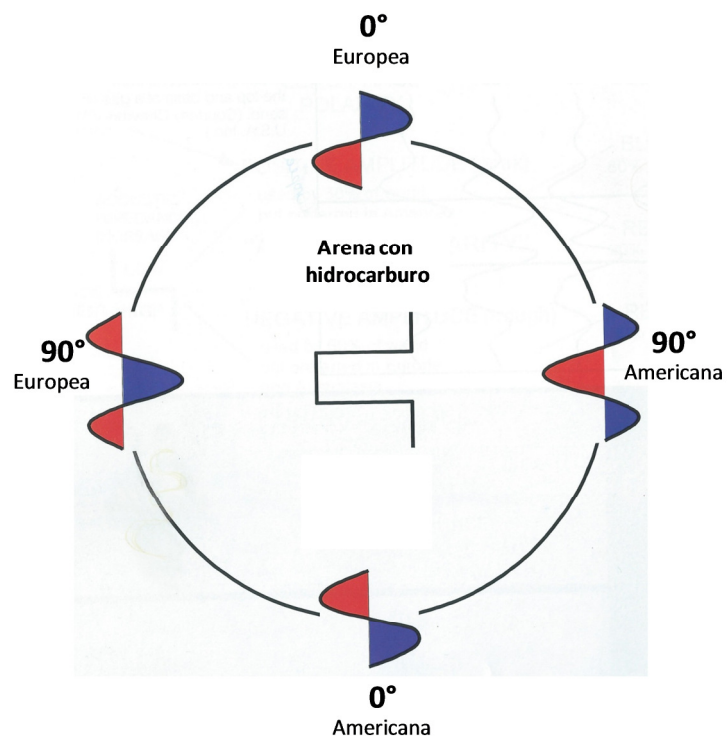


Figura 2.4-6 Respuesta de una arena de baja impedancia asociada a las dos principales fases

Polaridad Americana y Europea. (Brown, 2003)

Finalmente, es importante destacar que las mejores estimaciones de dicha rotación provienen de las informaciones proporcionadas por los registros sísmicos verticales (PSV o VSP), seguidas por los sismogramas sintéticos o bien por análisis numérico tal como el análisis de Fourier.

2.5 Significado geológico

Para ejemplificar el significado geológico de un sismograma sintético observemos la figura 2.5-1

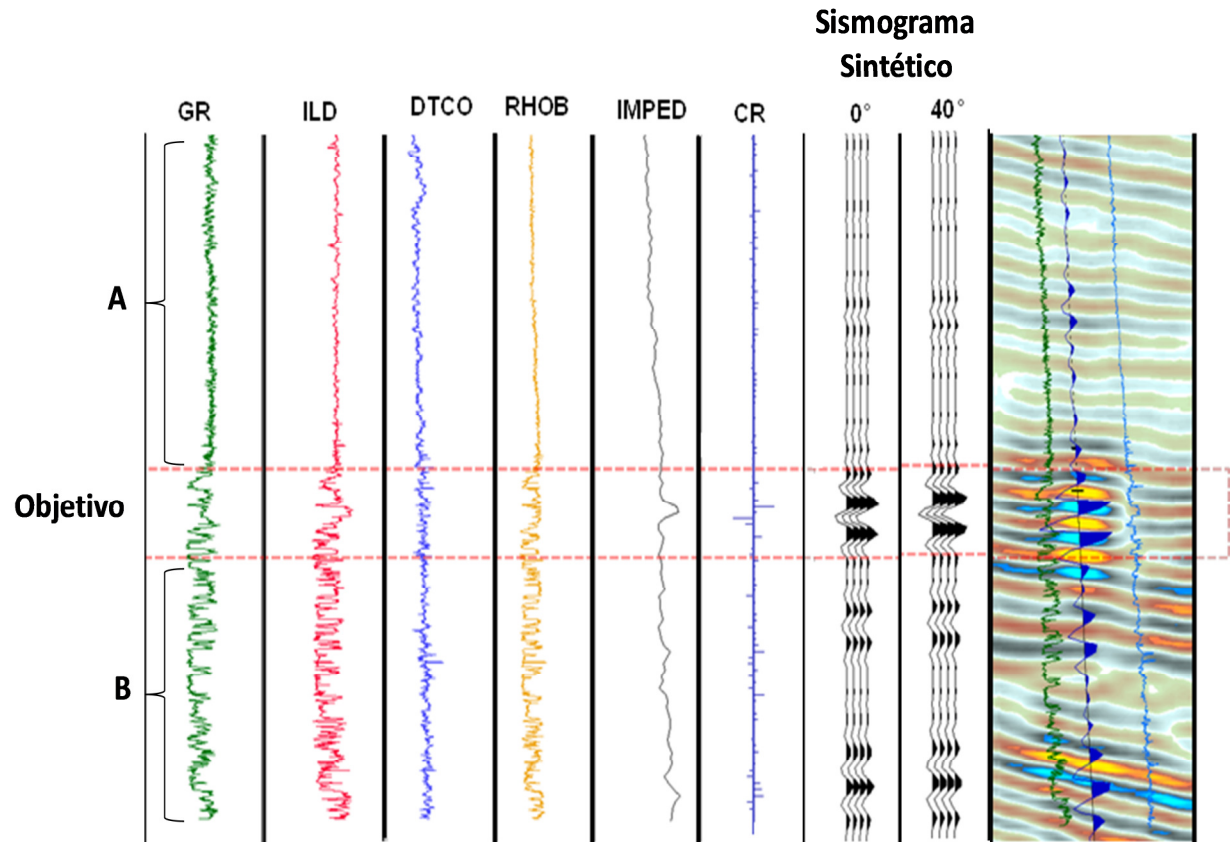


Figura 2.5-1 Sismograma Sintético del pozo A-1

(PEMEX, Exploración y Producción, 2007)

En la anterior figura podemos observar que el rasgo sísmico de la zona A presentan características homogéneas, aunado con registros geofísicos de pozo tales como registro de Rayos Gama (GR) y el de Resistivo (ILD) podemos aislar dicha zona no solo por el carácter sísmico, sino por la respuesta de los registros mismos. Es así que podemos interpretar la presencia de un cuerpo arcilloso.

Por otra parte, analizando la respuesta del sismograma sintético en dicha zona (**Zona A**) en conjunto con los registros sónico (DTC) y de densidad (RHOB) observamos que se trata de un cuerpo homogéneo y continuo.

Para establecer dichos tramos homogéneos debemos en muchas ocasiones, valorar la importancia de dichos rasgos geológicos. En la zona B (Figura 2.5-1) podemos observar una serie de intercalaciones de arenas y lutitas de espesores delgados. Aunado a lo anterior, se observa que las amplitudes del sismograma sintético varían en forma sustancial comparado con la zona A, pero presentando variaciones en la velocidad y la densidad, por lo que supondremos como un paquete homogéneo de intercalaciones de arenas y lutitas.

Finalmente, la **zona objetivo** presenta un cambio evidente en la monotonía del rasgo sísmico al igual que en lo concerniente a los registros geofísicos de pozo.

Sin embargo, las variaciones realmente significativas pueden pasar desapercibidas (Fig. 2.5-2) debido a que al ser convolucionada la ondícula con los coeficientes de reflexión, habrá suma y destrucción de la señal.

Dado lo anterior, es importante que al generar un sismograma sintético, se tome en cuenta las características litológicas representadas en los registros geofísicos de pozo en conjunto con los coeficientes de reflexión y si es posible la descripción de la columna geológica cortada por el pozo en donde se realiza el sismograma sintético.

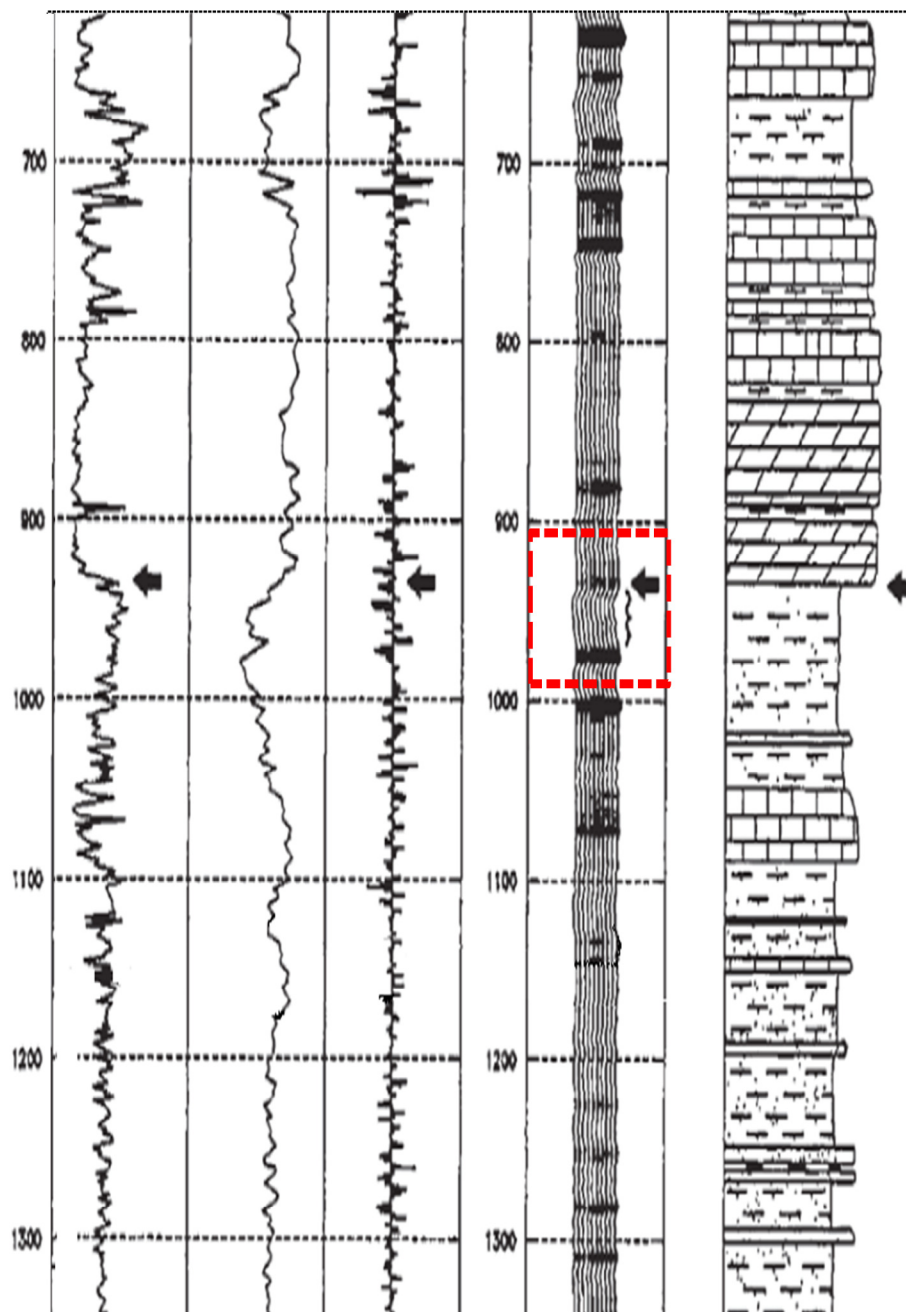


Figura 2.5-2 Sismograma sintético del pozo G-1

(Martínez, 1996)

3 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICO

The face of places and their forms decay;

And that is solid earth that once was sea;

Seas, in their turn,

retreating from the shore,

Make solid land,

what ocean was before.

Metamorphoses, XV

Ovidio (43 a.C.-17 d.C)

3.1 Generalidades

El pozo K-1 se encuentra localizado en la cuenca gasífera de Veracruz ubicada en la margen occidental del Golfo de México, en la parte central del estado de Veracruz.

Se limita al norte por el eje Neovolcánico y la Cuenca Misantla, al sur por la Cuenca Salina del Istmo y el Complejo Volcánico de los Tuxtlas, mientras que al occidente está limitado por el Frente Tectónico Sepultado, y al oriente por el Golfo de México (Figura 3.1-1).



Figura 3.1-1 Marco regional de la ubicación del pozo K-1

La Cuenca Terciaria de Veracruz (CTV) está formada por una secuencia alternante de lutitas, areniscas y conglomerados, distribuidos ampliamente en el área. Es una cuenca de Foreland con una columna sedimentaria superior a los 9000 m de espesor. La CTV inicia su relleno en el Paleoceno y continua hasta la actualidad. Los sedimentos son turbiditas y flujos de escombros de aguas profundas depositados desde el talud, pie de talud y piso de cuenca⁶.

La CTV produce principalmente gas seco en trampas de tipo combinada (estructural-estratigráfica) y estratigráficas, con sello de lutitas contemporáneas, en la columna terciaria donde tienen producción los campos es el Mioceno-Plioceno y lo menos explorado es el Paleoceno, en 2001 se encontró aceite pesado 22° API en sedimentos del Eoceno Medio (Figura 3.1-2).

⁶ (PEMEX, Exploración y Producción, 2007)

En la década de los 60's se descubren los campos Cocuite, Novillero y Veinte y de 1970 a 1990, se afirman los modelos geológicos de la Cuenca con el propósito de mejorar el conocimiento de los campos en explotación que ofrecen oportunidad de incrementar reservas y volúmenes de producción, se llevaron a cabo estudios de caracterización estática y dinámica de los yacimientos con asesoría especializada. Sin embargo, debido a la limitada información existente, principalmente la referente a la sísmica, registros geofísicos y de datos petrofísicos de núcleos, los resultados de dichos estudios indican la necesidad de complementar la toma de información.

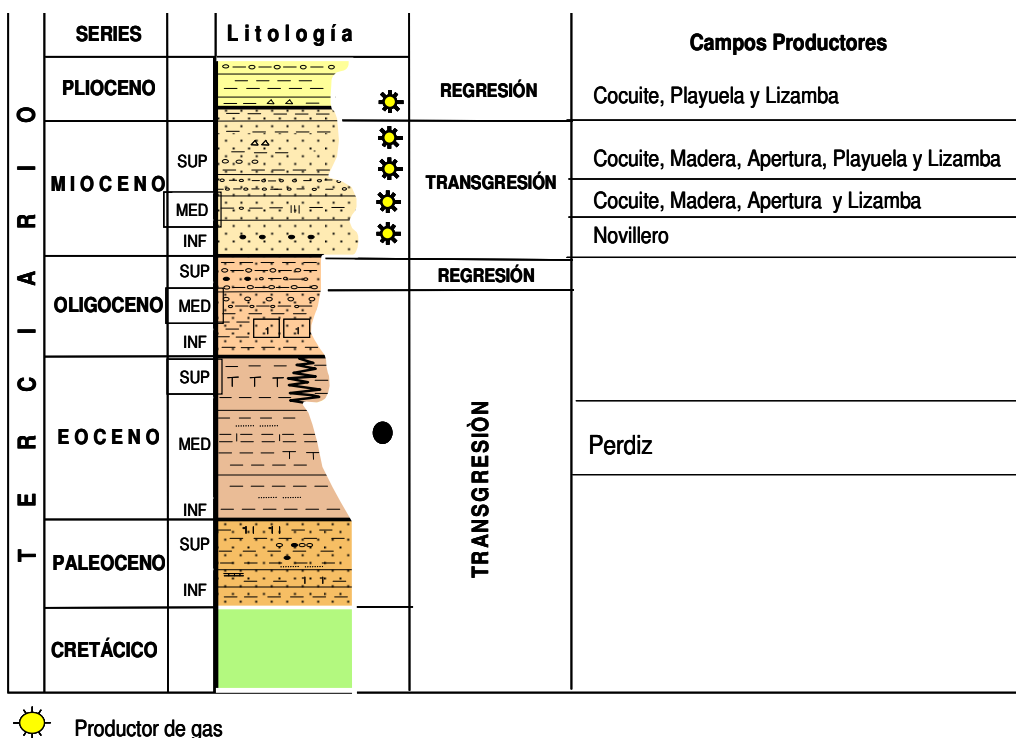


Figura 3.1-2 Estratigrafía Cuenca Veracruz

3.2 Desarrollo de Campos

En 1998 se reactivó la exploración con la adquisición sísmica 3D, y la perforación de pozos exploratorios y el desarrollo del campo Cocuite.

La aplicación de atributos de amplitud, nos ayudó a interpretar los cambios litológicos para definir los modelos de depósitos y acumulaciones de hidrocarburos, (Playuela, Vistoso, Apértura, Madera, Arquimia y Papan), que corresponden a una gran depresión donde fueron depositados sedimentos

terrígenos (lutitas, areniscas y conglomerados), en diferentes sistemas sedimentarios como son: abanicos submarinos, abanicos de piso de cuenca, deltas, progradaciones y canales, entre otros, cuyas edades van del Paleoceno al Reciente.

La contribución de la geofísica en el descubrimiento y desarrollo de campos del Terciario, está basada en la interpretación sísmica 3D para el conocimiento detallado de las características y distribución de la roca almacén, análisis especializado de núcleos, muestras de canal y de la extracción de amplitudes de la sísmica convencional, lo que ha permitido el desarrollo de nuevas áreas de oportunidad para incorporar reservas de gas seco con un éxito del 91 %.



Figura 3.2-1 Ubicación de los Campos

3.3 Antecedentes geofísicos del área

Los estudios de métodos potenciales, comienzan en el año de 1927 con un trabajo de gravimetría realizado por la Compañía El Águila, que realizó 6 estudios de este tipo durante el periodo 1927-1933. En los años 1978-1979 se realizaron dos estudios gravimétricos y durante 1984-1986 se realizaron cinco estudios más, de los cuales cuatro son magnetométricos y uno magnetotelúrico.

La adquisición sísmica 2D se inició a adquirir en el área a partir del año de 1973 y hasta el año 2000. Se observaron un total de 59 líneas sismológicas, lo que hace un total de 1,798,425 km lineales.

La adquisición sísmica 3D, se llevó a cabo durante los años 2000-2003, se realizaron tres cubos de buena calidad:

JM (426 Km²)

AF (1294 Km²)

NJ (658 Km²)

El objetivo de estos estudios fue definir los rasgos estratigráficos y estructurales a nivel del Plioceno y Mioceno.

3.4 Antecedentes geológicos del área

La evolución de la Cuenca de Veracruz, está estrechamente relacionada con los procesos que dieron lugar a la apertura del Golfo de México a partir del Jurásico Medio, a través de un régimen tectónico extensional y al movimiento de placas tectónicas a lo largo del Margen del Pacífico. Como resultado se forman las trampas estructurales y depósito de secuencias estratigráficas en donde prevalecieron ambientes de margen de plataforma, talud y cuenca para el Cretácico y de talud y cuenca para el Terciario.

Los trabajos de geología superficial en el área se remontan a principios del siglo XX, con estudios de reconocimiento; de 1922 a 1935 se realizaron 14 estudios de campo y en 1949 se adquieren cuatro estudios más. Posteriormente entre los años 1955 y 1959 se realizan cinco estudios y de 1957 a 1992 se

efectuaron la mayor cantidad de estudios (39). Es así que las primeras perforaciones de pozos en el área, comienza en el año de 1932.

3.5 Estructura

El primer objetivo del pozo K – 1 corresponde a una trampa de tipo estratigráfico, caracterizada por altos niveles de amplitud sísmica, asociada al depósito de un abanico en su parte canalizada, con una orientación longitudinal NW – SE y transversal SW – NE, corresponde al Mioceno Superior dentro de la máxima superficie de inundación o límite de secuencia 9_26.

El segundo objetivo se trata de una trampa de tipo estratigráfica con ligera componente estructural, asociada a depósitos de abanicos de piso de cuenca con una orientación longitudinal NW – SE y transversal SW – NE y se relaciona a rocas del Mioceno Medio o límite de secuencia 11_70.

4 SISMOGRAMAS SINTÉTICOS EN EL POZO K-1

El estudio

no se mide por el número de páginas leídas en una noche,

ni por la cantidad de libros leídos en un semestre.

Estudiar no es un acto de consumir ideas,

sino de crearlas y recrearlas.

Paulo Freire

(1921- 1997)

Con base en los elementos geológicos y geofísicos antes descritos se realizaron diversos sismogramas sintéticos empleando varias versiones sísmicas debido a los diferentes re procesos del área.

Dichos sismogramas sintéticos se emplearon para la calibración y amarre de sísmica registros geofísicos de pozos en su primera fase, sin embargo, muchos otros sismogramas sintéticos se realizaron para la autenticación de la fase y como control de calidad.

El software comercial empleado para la generación de sismogramas sintéticos aquí expuesto, es una herramienta flexible y que permite incorporar diversos datos tales como:

- Registros geofísicos (GR, ILD, *Cáliper* entre otros).
- Marcadores geológicos o picks
- Cambio de dominio de tiempo a profundidad
- Sintético de correlación que permite la comparación entre la traza sintética (sismograma sintético) con la o las trazas del volumen sísmico.
- Cambio de filtros o familia de filtros

entre otros.

Por otra parte, dicho *software*, provee de las herramientas necesarias para:

- Editar Curvas
- Corregir tablas tiempo profundidad
- Usar y editar *checkshots* o VSP
- Edición de filtros

Empleando esta herramienta, es posible realizar interactivamente un sismograma sintético para poder generar las tablas tiempo profundidad (TZ) o *ley de velocidades* asociada a dicho sismograma.

Es así que el software aquí descrito no solo fue empleado para la generación de sismogramas sintéticos sino para la creación de tablas Tiempo-Profundidad (TZ) las cuales son de gran importancia dentro de la industria petrolera.

4.1 Control de Calidad de los datos

ETAPA 1. REGISTROS GEOFISICOS

Se revisaron con cuáles y qué tipo de registro contaba el pozo K-1. Es decir, si existían registros tales como Rayos Gama, Resistivo, Sónico y Densidad. Por otra parte, se revisó si dichos registros eran:

- **Datos Crudos:** Información de pozo sin ningún tipo de edición.
- **Datos Editados:** Son revisados por el departamento de petrofísica, los cuales validan la calidad de la información, ajusta a profundidad, une las diferentes corridas de un mismo registro cuando este se ha tenido que tomar a diversas profundidades y normalizan los rangos de dichos registros y en algunos caso se reconstruye tramos del registro.
- **Datos Modelados:** Son aquellos registros corregidos con base en algoritmos de física de rocas donde se involucran parámetros acústicos de los minerales, tipo de fluido y porosidad de la formación.

Se determinó que los registros del pozo presentaban rangos adecuados y sin carencia de información en ningún intervalo.

Dada la confiabilidad y estabilidad que presentan los registros sínicos y de densidad modelados se decidió emplear dichos registros para la generación del sismograma sintético (Fig. 4.1-1 y Fig. 4.1-2).

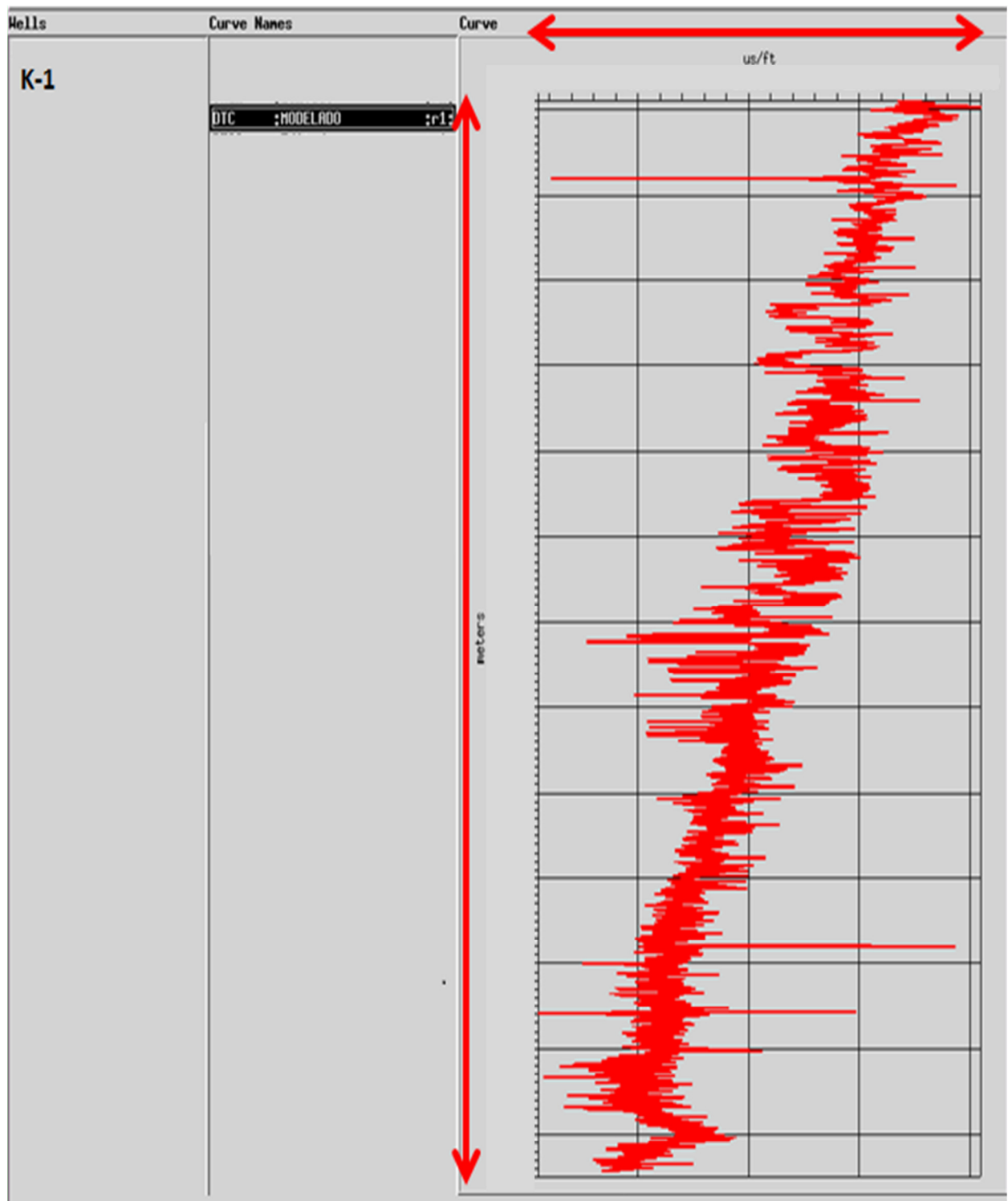


Figura 4.1-1 Registro Sónico modelado

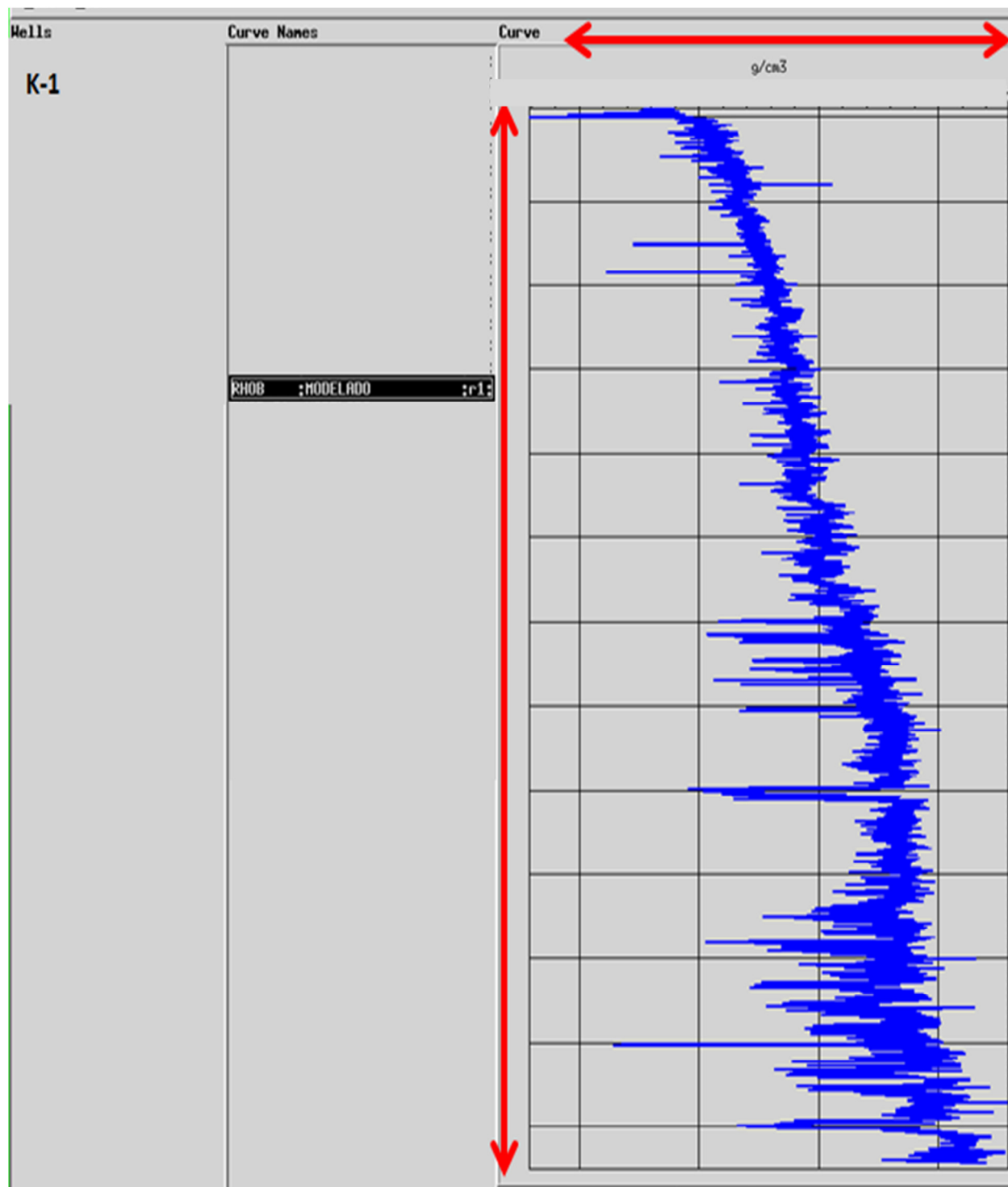


Figura 4.1-2 Registro modelado de densidad

ETAPA 2. CHECKSHOT O VSP

Dentro del control de calidad de los datos, se revisó la existencia de un *Checkshot* o *VSP* (Fig. 4.1-3) con el objetivo de realizar una calibración a profundidad.

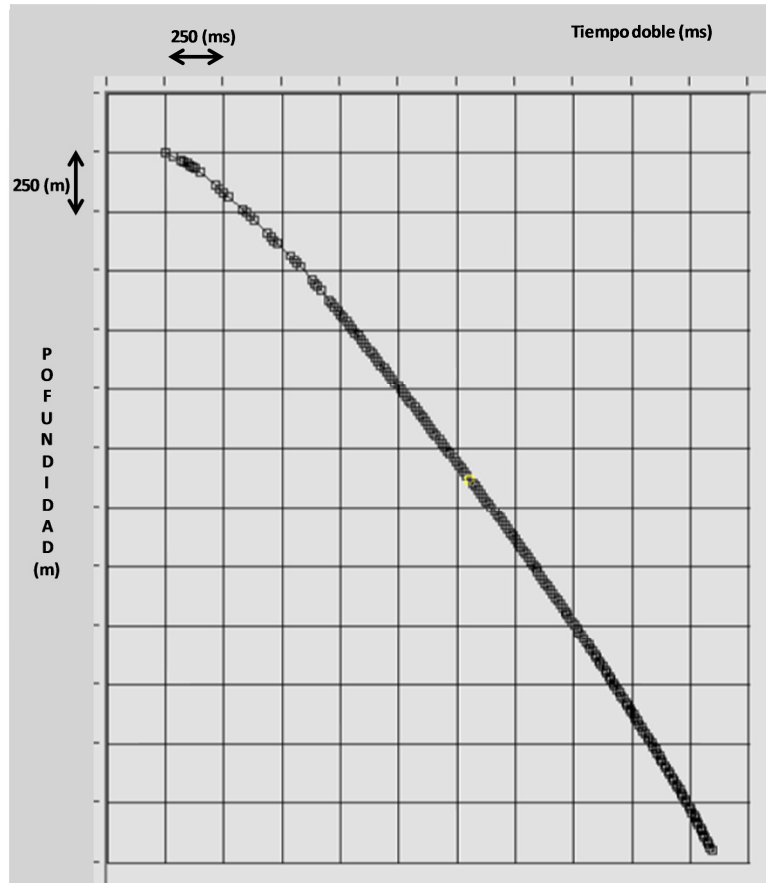


Figure 4.1-1 Grafica del comportamiento de la ley de Velocidades proveniente del VSP

Un error muy común entre los intérpretes es revisar únicamente la existencia de *VSP* o *checkshot* que se empleará en la calibración del sismograma sintético, sin analizar las tendencias de las *velocidades interválicas*⁷.

⁷ Las velocidades interválicas como su nombre lo indica, son aquellas que expresan la velocidad en un intervalo, es decir, $V_{int} = \frac{\Delta z}{\Delta t}$

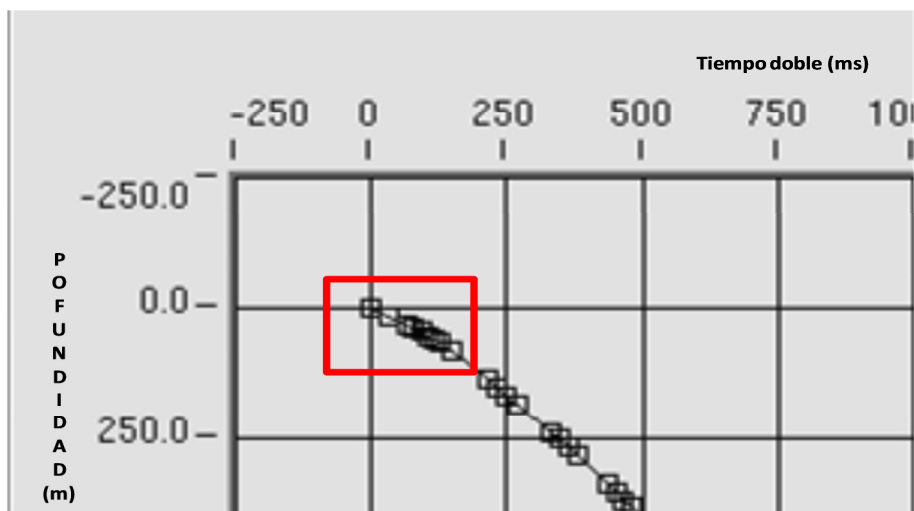


Tabla 4.1 Detalle de la gráfica tiempo-profundidad asociada al VSP del pozo K-1

VSPK-1						
Row #	1WT Sec	Depth m	Int 1WT	Thickness	Int Vel	
1	0.0000	0.0	0.0000	0.0	0.0	
2	0.0176	17.4	0.0176	17.4	988.6	
3	0.0329	32.5	0.0153	15.1	986.9	
4	0.0388	38.8	0.0059	6.3	1067.8	
5	0.0465	47.6	0.0077	8.8	1142.9	
6	0.0517	53.9	0.0052	6.3	1211.5	
7	0.0588	62.7	0.0071	8.8	1239.4	
8	0.0635	69.0	0.0047	6.3	1340.4	
9	0.0748	84.1	0.0113	15.1	1336.3	
10	0.1089	138.8	0.0341	54.7	1604.1	

Tabla 4.2 Detalle de la tabla tiempo-profundidad asociad al VSP del pozo K-1

En la gráfica 4.1-4 observemos que los valores de la parte superior de la tabla tiempo-profundidad presenta un comportamiento homogéneo, sin embargo, el cálculo de las velocidades de intervalo (*intervalic velocities*) proveniente de la misma ley de velocidades en dicha zona (Tabla 4-1) presenta velocidades inferiores a 1500 m/s (Véase ANEXO A).

Es así que se prosiguió a la corrección de dichas velocidades, tomando como referencia la primer profundidad y cuya velocidad se encontraba en el rango de 1450-1600 m/s como se muestra a continuación en la tabla de velocidades corregidas.

K-1					
Row #	1WT Sec	Depth m	Int 1WT	Thickness	Int Vel
1	0.0000	0.0	0.0000	0.0	0.0
2	0.2185	338.8	0.2185	338.8	1550.6
3	0.2256	353.9	0.0071	15.1	2126.8
4	0.2328	369.0	0.0072	15.1	2097.2
5	0.2402	384.2	0.0074	15.2	2054.1
6	0.2672	438.7	0.0270	54.5	2018.5
7	0.2750	453.8	0.0078	15.1	1935.9

Tabla 4.3 Fragmento de la tabla tiempo profundidad corregida y asociada al VSP del pozo K-1

ETAPA 3. DATUM o NIVEL DE REFERENCIA

Este control de calidad de la información suele ser obviado y puede traer repercusiones importantes en la generación de los sismogramas sintéticos tal como la presencia de desplazamiento visual en los rasgos geológicos. Es así que se revisaron los siguientes *datums* o niveles de referencia:

- **Datum de los Registros Geofísicos de Pozo:** Por lo general deben estar referenciado a la mesa rotaria o *Kelly Bushing* (KB).
- **Datum del VSP o CheckShot:** En la tabla 4-1 podemos observar que se toma un valor de referencia de cero, sin embargo, se revisó en el informe de adquisición del VSP que dichos valores fueran iguales y que no hubiera diferencia entre lo datos capturados a la base de datos y lo registrado en el informe final de adquisición.
- **Datum del Proyecto Sísmico:** Se corroboró en el reporte de adquisición que los datos sísmicos no presentaran algún desplazamiento y que a su vez dicha información sísmica hubiera sido capturados o cargados sin desplazamiento y referenciada al nivel medio del mar. Por otra parte, y como verificación adicional se generan líneas de correlación sísmica de pozos en la vecindad.

Debemos remarcar que las mediciones de las profundidades se pueden referenciar ya sea a la mesa rotaria (KB) o bien a nivel del mar (Figura 4-1-6)

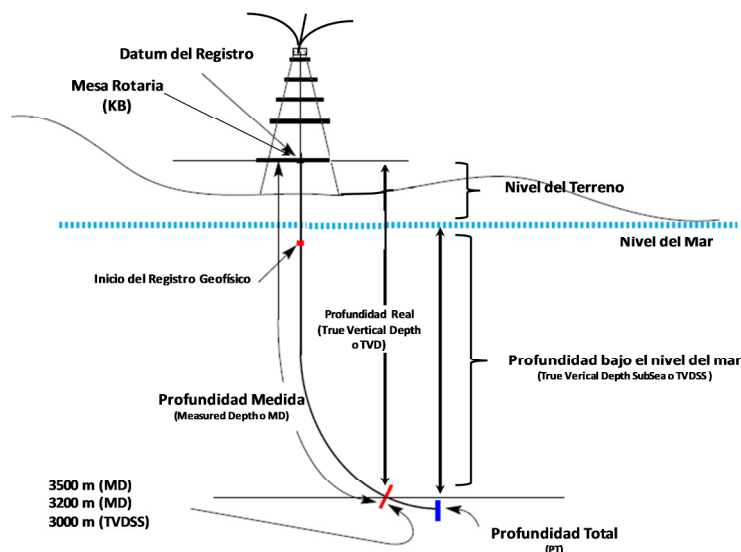


Figura 4.1-3 Diferencia entre los niveles de referencia a Datum

4.2 Análisis de Frecuencias

Es bien conocido que durante la etapa del procesamiento de los *gather sísmicos*⁸ se utilizan múltiples algoritmos y procesos para realzar los rasgos geológicos y con ellos mejorar la imagen sísmica. Por consiguiente se genera diversas versiones sísmicas.

Sin embargo, durante dichos procesos se puede sobre-corregir, sub-corregir o incluso, remover información valiosa para los intérpretes. Es así que se llegan a observar variaciones entre las versiones sísmicas (Fig. 4.2-1)

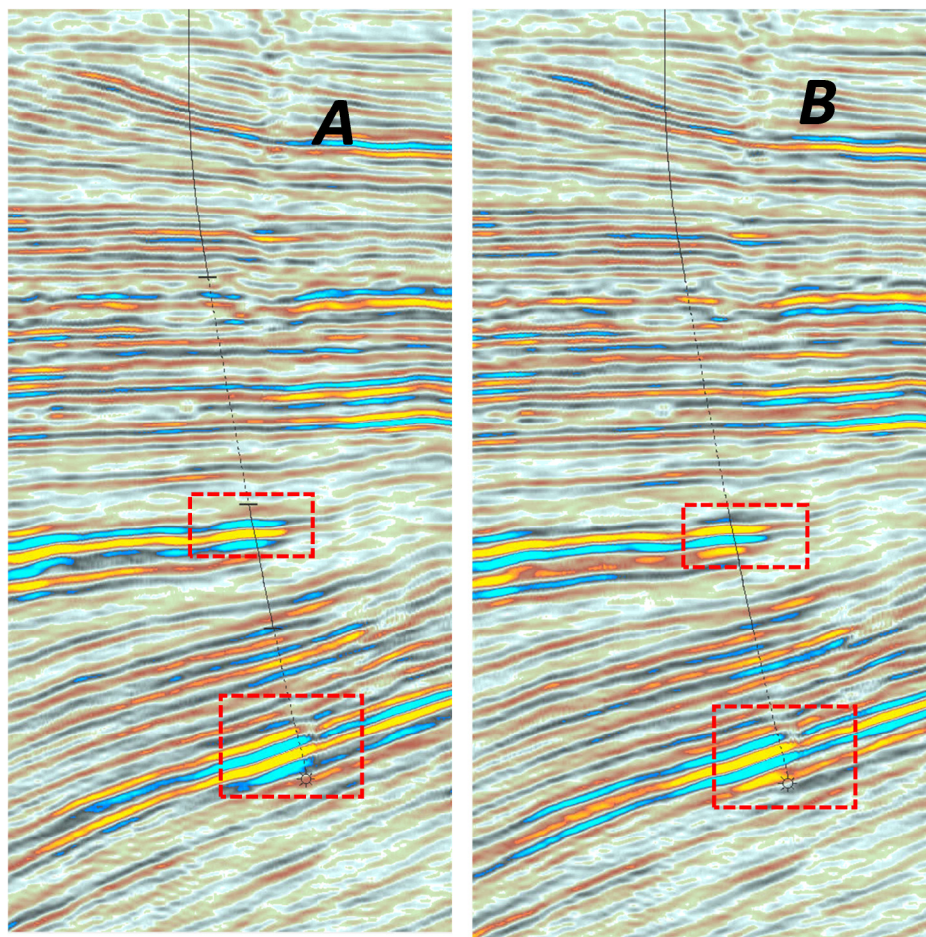


Figura 4.2-1 Dos versiones sísmicas asociadas al pozo K-1

⁸ Un gather es un conjunto de trazas sísmicas las cuales comparten algunos atributos geométricos entre sí. El término gather usualmente se refiere a puntos de reflejo común (CMP). Dichos gathers son clasificados con el fin de analizar amplitudes, relación señal-ruido, contenido de frecuencias, fase, ángulo de incidencia, azimut y otros atributos que son importante en el procesamiento de datos y en la generación de imágenes sísmicas

En la figura 4.2-1 se muestran dos versiones sísmicas que fueron migradas pre-apilamiento sin filtro y sin ganancia (MPASFSG); sin embargo, la diferencia entre ambas versiones sísmicas es clara, es decir, se presenta una polaridad invertida o bien una posible rotación de la fase próxima o igual a 180° .

Dichas diferencias nos puede llevar a malas y muy costosas interpretaciones si no se identifica a tiempo.

Es así, que antes de generar cualquier tipo de interpretación y o calibración empleando dichas versiones sísmicas, se requirió un análisis exhaustivo de las frecuencias para identificar la posible causa.

Se prosiguió al realizar un análisis de frecuencias, mismo que se emplearía posteriormente en la generación de los sismogramas sintéticos. En las Figura 4.2-2 y Figura 4.2-3 se puede observar que las frecuencias dominantes se encuentran en el rango de 17-20 Hz aproximadamente.

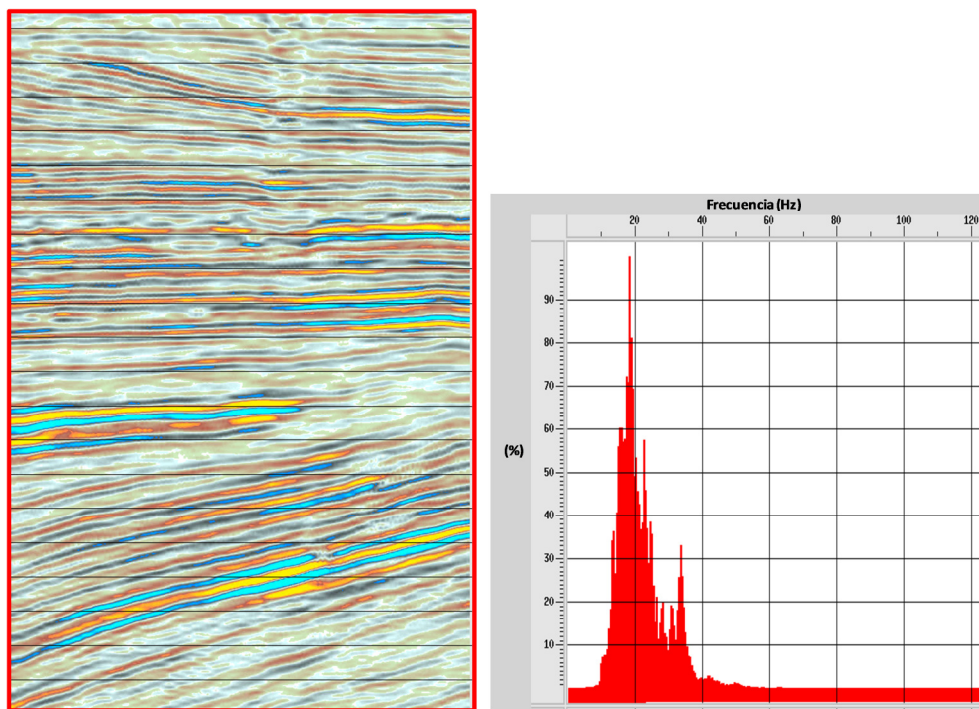


Figura 4.2-2 Espectro de frecuencias sobre la trayectoria del pozo K-1 en una de las versiones sísmicas

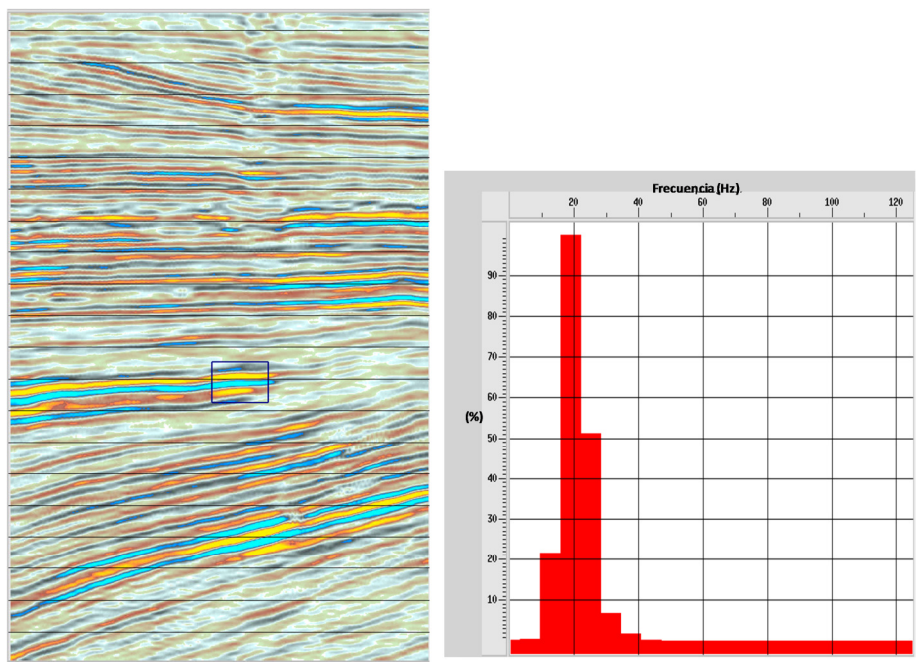


Figura 4.2-3 Espectro de Frecuencias sobre la trayectoria del pozo K-1 en la zona de interés

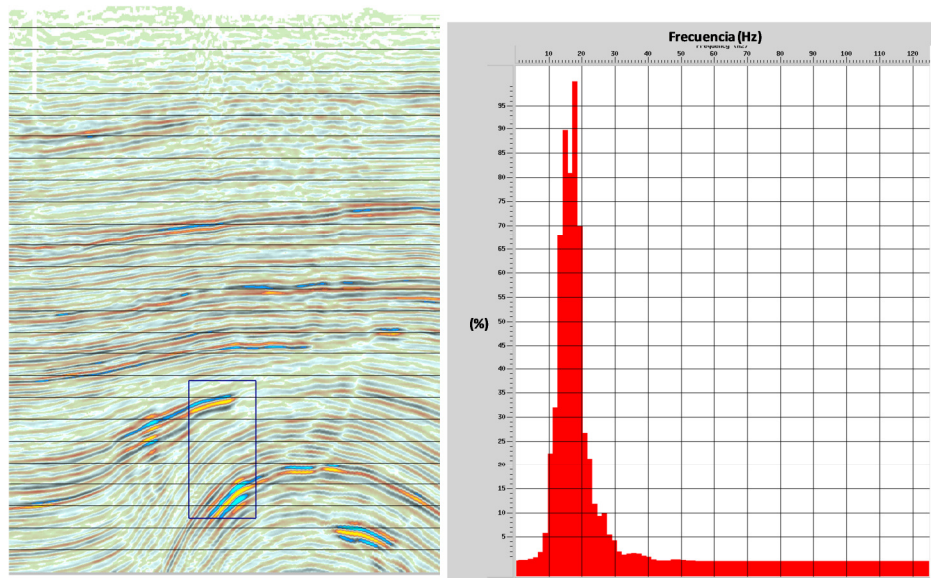


Figura 4.2-4 Respuesta de Amplitudes para el pozo K-1 en el área de reproceso

Es importante aclarar que la ubicación del pozo K-1 se encuentra en el límite de dos áreas de adquisición sísmica y de un reproceso (Figura 4.2-5).

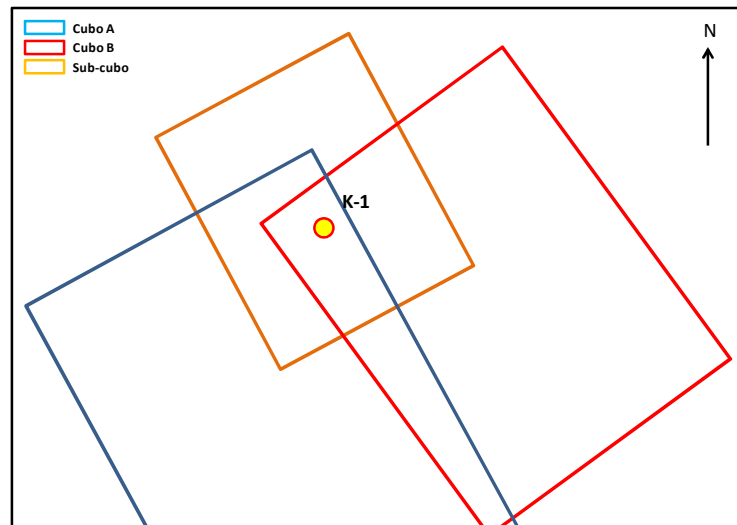


Figura 4.2-5 Esquema de ubicación del pozo K-1

4.3 Generación del sismograma sintético

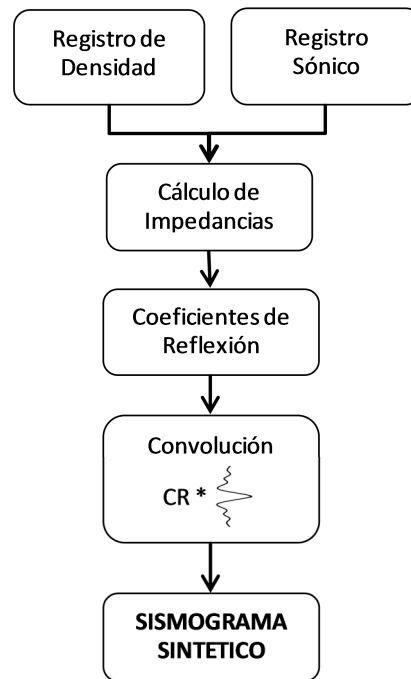


Figura 4.3-1 Esquema del proceso de generación de los sismogramas sintéticos para el pozo K-1

Una vez realizado el control de calidad de los datos y con base en las ecuaciones 2.1-6, 2.1-7 y 2.1-8 se prosiguió con la generación de los sismogramas sintéticos para el pozo K-1.

$$I = v\rho$$

$$Cr = \frac{v_2\rho_2 - v_1\rho_1}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1}$$

$$Cr = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}$$

Se empleó un software comercial para la generación de los sismogramas sintético del pozo K-1. Empleando la ecuación 2.1-5 se calculó la serie de reflectividad que fue usada para la generación del sismograma sintético como se muestra en la figura 4.2-1.

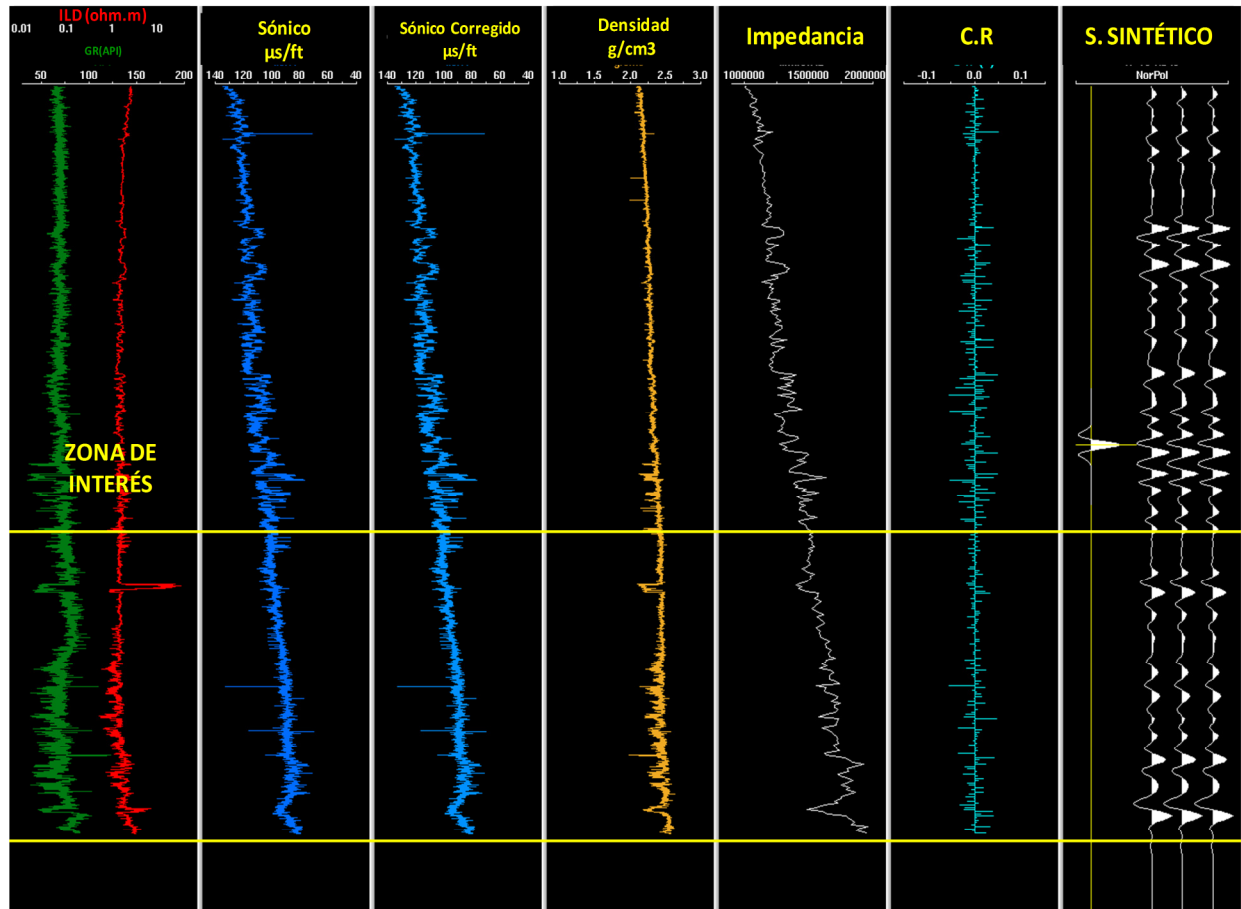


Figura 4.3-2 Despliegue del Sismograma Sintético

Con ayuda de información adicional tal como los registros GR e ILD, se prosiguió a la identificación de los objetivos geológicos que servirían como marcadores para la calibración del sismograma sintético. Es así que se identificaron dos cuerpos arenosos (Figura 4.3-3).

Uno de las prácticas más importantes, pero lamentablemente poco recurrentes, es analizar la información que se muestra en el despliegue del sismograma sintético. Es fundamental ser cuidadosos y no obviar el entendimiento de cada uno de dichos elementos iniciando con el análisis de la impedancia.

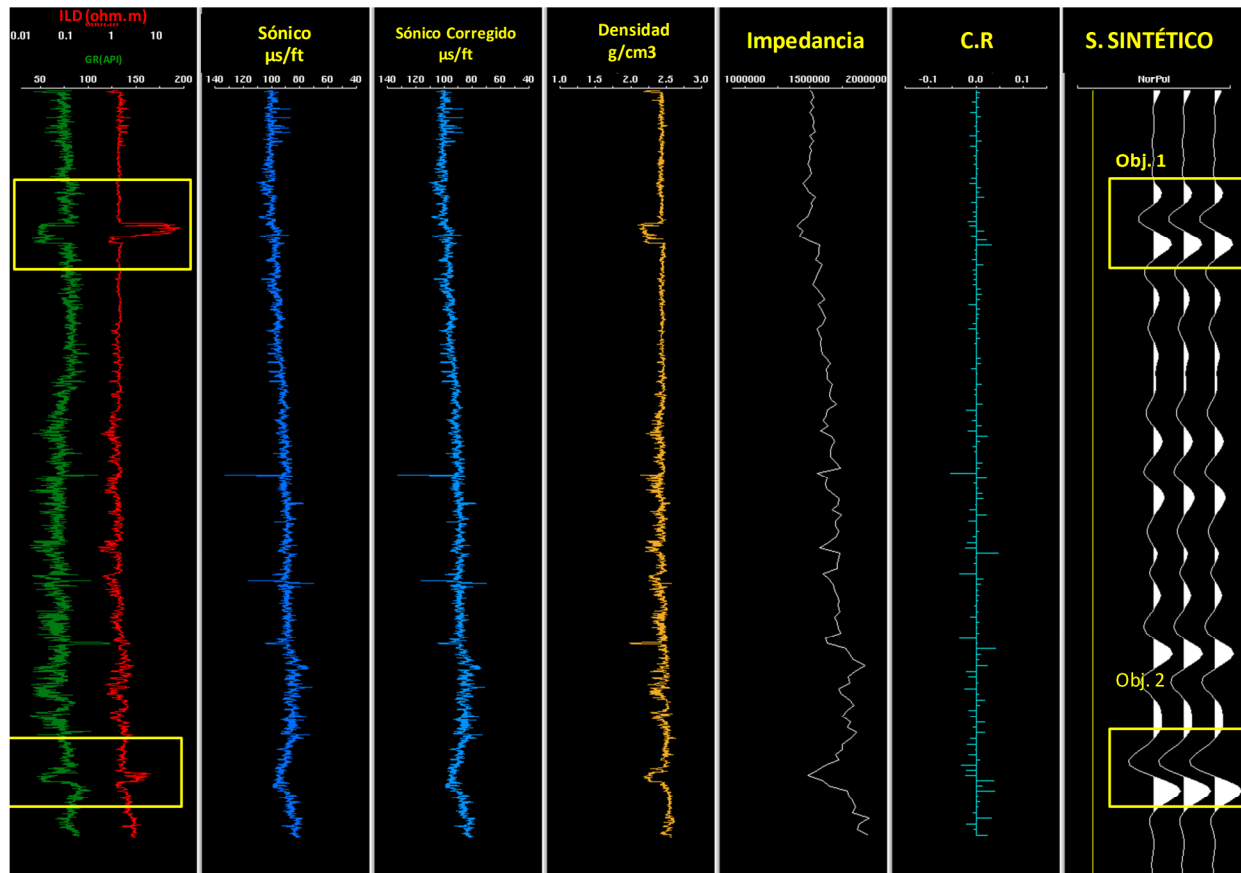


Figura 4.3-3 Detalle de los objetivos en el pozo K-1

En el sismograma aquí expuesto, se identificó un decremento en el valor de la impedancia asociada con la presencia de arenas con gas.

4.4 Calibración

Una de las etapas más importantes en la generación de sismogramas sintéticos es la calibración o ajuste de los eventos o rasgos geológicos presentes en los registros geofísicos de pozo con la sísmica empleada. Es así que para el pozo K-1 se han generado más de siete versiones de sismogramas sintéticos debido, como ya mencionamos anteriormente, a los diferentes procesos y reproceso realizados a los volúmenes sísmicos con el fin de obtener mayor y mejor información. A continuación se describen los diferentes procesos en la calibración del sismograma sintético para el pozo K-1.

VSP o Checkshot

En la primera etapa de la calibración del sismograma sintético se empleó el VSP corregido (Tabla 4-2). Mediante el VSP se corrigió el registro sísmico mediante una conversión tiempo a profundidad colocando los eventos geológicos en su posición verdadera. En la figura 4.4-1 se muestra la secuencia de proceso y el momento en el cual se empleó la corrección al registro sísmico.

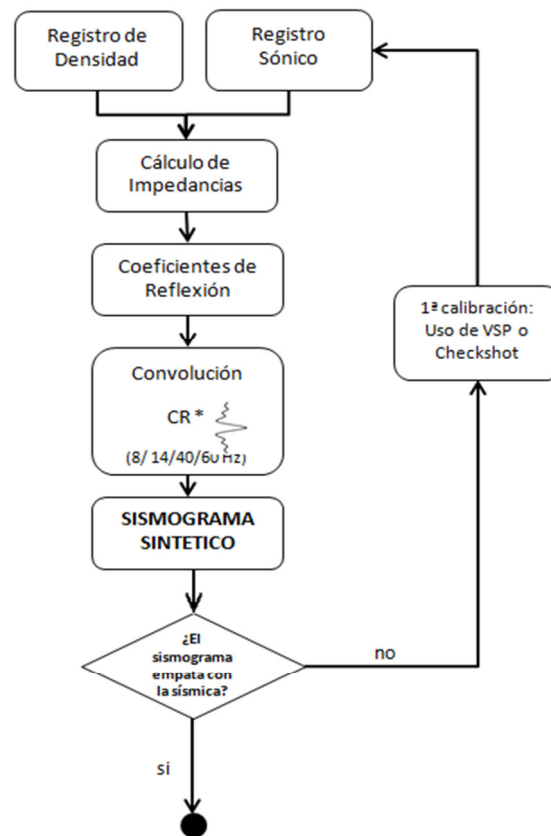


Figura 4.4-1 Diagrama de proceso de la generación y calibración del sismograma sintético a través de la corrección del registro sísmico

Una vez realizada la corrección mediante el uso del VSP se observó cómo los eventos marcados como ***a*** y ***a'*** (figura 4.4-2) en el sismograma sintético (blanco) fueron ajustados a los eventos sísmicos correspondientes (azul).

Sin embargo, también se identificaron eventos sísmicos los cuales no presentaban un buen ajuste requiriendo calibración adicional.

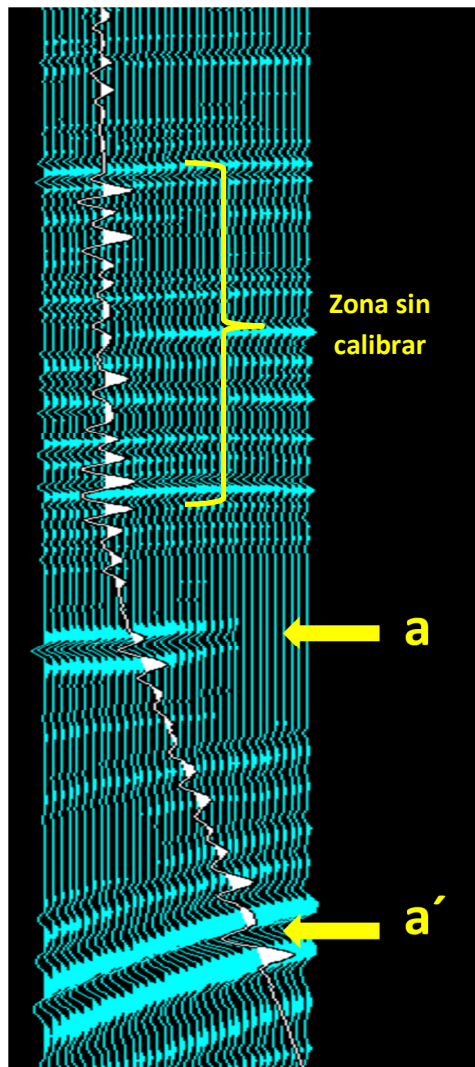


Figura 4.4-2 Ajuste del sismograma sintético tras haber aplicado el VSP

Selección de Ondícula

Como se mencionó en el apartado anterior, el primer ajuste realizado al sismograma sintético fue mediante el uso de la ley de velocidades proveniente del perfil sísmico vertical. Dicha calibración fue suficiente para ajustar parcialmente las arenas productoras marcadas como **a** y **a'** (Figura 4.4-2), sin embargo, las ondículas empleadas por defecto en los softwares comerciales no siempre son las más adecuadas como veremos a continuación.

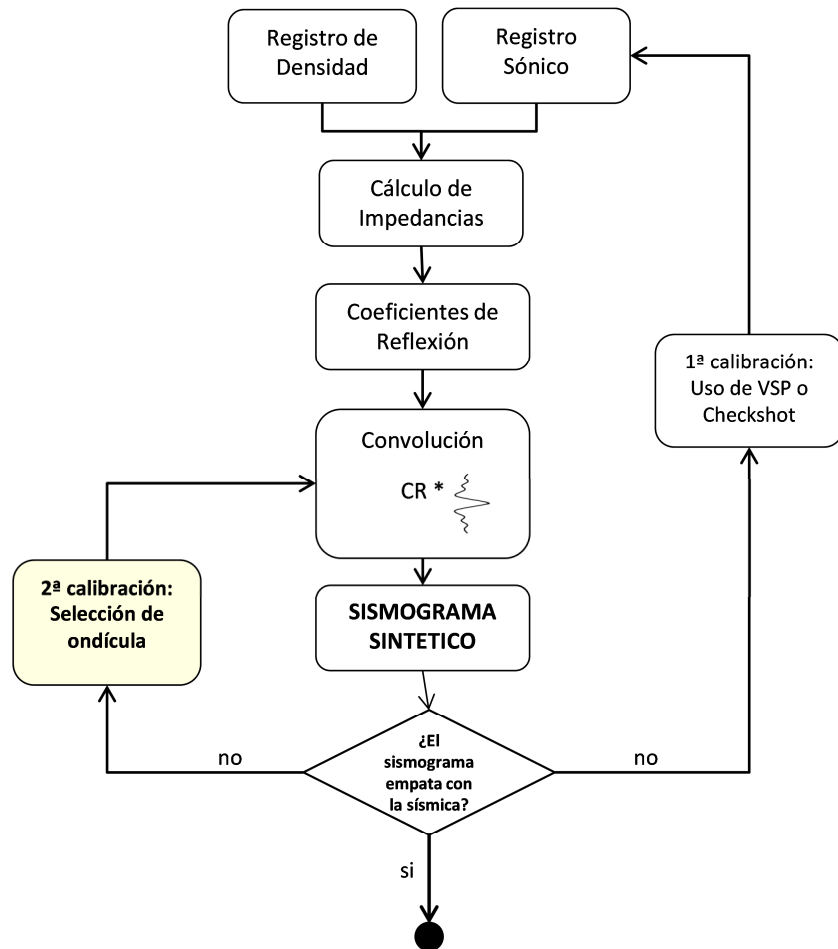


Figura 4.4-3 Diagrama de proceso de la segunda calibración del sismograma sintético

La segunda etapa en la calibración del sismograma sintético consistió en la selección de la ondícula más adecuada para ser emplear en la convolución con los coeficientes de reflexión.

Dicho proceso se encuentra estrechamente relacionada al análisis de frecuencias (véase el apartado 3.2, figuras 3.2-2 y 3.2-3) en el cual se detectó que las frecuencias dominantes se encontraban en un rango entre los 17- 20 Hz (Figura 4.4-4).

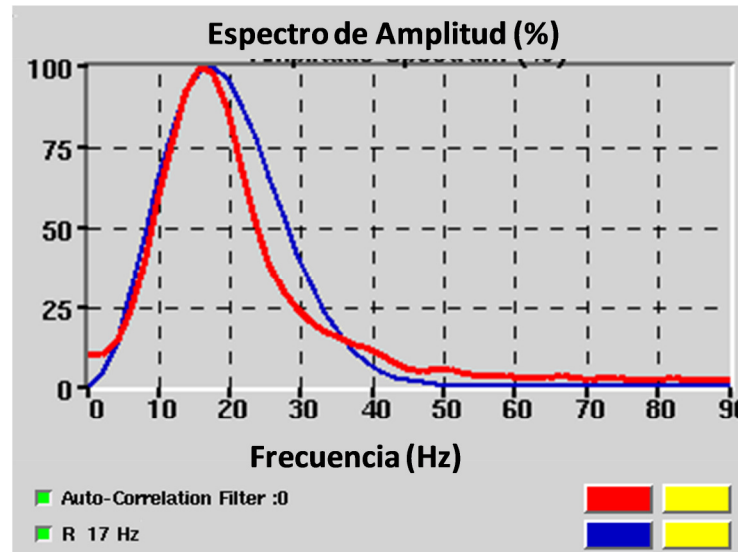


Figura 4.4-4 Comparativo de las frecuencias dominantes sobre la sección sísmica del pozo K-1

Como podemos observar en la figura 4.4-4, la línea roja representa la tendencia de las frecuencias dominantes sobre la sección sísmica del pozo K-1, mientras que la línea azul representa el comportamiento de la ondícula de Ricker a 17 Hz a emplear para la generación del sismograma sintético.

Este mismo procedimiento comparativo se realizó para cada una de las versiones sísmicas para las cuales se generaron sismogramas sintéticos.

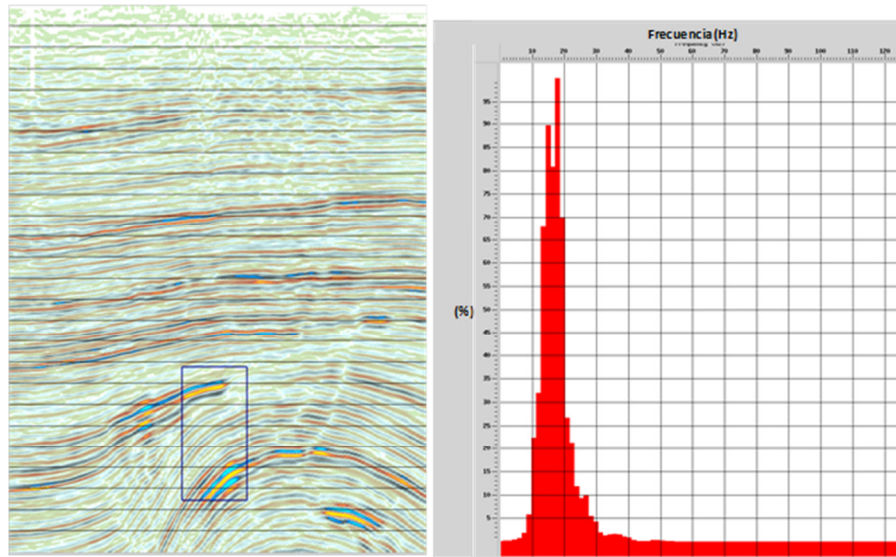


Figura 4.4-5 Tendencia de las frecuencias dominantes sobre la sección del pozo K-1

Rotación de Fase

Una vez seleccionado la ondícula más adecuada con base en el análisis de frecuencias (segunda calibración), se realizó una nueva comparación del sismograma sintético contra la respuesta sísmica (Figura 4.4-6). Se observó que el grado de similitud del sismograma sintético respecto a la sísmica presentaba diferencias es por ello que se continua con la tercera calibración.

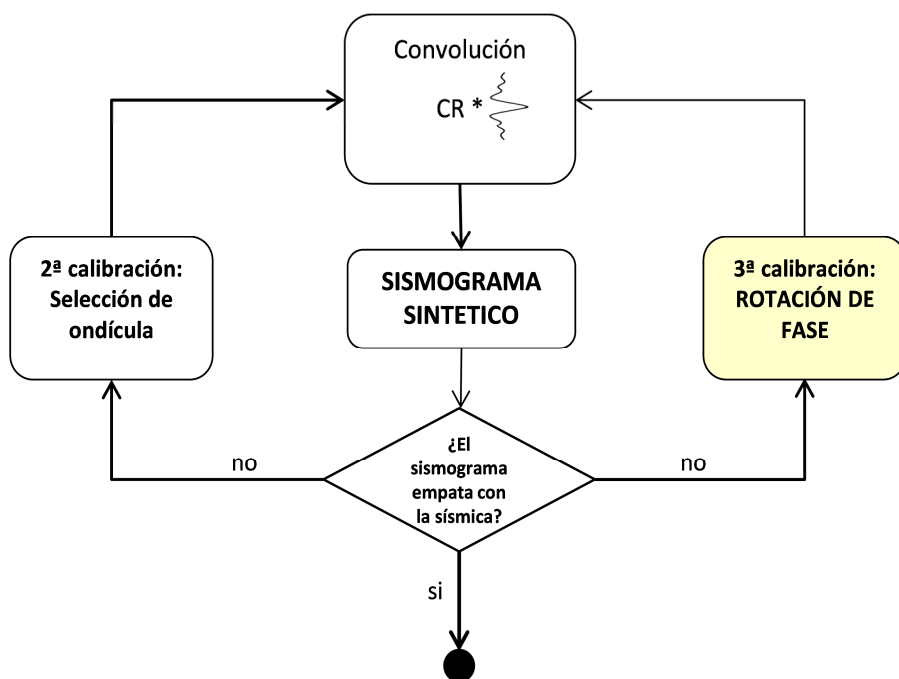


Figura 4.4-6 Diagrama de proceso de la tercera calibración del sismograma sintético

La comparación consistió en dos fases las cuales son las siguientes:

- Comparación del sismograma sintético generado con el diagrama de Brown (Brown, 2003) en el cual se muestra la respuesta de las arenas de baja impedancia (Figura 4.4-7). Se observó que la respuesta de las ondículas generadas a partir del sismograma es similar a la respuesta del diagrama de con una rotación cercana a los 90° .

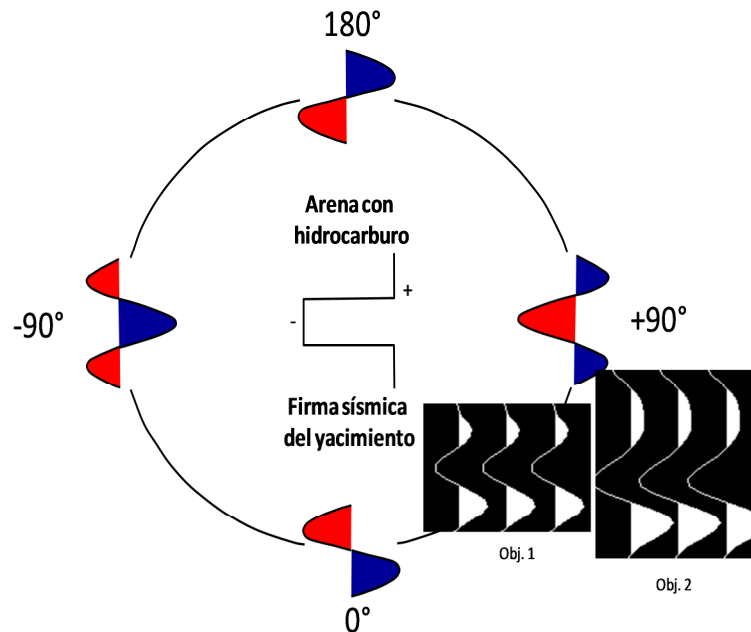


Figura 4.4-7 Respuesta de una arena de baja impedancia asociada a la firma sísmica de los yacimientos del pozo K-1

(Brown, 2003)

- b) Con el fin de identificar con un mayor grado exactitud la rotación de la fase, se empleó el **sintético de correlación**. Dicho sintético muestra valores normalizados en el eje horizontal y una ventana en tiempo de máxima correlación ⁹ (Figura 4.4-8).

Los valores observados en el sintético de correlación indican:

- Desplazamiento en tiempo entre el sismograma sintético y la sísmica. Dicho valor es función de la ventana de correlación que se seleccionó. Es expresado en [ms].
- Rotación de la fase el cual es expresado en grados.
- **CrCf** representa el porcentaje de correlación existente entre el sismograma sintético y la sísmica a un tiempo cero.
- **TS** por otra parte, representa el coeficiente de correlación aplicando el desplazamiento óptimo calculado; es decir, para éste caso específico el sismograma sintético tendría una correlación de 61 % al realizar un desplazamiento de 24.23 [ms].
- **TS+PR** representa el porcentaje de máxima correlación habiendo aplicado el desplazamiento y la rotación optima sugerida.

⁹ La ventana propuesta es de 200 [ms], sin embargo, dicha ventana puede variar en función de los objetivos que se persigan con el sismograma sintético.

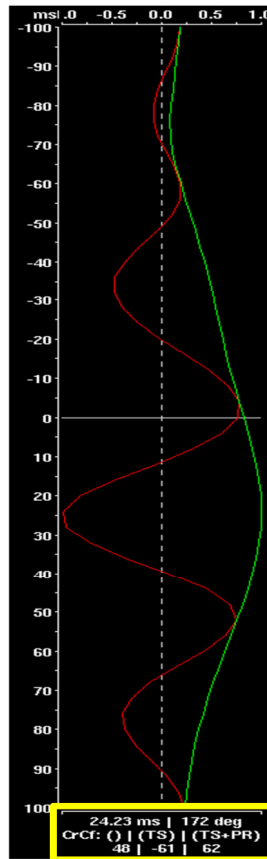


Figura 4.4-8 Sintético de correlación

Para el caso aquí expuesto la máxima correlación es de 62% habiendo empleado una ondícula Ricker a 17 Hz y realizado un desplazamiento de 24.23 [ms] con una rotación de 172°.

Cabe aclarar que los rasgos geológicos de las arenas productoras son las que determinaron la certeza del sismograma sintético final.

Finalmente, en los diversos sintéticos generados se hizo especial hincapié en la calibración de las arenas productoras del pozo K-1 para el ajuste final.

A continuación se muestra uno de los sismogramas sintéticos finales (Figura 4.4-9) y una ampliación en vista de la zona de interés (Figura 4.4-10).

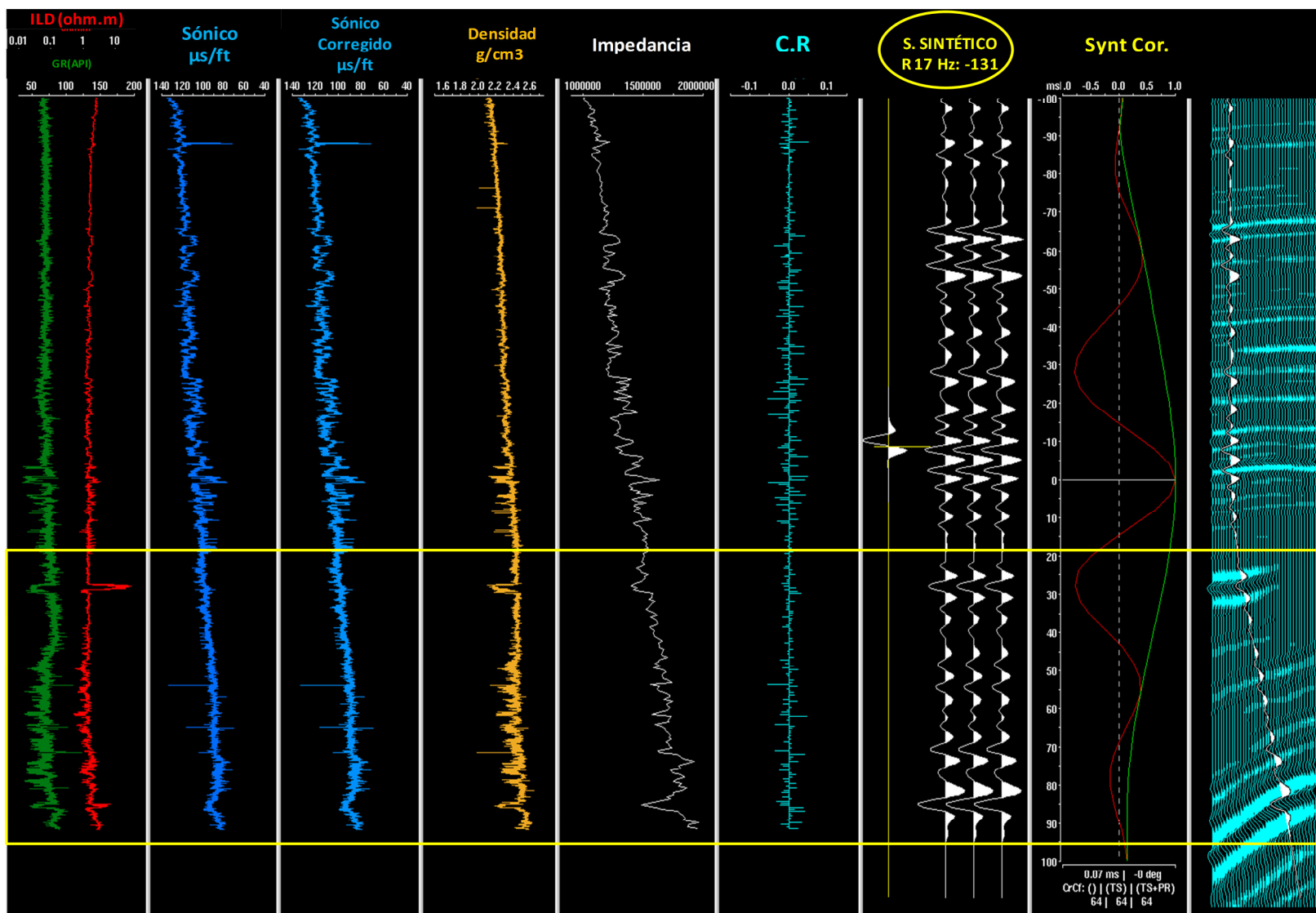


Figura 4.4-9 Sismograma Sintético del pozo K-1

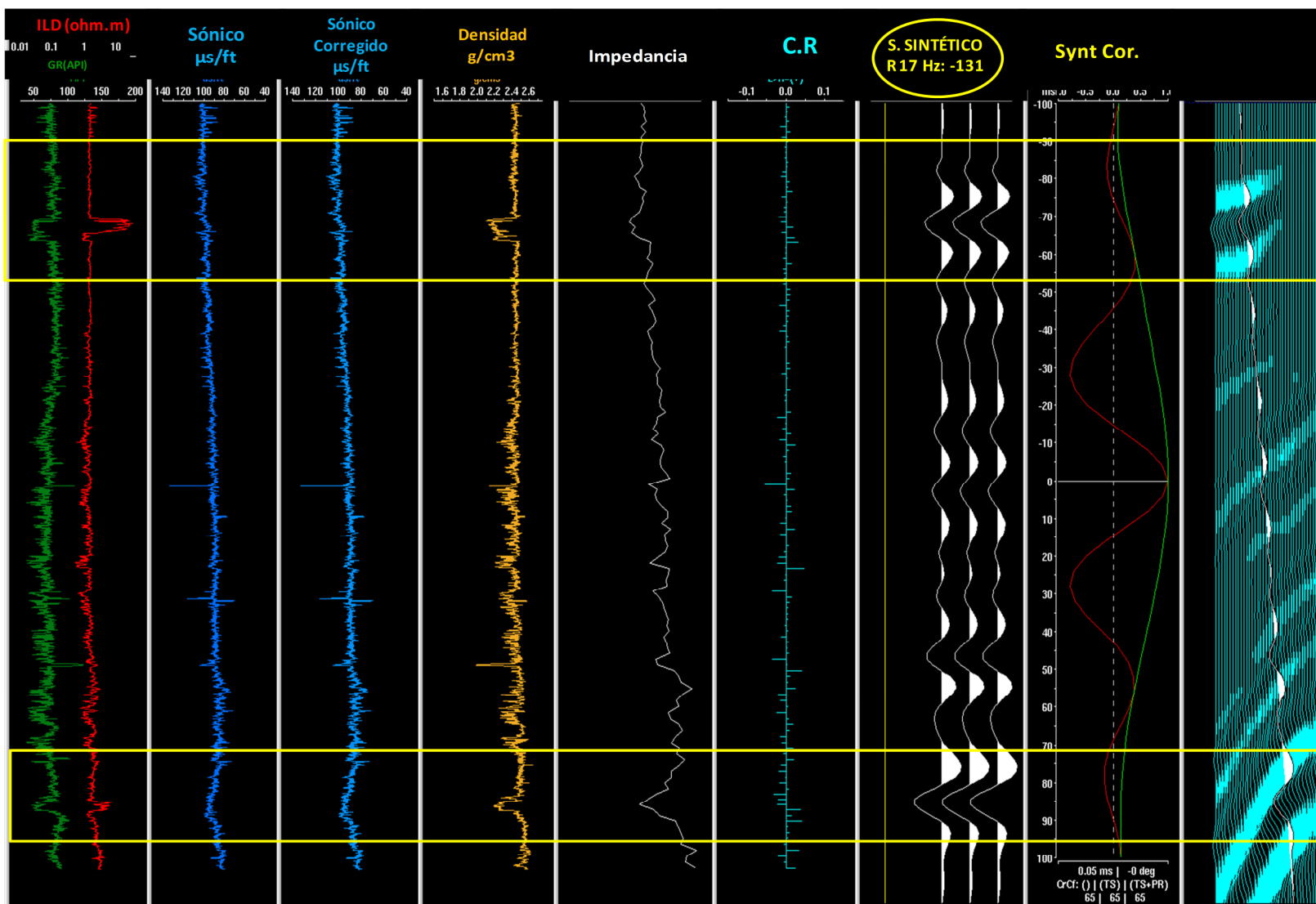


Figura 4.4-10 Ampliación del sismograma sintético del pozo K-1 en la zonas de interés

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

*"... so that those who claim to discover everything,
but produce no proofs of the same,
may be confuted as having pretended to discover the impossible"*

Archimedes

287 a.C- 212 a.C

Durante el desarrollo de este trabajo se presentaron las bases matemáticas, geológicas y geofísicas para el entender la importancia de una adecuada y temprana identificación de la rotación de la fase en volúmenes sísmicos empleando sismogramas sintéticos.

El pozo K-1 se tomó como referencia para dicho análisis debido a que se encuentra en la intersección de dos levantamientos sísmicos y de un sub-volumen reprocesado (Figura 5.1).

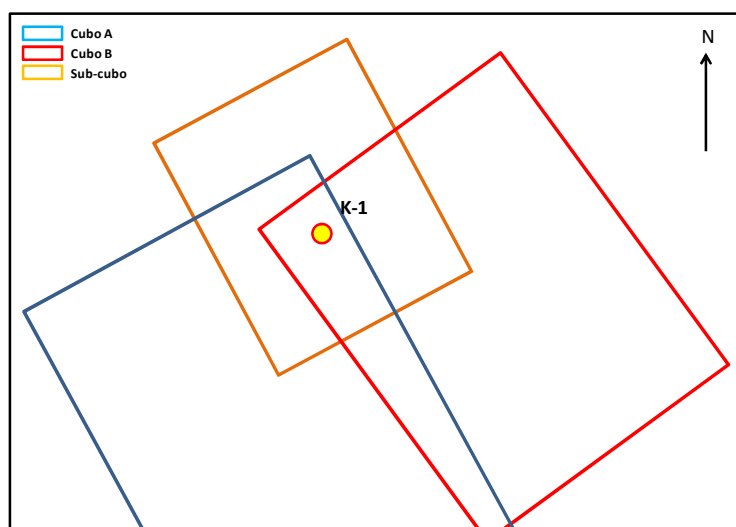


Figura 5.1 Croquis de ubicación del pozo K-1 respecto a los levantamientos sísmicos

El cubo sísmico localizado en la parte occidental (Cubo A) tuvo diversos problemas en la adquisición. Entre ellos encontramos la presencia de poblados y ríos. Aunado a lo anterior, en este levantamiento sísmico se utilizaron dos tipos de fuentes sísmicas (dinamita y vibro).

El empleo de las fuentes antes mencionadas impactó en la calidad del procesamiento de los datos sísmicos; es decir, se presentaron problemas específicamente en las frecuencias y fase de la señal, teniendo que ser normalizadas las frecuencias (PEMEX, Exploración y Producción, 2007).

Sin embargo, dicha normalización no fue suficiente. Como se puede observar en la sección de correlación post-apilamiento SW-NE entre el pozo A-101 y K-1 (Figura 5.2), en la cual se identifican la presencia de muy bajas frecuencias respecto al resto de la sección sísmica.

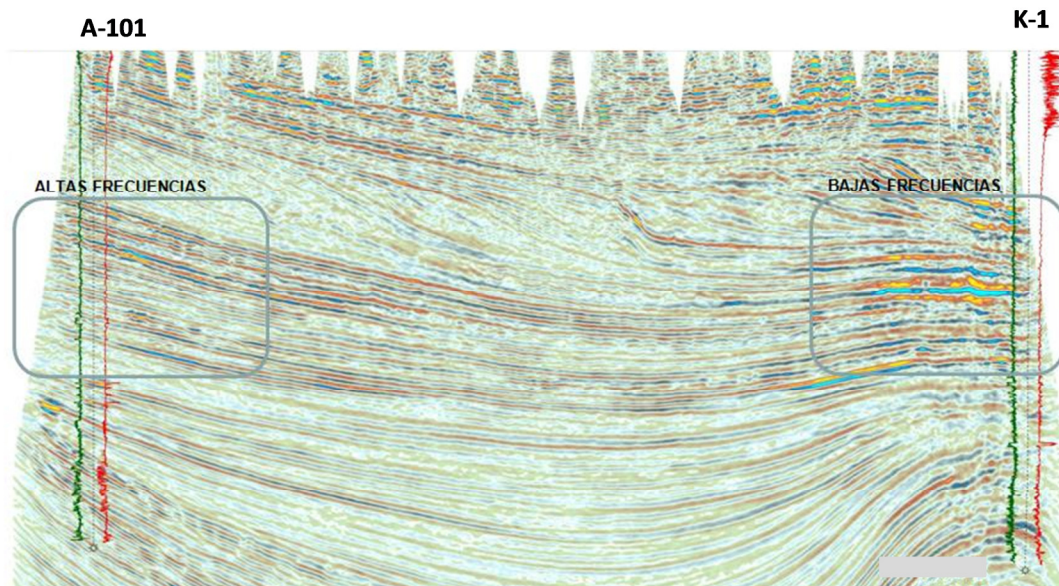


Figura 5.2 Sección de correlación SW-NE entre el pozo A-101 y K-1

Dos de las principales versiones sísmicas del **cubo A** (Figura 5.1) presentaron diferencias posiblemente debido a la rotación de la fase (Figura 5.3).

Se observó que el cuerpo arenoso objetivo más somero presentaba similitud en el comportamiento de la fase en ambas versiones, sin embargo, el objetivo inferior mostró diferencias posiblemente debido a la rotación de la misma.

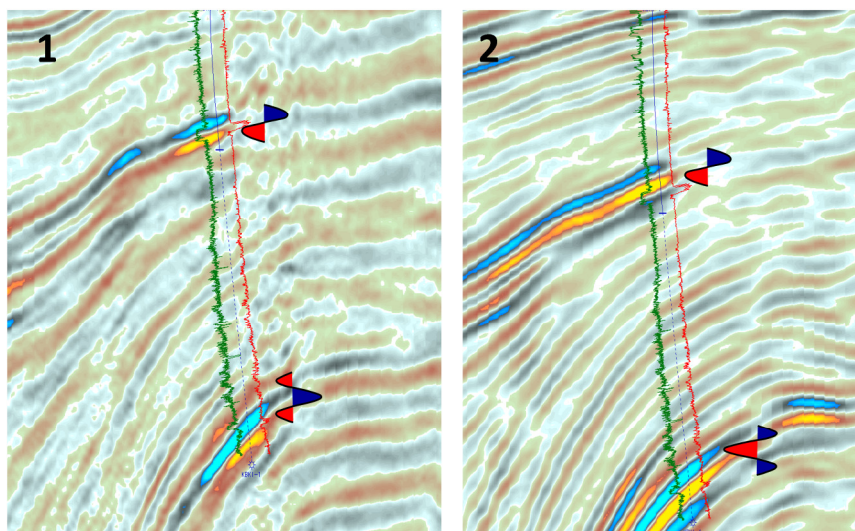


Figura 5.3 Sección sobre el pozo K-1 con dos versiones sísmicas

El sismograma sintético para la versión sísmica final del **cubo A** (Fig. 5.3, versión 2) fue ajustado con dos operadores. Siendo el superior un trapezoidal con rotación de fase de 53° y para el objetivo inferior se empleó un ondícula Ricker de 17Hz y 135° de rotación (Fig. 5.4).

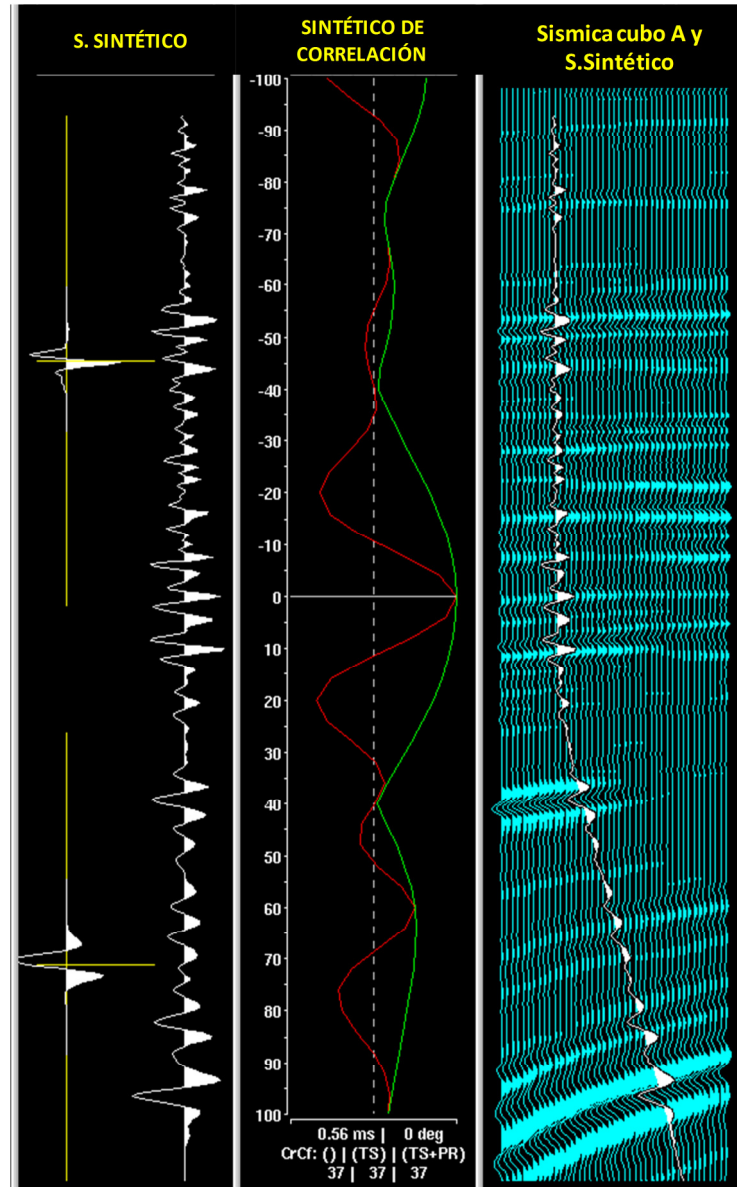


Figura 5.4 Sismograma sintético del pozo K-1 empleando la versión sísmica del cubo A

Para el **cubo B** (ver Figura 5.1) ubicado en la porción oriental, se determinó una rotación menor para el pozo K-1. Dicha rotación fue corroborada con secciones de correlación con pozos productores cercanos al pozo K-1.

En este cubo, el sismograma sintético original fue ajustado con dos operadores presentando una rotación de fase superior a los 100°, sin embargo, en posteriores sismogramas se determinó que el mayor ajuste se presentaba al ser calibrado con tres operadores (Figura 5.-5).

Ventana en tiempo [ms]	TIPO DE OPERADOR	ROTACION DE FASE
Inicio-1650	Extracción de Ondícula	-26°
1750-1950	Ricker 18 Hz	-42°
2050- Final del Pozo	Ricker 18 Hz	-96°

Tabla 5-1 Filtros empleados con sus respectivas rotaciones para el pozo K-1 empleando la sísmica del cubo B

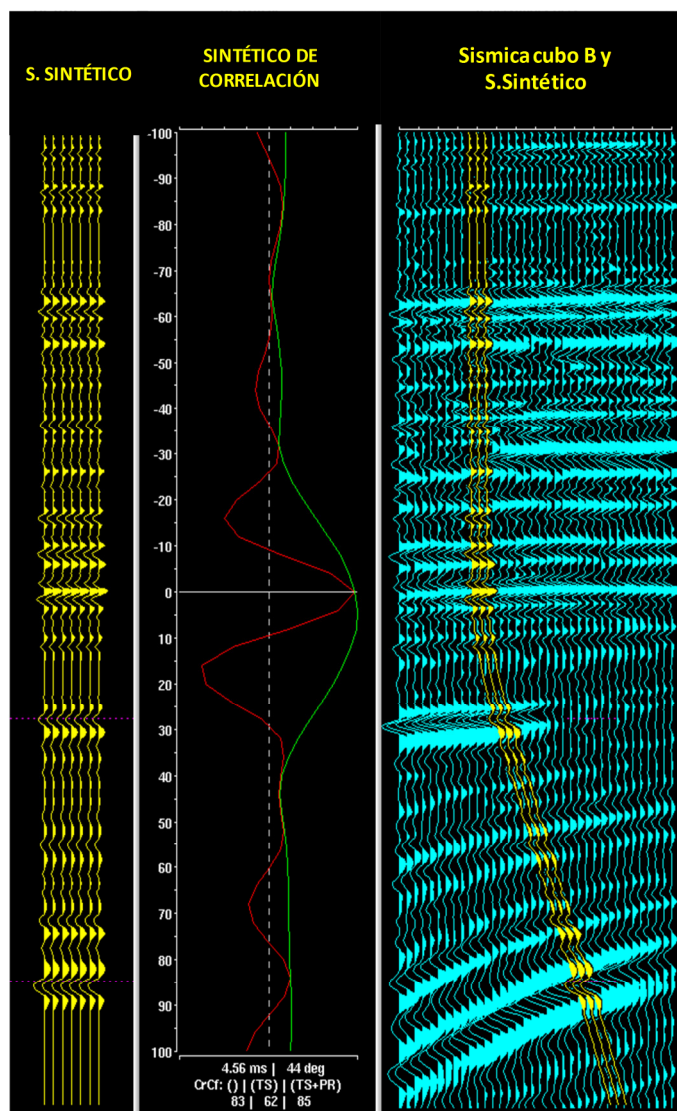


Figura 5.5 Sismograma sintético del pozo K-1 empleando la versión sísmica del cubo B

Finalmente, el sismograma sintético generado para el pozo K-1 en la versión sísmica del sub-cubo y expuesto en la metodología del presen trabajo, fue ajustado con una de la versiones sísmica MIGRADA PRE-APILADA CUBO-A CUBO-B.

El resultado del sismograma sintético indicó que dicho reprocesamiento presentaba una rotación de fase de más de 130° como su símil en el **cubo A**. Fue así que se genera una versión sísmica alternativa rotando 130° de la versión sísmica original y con nombre MIGRADA_PRE-APILADA_CUBO-A CUBO-B_ **ROT130**.

Con esta última versión sísmica se generó un segundo sismograma sintético el cual presentaba una rotación muy cercana a fase cero. A continuación se presenta un comparativo entre ambas versiones sísmicas (Tabla 5-2).

<i>VERSION SISMICA</i>	<i>OPERADOR</i>	<i>ROTACIÓN</i>	<i>OPERADOR</i>	<i>ROTACIÓN</i>
Versión Sísmica SIN rotar	Ricker 17 Hz	-131	-	-
Versión Sísmica Rotada 130°	8/14/40/60 Hz	-22	Ricker 18 Hz	-21

Tabla 5-2 Comparativo en los operadores y sus respectivas rotaciones para dos versiones sísmicas

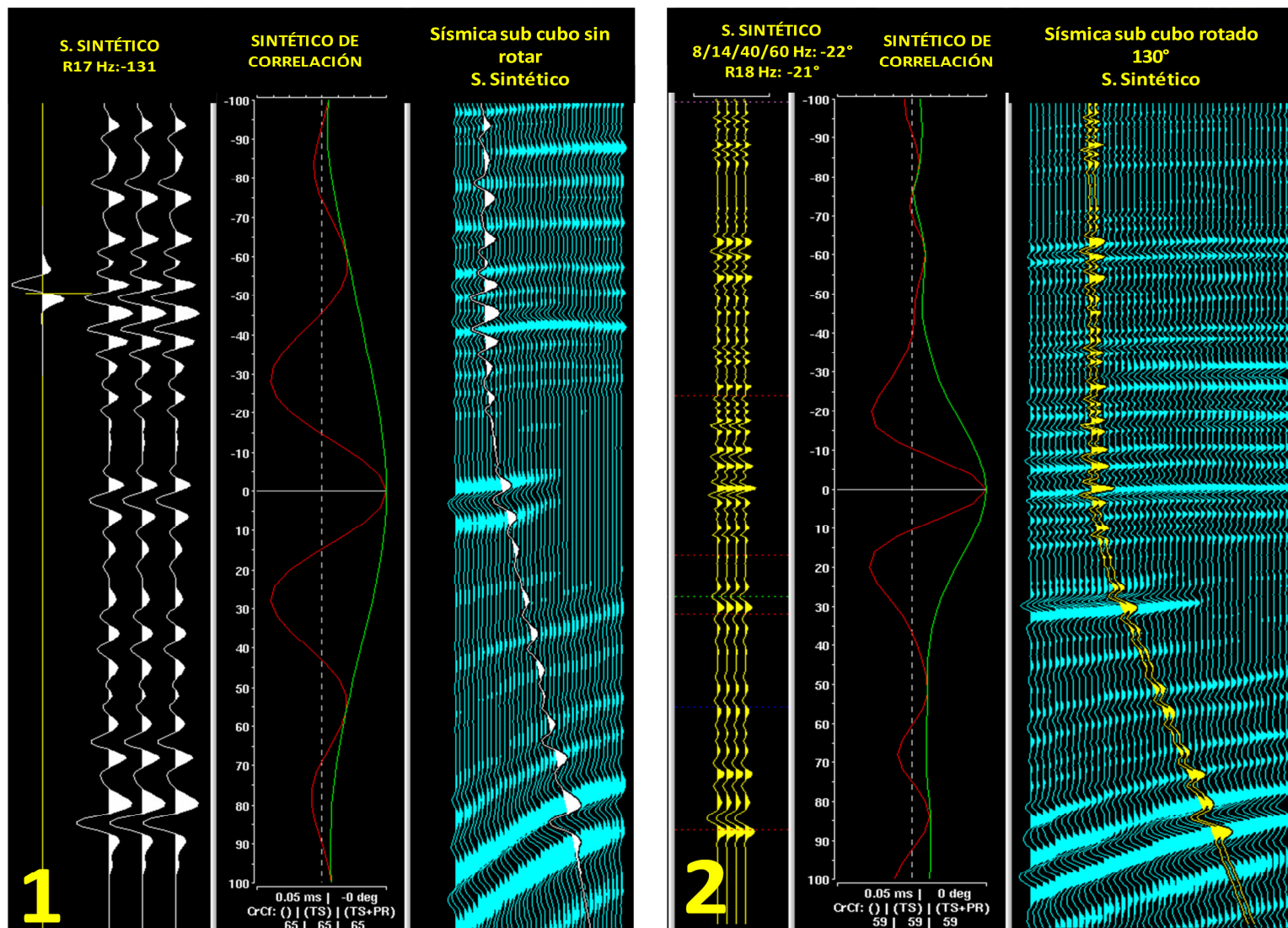


Figura 5.6 Sismogramas sintéticos del pozo K-1 empleando dos versiones sísmicas del sub cubo

6 CONCLUSIONES

La primer versión sísmica con la que se contó asociada al pozo productor K-1 fue en el año 2009, ésta presentó diversos problemas en la adquisición sísmica. Aunado a lo anterior, el producto entregado por parte del área de procesamiento de una compañía de servicios mostraba rasgos anómalos en las frecuencias (Fig. 4.2). Fue en ese año que los primeros sismogramas sintéticos se generaron para el pozo K-1 mostrando una rotación de fase.

Posteriormente y con base en otras volúmenes sísmicos adquiridos se pudo constatar la rotación del primer cubo. Dichos rangos en la rotación fluctuaron entre los 20°-135°.

Si bien es cierto que existen razones para adoptar medidas rigurosas en los ajustes entre los registros geofísicos de pozo y generación de sismogramas sintéticos con los volúmenes sísmicos, es preponderante no hacer suposiciones de desplazamiento en tiempo y rotación de fase que nos puedan llevar a errores que pueden ser muy costosos para la industria.

Es así que **el estudio y elaboración detallada de los sismogramas sintéticos para el pozo K-1, permitió obtener información del grado de rotación de fase presente en las diversas versiones sísmicas asociadas a dicho pozo. Aunado a lo anterior, ésta adecuada identificación permitió emplear los resultados en los trabajos de interpretación sísmica posteriores.**

La correcta identificación de los eventos sísmicos para su interpretación y correlacionen con localización u oportunidad exploratoria, demanda un conocimiento y métodos más riguroso en la generación de sismogramas sintéticos al igual que en la forma de la ondícula a emplear en la generación de los mismos.

Finalmente, el análisis de los sismograma sintéticos debe realizares acompañado de otras estudios tales como física de rocas para validar los resultados.

7 ANEXOS

ANEXO A

Entre las propiedades que afectan la velocidad de las rocas encontramos a la porosidad, mineralogía, fluido del poro, entre otras. La siguiente tabla muestra un rango aproximado de las velocidades y densidades de diferentes rocas, minerales y otras sustancias.

Cabe mencionar que los rango aquí presentados provienen de diversas fuentes.

Dichos valores varían en función de la compactación y profundidad a la que se encuentren.

Material	V_p(m/s)	V_s(m/s)	ρ (g/cc)
Aire	332	1090	
Agua	1400-1600		1
Suelo	300-900	120-360	1.7-2.4
Arenas	2000-4300	700-2800	2.1-2.4
Creta	2200-2600	1100-1300	1.8-3.1
Caliza	3500-6100	2000-3300	2.4-2.7
Dolomita	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
Sal	4450-5500	2500-3100	2.1-2.3
Granito	500-6000	2500-3300	2.5-2.7
Basalto	5000-6400	2800-3400	2.7-3.1
Cuarzo	6049	4089	2.65
Calcita	6640	3436	2.71

8 BIBLIOGRAFIA

- Anguiano Rojas, R. A. (1996). *Introducción al Análisis de Fourier*. Mexico, D.F: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Blair, D. P. (1982). Dynamic modeling of in-hole mountains for seismic detectors. (R. A. Society, Ed.) *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* , 803-817.
- Bolt, B. (1993). *Earthquakes*. New York: WH Freeman & Company.
- Brown, A. R. (2003). *Interpretation of Three-dimensional Seismic Data* (Vol. Memoria 42). Tulsa, Oklahoma: AAPG.
- CGG Borehole Services Division. (1996). VSP Technology Review.
- Costain, J. K., & Çoruh, C. (2004). *Seismic Exploration Basic Theory of Exploration Seismology* (Vol. 1). VA, USA: ELSEVIRE.
- Del Valle, E. *Apuntes de Prospección Sismologica*.
- Halliburton. (Junio de 2013). Open-Hole Wireline Services . (H. Services, Ed.) Houston, Texas, USA. Obtenido de http://www.halliburton.com/public/lp/contents/Books_and_Catalogs/web/WPS_PS_Catalog/Web/WPS_Chapter%203.pdf
- Hardage, B. (2000). *Vertical Seismic Profiling: Principles* (Vol. 14). (T. U. Texas, Ed.) Austin, Texas, U.S.A: Pergamon.
- Hecht, E., & Zajac, A. (1986). *Optica*. Addison-Wesley Iberoamericana .
- Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology. (30 de Julio de 2009). https://www.jamstec.go.jp/e/about/press_release/20090730/. Obtenido de <https://www.jamstec.go.jp>.
- Kulhánek, O. (1976). *Introduction to Digital filtering in Geophysics* (Vol. 8). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Publishing.
- Landmark Graphics Corporation. (February de 2000). Learning SynTool. Houston, TX, USA.
- Liner, C. L. (1999). *Elements of 3-D Seismology*. PennWell.
- Liner, C. L. (2004). *Elements of 3-D Seismology*. PenWell.

Marketing Communications, Slb. (August de 2004). DSI Dipole Shear Sonic Imager. Houston, Texas, USA. Obtenido de http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/product_sheets/wireline_open_hole/petrophysics/acoustic/dsi.pdf

Martínez, W. (1996). Interpretación geológica de sismogramas sintéticos. *GeoGaceta* , 153-156.

Nava, A. (2002). *Terremotos*. Fondo De Cultura Economica .

Palafox, H. (2003). Interpretación Sísmica 3D. Asociación de Ingenieros Petroleros de México, A.C.

PEMEX, Exploración y Producción. (1976). *Reporte Final Pozo Rincón Pacheco*. PEP.

Ricker, N. (1940). The Form and Nature of Seismic Waves and the Structure of Seismograms. *Geophysics* , 354.

Ryan, H. (1994). Ricker, Orsby, Klauder, Butterworth- A choice of Wavelets. *CSEG Recorder* , 8-9.

Schlumberger. (2003). Generación de Sismogramas Sintéticos., 11. Ciudad del Carmen.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell.

Stommel, & Graul. (1978). Current trends in Geophysics. En I. P. Association (Ed.), *Current trends in Geophysics* (pág. 140). AAPG.

Weatherford. (2012). *Borehole Seismic Sound Source*. Obtenido de www.weatherford.com/weatherford.

Wood, L. (1982). Imaging the Subsurface. (K. C. Jain, & R. J. deFigueiredo, Edits.) *Society of Exploration Geophysicists* , 45-90.

Yilmaz, O. (2008). *Seismic Data Analysis* (Vol. II). Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration Geophysicists.