

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA MINERA Y
METALÚRGICA**



**“ACONDICIONAMIENTO DE DATOS SISMICOS DE
REFLEXION Y ESTUDIO DE AMPLITUD VERSUS
DISTANCIA (AVO) PARA LA DETECCION DE GAS EN
LA FM. VERDUN, AREA ESPERANZA, CUENCA
SECHURA, COSTA AFUERA”**

INFORME DE SUFICIENCIA

**PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTADO POR:
JUAN ALBERTO CURI BENDEZU**

**Lima - Perú
2011**

**“ACONDICIONAMIENTO DE DATOS SISMICOS DE REFLEXION Y
ESTUDIO DE AMPLITUD VERSUS DISTANCIA (AVO) PARA LA
DETECCION DE GAS EN LA FM. VERDUN, AREA ESPERANZA,
CUENCA SECHURA, COSTA AFUERA”**

CONTENIDO

RESUMEN

CAPITULO I: INTRODUCCION	7
1.1 Generalidades de la investigación	8
1.1.1 Planteamiento del problema	8
1.1.2 Objetivos	8
1.1.3 Metodología	9
1.1.4 Antecedentes.	10
1.2 Generalidades de la zona de estudio	10
1.2.1 Ubicación y accesibilidad	10
1.2.2 Geomorfología	11
1.2.3 Clima, flora y fauna	12
CAPITULO II: MARCO GEOLOGICO	13
2.1 Geología Regional de la Cuenca Sechura	13
2.1.1 Ubicación	13
2.1.2 Estratigrafía	13
2.1.2.1 Paleozoico	13
2.1.2.2 Mesozoico	14
2.1.2.3 Cenozoico	17

2.1.3 Geología Estructural y Tectónica	19
2.2 Geología Local – Área Esperanza	20
2.2.1 Ubicación	20
2.2.2 Estratigrafía	20
2.2.3 Geología Estructural	24
2.2.4 Roca Reservorio	25
2.2.5 Trampa	25

CAPITULO III: MARCO TEORICO DEL METODO SISMICO Y ANALISIS

AVO	26
3.1 Propagación de Ondas Sísmicas	26
3.1.1 Ley de Snell	29
3.1.2 Principio de Huygens	30
3.1.3 Principio de Fermat	31
3.1.4 Factores que afectan la Propagación de Onda	31
3.1.5 Impedancia Acústica y Coeficiente de Reflexión	32
3.2 Prospección Sísmica por Refracción y Reflexión	33
3.3 Teoría del Modelo Convolutional	36
3.4 Recuperación de Amplitudes	38
3.4.1 Corrección por Divergencia Esférica	38
3.4.2 Corrección por Ganancia Exponencial	39
3.5 Deconvolucion	40
3.6 Filtro de Frecuencia	41
3.6.1 Filtro Pasa banda	42
3.6.2 Filtro Tipo Notch	43

3.6.3 Filtro Anti-aliasing	43
3.7 Analisis de Velocidades	43
3.8 Atenuacion de Multiples	45
3.9 Migracion	47
3.9.1 Principios de la Migracion	48
3.9.2 Metodos y Parametros de Migracion	51
3.10 Acondicionamientos de Datos Sísmicos para Análisis de AVO	54
3.10.1 Corrección Automática de Velocidad Residual	55
3.10.2 Compensación de amplitudes en offset	55
3.10.3 Filtro medio	55
3.10.4 Aplicación del Filtro Radon	55
3.11 Análisis de AVO	56
3.12 Aproximación de Ecuaciones	59
3.12.1 Aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz	59
3.12.2 Aproximación de Aky & Richards	60
3.12.3 Aproximación de Hilterman	60
3.12.4 Aproximación de Pan & Gardner	60
3.12.5 Aproximación de Shuey	61
3.13 Modelos de Arenas Gasíferas	62
3.14 Atributos de AVO (Intercepto & Gradiente)	65
CAPITULO IV: METODOLOGIA Y ANALISIS DE RESULTADOS EN EL AREA ESPERANZA - SECHURA	67
4.1 Parámetros de Adquisición del Proyecto	69
4.2 Geometría del Proyecto	69

4.3 Acondicionamiento de Datos	70
4.3.1 Atenuación de Ruido Lineal	70
4.3.2 Corrección por Divergencia Esférica y Ganancia Exponencial	71
4.3.3 Deconvolucion	71
4.3.4 Atenuación de Múltiples de Periodo Corto y Largo	72
4.3.5 Análisis de Velocidades	72
4.3.6 Regularización	73
4.4 Migración Pre-apilamiento en Tiempo con el Algoritmo de Kirchhoff	73
4.4.1 Calculo de los Parámetros de Migración	73
4.4.2 Análisis de Rango de Offset (Distancias) y Apertura	74
4.4.3 Iteraciones de Velocidades	74
4.4.4 Generación del Cubo de Velocidades	75
4.5 Pre-acondicionamiento de Datos Sísmicos para AVO	75
4.5.1 Corrección Automática de Velocidad Residual	75
4.5.2 Compensación de amplitudes en offset	76
4.5.3 Filtro medio	76
4.5.4 Aplicación del Filtro Radon	76
4.6 Análisis de AVO	77
4.6.1 Acondicionamiento de los Perfiles de Pozo	77
4.6.2 Amarre de la Sísmica y Pozo	78
4.6.3 Modelado de CRP Gathers	79
4.6.4 Procesamiento AVO	79
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	81
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	83

RESUMEN

El área Esperanza se encuentra ubicada en la cuenca Sechura, costa afuera a unos 15 Km. al Norte de los cerros Illescas, en la Bahía de Bayobar, provincia de Sechura, Región Piura.

La geología regional y local describe secuencias estratigráficas, desde el basamento de la cuenca Sechura de edad Paleozoica hasta eventos recientes como el Tablazo que pertenece al Cuaternario, se presentan columnas estratigráficas generalizadas de la cuenca y la sección que atravesó el pozo ES1-3X. También se hace una descripción de los eventos tectónicos regionales que han afectado el área en estudio.

El área está cubierta con información sísmica 2D y 3D adquirida en diferentes campañas. Sin embargo en el área de estudio no es posible observar en la imagen sísmica, anomalías de amplitudes relacionadas con la acumulación de gas.

En el presente trabajo se exponen los resultados obtenidos al realizar el procesamiento sísmico hasta migración pre-apilamiento en tiempo en un área de 192 km², correspondiente al estudio sísmico San Pedro 3D, adquirido el año 2000, y enfocándonos en el área Esperanza.

Para ello se diseñó una secuencia de procesamiento en tiempo enfocado a atenuar ruidos coherentes, ruidos lineales, múltiples del fondo marino y reverberaciones, en cada etapa del procesamiento se tuvo mucho cuidado en preservar la amplitud verdadera, siendo el paso final la migración pre-apilamiento en tiempo (a nivel de gathers).

Después de obtener el cubo migrado se acondicionaron los datos sísmicos, que permitan estudiar la variación de amplitud versus distancia (AVO), con la finalidad de detectar nuevas reservas de gas en la Fm. Verdun, área Esperanza. El análisis de

AVO es una técnica aplicada a las trazas sísmicas donde se estudia las variaciones de la amplitud con respecto a la distancia (offset) obteniéndose atributos que dan indicios de detección directa de gas.

Para realizar el estudio de AVO, se utilizaron las siguientes informaciones: CRP gathers migrados con NMO, las fallas y el horizonte sísmico interpretado a nivel de la Fm. Verdun obtenido de la sísmica 3D en tiempo, información de los pozos SP1-1X, ES1-1X y ES1-3X, en especial las curvas de densidad (RHOB), sísmico (DT), de porosidad y saturación de agua (S_w).

CAPITULO I

INTRODUCCION

El análisis de AVO (variación de la amplitud en función de la distancia), es una técnica que consiste en detectar en forma directa presencia de gas en arenas, a partir de la información sísmica. Esta técnica desde la década de los 80s, ha venido siendo aplicada con éxito, en otras partes del mundo, que han ayudado en la localización de nuevas reservas de gas. La técnica se basa en el análisis de amplitud de las trazas sísmicas y su variación con la distancia (fuente-receptor), este análisis pueden ser aplicados tanto en trazas sísmicas migradas después del apilamiento, así como a nivel de las trazas sísmicas migradas antes del apilamiento, ello permite concluir si la respuesta anómala de amplitud (disminución o aumento de la amplitud versus distancia) de un reflector, se debe a la presencia de arenas con o sin contenido gas.

Una vez migrada en tiempo y acondicionado la información sísmica de reflexión, el análisis de AVO se inicia con el cálculo de sismogramas sintéticos (usando la información de pozo: sónico y densidad), ello permite describir el comportamiento del reflector que representa al tope del yacimiento, correlacionándolo con la información sísmica migrada antes del apilamiento, esto permite una corrección en fase de la información sísmica a partir del sismograma sintético obtenido del pozo. Una vez que la información sísmica migrada se encuentre en fase, se extraen las trazas (CRP gathers) del cubo sísmico, que pasen cerca al pozo. Las amplitudes de las trazas sísmicas (CRP gathers) extraídas son analizadas y comparadas a medida que la distancia (fuente-receptor) aumenta, ello es muy importante para determinar a qué clase de AVO pertenece. El siguiente paso es el análisis e interpretación de atributos del AVO, que son gráficos de intercepto versus gradiente.

1.1 Generalidades de la investigación

1.1.1 Planteamiento del problema

Los datos utilizados fueron datos sísmicos de campo, a la cual se le aplicó una secuencia de procesamiento preservando la amplitud verdadera, después se aplicó la migración pre-apilamiento en tiempo para obtener los CRP gathers (punto de reflejo común migrado en tiempo) de un sub-volumen sísmico que corresponde aproximadamente a unos 30 km² del área de Esperanza, este sub-volumen fue obtenido del estudio sísmico San Pedro 3D que abarca 192 km².

Después se acondicionaron las trazas sísmicas migradas (CRP gathers), para realizar el estudio de AVO.

Para el estudio de AVO, el primer paso fue calcular los sismogramas sintéticos utilizando los registros de pozo, después con las trazas sintéticas se genera el modelo AVO y su clase a la que corresponde, después se usa el sismograma sintético para realizar el amarre con la sísmica 3D y analizar si se encuentra en fase cero. Luego el modelo de AVO de las trazas sintéticas son comparadas con las trazas sísmicas (CRP gathers) para observar las gráficas de amplitud y distancia (offset).

El segundo paso fue la interpretación de los atributos AVO (gradiente y intercepto), que muestran puntos anómalos sobre el background.

Estos resultados muestran que la anomalía de amplitud encontrada es clase IV, demostrando que es posible aplicar la técnica de AVO en campañas de exploración para identificar nuevas reservas en las arenas de la Fm Verdun que pertenece al Eoceno, en la cuenca Sechura.

1.1.2 Objetivos

Los objetivos principales de este trabajo fueron:

1. Realizar el procesamiento básico, aumentando la relación señal/ruido.
2. Realizar una migración pre-apilamiento en tiempo.
3. Acondicionar los datos sísmicos para el estudio AVO.
4. Realizar un análisis de AVO que conlleven a caracterizar la respuesta sísmica del yacimiento para encontrar la relación entre las amplitudes sísmicas y la acumulación de gas, detectados en el Pozo ES1-3X, a nivel de la Fm Verdun de edad Eoceno.
5. Presentar el estudio y sus resultados como informe de suficiencia para optar el título Profesional de Ingeniero Geólogo.

1.1.3 Metodología

La metodología de trabajo se ha dividido en tres fases:

La primera fase, corresponde al procesamiento de la información sísmica de reflexión hasta la obtención de la migración pre apilamiento en tiempo, teniendo como objetivo preservar la amplitud verdadera y obtener la mejor relación señal/ruido, para lo cual se aplica una secuencia básica de procesamiento utilizando el software de procesamiento sísmico Geocluster versión 5000, propiedad de SAVIA PERU.

En la segunda fase, utilizamos los datos sísmicos migrados en tiempo (CRP gathers), realizamos una interpretación automática de velocidades residuales en cada CRP gathers, se compensa las amplitudes en distancia (offset), se aplica un filtro medio y luego un filtro radón.

La tercera fase, es el procesamiento y análisis de la técnica AVO, teniendo como entrada para el análisis, información de los pozos ES1-1X y ES1-3XD (curvas

sónicas DT, densidad RHOB, porosidad y saturación de agua), y el horizonte sísmico interpretado en tiempo a nivel de la Fm. Verdun.

1.1.4 Antecedentes

En el desierto de la Cuenca de Sechura, se desarrolló una intensa campaña exploratoria en la década de los años 50's como resultado de la aplicación de la Ley de Hidrocarburos 11780, que incentivaban las inversiones en exploración. Se efectuaron trabajos de geología regional, gravimetría, magnetometría y sísmica que condujeron a la perforación de 24 pozos sin éxito, salvo el hallazgo de reservas modestas de gas seco en La Casita.

Los objetivos principales de la exploración se centraban en aquella época en la sección de formaciones terciarias, en comparación con la importancia que tenían éstas por su riqueza petrolífera en la vecina cuenca de Talara.

Los avances en el conocimiento geológico de la región y las nuevas campañas de adquisición sísmica marina en la prolongación de la cuenca hacia el mar, así como los resultados de la prospección geoquímica, reúnen ahora las mejores condiciones para la búsqueda de hidrocarburos.

Las formaciones Redondo y Monte Grande del Cretáceo contienen niveles de rocas madres que pueden haber generado hidrocarburos durante las épocas de máximas subsidencia que fue durante el Terciario.

1.2 Generalidades de la zona de estudio

1.2.1 Ubicación y accesibilidad

El área Esperanza se encuentra ubicada unos 15 km costa afuera al Norte de los cerros Illescas en la cuenca Sechura, Provincia de Sechura, Región Piura.

El acceso principal es vía la Panamericana Norte, hasta Piura, luego a Sechura hasta el puerto de Bayobar y desde ese punto vía marítima hasta el área de esperanza.

1.2.2 Geomorfología

La cuenca Sechura comprende una parte continental y una parte marina o costa afuera (offshore), esta cuenca está directamente relacionado a los procesos de la tectónica de placas y al levantamiento de los andes, tiene un área aproximado de 7,8 millones de acres y un espesor sedimentario de 11 500 pies.

En general los sedimentos arenosos son los que predominan en la mayor parte de la plataforma continental, alcanzando también profundidades de talud superior. El limo arcilloso predomina entre la plataforma externa y el talud superior y la arcilla limosa cubre casi todo el talud continental medio a inferior.

Los sedimentos de la plataforma continental entre el río Chira y el extremo norte de la bahía de Sechura, se desarrollan en dirección este a oeste, sobre una extensa franja costera; son de arena limosa en la parte cercana a la costa, seguido de su desarrollo al oeste por los de arena que se ubican sobre el zócalo continental.

La parte central presenta sedimentos de arena con intercalaciones de limo arenoso y arena, limo y arcilla sobre la plataforma continental hasta llegar al talud continental.

En la parte sur sobre la plataforma continental aparecen depósitos de arena, prevaleciendo en el talud los limos arcillosos y destacan cerca de la isla de Lobos los fondos rocosos.

Un rasgo morfo-estructural importante es la aparición de la cordillera de la Costa entre el río Chira y el río Piura, así como las llanuras y depresiones costeras de la región Piura.

Otro rasgo morfológico importante son las islas Foca y Lobos de Tierra que se encuentran frente a la Región de Piura y frente a las costas de la Región Lambayeque se encuentra las islas Lobos de Afuera. (Según Federico Velazco, IMARPE 2007)

1.2.3 Clima, flora y fauna

El clima es propio de la región desértica, con un verano muy caluroso que bordea temperaturas máximas de 35°C y con regímenes de vientos suaves. El invierno es templado tiene una máxima de 22°C y se caracteriza por vientos intensos. Las lluvias son esporádicas, presentándose con mayor fuerza en el verano, el máximo promedio de precipitación total anual está entre 75 – 150 mm/año y promedio mínimo anual de 5,4 mm/año. Como el área de estudio se encuentra costa afuera la zona es rica en fauna y flora marina.

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO

2.1 Geología Regional de la Cuenca Sechura

2.1.1 Ubicación

La Cuenca Sechura se encuentra ubicada en el NW del Perú cubriendo una vasta extensión entre las regiones de Piura y Lambayeque, ambas paralelas a los Andes. La depresión de la Cuenca Sechura se muestra alongadamente con un rumbo NE-SO; actualmente esta Cuenca está en parte dentro del zócalo continental, y la mayor parte se encuentra en el continente.

El borde oriental de la parte norte de la Cuenca Sechura, está delimitado por la montaña de los Amotapes y la Cuenca Lancones (Fig. 1), Su límite nor-occidental es la Cuenca Talara, siendo esta la barrera marginal de la Cuenca. El límite sur está marcado por las Cuencas Salaverry y Trujillo (Fig. 1).

2.1.2 Estratigrafía

La finalidad principal es presentar las características litológicas de cada Formación, dando a conocer su ambiente de depositación y las facies propias para su reconocimiento. Las descripciones de las Formaciones estan basadas en información bibliografía (Geología del Perú, 1995 INGEMMET), haciendo hincapié en Formaciones que son de interés en el sistema petrolero.

Se presenta la columna estratigráfica para la Cuenca Sechura (Fig. 2).

2.1.3.1 Paleozoico

Grupo Amotapes, Es el basamento de la Cuenca Sechura, existe afloramientos en el Cerro Illescas, Cerro Paita y Montaña de Amotapes que es de edad pensylvaniana.

La montaña de los Amotapes es la principal evidencia de formaciones paleozoicas en el área de estudio. Tiene aproximadamente 1000 m de altura y está afectada por varios procesos orogénicos, de diferentes edades que ahora muestra en conjunto un patrón de rocas alteradas. Martínez (1970), las dividió en 4 formaciones: Formación Cerro Negro (Devoniano), Chaleco de Paño (Missisipiano), Cerro Prieto (Pensilvaniano) y Palaus (Pérmico) (Informe Perupetro Ochoa, 1983).

Básicamente se componen de facies de filitas, cuarcitas y pizarras esquistosas con variaciones de grados de metamorfismo, tiene intrusiones en diferentes partes, de granitos en su mayoría de tonalidad rosácea, con abundantes micas, ortosa, plagioclasa y cuarzo. Hallazgos realizados por la Compañía Petro-tech Peruana S.A. en el zócalo de la Cuenca Sechura, el 2005, encontraron petróleo en rocas del paleozoico, lo cual generará mayor investigación en la búsqueda de petróleo en estos tipos de reservorios.

2.1.3.2 Mesozoico

Del Mesozoico se ha reportado la secuencia que va desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior, con aproximadamente 6000 metros de espesor. La sedimentación mesozoica de ambiente marino influenciado por rocas volcánicas está acompañada por cambios laterales y verticales, los primeros debido a paleorelieves entre las diferentes subcuencas, y los segundos a movimientos oscilatorios a los que estuvieron sometidas dichas cuencas.

Triásico, la sedimentación marina mesozoica iniciada en el Triásico medio (Ladianiano), se generaliza en el Triásico superior (Noriano), continuando hasta el Jurásico inferior. La Formación La Leche, corresponde al Triásico superior y continua hasta el Jurásico inferior, tiene una secuencia que comprende calizas grises

oscuras carbonosas en estratos de potencia media y delgada, intercaladas con lutitas y calizas dolomíticas, con fauna del Noriano

Jurasico, está representado por los Volcánicos Oyotun, que es un conjunto de rocas volcánicas que consiste de una secuencia gruesa de derrames andesíticos, bancos de rocas piroclásticas y brechas andesíticas. Presenta intercalaciones con tobas, grauvacas y algunas capas de caliza y la Formación Tinajones/Colan, que comprende una serie de lutitas, cuarcitas y tobas, sobre yace a los volcánicos Oyotun.

Cretácico, el Cretácico está bien desarrollado en el territorio peruano. Muestra secuencias estratigráficas completas en las regiones Norte y Centro de los Andes. Sus afloramientos constituyen más del 70% de las rocas mesozoicas, consiste de sedimentos marinos y en menor proporción continentales.

El Grupo Goyllarisquizga, está representado por sedimentos arenosos de facies mayormente marinas. El Grupo Goyllarisquizga ha sido diferenciado en cuatro Formaciones, de inferior a superior: Chimú compuesta de areniscas, ortocuarcitas de grano medio a grueso, intercalaciones de lutitas negras y capas de carbón antracítico en la parte inferior, alcanzando espesores de 500 a 700 m; Santa que suprayace concordante ó con ligera discordancia paralela a la Formación Chimú, comprende calizas y lutitas calcáreas abigarradas, seguidas de calizas negras, margas y lutitas oscuras superior. Esta Formación corresponde a una transgresión marina de aguas someras; Carhuaz principalmente arcillosa y está constituida de lutitas fosilíferas con intercalaciones de areniscas, yeso y capas delgadas de calizas en la parte inferior; y Farrat, tiene una litología arenosa propia de un ambiente fluvial en zona de llanura. Está formada por bancos de areniscas y cuarcitas grises blanquecinas con

estratificación cruzada, intercaladas con lutitas grises a pardo rojizas. Su edad corresponde al Aptiano.

La Formación Inca, consiste de cuarcitas ferruginosas con algunas intercalaciones de calizas, se encuentran en el albiano medio, y estas yacen sobre el grupo Goyllarisquizga. Esta Formación está caracterizada por su litología de ambiente de plataforma profunda a moderada.

La Formación Chulec (Aptiano - Albiano medio), esta representado por calizas, areniscas calcáreas, margas y lutitas de color blanquecino a gris parduzco y calizas margosas de color pardo amarillento en la parte superior.

La Formación Pariatambo (Albiano superior), corresponde a la parte superior del Albiano y está compuesta de calizas de color oscuro a negras, bituminosas, fétidas, intercaladas con margas y lutitas calcáreas de color gris oscuro. Asociadas a estas calizas se encuentran horizontes de asphaltitas que localmente contienen concentraciones de vanadio. El color oscuro de la formación es una guía para diferenciarla de otras formaciones calcáreas del Cretácico.

El Grupo Copa Sombrero que pertenece al Cretácico superior, ha sido diferenciado en tres Formaciones, de inferior a superior: Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros (Cretácico superior – Cenoniano). El Grupo Copa Sombrero, comprende una secuencia de turbiditas con areniscas calcáreas nodulares en estructuras de deslizamiento, seguidas de lutitas, calizas y areniscas en capas delgadas, con las lutitas más fisibles en la parte superior. Este Grupo se prolonga hasta el vecino país del Ecuador al norte, y por el sur se la detecta en subsuelo reflejado por las secciones sísmicas.

La Formación Redondo, compuesto por niveles conglomerádicos en su base correspondiente a levantamientos de fines del Cretácico y de lutitas gris verdosas oscuras, intercaladas con areniscas limolíticas y limoarcillitas grises con nódulos calcáreos de calizas negras. Tienen aproximadamente más de 1000 metros de espesor, es la secuencia lutácea marina del ciclo depositacional campaniano. Esta Formación puede ser considerada como roca generadora de hidrocarburos (Reporte Pluspetrol, 2000).

La Formación Monte Grande, esta compuesta de lutitas y calizas marinas someras y los clastos son mas gruesos.

2.1.3.3 Cenozoico

Terciario, las rocas terciarias en el territorio peruano comprenden secuencias sedimentarias de facies marinas.

En la costa Noroeste, los rasgos geológicos y estratigráficos permiten identificar las cuencas sedimentarias Talara, Progreso y Sechura, separadas por arcos tectónicos. Cada una de las cuencas tiene características propias de sedimentación y estructura. Es de notar que el Eoceno marino se encuentra bien desarrollado en el Noroeste del Perú

La Formación Balcones del Paleoceno, es esencialmente pelítica, con lutitas oscuras a gris claro.

El Grupo Salina, corresponde al Eoceno inferior está formado por un conglomerado basal seguido por areniscas oscuras micáceas y glauconíticas, que alcanza un espesor aproximado de 800 m.

El Grupo Talara corresponde al Eoceno medio, es diferenciado por cuatro formaciones: Terebrátula está compuesta por areniscas de grano a muy fino, con

granos de cuarzo; Lobitos está compuesta por arcillas ligeramente calcáreas; Helico , está compuesto de areniscas de grano fino, con granos de cuarzo con matriz arcillosa; y Monte que es una secuencia de arcillas con intercalaciones de areniscas, y algunos intervalos esporádicos de arenas. Ellos conforman un espesor aproximado de 2000 m. Entre las estructuras notables del grupo Talara se tienen los depósitos de canal, que están presentes en lutitas marrones y areniscas verdes, todas las unidades del grupo Talara son de facies marinas. Las rocas reservorios están constituidas de horizontes areniscosos y conglomeradicos y las facies lutáceas constituyen la roca sello.

La Formación Verdun corresponde al Eoceno superior, está compuesta por conglomerados cementados por carbonatos, areniscas macizas y lutitas con yeso; sobre esta secuencia yace areniscas fosilíferas con algunas intercalaciones de areniscas limonitizadas en estratos delgados y color beige.

La Formación Chira corresponde al Eoceno superior, está compuesta por estratos de lutitas bentoníticas de colores beige y marrón oscuro y cemento salino, con algunas intercalaciones de areniscas amarillentas. En la parte superior de la secuencia, yacen lutitas diatomáceas bastante plásticas por humedecimiento y de carácter expansivo.

La Formación Mancora del Oligoceno, esta compuesta por areniscas de grano grueso, micáceas, bien estratificadas, de color blanco amarillento a verde rojizo.

La Formación Heath del Oligoceno, esta compuesto de lutitas marrón rojizas con intercalaciones de areniscas.

Los Volcánicos Porculla del Oligoceno, están constituidos principalmente por tobas andesíticas y riolíticas, en el valle de Huancabamba esta se presenta en forma de ignimbritas y flujos de tobas ácidas de color blanquecino.

La Formación Montera del Mioceno, está compuesta por una secuencia litológica de areniscas de grano medio a grueso, algo conglomeraditas.

La Formación Zapallal del Mioceno, está constituido por una secuencia litológica de lutitas intercaladas con arcillas finas. La Formación Zapallal es importante por contener en su parte inferior los yacimientos de fosfatos de Sechura y en su parte superior diatomitas y abundantes macro y microfósiles.

Cuaternario, en el Noroeste del Perú se reconoce una secuencia escalonada de cuatro tablazos, conocidos como los tablazos de Máncora, Talara, Lobitos (de edad Pleistocénica) y Salinas (de edad Reciente). Los depósitos de arenas de playa a lo largo del borde litoral constituyen depósitos marinos recientes.

Los depósitos eólicos, compuestos por arenas inconsolidadas se presentan a manera de amplias franjas alineadas según la dirección del viento, formando en zonas llanas corredores de dunas (barcanas). Cubren grandes extensiones en la llanura costanera y las partes bajas del flanco andino.

2.1.3 Geología Estructural y Tectónica

En las rocas paleozoicas, podemos reconocer la Orogenia Caledónica en el Noroeste y la Orogenia Hercínica en la Cordillera Oriental, con dos ciclos sedimentarios: uno en el Paleozoico inferior y otro en el Paleozoico superior, culminando cada uno de ellos con una fase de deformación. Se reconoce así como Fase Eohercínica la primera de ellas (340 M.A.), como Fase Tardihercínica la segunda (280 M.A.), y como Fase Finihercínica la última.

En las rocas mesozoicas y cenozoicas se reconoce el Ciclo Andino, comprendiendo en él varias etapas de sedimentación y varias fases de deformación, siendo las principales de ellas la Fase Peruana ocurrida en el Cretácico superior (80 M.A.), luego la Fase Incaica en el Terciario inferior (35-30 M.A.), seguida después por la Fase Quechua (12-15 M.A.) y otras a fines del Terciario y comienzos del Cuaternario.

Uno de los mayores rasgos tectónicos del área, es la falla Illescas que limita al oeste la cuenca Sechura, La tectónica del Mioceno superior se manifestó por un importante fallamiento normal de la Fm. Zapallal y fue seguida en el Plioceno por un diaclasamiento acompañado de plegamientos suaves (Sebrier, 1978; Vela, 1979). La disposición geométrica de las terrazas marinas bien preservadas al norte del cerro Illescas respecto a la posición de los tablazos del Desierto de Sechura sugieren que esta falla ha sido activa hasta el Pleistoceno medio (Sebrier, 1978). Ni los depósitos litorales del tablazo de Lobitos, ni los conos aluviales recientes al este del cerro Illescas, aparecen afectados por el sistema de falla Illescas.

2.2 Geología Local – Área Esperanza

2.2.1 Ubicación

La estructura Esperanza se encuentra ubicada dentro de la Cuenca Sechura (costa afuera), en la Bahía de Bayobar, a 15 kilómetros al Norte de los cerros Illescas. (Fig. 3)

2.2.2 Estratigrafía

De acuerdo a las descripciones litológicas, análisis micropaleontológicos, y registros eléctricos, el pozo ES1-3X del área Esperanza, atravesó la sección estratigráfica:

Formación Zapallal (230') aflora en el fondo marino y consiste en una secuencia de arcillas con pequeñas intercalaciones de calizas. Las arcillas son ligeramente calcáreas. Aunque no se tuvo lecturas de gases en toda la secuencia, los valores máximos reportados fueron de 11 unidades de C1, entre las profundidades de 640 y 990 pies. La edad de esta secuencia litológica está confirmada como del Mioceno por la presencia de micro fauna. (Fig. 7)

Formación Montera (990') está compuesta por una alternancia de calizas y arcillas. Las calizas son marrón claro, duras y en algunos casos muestran granos oscuros como inclusiones. Las arcillas son marrones. Las lecturas de gases mostraron valores máximos de 10 unidades de C1. La microfauna fósil encontrada en esta secuencia confirma la edad Mioceno. (Fig. 7)

Formación Heath (1100') es básicamente una secuencia de arcillas con delgadas intercalaciones de calizas. Las arcillas son marrones, ligeramente calcáreas. Las calizas son marrones, densas y masivas. Como accesorios presenta piritita en la parte superior de la secuencia. Las lecturas mostraron valores máximos de gases totales de 535 unidades, de C1 a C3, a la profundidad de 2052' a 2064' MD. Las determinaciones micropaleontológicas indican microfauna del Oligoceno. (Fig. 7)

Formación Máncora (2426') es una secuencia compuesta de arenas y areniscas con intercalaciones de arcilla. Las arcillas son ligeramente calcáreas. Las arenas son blancas de grano fino a medio, con granos de cuarzo. Contiene trazas de fluorescencia en un 10%. Como accesorios presenta trazas de glauconita, y la microfauna indica que es Oligoceno. Las lecturas de gases mostraron valores máximos de 178 unidades de C1. (Fig. 7)

Formación Chira (2702') es una secuencia uniforme de arcillas. Las arcillas son marrón claro y ligeramente calcáreas. Las lecturas de gases mostraron un valor máximo de 966 unidades de gas total de C1 a C3, a la profundidad de 2848' a 2984'. La microfauna indica que es del Eoceno (Fig. 7)

Formación Verdún (3484') es una secuencia arcillosa con intercalaciones de arenas y areniscas. Las arcillas son marrones y ligeramente, calcáreas. Las arenas son blancas, de grano muy fino a fino, los granos son de cuarzo. Las areniscas son de grano muy fino, con granos de cuarzo, matriz arcillosa, cemento calcáreo, con algunos líticos oscuros como inclusiones, y pobre porosidad visible. Como accesorios presenta glauconita. La microfauna indica que es del Eoceno Las lecturas de gases indican hasta 198 unidades de gas total, desde C1 hasta C3. (Fig. 7)

Las denominadas Arenas Masivas del Verdun (3948') se encuentran en la base de la formación y están compuesta por dos secciones. La primera es una secuencia de arenas con intercalaciones de areniscas y arcillas; las arcillas son ligeramente calcáreas; las areniscas son de grano fino a medio, con granos de cuarzo; las arenas son blancas, translucidas, de grano medio a grueso. La segunda sección es una secuencia de arcillas, arenas y areniscas. Esta última sección muestra en 2 intervalos de trazas de fluorescencia: la primera, de 4020' a 4240', contiene trazas hasta 30%, y la segunda, de 4300' a 4490', contiene trazas hasta 20%. Como accesorios presenta cierta abundancia de fragmentos de conchas y trazas de pirita. Las lecturas de gases tuvieron un valor máximo de 547 unidades de gas total, desde C1 hasta C3, a la profundidad de 3950' a 4431'. (Fig. 7)

Grupo Talara (4816') es una secuencia conformada por dos secciones. La primera es una secuencia de arcillas con intercalaciones de areniscas, y algunos intervalos

esporádicos de arenas. Las arcillas son ligeramente calcáreas. Las areniscas son de grano fino, con granos de cuarzo, matriz blanca arcillosa, cemento calcáreo, moderadamente consolidadas, con granos oscuros y verdes como inclusiones. Las arenas son blancas, de grano fino a medio, con granos de cuarzo. El intervalo 5,614 - 5,636 pies mostró lecturas de gas total de 264 unidades desde C1 a C5. La sección inferior, de aproximadamente 650 pies de espesor, está compuesta por arcillas ligeramente calcáreo; en las proximidades al tope del Paleozoico muestra laminas de material calcáreo. Hacia la base del Talara se encontró la formación Terebrátula, compuesta por areniscas de grano muy fino, con granos de cuarzo, con matriz arcillosa, cemento calcáreo, con granos oscuros y verdes como inclusiones. La microfauna indica que es del Eoceno. Esta sección mostró lecturas máximas de gas total equivalente a 96 unidades, desde C1 hasta C2, entre las profundidades de 7148 a 7154 pies. (Fig. 7)

Paleozoico (7170') está compuesto por una sección de 160 pies de pizarras, filitas y argilitas, y en el fondo otra sección de 650 pies de cuarcitas. La primera sección corresponde a pizarras grises y gris oscuro, sub laminares a laminares, y con planos de exfoliación. Las filitas son grises, con planos de exfoliación. Las argilitas son grises y gris oscuro y ocasionalmente sub laminares. Las cuarcitas son angulares, fracturadas, duras, con granos partidos, granos astillosos, con granos de minerales oscuros incluidos, localmente con sílice y calcita rellenando fracturas, en raras ocasiones presenta diseminaciones de pirita. El cuarzo que se tiene en casi toda la secuencia Paleozoica es blanco, translucido en parte, con granos angulares a sub angular y partido, también granos astillosos y localmente granos fracturados. La lectura máxima de gases totales reportada fue de 26 unidades, a la profundidad de

7253 a 7271 pies, con contenidos de C1 y C2. Las muestras de canaleta de la secuencia Paleozoica muestran fluorescencia con porcentajes de 5 a 15% entre las profundidades 7320 a 7380 pies. (Fig. 7)

2.2.3 Geología Estructural

El pozo exploratorio ES1-3X tuvo como objetivo principal perforar la mega estructura Esperanza, a fin de probar reservas potenciales de petróleo en las arenas de la Fm. Verdun (Terciario) y las cuarcitas fracturadas del Paleozoico. El pozo ES1-3X está orientado hacia un bloque distinto al perforado por el pozo ES1-1X, ubicado en la parte norte de la mega estructura Esperanza. Este bloque tiene una extensión aproximada de 1024 acres y está limitado hacia el sur por una falla normal de orientación noreste-suroeste correspondiente al sistema San Pedro, la cual afecta al Paleozoico y continúa a través de toda la secuencia Terciaria, separándolo del bloque perforado por el primer pozo exploratorio ES1-1X. Así mismo, existen otras fallas que se comportan como antitéticas al sistema San Pedro, las cuales afectan las secuencias del Eoceno superior al Mioceno, y limitan el bloque hacia el este y oeste. Hacia el norte, el bloque muestra un cierre estructural a 6700' de profundidad debajo del nivel del mar. (Figuras 4,5 y 6)

En el Oligoceno, representado por las Formaciones Heath y Mancora, la falla del sistema San Pedro, anteriormente mencionada, establece el límite norte del bloque perforado y una falla antitética delimita el límite sur, mostrando bloques algo extensos en los alrededores del área.

La Formación Verdún, se perforó en un bloque levantado con cierre a contra falla, distinto al de las secuencias superiores; mostrando un contacto fallado entre las Formaciones Chira y Verdun. La falla del sistema San Pedro, anteriormente

mencionada, se muestra en este caso como límite sur del bloque perforado, delimitando en los alrededores del área bloques más extensos, respecto a los casos anteriores.

El grupo Talara tiene una distribución estructural que sigue básicamente las fallas normales del sistema San Pedro, las cuales se interpretan desde el Paleozoico. Los resultados confirmaron la presencia de la falla que separa el bloque objetivo de este pozo, del perforado por el pozo ES1-1X. Este grupo yace en discordancia sobre el Paleozoico.

2.2.4 Roca Reservorio

El pozo exploratorio ES1-3X, tuvo como objetivo principal probar reservas potenciales de Petróleo en la formación Verdun y en las rocas fracturadas del Paleozoico.

2.1.5 Trampa

En el área de estudio las principales trampas son del tipo estructural. El mapa estructural del Paleozoico muestra un bloque fallado, con una orientación preferente suroeste – noreste, y limitado al sureste por una falla normal suroeste – noreste del sistema San Pedro (Fig. 5). El mapa estructural cercano al tope de la formación Verdun muestra una disposición estructural similar al Paleozoico, aunque evidencia fallas menores de orientación norte – sur que limitan el bloque hacia el este y oeste; asimismo, esta formación muestra cierto adelgazamiento en dirección sureste del bloque (Fig. 4 y 6)

CAPITULO III

MARCO TEORICO DEL METODO SISMICO Y ANALISIS DE AVO

El método de prospección sísmica se fundamenta en la detección del frente de ondas elásticas producidas por una fuente artificial (explosivos, aire comprimido y vibro sísmos), propagadas a través del subsuelo y registradas en superficie mediante detectores (geófonos o hidrófonos). Las propiedades elásticas de las rocas; tales como, las velocidades de propagación de las ondas en las capas rocosas, el contenido de fluidos, el volumen de espacio vacío (porosidad) y la disposición estructural de las capas son estudiadas a partir de la información sísmica.

La Prospección Sísmica permite generar modelos aproximados, en los que se describen las condiciones geológicas en un área de interés exploratorio, el arreglo estructural, la descripción litológica, las características físicas de los fluidos que saturan dichas formaciones, y definen los límites del yacimiento analizado. Algunos de los principios básicos de la teoría de ondas sísmicas, la cual permite generar los datos empleados para las caracterizaciones y delineamientos de zonas en el subsuelo con interés económico se presentan a continuación.

3.1 Propagación de Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son un tipo de onda elástica consistentes en la propagación de perturbaciones temporales del campo de esfuerzos que generan pequeños movimientos en un medio. (Fig. 8). La Propagación de Ondas se fundamenta en la ecuación de onda:

$$\frac{\partial^2 y(x, t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 y(x, t)}{\partial t^2}$$

Los elementos de una onda sísmica son: amplitud (A), fase (φ), periodo (T), frecuencia ($f=1/T$), longitud de onda (λ) y el número de onda ($K=1/\lambda$). Las ondas sísmicas pueden ser generadas por movimientos telúricos naturales, los más grandes de los cuales pueden causar daños en zonas donde hay asentamientos urbanos. Existe toda una rama de la sismología que se encarga del estudio de este tipo de fenómenos físicos. Las ondas sísmicas pueden ser generadas también artificialmente mediante el empleo de explosivos o camiones vibradores en tierra y cámaras de aire en mar. La Prospección Sísmica es la rama de la sismología que estudia estas ondas artificiales por ejemplo para la exploración por petróleo.

Hay dos tipos de ondas sísmicas: las ondas internas y las ondas superficiales.

Ondas Internas, las ondas se propagan a través del interior del planeta Siguen caminos curvos debido a la variada densidad y composición del interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo son divididas en dos grupos: ondas primarias (P) y secundarias (S).

Longitudinales, primarias o compresionales (ondas P), el movimiento de las partículas está en la misma dirección que la propagación de onda. Estas ondas poseen altas velocidades y son las más utilizadas en la prospección sísmica. Estas ondas pueden viajar a través de cualquier tipo de material líquido o sólido. Velocidades típicas son 332m/s en el aire, 1490m/s en el agua, y cerca de 5000m/s en el granito.

En un medio isótropo y homogéneo la velocidad de propagación de las ondas P es:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Donde K es el módulo de incompresibilidad, μ es el módulo de corte o rigidez y ρ la densidad del material a través del cual se propaga la onda mecánica. De estos tres

parámetros, la densidad es la que presenta menor variación por lo que la velocidad está principalmente determinada por K y μ .

Transversales, secundaria, de corte o cizalla (ondas S), el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Las ondas S solo se transmiten en los sólidos y su velocidad (V_s), es del orden de $1/2$ y $1/3$ de la V_p .

La velocidad de propagación de las ondas S en medios isótropos y homogéneos depende del módulo de corte μ y de la densidad ρ del material.

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

Ondas Superficiales, se generan al llegar las ondas P y S a la superficie. Su amplitud es aún mayor que la de las ondas S y su velocidad aproximada es 0,9 veces la velocidad de las ondas S. Pueden ser:

Ondas de Love, producen un movimiento horizontal de corte en superficie. Se denominan así en honor al matemático neocelandés A.E.H. Love quien desarrolló un modelo matemático de estas ondas en 1911. La velocidad de las ondas Love es un 0,9 de la velocidad de las ondas S (según Doyle, 1995) y es ligeramente mayor a la velocidad de las ondas Rayleigh.

Ondas de Rayleigh, causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas. La existencia de estas ondas fue predicha por Rayleigh, en 1885. Son ondas más lentas y es casi un 0,7 de la velocidad de las ondas S (según Dobrin, 1988).

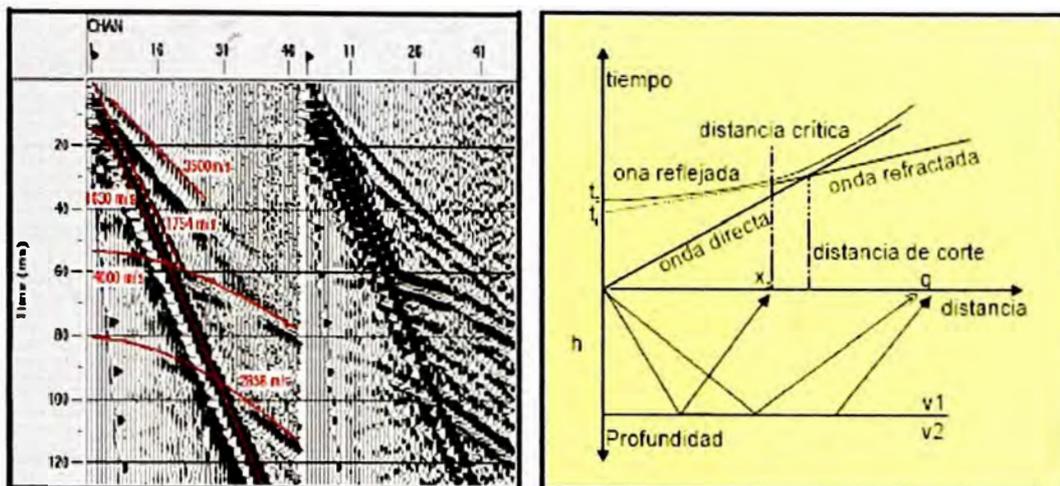


Figura 8: Características de la Propagación de la Onda Sísmica

3.1.1 Ley de Snell

Los rayos incidente y refractado y la normal a la superficie en el punto de incidencia están en un mismo plano. La relación entre los senos de los ángulos de incidencia (i) y de refracción (r) medidos entre los rayos y la normal es constante entre los medios e igual a la relación de velocidades de la onda entre uno y otro medio, constante que conocemos como índice de refracción (n) (Snell, 1621). (Fig. 9)

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2$$

Donde: θ = son los ángulos de incidencia de los rayos y, n = es el índice de refracción de los medio y puede ser expresado como: $n=c/V$, donde: c = es la velocidad de propagación de la luz en el vacío y V = la velocidad de propagación de ondas en el medio.

En el caso de análisis geofísicos, ésta velocidad corresponde a la propagación de ondas internas en los estratos del subsuelo. Entonces la ecuación, queda expresada según:

$$\frac{c}{v_1} \sin \theta_1 = \frac{c}{v_2} \sin \theta_2 \Rightarrow v_2 \sin \theta_1 = v_1 \sin \theta_2$$

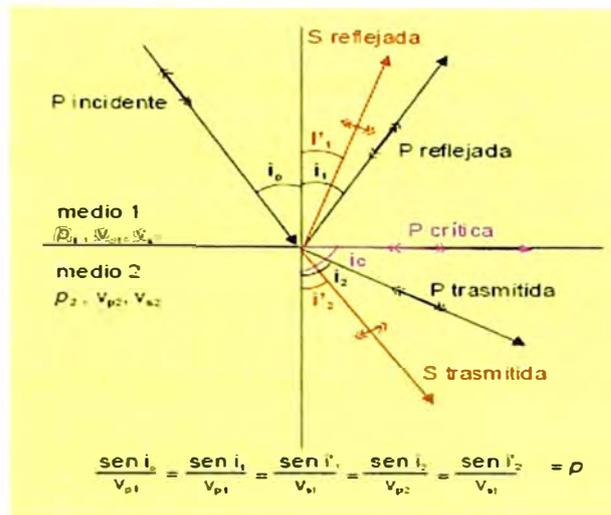


Figura 9: Ley de Snell

Esta ley es muy importante, ya que los métodos sísmicos se basan en que la velocidad de las ondas elásticas es diferente para rocas diferentes.

3.1.2 Principio de Huygens

“Cada punto de un frente de ondas se convierte en emisor de un nuevo frente de ondas en todas direcciones” (Huygens, 1670). Éste postulado proporciona un método geométrico para determinar, a partir de una frente de onda de forma conocida, la forma que adoptará éste frente de onda en un instante posterior. En un medio isotrópico el frente de ondas es esférico y en un medio anisotrópico el frente de onda se deforma. (Fig. 10)

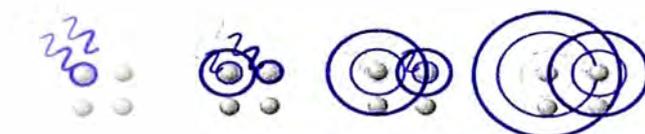


Figura 10: Principio de Huygens

3.1.3 Principio de Fermat

“Todo rayo en un medio sigue la trayectoria en la que emplea un menor tiempo” (P. Fermat, 1670). Éste principio establece que una onda para dirigirse de un punto a otro recorre la trayectoria en la que se emplee el tiempo mínimo de recorrido.

3.1.4 Factores que Afectan la Propagación de Onda

Los principales factores que afectan la propagación de las ondas sísmicas en un medio son:

Absorción o Atenuación inelástica: Es la pérdida de energía de la onda debida a la fricción entre los granos de roca y que se convierte en calor. Esta en relación directa con la compactación y resulta: $A_i = A_0 \cdot e^{-q \cdot r}$ siendo A_0 amplitud inicial, r la distancia recorrida y q coeficiente de absorción.

Divergencia Esférica: Es la distribución de la energía inicial focal (teóricamente puntual) en una superficie cuasi-esférica cada vez mayor. Representa la disminución exponencial de la relación energía/área.

Difracciones: análogamente a los fenómenos ópticos, son consecuencia del principio de Huygens y se producen por heterogeneidades laterales (fallas, cambios bruscos de buzamiento terminaciones rocosas sub horizontales, etc.).

Dispersión: los cambios de frecuencia producen variaciones en la velocidad de las ondas, ya que existe una dependencia física. Una gran disminución de frecuencia produce una pequeña reducción de la velocidad.

Fragmentación (Scattering): el choque de las ondas con partículas menores produce ondas pequeñas que propagan energía en todas direcciones.

Conversión de modo de ondas: cuando una onda P que viaja a través de un medio llega a una interfaz con un ángulo de incidencia menor que 90 grados, parte de su

energía es reflejada, parte es transmitida y otra parte se convierte en ondas S. Los ángulos con que cada rayo de onda P y S reflejada y transmitida viajara por el medio están dado por la ley de Snell. (Fig. 9)

3.1.5 Impedancia Acústica y Coeficiente de Reflexión

El ingles Cargill Knott en 1899, desarrollo la teoría sobre reflexión y refracción sísmica.

Impedancia Acústica (I): es la dificultad que opone un medio al paso de las ondas sísmicas y resulta del producto entre la velocidad (V) de propagación de la onda y la densidad (ρ) del medio:

$$I = \rho \cdot V$$

Coeficiente de Reflexión (R): La magnitud de los contrastes de impedancia entre dos medios adyacentes se mide en términos de coeficientes de reflexión y refracción (o transmisión) y nos da información de las interfaces del subsuelo.

El coeficiente de reflexión (R) para incidencia vertical en una interfase esta dado por:

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

El coeficiente de transmisión o refracción (T) vertical esta dado por:

$$T = \frac{2\rho_1 \cdot v_1}{\rho_2 \cdot v_2 + \rho_1 \cdot v_1}$$

A partir de los cálculos de Cargill Knott, Emil Wiechert desarrollo en 1907, en Alemania las ecuaciones a las que también alemán Karls Zoeppritz dio forma definitiva en 1909, siendo la más empleadas para expresar las relaciones entre las energías reflejadas y refractadas cuando ocurre la partición de la energía involucrando ondas P y S. Estas ecuaciones son explicadas más adelante.

3.2 Prospección Sísmica por Refracción y Reflexión

Método sísmico de refracción, se basa en la medición del tiempo de viaje de las ondas refractadas críticamente en la interfaces entre las capas de diferentes propiedades físicas; fundamentalmente por contraste entre impedancias acústicas ($I = \rho \cdot v$; donde ρ es la densidad y v la velocidad de la capa). La energía sísmica se genera mediante un impacto controlado en superficie (o a una determinada profundidad), esta va propagándose en forma de onda elástica a través del subsuelo interaccionando con las distintas capas, de manera que una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía incidente, y el resto se transmite al otro medio con un fuerte cambio de la dirección de propagación debido al efecto de interfase (refracción). De esta interacción, la sísmica de refracción solo considera las refracciones con ángulo crítico ya que son las únicas ondas refractadas que llegan a superficie y pueden ser captadas por los receptores. (Fig. 11)

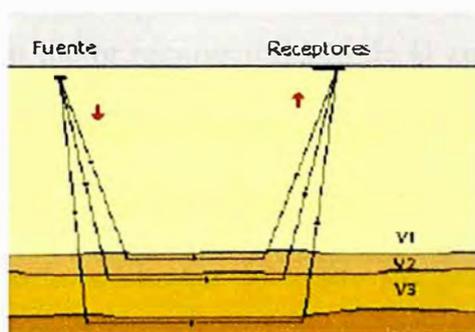


Figura 11: Modelo de Sísmica de Refracción

Método sísmico de reflexión, al igual que el de refracción, parte de producir microsismos artificiales por medio de una explosión, impacto, vibración, implosión en agua etc. Esta produce un frente de ondas sísmicas sobre las distintas interfases del subsuelo. Estas interfases (reflectores) responden, al igual que en refracción, a contrastes de impedancia acústicas que se relacionan con las distintas capas

geológicas. Las amplitudes y tiempos de llegada de las ondas reflejadas en las diversa interfases geológicas son grabadas en receptores o sismómetros (geófonos en tierra y hidrófonos en mar) que se ubican en superficie y que están alineados con una fuente emisora. Aquí se debe registrar toda la longitud de traza, hasta el tiempo de ida y vuelta de la energía sísmica calculada para cubrir los objetivos de interés. Dado que las distancias entre la fuente y los receptores son pequeñas respecto a la profundidad de penetración que se alcanza. (Fig. 12)

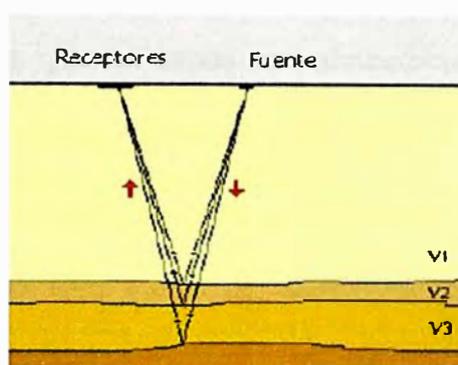


Figura12: Modelo de Sísmica de Reflexión

Con el fin de conseguir un mejor reconocimiento de la zona de estudio, se realiza un número de disparos mayor y se aumenta la cantidad de receptores en comparación con los empleados en un perfil de refracción de longitud equivalente. El resultado es un grupo de trazas sísmicas procedentes de todos los tiros, estas se analizan, se procesan y luego se reordenan en conjuntos de trazas de “puntos medio común de reflejo” (CMP), los cuales tienen información de todas las reflexiones halladas. Una vez que todas las trazas de un mismo punto medio común (CMP), se suman y se obtiene una traza de CMP. El conjunto de todas las trazas de CMP constituyen una sección sísmica de reflexión que es el resultado final del método. Una sección

sísmica es la imagen del subsuelo, donde las capas reflectoras se pueden asociar a las estructuras geológicas o secuencias estratigráficas.

El procesamiento de datos en sísmica de reflexión es más sofisticado y delicado que el de sísmica de refracción, uno de los objetivos más importantes es conseguir una mejor relación señal/ruido, esta tarea implica la aplicación de algoritmos físicos-matemáticos que ayuden atenuar el ruido y no crear señal sísmica no deseado. Otro punto importante en la sísmica de reflexión es la resolución, y de ello dependerá la mejor imagen o no del subsuelo. Hay dos tipos de resolución y son:

Resolución vertical: para que las capas sean detectables en sísmica de reflexión, su espesor (z) debe guardar cierta relación con la longitud de onda (λ) dominante. El límite de detectabilidad está alrededor de $z = \lambda/30$. Cuando $z = \lambda/4$, se le llama espesor de sintonización, y entonces, tope y base de la capa vienen señalados por un valle y un pico consecutivos (en pulsos cero-fase). Resolución se define como el espesor para el cual pueden diferenciarse tope y base de una capa, y es cualquier espesor igual o superior al espesor de sintonización.

Resolución horizontal: viene determinada por el ancho de la zona de Fresnel, que es el área de un reflector que produce una interferencia constructiva de las ondas reflejadas.

Esta área es un círculo en un reflector horizontal, y su radio (rf) es del círculo interceptado por el frente de onda en la superficie horizontal, cuando la onda que va $\lambda/4$

Su valor es:

$$rf = \left(\frac{v}{2}\right) \sqrt{\frac{t}{f}}$$

Donde: v = es la velocidad media, t = el tiempo de ida y vuelta, o tiempo doble de viaje, y f = la frecuencia dominante.

La adquisición, el procesamiento y la interpretación del método sísmico de reflexión son complejos y costosos. Sin embargo, esta técnica es considerada como la más eficiente para la exploración geofísica del subsuelo por hidrocarburos. (Fig. 13)

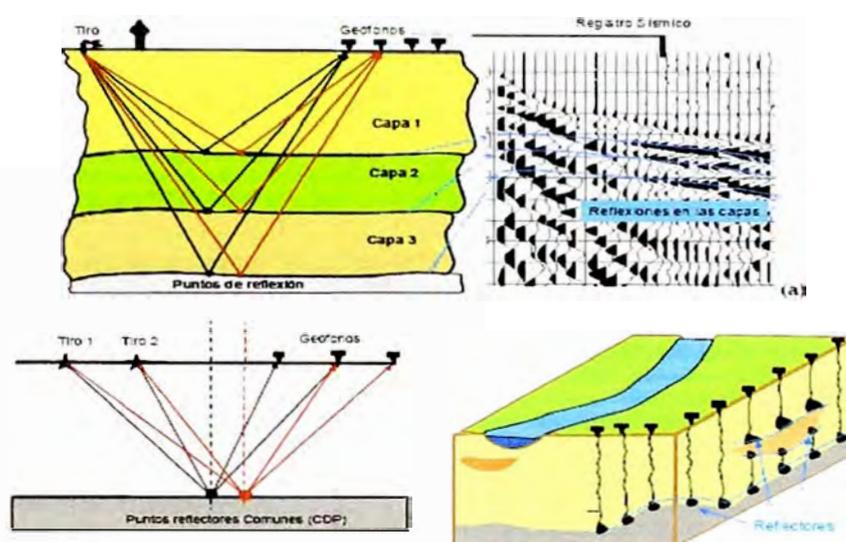


Figura 13: Geometría de Adquisición de Datos Sísmicos de Reflexión

3.3 Teoría del Modelo Convolutivo

La traza sísmica real es producto de la convolución entre la serie de reflectividad y una función que representa las distorsiones e interferencias de los efectos causados por la propagación del impulso artificial en el subsuelo, además se le debe agregar un ruido aleatorio.

Por tanto, la expresión matemática que representa el sismograma real viene dada:

$$S(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$

Donde: $S_{(t)}$ = representa la ondícula teorica, $w_{(t)}$ = resultado neto de la distorsión convolucional de la ondícula fuente, $r_{(t)}$ = serie de reflectividad del subsuelo y $n_{(t)}$ = ruido aditivo.

Este modelo fue construido según las siguientes asunciones:

1. “La Tierra está constituida por capas horizontales de velocidad constante”.
2. “La fuente genera una onda plana compresional que incide perpendicularmente en las capas”.
3. “La onda generada por la fuente es de tipo estacionaria, no cambia de forma durante la propagación”.
4. “La componente del ruido es cero, $n_{(t)} = 0$ ”
5. “La serie de reflectividad es un proceso aleatorio. Esto implica que el sismograma presenta características de ondículas sísmicas en las que su autocorrelación y espectro de amplitud son similares”.
6. “La ondícula sísmica es de fase mínima”.

El principal objetivo del procesamiento sísmico es eliminar o atenuar el efecto causado por $w_{(t)}$ y determinar correctamente la serie de reflectividad.

La función $w_{(t)}$ está compuesta por diferentes elementos:

$$w_{(t)} = (wF_{(t)} * wR_{(t)} * wP_{(t)}) \cdot A_{(t)}$$

Donde: $wF_{(t)}$ = Ondícula de Campo, respuesta de los instrumentos, respuestas de los arreglos de fuentes y receptores, $wR_{(t)}$ = reverberaciones causadas por el entrapamiento de la señal en capas de baja velocidad (múltiples de periodo largo), $wP_{(t)}$ = efecto de propagación (absorción, múltiples de período corto) y $A_{(t)}$ = factor

de amplitud (atenuación de la amplitud sísmica debido a la propagación del frente de onda en el subsuelo).

3.4 Recuperación de Amplitudes

Proceso necesario para compensar las pérdidas por atenuación de amplitud debido a la propagación del frente de ondas en el subsuelo. Es decir, cada vez que la onda se propaga y viaja a través del subsuelo atravesando contraste de impedancia acústica, parte del ella es reflejada y parte es transmitida; por tanto, la onda que continúa descendiendo pierde energía, por el contenido de fluidos en el espacio poroso y la distancia recorrida por dicho frente de onda. Las funciones de ganancia permiten compensar las pérdidas de amplitud que sufren las reflexiones por dispersión esférica, por la reflexión misma y por pérdidas térmicas. Dichas funciones pueden ser la corrección por divergencia esférica o por ganancia exponencial.

3.4.1 Corrección por Divergencia Esférica

La energía producida por un disparo se va atenuando a medida que se propaga en el subsuelo debido a la ampliación del frente de onda; de tal manera que a mayor profundidad el radio de dicha esfera será mayor, mientras que la amplitud disminuye como lo muestra la (Fig. 14). La divergencia esférica que se produce desde el lugar de disparo, provoca que la energía disminuya inversamente al cuadrado de la distancia que el frente de onda ha viajado.

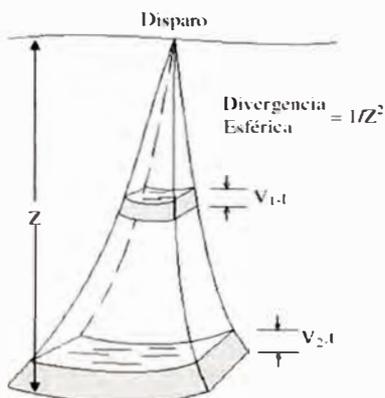


Figura 14: Esquema de la Divergencia Esférica

La divergencia esférica varía según sea el medio en que se propaguen los impulsos:

a) Si la propagación del frente de ondas ocurre en un medio homogéneo, el decaimiento de la amplitud viene dado por:

$$L_{(z)} = \frac{1}{z} \text{ o } L_{(t)} = \frac{1}{v \cdot t}$$

b) Si el medio es heterogéneo, el decaimiento de las amplitudes viene dado por:

$$L_{(t)} = \frac{V_1}{t \cdot V_{(t)}^2} \quad v_{(t)}^2 = \sum_{i=1}^n \frac{v_i^2 \cdot t_i}{t_0}$$

Donde: V = es la velocidad rms del primer reflector al que se le aplicará la corrección y t = es el tiempo doble de viaje de la onda hasta la profundidad dada Z .

Finalmente, el factor de corrección por amplitud será:

$$A_{(t)} = G_{(t)} \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \frac{V_1}{t \cdot V_{(t)}^2}$$

3.4.2 Corrección por Ganancia Exponencial

Función matemática aplicada a los valores de amplitud para compensar la atenuación de las mismas. Es de considerar que la amplitud relativa será alterada con la aplicación de dicha función, con el objetivo de mejorar la relación señal/ruido.

La ecuación que rige la recuperación de las amplitudes mediante la ganancia exponencial en el dominio de decibels (Anthony, 1983), es:

$$Ganancia(db) = a.t + 20.b.log_{(t)} + c$$

Donde: t = es el tiempo, a = el factor de atenuación, b = el factor de divergencia esférica y c = el factor de ganancia constante.

La corrección se fundamenta en aplicar la curva inversa dada por la ecuación anterior; de tal forma que varían ligeramente las amplitudes, así como las amplitudes verdaderas relativas, disminuyendo la atenuación de las mismas.

3.5 Deconvolucion

Su principal objetivo es comprimir las ondículas sísmicas, logrando mejorar la resolución de las reflexiones primarias de manera que la sección apilada sea una representación confiable de la función de reflectividad del subsuelo, reduciendo las reverberaciones de la señal sísmica y el ancho de la ondícula. Por otro lado, eleva el espectro de amplitud, tanto de las componentes coherentes de la señal, como del ruido. Este último hecho puede ser corregido con la aplicación posterior de algún filtro. Matemáticamente, actúa como un filtro inverso que intenta obtener de la señal de salida dada por el subsuelo, la señal de entrada (el impulso generado en superficie) y poder deducir la serie de reflectividad que representa las interfases en el subsuelo. La siguiente ecuación representa la deconvolucion:

$$r_{(t)} = s_{(t)} * w_{(t)}^{-1}$$

Donde: $r_{(t)}$ = serie de reflectividad del subsuelo, $s_{(t)}$ = representa la ondícula teorica, y $w_{(t)}^{-1}$ = es la inversa del resultado neto de la distorsión convolucional de la ondícula fuente.

Tenemos dos tipos de deconvolucion:

Deconvolucion Spike, se fundamenta en convertir cada reflexión primaria en un impulso con una distancia predictiva de una muestra de duración en tiempo y asume que la señal reflejada de cada interfase, es de fase mínima. La técnica consiste en generar un filtro predictivo apropiado de tal manera que el resultado de la convolución, entre las trazas originales y dicho filtro, sean trazas similares a la tipo spike. El analista definirá adecuadamente los parámetros del filtro predictivo para que la señal sísmica de salida sea la mejor representación de la serie de reflectividad y/o parecidos al coeficiente de reflexión.

Deconvolucion Predictiva, permite controlar la resolución de la ondícula deseada, debido a que puede atenuar eventos periódicos empleando una distancia de predicción. Usa información de una distancia “ t ” de la traza para predecir y remover el efecto de la ondícula. De tal manera, que la distancia predictiva discrimina parte de la ondícula que se desea preservar y la que se desea remover. La atenuación de efectos no deseados mediante la aplicación de ésta deconvolución se fundamenta en la teoría del filtro de Wiener y Levinson. Como el operador predictivo es un filtro que actuará en la señal de entrada en un tiempo posterior a t , la aplicación de la deconvolución predictiva debe ser diseñado con el objetivo de minimizar los efectos causados por los ruidos periódicos no deseados.

3.6 Filtro de Frecuencia

Son funciones, de fase cero y simulando una respuesta impulsiva, aplicadas a los datos sísmicos con el propósito de remover componentes de frecuencias desligadas de la señal de las reflexiones primarias. En el dominio f y t la discriminación entre las frecuencias asociadas al ruido y asociadas a las reflexiones sísmicas es más

sencilla, por ello el análisis de estas funciones se aplica en dicho dominio, y los datos son transformados mediante la Transformada Rápida de Fourier.

El principio básico es eliminar las frecuencias correspondientes al ruido no deseado de los datos a procesar, en la mayoría de los algoritmos se diseñan funciones, las cuales serán convolucionados para identificar la señal que se desea remover. Considerando que el rango de frecuencia no deseado es comúnmente conocido, tal como el del ground roll, sin embargo, no deben eliminarse bandas de frecuencias sin un análisis detallado y minucioso que permita corroborar que las componentes removidas están verdaderamente ligadas al ruido.

3.6.1 Filtro Pasa banda

Es diseñado para eliminar bandas de frecuencias, definiendo un máximo y un mínimo, pero sin incluir valores con pendientes verticales en el dominio f vs t (como en la fig. 15-b); debido a que se originaría la deformación de la señal, según el fenómeno de Gibbs. Por ello, es necesario diseñar con cuatro (4) componentes la banda de frecuencias a remover (como en la fig. 15-a).

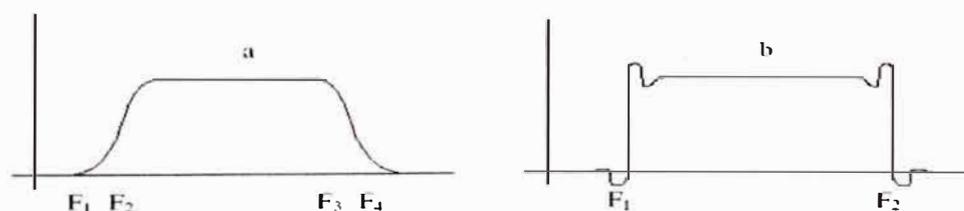


Figura 15: (a) Diseño del Filtro Pasa - banda y (b) Diseño de Filtro Pasa – Banda con pendientes verticales, causando el fenómeno de Gibbs.

3.6.2 Filtro Tipo Notch

Se emplea para eliminar algún valor determinado de frecuencia, comúnmente la componente asociada (60 Hz) a la presencia de cables de alta tensión o cualquier estructura eléctrica que sea registrada durante la grabación del levantamiento.

3.6.3 Filtro Anti-aliasing

Aplicado a los datos sísmicos para preservar el periodo de Nyquist y cumplir con la condición de muestreo. La cual propone que para registrar adecuadamente las frecuencias de una señal de banda limitada se debe cumplir con la siguiente ecuación:

$$f_N \leq \frac{1}{2} \Delta t$$

Donde: f_N = frecuencia de Nyquist y Δt = periodo de muestreo

3.7 Análisis de Velocidades

El análisis de velocidades está basado en corregir en tiempo la curva hiperbólica que representa las reflexiones en las interfaces. Esta corrección, conocida como normal moveout (NMO), requiere de la selección de velocidades que mejor horizontalicen los eventos representados hiperbólicamente por el incremento entre la distancia fuente – receptor (offset). De tal forma, que los datos serán transformados a cero offset mediante la disminución del tiempo de viaje de un rayo reflejado en algún punto del reflector en profundidad (Castellanos, 2004). Por tanto esta corrección se fundamenta en simular la incidencia normal, generando datos que puedan ser apilados.

Se sabe que por la geometría de los levantamientos sísmicos, el tiempo de viaje de la reflexión de una interfase horizontal que viaja desde la fuente hasta el receptor viene dado por la siguiente ecuación y puede ser demostrada según la fig. 16.

$$t^2 = 4 \frac{z^2}{V^2} + \frac{X^2}{V^2}$$

Donde: z = profundidad hasta la interfase, x = distancia fuente – receptor, y V = velocidad de propagación del medio

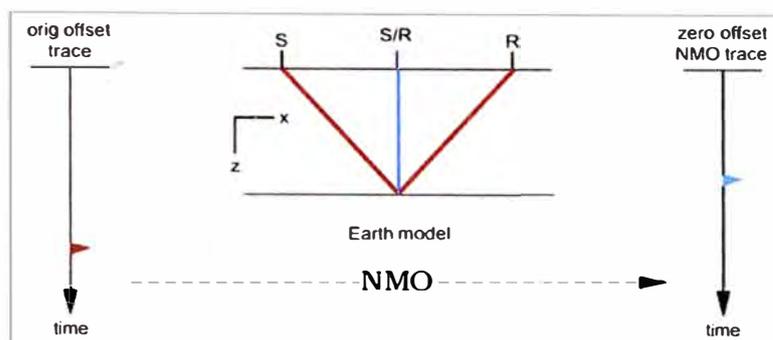


Figura 16: Muestra el efecto NMO en la traza sísmica.

La representación de la ecuación anterior en un gráfico offset vs tiempo será una hipérbola, como muestra la fig. 17a. y los análisis de velocidades serán realizados para obtener trazas corregidas por normal moveout (NMO), como muestra la fig. 17b. Esta corrección viene dada según las siguientes ecuaciones:

$$\Delta t = t_{(z)} - t_0 \quad \text{y} \quad t_{(0)} = 2 \frac{z}{v}$$

Donde: Δt = corrección por normal moveout, $t_{(z)}$ = tiempo doble de viaje de la onda desde la fuente a la interfase hasta el receptor y $t_{(0)}$ = tiempo doble de viaje de la onda si incidiera perpendicularmente en los estratos.

Con las ecuaciones anteriores, tenemos:

$$t_{(z)}^2 = t_{(0)}^2 + \frac{X^2}{V^2} \Rightarrow (t_{(z)} + t_{(0)})(t_{(z)} - t_{(0)}) = \frac{X^2}{V^2} \Rightarrow \Delta t = \frac{X^2}{V^2(t_{(z)} + t_{(0)})}$$

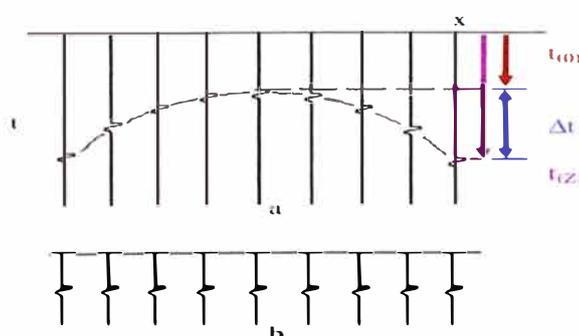


Figura 17: Registro Sintético en el que se observa (a) la reflexión de una interfase horizontal, y (b) la reflexión de la misma interfase pero corregida por NMO.

Las ecuaciones anteriores asumen que la trayectoria de las ondas sísmicas ocurre en capas horizontales, la onda se propaga con trayectoria recta y la velocidad de propagación es constante desde el plano de referencia, hasta la interfase. La aplicación de la corrección NMO requiere conocer la velocidad del medio en el que se propagan las ondas. Mediante los análisis de velocidades este parámetro será estimado, como velocidad de apilamiento. La cual es la velocidad que corrige cada evento, llevándolo a la posición donde la reflexión obtenida estaría si los datos estuviesen adquiridos a cero offset.

3.8 Atenuación de Múltiples

Una múltiple es una señal que fue reflejado más de una vez por un horizonte, siendo la misma registrada y grabada varias veces.

La atenuación de los múltiples se puede basar en una de las siguientes características.

- 1.-Las diferencias de moveout y buzamiento entre el reflector y el múltiple. Generalmente las múltiples aparecen en los CDP con una velocidad menor que el reflector y tienen mayor moveout (hipérbola con mayor curvatura).
2. La periodicidad de los múltiples, estas pueden presentarse con periodos cortos (reverberaciones), los cuales producen información no deseada al reflector, también pueden presentarse múltiples de periodo largo los cuales generan reflectores que aparecen como eventos en un tiempo mucho mayor al del reflector en el registro.
3. Las diferencias en el contenido de frecuencias del múltiple y reflector.

La técnica más usada para atenuar las múltiples de periodo corto y largo es la:

Transformada Radon (tau-pi), La transformada (τ -p) o también conocida como transformada radón, la cual transforma los datos sísmicos del dominio tiempo-

distancia ($t-x$) a el dominio τ (intercepto de tiempo) y p (parámetro de rayo) (Yan; 2002).

Diseñando la transformada τ - p , los datos en el dominio t - x son sumados a lo largo de las líneas rectas (transformada lineal τ - p) o a lo largo de parábolas o hipérbolas (transformada τ - p parabólica o hiperbólica) para obtener los puntos τ - p .

Primero se aplica la corrección NMO (normal moveout) a los datos a través de una transformación de coordenadas:

$$\tau = t - px$$

Donde: p = al parámetro de rayo; x = a la distancia; t = al tiempo doble de viaje en el offset; τ = al tiempo a cero offset.

Después de la corrección NMO, un evento que tenía pendiente p al principio, estará horizontalizado, después los datos serán sumados sobre el eje de offset para obtener (según Yan; 2002):

$$\prod(p, \tau) = \int \psi(x, \tau + px) dx$$

Donde: $\psi(x, \tau + px)$ representa la traza en el dominio t - x y (p, τ) representa un plano de onda con parámetro de rayo $p = \frac{\sin \theta}{v}$.

La fig. 18 muestra una descripción esquemática del plano de onda descrito por las ecuaciones anteriores.

La transformada lineal τ - p se basa en el modelado en un plano de onda y es una idealización para modelar eventos lineales. El algoritmo hiperbólico de τ - p es basado en un modelo hiperbólico y es una idealización para modelar eventos hiperbólicos o que se aproximen a la hipérbola (Yan; 2002). Como las reflexiones primarias y los múltiples tienen diferente moveout en el dominio t - x , en el dominio τ - p estos pueden

aparecer en diferentes zonas. Entonces seleccionando un filtro en el dominio τ - p , los múltiples de los datos pueden ser atenuados. Y luego se aplica una transformada inversa para regresar al dominio t - x .

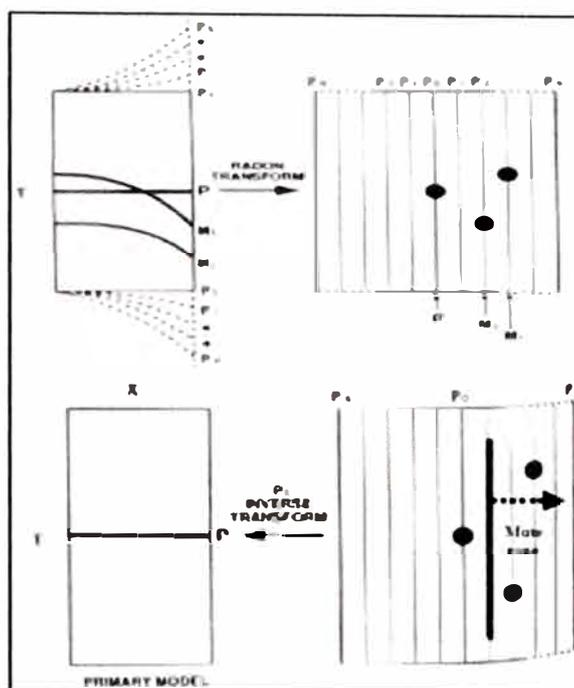


Figura 18: Esquema de atenuación de múltiples con la transformada tau-pi. Modificado por Hampson y Russell 1990.

3.9 Migración

La migración se obtiene con las diversas soluciones de la ecuación de onda que describe la propagación de ondas elásticas a través de las rocas. Esta emplea un modelo de velocidad para redistribuir la energía sísmica reflejada, desde la posición supuesta en el punto medio a su verdadera posición; no obstante, se remueve el efecto de propagación de ondas llevando los reflectores con buzamiento a su posición verdadera en espacio y tiempo y se colapsa la energía de difracción a su punto de origen, cuya difracción ocurre por discontinuidades repentinas en los distintos tipos de roca. Por tanto, el objetivo de la migración sísmica es llevar cada punto medio común de reflejo a su verdadero buzamiento y posición de los

reflectores respecto a los puntos de emisión y recepción, así como colapsar las difracciones, y proporcionar una imagen con mayor resolución espacial de los eventos.

Ahora existen variantes en la Migración, y estas son:

1. Migración Post-Apilado en Tiempo o Profundidad, resulta de migrar “una sección sísmica apilada” ya sea en tiempo o profundidad.
2. Migración Pre-Apilado en Tiempo o Profundidad, resulta de migrar “cada una de las trazas que van a formar una familia de punto común de reflejo”

3.9.1 Principios de la Migración

Sea un reflector con buzamiento real en profundidad como el mostrado en la geometría de la fig.19, la sección donde los receptores y fuentes están ubicados en la misma posición (sección a cero offset) es mostrada también en la fig.19. Ésta figura corresponde con la sección en tiempo del reflector real, pero muestra un buzamiento aparente menor. Esta imagen es construida si se grafica la primera y última reflexión en el reflector buzante.

La primera llegada de incidencia normal grabada en A es mostrada por el punto C . Con el transcurso del tiempo se siguen grabando reflexiones normales del reflector CD y la última llegada será graba en B y corresponde con el punto D' . El reflector $C'D'$ corresponde con la representación del reflector real CD en una sección en tiempo, en la imagen de la fig.19 se observa que el buzamiento del reflector es más pequeño y está desplazado tanto vertical como lateralmente.

El cambio de posición será realizado por el proceso de migración (fig. 19), provocando un aumento en la inclinación de los reflectores, una disminución en la longitud del reflector y se mueve el evento en dirección buzamiento arriba.

Las variaciones causadas por la migración en la representación de los reflectores son fundamentales para representar, lo mejor posible, a los eventos geológicos reales. Estas imágenes serán obtenidas asumiendo secciones a cero offset y los rayos deben seguir patrones de incidencia normal a las interfases. Además, el buen resultado del proceso de migración sísmica estará condicionado a la buena aproximación entre la sección en tiempo y la sección a cero offset, la relación señal/ ruido y las velocidades empleadas para corregir el normal moveout.

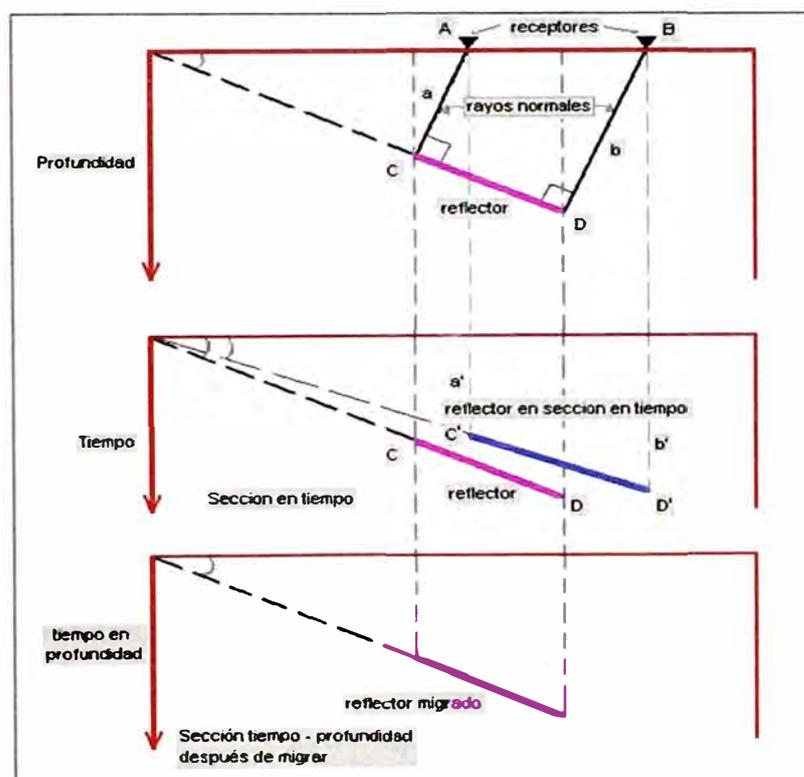


Figura 19: Principios geométricos de la Migración

Los fundamentos matemáticos del proceso de migración sísmica son basados en la teoría de ecuación de onda acústica en dos (2) dimensiones:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) \right) P_{(x,z,t)} = 0 \dots \dots \dots 1$$

Donde: $x =$ es la variable espacial horizontal, $z =$ la variable espacial vertical (profundidad), $t =$ la variable del tiempo y $P_{(x,z,t)}$ = el campo de onda que se propaga en un medio con densidad constante y velocidad de onda compresional $V_{(x,z)}$.

El principal objetivo del algoritmo de migración es determinar la reflectividad $P_{(x,z,0)}$ a partir del campo de onda $P_{(x,0,t)}$ grabado en superficie.

Aplicando la transformada de Fourier al campo de onda en el plano x , asumiendo que no existe variación lateral de velocidad, se tiene la siguiente ecuación:

$$P_{(k_x,z,w)} = \iint P_{(x,z,t)} \cdot e^{(iK_x - iwt)} dx dt \dots \dots \dots 2$$

Y la transformada inversa, será:

$$P_{(x,z,t)} = \iint P_{(k_x,z,w)} \cdot e^{(-iK_x + iwt)} dk_x dw \dots \dots \dots 3$$

Si el operador diferencial de la ecuación 1 es aplicado en la ecuación 3, se tiene:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P_{(k_x,z,w)} + \left(\frac{w^2}{V^2} - K_x^2 \right) P_{(k_x,z,w)} = 0 \dots \dots \dots 4$$

La solución de la ecuación diferencial 1, para el campo de onda ascendente, será:

$$P_{(k_x,z,w)} = P_{(k_x,z=0,w)} \exp \left(-i \sqrt{\left(\frac{w^2}{V^2} - k_x^2 \right) z} \right) \dots \dots \dots 5$$

Por otro lado, se define el número de onda vertical k_z según la ecuación 6:

$$K_z^2 = \frac{w^2}{V^2} - k_x^2 \dots \dots \dots 6$$

Sustituyendo la ecuación 6, se tiene:

$$P_{(k_x,z,w)} = P_{(k_x,z=0,w)} \cdot e^{-ik_z z} \dots \dots \dots 7$$

El principio físico representado por la ecuación 7 es que el campo de onda que se propaga en profundidad $P_{(x,z,w)}$, puede ser determinado a partir del campo de onda grabado en superficie $P_{(x,0,t)}$. Además, éste campo de onda emergente grabado en superficie “puede ser descompuesto en un plano de ondas monocromático”, donde K_z es dependiente de la profundidad, entonces:

$$K_z^2(z) = \frac{w^2}{V^2} - k_x^2 \dots \dots \dots 8$$

Sustituyendo la ecuación 8 en la ecuación 7, se tiene:

$$P_{(k,z,w)} = P_{(k,0,w)} \cdot e^{(-i \int K_{kz} Z dz)} \dots \dots \dots 9$$

Con esta expresión se representa que el campo de onda puede continuar en profundidad en un medio donde la velocidad varía verticalmente con la profundidad. Al mismo tiempo, el proceso de migración incluye la condición de imagen, ésta condición establece que se deben sumar de todas las frecuencias cada vez que se realiza la extrapolación del campo de onda en profundidad.

3.9.2 Métodos y Parámetros de Migración

El método de migración a elegir, tanto el algoritmo como el dominio de aplicación, depende de la complejidad del objetivo y las estructuras de interés. Dicha selección se fundamentará en los cambios laterales de velocidad, debido a que en zonas donde los estratos no presentan leves buzamientos y los cambios laterales de velocidad son moderados, se aplica la migración en tiempo. Mientras que, en zonas de elevada complejidad estructural con variaciones laterales significativas de velocidad, se emplea la migración en profundidad. Los Métodos de migración más usadas son:

- 1.- Método de la solución integral o integral de Kirchhoff (son aproximaciones de índole estadístico).

2.-Método de integración de diferencias finitas por ecuación de onda (es de tipo determinismo, por continuación descendente).

3.- Método en el dominio de frecuencias y número de ondas, por doble transformada de Fourier (también del tipo determinístico y por ecuación de onda).

Solo trataremos el método integral de kirchhoff que es usado tanto para realizar migraciones en tiempo como en profundidad.

Algoritmo Kirchhoff de Migración en Tiempo

El proceso de migración según el algoritmo de Kirchhoff es generado mediante el método de difracción o el de sumatorias hiperbólicas. La geometría del método puede ser ilustrada con el modelo de reflectores explotantes dado por Loewenthal en 1976. Éste modelo asume que los reflectores emiten rayos y cada punto que constituye un reflector del subsuelo puede visualizarse como una fuente de energía que genera un tren de onda ascendente; los patrones de rayo son trazados a incrementos constantes de tiempo; y los frentes de onda son grabados en superficie. Entonces, un reflector sísmico puede ser observado como si estuviese compuesto de puntos difractoros (fig. 20a) y la migración de esa sección sísmica será realizada colapsando las hipérbolas de difracción a su ápice (fig. 20b).

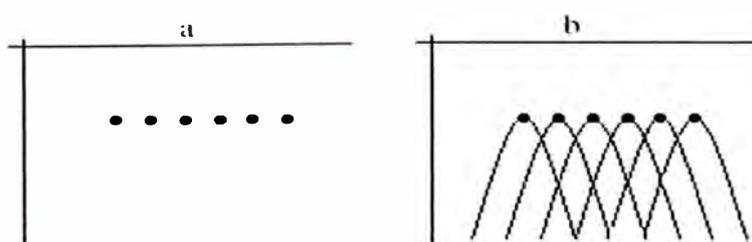


Figura 20: (a) Difractores de una estructura en profundidad. (b) Difracciones de una sección en tiempo.

Finalmente, cada punto de la sección migrada es generado al sumar todas las amplitudes a lo largo de la curva de difracción, cuya curvatura estará gobernada por una función de velocidad, y asignando el resultado al ápice de la hipérbola.

Por otro lado, la curva de difracción se obtiene a partir del trazado de rayos desde el punto de difracción en el subsuelo hacia todos los puntos en superficie (según la fig. 21a) y la ecuación que describirá la curva de difracción (según la fig. 21b) viene dada por:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x - x_0}{V^2}$$

Donde $t_0 = 2 \frac{z_0}{v}$ y $V =$ la velocidad del medio hasta el punto difractor.

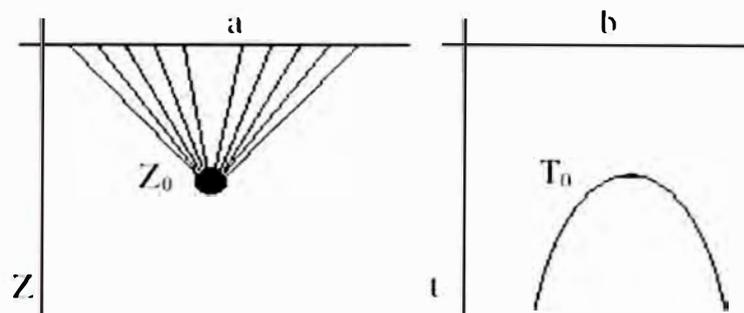


Figura 21: (a) Trayectoria de los rayos desde el punto difractor hasta la superficie. (b) Sección en tiempo de una difracción.

En caso de ser una sección a cero offset para datos antes de apilar, la ecuación que define la curva de difracción viene dada por la siguiente ecuación, conocida como la ecuación de raíz cuadrada doble:

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{(x - x_r^2)}{V_{RMS}^2}} + \sqrt{t_0^2 + \frac{(x - x_s^2)}{V_{RMS}^2}}$$

Donde: x_r y x_s son las posiciones de los receptores y las fuentes, respectivamente. Ésta ecuación define el tiempo de viaje de la trayectoria de un rayo que viaja desde la fuente, pasa por el punto difractor y llega hasta el receptor. Con el

valor de velocidad rms y la ecuación de raíz cuadrada doble se determina la superficie de difracción. Es de considerar, que el algoritmo de migración antes de apilar presenta fuerte dependencia a la precisión de la solución dada por los análisis de velocidad.

Parámetros en el algoritmo Kirchhoff

En la migración con el algoritmo de Kirchhoff, deben considerarse los siguientes parámetros:

a. Apertura de Migración: asociado a la extensión espacial que tendrá la hipérbola de difracción, viene medida en términos de número de trazas del trayecto que abarcará la hipérbola. El ancho de éste parámetro, incrementa con la profundidad, lo que implica que eventos más profundos migrarán más que los someros; es decir, se tendrá mejor corrección para eventos profundos en comparación con los someros.

b. Máximo Buzamiento de migración: corresponde al rango de buzamientos que el algoritmo considerará, la magnitud puede ser estimada según conocimientos geológicos.

Dentro de las ventajas de este algoritmo es que maneja adecuadamente grandes buzamientos y permiten un proceso iterativo en la construcción del modelo de velocidades; además el tiempo de respuesta (generación de la imagen migrada) es muy rápido en comparación con otros algoritmos. Por otro lado, las desventajas son que para el cálculo de los tiempos de viaje considera solo las primeras llegadas y no maneja adecuadamente variaciones de velocidades laterales.

3.10 Acondicionamientos de Datos Sísmicos para Análisis de AVO

3.10.1 Corrección Automática de Velocidad Residual

Consiste en una corrección NMO residual automática e hiperbólica con lo que se obtiene un campo de velocidad con distribución de alta frecuencia, cambios rápidos de la velocidad de CMP a CMP, enfocados al alineamiento de horizontes planos en el CMP. Así como una corrección NMO de cuarto orden que se presenta a mayores distancias y proporciona un valor delta-etha asociado a Anisotropía. Se corrigen efectos de NMO residual en Offset Lejano.

3.10.2 Compensación de Amplitudes por Offset

Normalmente los datos son arreglados en celdas de offset común y se calcula la envolvente para todas las trazas, posteriormente se calcula el valor RMS de todas las envolventes de las trazas dentro de cada celda offset. El operador de la amplitud es el inverso de este valor.

El método de ecualización cross offset, compensa los offsets cercanos y lejanos para corregir el efecto de la distribución de offsets creado por la migración pre-apilamiento en tiempo.

3.10.3 Filtro Medio

El Filtro Medio opera en el dominio del offset mezclando las trazas en la dirección del offset. La longitud del filtro medio se mide en porcentaje desde el rango de offset máximo y define también la ganancia preservando las amplitudes relativas.

3.10.4 Aplicación de Filtro Radón

El filtro Radon o transformada radón en plano tau-pi, comúnmente usado para atenuar múltiples de periodo corto y largo, y descrito matemáticamente líneas arriba, es aplicado para remover las múltiples remanentes que no fueron atenuadas en el procesamiento convencional.

3.11 Análisis de AVO

AVO (amplitud versus Offset), se basa en el estudio y caracterización de las variaciones de la amplitud de reflexión sísmica con respecto a la distancia fuente-receptor (offset). Esta técnica es ideal para identificar litologías, tipos de fluidos y para la exploración de yacimientos gasíferos.

El AVO es una técnica pre-apilamiento, que depende de varios parámetros de la roca, que a su vez dependen de la litología del subsuelo y el tipo de fluido. Estos parámetros son:

1.- La velocidad de las ondas P y se calcula con la siguiente ecuación:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Donde: K = compresibilidad, μ = modulo de rigidez y ρ = densidad del medio, donde se propaga la onda P

2.- La velocidad de las ondas S y es calculada por:

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

Donde: μ = modulo de rigidez, ρ = densidad del medio, donde se propaga la onda S

3.- Modulo de Poisson: Se refiere a la variación del diámetro de un cuerpo, con respecto a la elongación del mismo, como respuesta a un esfuerzo perpendicular al diámetro del objeto.

Los coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas dependen de la razón de Poisson el cual es descrita por la siguiente fórmula:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p^2}{V_s^2} - 2\right)}{2\left(\frac{V_p^2}{V_s^2} - 1\right)}$$

En el proceso de propagación de ondas, cuando estas se topan con una interfase intervienen dos fenómenos fundamentales que son la refracción y reflexión, debido a que existen diferencias en las propiedades de cada medio. (Fig. 22)

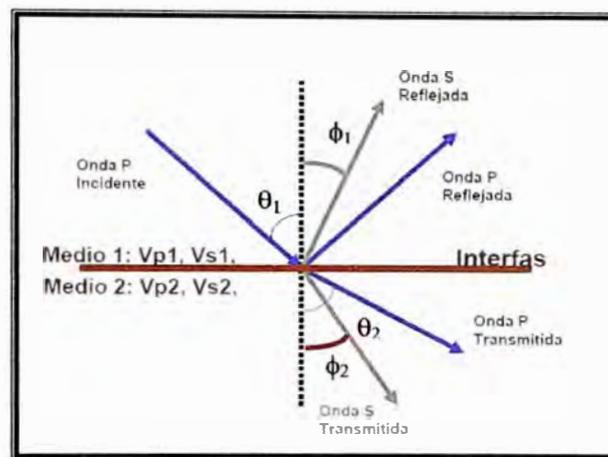


Figura 22: Propagación de ondas a través de medios con distintas propiedades

La energía total que penetra a la superficie en forma de onda P es distribuida dependiendo de las características del medio entre la onda reflejada y la transmitida; en la fig. 22, se observa una serie de ángulos críticos que se relacionan según la ley de Snell, de la siguiente manera:

$$\frac{\sin \phi_2}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{s2}}$$

Esta distribución de energía puede ser explicada por Zoeppritz (1919).

Un análisis de AVO es la interpretación de las anomalías sísmicas relacionadas con la litología versus las anomalías relacionadas con hidrocarburos. La base para un análisis de AVO es la diferencia en la respuesta de la onda compresional (onda P) y la onda de cizalla (onda S) cuando se introduce gas en una roca porosa. Sólo una

pequeña cantidad de gas hará disminuir la velocidad de la onda P (V_p), pero la presencia de gas no afecta de gran manera a la velocidad de la onda S (V_s). Por eso, V_p/V_s decrece ante la presencia de gas. Además, las amplitudes de reflexión en el tope y base de un reservorio de gas aumentan a medida que aumenta el ángulo para el cual la onda choca con las interfaces. El análisis de AVO busca este efecto generado por el gas mediante el estudio de trazas sísmicas que varíen desde la incidencia normal hasta ángulos de incidencia mayores (por ejemplo, aumento de la distancia desde la ubicación del punto medio común). Fig.23

Un paso clave en esta interpretación de AVO es un modelado de las respuestas esperadas para las diferentes litologías que producen anomalías de amplitud.

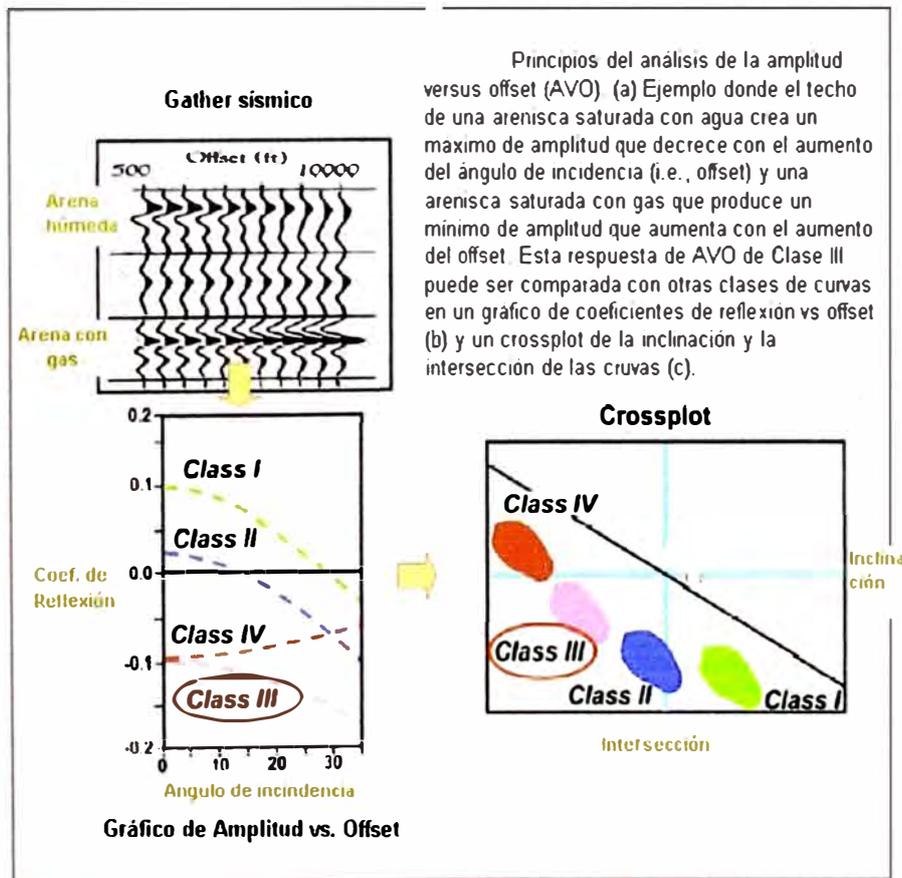


Figura 23: Principios del Análisis de Amplitud vs Offset (AVO)

3.12 Aproximación de Ecuaciones

3.12.1 Aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz

Zoeppritz (1919), describe el comportamiento de la partición de energía en una interfase entre medios elásticos, para el caso de las ondas planas. Para llegar a esta conclusión utilizo una serie de suposiciones:

1. Las ondas involucradas en el fenómeno son planas
2. La interfase entre los medios es plana y uniforme
3. Ambos medios son semi infinitos, homogéneos, isotrópicos y elásticos
4. Las ecuaciones de Zoeppritz agrupadas en forma matricial se pueden escribir de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\theta_1 & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ -\sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\theta_1 \end{pmatrix}$$

Donde: A = Coeficiente de reflexión de la ondas P_2 ; B = Coeficiente de reflexión de la onda S_2 ; C = Coeficiente de transmisión de la onda P; D = Coeficiente de transmisión de la onda S; α = Velocidad de la Onda P; β = Velocidad de la Onda S; ρ = Densidad del medio; θ_1 = Angulo de incidencia de la onda P; θ_2 = Angulo de transmisión de la onda P; ϕ_1 = Angulo de incidencia de la onda S; ϕ_2 = Angulo de transmisión de la onda S.

Si suponemos una incidencia normal de la onda P, tenemos que $\theta_1 = \theta_2 = \phi_1 = \phi_2 = 0$, la ecuación se reduce a:

$$\begin{aligned} B + D &= 0 & \text{y} & & -A - C &= -1 \\ B \left(\frac{\alpha_1}{\beta_1} \right) - D \left(\frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_1}{\rho_2 \beta_1} \right) &= 0 & \text{y} & & A - C \left(\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \right) &= -1 \end{aligned}$$

Como no existe conversión de la onda P a onda S, tenemos que $B=D=0$. Entonces de las ecuaciones de arriba obtenemos la relación que normalmente se utiliza para calcular los coeficientes de reflexión, cuando se tiene una incidencia normal.

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

3.12.2 Aproximación de Aki & Richards

La formula anterior fue estudiada y refinada por Richards y Frasier (1976) y por Aki y Richards (1980), quienes derivaron una ecuación parametrizada en términos de los cambios de densidad, velocidad de la onda P y velocidad de la onda S a través de la interfase:

$$R_{pp} \approx \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

Donde: V_s = velocidad de las ondas S; V_p = velocidad de las ondas P; ρ = densidad del medio; θ = ángulo de incidencia.

3.12.3 Aproximación de Hilterman

Adicionalmente Hilterman (1989) derivó otra aproximación:

$$R_{pp} = (\theta) = R_0 \cos^2 \theta + 2,25 \Delta \sin^2 \theta$$

Bajo las siguientes suposiciones:

1. Ángulos de incidencia menores de 30°
2. Coeficientes de reflexión para incidencia normal menores de 0,15
3. Una relación α/β del orden de 2,0

3.12.4 Aproximación de Pan & Gardner

Para derivar una expresión del coeficiente de reflectividad de onda P relacionada con los parámetros del medio, que pueden tener presencia de fluidos, Pan y Gardner

(1987), expresan la velocidades α y β en función del modulo de onda compresional M y el modulo de rigidez μ , reduciendo las ecuaciones de Zoeppritz a una forma cuadrática. Su aproximación es válida cuando hay pequeñas variaciones en las propiedades físicas del medio y es expresado como:

$$R_{(\theta)} \cos^2 \theta = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta M}{M} \right) \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{4\Delta\mu}{\mu} \right) \sin^2 \theta + 2 \sin^2 \theta \left(\frac{\Delta\mu}{M} \right)$$

Donde: $R_{(\theta)}$ = Coeficiente de reflectividad en incidencia normal; $M = (M1 + M2)/2$; $\Delta M = (M2 - M1)/2$; $\Delta\mu = (\mu2 - \mu1)/2$; $M1$ = modulo de onda P en medio 1; $M2$ = modulo de onda P en medio 2; $\mu1$ = modulo de onda S en medio 1; $\mu2$ = modulo de onda S en medio 2; $\Delta\rho/\rho$ = Variación relativa de la densidad del medio.

Si tomamos: $y = R \cos^2 \theta$ y $x = \sin^2 \theta$, entonces la aproximación es parabólica de la forma: $y = a + bx + cx^2$.

Del ajuste parabólico se obtiene las constantes a, b, c con las cuales se pueden determinar las variaciones en las propiedades físicas del medio:

$$\frac{\Delta\mu}{M} = \frac{c}{2}; \quad \frac{\Delta\rho}{\rho} = -2(b + c); \quad \frac{\Delta M}{M} = 4a + 2(b + c)$$

Ahora bien para las ondas S reflejas y transmitidas, su aproximación es: $y = d + ex + fx^2$

Donde:

$$d = -\frac{1}{4} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta\mu}{\mu} \right); \quad e = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta\mu}{\mu} \right); \quad f = -2 \frac{\Delta\mu}{\mu}$$

3.12.5 Aproximación de Shuey

Shuey (1985), presento una aproximación cuadrática para el coeficiente de reflectividad de la onda P (R_{pp}), la cual involucra la velocidad de la onda P, densidad y la razón de Poisson en rangos sucesivos de ángulos:

$$R_{pp}(\theta) = R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

Donde: R_0 = Coeficiente de reflexión de incidencia normal en Offset 0; $A_0 = B - 2(1+B)[(1-2\sigma)/1-\sigma]$; $R_0 = 1/2(\Delta\alpha/\alpha + \Delta\rho/\rho)$; $B = [(\Delta\sigma/\sigma) / (\Delta\alpha/\alpha + \Delta\rho/\rho)]$; $A = A_0 + [1/(1-\sigma)^2](\Delta\sigma/R_0)$

El primer termino (R_0) proporciona la amplitud de reflexión de la onda P de incidencia normal a offset 0, el segundo termino se refiere a R_{pp} , para ángulos intermedios de 0° a 30° , el tercer término se describe el comportamiento de R_{pp} cerca del ángulo crítico.

Estas aproximaciones se realizaron bajo estas suposiciones:

1. Los cambios porcentuales en las propiedades elásticas de las rocas son pequeñas. Ello viene dado por la condición de que R_{pp} sea menor que 0,2.
2. Los ángulos de reflexión deben ser menores a 80° .

Para ángulos de incidencia menores que 30° ($\theta < 30^\circ$), el último término de la ecuación se puede despreciar y haciendo ($\sin^2(\theta) \approx \theta^2$), quedando $R_{pp}(\theta) = R(\theta)$, la ecuación se expresaría como:

$$R_{pp}(\theta) = R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \theta^2 = R_0 + A R_0 \theta^2 = R_0 (1 + A \theta^2)$$

3.13 Modelos de Arenas Gasíferas

El estudio de AVO ha sido propuesto por varios autores (Ostrander, 1984; Wren, 1984; Rutherford, 1989).

En 1984 Ostrander demostró que las reflexiones de la onda P en arenas gasíferas podrían mostrar una variación anómala de la amplitud con el aumento de la distancia fuente-receptor (Offset). Ostrander concluyo que el modulo de Poisson, tiene una influencia fuerte en el cambio del coeficiente de reflexión como función del ángulo

de incidencia y analizo la amplitud de la reflexión sísmica versus el Offset como anomalías de amplitud relacionadas con la presencia de gas.

Para dos medios elásticos isotrópicos homogéneos en contacto, la amplitud de la reflexión de P-P se puede determinar a cualquier ángulo de incidencia por las ecuaciones de Zoeppritz. Un número de aproximaciones lineales a la ecuación para la amplitud de la reflexión de la onda P, que ofrezcan una cierta penetración en los factores que controlan su variación con el ángulo de incidencia han sido desarrollados (Aki y Richards, 1980; Shuey, 1985; Smith y Gidlow, 1987; Fitti, 1994; Castagna, 1997).

Estas aproximaciones analizan típicamente los ángulos de la incidencia mayores que 30°, solo son validos para cambios pequeños de los parámetros elásticos a través de la interfase. Sin embargo las formas simples de estas ecuaciones han facilitado la valoración de los parámetros, como la reflectividad de las ondas P y S, de los datos sísmicos.

Los efectos de AVO para reservorios de arenisca es analizado con los coeficientes de reflexión de Zoeppritz para la onda P. El modelo para el reservorio de gas-arena consiste de una arena llena de gas contenida en lutitas

Las curvas de la fig. 24, se calcularon para los módulos de Poisson de la lutita y la arena gasífera de 0,38s y 0,1s, respectivamente y densidades de la lutita y la arena gasífera de 2,4 y 2,0 g/cm² respectivamente. Las curvas de AVO, se pueden dividir en cuatro clases: las clases I, II y III fueron clasificados por Rutherford & Willians y la clase IV por John Castagna (ver tabla 1).

CLASE I: arenas de alta impedancia, posee una reflectividad positiva alta de incidencia normal que llega a decrecer a offset lejano.

CLASE II: es el escenario cuando una arena gasífera posee una alta impedancia. Aquí la reflectividad de incidencia normal es cercana a cero y llega a hacer negativo a offset lejanos. La clase II ocurre cuando las arenas con gas tienen similar impedancias de las lutitas que lo circundan.

CLASE III: es cuando las arenas con gas tienen una baja impedancia comparada con la lutita. El coeficiente de reflexión de incidencia normal es negativo y llega hacer más negativo a offset lejanos.

CLASE IV, generalmente ocurre en rocas sobreyacentes duras con alta velocidad de corte (calizas o similares). Es cuando el coeficiente de reflexión de incidencia normal es negativo y llega hacer positiva a offset lejanos.

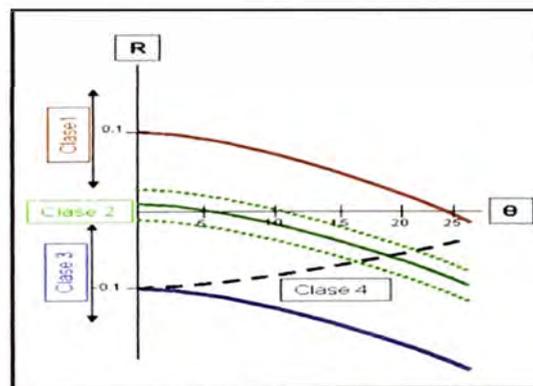


Figura 24. Clases de anomalía de AVO por Rutherford y Williams (1989) y Clase 4 por Castagna y San (1997)

Tabla 1

Clase	Impedancia Relativa	Cuadrante	A	B	Amplitud vs Offset
I	Mayor que la capa de arriba	IV	+	-	Decrece
II	Aproximadamente igual a la capa de arriba	III o IV	+ o -	-	Aumenta o decrece, el signo puede cambiar
III	Menor que la capa de arriba	III	-	-	Aumenta
IV	Menor que la capa de arriba	II	-	+	Decrece

3.14 Atributos de AVO (Intercepto & Gradiente)

Los atributos de AVO, Intercepto (R_0) y Gradiente (G), nace de la aproximación de la ecuación de Shuey al segundo término, ello asumiendo que los máximos ángulos de incidencia normal estarán entre 30 y 40 grados, ello permite escribir la ecuación como:

$$R_{(\theta)} = R_0 + \left[\frac{9}{4} \Delta\sigma - R_0 \right] \sin^2 \theta$$

Donde: $R_{(\theta)}$ = Coeficiente de reflexión en algún ángulo de incidencia; R_0 = Coeficiente de reflexión a offset 0; $\Delta\sigma$ = Cambio en la relación de Poisson ($\sigma_2 - \sigma_1$); θ = Angulo de incidencia.

La aproximación de la ecuación del segundo término también puede ser expresada como:

$$R_{(\theta)} = R_0 + \left[\frac{9}{4} \Delta\sigma - R_0 \right] \sin^2 \theta \quad \Rightarrow \quad R_{(\theta)} = R_0 + G \sin^2 \theta$$

Donde: $R_{(\theta)}$ = Intercepto; G = Gradiente = $\frac{9}{4} \Delta\sigma - R_0$

El atributo de Intercepto (R_0), se obtiene cuando el coeficiente de reflexión en incidencia normal esta a offset 0 y es computado desde un análisis de regresión lineal. Mientras el atributo de Gradiente (G) que también es computado desde un análisis de regresión lineal. La Gradiente esta directamente relacionado con los parámetros elásticos. La ecuación de la gradiente esta dado por:

$$G = \left[\frac{9}{4} \Delta\sigma - R_0 \right]$$

Donde: $\Delta\sigma$ = Es el cambio de la relación de Poisson ($\sigma_2 - \sigma_1$)

Y la relación de Poisson está dado por la ecuación:

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left[\frac{V_p}{V_s} \right]^2 - 1}{\left[\frac{V_p}{V_s} \right]^2 - 1}$$

La ecuación anterior indica que los cambios en V_p/V_s producen cambios en la gradiente, la presencia de gas en los poros de la roca afecta la relación V_p/V_s , por consiguiente el atributo de Gradiente podría ser un buen indicador de contenido de gas en los reservorios. (Fig. 25)

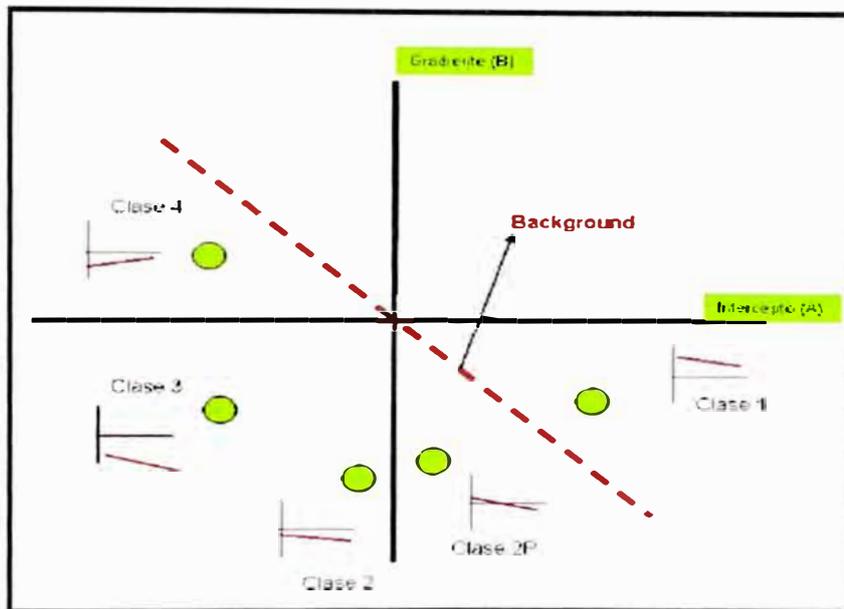


Figura 25: Clases de anomalía de AVO por Castagna y Swan (1997) y modificada por Avseth (2005), graficas en el crossplot Gradiente vs Intercepción.

CAPITULO IV

METODOLOGIA Y ANALISIS DE RESULTADOS EN EL AREA ESPERANZA - SECHURA

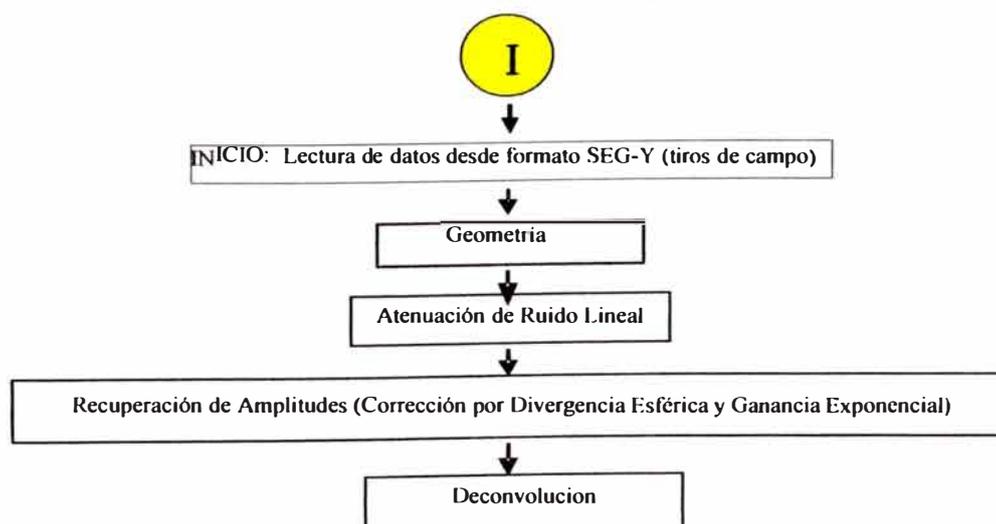
La metodología aplicada al presente trabajo, se dividió en tres fases principales:

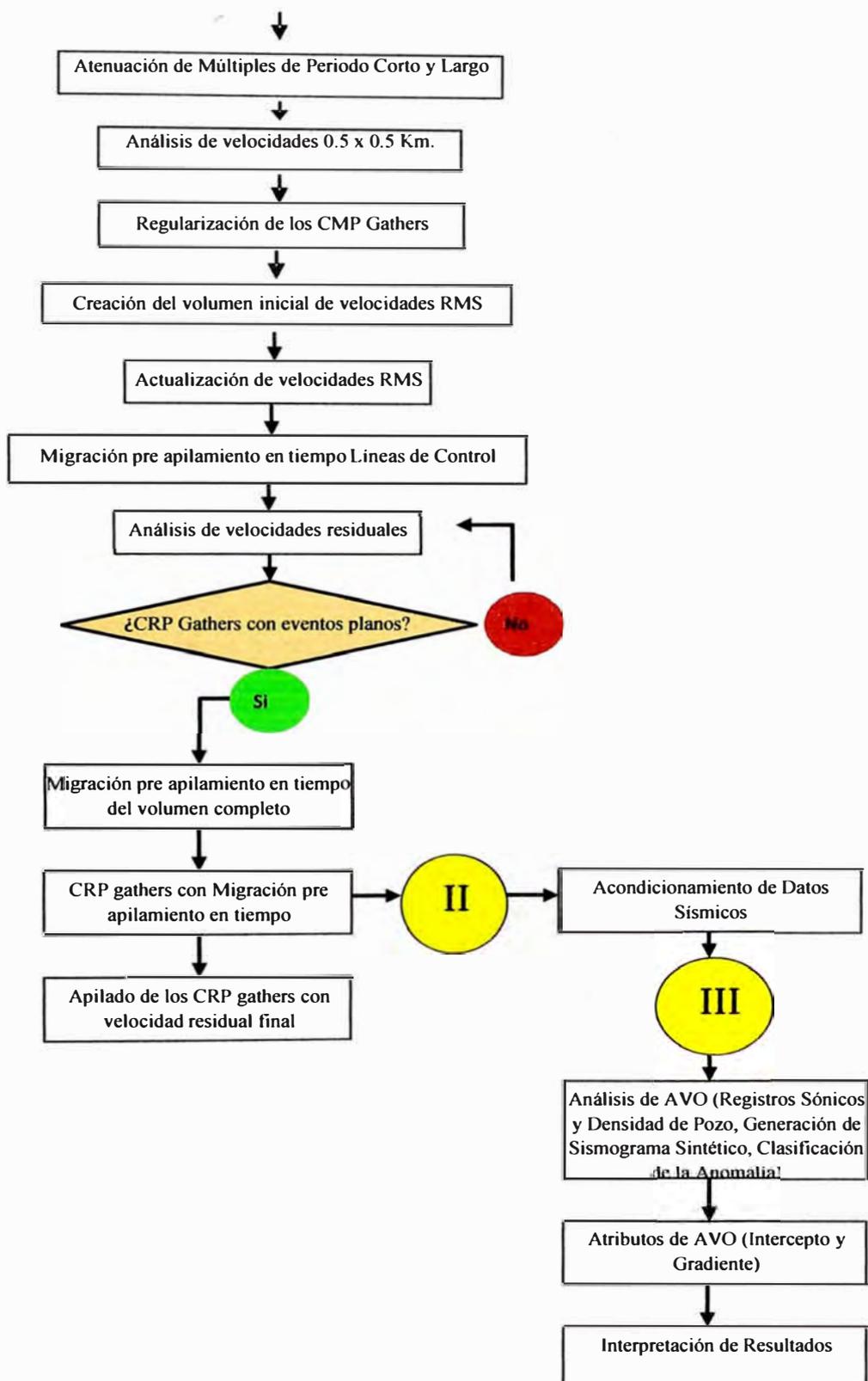
Fase 1, corresponde al procesamiento de los datos sísmicos, teniendo mucho cuidado en preservar la amplitud verdadera, una buena interpretación de velocidades rms y de residuo, finalizando con la aplicación de la migración pre apilado en tiempo, con el método del Kirchhoff.

La Fase 2, corresponde al acondicionamiento de datos sísmicos para estudios de AVO, ello implica que la entrada para esta fase será los CRP gathers obtenidos de la fase I, aquí se analizara las velocidades residuales en alta densidad (picado de velocidad será en cada CRP gather) para obtener la horizontalidad de las reflexiones primarias. Luego se compensara las amplitudes por offset.

La Fase 3, corresponde al análisis de AVO, la entra será la obtenida en la fase 2, y también se usaran, el horizonte interpretado al tope de la Fm. Verdun, información de los pozos ES1-1X y ES1-3X (curvas de densidad, sónico, de porosidad, y saturación de agua).

A continuación se presenta la metodología en forma de secuencia:





4.1 Parámetros de Adquisición del Proyecto

El estudio Sísmico fue adquirido por la CIA Offshore Seismic Survey Inc en el año 2000. Los parámetros de adquisición se muestran en la tabla 2. En la Fig. 26, se muestra el mapa base con la dirección de disparo. Seguidamente en la Fig. 27, se muestra un mapa de cobertura.

Tabla 2

Formato de cinta	SEG-D (8058)
Formato de registro	8058-IEEE
Longitud de Registro	Cinco (5) segundos
Ganancia Pre-amplificada	1.87 V
Modo de Ganancia	Fixed 24 bit
Intervalo de muestreo	2 ms.
Filtro de Registro	Filtro corta bajos 2Hz/6db Filtro corta altos 206Hz/3264db
Número de canales por Streamer	176 canales x3=528 Total
Longitud del Cable	2200 m
Intervalo de hidrófonos	12.5 m.
Intervalo de Disparo	12.5 m.
Profundidad de Cable	6 m.
Volumen de la fuente	1020 Pulgadas cúbicas
Presión de Aire de la fuente	2000 psi
Profundidad de la Fuente	7 m
Distancia entre CDPs	6.25 m.

4.2 Geometría del Proyecto

El proyecto fue adquirido con una dimensión de 6.25m en la dirección In-Line y 25m. en la dirección Cross-Line. Para el procesamiento se decidió aplicar una grilla uniforme tanto en la dirección In-Line como Cross-line de 18,75m x 18,75m. El origen de la grilla usada es:

X Este : 447104,4

Y Norte: 9504475,5

Angulo de Rotación : 344°

4.3 Acondicionamiento de Datos

Toda la información sísmica de campo se encuentra grabado en formato SEG-Y, se realizo la lectura de la misma y se cambio de formato al sistema de procesamiento Geocluster versión 5000, software basado en plataforma Linux de propiedad de SAVIA Perú. Una vez que toda la información sísmica estuvo cargado en el sistema de cómputo, se procedió a la asignación de la navegación (coordenadas de la fuente y receptor grabado en formato P190 de UKOOA) a las trazas sísmicas.

Luego se realizo la edición de trazas ruidosas a lo largo del proyecto, (Fig. 28). Después se procedió a “cortar” los primeros arribos del offset lejanos, ya que estos traen información principalmente de las refracciones del fondo marino lo cual tiene un efecto negativo para el apilamiento de los datos.

Como control de calidad y verificación de la imagen se apilo la información sísmica a un nivel “brute stack”. (Fig. 29)

4.3.1 Atenuación de Ruido Lineal

Esta secuencia permite disminuir o eliminar ruidos como los de ambiente, refracciones, colas de difracciones, y principalmente los ruidos con comportamiento lineal, conocidos como ruidos coherentes. En general los resultados obtenidos al aplicarse este paso fueron satisfactorios. La aplicación de este proceso se realizo en el domino del disparo. Se apreció la mejora al visualizar la línea sísmica apilada respecto del apilado preliminar, observándose la eliminación de ruidos lineales principalmente. El módulo utilizado fue Ramur, el cual preserva amplitudes. Luego como control de calidad se obtiene un apilado después de la aplicación de este proceso. (Fig. 30)

4.3.2 Corrección por Divergencia Esférica y Ganancia Exponencial

Como se sabe la amplitud de los datos sísmicos se atenúan con el incremento del tiempo y offset, ello debido a la pérdida de la transmisión de la energía en el subsuelo, es por ello que se aplican estas correcciones de tal manera de recuperar las amplitudes para todos los tiempos. Además de esta corrección por divergencia esférica se aplicó una por factor exponencial, la cual ayudó a mejorar dichas ganancias.

El decaimiento de las amplitudes es aproximadamente $1/V(2T)$, donde V es la velocidad RMS asociada a un evento reflector y T es el tiempo de arribo, el cual está asociado a la distancia fuente – receptor (offset). Por consiguiente para recuperar la pérdida de energía se aplica una función de ganancia.

La compensación o ganancia exponencial de amplitud de los datos se realizó tanto en tiempo como en offset empleando las velocidades RMS las cuales se obtuvieron de los análisis de Velocidades.

La aplicación de esta corrección se da en el dominio del disparo.

4.3.3 Deconvolucion

Se utilizó principalmente para reducir las reverberaciones, mejorar la resolución vertical en tiempo e igualmente eliminar la influencia de la fuente del disparo (“source signature”). Al igual que el proceso anterior éste se aplicó a todas las líneas obteniéndose buen resultado. Al aplicar la deconvolución se apreció una mejora importante en la calidad de los reflectores y en el contenido de frecuencia de los mismos.

Durante el procesamiento sísmico se aplicó un tipo de deconvolución Predictivo, con una longitud del operador de 240ms, distancia predictiva de 12 ms y porcentaje

de ruido blanco de 0.1%. Estos parámetros fueron obtenidos de los resultados de las pruebas de autocorrelación. En las líneas sísmicas se aplicó la deconvolución en el dominio del disparo. Después se obtuvo un apilado aplicando este proceso. (Fig. 31).

4.3.4 Atenuación de Múltiples de Periodo Corto y Largo

Este proceso se aplicó en el dominio del CMP, básicamente se usó con la finalidad de atenuar las múltiples del fondo marino y reverberaciones. Se usó el módulo RAMUR, y se verificó que trabajó muy bien para esta zona, atenuando las múltiples en casi todas las líneas. Los parámetros del módulo Ramur (Radón de alta resolución), el cual preserva amplitudes, fueron: rango de frecuencias 3 a 90 Hz, offset de referencia 2200 m, rango de valores de p: -500 a 900 ms. Después de la aplicación del proceso se procedió a obtener un apilado. (Fig. 32).

4.3.5 Análisis de Velocidades

Después de la aplicación del proceso de deconvolución y la atenuación de múltiples, y establecida las ganancias sobre los datos se procedió a la interpretación de velocidades, haciendo uso de una grilla menudo de 500m. x 500m. sobre una agrupación de super-gathers de 3 en 3 en la dirección in-Line y cross-Line. La selección de estas velocidades será guiada según la máxima semblanza, la cual permite estimar los valores que mejor horizontalizan los eventos en los registros; considerando a que a mayor profundidad el espectro de semblanza resulta cada vez menos confiable, pues se hace más difícil seguir los máximos de coherencia para determinar la velocidad correcta. Este espectro de semblanza consiste en generar varias hipérbolas y corregir por NMO los datos, apilados y desplegar los máximos picos de amplitud o también llamados máximos de coherencia. De manera que el

máximo de coherencia en la semblanza, indicará el valor de la velocidad de apilamiento que mejor horizontalizará los eventos primarios. (Fig. 33)

4.3.6 Regularización

Proceso aplicado en el dominio del CMP, que consiste en interpolar trazas faltantes en algún bin, ello se realiza para no tener problemas en la migración pre-apilamiento en tiempo. La regularización de los datos sísmicos lo realiza a lo largo de 2 direcciones usando la reconstrucción de Fourier. La información sísmica de entrada es transformada usando una irregular descomposición 2D de Fourier que permite que la interpolación sea fiel. (Fig. 34)

4.4 Migración Pre-apilamiento en Tiempo con el Algoritmo de Kirchhoff

La migración sísmica es un proceso en el cual los datos sísmicos con eventos con buzamiento son mapeados a su posición geológica verdadera y colapsa las difracciones a un punto. Una sección apilada representa la información del subsuelo pero en incidencia normal (Perpendicular a los eventos geológicos) los eventos de reflejo no están colocados en su posición correcta.

Para ubicar los eventos en su posición real se aplica el proceso de migración, con el cual los eventos son reubicados en una posición vertical por debajo del punto asociado en superficie.

La migración por Kirchhoff utilizada en este proceso es una de las técnicas más comunes para migrar datos sísmicos con buzamientos mayores a 60°.

4.4.1 Calculo de los Parámetros de Migración

Es necesario establecer algunos parámetros antes de realizar la migración pre-apilamiento en tiempo. Estos parámetros se describen a continuación:

4.4.2 Análisis de Rango de Offset (Distancias) y Apertura

Se elige el rango de offset que contribuya apropiadamente en la migración; la determinación de éste rango estará condicionada al mapa de cobertura. La elección de éste parámetro dependerá del mínimo y máximo valor de offset que presente el mapa. El rango seleccionado corresponde al offset entre 120 a 2320 m. con un incremento de 37,5 m.

Haciendo referencia a Yilmaz, el ancho de apertura para la migración está íntimamente relacionado al desplazamiento horizontal que toma lugar en la migración. Para cualquier tiempo dado, el valor de apertura óptimo se define como dos veces el máximo desplazamiento horizontal en la migración por el máximo buzamiento esperado o de interés en la sección de entrada. La fórmula para calcular el desplazamiento horizontal a un tiempo en particular es:

$$D_x = \left[\frac{V^2 * t * \tan \theta_t}{4} \right]$$

Donde: D_x es el desplazamiento horizontal en la migración de un punto en el subsuelo en metros, V es la velocidad del medio en m/s., y $\tan \theta_t$ es el buzamiento aparente de un reflector visto en la sección no migrada. La apertura que se uso fue de 5000 m.

4.4.3 Iteraciones de Velocidades

Se realizaron dos iteraciones de velocidades de residuo antes generar el volumen final de velocidades RMS para la migración. La interpretación de las velocidades residuales se hicieron en líneas de control previamente migradas pre-apilamiento en tiempo con un bin de 500mx 500m, una vez obtenidas las velocidades residuales, se actualiza el volumen inicial de velocidades, se vuelve a migrar y se compara

resultados, la idea en este punto es horizontalizar las reflexiones primarias, como muestra la fig. 35. Este es un método cíclico hasta obtener una corrección de moveout cercana a 0 ms.

4.4.4 Generación del Cubo de Velocidades

Se generó el volumen de velocidades rms con una interpolación por mínima curvatura según la ecuación de Dix. Posteriormente, el volumen de velocidades es suavizado, los valores de velocidades son suavizadas en dos direcciones (inline y crossline) así como vertical (ventana en tiempo); el radio escogido fue de 2000m x 2000m y 40 ms.

El resultado final se muestra en la fig. 36, donde se observa el volumen final de velocidades rms que se usará para migrar la información. Sísmica.

Las imágenes del resultado de la migración pre-apilamiento en tiempo se muestran en las figuras 37 al 41.

4.5 Pre-acondicionamiento de Datos Sísmicos para AVO

4.5.1 Corrección Automática de velocidad Residual (HDPIC)

La corrección de los residuales de velocidad en este estudio se llevó a cabo mediante la aplicación de una corrección NMO residual automática e hiperbólica con lo que se obtiene un campo de velocidad con distribución de alta frecuencia, cambios rápidos de la velocidad de CRP a CRP, enfocados al alineamiento de horizontes planos en el CRP. Así como una corrección NMO de cuarto orden que se presenta a mayores distancias y proporciona un valor delta- θ asociado a Anisotropía. Se corrigen efectos de NMO residual en Offset Lejano. Fig. 42

4.5.2 Compensación de amplitudes en offset

El objetivo de la ecualización de amplitudes es encontrar un factor de escala individual para cada offset, el cual balanceará el conjunto de datos de modo que el promedio de la amplitud será igual para todos los offsets.

Normalmente los datos son arreglados en celdas de offset común y se calcula la envolvente para todas las trazas, posteriormente se calcula el valor RMS de todas las envolventes de las trazas dentro de cada celda offset. El operador de la amplitud es el inverso de este valor.

La ecualización aplicada fue por el método de cross offset ecualización. Este método compensa en offsets cercanos y lejanos para corregir el efecto de la distribución de offsets creado por la migración PSTM. (Fig. 42)

4.5.3 Filtro medio

El Filtro Medio opera en el dominio del offset mezclando las trazas en la dirección del offset. Este filtro es muy útil para remover múltiples o ruido de ground roll que interrumpen la continuidad de los eventos de reflexión en dirección al offset. La longitud del filtro medio se mide en porcentaje desde el rango de offset máximo y define también la mezcla de ganancia preservando las amplitudes relativas. El porcentaje del filtro aplicado para el acondicionamiento de los datos fue de 13 %. (Fig. 43)

4.5.4 Aplicación de Filtro Radón

Posterior a la aplicación del Filtro Medio se hizo un paso de aplicación del Filtro Radón con el objeto de atenuar los ruidos producidos por los echados fuertes y posibles remanencias de múltiples en los datos. (Fig. 44)

4.6 Análisis de AVO

Los objetivos del presente estudio AVO en la estructura Esperanza son:

- Realizar el amarre sísmica-pozo de detalle del pozo ES1-1X (pozo vertical), para determinar la fase y polaridad de la sísmica 3D y localizar en forma precisa la correspondencia entre el dato sísmico y los intervalos productores.
- Modelar las trazas sísmicas para visualizar la respuesta AVO/AVA teórica en el intervalo objetivo.
- Realizar el estudio de AVO/AVA sobre la sísmica 3D en un área de interés aproximado de 30 km².

4.6.1 Acondicionamiento de los Perfiles de Pozo

El pozo ES1-3X tiene corridos registros de Densidad-Neutrón pero no tiene registro sísmico (DT). Debido a que la información del registro sísmico es esencial en este tipo de estudios para la generación de sismogramas sintéticos y además de realizar el amarre entre la sísmica extraída y el pozo, la única alternativa consiste en intentar la generación de registros sintéticos de DTC (delta T compresional) y DTS (delta T de corte).

La generación de registros sintético se realizará apoyándose en las correlaciones que aparezcan entre el registro DTC con los registros de Densidad, Neutrón, Resistividad en los pozos vecinos (ES1-1X pozo vertical y SP1-1X). Fig. 45

Las técnicas que se aplicaron para la obtención de las curvas sintéticas ROHB, DTS y DTC, según los datos disponibles y pueden comprender el análisis de correlación, regresión múltiple y red neuronal. Por ejemplo para estimar la curva de densidad sintética del pozo ES1-3X utilizamos el método de Gardner, que es un método empírico que utiliza la relación velocidad/densidad, para generar y/o

completar la curva de densidad, de la misma manera la inversa de este método es utilizado para calcular la curva sónica DT. Fig. 45

A partir del registro sónico DTC confiable del pozo ES1-1X, se genero el registro sónico DTS para el pozo ES1-3X aplicando relaciones empíricas del modelo Greenberg-Castagna. Fig. 46

A partir de las curvas DTC, DTS, RHOB, Sw, Phie del pozo ES1-3X, se realiza un modelamiento por substitución de fluidos (usando el modelo de Gassmann) para obtener curvas de Vp, Vs y Densidad de pozo a distintas Sw (saturación de agua al 100% y 20% respectivamente). Fig. 47

Luego se identifican las zona de interés 1(ZOI1) y zona de interés 2 (ZOI2) a nivel de la Fm. Verdun que corresponden a las arenas con contenido de gas. Después se genera a partir de los registros sónicos con diferente saturación de agua para obtener trazas sintéticas, y analizar el comportamiento amplitud versus distancia cuando se tiene Sw=100% y Sw=20% (gas). Fig. 48

Con el modelo de AVO en trazas sintéticas a Sw=20% (gas), se observa que hay una anomalía de AVO que corresponde a la clase IV, donde el coeficiente de reflexión de incidencia normal es negativo y llega a hacer positiva a distancias lejanas). Fig. 49

4.6.2 Amarre de la Sísmica y Pozo

En esta parte utilizamos como entrada la sísmica 3D, las fallas y horizonte interpretados a nivel de la Fm. Verdun, y las curvas del pozo ES1-3X acondicionado anteriormente. Fig. 50

Debemos asegurarnos que la sísmica 3D se encuentre en fase cero, para ello y sobre una la línea sísmica 3D, se realiza el amarre de detalle del pozo ES1-1X (por

ser pozo vertical) con técnicas de extracción de ondícula para asegurar el ajuste. A partir de esto se analiza la sísmica 3D en cuanto a fase y polaridad, se encontró que la sísmica no se estaba en fase cero, se aplicó una rotación de fase de -71° para llevar a la sísmica a fase cero, después de ello se procedió a ubicar el carácter sísmico de los reservorios gasíferos sobre la línea. Fig 51.

4.6.3 Modelado de CRP Gathers (Trazas Sísmicas del 3D)

Después de realizar la generación y acondicionamiento de las curvas del pozo ES1-3X y la generación de trazas sintéticas a partir de las curvas de pozo de V_p , V_s , $RHOB$ con sustitución de fluidos (S_w). Fig. 48 y 49.

Se procede a realizar graficas AVO/AVA y se analiza la resolución sísmica y efecto de litología y fluidos sobre la variación de amplitud con el distancia (offset) a nivel de la Fm. Verdun. Fig. 52

Utilizando las trazas sísmicas del 3D corregidos con NMO y migrados, se observa que las graficas de amplitud versus distancia (offset) en las ZOI1 y ZOI2 presentan una anomalía de AVO de clase IV. Luego se realiza la comparación con los modelados en la etapa anterior (trazas sintéticas) y se establecen los criterios de interpretación y posterior procesamiento para estudio de AVO/AVA. Fig. 53 y 54

4.6.4 Procesamiento AVO

El procesamiento AVO/AVA consiste en la generación de cubos de Gradiente (G) y Intercepto (Ro). Fig. 55

Después se realiza la extracción del cuerpo de arena a nivel de la Fm. Verdun que incluyan ZOI1 y ZOI2 de los cubos de Gradiente (G) y Intercepto (Ro). Fig. 56

Luego se realiza el crossplot entre la Gradiente (G) versus Intercepto (Ro) y con ayuda del modelado de AVO obtenido anteriormente se enmarca la ZOI2 que está

lejos del “background” estos puntos son graficados en la sísmica mostrándose las zonas de anomalías de interés con posibles arenas con contenido de gas. Fig. 57, 58 y 59.

Finalmente en base a estos resultados se genera un “geobody” y se identifican zonas de anomalías de interés con posible contenido de gas (posibles leads) en una área de 30 km², a nivel de la Fm. Verdun. Fig. 60

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con el reprocesamiento de la información sísmica hasta migración pre-apilamiento en tiempo se obtuvo el apilado migrado en tiempo, el volumen de velocidades RMS y los CRP gathers migrados.

Se realizó el acondicionamiento de los CRP gathers migrados que fueron usados para el estudio AVO/AVA. El acondicionamiento consistió en la horizontalización de los reflectores primarios en cada CRP gather, atenuación severo del ruido y múltiples pero preservando la amplitud, y aplicación de ganancias consistentes.

El trabajo de acondicionamiento que se realizó consiste en la generación de los registros sintéticos de DT, RHOB del pozo ES1-3X, que sean fiables para el estudio. Estos registros sintéticos se apoyaron en los pozos ES1-1X y SP1-1X.

Para la obtención del registro DTS se usó la relación empírica (V_p/V_s) de Greenberg Castagna, es un modelo aceptable para obtener el registro DTS del DT en la Fm. Verdun.

La sustitución de fluido Gassman fue realizado en el pozo ES1-3X para conseguir DT y RHOB con saturación de agua (S_w) al 100% y 20%, que fueron utilizados como referencia para el estudio del modelo AVA (amplitud versus ángulo de incidencia)

De acuerdo con el modelado de AVO/AVA del pozo ES1-3X, con presencia de gas en capas gruesas de arena, podrían ser detectables (como ocurre en el reservorio lower de la Fm. Verdun), pero el efecto es menor en capas delgadas de arena, debido a limitaciones de la resolución sísmica o a efectos de presencia de crudo en el reservorio (como ocurre en el reservorio upper de la Fm. Verdun).

Los cubos de Gradiente (G) y Intercepto (R_0) fueron calculados usando los gathers migrados y acondicionados después de una rotación de fase de -71° a 0° .

El criterio del modelado G-Ro en capas de arena con gas fueron usados para transmitir la extracción de las celdas de los intervalos del reservorio de la Fm. Verdun. Los mapas de espesor en tiempo de las anomalías G-Ro fueron producidos como primera herramienta para detectar áreas de interés.

Fueron identificados varias áreas con anomalías de G-Ro que corresponden a capas gruesas de arena con gas que son identificados en los intervalos estratigráficos equivalentes al reservorio de la Fm. Verdun en el pozo ES1-3X (posibles nuevos leads).

Para la validación y clasificación de las anomalías de G-Ro se necesita:

- Interpretación de fallas y horizontes a escala del reservorio y la integración de la estratigrafía regional que conlleve a validar los resultados en el proceso de identificación de nuevas áreas de interés.
- Inspección de la información sísmica (cdp gathers) en la zona de interés que ayuden a validar el origen y la consistencia de la anomalía de AVO/AVA.
- Análisis crossplot de G-Ro para delinear mejor las anomalías.

Se recomienda como siguiente paso, realizar estudios de inversión sísmica para disminuir aun más el riesgo, y tener mayor oportunidad de éxito, en estos campos.

Extender este tipo de estudios en campos donde la imagen sísmica muestre una anomalía de amplitud (bright spot), para reducir la incertidumbre.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Oz Yilmaz, 2001, Seismic Data Analysis, Society of Exploration Geophysicists, volume I y II.

John C. Bancroft, 1999, A Practical Understanding of Pre and Post Stack Migrations, Society of Exploration Geophysicists, volume I.

Fred Hilterman, 2001, Seismic Amplitude Interpretation, Society of Exploration Geophysicists.

James Allen, Carolyn Peddy, 1993, Amplitude Variation with Offset: Gulf Coast Case Studies, Society of Exploration Geophysicists, volume I.

Paradigm Geophysical, 2006, Probe Tutorial: AVO Inversion and Analysis, Epos 3 Third Edition.

CGGVeritas, 2005, Amplitude vs Offset.

Satinder Chopra, Kurt Marrfurf, 2010, Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization, Society of Exploration Geophysicists.

José Guevara, José Machare, 1991, Evolución Geológica de la Depresión Salina Grande, Desierto de Sechura, Estudio Preliminar, VII Congreso Peruano de Geología.

Oscar Palacios, Agapito Sánchez, Francisco Herrera, 1995, Geología del Perú, INGEMMET, Boletín No 55.

Edito Rojas, Julio Bellido, 2010, Cuencas Sedimentarias del Noreste Peruano Geología de Talara, Informe de la Sección de Postgrado de la Facultad de Ingeniería de Petróleo y Petroquímica, Universidad Nacional de Ingeniería.

Víctor Ramos, 2010, Tectónica Andina (Parte III; Andes Centrales), Universidad de Buenos Aires.

Eileen Weitzel, 2006, Tesis de Grado: Estudio de Factibilidad del Uso de Atributos AVO PP y PS Para Discriminación Litológica y Tipo de Fluidos Utilizando Análisis de Discriminación Lineal Local y Análisis de Imágenes por Píxeles (Bloque Norte Guafita), Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

Petro-Tech Peruana, 2008, Reporte Final Pozo Exploratorio PET-Z6-ES1-3XD, Esperanza, Gerencia de Geociencias.

Yilmar Solano, 2006, Tesis de Grado: Secuencia de Procesamiento Convencional hasta Migración Pre Apilamiento en Tiempo del Levantamiento Sísmico Arcuna Oeste 04G-3D, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

Maria Mason, 2008, Fluid Discrimination of Post Stack Bright Spots in the Columbus Basin, Offshore Trinidad, Facultad de Ciencias Astronomicas y Geofisicas de UNLP.

Juan Quinto, 2006, Tesis de Grado: Arquitectura Estructural y Etapas de Deformación de las Cuencas Talara y Lancones y sus Implicancias Petrolíferas, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalurgia y Geográfica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Federico Velazco, 2007, Estudio de Línea Base de la Bahía de Sechura, Capitulo 5, Características Geológicas y Fisiográficas, paginas 14-27, IMARPE.

Melissa Rodríguez, 2005, Tesis de Grado: Posibilidad de Discriminación AVO de Arenas con Fluidos y Lutitas Utilizando K-Means y Fuzzy K-Means Clustering, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

Carolina Matta, 2005, Implementación de Algoritmos para Estudios de Factibilidad de Atributos Sísmicos Utilizando Datos Sintéticos, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

Oscar Machado, 2005, Tesis de Grado: AVO Acimutal: Un Estudio de Sensibilidad en la Estimación de Direcciones Principales de Esfuerzos Insitu a Cambios Laterales en las Propiedades Elásticas del Medio, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

Víctor Sanz Parra, 2010, Situación Actual de la Exploración y Producción de Hidrocarburos de Gas y Petróleo en el Perú, Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional de Ingeniería.

Robert Skopec, Christopher Ross, Amplitude versus Offset Interpretation Scaling Factors, and Other Challenges Associated With Acoustic Data Integration. University of Aberdeen, UK.

Elmer Martínez, 2010, Potencial Hidrocarburífero del Perú, PeruPetro.

José Sánchez, Víctor Carlotto, Enrique Díaz, Cesar Chacaltana, Estratigrafía y Sedimentología del Paleozoico Superior de la Quebrada Gramadal, Cerros de Amotape: Norte del Perú, XII Congreso Peruano de Geología, Sociedad Geológica del Peru.

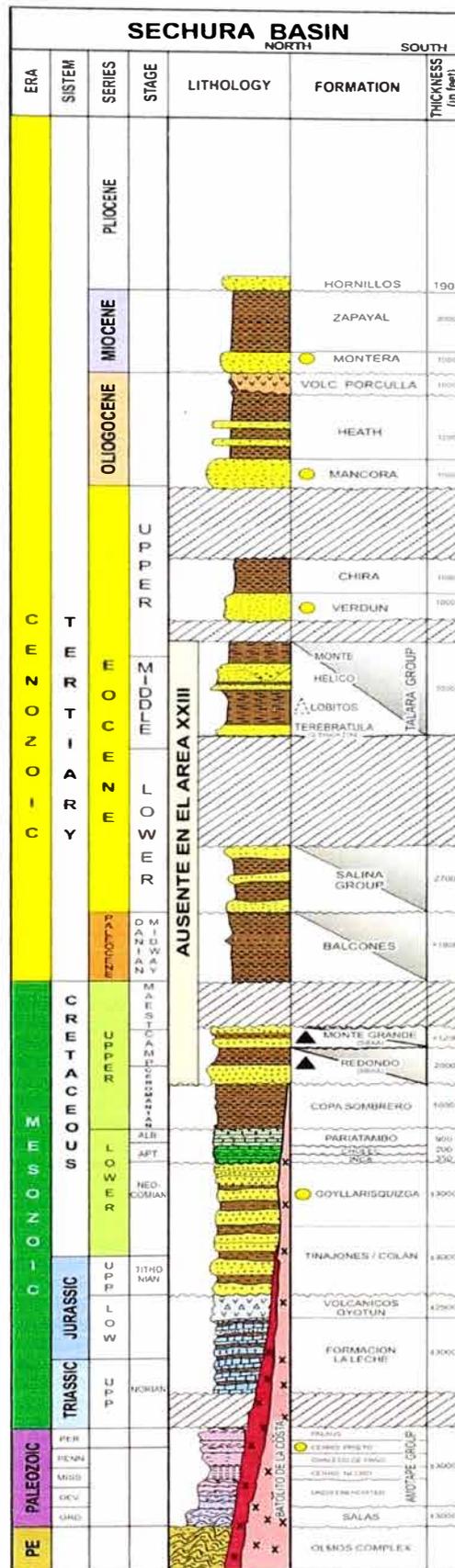


Figura 2: Columna Estratigráfica Generalizada de la Cuenca Sechura

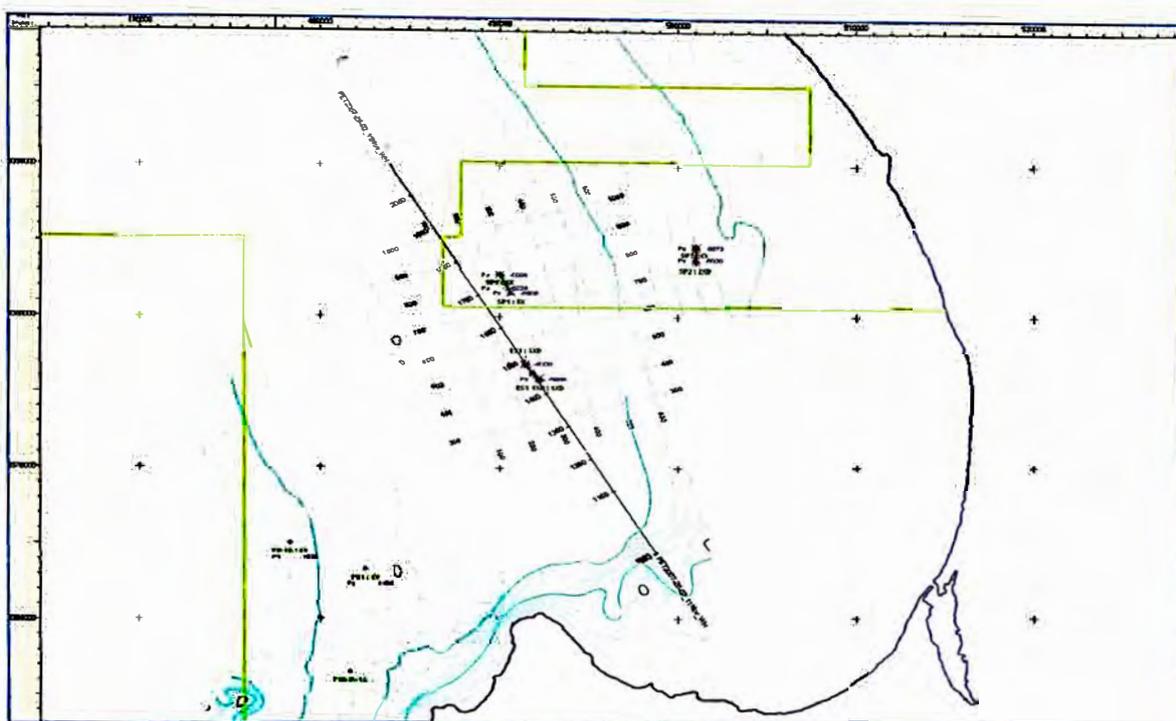


Figura 3: Mapa de Localización del Pozo Exploratorio ES1-3X

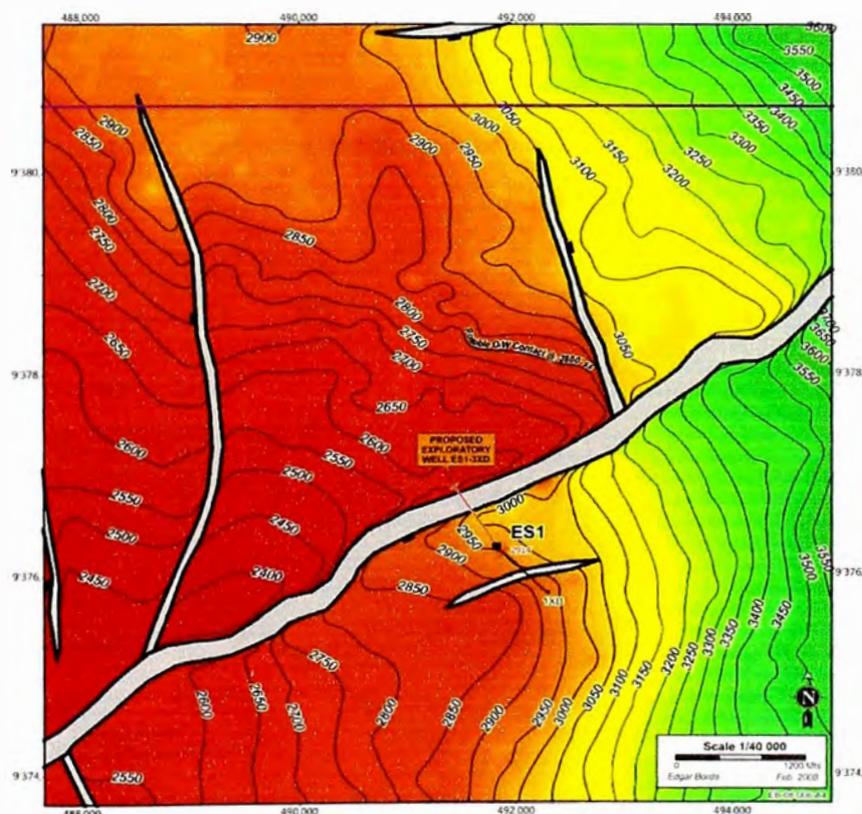


Figura 4: Mapa Estructural en Profundidad al Tope de la Formación Verdun

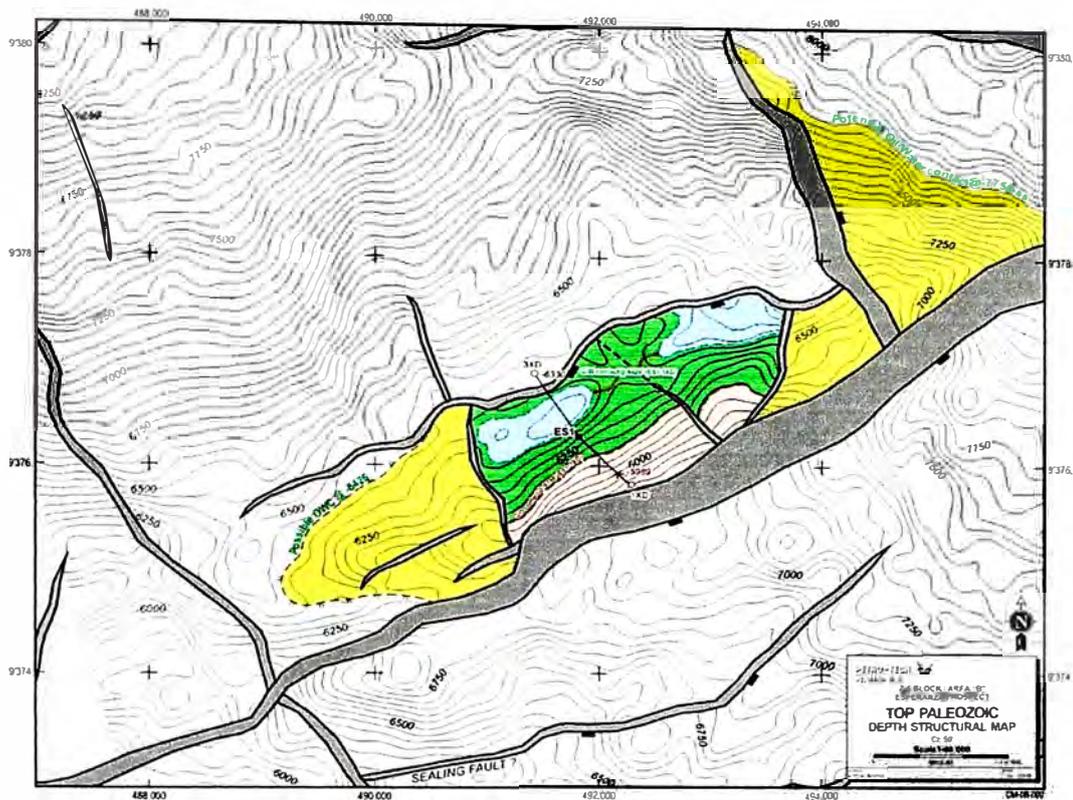


Figura 5: Mapa Estructural en Profundidad al Tope del Paleozoico

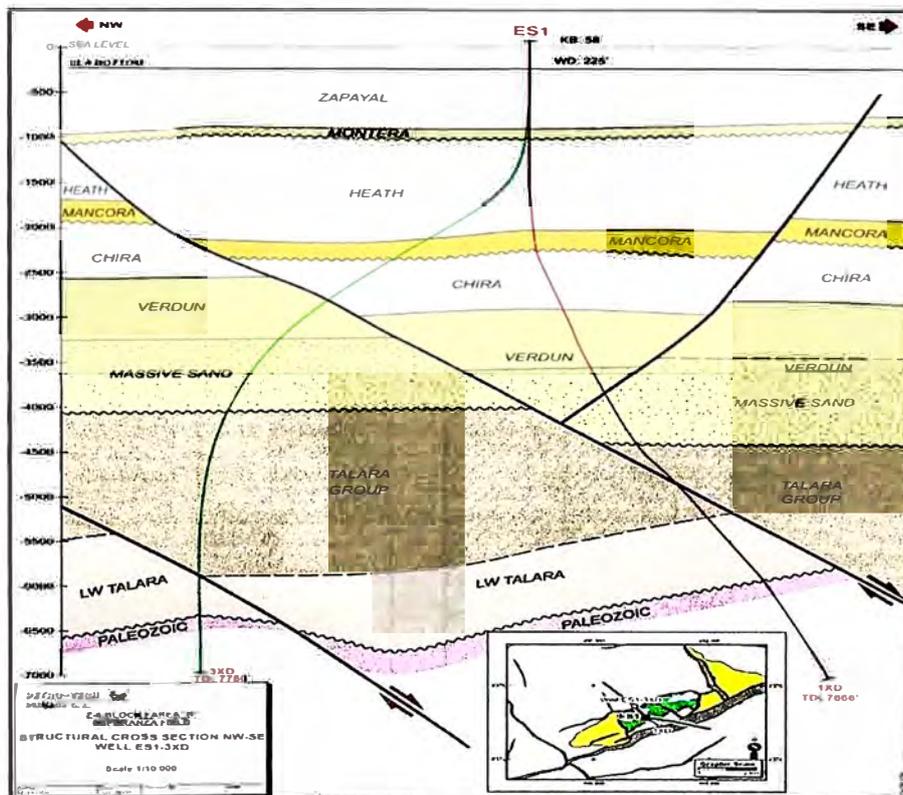


Figura 6: Sección Estructural NW-SE, Pozo ES1-3X

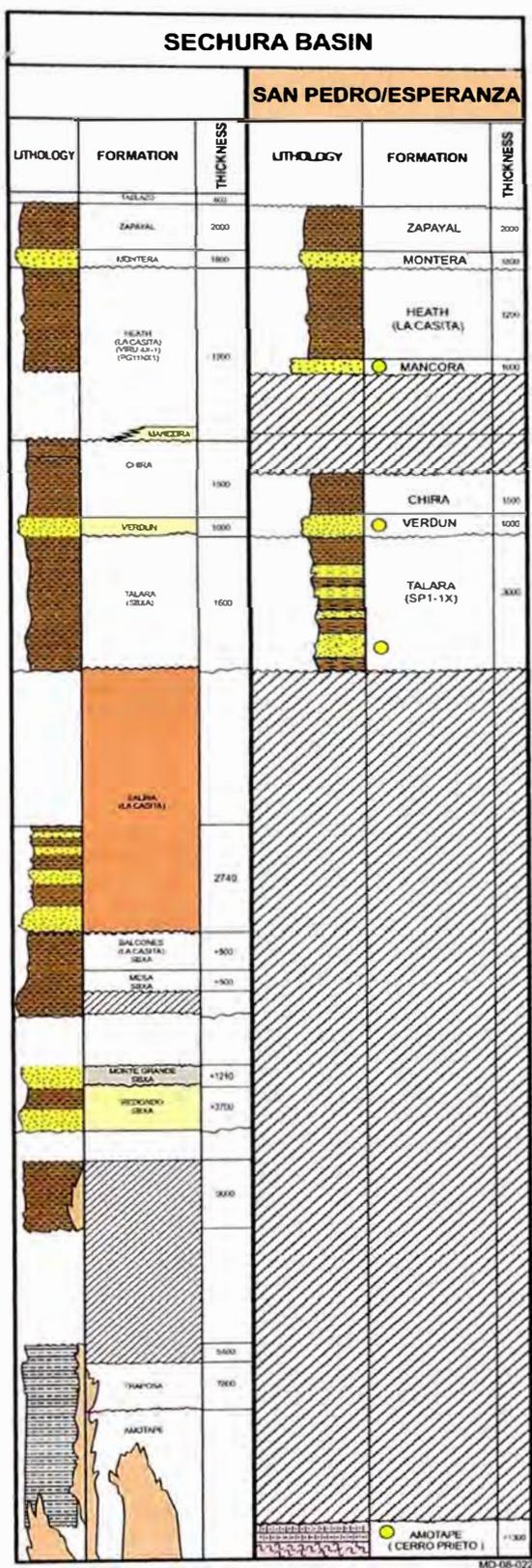


Figura 7: Columna Estratigráfica del área de Esperanza, cuenca Sechura

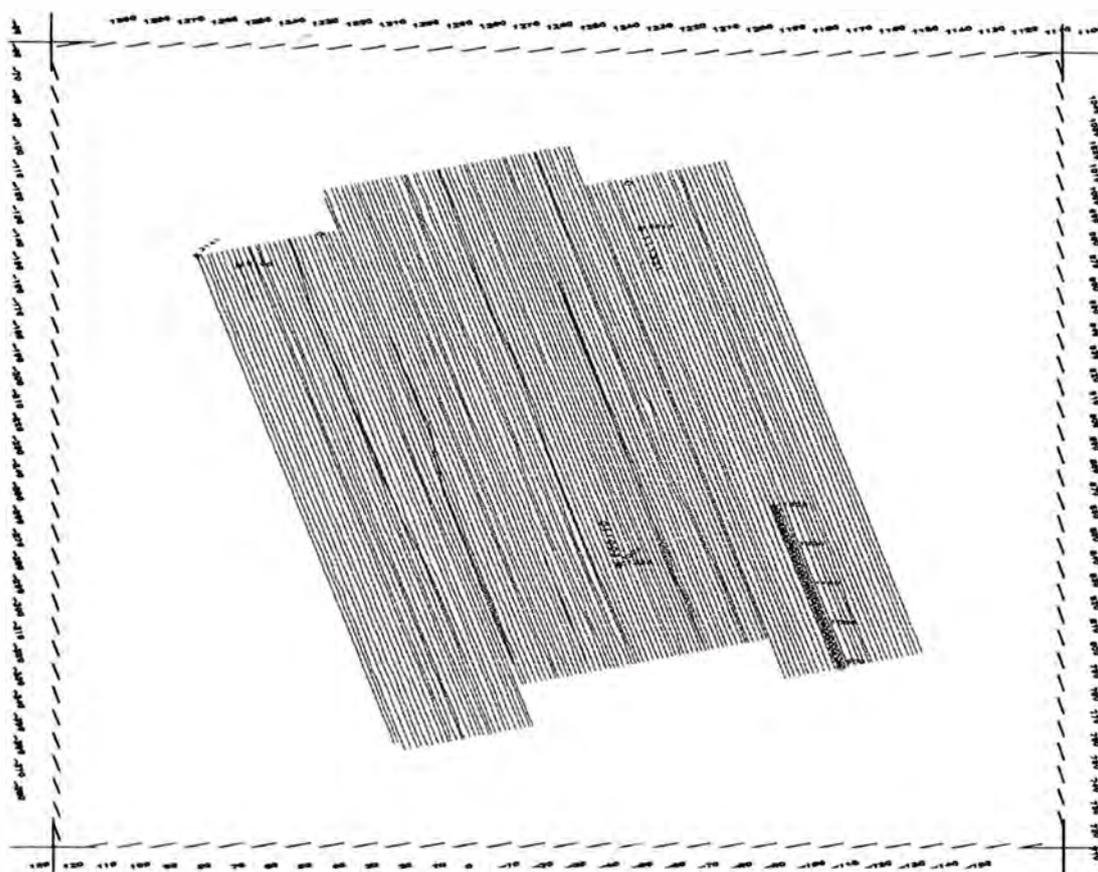


Figura 26: Mapa Base de la dirección de las líneas de tiro y las receptoras

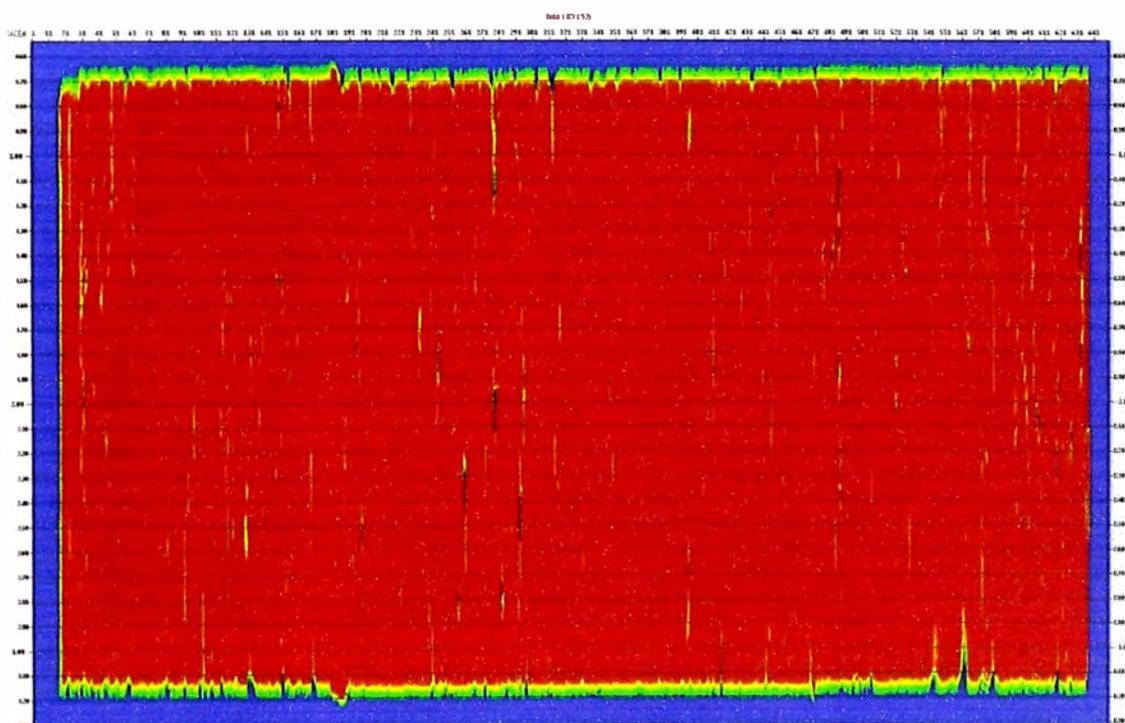


Figura 27: Mapa de Cobertura Sísmica del Proyecto

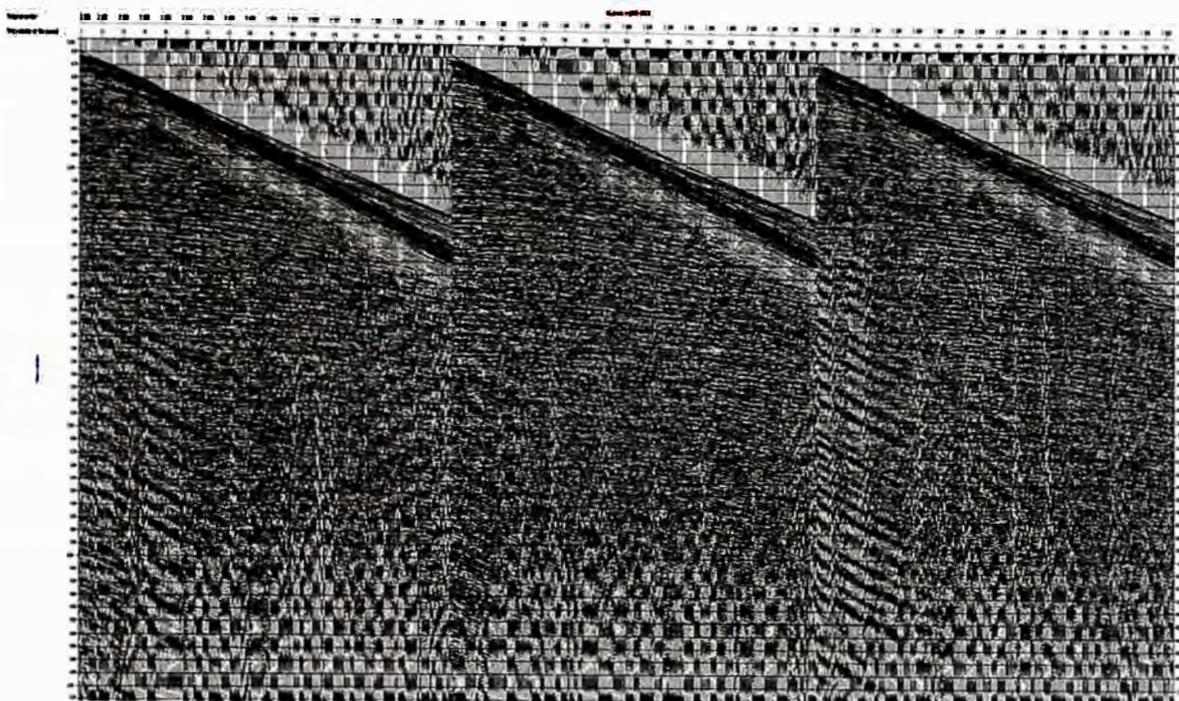


Figura 28: Tiros de campo, editados

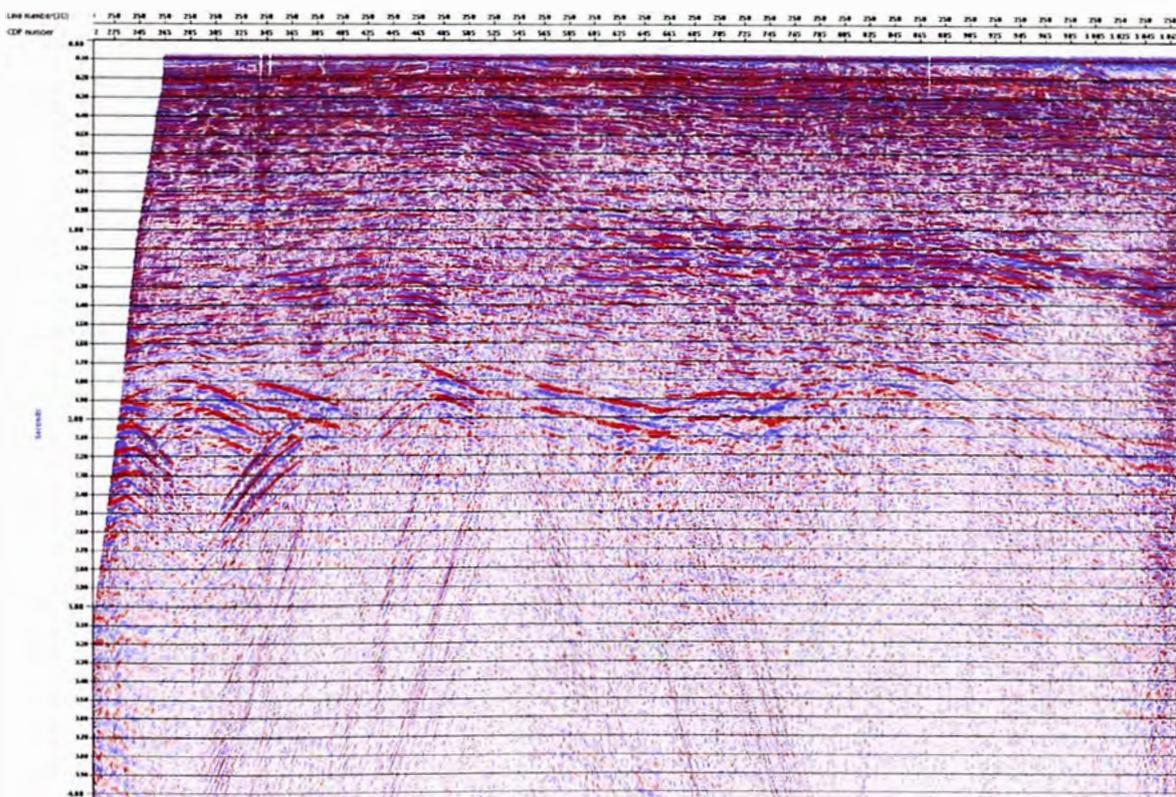


Figura 29: Apilado Inicial (Brute Stack), Línea 250.

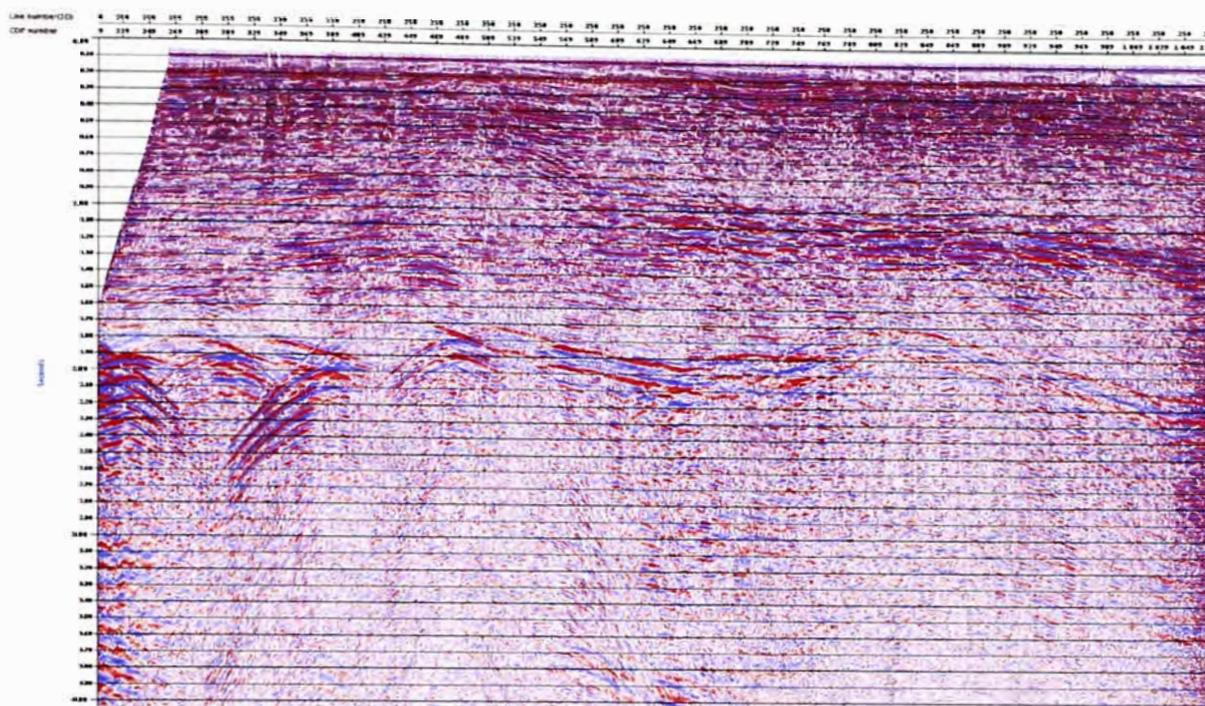


Figura 30: Apilado después de la Atenuación del Ruido Lineal, Línea 250

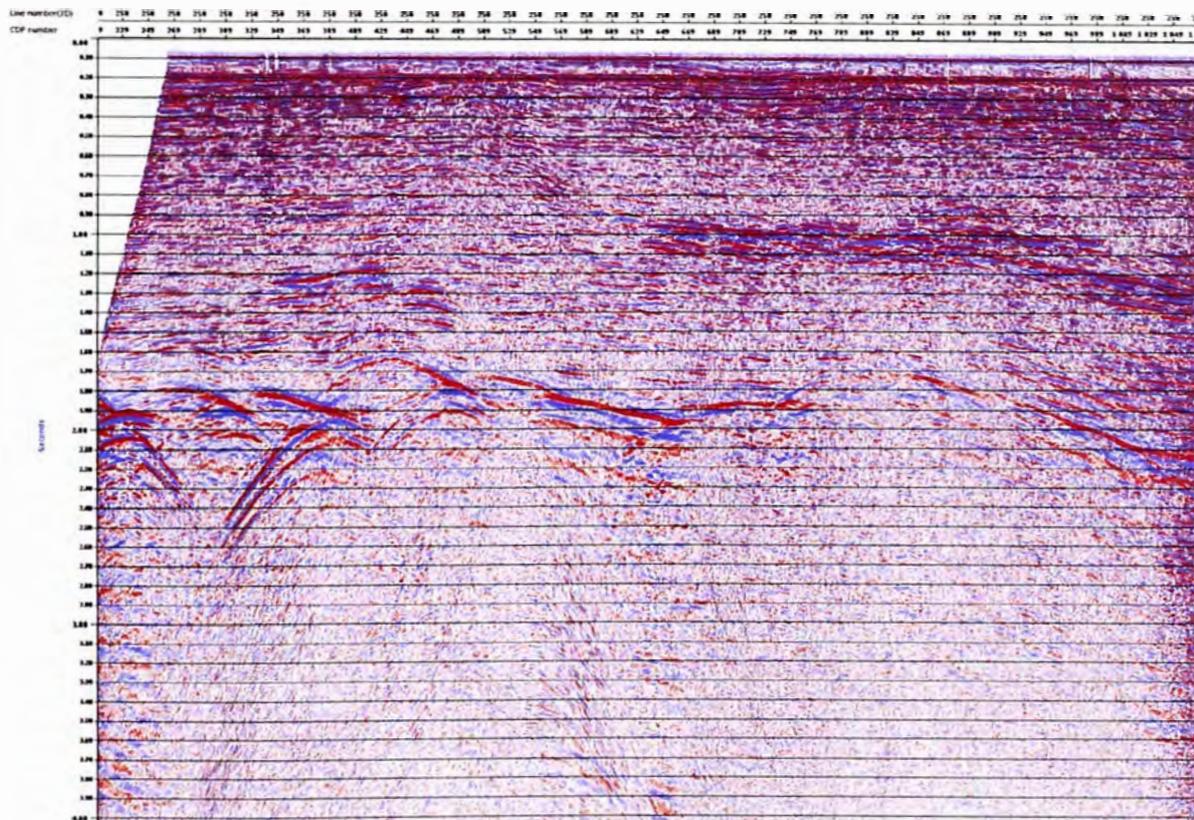


Figura 31: Apilado después de la Aplicación de la Deconvolucion. Línea 250

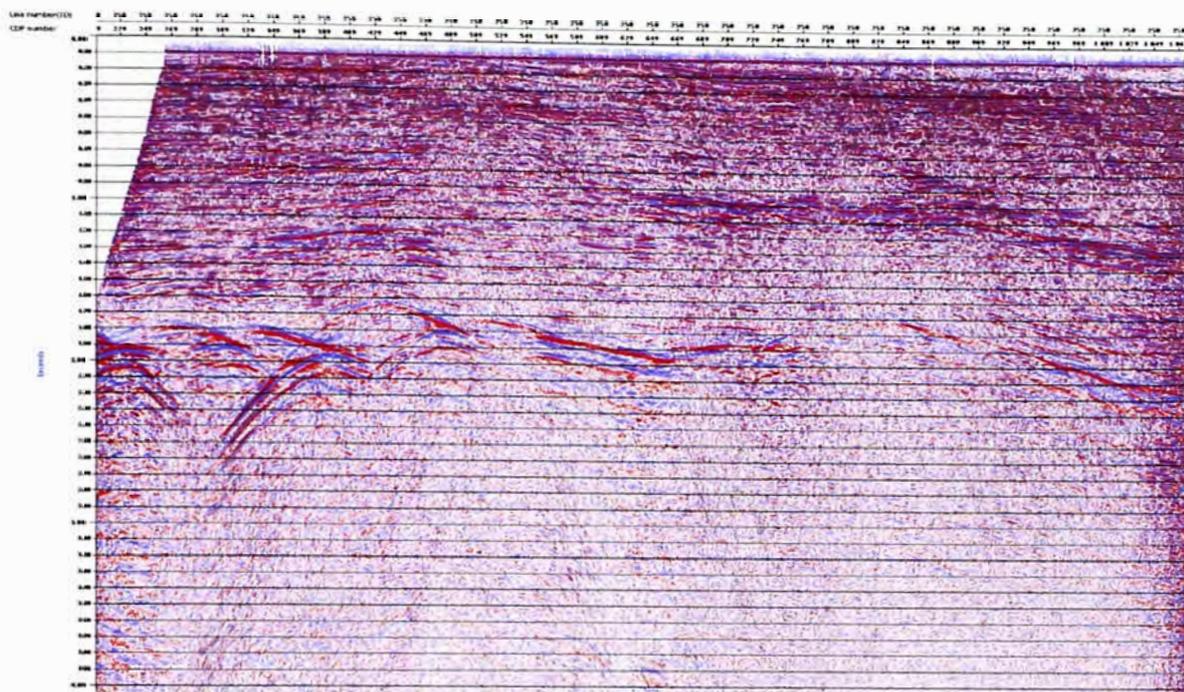


Figura 32: Apilado después de la Atenuación de la Múltiples del Fondo Marino, Línea 250.

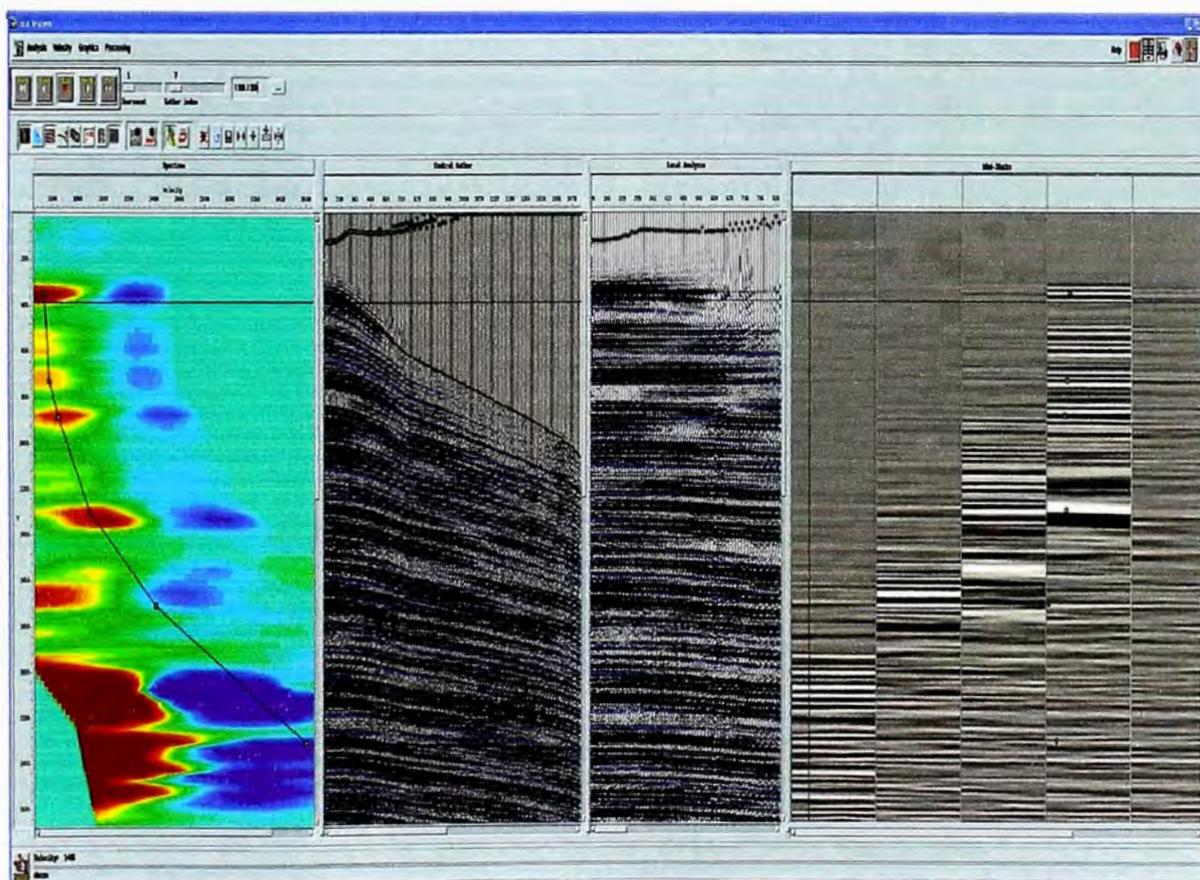


Figura 33: Típico Análisis de Velocidades

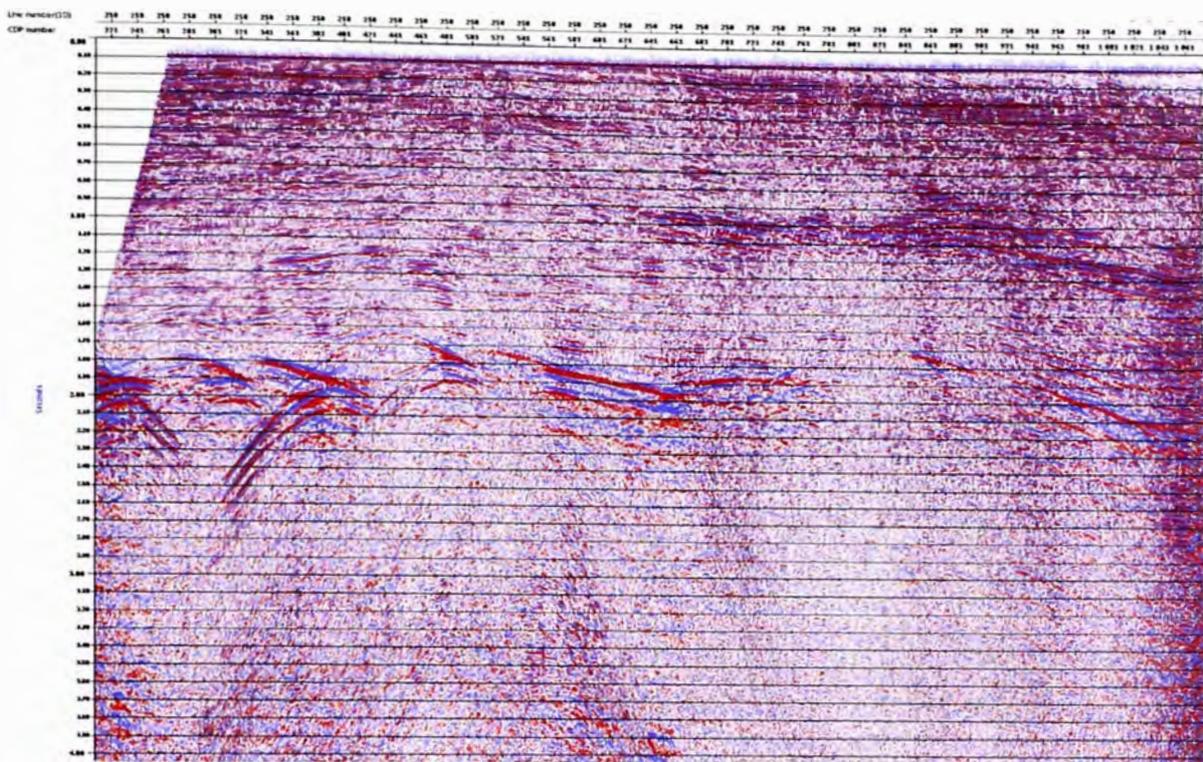


Figura 34: Apilado después de la Regularización, Línea 250

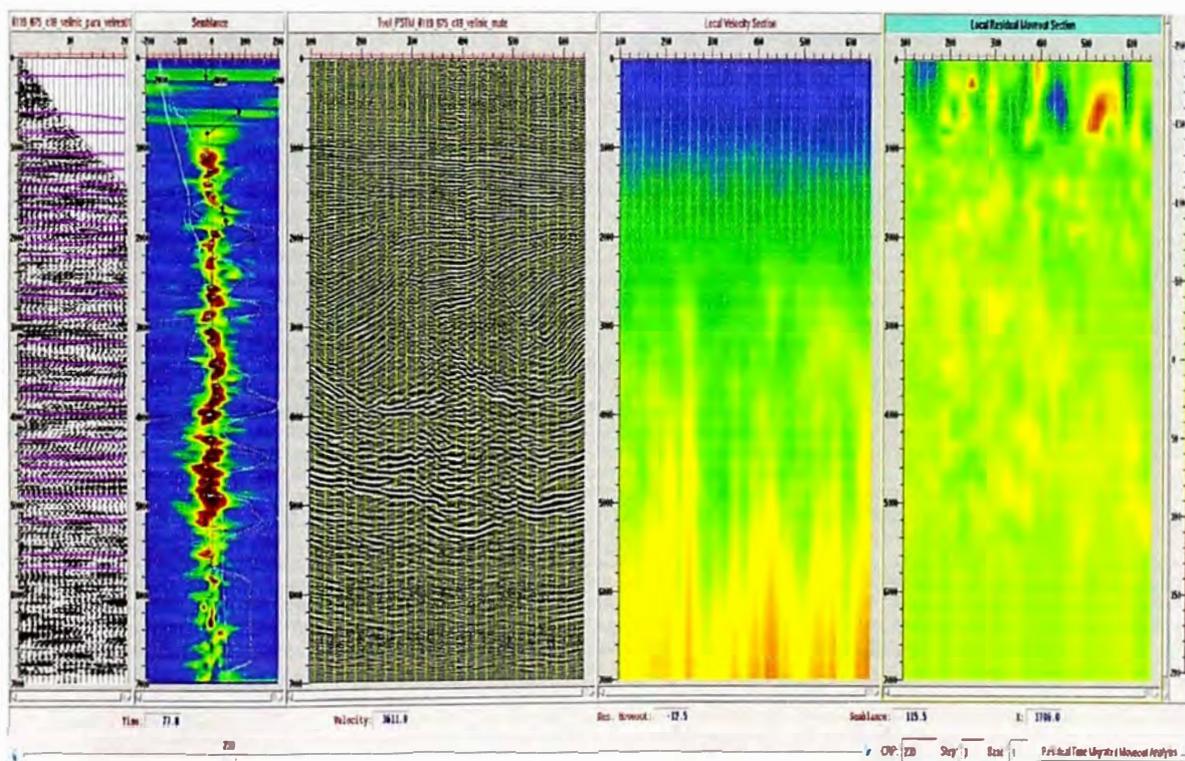


Figura 35: Análisis de las Velocidades Residuales

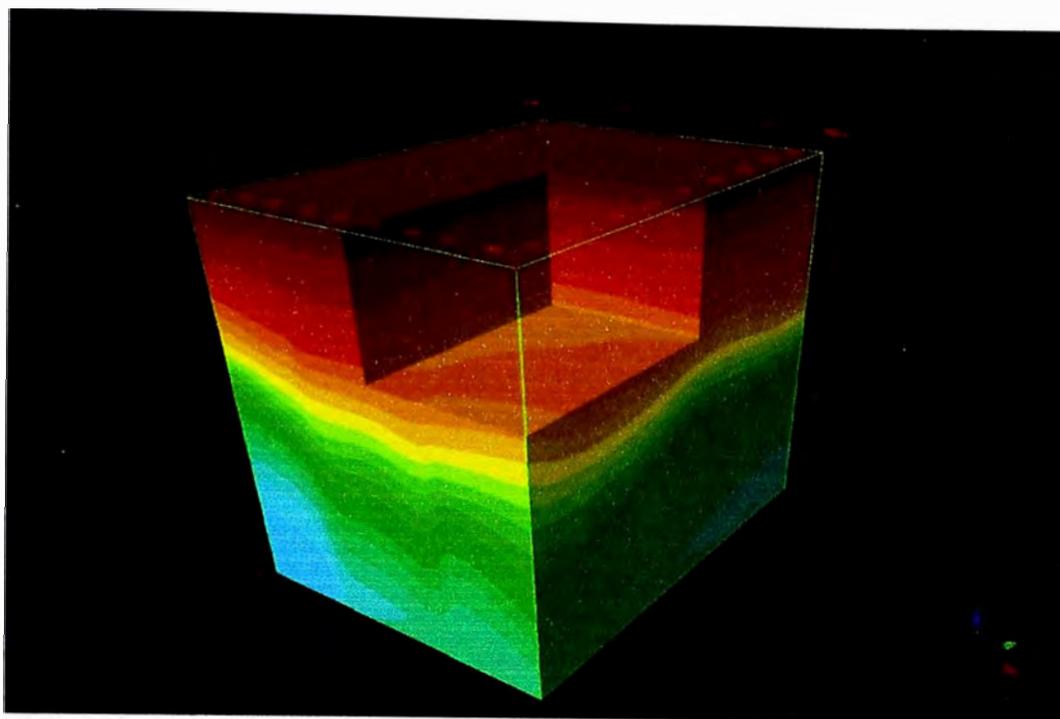


Figura 36: Volumen Final de Velocidades RMS

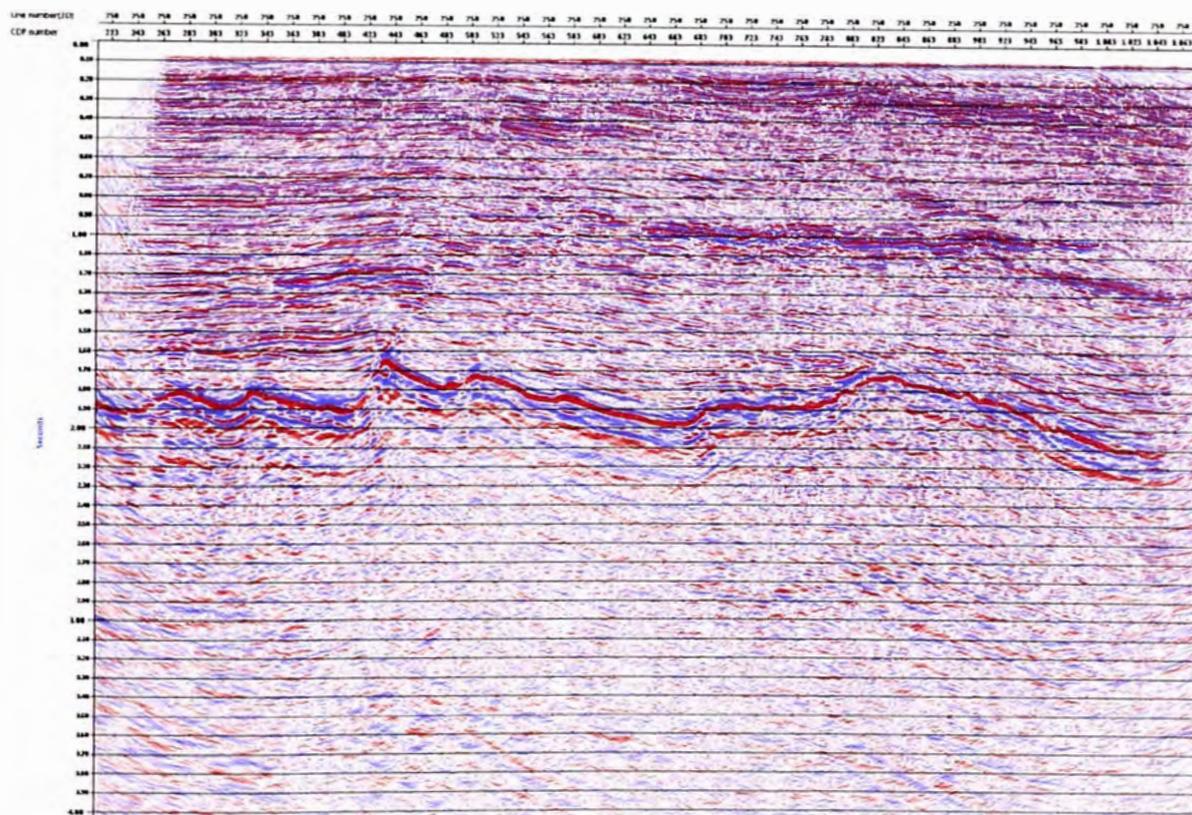


Figura 37: Apilado de la Migración Pre-apilamiento en tiempo sin Filtro ni Escalares
Línea 250

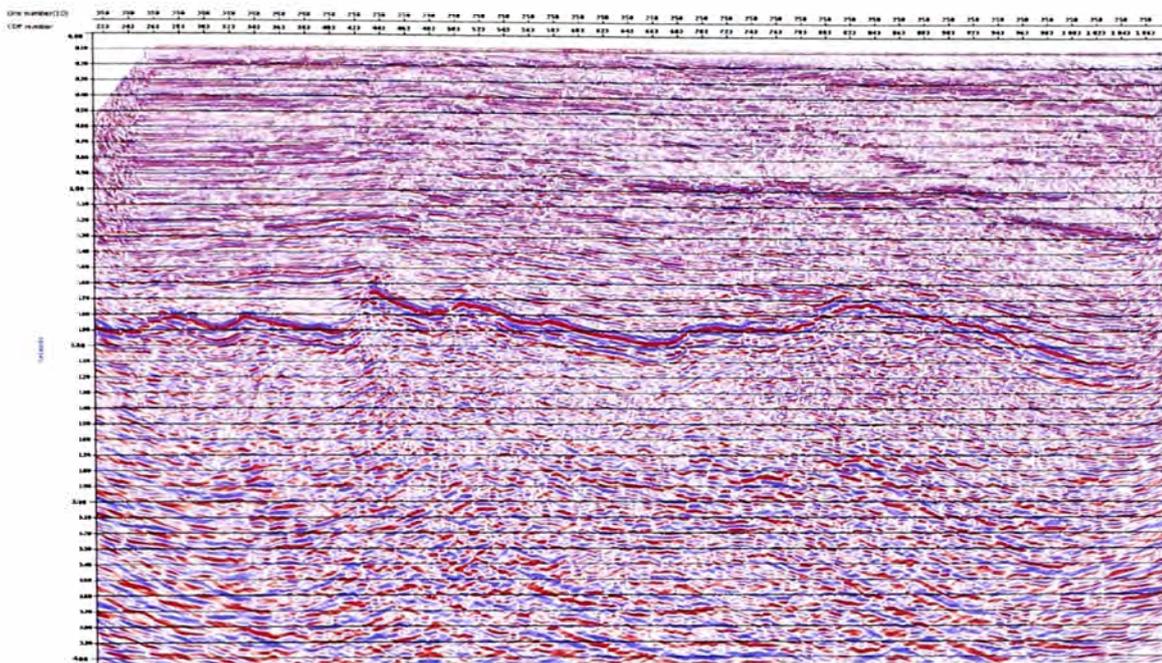


Figura 38: Apilado de la Migración Pre-apilamiento en tiempo con Filtro y Escalares
Línea 250

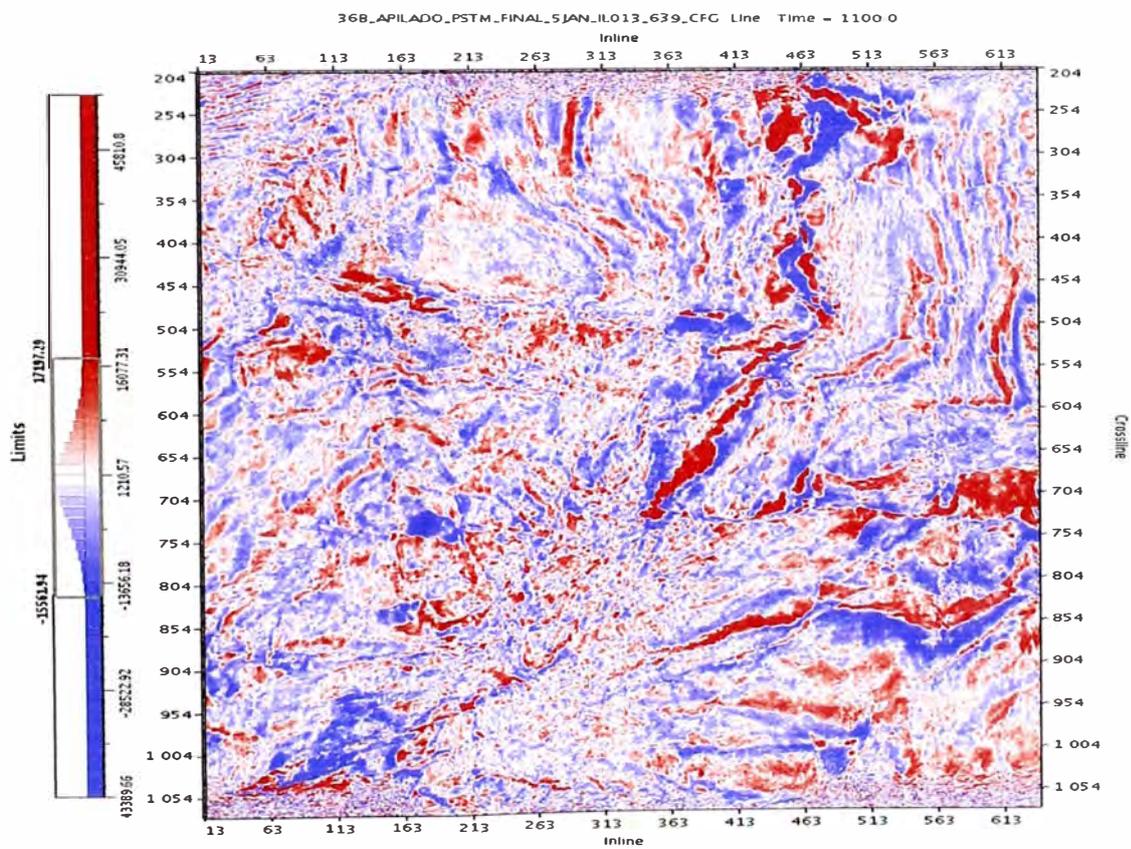


Figura 39: Time Slice a 1100 ms. al nivel de la Fm Verdun.

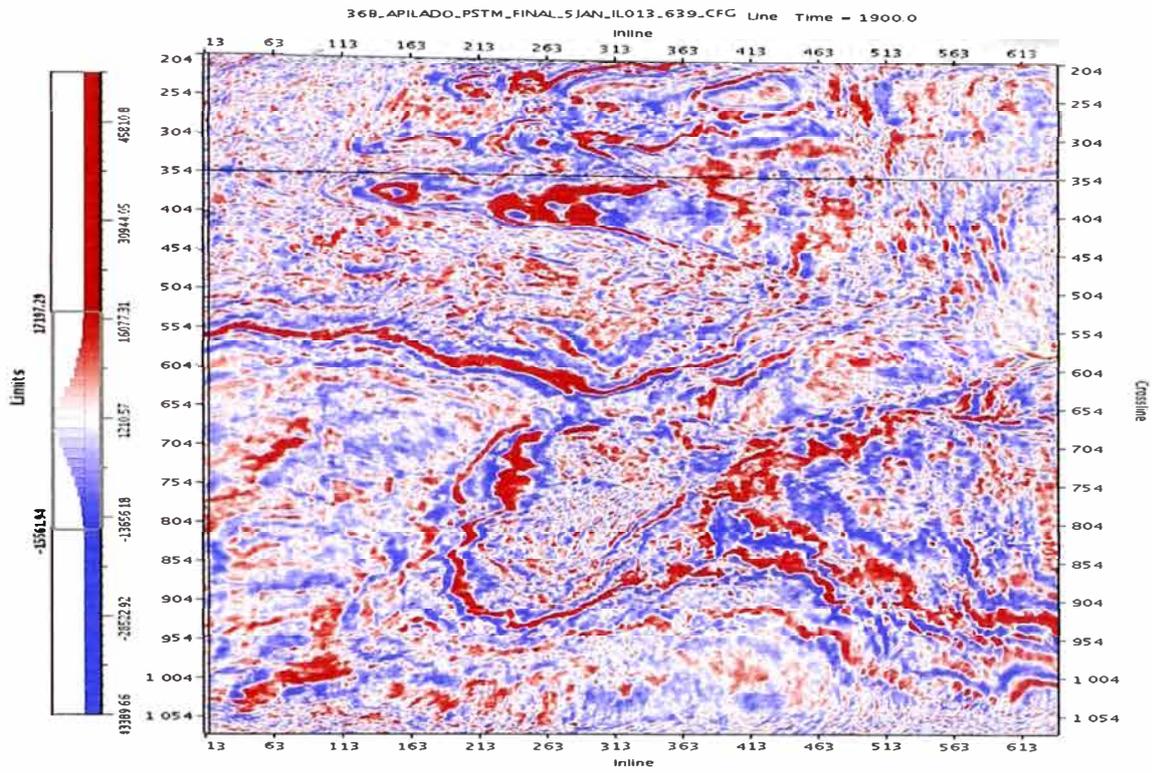


Figura 40: Time Slice a 1900 ms. al nivel del Paleozoico.

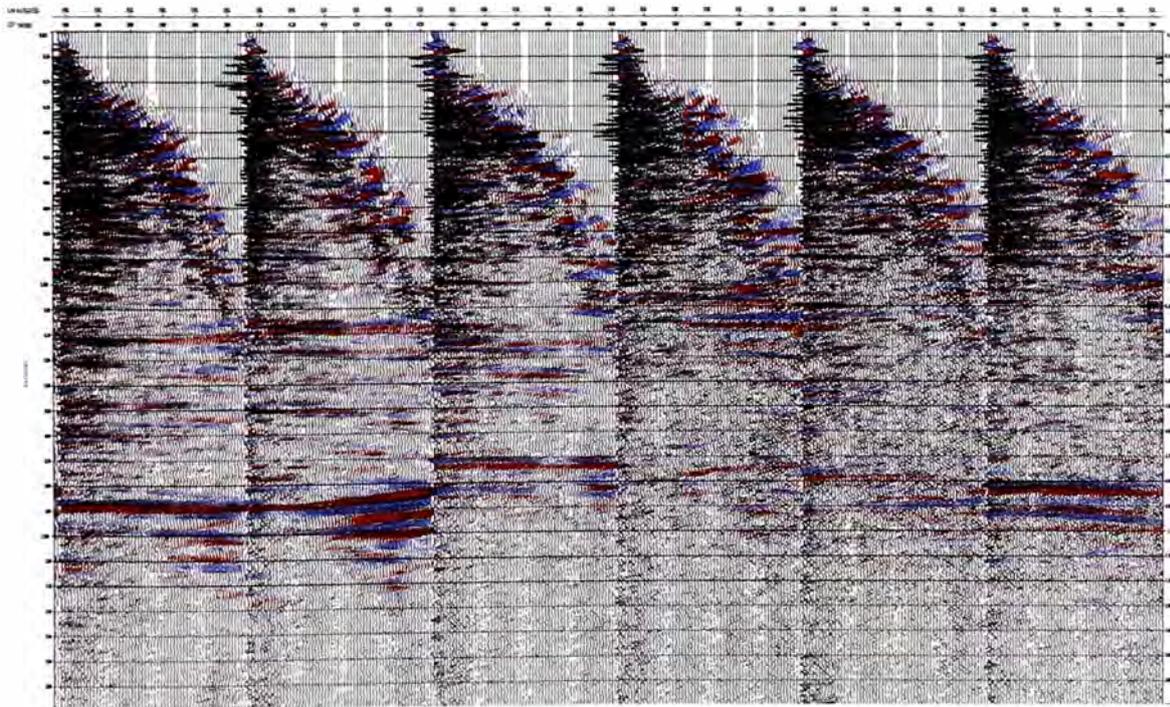


Figura 41: CRP Gathers en Tiempo de la línea cerca al Pozo ES1-3X

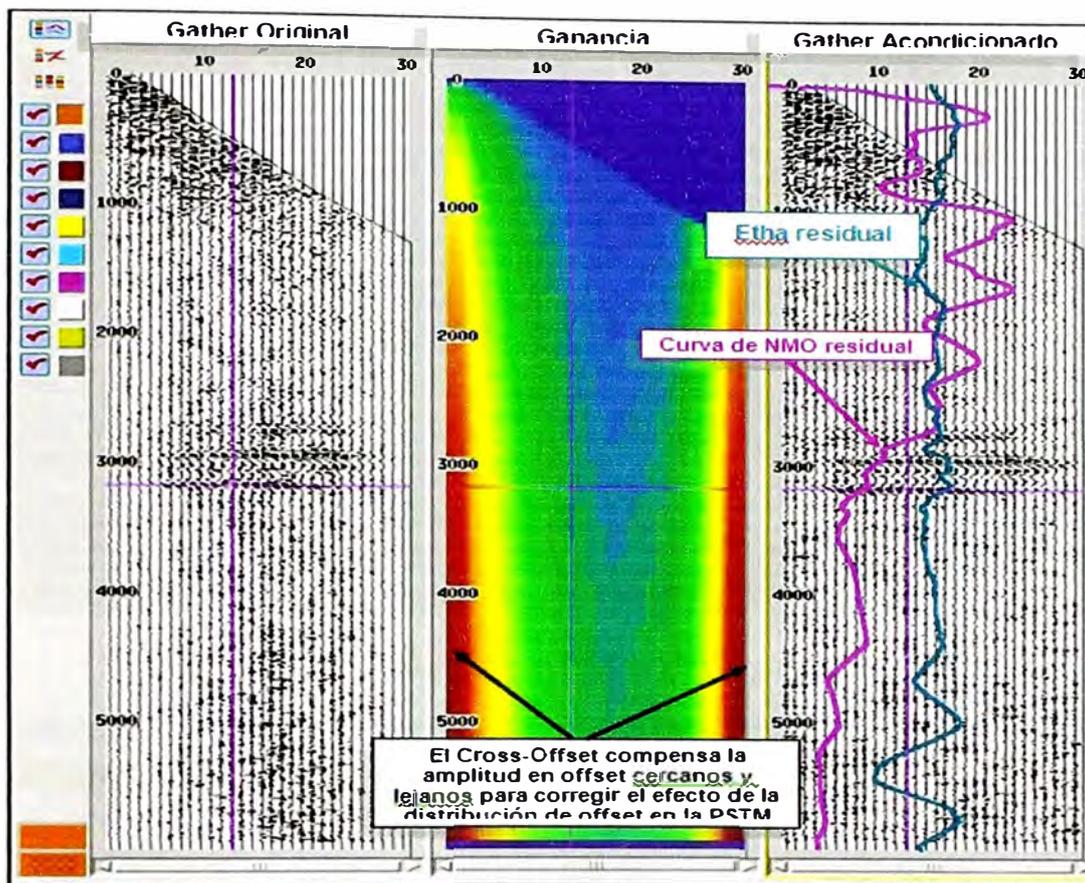


Figura 42: Muestra CRP gather antes y después de aplicación del residual de NMO y la Compensación de amplitud en offset.

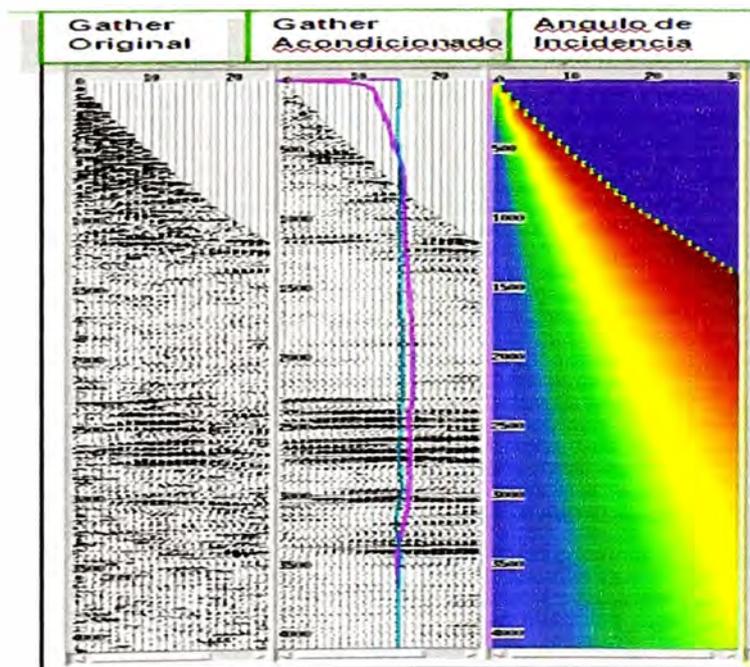


Figura 43: CRP Gather original y el CRP gather Acondicionado

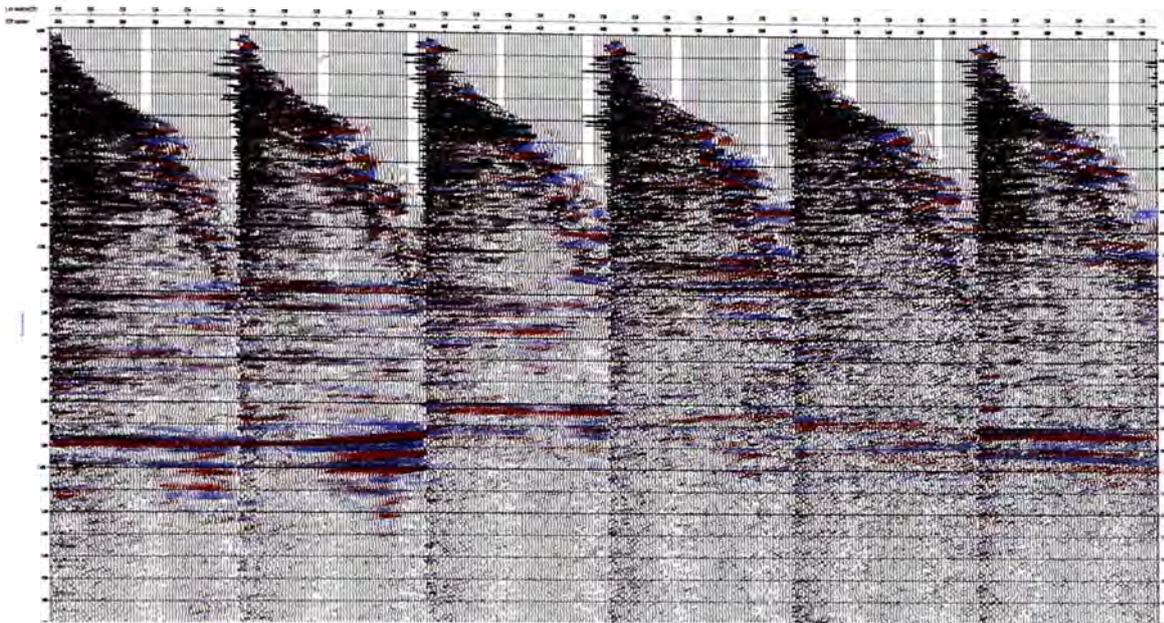


Figura 44: CRP Gathers acondicionados para análisis AVO

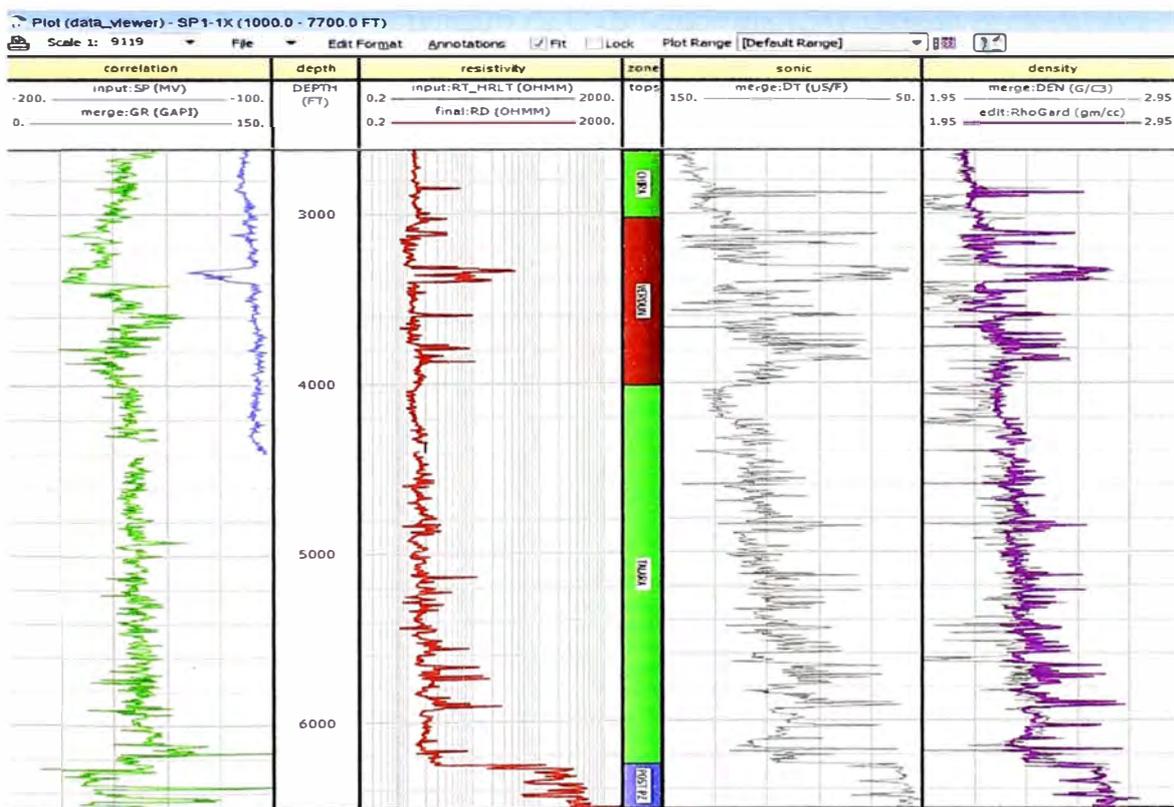


Figura 45: Registros DT, RHOB y Resistividad del Pozo SP1-1X, utilizado para acondicionar y obtener los registros de DT y RHOB a nivel de la Fm. Verdun en el pozo ES1-3X.

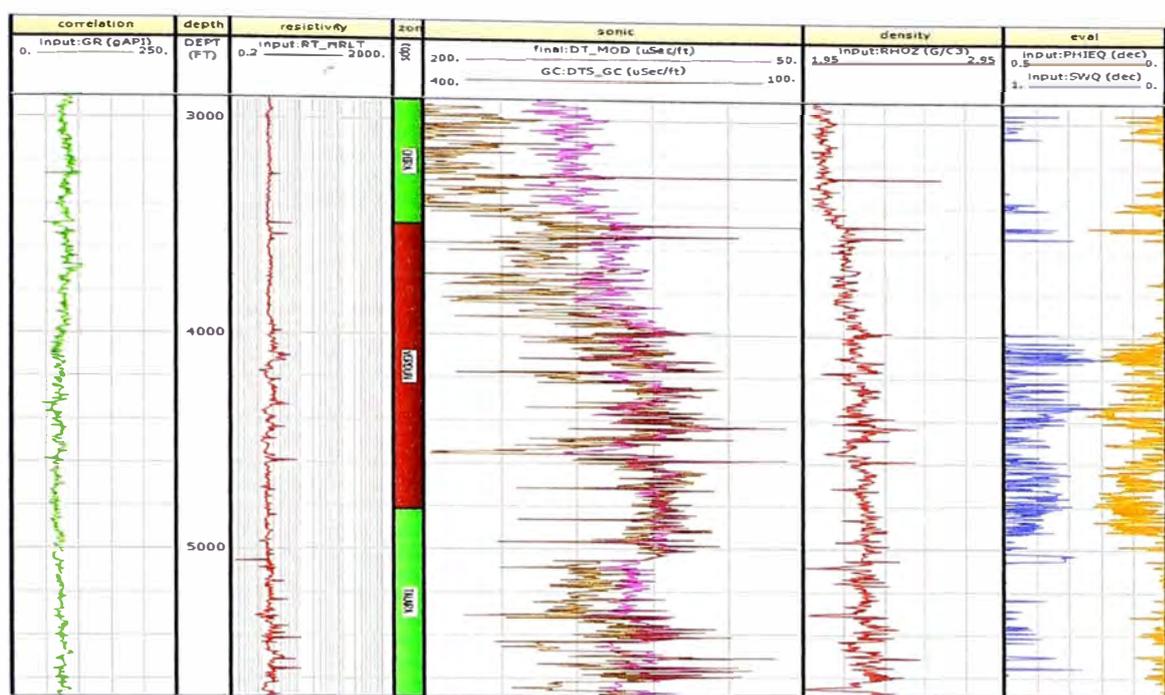


Figura 46: Se obtuvo el registro de DTS (color marrón) usando el modelo de Greenberg-Castagna

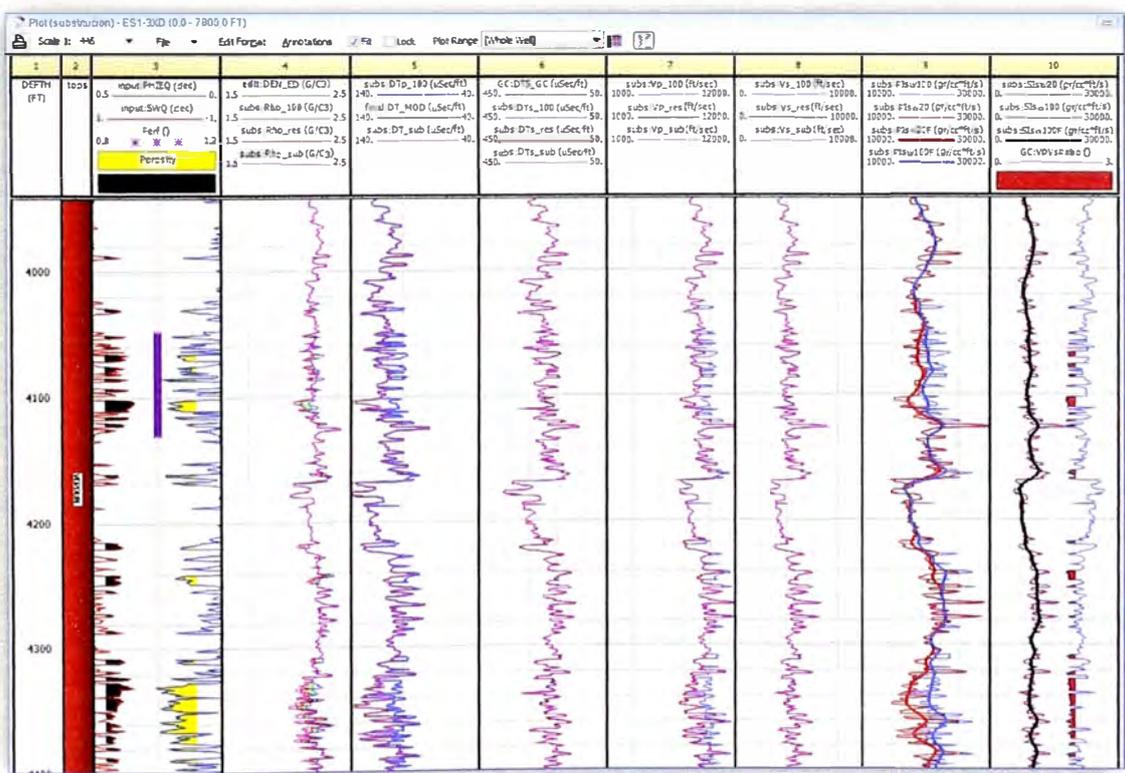


Figura 47: Curvas DTS, RHOB, Impedancia-P, Impedancia-S con Sw al 100% y 20% a nivel de la Fm. Verdun del Pozo ES1-3X.

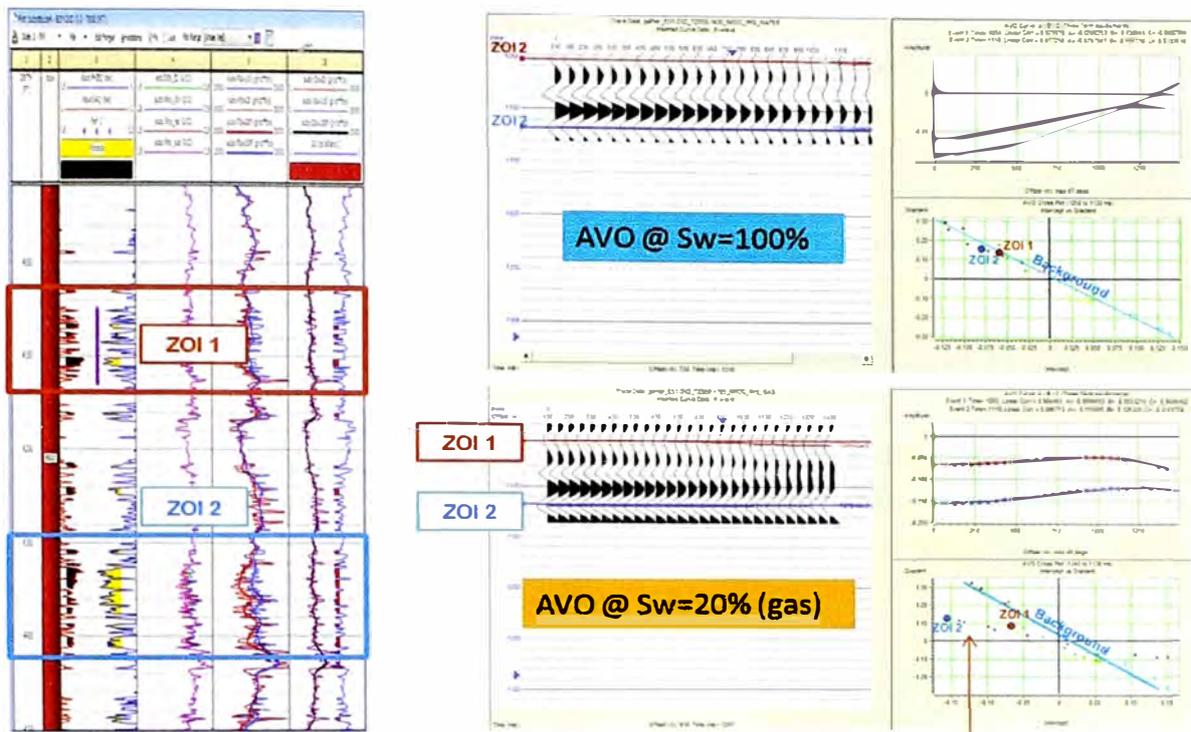


Figura 48: Modelo de AVO con Sw al 100% y 20% en trazas sintéticas.

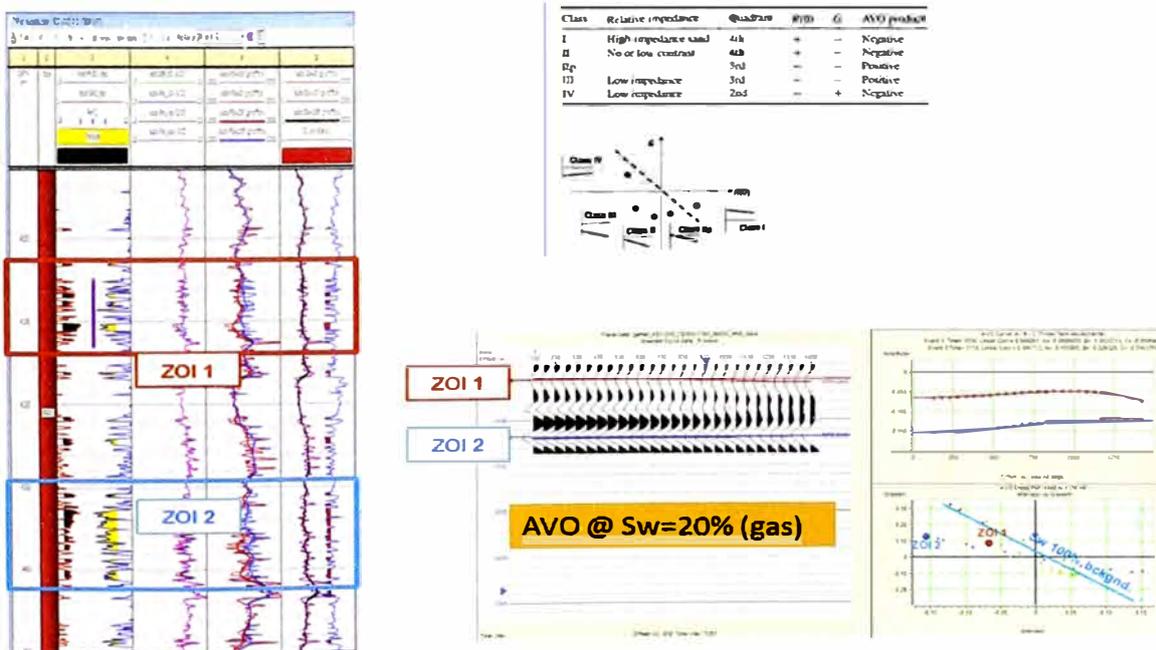


Figura 49: La Clase de AVO determinado es la IV (coeficiente de reflexión de incidencia normal es negativo y llega hacer positiva a offset lejanos).

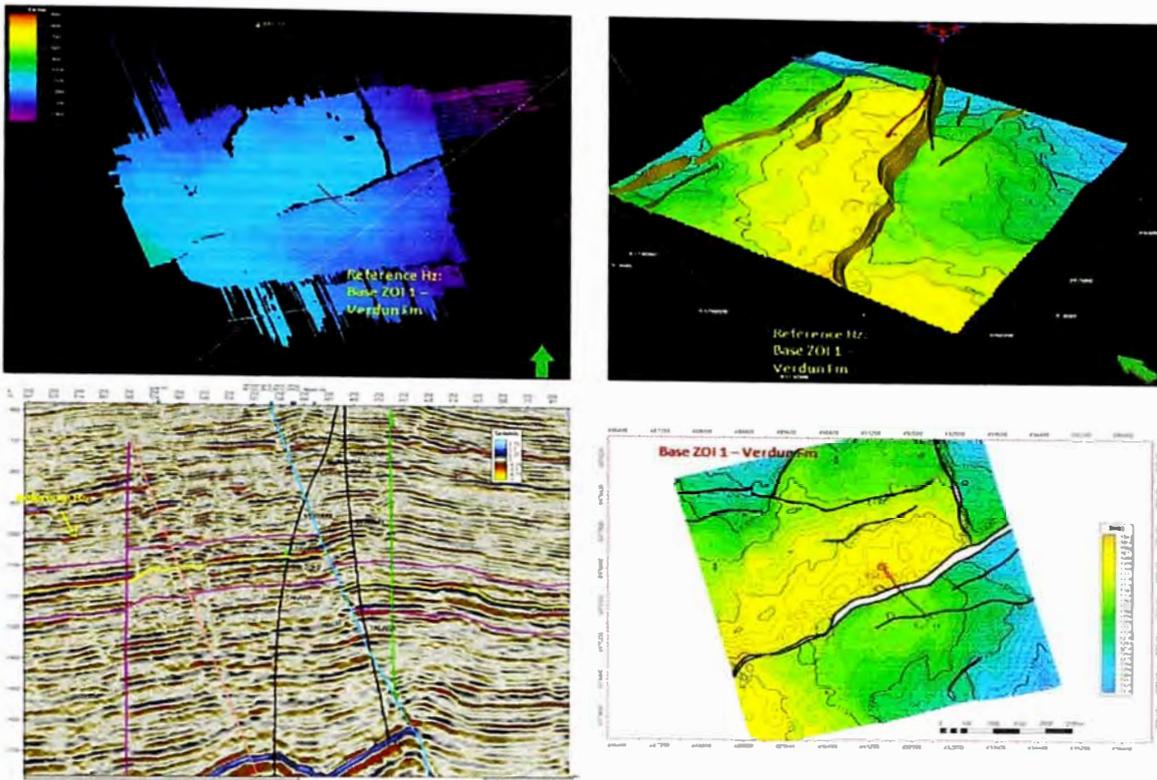


Figura 50: Entrada para el estudio AVO: sísmica, horizontes de la Fm. Verdun y fallas.

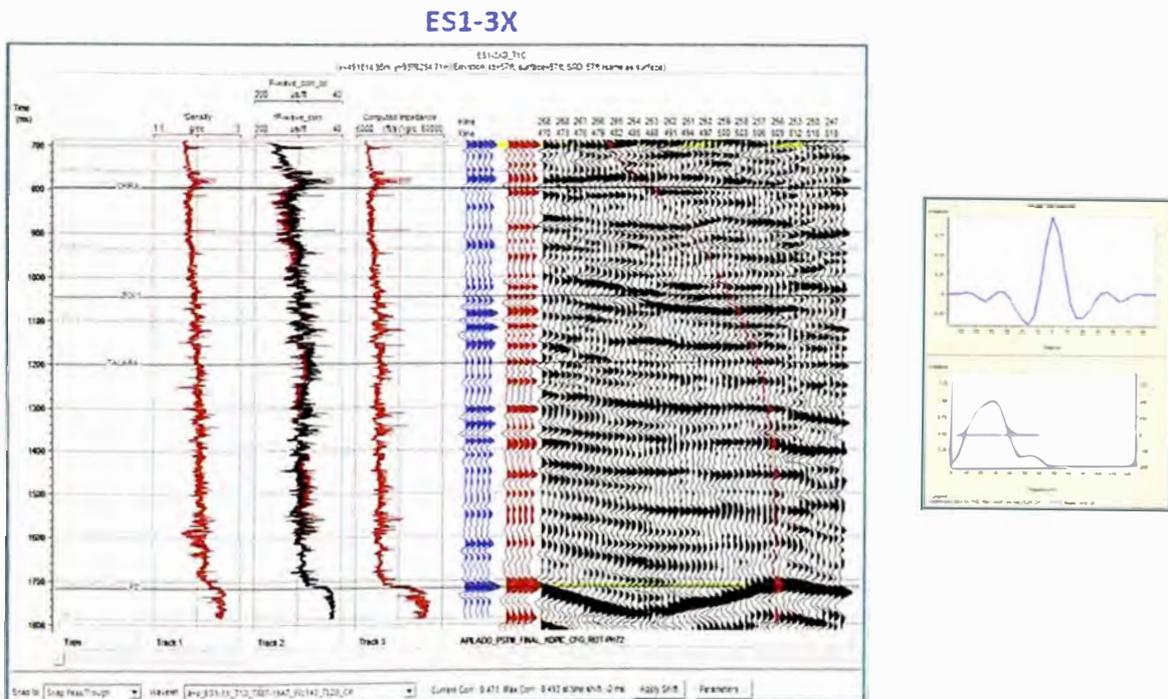


Figura 51: Amarre a Fase Cero entre el sísmograma sintético y la sísmica 3D.

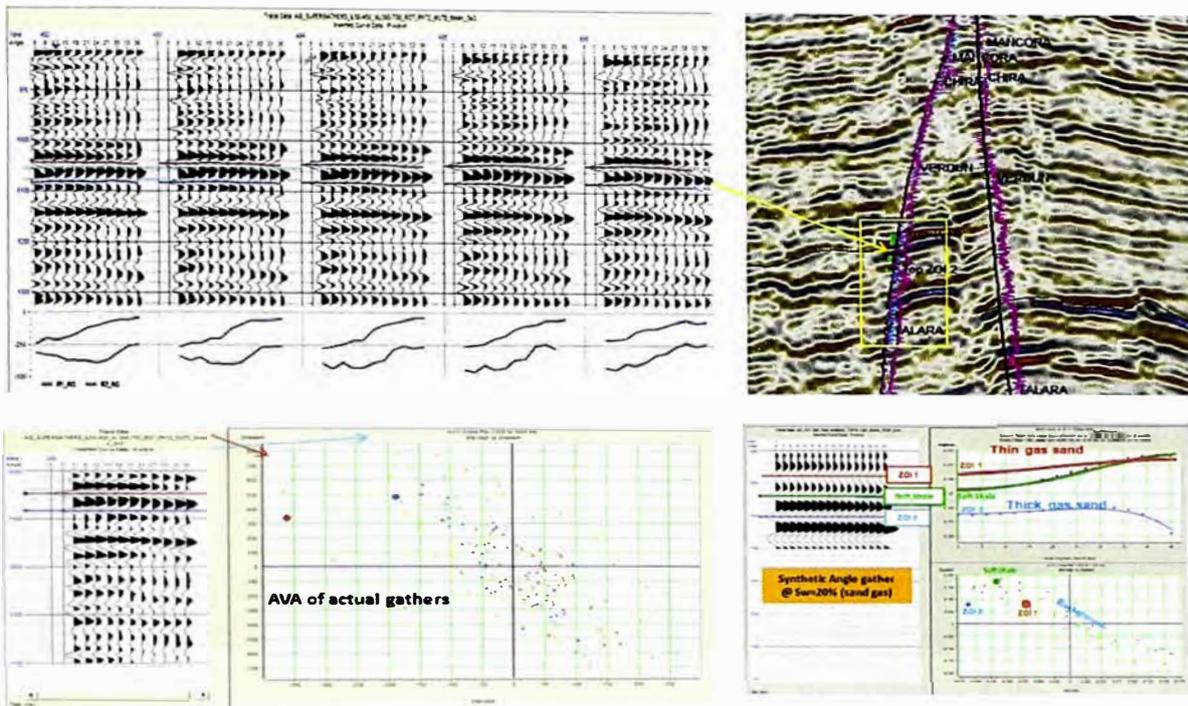


Figura 54: Trazas sísmicas, apilado sísmico, y el modelo de AVO, al nivel de la Fm. Verdun.

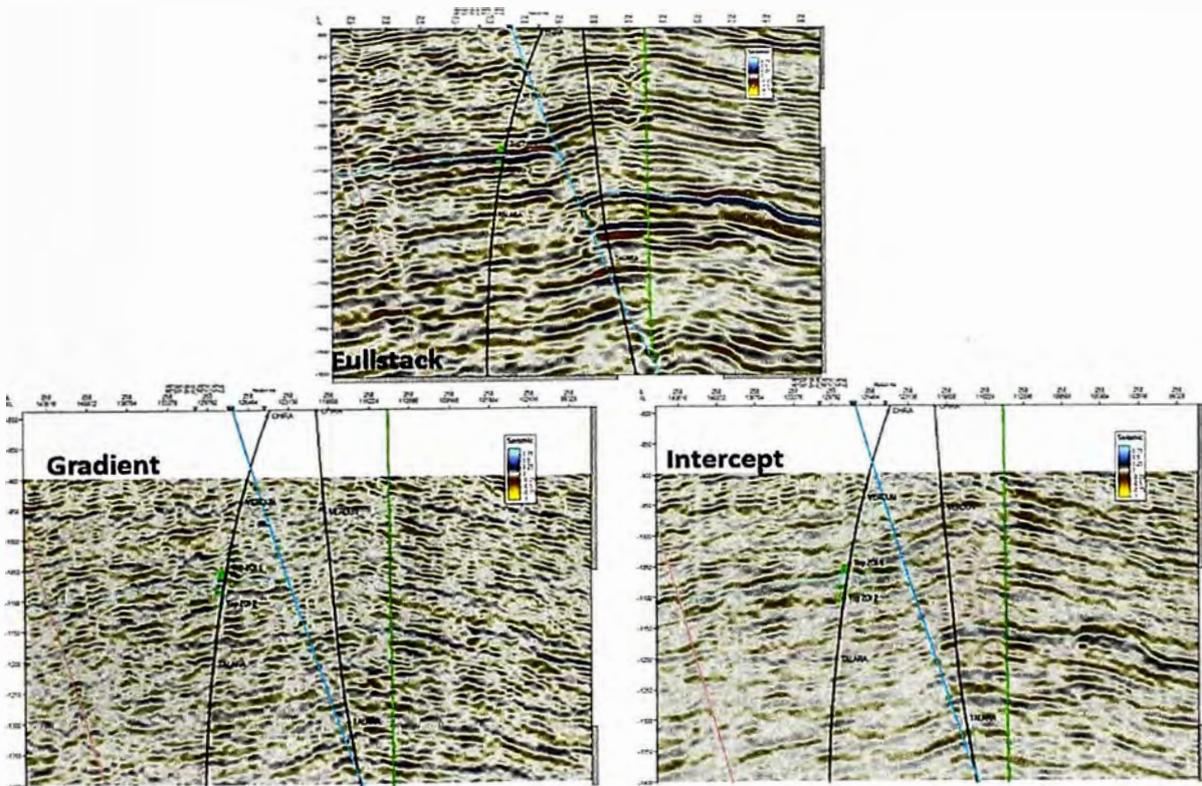


Figura 55: En el procesamiento AVO se obtuvieron los cubos de Gradiente y Intercepto.

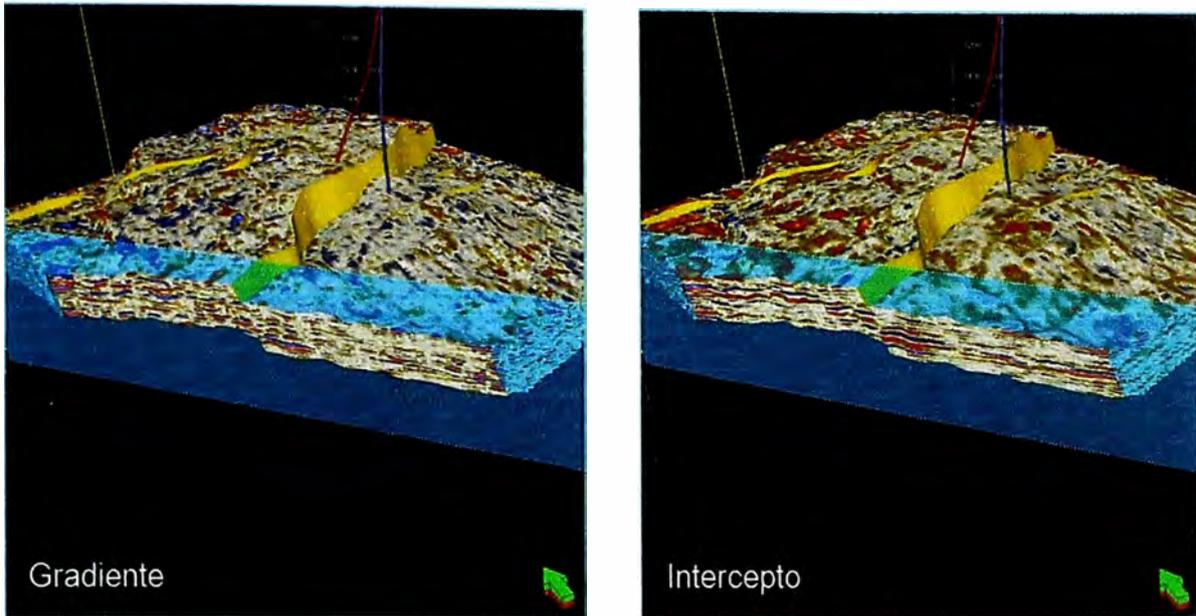


Figura 56: Extracción de la capa de arena a nivel de la Fm. Verdun de los cubos de Gradiente e Intercepto.

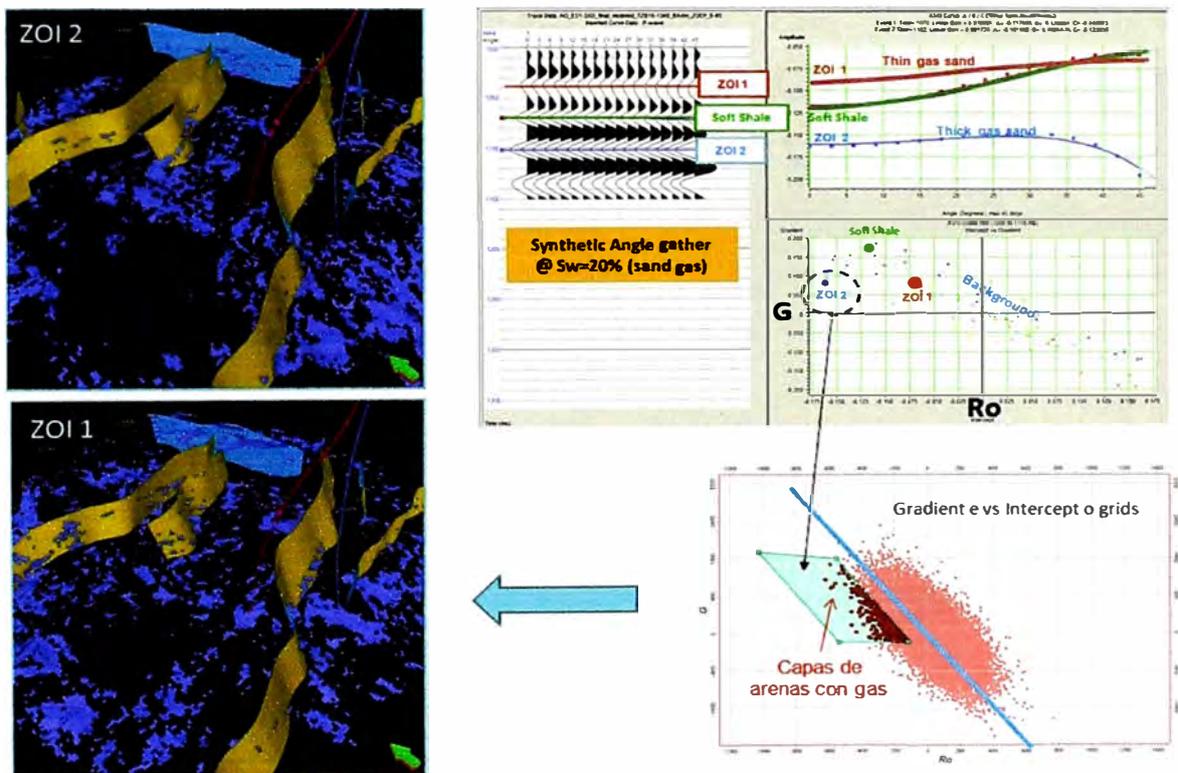


Figura 57: Extrapolación en las capas de arena con gas de la ZOI1 y ZOI2 en la Fm. Verdun.

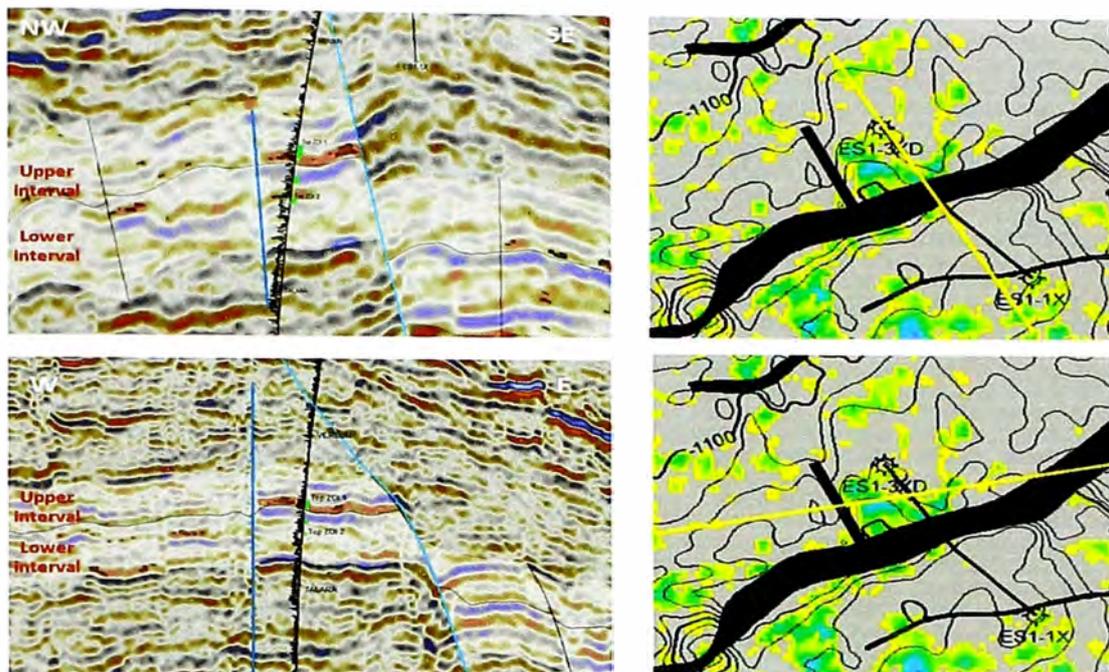


Figura 58: Apilado sísmico y mapas a nivel de la Fm. Verdun mostrando zonas de interés con posible contenido de gas.

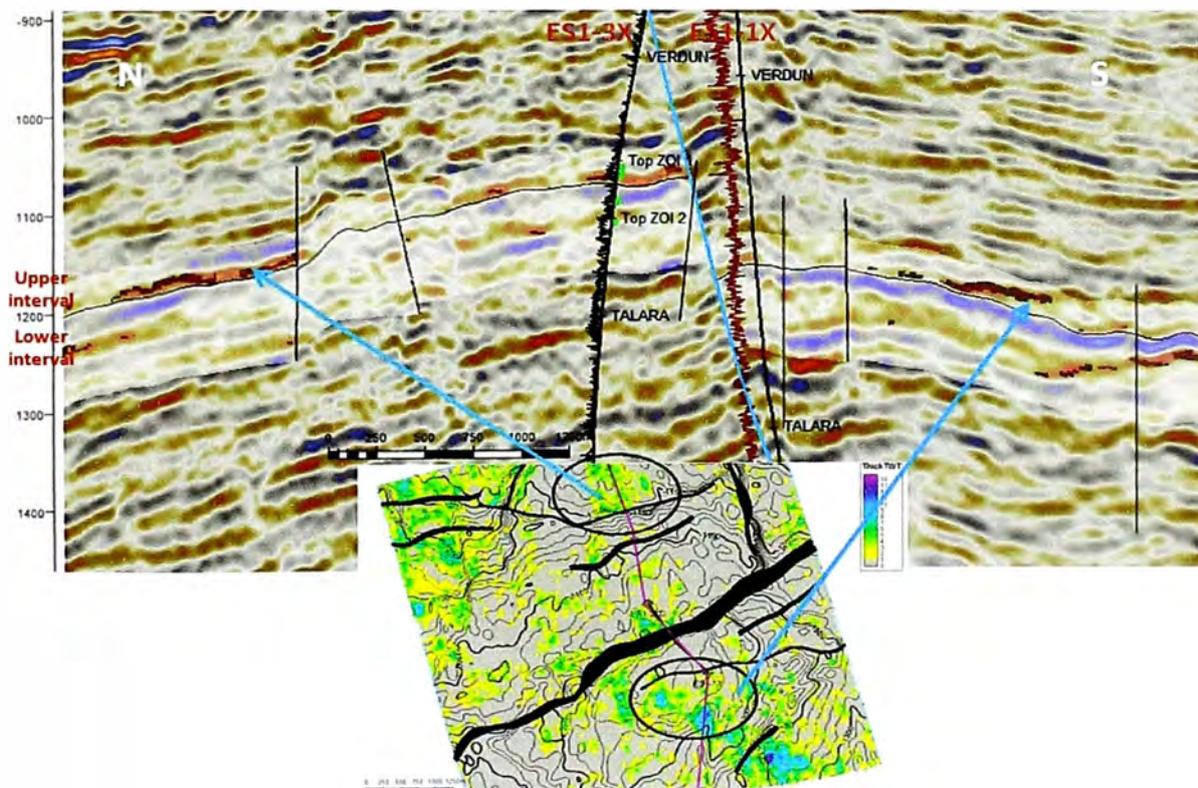


Figura 59: Muestra los pozos ES1-1X y ES1-3X, y posibles arenas con contenido de gas a nivel de la Fm. Verdun.

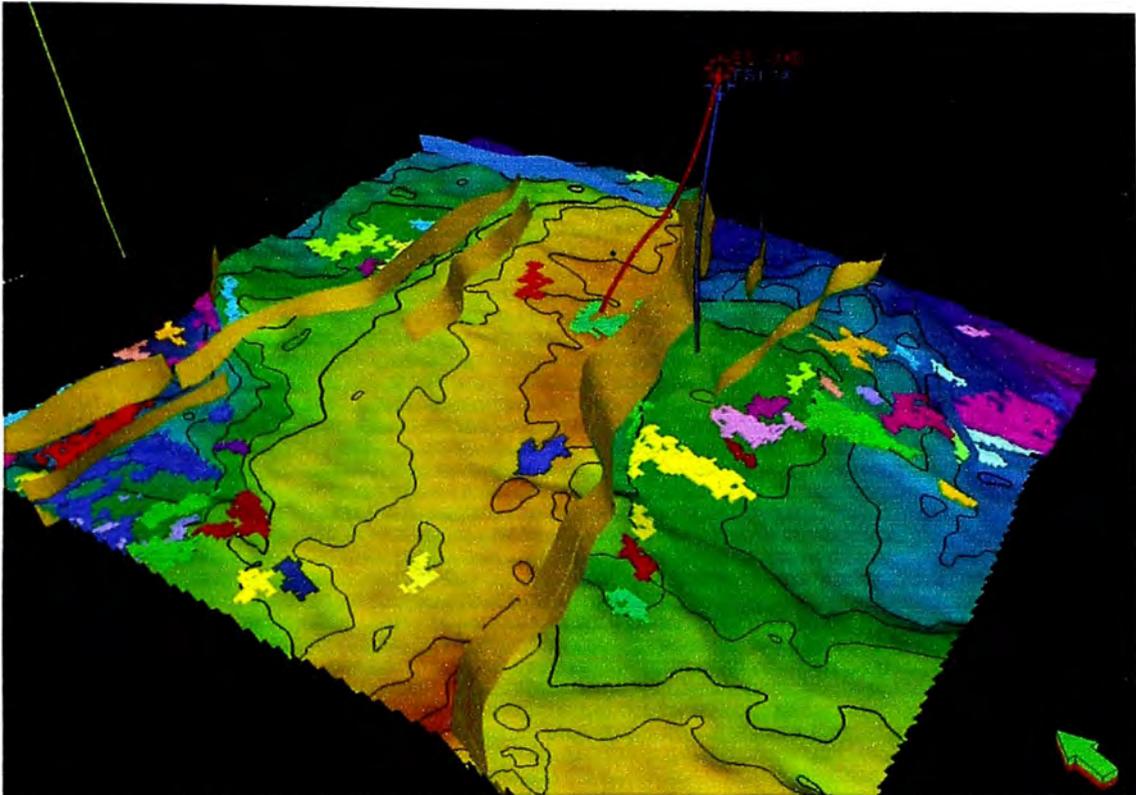


Figura 60: Horizonte de la Fm. Verdun mostrando las zonas de interés con posible contenido de gas, obtenidas a partir de las anomalías de AVO/AVA.