INVERSIÓN SÍSMICA MEDIANTE UN ALGORITMO GENÉTICO

Por
EDWARD MONCAYO
Código 194406

TESIS DE MAESTRÍA

Dirigido por
Ph.D. LUÍS ALFREDO MONTES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS
MAESTRÍA EN CIENCIAS - GEOFÍSICA
Bogotá, 2010

INVERSIÓN SÍSMICA MEDIANTE UN ALGORITMO GENÉTICO

Por
EDWARD MONCAYO
Código 194406

TESIS DE MAESTRÍA

Presentada a la Universidad Nacional de Colombia como requisito parcial para optar por el título de

MAGÍSTER EN CIENCIAS GEOFÍSICA

Dirigido por
Ph.D. LUÍS ALFREDO MONTES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS
MAESTRÍA EN CIENCIAS - GEOFÍSICA
Bogota, 2010

Nota de aceptación:

Director: Ph.D. Luis Alfredo Montes

Jurado: Ph.D Luis Antonio Castillo

Jurado: M.Sc. Andrés Cárdenas Contreras

TITULO EN ESPAÑOL
INVERSIÓN SÍSMICA MEDIANTE UN ALGORITMO GENÉTICO

TITULO EN INGLES
SEISMIC INVERSION WITH A GENETIC ALGORITHM

RESUMEN
La cuenca de los Llanos Orientales es la cuenca más prolífica de Colombia, sin embargo el play estratigráfico ha sido poco explorado debido a la dificultad de determinar la litología de los canales existentes. A partir de la información sísmica en el área de estudio, se identificó un canal en la Formación Carbonera, una unidad compuesta por intercalaciones de shales y unidades arenosas altamente prospectivas, sin embargo al no conocer la litología existe una alta incertidumbre con respecto al tipo de reservorio que se encuentra dentro del canal.

Para determinar la litología del canal se optó por realizar una inversión pre-apilado basada en un modelo utilizando la información 2-D disponible, sin embargo uno de los principales inconvenientes fue la ausencia de información de pozo en esta línea. La falta de esta información no permite crear un modelo inicial confiable, incrementando la incertidumbre del resultado de la inversión. Para solucionar este problema se diseñó un algoritmo genético, el cual, utilizando la información sísmica, permitió obtener la información necesaria para realizar una inversión basada en un modelo.

De acuerdo con los resultados de la inversión y el análisis de la física de rocas de los pozos más cercanos, la litología del canal corresponde a limolitas y shales, y probablemente algunos niveles de arenas con alto contenido de arcilla, lo cual incrementa el riesgo exploratorio ya que este tipo de litología presenta baja porosidad y permeabilidad, lo que contrasta con los reservorios productores en los campos cercanos que están compuestos por arenas limpias de alta porosidad.

ABSTRACT
The Llanos basin is the most prolific of the Colombian basins; however the stratigraphic play has been poorly explored due to the uncertainly related to the lithology of the channels. Inside the study area a big channel was detected with 2-D seismic, the channel is located in the Carbonera Formation, a unit composite by intercalations of sands and shaly levels, that is the main reservoir in this part of the basin. However there is no information about the kind of lithology that fills the channel.

An elastic inversion was performed with the available 2-D seismic to determine the lithology of the channel, however there was not well data available. Without well data the model-based inversion is very poor and the result has a high uncertainly. A genetic algorithm was designed to solve this problem, this method does not depend from well data, and the result is used to create and to calibrate the model for the model-based inversion.

According to the results of the inversion and the rock physics analysis of some wells of the basin, the channel is filled by silts, shales and probably some levels of shaly sands, this increases the exploratory risk because this kind of lithology has low porosity and permeability, that is quite different to the producer reservoirs in this part of the basin, composite by clean sands with high porosity.

PALABRAS CLAVE
Inversión sísmica, AVO, algoritmo genético, física de rocas

KEYWORDS
Seismic inversion, AVO, genetic algorithm, rocks physics

DIRECTOR
Ph.D. Luís Alfredo Montes

AUTOR
Edward Norberto Moncayo Góngora, 1981

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción 1
1.1 Objetivos 2
1.1.1 General 2
1.1.2 Específicos: 2
1.2 Descripción del problema 3
2. Geología Regional 5
2.1 Evolución tectónica 5
2.2 Estratigrafía 6
2.3 Estilos estructurales 11
2.4 Estratigrafía sísmica 14
Capítulo 3. Petrofísica y Física de rocas 18
3.1 Evaluación petrofísica 18
3.2 Relación Vp/Vs 21
3.3 Efecto de las variaciones litológicas 24
4. Fundamento teórico 29
4.1 Parámetros elastomecánicos 29
4.2 Teoría de AVO 32
4.3 Inversión sísmica 36
4.3.1 Inversión basada en la traza (Trace-Based) 37
4.3.2 Inversión basada en modelos 39
Capítulo 5. Procesamiento e interpretación de datos sísmicos 44
5.1 Asignación de geometría: 46
5.2 Edición de trazas ruidosas e invertidas. 47
5.3 Recuperación de amplitudes 47
5.3 Eliminación de ruido 47
5.4 Deconvolución 48
5.5 Cálculo de estáticas 49
5.6 Cálculo de velocidades y corrección por NMO 50
5.7 Migración PSTM 51
6. Algoritmo genético 54
6.1 Diseño del algoritmo 55
6.1.1 Funcionamiento del algoritmo 56
6.1.2 Función de adaptación 58
6.1.3 Codificación 59
6.1.4 Características de la población 59
6.1.5 Selección 60
6.1.6 Recombinación 61
6.1.7 Elitismo 62
6.1.8 Mutación 62
6.2 Desempeño del algoritmo 64
6.2.1 Inversión de un modelo de siete capas 64

Capítulo 7. Inversión sísmica 66
7.1 Inversión implementando el algoritmo genético 66
7.2 Inversión basada en un modelo 70
7.3 Inversión mixta de la Línea 1 74
Capítulo 8. Discusión y análisis de los resultados 80
Capítulo 9. Conclusiones 84
Capítulo 10. Recomendaciones 85
Referencias 86

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio 2
Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio. 7
Figura 3. Sección esquemática a través de la cuenca de los Llanos Orientales 11
Figura 4. Sección sísmica con la estructuración típica de la cuenca de los Llanos 12
Figura 5. Sismograma sintético pozo X-4 14
Figura 6. Interpretación de la Línea 1 16
Figura 7. Interpretación de la Línea 2 17
Figura 8. Evaluación petrofísica del Pozo X-1 19
Figura 9. Evaluación petrofísica del Pozo X-4 20
Figura 10. Correlación estructural de los pozos interpretados 21
Figura 11. Grafica DTP vs. DTS 22
Figura 12. Grafica de DTS observado vs. DTS calculado por el limite de Voigt 23
Figura 13. Histogramas de la diferencia entre el valor del registro de onda S (DTS) observado y calculado 24
Figura 14. Efecto del contenido de arcilla sobre la densidad y el tiempo de tránsito 25
Figura 15. Porosidad total vs. Impedancia P (Izquierda) e Impedancia S (Derecha) 26
Figura 16. Efecto del contenido de arcilla sobre la relación Vp/Vs 27
Figura 17. Efecto del contenido de arcilla sobre los parámetros $\lambda\rho$ y $\mu\rho$ 27
Figura 18. Efecto de la saturación de agua sobre los parámetros $\lambda\rho$ y $\mu\rho$ 28
Figura 19. Relación Vp – Vs para diferentes fluidos (Modificado de Castagna, 1985). 30
Figura 20. Ley de Snell (Modificado de Mavko et. al., 1998) 32
Figura 21. Ondas generadas en una interfase (Modificado de Castagna, 1993) 33
Figura 22. Anomalías asociadas a gas (Modificado de Castagna et al., 1998) 35
Figura 23. Secuencia de procesamiento 45
Figura 24. Configuración utilizada en la adquisición 46
Figura 25. Topografía y diagrama de cubrimiento para la Línea 1. 46
Figura 26. Shot gather después de la recuperación de amplitudes y AGC 47
Figura 27. Shot gather con filtro FK y AGC 48
Figura 28. Shot gather después de la deconvolución 48
Figura 29. Análisis espectral antes y después de la deconvolución 49
Figura 30. Estáticas calculadas para la Línea 1 50
Figura 31. Gathers con correcciones estáticas y por NMO. 50
Figura 32. Gathers migrados 51
Figura 33. Línea 1 - Migración preapilado FK 51

Figura 34. Línea 2 - Migración preapilado FK..... 52
Figura 35. Intercepto antes y después de la migración..... 53
Figura 36. Gradiente antes y después de la migración. 53
Figura 37. Diferentes tipos de ajuste del modelo 55
Figura 38. Diseño del algoritmo genético 56
Figura 39. Representación de un individuo..... 60
Figura 40. Esquema del proceso de recombinación genética (Modificado de Parker, 1999) 61
Figura 41. Diferentes métodos de recombinación. A. Recombinación en dos puntos. B. Recombinación uniforme 61
Figura 42. Esquema del proceso de mutación 62
Figura 43. Sismograma sintético creado a partir de la ecuación de Fatti 64
Figura 44. Resultados de la inversión del modelo de siete capas..... 65
Figura 45. Relación de la amplitud RMS del sintético y la traza para una ventana de 500ms y 50 CDP. 67
Figura 46. Compración entre el CDP original (Izquierda) y el CDP después de la corrección por sobrecarga (Derecha)..... 68
Figura 47. Compración del intercepto y el gradiente calculados para el CDP258 de la Línea 2 (Pozo X4)..... 69
Figura 48. Resultados de la inversión por algoritmo genético para el Pozo X4..... 70
Figura 49. Resultado de la inversión del CDP258 considerando el escenario A 72
Figura 50. Resultado de la inversión del CDP258 considerando el escenario B..... 73
Figura 51. Resultado de la inversión del CDP236 de la Línea 1..... 74
Figura 52. Comparación de la densidad invertida y la calculada partir de la onda P..... 75
Figura 53. Modelo inicial de velocidad de onda P 76
Figura 54. Modelo inicial de velocidad de onda S 76
Figura 55. Modelo inicial de velocidad de densidad..... 77
Figura 56. Resultado de la inversión de la velocidad de onda P 78
Figura 57. Resultado de la inversión de la velocidad de onda S 78
Figura 58. Resultado de la inversión de la densidad 79
Figura 59. Densidad vs. Velocidad de onda S para el Pozo X-4..... 80
Figura 60. Densidad vs. Velocidad de onda S para los CDP250-270 81
Figura 61. Densidad vs. Velocidad de onda S para la zona del canal 82

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Estadística del error cuadrático para la velocidad de onda S 24
Tabla 2. Parámetros de adquisición..... 44
Tabla 3. Análisis estadístico del error absoluto para la inversión de un sismograma sintético de siete capas 65
Tabla 4. Análisis estadístico del error absoluto para la inversión genética..... 70
Tabla 5. Análisis estadístico del error absoluto para el escenario A 71
Tabla 6. Análisis estadístico del error absoluto para el escenario B 73

1. Introducción

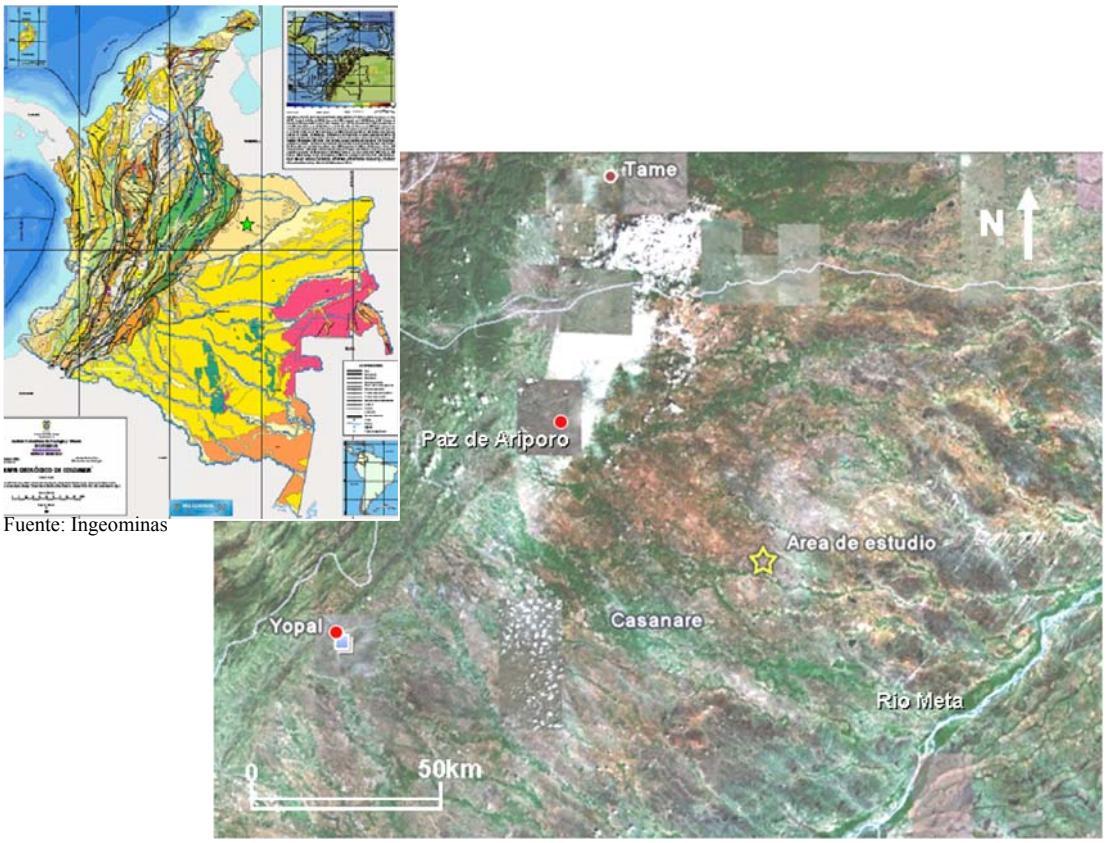
La Cuenca de los Llanos Orientales ha sido la más prolífica de las cuencas colombianas y aunque intensamente explorada, la mayor parte de este esfuerzo se ha enfocado en la búsqueda de trampas estructurales, quedando aún un gran potencial relacionado con trampas estratigráficas por descubrir.

La exploración de trampas estratigráficas o mixtas con componentes estratigráficos y estructurales, requiere identificar de niveles arcillosos y delimitación cuerpos de arena, de modo que sea posible identificar potenciales reservorios así como la presencia de sellos. Esta es una tarea compleja ya que en la mayoría de los casos solo la información del subsuelo proviene únicamente del método sísmico de reflexión, sin embargo, la información sísmica puede aportar valiosa información acerca de las variaciones litológicas y de fluidos a través del análisis de las amplitudes en información sin apilar, ya que a partir de dicha información se pueden estimar características físicas como la velocidad de las ondas sísmicas y la densidad, que pueden correlacionarse con el tipo de roca y fluido en el subsuelo.

Con el fin de extraer información útil para el intérprete acerca de la litología se opto por realizar una inversión elástica, teniendo en cuenta que los resultados tienen una fuerte dependencia de factores como la calidad de los datos, el método utilizado, las características propias del área y el procesamiento de la información sísmica, durante el cual se deben preservar las amplitudes.

Para este trabajo en particular, el área de estudio se encuentra localizada en la parte central de la Cuenca de los Llanos orientales (Figura 1), en el municipio de Paz de Ariporo, departamento del Casanare.

Dentro de esta área se ha identificado un canal utilizando información sísmica 2-D, con el fin de conocer el tipo de litología se realizo una inversión de la información disponible, sin embargo, la falta de información de pozo introduce una alta incertidumbre al utilizar métodos de inversión convencionales. Para solucionar este problema se diseño un algoritmo genético, el cual no requiere información de pozo, y cuyo resultado permite los parámetros necesarios para realizar una inversión con un resultado confiable.



Fuente: Ingeominas

Figura 1. Localización del área de estudio

1.1 Objetivos

1.1.1 General

Plantear una solución alternativa al problema de la inversión sísmica por medio del diseño e implementación un algoritmo genético que permita estimar las velocidades de onda P, S y densidad a partir de la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia en gathers migrados con el fin de poder discriminar cambios litológicos en una zona con presencia de canales.

1.1.2 Específicos:

- Determinar la función de adaptación y el fenotipo que permitan la mejor solución del problema.

- Modelar la respuesta sísmica de un área específica, para diferentes litologías a partir de información de pozo.

- Identificar cambios litológicos a partir de información sísmica 2-D

- Validar el desempeño del algoritmo genético comparando los resultados con los obtenidos por medio de un paquete comercial no genético como el software Hampson-Russell.

1.2 Descripción del problema

Dentro del área de estudio se identificó un canal de aproximadamente 300 metros de ancho, utilizando líneas sísmicas 2-D, este se encuentra en unidades del Oligoceno, que son altamente prospectivas en esta parte de la cuenca. La unidad estratigráfica en la que se encuentra el canal presenta importantes cambios faciales; variando entre areniscas y rocas finas como limolitas y arcillositas de un lugar a otro, por lo que existe una alta incertidumbre al pronosticar la litología del canal a partir de modelos geológicos.

Un método para determinar el tipo de litología que se encuentra en el canal, es la inversión elástica, que permite obtener información acerca de las propiedades elastomecánicas de las rocas, las cuales permiten caracterizar las rocas en función de sus componentes, es decir la matriz y el fluido en los poros. Determinar estas propiedades ha permitido discriminar litologías e identificar fluidos en varias ocasiones (Fatti et. al., 1994 y Goodway et. al., 1997).

Este tipo de análisis se puede realizar a partir de la velocidad de las ondas P y S, así como la densidad, simplificando el problema, esta información se puede obtener a partir de sísmica pre-apilada utilizando la inversión elástica. Aunque existen varios métodos de inversión, la mayoría de ellos necesitan de información adicional a la sísmica para reducir el número de posibles soluciones y obtener un resultado estable, dicha información principalmente corresponde a información de pozo. Sin embargo la línea sísmica en la cual se identificó el canal no cuenta con información de pozo, por tal motivo no se cuenta con la información necesaria para realizar una inversión.

Como consecuencia, este trabajo se enfoca en la implementación de un método no convencional denominado algoritmo genético para abordar el problema de la inversión de datos sísmicos pre-apilados, para obtener las velocidades de onda P, S y la densidad, de modo que puedan ser utilizadas para determinar la litología del canal.

Los algoritmos genéticos utilizan una función de mérito que no necesita derivadas, de este modo se simplifica el proceso de inversión, además es un método global y al no ser necesario un modelo inicial el resultado no esta limitado por suposiciones previas.

En un problema de inversión existen parámetros que se desean conocer los cuales corresponden a las características del modelo, que en geofísica representan características de la tierra, y un conjunto de datos medidos que son la respuesta del modelo. Para este caso los parámetros que se desea conocer corresponden a las velocidades de las ondas P, S y la densidad. La relación entre el modelo y la respuesta esta dada por la variación las amplitudes a diferentes ángulos de incidencia como consecuencia de cambios en las velocidades de onda P, S y densidad entre las rocas.

Por tal motivo se diseñó e implementó una solución a este problema utilizando una técnica no convencional como lo son los algoritmos genéticos, partiendo de que el algoritmo genético puede encontrar una solución óptima global en presencia de muchos óptimos locales y al no requerir mayores suposiciones acerca de los parámetros del modelo, se reduce el riesgo de que información errónea afecte el resultado. Este algoritmo utiliza las amplitudes sísmicas en función del ángulo de incidencia como información de entrada y un espacio de búsqueda limitado por los valores extremos de velocidad y densidad que se espera encontrar, obteniendo como resultado un modelo compuesto por las velocidades de onda P, S y la densidad.

2. Geología Regional

2.1 Evolución tectónica

La cuenca de los Llanos Orientales es una cuenca asimétrica localizada al oriente de los andes, limita al occidente con la cordillera oriental, al norte con la cuenca de Apure y los Andes de Mérida en Venezuela, al oriente con el escudo de Guyana y al sur con la serranía de la Macarena y el arco del Vaupés. El área de interés corresponde a una cuenca de antepaís cubierta completamente por depósitos cuaternarios.

El basamento bajo la cuenca está compuesto por el Escudo de Guyana. Sobre este, se inicia el depósito de rocas sedimentarias en el Paleozoico, probablemente durante el Ordovícico, con una etapa de rift que originó el graben de Arauca al norte de la cuenca, en el cual se produjo un episodio de extensa sedimentación (Bachu et. al., 1995).

Durante el Triásico-Jurásico y el Cretáceo inferior, la región fue afectada por un rift relacionado con la separación de Norte y Suramérica por un proto-Caribe. Para este periodo el principal depocentro se localizó en la Cordillera Oriental, mientras que en la Cuenca de los Llanos se desarrolló una cuenca marginal (Cooper et. al., 1995).

Las unidades del Cretáceo están separadas de las unidades más antiguas por una discordancia. La sedimentación durante el Cretáceo fue predominantemente marina, con alternancia de ciclos de transgresión y regresión, en los que se depositaron sedimentos clásticos provenientes del escudo con progradación hacia el occidente (Bachu et. al., 1995).

Como resultado de la acreción de la Cordillera Occidental durante el Maastrichitiano – Paleoceno Inferior, se produce un cambio significativo al pasar de un ambiente marino a uno continental en una incipiente cuenca de antepaís. Este evento produjo la erosión de sedimentos cretácicos y el depósito de una sucesión Paleocena que progradó desde el occidente.

Durante el Eoceno medio se produce un segundo episodio tectónico que en la cuenca de los Llanos, produce una discordancia a nivel de las unidades del Eoceno sin generar una deformación importante.

El último ciclo de sedimentación importante en la cuenca inicia en el Eoceno tardío; con una serie de episodios de transgresión y regresión en la cuenca de antepaís que provocan el depósito de intercalaciones de shales marinos y unidades arenosas continentales.

El mayor evento tectónico en la cuenca de los Llanos inicia aproximadamente hace 10.5 millones de años como resultado de la colisión de Panamá con Suramérica. Durante esta fase la Cordillera Oriental se levanta, durante este evento las antiguas fallas normales sufren un proceso de inversión desarrollando estructuras compresivas (Cooper et. al., 1995), como resultado se deposita una espesa sección Plio–Pleistocena del material proveniente de la Cordillera Oriental.

2.2 Estratigrafía

La cuenca presenta rocas del Paleozoico, Cretáceo y Terciario que yacen sobre un basamento cristalino Precámbrico. La Figura 2, presenta la Columna estratigráfica generalizada para la Cuenca de los llanos, las unidades del Cretáceo y Terciario son las ampliamente conocidas, mientras que el paleozoico en la cuenca ha sido poco estudiado.

El Cretáceo comprende las Formaciones Une Gacheta y Guadalupe. El Terciario en la Cuenca de los Llanos esta representado por las formaciones Barco, Cuervos, Mirador, Carbonera, León y Guayabo, sin embargo las tres primeras unidades no están presentes en el área de estudio.

Paleozoico

El Paleozoico se encuentra poco estudiado en la cuenca ya que pocos pozos lo han perforado, obteniendo información únicamente del tope de la unidad. Localmente se caracteriza por un carácter arcilloso que contrasta con las areniscas de la Formación Une. Algunos autores ha reportado una edad de Devonico e incluso Ordovício (Martinez, 2006) para el Paleozoico, sin embargo aún existe una gran incertidumbre debido a la poca información existente.

Formación Une

Definida por Hubach (1931), la Formación Une corresponde a la arena basal de cretáceo, una sucesión clástica depositada durante el Albiano – Cenomaniano que yace discordantemente sobre el Paleozoico.

La sedimentación de esta unidad inicia durante el Albiano, cuando ocurre un ascenso gradual en el nivel del mar que combinado con la subsidencia de la cuenca produce una transgresión; durante la cual se forma una plataforma clástica somera en la que se deposita la Formación Une (Hubach, 1931) con sedimentos que provienen del escudo de Guyana.

En el área de estudio tiene un espesor de 100 metros, y aunque corresponde aun reservorio de buena calidad, no existe producción de hidrocarburos asociada, probablemente por estar fuera de la vía de migración.

Formación Gachetá

En el Turoniano – Coniaciano temprano (91–88 Ma), ocurre un ascenso global en el nivel del mar, originando un ambiente anóxico en el cual se depositan lodolitas marinas, cherts y fosfatos que conforman las principales rocas fuente.

Las lodolitas de la Formación Gachetá, presentes en casi toda la cuenca de los Llanos, son la principal roca fuente con generación de aceite. Esta unidad se deposita sobre las areniscas de Une y hacia el oriente hace un onlap sobre el basamento. Las condiciones anóxicas en las cuales se depositó esta unidad terminan con una caída relativa en el nivel del mar durante el Coniaciano – Santoniano temprano (88–85 Ma).

En el área esta unidad tiene un espesor de 50m, lo cual representa un adelgazamiento significativo con respecto a la zona occidental de la cuenca, en donde se encuentra en ventana de generación y tiene un espesor de más de 100 metros.

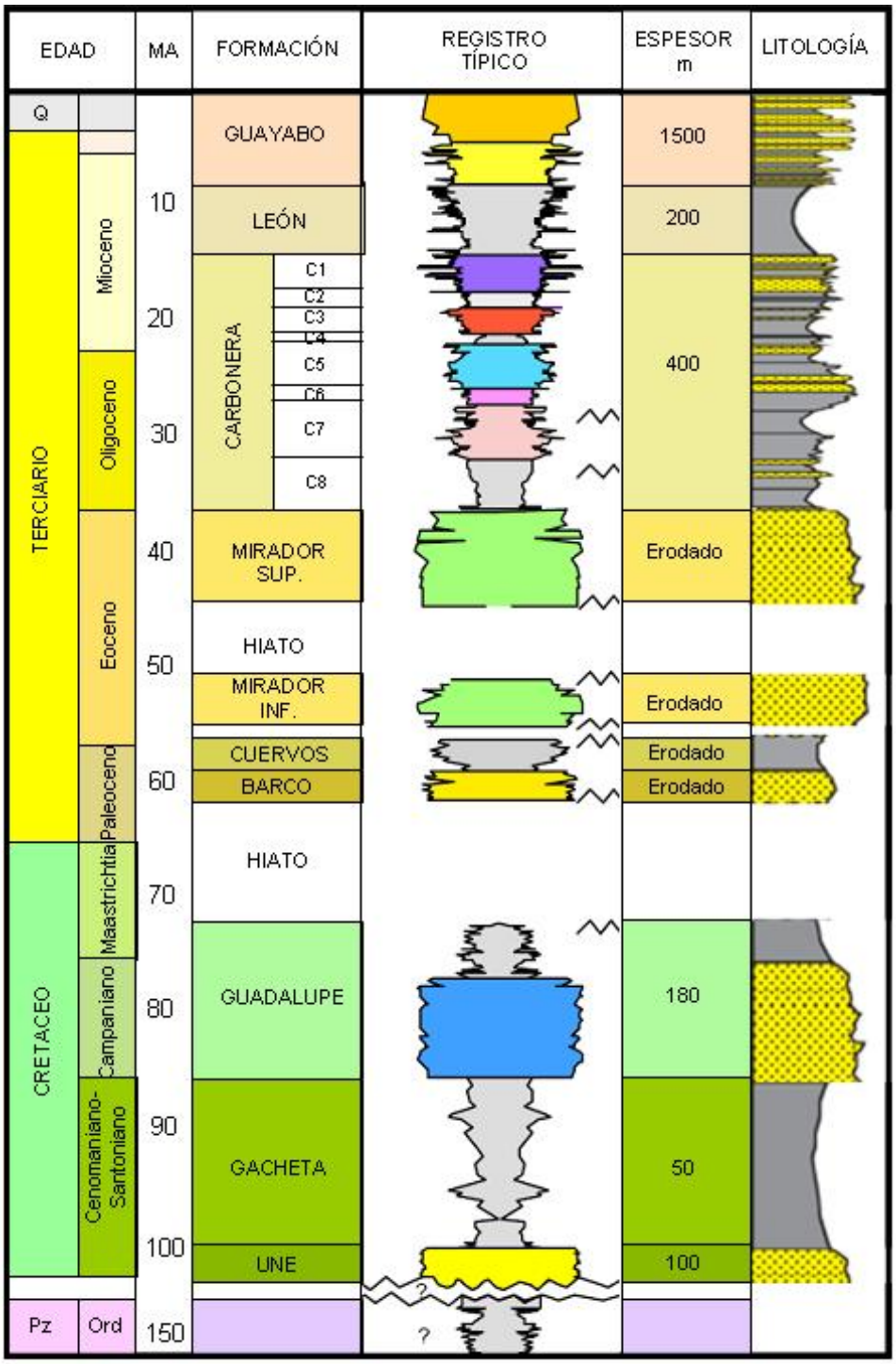


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio.
(Modificado de Barrero et al., 2007)

Formación Guadalupe

La Formación Guadalupe representa la progradación de la línea de costa, compuesta predominantemente por areniscas de frente de playa con material derivado del escudo. Inicia con un periodo de sedimentación sobre una plataforma somera generada por una caída del nivel del mar, en un ambiente dominado por areniscas de alta energía de frente de playa compuestas por derivado del escudo.

Dentro del área de estudio tiene un espesor de 180 metros e infrayace discordantemente la Formación Carbonera.

Formación Carbonera

Definida por Notestein (1944), descansa sobre la Formación Mirador e infrayace a la Formación León. El límite inferior se coloca donde terminan las areniscas limpias, de grano grueso, de la Formación Mirador. En el área de estudio la Formación Carbonera yace directamente sobre la Formación Guadalupe, ya que en está zona la Formación Mirador no se depositó. El límite superior queda determinado por el paso de las areniscas y arcillas arenosas a shales. Este contacto es en apariencia concordante (De Porta, 1974).

La Formación Carbonera es el resultado de cuatro ciclos de depósitos de llanura costera inferior con influencia marina que ocurrieron después del depósito de la Fm. Mirador (Notestein et. al., 1944).

La edad esta unidad es Oligoceno (~34 – 16.5Ma), está compuesta por cuatro unidades arenosas (denominadas C1, C3, C5 y C7) intercaladas con cuatro unidades arcillosas (C2, C4, C6 y C8), estas intercalaciones de niveles arenosos y arcillosos actúan como reservorios y sellos respectivamente. Esta unidad se depositó en un ambiente cercano a la costa, probablemente con influencia deltaica. Algunos autores han sugerido que los intervalos arcillosos podrían funcionar como roca fuente en algunos sectores de la cuenca (Droszd y Piggott, 1994).

Los niveles de la Formación Carbonera (C1 – C8) son correlacionables a través de toda la cuenca, mostrando un incremento gradual en el contenido de arena hasta convertirse en depósitos continentales en las cercanías del escudo de Guyana (Cooper et. al., 1995). Su espesor aumenta gradualmente hacia el occidente como consecuencia del aumento en el espacio de acomodación en la cuenca, alcanzando más de 1500m en el piedemonte (Villegas et. al., 1994).

Durante este periodo la mayor fuente de sedimentos en la cuenca fue el escudo de Guyana, como resultado la secuencias tienen una progradación hacia el occidente a la vez que realizan un onlap sobre el escudo de Guyana (Cooper et. al., 1995).

En el área de estudio la Formación Carbonera tiene 400 metros de espesor y corresponde a la unidad con mayor prospectividad, en especial los niveles C7 y C5, los cuales son reservorios con producción de hidrocarburos en los campos cercanos. A continuación se describe cada una de estas unidades:

Carbonera C8: Está conformado por una secuencia monótona de arcillas de color gris a gris verdoso. En algunas partes de la cuenca se encuentran unas delgadas intercalaciones de limolitas hacia la base de la formación. Su ambiente deposicional es probablemente de planicie costera y tiene aproximadamente 30 metros de espesor en el área de estudio.

Carbonera C7: El Carbonera C7 está conformado por una secuencia de intercalaciones delgadas de arcillas, arenas y limolitas. Las arcillas son de color gris a café y moderadamente firmes. Las arenas son cuarzosas, de grano muy fino a fino, arcillosas y ocasionalmente carbonosas. La parte inferior de la formación presenta arcillas carbonosas con mantos de carbón intercalados. Esta formación es de origen fluvial, siendo las arenas depósitos de canal y las arcillas y limolitas depósitos de superficie de inundación. En el área la formación tiene 90 metros de espesor.

Carbonera C6: Está conformado por una secuencia monótona de arcillas de color gris a gris verdoso. Su ambiente deposicional es probablemente de planicie costera y tiene aproximadamente 25 metros de espesor.

Carbonera C5: Esta unidad está conformada por una secuencia de arcillas de color gris, café, amarillo ocre, púrpura, blanco cremoso y rojo moteado intercaladas con arenas cuarzosas, de color translúcido a blanco lechoso y de grano fino a medio, ocasionalmente bien cementadas y limolitas de color café. Aunque los niveles arenosos pueden ser correlacionados localmente, su desarrollo varía considerablemente sobre largas distancias. Esta formación es de origen fluvial, siendo las arenas depósitos de canal y las arcillas y limolitas depósitos de superficie de inundación. El Carbonera C5 tiene un espesor de 90 metros.

Carbonera C4: Está conformado por una secuencia relativamente delgada y monótona de arcillas de color gris a gris verdoso. Su ambiente deposicional es probablemente de planicie costera y tiene aproximadamente 15 metros de espesor en el área de estudio.

Carbonera C3: Esta conformado por una secuencia de arenas, limolitas y arcillas de color gris intercaladas, ocasionalmente se encuentran delgadas intercalaciones de carbón o material carbonoso. Estos sedimentos son de origen fluvial, como en el Carbonera C1, pero los canales de arenas son más delgados y difícilmente correlacionables entre pozos. El espesor de ésta unidad es de aproximadamente 60 metros.

Carbonera C2: Está conformado por una secuencia monótona de arcillas de color gris a gris verdoso. Su ambiente deposicional es probablemente de planicie costera y tiene 30 metros de espesor.

Carbonera C1: Es el miembro superior de la Formación Carbonera. Esta conformado por una secuencia de arcillas de color gris, café, amarillo ocre, púrpura, blanco cremoso y rojo moteado intercaladas con arcillolitas de color café y arenas cuarzosas, de color translúcido a blanco lechoso y de grano medio. Las arenas son fácilmente correlacionables entre pozos aunque su espesor varía considerablemente con la distancia. Esta formación es de origen fluvial, siendo las arenas depósitos de canal y las arcillas y limolitas depósitos de superficie

de inundación. Ocasionalmente se encuentran delgadas capas de carbón, especialmente hacia la base de la secuencia. Tiene un espesor de 100 metros.

Formación León

Definida por Notestein (1944), es una unidad predominantemente arcillosa, tiene un espesor de 200 metros, su límite inferior está definido por los niveles arenosos de la Formación Carbonera. De igual forma el límite superior está determinado por la aparición de los niveles arenosos de la base de la Formación Guayabo suprayacente. Esta unidad arcillosa se extiende en toda la cuenca, yaciendo directamente sobre el escudo en la parte más oriental.

Formaciones Guayabo y Necesidad

Estas formaciones fueron definidas por Notestein (1944), la Formación Guayabo descansa en contacto concordante sobre la Formación León. El límite es nítido cuando los niveles de arenas de la Formación Guayabo descansan sobre los shales de la Formación León. Por encima de esta se encuentra la Formación Necesidad en contacto concordante (De Porta, 1977).

Aunque el espesor de este intervalo puede alcanzar los 3500 metros, en el área de estudio es de 1500 metros. Están compuestas por sedimentos clásticos continentales, los cuales provienen de la Cordillera Oriental. La Formación Guayabo registra el levantamiento de la Cordillera Oriental (Van der Hammen et. al., 1973), para este periodo el escudo de Guyana deja de ser la zona de aporte. El depósito de estas unidades provoca el enterramiento necesario para que las unidades Cretáceas entren en ventana de generación e inicien la expulsión de hidrocarburos aproximadamente hace cinco millones de años.

2.3 Estilos estructurales

Dentro de la cuenca existen varias provincias con diferentes estilos estructurales, la mayor parte esta contraída por estructuras muy antiguas que provienen del Paleozioico. En la cuenca de antepaís los antiguos altos de basamento han sido focalizadores de la migración de hidrocarburos, complementadas por elementos estructurales y estratigráficos.

En la cuenca pueden diferenciarse dos zonas con estilos estructurales propios; el piedemonte, localizado al occidente, en donde se presentan pliegues asimétricos y cabalgamientos originados en el Mioceno, que involucran fallas con despegues en el basamento y fallas con despegues en unidades del cretáceo y terciario. El antepaís, por otro lado está afectado por fallas normales, que son el principal mecanismo de entrampamiento en esta parte de la cuenca. El área de estudio del presente trabajo corresponde a esta última parte de la cuenca.

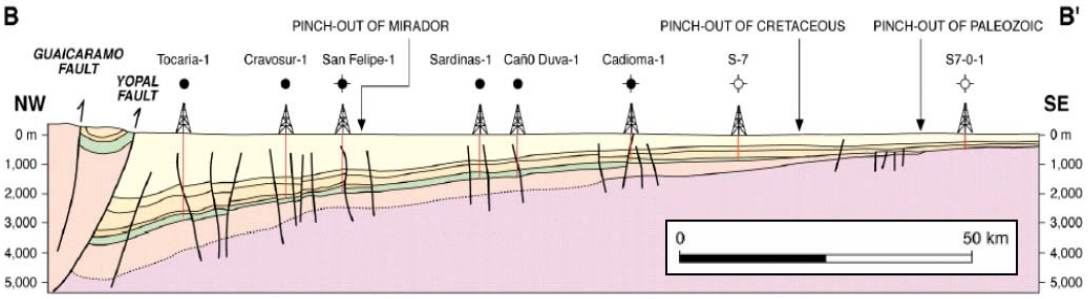


Figura 3. Sección esquemática a través de la cuenca de los Llanos Orientales (Modificado de Ecopetrol-Beicip, 1995)

Una sección esquemática a través de la cuenca se presenta en la Figura 3, la cual muestra la principal característica del antepaís que corresponde a un progresivo adelgazamiento de la secuencia sedimentaria hacia el oriente, en donde las unidades más antiguas se pinchan sobre el basamento, a la vez que presentan un cambio a facies cada vez más continentales.

Existen tres trenes de fallas preferenciales en la cuenca de los Llanos (Moretti et. al., 2009). Las fallas con rumbo NE-SW corresponden a fallas normales que pueden tener buzamiento hacia el oriente o el occidente, es decir antitéticas o sintéticas. La segunda familia tiene rumbo N-S, corresponden a fallas que se originan en el Paleozoico y pueden llegar a afectar el Terciario. La tercera familia se presenta en menor proporción con rumbo E-W a NW-SE; corresponde a fallas que afectan el paleozoico y en algunos casos el Cretáceo.

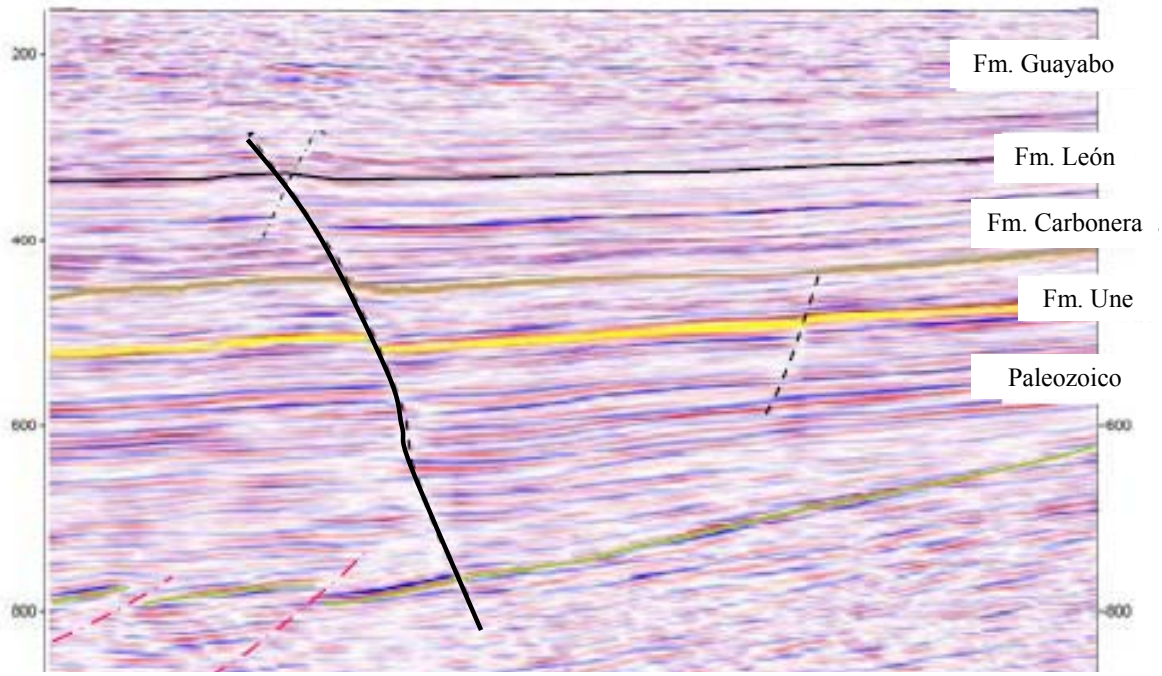


Figura 4. Sección sísmica con la estructuración típica de la cuenca de los Llanos (Modificado de Moretti et. al., 2009)

La mayor parte de los campos de la cuenca se encuentran relacionados con estructuras localizadas en el bloque yacente de las fallas antitéticas que pueden pertenecer a la tendencia 1 o dos, en este tipo de estructuras las fallas tienen poco desplazamiento, por lo general no mayor a 100 pies, como consecuencia solo la parte superior de los reservorios contiene acumulaciones de hidrocarburo. La línea sísmica de la Figura 4 presenta un ejemplo del comportamiento estructural en la zona de antepaís de la Cuenca de los llanos, en donde en la parte izquierda se observa una falla antitética, representada por una línea negra continua, y la trampa estructural asociada, en donde el reservorio del bloque yacente es yuxtapuesto con unidades sello mas jóvenes del bloque colgante.

En el área de estudio estas fallas pueden tener más de diez kilómetros de longitud, si se tienen en cuenta el poco desplazamiento de estas fallas, es probable que se hayan desarrollado por segmentación; lo cual estaría de acuerdo con los valores reportados de desplazamiento vs. longitud para una sola falla (Schlische et. al., 1996).

Aunque existen diferentes opiniones acerca de la edad de estas fallas, es evidente la presencia varios eventos tectónicos. En el Cretáceo inferior, la cuenca de los llanos fue el borde exterior de un rift por lo que no fue afectado por una tectónica extensiva, solo hasta el final del Cretáceo la subsidencia alcanza esta parte de la cuenca generando fallas normales. Durante el Cenozoico, los Llanos se convirtió en una cuenca de antepaís, en donde el principal cambió ocurrió durante el Plioceno, con el levantamiento de la Cordillera Oriental, lo que produjo un aumento en la subsidencia (Moretti et. al., 2009). Aunque ocurrieron otros periodos de deformación dentro del Cenozoico (Bayona, 2008), estos no

son fáciles de observar en esta parte de la cuenca. Sin embargo existen características tales como la alineación de los canales intra-carbonera a lo largo de los trazos de falla, que permiten inferir que al menos algunas de estas fallas fueron activas durante el Oligoceno.

Moretti et. al., (2009) establece diferentes periodos de deformación para la cuenca de antepaís partir del cambio de espesores entre el bloque colgante y yacentes para algunas fallas:

- Algunos trenes de falla ya existían en el Paleozoico.
- Durante el Cretáceo superior no ocurre ningún evento tectónico importante ni cambios en los espesores.
- Durante el Paleoceno-Eoceno se activan algunas de las fallas con dirección NE-SW.
- En el Oligoceno se activan algunas de las fallas con dirección N-S.
- Durante el Mioceno Medio se produce una reactivación de las fallas NE-SW, generadas durante el Paleoceno.

De acuerdo con estos resultados, la estructuración que existe en la actualidad es el resultado de varios episodios de reactivación de estructuras más antiguas, algunas de las cuales se originaron en el Paleozoico. Este último podría ser el caso de las estructuras que se encuentran en el área de interés en donde las fallas tienen una orientación N-S.

2.4 Estratigrafía sísmica

Para la interpretación de las líneas sísmicas se realizó el amarre de los pozos existentes utilizando la tabla tiempo-profundidad del Pozo X-4 (Figura 5) y realizando los sismogramas sintéticos para cada uno de los pozos.

Los horizontes interpretados corresponden a la Formación Guadalupe, los niveles C7, C4 y C1 de la Formación Carbonera y la Formación León, además se interpretó una reflexión que aparece en la base de la Formación León que corresponde a un paquete limolitas con buena continuidad en el área.

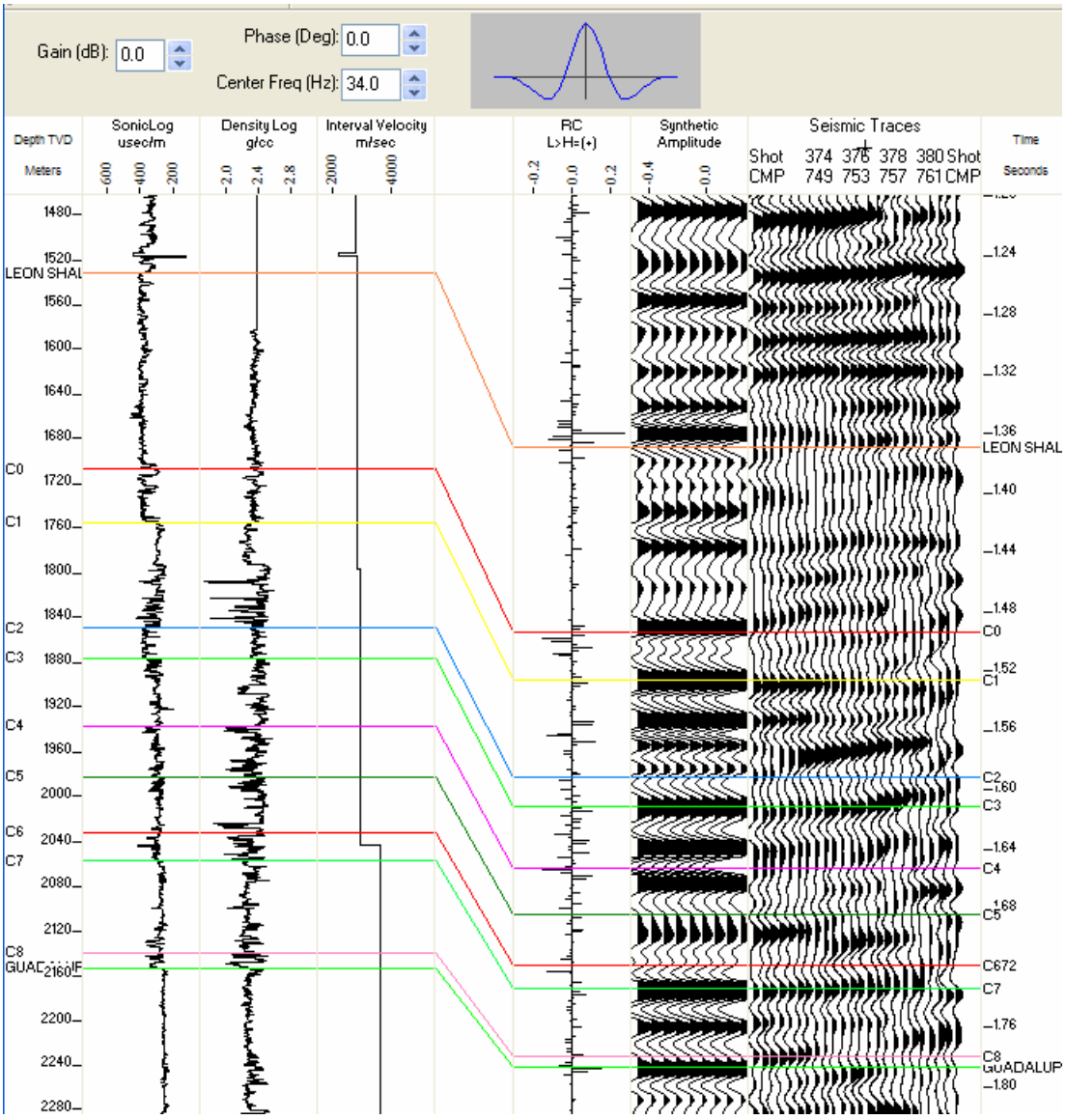


Figura 5. Sismograma sintético pozo X-4

La Formación Guadalupe corresponde a un máximo positivo claramente definido (Figura 5). En las líneas sísmicas (Figura 6 y Figura 7) presenta buena continuidad y aunque esta superficie corresponde a un contacto geológicamente discordante, la imagen sísmica de la presenta un horizonte paralelo sin que se presenten cambios de espesores o variaciones en el buzamiento de las capas.

El nivel C7 se identificó en los sismogramas sintéticos como un máximo positivo, sin embargo este horizonte no está muy bien definido, ya que la alta porosidad de esta unidad reduce la densidad y como consecuencia se produce un bajo coeficiente de reflexión, este horizonte puede perder continuidad y cambiar de fase en algunos sectores.

El nivel C4 corresponde a una amplitud negativa, la cual se ha relacionado con un límite de secuencia. Aunque es una unidad predominantemente arcillosa, puede presenta variaciones faciales a niveles arenosos, como consecuencia en algunos sectores puede ser un horizonte poco continuo y presentar cambios de fase. Adicionalmente son frecuentes los canales, tanto en esta unidad como en las unidades adyacentes, C3 y C5, estos canales pueden identificarse como anomalías de amplitud.

El nivel C1 corresponde a un máximo positivo muy claro, sin embargo su continuidad puede variar en algunos sectores ya que esta unidad corresponde a una serie de reflexiones que se van sucediendo lateralmente sin representar una superficie coetánea. Al interior de esta unidad son frecuentes los canales que en algunos casos se presentan como sectores de fuertes amplitudes negativas.

Por encima del C1 se identificó una fuerte reflexión positiva con buena continuidad en toda el área, que corresponde a una zona compuesta por limonitas, localizada en la base de la Formación León, algunos autores sugieren que este evento podría representar una superficie de inundación máxima (Ver Rojas y Ballesteros, 1995).

La Formación León se caracteriza por ser una zona arcillosa de baja velocidad, la entrada a esta unidad produce una fuerte amplitud negativa continua en toda el área. Con frecuencia los cambios de espesor en esta unidad relacionados a fallas normales, producen un efecto de fallas verticales en el bloque yacente y un pronunciado pliegue de roll-over, sin embargo en la mayoría de los casos dicho efecto es simplemente el resultado de variaciones en la velocidad y la estructuración real es mucho más suave de la que se observa en la sección de tiempo.

Una vez realizado el amarre se picaron los horizontes más representativos. Los resultados se presentan en las figuras 6 y 7, que corresponden a las líneas 1 y 2 respectivamente. La línea 1 fue adquirida en la dirección de buzamiento, sobre esta se identificaron fallas normales en la parte oriental. Se pueden distinguir tres episodios que aunque llegan a estar conectados, son en realidad fallas diferentes. La primera falla se origina en el basamento y continúa hasta el cretáceo, esta falla es casi vertical y controla la deformación posterior. Un segunda falla afecta las formaciones Carbonera y León, esta falla es de menor desplazamiento que la falla anterior, aunque presenta un mayor buzamiento. La tercera falla afecta la Formación Guayabo y el tope de la Formación León, esta última es la más reciente

y probablemente esté asociada y la subsidencia que se produjo como consecuencia del levantamiento de la cordillera.

La falla más antigua que afecta el Paleozoico, controla la deformación subsecuente, provocando una zona de debilidad que es reactivada posteriormente durante diferentes eventos tectónicos en los que se generan las otra fallas El poco desplazamiento de la falla evita cambios importantes en el espesor de la Formación León, por lo que no se observan fenómenos de sombra de falla en el bloque yacente.

En comportamiento estructural que se observa en la Línea 1 es el de un monoclinal con un suave buzamiento hacia el occidente. Desde el punto de vista estratigráfico, aunque existe una importante discordancia (Carbonera-Guadalupe), los reflectores no se encuentran truncados. Adicionalmente se observa un canal en la parte occidental cerca al horizonte C4, este canal produce una anomalía de amplitud negativa, que corresponden a zonas de color blanco en la Figura 6.

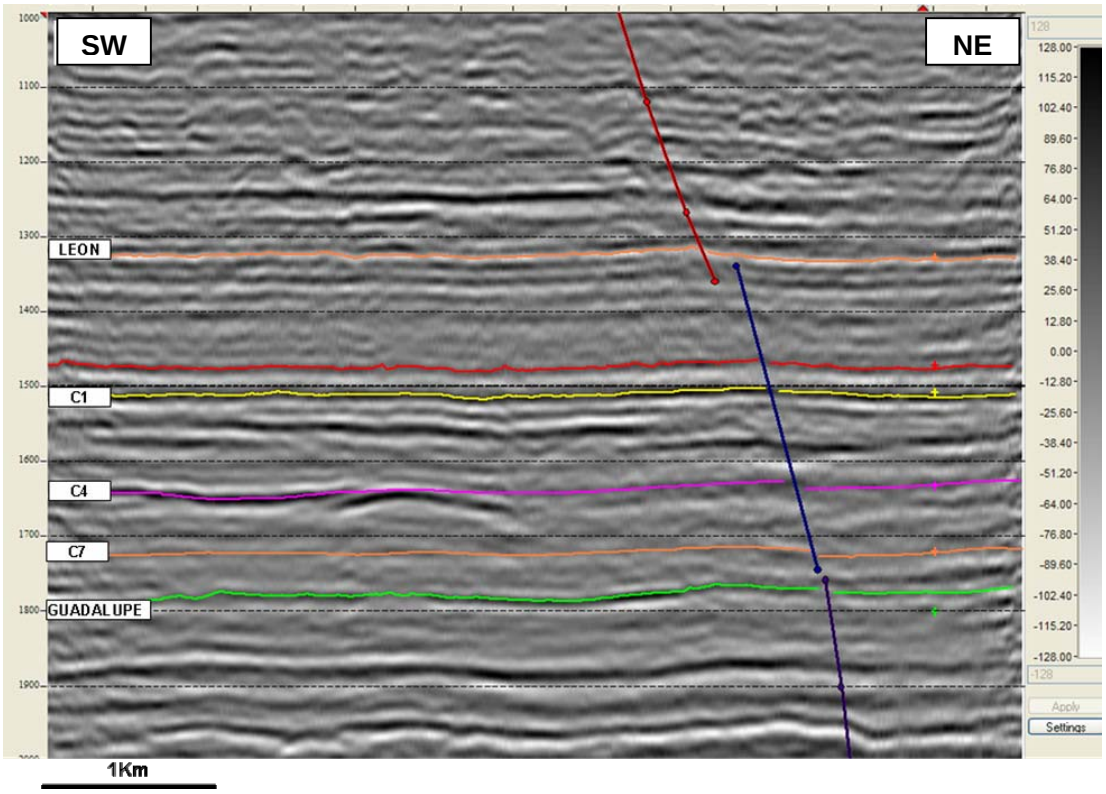


Figura 6. Interpretación de la Línea 1

La línea 2 corresponde a una sección en dirección del rumbo, las capas son casi horizontales, con un buzamiento muy suave hacia el norte. Existe una ligera deformación que separa los pozos X-1 y X-4, la cual produce pequeñas estructuras con un suave cierre estructural en dirección del rumbo. Dichas estructuras a la vez presentan cierre en la dirección de buzamiento contra fallas normales similares a la que se observa en la Línea 2.

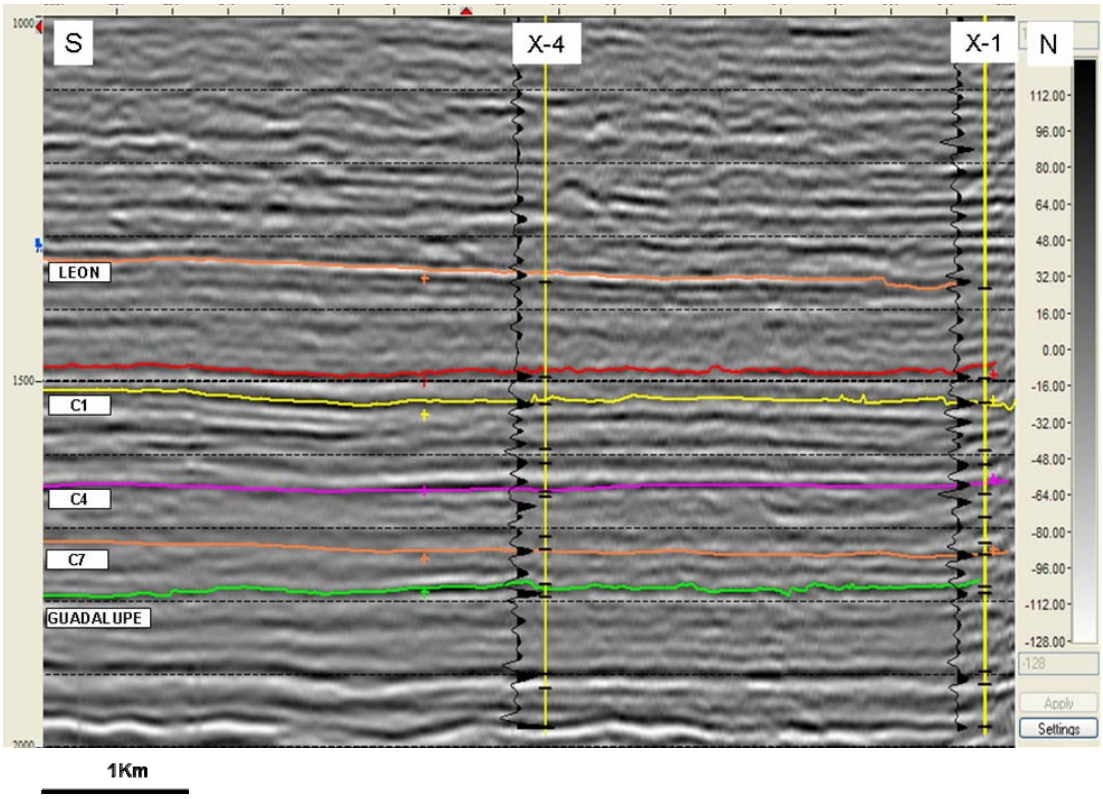


Figura 7. Interpretación de la Línea 2

La estructuración que se observa en la línea 2 puede ser consecuencia de una deformación lateral que puede producir pequeñas fallas en dirección E-W o zonas de transferencia entra las fallas N-S, este tipo de deformación podría ser consecuencia de campo de esfuerzos compresivos distantes, como el que ha ocurrido en varios eventos desde el Paleoceno.

Capítulo 3. Petrofísica y Física de rocas

En el presente trabajo se analizó la información de tres pozos que se encuentran cerca al área de interés. Los pozos interpretados cuentan con un conjunto de registros de hueco abierto estándar que comprende: GammaRay (GR), Caliper (CALI), Resistivos (ILD, ILS), Densidad (RHOB), Neutrón (NPHI) y Sónico (DT). Los pozos analizados en este trabajo no cuentan con información de velocidad de onda S, por lo que dicha información fue calculada a partir de la onda P con relaciones obtenidas de otros pozos en la cuenca, los cuales si contaban con registros de onda P y S.

3.1 Evaluación petrofísica

La evaluación petrofísica realizada corresponde a un análisis básico en el que se determina contenido de arcilla, porosidad y saturación de agua.

El cálculo del volumen de arcilla (Vsh) se realizó por medio del registro GammaRay (GR), utilizando la siguiente ecuación.

$$Vsh = \frac{GR_{\log} - GR_{sand}}{GR_{sh} - GR_{sand}} \tag{1}$$

En donde GRlog corresponde a la medida del registro, GRsand corresponde al GR para una arena limpia a la que se dió un valor de 20 y GRsh corresponde al valor del GR para el shale al que se dio un valor de 130.

Se calcularon dos valores de porosidad, la porosidad neutrón (ϕ_N), que corresponde a la medida del registro del mismo nombre, y la porosidad densidad (ϕ_D), calculada por medio de la siguiente formula:

$$\phi_D = \frac{RHOB_m - RHOB_{\log}}{RHOB_m - RHOB_f} \tag{2}$$

En donde $RHOB_{log}$ corresponde a la medida del registro densidad, $RHOB_m$ a la densidad de la matriz, con un valor de 2.65 y $RHOB_f$ a la densidad del fluido con un valor de 1.0.

La porosidad total (ϕ_T) se calculó utilizando el promedio de la porosidad calculado a partir del registro densidad y del neutrón.

$$\phi_T = \frac{\phi_D + \phi_N}{2} \tag{3}$$

Finalmente la porosidad efectiva (PHIE) se obtuvo por la siguiente formula:

$$PHIE = \phi_T \times (1 - Vsh) \tag{4}$$

La resistividad del agua de formación se calculó por el método *Rwa*, el cual parte de la ecuación de Archie:

$$Sw^n = \frac{a}{PHIE^m} \times \frac{Rt}{Rw} \tag{5}$$

Asumiendo valores de 1 para el coeficiente de tortuosidad (*a*), 2 para el coeficiente de cementación (*m*) y 2 para el coeficiente de saturación (*n*), en una zona con una saturación de agua de 100%, con lo que la ecuación de saturación de Archie adquiere la siguiente forma:

$$Rw = Rt \times PHIE^2 \tag{5}$$

La saturación de agua fue calculada por el método de Simandoux, el cual funciona muy bien para arenas arcillosas.

$$Sw = \left(\frac{0.4 \times Rw}{PHIE^2}\right) \times \left(\sqrt{\left(\frac{Vsh}{Rsh}\right)^2 \frac{5 \times PHIE^2}{Rt \times Rw}} - \frac{Vsh}{Rsh}\right) \tag{6}$$

La resistividad del shale (*Rsh*) se obtuvo del registro de resistividad profunda con valores que oscilaron entre 3 y 5 para los diferentes pozos.

La evaluación petrofísica del pozo X-1 se presenta en la Figura 8; corresponde a un conjunto de intercalaciones de unidades arenosas y arcillosas con algunos niveles de carbón

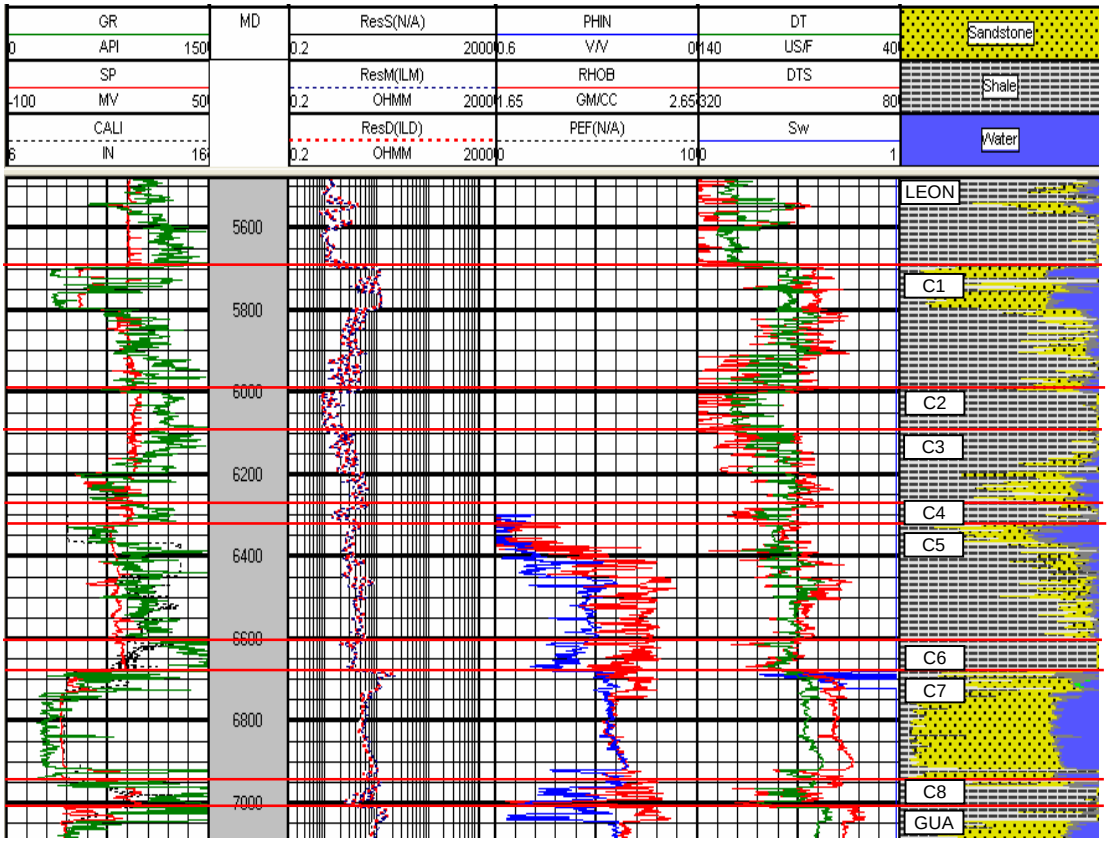


Figura 8. Evaluación petrofísica del Pozo X-1

Por debajo de los 6700ft se encuentra la Formación Carbonera C-7, la cual corresponde a un reservorio de buena calidad, con bajo contenido de arcilla (<20%) y alta porosidad (23%). Entre las 5800 y 6700ft se presenta un conjunto de intercalaciones de shales, limolitas y arenas arcillosas. Entre 5700 y 5800ft se encuentra la Formación Carbonera C-1,

que corresponde a otra unidad arenosa, también con buenas características petrofísicas (Vsh < 20% y alta porosidad).

Las unidades arenosas presentan una porosidad promedio de 23%, y el único sector con contenido de hidrocarburo se encuentra localizado al tope de la unidad arenosa aproximadamente a los 6700ft, y corresponde a aceite lo cual se evidencia en que no existe un cruce de los registros densidad y neutrón.

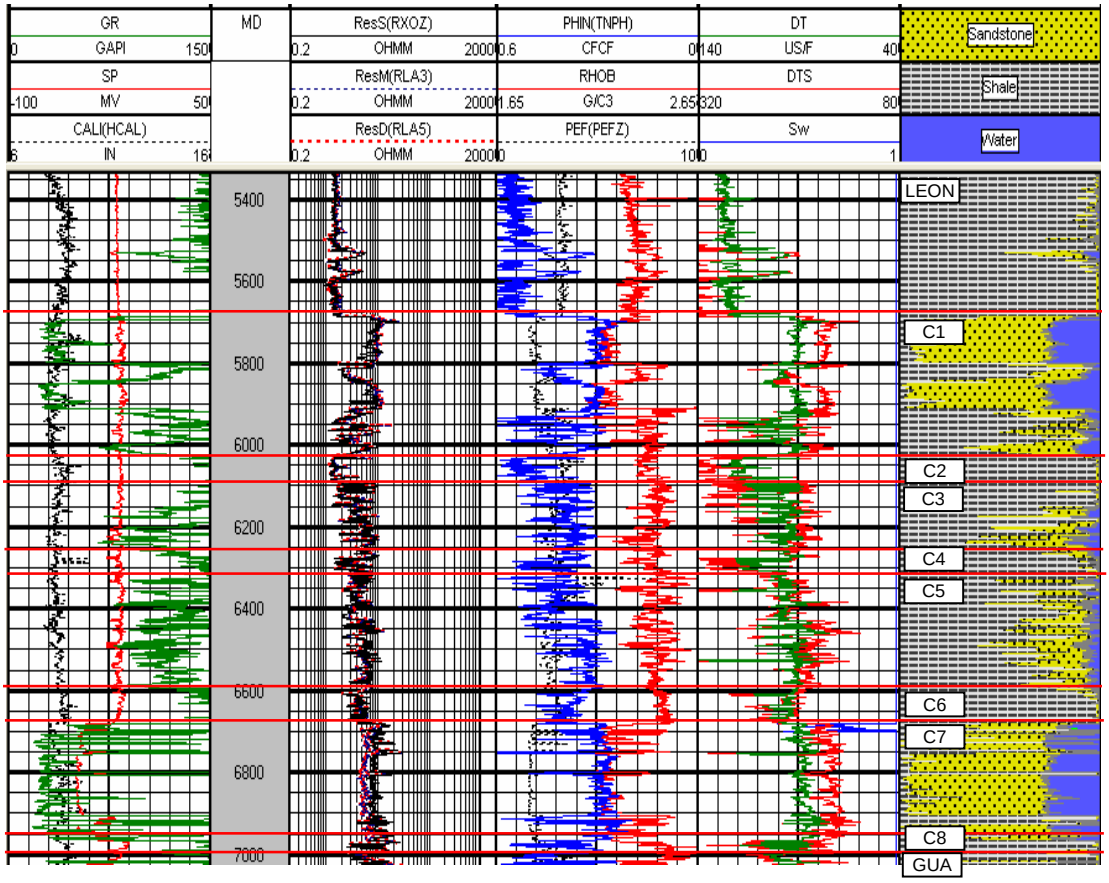


Figura 9. Evaluación petrofísica del Pozo X-4

La Figura 9 presenta la evaluación petrofísica del pozo X-4, en donde se observan características similares a las del pozo X-1, la misma secuencia de intercalaciones de shales y arenas esta presente en este pozo.

La Figura 10 presenta una correlación litoestratigráfica de los pozos analizados en donde se identifican las unidades estratigráficas descritas en el Capítulo 2, estas unidades corresponden a los reflectores interpretados en las líneas sísmicas.

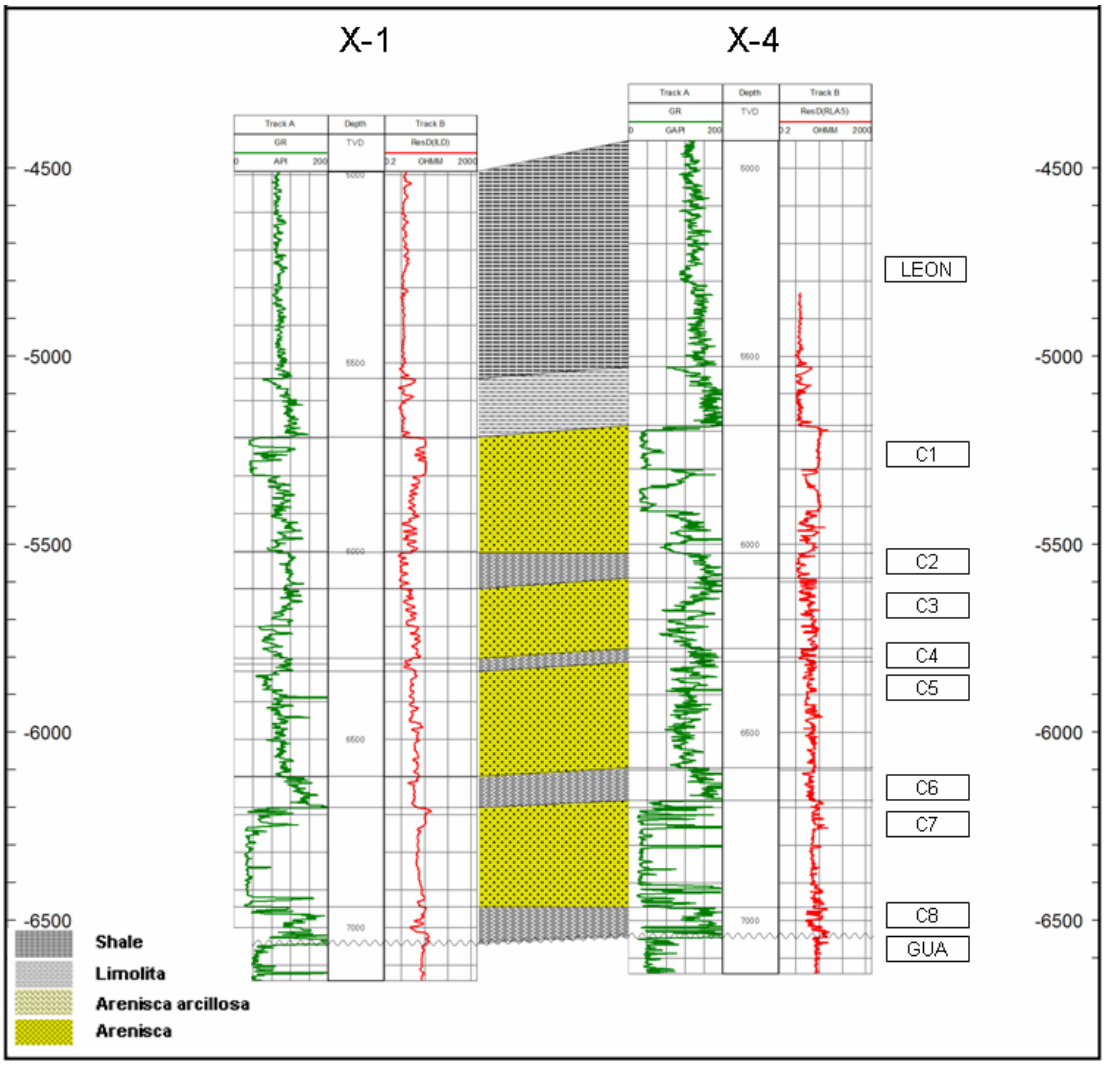


Figura 10. Correlación estructural de los pozos interpretados

3.2 Relación Vp/Vs

Los pozos cercanos al área de estudio no cuentan registros de velocidad de onda S, por tal motivo dicha información se calculó a partir de la velocidad de onda P, utilizando relaciones obtenidas de pozos en la cuenca que poseen registros de velocidad de onda P y S, a partir de esta información se encontró que la relación Vp/Vs presenta una tendencia característica para cada tipo de litología.

La Figura 11 corresponde a una gráfica del registro sónico para la onda P contra la onda S y en la escala de colores se presenta el volumen de arcilla, en esta pueden apreciarse dos tendencias de acuerdo al tipo de litología:

$$DTS = 2.33 \times DTP - 43 \quad (7)$$

$$DTS = 4.17 \times DTP - 199 \quad (8)$$

La Ecuación 7 corresponde a la velocidad en arenas y la Ecuación 8 a la velocidad en shales, para ambos casos DTP y DTS son el inverso de la velocidad de onda P (1/Vp) y S (1/Vs) respectivamente, expresadas en μs/ft.

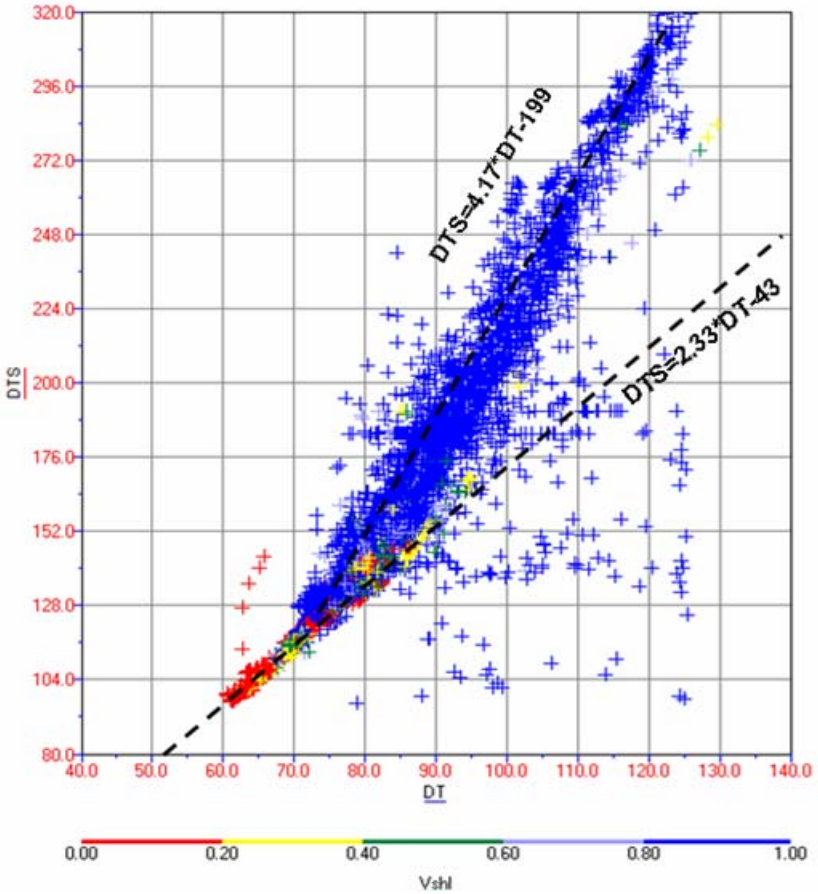


Figura 11. Grafica DTP vs. DTS

Utilizando estas dos relaciones se puede reconstruir la velocidad de la onda S para diferentes litologías considerando la roca como un compuesto binario con distintas proporciones. Para esto se utilizan los límites de Voigt y de Reuss (Mavko et. al., 1998).

El límite de Voigt se define como:

$$M_v = \sum_{i=1}^{N} f_i M_i \tag{9}$$

El límite de Reuss se define como:

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^{N} \frac{f_i}{M_i} \tag{10}$$

En donde M_V es el valor límite de Voigt, M_R el valor de límite de Reuss, N el número de fases, f_i la fracción de la fase i, y M_i el parámetro de interés para el componente i (Mavko et. al., 1998), en este caso M_i corresponde a la velocidad de la onda S.

Existe un tercer límite llamado el límite de Hill, el cual consiste en un promedio de los valores obtenidos por los dos límites anteriores.

Al reconstruir la velocidad de la onda S a partir de información de un pozo de la cuenca (Figura 12), se encontró que aunque los resultados son muy similares para los diferentes límites, el de Voigt es el que más se asemeja a los datos reales. Al utilizar dicho límite y graficar los resultados contra los valores observados se encuentra que los valores tienen un buena correlación; 0.9402 para el cálculo por medio del límite de Voigt y de 0.9395 para el límite de Reuss. Adicionalmente se calculó el error cuadrático, el análisis estadístico del error se presenta en la Tabla 1.

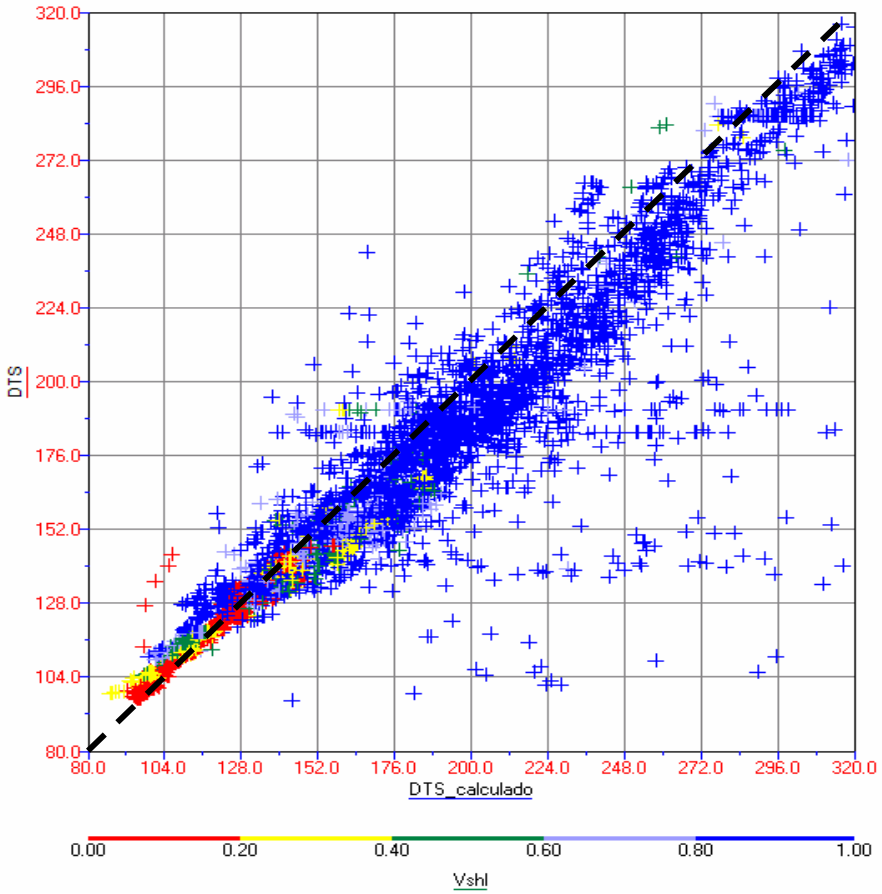


Figura 12. Grafica de DTS observado vs. DTS calculado por el limite de Voigt

La Figura 13 presenta los histogramas de la diferencia entre la curva observada y la curva calculada para los límites de Voigt y Reuss así como los coeficientes de correlación. De acuerdo a los resultados, el límite de Voigt es el que más se acerca a los datos reales, por tal motivo este fue el método utilizado para estimar la velocidad de la onda S en los pozos del área de estudio.

Tabla 1. Estadística del error cuadrático para la velocidad de onda S

	Voigt	Reuss
Desviación estándar	2590	2419
Percentil 25	12	9
Percentil 50	52	55
Percentil 75	184	215
Moda	136	42
Media	494	481

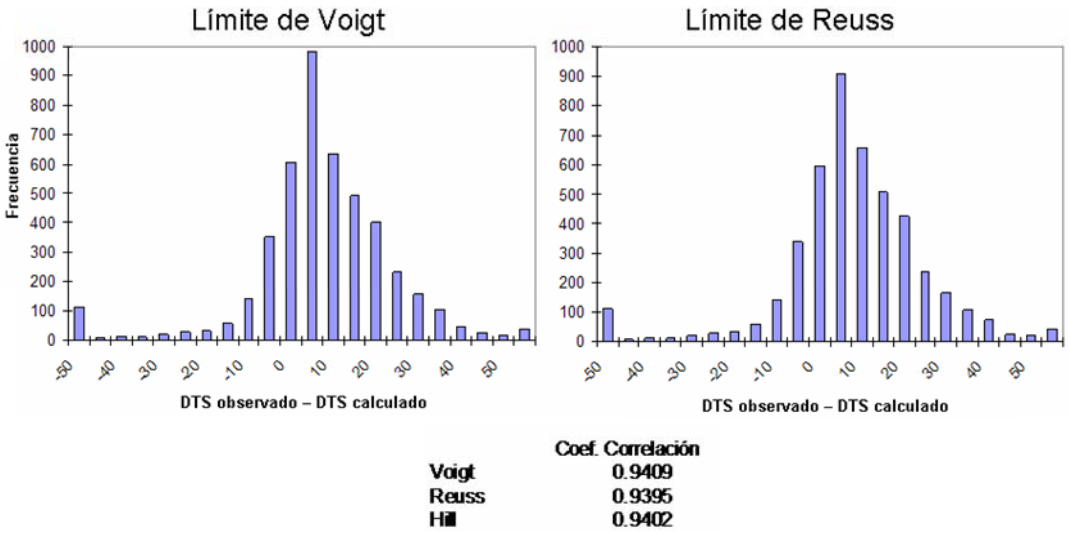


Figura 13. Histogramas de la diferencia entre el valor del registro de onda S (DTS) observado y calculado

3.3 Efecto de las variaciones litológicas

Las variaciones de velocidad y densidad que son responsables de variaciones en la respuesta sísmica, están a su vez relacionadas con variaciones en las características de los reservorios. Cambios en el contenido de arcilla, porosidad y tipo de fluido pueden afectar la densidad y velocidad de las ondas sísmicas en los reservorios, en mayor o menor grado; a continuación se presentan algunos ejemplos.

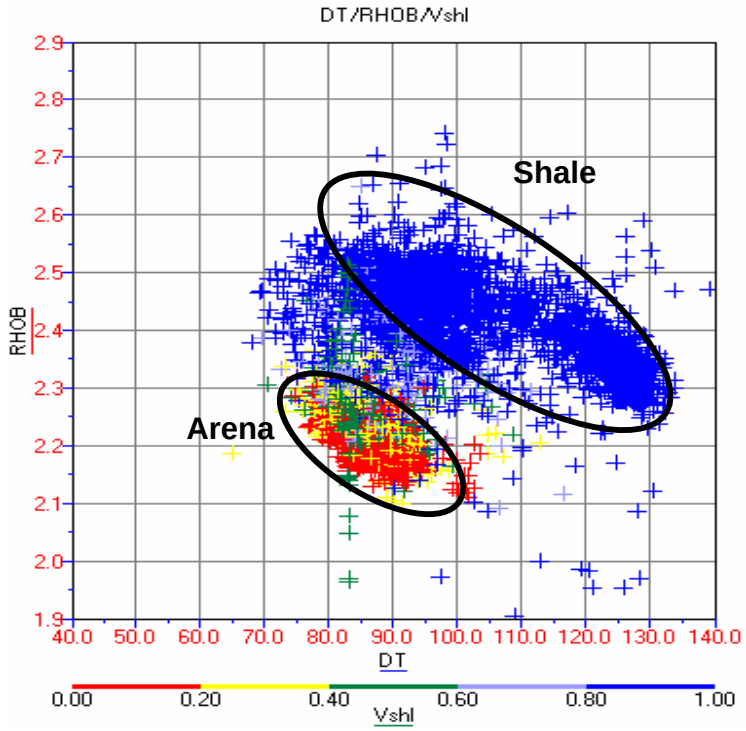


Figura 14. Efecto del contenido de arcilla sobre la densidad y el tiempo de tránsito

La Figura 14 presenta una gráfica de DT vs. RHOB y en colores se representa el contenido de arcilla. De acuerdo con la Ecuación 11 (Mavko et. al., 1998) existe una relación entre estos parámetros; la velocidad de la onda P depende tanto de las características de la matriz como de la densidad y la densidad a su vez depende tanto de la densidad de la matriz como de la porosidad de la roca (Ecuación 2).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + (4/3)\mu}{\rho}} \tag{11}$$

Donde K es el módulo de Bulk y μ el módulo de cizalla; estos conceptos se discuten en el siguiente capítulo.

La alta porosidad de las arenas en el área de estudio trae como consecuencia que estás tengan una menor densidad que los shales, a pesar de que la densidad de la matriz es mayor. Este fenómeno permite separar dos sectores que corresponden a diferentes litologías; bajas densidades y altas velocidades corresponden a arenas limpias mientras altas densidades y bajas velocidades corresponden a shales.

La Figura 15 presenta una gráfica de la porosidad total (PHIT) contra las impedancias P y S para una zona de arenas limpias. Como se mencionó previamente las velocidades se relacionan con la porosidad por medio de la densidad (Ecuaciones 2 y 11), y estas gráficas representan dicho comportamiento; una disminución en la impedancia, que es el producto de la velocidad y la densidad, con el aumento de la porosidad.

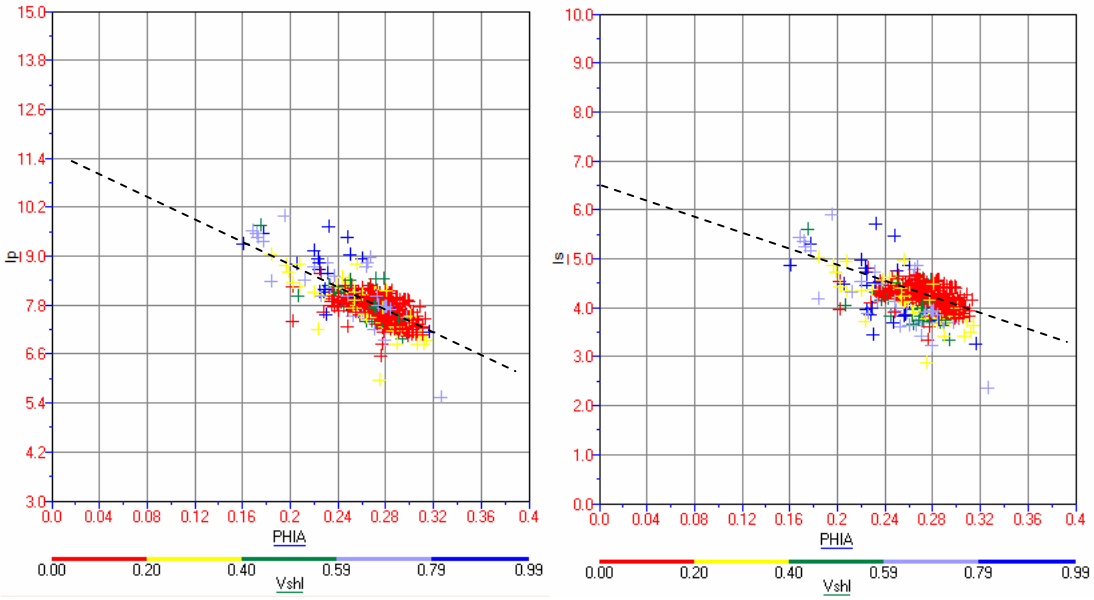


Figura 15. Porosidad total vs. Impedancia P (Izquierda) e Impedancia S (Derecha)

Tras analizar los registros de pozo se encontró que la variación en el contenido de arcilla es el parámetro que tiene el efecto más dramático sobre la densidad y la velocidad. La Figura 16 presenta una gráfica de la relación Vp/Vs contra la velocidad de onda P, la cual es utilizada para diferenciar entre shales y arenas, y la Figura 17 presenta una gráfica de los parámetros LambdaRho (λρ) y MuRho (μρ), utilizada para discriminar litologías y en algunos casos fluidos, en los dos casos el contenido de shale (Vsh) se presenta en la escala de colores. Existe una clara diferencia entre las arcillas y las arenas limpias, esta diferencia permite discriminar los reservorios de mejor calidad a partir de los resultados de la inversión sísmica.

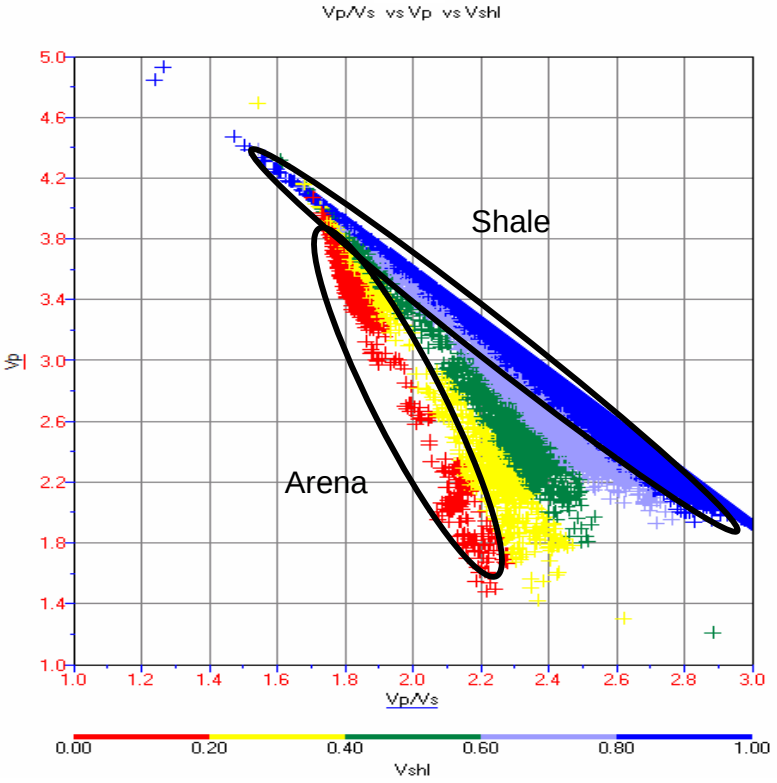


Figura 16. Efecto del contenido de arcilla sobre la relación Vp/Vs

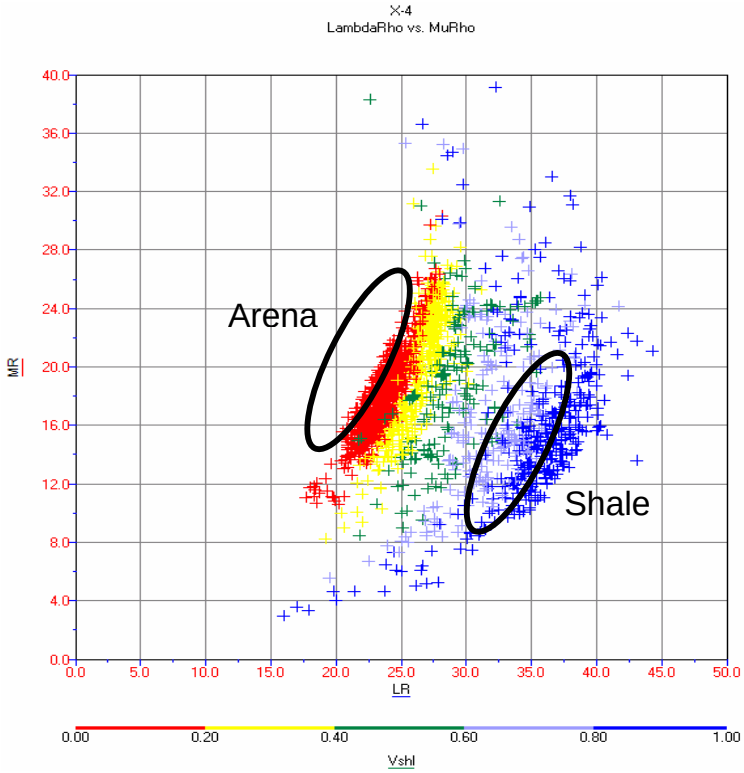


Figura 17. Efecto del contenido de arcilla sobre los parámetros λρ y μρ

Por último se analizaron las variaciones en la saturación de agua. La Figura 18 presenta una gráfica de los parámetros LambdaRho (λρ), MuRho (μρ) y la saturación de agua, que corresponde a la escala de colores. Para el reservorio que contiene los hidrocarburos se observa una amplia dispersión de los datos, que no permite discriminar la zona con hidrocarburo. Esto es consecuencia de dos factores: Primero, el hidrocarburo es aceite, el cual tiene parámetros elastomecánicos similares a los del agua, por lo que el efecto sobre la densidad y velocidad es mínimo. Segundo, el contenido de arcilla del reservorio aumenta hacia el tope, en la zona en donde se encuentra el hidrocarburo. Por tal motivo las variaciones con respecto al fluido son enmascaradas por las variaciones del contenido de arcilla, que como se describió con anterioridad, es el parámetro que tiene mayor impacto sobre la velocidad y densidad.

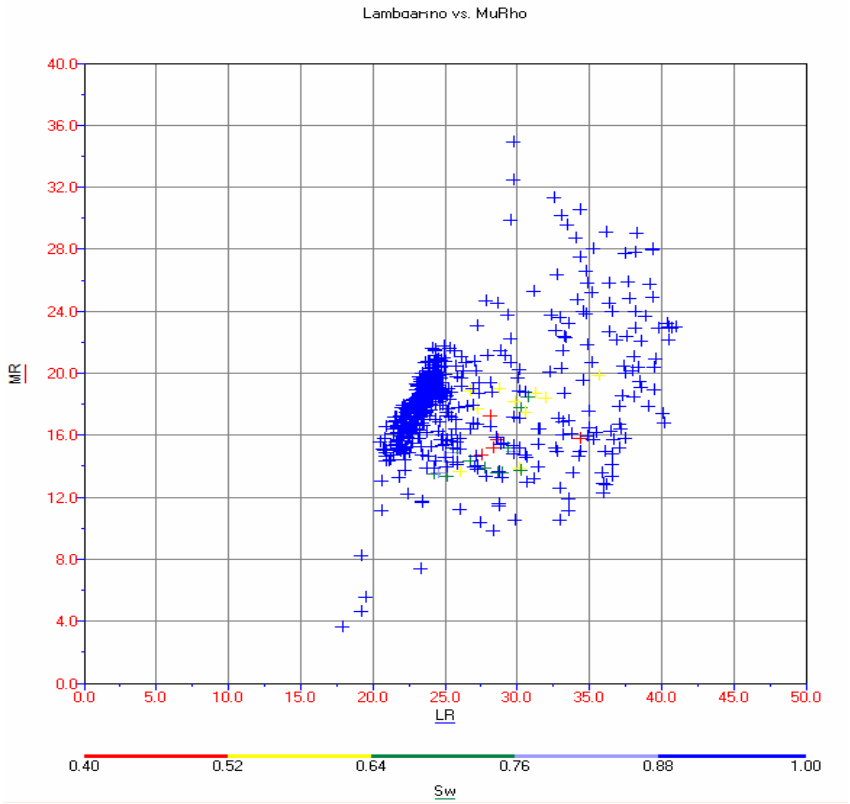


Figura 18. Efecto de la saturación de agua sobre los parámetros λρ y μρ

4. Fundamento teórico

4.1 Parámetros elastomecánicos

Cuando un objeto es sometido a un esfuerzo, como respuesta ocurre una deformación que puede ser elástica, plástica o de ruptura. En el caso de las ondas sísmicas los esfuerzos son muy pequeños y la respuesta del material corresponde a una deformación elástica.

La respuesta de las rocas depende de las características intrínsecas de cada uno de sus componentes (matriz y fluido en los poros). Dichas características son denominadas parámetros elastomecánicos, los cuales se presentan a continuación (Ecuaciones 12 a 16 tomadas de Mavko et. al., 1998):

- El módulo de Young, ***E***, se define como la relación entre el esfuerzo de extensión aplicado (σ) y la deformación de extensión (ε) resultante en un estado de esfuerzos uniaxial:

$$\sigma_{zz} = E\varepsilon_{zz,} \tag{12}$$

con $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$

- El módulo de Bulk o incompresibilidad, ***K***, corresponde a la resistencia del material a ser comprimido, y se define como la relación entre la presión hidrostática (σ_0) aplicada a un material y el cambio en cantidad de deformación volumétrica ($\varepsilon_{\alpha\alpha}$) que este sufrió:

$$\sigma_0 = K\varepsilon_{\alpha\alpha} \tag{13}$$

- El modulo de cizalla, ***μ***, corresponde a la resistencia del material a ser deformado por esfuerzos de cizalla y se define como la relación entre el cambio en el esfuerzo de cizalla y la deformación por cizalla del material:

$$\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij}, \tag{14}$$

donde $i \neq j$

- Finalmente la relación de Poisson, ***ν***, corresponde a la relación que existe entre la deformación transversal y longitudinal, y se define como menos la relación de deformación lateral sobre deformación axial, en un estado de esfuerzos uniaxial:

$$\nu = -\frac{\varepsilon_{xx}}{\varepsilon_{zz}}, \tag{15}$$

con $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$

Las propiedades elastomecánicas modulo de cizalla, modulo de Bulk y la densidad (ρ), están relacionadas con las velocidades de las ondas P y S, por medio de las siguientes ecuaciones:

$$Vp^2 = \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}$$
$$Vs^2 = \frac{\mu}{\rho} \qquad (16)$$

De tal forma, al conocer el valor de la velocidad de las ondas P, S y la densidad podemos determinar los parámetros elastomecánicos de una roca y de forma inversa al conocer la composición de una roca podemos estimar la relación de las velocidades a través de estos parámetros (Greenberg y Castagna, 1992).

Diferentes litologías y diferentes fluidos hacen que las rocas tengan un comportamiento diferente (Figura 19), al afectar los parámetros mencionados. Por ejemplo una roca cuyo fluido es agua tendrá un módulo Bulk mayor y como consecuencia mayor velocidad de onda P, comparada con la misma roca si el fluido fuera gas.

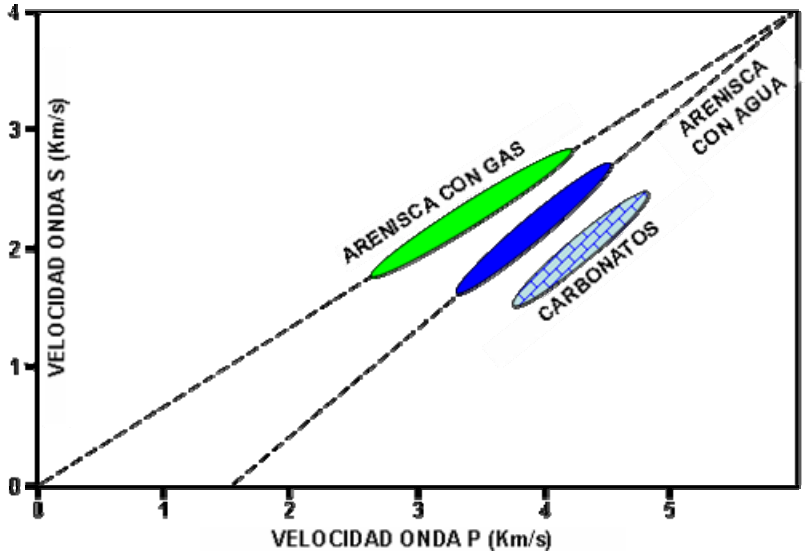


Figura 19. Relación Vp – Vs para diferentes fluidos (Modificado de Castagna, 1985)

Las variaciones en el fluido producen cambios de la relación entre las velocidades de las ondas P y S (Castagna et. al., 1985). Por ejemplo, una arenisca saturada con gas presenta una relación de Poisson menor que una saturada de agua, lo que implica una disminución en la relación de las velocidades Vp y Vs, de acuerdo con la siguiente ecuación (Mavko et. al., 1998):

$$\nu = \frac{\frac{1}{2}\left[\frac{Vp}{Vs}\right]^2 - 1}{\left[\frac{Vp}{Vs}\right]^2 - 1} \tag{17}$$

Del mismo modo, diferentes litologías presentan diferentes valores para estos parámetros y como consecuencia existen rangos de velocidad que pueden estar asociados con diferentes tipos de roca. Por lo general la velocidad de la onda P aumenta en la escala shale – arena – caliza – dolomita, aunque pueden existir condiciones locales que afecten este comportamiento.

Por medio del análisis de las variaciones locales de las velocidades de las ondas sísmicas, se puede establecer la repuesta de los parámetros elastomecánicos en diferentes litologías y fluidos; para ello la técnica más utilizada es la sustitución de fluidos, basada en las ecuaciones de Gassmann. Esta técnica analiza la roca a partir de dos fases: la roca seca y el fluido. Los módulos de la roca seca dependen de la composición de la matriz y su porosidad y son independientes del fluido, de acuerdo con la siguiente ecuación, modificada de Hilterman (2001):

$$\rho Vp^2 = K_{dry} + \frac{4}{3}\mu_{dry} + \frac{(1 - K_{dry}/K_{ma})^2}{(1 - \phi - K_{dry}/K_{ma})1/K_{ma} + \phi/K_{fl}}$$

Roca seca ← → **Fluido** ← →

$$\rho Vs^2 = \mu_{dry} \tag{18}$$

En donde $\boldsymbol{\mu}$ es el modulo de cizalla, $\boldsymbol{K}$ el modulo de Bulk, $\boldsymbol{\rho}$ la densidad, ***Vp*** la velocidad de las ondas P, ***Vs*** la velocidad de las ondas S y los subíndices ***dry***, ***ma*** y ***fl*** hacen referencia a la roca seca, a la matriz y al fluido respectivamente. De este modo, a partir de registros convencionales de pozo, se puede modelar la respuesta sísmica ante cambios en el fluido y propiedades de la matriz, a partir de los parámetros elastomecánicos.

4.2 Teoría de AVO

Cuando una onda incide sobre una interfase, la cantidad de energía reflejada es una función de las velocidades de propagación de la onda en ambos medios y del ángulo de incidencia. Este es el principio de la Ley de Snell, expresada por la siguiente ecuación (Mavko et. al., 1998):

$$p = \frac{sen\theta_1}{Vp_1} = \frac{sen\theta_2}{Vp_2} = \frac{sen\phi_1}{Vs_1} = \frac{sen\phi_2}{Vs_2} \tag{19}$$

En donde ***p*** se conoce como parámetro del rayo, θ_1 es el ángulo de la onda P reflejada, θ_2 el ángulo de la onda P transmitida, ϕ_1 es el ángulo de la onda S reflejada y ϕ_2 es el ángulo de la onda S transmitida (Figura 20).

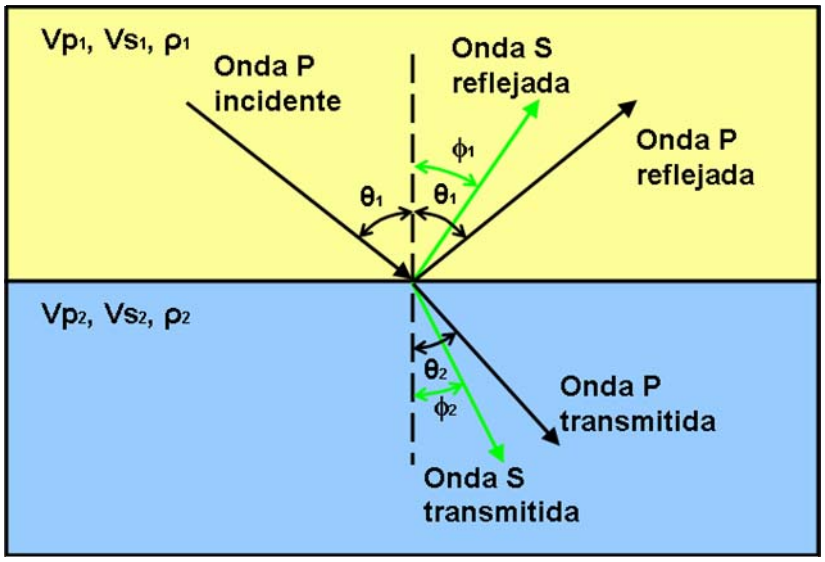


Figura 20. Ley de Snell (Modificado de Mavko et. al., 1998)

De este modo existe una serie de posibilidades de transmisión, reflexión y conversión, las cuales se ilustran en la Figura 21. Estos coeficientes se denotan por dos letras, la primera representa el tipo de onda incidente y la segunda el tipo de onda que se genera, a la vez la onda que desciende se denota con el símbolo **à** y la onda que asciende con el símbolo **á.**

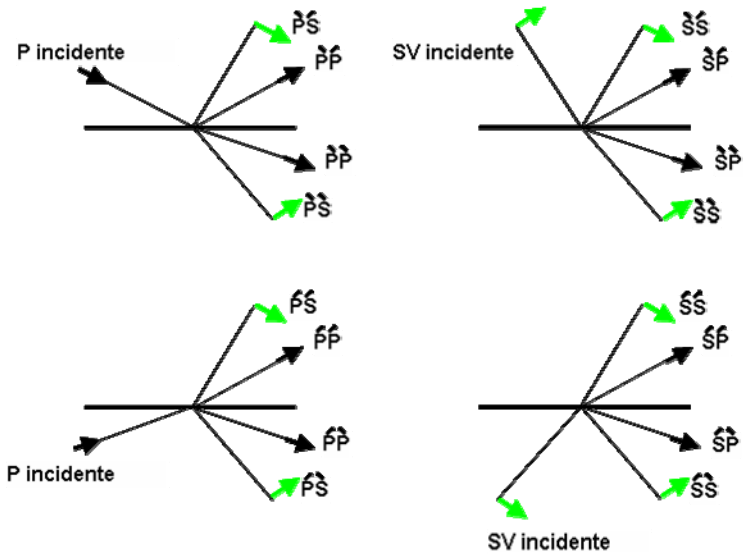


Figura 21. Ondas generadas en una interfase (Modificado de Castagna, 1993)

Para cada una de estas posibilidades, las ecuaciones de Zoeppritz relacionan la variación en la amplitud de los coeficientes reflexión con el ángulo de incidencia. Estas ecuaciones fueron expresadas por Aki & Richards (1980) en una forma matricial:

$$\mathbf{Q} = \begin{pmatrix} \grave{P}\acute{P} & \grave{S}\acute{P} & \acute{P}\acute{P} & \acute{S}\acute{P} \\ \grave{P}\acute{S} & \grave{S}\acute{S} & \acute{P}\acute{S} & \acute{S}\acute{S} \\ \grave{P}\grave{P} & \grave{S}\grave{P} & \acute{P}\grave{P} & \acute{S}\grave{P} \\ \grave{P}\grave{S} & \grave{S}\grave{S} & \acute{P}\grave{S} & \acute{S}\grave{S} \end{pmatrix} = \underset{\sim}{\mathbf{P}}^{-1}\underset{\sim}{\mathbf{R}}. \tag{20}$$

Donde la matriz **P** es igual a:

$$\begin{pmatrix} -\sin\Theta_1 & -\cos\Phi_1 & \sin\Theta_2 & \cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_2 \\ 2\rho_1 V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1 V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2 V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2 V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ -\rho_1 V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & \rho_1 V_{S1}\sin 2\Phi_1 & \rho_2 V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & -\rho_2 V_{S2}\sin 2\Phi_2 \end{pmatrix},$$

la matriz **R** es igual a:

$$\begin{pmatrix} \sin\Theta_1 & \cos\Phi_1 & -\sin\Theta_2 & -\cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_2 \\ 2\rho_1 V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1 V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2 V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2 V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ \rho_1 V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & -\rho_1 V_{S1}\sin 2\Phi_1 & -\rho_2 V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & \rho_2 V_{S2}\sin 2\Phi_2 \end{pmatrix},$$

Q es la matriz de dispersión, θ el ángulo asociado con la onda P y ϕ el ángulo asociado con la onda S.

Esta forma matricial es demasiado compleja para aplicaciones prácticas, así que para facilitar el análisis de dichas variaciones, se han realizado algunas simplificaciones, Aki y Richards (1980) obtienen la siguiente ecuación:

$$R(\theta) = \frac{1}{2}\left(1 - 4\frac{Vs^2}{Vp^2}\sin^2\theta\right)\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2\theta}\frac{\Delta Vp}{Vp} - 4\frac{Vs^2}{Vp^2}\sin^2\theta\frac{\Delta Vs}{Vs}, \tag{21}$$

donde: R es el coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia,
Vp es el promedio de la velocidad de las ondas P para ambos medios,
ΔVp es la diferencia de la velocidad de las ondas P para ambos medios,
Vs es el promedio de la velocidad de las ondas S para ambos medios,
ΔVs es la diferencia de la velocidad de las ondas S para ambos medios,
ρ es el promedio de la densidad para ambos medios,
$\Delta\rho$ es la diferencia de la densidad para ambos medios y
θ es el promedio del ángulo de incidencia y transmisión de las ondas P.

Esta ecuación se cumple cuando se presentan cambios pequeños en los parámetros a ambos lados de la interfase, y para su adecuada aplicación requiere la presencia de capas planas o con bajo buzamiento, datos con buena relación señal/ruido, adquisición con alto cubrimiento y un procesamiento que preserve las amplitudes.

A partir de esta ecuación se puede establecer que la variación de la amplitud en función del ángulo de incidencia está determinada por las velocidades de las ondas P y S, la densidad y el ángulo de incidencia.

El análisis AVO permite discriminar la presencia de gas en algunas condiciones, debido a las anomalías de amplitud en el coeficiente de reflexión que ocurren como consecuencia de la baja relación Vp/Vs. Rutterford y Williams (1989) definieron tres clases de anomalías que se presentan en la Figura 22. La clase I ocurre cuando el coeficiente de reflexión normal de la onda P es fuertemente positivo y disminuye al aumentar el ángulo de incidencia, pudiendo incluso cambiar su polaridad cuando los ángulos de incidencia son suficientemente grandes. La clase II se presenta para reflexiones de baja amplitud; si la reflexión normal es ligeramente positiva, puede ocurrir un cambio de fase a partir de los offsets intermedios. La clase III tiene un fuerte coeficiente negativo para la incidencia normal que se hace más negativo al aumentar el offset: corresponde al clásico *bright spot*, o fuerte anomalía negativa.

Como se puede observar en la Figura 22 cada uno de estos casos corresponde a ciertas condiciones litológicas. La clase I corresponde a una arenisca de alta impedancia (Zsn), mayor que el shale (Zsh) que se encuentra por encima. En la clase II las areniscas tienen un contraste de impedancia muy pequeño con respecto al shale; este contraste puede ser positivo o negativo y produce un coeficiente de reflexión normal muy pequeño. En la clase III las areniscas presentan impedancias menores que el shale superior, lo que produce una fuerte reflexión negativa (bright spots). Finalmente existe otra clase con un comportamiento diferente a las anteriores: la clase IV, en el que al existir gas se produce una reflexión negativa por el contraste de impedancia, pero a diferencia de las otras clase el coeficiente de reflexión se vuelve más positivo al aumentar el ángulo de incidencia, este gradiente es similar al de una arena de baja impedancia saturada en agua, por lo que es un caso difícil de distinguir.

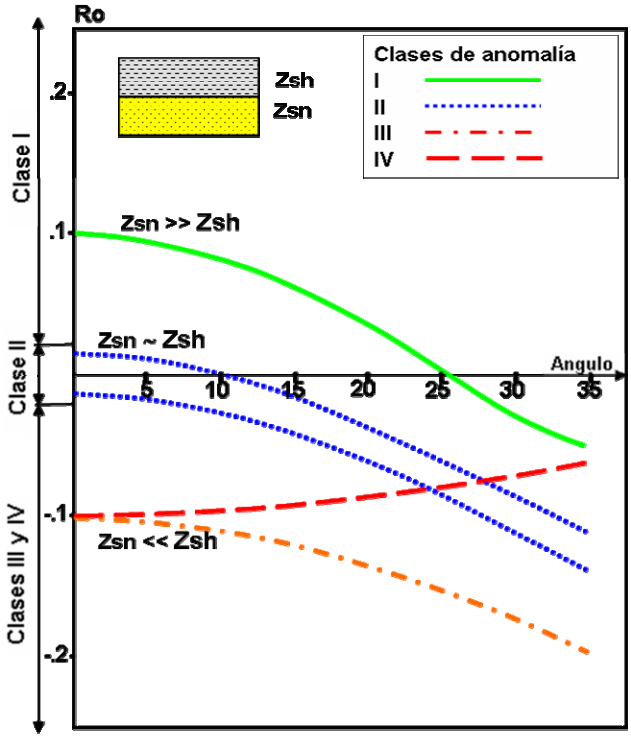


Figura 22. Anomalías asociadas a gas (Modificado de Castagna et al., 1998)

Además de la detección de gas, el análisis AVO ha tenido numerosas aplicaciones, ya que al permitir determinar las propiedades elastomecánicas (Gray et. al., 1999), permite obtener información acerca del fluido (Wandler et. al., 2007) y características como porosidad y saturación de hidrocarburos cuando se incorpora información de pozos (Li et. al., 2005).

Debido a que el análisis AVO se basa en la amplitud de la traza sísmica, es necesario un procesamiento adecuado. Para ello existen tres aspectos a tener en cuenta (Yilmaz, 2001):

- Las amplitudes relativas de los datos sísmicos deben ser preservadas a través del procesamiento, para poder reconocer la variación de las mismas con el offset.

- La secuencia de procesamiento debe retener la mayor banda de señal posible, es decir deben conservarse las altas y bajas frecuencias.

- El análisis de AVO debe realizarse en CRP gathers (Punto de reflexión común), y no en CMP gathers (Punto medio común), debido a que las ecuaciones de AVO están basadas en un modelo de capas localmente planas que se puede relacionar al trazado de rayos de un CRP, pero no al trazado de rayos de un CMP (Yilmaz, 2001). Lo cual significa que los gathers deben estar asociados con eventos en su posición migrada, por lo tanto se debe utilizar una migración pre-apilado en tiempo (PSTM), de este modo las amplitudes en cada uno de los gathers puede se asociada con un modelo localmente plano.

Tras realizar un adecuado procesamiento con migración preapilado en tiempo, puede realizarse la inversión. Sin embargo, las ecuaciones de AVO están dadas en términos del ángulo de incidencia y no del offset, por lo tanto debe realizarse un trazado de rayos asociado con la geometría del CRP para relacionar los offsets con los ángulos de incidencia.

4.3 Inversión sísmica

Después de la etapa de procesamiento la información sísmica esta lista para la inversión; que puede llevarse a cabo por varios métodos, algunos de los cuales obtienen las impedancias de onda P y S, mientras que otros el coeficiente de reflexión normal (Ro) y la relación de Poisson.

El principal objetivo de la inversión sísmica es transformar los valores de las reflexiones en propiedades cuantitativas de las rocas que permitan describir el reservorio. En el caso más simple, se calculan pseudo-registros de impedancia acústica para cada CMP utilizando sísmica apilada, sin embargo mayor y mejor información se obtiene por medio del análisis de las amplitudes sísmicas antes de apilar, los resultados de este tipo de inversión permiten una mayor resolución e interpretaciones más precisas. Este a su vez permite una mejor estimación de las propiedades de un reservorio como porosidad o contenido de arcilla. Un beneficio adicional es que la eficiencia de la interpretación mejora considerablemente, lo cual a su vez permite realizar una mejor estimación de la incertidumbre y el riesgo (Prendel, 2001).

La inversión sísmica puede realizarse sobre sísmica apilada o pre-apilada, en el primer caso el resultado es un modelo de impedancia acústica, en el segundo caso el procedimiento se denomina inversión elástica y como resultado se pueden obtener las impedancias P y S, velocidades de onda P y S, densidad y los parámetros $\mu\rho$ y $\lambda\rho$.

Los métodos de inversión se basan en el modelo convolucional; el cual representa la traza sísmica como la convolución de una serie que corresponde a la reflectividad de la tierra con la ondícula y la adición de ruido, este concepto se expresa por medio de la siguiente ecuación (Russell, 1988):

$$T = W * r + n \ , \tag{22}$$

donde T = traza sísmica
W = ondícula
r = reflectividad
n = ruido

El ruido (n) puede ser aleatorio o coherente, en el primer caso corresponde a una serie que no tienen ninguna correlación, el segundo caso presenta una tendencia por lo que se puede predecir y eliminar, como es el caso de los múltiplos.

En general, hay dos grandes enfoques para inversión: basada en traza sísmica (trace-based) y basada en modelos (model-based). Con la inversión basada en la traza, el proceso parte

esencialmente de los datos sísmicos, con la posibilidad de usar algunos datos no-sísmicos como la tendencia de las frecuencias bajas, derivada de las velocidades de los pozos.

Con la inversión basada en modelo, el proceso comienza con un modelo y se da un peso adicional a los datos no sísmicos. Estos datos no están limitados a la información de pozo, por ejemplo, las distribuciones estadísticas también pueden ser consideradas en el modelo inicial.

4.3.1 Inversión basada en la traza (Trace-Based)

Este conjunto de métodos usa las trazas sísmicas para calcular las frecuencias altas de la serie de reflectividad. Algunas implementaciones usan un modelo de velocidad de intervalos para definir el contenido de frecuencias bajas.

4.3.1.1 Inversión recursiva

Este tipo de inversión es rápido y el costo es bajo. Adicionalmente puede ser usado cuando no existen pozos y no requiere extraer ondícula porque usa una de fase cero, sin embargo no remueve efectos causados por la ondícula y puede presentar problemas cuneado ocurre el fenómeno de "tuning".

El resultado está limitado al mismo rango de frecuencias de los datos de entrada, de tal forma que parte de la información se pierde, como ocurre con las altas frecuencias que contienen los registros de pozos.

Este fue el primer método de inversión desarrollado, asume que la traza sísmica representa una aproximación de la reflectividad de las rocas, esta reflectividad puede ser invertida para obtener la impedancia acústica. Sin embargo, ya que la traza sísmica tiene un rango limitado de frecuencias, parte de la información no se puede recuperar, tanto las bajas frecuencias (0-10Hz) como las altas frecuencias (80-250Hz) del espectro de reflectividad desaparecen, adicionalmente la presencia de cambios de fase y contaminación por ruido puede deteriorar el resultado.

Este tipo de inversión se desarrolla en tres etapas; se deriva el componente de bajas frecuencias de información de pozo o de las velocidades RMS, luego se invierte la traza sísmica obteniendo el rango de frecuencias intermedio (10-60Hz), y finalmente se combinan las bajas y medias frecuencias para obtener el resultado final

Este tipo de inversión se lleva a cabo en tres etapas; en la etapa inicial se crea un modelo de velocidad de baja frecuencia a partir de velocidades RMS o registros sónicos. La segunda parte corresponde a la inversión de traza sísmica, utilizando una inversión recursiva, esto permite obtener un modelo de velocidades en un rango de frecuencias de 10 a 60Hz, utilizando la siguiente ecuación (Hampson-Russell, 2006):

$$Z_{i+1} = Z_1 \times \left[\frac{1 + r_i}{1 - r_i} \right], \tag{23}$$

donde Z_i corresponde a la impedancia r_i a la reflectividad de la capa i.

Finalmente los modelos de baja y media frecuencia son combinados para obtener el resultado de la inversión (Hampson-Russell, 2006).

Antes de realizar la inversión recursiva, es necesario escalar las amplitudes sísmicas a los verdaderos valores de los coeficientes de reflexión, esto puede realizarse calculando las amplitudes RMS y calculando un múltiplo que permita realizar el cambio de escala.

El resultado que se obtiene al invertir la traza corresponde a la impedancia acústica y no a la velocidad, para hallar esta última se debe utilizar alguna relación entre la densidad *(*ρ) y la velocidad (V), con frecuencia se utiliza la ecuación de Gardner (1974):

$$\rho = 0.23 \times V^4 \tag{24}$$

Adicionalmente ya que la ondícula es ignorada, la traza sísmica debe tener fase cero, y durante la inversión "side-lobes" de la ondícula pueden ser interpretados como variaciones litológicas (Hampson-Russell, 2006).

4.3.1.2 Inversión "Sparse-Spike"

La inversión "Sparse-spike" es un método ampliamente utilizado en la industria, que puede producir una versión relativa y una versión absoluta, la primera no cuenta con información de baja frecuencia, mientras en el segundo caso, la información de baja frecuencia se agrega generalmente de registros de pozo, de este modo se diferencia con claridad la contribución de la sísmica y de los pozos.

El resultado contiene un amplio rango de frecuencias, incluyendo altas frecuencias, pero sin capas tan delgadas como las que se podrían crear por la inversión basada en un modelo. Solo crea eventos que se ajustan con la traza sísmica, de modo que el resultado corresponde al modelo más simple que se ajuste a la información sísmica. El resultado es una representación simplificada de la geología, en la que muchos de los eventos no son representados, sin embargo depende muy poco de las condiciones iniciales.

El método asume un modelo de reflectividad, y la ondícula puede ser estimada a partir de dicho modelo. La reflectividad se modela como una línea mostrando una serie de picos que corresponden a una serie de "poisson-gauss" en un trasfondo de pequeños picos que corresponde a una serie de Gauss. El trasfondo es ignorado y los picos más grandes son ajustados con la traza sísmica, nuevos picos se agregan gradualmente hasta obtener un ajuste satisfactorio. Los valores de los bloques de impedancia pueden ser determinados por diferentes métodos, los más utilizados son el método de máxima probabilidad y la norma L1.

El método de inversión de máxima probabilidad (maximum likelihood) se basa en un tipo de deconvolución con el mismo nombre. Este asume que la serie de coeficientes de reflexión no es aleatoria, es lugar de esto, esta compuesta por una serie de eventos principales sobrepuestos sobre un trasfondo de eventos menores con una distribución de

Gauss. Partiendo de este modelo, se minimiza una función determinística, y se obtiene la solución más probable para los coeficientes de reflexión y la ondícula a partir de aproximaciones estadísticas. Dicha función (*J*) tiene la siguiente forma (Russell, 1988):

$$J = \sum_{k=1}^{L} \frac{r^2(k)}{R^2} + \sum_{k=1}^{L} \frac{n^2(k)}{N^2} - 2m\ln(\lambda) - 2(L-m)\ln(1-\lambda), \tag{25}$$

donde *r(k)* es el coeficiente de reflexión de la muestra *k*, *m* el número de reflexiones, *L* el número de muestras, *N* la raíz cuadrada de la varianza del ruido, *n(k)* el ruido en la muestra *k,* λ es la probabilidad de que una muestra corresponda a una reflexión, *R* corresponde al valor RMS de los mayores picos y *N* el valor RMS del ruido.

El comportamiento de esta función está dado por los parámetros mencionados, de modo que no se hacen supuestos acerca de la ondícula. La reflectividad está controlada por el parámetro lambda (λ), que determina la cantidad de muestras que corresponden a reflexiones, este parámetro tiene un valor inferior a 1 (Russell, 1988).

En el método de la norma L1 está basado en un modelo convolucional sin ruido, en donde la traza es la convolución de la ondícula con los coeficientes de reflexión. Con la deconvolución clásica se obtienen coeficientes de reflexión que son en realidad un promedio de los coeficientes reales. Estos valores obtenidos han perdido tanto las bajas como las altas frecuencias, por lo que solo son correctos para un rango de frecuencias limitado.

La ausencia de parte del rango de frecuencias produce la no unicidad del modelo por lo tanto para reducir la solución se requiere información adicional, lo cual se puede hacer a través del siguiente modelo de capas (Oldenburg et. al., 1983):

$$r(t) = \sum_{k=1}^{N} r_k \delta(t - \tau_k), \tag{26}$$

donde $\delta(t - \tau_k)$ es la función delta, r_k es la amplitud del coeficiente de reflexión, τ_k es el tiempo para la capa *k* y *N* es el número de capas. Para este modelo la función de reflectividad es cero en todos los lugares, excepto en donde τ_k corresponde al tiempo de transito doble de la capa *k*.

Esta ecuación restringe el resultado de la inversión a una estructura extremadamente fina pero con pocos coeficientes de reflexión, lo que simplifica su inversión. Con este método se logra que la impedancia represente muy bien las variaciones estructurales de las capas, a la vez que remueve problemas como ruido aditivo y una pobre estimación de la ondícula (Oldenburg et. al., 1983).

4.3.2 Inversión basada en modelos

El término "inversión basada en un modelo" hace referencia a un conjunto de métodos que intentan obtener resultados alcanzando una resolución igual o mayor que la de la sísmica, dando un peso importante a información a priori, que la mayoría de las veces consiste en registros de pozo, por tal motivo es importante considerar la calidad de esta información

además de la calidad de la información símica, para evaluar dicha información puede realizarse una inversión "*sparse-spik*e" primero.

De acuerdo con la Ecuación 22, el valor de la impedancia depende del valor de la reflectividad y el valor de la impedancia de la capa previa, por lo que pequeños errores crean un error acumulado en la inversión. Adicionalmente, debido a la no unicidad de la solución, diferentes modelos pueden producir una traza sintética que sea muy similar a la traza sísmica, es decir diferentes modelos de impedancias pueden obtener un error mínimo sin ser el modelo más cercano a la realidad. Una forma de distinguir el mejor modelo es el uso de información adicional independiente de la traza sísmica, pero que también esté relacionada con la reflectividad. Para ello se construye un modelo inicial a partir de registros de pozo, obteniendo una traza de impedancia por cada traza sísmica a invertir.

La información adicional puede usarse de dos formas; considerándola como un dato suave; es decir, esta información adicional se combina con la sísmica utilizando un parámetro de peso que amortigua su efecto, este método conforma la base de la inversión estocástica. El segundo método considera la información adicional como un dato duro; en este caso se espera que el resultado final este cerca de esta información inicial, para lo cual se establecen límites que determinan que tanto puede alejarse el resultado final, este método se conoce como inversión ajustada (*constrained*).

4.3.2.2 Inversión convolucional

Este método usa un modelo inicial, el cual se modifica para minimizar la diferencia entre la sísmica sintética generada a partir del modelo y la sísmica observada, hasta que se alcance algún criterio de convergencia entre las dos. Es necesario conocer la ondícula y un buen amarre entre la sísmica y los pozos. Dentro de las ventajas de este método se cuentan que el modelo resultante es mucho más detallado que los modelos basados en traza y que los datos de pozo y el modelo geológico tienen un fuerte impacto en los resultados, lo cual puede ser una desventaja cuando el modelo geológico no es el adecuado.

Los algoritmos existentes producen una serie de pseudos-registros de velocidad dividiendo la zona en capas o bloques (*Blocky inversion*). El tamaño de cada bloque generalmente es mayor que el intervalo de muestreo de la traza sísmica, como consecuencia el modelo tiene una resolución menor que los registros de pozo.

Usando el modelo y la ondícula se calcula una traza sintética, la cual es comparada con la traza sísmica, las capas son entonces modificadas en espesor y amplitud para mejorar el ajuste. Otra traza es calculada y comparada de nuevo, conservando el número de capas. Con un menor tamaño de las capas, el modelo tendrá mayor resolución, y la traza sintética ajustará mejor con la traza sísmica, sin embargo el detalle va a depender del modelo inicial y no de las características de las rocas.

Uno de los métodos más utilizados en este tipo de inversión es la inversión lineal generalizada (GLI), el cual obtiene el modelo que mejor se ajusta a los datos por medio de una juste por mínimos cuadrados.

Matemáticamente el modelo y las observaciones (datos sísmicos) pueden expresarse como vectores (Russell, 1988):

$$M = (m_1, m_2, \cdots, m_k)^T \qquad \text{= vector de } k \text{ parámetros del modelo} \qquad (27)$$

$$T = (t_1, t_2, \cdots, t_k)^T \qquad \text{= vector de } n \text{ observaciones} \qquad (28)$$

Entonces la relación entre el modelo y las observaciones puede expresarse por medio de una función ***F*** con la siguiente forma (Russell, 1988):

$$t_i = F(m_1, m_2, \cdots, m_k), \qquad donde \qquad i = 1, \cdots, n \qquad (29)$$

Una vez que se ha establecido la relación, cualquier conjunto de parámetros producirá un resultado. Para definir el modelo adecuado, el método GLI elimina la necesidad de ensayo y error, analizando el error entre la salida y las observaciones, y modificando los parámetros de modelo produce una salida con un error menor, de esta forma el error disminuye a través de cada iteración. Esta técnica se base en la expansión por series de Taylor, que en su versión lineal tiene la siguiente forma (Cooke, et. al., 1983):

$$F(M) = F(M_0) + \frac{\partial F(M_0)}{\partial M} \Delta M \ , \qquad (30)$$

donde M_0 = modelo inicial
M = modelo real
ΔM = cambio en los parámetros del modelo
F(M) = traza sísmica observada
$F(M_0)$ = traza sintética calculado a partir del modelo inicial
$\frac{\partial F(M_0)}{\partial M}$ = matriz de derivadas parciales

El error entre los datos observados y los valores calculados esta dado por:

$$\Delta F = F(M) - F(M_0) \qquad (31)$$

De modo que la ecuación anterior puede expresarse de forma matricial:

$$\Delta F = A \Delta M \ , \qquad (32)$$

donde *A* es una matriz que relaciona el modelo y los datos de *n* filas y *k* columnas.

Entonces la solución esta dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta M = A^{-1} \Delta F, \qquad donde \quad A^{-1} = \text{Matriz inversa de } A \qquad (33)$$

Sin embargo, como generalmente hay más observaciones que parámetros ($n > k$), la matriz A no es cuadrada y por lo tanto no tienen una verdadera inversa, esto se conoce como un

problema sobredeterminado. Para resolver esta ecuación se usa una solución por mínimos cuadrados que tiene la siguiente forma (Russell, 1988):

$$\Delta M = (A^T A)^{-1} A^T \Delta F \,. \tag{34}$$

Este proceso se repite de forma iterativa hasta obtener un error lo suficientemente bajo, sin embargo aun se necesita obtener una relación entre el modelo y las observaciones, dicha relación parte del modelo convolucional:

$$s(t) = W(t) * r(t) \tag{35}$$

Esta ecuación puede ser modificada para incluir múltiplos y pérdidas por transmisión, de tal modo que sin incluir múltiplos en los parámetros del modelo estos se tienen en cuenta y son removidos del resultado final.

Este tipo de inversión tiene varias ventajas sobre los métodos descritos anteriormente, una de ellas es que durante la parametrización, en lugar de asignar valores para cada muestra de tiempo, se definen bloques de mayor tamaño, lo cual reduce el número de parámetros y simplifica el cálculo de una solución, pero al mismo tiempo permite la suficiente flexibilidad para obtener un resultado con una buena resolución. Adicionalmente, a diferencia de la inversión recursiva el error no se propaga (Russell, 1988).

4.3.2.2 Inversión estocástica

La inversión estocástica fue introducida en los años noventa, se basa en generar múltiples modelos de las propiedades elásticas que incluyan las altas frecuencias y sean consistentes tanto con la sísmica como con la información de pozo. Este método es utilizado para modelar los reservorios, ya que existe un mejor control por medio del detalle que aportan los registros de pozos. Adicionalmente, la posibilidad de obtener múltiples modelos permite realizar un análisis de incertidumbre. Este método puede aplicarse tanto en inversión acústica como elástica, en esta última se realiza la inversión simultánea de apilados parciales. Más allá del concepto original, el cual está basado en un esquema de simulación de Monte Carlo, el método tiene un fundamento teórico más robusto gracias a la incorporación de un marco de trabajo Bayesiano, el cual ha permitido una implementación más eficiente (Doyen, 2007).

Una de las principales diferencias de este método es que al no existir una función objetivo, no requiere una aproximación simplificada para estabilizar el resultado de la inversión. Además soluciones a propiedades como impedancia, porosidad, etc., son obtenidas de una función de densidad probabilística (PDF) de posibles soluciones, esta función es definida en cada punto de la grilla. La información a priori proviene de registros de pozo, propiedades estadísticas espaciales y distribuciones litológicas, y al igual que en otros métodos basados en modelos, asume que los registros representan la solución correcta en el punto en donde se localiza el pozo.

A medida que se aleja de los pozos la geoestadística tiene problemas, sin embargo son las características de la inversión las que garantizan su éxito como herramienta. El algoritmo

simplemente acepta o descarta los resultados en puntos individuales de la grilla de acuerdo con la similitud de los sintéticos con la información sísmica, la decisión de aceptar o rechazar los resultados puede ser opcionalmente controlada por algún mecanismo como el enfriamiento simulado (simulated annealing).

Cerca de los pozos se puede obtener una resolución por encima de la sísmica, la cual puede ser inferida con un alto grado de confianza, lejos de los pozos la ausencia de un término que simplifique el problema y el acondicionamiento estadístico conservan las posibilidad de una resolución por encima de los demás métodos de inversión.

Capítulo 5. Procesamiento e interpretación de datos sísmicos

Para evaluar el desempeño del algoritmo en datos reales se utilizaron dos líneas sísmicas adquiridas en el año 1989, esta información es de carácter público. Los parámetros de adquisición se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Parámetros de adquisición

Intervalo de grupo	30 m
Intervalo de estación	30 m
Número de canales	120
Máximo cubrimiento	60
Máximo offset	1815 m
Intervalo de muestreo	2 ms
Longitud del registro	5 s
Carga	600 gr.
Profundidad de la carga	10 ft

La longitud del tendido utilizado durante la adquisición limita la información a offsets cercanos y medios, por este motivo no es la información ideal para realizar análisis de AVO, sin embargo es suficiente para comprobar el desempeño del algoritmo. Las líneas sísmicas fueron adquiridas en una zona de topografía plana en donde las capas presentan buzamientos por debajo de 3 grados y estructuras caracterizadas por fallas normales de bajo desplazamiento.

Debido a que el análisis AVO se basa en la amplitud de la traza sísmica, es necesario un procesamiento adecuado. Para ello existen tres aspectos a tener en cuenta (Yilmaz, 2001): Las amplitudes relativas de los datos sísmicos deben ser preservadas a través del procesamiento, para poder reconocer la variación de las mismas con el offset. La secuencia de procesamiento debe retener la mayor banda de señal posible, es decir deben conservarse las altas y bajas frecuencias. El análisis de AVO debe realizarse en CRP gathers (Punto de reflexión común), por tal motivo los gathers deben ser migrados antes de ser apilados.

Estas tres condiciones se tuvieron en cuenta durante el procesamiento; las líneas sísmicas fueron reprocesadas preservando las amplitudes con el fin de poder utilizar los gathers migrados para el análisis de AVO y la inversión. La secuencia de procesamiento se presenta en la Figura 23, las etapas que la componen son descritas en a continuación.

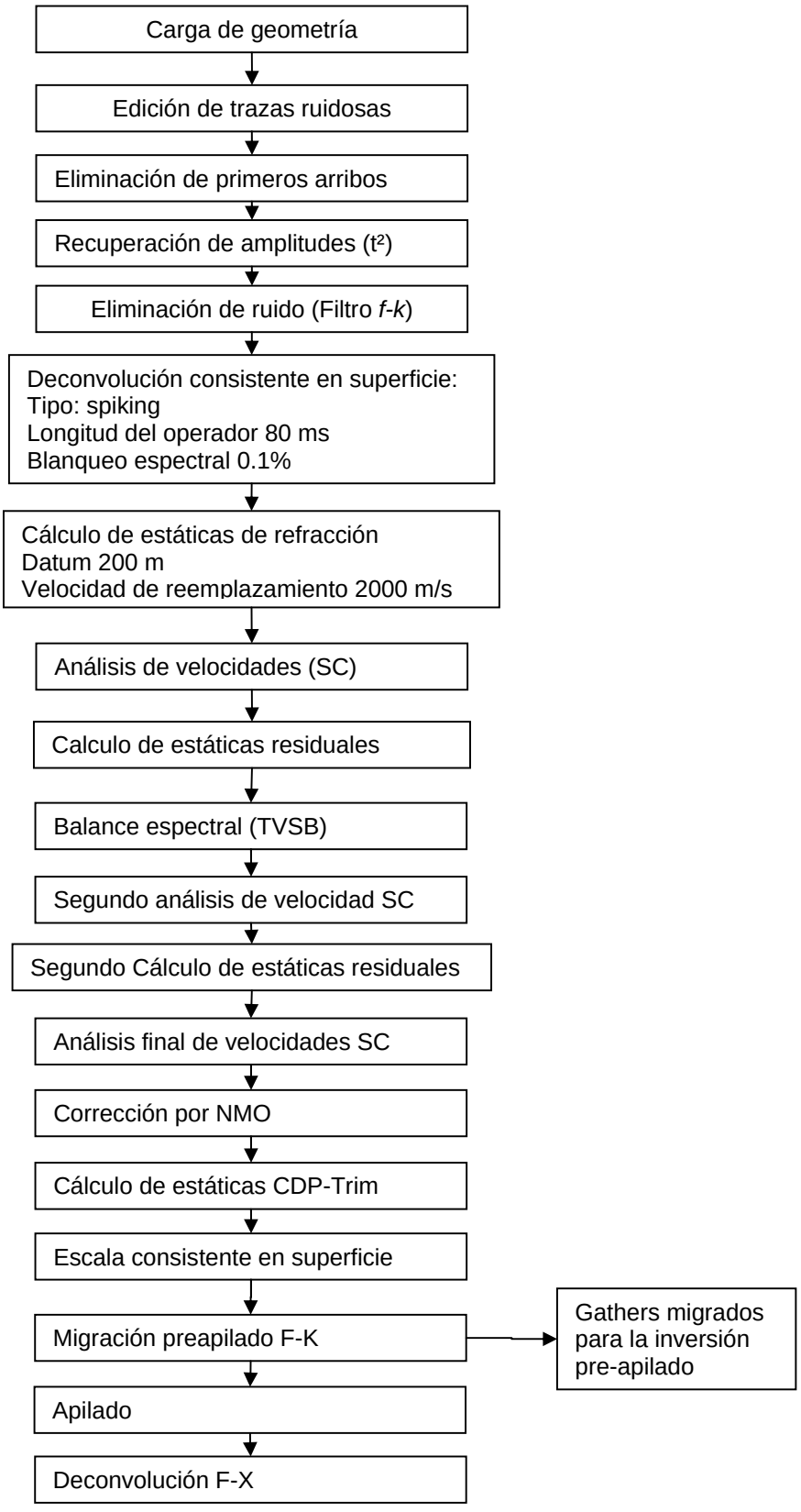


Figura 23. Secuencia de procesamiento

5.1 Asignación de geometría:

La asignación de la geometría se realizó de acuerdo con los parámetros de adquisición (Figura 24)

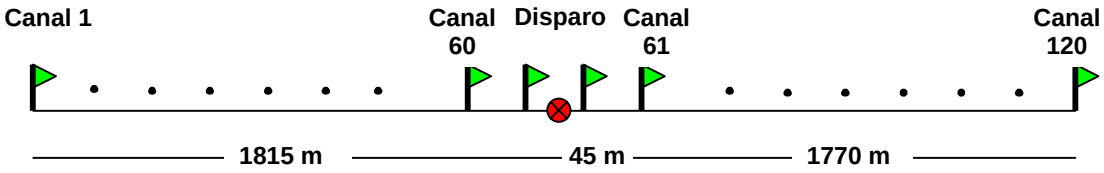


Figura 24. Configuración utilizada en la adquisición

Las Línea 1, fue adquirida en una zona sin mayores complicaciones, como se puede observar en la Figura 25, las variaciones de elevación son del orden de un par de metros, a la vez se observa que el diagrama de cubrimiento presenta muy pocas variaciones

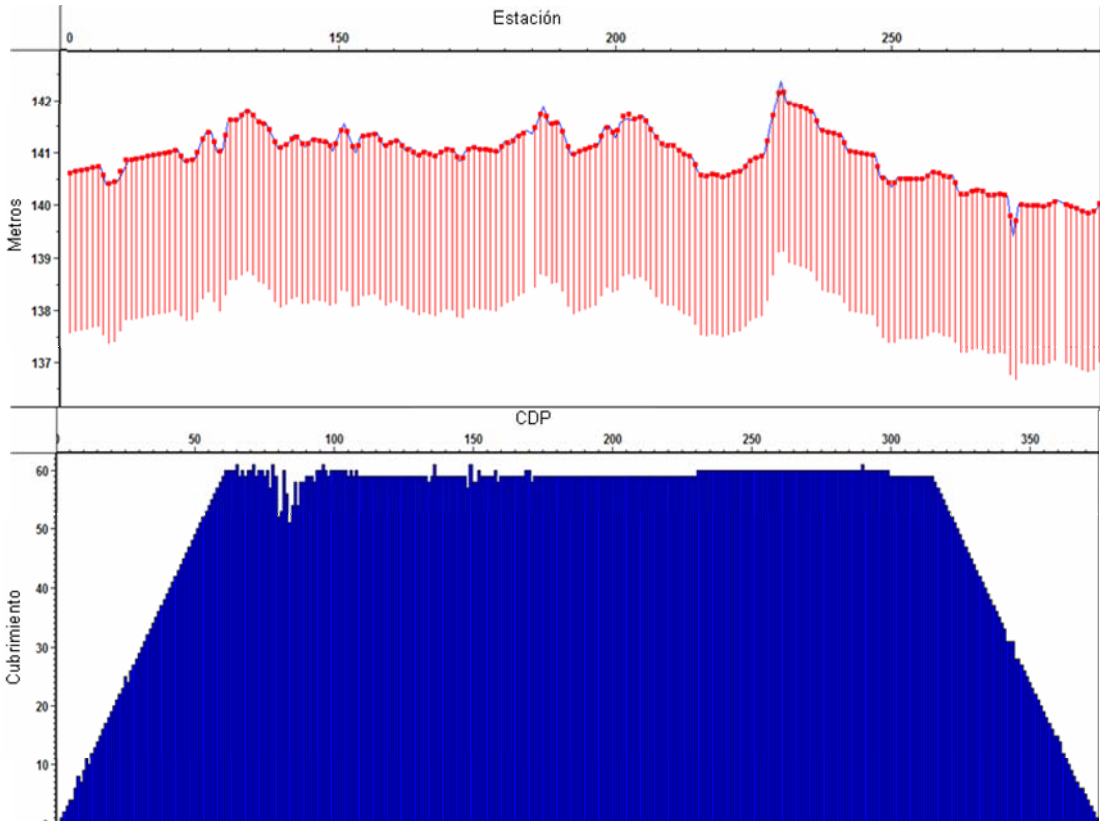


Figura 25. Topografía y diagrama de cubrimiento para la Línea 1.

5.2 Edición de trazas ruidosas e invertidas.

Se editaron las trazas ruidosas y se corrigió la polaridad de aquellas que estaban invertidas. La línea 1 presentó muy buena calidad, al contrario la parte norte de la línea 2 presenta una notable perdida en la calidad de la señal

5.3 Recuperación de amplitudes

Se aplicó una ganancia exponencial, multiplicando las trazas por una función t^2.

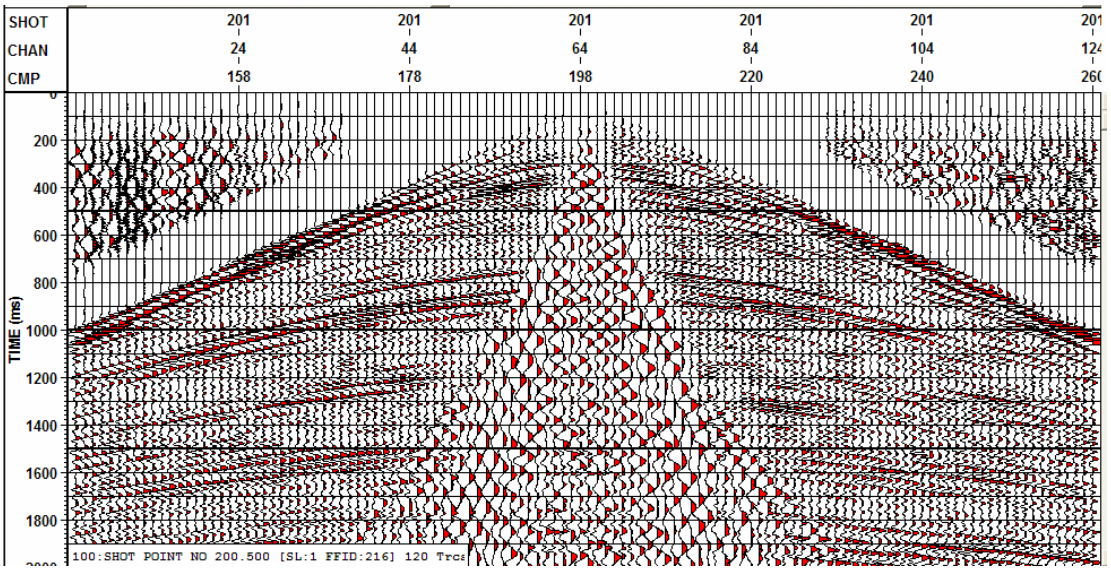


Figura 26. Shot gather después de la recuperación de amplitudes y AGC

5.3 Eliminación de ruido

El principal ruido observado correspondió a ground-roll, para eliminarlo se utilizó un filtro *f-k*. El filtro *f-k* afecta la relación de amplitudes en los offsets lejanos, sin embargo debido a la configuración del tendido, dichos offsets no fueron registrados.

Aún así se realizó una prueba del efecto de este filtro sobre la señal. La Figura 27 presenta un gather después de aplicar el filtro *f-k*, se observa una notable reducción del ruido al compararla con la Figura 26.

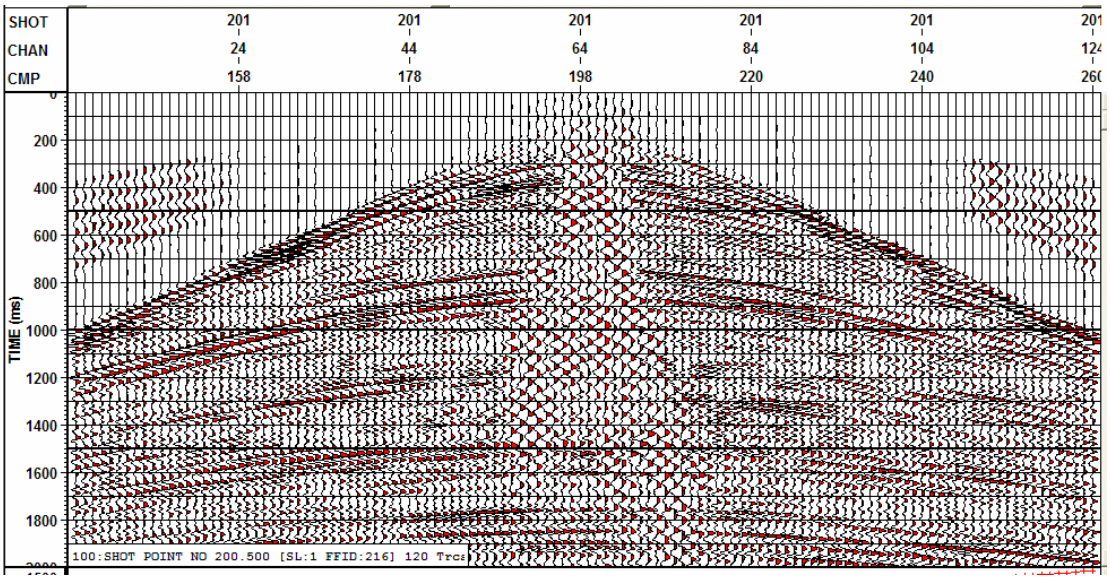


Figura 27. Shot gather con filtro FK y AGC

5.4 Deconvolución

Se utilizó una deconvolución consistente en superficie, tipo spiking. Para la selección de los parámetros se realizaron varios ensayos encontrando que el mejor resultado correspondía a un operador de 80 ms de longitud con un 0.1% de blanqueo espectral. La Figura 28 presenta un shot gather después de aplicar la deconvolución.

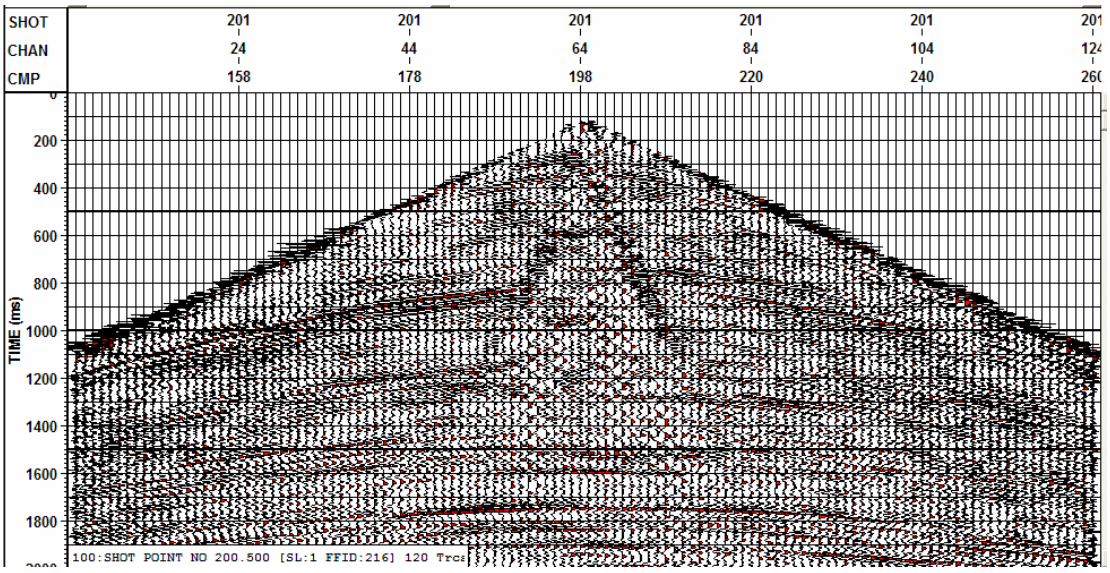


Figura 28. Shot gather después de la deconvolución

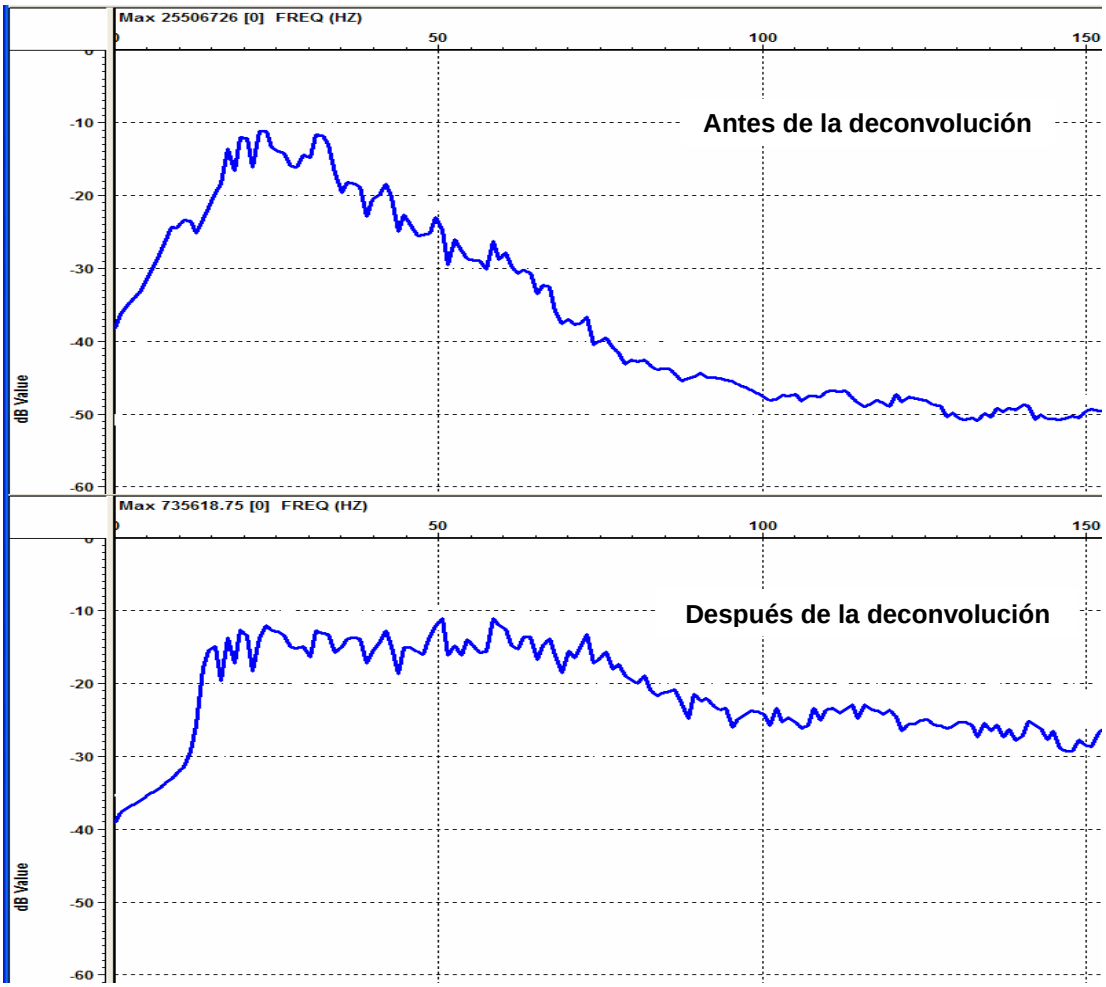


Figura 29. Análisis espectral antes y después de la deconvolución

La Figura 29 presenta el análisis espectral antes y después de la deconvolución, se observa una gran mejora en el contenido de frecuencia, en especial entre los 10 y 70 Hz, que corresponden al rango de interés. Durante las etapas posteriores del procesamiento se conservo este rango de frecuencias, manteniendo de este modo la mayor banda de señal posible.

5.5 Cálculo de estáticas

Las estáticas de refracción fueron calculadas por el método de Gauss-Seidiel calculando la solución para la onda corta, utilizando un datum de 200m y una velocidad de reemplazamiento de 2000 m/s.

Adicionalmente se aplicaron dos veces estáticas residuales consistentes en superficie, calculadas por el método de Gauss-Seidiel. Los resultados se presentan en la Figura 30.

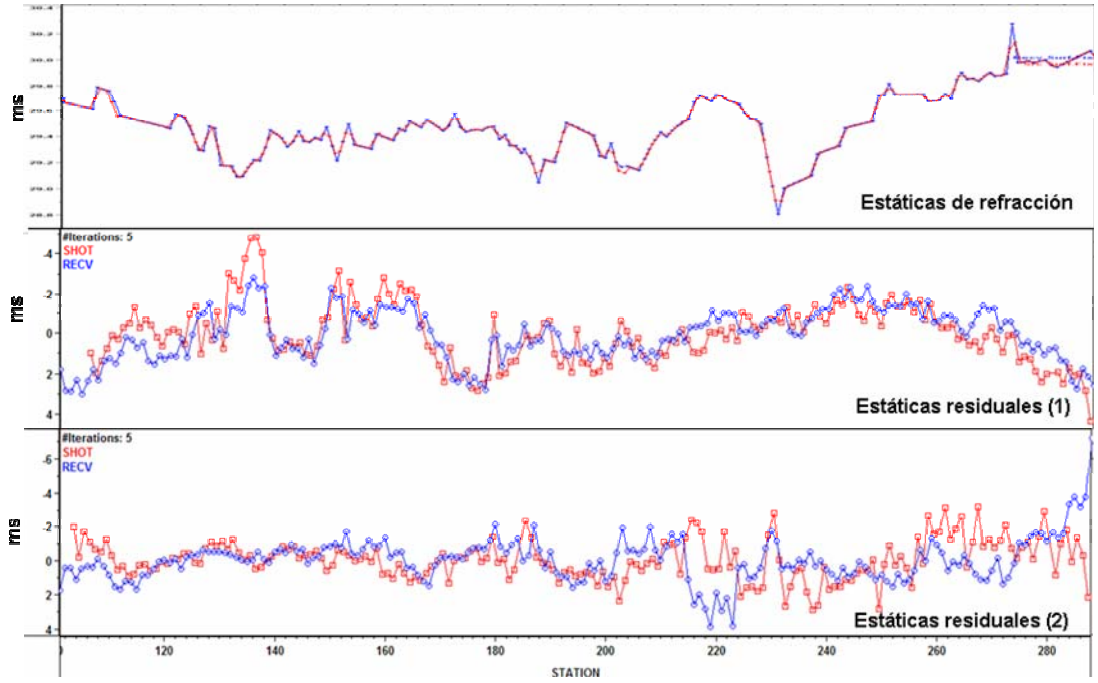


Figura 30. Estáticas calculadas para la Línea 1

5.6 Cálculo de velocidades y corrección por NMO

El calculo de las velocidades de apilamiento y la corrección por NMO se realizó utilizando algoritmos consistentes en superficie. Se realizaron tres análisis de velocidades por medio de una semblanza, después de cada cálculo de estáticas. Un ejemplo del resultado se presenta en la Figura 31.

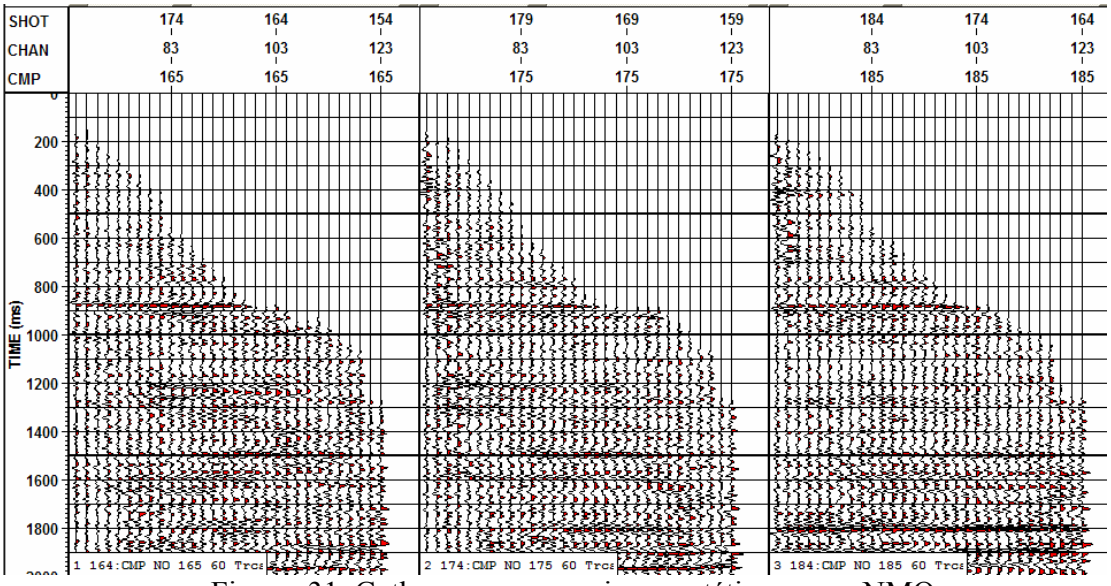


Figura 31. Gathers con correcciones estáticas y por NMO.

5.7 Migración PSTM

Una vez realizadas las correcciones anteriores se realizó una migración F-K. Como resultado se obtuvieron los gathers migrados (Figura 32) que se utilizaron en el análisis AVO, después de la migración los gathers se apilaron obteniendo las secciones finales (Figura 33 y Figura 34).

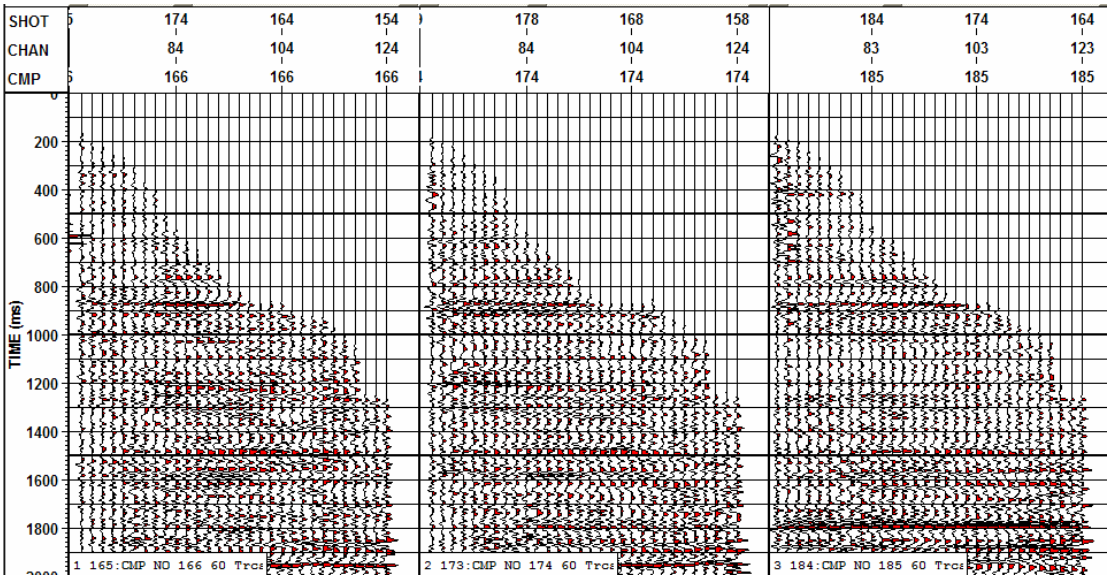


Figura 32. Gathers migrados

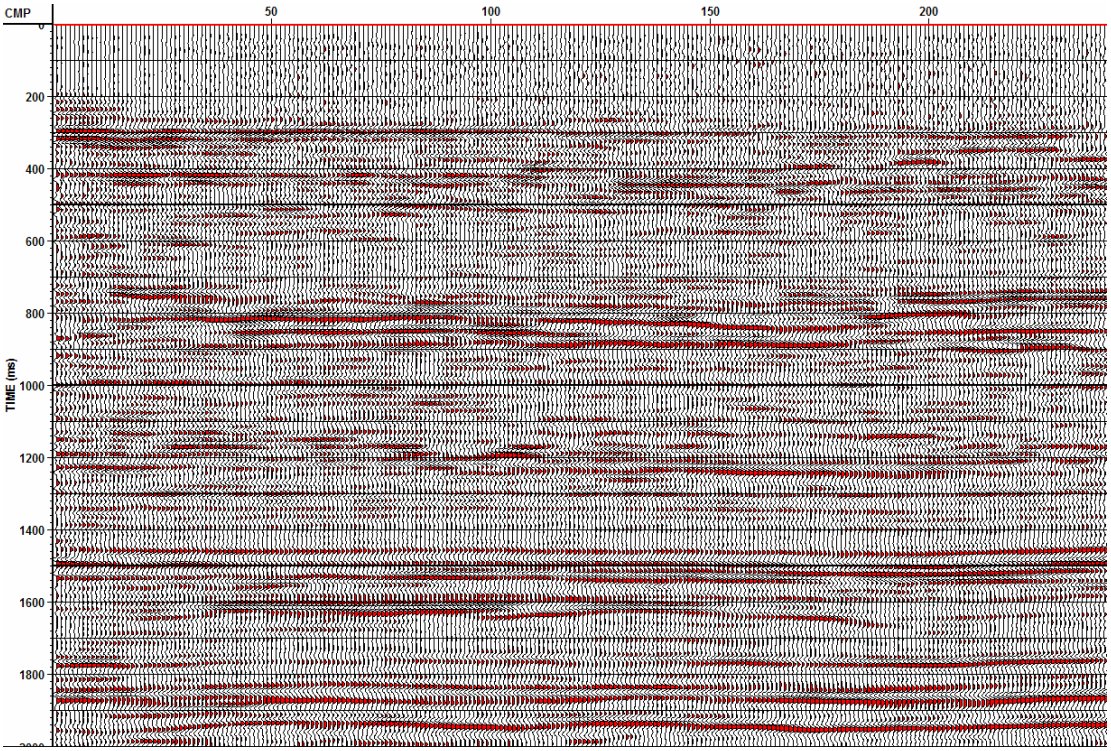


Figura 33. Línea 1 - Migración preapilado FK

Debido a que las capas tienen buzamientos muy bajos y no hay variaciones importantes de velocidad, los gathers migrados son muy similares a los gathers sin migrar.

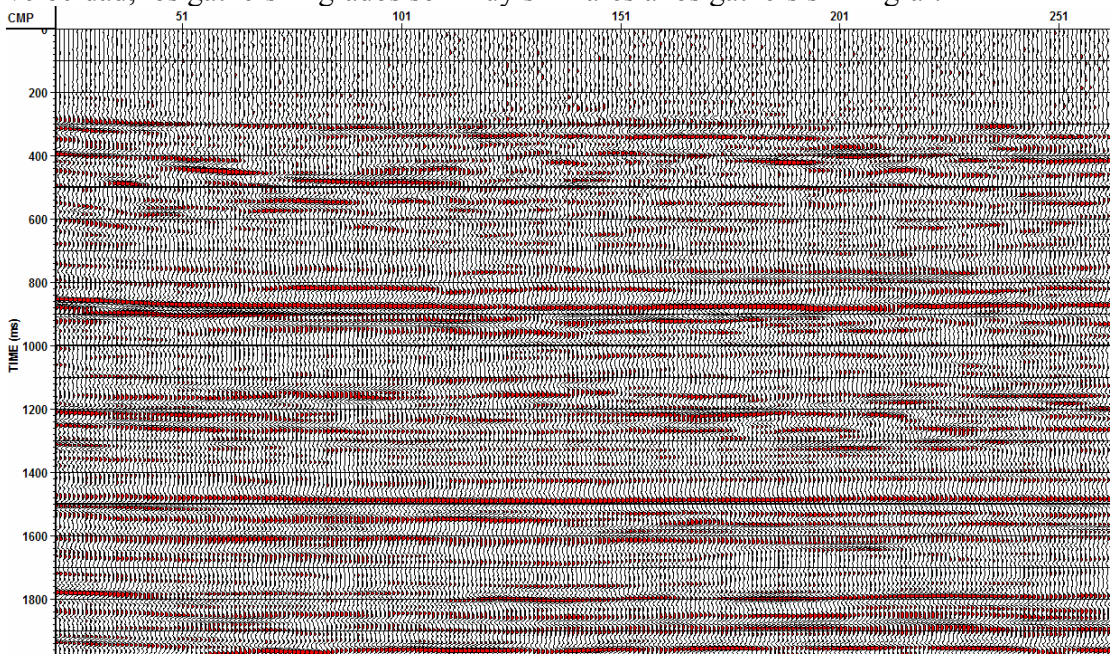


Figura 34. Línea 2 - Migración preapilado FK

Para verificar que la relación de amplitudes no fuera alterada durante la migración, se tomaron los gathers antes y después de migrar y se calcularon atributos AVO; el intercepto (Figura 35) y el gradiente (Figura 36). Los resultados indican que la migración no introdujo variaciones cuantitativas significativas en el gradiente y el intercepto, y por tanto no afectaron la relación de amplitudes.

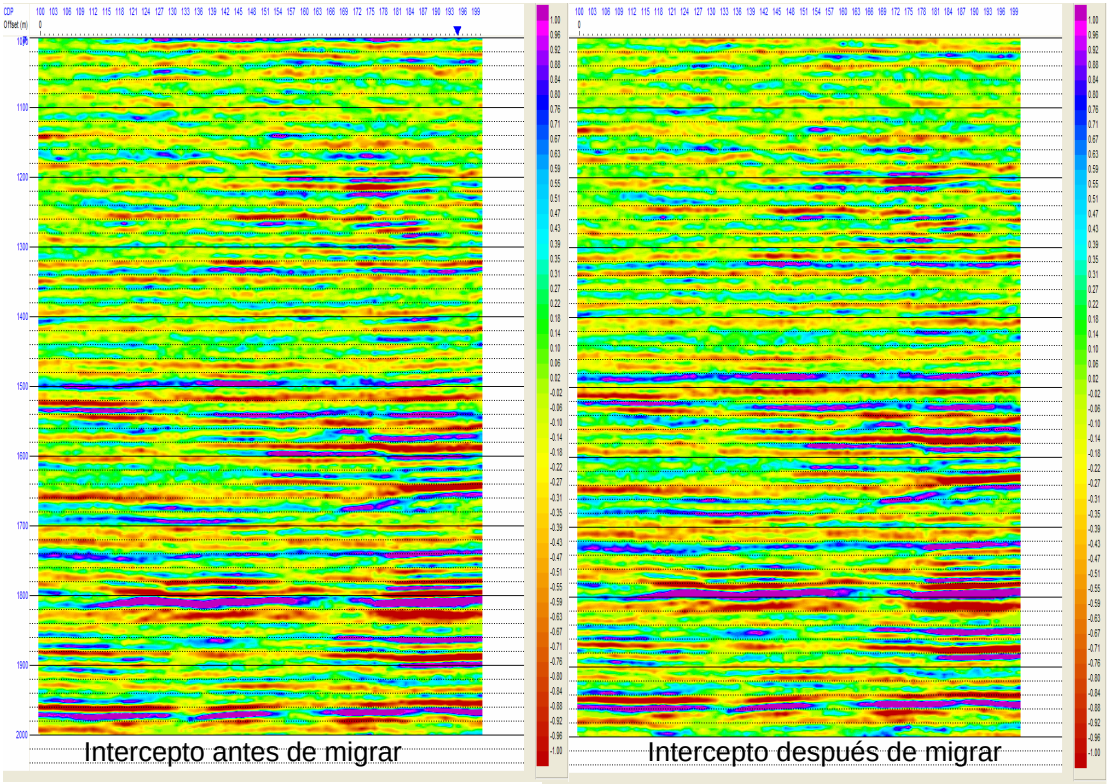


Figura 35. Intercepto antes y después de la migración.

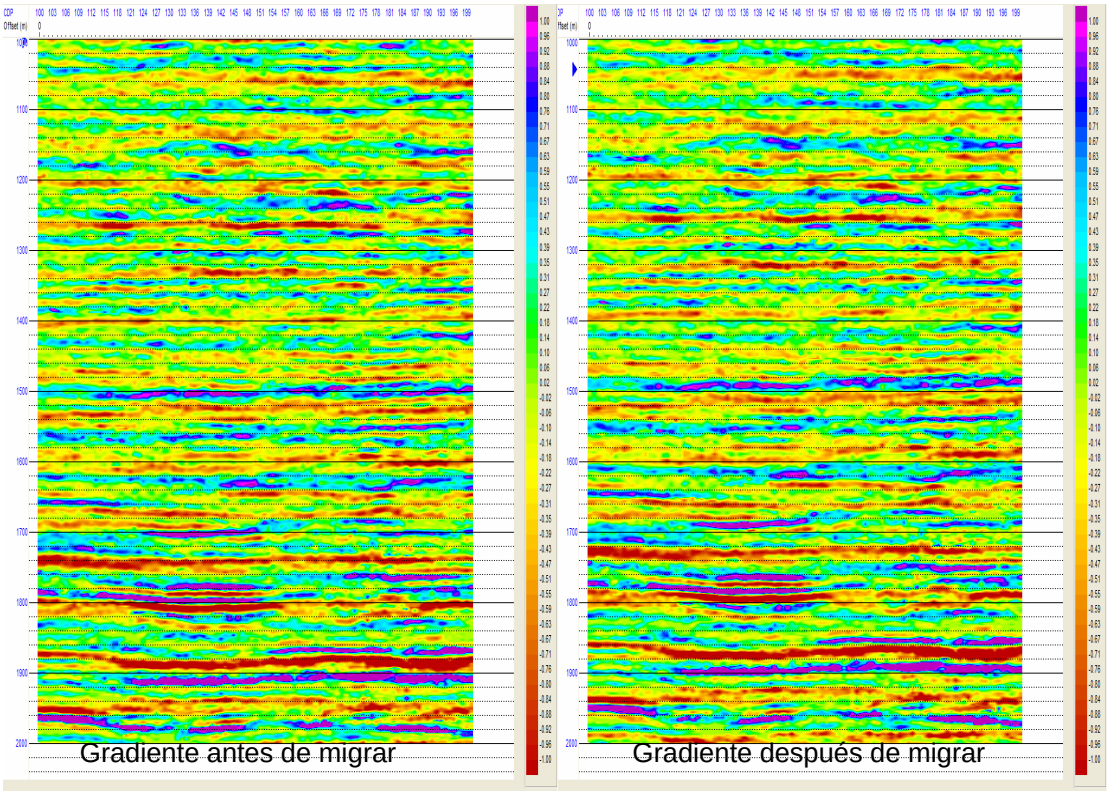


Figura 36. Gradiente antes y después de la migración.

6. Algoritmo genético

El inicio de los algoritmos de inversión y optimización basados en la teoría de la evolución de las especies, se remonta a las décadas de los 50s y 60s, cuando se realizaron los primeros intentos para utilizar sistemas evolutivos en la optimización de problemas de ingeniería.

Los algoritmos genéticos tienen su origen en los años 1970, en el trabajo de John Holland y trabajos posteriores de sus alumnos de la Universidad de Michigan, y han sido considerados como una de las líneas más prometedoras de la inteligencia artificial.

Debido a la no unicidad, la solución de cualquier problema inverso requiere la búsqueda de un modelo en un gran número de posibilidades; en esta búsqueda se puede aprovechar el mecanismo de la evolución explorando diferentes alternativas de forma simultánea, siguiendo una estrategia para elegir los siguientes modelos a evaluar.

El método de búsqueda de una solución de los algoritmos genéticos, se basa en la evolución de una población de individuos imitando el proceso de la selección natural. La teoría de los algoritmos genéticos asume que estos trabajan descubriendo, reforzando y recombinando los mejores elementos (genes) de una solución (individuo) en forma simultanea, de modo que la mejor solución esté conformada por los mejores genes o bloques de genes de los mejores individuos (Mitchell, 1998).

Dentro de esta teoría existen dos conceptos fundamentales. El primero es el espacio de búsqueda, el cual se refiere a las posibles soluciones del problema. Para evaluar qué tan buena es una solución, se define una función que permita clasificarlas de acuerdo con la similitud entre el resultado de las posibles soluciones y los datos observados. El espacio de búsqueda por lo general se puede restringir usando información a priori que limita las condiciones del modelo. Por ejemplo, un rango de velocidades dentro del cual se esperaría encontrar el resultado.

El segundo concepto es la función de adaptación, que evalúa el grado en el que los diferentes modelos concuerdan con la solución al problema. Los resultados de un modelo y los datos medidos pueden ser similares de forma global o solo coincidir en unos pocos valores, lo que se denomina un mínimo local. Estos mínimos locales se acercan de algún modo a la solución y pueden generar la convergencia prematura de una solución que no es la mejor si se considera todo el espacio de búsqueda. Para evitar este fenómeno, existen operadores como la mutación que permiten a la solución salir de estos mínimos locales. La Figura 37 ilustra el concepto del mínimo global y local; el primero presenta un buen ajuste para la mayoría de los datos, mientras que el segundo únicamente soluciona una parte de los mismos.

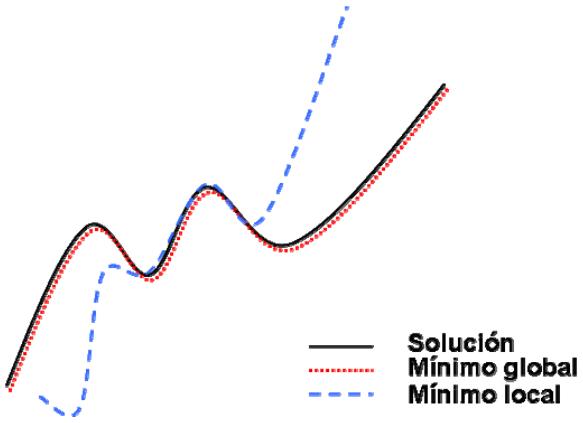


Figura 37. Diferentes tipos de ajuste del modelo

Los algoritmos genéticos establecen una analogía entre un conjunto de soluciones a un problema, llamado fenotipo, y un conjunto de individuos de una población natural, codificando la información de cada solución en una cadena, generalmente binaria, llamada cromosoma. Cada uno de estos individuos puede ser visto como un punto dentro del espacio de búsqueda de las soluciones.

Los símbolos que forman la cadena de cromosomas son llamados los genes los cuales pueden tomar valores de acuerdo a la codificación utilizada. Uno de los métodos más utilizados es la codificación binaria, en donde los genes pueden tomar dos valores 1 o 0. La representación de los cromosomas se conoce como genotipo, por ejemplo, una cadena de dígitos binarios.

Los individuos evolucionan a través de iteraciones, llamadas generaciones. En cada generación, los individuos son evaluados por medio de la función de adaptación, que selecciona los más aptos para que remplacen los de la generación anterior. De este modo las siguientes generaciones contienen nuevos individuos.

En cada iteración intervienen tres operadores para la construcción de los nuevos individuos: selección, recombinación genética y mutación.

La selección elige los individuos a reproducir de acuerdo con la función de adaptación, de tal modo que aquellos que representen la mejor solución tendrán mayor oportunidad de reproducirse.

6.1 Diseño del algoritmo

Como etapa inicial para el desarrollo del algoritmo, se consideró el problema a solucionar, el cual consiste en determinar las velocidades de onda P, S y la densidad a partir de datos sísmicos pre-apilados sin utilizar información de pozo, específicamente a partir de la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia.

Como se demostró en el Capítulo 4 que la variación de las amplitudes con el ángulo de incidencia responde a las características de las rocas (Velocidades de onda y densidad).

Utilizando este principio se diseño un algoritmo que permita obtener la información del subsuelo a partir de las amplitudes sísmicas en función del ángulo de incidencia; su funcionamiento se detalla en los siguientes numerales.

6.1.1 Funcionamiento del algoritmo

El algoritmo genético se presenta de forma esquematizada en la Figura 38, representando cada una de las etapas como una función, en los siguientes párrafos se describen estas funciones. Una explicación detallada de las etapas más relevantes del algoritmo se presenta en los próximos numerales.

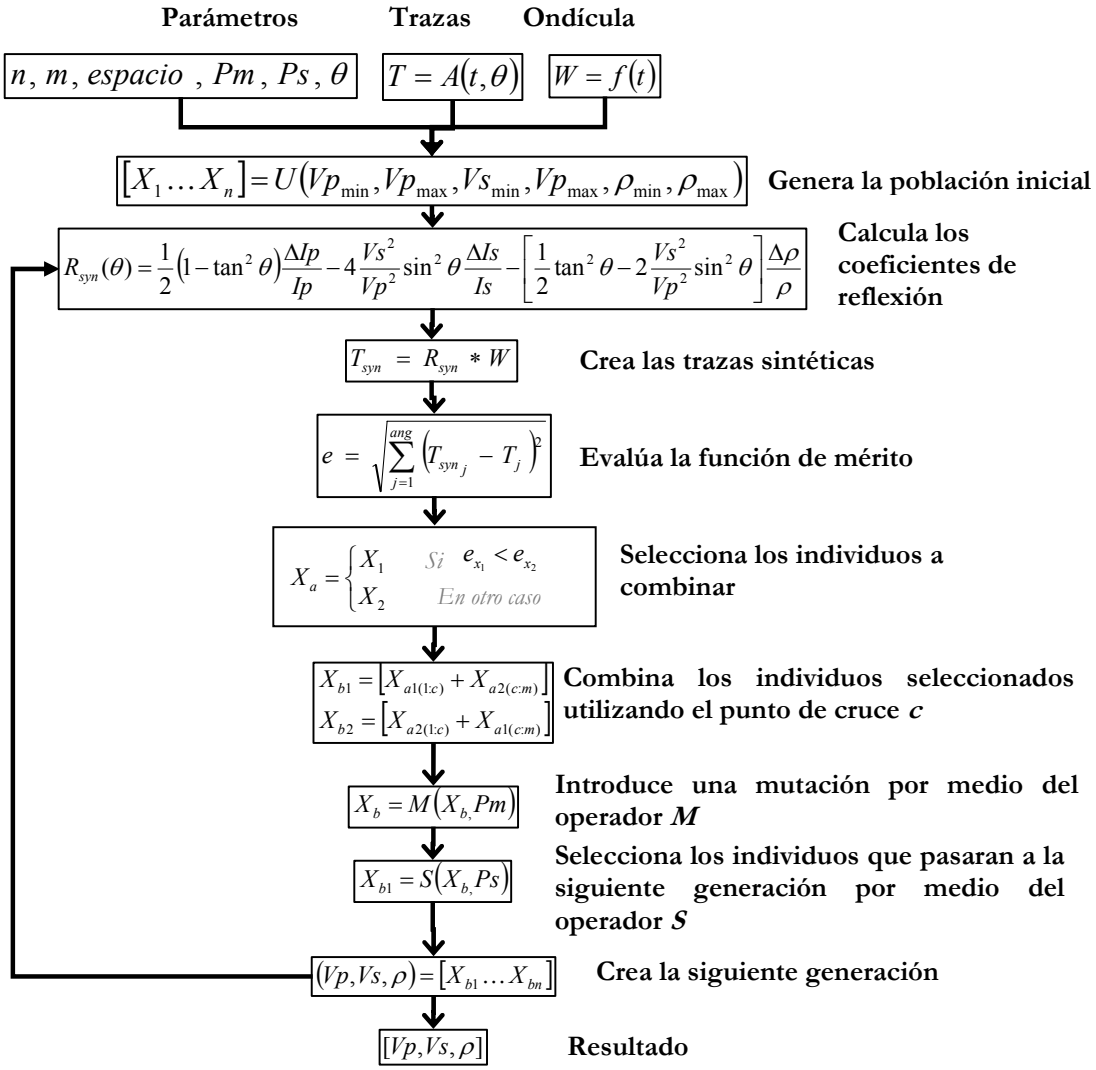


Figura 38. Diseño del algoritmo genético

El primer paso es la generación de la población inicial de valores Vp, Vs y densidad, la cual se hace por medio de una distribución uniforme definida dentro del espacio de búsqueda.

Cada uno de valores de la población esta representado por una cadena decimal con una longitud de 52 bytes.

A continuación se calcula los coeficientes de reflexión utilizando la ecuación de Fatti (1994) que se describe a continuación:

$$R(\theta) = \frac{1}{2}\left(1 - \tan^2\theta\right)\frac{\Delta Ip}{Ip} - 4\frac{Vs^2}{Vp^2}\sin^2\theta\frac{\Delta Is}{Is} - \left[\frac{1}{2}\tan^2\theta - 2\frac{Vs^2}{Vp^2}\sin^2\theta\right]\frac{\Delta\rho}{\rho} \qquad (36)$$

En donde: R es el coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia
Ip es el promedio de la impedancia P para ambos medios
ΔIp es la diferencia de la impedancia P para ambos medios
Vs es el promedio de la impedancia P S para ambos medios
ΔVs es la diferencia de la impedancia P S para ambos medios
ρ es el promedio de la densidad para ambos medios
Δρ es la diferencia de la densidad para ambos medios
θ es el promedio del ángulo de incidencia y transmisión de las ondas P

El resultado es una serie de valores de reflectividad (R_{syn}) en función del ángulo, los cuales se utilizan en una convolución junto a la ondícula para crear la traza sintética (T_{syn}).

El paso a seguir es compara la trazas sísmica y la traza sintética y evaluar la función de adaptación, en este caso se utilizó el error cuadrático (*e*) entre las amplitudes de las trazas como método de comparación. Luego, se organizan parejas de individuos y se compara el valor adaptación para cada uno, los mejores son seleccionados para la siguiente etapa en donde tiene la oportunidad se ser cruzados y pasar a la siguiente generación. El cruce se realiza en la posición *c* de la cadena binaria, la cual es definido de forma aleatoria.

Se introduce una mutación por medio del operador *M*, el cual realiza la operación que se describe en el numeral 6.1.8 de acuerdo con la probabilidad de mutación (*Pm*). Los individuos que pasarán a la siguiente población son definidos por el operador *S*, el cual depende de la probabilidad de selección (*Ps*), y que a la vez mantiene el tamaño de la población constante complementando con individuos de la generación anterior cuando es necesario.

El proceso se repite hasta alcanzar el número de generaciones establecido y el individuo con el mejor valor de adaptación de la generación final corresponde al resultado final, de acuerdo con la siguiente secuencia:

INICIA
Define el rango para los parámetros del modelo.
Define la ondícula.
Define las capas a invertir.
Genera población inicial con una distribución uniforme.
***DESDE i** = 1 **HASTA** N (Número de iteraciones.)*
    *Calcula las trazas sintéticas para la población **i.***
    Evalúa la función de mérito comparando la traza sísmica y sintética.

Selecciona los individuos que pasarán a la etapa de recombinación.
Combina los individuos para producir una nueva generación.
Introduce una mutación.
Selecciona los individuos que pasan a la siguiente generación.

FIN

Calcula las trazas sintéticas para la población final.
Evalúa la función de mérito comparando la traza sísmica y sintética.
Selecciona el mejor modelo.

TERMINA

Para determinar el número de capas del modelo se determino, se probaron dos alternativas; la primera consistió en picarlas manualmente sobre el gather de acuerdo a consideraciones geológicas como los contactos entre unidades estratigráficas. La segunda alternativa consistió en un picado automático de acuerdo con la presencia de picos y valles en la información sísmica, se encontró que el segundo método implicaba un mayor riesgo ya que el ruido podría ser identificado como un reflector y ser utilizado en la inversión.

Al realizar la inversión del gather, el mejor resultado se obtuvo dividiendo el gather en sectores y realizando la inversión uno tras otro. Para ello se utilizaron dos métodos; el primero corresponde a una ventana de tiempo que es función de la longitud de la ondícula, mientras el segundo consiste en una inversión capa a capa de forma similar a una inversión recursiva. Con el segundo método el tiempo de ejecución se redujo considerablemente a cambio de una ligera disminución en la calidad del resultado.

6.1.2 Función de adaptación

Debido a que el objetivo del algoritmo es extraer información de sísmica pre-apilada, la función de mérito fue considerada como una medida de la diferencia entre los valores de las amplitudes de trazas sintéticas s y los datos observados.

Para evaluar esta diferencia se realizaron algunos ensayos considerando dos opciones: la primera calculando el coeficiente de correlación traza a traza entre trazas sintéticas calculadas a partir de los posibles modelos y las trazas sísmicas, siguiendo la metodología de Stoffa y Sen (1991), se utilizó la siguiente ecuación:

$$C = \frac{(d \times m)}{(d \times d)^{1/2}(m \times m)^{1/2}}, \tag{37}$$

en donde $\boldsymbol{C}$ corresponde al coeficiente de correlación, $\boldsymbol{m}$ a las amplitudes de las trazas sintéticas y $\boldsymbol{d}$ a las trazas sísmicas. Como resultado se obtiene un valor para cada traza. Para evaluar la calidad de cada modelo se utilizó el promedio de los coeficientes.

Como segunda opción para evaluar la diferencia entre trazas sísmicas y trazas sintéticas se utilizó un error cuadrático:

$$e = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(d_i - m_i \right)^2} \tag{38}$$

Como resultado de los ensayos, se encontró que en general con el segundo método se obtuvieron mejores resultados.

6.1.3 Codificación

Para la codificación del algoritmo existen varios métodos, dos de los más utilizados son el binario y números reales. El primero representa los parámetros del modelo por medio de una cadena binaria que puede tomar valores de 0 y 1. El segundo método utiliza el valor del parámetro en el sistema decimal.

El sistema utilizado fue la codificación binaria, por ser un método simple de implementar que ha sido exitosamente utilizado en inversión sísmica (Mallick, 1995).

La codificación binaria es utilizada por varias razones: una es que debido a que fué el sistema en el que se codificaron los primeros algoritmos de este tipo, la mayoría del desarrollo posterior se ha realizado siguiendo esta tendencia.

La longitud de la cadena binaria para cada elemento del modelo se vió limitada por las características del software, debido a que MATLAB permite una longitud máxima de 52 bytes, por tal motivo se utilizó este valor.

6.1.4 Características de la población

Los individuos representan las posibles soluciones al problema, de modo que para este caso cada individuo representa a uno de los modelos evaluados. El fenotipo, o valor que representan los individuos, esta compuesto por tres atributos; velocidad de onda P, velocidad de onda S y densidad, representados por cadenas binarias independientes.

El rango de valores que puede tomar un individuo se encuentra dentro de un rango previamente definido, y se denomina espacio de búsqueda. Para este algoritmo, el espacio de búsqueda fue [2.2-3.8 Km/s] para la velocidad de onda P, [0.8-2.2 Km/s] para la velocidad de onda S y [2.1 – 2.6 gr/cc] para la densidad.

En el programa cada individuo se representó como una matriz tridimensional (Figura 39) en la cual la primera dimensión corresponde al número de capas, la segunda a la longitud de la cadena binaria y la tercera a cada uno de los parámetros (Vp, Vs y densidad). Al realizar la inversión capa a capa o por medio de ventanas se redujo considerablemente el tamaño de cada individuo a lo largo de la primera dimensión, lo cual aceleró el proceso.

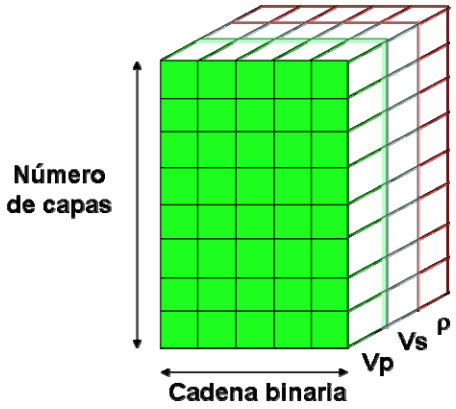


Figura 39. Representación de un individuo

6.1.5 Selección

Existen varios métodos de selección, que caen en dos categorías: estocásticos y determinísticos. La principal diferencia es que los métodos estocásticos introducen ruido a la selección, y aunque esto puede ser ineficiente al inicio, luego adquiere importancia ya que evita la convergencia prematura. El método más utilizado es la selección por torneo, en el cual los individuos de la población son tomados en grupos de dos o más al tiempo y se les asignan diferentes probabilidades para su recombinación. Cuanto mayor es el grupo, mayor es la competencia, pero esto produce convergencia prematura, así que normalmente se realiza en grupos de dos o tres.

La selección por ruleta, funciona como tal en proporción a la función de adaptación con respecto a cada elemento. La ruleta gira las veces necesarias para crear un subconjunto, a partir del cual se construye la siguiente generación.

La selección basada en el rango determina cuantos elementos pasan a la recombinación para producir la siguiente generación de acuerdo con el valor promedio de adaptación de la población. Este método no se utiliza con frecuencia ya que puede producir una rápida convergencia hacia mínimos locales.

Para este algoritmo se utilizó la selección por torneo; los individuos de la población son organizados en parejas de forma aleatoria, en las que se compara el resultado de la función de mérito. El individuo con el mayor valor de mérito tendrá la posibilidad de combinarse de acuerdo con las probabilidades de selección y cruce. Se utilizó una probabilidad de selección entre 90 y 100% para los diferentes ensayos.

DESDE ***i*** = 1 ***HASTA*** *número de parejas de individuos*
    Compara la función de mérito de los individuos A y B de la pareja ***i***
    SI *Probabilidad Selección > Número aleatorio*
        Individuo con mayor función de mérito es seleccionado
    FIN
FIN

6.1.6 Recombinación

La recombinación genética consiste en la generación de nuevos individuos a partir de la combinación de las características o genes de los padres, este es el mecanismo por medio del cual el algoritmo produce las nuevas generaciones de individuos dentro de la población. Para ello los cromosomas de los padres se dividen en uno o más puntos. Las partes de ambos padres se combinan para crear un nuevo cromosoma que corresponde al hijo, de tal forma que el nuevo cromosoma tenga características parciales de cada uno de los padres.

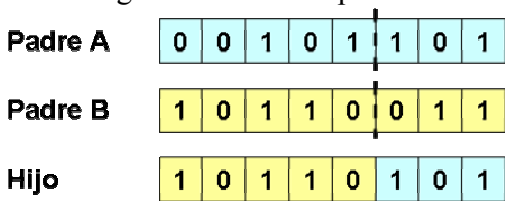


Figura 40. Esquema del proceso de recombinación genética (Modificado de Parker, 1999)

La Figura 40 presenta un esquema del proceso de recombinación genética, los cromosomas de los padres se dividen en el punto representado por la línea punteada, luego el sector izquierdo del Padre A y el sector derecho del Padre B se combinan generando un nuevo cromosoma denominado Hijo. Aunque la recombinación es fundamental para el desempeño del algoritmo, puede ocurrir que el elemento creado no se ajuste tan bien como los elementos de la generación previa.

El método más utilizado para la recombinación es el de un solo punto (Figura 40), sin embargo, existen otros métodos, como la recombinación en dos puntos, similar a la anterior, y la recombinación uniforme que toma de forma aleatoria elementos de cada uno de los padres.

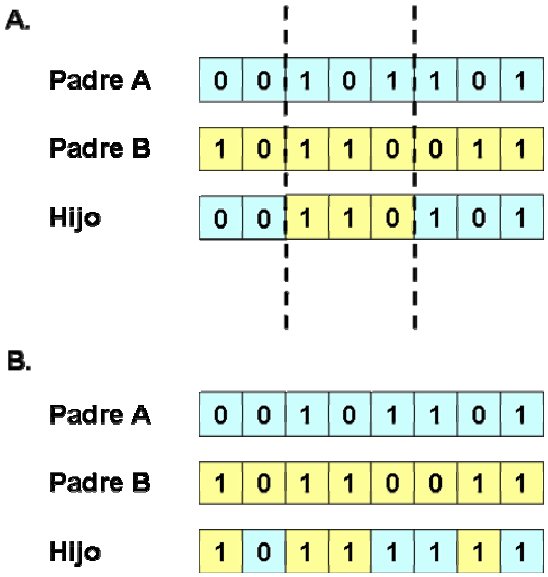


Figura 41. Diferentes métodos de recombinación. A. Recombinación en dos puntos. B. Recombinación uniforme

La Figura 41 ilustra los dos tipos de recombinación mencionados. En el Ejemplo A, los padres se dividen en dos puntos representados por las líneas punteadas, el hijo se forma con los extremos del Padre A y la parte media del Padre B. Para el ejemplo B no existen líneas que representen los puntos de división de los padres, ya que dichos puntos son aleatorios; de tal forma que el hijo contiene tres partes de cada uno de los padres sin que el número de divisiones ni la cantidad de genes en cada segmento sean constantes si el proceso se repite.

Para elegir el método de recombinación del algoritmo a utilizar se realizaron ensayos utilizando un cruce en un punto fijo y un cruce en un punto aleatorio, este último arrojó los mejores resultados y por eso fué el método utilizado. Se utilizo una probabilidad de recombinación entre 90 y 100% para los diferentes ensayos.

DESDE ***i*** *= 1* ***HASTA*** *número de parejas a recombinar*
    SI *Probabilidad de recombinación > Número aleatorio*
        Genera un punto aleatorio para realizar el cruce
        Se cruzan los individuos A y B (Padres)
        Se generan los individuos A' y B' (Hijos)
    FIN
FIN

6.1.7 Elitismo

En algunas modalidades de aplicación de los algoritmos genéticos permiten que el individuo más apto de cada generación se mantenga para la próxima sin entrar al proceso de recombinación. Este proceso se llama elitismo; esta es una herramienta útil para acelerar el desempeño del algoritmo, aunque puede ocasionar una convergencia prematura. Dentro del algoritmo no se utilizó el elitismo, ya que en los ensayos realizados se encontró con este operador que la calidad del resultado disminuía al producir una convergencia prematura.

6.1.8 Mutación

La mutación es un proceso que ocurre esporádicamente dentro de la recombinación genética. Produce un cambio en uno de los genes de forma aleatoria (Figura 42), generando un individuo con nuevas características.

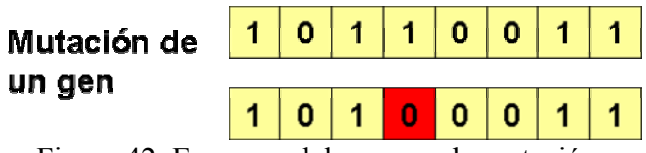


Figura 42. Esquema del proceso de mutación

El proceso de mutación adquiere una gran importancia a medida que el número de generaciones aumenta, ya que evita una convergencia prematura de la solución alrededor de

un mínimo local, y permite al algoritmo buscar nuevas soluciones por fuera de estos hasta encontrar un mínimo global, debido a que preserva la diversidad genética.

El algoritmo se diseñó de forma que la probabilidad de mutación fuera inicialmente baja, con una valor de 1%, a partir de la generación número 50 la probabilidad se elevó al 30%.

6.2 Desempeño del algoritmo

Para evaluar el desempeño del algoritmo se realizaron varias pruebas utilizando sismogramas sintéticos; a continuación se presentan un ejemplo.

6.2.1 Inversión de un modelo de siete capas

Para esta prueba se construyó un modelo de siete capas con valores de velocidades (Vp, Vs) y densidad, a partir del cual se calculó un sismograma sintético utilizando la Ecuación de Fatti y una ondícula Ricker de 30 Hz (Figura 43). El sismograma se calculó para un rango de 1 a 45 grados con el fin de mejorar la inversión de la densidad, ya que el efecto de la densidad se incrementa en los offsets lejanos, en donde se considera el tercer término de la ecuación de Fatti (Ecuación 35).

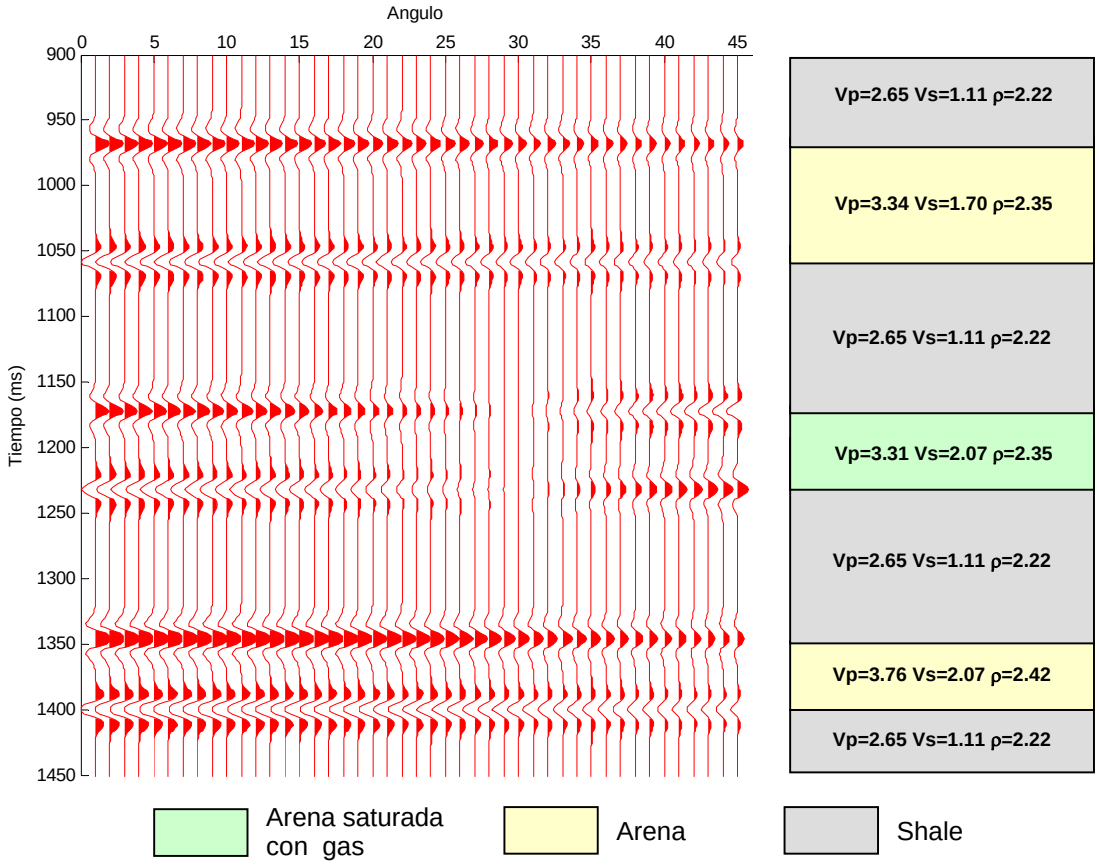


Figura 43. Sismograma sintético creado a partir de la ecuación de Fatti

Este sismograma se utilizó para realizar la inversión por medio del algoritmo en el que la función de adaptación se evaluó por medio del error cuadrático. La población utilizada fue de 600 individuos con un total de 300 iteraciones.

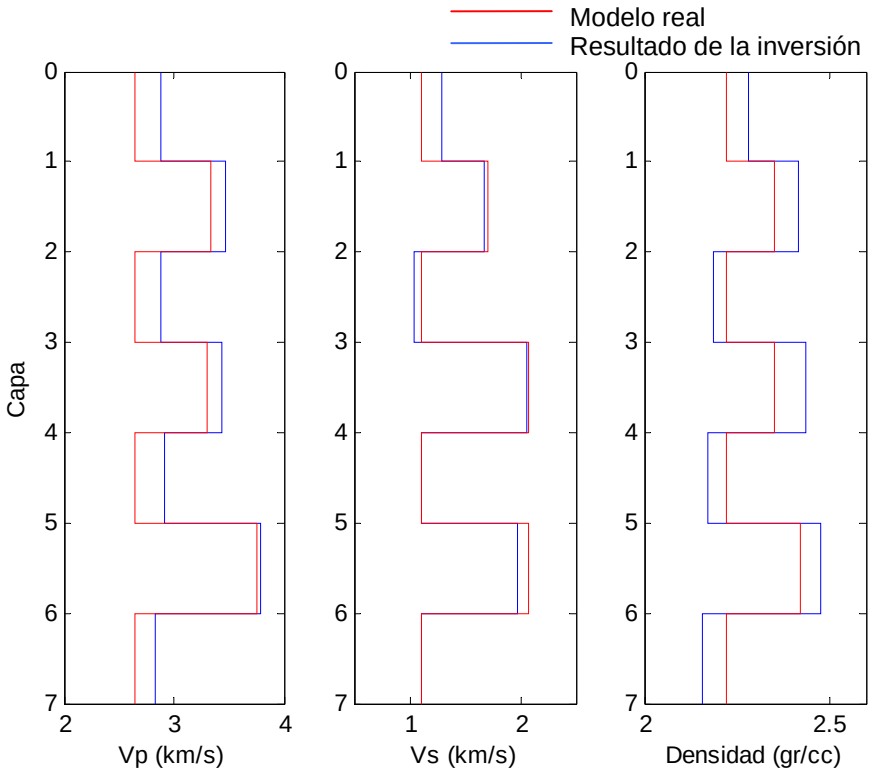


Figura 44. Resultados de la inversión del modelo de siete capas.

Como se observa en la Figura 44, se obtuvieron buenos resultados tanto para la inversión de la velocidad de onda P y S como de la densidad, representan diferencias pequeñas en algunos parámetros, pero en general el resultado esta muy cerca del modelo real. La Tabla 3 presenta el análisis estadístico para el error absoluto entre el modelo real y el resultado de la inversión, así como el coeficiente de correlación entre los valores reales e invertidos para cada uno de los parámetros.

Tabla 3. Análisis estadístico del error absoluto para la inversión de un sismograma sintético de siete capas

	Vp	*Vs*	ρ
Media	0.169	0.056	0.059
Mediana	0.173	0.026	0.063
Desviación estándar	0.085	0.064	0.017
Mínimo	0.020	0.002	0.034
Máximo	0.269	0.176	0.089
Coeficiente de correlación	0.997	0.983	0.941

Capítulo 7. Inversión sísmica

Antes de realizar la inversión de la línea de interés, se realizó la inversión de un gather de otra línea (Línea 2), la cual cuenta con información de pozo, con el fin de comparar el resultado de la inversión con los valores registrados en el pozo. Adicionalmente en el numeral 7.2 se compara los resultados obtenidos por medio del algoritmo con los resultados que serían obtenidos cuando se realiza una inversión basada en un modelo y no se cuenta con información de pozo completa, y en su lugar se utilizan relaciones tomadas de la literatura, que es un procedimiento muy frecuente.

7.1 Inversión implementando el algoritmo genético

De acuerdo a los resultados presentados en el Capítulo 6 el algoritmo genético tiene un buen desempeño sobre datos sintéticos, sin embargo al trabajar con datos reales existen varias complicaciones, ya que además del ruido, múltiplos y ondas convertidas que son registrados, a medida que las ondas se propagan, se introducen variaciones en la amplitud y la fase, ya que en el recorrido de las ondas sísmicas se producen pérdidas de energía que no logran ser compensadas en su totalidad.

Adicionalmente, aunque el procesamiento para AVO se realiza conservando la relación de amplitudes, existen muchas aproximaciones que pueden introducir cambios en la amplitud y la fase, de modo que algunas de las etapas del procesamiento como la corrección por NMO, balance espectral y la migración pueden generar estos efectos.

De tal forma para aplicar la inversión por medio del algoritmo genético es necesario realizar una corrección que acerque las amplitudes al valor esperado. Para ello se utilizó una técnica similar a la descrita por Swan (2002), en donde se calculó una corrección por sobrecarga utilizando la siguiente ecuación:

$$O(t,x) = \left[1 + xH(t)\right]V(t)\,, \tag{39}$$

en donde *O(t,x)* corresponde a la corrección por sobrecarga, *H* es el factor de corrección horizontal, que depende del ángulo (*x)* y *V* el factor de corrección vertical.

El cálculo de la corrección se realiza de forma estadística, utilizando el sismograma sintético y un rango de CDP, para ello se calculó el gradiente y el intercepto del sintético y los CDP. El factor V se calculó a partir del valor RMS del intercepto en una ventana de 500ms.

$$V = rms(A_{SYN}) / rms(A_{CDP})\,, \tag{40}$$

en donde A_{SYN} corresponde al intercepto para el sintético y A_{CDP} al intercepto para el CDP.

El cálculo del parámetro *H* se realizó utilizando la relación de las amplitudes RMS de las trazas del sintético y las trazas del CDP, por medio de una regresión lineal entre dicho parámetro y el ángulo de reflexión (Figura 45). El CDP se multiplicó por el parámetro *V* antes de calcular la relación, de tal modo que por medio de la regresión lineal se obtiene un

valor para el intercepto que puede ser aproximado a 1 y un valor para el gradiente que será el valor asignado a *H*.

$$rms(TrSYN_i)/(rms(TrCDP_i)*V) = 1 + H * Angulo_i \quad (41)$$

Antes de realizar la inversión sobre la línea de interés se realizó un ensayo sobre una segunda línea (Línea 2), la cual tiene información de pozo que permite evaluar la calidad del resultado, para este ensayo se utilizó el CDP258, en el cual se encuentra localizado el pozo X-4. Debido a que la inversión se realiza sobre "angle gathers", es necesario convertir los CDP gathers antes de utilizar el algoritmo; esta conversión se realizó utilizando una aproximación al trazado de rayos (Hampson-Russell, 2006), este método calcula los "angle gathers" a partir de un modelo de velocidades de intervalo. Para el caso del CDP258 se utilizaron velocidades de intervalo obtenidas del Pozo X-4.

Una vez obtenidos los angle gathers, se utilizó una ventana de 500ms y un rango de 50 CDP para calcular una función de sobrecarga que permitió escalar las amplitudes de los gathers a las amplitudes del sismograma sintético, conservando la información del CDP, tal como se muestra en la Figura 46.

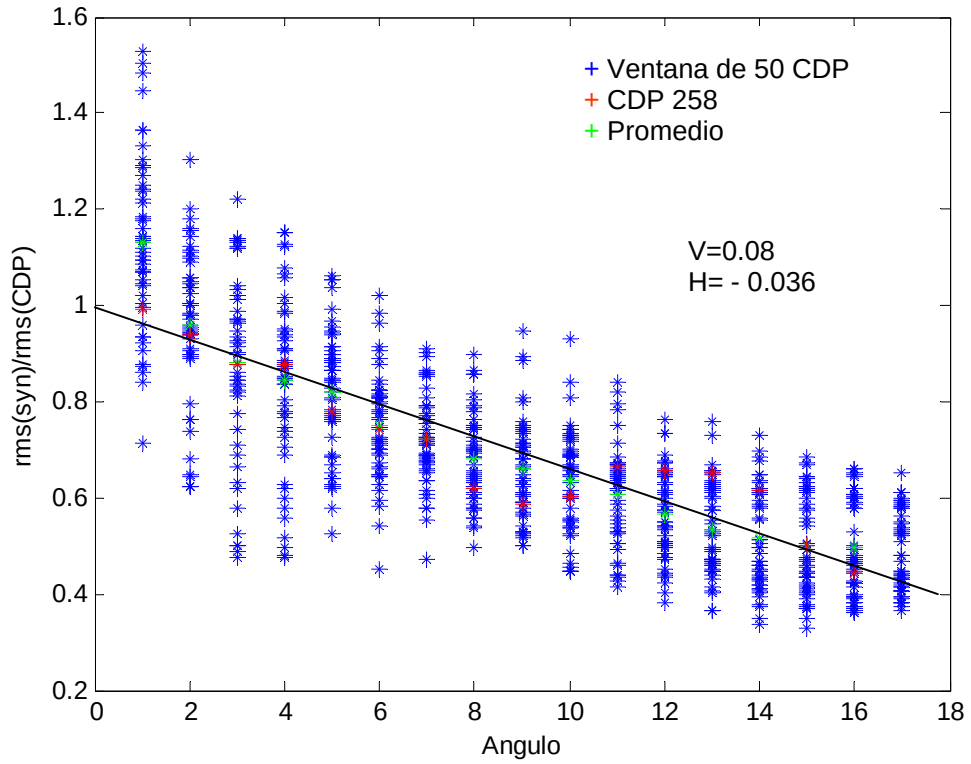


Figura 45. Relación de la amplitud RMS del sintético y la traza para una ventana de 500ms y 50 CDP.

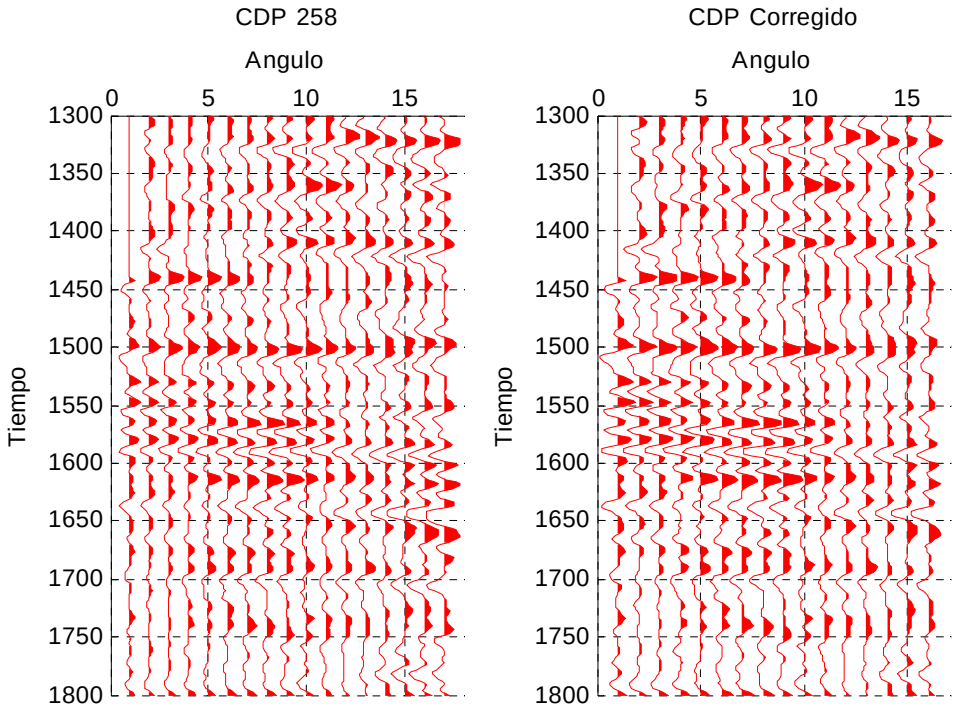


Figura 46. Compración entre el CDP original (Izquierda) y el CDP después de la corrección por sobrecarga (Derecha).

La Figura 47 presenta el gradiente y el intercepto para el CDP 258 de la Línea 2, en donde se encuentra ubicado el Pozo X-4. Como puede observarse, la magnitud del intercepto y el gradiente del CDP corregido están mucho más cerca de los valores predichos por la ecuación del Fatti, es decir aquellos calculados a partir del sintético, que de los valores del CDP original.

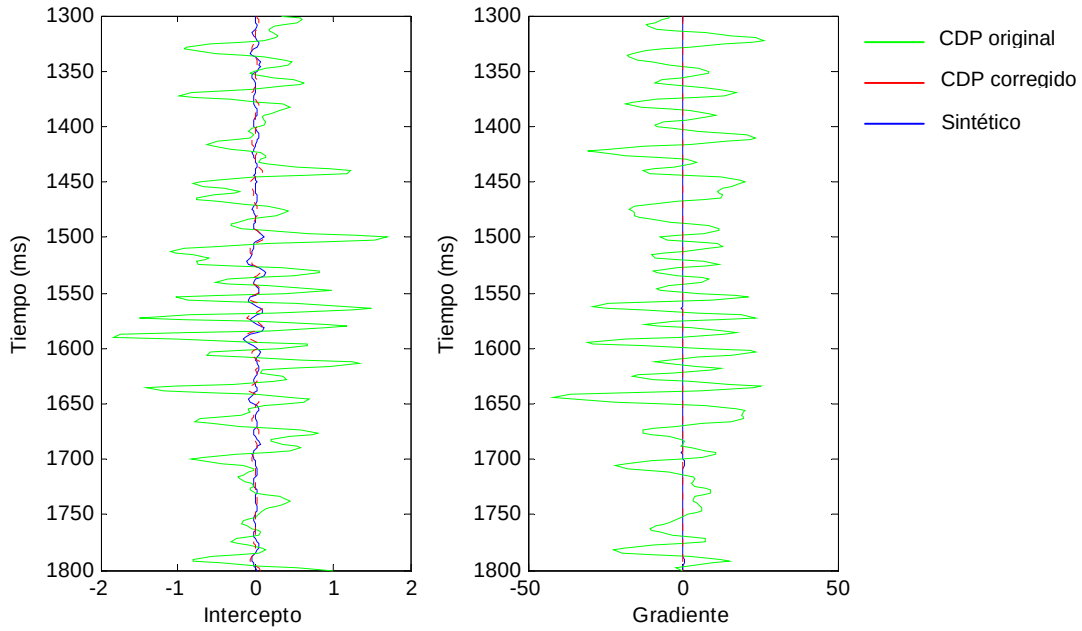


Figura 47. Compración del intercepto y el gradiente calculados para el CDP258 de la Línea 2 (Pozo X4). CDP original (Verde), CDP después de la correciòn por sobrecarga (Rojo) y sismograma sintético (Azul)

Después de aplicar la corrección por sobrecarga a los CDP, se realizó la inversión por medio del algoritmo genético. La Figura 48 presenta el resultado de la inversión por medio del algoritmo genético para el CDP 258, en donde se encuentra el pozo X-4. Como puede observarse los resultados tienen una buena calidad, las estadísticas del error absoluto se presentan en la Tabla 4. La inversión resuelve muy bien la velocidad de onda P, así como la velocidad de onda S en algunos sectores, sin embargo la densidad es bastante errática, probablemente por que no se utilizaron offsets lejanos.

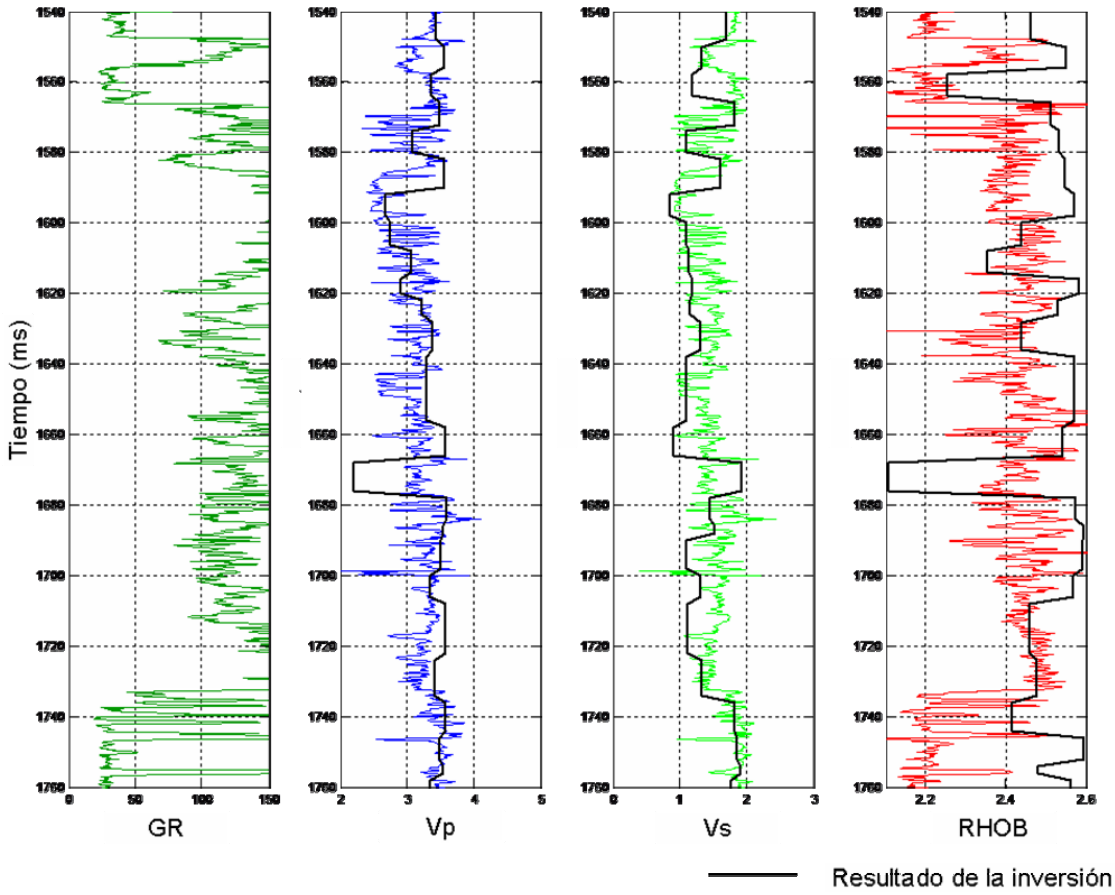


Figura 48. Resultados de la inversión por algoritmo genético para el Pozo X4.

Tabla 4. Análisis estadístico del error absoluto para la inversión genética

	Vp	*Vs*	ρ
Media	0.26	0.30	0.15
Mediana	0.20	0.20	0.10
Desviación estándar	0.25	0.25	0.11
Mínimo	0.00	0.00	0.00
Máximo	1.30	1.00	0.40
Suma	33.70	39.80	20.10

7.2 Inversión basada en un modelo

Con el fin de validar el resultado de la inversión se comparó el resultado obtenido con la inversión realizada por un paquete comercial, para ello se utilizó como punto de comparación el mismo CDP invertido en el numeral anterior.

Con el paquete comercial se realizó la inversión de la Línea 2 utilizando una inversión basada en un modelo; este es un tipo de inversión lineal generalizada (GLI) el cual modifica el modelo inicial hasta que la traza sintética generada coincida con la traza sísmica, asumiendo una ondícula conocida.

El modelo suministra la componente de baja frecuencia que no se encuentra en la información sísmica, así como las relaciones entre los tres parámetros a invertir; es decir la relación entre las velocidades de onda P y S, así como la relación de estas con la densidad.

Aunque este método es bastante robusto, depende del modelo inicial y de las calibraciones que a partir de este se realizan, como consecuencia el resultado puede tener importantes variaciones cuando no se cuenta con información de pozo o cuando esta se encuentra incompleta.

Con el fin de comparar la inversión por medio del algoritmo genético con este método se consideraron dos escenarios utilizando el Pozo X-1, localizado en sobre la misma línea; en el primer escenario se asumió que únicamente se contaba con información de onda P, de tal modo que la relación de la velocidad de onda P con la velocidad de onda S y la densidad se obtuvo por medio de relaciones estándar, que se utilizan con mucha frecuencia.

La relación entre los valores de velocidad de onda P y onda S se estimó de acuerdo con la relación de Castagna (Ecuación 42), mientras que la relación con la densidad se consideró de acuerdo con la relación de Gardner (Ecuación 43),

$$Vs = 0.8619 \cdot Vp - 1172 \tag{42}$$

$$\rho = 0.31 \times Vp^{0.25} \tag{43}$$

El resultado se presenta en la Figura 49, como puede apreciarse únicamente el valor de velocidad de la onda P coincide con el valor verdadero, mientras que tanto la velocidad de onda S, como la densidad se encuentran lejos del valor verdadero. El análisis estadístico del error absoluto se presenta en la siguiente tabla:

Tabla 5. Análisis estadístico del error absoluto para el escenario A

	Vp	*Vs*	ρ
Media	0.24	0.99	0.13
Mediana	0.19	0.77	0.12
Desviación estándar	0.19	0.88	0.08
Mínimo	0.01	0.03	0.00
Máximo	0.79	4.01	0.33
Suma	18.04	75.32	9.91

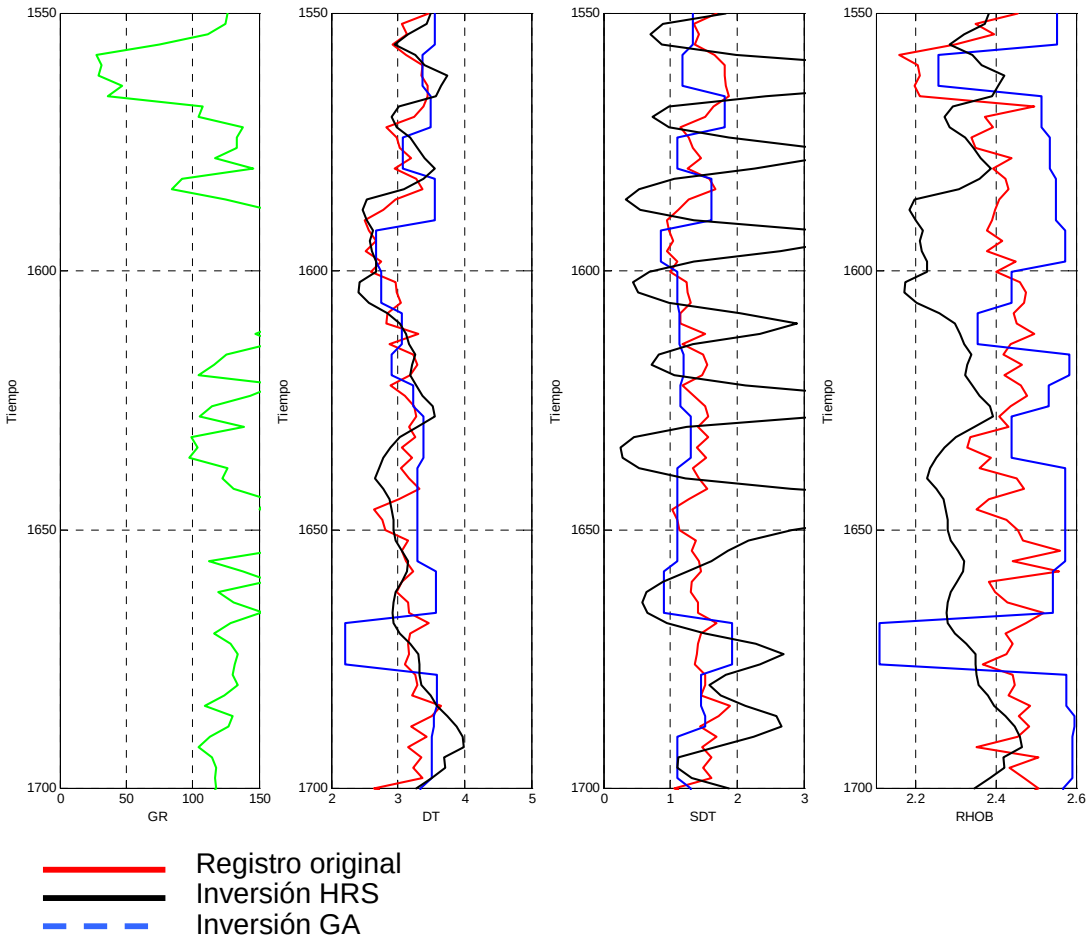


Figura 49. Resultado de la inversión del CDP258 considerando el escenario A

Al comparar estos resultados con los obtenidos al utilizar el algoritmo genético, los de este último se encuentran mucho más cerca del valor real, de tal forma que la inversión genética arroja mejores resultados que aquellos que se obtienen cuando no existe la información necesaria para realizar una inversión basada en un modelo.

En el segundo escenario se utilizó toda la información disponible del Pozo X-1 para la construcción del modelo, sin embargo la información no es del todo completa porque dicho pozo no cuenta con el registro de densidad en la zona de interés, por la que la relación entre la velocidad de onda P y la densidad se obtuvo a partir de un pequeño intervalo localizado en la parte inferior.

La Figura 50 presenta una vez más el resultado de la inversión para el CDP258, en donde se encuentra el pozo X-4. El resultado presenta una notable mejora, en especial con relación a la velocidad de onda S, sin embargo el resultado de la densidad continúa estando lejos del valor real, lo cual es consecuencia de dos factores; la falta de offsets lejanos en la información sísmica y errores en la calibración del modelo. La Tabla 6 presenta las estadísticas del error absoluto.

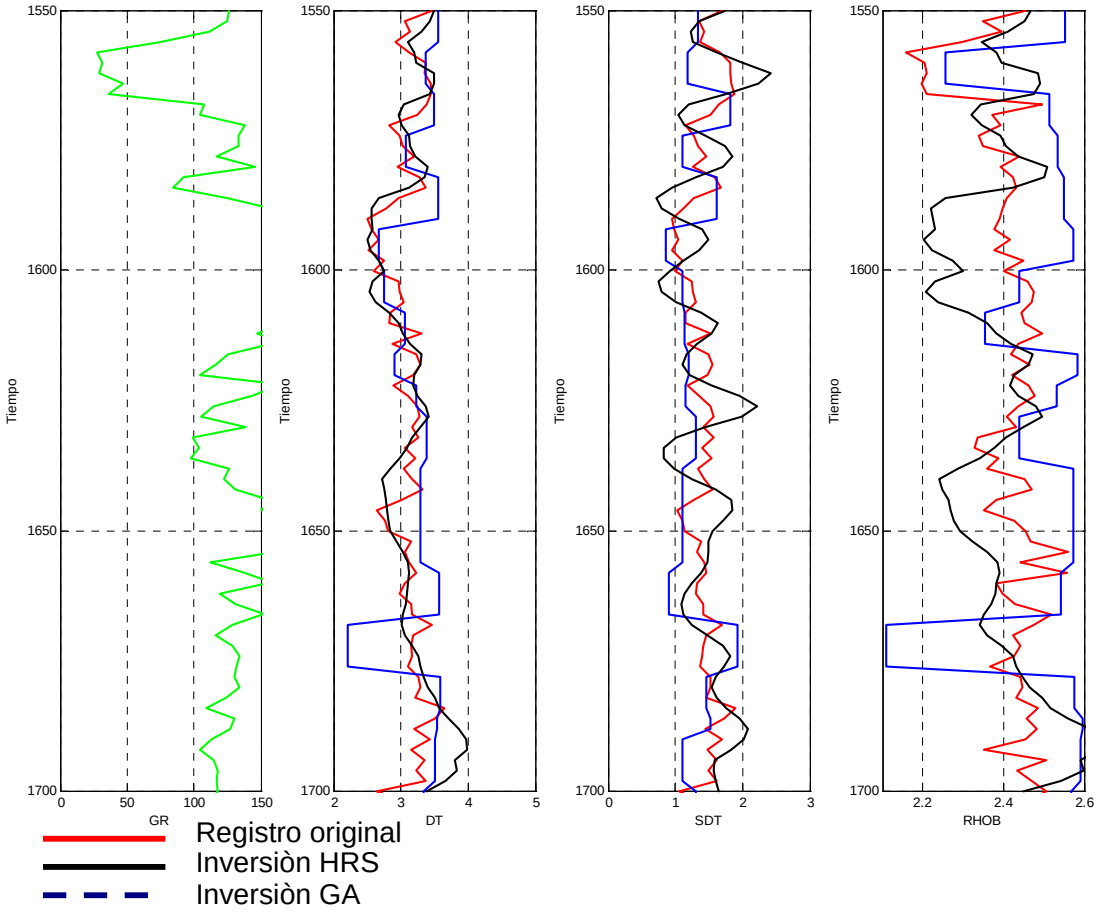


Figura 50. Resultado de la inversión del CDP258 considerando el escenario B

Tabla 6. Análisis estadístico del error absoluto para el escenario B

	Vp	*Vs*	ρ
Media	0.20	0.30	0.12
Mediana	0.15	0.31	0.10
Desviación estándar	0.19	0.21	0.08
Mínimo	0.00	0.01	0.01
Máximo	0.79	0.84	0.29
Suma	15.43	23.04	8.94

De acuerdo con estos resultados la inversión por medio del algoritmo genético tiene un resultado similar al que se obtiene por medio de la inversión basada en un modelo cuando se tiene información de pozo que permite conocer la relación entre la velocidad de onda P, la velocidad de onda S y la densidad. Sin embargo en este caso particular, al no existir información de los offsets lejanos, el resultado de la inversión de la densidad es errático.

7.3 Inversión mixta de la Línea 1

Para poder calibrar el modelo para realizar la inversión de la Línea 1, se realizó previamente la inversión un gather la línea de interés por medio del algoritmo genético, siguiendo la metodología descrita al inicio del capítulo. Para ello se escogió el CDP236 por encontrarse en una zona que no esta afectada por fallas ni canales, de tal forma que al realizar la inversión el resultado sea representativo para toda la línea símica.

Ante la falta de información de pozo, la conversión de CDP gathers a "angle gathers" se realizó utilizando gradientes de velocidad obtenidos a partir de información regional; de modo que al tener una interpretación sísmica de los horizontes en un radio de varios kilómetros alrededor de la zona de estudio, se puede obtener una función lineal entre la profundidad y el tiempo sísmico para las distintas unidades, utilizando esta relación se determina la profundidad de las unidades en la zona de interés en función del tiempo sísmico en el que se encuentran los horizontes, finalmente la velocidad de intervalo se calcula a partir del tiempo sísmico y las profundidades.

Una vez calculado el angle gather, se aplicó una corrección por sobrecarga y se realizó la inversión del intervalo de interés utilizando el algoritmo genético, el resultado se presenta en la Figura 51.

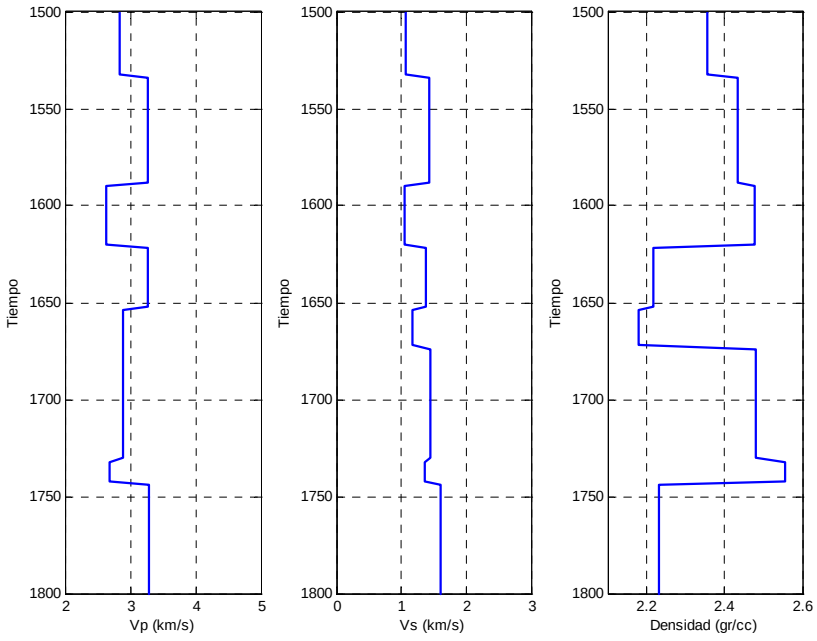


Figura 51. Resultado de la inversión del CDP236 de la Línea 1.

Utilizando estos resultados se construyó el modelo para la inversión de la Línea 1, que se presenta en las figuras 52 a 54, este modelo contiene frecuencias por debajo de 20Hz y las relaciones entre las velocidades y la densidad.

Sin embargo debido a que el resultado de la inversión de la densidad no es confiable por la falta de offsets lejanos, para el modelo se utilizó una relación entre la velocidad de onda P y la densidad proveniente del pozo X-4. La Figura 52 presenta una comparación entre el resultado de la inversión de la densidad y el valor de la densidad calculada a partir de la velocidad de onda P.

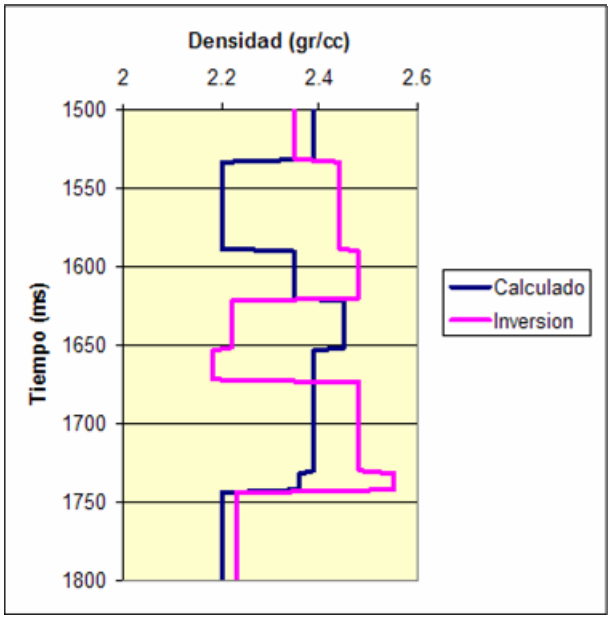


Figura 52. Comparación de la densidad invertida y la calculada partir de la onda P

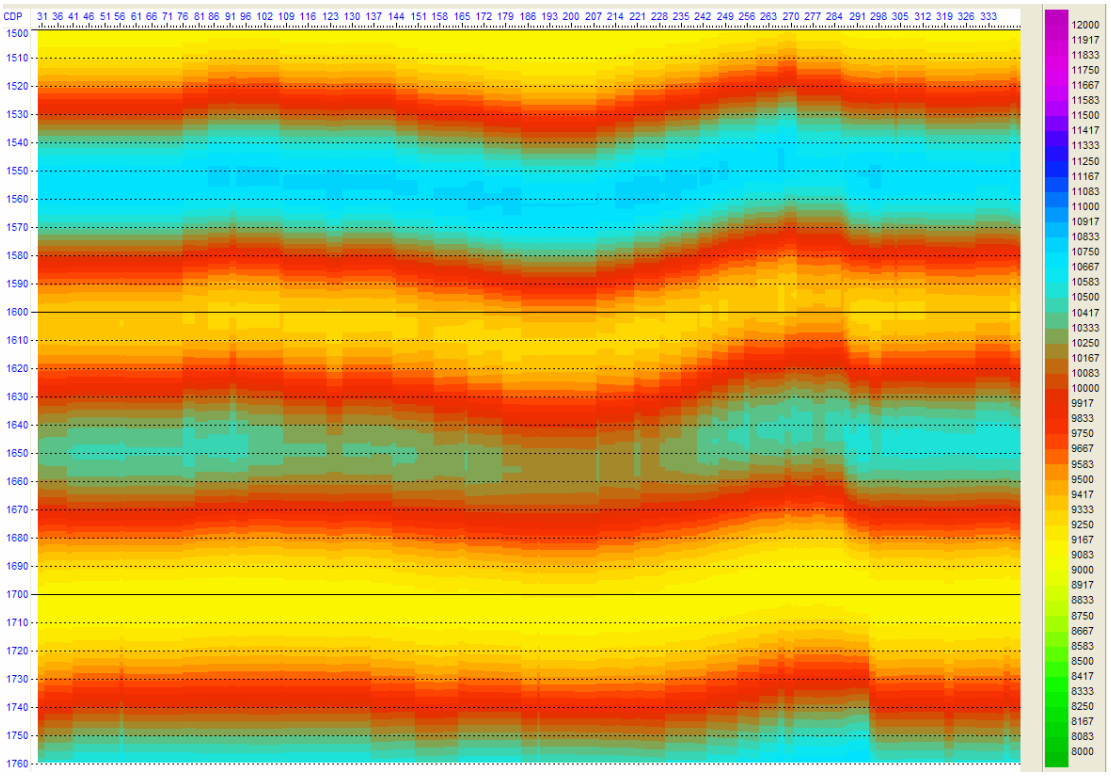


Figura 53. Modelo inicial de velocidad de onda P

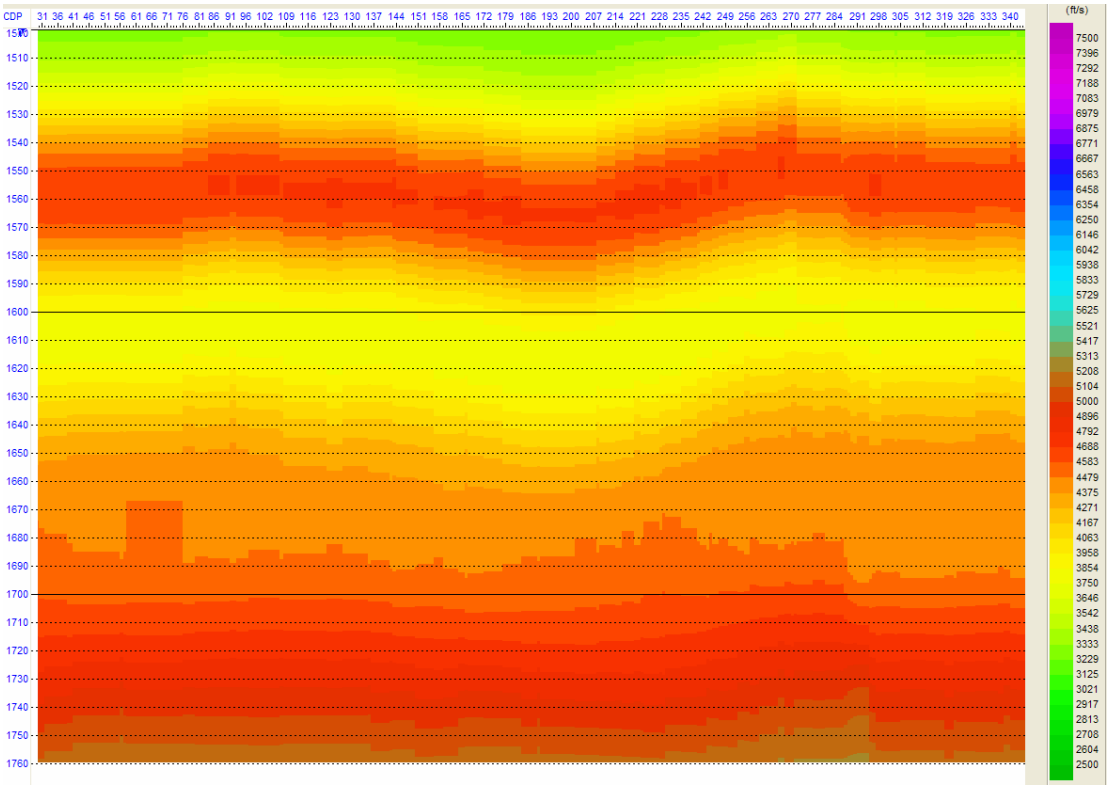


Figura 54. Modelo inicial de velocidad de onda S

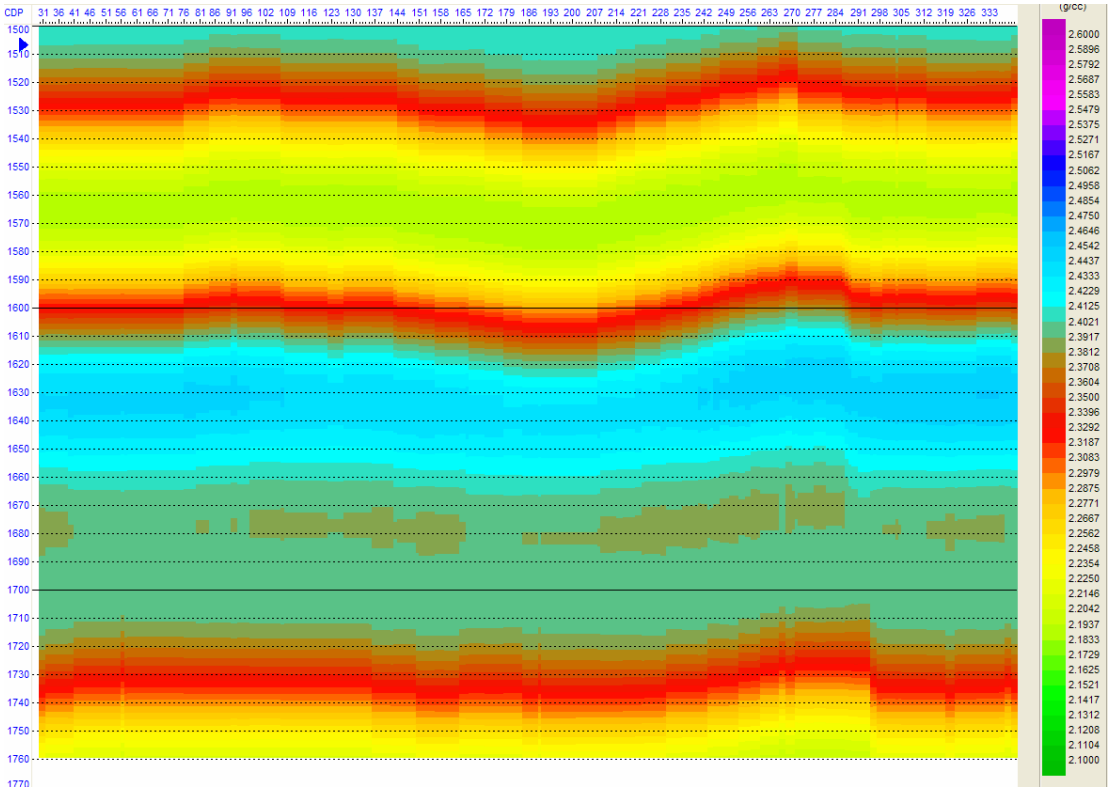


Figura 55. Modelo inicial de velocidad de densidad

A partir de este modelo se realizó la inversión y se obtuvieron secciones de Velocidad de onda P y S, y densidad, las cuales se presentan a continuación. El análisis de los resultados se presenta en el siguiente capítulo.

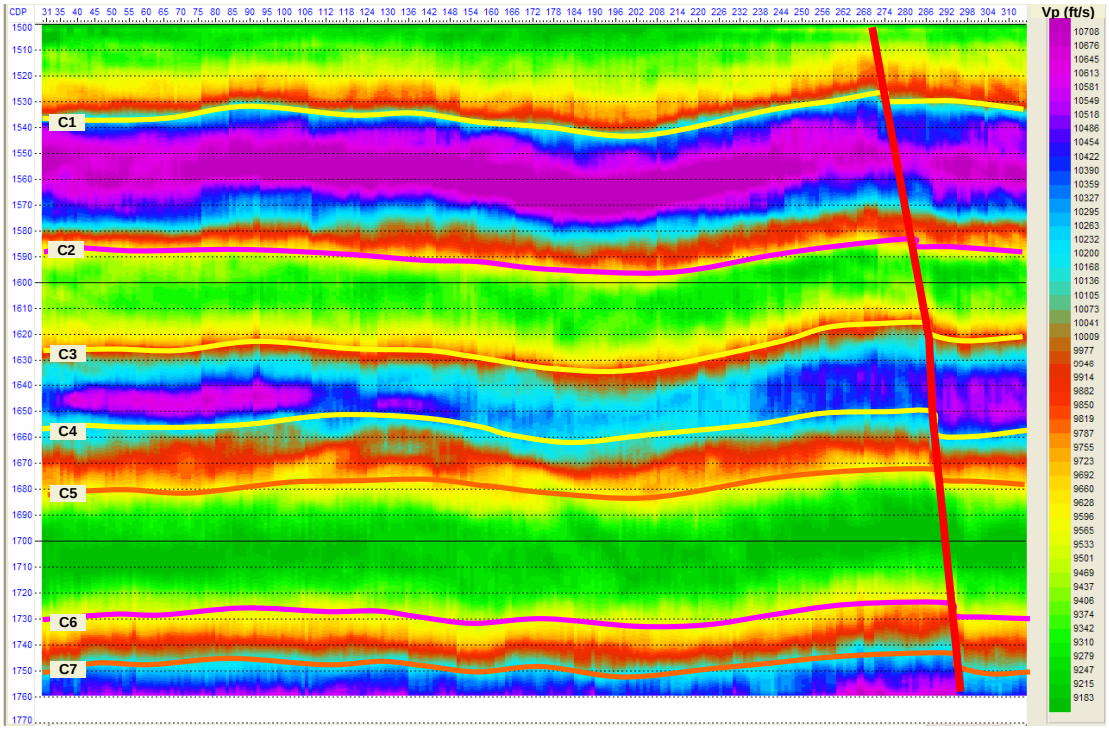


Figura 56. Resultado de la inversión de la velocidad de onda P

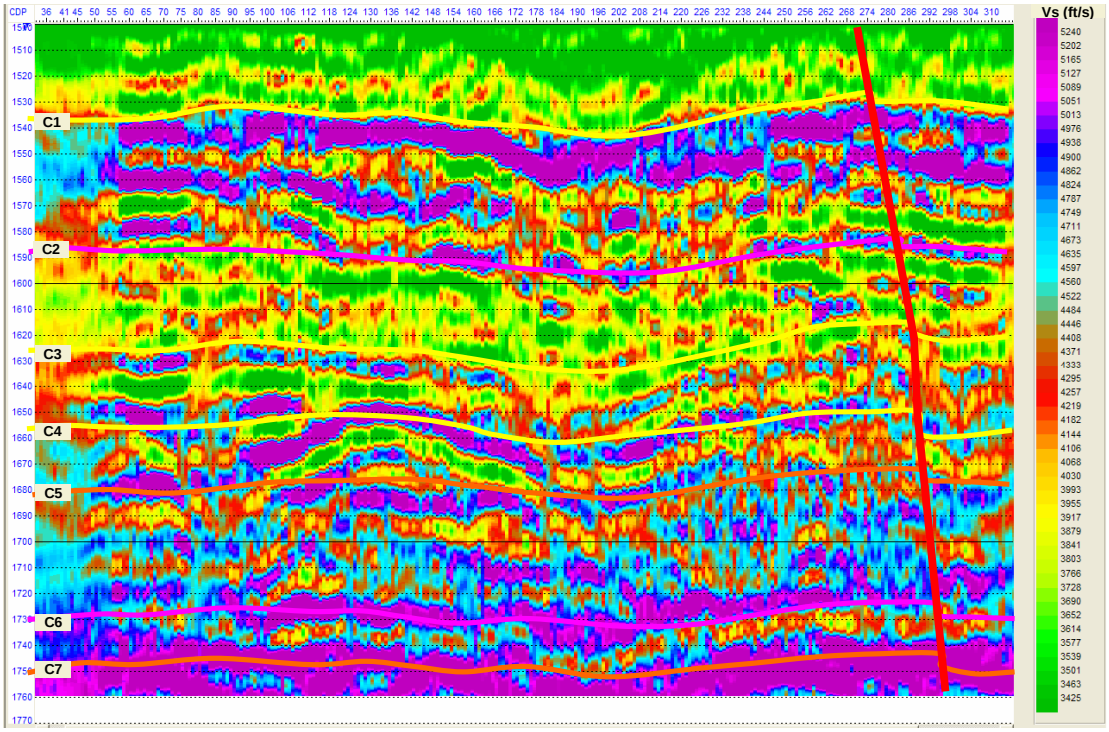


Figura 57. Resultado de la inversión de la velocidad de onda S

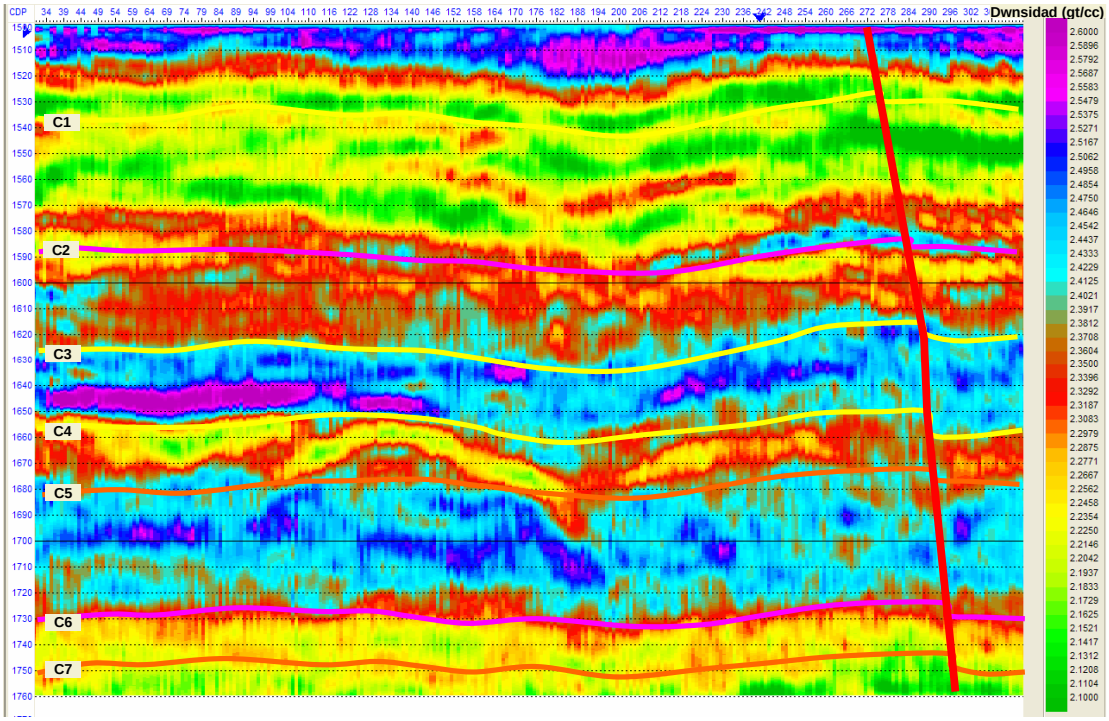


Figura 58. Resultado de la inversión de la densidad

Capítulo 8. Discusión y análisis de los resultados

Como resultado del análisis petrofísico se encontró que los valores de velocidad de onda P y S, y la densidad permiten identificar el tipo de litología; por tal motivo a partir de los resultados obtenidos en el Capítulo 7, es posible determinar el tipo de litología.

A partir del análisis del Pozo X-4, se encontró que la mejor forma de identificar litologías es la gráfica de Velocidad de onda S contra la densidad (Figura 59), la cual permite discriminar tres clases de litologías. La Clase I se caracteriza por bajas densidades y altos valores de velocidad S corresponde a arenas limpias con buena porosidad, dentro de esta categoría se encuentran los reservorios convencionales.

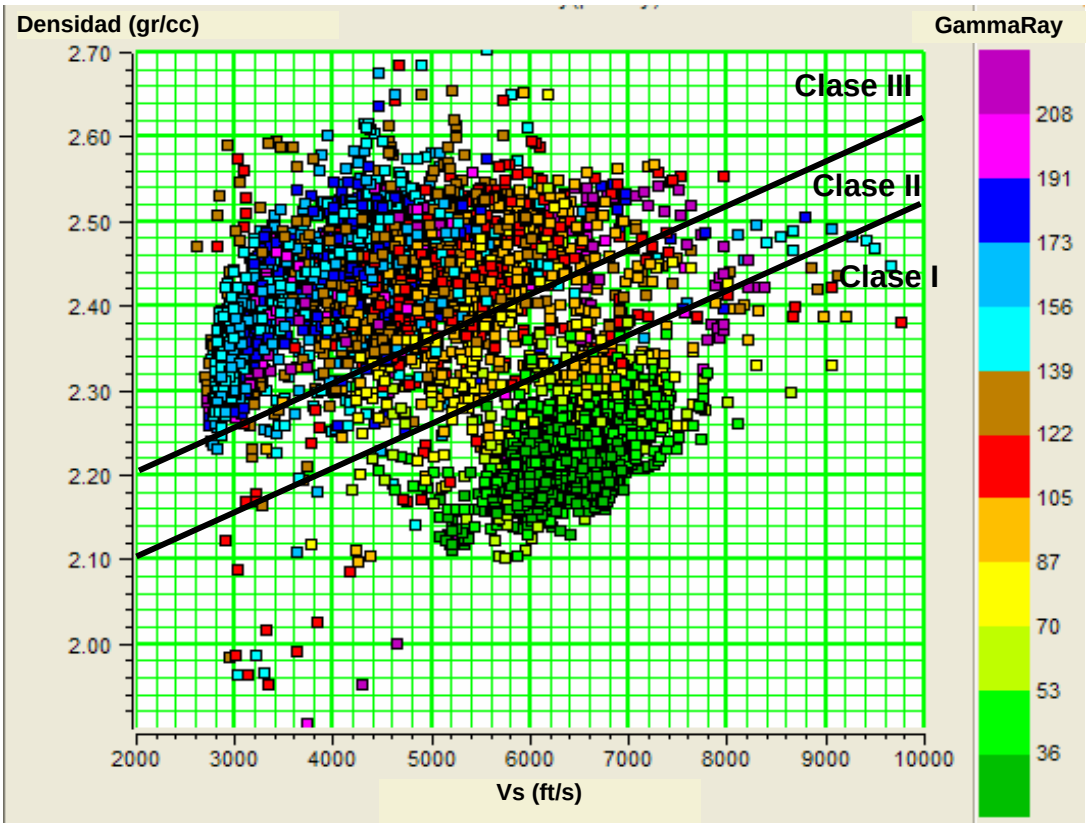


Figura 59. Densidad vs. Velocidad de onda S para el Pozo X-4

La Clase II corresponde a una zona de velocidad y densidad media, compuesta por limolitas, arenas muy arcillosas y arcillositas con contenido de arena. Las rocas de esta zona tienen permeabilidades muy bajas y aunque pueden existir algunos niveles de arenas, el contenido de arcilla disminuye la porosidad efectiva lo que le da una calidad de reservorio muy pobre.

La Clase III corresponde a una zona de baja velocidad y alta densidad, compuesta predominante por shales y limolitas, esta zona no tiene propiedades para ser considerada como un reservorio convencional, por el contrario sus características petrofísicas la convierten en un sello ideal.

Utilizando esta clasificación, se analizaron los resultados obtenidos en la inversión de la Línea 1, en especial en dos sectores de interés. El primero se encuentra entre los CDP 250 y 270, localizado en el bloque yacente de una falla normal, lo cual le da un potencial de entrampamiento estructural.

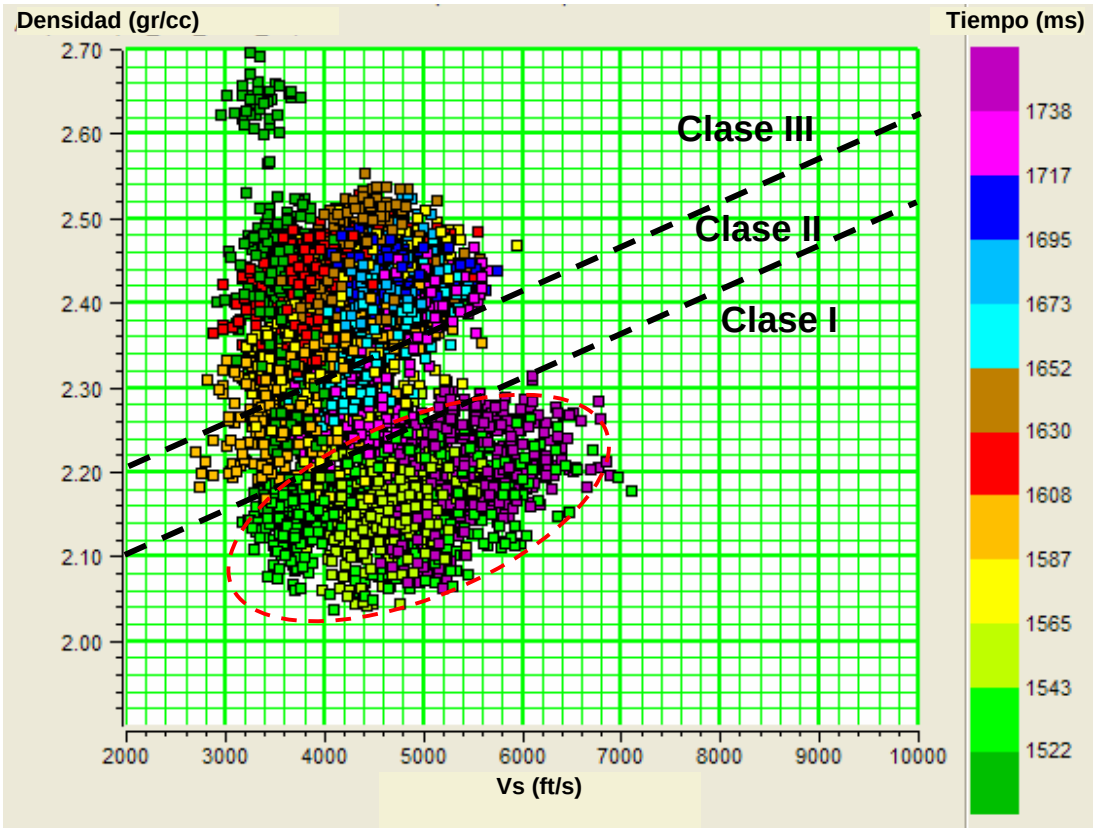


Figura 60. Densidad vs. Velocidad de onda S para los CDP250-270

La Figura 60 presenta el resultado para el primer sector, la líneas negras representan la clasificación realizada a partir del pozo X-4, como puede observarse se presentan diferentes tipos de litología.

La zona ubicada dentro del círculo rojo corresponde a un reservorio de buena porosidad y muy bajo contenido de arcillas. Dentro de esta categoría se encuentran dos sectores, 1522-1565ms y 1738-1760ms que corresponden a las Formaciones Carbonera C1 y C7, estas dos unidades presentan facies arenosas en esta parte de la cuenca, por lo que este resultado concuerda con la información geológica, adicionalmente con base en los valores de la densidad se esperaría un porosidad de 25% para el C-7 y del 27% para el C1.

Las unidades C3 (1610-1640ms) y C5 (1670-1720ms) se encuentran entre la Clase II y la Clase III, como consecuencia es probable que estén compuestas por arcillas y limolitas con un contenido de arena muy pobre.

El segundo sector analizado corresponde al objetivo principal de este trabajo; un canal ubicado entre los CDP 30 y 120, estratigráficamente localizado entre las unidades C3 y C4 de la Formación Carbonera. La Figura 61 presenta los resultados para este intervalo, como se puede observar la mayor parte del canal se encuentra entre las Clases II y III, por lo tanto se interpreta que fue rellenado por arcillas y limolitas, con esta composición es de esperarse bajas porosidades y permeabilidades, y por lo tanto, aún si existiera hidrocarburo sería muy complicado extraerlo.

Solo una pequeña parte cae dentro de la Clase I, muy cerca del límite por lo que es poco probable que se trate de arenas de buena calidad como reservorio, sin embargo ante esto se pueden plantear dos alternativas, la primera es que esta zona corresponde a niveles de arenas con contenido de arcilla o la segunda opción es que correspondan a limolitas con niveles de carbón de poco espesor, los cuales pueden reducir la velocidad y la densidad.

Este resultado incrementa el riesgo asociado al reservorio para este canal, sin embargo este análisis solo se realizó sobre una línea 2-D, por lo tanto no debe descartarse la posibilidad de que en otro sector el mismo canal tenga diferentes propiedades.

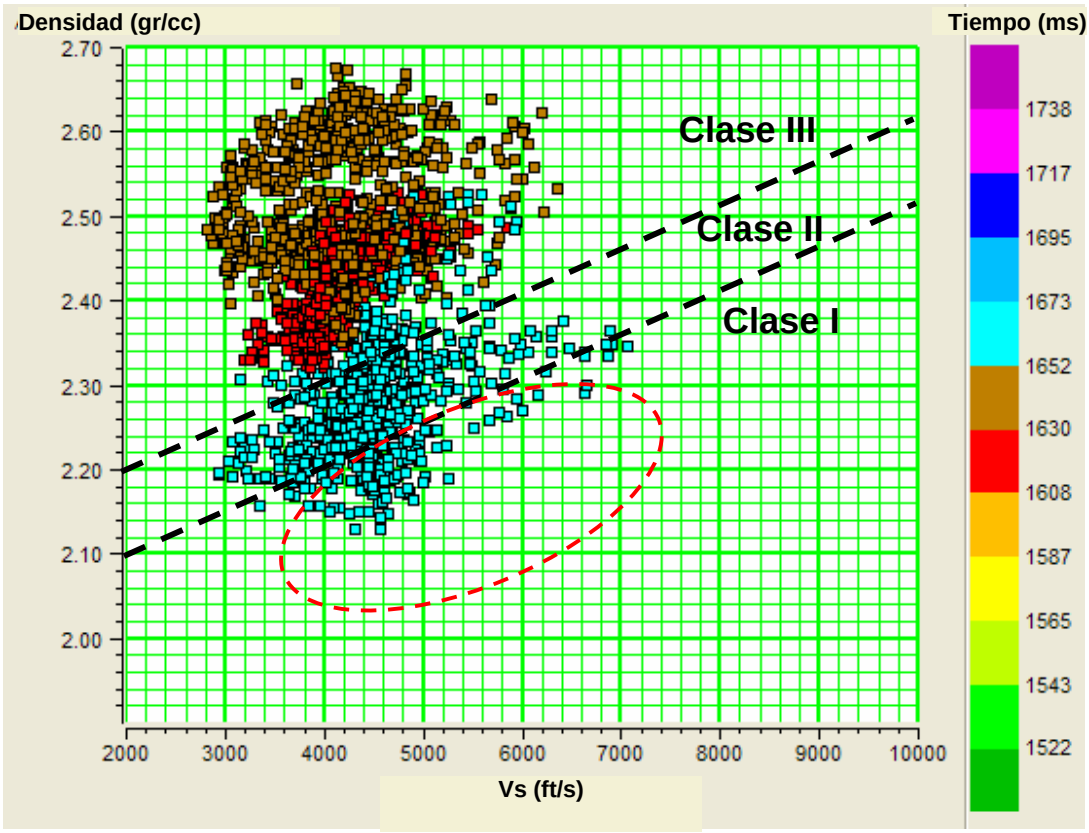


Figura 61. Densidad vs. Velocidad de onda S para la zona del canal

Desde el punto de vista geológico, es probable que este canal se depositara en un ambiente transicional. Algunos autores asocian la Formación Carbonera con un ambiente deltaico (Bayona et. al., 2008), dentro de este contexto, el canal pudo haberse formado en un ambiente transicional como zonas de lagunas con influencia marina, en las que se depositaron sedimentos finos y probablemente algunos niveles de carbón, que son muy frecuentes en esta unidad. En este tipo de ambientes, los canales abandonados con frecuencia son llenados por limos y arcillas con contenido de materia orgánica.

Capítulo 9. Conclusiones

El algoritmo genético tiene un buen desempeño sobre datos sintéticos, sin embargo al trabajar con datos reales existen varias complicaciones, ya que además del ruido, múltiplos y ondas convertidas que son registrados, a medida que las ondas se propagan se introducen variaciones en la amplitud y la fase, aun así el resultado obtenido arroja resultados satisfactorios.

El algoritmo genético arroja mejores resultados que los obtenidos por medio de una inversión basada en modelo cuando la información de pozo es pobre o inexistente.

El análisis petrofísico demostró que en la zona de estudio, la densidad no se ajusta a la ecuación de Gardner cuando no se discrimina la litología, lo que puede llevar a interpretaciones erradas. que presenta bajos valores como consecuencia de la alta porosidad en las arenas, mientras que en las arcillas tiene altos valores.

La mejor forma de diferenciar las litologías presentes es por medio de la densidad y la velocidad de onda S, lo cual permite identificar tres zonas, velocidades altas y densidades bajas que corresponden a arenas, velocidades y densidades medias correlacionables con limolitas y por último, velocidades bajas y densidades altas que corresponden a shales.

Los mejores reservorios son las unidades C-1 y C-7 de la Formación Carbonera, las cuales probablemente están compuestas por arenas limpias de alta porosidad lo que se refleja en una velocidad de la onda S alta a media y baja densidad.

El canal de interés probablemente está relleno por limolitas y algunos niveles arenas con contenido de arcilla, adicionalmente puede tener niveles de carbón muy delgados. Este tipo de canal pudo haberse depositado en un ambiente de llanura deltaica con presencia de lagunas una leve influencia mareas

Con base en los resultados obtenidos, el canal presenta un riesgo exploratorio alto como consecuencia del tipo de reservorio, sin embargo aunque localmente esta relleno por limos en otros sectores el mismo canal puede presentar desarrollo de arenas.

Capítulo 10. Recomendaciones

Cuando se realice una inversión elástica para determinar litologías, se recomienda obtener los resultados de velocidad separados de los valores de densidad, adicionalmente a resultados como impedancias o parámetros Mu-Rho y Lambda-Rho, ya que el comportamiento de la densidad es inverso al de las velocidades entre arenas y shales, por tal motivo, la diferencia entre litologías se hace más evidente al comparar la velocidad con la densidad que al comparar impedancias.

No es recomendable utilizar relaciones empíricas estándar, ya que como se demostró en esta tesis, en la cuenca de los llanos los comportamientos no concuerdan con dicha relaciones y al implementarlas se obtienen resultados erróneos.

Referencias

Aki, K. I. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology. W.H. Freeman and CO., 119-187.

Bachu, S., Ramon, J., Villegas, M., and Undershultz, J., 1995, Geothermal Regime and Thermal History of the Llanos Basin, Colombia. AAPG Bull. 75: 116-129.

Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. and Martínez, J., 2007, Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos. Bogotá.

Bayona, G., Cortez, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Ariztizabal J., and Reyes, A., 2008, An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 120: 1171-1197

Castagna, J. P., Batzle, M. L. and Eastwood, R. L., 1985, Relationship between compressional wave and shear wave velocities in clastic silicate rocks. Geophysics, 50: 571 - 581.

Castagna, J. P., and Backus, M. M., 1993, Offset-dependent Reflectivity – Theory and Practice of AVO Analysis. SEG Investigations in geophysics series, No. 8, 3-36.

Cooper, M., Addison, T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A., and Taborda, A., 1995, Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bull. 79: 1421-1443.

Cooke, D., and Schneider, W., 1983. Generalized linear inversion of reflection seismic data. Geophysics, 48: 665-676

De Porta, J., 1974, Léxico Estratigráfico Internacional. Volumen V. Fascículo 4B. Centre National de la Reserche Scientifique. Paris, 94-223

Doyen, P., 2007, Seismic reservoir characterization: An earth modeling perspective. European Association of Geoscientist & Engineers, 139-164

Droszd, R. J., and N. Piggott, 1996, The geochemistry of the Cusiana field oils. Memorias del IV Congreso de Geoquímica Orgánica Latinoamericana, Bucaramanga, Colombia: 58-65.

Ecopetrol and Beicip., 1995. Cuenca de los Llanos Orientales, Estudio geológico regional, p. 1-300

Fatti J. L., Smith. G. C., Vail P. J., Strauss, P. J. and Levitt, P.R., 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: a 3D case history using Geostack technique: Geophysics, 59: 1362-1376.

Gardner G., Gardner L., and Gregory, A., 1974, Formation velocity and density, the diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, 39: 770-780

Gray, F.D., Goodway, W.N. and Chen, T., 1999, Bridging the Gap: Using AVO to detect changes in fundamental elastic constants: 69th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 852-855

Greenberg, M. L., Castagna, J. P., 1992, Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. Geophysical Prospecting, 40: 195–209.

Goodway, B., Chen, T., and Downton, J., 1997, Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lame petrophysical parameters; "λρ", "μρ", and "λ/μ fluid stack., from P and S inversions: 67th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts. 183-186.

Hampson-Russell, 2006, Hampson-Russell CE8 Manual. P 1-250

Hilterman, F. 2001, Seismic Amplitude Interpretation. SEG Distinguished Instructor Series, No.4. p 2.1 – 2.42

Hubach (E.), 1931, Geología Petrolífera del Departamento de Norte de Santander. Serv. Geol. Nal., Informe 176 Parte A, Bogotá. 1-218

Li, X., Han, D., Liu, J., and McGuire, D., 2005, Inversion of Sw and porosity from seismic AVO. 75th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys: 1307-1310.

Mallick, S., 1995, Model-based inversion of amplitude variations with offset data using a genetic algorithm. Geophysics, 60: 939-954.

Martinez, J., 2006, Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 21: 510–520

Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J., 1998, The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge University Press. Cambridge, UK.

Mitchell, M., 1998, An Introduction to Genetic Algorithms. MIT Press. Massachusetts:1-226.

Moretti I., Mondragon J., Garzón J., Bosio, G., Daniel, J., 2009, Structural style and decollement levels in the Llanos Orientales basin. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas

Notestein, F. B., Hubman, C. W. and Bowler, J. W., 1944. Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 55: 73-1218.

Oldenburg, D., Scheuer, T., and Levy, S., 1983, Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms. Geophysics, 48: 1318 1337.

Prendel J., 2001, Seismic inversion – Still the best tool for reservoir characterization. CSEG Recorder. 31, 1: 5-12

Rojas, L., y Ballesteros, E., 1995, Prospección de trampas estratigráficas en el Bloque Corocora, Cuenca Llanos Orientales, Colombia. V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas: 238-256.

Rutterford S. and Williams, R., 1989, Amplitude-versus-offset variations in gas sands. Geophysics, 54: 680-688.

Russell B., 1988, Introduction to seismic inversion methods. Course Notes Series No.2. Society of Exploration Geophysics, 3.1 – 8.18

Schlische, R., Young, S., Ackermann, R., and Gupta, A., 1996, Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. Geology, 23: 683-686.

Stoffa, P., and Sen, M., 1991, Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: Inversion of plane-wave seismograms. Geophysics, 56: 1794-1810.

Swan, H., 2002, Amplitude and phase corrections for AVO analysis. 72th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts, 277-280.

Van der Hammen, T., Werner, J. H. and Van Dommelen, H., 1973. Palynological record of the upheaval of the northern Andes: a study of Pliocene and lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-Andean biota. Paleobotany and Palynology, 16: 1-122.

Villegas, M., Bachu, S., Ramon, J., and Underschultz, J., 1994, Flow of Formation Waters in the Cretaceous–Miocene Succession of the Llanos Basin, Colombia. AAPG Bull., 78: 1843–1862.

Wandler, A., Evans, B., and Curtis, L., 2007, AVO as a fluid indicator: A physical modeling study. Geophysics, 72: C9-C17

Yilmaz, O., 2001, Seismic Data Analysis. Vol II. Society of Exploration Geophysics Investigations in geophysics series, No.10, 1793-2000

ANEXO I

CODIGO DEL ALGORITMO GENÉTICO

Los siguientes son los parámetros de entrada, algunos parámetros pueden modificarse directamente dentro de las rutinas:

`Vpmin,`	valor mínimo de la velocidad de onda P
`Vpmax,`	valor máximo de la velocidad de onda P
`Vsmin,`	valor mínimo de la velocidad de onda S
`Vsmax,`	valor máximo de la velocidad de onda S
`Dmin,`	valor mínimo de la densidad
`Dmax,`	valor máximo de la densidad
`Angulo`	vector de ángulos de incidencia
`m,`	longitud de la cadena binaria
`n,`	número de individuos en la población
`pm,`	probabilidad de mutación
`rc,`	datos sísmicos
`it,`	número de generaciones
`l,`	número de capas
`w,`	ondícula
`dt,`	intervalo de muestreo de la sísmica
`dt2,`	intervalo de muestreo del modelo

```
function
[modelo,mejorfit,mejor_syn]=GA_v5_2(Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,Ang
ulo,m,n,pm,rc,it,l,w,dt,dt2)
%GA_v5_2(Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,Angulo,m,n,pm,rc,it,l,w,dt,dt2
);
%
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%GA una modelo con resolución de 1/4 del periodo dominante
%
%n      Elementos de la población
%m      Numero de bytes 16
%Dmin
%Dmax
%Vpmin
%Vpmax
%Angulo
%pm     Probabilidad de mutación en fracción
%rc     Datos observados (sísmica)
%it     Número de iteraciones
%l=     Longitud del modelo
%dt2    Intervalo de muestro del modelo (ms)
%dt     Intervalo de muestro de la sísmica y la ondícula (s)
%w      Ondícula

%Paso 1
%Se crean los datos faltantes
ps=1;%0.9; %Probabilidad de selección (para el torneo)
px=1;%0.9; %Probabilidad de cruce (para crucealea)
pm=0.1; %Probabilidad de mutación

%Paso 2
%Se genera la población inicial
%d=densidad, a= vp, b=vs
[d1]=pbinario(n,l,m);
[a1]=pbinario(n,l,m);
[b1]=pbinario(n,l,m);

%Paso 3
%Calcula los coeficientes de reflexión para una población
[r]=modelobin(a1,b1,d1,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt2)
;

%Paso 4
%Evalua el error de los modelos
%[ajuste,fsq]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste,fsq]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

%Paso 9
%Sortea y realiza el torneo
[win]=torneo2(fsq,ps);

%Paso 5
%Cruza la primera generacion por medio de un cruce aleatorio
```

```
[win]= pcruce(win,px);
[a1_n]= crucealea(a1,win,pm);
[b1_n]= crucealea(b1,win,pm);
[d1_n]= crucealea(d1,win,pm);

%Paso 6
%Calcula los coeficientes de reflexión para la nueva población
[r]=modelobin(a1_n,b1_n,d1_n,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,d
t,dt2);

%Paso 7
%Evalua el error de los modelos
%[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

%Paso 8
%Update o paso a la siguiente generación
[a1,b1,d1,fsq]=selecciona(fsq,fsq_n,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n);

%Paso 9
%Iteración
for i=2:20
    disp(i)
    %Paso 9.1
    %Sortea y realiza el torneo
    [win]=torneo2(fsq,ps);

    %Paso 9.2
    %Cruza las dos generaciones
    [win]= pcruce(win,px);
    [a1_n]= crucealea(a1,win,pm);
    [b1_n]= crucealea(b1,win,pm);
    [d1_n]= crucealea(d1,win,pm);

    %Paso 9.3
    %Calcula los coeficientes de reflexión para la nueva población

[r]=modelobin(a1_n,b1_n,d1_n,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,d
t,dt2);

    %Paso 9.4
    %Evalua el error de los modelos
    %[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
    [ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

    %Paso 9.5
    %Update o paso a la siguiente generación
    [a1,b1,d1,fsq]=selecciona(fsq,fsq_n,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n);
end

pm=0.3;
for i=21:it
    disp(i)
    %Paso 9.1
    %Sortea y realiza el torneo
```

```
    [win]=torneo2(fsq,ps);

    %Paso 9.2
    %Cruza las dos generaciones
    [win]= pcruce(win,px);
    [a1_n]= crucealea(a1,win,pm);
    [b1_n]= crucealea(b1,win,pm);
    [d1_n]= crucealea(d1,win,pm);

    %Paso 9.3
    %Calcula los coeficientes de reflexión para la nueva población

[r]=modelobin(a1_n,b1_n,d1_n,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,d
t,dt2);

    %Paso 9.4
    %Evalua el error de los modelos
    %[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
    [ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

    %Paso 9.5
    %Update o paso a la siguiente generación
    [a1,b1,d1,fsq]=selecciona(fsq,fsq_n,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n);
end

%Paso 10
[r]=modelobin(a1,b1,d1,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt2)
;
%[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);
[modelo,mejorfit,mejor_syn]=salida2(a1,b1,d1,fsq,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,
Dmin,Dmax,r,fsq_n);
%save resultados.mat
```

```
function [pb]=pbinario(n,l,m);
%[pb]=pbinario(n,l,m);
%
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%Calculo de valores para un parámetro en binario, los resultados deben
ser
%finalmente sumados al valor del parámetro mínimo para que tenga algún
%significado
%
%n=  Tamaño de la población
%l=  Numero de capas en el modelo
%m=  Numero de bytes
%
%pb= Población de parametros en binario con tamaño (n,m,l)
%
%
deltam=2^m-1;
x1=abs(rand(l,n));
x1=x1*deltam;
x1=round(x1);

for i=1:l
    d=dec2bin(x1(i,:),m);
    pb(:,:,i)=d;
end
```

```
function
[modelo]=modelobin(Vp,Vs,d,ang,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt2
)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%Calcula el modelo de reflectividad para una poblacion utilizando la
%ecuación de Fatti a partir de parámetros en binario y realiza la
%convolución con el modelo determinado
%
%[modelo]=modelobin(Vp,Vs,d,ang,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt
2)
%
%dt = intervalo de muestreo de la ondicula
%dt2= intervalo de muestreo del modelo
%

%Pasa de binario a decimal
[d] =relabin(d,Dmin,Dmax);
[Vp]=relabin(Vp,Vpmin,Vpmax);
[Vs]=relabin(Vs,Vsmin,Vsmax);

%a=find(w==max(w));
%b=length(w);
%w=w(a:b);
a=max(w);

%Ajusta los muestreos del modelo y la ondicula
%n=size(Vp,2);
%rel=dt2/dt;
%for i=1:n
%    a=rel*i-3;
%    b=rel*i;
%    for j=a:b
%        Vp_1(:,j)=Vp(:,i);
%        Vs_1(:,j)=Vs(:,i);
%        d_1(:,j)=d(:,i);
%    end
%end

%Modela los coeficientes de reflexión y los convoluciona con la ondicula
%n=size(Vp_1,2);
n=size(Vp,2);
m=size(Vp,1);
for i=1:m
    Rpp=zeros(n-1,length(ang));
    for j=2:n
        Vp1=Vp(i,j-1);Vp2=Vp(i,j);
        Vs1=Vs(i,j-1);Vs2=Vs(i,j);
        d1=d(i,j-1);d2=d(i,j);
        %Vp1=Vp_1(i,j-1);Vp2=Vp_1(i,j);
        %Vs1=Vs_1(i,j-1);Vs2=Vs_1(i,j);
        %d1=d_1(i,j-1);d2=d_1(i,j);
        if Vp1 ~= Vp2 | Vs1 ~= Vs2 | d1 ~= d2
            R = fattid(Vp1,Vp2,Vs1,Vs2,d1,d2,ang);
```

```
            Rpp(j-1,:)=R;
        end
    end

    %s=[];
    %for j=1:length(ang)
    %    s= [s,convm(Rpp(:,j),w)];   %Al hacer la convolución con la
ondicula, la parte superior se de la informacion pierde
    %end
    s=Rpp*a;
    modelo(:,:,i)=s;    %Los diferentes modelos se encuentran en la 3a
dimension de la matriz
end
```

```
function [pd]=relabin(pb,Pmin,Pmax);
%[pd]=relabin(pb,Pmin,Pmax)
%
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%Relaciona los valores binarios con un parámetro físico
%
%Pmin = mínimo valor del parámetro
%Pmax = maximo valor del parámetro
%pb =  Población de parametros binarios
%
%pd =  Población de parametros decimales
%
%
n=size(pb,1);
l=size(pb,3);
deltam=2^(size(pb,2));
dP=(Pmax-Pmin)/deltam;
for i=1:l
    d=bin2dec(pb(:,:,i));
    d=d*dP(i)+Pmin(i);
    pd(:,i)=d;
end
```

```
function [R,Angulo]= fattid(Vp1,Vp2,Vs1,Vs2,d1,d2,Ang)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%%Calcula los coeficientes de reflexión por la ecuación de Fatti
%
%[R]= fattid(Vp1,Vp2,Vs1,Vs2,d1,d2,Angulo)
%
%Vp1= Velocidad P en la capa 1
%Vp2
%Vs1
%Vs2
%d1
%d2
%Ang= Angulo de incidencia
%

dVp=Vp2-Vp1;
Vp=(Vp2+Vp1)/2;
dVs=Vs2-Vs1;
Vs=(Vs2+Vs1)/2;
dd=d2-d1;
d=(d2+d1)/2;

Angulo=Ang;
%Ang2=rad2deg(asin((sin(deg2rad(Ang)).*Vp2)./Vp1)); %Angulo=(Ang+Ang2)/2;

%Impedancias
%dIp/Ip
RIp=(dVp/Vp)+(dd/d);
%dIs/Is
RIs=(dVs/Vs)+(dd/d);

R=[];
for i=1:size(Angulo,2)
    n=deg2rad(Angulo(i));
    R(i)=0.5*(1+(tan(n))^2)*(RIp) - 4*(Vs/Vp)^2*(sin(n))^2*(RIs) -
(0.5*(tan(n))^2 - 2*(Vs/Vp)^2*(sin(n))^2)*(dd/d);
end
```

```
function [fit,fsq]=calcula_fit(r,rc,Angulo)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%r  = modelos
%rc = información sísmica
%
%fit    Valores de ajuste por angulo
%fsqr   Suma cuadratica
%fwh    Suma con pesos


n=size(r,2);
l=size(r,3);
if size(rc,1)<size(r,1)
    m=size(rc,1);
else m=size(r,1);
end

%Función de fit
fit=[];
error=[];

for j=1:l
    C=r(1:m,:,j);
    O=rc(1:m,:);
    for i=1:m
        error(j,i)=sum((C(i,:)-O(i,:)).^2,2).^0.5/n;
    end
end
fit=1-error;
fsq=sum(fit,2)/n;
```

```
function [win]=torneo2(fit,pc)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%[win]=torneo(fit,pc)
%
%Clasifica los mejores individuos de acuerdo a un torneo con un sorteo
%inicial para definir las posiciones dentro del torneo
%
%pc = probabilidad de cruce
%
%win = posición de los modelos que pasan a la etapa de cruce

win=[];
lose=[];
n=size(fit,1);

%Ordena aleatoriamente la población
A=randperm(size(fit,1));
for i=1:n
    j=A(i);
    fit(i,:)=fit(j,:);
end

%Determina el porcentaje que va a ser cruzado
p=rand(n,1);
x=find(p<=pc);

%Realiza el torneo
n=size(x,1);
for i=1:2:n-1
    a=x(i);
    b=x(i+1);
    if fit(a) >= fit(b)
        w=A(a);
        l=A(b);
    else
        w=A(b);
        l=A(a);
    end
    win=[win;w];
    lose=[lose;l];
end
clear w l a b
%impar=size(win,1)/2-round(size(win,1)/2);
%if impar ~= 0
%    n=randperm(size(lose,1));
%    win=[win;lose(n(1))];
%end
win2=[];
lose2=[];
n=size(lose,1);
for i=1:2:n-1
    a=lose(i);
    b=lose(i+1);
```

```
    if fit(a) >= fit(b)
        w=a;
        l=b;
    else
        w=b;
        l=a;
    end
    win2=[win2;w];
    lose2=[lose2;l];
end
win=[win;win2;lose2];

%impar=size(win,1)/2-round(size(win,1)/2);
%if impar ~= 0
%    n=randperm(size(lose2,1));
%    win=[win;lose2(n(1))];
%end
```

```
function [win]= pcruce(orden,pcros);
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%[win]= pcruce(orden,pcros)
%
%orden = orden preliminar de los individuos que serán cruzados
%pcros = probabilidad de cruce en fracción
%
%win   = individuos que serán cruzados

n = size(orden,1);
p = rand(n,1);
y = find(p <= pcros);
y2= find(p > pcros);

impar=size(y,1)/2-round(size(y,1)/2);
if impar ~= 0
    n=randperm(size(y2,1));
    win=[y;y2(n(1))];
else
    win=y;
end
```

```
function [neo_pob]= crucealea(pob,orden,p)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%Cruza la población de forma aleatoria
%
%
%pob= población de padres
%p= probabilidad mutacion
%orden= vector con el orden de los modelos que seran cruzados
%

n=size(orden,1);
l=size(pob,3);
m=size(pob,2);
if p >= 1
    p=p/100;
end

%Realiza el cruce en la mitad del elemento
%x=ones(n,1)*round(m/2);
%Realiza el cruce en una punto aleatorio
x=round(rand(n,1)*m);

for i=1:2:n
    a=orden(i);
    b=orden(i+1);
    c=x(i);
    if c==0
        c=1;
    end
    padre1=pob(a,:,:);
    padre2=pob(b,:,:);
    for j=1:l
        hijo1(1,:,j)=[padre1(1,1:c,j),padre2(1,c+1:m,j)];
        hijo2(1,:,j)=[padre2(1,1:c,j),padre1(1,c+1:m,j)];
        pm=rand(1,2);
        if pm(1) < p
            hijo1(1,:,j)=muta(hijo1(1,:,j));
        end
        if pm(2) < p
            hijo2(1,:,j)=muta(hijo2(1,:,j));
        end
    end
    hijo(i,:,:)=hijo1;
    hijo(i+1,:,:)=hijo2;
end
neo_pob=hijo;
```

```
function [B]=muta(A)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%Produce una mutación en un gen
%
%
m=size(A,2);
p=round(rand(1)*m);
if p<1
    p=1;
end
p1=2^(m-p);
a1=bin2dec(A);
ap=bin2dec(A(p));
if ap == 1
    a2=a1-p1;
else
    a2=a1+p1;
end
B=dec2bin(a2,m);
```

```
function [a1,b1,d1,fit]=selecciona(fpadre,fhijo,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n)
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%function [A]=selecciona(fpadre,fhijo)
%
%fpadre =   ajuste en la generación padre
%fhijo  =   ajuste en la generacion hijo
%
%A =    sobrevientes padres
%B =    sobrevivientes hijos

n1=size(fpadre,1);
n2=size(fhijo,1);
sbv = n1-n2;    %Numero de sobrevivientes que pasan a la siguiente
generación

A=(1:n1)';
A(:,2)=fpadre;
A=sortrows(A,2);
A(1:n2,:)=[];

%Modelos sobrevivientes que pasan a la siguiente generación
a1=a1(A(:,1),:,:);
b1=b1(A(:,1),:,:);
d1=d1(A(:,1),:,:);
fit=A(:,2);

%Nueva generación
a1=[a1;a1_n];
b1=[b1;b1_n];
d1=[d1;d1_n];
fit=[fit;fhijo];
```

```
function
[modelo,mfit,msyn]=salida2(a1,b1,d1,fit,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax
,r,ajuste);
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%[modelo,mfit,msyn]=salida[a1,b1,d1,fit]
%
%a1  Modelos de Velocidad de onda P
%b1  Modelos de Velocidad de onda S
%d1  Modelos de Velocidad de densidad
%fit Función de mérito
%

n=size(fit,1);
A=(1:n)';
A(:,2)=fit;
A=sortrows(A,2);

x=find(fit==max(fit));
if size(x,1)>1
    disp('Hay mas de una solución para el menor error');
end

%El mejor modelo
i=A(size(A,1),1);
abest=a1(i,:,:);
bbest=b1(i,:,:);
dbest=d1(i,:,:);

modelo=[];
for j=1:size(a1,3)
    modelo(j,1)=relabin(abest(1,:,j),Vpmin(j),Vpmax(j));
    modelo(j,2)=relabin(bbest(1,:,j),Vsmin(j),Vsmax(j));
    modelo(j,3)=relabin(dbest(1,:,j),Dmin(j),Dmax(j));
end

%El mayor valor de la función de mérito
%mfit=fit(i);
mfit=ajuste(i,:);
%fit(i)

%El sintético correspondiente al mejor modelo
msyn=r(:,:,i);
```

```
function
[modelo,mejorfit,mejor_syn]=GA_v5_2U(Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,An
gulo,m,n,pm,rc,it,l,w,dt,dt2,capa1)
%GA_v5(Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,ang,m,n,p,data,it,l,w);
%Inversión sísmica mediante un algoritmo genético
%Trabajo de tesis - Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%[mejor,errormin,r_mejor]=GA_v4_0(Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,Angul
o,
%m,n,p,rc,y,dm,w,dt)
%
%GA una modelo con resolución de 1/4 del periodo dominante
%
%n      Elementos de la población
%m      Numero de bytes 16
%Dmin
%Dmax
%Vpmin
%Vpmax
%Angulo
%pm     Probabilidad de mutación en fracción
%rc     Datos observados (sísmica)
%it     Número de iteraciones
%l=     Longitud del modelo
%dt2    Intervalo de muestro del modelo (ms)
%dt     Intervalo de muestro de la sísmica y la ondícula (s)
%w      Ondícula
%capa1  Parametros de la capa superior (Vp,Vs,Den)

%Paso 1
%Se crean los datos faltantes
ps=1;%0.9; %Probabilidad de selección (para el torneo)
px=1;%0.9; %Probabilidad de cruce (para crucealea)
pm=0.1; %Probabilidad de mutación

%Paso 2
%Se genera la población inicial
%d=densidad, a= vp, b=vs
[d1]=pbinario(n,l,m);
[a1]=pbinario(n,l,m);
[b1]=pbinario(n,l,m);

%Paso 3
%Calcula los coeficientes de reflexión para una población
[r]=modelobin_u(a1,b1,d1,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt
2,capa1);

%Paso 4
%Evalua el error de los modelos
%[ajuste,fsq]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste,fsq]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

%Paso 9
%Sortea y realiza el torneo
[win]=torneo2(fsq,ps);
```

```
%Paso 5
%Cruza la primera generacion por medio de un cruce aleatorio
[win]= pcruce(win,px);
[a1_n]= crucealea(a1,win,pm);
[b1_n]= crucealea(b1,win,pm);
[d1_n]= crucealea(d1,win,pm);

%Paso 6
%Calcula los coeficientes de reflexión para la nueva población
[r]=modelobin_u(a1_n,b1_n,d1_n,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w
,dt,dt2,capa1);

%Paso 7
%Evalua el error de los modelos
%[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

%Paso 8
%Update o paso a la siguiente generación
[a1,b1,d1,fsq]=selecciona(fsq,fsq_n,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n);

%Paso 9
%Iteración
for i=1:it
    %disp(i)
    if i==20;pm=0.3;end

    %Paso 9.1
    %Sortea y realiza el torneo
    [win]=torneo2(fsq,ps);

    %Paso 9.2
    %Cruza las dos generaciones
    [win]= pcruce(win,px);
    [a1_n]= crucealea(a1,win,pm);
    [b1_n]= crucealea(b1,win,pm);
    [d1_n]= crucealea(d1,win,pm);

    %Paso 9.3
    %Calcula los coeficientes de reflexión para la nueva población

[r]=modelobin_u(a1_n,b1_n,d1_n,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w
,dt,dt2,capa1);

    %Paso 9.4
    %Evalua el error de los modelos
    %[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
    [ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);

    %Paso 9.5
    %Update o paso a la siguiente generación
    [a1,b1,d1,fsq]=selecciona(fsq,fsq_n,a1,b1,d1,a1_n,b1_n,d1_n);
end

%Paso 10
```

```
[r]=modelobin_u(a1,b1,d1,Angulo,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt
2,capa1);
%[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit3(r,rc,Angulo);
[ajuste_n,fsq_n]=calcula_fit(r,rc,Angulo);
[modelo,mejorfit,mejor_syn]=salida2(a1,b1,d1,fsq,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,
Dmin,Dmax,r,fsq_n);
modelo(1,:)=capa1;
%save resultados.mat
```

```
function
[modelo]=modelobin_u(Vp,Vs,d,ang,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,d
t2,capa1)
%Proyecto de tesis de Maestría en geofísica
%Por: Edward Moncayo
%
%Calcula el modelo de reflectividad para una poblacion utilizando la
%ecuación de Fatti a partir de parámetros en binario y realiza la
%convolución con el modelo determinado
%
%[modelo]=modelobin(Vp,Vs,d,ang,Vpmin,Vpmax,Vsmin,Vsmax,Dmin,Dmax,w,dt,dt
2)
%
%dt = intervalo de muestreo de la ondicula
%dt2= intervalo de muestreo del modelo
%capa1  Parametros de la capa superior (Vp,Vs,Den)
%

%Pasa de binario a decimal
[d] =relabin(d,Dmin,Dmax);
[Vp]=relabin(Vp,Vpmin,Vpmax);
[Vs]=relabin(Vs,Vsmin,Vsmax);

%Ajusta los datos de la capa1
Vp(:,1)=capa1(1);Vs(:,1)=capa1(2);d(:,1)=capa1(3);

%a=find(w==max(w));
%b=length(w);
%w=w(a:b);
a=max(w);

%Ajusta los muestreos del modelo y la ondicula
%n=size(Vp,2);
%rel=dt2/dt;
%for i=1:n
%    a=rel*i-3;
%    b=rel*i;
%    for j=a:b
%        Vp_1(:,j)=Vp(:,i);
%        Vs_1(:,j)=Vs(:,i);
%        d_1(:,j)=d(:,i);
%    end
%end

%Modela los coeficientes de reflexión y los convoluciona con la ondicula
%n=size(Vp_1,2);
n=size(Vp,2);
m=size(Vp,1);
for i=1:m
    Rpp=zeros(n-1,length(ang));
    for j=2:n
        Vp1=Vp(i,j-1);Vp2=Vp(i,j);
        Vs1=Vs(i,j-1);Vs2=Vs(i,j);
        d1=d(i,j-1);d2=d(i,j);
        %Vp1=Vp_1(i,j-1);Vp2=Vp_1(i,j);
        %Vs1=Vs_1(i,j-1);Vs2=Vs_1(i,j);
```

```
        %d1=d_1(i,j-1);d2=d_1(i,j);
        if Vp1 ~= Vp2 | Vs1 ~= Vs2 | d1 ~= d2
            R = fattid(Vp1,Vp2,Vs1,Vs2,d1,d2,ang);
            Rpp(j-1,:)=R;
        end
    end

    %s=[];
    %for j=1:length(ang)
    %    s= [s,convm(Rpp(:,j),w)];   %Al hacer la convolución con la
ondicula, la parte superior se de la informacion pierde
    %end
    s=Rpp*a;
    modelo(:,:,i)=s;    %Los diferentes modelos se encuentran en la 3a
dimension de la matriz
end
```