

21



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ANALISIS DE INVERSION SISMICA RECURSIVA Y
LINEAL GENERALIZADA PARA DEFINIR UN
MODELO SISMOESTRATIGRAFICO EN LA
CUENCA DE BURGOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A
LIDIA RAMIREZ GARCIA CANO

DIRECTOR DE TESIS: M. en C. LUIS C. RAMIREZ CRUZ



MÉXICO, D.F.

2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

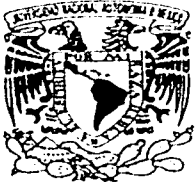


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1433

SRITA. LIDIA RAMÍREZ GARCÍA CANO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. Luis C. Ramírez Cruz y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**ANÁLISIS DE INVERSIÓN SÍSMICA RECURSIVA Y LINEAL GENERALIZADA PARA
DEFINIR UN MODELO SISMOESTRATIGRÁFICO EN LA CUENCA DE BURGOS**

	RESUMEN
	INTRODUCCIÓN
I	BASES TEÓRICAS
II	ZONA DE ESTUDIO
III	APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INVERSIÓN SOBRE DATOS REALES
IV	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
	REFERENCIAS
	BIBLIOGRAFÍA

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 21 de noviembre de 2002
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: _____

FECHA: _____

FIRMA: _____

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por todo el apoyo y los consejos que me brindó.

Al M en C. Luis Ramírez Cruz, por asesorarme en la realización de esta tesis.

Al Dr. Gorgonio García Molina por las facilidades, correcciones y sugerencias que me dio.

Al Dr. Guillermo Aguilar Sahagún por los recursos que me facilitó.

A todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería por compartir conmigo sus conocimientos y dedicación.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial a la Facultad de Ingeniería, mi segunda casa, que me dio sabiduría y fortaleza.

A mis papás Lidia y Pedro, los mejores que pudo regalarme la vida, por darme siempre su apoyo y su amor incondicional y hacerme una persona independiente y fuerte.

A mi hermana Ug, por ser siempre la centrada, el espejo y la más sabia.

A mi hermano Pedro por ser un ángel que siempre está conmigo.

A Daniel, por todo su amor, por regalarme sus horas, por enseñarme siempre a ser mejor y mas grande, por su complicidad, por su luz y por apoyarme siempre.

A Cris, por desenmarañar el mundo, los sueños y los males de amores conmigo con un café eterno.

A mis primos por ser mis hermanos Gilda, Jessica, Carlos, Mau, Fer, Toño, Arturo, Ara, Octavio, Tere, Carola e Isart, Pablo y Alejandro.

A mis amigos geofisicos, por todas las risas y sueños que atesoramos juntos Mau, Isa, Ari, Leo, Rubí, Chucho, Trix, Taz y Carlos.

A Jack, por tener el diagrama de flujo volteado, Loren por su entusiasmo siempre y Joel por sus risas y bailes. A mi muégano, Felipe, Gaby, Taz, Kike, y Jorge.

**“ANÁLISIS DE INVERSIÓN SÍSMICA RECURSIVA Y LINEAL GENERALIZADA
PARA DEFINIR UN MODELO SISMOESTRATIGRÁFICO EN LA CUENCA DE
BURGOS”**

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO I BASES TEÓRICAS	4
1.1 Teoría de Inversión	4
1.2 Procesamiento Sísmico Básico	12
1.2.1 Recobrar la amplitud real	
1.2.2 Mejorar la resolución vertical	
1.2.3 Mejorar la resolución lateral	
1.2.4 Atenuación del ruido	
1.3 Bases Teóricas de la Inversión.	18
1.3.1 Modelo sísmico	
1.3.2 Serie de coeficientes de reflexión	
1.3.3 Ondícula sísmica	
1.3.4 La componente de ruido	
1.4 Método de la Inversión Recursiva.	29
1.4.1 Información en la componente de baja frecuencia	
1.4.2 Inversión continua	

1.5 Método de la Inversión Lineal Generalizada.	38
1.5.1 Inversión por mínimos cuadrados lineal no constreñida: aproximación matricial generalizada	
1.5.2 Inversión matricial generalizada	
1.5.3 La matriz de solución de datos	
1.5.4 La matriz de solución del modelo	
1.5.5 La matriz de covarianza unitaria	
1.5.6 Resolución y covarianza de algunas inversiones generalizadas	
1.5.7 Cálculos de confiabilidad de solución y covarianza	
1.5.8 El caso general con Funciones de Dispersión de Dirichlet	
CAPÍTULO II ZONA DE ESTUDIO	53
2.1 Localización.	53
2.2 Historia Tectónica y Geológica	54
2.3 Litología y Geología Estructural	56
CAPÍTULO III APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INVERSIÓN SOBRE DATOS REALES	58
3.1 Registros de los Pozos Empleados	58
3.2 Diagrama de Flujo del Procesamiento de la Información Sísmica	63
3.3 Resultados (figuras)	66
CAPÍTULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	79
4.1 Discusión de los Resultados	79
4.2 Conclusiones	82
REFERENCIAS	85
BIBLIOGRAFÍA	87

RESUMEN

En esta tesis se analizan los métodos de inversión recursiva y lineal generalizada para definir un modelo sismoestratigráfico en la Cuenca de Burgos.

Se presenta un análisis de las bases teóricas de la inversión, en el caso específico de la exploración geofísica y particularmente en la sísmica. Se ahonda en su definición y en su explicación, así como los fundamentos matemáticos con los cuales se apoya para tratar de resolver problemas.

Se hace un apartado en el capítulo I para explicar brevemente los objetivos principales que se pretenden alcanzar al procesar información sísmica, como son recobrar la amplitud real, mejorar la resolución tanto vertical como horizontal y eliminar el ruido. También se exponen las teorías físicas y matemáticas en las que se basan los dos métodos de inversión que tratamos en la tesis.

El capítulo 2 se refiere a la zona en la que se aplicarán los métodos, es decir, en la Cuenca de Burgos. Se hace un resumen muy general acerca del área, incluyendo su localización, geología histórica y estructural, así como su litología, para que sirva como base real de entendimiento y correlacionar los resultados.

Posteriormente, se lleva a cabo la aplicación de los métodos sobre los datos reales, es decir, una sección sísmica que forma parte de un proyecto 3D adquirida en la zona, integrando con ella cuatro registros sísmicos. Se explica la forma de procesarlos y se presenta el diagrama de flujo que se siguió. Por último, en el capítulo IV se muestra la discusión de los resultados obtenidos con los métodos y las conclusiones a las que se llegó, así como la sugerencia que se propone para hacer que los métodos converjan mejor y la inversión resulte más robusta y precisa.

PAGINACIÓN
DISCONTINUA

INTRODUCCIÓN

En los próximos años, México necesita aumentar sus reservas de hidrocarburos probadas, esto trae como consecuencia que se realice un programa de exploración intensiva.

Cada vez es más difícil encontrar o localizar estos recursos energéticos, principalmente porque se encuentran a mayores profundidades, también porque los yacimientos someros ya están siendo explotados o simplemente ya no son tan grandes. Por ello se deben desarrollar nuevos métodos de campo y técnicas, tanto de procesamiento como de interpretación, que permitan aumentar la confiabilidad de encontrar estructuras y trampas susceptibles o almacenadoras de hidrocarburos.

En las últimas dos décadas, las técnicas de inversión para la interpretación de datos geofísicos se han empleado exitosamente y hoy en día son una técnica crítica para todo trabajo de caracterización de yacimientos y desarrollo de campos.

Entre las múltiples técnicas de inversión se encuentra la recursiva, que toma como modelo inicial una Tierra horizontalmente estratificada, homogénea e isótropa, y toma como base la ecuación de la reflectividad en términos de la impedancia acústica (ecuación 17), dando como resultado una ecuación con la cual se puede calcular la impedancia acústica de la capa i -ésima a partir de la de la capa $i-1$.

Otra técnica es la lineal generalizada, que consiste en darle una solución al problema sobredeterminado, con mínimos cuadrados, al condicionar los parámetros del modelo en una aproximación matricial generalizada.

En la presente tesis se analizan estos dos tipos de inversión para estudiar sus alcances al aplicarlos a datos reales basados en el modelo horizontalmente

estratificado, isótropo y homogéneo; obtenido del registro sónico de los pozos del área de estudio y la interpretación de horizontes.

Se aplicó a una sección sísmica de la Cuenca de Burgos en donde los resultados obtenidos se inclinan a favor de la lineal generalizada, ya que resultó ser más robusta y consistente como se explica en el capítulo IV de discusiones y conclusiones. Por último, se sugiere una hipótesis del futuro de los métodos de inversión.

CAPITULO I BASES TEÓRICAS

1.1 TEORÍA DE INVERSIÓN

La teoría de inversión es un conjunto organizado de técnicas matemáticas que se emplean para reducir datos con el fin de obtener información útil; es decir, son todos los métodos que se utilizan para obtener información o inferencias sobre el mundo con mediciones físicas. El estudio de la teoría inversa es un intento por organizar las técnicas para obtener sus similitudes y puntualizar sus diferencias, así como para poder minimizar las limitantes que se presentan en cualquier información dada.

Las observaciones que hacemos acerca del mundo, generalmente se presentan como una secuencia ordenada de valores, al basarnos en esta información se tratan de resolver los problemas y las preguntas que se formulan acerca de la tierra. Al final lo que se busca son valores numéricos (o estadísticos) de cualquiera de las propiedades características de la Tierra. A estas propiedades se les suele llamar "Parámetros del Modelo", que en términos prácticos se refieren a las propiedades físicas de la Tierra que se pretende estudiar o cuantificar. (Ej. densidad, resistividad, impedancia acústica, porosidad, etc.)

En general, nos vemos obligados a asumir que existe un método específico (usualmente una teoría matemática o un modelo) con el cual se pueden relacionar los parámetros del modelo con la información observada.

El problema directo se define como el proceso por medio del cual se obtienen las mediciones o las observaciones con base en algún principio universal o en un modelo, auxiliado por algunas condiciones específicas relevantes. En cambio, en el problema inverso la información con la que se cuenta son los datos observados y el modelo o el principio general, lo que se busca es determinar los parámetros del modelo.

En el caso específico de la Geofísica, continuamente se presenta el problema inverso, ya que por las condiciones físicas de la Tierra, del subsuelo y los costos económicos, entre otros, las mediciones se deben realizar indirectamente u obteniendo una señal de algún tipo, y lo que se busca es conocer los parámetros o propiedades físicas específicas y cuantificables de la Tierra. En el caso de los registros geofísicos de pozos, las mediciones de las propiedades físicas se realizan directamente con la sonda en el subsuelo, obteniendo los parámetros y luego creando el modelo para tratar de correlacionarlo con una superficie específica, o utilizarlo como una base real para calibrar los datos de otro estudio de prospección geofísica. Cabe mencionar que la teoría de la inversión da información acerca de parámetros numéricos que aparecen en el modelo, no es una forma de obtener el modelo mismo.

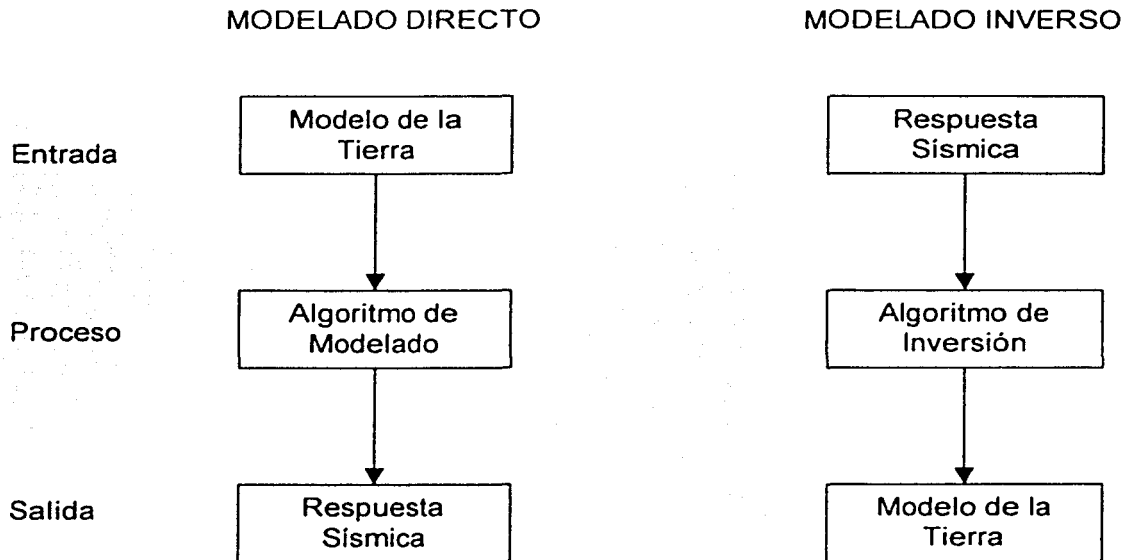
Con el fin de profundizar más en la definición de Inversión Sísmica, podemos decir que involucra el mapeo de la estructura física y propiedades del subsuelo terrestre usando mediciones adquiridas en la superficie de la Tierra. Esta definición es tan amplia que virtualmente abarca todo el trabajo realizado en el análisis sísmico y en la interpretación.

La inversión sísmica también es considerada como la técnica para crear un modelo de la Tierra utilizando como entrada datos, es decir, lo opuesto a las técnicas de modelación directa, las cuales consisten en crear una sección sísmica sintética basada en un modelo de la Tierra.

Las propiedades físicas o parámetros del modelo se pueden dividir en dos clases generales:

- a) Las que se describen con funciones discretas.
- b) Las que se describen con funciones continuas.

La teoría inversa emplea diferentes técnicas matemáticas para estas dos clases de parámetros: La teoría de ecuaciones matriciales para las funciones discretas y la teoría de ecuaciones integrales para las continuas.



En esta tesis nos abocaremos únicamente a la teoría de la inversión discreta, en donde los parámetros del modelo son un número finito de valores numéricos, esto porque en muchos casos las funciones continuas se pueden representar con funciones discretas con un espaciamiento (seleccionado de acuerdo a las necesidades de cada estudio) y con un número finito de coeficientes. Además, las parametrizaciones de las funciones continuas son siempre propiedades aproximadas y hasta cierto punto arbitrarias, que resultan al final en un grado de imprecisión. La Teoría de la Inversión Discreta se apoya principalmente en la teoría de vectores y matrices, en cambio la Teoría de la Inversión Continua, lo hace en teorías más complicadas de funciones no discretas y operadores.

Aunque el propósito inicial de la teoría de la inversión es estimar los parámetros del modelo, tiene un alcance mucho más alto, ya que aunque resulten estos

parámetros los deseados, existe siempre información adicional relacionada que puede ayudar a determinar qué tan correcta o certera es la solución obtenida.

Uno de los objetivos al que es importante enfocarse en la teoría inversa, es reconocer que algunos criterios son más aplicables que otros, así como detectar y evadir los que estén enmascarando información.

En la teoría de la inversión existen tres puntos de vista generales desde donde se puede analizar y estudiar, los dos primeros tratan el problema de los parámetros del modelo aproximando funciones continuas con un número finito de parámetros discretos, los grupos son:

- El primero y más antiguo es el de la teoría de las probabilidades, en esta versión, la información observada y los parámetros del modelo son tratados como variables aleatorias, aquí se hacen enormes esfuerzos para determinar las distribuciones de probabilidad que las rigen. Esta forma de manejar la inversión lleva de manera muy natural a los análisis de los errores y a probar el significado de las respuestas.
- La segunda forma de trabajar con la teoría de la inversión es la determinística, que evita el uso explícito de la teoría de la probabilidad. Esta aproximación sólo maneja estimaciones de los parámetros del modelo y no las distribuciones de probabilidad que los rigen.
- La tercera forma nace de considerar a los parámetros del modelo como funciones continuas inherentes; desarrolla métodos para manejar las funciones continuas de manera explícita.

Lo primero que se debe tomar en cuenta al formular los problemas inversos, es la descripción de la información observada. Es decir, se hacen N mediciones de un experimento en particular, éstas se pueden considerar como los elementos del vector d (con una extensión N). De manera análoga, los M parámetros del modelo se pueden considerar como los elementos del un vector m (con extensión M).

Esto es:

$$d = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]^T \longrightarrow \text{La información observada o datos}$$

$$m = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]^T \longrightarrow \text{Los parámetros del modelo}$$

Donde T es la matriz transpuesta.

El concepto básico de la teoría es asumir que los parámetros del modelo y la información observada, se relacionan matemáticamente de alguna manera, la cual llamamos el modelo, usualmente toma la forma de una o más fórmulas o ecuaciones que se espera manejen la información y los parámetros. El propósito de la teoría de la inversión es resolver o "invertir" éstas ecuaciones para los parámetros del modelo, u obtener cualquier tipo de respuesta o información deseada para cada estudio en particular.

El modelo o ecuación implícita más simple para relacionar los parámetros y la información es la siguiente:

$$F_L = (d, m) = 0 \dots (1)$$

Donde L es el número de ecuaciones

En general, la ecuación consiste de funciones no lineales, complicadas y arbitrarias de la información observada y los parámetros del modelo.

Existen tres formas principales para tratar a la función F:

1. Forma Lineal Implícita: ocurre cuando la función F es lineal en los datos observados, así como en los parámetros, por lo que puede escribirse como una ecuación matricial.

$$f(d,m) = 0 = F \begin{bmatrix} d \\ m \end{bmatrix} \dots(2)$$

2. Forma Explícita: es en la cual es posible separar la información de los parámetros del modelo y formar $L = N$ ecuaciones que son lineales en la información, aunque sean no lineales en los parámetros del modelo y se representen con una función g diferente.

$$F(d,m) = 0 = d - g(m) \dots(3)$$

3. Forma Lineal Explícita: aquí la función G es también lineal, lo que conlleva a una ecuación matricial donde $L = N$

$$F(d,m) = 0 = d - Gm \dots(4)$$

Los problemas de inversión más simples son aquellos que pueden representarse con la Ecuación Lineal Explícita $G m = d$ y es en la que se fundamenta el estudio de la teoría inversa discreta.

La matriz G se llama Kernel, como una analogía a la teoría de ecuaciones integrales, en donde la información y los parámetros son dos funciones continuas, es decir $d(x)$ y $m(x)$ donde x es alguna variable independiente. La teoría inversa continua se encuentra entre éstos dos extremos, asume información discreta pero un modelo continuo. Matemáticamente:

Teoría Inversa Discreta:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \dots(5)$$

Teoría Inversa Continua:

$$d_i = \int G_i(x)m(x)dx \quad \dots(6)$$

Teoría de Ecuaciones Integrales:

$$d(y) = \int G(y,x)m(x)dx \quad \dots(7)$$

La diferencia principal entre las tres ecuaciones anteriores es si m ó d se tratan como funciones continuas o como parámetros discretos. Los datos d_i (datos observados) de la teoría inversa son discretos, ya que se obtienen directamente de la Tierra. Las últimas dos teorías, pueden convertirse en problemas inversos discretos, aproximando la integral como una sumatoria, usando por ejemplo la regla del trapecio o alguna otra ecuación.

Cabe aclarar que existen ocasiones en que la ecuación es lineal para d y m , pero si se emplea alguna otra variable auxiliar, puede ser no lineal. Así también, puede ocurrir que el problema sea no lineal en la teoría inversa continua, pero es posible linealizarlo insertando alguna función de los dos lados de la ecuación (como por ejemplo un logaritmo) y aproximando la exponencial con los primeros dos términos de una expansión en serie de Taylor.

Para los problemas de inversión, cualquier información que obtengamos se considera una solución o resultado. Existen diferentes puntos de vista que constituyen una solución del problema, ya que desafortunadamente muchos de ellos no tienen una solución única o exacta, por esto, las soluciones son más abstractas que solo una cifra o un parámetro.

La forma más sencilla de solucionar el problema es hacer la estimación m -ésima de los parámetros, esto es simplemente calcular el conjunto de valores numéricos que puede tomar el parámetro. Además, dependiendo de la estructura del

problema que se está estudiando, se pueden calcular y promediar los errores que se presenten.

Otro camino que se puede seguir, es calcular y definir las fronteras dentro de las cuales el valor del parámetro se debe establecer, es decir, acotar la solución y así también calcular su grado de certidumbre. Las fronteras o límites pueden ser absolutas o probabilísticas, y también proveen información complementaria útil en la correcta interpretación de la solución del problema inverso.

Al generalizar los valores planteados de las fronteras, se calcula la distribución de probabilidad completa de los parámetros del modelo. Si la distribución resulta muy complicada, esta técnica ya no es útil, en cambio, si es sólo de un pico, (Figura 1), basándonos en su forma, la distribución brinda más información que una estimación con error. Sin embargo, si la distribución es muy complicada (como se presenta en la figura 2) no es interpretable, excepto tal vez en que implica que los parámetros del modelo no pueden ser bien estimados. En la práctica la mayoría de las distribuciones son extremadamente complicadas de calcular, por lo que el uso de esta técnica es muy limitada.

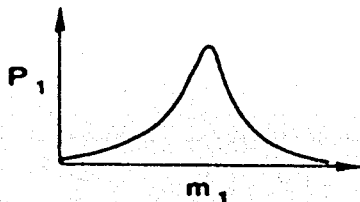


FIGURA 1. Distribución simple.

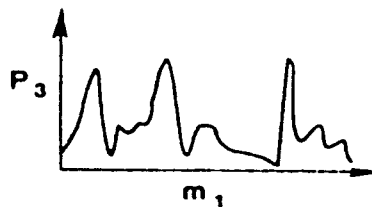


FIGURA 2. Distribución compleja.

En muchas ocasiones, es posible identificar combinaciones o promedios de los parámetros del modelo, los cuales son más fáciles de determinar que los parámetros mismos, aunque a veces, los promedios no tienen un sentido físico.

Los promedios son de gran interés cuando los parámetros del modelo representan la versión discreta de una función continua, y entonces el significado del promedio es que aunque la información no pueda resolver los parámetros del modelo en un punto en particular, pueden resolver el promedio o media de los parámetros en la vecindad de ese punto.

Cabe recordar que cualquier método que resuelva problemas inversos, tiende a cometer errores entre la información observada y los parámetros del modelo; además de que las estimaciones son siempre variables aleatorias, es que pueden describirse con una distribución P (m -ésimo). Esto es independiente a que los parámetros verdaderos del modelo sean o no variables aleatorias, ya que en algunos casos es adecuado considerarlos como cantidades determinísticas o como variables aleatorias. Si se conoce la distribución de los datos observados, entonces se puede encontrar cualquier función de distribución de ellos, incluyendo los parámetros del modelo estimados.

1.2 PROCESAMIENTO SÍSMICO BÁSICO

En este apartado nos abocaremos a explicar de manera muy breve las bases físicas y teóricas del procesamiento de datos sísmicos, para lo cual empezaremos por puntualizar los objetivos principales que buscamos alcanzar al trabajar con información sísmica:

1. Recobrar la amplitud real.
2. Mejorar la resolución vertical.
3. Mejorar la resolución horizontal.
4. Eliminar el ruido.

1.2.1 RECOBRAR LA AMPLITUD REAL

El trabajo más difícil que se realiza al procesar datos sísmicos, es reconstruir la amplitud de las trazas, es decir, cómo deben ser al no estar presente ningún tipo de perturbación. Normalmente consideramos que las fuentes de distorsión en las amplitudes sísmicas puede agruparse dentro de tres categorías:

- Divergencia esférica.
- Absorción.
- Pérdidas por transmisión.
- Pérdidas por dispersión.
- Pérdidas según las ecuaciones de Zoeppritz.

Basándonos en lo anterior, podemos aproximar la función de la atenuación total de la energía en la tierra de la siguiente forma:

$$A_t = A_0 \left(\frac{b}{t} \right) \exp(-at) \quad \dots(8)$$

Donde:

t = Tiempo.

A_t = Amplitud recobrada.

A_0 = Amplitud real.

a, b = Constantes.

Si calculamos las constantes de la ecuación anterior con los datos sísmicos, podremos recobrar la amplitud real.

Los problemas de preservación de amplitud, también pueden deberse a malas condiciones en la superficie, es decir, a una mala adquisición u otros factores. Para minimizar estos efectos se recurre comúnmente a correcciones consistentes

con la superficie, las cuales calculan el valor de ganancia total para cada traza y lo descomponen en sus cuatro componentes:

$$A_{i,j} = S_i R_j X G_k X M_k X_{i,j}^2 \quad \dots(9)$$

Donde:

A = Factor de amplitud total.

S = Componente de la fuente.

R = Componente del receptor.

G = Componente del CDP (punto de profundidad común).

M = Componente del Offset (distancia fuente-receptor).

X = Distancia del Offset.

i,j = Posición de la fuente y receptor.

K = Posición del CDP.

1.2.2 MEJORAR LA RESOLUCIÓN VERTICAL

Como sabemos, la deconvolución es un proceso con el cual se pretende remover la ondícula sísmica de la traza en sí. Es simplemente la forma contraria del procedimiento de la convolución, y consiste en remover la forma de la ondícula para revelar los coeficientes de reflexión.

Sin embargo, no es un proceso fácil, ya que no podemos estar del todo seguros que el modelo convolucional sea el mejor, aunque sí el más aceptado hasta ahora. El problema principal radica en que asumimos que la ondícula no varía con el tiempo. Tampoco podemos asegurar que se puede derivar de la traza sísmica la ondícula real (o la serie de reflectividad). Todas las técnicas de deconvolución o de estimación de ondícula se basan en suposiciones, ya sea de la misma, de la reflectividad o de ambas.

Existen dos clases de métodos de deconvolución:

- Las que emplean suposiciones de fase restrictiva, que pueden considerarse técnicas de procesamiento de ondícula real, sólo cuando se observan pertinentes las suposiciones. Dentro de éstas se encuentran:
 1. Deconvolución impulsiva. (Spiking).
 2. Deconvolución predictiva
 3. Deconvolución de fase cero.
 4. Deconvolución consistente con la superficie.
- Las que no hacen suposiciones de fase restrictiva y que pueden considerarse como los métodos de procesamiento de la ondícula real. En esta categoría podemos encontrar:
 1. Estimación de la ondícula usando registros de pozos. (Deconvolución estratigráfica)
 2. Deconvolución de máxima semejanza.

Cabe aclarar que la deconvolución consistente con la superficie, involucra la convolución de cuatro componentes, por lo que debemos promediar iterativamente en cuatro direcciones diferentes de la geometría: fuente común, receptor común, punto de profundidad común (CDP) y offset (o distancia fuente receptor) común.

Para facilitar la comprensión de los métodos de deconvolución, se presenta a continuación un cuadro comparativo de los mismos:

MÉTODO	ESTIMACIÓN DE LA ONDÍCULA	FORMA FINAL DE LA ONDÍCULA
Deconvolución impulsiva.	Se asumen la ondícula de fase mínima y la reflectividad aleatoria.	Idealmente toma la forma de un pico, en la práctica es de fase mínima y tiene como salida una frecuencia mayor.

Deconvolución predictiva	No se presupone nada acerca de la ondícula.	No requiere registro de pozo, remueve los múltiples del período corto y del largo, no afecta la ondícula ni la fase.
Deconvolución de fase cero.	Se asumen la ondícula de fase cero y la reflectividad aleatoria.	La fase no se altera, el espectro de amplitud se blanquea, puede tomar la forma de la salida deseada.
Deconvolución consistente con la superficie.	Fase mínima o cero, se asume la reflectividad aleatoria.	El carácter de la fase mejora, el espectro de amplitud se blanquea menos que al emplear métodos de traza simple.
Deconvolución estratigráfica	No se asume nada acerca de la fase, pero la información del pozo debe coincidir con la información sísmica.	La fase o la ondícula se hacen cero y el espectro de amplitud no se blanquea.
Deconvolución de máxima semejanza.	No se asume nada con respecto a la fase, se usa sparse-spike.	La fase o la ondícula se hacen cero, el espectro de amplitud se blanquea.

1.2.3 MEJORAR LA RESOLUCIÓN LATERAL

El método para mejorar la resolución horizontal es utilizar la migración, que es un proceso en el que se pueden observar los eventos de la sección sísmica en su posición correcta, es decir, con el echado correcto (como las superficies cóncavas que se ven convexas). También elimina los errores o faltas de precisión de la

sección que no existen, y se pueden remover o quitar los efectos difractados y las difracciones que añaden complejidad a la información. Estas difracciones se producen durante la transmisión de la energía cuando las velocidades varían lateralmente y se refleja en las superficies. La migración puede ser definida como un proceso que corrige las distorsiones de la estructura geológica inherentes en la sección sísmica. La migración en dos dimensiones es un proceso matemático que mapea la superficie bidimensional ($x, t, z = 0$). Se continúa estudiando a fondo la migración 3-D, ya que la de dos dimensiones en su momento fue de gran utilidad, pero tenía algunas limitaciones que se corrigen con la 3-D, aunque cabe recordar que aun así, no es posible remover todos los efectos de interferencia.

1.2.4 ATENUACIÓN DEL RUIDO

Como habíamos descrito con anterioridad, el ruido aleatorio puede reducirse con el apilamiento de las trazas, a menos que la relación señal a ruido se acerque mucho a uno, por lo que en esos casos se puede aplicar algún filtro del tipo f-k, pero sin perder de vista que estos filtros interfieren con la información de las amplitudes de las trazas. Esto provoca que los resultados de la inversión en éstas sea menos confiable.

El ruido coherente es más difícil de eliminar, en donde su forma mas común son los llamados múltiples. Existen dos métodos principales para eliminarlos, una es usar un filtro f-k y el otro es el Método de Apilamiento de Velocidad Inversa que consiste en los siguientes pasos:

1. Corregir la información usando una velocidad NMO adecuada.
2. Modelar los datos como una suma lineal de formas parabólicas (transformando al dominio de la velocidad).
3. Filtrar las componentes parabólicas con un mayor moveout que un límite predeterminado.
4. Realizar la transformada inversa.

Cabe mencionar que aunque ambos métodos son útiles en las trazas laterales, el Método de Apilado de Velocidad Inversa es apropiado para trabajar las trazas inversas.

1.3 BASES TEÓRICAS DE LA INVERSIÓN

Para comprender la inversión sísmica, primero deben comprenderse los procesos físicos relacionados con la creación de los datos sísmicos. Inicialmente, se tratará al modelo convolucional básico de la traza sísmica en los dominios del tiempo y de la frecuencia, considerando los tres componentes de este modelo: la reflectividad, ondícula sísmica y el ruido.

El modelo convolucional que se tratará, es aquel que se realiza después de apilar, es decir, cuando se tiene ya el promedio de las trazas sísmicas en un punto, ya que de éste tipo de inversión resulta una sección de seudo impedancia.

Los métodos más comunes de inversión después de apilar, se basan en la recursividad de una sola traza. Para comprender estos procedimientos es importante tener clara la relación entre deconvolución e inversión, y qué tanto depende cada método del esquema de deconvolución seleccionado: métodos de deconvolución de "aclaramiento", métodos de extracción de ondículas y los nuevos métodos de deconvolución "sparse-spike", como el de máxima semejanza y el de la norma $L-1$.

Cabe mencionar que antes de apilar, éstos métodos permiten extraer otros parámetros además de la impedancia (densidad, velocidad de ondas de corte, etc.) .

1.3.1 MODELO SÍSMICO

El modelo básico y más usado para la traza sísmica es el modelo convolucional, el cual supone que ésta es simplemente la convolución de la reflectividad de la tierra con una función de la fuente sísmica, sumada con una componente de ruido, matemáticamente esto es:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad \dots(10)$$

donde:

$s(t)$ = la traza sísmica.

$w(t)$ = la ondícula sísmica.

$r(t)$ = la reflectividad de la tierra.

$n(t)$ = el ruido.

Aún más simple, es la expresión cuando se asume que la componente de ruido es cero, entonces la traza sísmica es:

$$s(t) = w(t) * r(t) \quad \dots(11)$$

En el procesado sísmico utilizamos exclusivamente datos digitales, es decir, información muestreada a un intervalo de tiempo constante. Por tanto, si consideramos la reflectividad como un coeficiente de reflexión en cada muestra de tiempo (incluso si algunos son cero), y la ondícula como una función suavizada en tiempo, la convolución puede explicarse, en otras palabras, como el reemplazamiento de cada coeficiente de reflexión con una versión escalada de la ondícula y sumando el resultado.

Otra forma de analizar la traza sísmica es en el dominio de la frecuencia, haciendo la Transformada de Fourier de la ecuación anterior, resultando:

$$S(f) = W(f)R(f) \quad \dots(12)$$

donde:

$S(f)$ = Es la transformada de Fourier de $s(t)$.

$W(f)$ = Es la transformada de Fourier de $w(t)$.

$R(f)$ = Es la transformada de Fourier de $r(t)$.

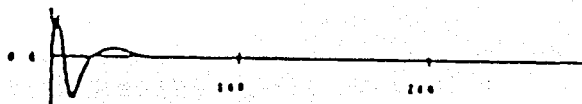


FIGURA 3. Ondícula

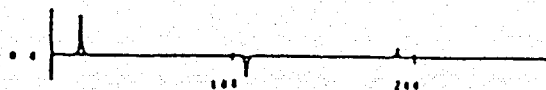


FIGURA 4. Reflectividad

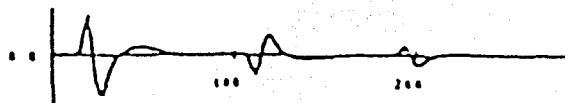


FIGURA 5. Traza Sísmica

Se puede observar que en la ecuación anterior la convolución se convierte en una multiplicación en el dominio de las frecuencias. Como la Transformada de Fourier es una función compleja, se puede considerar el espectro de amplitudes y de fases de sus componentes, es decir:

$$|S(f)| = |W(f)||R(f)| \quad \dots(13)$$

$$\theta_s(f) = \theta_w(f) + \theta_r(f) \quad \dots(14)$$

Donde:

$| |$ Indica el espectro de amplitudes.

θ Indica el espectro de fase.

En otras palabras, la convolución implica multiplicar el espectro de amplitudes y sumar el de fases. La figura 6 ilustra el modelo convolucional en el dominio de las frecuencias, es importante mencionar que el problema que se presenta en el dominio del tiempo de pérdida de resolución, se transforma como una pérdida en el contenido de frecuencias en este último dominio. Tanto las bajas como las altas frecuencias de la reflectividad se reducen severamente por los efectos de la ondícula sísmica.

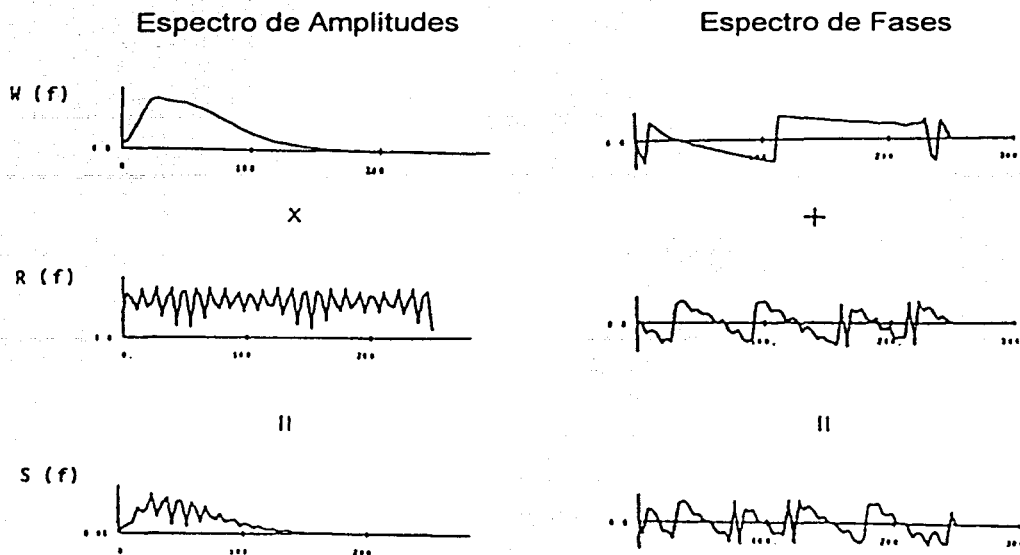


FIGURA 6. Espectros de fases y de amplitudes

1.3.2 SERIE DE COEFICIENTES DE REFLEXIÓN

La serie de coeficientes de reflexión es uno de los principales conceptos físicos del método sísmico. Cada coeficiente de reflexión puede entenderse como la respuesta de la ondícula sísmica a una cambio en la impedancia acústica de la tierra, donde la impedancia acústica se define como el producto de la velocidad de la onda compresional y la densidad.

Matemáticamente, convertir la impedancia acústica en reflectividad es dividir la diferencia de las impedancias acústicas entre su suma, el resultado es el coeficiente de reflexión de la interfase entre dos capas.

$$r_i = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_i V_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \dots(15)$$

Donde:

r = Coeficiente de reflexión.

ρ = Densidad.

v = Velocidad de la onda compresional.

z = impedancia acústica

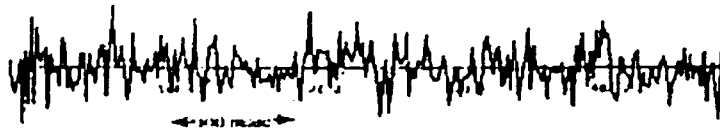
La capa i sobreyace a la capa $i+1$.

Esta ecuación es aplicable únicamente en el caso en que se presente una incidencia vertical, es decir, que la onda sísmica llegue a la interfase con un ángulo de 90° con respecto a ella.

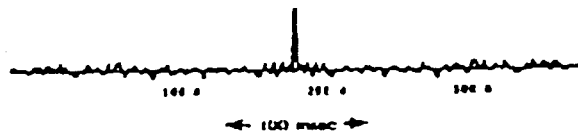
Es importante mencionar que también se debe convertir de profundidad a tiempo, así como integrando los tiempos de viaje de un registro sísmico, (ajustados a la determinación de velocidades de la velocidad vertical en el pozo), ya que éste es el mejor método para observar la impedancia sísmica y la reflectividad. Podemos crear una curva de impedancia multiplicando el registro sísmico y el de densidad de un pozo. En algunas ocasiones se puede hacer simplemente con el registro sísmico, y la aproximación de velocidad a impedancia es razonablemente buena, por ejemplo en el caso de materiales clásticos o carbonatados.

El tipo de deconvolución e inversión depende de las hipótesis estadísticas que se derivan de la reflectividad sísmica y de la ondícula. La reflectividad se considera siempre como una secuencia aleatoria perfecta (aunque no tiene una extensión infinita y una componente de ruido), que tiene varias propiedades, una de ellas es que su autocorrelación presenta un solo pico y es simétrica, como se observa en la figura 7:

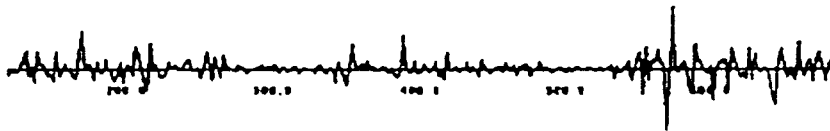
Secuencia Aleatoria



Autocorrelación de la Secuencia Aleatoria



Reflectividad Obtenida en el Pozo



Autocorrelación de la Reflectividad

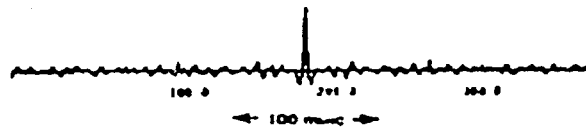


FIGURA 7. Ejemplificación de la autocorrelación

La reflectividad real de la tierra no es una función aleatoria perfecta, por lo que una buena forma de describirla estadísticamente es con una secuencia de Bernoulli-Gausseana. El término de Bernoulli implica la separación en la posición de los picos, y la Gausseana la aleatoriedad de sus amplitudes.

1.3.3 ONDÍCULA SÍSMICA

Cuando asumimos que existe una sola ondícula, bien definida, convolucionada con la reflectividad para producir una traza sísmica, tratamos el problema de manera ideal. Realmente, la ondícula varía con el tiempo y tiene una forma compleja.

Si consideramos una ondícula de Ricker que consiste en un pico y dos lóbulos laterales, ésta depende solo de su frecuencia dominante, es decir, la frecuencia del pico en su espectro de amplitud o del inverso del período dominante en el dominio del tiempo. Sabemos que en su espectro de amplitud, mientras la ondícula se haga más angosta, también se hace más angosta en el dominio del tiempo, lo que indica que aumenta la resolución.

Una característica deseable de la ondícula de Ricker es que ésta sea perfectamente simétrica, es decir, de fase cero, ya que de esta manera la energía se concentra en el pico positivo y la convolución de esa ondícula con el coeficiente de reflexión resultaría en una reflexión precisa.

Sabemos que una ondícula sísmica contiene un rango más amplio de frecuencias que el de la ondícula de Ricker, por lo que comúnmente se aplican filtros en determinadas frecuencias, como el de "cosine tapers" (suavizamiento con cosenos), también conocido como Filtro Ormsby, este suavizamiento reduce los efectos que produciría un filtro ideal o de caja.

El concepto de la ondícula de fase mínima es vital para entender la deconvolución, una de sus definiciones según Treitel y Robinson, (1966) es la siguiente:

"Para un conjunto dado de ondículas con el mismo espectro de amplitud, la de fase mínima será la que tiene el borde más agudo, es decir, sólo las que tienen valores de tiempo positivos, y en las que la mayor cantidad de energía se concentra en el origen. La ondícula de fase mínima es importante para nosotros, ya que es la forma ideal con la que se modela la energía liberada de la fuente."

Para ejemplificar un poco lo anterior, la figura 8 muestra diferentes ondículas convolucionadas con la función de reflectividad.

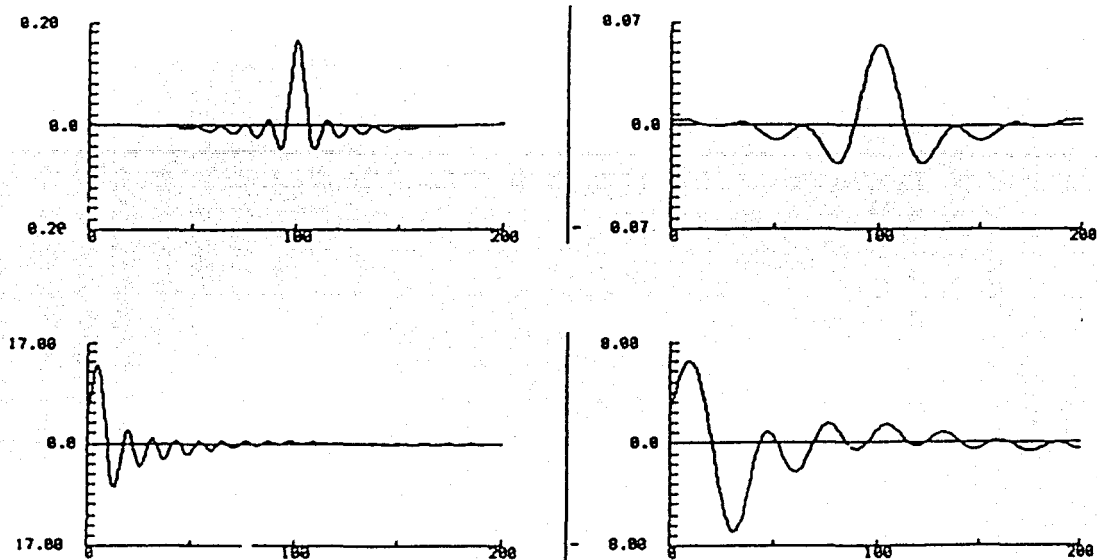


FIGURA 8. Convolución de diferentes ondículas con la reflectividad.

Comparando lo anterior:

1. Ondícula de Baja Frecuencia y Fase Cero:
La resolución de las reflexiones es pobre.
La identificación de la superficie de las reflexiones es buena.
2. Ondícula de Alta Frecuencia y Fase Cero:
La resolución de las reflexiones es buena.
La identificación de la superficie de las reflexiones es buena.
3. Ondícula de Baja Frecuencia y Fase Mínima:
La resolución de las reflexiones es pobre.
La identificación de la superficie de las reflexiones es pobre.

4. Ondícula de Alta Frecuencia y Fase Mínima:

La resolución de las reflexiones es buena.

La identificación de la superficie de las reflexiones es pobre.

Basándonos en las observaciones anteriores, consideramos que la ondícula de alta frecuencia y fase cero es la mejor para nuestros fines.

1.3.4 LA COMPONENTE DE RUIDO

Hasta ahora, hemos discutido el caso ideal interpretando cada ondícula de reflexión de una traza sísmica, asumiendo que es una interfase litológica, pero muchos de los rizados de la traza no son realmente reflexiones sino el resultado del ruido sísmico. Entendamos ruido como toda señal no deseada en la traza sísmica, o toda señal que enmascare la información.

El ruido sísmico puede clasificarse en dos categorías:

- a) Ruido Aleatorio: Es el ruido que no se puede correlacionar entre las trazas, y se debe principalmente a factores ambientales.
- b) Ruido Coherente: Es el ruido que es predecible en la traza sísmica, por ejemplo la interferencia de reflexiones múltiples.

El ruido aleatorio puede entenderse como la componente $n(t)$ de la ecuación del modelo convolucional. Para tratar de minimizar este término, lo primero que se hace es apilar los datos, lo cual reduce de manera importante el ruido aleatorio.

Las reflexiones múltiples, también llamadas simplemente "múltiples" son una de las mayores fuentes de ruido coherente, provocadas por los "rebotes" de la señal sísmica en las interfases o cambios litológicos de la tierra, como se muestra en la figura 9:

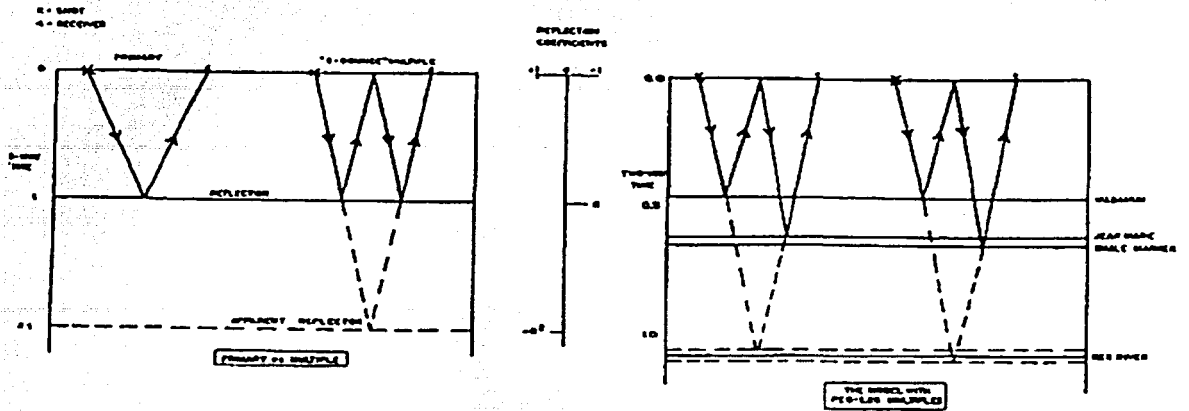


FIGURA 9. Múltiples

También podemos observar la aportación de los múltiples en la siguiente figura, donde se aprecian dos series de coeficientes de reflexión, una conteniéndolos y otra no.

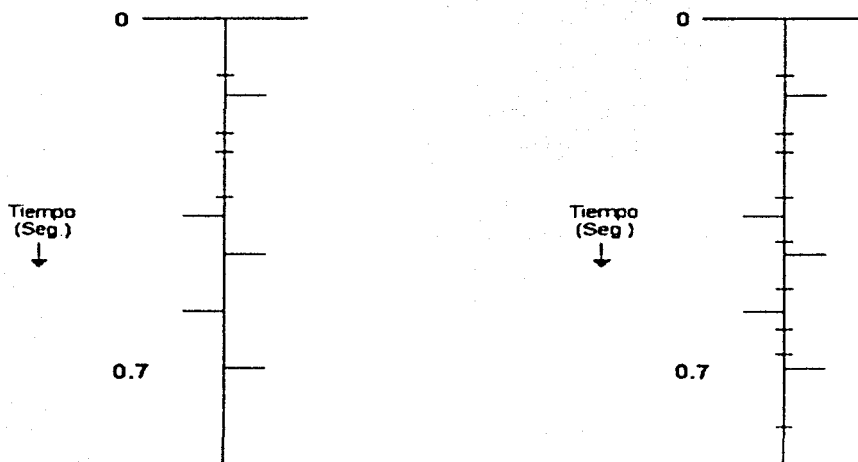


FIGURA 10. Efecto de los múltiples en una serie de coeficientes de reflexión.

1.4 MÉTODO DE LA INVERSIÓN RECURSIVA

Anteriormente habíamos definido la reflectividad en términos de la impedancia acústica, cuya fórmula es:

$$r_i = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_i V_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \dots(16)$$

Donde:

r = Coeficiente de reflexión.

ρ = Densidad.

V = Velocidad de la onda compresional.

Z = impedancia acústica

La capa i sobreyace a la capa $i+1$.

Si tenemos la reflectividad real es posible recuperar la impedancia acústica invirtiendo la fórmula anterior, tomando en cuenta la determinación de la velocidad de intervalo identificada en el registro de pozo, de la siguiente manera:

$$1 + r_i = \frac{Z_{i+1} + Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} + \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} = \frac{2Z_{i+1}}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \dots(17)$$

También:

$$1 - r_i = \frac{Z_{i+1} + Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} - \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} = \frac{2Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \dots(18)$$

Entonces:

$$\frac{Z_{i+1}}{Z_i} = \frac{1 + r_i}{1 - r_i} \quad \dots(19)$$

La fórmula final se conoce como la Fórmula de Inversión Recursiva Discreta y es la siguiente:

$$Z_{i+1} = Z_i \left[\frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \dots(20)$$

Utilizando la ecuación anterior, se puede obtener una figura como la siguiente, en ella se recuperan las impedancias acústicas de la traza a partir de la serie de coeficientes de reflexión.

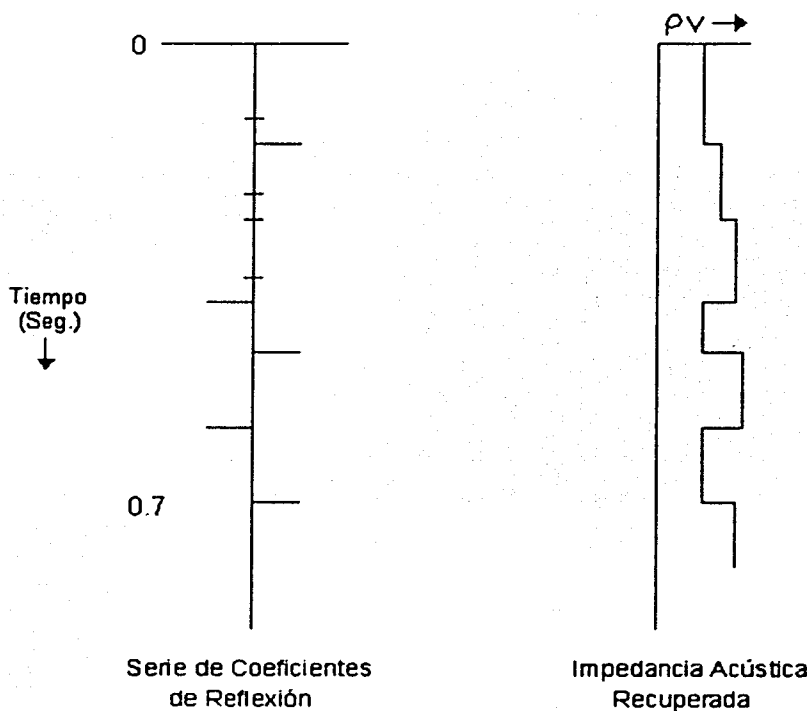


FIGURA 11. Obtención de la impedancia acústica a partir de la serie de coeficientes de reflexión.

La fórmula nos dice que si conocemos la impedancia acústica de una capa en particular, y el coeficiente de reflexión de la base de esa capa, podemos entonces recuperar la impedancia acústica de la siguiente capa. Por supuesto, necesitamos estimar la impedancia de la primera capa para empezar la recursividad.

Si asumimos que ya conocemos la impedancia acústica para la primera capa, entonces:

$$Z_2 = Z_1 \left[\frac{1+r_1}{1-r_1} \right] \qquad Z_3 = Z_2 \left[\frac{1+r_2}{1-r_2} \right] \quad \dots(21)$$

Y así encontramos la impedancia enésima desde la primera, simplemente escribiendo la fórmula:

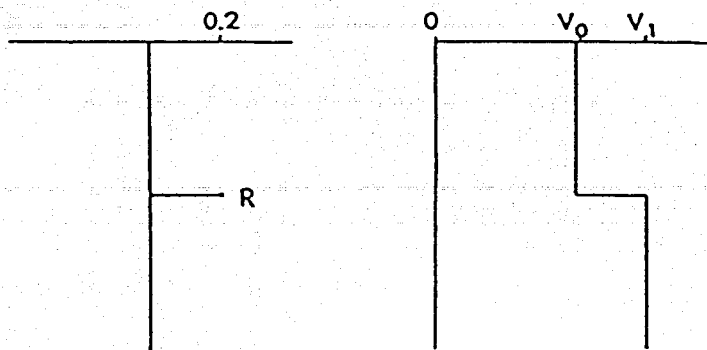
$$Z_n = Z_1 \prod_{i=1}^{n-1} \left[\frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad \dots(22)$$

Cuando aplicamos la fórmula a datos reales, nos enfrentamos con dos problemas:

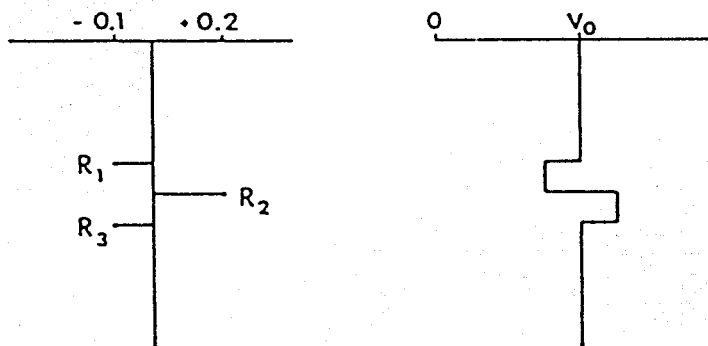
- Frecuencia de Banda Limitada:
Observamos que la reflectividad se ve muy limitada en su banda principal cuando se convoluciona con la ondícula sísmica, ya que las componentes tanto de las bajas como de las altas frecuencias se pierden.
- Ruido:
La presencia de ruido coherente y aleatorio en la traza sísmica provoca que la reflectividad estimada se desvie de la reflectividad real.

Para ilustrar el efecto de las limitaciones del ancho de banda, presentamos la figura 12, esta muestra la inversión de un solo pico y la del mismo pico convolucionada con una ondícula de Ricker.

Las primeras dos gráficas (A) muestran un solo coeficiente de reflexión, las (B) muestran el coeficiente de reflexión de banda limitada.



Gráficas A



Gráficas B

FIGURA 12. Coeficientes de reflexión.

En la figura 13, la traza sísmica se ha convolucionado con una ondulada de fase mínima. Aquí la inversión de los datos muestra una pérdida de la componente de baja frecuencia, que es el problema más severo al que nos enfrentamos en la inversión de datos sísmicos, ya que es sumamente difícil de recuperar. Cuando perdemos la componente de alta frecuencia, en algunos casos podemos recobrar gran parte del contenido de frecuencia usando técnicas de deconvolución,

conociendo también otros parámetros que definan los efectos que provocan los diferentes materiales que atraviesa la onda.

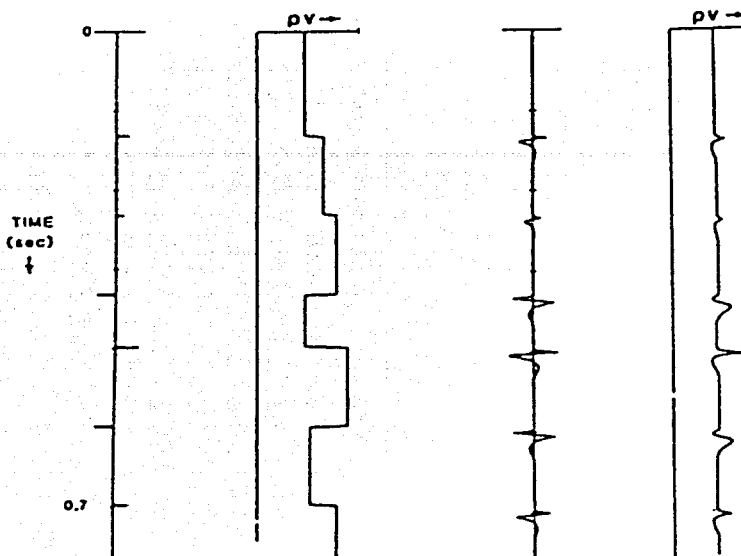


FIGURA 13. Secuencia sísmica

La primera columna corresponde a la serie de coeficientes de reflexión, la segunda es la impedancia acústica recuperada, la tercera es el sintético con ondícula de fase mínima y la última columna es la inversión del sintético.

Ahora, regresando al problema del ruido, cabe recordar que puede provenir de muchas fuentes diferentes, pero siempre interfiere cuando queremos recobrar la reflectividad real. En la figura 14 se muestra el efecto del ruido en la inversión recursiva, es decir, observamos lo que ocurre al adicionar el tren completo de los múltiples, al modelo de reflectividad. Como podemos ver, la impedancia acústica recuperada, tiene la misma forma básica que la real, pero el error aumenta con la profundidad. Este problema se deriva también de los problemas de amplitud que se producen por las pérdidas en la transmisión.

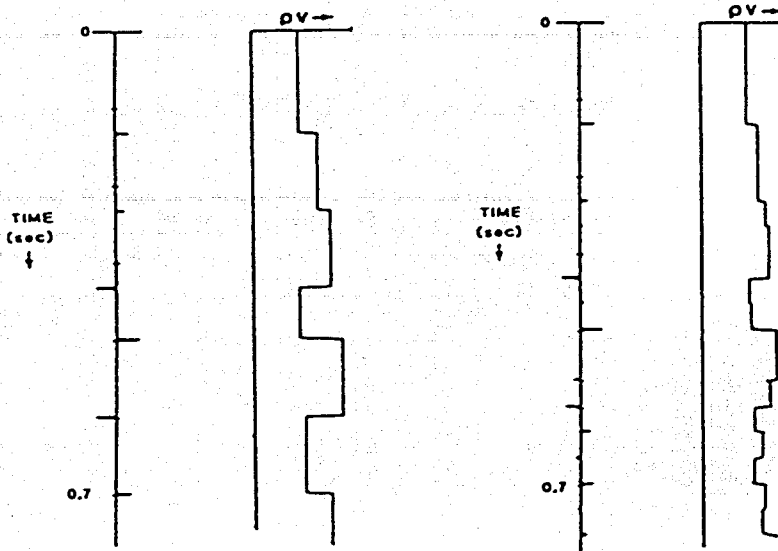


FIGURA 14. Efecto del ruido en la inversión.

La primera columna corresponde a la serie de coeficientes de reflexión, la segunda es la impedancia acústica recuperada, la tercera es la serie de coeficientes de reflexión con todos los múltiplos, y la última columna es la Impedancia acústica recuperada.

En la práctica debemos recordar que esta técnica se basa en el modelo de traza sísmica unidimensional, y asumimos también que los procesos de corrección se han aplicado debidamente, por ello, se trabajó con secciones sísmicas en las que cada traza representa una serie de reflectividad de banda limitada y vertical.

La técnica usada comúnmente en la inversión de datos sísmicos es la recursiva, siendo la ecuación 17 en la que fácilmente podemos observar:

$$r_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \dots(23)$$

Donde:

r_i = el coeficiente de reflexión i-ésimo.

$Z_i = \rho_i v_i$ = densidad de la capa i-ésima por su velocidad = impedancia acústica.

Se asume que la inversión sísmica concuerda con el modelo directo y se invierte usando simplemente la relación de inversión. Pero como se indicó anteriormente, el problema principal radica en la pérdida de la componente de baja frecuencia que en la sección sísmica se manifiesta como defasamiento.

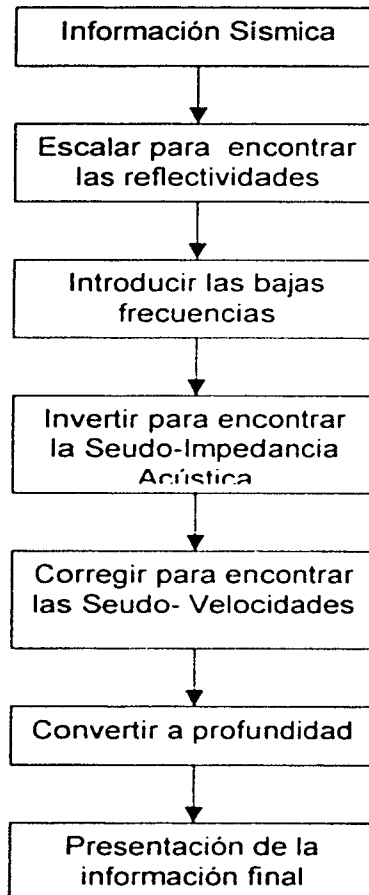
Existen tres formas diferentes para recuperar la componente de baja frecuencia:

1. De un registro sísmico filtrado: un registro sísmico es la mejor forma de obtener información de baja frecuencia en la vecindad del pozo, aunque tiene sus limitaciones, ya que se restringe a los datos sísmicos y carece de continuidad lateral. Estos problemas se pueden solucionar usando un algoritmo que ayude a correlacionar la información del pozo con los datos sísmicos en puntos preseleccionados y específicos de control. Cabe mencionar que es de gran importancia también contar con otros tipos de registros geofísicos corridos en el pozo.
2. De los análisis de velocidades sísmicas: En este caso las velocidades de intervalo se obtienen de las funciones de velocidad de apilamiento, utilizando la fórmula de Dix. La función que resulta continúa siendo ruidosa, por lo que es recomendable aplicar algún otro filtro de dos dimensiones, como un polinomial para suavizar la función.

3. De un modelo geológico: También es factible en algunos casos que se construya y se incorpore un modelo geológico de bloques, empleando información obtenida de alguna otra manera o de alguna otra fuente.

Como las transformadas anteriores son no-lineales algunos autores sugieren que la adición de la componente de baja frecuencia debe hacerse en la reflectividad, aunque al hacerse en la velocidad no difiere mucho del resultado final.

Para esquematizar todo lo anterior, presentamos el siguiente diagrama de flujo que corresponde al Método Recursivo de Inversión Sísmica:



1.4.1 INFORMACIÓN EN LA COMPONENTE DE BAJA FRECUENCIA

Nos atrevemos a decir que el factor clave que distingue a la información invertida de la sísmica normal, es la presencia de la componente de baja frecuencia, debido a las ventajas en interpretación que tiene al introducir esta componente, según Russell y Linseth (1982).

La información contenida en la componente de baja frecuencia de los registros sísmicos, se pierde en los datos sísmicos, debido a los filtros de campo o durante el procesamiento, esto conlleva a la pérdida de información geológica. Si esta información pudiera recuperarse en el proceso de inversión, podría subsanar la pérdida de información geológica.

1.4.2 INVERSIÓN CONTINUA

Algunas veces, para aproximar las ecuaciones anteriores, se utiliza una relación logarítmica, que surge de suponer que $r(t)$ es una función continua de la siguiente manera:

$$r(t) = \frac{Z(t+dt) - Z(t)}{Z(t+dt) + Z(t)} = \frac{1}{2} \frac{dZ(t)}{Z(t)} \quad \dots(25)$$

ó

$$r(t) = \frac{1}{2} \frac{d \ln Z(t)}{dt} \quad \dots(26)$$

Entonces la fórmula inversa es:

$$Z(t) = Z(0) \exp 2 \int_0^t r(t) dt \quad \dots(27)$$

Cabe aclarar que esta aproximación sólo es válida si $|r(t)| < 0.3$ lo que usualmente ocurre, pero ya no ahondaremos más en el tema, ya que se desvía de los objetivos de la tesis.

1.5 MÉTODO DE LA INVERSIÓN LINEAL GENERALIZADA

Para resolver problemas de inversión lineal sobredeterminada, la forma más sencilla es realizar la regresión lineal simple. Si un problema inverso puede representarse con la ecuación lineal explícita $d = G m$ (como se analizó en el primer capítulo), se dice entonces que el problema es lineal. Si existe una relación exacta o perfecta entre las observaciones "d" y los parámetros del modelo "m" entonces se pueden emplear procedimientos muy simples para invertir las mediciones y encontrar "m". En muchas situaciones o problemas prácticos, la información observada no siempre cae en una línea recta, por lo que si decidimos ajustar los datos con una línea, ésta quedará a una distancia considerable de algunos de los datos, es decir, tendrá alguna dispersión.

Para una colección n de pares de datos: (X_1, Y_1) , (X_2, Y_2) , ..., (X_n, Y_n) , la línea ajustada o de regresión se obtiene con la siguiente ecuación:

$$y = a + bx \quad \dots(28)$$

Y cada par ordenado de datos satisface la ecuación:

$$y_i = a + bx_i + e_i \quad \dots(29)$$

Donde e_i es la distancia vertical entre el punto i y la línea de regresión; se le llama "residual" o "error de predicción".

La solución del problema inverso de la línea recta en estos casos no es exacta, ya que la relación $y_i = a + bx_i$ no puede satisfacerse por cada i y el problema es sobredeterminado, por lo que este tipo de problemas se resuelve generalmente usando el Método de los Mínimos Cuadrados.

En el Método de los Mínimos Cuadrados se trata de minimizar el error "e" determinando los parámetros a, b de tal modo que la suma de los cuadrados del error (S) sea mínimo, de la siguiente manera:

$$S = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)^2 \quad \dots(30)$$

El procedimiento de minimización se logra haciendo la diferencial de S con respecto a los parámetros del modelo e igualando las derivadas a cero, asumiendo que los errores experimentales corresponden sólo a los datos de campo, y_i , y tomando como punto de partida que $y = (a + bx) + e$.

$$\frac{\partial S}{\partial a} = 2 \sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)(-1) = 0 \quad \dots(31)$$

$$\frac{\partial S}{\partial b} = 2 \sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)(-x_i) = 0 \quad \dots(32)$$

Factorizando

$$\sum a + \sum bx_i = \sum y_i \quad \dots(33)$$

$$\sum ax_i + \sum bx_i^2 = \sum x_i y_i \quad \dots(34)$$

Lo que resulta en dos ecuaciones lineales simultáneas, cuya solución para a y b es una línea recta, al replantear estas dos ecuaciones tenemos que

$$\sum y = na + (\sum x)b \quad \dots(35)$$

$$n(\sum xy) = n(\sum x)a + n(\sum x^2)b \quad \dots(36)$$

Ahora, al multiplicar la primera ecuación del par anterior por $\sum x$, para restarla de la ecuación anterior y encontrar b , resulta:

$$n\sum xy = n(\sum x)a + n(\sum x^2)b \quad \dots(37)$$

$$\sum x \sum y = n(\sum x)a + (\sum x)(\sum x)b \quad \dots(38)$$

$$n\sum xy - \sum x \sum y = [n\sum x^2 - (\sum x)(\sum x)]b \quad \dots(39)$$

Entonces

$$b = \frac{n\sum xy - \sum x \sum y}{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \quad \dots(40)$$

Lo que físicamente es la pendiente de la línea de ajuste.

Finalmente se sustituye b en la siguiente ecuación para encontrar a :

$$a = \frac{\sum y - b \sum x}{n} = \bar{y} - b\bar{x} \quad \dots(41)$$

Que físicamente es la intersección con el eje y .

Donde \bar{x}, \bar{y} son los valores medios de x y y respectivamente.

Entonces, la fórmula para la regresión en mínimos cuadrados (la línea de mejor ajuste) es:

$$\hat{y} = a + bx \quad \dots(42)$$

Los conceptos anteriores se emplean de manera rutinaria en el análisis de datos geofísicos, y especialmente cuando se trata de problemas con uno o más parámetros, esta técnica es llamada comúnmente Análisis de Regresión Lineal o Ajuste Clásico de Mínimos Cuadrados.

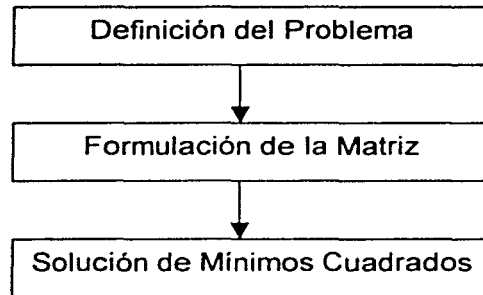
Este método fue formulado originalmente por Gauss en 1809, para brindar una solución al problema sobredeterminado, pero se puede emplear también con problemas bajo determinados. Cuando se tienen más de dos parámetros del modelo sólo se requiere hacer una expansión simple del método que se le conoce como Análisis de Regresión Múltiple, y que hace posible formular una relación generalizada a cualquier dimensión de datos y de parámetros del modelo. En geofísica es común realizar este procedimiento, utilizando ecuaciones matriciales, el método es llamado de Mínimos Cuadrados Generalizados o Inversión Matricial Generalizada (GMI).

1.5.1 INVERSIÓN POR MÍNIMOS CUADRADOS LINEAL NO CONSTREÑIDA: APROXIMACIÓN MATRICIAL GENERALIZADA

Como se mencionó en el apartado anterior, el método de los mínimos cuadrados para la estimación de parámetros del modelo se puede formular en notación

matricial, esto con el fin de que los algoritmos resultantes puedan ser aplicados de la misma manera en la inversión de uno solo o de muchos datos, así como en diversos parámetros del modelo.

Los pasos que requiere este método son:



El problema lineal se basa en la forma de la matriz generalizada $d = G m$ ahora, resolviéndolo para m . Para información sin ningún error experimental:

$$m = G^{-1}d \quad \dots(43)$$

Entonces en 1809, Gauss sugirió que debido a los errores experimentales, los datos prácticos d_i no ajustarían exactamente en el modelo, lo que se reduciría a la expresión:

$$d = Gm + e, \quad \dots(44)$$

Gauss también indicó que la mejor manera para obtener una solución única de los parámetros del modelo es minimizando la suma de los cuadrados de los residuales e_i . Este procedimiento minimiza las diferencias entre la información de campo y la información predicha por la teoría directa, lo que él llamó Distancia Euclidiana, entonces pretendemos minimizar la cantidad del error.

$$q = e^T e = \sum_{i=1}^n (d_i - \sum_j^p G_{ij} m_j)^2 \quad j = 1, 2, \dots, p \quad \dots(45)$$

La minimización se efectúa al diferenciar q con respecto a cada uno de los parámetros del modelo e igualando los resultados a cero (para obtener así un máximo o un mínimo), las ecuaciones resultantes pueden resolverse para m de la siguiente manera:

$$q = (d - Gm)^T (d - Gm) \quad \dots(46)$$

Realizando la expansión del segundo término de la ecuación:

$$\frac{\partial q}{\partial m_j} = \frac{\partial [d^T d - d^T Gm - m^T G^T d + m^T G^T Gm]}{\partial m_j} = 0 \quad \dots(47)$$

ó

$$-d^T G - G^T d + G^T Gm + m^T G^T G = 0 \quad \dots(48)$$

Resultando

$$2G^T Gm = 2G^T d \quad \dots(49)$$

Lo que se conoce como "ecuaciones normales", obteniendo la solución de mínimos cuadrados para las estimaciones de parámetros que se denotan como \hat{m} y están dadas por

$$m = [G^T G]^{-1} G^T d \quad \dots(50)$$

Esta es la solución de mínimos cuadrados no constreñida para el problema inverso $d = G m$. La expresión $[G^T G]^{-1} G^T = G^g$ se llama Inversión Generalizada de Mínimos Cuadrados para un Problema Sobredeterminado y opera con los datos d para recuperar \hat{m} , aunque de cualquier manera debemos resolver un conjunto de ecuaciones para obtener \hat{m} .

La Inversión Generalizada para un Problema Bajo determinado es:

$$G^{-*} = G^T [GG^T]^{-1} \dots(51)$$

Algunos de los métodos de solución matricial más comunes son los siguientes:

- Para un número pequeño de ecuaciones: La regla de Cramer.
- Para un número grande de ecuaciones: El método de eliminación Gaussiana, el método de Gauss – Jordan, el método triangular o de descomposición, y la inversión matricial generalizada.

1.5.2 INVERSIÓN MATRICIAL GENERALIZADA

En el párrafo anterior habíamos puntualizado los métodos para resolver el problema inverso lineal $G m = d$ examinando el error. La mayoría de estas soluciones tienen una forma lineal en los datos $m^{esmo} = Md + v$ donde M es la matriz y v un vector, ambos son independientes de la información d . Esta ecuación indica que la estimación de los parámetros del modelo está regida por una matriz M que opera en los datos observados, y que es realmente la que resuelve o "invierte" el problema $G m = d$ y se le conoce comúnmente como Inversión Generalizada (G^g). La forma exacta de esta matriz depende directamente del problema que se presente.

Es importante aclarar que, de alguna manera, la inversión generalizada es análoga a la inversión matricial ordinaria, es decir, la solución a la ecuación

matricial cuadrada $Ax = y$ es $x = A^{-1} y$, y la solución del problema inverso $Gm = d$ es $m^{esimo} = G^{-g} d$, pero la inversión generalizada no es una inversión matricial en el sentido usual, ya que no es cuadrada y $G^{-g} G$ ó $G G^{-g}$ necesitan igualarse con una matriz identidad.

1.5.2 LA MATRIZ DE SOLUCION DE DATOS

En el caso de encontrar una inversión generalizada que en algún sentido resuelva el problema de inversión $G m = d$ y la estimación de los parámetros del modelo $m^{esimo} = G^{-g} d$ podemos verificar en retrospectiva el grado en el que éstos parámetros estimados del modelo ajustan a la información observada, sustituyendo la estimación en la ecuación $Gm = d$ de la siguiente forma:

$$d^{pre} = Gm^{esimo} = G[G^{-g} d^{obs}] = [GG^{-g}]d^{obs} = Nd^{obs} \quad \dots(52)$$

Donde "obs" significa observada (datos de campo) y "pre" significan predicha, es decir, la información calculada.

La matriz cuadrada ($N \times N$) está definida como $N = GG^{-g}$ y se conoce como La Matriz de Solución de Datos, la cual describe qué tan bien ajustan los datos calculados o predichos con la información observada.

Si $N = I$, entonces la información predicha será igual a la información observada ($d^{pre} = d^{obs}$) y el error es cero, en cambio, si la matriz de resolución no es una matriz identidad, entonces el error es diferente de cero.

Por otro lado, si los elementos del vector d están naturalmente ordenados, entonces la matriz de solución tiene una interpretación que podríamos llamar simple, ya que si no están sobre la diagonal principal sus valores más grandes están cerca de ella, lo que significa que la vecindad de los promedios de los datos pueden predecirse, aunque individualmente los datos no.

Los renglones de la matriz de solución N indican con que exactitud se puede predecir o resolver independientemente la vecindad de los datos. En el caso que mencionábamos en el párrafo anterior, donde la información tiene un ordenamiento natural, una gráfica de los elementos de los renglones contra los índices de las columnas indica la agudeza de la solución. Por ejemplo, si las gráficas tienen un solo pico máximo centrado sobre la diagonal principal, los datos están bien resueltos. En cambio, si la diagonal principal toca las gráficas en diferentes puntos o sobre sus extremos, entonces la solución no es muy confiable.

Aun en los casos en que los datos no tienen un ordenamiento, la matriz de solución muestra qué tanto peso tiene cada observación sobre el valor predicho, ya que los elementos grandes fuera de la diagonal principal no tienen un significado especial, aunque se encuentren cerca o lejos de ella.

Debido a que los elementos de la diagonal principal indican qué tanto peso tiene un dato sobre su propia predicción, se utilizan para obtener la "importancia de n " de los datos usando la siguiente ecuación:

$$n = \text{diag}(N) \quad \dots(53)$$

La matriz de solución no está en función de los datos, sino del Kernel, la cual engloba el modelo y la geometría experimental, así como cualquier información a priori aplicada al problema, por lo que es de gran utilidad en el diseño experimental.

1.5.3 LA MATRIZ DE SOLUCIÓN DEL MODELO

Sabemos ahora que la matriz de solución de los datos, caracteriza el grado en el que los datos pueden predecirse o resolverse independientemente, lo mismo se puede realizar con los parámetros del modelo.

Para resolver esto, partimos de la premisa de que existe un conjunto de parámetros reales pero desconocidos del modelo, que llamaremos en lo sucesivo m^{true} , que resuelven la expresión:

$$Gm^{true} = d^{obs} \quad \dots(54)$$

Con esto podemos conocer la cercanía de un parámetro estimado del modelo (m^{esimo}) de su solución real. Introduciendo la expresión anterior en la del modelo estimado $M^{esimo} = G^{-g} d^{obs}$ se obtiene:

$$M^{esimo} = G^{-g} d^{obs} = G^{-g} [G m^{true}] = [G^{-g} G] m^{true} = R m^{true} \quad \dots(55)$$

Donde R es la Matriz de Solución del Modelo $M \times M$.

Si $R = I$, entonces cada parámetro del modelo determinado es único. En cambio, si R no es una matriz identidad, las estimaciones del parámetro del modelo son realmente promedios pesados de los parámetros del modelo reales.

Por otro lado, si los parámetros del modelo tienen un ordenamiento natural, (si representan una versión discretizada de una función continua), las gráficas de los renglones de la matriz de solución son útiles para determinar el grado en que puede resolverse el modelo.

De manera análoga con la matriz de solución de los datos, la de solución del modelo es una función que depende solo del kernel de los datos y la información a priori del problema, esto significa, que es independiente de los valores reales, por lo que, de igual manera, puede ser una herramienta importante en el diseño experimental.

1.5.4 LA MATRIZ DE COVARIANZA UNITARIA

La covarianza de los parámetros del modelo depende de la covarianza de los datos, y de la manera en la que el error se mapea de la información a los parámetros del modelo. Este mapeo es una función que depende solo del kernel de los datos y de la inversión generalizada, no de los datos por si solos. Por lo anterior, es muy útil definir una Matriz de Covarianza Unitaria, que caracterice el grado en el que se amplifica el error que ocurre en el mapeo. Si se asume que los datos están correlacionados y todos tienen una varianza igual a σ^2 esta matriz de covarianza unitaria está dada por:

$$[cov_u m] = \sigma^{-2} G^{-g} [cov d] G^{-gT} = G^{-g} G^{-gT} \dots(56)$$

Aun cuando los datos estén correlacionados, se puede encontrar alguna normalización de la matriz de covarianza de datos, con lo que se puede definir una Matriz de Covarianza de Datos Unitaria, $[cov_u d]$, que se relaciona con la Matriz de Covarianza del Modelo con la siguiente expresión:

$$[cov_u m] = G^{-g} [cov_u d] G^{-gT} \dots(57)$$

Como la Matriz de Covarianza Unitaria es independiente de los valores reales y de las variaciones de los datos, también es una buena herramienta para el diseño experimental.

1.5.5 RESOLUCIÓN Y COVARIANZA DE ALGUNAS INVERSIONES GENERALIZADAS

Las matrices de covarianza unitaria, solución de datos y modelo, describen muchas propiedades interesantes acerca de las soluciones de problemas inversos, por lo que las calculamos de las inversiones generalizadas simples, tomando como referencia que $[cov_u d] = I$

1.5.5.1 MÍNIMOS CUADRADOS

$$G^g = [G^T G]^{-1} G^T \quad \dots(58)$$

$$N = G G^g = G [G^T G]^{-1} G^T \quad \dots(59)$$

$$R = G^g G = [G^T G]^{-1} G^T G = I \quad \dots(60)$$

$$[cov_u m] = G^g G^{gT} = [G^T G]^{-1} G^T G [G^T G]^{-1} = [G^T G]^{-1} \quad \dots(61)$$

1.5.5.2 LONGITUD MÍNIMA

$$G^g = G^T [G G^T]^{-1} \quad \dots(62)$$

$$N = G G^g = G G^T [G G^T]^{-1} = I \quad \dots(63)$$

$$R = G^g G = G^T [G G^T]^{-1} G \quad \dots(64)$$

$$[cov_u m] = G^g G^{gT} = G^T [G G^T]^{-1} [G G^T]^{-1} G^T = G^T [G G^T]^{-2} G^T \quad \dots(65)$$

Cabe hacer notar, que existe un grado de simetría alto entre las soluciones de mínimos cuadrados y de longitud mínima. Los mínimos cuadrados resuelven el problema sobredeterminado completamente y obtienen la solución exacta del modelo, en cambio, el método de la longitud mínima resuelve completamente el problema bajo determinado y da la solución exacta de los datos. Existen inversiones generalizadas que resuelven los problemas intermedios, es decir, que no son ni bajo ni sobredeterminados, y también tienen matrices de solución tanto del modelo como de los datos, que son intermedias entre los dos extremos que describimos anteriormente.

1.5.6 CÁLCULOS DE CONFIABILIDAD DE SOLUCIÓN Y COVARIANZA

De esta manera, al cuantificar la confiabilidad de los parámetros del modelo midiendo su error de predicción y simplicidad, podemos desarrollar técnicas que cuantifiquen, tanto la confiabilidad de las matrices de solución de los parámetros y de los datos, como de la matriz de covarianza.

Sabemos que la solución es mejor cuando las matrices (de solución) son identidad, por lo que una de las formas de calcular la resolución de ellas se basa en el tamaño o dispersión de los elementos que se encuentran fuera de la diagonal principal.

La dispersión se calcula de la siguiente forma:

$$Dispersión(N) = \|N - I\|_2^2 = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N [N_{ij} - I_{ij}]^2 \quad \dots(66)$$

$$Dispersión(R) = \|R - I\|_2^2 = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M [R_{ij} - I_{ij}]^2 \quad \dots(67)$$

Estas mediciones de la confiabilidad de la dispersión se basan en la norma L_2 de la diferencia que existe entre la matriz de solución y una matriz identidad. Algunas veces se les llama Funciones de Dispersión de Dirichlet. Cuando $R = I$, entonces la dispersión $(R) = 0$.

Podemos definir la Desviación Estándar Unitaria de los parámetros del modelo, como una medida de la amplificación del error cuando se mapea desde los datos a los parámetros del modelo, la cual podemos usar para estimar el tamaño de la matriz de covarianza unitaria, de la siguiente forma:

$$Tamaño([cov_u m]) = \left\| [var_u m]^{1/2} \right\|_2^2 = \sum_{i=1}^M [cov_u m]_{ii} \quad \dots(68)$$

En donde la raíz cuadrada se interpreta componente por componente. Es importante mencionar, que esta medición del tamaño de la covarianza no toma en cuenta el tamaño de los elementos fuera de la diagonal principal de la matriz de covarianza unitaria.

1.5.7 EL CASO GENERAL CON FUNCIONES DE DISPERSIÓN DE DIRICHLET

Hemos explorado la inversión generalizada G^g que minimiza la suma pesada de las mediciones de Dirichlet de la dispersión de la resolución y del tamaño de la covarianza:

$$\text{Minimización: } \alpha_1 \text{ dispersión}(N) + \alpha_2 \text{ dispersión}(R) + \alpha_3 \text{ tamaño } ([cov_u m]) \quad \dots(69)$$

Esta ecuación no tiene una solución explícita para G^g en términos de una función algebraica de las matrices. Las soluciones explícitas de cualquier manera se pueden escribir de varias maneras dependiendo de los factores de peso. La solución de mínimos cuadrados puede recuperarse si $\alpha_1 = 1$ y $\alpha_2 = \alpha_3 = 0$. De manera análoga la solución de distancia mínima puede recuperarse si $\alpha_1 = \alpha_3 = 0$ y $\alpha_2 = 1$.

Un caso especial sería si $\alpha_1 = 1$, $\alpha_2 = 0$ y $\alpha_3 = \varepsilon^2$, en donde ε^2 fuera una constante cualquiera, además si $[cov_u d] = I$, entonces la inversión generalizada estaría dada por:

$$G^g = [G^T G + \varepsilon^2 I]^{-1} G^T \quad \dots(70)$$

A esta fórmula se le llama Inversión Amortiguada de Mínimos Cuadrados, y se obtiene minimizando una combinación del error de predicción y la longitud de la solución. Esta solución también puede ser interpretada como la inversa que minimiza la combinación pesada de la dispersión en la resolución de los datos y el tamaño de la covarianza.

Cabe hacer notar que en esta inversión generalizada es muy posible que existan matrices de resolución con elementos negativos fuera de la diagonal principal, por esto no se podrían interpretar los renglones de las matrices como promedios localizados.

Físicamente, un promedio tendría más sentido, si solo tuviera factores de peso positivos. En principio, es posible incluir la no-negatividad como un factor de restricción cuando se seleccionan las inversiones generalizadas, minimizando las funciones de dispersión. De cualquier manera, en la práctica, esta restricción nunca se implementa, ya que complica demasiado el cálculo de la inversión generalizada.

CAPITULO II ZONA DE ESTUDIO

2.1 LOCALIZACIÓN

La zona de la Cuenca de Burgos se localiza al noreste de la República Mexicana, comprende los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Coahuila, Nuevo León y el norte de Veracruz, así como una franja considerable sobre el noroeste del Golfo de México, la cual corresponde a la zona de la Sierra Madre Oriental. Constituye uno de los principales proyectos de PEMEX para la explotación de gas natural no asociado al petróleo, siendo el más importante yacimiento gasífero de México.

Sus límites geográficos son: al norte el Río Bravo (Río Grande); al sur y al suroeste el Río Soto La Marina, así como el flanco oriental de la Sierra de Cruillas, y al oriente el Golfo de México. El límite occidental lo forma una línea que, partiendo del flanco oriental de la Sierra de Cruillas pasa al oriente de Montemorelos y sigue hacia el norte, pasando al poniente de Nuevo Laredo, Tamaulipas. La línea mencionada de manera tan general representa el contacto del Cretácico – Eoceno. La superficie comprendida dentro de tales límites es de aproximadamente 45,000 km².

Está constituida principalmente por rocas sedimentarias mesozoicas que se depositaron y evolucionaron sobre un basamento paleozoico y precámbrico que se observa en afloramientos aislados. Se extienden a lo largo de la planicie costera del Golfo de México es enmarcada por accidentes tectónicos relacionados estrechamente con la formación de los pliegues que dieron origen a la Sierra Madre Oriental. Ésta constituye una cadena montañosa que sigue una trayectoria general noreste-sureste y aproximadamente en el paralelo de Monterrey cambia de dirección hacia Torreón.

La Cuenca de Burgos se sitúa al extremo suroeste del geosinclinal terciario del Golfo de México, que alcanza su mayor amplitud en Texas y Louisiana.

2.2 HISTORIA TECTÓNICA Y GEOLÓGICA

Los cinturones que conforman este basamento fueron fuertemente dislocados por los movimientos laterales y verticales en la primera mitad del Mesozoico, cuando ocurrió la apertura del Golfo de México. Estos movimientos tectónicos prepararon la distribución paleogeográfica de cuencas y plataformas que controlaron la sedimentación y las deformaciones laramídicas de finales del Mesozoico, lo que resultó en la formación de marcadas discordancias y un complejo patrón de depósito. Los afloramientos paleozoicos de la Sierra Madre Oriental han sido considerados como una prolongación del cinturón Ouachita del sureste de Estados Unidos, ya que muchos autores han encontrado semejanzas con las rocas de dicho cinturón, que se constituyó en la segunda mitad del Paleozoico, como consecuencia del cierre del Océano Protoatlántico.

Durante el Triásico esta porción del país evolucionó en forma continental con el desarrollo de una tectónica distensiva, que dio lugar a la formación de fosas y rellenos importantes de sedimentos continentales. En el período Jurásico se instauran en México dos dominios importantes como resultado de la apertura del Atlántico y del Golfo de México, así como la migración de Norteamérica hacia el noroeste. El primero de ellos, ubicado en el occidente de México, estaba representado por un margen convergente y una zona de arco magmático de tipo andino adyacente, resultado del hundimiento de la Placa Paleopacífica por debajo del continente norteamericano; el segundo dominio, de tipo geosinclinal o de sistema de aulacógenos, se origina por la transgresión marina del Jurásico Superior sobre el oriente del país, al tiempo que ocurre la apertura del Golfo de México. Esta transgresión dio lugar a considerables depósitos calcáreos y fue enmarcada por una subsidencia intermitente y a la presencia de elementos cratónicos en forma de porciones emergidas y de altos fondos marinos.

A principios del Cretácico Superior ocurre un marcado cambio en el régimen de sedimentación de esta región, como consecuencia del levantamiento y deformación del dominio occidental, en donde continuaba actuando la

subducción de la Placa Paleopacífica, por debajo de la porción continental de México. Los sedimentos detríticos que comienzan a cubrir la secuencia calcárea del oriente, se distribuyen ampliamente y llegan a alcanzar grandes espesores en las antefosas de Parras durante el Cretácico Superior y en la de Chicontepec del Paleoceno, cuya formación anuncia la actividad orogénica que afectaría toda la región. De esta manera, los dominios occidental y oriental de México, que habían actuado de manera relativamente independiente y con características propias, se ven interrelacionados estrechamente con las deformaciones de finales del Mesozoico.

Según un modelo, las deformaciones orogénicas de finales del cretácico y principios del terciario, coinciden con un cambio en el movimiento de las placas tectónicas, ya que la Placa Norteamericana y la Placa Paleopacífica que convergían de manera oblicua en el occidente de México, empezaron a chocar frontalmente y con mayor velocidad. Otros autores consideran que los pliegues de la secuencia mesozoica aumentan desde la Mesa Central hasta la Sierra Madre Oriental, por la presencia, en la época de las deformaciones, de las masas cratónicas de la plataforma de Coahuila y la Península de Tamaulipas. Los esfuerzos provenientes del suroeste, provocaron la deformación de la secuencia a partir de la base de evaporitas que sirvieron de superficie de deslizamiento, al estilo de las montañas Jura de Europa. Estos autores suponen la existencia de una cobijadura de centenares de kilómetros que coloca la secuencia pelágica de la cuenca interna (Mesa Central y Cadena Alta de la Sierra Madre Oriental) sobre las plataformas San Luis -Valles y Coahuila, con secuencias arrecifales y subarrecifales, que forman una misma arruga paleogeográfica; el modelo presume el desprendimiento de la secuencia de la cuenca interna a partir del nivel de los yesos y establece la posibilidad de que el basamento pueda formar parte de éste fenómeno tectónico. Según un modelo de Padilla y Sánchez (1982), la distribución de los pliegues y cabalgaduras del noreste de México puede ser explicada con un movimiento de Norteamérica hacia el noroeste con respecto a México, más que por la acción de esfuerzos compresivos coaxiales de orientación suroeste-noreste.

La Llanura Costera del Golfo y las áreas vecinas, constituyen una región muy importante de producción petrolera que ha sido obtenida de las secuencias del Mesozoico y del Terciario.

2.3 LITOLOGÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca está formada por sedimentos desde el Paleoceno hasta la edad reciente, y las formaciones se encuentran expuestas en franjas, que tienen un rumbo general de orientación NNW – SSE. Por su disposición estratigráfica, las capas más antiguas yacen en la porción occidental, siendo más jóvenes hacia el oriente, también existe un marcado engrosamiento de los sedimentos en esa misma dirección. Puede pensarse que el depósito de estos sedimentos se efectuó en un mar eminentemente regresivo cuyas costas, ligeramente variantes, se fueron desplazando hacia el oriente.

Litológicamente, los depósitos descansan como una alternancia de lutitas y arenas, las cuales varían en su composición de acuerdo al ambiente de depósito, ya que el mar se retiraba paulatinamente hacia el oriente y tuvo una serie de transgresiones y regresiones que dieron origen a diversos depósitos clásticos, (principalmente arenoso – arcillosos) de origen deltáico o de barras (Oligoceno) y por supuesto marino somero.

Las lutitas son de colores variados, ocasionalmente yesíferas, con intercalaciones pequeñas de cenizas volcánicas y contienen algunos restos orgánicos de plantas; son fisiles y su grado de dureza varía de semiduras a suaves. Las arenas son generalmente de grano fino a medio, de color café, pardo y gris; con grados de compactación que varían de acuerdo al cementante, estando más o menos bien consolidadas en el Oligoceno y Mioceno.

La acumulación sedimentaria fue proporcional a la depresión del geosinclinal del Golfo, lo que ocasionó depósitos de facies transicionales. Ocurrió un gran aporte de sedimentos durante la existencia de una plataforma estable o bien

durante la época de hundimiento lento. Los movimientos tectónicos actuaron moderadamente durante el depósito de los sedimentos Terciarios, ya que se registra un máximo levantamiento a fines del Oligoceno, originando que los sedimentos del Mioceno traslaparan a los depósitos anteriores.

Las formaciones del terciario tienen un echado regular predominante hacia el oriente, con suaves deformaciones que forman terrazas estructurales y pequeños anticlinales orientados NNW – SSE, que pueden considerarse paralelos al los ejes de los plegamientos de la Sierra Madre. Lo anterior indica que los esfuerzos deformantes provienen del oeste y del suroeste, aunque también se produjeron otros esfuerzos hacia el sur.

En la faja de formaciones Eocénicas, se han observado los anticlinales de la Presa Zacate, Aldama, Ochoa, Pescada, Roma y Rancherías. Los estudios han mostrado que en las capas someras existen depresiones por fallas normales ó irregularidades del piso marino durante su depositación en el Oligoceno. Las estructuras en esta zona reflejan terrazas estructurales suaves con ejes orientados del noroeste al sureste y entre las más notable se citan Reynosa, Francisco Cano, Treviño, Brasil, 18 de Marzo y Monterrey.

CAPÍTULO III APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INVERSIÓN SOBRE DATOS REALES

Los métodos de Inversión Recursiva y Lineal Generalizado se aplicaron a una línea sísmica previamente apilada y acondicionada para tal efecto, adquirida en la zona de la Cuenca de Burgos, que forma parte de un proyecto 3D.

La línea abarca del CDP 4100 al 7180, pero decidimos trabajarla únicamente en la ventana del CDP 6430 al 6650, y en tiempo, entre 1000 y 3200 milisegundos, ya que en esa zona se encuentra el área de interés. Cabe mencionar que la inversión sísmica es recomendable para resolver problemas de detalle estratigráfico en una zona de interés ya definida, debido a que en problemas de carácter estructural, su aplicación se recomienda con reservas; por la gran cantidad de datos sísmicos podría existir ambigüedad en la solución, ya que se encontrarían muchos puntos o zonas que son matemáticamente iguales, aunque no lo sean geológica o litológicamente, llevando a interpretaciones erróneas. Otra desventaja de utilizar la inversión en grandes zonas es que se necesitaría contar con muchos registros geofísicos (principalmente el sísmico) con diferentes localizaciones para poder correlacionar los datos de la información sísmica con el modelo sismoestratigráfico propuesto para que la inversión resulte confiable.

3.1 REGISTROS DE LOS POZOS EMPLEADOS

En nuestro caso, el área de interés estaba delimitada por los siguientes pozos:

1. Pozo 28 Ubicado en el CDP 6440, corrido desde 875 a 1100 milisegundos.
(Pozo productor de Aceite).
2. Pozo 18 Ubicado en el CDP 6500, corrido desde 2800 a 3075 milisegundos.
3. Pozo 42 Ubicado en el CDP 6580, corrido desde 2800 a 3050 milisegundos.
4. Pozo 46 Ubicado en el CDP 6640, corrido desde 1720 a 1790 milisegundos.
(Pozo productor de Aceite).

El registro geofísico empleado de los pozos anteriores fue el sónico (onda P), con escala en tiempo (milisegundos) y escala de velocidades en pies/segundo, los cuales se presentan a continuación:

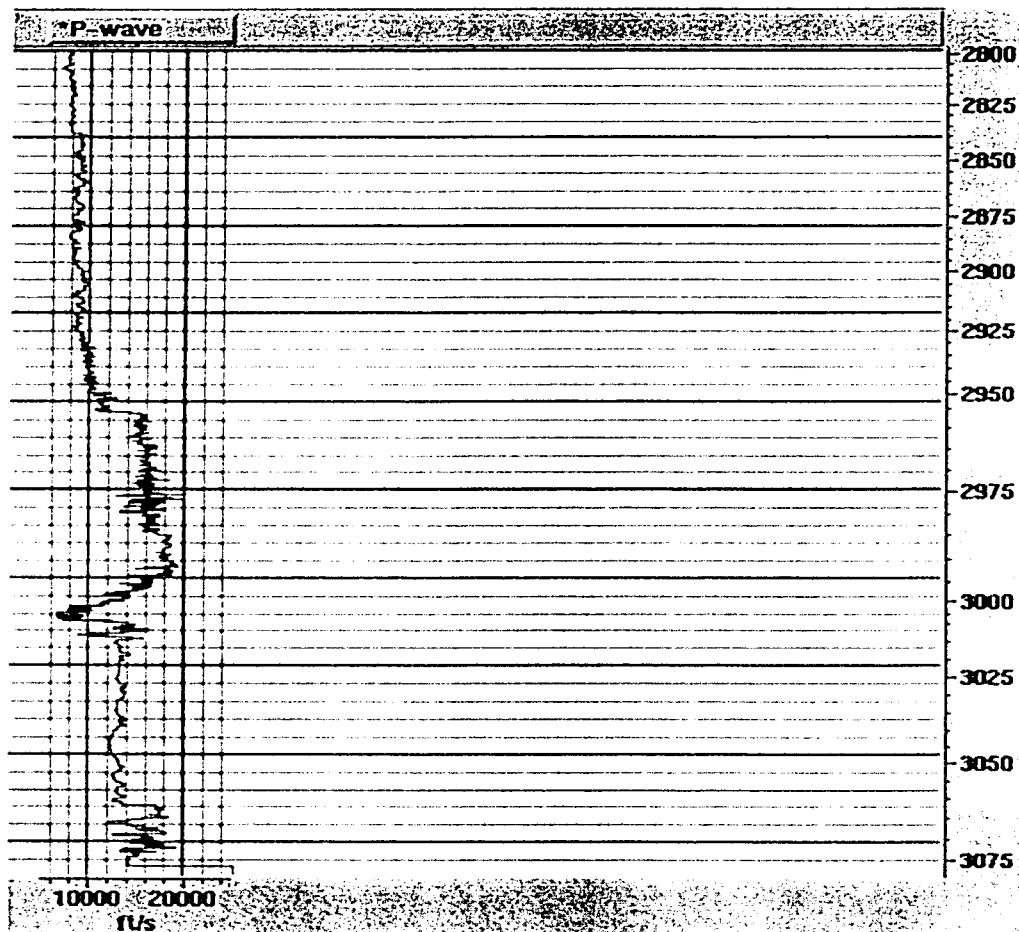


FIGURA 16. Registro sónico del pozo 18.

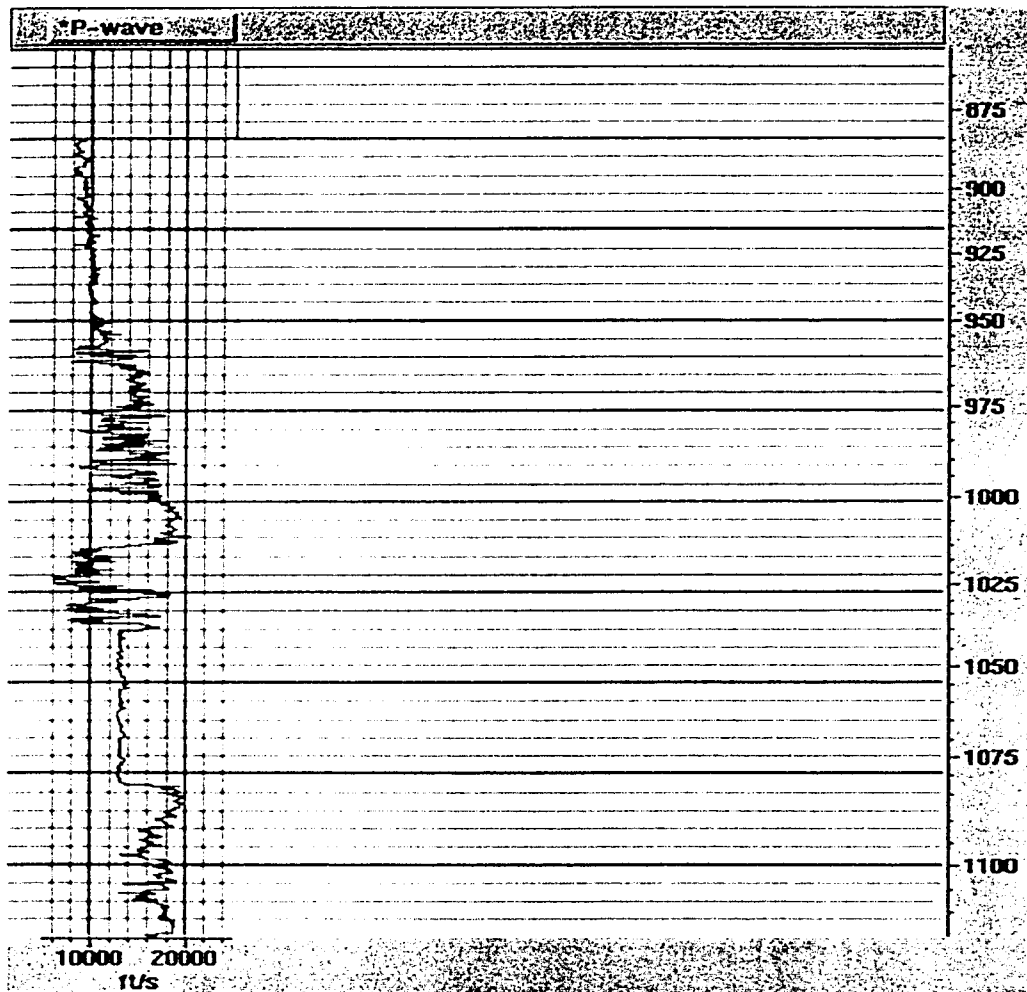


FIGURA 17. Registro sónico del pozo 28.

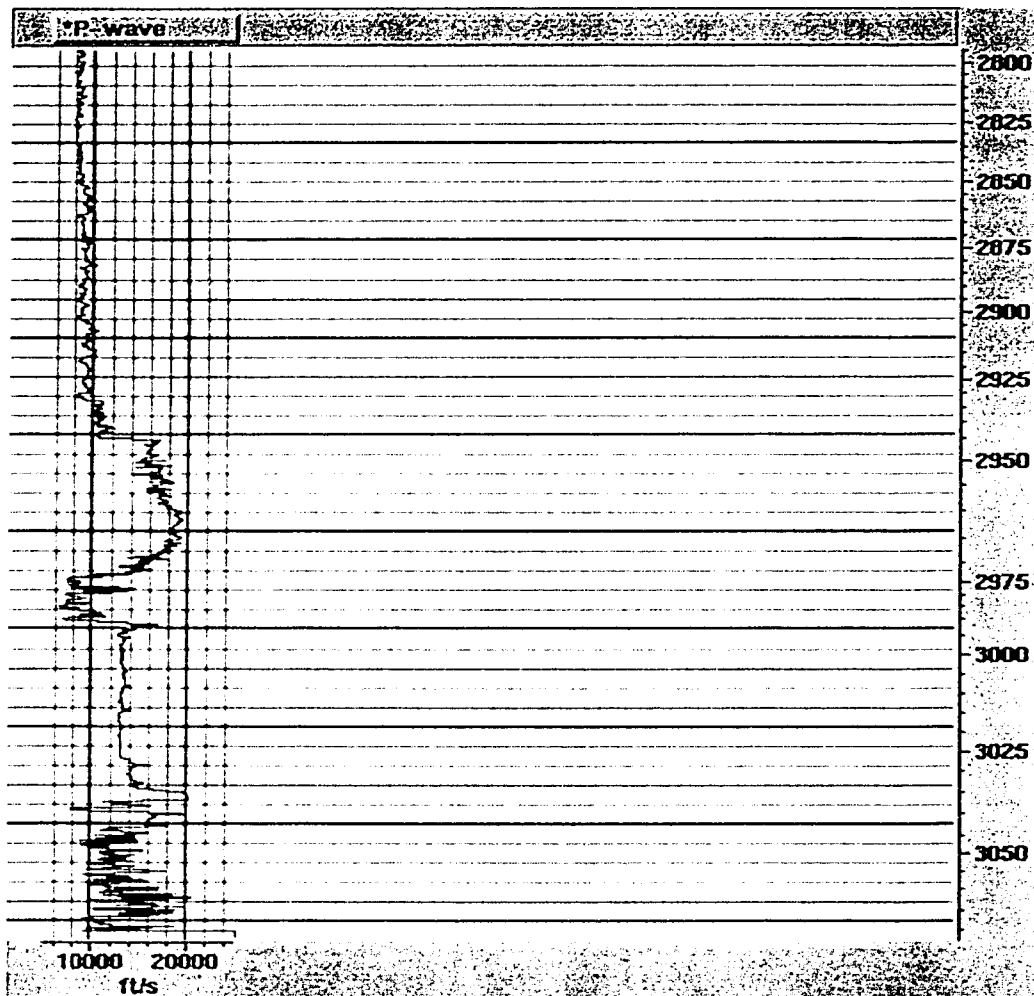


FIGURA 18. Registro sónico del pozo 42.

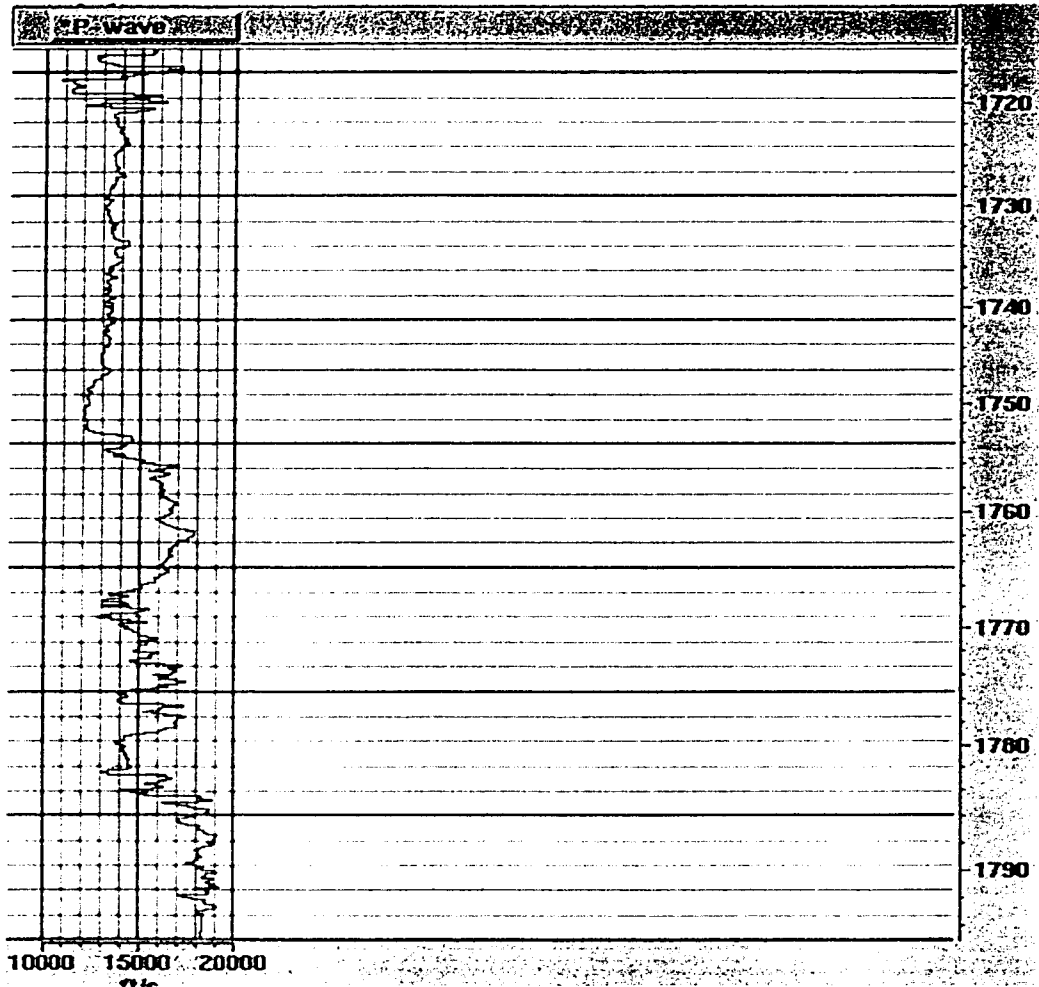


FIGURA 19. Registro sónico del pozo 46.

El promedio de la velocidad de la onda P en éstos pozos tiende a aumentar, y presentan zonas en las que la dispersión de los datos es grande, lo que puede acarrear errores debido al ruido que originan.

3.2 DIAGRAMA DE FLUJO DEL PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA

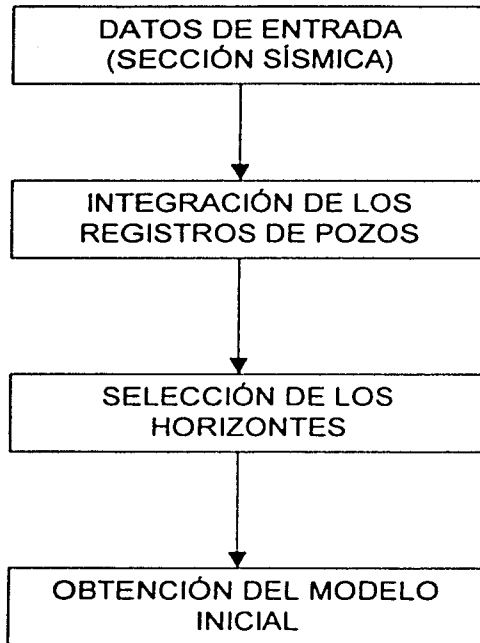
Partiendo de cargar los datos en la estación de trabajo, se procedió a integrar la información de los pozos en la información sísmica, así como a marcar los horizontes que se utilizarían junto con los registros, para proponer un modelo inicial de impedancias acústicas.

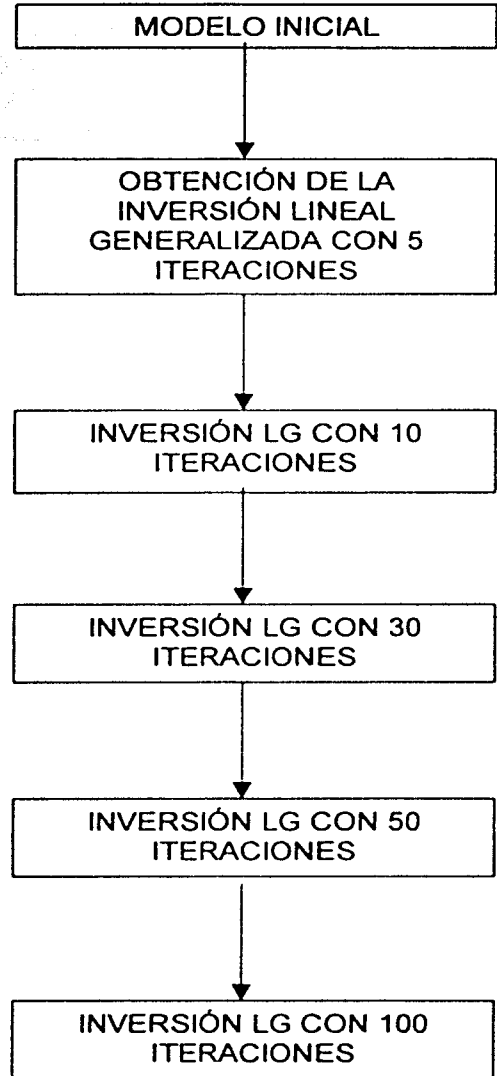
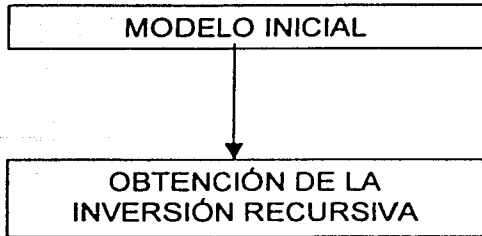
Se seleccionaron 10 horizontes que suponemos delimitaban formaciones potencialmente saturadas con hidrocarburos, correlacionándolos con las zonas en que se corrieron los registros, con el fin de construir un modelo geológico inicial lo más cercano posible al modelo geológico real (el cual se desconoce). Con esto se reduce considerablemente el espacio de soluciones, que finalmente se traduce en que el proceso de inversión convergerá más rápidamente acortando así el tiempo de cómputo y reduciendo los gastos de operación. Los horizontes que se seleccionaron fueron cinco en la vecindad de los registros de los pozos 28 y 18, tres en el registro 42 y tres más en la zona del registro del pozo 46.

Al calcular ya con el modelo inicial, se logró obtener la Inversión Recursiva, y posteriormente la Inversión Lineal Generalizada. En el caso de ésta última se obtuvieron cinco diferentes mapas, modificando el número de iteraciones, con 5,10,30,50 y 100.

Se decidió realizar la Inversión Lineal Generalizada con diferentes iteraciones, debido a que se pretende analizar los cambios que se observan en los diferentes modelos, para discutir de manera cualitativa los errores residuales que presenten. El número de iteraciones fue seleccionado con base en los cambios que se presentaban entre los modelos y sobre la misma base se decidió finalizar el proceso en la iteración 100.

El diagrama de flujo que se siguió fue el siguiente:





3.3 RESULTADOS

Los resultados que se obtuvieron al seguir el diagrama de flujo anterior, se muestran a continuación por medio de las siguientes figuras, donde la escala del eje vertical está en milisegundos y el horizontal en CDP (Common Depth Point). En las gráficas posteriores se muestra una gama de colores que representan diferentes rangos de impedancia acústica :

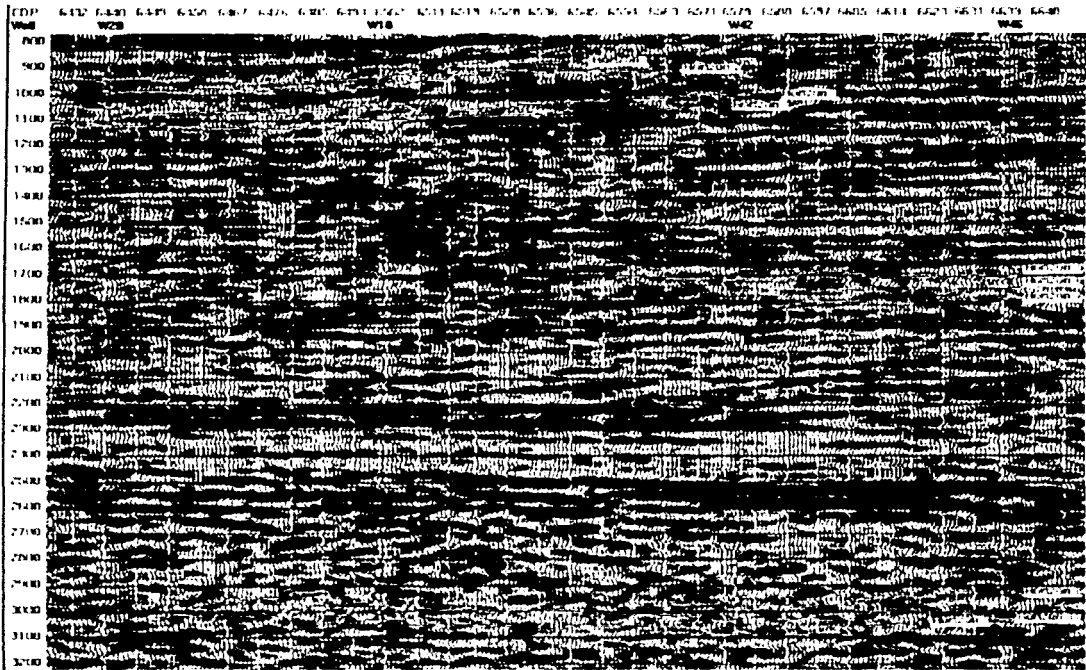


FIGURA 20. Línea sísmica (ventana)

Las líneas azules representan los horizontes marcados durante la interpretación, en los cuales se basó el modelo inicial. Las líneas rojas punteadas son la proyección del registro sónico sobre la superficie y las continuas son el registro en sí.

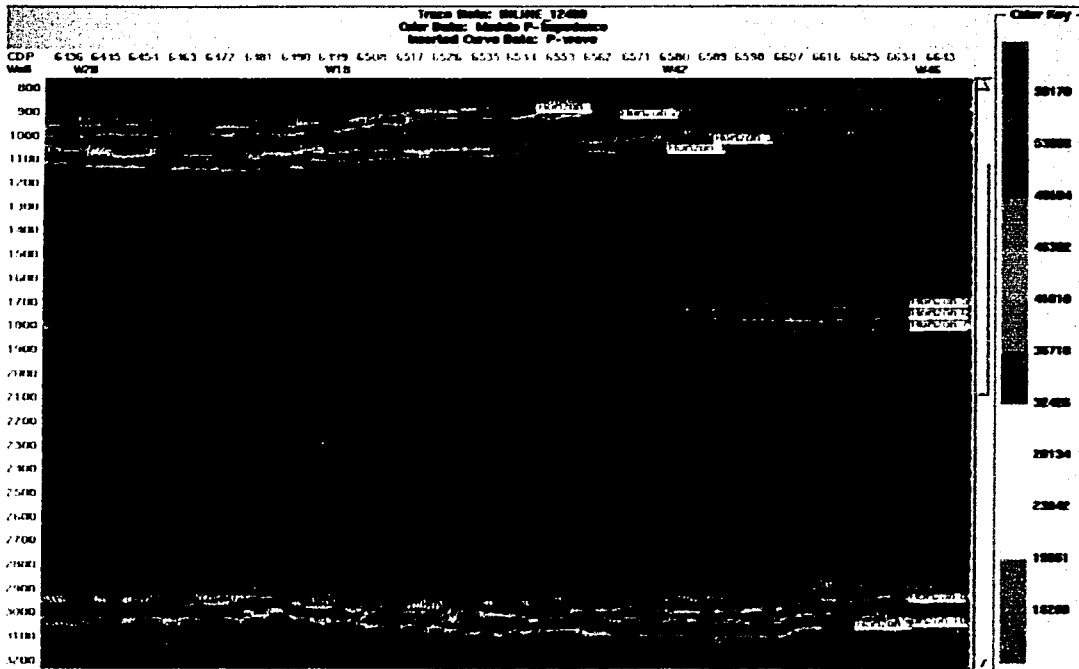


FIGURA 21. Modelo inicial

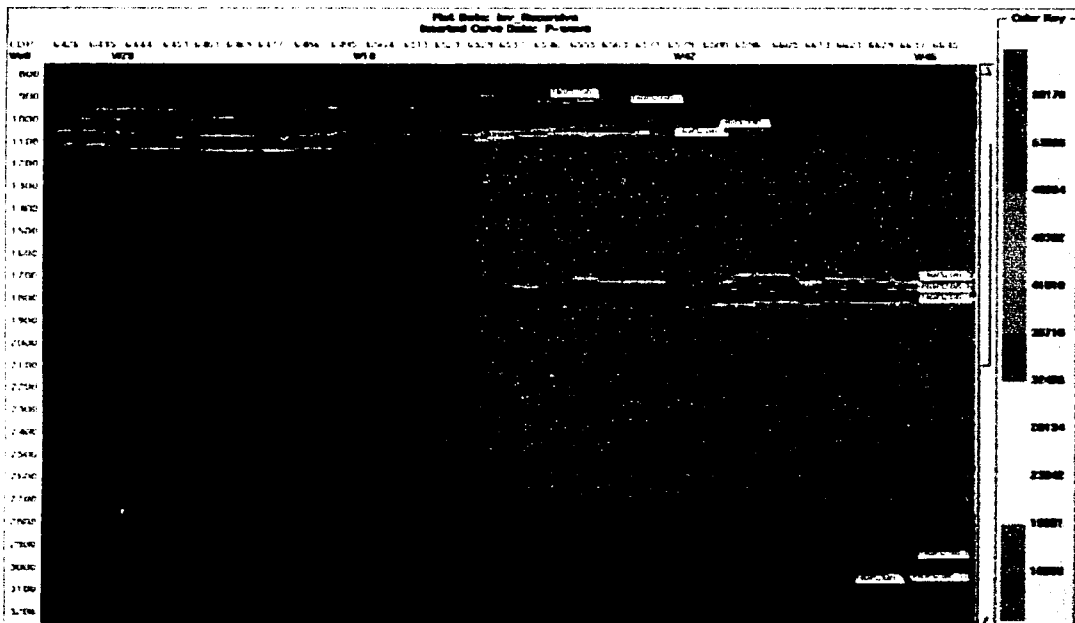


FIGURA 22. Inversión recursiva

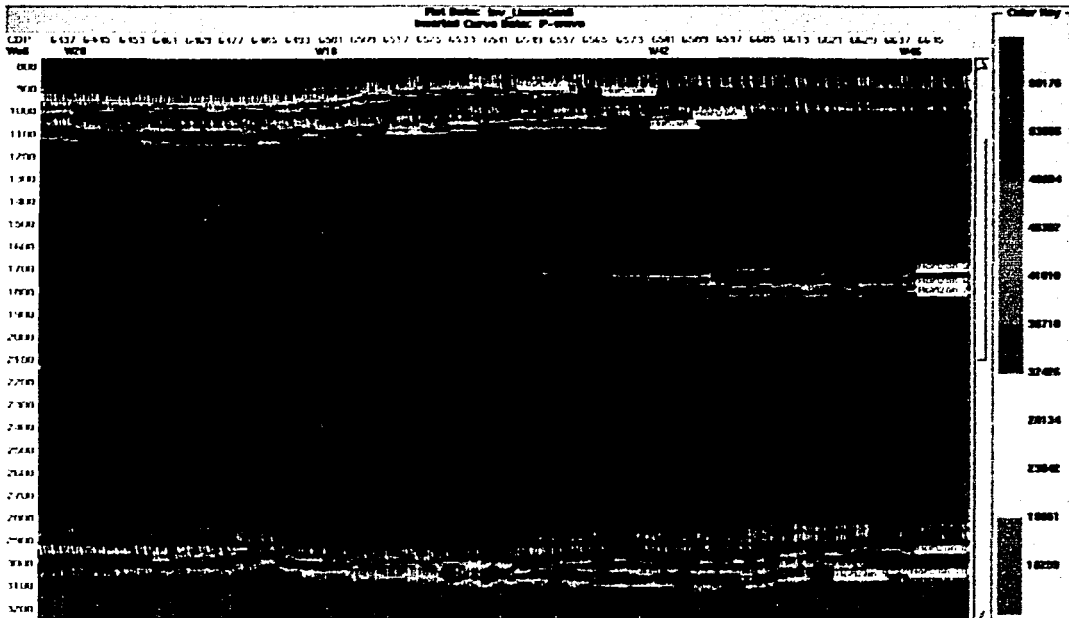


FIGURA 23. Inversión lineal generalizada con 5 iteraciones

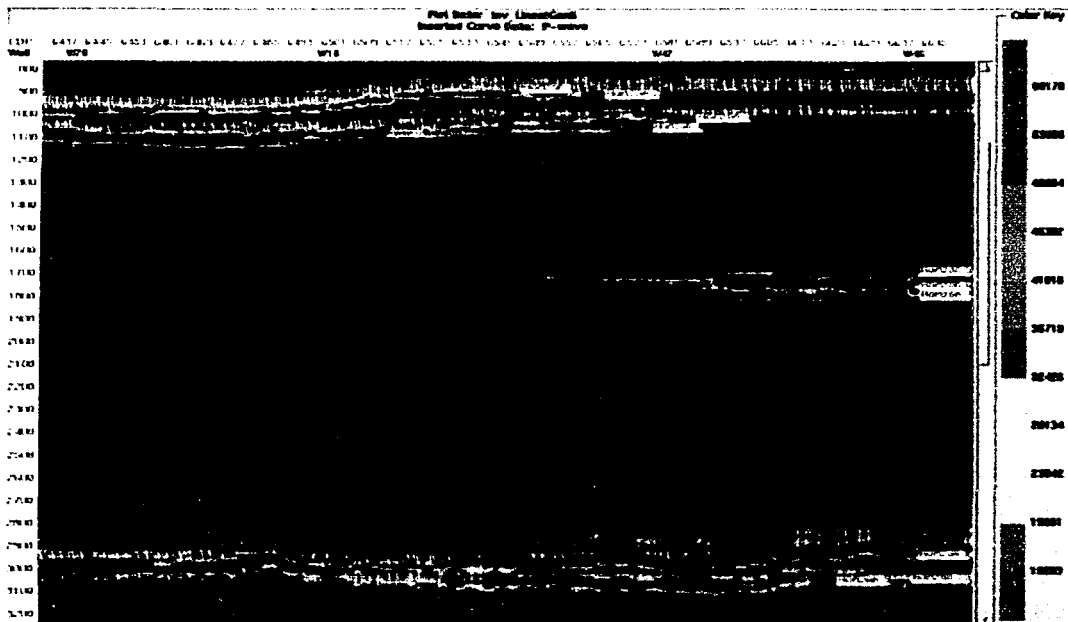


FIGURA 24. Inversión lineal generalizada con 10 iteraciones

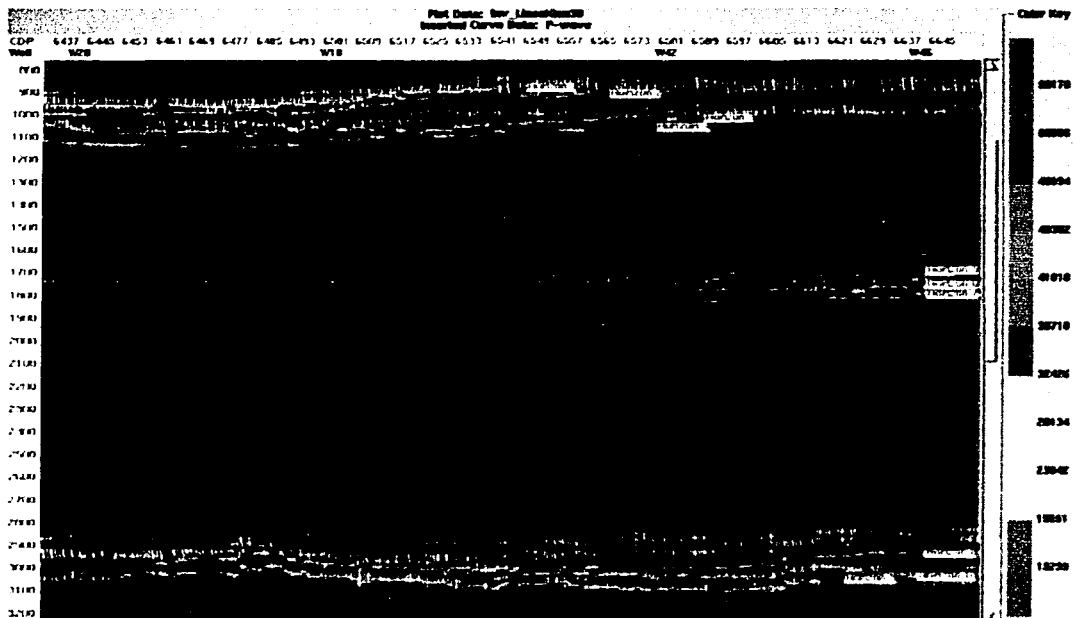


FIGURA 25. Inversión lineal generalizada con 30 iteraciones

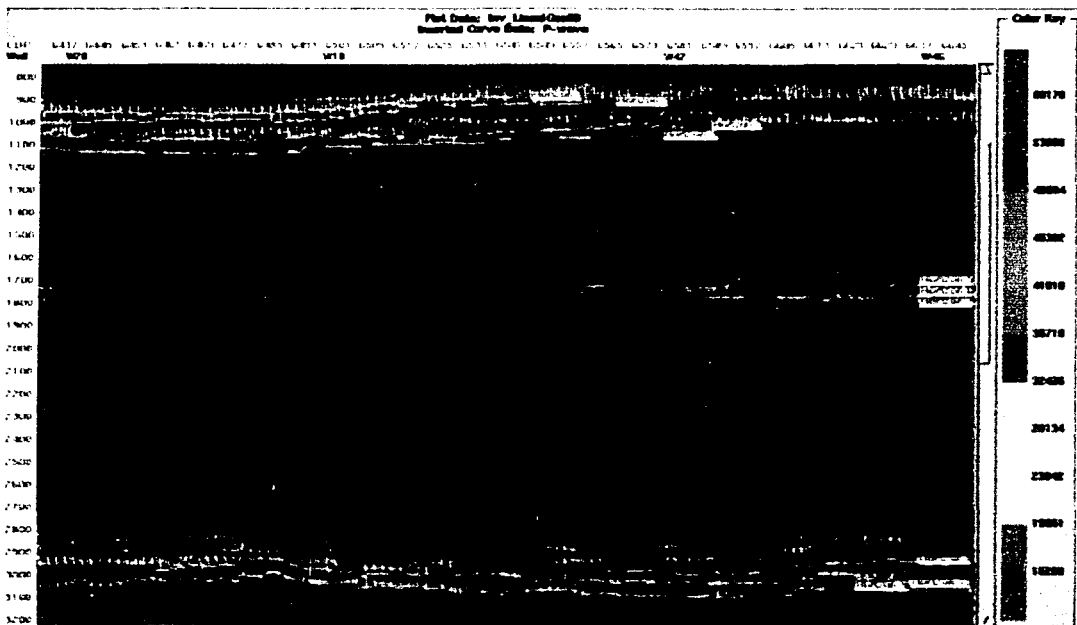


FIGURA 26. Inversión lineal generalizada con 50 iteraciones

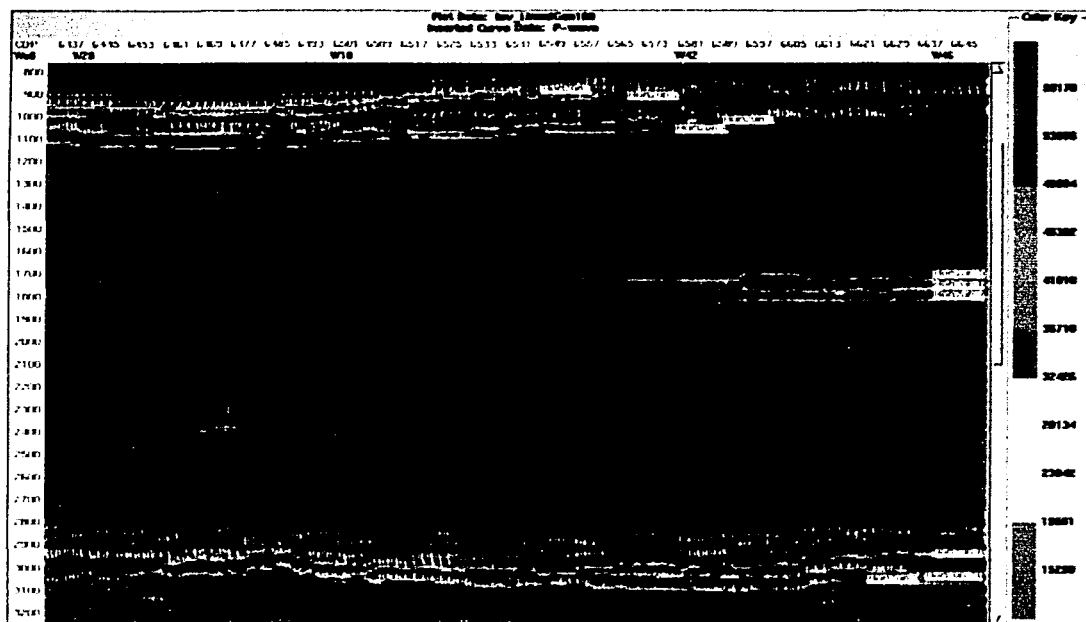


FIGURA 27. Inversión lineal generalizada con 100 iteraciones

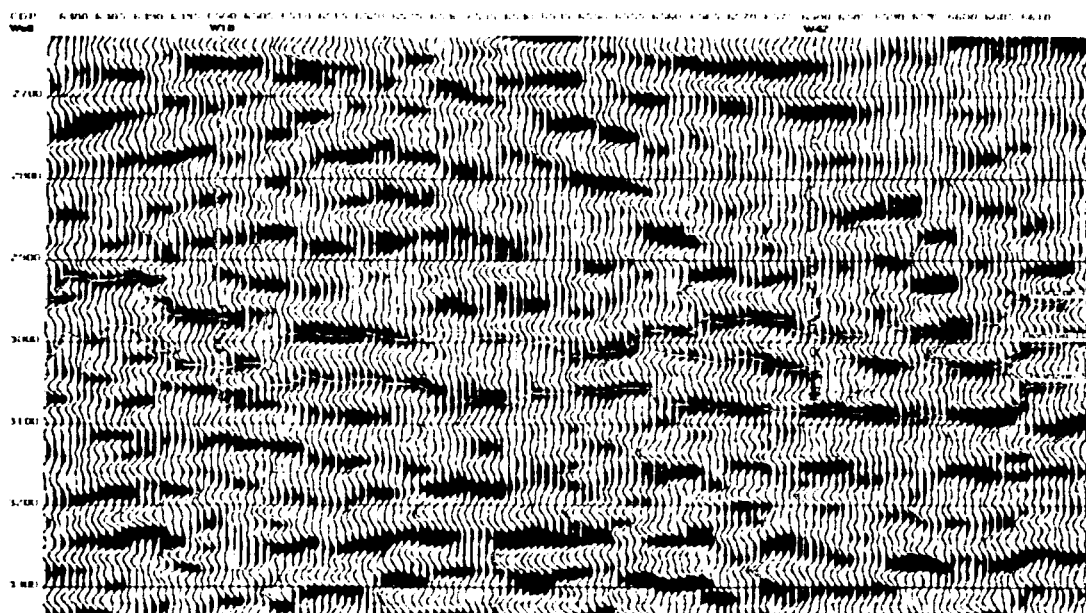


FIGURA 28. Detalle de la línea sísmica en la vecindad de los pozos 18 y 42

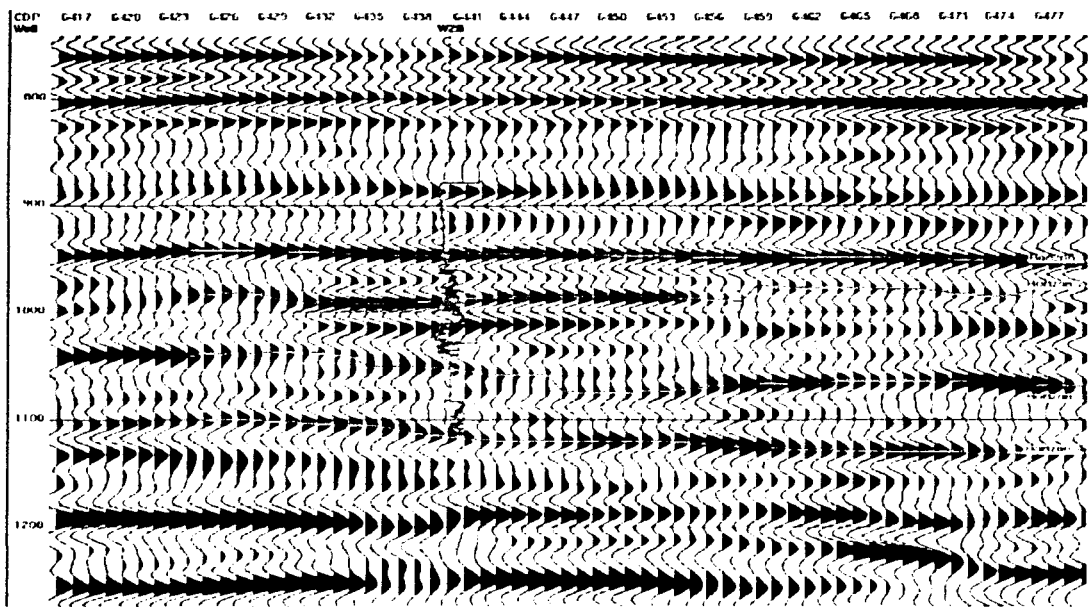
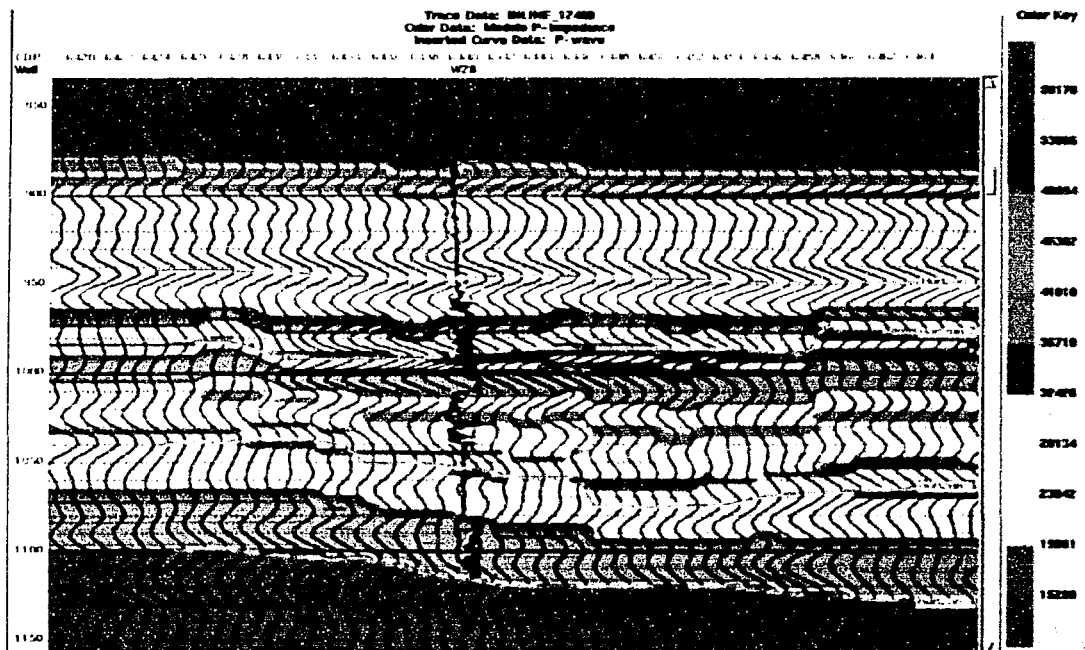


FIGURA 29. Detalle de la línea sísmica en la vecindad del pozo 28



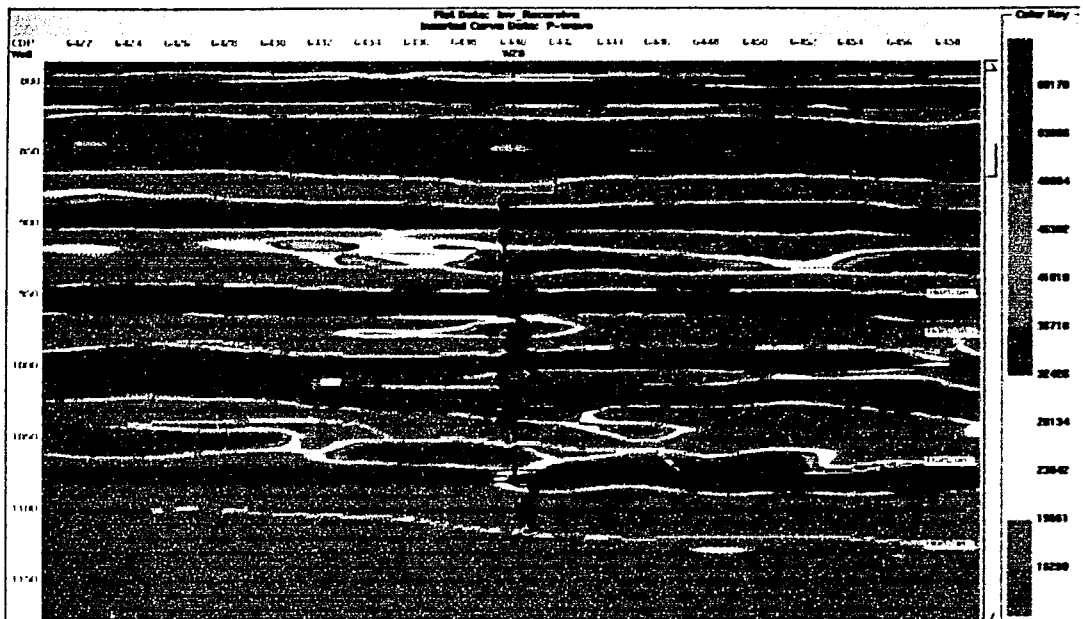


FIGURA 31. Detalle de la inversión recursiva en la vecindad del pozo 28

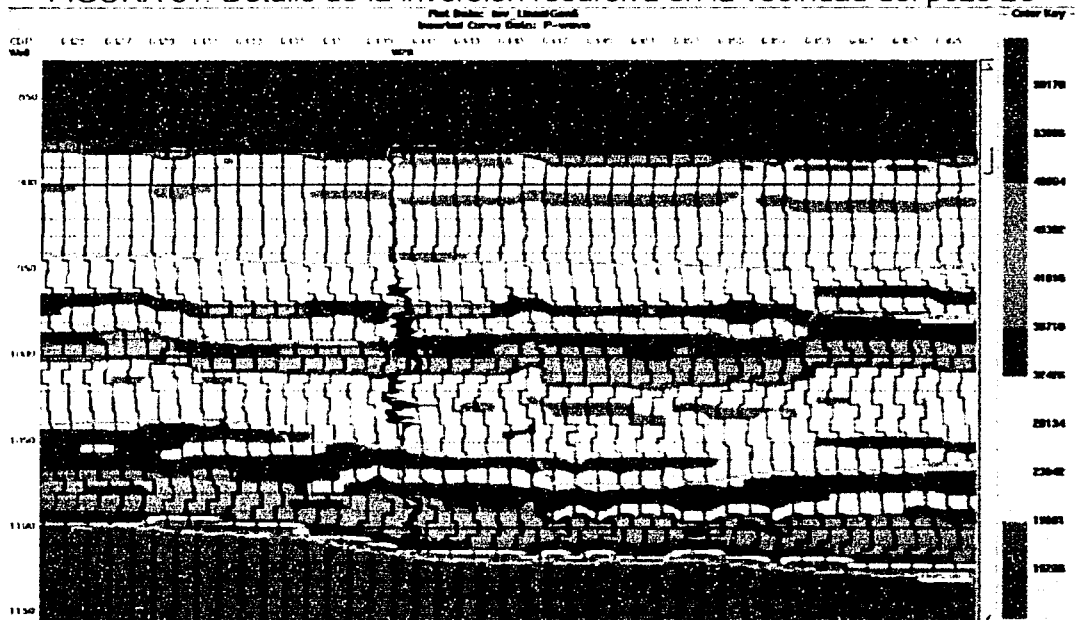


FIGURA 32. Detalle de la inversión lineal generalizada con 5 iteraciones en la vecindad del pozo 28

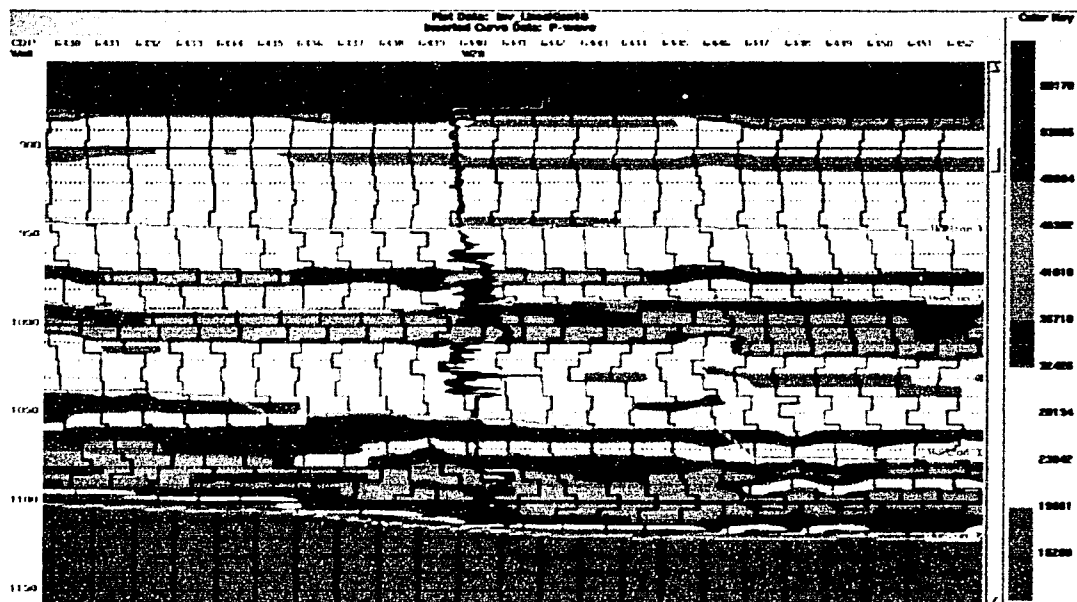


FIGURA 33. Detalle de la inversión lineal generalizada con 10 iteraciones en la vecindad del pozo 28

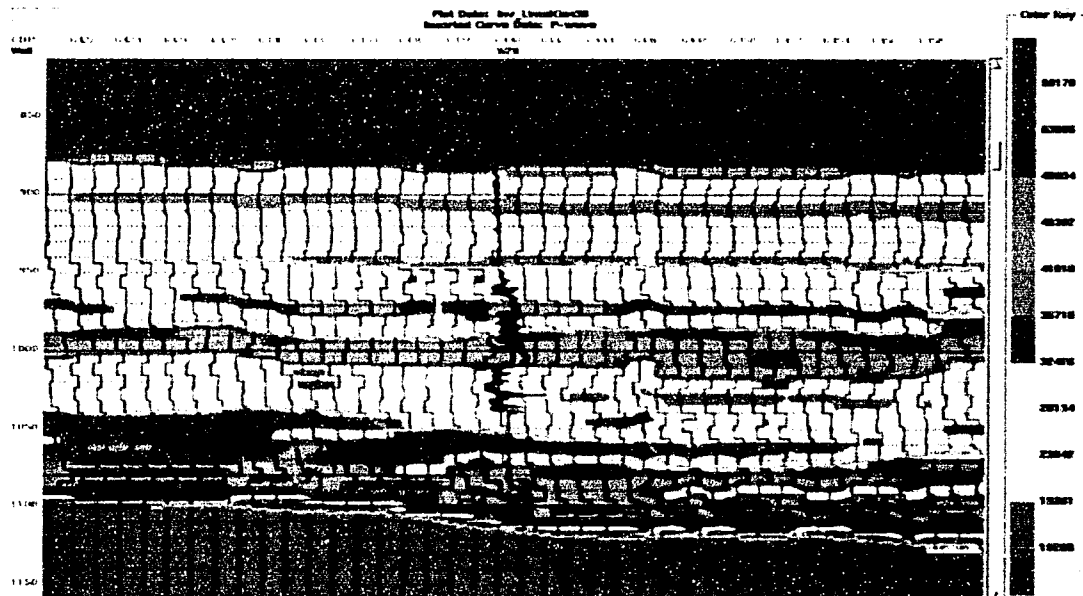


FIGURA 34. Detalle de la inversión lineal generalizada con 30 iteraciones en la vecindad del pozo 28

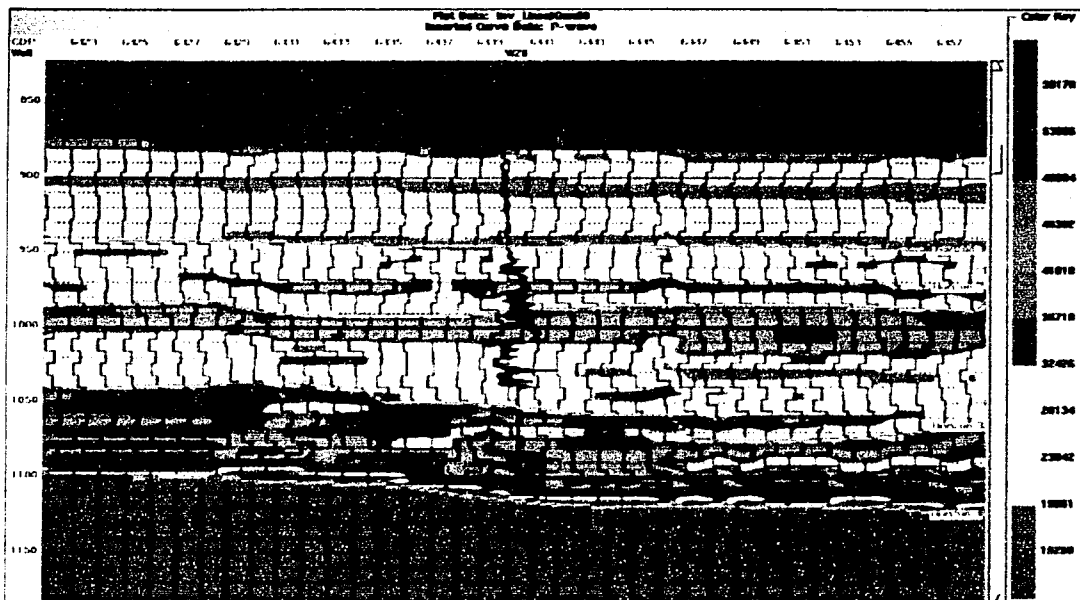


FIGURA 35. Detalle de la inversión lineal generalizada con 50 iteraciones en la vecindad del pozo 28

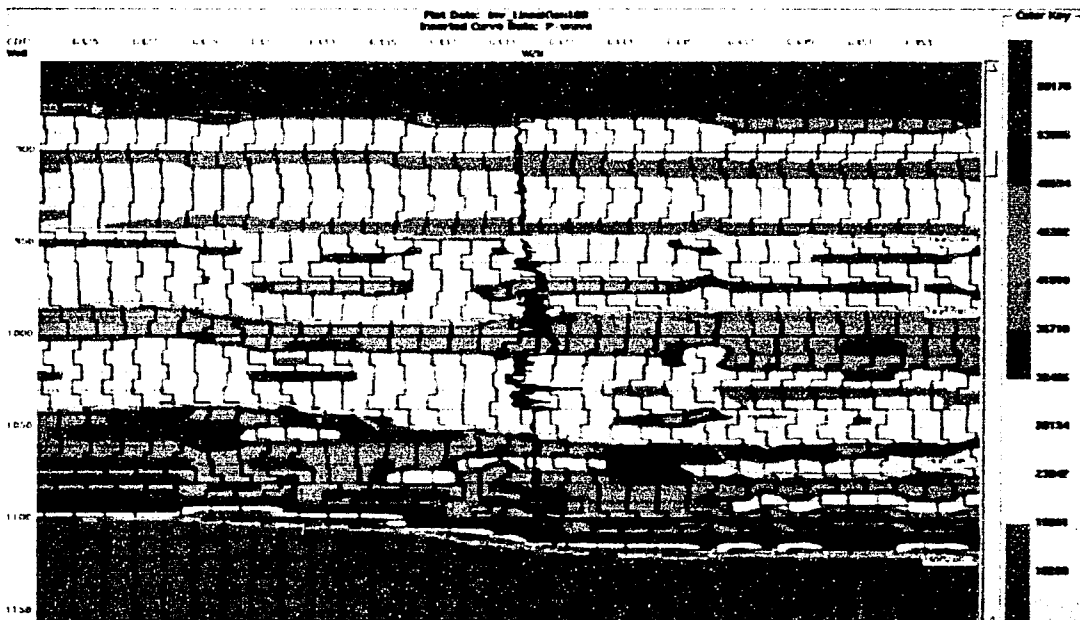


FIGURA 36. Detalle de la inversión lineal generalizada con 100 iteraciones en la vecindad del pozo 28

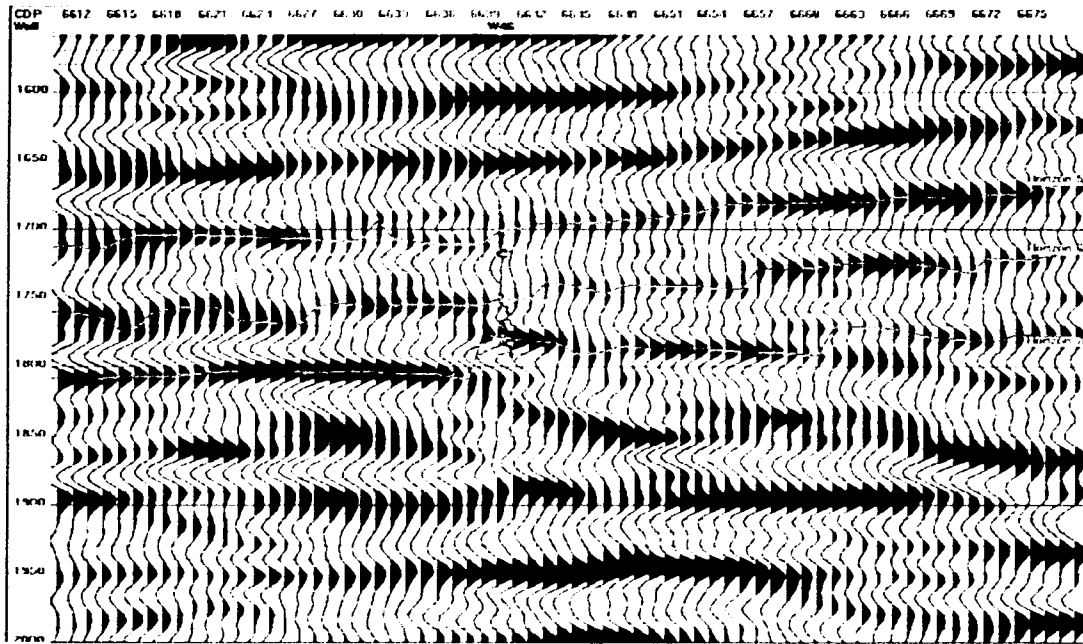


FIGURA 37. Detalle de la línea sísmica en la vecindad del pozo 46

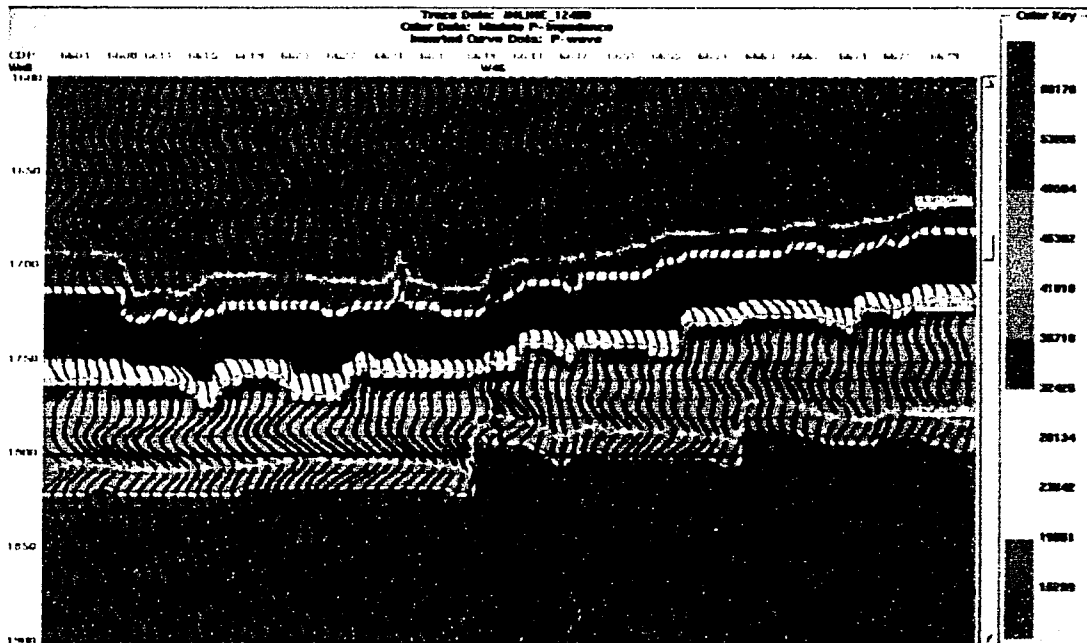


FIGURA 38. Detalle del modelo inicial en la vecindad del pozo 46

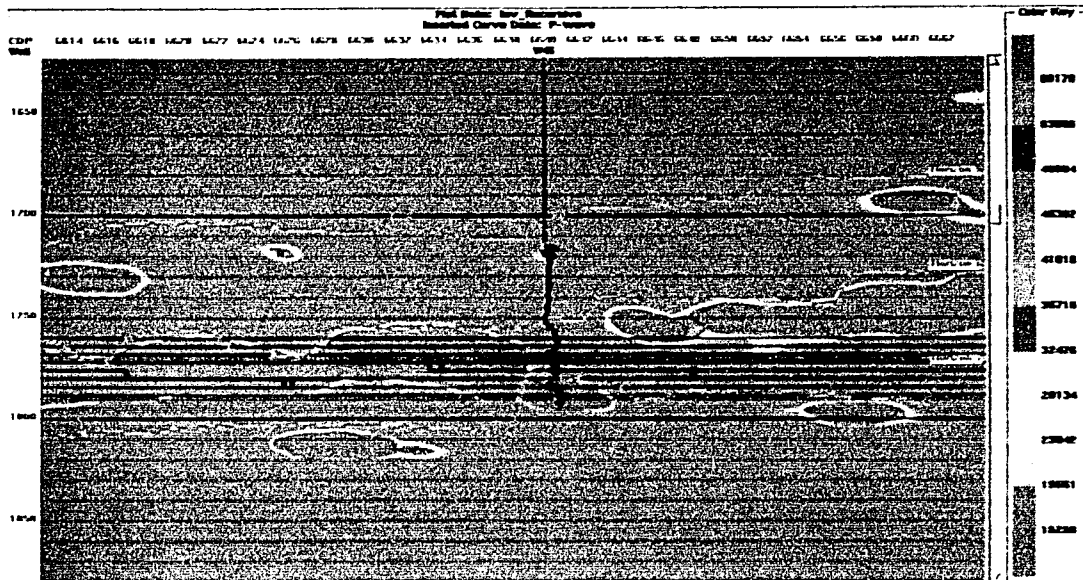


FIGURA 39. Detalle de la inversión recursiva en la vecindad del pozo 46

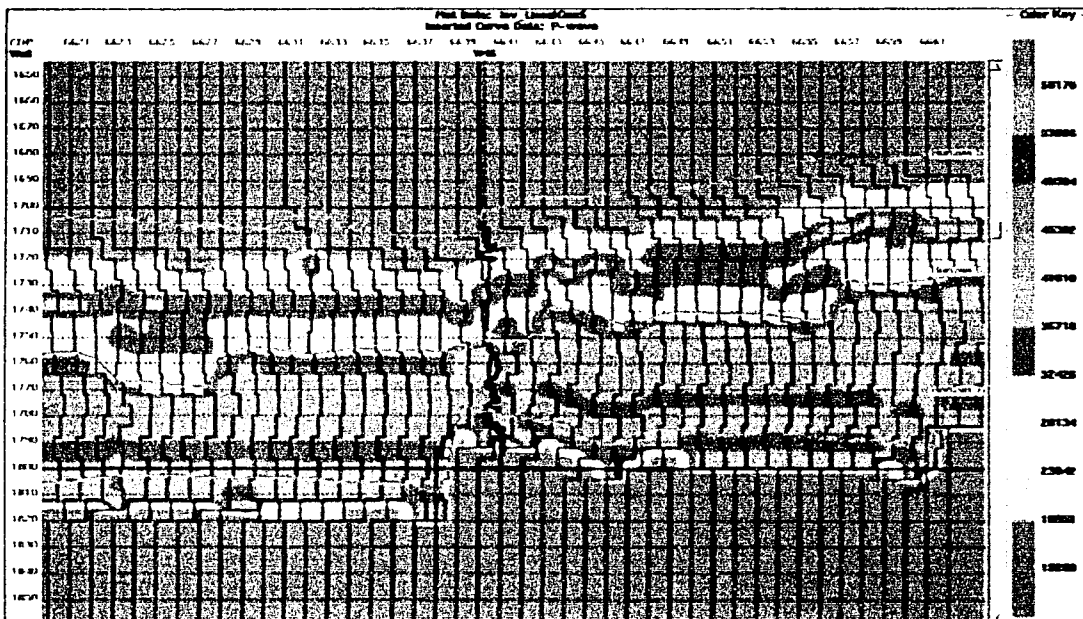


FIGURA 40. Detalle de la inversión lineal generalizada con 5 iteraciones en la vecindad del pozo 46

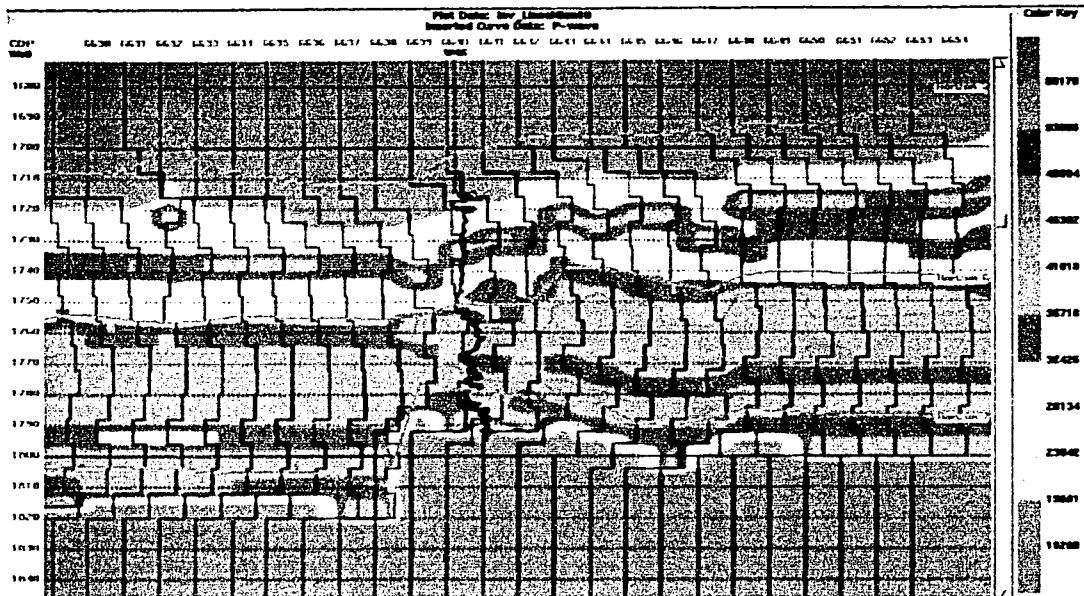


FIGURA 41. Detalle de la inversión lineal generalizada con 10 iteraciones en la vecindad del pozo 46

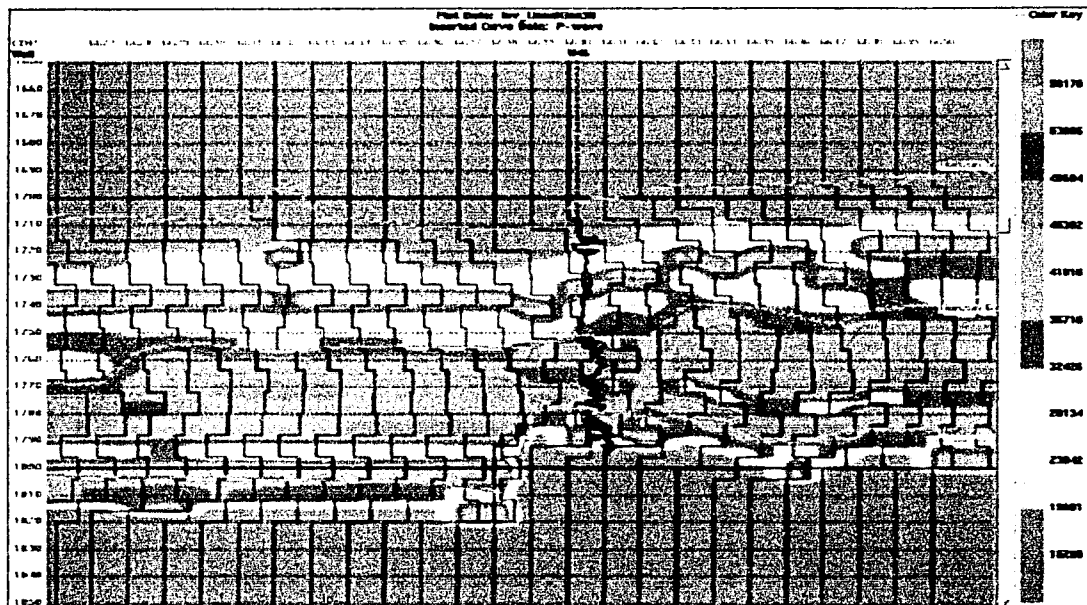


FIGURA 42. Detalle de la inversión lineal generalizada con 30 iteraciones en la vecindad del pozo 46

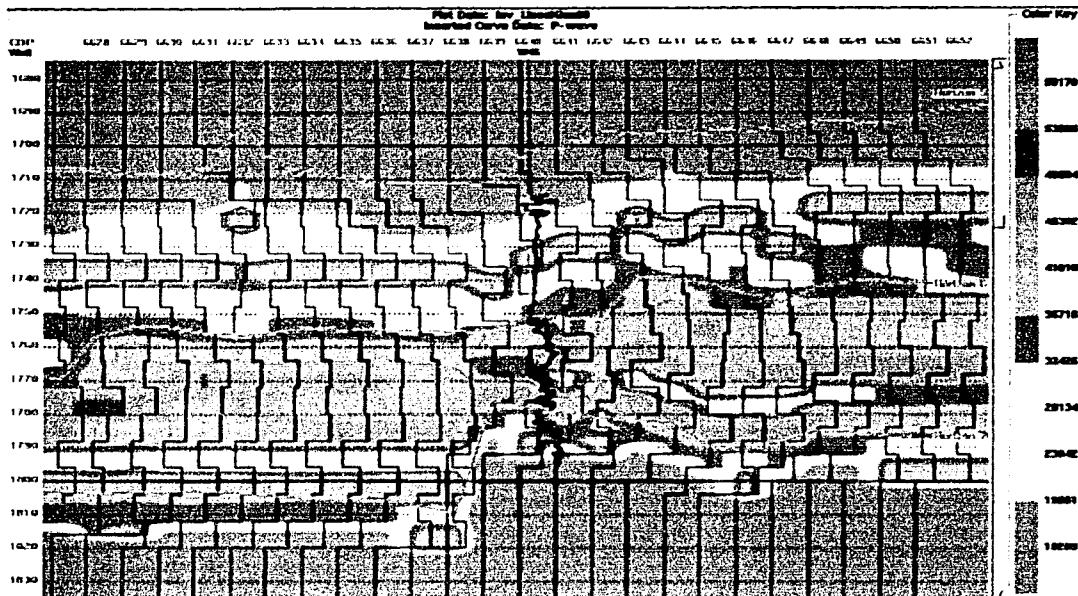


FIGURA 43. Detalle de la inversión lineal generalizada con 50 iteraciones en la vecindad del pozo 46

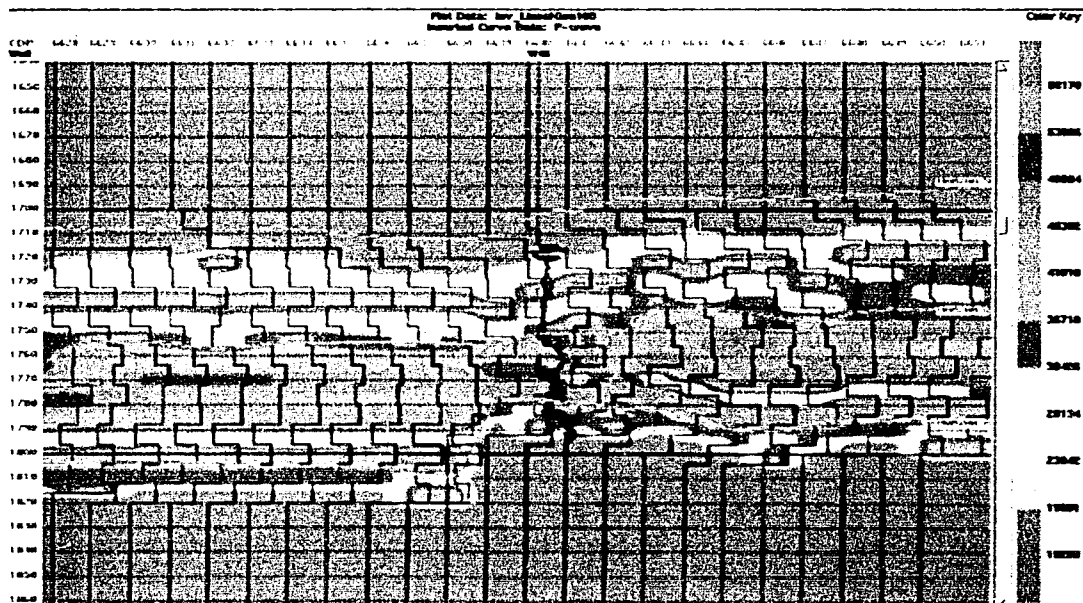


FIGURA 44. Detalle de la inversión lineal generalizada con 100 iteraciones en la vecindad del pozo 46

CAPÍTULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

4.1 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este caso, el modelo inicial propuesto (geológico) presenta ciertos detalles estratigráficos, ya que es un modelo basado directamente en los horizontes interpretados y los pozos (figura 21). Dichos registros también se utilizan en el proceso de inversión durante la etapa de calibración de la sección sísmica, que se realiza al integrar toda la información de los registros con los que se cuente, horizontes (interpretación), sismograma sintético (cuando se realiza), convertir la sección de escala de tiempo a profundidad, etc.

Sabíamos de antemano que los pozos 28 y 46 eran productores de aceite, por lo que serán los primeros que discutiremos.

En la vecindad del pozo 28, (figura 31) la inversión recursiva sólo muestra un alto contraste de impedancias acústicas con respecto al modelo inicial, y únicamente se observan unas pequeñas envolventes de color amarillo alrededor de las altas impedancias, es decir, solo se observa un ligero contraste a las bajas impedancias. Podemos entonces pensar que la inversión recursiva difiere mucho del modelo inicial y en consecuencia de la realidad geológica, ya que resultó muy ruidosa, con lo que inferimos que el error que tiene es muy alto, esto puede deberse a muchos factores como una baja relación señal a ruido, residuales en el proceso sísmico empleado, etc.

La inversión lineal generalizada en la misma vecindad del pozo 28 resultó, aun en su iteración aún mas baja (figura 32), muy similar al modelo inicial, pero con más detalle sismoestratigráfico. En la iteración 10 (figura 33) se observa que los horizontes que corresponden a las altas impedancias se empiezan a diferenciar, con lo que empieza a tener mayor resolución y se observan pequeños lentes y heterogeneidades en ellos.

En las iteraciones 30 y 50 (figuras 34 y 35 respectivamente), se observa todavía más detalle, y sin la continuidad lateral a la que nos referíamos en el párrafo anterior, sólo se observan cromáticamente iguales los horizontes principales. Esto es, que de acuerdo a los datos del pozo y de la inversión, se encuentran diferentes unidades sismoestratigráficas dentro de una misma formación.

En la iteración 100, (figura 36), se observa con mayor claridad, ahí se pierde la continuidad de impedancias acústicas en el mismo horizonte y se aprecian contrastes de impedancias acústicas (altas y bajas) en unidades estratigráficas secundarias, (no en las principales), a profundidad y en zonas someras. Se puede diferenciar también, un incremento en la resolución, en el sentido de que se observan colores que corresponden a impedancias acústicas similares en el mismo horizonte.

Observamos también que las variaciones en los resultados de la inversión después de 100 iteraciones en la vecindad del pozo 28 (figura 36) son muy pequeñas, con respecto al anterior (figura 35), demostrando con ello que el método ha convergido y que ya no se encontrarán grandes diferencias, o puede ocurrir el caso contrario, es decir, que diverja. Cuantitativamente se pueden calcular los errores que presentan los mapas de las inversiones con diferentes iteraciones, utilizando métodos o criterios de convergencia, como por ejemplo, el error cuadrático medio, el método de "simulated annealing" o incluso con algoritmos genéticos. Una vez calculado el error que se produce en cada iteración, se puede graficar para observar cómo se comporta y con esto analizar si el algoritmo de inversión converge o diverge, o si es necesario realizarlo con más iteraciones, o de lo contrario, pararlo.

Los resultados de la inversión lineal generalizada en las cercanías del pozo 28 son congruentes con su registro sísmico, (ya que el pozo presenta altas velocidades y

la impedancia acústica observada también es alta), esto se debe a que existe buena correlación entre ellos.

Se puede observar una zona interesante entre los 1000 y 1050 milisegundos, que corresponde al yacimiento de aceite, el cual se manifiesta por una zona de baja impedancia acústica; sin embargo, no es en la localidad del pozo en donde, según la inversión, tendríamos la mejor zona de producción, ya que se observa hacia la derecha del pozo (aproximadamente en el CDP 6449) una anomalía fuerte de baja impedancia (color verde), que sugiere, de acuerdo con éste método en particular, ser la mejor zona productora, (figura 36).

En cuanto al pozo 46, podemos decir que según la información sísmica inicial, (figura 37), se trata de una zona posibles acuñamientos o pequeñas fallas, es decir, con esto queremos decir, que es difícil hacer la correcta interpretación de los horizontes con los que se fundamenta el modelo inicial. Se siguieron los horizontes, asumiendo que si existe una falla normal, la cual se aprecia claramente en los resultados que arrojó la inversión.

En este pozo (46) ocurrió lo mismo que en el pozo 28, ya que en las primeras iteraciones se observan los horizontes muy homogéneos, (figuras 40 y 41), y en las últimas (figuras 43 y 44), se aprecia el detalle sismoestratigráfico, es decir, diferencias de colores de impedancias similares en un mismo horizonte. Se observa también que siempre se conserva la misma estructura principal, mostrando baja impedancia en la parte superior del registro, continuando hacia abajo con impedancias medias, seguidas por altas y por último impedancias medias nuevamente, que es la misma estructura que presenta el modelo inicial (sólo que con los horizontes heterogéneos).

En la vecindad del pozo 46 (figura 44) se observan también los contrastes de bajas impedancias (aproximadamente en los 1700 milisegundos), lo que quiere

decir que en el horizonte color azul se observa una anomalía roja y café, que se podría presumir es el sub-horizonte productor.

Acerca de los pozos 18 y 42, (figura 28), desde la información sísmica ya se observa que no existe una buena relación señal a ruido, por lo que no era factible obtener buenos resultados en la inversión, por lo tanto se declinó.

4.2 CONCLUSIONES

Dentro de la secuencia de procesamiento y análisis de datos sísmicos, la inversión ocupa una de las etapas finales, cuando ya los datos han sido acondicionados adecuadamente y se han hecho interpretaciones preliminares para definir el modelo estructural. Esto es, se han definido zonas de interés, y aún más, existen pozos exploratorios. Por tanto, la inversión busca definir el detalle estratigráfico para poder delimitar la extensión de los yacimientos y llevar a cabo el desarrollo del campo productor, apoyada con otras técnicas como AVO.

Sabemos, por las bases de la prospección sísmica, que las ondas viajan por el medio, en donde teóricamente su velocidad es constante (la amplitud se va atenuando por los efectos de dispersión, absorción, etc). Entonces, sabemos también que la presencia de un fluido inmerso en el medio en el que se desplazan las ondas, provoca en éstas últimas una disminución en su velocidad, y en el caso del gas, reduce la velocidad de las ondas en mayor proporción. Por esto, al realizar la inversión buscamos encontrar una zona que presente un contraste hacia las bajas impedancias acústicas.

En resumen, buscamos anomalías en el mapa de inversión, es decir, zonas con diferentes impedancias en el mismo horizonte, como la que se presume productora de aceite en la vecindad del pozo 28 y la anomalía del pozo 46.

En la discrepancia de los resultados obtenidos de la inversión recursiva con los esperados se observa claramente que en los arrojados por ésta difieren mucho del modelo inicial. Puede ser el resultado de una mala relación señal a ruido al momento de adquirir los datos (o durante los preprocesos) lo que ocasiona la presencia de ruido tanto coherente como aleatorio, sugerimos entonces que para mejorar esto se realicen procesos de post-apilamiento (para mejorar la relación señal a ruido), o que se utilice otro método de procesamiento para desenmascarar los datos. Incluso podría deberse el resultado de la interpretación a la escala de colores que enmascara información al englobarla toda en el rango que maneja.

En el caso del pozo 46, nos dimos cuenta que uno de los factores más importantes y fundamentales en el proceso de inversión es la interpretación correcta de los horizontes que se seleccionan para construir el modelo inicial, lo cual requiere conocimiento del área y experiencia por parte del intérprete, ya que de lo contrario, los efectos de una mala interpretación son una inversión poco confiable.

El hecho de que encontremos en la inversión lineal generalizada, diferencias de impedancias acústicas en un mismo horizonte (mayor resolución) significa que nos enfrentamos a un medio anisótropo horizontal, que presenta variaciones laterales de densidad y velocidad, esto es, que los modelos teóricos no siempre se cumplen, y esto es real, sobretodo cuando se trata de la tierra.

Una de las ventajas principales de la inversión, es que al utilizar los registros geofísicos de pozos, aumenta la capacidad resolutive de la imagen sísmica obtenida en comparación con la imagen sísmica normal, pues se pueden determinar diferentes unidades estratigráficas delgadas que son invisibles a la longitud de onda de la señal de entrada de los datos sísmicos.

Las limitantes que observamos en los procesos de inversión corresponden a agentes externos. El procesamiento de los datos, como se mencionó en un

principio, debe preservar la amplitud y la forma de onda, ya que una secuencia de proceso en la que no se cumplen estos requisitos implicará errores en la inversión.

Como conclusión final, sugerimos que el método de inversión se puede mejorar o hacer más robusto mejorando su convergencia, creando métodos híbridos, que combinen los algoritmos de la inversión tradicional (como la recursiva o la lineal generalizada) con métodos de inversión global como son los algoritmos genéticos, el método Montecarlo, las redes neuronales o el "simulated annealing". Esto es, emplear los métodos globales para determinar el modelo inicial y obtener una primera aproximación del resultado dentro de un espacio de soluciones muy reducido, y después utilizar los métodos tradicionales para detallarlo y afinar la solución.

REFERENCIAS

- HELLAND HANSEN D, MAGNUS I, EDVARDBSEN A and HANSEN E., 1997, "SEISMIC INVERSIÓN FOR RESERVOIR CHARACTERIZATION AND WELL PLANNING IN THE SNORRE FIELD" The Leading Edge, 16, no. 3, pg. 269-273.
- GASTALDI, C; BIGUENET, J.P. and de PAZZIS, L, 1997 "RESERVOIR CHARACTERIZATION FROM SEISMIC ATTRIBUTES: AN EXAMPLE FROM THE PECIKO FIELD (INDONESIA)" The Leading Edge, 16, no. 3, pg. 263-266.
- LINES, L.R. "INVERSIÓN OF GEOPHYSICAL DATA" Society of Exploration Geophysics Vol.74, No. 3 March 1986, pg. 415-427.
- UZCATEGUI, O. and DEL PINO, E. 1987 "SEISMIC INVERSION FOR MAPPING POROSITY AND THICKNESS BY USING SVD AND GEOSTATISTICAL METHODS" 57th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, Session: SEG1.1.
- McMAHON, I.T., MILLS, G.F. and Ong, C.Y. 1982, "POST-STACK SEISMIC INVERSION, RECURSIVE OR MODELING?" 52th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, Session: S9.2.
- HE, N. and REYNOLDS, A.C. 1995 "ESTIMATION OF POROSITY IN THIN LAYERED RESERVOIRS BY SEISMIC INVERSION" 65th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, 1022-1024.
- HILDEBRAND, S.T. and McMECHAN, G.A. 1994, "1-D SEISMIC INVERSION OF DUAL WAVEFIELD DATA: PART I: NONUNIQUENESS AND STABILITY" Geophysics, Society of Exploration Geophysics, 59, pg. 782-788.
- HILDEBRAND, S.T. and McMECHAN, G.A. 1994, "1-D SEISMIC INVERSION OF DUAL WAVEFIELD DATA: PART II: A GULF OF MEXICO EXAMPLE" Geophysics, Society of Exploration Geophysics, 59, pg. 789-800.
- VERSTEEG, R.J. and SYMES, W.W., 1994 "GEOLOGIC CONSTRAINS ON SEISMIC INVERSION" 64th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, pg. 1020-1023.

- HANSEN, P.A., LOWDEN, D.J. and PAULSEN, J., 1994, "3-D SEISMIC INVERSION TO EXPLORE FOR UPPER JURASSIC SANDS, NORTH VIKING GRABEN" 56th Mtg: Eur. Assn. Of Exploration Geophysics, Session: B018.
- SPAGNOLINI, U., 1991, "EVALUATION OF THE AMBIGUITIES OF SEISMIC INVERSION" 53th Mtg: Eur. Assn. Of Exploration Geophysics, pg. 268-269.
- PEDERSEN, J.M., VESTERGAAD, P.D. and ZIMMERMANN, T., 1991, "SIMULATED ANNEALING BASED SEISMIC INVERSION" 61th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, pg. 941-944.
- CRUZ, L.C.R., AMUCHASTEGUI, J.M., DEL VALLE GARCÍA, R. and RUIZ, P.G., 1996, "MAPPING SALT STRUCTURE AND SUBSALT IMAGINING IN CAMPECHE BAY MEXICO, USING SEISMIC INVERSION, MODELING AND PRESTACK ATTRIBUTES" 66th Ann. International Mtg, Society of Exploration Geophysics, pg. 588-591.

BIBLIOGRAFÍA

- B.H. RUSSELL; "INTRODUCTION TO SEISMIC INVERSIÓN METHODS" S.N. Domenico, Series Editor, Course Notes Series, Vol. 2, Society of Exploration Geophysics, Second Printing, USA, 1990.
- ÖZDOĞAN YILMAZ; "SEISMIC DATA PROCESSING" Society of Exploration Geophysics, Eighth Printing, USA, 1997.
- BOHUMIL PŠENIČKA; "PROCESAMIENTO DIGITAL DE SEÑALES" Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1995.
- ROBERT E. SHERIFF; "SEISMIC STRATIGRAPHY" International Human Resources Development Corporation, Boston, 1980.
- R. E. SHERIFF and L.P. GELDART "EXPLORATION SEISMOLOGY" Cambridge University Press, Second Edition, USA, 1995.
- WILLIAM MENKE "GEOPHYSICAL DATA ANALYSIS: DISCRETE INVERSE THEORY" Vol. 45 International Geophysical Series Academic Press, Inc., USA, 1992.
- ALBERT TARANTOLA "INVERSE PROBLEM THEORY, METHODS FOR DATA FITTING AND MODEL PARAMETER ESTIMATION"
- MAX A. MEJU "GEOPHYSICAL DATA ANALYSIS: UNDERSTANDING THE INVERSE PROBLEM. THEORY AND PRACTICE" S.N. Domenico, Series Editor, Course Notes Series, Vol. 6, Society of Exploration Geophysics, USA, 1994.