



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ciencias de la Tierra

Conversión a Profundidad de
Datos Sísmicos Petroleros

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

CARLOS MIGUEL PÉREZ GUTIÉRREZ



Directores:
Dr. Martín Cárdenas Soto
Ing. José de Jesús Martínez Silva

Ciudad Universitaria

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-1221

SR. CARLOS MIGUEL PÉREZ GUTIÉRREZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Martín Cárdenas Soto y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD DE DATOS SÍSMICOS PETROLEROS

RESUMEN
INTRODUCCIÓN
I PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS
II SISMOLOGÍA DE EXPLORACIÓN
III MODELADO DE REFLECTORES SÍSMICOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO
IV MODELADO DE VELOCIDADES Y CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD
V CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS
CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFÍA
ANEXOS

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.

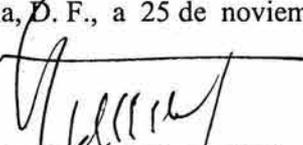
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 25 de noviembre de 2003

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

Quiero dedicar esta tesis a las siguientes personas:

A mi mamá María Guadalupe Gutiérrez Sánchez, gracias por todo el amor que me has dado durante toda mi vida, gracias por todo el esfuerzo que has hecho para que mis hermanos y yo pudiéramos tener una educación universitaria, gracias por inculcarnos el bien, gracias por todos los lindos momentos de mi vida que he pasado junto a ti, no hay palabras que describan lo importante que eres para mi y cuanto te amo.

A mi papá Miguel Pérez Kirwan por querernos y cuidarnos, a mis hermanos Ivan y Aldo por todos esos juegos y peleas de niños, por ser mis mejores amigos. Estoy muy orgulloso de que están apunto de terminar sus carreras, les deseo una vida maravillosa llena amor y éxitos profesionales.

A mi abuelita Josefina por quererme tanto y haberme cuidado y consentido siempre, por todos los paseos que hemos hecho juntos y sobretodo por haber formado una familia tan maravillosa. Te quiero mucho.

A mi abuelito Luis por haberme querido y cuidado cuando era pequeño y aunque ya no estás con nosotros te seguimos queriendo mucho.

A mis abuelitos Alicia y Rene por todo el amor que me han dado durante mi vida y por esos hermosos recuerdos que tengo a su lado en Oaxaca.

A mis tíos y tías Luis, Yola, Armando, Josefina, Arturo y Susana porque son a todo dar; los quiero mucho.

A mis primos y primas Oswaldo, Mirna y Talhía por todos los momentos divertidos que hemos pasado juntos.

Mis padrinos Nacho y Ada Ravelo que siempre me han querido y consentido tanto.

A Dulce por ser tan maravillosas persona, por todos los momentos que hemos pasado juntos, por todos los consejos que me has dado, porque día a día me enseñas tantas cosas nuevas, por cuidarme y consentirme, por ayudarme con este trabajo y sobretodo por estar junto a mi.

A Marco Flores y Leti Paz por ser mi segunda familia.

A mis amigos de la infancia: Quique, Daniel, Karim, Memo, Pablo, Esteban, Oswaldo y Edgar por todos esos momentos divertidos, por las travesuras y campamentos que hemos compartido hasta hoy en día.

A mis amigos del Bachillerato: Javier, Luis, Paty, Chelo, Sonia, Lizbeth e Itze.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería: Victor, Wah, Jorge A., Konnan, Wereja y Griselda.

A mis amigos Geólogos, Geofísicos y Petroleros: Jorge Shago, Hugo, Carina, Jorge Webber, Daniel Yemino, Alejandra, Jonathan, Lidia, Isa, Ivan A., Edgar Ruiz, Roberto, Leo M., Tona, Trix y Taz.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a las siguientes personas por haber participado en la realización de esta tesis:

A Fernando García por haberme brindado la oportunidad de realizar mi tesis con su equipo de trabajo, por haber creído en mí y sobretodo por su amistad.

A Martín Cárdenas y Jesús Martínez por su paciencia y conocimiento para guiarme y dirigirme en la elaboración de esta tesis.

A mis sinodales: Héctor Sandoval, Ricardo Castrejón Segio Chavez y Tatiana Kerdan por compartir sus conocimientos para la realización de este trabajo.

A Claudia Castro por haber creído en mí y por preocuparse por todos los chicos recién egresados.

A Leonardo Peña porque nos hace sonreír, nos ayuda y sobretodo por ser un buen amigo.

Marcelo Borderas por haberse tomado el tiempo de ayudarme.

A Marcos Guler por todo el apoyo que me ha brindado.

A Sergio Courtade por todo el trabajo que hemos realizado juntos y por todo lo que me ha enseñado.

A todos mis compañeros de Schlumberger en especial al equipo de trabajo de Ciudad del Carmen.

*A la **UNAM** y a todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería por compartir sus conocimientos para formar excelentes profesionistas.*

Resumen

INTRODUCCIÓN	1
I. PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS	4
1.1. Ondas elásticas.....	4
1.2. Ecuación de onda.....	5
1.2.1. Tipos de onda a partir de su expresión.....	9
1.3. Soluciones a la ecuación de onda.....	11
1.3.1. Ondas planas.....	12
1.3.2. Ondas esféricas.....	14
1.4. Propagación de onda en un medio estratificado.....	15
1.4.1. Frente de onda.....	16
1.4.2. Principio de Huygens.....	17
1.4.3. Ley de Snell.....	20
1.4.4. Ángulo crítico.....	22
1.4.5. Principio de Fermat.....	22
1.4.6. Impedancia acústica.....	22
1.4.7. Coeficientes de reflexión y transmisión.....	23
1.5. Atenuación de la energía.....	27
1.5.1. Absorción.....	27

II. SISMOLOGÍA DE EXPLORACIÓN.....	29
2.1. Métodos geofísicos de exploración.....	29
2.2. El método sísmico.....	30
2.2.1. Método de reflexión sísmica.....	31
2.3. Registro sísmico.....	35
2.4. Corrección estática al registro sísmico.....	36
2.5. Corrección dinámica (por sobretiempo normal "NMO") al registro sísmico.....	37
2.6. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos.....	43
2.6.1. Deconvolución.....	43
2.6.2. Apilamiento.....	43
2.6.3. Migración.....	44
2.7. Sección sísmica.....	44
2.8. Velocidades sísmicas.....	46
2.8.1. Velocidad instantánea (V_{ins}).....	47
2.8.2. Velocidad de intervalo (V_{int}).....	47
2.8.3. Velocidad raíz cuadrática media (V_{RMS}).....	48
2.8.4. Velocidad Normal Moveout (V_{NMO}).....	49
2.8.5. Velocidad de apilamiento (V_{STK}).....	50
2.8.6. Velocidad promedio (V_{prom}).....	50
2.9. Ecuación de Dix.....	51
2.10. Marcadores geológicos.....	52
2.11. Registro sísmico de pozo.....	53
2.12. Prueba de velocidad en pozo (checkshot).....	56
2.13. Perfil sísmico vertical (PSV).....	57
2.14. Sismograma sintético.....	59

III. MODELADO DE REFLECTORES SÍSMICOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO...	62
3.1. Interpretación de los datos sísmicos.....	64
3.2. Modelo de horizontes bidimensional.....	71
3.3. Modelo de horizontes tridimensional en el dominio del tiempo.....	82
3.4. Modelo geológico en el dominio del tiempo.....	86
IV. MODELADO DE VELOCIDADES Y CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD DE REFLECTORES SISMICOS.....	88
4.1. Conversión a profundidad.....	88
4.2. Conversión a profundidad usando una función simple de velocidad.....	91
4.3. Modelado de velocidades promedio y conversión a profundidad por medio de marcadores geológicos.....	92
4.4. Horizontes en profundidad según los modelos de velocidades obtenidos por medio de marcadores geológicos.....	102
4.5. Modelo de velocidades de intervalo.....	108
4.6. Modelos con velocidades de apilamiento.....	110
4.7. Horizontes en profundidad según la información de velocidades de apilamiento.....	114
4.8. Modelos de velocidades combinando velocidades de apilamiento e información de velocidades de pozo (checkshots).....	120
4.9. Horizontes en profundidad según información de velocidades de apilamiento e información de velocidades de pozo (checkshots).....	122
V. CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS.....	125
5.1. Mapas residuales.....	125

CONCLUSIONES.....	152
Discusión.....	152
Conclusiones.....	155

BIBLIOGRAFÍA.....	157
--------------------------	------------

ANEXOS

Anexo 1. Registro sísmico sintético Capas horizontales y paralelas.....	i
Anexo 2. Registro sísmico sintético Anticlinal.....	iv
Anexo 1. Registro sísmico sintético Capas horizontales y paralelas asociadas a una Falla Normal.....	vii

En este trabajo se llevaron a cabo las conversiones a profundidad de datos sísmicos petroleros con diferentes metodologías. Este procedimiento fue realizado en cuatro etapas. En una primera etapa se identificaron los reflectores sísmicos a interpretar utilizando sismogramas sintéticos, esto nos asegura que el reflector sísmico es el que está asociado a un marcador geológico, una vez identificados los reflectores se realizó el trabajo de interpretación sísmica el cual fue hecho en un cubo sísmico 3D tanto en inlines como en crosslines. En una segunda etapa se generaron tres modelos de velocidad para cada uno de los reflectores sísmicos, estos modelos de velocidades son el elemento clave que permite ir del dominio temporal al dominio espacial. El primer modelo está en función de marcadores geológicos, el segundo modelo está en función de velocidades de apilamiento y el tercer modelo se basa tanto en velocidades de apilamiento como en estudios de velocidades de pozos (checkshots), estos últimos nos permiten dar un ajuste a la conversión. En la tercera etapa se realizó la conversión a profundidad con dos técnicas diferentes. La primera técnica, en donde el modelo de velocidades se basa en marcadores geológicos se utilizó una técnica basada en velocidades promedio, para el resto de modelos de velocidades la técnica empleada se basa en velocidades de intervalo. Finalmente se hace un análisis de los resultados de las tres conversiones a profundidad.

En el curso del Siglo XX, hubo episodios notables que marcaron muchos avances en los métodos de prospección e interpretación sísmica. Si bien muchas nuevas tecnologías tardaron aproximadamente 10 años en pasar de la etapa de introducción a la práctica generalizada, cada una de ellas generó finalmente nuevas oportunidades de exploración.

Comenzando en la década de 1920, se introdujeron los disparos analógicos de cobertura simple para detectar capas inclinadas del subsuelo. En la década de 1930, esta técnica innovadora fue la clave para los hallazgos registrados en torno a los domos salinos y pronto se convirtió en una práctica estándar.

La década de 1950 fue testigo del advenimiento de los datos sísmicos de cobertura múltiple logrados por apilamiento del punto común de reflexión (CRP por sus siglas en inglés); técnica que mejoró significativamente la relación señal-ruido.

En la década de 1960, se introdujo la adquisición y el procesamiento de datos digitales que reemplazaron a los métodos analógicos y ópticos. Esto trajo mejoras importantes en la calidad de los datos sísmicos y condujo a nuevos hallazgos petroleros en todo el mundo.

En la década de 1980 los levantamientos 3D se difundieron en gran medida en la industria, transformando así todo el negocio de exploración. Los atributos de trazas, y los puntos brillantes eran utilizados como indicadores sísmicos de la presencia de hidrocarburos.

Para la década de 1990, los contratistas de exploración sísmica ya adquirirían datos de exploración 3D como rutina sobre extensas áreas marinas de las distintas plataformas continentales de todo el mundo. Hoy en día, muchos operadores no perforan si no cuentan con datos 3D sobre sus áreas prospectivas y, en las áreas de máximo riesgo, no se arriesgan a perforar pozos sin disponer de una representación sísmica del subsuelo en escala de profundidad.

De aquí la importancia de poder tener imágenes en escala de profundidad que permitan determinar las posiciones y geometrías reales de las estructuras de interés en el subsuelo, por esta razón en este trabajo se estudiarán y aplicarán diferentes metodologías de conversión tiempo-profundidad utilizadas en datos sísmicos petroleros con el fin de distinguir su validez bajo diferentes circunstancias con lo cual se podrá decidir cuando, cada uno de estos métodos, dará un mejor resultado. La calidad de este proceso se puede ver afectada en gran medida por las condiciones geológicas del subsuelo por lo que es de gran importancia distinguir que métodos nos ofrecen mejores resultados y en que condiciones deben de ser aplicados.

La conversión de datos sísmicos en el dominio temporal al dominio espacial, es fundamental en la exploración geofísica y se puede definir como el proceso que transforma una representación temporal en una representación espacial (en este caso en profundidad) por ejemplo, de una estructura del subsuelo, esto concierne a los intérpretes debido a que las mediciones sísmicas son hechas en tiempo pero los pozos basados en la interpretación sísmica son perforados en profundidad. La conversión a profundidad puede ser vista hoy en día como parte del procesamiento de datos.

En el Capítulo I se describen conceptos básicos de la propagación de ondas sísmicas haciendo énfasis en la propagación de ondas **P**. Estos conceptos son fundamentales y son aplicados en la investigación de la estructura del subsuelo por medio del método de reflexión sísmica del cual hablo en el Capítulo II. En este capítulo también se habla de conceptos fundamentales que permiten obtener una sección sísmica en el dominio del tiempo, así como conceptos que son necesarios para la obtención de modelos de velocidades que permiten la conversión a profundidad de dicha sección.

En el Capítulo III se muestra como fue el trabajo de interpretación de datos sísmicos en el dominio temporal, en donde se interpretaron cinco reflectores sísmicos, posteriormente en el capítulo IV se determinan y relacionan tres modelos de velocidades calculados con dos métodos e información de entrada diferente para cada reflector sísmico, con los cuales se hicieron las respectivas conversiones a profundidad, y en donde se hace énfasis en el cambio de estructura de los reflectores en tiempo al ser convertidos a profundidad.

En el Capítulo V se presentan una serie de mapas residuales que permiten cuantificar la diferencia de profundidades de reflectores determinados con la conversión a profundidad que se consideró más precisa con respecto a las otras dos conversiones, también se muestran dicha comparaciones de manera tridimensional lo cual permite entender dichos resultados de manera sencilla.

CAPÍTULO I

PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

La adquisición de datos sísmicos de reflexión se lleva a cabo perturbando los materiales del subsuelo mediante una fuente de energía artificial (como fuentes explosivas, pistolas de aire, etc). Los esfuerzos causados por la energía liberada por la fuente sísmica inducen deformaciones en las partículas de los estos materiales.

Los desplazamientos de estas partículas son gobernados por una ecuación diferencial conocida como **ecuación de onda** la cual describe la propagación de ondas sísmicas en el interior de la Tierra. A continuación se presentan algunos conceptos de importancia que permitirán comprender como se propagan dichas ondas.

1.1. Ondas elásticas

Las ondas elásticas son aquellas que se forman en medios elásticos o deformables originados por alteraciones periódicas de la posición de equilibrio normal del medio. Las ondas de esta clase transmiten energía de una porción del medio a otra; el medio no se mueve en conjunto, pero sus diferentes movimientos ejecutan movimientos oscilatorios de sus partículas alrededor de sus posiciones de equilibrio normales. La velocidad con la que se transmite la alteración a través del medio esta determinada por su elasticidad la cual provoca fuerzas restauradoras contra la alteración.

Un sólido puede transmitir dos tipos de ondas, el primer tipo es conocido como onda longitudinal o de compresión y el segundo como onda transversal, tangencial o de cizallamiento. Las ondas compresionales y transversales han sido llamadas **P** y **S** respectivamente.

1.2. Ecuación de onda

La propagación de ondas elásticas está gobernada por una ecuación diferencial que relaciona ciertas derivadas del espacio y el tiempo. Esta ecuación se llama ecuación de onda.

Consideremos un medio elástico cuyas propiedades son uniformes en todas direcciones, en el cual se propaga una onda sísmica, la relación entre los esfuerzos y desplazamientos está dada por la Ecuación de Navier del desplazamiento, la cual en su forma vectorial y escrita enteramente en términos de los desplazamientos es:

$$(\lambda + 2\mu)[\nabla(\nabla \cdot \bar{u})] + \mu \nabla^2 \bar{u} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \dots\dots\dots(1)$$

donde:

λ = Para medios acústicos su significado es el modulo volumétrico o de incompresibilidad. Es la resistencia del material al cambio de volumen sin cambio de forma cuando se somete a una carga.

μ = Modulo de corte o rigidez. Es la medida de la resistencia de los materiales al esfuerzo de corte, siempre es positivo y tiene medidas de presión.

\bar{u} = Suma de una función escalar y una vectorial

ρ = Densidad

t = Tiempo

La descomposición de cualquier campo vectorial en un potencial escalar y uno vectorial puede hacerse por el Teorema de Helmholtz, por lo que:

$$\bar{u}(x,t) = \nabla\phi + \nabla \times \Psi \dots\dots\dots(2)$$

siendo:

$$\phi(x,t) = \text{función escalar}$$

y

$$\Psi(x,t) = \text{función vectorial}$$

En esta representación, el desplazamiento es la suma del gradiente de un potencial escalar “ ϕ ”, y el rotacional de un potencial vectorial “ Ψ ” los cuales son función del espacio y del tiempo (x,t).

Resolviendo la ecuación (1) por el método de potenciales, y utilizando la siguiente identidad tenemos que:

$$\nabla^2 \bar{u} = \nabla(\nabla \cdot \bar{u}) - \nabla \times (\nabla \times \bar{u}) \dots\dots\dots(3)$$

la cual al ser substituida en (1) resulta

$$(\lambda + 2\mu)[\nabla(\nabla \cdot \bar{u})] + \mu[\nabla(\nabla \cdot \bar{u}) - \nabla \times (\nabla \times \bar{u})] = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \dots\dots\dots(4)$$

$$(\lambda + 2\mu)[\nabla(\nabla \cdot \bar{u})] + \mu\nabla(\nabla \cdot \bar{u}) - \mu\nabla \times (\nabla \times \bar{u}) = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \dots\dots\dots(5)$$

en donde:

$$\nabla(\nabla \cdot \bar{u}) = 0 \dots\dots\dots(6)$$

por lo que al rescribir (5) utilizando el Teorema de Helmholtz:

$$(\lambda + 2\mu)\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi + \nabla \times \Psi)] - \mu\nabla \times [\nabla \times (\nabla\phi + \nabla \times \Psi)] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla\phi + \nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(7)$$

$$(\lambda + 2\mu)\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi) + \nabla \cdot (\nabla \times \Psi)] - \mu\nabla \times [\nabla \times (\nabla\phi) + \nabla \times (\nabla \times \Psi)] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(8)$$

$$\begin{aligned} & \lambda\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi)] + \lambda\nabla[\nabla \cdot (\nabla \times \Psi)] + 2\mu\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi)] + 2\mu\nabla[\nabla \cdot (\nabla \times \Psi)] \\ & - \mu\nabla \times [\nabla \times (\nabla\phi)] - \mu\nabla \times [\nabla \times (\nabla \times \Psi)] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$

considerando que:

$$\nabla \cdot \nabla \times \bar{a} = 0 \dots\dots\dots(10)$$

$$\nabla \times \nabla \bar{a} = 0 \dots\dots\dots(11)$$

$$\bar{\varphi} = \nabla \times \psi \dots\dots\dots(12)$$

donde:

\bar{a} = vector unitario

la ecuación (9) se puede escribir como:

$$\lambda\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi)] + 2\mu\nabla[\nabla \cdot (\nabla\phi)] - \mu\nabla \times [\nabla \times \bar{\varphi}] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \bar{\varphi} \dots\dots\dots(13)$$

por la linealidad de ∇ :

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \nabla\phi) - \mu\nabla \times [\nabla \times \bar{\varphi}] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}\bar{\varphi} \dots\dots\dots(14)$$

de la ecuación (3) sabemos que:

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{\varphi}) = \nabla(\nabla \cdot \bar{\varphi}) - \nabla^2 \bar{\varphi} \dots\dots\dots(15)$$

por lo que (14) puede ser escrita como:

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \nabla\phi) - \mu[\nabla(\nabla \cdot \bar{\varphi}) - \nabla^2 \bar{\varphi}] = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}\bar{\varphi} \dots\dots\dots(16)$$

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \nabla\phi) - \mu\nabla[\nabla \cdot (\nabla \times \Psi)] + \mu\nabla^2(\nabla \times \Psi) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(17)$$

$$(\lambda + 2\mu)\nabla^2(\nabla\phi) + \mu\nabla^2(\nabla \times \Psi) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(18)$$

$$(\lambda + 2\mu)\nabla^2(\nabla\phi) - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) = -\mu\nabla^2(\nabla \times \Psi) + \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla \times \Psi) \dots\dots\dots(19)$$

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)\nabla^2(\phi) - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \right] = -\nabla \times \left[\mu\nabla^2\Psi - \rho \frac{\partial^2\Psi}{\partial t^2} \right] \dots\dots\dots(20)$$

La solución a la ecuación (20) ocurre si cada uno de los términos entre paréntesis es cero, para el caso en que la divergencia es igual a cero la componente compresional no existe, si el rotacional es cero la componente de cizalla no existe, así tenemos dos casos los cuales se muestran a continuación:

1.2.1 Tipos de onda a partir de su expresión

Si hacemos que el paréntesis rectangular del lado derecho de la ecuación (20) sea cero, tenemos:

1.) Campo Equivolumétrico

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2(\phi) - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \right] = 0 \dots\dots\dots(21)$$

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2(\phi) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \dots\dots\dots(22)$$

$$\nabla^2(\phi) = \frac{\rho}{(\lambda + 2\mu)} \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \dots\dots\dots(23)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \dots\dots\dots(24)$$

$$\nabla^2(\phi) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \dots\dots\dots(25)$$

La ecuación (25) es conocida como la ecuación de onda para ondas **P**. Las ondas **P** consisten en la transmisión de compresiones y extensiones que comprimen y elongan el medio al tiempo que va pasando la onda como en el caso de la transmisión del sonido. En la figura 1, se ilustra la propagación de una onda **P**, en este caso las partículas del medio se mueven en el mismo sentido en que se propaga la onda.



Figura 1
Onda "P" propagándose en un medio elástico homogéneo e isótropo

Ahora, si hacemos que el lado izquierdo de la ecuación (20) sea igual a cero tenemos:

2.) Campo Irrotacional

$$-\nabla \times \left[\mu \nabla^2 \Psi - \rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right] = 0 \dots\dots\dots(26)$$

$$\mu \nabla^2 \Psi - \rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = 0 \dots\dots\dots(27)$$

$$\nabla^2 \Psi = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \dots\dots\dots(28)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} \dots\dots\dots(29)$$

$$\nabla^2 \Psi = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \dots\dots\dots(30)$$

La ecuación (30) es conocida como la ecuación de onda para ondas **S**. La propagación de ondas **S** en los materiales, hacen que las partículas se muevan en dirección perpendicular a su propagación tal y como se muestra en la figura 2 la cual ilustra una onda **S** propagándose.

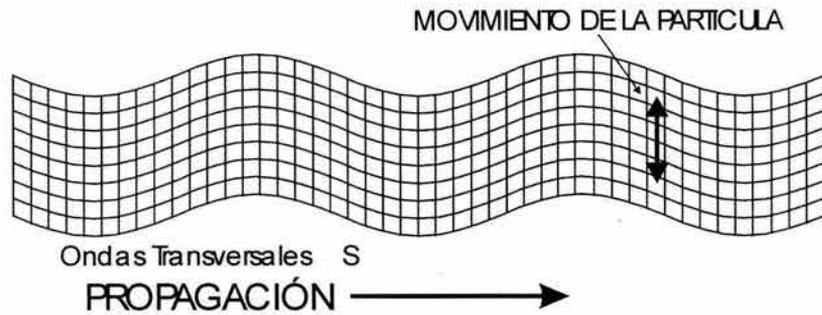


Figura 2
Onda "S" propagándose en un medio homogéneo e isotrópico

De la ecuación (25) se puede observar que el potencial escalar corresponde a la onda compresional o **P** propagándose con velocidad α mientras que de la ecuación (30) se puede observar que el potencial vectorial corresponde a la onda transversal **S** propagándose con velocidad β .

1.3. Soluciones a la Ecuación de Onda

La ecuación escalar unidimensional obtenida con anterioridad

$$\nabla^2(\phi) = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) \dots\dots\dots(31)$$

describe como el campo escalar ϕ se propaga con velocidad "v"; a continuación se muestran algunas de sus soluciones.

1.3.1. Ondas planas

La solución armónica esta dada por:

$$u(x,t) = Ae^{i(\omega t \pm kx)} \dots\dots\dots(32)$$

la cual puede ser generalizada para resolver la ecuación de onda escalar en tres dimensiones. Esta solución es conocida como “onda armónica plana”:

$$\phi = A \exp[i(\omega t \pm k \cdot x)] = A \exp[i(\omega t - k_x x \pm k_y y \pm k_z z)] \dots\dots\dots(33)$$

en donde “x” es el vector de posición y $k = (k_x, k_y, k_z)$ que representa al vector número de onda.

Esta solución describe a una onda plana propagándose en dirección arbitraria dada por el vector número de onda, en contraste con la solución unidimensional la cual describe la propagación a lo largo de un eje coordenado. Para demostrar lo antes mencionado, podemos escribir $k = |k|\hat{k}$, donde “ \hat{k} ” es un vector unitario en dirección “k” por lo que la ecuación (33) puede ser escrita como:

$$\phi = A \exp[i(\omega t - |k|(\hat{k} \cdot x))] \dots\dots\dots(34)$$

en donde la onda plana se propaga en dirección del vector “ \hat{k} ” con velocidad “v”

$$v = \frac{\omega}{|k|} \dots\dots\dots(35)$$

Así el vector número de onda proporciona dos características importantes de la propagación de la onda; su magnitud dada por el número de onda indica la frecuencia espacial y su dirección indica la dirección de propagación de la onda.

Esta solución de la ecuación de onda escalar en tres dimensiones puede ser generalizada para resolver la ecuación de onda vectorial en tres dimensiones.

$$\nabla^2\Psi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial t^2} \dots\dots\dots(36)$$

La cual describe la propagación de un campo vectorial, que en coordenadas cartesianas puede ser escrita en tres ecuaciones de onda escalares.

$$\nabla^2\Psi_x = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\Psi_x}{\partial t^2} \dots\dots\dots(37)$$

$$\nabla^2\Psi_y = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\Psi_y}{\partial t^2} \dots\dots\dots(38)$$

$$\nabla^2\Psi_z = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\Psi_z}{\partial t^2} \dots\dots\dots(39)$$

La solución armónica de onda plana para la ecuación de onda vectorial es entonces

$$\Psi(x,t) = A \exp[i(\omega t - k \cdot x)] \dots\dots\dots(40)$$

ésta ecuación es similar a la ecuación (33), excepto porque $\Psi(x,t)$ y “A” son vectores.

1.3.2. Ondas esféricas

Una segunda solución a la ecuación de onda escalar en tres dimensiones admite frentes de onda esféricos en lugar de frentes de ondas planos. Para obtener esta solución expresamos el potencial escalar y su Laplaciano en coordenadas esféricas

$$\nabla^2\Psi = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^2 \frac{\partial\Psi}{\partial r} \right] + \frac{1}{r^2 \sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta} \left[\sin\theta \frac{\partial\Psi}{\partial\theta} \right] + \frac{1}{r^2 \sin^2\theta} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi^2} \dots\dots\dots(41)$$

Considerando soluciones esféricas simétricas en donde “ ϕ ” es función del radio y del tiempo ($\phi(r,t)$); por lo tanto, sólo el término $\frac{\partial\phi}{\partial r}$ en el Laplaciano es diferente de cero.

Las ondas esféricas simétricas satisfacen la ecuación de onda homogénea

$$\nabla^2\phi(r,t) = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^2 \frac{\partial\phi(r,t)}{\partial r} \right] = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \dots\dots\dots(42)$$

donde la variable espacial es el radio “ r ” en lugar del vector de posición “ r ”. Para resolver la ecuación se substituye

$$\phi(r,t) = \frac{\xi(r,t)}{r} \dots\dots\dots(43)$$

con lo cual se obtiene

$$\frac{1}{r} \left[\frac{\partial^2\xi}{\partial r^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2\xi}{\partial t^2} \right] = 0 \dots\dots\dots(44)$$

Debido a que el término entre corchetes es la ecuación de onda escalar en una dimensión, cualquier función de la forma $\xi = f(r \pm vt)$, satisface la ecuación (44) cuando $r \neq 0$. Así cualquier función de la forma

$$\phi(r,t) = \frac{f(r \pm vt)}{r} \dots\dots\dots(45)$$

es una solución esférica simétrica para la ecuación de onda escalar. Esta solución describe frentes esféricos de onda centrados en un origen, cuya amplitud depende de su distancia con el origen. Por un lado, cuando el signo menos es usado, se representa una onda que se propaga partiendo desde la fuente en $r = 0$ y cuya amplitud decae en $\frac{1}{r}$, por otro lado, cuando el signo más es usado, esto implica una onda esférica entrante cuya amplitud incrementa en $\frac{1}{r}$ y converge en el punto $r = 0$.

1.4. Propagación de onda en un medio estratificado

Hasta ahora se han establecido dos tipos de onda que pueden propagarse en medios sólidos, las ondas compresionales **P** y tangenciales **S** las cuales viajan a diferentes velocidades según las correspondientes constantes elásticas, cabe aclarar que a partir de este momento solo se hará referencia al tipo de onda **P** y particularmente es de nuestro interés entender que sucede cuando una onda llega a una superficie que separa dos medios los cuales tienen diferentes propiedades elásticas, por esta razón a continuación se presentan los conceptos básicos que permiten comprender como esas ondas se propagan y dividen en ondas reflejadas y refractadas así como algunas características importantes de éstos fenómenos de propagación.

1.4.1. Frente de onda

Se define al frente de onda como el lugar geométrico de puntos a los cuales los impulsos, originados en un punto de disturbio, llegan al mismo tiempo, y se determina construyendo la superficie que pasa por todos los puntos que presentan la misma alteración en un instante dado. Al transcurrir el tiempo la superficie del frente se mueve y algunas veces se deforma, mostrando como se propaga la onda.

Para las ondas periódicas se presentan familias de dichas superficies (que tienen una normal común, es decir, una dirección común perpendicular a los frentes de onda). Para un medio homogéneo e isotrópico, la dirección de propagación es perpendicular a los frentes de onda y a esta dirección normal se le llama *rayo*.

Considerando la solución de onda armónica plana (ecuación 34), los frentes de onda, a cualquier tiempo son superficies de fase constante $(\omega t - \bar{k} \cdot \bar{x})$, y tienen valores constantes de $\phi(x,t)$ que representan planos perpendiculares a la dirección de propagación.

Para poder ver esto, en la figura 3 se muestra una onda armónica propagándose en dirección del vector \mathbf{k} , nótese que todos los puntos en un plano perpendicular al vector número de onda, tienen el mismo valor de $\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}$ porque este producto escalar es la proyección de \mathbf{k} en \mathbf{x} . La fase es periódica sobre la dirección de propagación a lo largo de una distancia igual a la longitud de onda dada por $\frac{2\pi}{k}$.

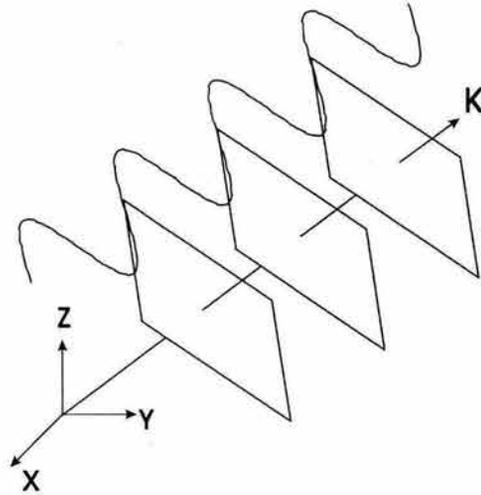


Figura 3
Frentes de onda para una onda armónica plana viajando en la dirección indicada por el vector número de onda "k". La longitud de onda es $\lambda = 2\pi / |k|$.

1.4.2. Principio de Huygens

Considerando un frente de onda en un instante en particular como se muestra en la figura 4 su posición un instante después puede ser predicha si consideramos cada punto del frente de onda como una nueva fuente de energía (secundaria) y dibujamos un frente de onda un poco después de cada una de estas nuevas fuentes.

Este concepto es conocido como el principio de Huygens y establece que todo punto en la superficie primaria de un frente de onda es una fuente secundaria de ondas, es decir, ***“todo punto del frente de una onda puede considerarse como centro de excitación de nuevas ondas”***, esto explica uno de los más importantes mecanismos por el cual la propagación de un pulso sísmico pierde energía con respecto a la profundidad.

Este concepto es una herramienta muy poderosa para entender la propagación de todo tipo de ondas, desde electromagnéticas hasta sísmicas.

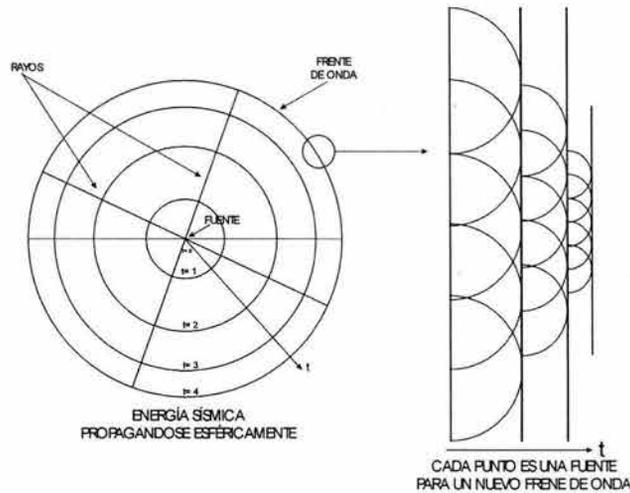


Figura 4

Principio de Huygens, frente de onda esférico (izquierda) y frente de onda plano (derecha); "t_i" representa el tiempo

En el caso de un frente de onda en un medio homogéneo e isotrópico la nueva superficie es paralela a la anterior, por ejemplo, un frente de onda plano se convierte en otro frente de onda plano paralelo al primero, un frente de onda esférico genera otro frente de onda esférico con el mismo centro. El principio de Huygens emerge cuando el frente de onda se encuentra con una interfase plana entre dos diferentes medios.

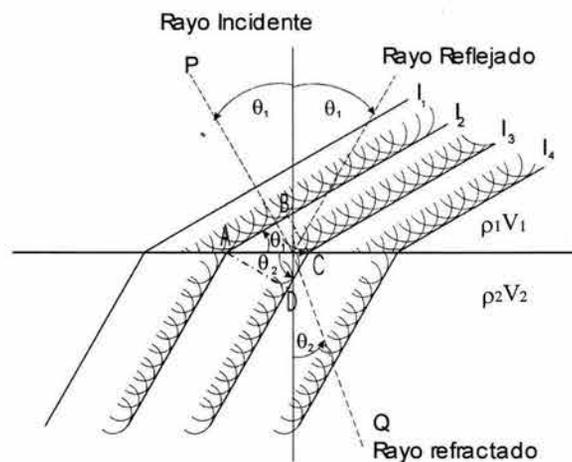


Figura 5

Frentes de Onda I_i incidiendo en una superficie de interfase la cual separa dos medios con velocidades y densidades diferentes

El frente de onda "1" incide en un material "1", con una velocidad V_1 , propagándose en dirección descendente y en pequeños intervalos de tiempo Δt ocupa las posiciones "1₂", "1₃", "1₄" y así sucesivamente, el espaciamiento entre estas posiciones están dados por $V_1\Delta t$. Mientras avanza el frente de onda, una porción de este alcanza la interfase (como sucede en los puntos A,C,E de la figura 5). Si se utiliza el principio de Huygens se generan dos nuevos frentes de onda, uno que avanza dentro del material "2" con velocidad V_2 (refracción en la interfase) y otro que retrocede dentro del material "1" con velocidad V_1 , (reflexión en la interfase), en donde el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia.

El frente de onda que avanza con una velocidad V_2 y que en este caso es mayor que V_1 , el ángulo con el cual avanza el frente de onda a partir de la interfase cambia, esta es la onda refractada.

Considerando los triángulos ABC y ACD

$$BC = V_1\Delta t \dots\dots\dots(46)$$

$$AD = V_2\Delta t \dots\dots\dots(47)$$

y AC es común a ambos triángulos, entonces se puede observar que

$$\frac{\text{sen}\theta_2}{\text{sen}\theta_1} = \frac{\frac{AD}{AC}}{\frac{AB}{AC}} = \frac{V_2}{V_1} \dots\dots\dots(48)$$

1.4.3. Ley de Snell

Los ángulos de la ecuación (48), son los mismos que los formados por los rayos y la normal a la interfase que obedecen la Primera Ley de Snell, la cual establece que el ángulo θ formado entre el rayo reflejado y la normal en el punto de incidencia de la superficie reflectora es igual al ángulo formado entre el rayo incidente y la normal a dicha superficie reflectora, tal y como se puede observar en la figura 6, así:

$$\text{sen}\theta_i = \text{sen}\theta_r \dots\dots\dots(49)$$

La porción de energía incidente que no es reflejada es transmitida a través de la interfase (frontera) y dentro de la segunda capa. El rayo transmitido viaja dentro de la segunda capa con diferente dirección de propagación, este rayo es referido como "rayo refractado".

La Segunda ley de Snell, conocida como Ley de la refracción establece que la relación que existe entre el seno del ángulo θ y la velocidad es una constante. Para ondas "P" (rayos-P) refractadas tenemos que:

$$\frac{\text{sen}\theta_i}{V_1} = \frac{\text{sen}\theta_R}{V_2} \dots\dots\dots(50)$$

por lo que

$$\frac{\text{sen}\theta_i}{\text{sen}\theta_R} = \frac{V_1}{V_2} \dots\dots\dots(51)$$

en donde el subíndice hace referencia a la capa 1 y 2 respectivamente. Esta relación es ilustrada en la figura 6.

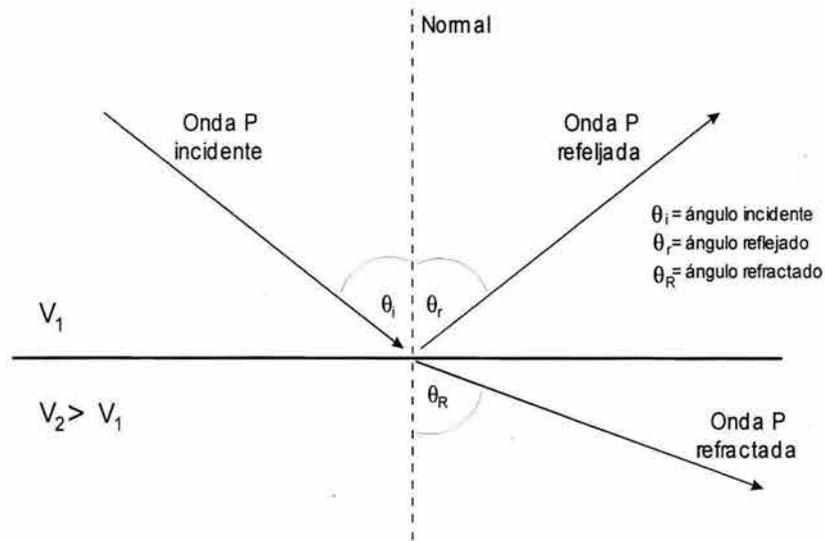


Figura 6

Ley de Snell. Para el caso de reflexión, esta ley dice que el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión. Para el caso de refracción, esta ley dice que $\text{sen}\theta_i/\text{sen}\theta_R = V_1/V_2$.

Se debe notar que esta Ley no dice nada sobre las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas pero si proporciona la dirección de los rayos en relación a la normal de la interfase.

1.4.4. Ángulo crítico

Cuando la velocidad en la segunda capa es mayor que en la primera capa, hay un ángulo de incidencia particular, conocido como ángulo crítico " θ_c " para el cual el ángulo de refracción es 90° .

$$\frac{\text{sen}\theta_c}{V_1} = \frac{\text{sen}(90)}{V_2} = \frac{1}{V_2} \dots\dots\dots(52)$$

$$\theta_c = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_1}{V_2}\right) \dots\dots\dots(53)$$

Para este valor de " θ_c ", el rayo está viajando a lo largo y debajo de la interfase.

1.4.5. Principio de Fermat

Las Leyes de reflexión y refracción, pueden ser derivadas de un principio más general de propagación de ondas conocido como principio de Fermat, el cual establece que la trayectoria del rayo entre dos puntos en cualquier medio es aquel que hace que el tiempo de viaje sea mínimo.

1.4.6. Impedancia acústica

La impedancia acústica de las rocas está definida como el producto de la densidad y velocidad, ρV , en donde ρ es la densidad del medio cuyas unidades son $\frac{gr}{cm^3}$ y V es la velocidad de propagación de la onda en ese intervalo y se mide en $\frac{m}{s}$. Un cambio en el valor de la impedancia acústica da como resultado una reflexión y una refracción.

Cuando un rayo sísmico incide perpendicularmente en una interfase, la impedancia acústica puede ser expresada en términos del producto de la densidad y la velocidad en cada lado de la interfase.

1.4.7. Coeficientes de reflexión y transmisión

Consideremos una superficie de interfase plana horizontal y la propagación compresional a lo largo de el eje vertical como se muestra en la figura 6 y en donde las velocidades de la onda "P" son V_1 y V_2 para los medios "1" y "2" respectivamente, ahora imaginemos que la onda armónica plana de frecuencia " f " y amplitud " A_i " viaja descendiendo en el medio "1". Asumiendo que el disturbio de la incidencia será el desplazamiento de una partícula elástica de un medio en equilibrio, entonces es la parte real de

$$d_i = A_i \exp\left[2\pi i f\left(t - \frac{z}{V_1}\right)\right] \dots\dots\dots(54)$$

en donde " t " es la variable tiempo y " d_i " es el desplazamiento elástico. El desplazamiento elástico de la onda reflejada hacia atrás en el medio "1" puede ser representada por:

$$d_r = A_r \exp\left[2\pi i f\left(t + \frac{z}{V_1}\right)\right] \dots\dots\dots(55)$$

mientras que el desplazamiento elástico de la onda transmitida hacia el medio "2" puede ser representada por:

$$d_t = A_t \exp\left[2\pi i f \left(t - \frac{z}{V_2}\right)\right] \dots\dots\dots(56)$$

nótese que las ondas incidente, reflejada y transmitida, tienen todas la misma frecuencia. A_i , A_r y A_t , son respectivamente los coeficientes de valores reales de amplitud de las ondas armónicas planas incidente, reflejada y transmitida.

La naturaleza de las condiciones de la interfase nos proporciona la relación de conexión entre los desplazamientos elásticos d_i , d_r y d_t . Para obtener " A_r " y " A_t " en términos de A_i , necesitamos dos condiciones. La primera condición consiste en que el desplazamiento elástico debe ser continuo en la interfase a todo tiempo; la segunda condición requiere que la tensión elástica normal sea continua en la interfase a todo el tiempo. Esta tensión está dada por

$$E \frac{\partial d}{\partial z} \dots\dots\dots(57)$$

donde " E " es el módulo elástico que generalmente es diferente para los dos medios en cuestión. Aplicando estas dos condiciones de frontera, la continuidad del desplazamiento " d " conduce a la ecuación

$$A_r + A_t = A_i \dots\dots\dots(58)$$

mientras que la continuidad de la tensión conduce a:

$$A_i - A_r = \frac{\frac{E_2}{V_2}}{\frac{E_1}{V_1}} A_t \dots\dots\dots(59)$$

donde “ E_1 ” y “ E_2 ” son los módulos elásticos de los medios “1” y “2” respectivamente. Para un medio perfectamente elástico, $E = \rho V^2$ donde “ ρ ” es la densidad y “ V ” la velocidad de la onda elástica “ P ”.

La cantidad “ ρV ” es la llamada impedancia acústica del medio y será denotada por “ Z ” así la ecuación de continuidad de tensión se convierte en

$$A_i - A_r = \frac{Z_2}{Z_1} A_t \dots\dots\dots(60)$$

resolviendo las ecuaciones de continuidad de tensión y desplazamiento para “ A_r ” y “ A_t ” en términos de “ A_i ” tenemos

$$A_r = \frac{1 - \frac{Z_2}{Z_1}}{1 + \frac{Z_2}{Z_1}} A_i \dots\dots\dots(61)$$

$$A_t = \frac{2}{1 + \frac{Z_2}{Z_1}} A_i \dots\dots\dots(62)$$

Como se ha visto, las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas resultan de una onda incidente que viaja descendiendo en un medio "1" hacia la interfase y son

$$A_r = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} A_i \dots\dots\dots(63)$$

y

$$A_t = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2} A_i \dots\dots\dots(64)$$

haciendo que

$$A_r = RA_i \dots\dots\dots(65)$$

$$A_t = TA_i \dots\dots\dots(66)$$

donde

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \dots\dots\dots(67)$$

y

$$T = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2} \dots\dots\dots(68)$$

el coeficiente "R" es llamado "coeficiente de reflexión" y "T" es llamado "coeficiente de transmisión"

1.5. Atenuación de la energía

Probablemente el aspecto más importante de cualquier onda es la energía asociada con el movimiento del medio cuando la onda pasa a través de este. Por lo general no interesa la energía total de la onda sino la energía en las proximidades del punto donde se observa; la densidad de energía es la energía por unidad de volumen en las proximidades del punto de interés.

El movimiento sísmico depende básicamente de las características del terreno, estudios teóricos y prácticos han encontrado que las ondas elásticas se atenúan rápidamente debido a que el sistema Tierra tiene un espectro de absorción para las ondas elásticas y que el pulso sísmico generado es modificado en su forma por efecto de la absorción, atenuando las componentes de alta frecuencia convirtiéndola en una “ondícula” de forma característica la cual depende de la naturaleza del espectro de absorción de la Tierra.

1.5.1. Absorción

Cuando un movimiento ondulatorio pasa a través de un medio, la energía elástica asociada al movimiento ondulatorio, es absorbida gradualmente por el medio, reapareciendo en última instancia en forma de calor. Este proceso se llama *absorción* y a él se debe la eventual desaparición total del movimiento ondulatorio.

El decremento de la amplitud debida a la absorción parece ser exponencial con la distancia para ondas elásticas en rocas. Así para el decremento de la amplitud debido solamente a la absorción se puede plantear.

$$A = A_0 \exp(-\eta x) \dots\dots\dots(69)$$

donde " A " y " A_0 " son valores de amplitud de un frente de onda en dos puntos a una distancia " x " entre sí y " η " es el coeficiente de absorción.

En el siguiente capítulo se podrá ver como los conceptos aquí mencionados, pueden ser aplicados en el desarrollo de un método el cual permite investigar el subsuelo en busca de hidrocarburos (método sísmico de reflexión), por esta razón que de gran importancia entender como las ondas sísmicas se propagan y en particular la propagación de las ondas **P**.

2.1. Métodos Geofísicos de Exploración

Una amplia gama de métodos geofísicos puede ser usada en la exploración petrolera tanto en tierra como fuera de ella hacia aguas profundas. Cada uno de estos métodos mide un parámetro que está relacionado con las propiedades físicas de las rocas. En la tabla 1 se listan algunos de los diferentes métodos, el parámetro que estos miden y la propiedad física relacionada con la roca.

Métodos Geofísicos de Exploración

METODO	PARÁMETRO MEDIDO	PROPIEDAD FÍSICA DERIVADA
SISMICO	TIEMPO DE PROPAGACIÓN DE ONDAS REFLEJADAS / REFRACTADAS	DENSIDAD Y MODULO DE ELASTICIDAD EL CUAL DETERMINA LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LOS DATOS SISMICOS
GRAVIMÉTRICO	VARIACIÓN ESPACIAL EN LA FUERZA DEL CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE	DENSIDAD
MAGNÉTICO	VARIACIÓN ESPACIAL EN LA FUERZA DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	SUCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y RESONANCIA
ELÉCTRICO	RESISTIVIDAD	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA
ELECTROMAGNÉTICO	RESPUESTA A LA RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA E INDUCTANCIA

Tabla 1

En la tabla 1 se puede observar que la propiedad física a la cual un método en particular responde determina la aplicación de dicho método. Por ejemplo, el método magnético resulta muy conveniente para localizar cuerpos enterrados con propiedades magnéticas, sin embargo los métodos geofísicos son a menudo usados en combinación. La búsqueda inicial de hidrocarburos generalmente incluye estudios gravimétricos, magnéticos y sísmicos.

2.2. El Método Sísmico

Hoy en día, la más elaborada, costosa y efectiva herramienta de exploración del subsuelo es el método sísmico.

En la exploración petrolera los métodos gravimétrico y magnético son usados para reconocer a nivel regional un área de interés, mientras que el método sísmico es la herramienta que nos permite determinar en detalle la geología estructural local del subsuelo.

La técnica básica de la exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo requerido para que estas viajen desde la fuente hasta una serie de geófonos, distribuidos usualmente a lo largo de una línea recta orientada hacia la fuente. Si se conocen los tiempos de viaje hasta los diversos sismo-detectores y la velocidad de propagación de las ondas entonces se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas sísmicas. La información estructural se deriva principalmente de las trayectorias que corresponden a dos categorías principales: trayectorias de *ondas precursoras* o *refractadas* en las cuales la parte principal de la trayectoria está a lo largo y debajo de la interfase entre dos capas de roca (método de refracción) y, por lo tanto es aproximadamente horizontal; y trayectorias *reflejadas* en las que las ondas se desplazan inicialmente hacia abajo y en algún punto se reflejan regresando a la superficie, siendo su trayectoria total prácticamente vertical (método de reflexión). Para ambos tipos de trayectorias, los tiempos de viaje dependen de las propiedades físicas de las rocas y los espesores de las capas.

El método sísmico es, en gran medida, la técnica geofísica más importante en términos de capital invertido así como del número de geofísicos que trabajan en ella. El predominio del método sísmico sobre otros métodos geofísicos se debe a varios factores, siendo el más importante su gran precisión, su alta resolución y la gran penetración que es posible alcanzar mediante este método.

2.2.1. Método de Reflexión Sísmica

El principio subyacente al método de reflexión de la prospección geofísica es tan simple como calcular la distancia a la cual se encuentra una pared por medio del tiempo requerido por un eco para ser reflejado y regresado por la pared.

La inmensa dificultad técnica en la aplicación de este principio tan simple para investigar el subsuelo surge de la compleja naturaleza del medio de transmisión de las ondas y de la dificultad para reconocer una verdadera reflexión entre los complejos movimientos del subsuelo siguiendo la explosión que inició el sistema de ondas elásticas.

Hoy en día el método de reflexión es el más ampliamente usado de todos los métodos geofísicos para la prospección de hidrocarburos debido a que este método nos permite elaborar mapas de horizontes y estructuras geológicas en los cuales los hidrocarburos pudieran estar atrapados. En la figura 7 se ilustra un tendido sísmico el cual permite obtener información del subsuelo por medio del método de reflexión.

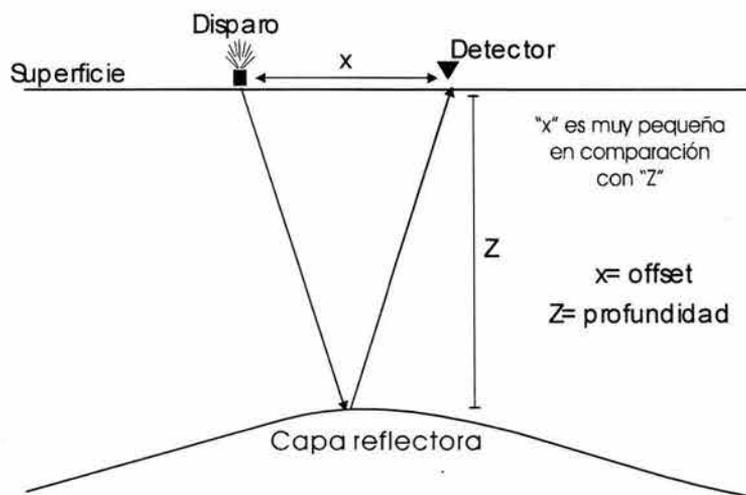


Figura 7
Arreglo Fuente-Detector para la adquisición de información sísmica del subsuelo

La diferencia esencial entre el método de reflexión y refracción es la disposición de los reflectores con respecto a la fuente. En el trabajo de refracción la distancia entre la fuente y los geófonos es grande en relación con las profundidades de las interfases alcanzadas. En el método de reflexión la distancia entre la fuente es una fracción de la profundidad de las interfases que están siendo mapeadas. Para el caso de un trabajo sísmico de reflexión en tierra, el primer paso después de determinar las posiciones más adecuadas, es la perforación de un pozo vertical en el suelo en el punto de tiro. El diámetro del pozo será quizá de 10 a 12 cm y su profundidad entre 6 y 30m, comúnmente. Se arma una "carga" de 1 a 25 kg de explosivo con una *cápsula* detonante eléctrica y luego se coloca dentro del pozo. Se extienden dos alambres desde la cápsula hasta la superficie donde se conectan a un "*detonador*" que se utiliza para enviar corriente eléctrica a través de ellos hacia la cápsula, que luego se detona iniciando la explosión de la dinamita (el tiro).

Posteriormente, se tienden dos *cables* de 2 a 4 kilómetros de largo en línea recta a cada lado del pozo de tiro que se va a detonar. Los cables contienen muchos pares de conductores eléctricos y cada par termina en un conector eléctrico múltiple en ambos extremos del cable. Además cada par de alambres se conecta a una de varias tomas que están espaciadas a intervalos de 25 a 100 metros a lo largo del cable. A cada una de estas tomas se conectan varios geófonos (sismómetros), de modo que cada par de alambres dentro del cable conduzca la energía de salida de un grupo de geófonos hasta los instrumentos de registro. Debido al poco espaciamiento entre los geófonos del grupo conectado a cada par de alambres, el grupo completo equivale aproximadamente a un solo geófono virtual situado en el centro del grupo. Usualmente se colocan 48 o más grupos de geófonos a intervalos iguales a lo largo del cable. Cuando se detona la carga de dinamita, cada grupo de geófonos genera una señal que depende del movimiento del suelo en las cercanías del grupo. El resultado neto es la generación de señales que proporcionan información de los tiempos de reflexión de la energía

provenientes del suelo en un número de puntos regularmente espaciados (los centros de grupo) a lo largo de una línea recta que pasa a través del punto de tiro.

Las señales eléctricas provenientes de los grupos de geófonos van a igual número de amplificadores. Estos amplificadores incrementan la intensidad de la señal general y prácticamente eliminan (filtran) partes de la señal de entrada que se consideran indeseables. Las salidas de los amplificadores, junto con señales precisas para la medición del tiempo, se registran en cinta magnética y/o en registros de papel. Por lo tanto, los datos registrados corresponden a varias *trazas*, cada una de las cuales muestra como varía el movimiento individual de un grupo de geófonos con respecto al punto posterior al tiro como se muestra en la figura 8 (a) con lo que se pretende definir a la estructura de las capas del subsuelo en el dominio del tiempo tal y como se muestra en la figura 8 (b) en donde se muestran las trazas asociadas al levantamiento sísmico.

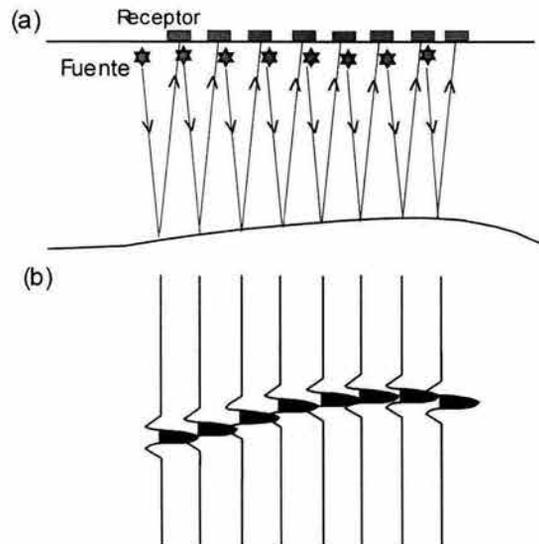


Figura 8
(a) Arreglo Fuentes-Detectores. (b) Información sísmica asociada al arreglo

Comúnmente los datos se procesan y se presentan visualmente de forma adecuada para la interpretación.

Los eventos, es decir, las llegadas de energía que varían sistemáticamente de una traza a otra y que se piensa que representan energía reflejada, se identifican en los registros. Los *tiempos de arribo* (el intervalo de tiempo entre el instante de tiro y la llegada de la energía a un grupo de geófonos, también conocido como *tiempo de viaje*) de estos eventos se miden para varios grupos de geófonos.

El propósito de tener varios geófonos sobre una línea es poder reconocer las verdaderas reflexiones. En una sola traza existen reflexiones e irregularidades por lo que no es posible distinguir cual es una verdadera reflexión y cuales son algún tipo de disturbio. Sin embargo, cuando tenemos varias trazas en el registro podemos observar una serie de disturbios de carácter similar a casi el mismo tiempo, y si los tiempos son consistentes con las pendientes a lo largo del registro, entonces tenemos una verdadera reflexión

La posición y echado de la interfase que dio lugar a cada evento de reflexión se calculan entonces a partir de los tiempos de llegada.

La velocidad sísmica se requiere en el cálculo de la posición y echado de las interfases. Los resultados se combinan en secciones transversales y mapas de contornos que representan la estructura de las interfases geológicas responsables de los eventos. Algunas veces los patrones que aparecen en las imágenes de los datos sísmicos se interpretan en términos de características estratigráficas o como indicadores de hidrocarburos. Sin embargo, la presencia o ausencia de hidrocarburos u otros minerales se infiere usualmente a partir de la información estructural.

A continuación se hablará de la información obtenida en imágenes por medio de este método y como esta es desplegada en una serie de registros sísmicos individuales, así mismo se hará referencia a los procesamientos digitales más comunes e importantes a los que estos registros son sometidos con el fin de obtener como resultado una imagen del subsuelo llamada sección sísmica.

2.3. Registro sísmico

La traza sísmica es la respuesta de un solo sismodetector al movimiento de la Tierra debido a energía sísmica. La traza sísmica esta formada por crestas y valles en donde las crestas representan un valor "positivo" en la señal mientras que los valles representan un valor "negativo" de la señal, cada parte de la traza tiene algún significado como lo puede ser energía reflejada o refractada debida a una capa de roca en el subsuelo o bien algún tipo de ruido, la figura 9 muestra una serie de trazas sísmicas en el dominio del tiempo, en donde se pueden observar dos reflectores sísmicos a 2800 y 3100 [ms] aproximadamente.

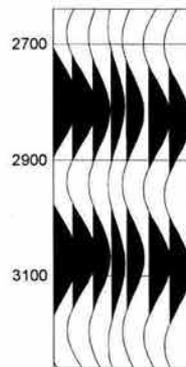


Figura 9
Corte de 7 trazas sísmicas en el dominio del tiempo.

En cada una de las trazas, las crestas son graficadas hacia el lado derecho y son rellenas con negro con el objetivo de hacer más visibles las reflexiones, esta forma de desplegar las trazas sísmicas nos permite formar una imagen del subsuelo bajo un área limitada.

Un estudio sísmico genera un gran número de trazas sísmicas para cubrir el área de estudio, sin embargo, algunos procesos deben ser aplicados a los datos para eliminar algunos efectos debido a la geometría del arreglo de adquisición, minimizar el ruido e incrementar la resolución, etc.

2.4. Corrección estática al registro sísmico

La corrección estática es aplicada a la sección sísmica para corregir por la diferencia de altura entre los receptores debida a la topografía. Esta corrección consiste en subir o bajar las trazas poniendo las reflexiones en su posición correcta con respecto a cierto nivel de referencia normalmente conocido como DATUM, sin provocar distorsión en las trazas.

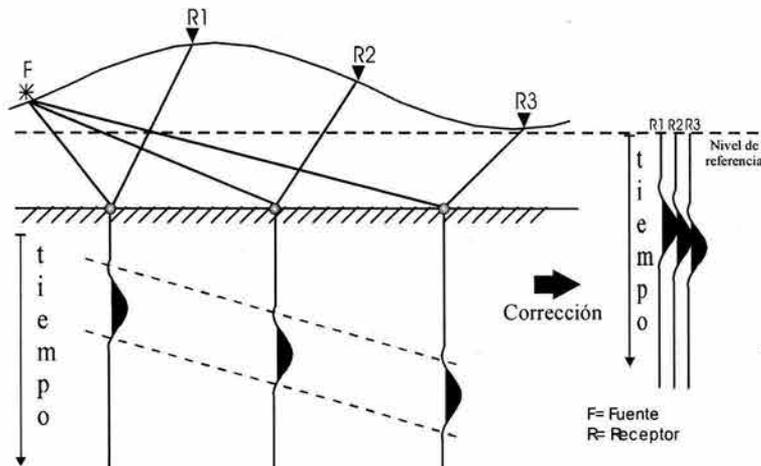


Figura 10
Diagrama que muestra la corrección de los registros sísmicos por efectos topográficos

En la figura 10 se puede observar que los receptores (R1, R2, R3) se encuentran a diferentes alturas debido a la topografía del lugar, por lo que para un reflector sísmico horizontal las reflexiones no llegan al mismo tiempo, al hacer la corrección, las trazas son subidas o bajadas para referirlas al nivel de referencia por lo que el efecto de la topografía es eliminado quedando solamente el efecto de la distancia existente entre la fuente y los receptores, en consecuencia, las reflexiones no se encuentran aún en su posición verdadera por lo que es necesario hacer la corrección dinámica o por sobretiempo normal comúnmente denominada **NMO** (Normal Moveout por sus siglas en inglés).

2.5. Corrección dinámica (por sobretiempo normal “NMO”) al registro sísmico

Debido a la distancia que existe entre los sismodetectores y la fuente, las trayectorias de los rayos reflejados que llegan a cada sismodetector tienen una cierta inclinación, por lo que para que sean detectados los reflejos, es necesario un tiempo mayor en comparación con una trayectoria vertical, la consecuencia de ese sobretiempo puede ser observada en el sismograma, sin embargo, este efecto puede ser corregido.

La corrección por sobretiempo normal (NMO) es el proceso que remueve el incremento en los tiempos de arribo de los reflejos (sobretiempo), conforme se alejan los receptores de la fuente tal y como se muestra en la figura 11, en donde se tiene un horizonte reflector perfectamente horizontal y un arreglo sísmico el cual permite mapear un punto en común del subsuelo.

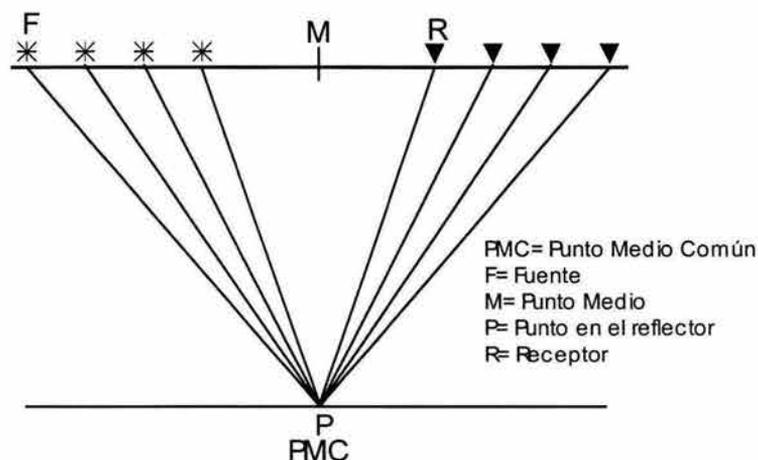


Figura 11
Geometría de un punto medio común (PMC) con cuatro reflejos primarios.

Este representa el caso más simple ya que consta de una sola capa horizontal por lo que, para un punto “M”, el tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria del rayo desde el punto de tiro “F” hasta el punto “P” y de regreso hasta el receptor “R”

esta dato por $t(x)$; para hacer fácil el cálculo de dicho tiempo se puede tomar como base la figura 12 en la cual se propone un punto virtual (F'). Utilizando el Teorema de Pitágoras sin afectar las condiciones geométricas reales tenemos lo siguiente:

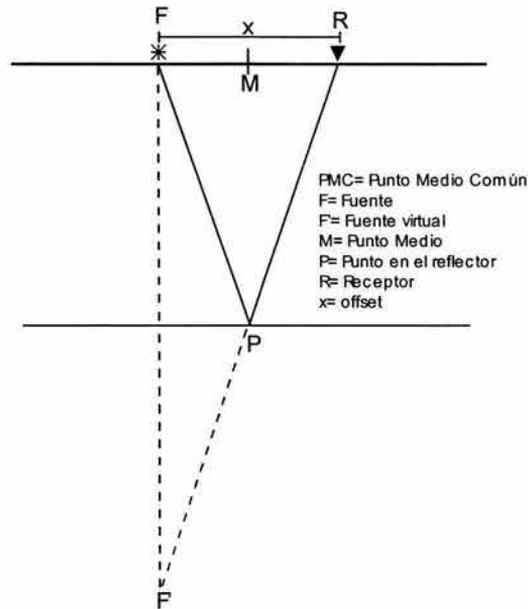


Figura 12
Arreglo Fuente-Detector

$$\overline{F'R}^2 = \overline{FF'}^2 + \overline{FR}^2 \dots\dots\dots(70)$$

$$t^2(x) = T_0^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2 \dots\dots\dots(71)$$

$$t(x) = \sqrt{T_0^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} \dots\dots\dots(72)$$

en donde “x” (offset) es la distancia entre la fuente y el receptor , “v” es la velocidad del medio sobre el reflector y “T₀” es el tiempo de viaje de ida y vuelta a lo largo de una trayectoria vertical entre “MP”. La ecuación (72) describe una hipérbola y se puede observar que la velocidad puede ser calculada cuando el offset “x” y el tiempo de viaje doble $t(x)$ y “T₀”son conocidos.

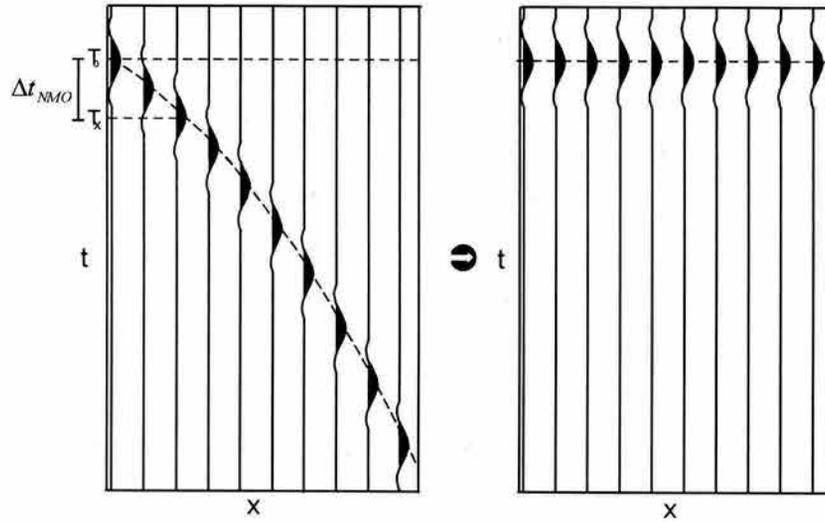


Figura 13

A la izquierda se muestra el registro sísmico sin la corrección NMO, a la derecha el mismo registro corregido

De al figura 13 se puede observar que:

$$t(x) = T_0 + \Delta t_{NMO} \dots \dots \dots (73)$$

por tanto:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - T_0 \dots \dots \dots (74)$$

La ecuación (74) nos permite hacer la corrección que está dada por la diferencia entre $t(x)$ y T_0 y al usar la velocidad apropiada, dicha corrección sube los pulsos a sus posiciones correctas, sin embargo, esto tiene como consecuencia el "estiramiento" de la ondícula lo cual se traduce en distorsión de las frecuencias, sin embargo, la corrección hace que todas las trazas tengan un mismo tiempo sísmico para un punto de reflexión en común independientemente de la distancia entre la fuente y el receptor.

Con el propósito de mostrar la corrección **NMO**, se creó un modelo sintético que cuenta con 3 superficies de interfase, en la figura 14 se muestra el medio de capas paralelas con sus respectivas propiedades físicas (velocidad de propagación de onda **P** y densidad) en el cual en la superficie existe un arreglo que consta de una fuente y 25 detectores en un arreglo simétrico (al centro una fuente y un detector y a los lados 12 detectores), al hacer estallar la fuente, comienza la propagación de ondas sísmicas cuyas trayectorias pueden ser observadas en la figura 15, nótese como cambian la trayectoria de rayos siendo estos reflejados y refractados al cambiar las propiedades del medio que atraviesan obedeciendo a las antes mencionadas Leyes de Snell.

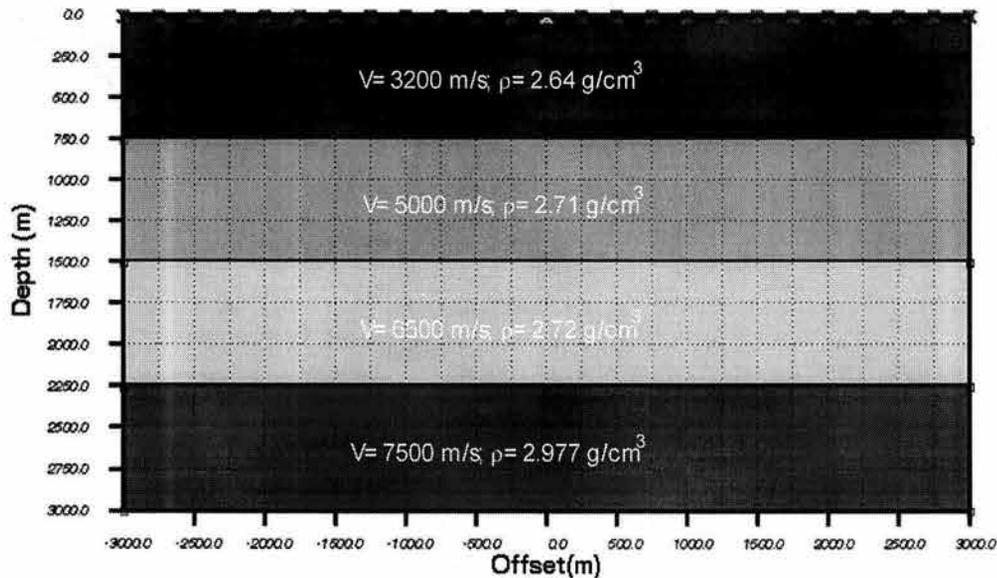


Figura 14
Medio constituido por 4 capas y 3 reflectores sísmicos

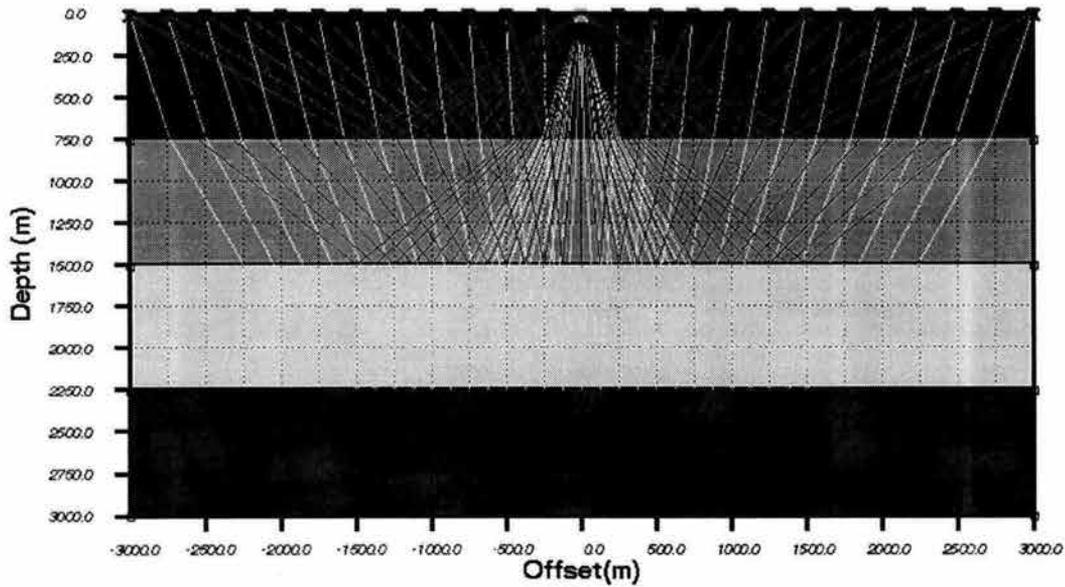


Figura 15
Trayectoria de rayos para el modelo de la Figura 14

En la figura 16 se muestra el registro sísmico asociado al arreglo mostrado en las figuras 14 y 15 en donde se despliegan de lado a lado todas las trazas sísmicas que fueron grabadas de manera simultánea en los 25 detectores para un solo punto de tiro.

La primera señal que se puede observar, está asociada a la onda directa la cual va desde la fuente siguiendo una trayectoria rectilínea a cada uno de los detectores, puesto que esta tiene una velocidad constante tarda cierto tiempo en llegar a cada uno de los detectores, es por esta razón que esta señal describe una recta con cierta pendiente, las otras tres señales se encuentran asociadas a los reflectores sísmicos en el subsuelo.

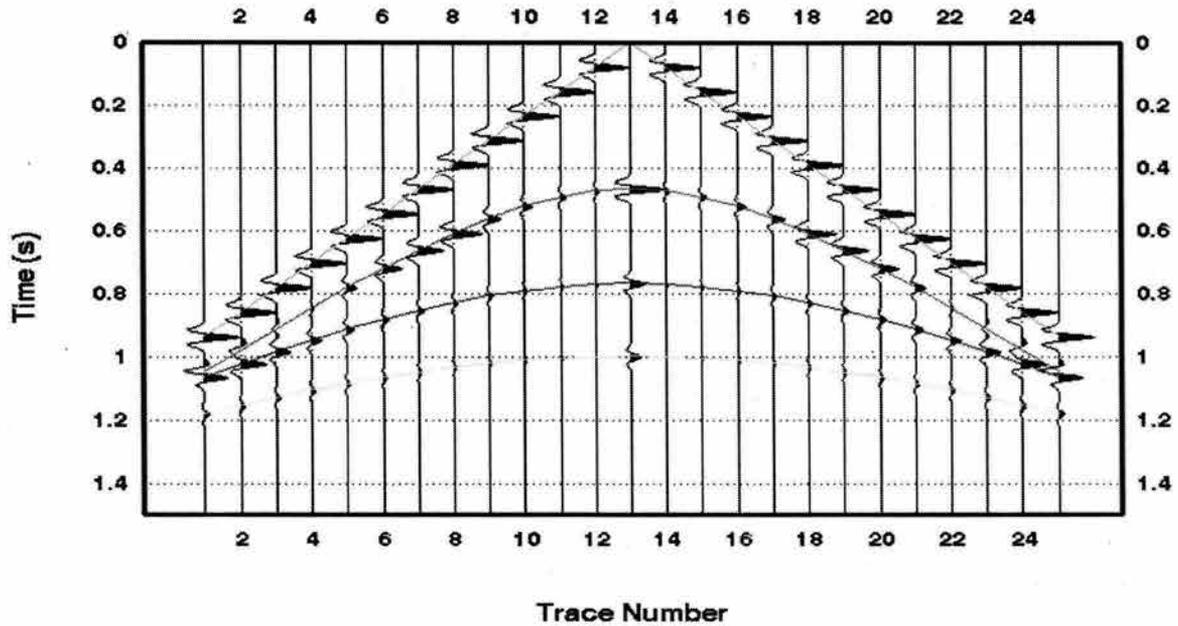


Figura 16

Registro sísmico sintético generado a partir del modelo de la Figura 14 en un arreglo o tendido de 24 trazas con tiro al centro

De la figura 14 que se puede observar que los reflectores (o superficies de interés) son horizontales, mientras que en el registro sísmico dichos reflectores forman hipérbolas. La traza en la posición 13 (traza central) es en donde se tiene la reflexión de interés ya que se trata de la traza de offset cero de la cual se obtienen los tiempos de reflexión normal por lo que las reflexiones se encuentran en su verdadera posición temporal, sin embargo, esto no es posible en un levantamiento sísmico real debido a que para esta traza, el receptor esta exactamente en la misma posición que la fuente.

2.6. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos

A continuación se describe la secuencia básica para el procesamiento de datos sísmicos. El propósito de este apartado es el de mostrar que es necesario obtener la información con la menor cantidad posible de efectos no deseados, como el ruido, múltiples, pérdida de amplitudes, frecuencias, etc.

2.6.1. Deconvolución

Deconvolución es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos sísmicos, esto se logra comprimiendo la ondícula sísmica, sin embargo, la deconvolución algunas veces realiza más que eso, ya que remueve una parte significativa de la energía múltiple de la sección, así que idealmente, la deconvolución comprime las componentes de la ondícula sísmica y elimina los múltiples, dejando tan solo la reflectividad de la Tierra en la traza sísmica.

2.6.2. Apilamiento

Debido a que la energía de una fuente sísmica no es registrada con la suficiente intensidad, es necesario realizar una suma de trazas sísmicas para el mismo punto de reflejo para la relación señal a ruido (aumentar). Debido a que las posiciones sucesivas de la fuente están por lo general dentro de un área muy pequeña con dimensiones de no más del doble del espaciamiento entre grupos de geófonos, los arreglos sucesivos solo presentan cambios menores y se pueden simplemente sumar sin aplicar ninguna corrección, excepto en los cambios de tiempo para alinear los instantes correspondientes a la fuente (apilamiento vertical). Con frecuencia el apilamiento vertical se hace en el campo, aunque a veces se hace en centros de procesamiento de datos, en la figura 17 se ilustra este proceso.

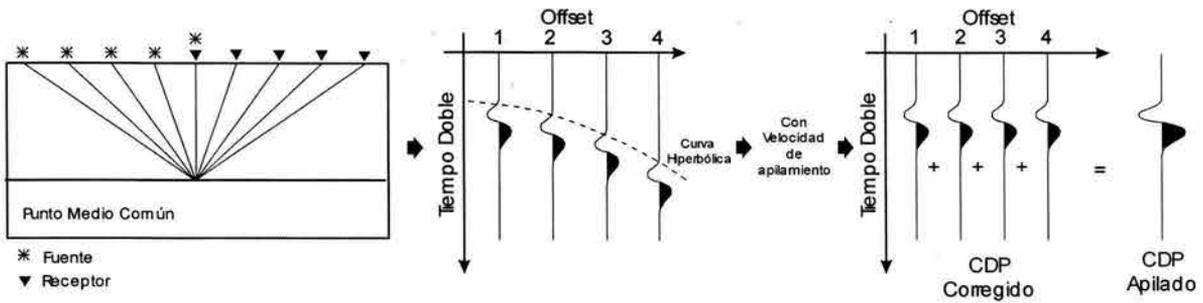


Figura 17

De izquierda a derecha. Adquisición de un punto. Registro sin corrección dinámica. Registro con corrección dinámica. Traza apilada

2.6.3. Migración

Existen muchas definiciones de migración, pero sin duda alguna la más simple esta dada por la palabra **“mover”**. La migración es el proceso que mueve los reflectores a su posición verdadera y colapsa las difracciones. En consecuencia, delinea y detalla los eventos del subsuelo tales como planos de fallas, etc. La migración puede ser vista como una forma de mejorar la resolución espacial. El objetivo de la migración es hacer que la sección apilada, sea en la medida posible lo más similar a la sección geológica real a lo largo de la línea sísmica, sin embargo, la sección migrada es generalmente desplegada en tiempo.

2.7. Sección sísmica

Una vez realizadas todas las correcciones y hechos los procesos digitales, el resultado final es una sección sísmica que no es más que una imagen del subsuelo, la cual está compuesta por el apilamiento de muchas trazas, representando la vibración en una línea de puntos en el suelo. En general una parte de la ondícula (cresta o valle) en la traza es un indicador de diferencias entre dos tipos de roca. Las rocas en cuencas sedimentarias, las cuales son áreas de interés petrolero, se encuentran usualmente conformadas en capas de gran extensión.

Una ondícula en una traza, es usualmente acompañada por otra ondícula similar en la siguiente traza y así sucesivamente (figura 18), la línea continua formada por el conjunto de ondículas asociadas es llamado horizonte sísmico o reflector sísmico, en ocasiones este alineamiento es la evidencia en la sección sísmica de una capa de roca en el subsuelo, o bien acusa un contacto geológico.

Las secciones sísmicas pueden ser usadas para desarrollar algún proyecto y planear la perforación de un pozo petrolero ya que en estas se puede determinar la posición y estructura geológica en el dominio del tiempo de algún reflector sísmico en particular.

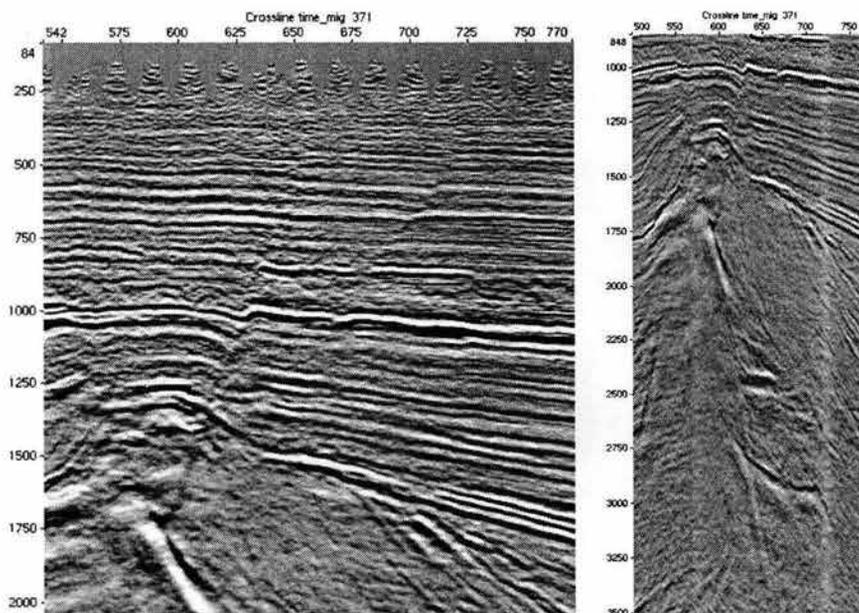


Figura 18.
Sección sísmica en la cual se puede observar como característica principal un domo salino.

Sin embargo, debe tomarse en cuenta que en muchas de las áreas exploratorias actuales, especialmente donde las estructuras son complejas y las “velocidades sísmicas” varían abruptamente debido, por ejemplo, a fallas o intrusiones salinas, el procesamiento en el dominio del tiempo “puede” arrojar resultados engañosos, por lo que sólo las imágenes en escala de profundidad pueden definir la posición verdadera y la geometría correcta de los rasgos del subsuelo.

En ciertos casos, la diferencia entre las imágenes en escala en profundidad e imágenes en el dominio del tiempo pueden llegar a desarrollar o truncar un área prospectiva ya que las estructuras pueden aumentar o disminuir su cierre, los objetivos se desplazan cientos de pies o metros lo cual implica que pueden incorporarse o perderse reservas. La diferencia puede ser un costoso pozo seco en lugar de un descubrimiento. De aquí la gran importancia de poder contar con información sísmica desplegada en escala de profundidad en donde se puedan observar las características geométricas de los objetivos en sus posiciones espaciales reales.

A continuación se mencionan una serie de conceptos necesarios los cuales sirven como herramientas en la conversión de una sección sísmica en el dominio temporal a una sección sísmica en el dominio espacial.

2.8. Velocidades sísmicas

En el trabajo de sismología el término *velocidad* se refiere simplemente a la velocidad de propagación de una onda sísmica a través de un medio rocoso con respecto al tiempo, sin embargo, como veremos existen distintos tipos de velocidad.

En sismología de reflexión, las velocidades afectan dos aspectos del trabajo del intérprete: en primer lugar la aplicación de la corrección dinámica y en segundo la conversión a profundidad. A continuación se enuncian las velocidades sísmicas más comúnmente usadas en los diferentes trabajos sísmicos, cabe mencionar que no serán utilizadas todas estas en la conversión a profundidad.

2.8.1. Velocidad instantánea (V_{ins}).

La velocidad instantánea es definida como la velocidad medida en un intervalo de tiempo sobre un incremento de tiempo.

$$V_{ins} = \frac{dz}{dt} \dots\dots\dots(75)$$

En otras palabras, es la velocidad a la que se desplaza la señal en un momento determinado medida en la dirección de la trayectoria de dicha señal, esta velocidad varía en los diferentes tipos de roca y puede variar dentro de una misma roca debido a sus propiedades físicas como lo pueden ser por ejemplo su porosidad, fracturamiento o profundidad.

Esta velocidad es típicamente obtenida por medio de un registro sínico de pozo el cual también es llamado registro acústico o " Δt " del cual se hará mención más adelante.

2.8.2. Velocidad de intervalo (V_{int}).

La velocidad de intervalo es la velocidad a la que se propaga la señal en dirección perpendicular a la extensión de la capa y está definida como:

$$V_{int} = \frac{\Delta Z}{\Delta t} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{t_{i+1} - t_i} \dots\dots\dots(76)$$

en donde:

V_{int} = Velocidad de intervalo entre horizontes "i+1" e "i".

$Z_{i+1} - Z_i$ = Diferencia entre la profundidad del fondo y de la cima de la capa.

$t_{i+1} - t_i$ = Correspondiente tiempo de viaje.

En la figura 19(a) se esquematiza un medio formado por cuatro capas de roca horizontales con sus respectivas velocidades y densidades. La figura 19(b) muestra cada una de las velocidades de intervalo conforme aumenta la profundidad.

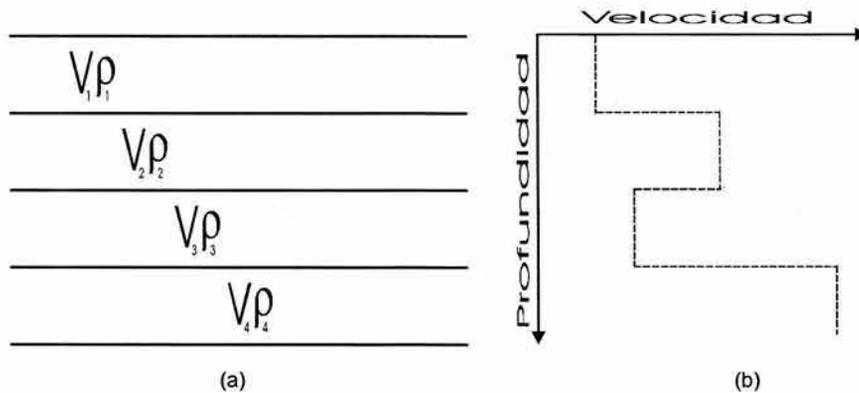


Figura 19
 (a) Modelo de 4 capas horizontales y paralelas. (b) Velocidades de intervalo asociadas al modelo de capas horizontales

Es claro que a cada capa le corresponde un cierto valor constante de velocidad, vale la pena mencionar que esta velocidad es de gran importancia y será usada en la conversión a profundidad de este trabajo.

2.8.3. Velocidad raíz cuadrática media (V_{RMS} por sus siglas en ingles)

Esta velocidad es derivada de los datos adquiridos, sin embargo, debe tenerse en cuenta que esta no es una verdadera velocidad geológica, sino, un promedio ponderado de velocidades definido por:

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i}} \dots\dots\dots(77)$$

Así un grupo de velocidades de una serie de “n” capas puede ser substituido por una capa única de velocidad V_{RMS} .

2.8.4. Velocidad Normal Moveout (V_{NMO})

La ecuación (78) es la formula para la corrección por sobretiempo normal asociada a una capa horizontal. La velocidad en la fórmula es la única que contribuirá para las diferencias en el tiempo de viaje con offset y es llamada “*velocidad de apilamiento*” o la “*velocidad normal moveout*” (V_{NMO}). Podría parecer que, en el caso de múltiples capas, algunas velocidades representan una tendencia promedio de la sección completa que podrían usarse en la formula moveout. Sin embargo, la velocidad promedio por si misma es inapropiada porque esta obedece a trayectorias de rayo rectas tal y como se muestra en la figura 20.

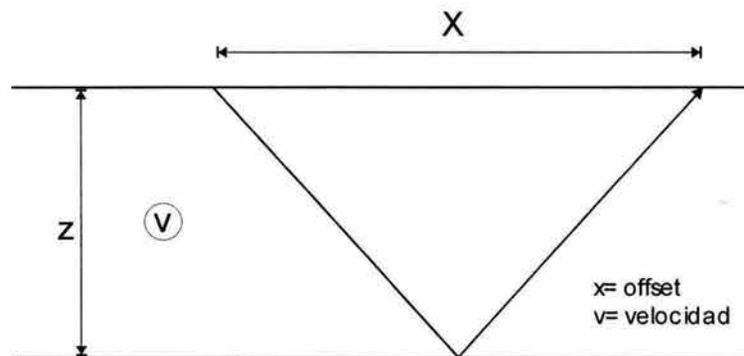


Figura 20
Trayectoria de una onda sísmica que se refleja en una capa horizontal.

$$\text{Tiempo en offset } X = [X / \text{Velocidad}]^2 + [\text{Tiempo en offset cero}]^2 \dots (78)$$

$$[T_x]^2 = [X/V]^2 + [T_0]^2 \dots (79)$$

2.8.5. Velocidad de apilamiento (V_{STK})

La velocidad de apilamiento se determina a partir de los datos sísmicos por medio de un análisis de velocidades, esta es una velocidad empírica o de pruebas de campo la cual conduce al mejor apilamiento de las trazas.

Estas velocidades son obtenidas a ciertos intervalos a lo largo de la sección sísmica y son relativamente confiables en partes poco profundas de la sección, sin embargo, para las partes profundas son poco confiables. Si uno mira cuidadosamente estas velocidades, se podrá observar que estas pueden cambiar erráticamente de una determinación de velocidad a la siguiente. Las verdaderas velocidades no son variables pero el incierto picado de velocidades de apilamiento las hace variar ampliamente.

2.8.6. Velocidad promedio (V_{prom})

La velocidad promedio está definida por:

$$V_{prom} = \frac{Z}{T} \dots\dots\dots(80)$$

Esta velocidad tiene como hipótesis una trayectoria de rayos rectilíneos como se muestra en la figura 21, aquí la trayectoria de rayos no es afectada por el contraste existente entre la densidad y la velocidad de cada una de las capas tal y como lo predice la ley de Snell.

Esta velocidad también es de gran importancia en el desarrollo de este trabajo ya que al igual que las velocidades de intervalo, esta será una herramienta que se utilizará en la conversión a profundidad.

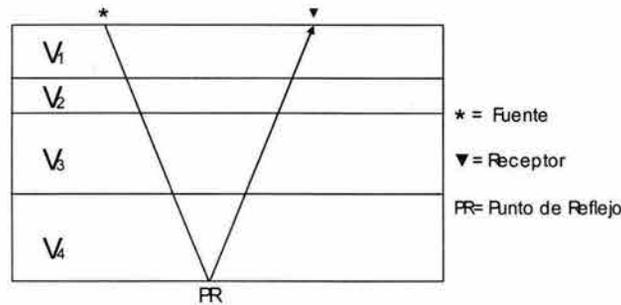


Figura 21

Trayectoria de una onda sísmica que se refleja en la base de la cuarta capa de un medio de cuatro capas horizontales y paralelas

Otras herramientas importantes para el desarrollo de este trabajo se mencionan a continuación, algunas de estas son fundamentales en este trabajo ya que nos brindan información importante para relacionar el dominio temporal y el dominio espacial a fin de llevar a cabo la conversión a profundidad.

2.9. Ecuación de Dix

Dix (1955), derivó ecuaciones para el tiempo de viaje considerando trayectorias de rayo para el caso de múltiples capas horizontales. Él descubrió que, si una aproximación para ángulos pequeños fuera hecha, la velocidad raíz cuadrática media al ser usada en la fórmula de sobretiempos normal (moveout) predecirá cercanamente tiempos de viaje para cualquier offset. La velocidad cuadrática media está definida como:

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_{int_i}^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}} \dots\dots\dots(81)$$

donde “ V_{int_i} ” y “ t_i ” son las velocidades de intervalo y los espesores de las isocronas de cada capa respectivamente.

Dix también derivó una fórmula para definir la velocidad de intervalo a partir del tiempo de viaje y la velocidad RMS, esta ecuación llamada Ecuación de Dix es:

$$V_{int(A-B)}^2 = \frac{V_{RMS_B}^2 T_B - V_{RMS_A}^2 T_A}{T_B - T_A} \dots\dots\dots(82)$$

donde “ $V_{INT(A-B)}$ ” es la velocidad de intervalo entre la superficie A y B, “ T_A ” y “ T_B ” son los tiempos de viaje de incidencia normal de las superficies A y B y “ V_{RMS_A} ” y “ V_{RMS_b} ” son los valores de las velocidades RMS en las superficies A y B. Si asumimos que las velocidades de apilamiento son iguales a las velocidades RMS, las velocidades de intervalo pueden ser derivadas. Este es el método que aún es utilizado para obtener información de velocidades a partir de datos sísmicos.

2.10. Marcadores geológicos

Se conoce como marcadores geológicos a una capa o una secuencia de capas que permiten caracterizar evidentes reflexiones sobre un área. Los marcadores geológicos proveen la relación entre profundidad y tiempo. El tiempo en que se observa un horizonte reflector, puede ser leído directamente de la sección sísmica, mientras que la profundidad puede ser leída con ayuda de los marcadores al tope de la formación en el registro de pozo.

Los marcadores geológicos son típicamente definidos por medio de la interpretación de registros de pozos, o algún otro dato de pozo, como puede ser directamente una muestra de roca obtenida mientras se perfora el pozo.

Para el desarrollo de este trabajo, la información proveniente de los marcadores geológicos existentes en el área de estudio resultan de gran importancia debido a que indican la profundidad de la cima de cada una de las formaciones. Sin embargo estas profundidades corresponden únicamente a cada uno de los puntos en donde fueron definidos debido a la existencia de un pozo.

2.11. Registro sísmico de pozo

En su forma más sencilla, una herramienta sísmica consiste de un transmisor que emite impulsos sísmicos y un receptor que capta y registra los impulsos. El registro sísmico es simplemente un registro en función del tiempo, que requiere una onda sonora para atravesar unos 30 cm (un pie) de formación, este es conocido como tiempo de tránsito, Δt . El tiempo de tránsito de la onda para una formación determinada depende de su litología y su porosidad.

La herramienta básica para llevar a cabo un registro sísmico consiste de un transmisor y dos receptores, generalmente a 3 y 5 pies del transmisor; el transmisor es disparado varias veces por segundo y por cada disparo se genera una onda acústica que se propaga por el lodo en todas direcciones. Cada vez que un frente de onda llega a la pared del pozo, dependiendo del ángulo de incidencia, parte de la energía es reflejada y parte es refractada, otra parte viaja como onda compresional y/o cizallamiento.

Para la determinación del tiempo de tránsito " Δt " de la formación, se detecta la primera llegada de energía inmediatamente después del disparo del transmisor; esta primera llegada corresponde a una onda compresional (que es más rápida que las otras ondas) y que viaja por el camino más rápido.

Para cada disparo del transmisor, la diferencia de tiempo entre las llegadas observadas en dos receptores separados entre sí por estos 2 pies, es el valor de tiempo de tránsito " Δt " (compresional) de la formación.

Si por cualquier motivo un receptor no consigue detectar la primera llegada, después de algunos microsegundos detectará la siguiente (la del segundo frente de onda más rápido), con lo que se produce un "salto de ciclo" en la curva de " Δt " registrada.

Esta configuración de un transmisor y dos receptores obtendría una curva de " Δt " afectada por variaciones del tamaño del pozo; para compensar este efecto, se utiliza una configuración invertida de un transmisor y dos receptores, de tal modo que ambas mediciones se investiguen los mismos 2 pies de formación. Las variaciones de tamaño del pozo afectarán a ambas configuraciones, en exceso a una y en defecto a la otra con lo cual el promedio de las dos mediciones es el " Δt " de la formación, ya compensado por estos efectos; por esta razón esta herramienta es denominada "registro sísmico compensado" o BCH (Borehole Compensated Hole).

La medición del tiempo de tránsito, " Δt " de la formación con la herramienta BCH tiene muy poca profundidad de investigación (del orden de 1 a 2 pulgadas); como aproximación se dice que el número que representa la separación transmisor-receptor, en pies, es el número de pulgadas de la profundidad de investigación. Considerando que la zona entre 1 y 2 pulgadas de la pared del pozo está frecuentemente alterada por la perforación, es necesario disponer de mayores espaciamientos entre el transmisor y el receptor para tener una medición más profunda.

Por esta razón, además de las herramientas convencionales con espaciamento transmisor-receptor de 3 y 5 pies, también existen herramientas de espaciamento largo, con 7,8,9,10 y 12 pies entre transmisor y receptor. Estas herramientas generalmente permiten combinar diferentes transmisores y receptores para obtener registros con el espaciamento adecuado a las necesidades de cada pozo.

En la figura 21 (1) se muestra un arreglo sencillo para la adquisición del registro sísmico, mientras que en la figura 22 (2) un arreglo más complejo el cual consta de un transmisor y ocho receptores

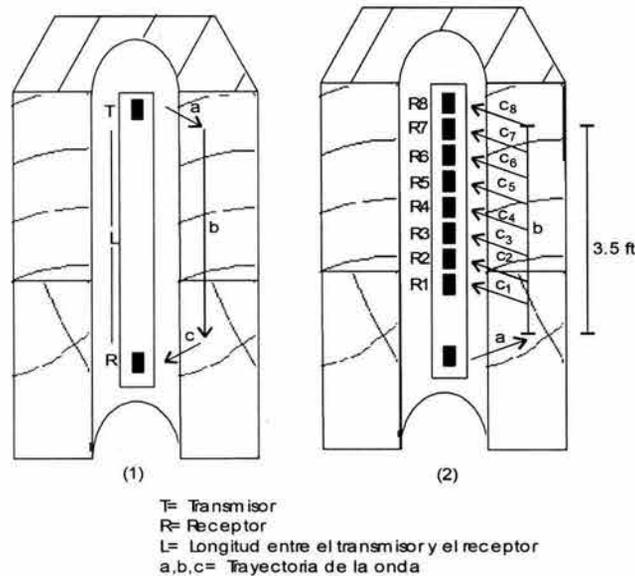


Figura 22
Herramientas de registro sísmico en una porción del pozo. (1) Arreglo de un transmisor y un receptor. (2) Arreglo de un transmisor y 8 detectores

La curva registrada por esta herramienta será fundamental en la obtención de los coeficientes de reflexión sísmica los cuales a su vez nos servirán para obtener los sismogramas sintéticos.

2.12. Prueba de velocidad en pozo (checkshot)

Un checkshot permite relacionar tiempos de viaje con profundidad, el checkshot es adquirido en la localización del pozo emplazando geófonos con un cable pozo adentro, en donde la profundidad de los geófonos puede ser medida desde la superficie. Una fuente de energía cerca de la superficie envía un frente de onda a través de la Tierra y el tiempo que tarda la energía en alcanzar el geófono es medido y grabado, así es generado un perfil tiempo-profundidad. Si el tiempo y la profundidad son conocidos la velocidad del frente de onda que se propagó hacia los geófonos puede ser calculada a diferentes profundidades a lo largo del pozo.

El objetivo de los checkshots es determinar las velocidades que serán aplicadas a la sección sísmica utilizando una técnica similar a la usada en la adquisición de los datos de dicha sección, disparando y registrando. Los disparos en un trabajo ordinario son hechos desde el subsuelo cerca de la superficie, pero las grabaciones son hechas por geófonos a profundidades conocidas dentro del pozo, en la figura 23 se muestra el arreglo de un checkshot. Así, el tiempo de viaje de la onda es medido desde la superficie a las formaciones en el medio.

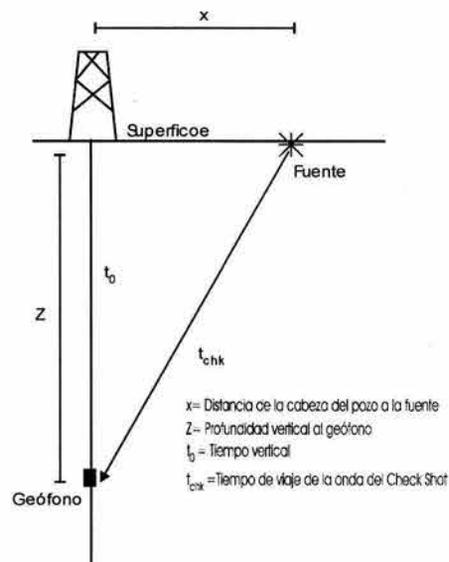


Figura 23
Arreglo para la adquisición de un checkshot

Un geófono especial es bajado al fondo del pozo. Una fuente sísmica es detonada en o cerca de la superficie. La fuente es algunas veces un tipo de cañón de agua o de aire emplazado en el lodo del hoyo del pozo. El disparo es hecho y grabado. El geófono es subido a otra profundidad conocida y otro tiro es realizado, esta operación es realizada una y otra vez a lo largo del pozo.

No resulta necesario tener el geófono en un horizonte específico. Será suficiente grabar con el geófono a ciertos intervalos de profundidad en el pozo, el registro sísmico proveerá de información detallada acerca de los cambios de formación. Cada tiro es grabado con diferente ganancia con el fin de obtener diferentes amplitudes. El primer arribo (la primera llegada de energía registrada) es leído y se escoge aquel cuya amplitud indica ser más clara, su tiempo registrado es solo el de ida desde la fuente hasta el geófono para una profundidad en particular.

Si los tiempos para cada profundidad, son considerados correctos entonces son usados para calcular las velocidades a esas profundidades. La información de velocidades obtenidas por medio de registros sísmicos son ajustadas para que concuerden con la información de velocidades adquirida por medio del checkshot. Ambas métodos proveen información detallada de velocidades.

2.13. Perfil Sísmico Vertical (PSV)

Un Perfil Sísmico Vertical (VSP por sus siglas en ingles), es el proceso en el cual se adquieren datos de carácter sísmico en un pozo. Los geófonos son emplazados de manera vertical dentro del pozo.

El VSP es una técnica en la que una señal sísmica es inducida a la superficie y registrada por un geófono en el pozo, localizado a varias profundidades.

En un perfil sísmico horizontal, la fuente y el receptor se localizan sobre la superficie, mientras que en un trabajo VSP la dirección de la línea de geófonos es perpendicular a la fuente. Esta diferencia se ilustra en la figura 24. Un geófono localizado a una profundidad responde a los eventos sísmicos de ida y vuelta mientras que sólo los eventos reflejados son registrados por un geófono localizado en la superficie. El VSP es similar a los estudios de velocidad por medio de checkshots, consecuentemente, la geometría de la fuente y el receptor es la misma para ambas técnicas. Sin embargo, el VSP y los check shots difieren en dos aspectos:

- 1.) La distancia entre los geófonos es mucho menor para el VSP (de 15 a 40 metros) mientras que en los check shots los niveles de disparo están separados por unos pocos cientos de metros.
- 2.) Los primeros arribos son la información crítica recolectada en los check shots, pero los primeros arribos además de los eventos de ida y vuelta son grabados en un VSP.
- 3.) Una variante de esta técnica es el VSP

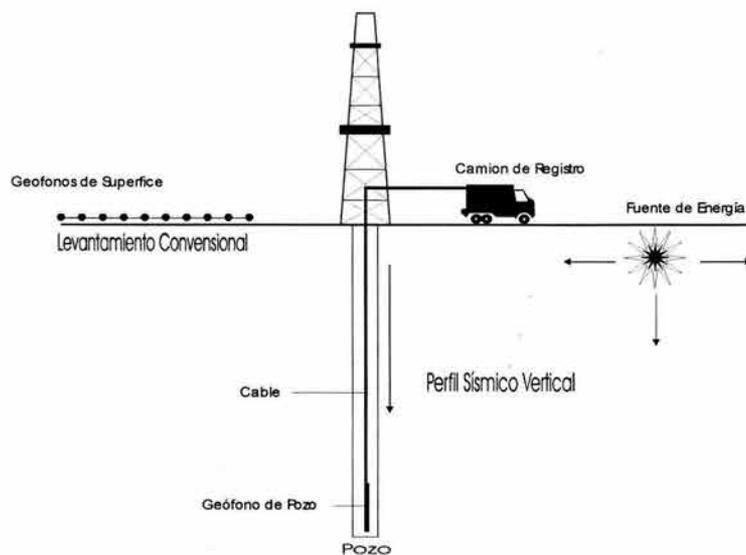


Figura 24
Arreglos sísmicos (Levantamiento Convencional y checkshot)

La información grabada, después de ser reordenada, muestra reflejos de las ondas descendentes y ascendentes. Las reflexiones pueden ser identificadas en el VSP (con lo cual se pueden identificar las cimas de las formaciones). El VSP puede ser correlacionado con una sección sísmica la cual cruce el pozo. En este trabajo en particular, no se cuenta con información proveniente de VSPs, sin embargo, su mención es importante, debido a que por medio de esta información es posible determinar modelos de velocidades para realizar la conversión a profundidad de datos sísmicos petroleros.

2.14. Sismograma sintético

Una traza sísmica, se puede definir como la convolución de una ondícula con la reflectividad de la tierra. La reflectividad de la tierra se determina si se conoce la estratigrafía de la ésta y la distribución de velocidad y densidad. De esta manera, se puede usar la ecuación (83) para crear un sismograma sintético basado en el valor de velocidad y densidad medidos en registros de pozos y conociendo la ondícula.

$$x(t) = e_i * w_i \dots\dots\dots(83)$$

en donde:

$x(t)$ = Traza sísmica

e_i = Serie de coeficientes de reflexión

w_i = Ondícula

Cuando una ondícula incide sobre una interfase, su energía se divide en ondas transmitidas y reflejadas, luego cada una de las ondas se sigue viajando a otras interfases donde se generan ondas adicionales, y así sucesivamente.

El registro sísmico resultante es simplemente la superposición de aquellas ondas que finalmente se reflejaron de regreso al geófono en la estación. No obstante, la solución real del problema es una tarea enorme debido al número de ondas generadas para una secuencia real de capas; por esta razón se hacen diversas simplificaciones.

La simplificación más común consiste en hacer un sismograma sintético unidimensional donde solo se considera el viaje vertical y se ignora el echado. Por lo tanto, los coeficientes de reflexión y transmisión son los de incidencia normal.

El propósito de un sismograma sintético es producir una imagen la cual puede ser comparada directamente con la sección sísmica para correlacionar las características geológicas con los reflectores sísmicos desplegados en las trazas sísmicas.

En la figura 25 se esquematiza la obtención de un sismograma sintético. En el primer carril se muestra el registro sísmico, en el segundo la profundidad, en el tercero los coeficientes de reflexión, en el cuarto la ondícula, en el quinto el sismograma sintético y en el sexto una sección sísmica.

Al convolucionar la ondícula sísmica con la serie de reflectividad, el resultado es la traza sintética la cual permite construir el sismograma sintético, el cual a su vez, puede ser correlacionado con la sección sísmica.

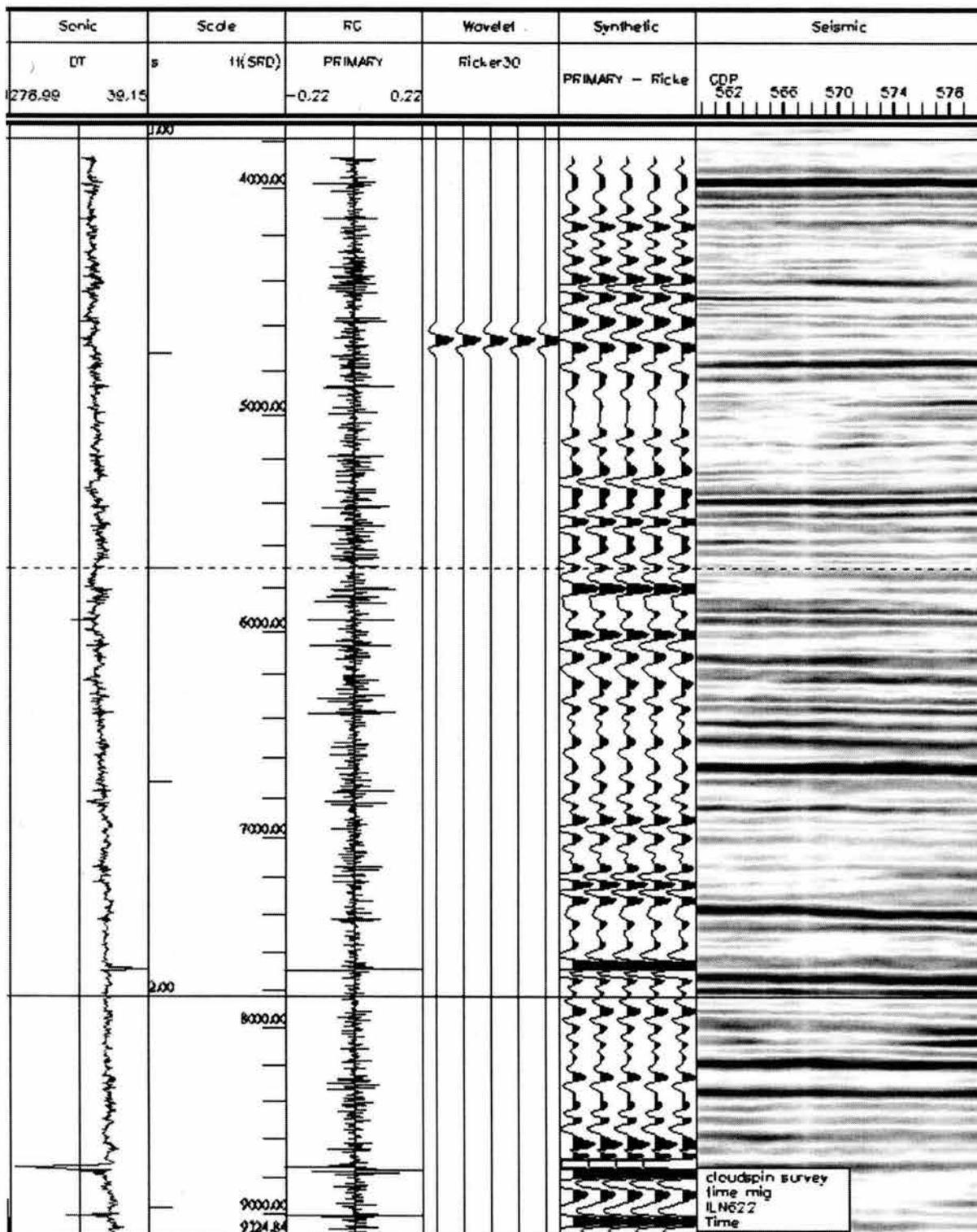


Figura 25
Carril de izquierda a derecha. Sónico, escala de profundidad, serie de reflectividad, ondícula (Pulso de Ricker), sismograma sintético y sección sísmica

MODELADO DE REFLECTORES SÍSMICOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO

Un set de datos sísmicos tridimensionales está organizado en líneas las cuales se encuentran compuestas por trazas sísmicas, así el cubo de datos sísmicos puede ser seccionado o rebanado de varias maneras. Para poder tener una buena comunicación entre grupos formados por personal de adquisición, personal de procesamiento de datos e intérpretes, resulta necesario contar con una nomenclatura consistente para dichas rebanadas o secciones del cubo sísmico.

Cortes verticales a través del cubo sísmico son llamados "líneas o secciones", para el caso de datos marinos (el cual es el caso en este proyecto), estos cortes se pueden diferenciar según los siguientes criterios:

Inlines: Estas líneas se caracterizan por ser adquiridas en la dirección en la que el barco adquirió los datos sísmicos (las líneas son paralelas a los receptores).

Crosslines: Estas líneas se caracterizan por ser perpendiculares a las Inlines.

Sección Vertical: Estas líneas se caracteriza por ser arbitrarias, esto quiere decir, son líneas que pueden cruzar inlines o crosslines y pueden ser muy irregulares al ser vistas en el mapa, sin embargo, permiten observar e interceptar las localizaciones o puntos de interés.

Rebanadas (Slices): Se caracterizan por ser cortes horizontales a través del volumen de datos sísmicos y existen dos variantes de estas:

- 1.) Rebanadas de tiempo (time-slices), las cuales provienen del corte horizontal de un cubo sísmico en el dominio del tiempo.
- 2.) Rebanada en profundidad (depth-slices), las cuales provienen de un cubo sísmico en el dominio espacial, sin embargo, estas últimas, solo se encuentran disponibles una vez que los datos sísmicos han sido procesados y convertidos a este dominio.

Existen muchas maneras de representar datos en un mapa, los intérpretes sísmicos hacen mapas de intervalos de tiempo, de características regionales, de atributos sísmicos, topográficos, isopacas, mapas en profundidad, etc.

Los intérpretes utilizan comúnmente mapas base, los cuales contienen información geográfica y toda aquella información especializada que pueda ser agregada a él. Un mapa base debe tener latitud, longitud, líneas de costa, ríos, ciudades, etc. Así, cuando el levantamiento sísmico es realizado, las ubicaciones de los puntos en donde fue adquirida la información sísmica puede ser graficada en el mapa base.

La figura 26 representa el mapa base del área de este estudio, la cual está compuesta de Norte a Sur por las crosslines 500 a 580, y , de Este a Oeste por las inlines 500 a 770, así mismo, se pueden ilustrar las ubicaciones de los pozos con sus respectivos nombres.

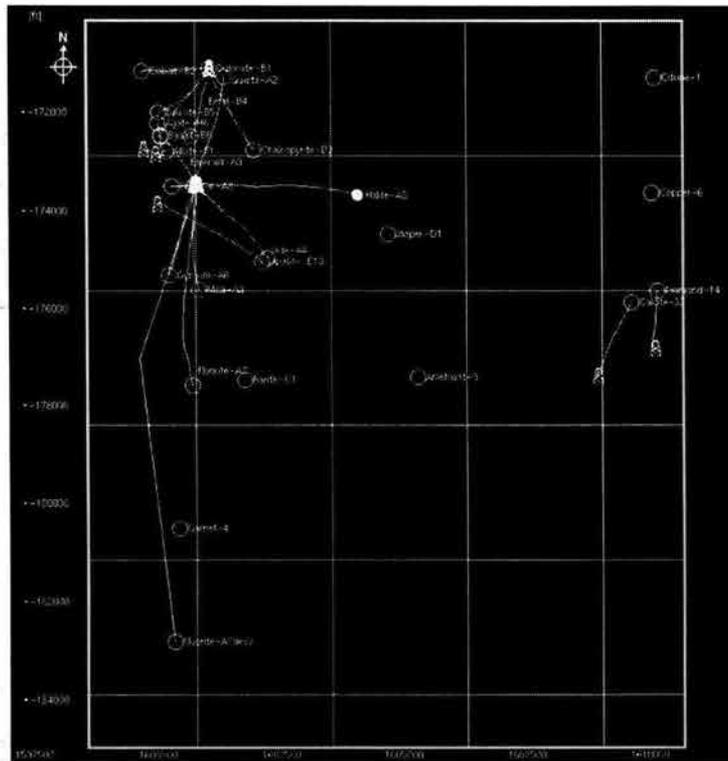


Figura 26

Mapa base de la zona del levantamiento sísmico 3D. Las torres representan la ubicación de los pozos, las líneas las proyecciones de las trayectorias y los círculos la base del pozo

3.1. Interpretación de los datos sísmicos

La interpretación de datos sísmicos 3D, es el proceso con el cual se obtiene información geológica de un volumen de datos sísmicos migrados. Esto requiere de comprender como están integrados los datos de las líneas sísmicas en un cubo sísmico y por otro lado, la manera en la que es posible obtener información del mismo.

El camino más común para interpretar datos sísmicos en tres dimensiones es picando reflexiones en tiempo a lo largo de varias secciones sísmicas contenidas en un cubo sísmico. El picado de reflexiones, consiste en marcar un reflector en una sección sísmica teniendo como mayor evidencia de continuidad (aquellas ondículas que fueron rellenadas de algún color en sus máximos), por lo que solo resta decidir cual de todas las ondículas traza a traza pertenecen al mismo reflector, esto significa, determinar que ondículas pertenecen a una reflexión de una misma capa de roca.

Al picar un reflector en el cubo sísmico, lo que en realidad se está haciendo es determinar la estructura de una capa de roca dentro de la Tierra.

A continuación se muestra, como ejemplo de interpretación de datos sísmicos realizando la interpretación de cinco reflectores sísmicos. La metodología utilizada para la interpretación consiste en la inspección visual de todo el cubo sísmico, tanto en inlines como en crosslines, con el fin de identificar aquellos rasgos tales como reflectores y fallas que presenten buena visibilidad en la mayor parte del cubo sísmico. Esta inspección permitió identificar cuatro reflectores asociados a marcadores geológicos que presentaron buena visibilidad en la mayor parte del cubo sísmico, también fue posible observar por su geometría lo que aparenta ser un domo salino, aunque la visualización de sus límites resultó complicada ya que la sísmica en dichos límites no es muy clara.

Posteriormente se realizó el sismograma sintético con el fin de comparar este último con una sección sísmica y elegir aquellos reflectores que en primer lugar fueran visibles y en segundo que contaran con marcadores geológicos.

A continuación en la figura 27 se muestra en el primer carril el registro sísmico asociado a un pozo del área de estudio, en el segundo los coeficientes de reflexión, en el tercero la escala, en el cuarto la ondícula, en el quinto el sismograma sintético y en el sexto una sección sísmica con los datos de campo. Al convolucionar los coeficientes de reflexión con la ondícula el resultado es el sismograma sintético.

En las elipses de color se pueden observar los reflectores que fueron elegidos para ser interpretados, nótese que estos mismos pueden ser identificados en el sismograma sintético, además se contó con sus respectivos marcadores geológicos.

Con toda esta información (registros, sismograma sintético y marcadores geológicos), ya es posible comenzar a establecer relaciones entre tiempo y profundidad a partir de la relación de cuatro horizontes.

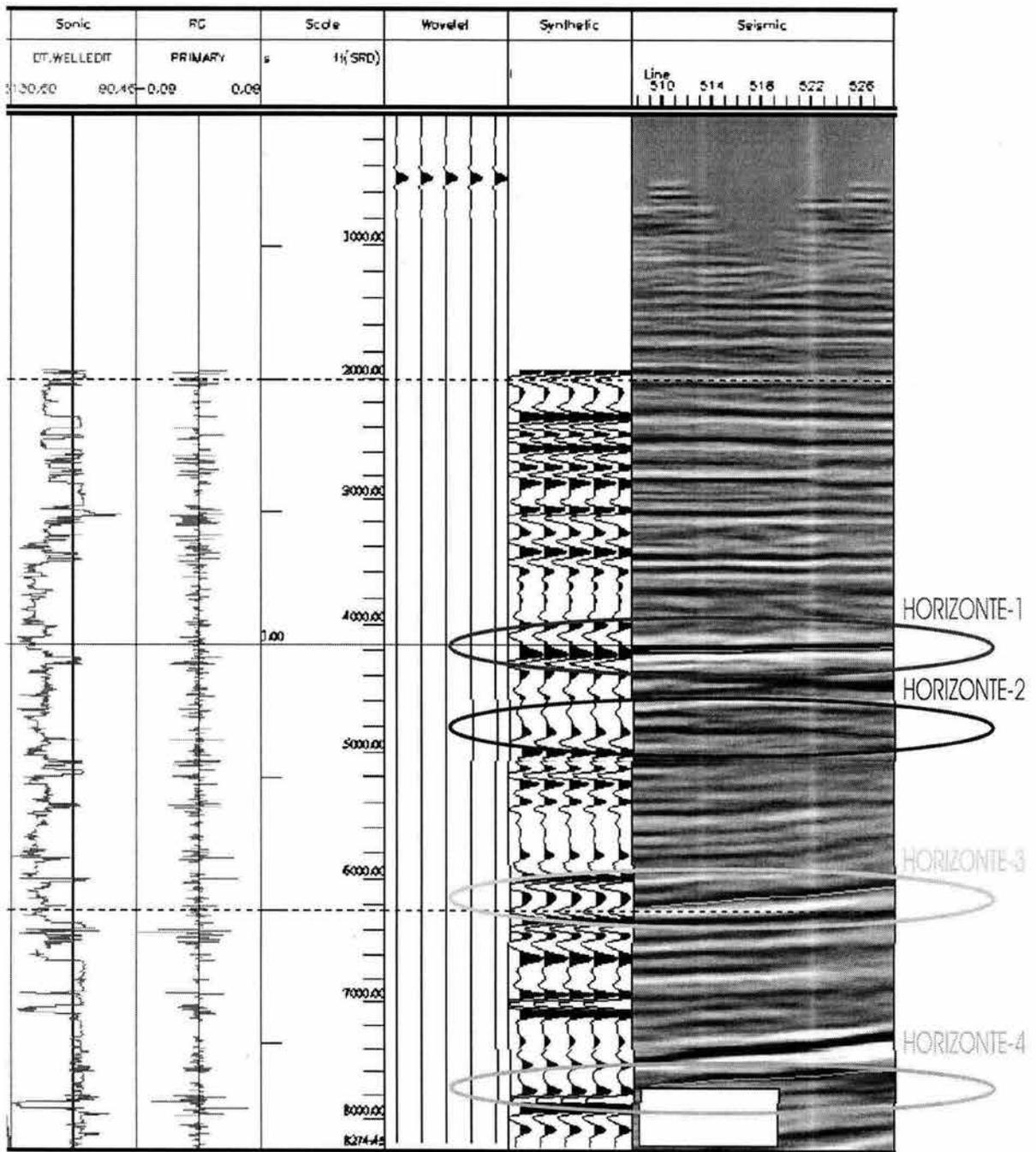


Figura 27
Sismograma sintético en el cual se pueden correlacionar los horizontes de interés

Posteriormente fue realizado el picado de cada una de las fallas y horizontes sísmicos, esta operación aparentemente puede ser muy sencilla, sin embargo existen zonas en donde no lo es, por ejemplo, en zonas falladas o cerca del domo salino ya que los reflectores pueden cambiar de posición o bien presentan deformación lo cual dificulta su identificación.

Para realizar una buena interpretación en esas zonas se debe obtener evidencia que permita distinguir que reflexión pertenece al contacto geológico reflector que se esta interpretando, para lograrlo es necesario utilizar criterios de carácter geológico que permita continuar con la interpretación y obtener así valiosa información de los tiempos de reflexión (tiempo de viaje doble) de la onda sísmica para cada uno de los reflectores sísmicos o eventos en cada una de sus trazas.

La figura 28 muestra una porción de sección sísmica en donde se interpreta un reflector sísmico (en color verde), los colores azul, blanco y rojo representan las polaridades de la señal siendo estas negativa, amplitud igual a cero y positiva respectivamente.

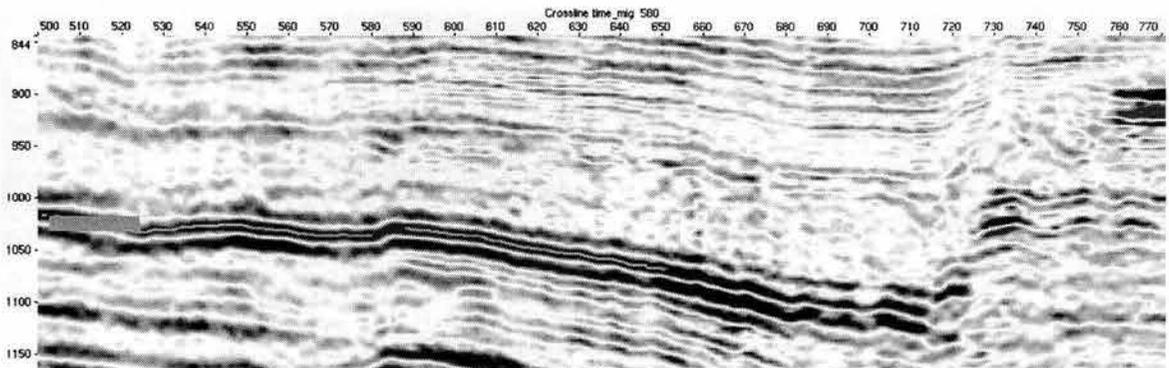


Figura 28
Picado de un reflector sísmico. Reflector Sísmico de amplitudes en proceso de interpretación

La extracción de la información de los tiempos dobles partiendo de la interpretación de los reflectores, permite construir un mapa de intervalos tiempo, además al relacionar todos los valores de los tiempos de ida y vuelta del reflector sísmico interpretado con una tabla de colores, de tal manera que se asigna a cada valor de tiempo un color, la comprensión de esa información resulta más fácil visualmente puesto que se presenta de manera gráfica.

Así proyectando los tiempos y contorneandolos en un mapa base con sus respectivos colores y en sus respectivas posiciones, como se muestra en la figura 29, el resultado es un mapa de la configuración del horizonte reflector en el cual se va haciendo evidente su estructura por lo que es posible ver los altos y bajos del horizonte reflector.

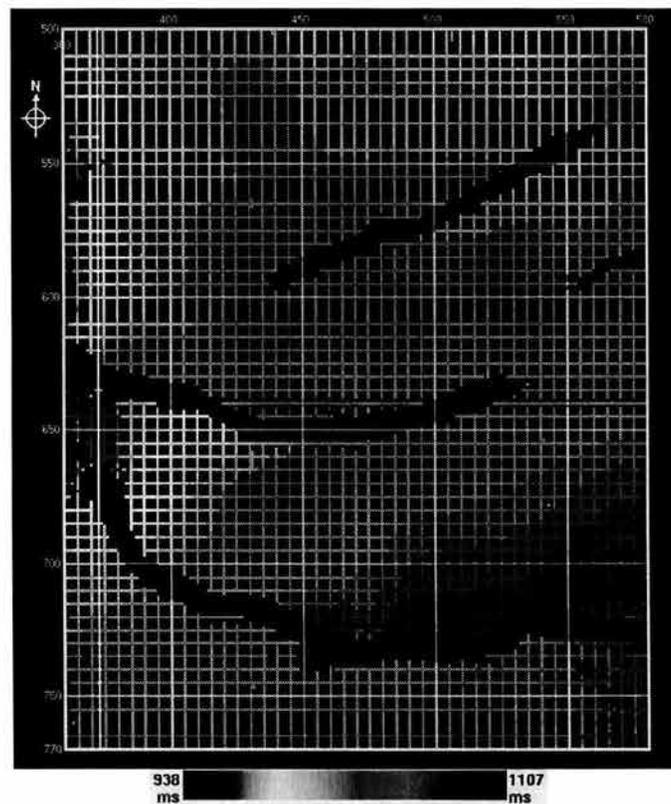


Figura 29
Reflector sísmico en proceso de interpretación y proyectado en el mapa base, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

En el mapa de la figura 29 se puede observar que la interpretación no ha sido concluida, y solo se ha realizado en las inlines y crosslines que se muestran en color, para que pueda tenerse el resultado final, puede aplicarse alguna técnica de interpretación automática, interpolación o bien interpretar todas las líneas sísmicas faltantes. Además, no se debe perder de vista que los resultados de la interpretación proporcionan una estructura en el dominio del tiempo la cual no representa la estructura real del reflector sísmico, pero si proporciona una idea de la disposición de la estructura en el subsuelo.

En la figura 30 se muestra una sección vertical del cubo sísmico en el cual se pueden observar las interpretaciones de los diferentes reflectores sísmicos siendo estos el Domo Salino, Horizonte_4, Horizonte_3, Horizonte_2 y el Horizonte_1, también en esta figura es posible observar la interpretación del sistema de fallas siendo estas la Falla_1, Falla_2, Falla_3 y Falla_4.

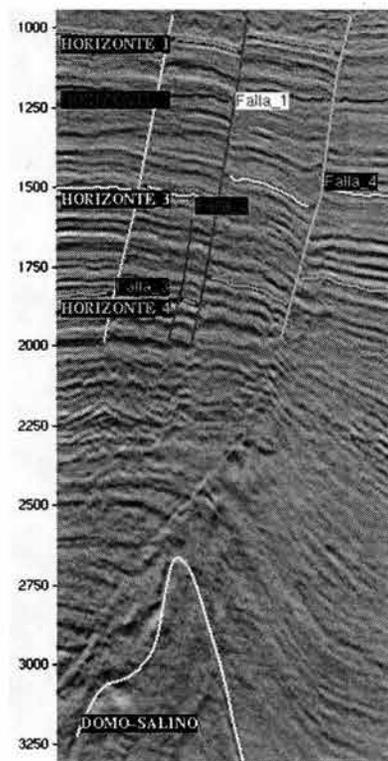


Figura 30
Sección sísmica vertical interpretada, en ella se pueden observar los diferentes reflectores sísmicos que se encuentran en el subsuelo

Una vez realizada la interpretación de los horizontes y fallas, es necesario definir los contactos de las fallas con el fin de definir los saltos de falla, esta es una operación muy sencilla en la cual se ubican todos los puntos en los que se tienen contactos entre el horizonte reflector con las fallas en la sección sísmica, tal y como se muestra en la figura 31, las pequeñas circunferencias indican los puntos de contacto entre el horizonte reflector y las fallas.

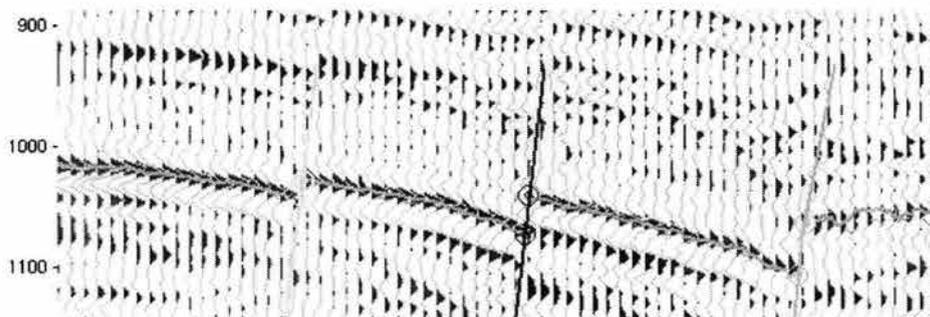


Figura 31
Horizonte interpretado, fallas normales y las circunferencias representan el contacto entre el horizonte y las fallas

Esta operación no tiene que hacerse para cada inline o crossline, resulta suficiente al hacerla cada 10 o 20 líneas sísmicas, el resultado obtenido es una configuración a nivel regional de cada una de las fallas.

3.2. Modelo de horizontes bidimensional

Al delinear el contorno de la falla en el mapa base y eliminando todo aquello que queda dentro de los límites de la falla, como resultado de la interpretación se obtiene el mapa de isocronas (intervalos de tiempo iguales) del horizonte reflector el cual se muestra en la figura 32, este mapa en particular corresponde al llamado Horizonte_1, y en él se puede observar que los colores rojizos representan los menores tiempos de reflexión (tiempo doble), los amarillos y verdes representan tiempos intermedios y los azules a violetas los mayores tiempos.

Cabe mencionar que El Horizonte_1 es el horizonte más somero seguido por el Horizonte_2, Horizonte_3, Horizonte_4, y por último el Domo Salino, siendo éste la estructura más profunda.

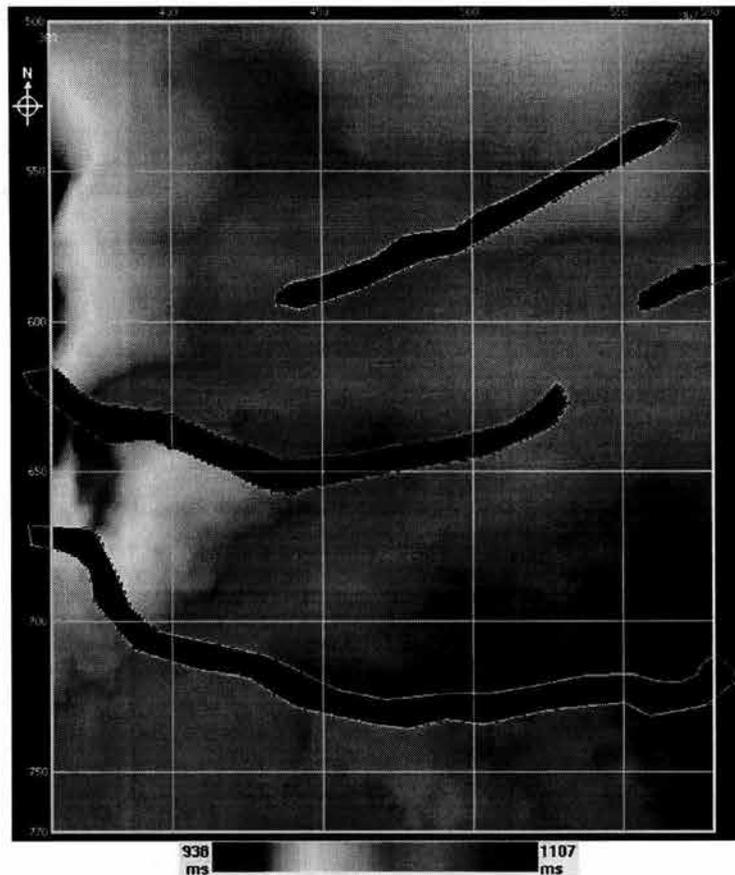


Figura 32
Interpretación del Horizonte_1 en el dominio del tiempo, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

Tomando en cuenta lo antes mencionado, se puede observar en la figura 32 que el Horizonte_1 se encuentra afectado por un sistema de fallas las cuales atraviesan gran parte de su extensión, y, por otra parte, en su porción Oeste presenta tres altos estructurales, dos de los cuales se encuentran en la porción Norte y uno al centro. Estos altos van desapareciendo hacia la parte Este, dando paso a una zona intermedia en la parte Norte y Suroeste (en colores verdes) y finalmente existe un aumento los tiempos en la región Central a Sureste con lo que se puede diferenciar una zona la cual aparentemente es más baja (en colores azules).

Utilizando la misma metodología para la interpretación de los demás horizontes sísmicos; a continuación se presentan los resultados de la interpretación de los datos en niveles inferiores.

En la figura 33 podemos observar el Horizonte_2, nuevamente como el sistema de fallas atraviesa gran parte de su extensión, mostrando poca variación en cuanto a la dirección y extensión de las mismas, además, se puede observar un alto estructural muy marcado al Oeste en la parte central, desapareciendo parcialmente los dos altos estructurales que aparecían en el Horizonte_1. También se pueden distinguir una zona intermedia que se encuentra al Norte y Oeste (en color verde) y una zona aparentemente más baja que nuevamente se encuentra en la porción Sureste.



Figura 33
Interpretación del Horizonte_2 en el dominio del tiempo, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

En la figura 34, se muestra la interpretación del Horizonte_3. Nuevamente se puede observar el sistema de fallas las cuales atraviesan gran extensión del mismo. Hacia el Oeste en su porción central existe un alto estructural el cual va desapareciendo de manera paulatina hacia el Norte, Sur y hacia el Este, el cual al ir desapareciendo da paso a un aparente bajo estructural el cual cubre la mayor parte del área y puede ser identificado por sus colores azules.

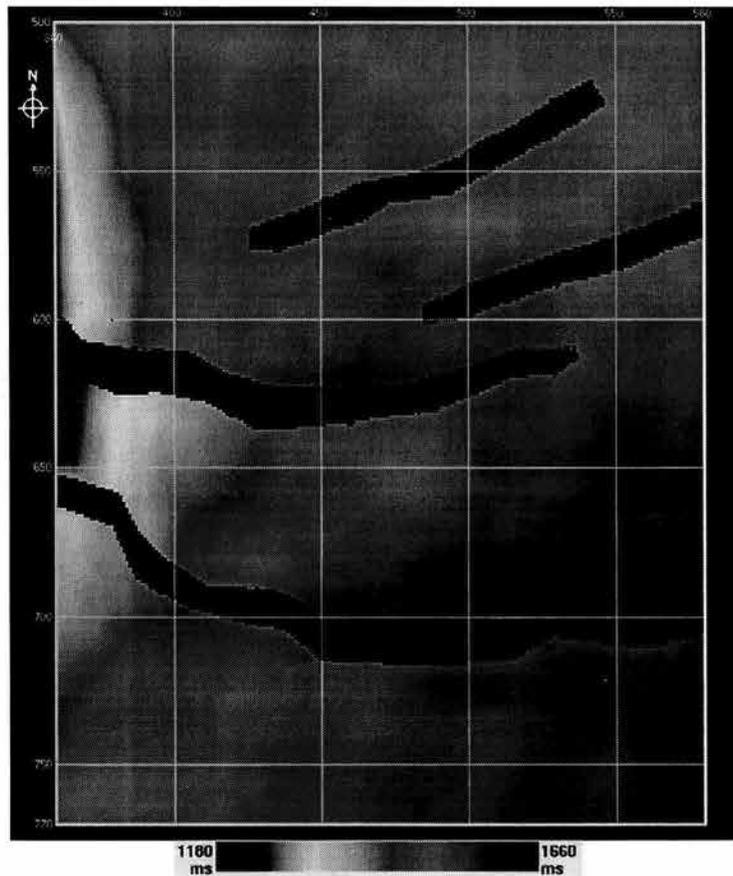


Figura 34
Interpretación del Horizonte_3 en el dominio del tiempo, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

La interpretación del Horizonte_4 se muestra en la figura 35. Nuevamente se puede observar un alto estructural en la porción central de la parte Oeste que va desapareciendo nuevamente en dirección Norte, Sur y hacia el Este dando paso nuevamente a una zona aparentemente más baja la cual cubre la mayor parte del área.



Figura 35
Interpretación del Horizonte_1 en el dominio del tiempo, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

Vale la pena remarcar que las estructuras de estos horizontes son aparentes y sólo se conocerá la verdadera estructura o al menos la más aproximada una vez que se haya hecho la transformación de dominio y se tengan estos horizontes en escala de profundidad.

No obstante para la interpretación del Domo Salino resultó necesario adoptar una técnica de interpretación diferente debido a que no fue sencillo delimitarlo en las inlines y en las crosslines, pues el Domo en éstas no es visible o al menos no lo suficiente como para ser interpretado correctamente.

Esta técnica de interpretación se llevó a cabo en dos fases. La primera consistió básicamente en hacer una delimitación o interpretación del domo en varias rebanadas de tiempo (conocidas también como time-slices), las cuales se caracterizan por ser cortes horizontales a través del volumen de datos sísmicos para un valor de tiempo constante el cual el interprete de acuerdo a su experiencia elige según sea conveniente. De esta manera se obtiene una imagen de la sección sísmica vista en planta en la cual las estructuras como dicho Domo Salino, canales, fallas, etc., pueden ser identificadas con mayor facilidad. De esta manera el Domo Salino es mucho más visible visto en planta y es así como, en estas rebanadas de tiempo en donde, se realizó la interpretación preliminar.

La segunda técnica de interpretación fue similar a la empleada durante la interpretación de los horizontes, en donde se interpretó en inlines y crosslines, para esto, es necesario proyectar la interpretación hecha en las rebanadas de tiempo en las inlines y en las crosslines, con lo cual se obtienen una serie de puntos en las intersecciones de dichas líneas y la interpretación para cada valor de tiempo en el cual se usaron las rebanadas, estos puntos en su conjunto dan una buena delimitación del Domo Salino con lo que ya es posible hacer una buena interpretación.

En el arreglo de figuras 36, se pueden observar las rebanadas de tiempo obtenidas en 2500[ms], 2900[ms], 3000[ms], 3100[ms], respectivamente en (a), (b), (c) y (d), las cuales solo son algunas de las rebanadas en las que el Domo fue recortado para ser interpretado, en color rosa se puede observar dicha interpretación.

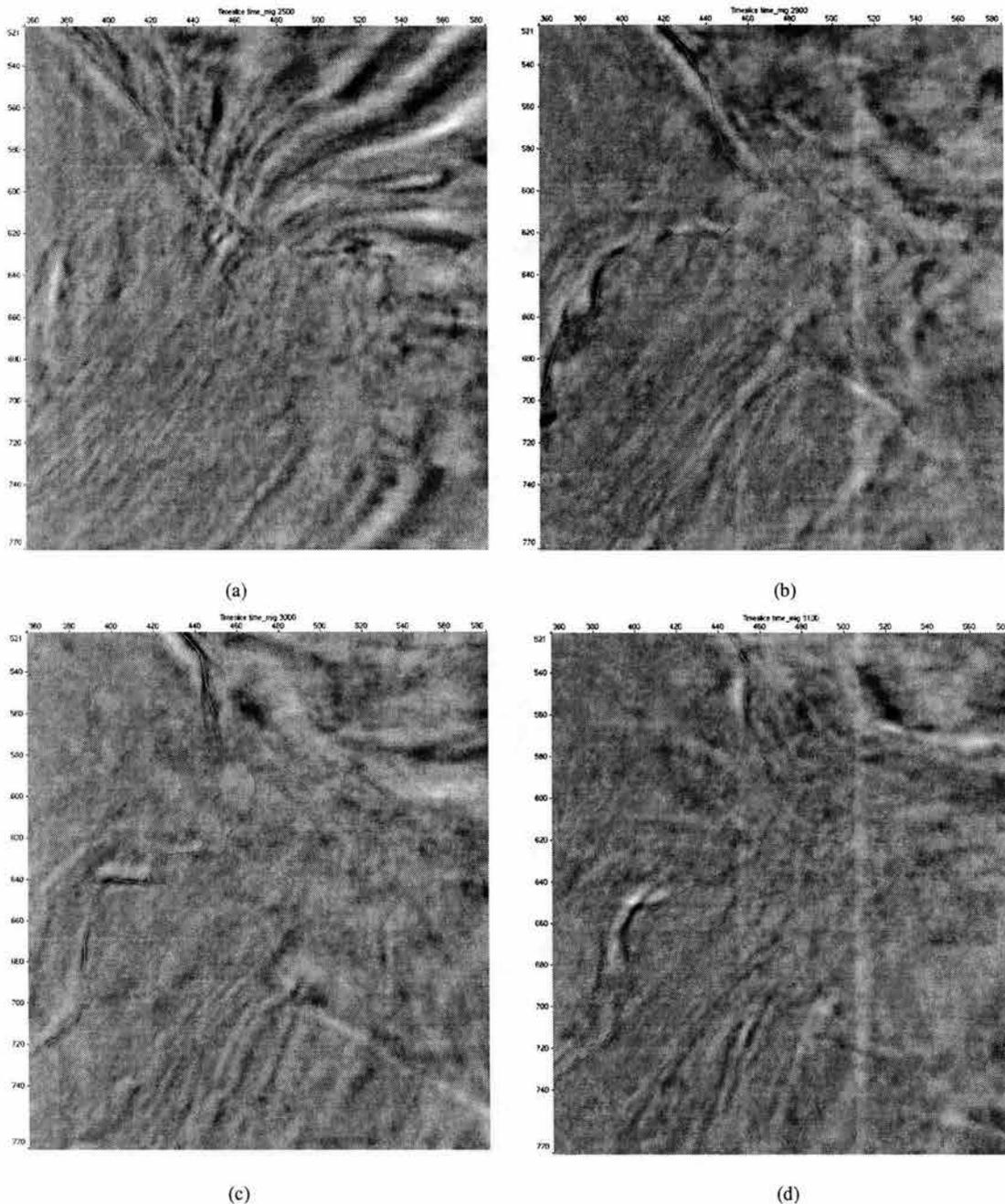


Figura 36
Rebanadas de tiempo para ubicar los límites del Domo Salino. (a) 2500 ms, (b) 2900 ms, (c) 3000 ms, (d) 3100 ms, aquí se interpretan algunos límites del Domo Salino

En la figura 37 se puede visualizar la crossline 399 en donde se pueden observar los puntos proyectados producto de la interpretación preliminar del Domo Salino.

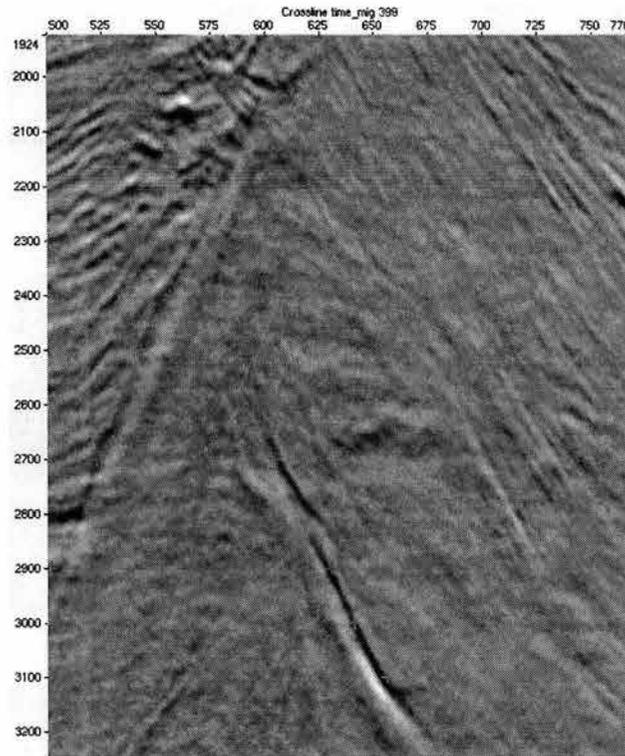


Figura 37
Sección sísmica en donde se puede observar (con cruces) la interpretación en timeslices

De esta manera se delineó el Domo Salino en donde obviamente, se tomaron como referencia los puntos obtenidos con la interpretación realizada en las rebanadas de tiempo, por lo cual este proceso prácticamente consistió en unir dichos puntos los cuales a su vez brindan una buena delimitación de la estructura del Domo.

La interpretación final del Domo Salino se puede observar en la figura 38, el valor de tiempo mínimo (que se puede ver como el punto posiblemente menos profundo) se encuentra hacia el Noroeste, razón por la cual en esa porción los horizontes presentan altos estructurales al ser afectados por la intrusión de esta estructura.

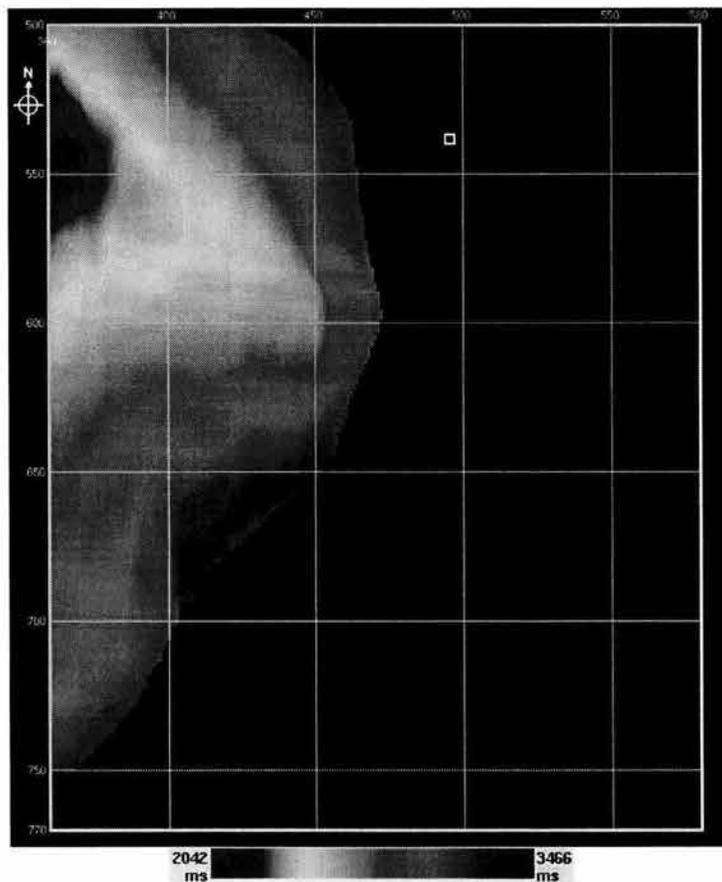


Figura 38
Mapa de en tiempo del Domo Salino en el dominio del tiempo

El uso de una tabla de colores de manera individual para cada uno de los reflectores sísmicos permite formarse una idea individual de cada una de las estructuras de los horizontes en el dominio del tiempo.

Esta manera de representar los reflectores sísmicos, solo permite obtener una base muy general de su estructura, y no permite conocer la posición espacial de cada uno de los horizontes con respecto a los demás reflectores por lo que no se puede identificar que horizonte es más somero y cual más profundo.

Para poder ver que horizonte es más profundo con respecto a otro solo se tiene que asociar una misma tabla de colores a todos los horizontes. En la figura 39 muestran los 4 horizontes sísmicos y el domo salino asociados a una misma tabla de colores.

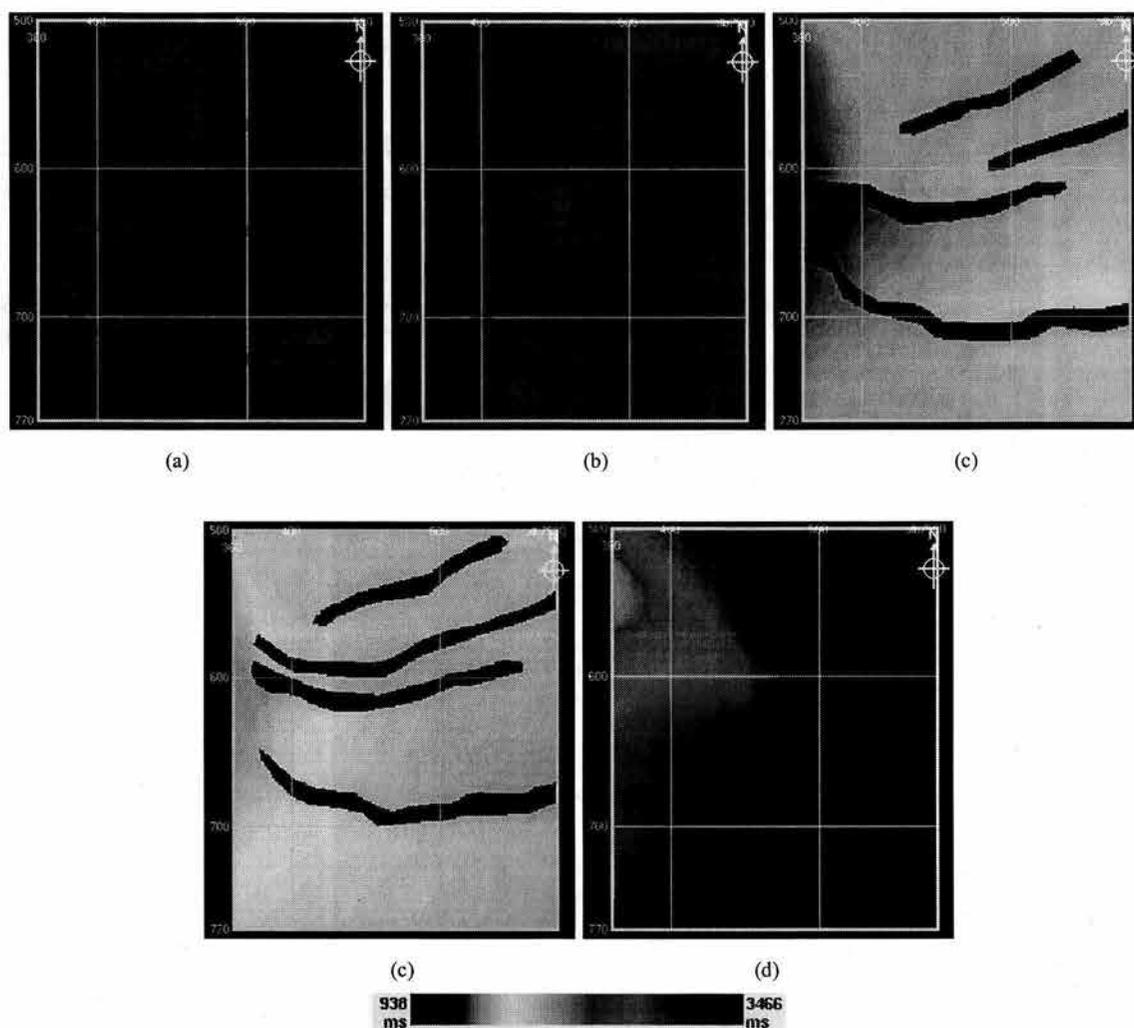


Figura 39

Eventos sísmicos en el dominio del tiempo desde el evento más somero al más profundo respectivamente. (a) Horizonte_1, (b) Horizonte_2, (c) Horizonte_3, (d) Horizonte_4 y (e) Domo Salino

La estructura individual de cada uno de los horizontes ya no resulta tan evidente en la figura 39, no obstante, lo que se hace evidente es la posición relativa que existe entre cada uno de los horizontes, con lo que es sencillo saber cual horizonte es más somero y cual más profundo.

La información obtenida de la interpretación de los horizontes permiten formarse una idea de un modelo geológico tridimensional en el dominio del tiempo, el cual, a grandes rasgos, se puede ver que consiste de cuatro horizontes sísmicos afectados por un sistema de fallas normales las cuales pudieran estar íntimamente relacionadas con el movimiento relativo ascendente del Domo Salino.

Hasta el momento se ha mostrado como fue el proceso de interpretación de los datos sísmicos en el dominio del tiempo, este proceso, brinda información importante de cada uno de los reflectores sísmicos como es su estructura y posición relativa temporal. Esta información puede ser desplegada en forma gráfica en mapas bidimensionales en los que resulta fácil entender dicha información.

Gracias al desarrollo de visualizadores gráficos por computadora, es posible desplegar dicha información de manera tridimensional, lo cual permite dar un "confiable" sentido físico de la información producto del trabajo de la interpretación de los datos sísmicos. A continuación se presenta el modelo obtenido de manera tridimensional.

3.3. Modelo de horizontes tridimensional en el dominio del tiempo

Los mapas bidimensionales mostrados anteriormente nos permitieron contar con un modelo estructural en tiempo, sin embargo, no es muy sencillo ubicar todos los puntos del modelo con precisión, por lo que podría perderse detalle de alguna zona de interés. Por esta razón necesitamos como se mencionó con anterioridad una herramienta que nos permita visualizar la información de los datos sísmicos en detalle y de manera tridimensional. A continuación se presentan los horizontes sísmicos en orden descendente (del 1 al 4 y el Domo) vistos con de un visualizador tridimensional desde dos perspectivas diferentes.

En la figura 40 se muestran dos perspectivas del Horizonte_1 el cual es visto desde dos ángulos diferentes y a distancias diferentes, con esto ya es posible mirar la posición del horizonte de manera tridimensional, y, de igual manera, es posible ver los altos y bajos de cada una de las estructuras y sus posiciones relativa.

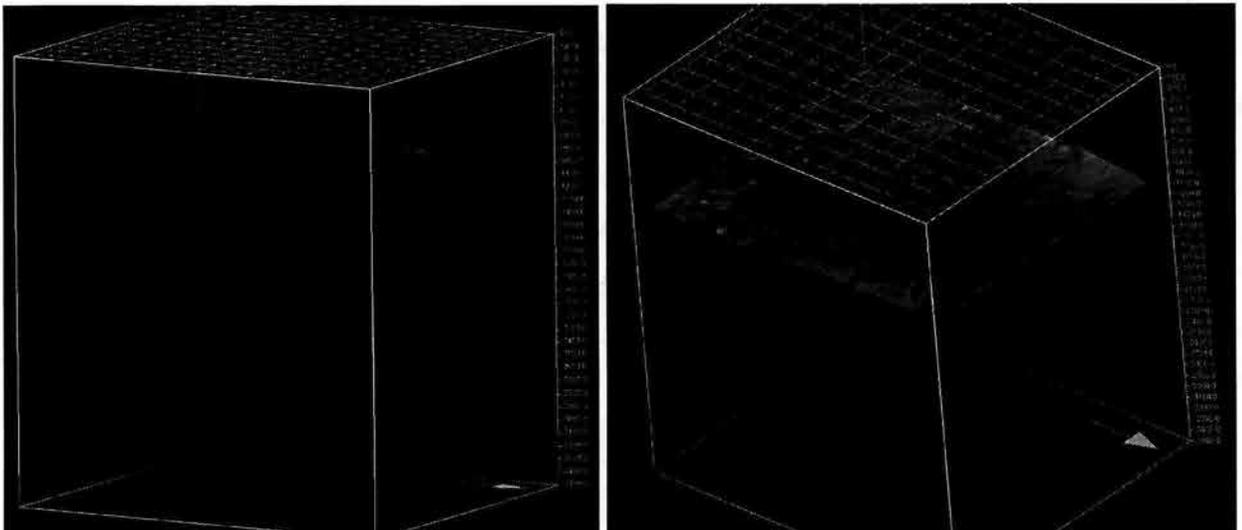


Figura 40
Horizonte_1 en el dominio del tiempo visto desde dos ángulos diferentes

Para el caso particular de este horizonte, se pueden observar los altos estructurales antes mencionados, sin embargo, ya no resultan ser tan altos como podrían parecerlo en los mapas de isocronas y de manera general se puede observar que se trata de un horizonte relativamente plano y poco afectado por el Domo Salino, pero bastante afectado por el sistema de fallas normales.

En comparación con el Horizonte_2, el cual se muestra desde dos perspectivas en la figura 41, el alto estructural se hace más marcado, sin embargo, al igual que el Horizonte_1, éste presenta un relieve muy suave, prácticamente plano.

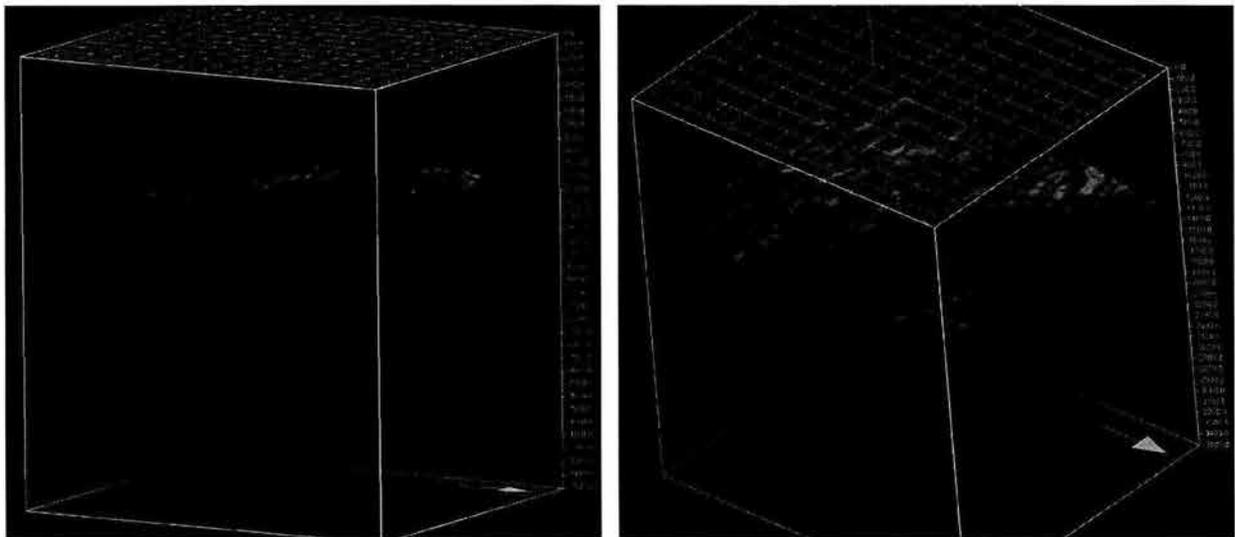


Figura 41
Horizonte_2 en el dominio del tiempo visto desde dos ángulos diferentes

Al acercarnos al Domo Salino, los horizontes son afectados por este en mayor medida, y como consecuencia se puede observar un marcado alto estructural.

En la figura 42 el alto estructural del Horizonte_3 resulta bastante más evidente que en los horizontes que se encuentran por encima de este último.

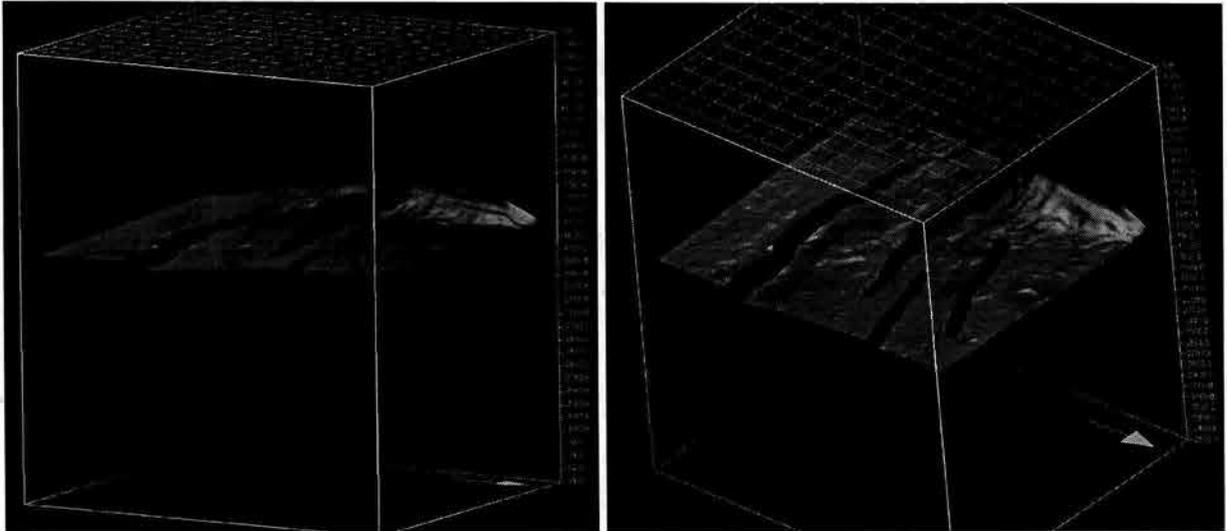


Figura 42
 Horizonte_3 en el dominio del tiempo visto desde dos ángulos diferentes

En la figura 43 se muestra el último de los horizontes llamado Horizonte_4, en donde se puede observar que el alto estructural es el más marcado de todos los horizontes, lo cual evidentemente se debe a su cercanía con el Domo Salino, mientras que en general, este horizonte ya no tiende a ser tan plano como los anteriores, encontrándose así más deformado.

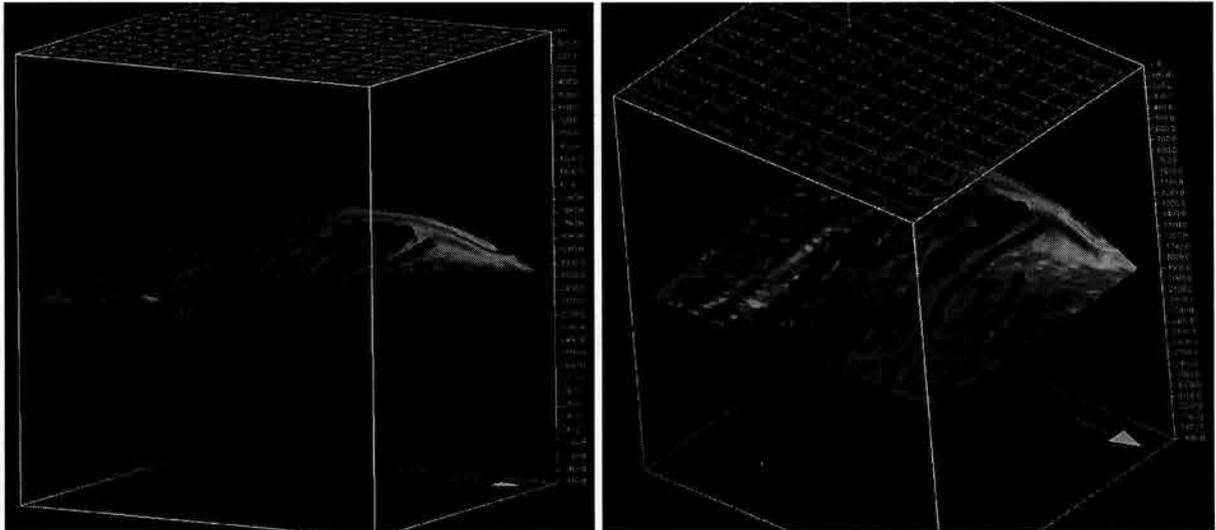


Figura 43
 Horizonte_4 en el dominio del tiempo visto desde dos ángulos diferentes

En la figura 44 se puede observar a mayor profundidad el relieve del Domo Salino que al parecer sugiere que este es el responsable del sistema de fallas normales así como de la deformación sufrida por las estructuras geológicas del área.

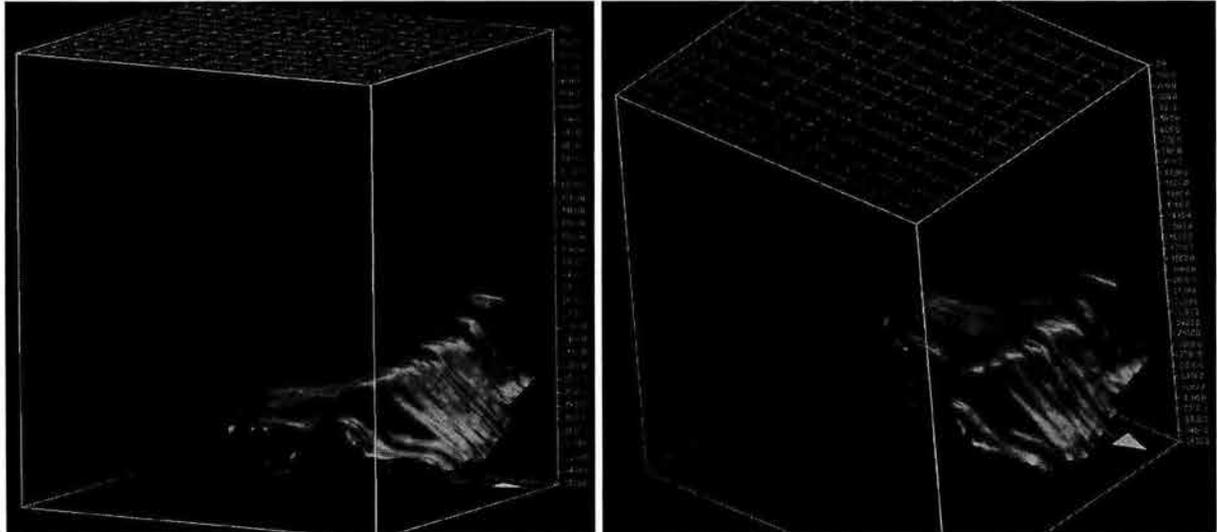


Figura 44
Domo Salino en el dominio del tiempo visto desde dos ángulos diferentes

A continuación en la figura 45 se muestran en conjunto todos los reflectores sísmicos que fueron interpretados, estos conforman un modelo geológico de las estructuras de interés que se encuentran en el subsuelo.

Estas estructuras interpretadas se encuentran en el dominio del tiempo (tiempo doble) y este hecho no debe perderse de vista ya que aunque es posible que las estructuras en el dominio espacial no tengan gran diferencia con respecto a las estructuras en el dominio temporal, estas no representan la realidad geológica desde el punto de vista estructural. Hasta este momento, no se cuenta con ninguna evidencia que permita prever en que medida estas estructuras cambiarán una vez efectuada la conversión a profundidad.

En la figura 45 se muestran las interpretaciones de los reflectores sísmicos, pudiendo así, ver como se encuentran distribuidos dentro de el cubo sísmico.

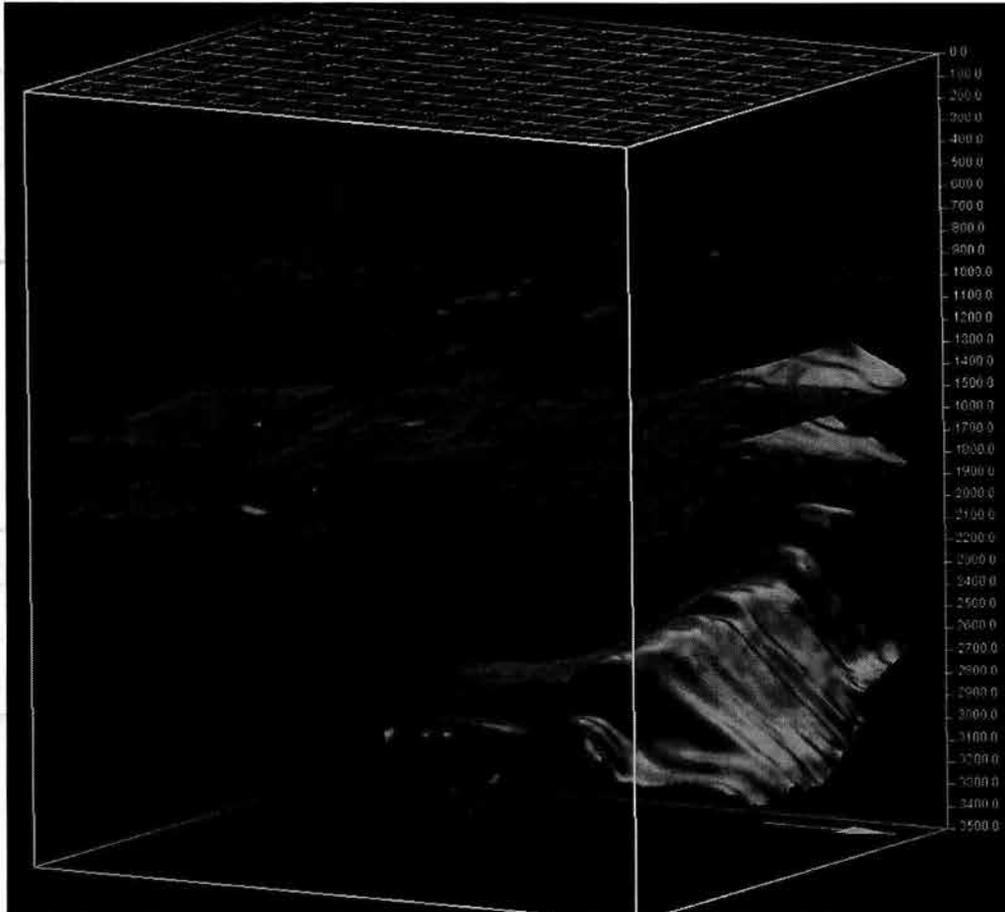


Figura 45
Eventos sísmicos en el dominio del tiempo

3.4. Modelo geológico en el dominio del tiempo

Debido a que las fallas pueden actuar como factores en trampas petroleras, su identificación y mapeo es un aspecto muy importante dentro de la interpretación. El modelo geológico final se muestra en la figura 46 en donde se visualizan los cuatro horizontes sísmicos de interés, el Domo Salino y también se visualiza el sistema de fallas normales asociadas a la intrusión de este último.

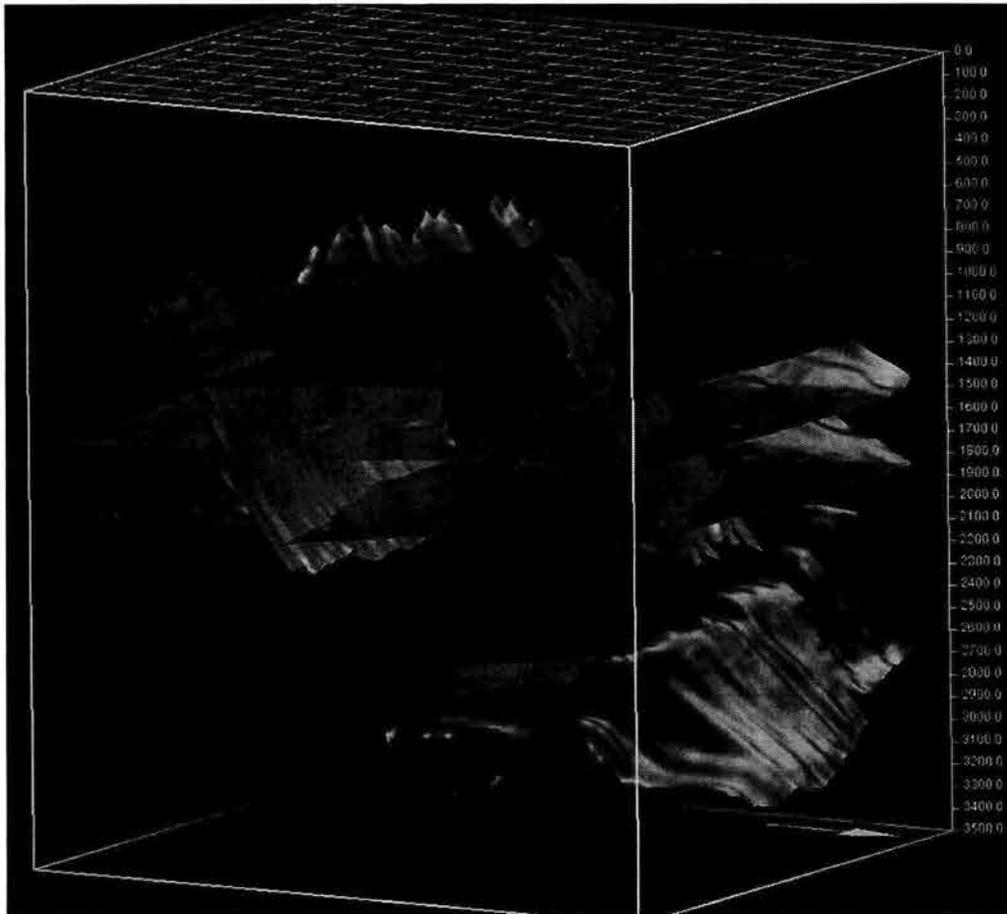


Figura 46
Modelo Geológico en el dominio del Tiempo

En el siguiente capítulo se mostrará como las estructuras de los horizontes y el Domo Salino cambian al ser estos transformados al dominio espacial en función de diferentes metodologías, las cuales a su vez dependen de la información diferente. A demás se mostrarán diferentes técnicas que permiten obtener diferentes modelos de velocidades para un mismo reflector sísmico, esta información de velocidades es la clave para poder realizar el cambio de dominio por lo que resulta de gran importancia contar con modelos de velocidades lo más confiablemente posible.

MODELADO DE VELOCIDADES Y CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD DE REFLECTORES SÍSMICOS

4.1. Conversión a profundidad

Cuando generamos un mapa de datos sísmicos en el dominio del tiempo, este intenta mostrar la estructura de un horizonte dentro del subsuelo, sin embargo, no muestra directamente su estructura y no indica en que lugar del espacio rocoso se encuentra, ya que esta información está relacionada con la profundidad. La industria petrolera se encuentra todos los días con este problema, el cual implica que la información sísmica es generalmente desplegada en el dominio del tiempo como una sección sísmica apilada, mientras que es más conveniente conocer esta información en profundidad, por ejemplo, para definir zonas de interés con fines de exploración, perforación, producción, estudios de yacimientos, etc. Por esta razón la conversión de horizontes del dominio temporal al dominio espacial es fundamental en la exploración geofísica petrolera.

Para obtener profundidad partiendo de la información la cual se encuentra en el dominio del tiempo, la clave está en la "velocidad", sin embargo, aunque es posible medir tiempos con una gran precisión, y las mediciones de velocidades realizadas, por ejemplo por medio de checkshots en pozos, resultan ser muy exactas, los pozos en los que dichas mediciones han sido realizadas generalmente se encuentran relativamente apartados, mientras que las velocidades del subsuelo pueden cambiar en distancias muy cortas, teniendo como consecuencia que sólo se pueden hacer estimaciones de velocidad para aquellas zona de interés.

El caso más simple para llevar un horizonte reflector del dominio del tiempo al el dominio del espacio se explica a continuación. Considere un reflector horizontal en un medio de velocidad constante tal y como se muestra en la figura 47.

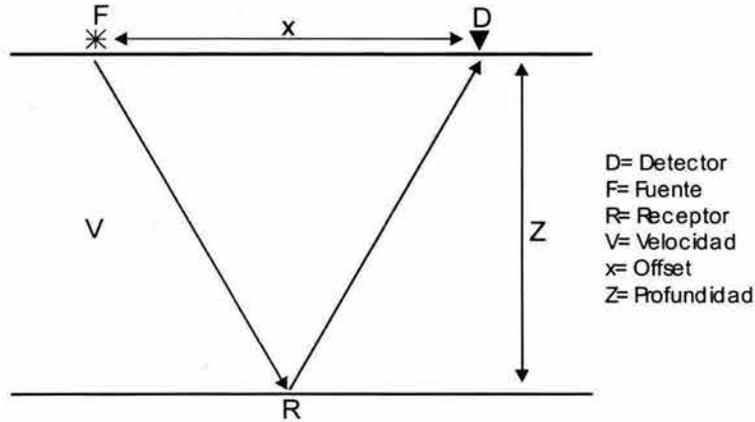


Figura 47
Arreglo Fuente-Detector y una capa horizontal

El tiempo de viaje de la onda desde el punto de tiro "F" al punto de reflexión "R" y finalmente al detector "D" esta dado por:

$$t = 2 \frac{\overline{FR}}{V} \dots\dots\dots(84)$$

utilizando el Teorema de Pitágoras se tiene que:

$$\overline{FR} = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + Z^2} \dots\dots\dots(85)$$

por lo que al sustituir (85) en (84) tenemos que:

$$t = \frac{2}{V} \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + Z^2} \dots\dots\dots(86)$$

finalmente, como lo que nos interesa obtener es la profundidad del reflector, se resuelve la ecuación (86) para **Z**:

$$V^2 t^2 = x^2 + 4Z^2 \dots\dots\dots(87)$$

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{V^2 t^2 - x^2} \dots\dots\dots(88)$$

La expresión (88), teóricamente nos permite convertir a profundidad la respuesta sísmica de un medio simple como el descrito anteriormente, en función del offset "x", el tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica y la velocidad de propagación de la misma. Los datos que se requieren para realizar esta operación son conocidos con excepción de la velocidad de propagación de la onda en el medio.

En una sección sísmica en donde los datos ya fueron migrados, las reflexiones ya fueron llevadas a sus verdaderas posiciones, es decir, es una sección sísmica compuesta de trazas sísmicas de offset cero por lo que "x=0".

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{V^2 t^2} \dots\dots\dots(89)$$

$$Z = \frac{1}{2} Vt \dots\dots\dots(90)$$

De aquí se observa que para calcular la profundidad lo único que se necesita es la velocidad, sin embargo como veremos adelante, esta depende de diferentes factores, lo cual dificulta la solución del problema. Además en el subsuelo no se encuentran con frecuencia reflectores horizontales.

Las velocidades disponibles para la conversión a profundidad pueden tener una variación en la exactitud dependiendo del método con el cual son obtenidas, por ejemplo, las mediciones actuales en pozo, ya sea en un estudio de Checkshot o en VSP, son usualmente muy exactas, con errores alrededor de 0.1% o menores, pero las velocidades derivadas de los mismos datos sísmicos como las velocidades de apilamiento tienen un error del 5% o más.

4.2. Conversión a profundidad usando una función simple de velocidad

Muchas interpretaciones en 3D pueden ser convertidas de tiempo a profundidad usando funciones de velocidad sencillas, las cuales provienen de estudios de velocidades en pozos, dentro del área de estudio o cerca de la misma. Una función es usualmente una serie de pareja de valores de tiempo-profundidad, con el tiempo registrado desde la superficie hasta varios puntos espaciados hacia abajo del pozo.

La conversión a profundidad utiliza la manipulación de una "malla" de funciones de un sistema de mapeo. También se pueden utilizar funciones de tiempo-profundidad no lineales, y puede ser cualquier expresión matemática de acuerdo a los datos y la cual puede ser evaluada usando la malla de manipulación de funciones del sistema de mapeo.

Los resultados de la conversión son desplegados también en mapas y debido a que las funciones medidas de tiempo-profundidad son exactas sólo en un punto (el pozo donde fue registrado) el mapa de profundidad puede no ser muy exacto según ciertas condiciones que se verán más adelante.

4.3. Modelado de velocidades promedio y conversión a profundidad por medio de marcadores geológicos

La conversión a profundidad de un reflector sísmico que se encuentra en el dominio del tiempo, puede realizarse de manera sencilla usando una velocidad promedio. Al multiplicar el tiempo con la velocidad se obtiene la profundidad. Debe considerarse que la onda sísmica al propagarse por el subsuelo, bajó y posteriormente subió y solo se requiere conocer el tiempo que tardó en recorrer una de esas dos trayectorias.

El cálculo de la profundidad toma en cuenta dicha velocidad promedio y la mitad del tiempo que le tomó a la onda sísmica recorrer la trayectoria de ida y vuelta. El problema principal consiste en determinar de alguna manera un modelo de velocidades que defina la distribución de las velocidades promedio del área de estudio para cada uno de los horizontes de interés con precisión.

El procedimiento para generar los mapas de velocidad utiliza información de tiempos de viaje de la onda sísmica provenientes del horizonte que previamente fue interpretado y se desea convertir a profundidad. Los marcadores geológicos indican la profundidad de dicho horizonte pero únicamente en los pozos en los que se adquirieron los marcadores, estos puntos, serán llamados más adelante como puntos de control y serán la base del modelo de velocidades.

En la figura 48, se muestra el Horizonte_1. En esa figura se indica con puntos en color azul las ubicaciones de los pozos en donde existen marcadores geológicos.

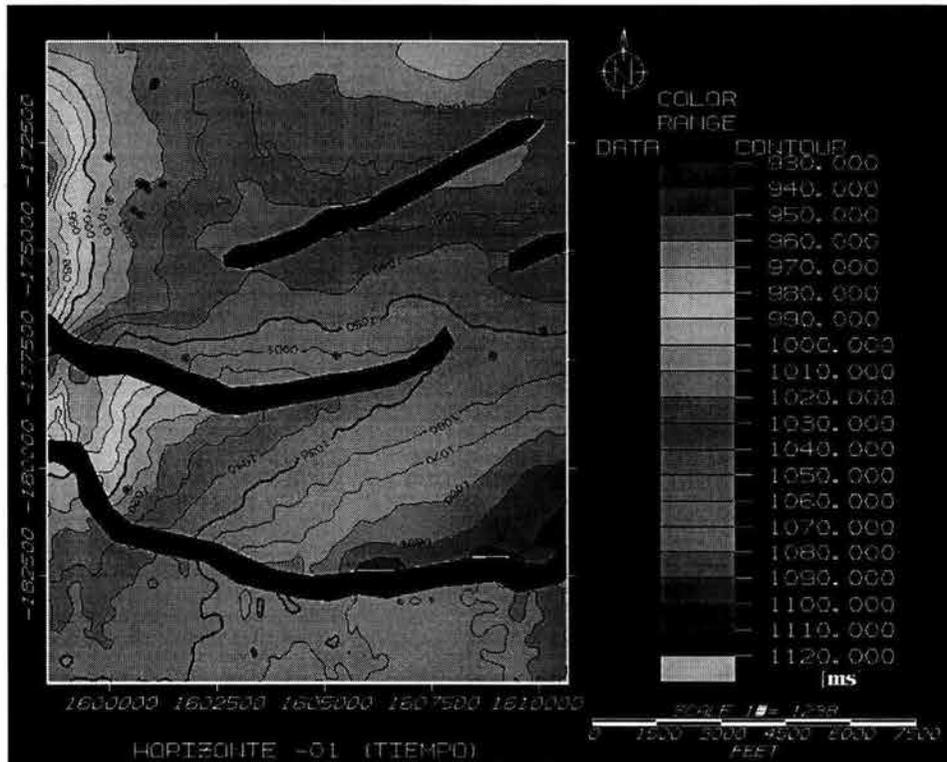


Figura 48

Horizonte_1 en tiempo, los puntos azules representan las ubicaciones de pozos que contienen a marcadores geológicos

El primer paso para generar un modelo de velocidades promedio, es interpretar las secciones sísmicas en el dominio del tiempo y generar un mapa de la estructura en tiempo del horizonte. Posteriormente se ubican las posiciones de todos aquellos pozos en los que se cuenta con marcadores geológicos con el fin de extraer los valores de tiempo en esos puntos.

Una vez que se cuenta con los valores de profundidad vertical a la que se encuentran los marcadores geológicos y los tiempo sísmico asociado a esos puntos, es posible calcular las velocidades promedio para cada uno de esos puntos por medio la ecuación (91).

$$V_{PROMEDIO} = \frac{Z_i}{T_i} \dots\dots\dots(91)$$

en donde:

i= Punto que cuenta como marcador geológico

V= Velocidad

Z= Profundidad

T= Tiempo

El subíndice *i* en la ecuación (91) hace referencia a cada uno de los puntos en los cuales se cuenta con la información de tiempo y profundidad (puntos en color azul de la figura 48), por lo que solo resta hacer el cálculo de las velocidades promedio en todos los puntos. En la tabla 2 se muestran las coordenadas, profundidad, tiempo de ida y velocidades determinadas asociadas a la información de marcadores geológicos para el Horizonte_1.

HORIZONTE - 01					
#	X	Y	PROFUNDIDAD [ft]	TIEMPO [ms]	VELOCIDAD [ft/s]
1	1600048.18	-172845.6738	3073.685303	504.7010805	6090.110407
2	1599994.094	-172840.5889	3065.103516	504.2860718	6078.104846
3	1605289.1	-177410.6401	3257.65332	530.0847778	6145.532671
4	1600017.16	-173843.5845	3156.640625	506.5119019	6232.115402
5	1601783.1	-177461.6602	3220.72998	528.9865723	6088.490993
6	1601928.977	-171177.2832	3111.2146	511.7557678	6079.491029
7	1601083.954	-171096.8691	3144.370605	511.8485413	6143.166097
8	1601084.172	-171089.5938	3119.031006	511.8529968	6093.607003
9	1608947	-177401.4429	3197.690186	527.7124634	6059.531293
10	1601068.669	-171154.6807	3128.249023	511.8081665	6112.151443
11	1610108.101	-171296.6299	3160.33374	514.5264282	6142.218488
12	1601073.593	-171096.7129	3110.084717	511.8201904	6076.518228
13	1610042.1	-173625.6401	3192.333252	514.2061157	6208.275642
14	1610121.749	-176827.9031	3292.008104	524.368103	6278.044154
15	1601074.1	-171103.6299	3118.531006	511.8187256	6093.038121
16	1600853.169	-173476.5127	3117.307617	509.5703735	6117.521306
17	1600839.1	-173471.7603	3125.500732	5094.601135	613.4927248
18	1600.8251	-173466.6401	3115.930178	5093.536987	611.7419356
19	1600434.1	-180504.6698	3046.000244	504.2545776	6040.600084
20	1600582.956	-174073.6714	3083.465088	512.2891235	6018.993858
21	1601252.319	-173459.4502	3089.626221	511.2874146	6042.836441
22	1600911.894	-173595.6152	3132.57959	510.9886475	6130.428935
23	1600745.036	-174176.3931	3148.5271	513.3707275	6133.047583
24	1600750.21	-173433.2983	3133.845215	508.8531494	6158.643645
25	1600717.672	-173436.6733	3046.070313	508.8282776	5986.440704

Tabla 2

Coordenadas de los pozos, profundidad de los marcadores geológicos, tiempo de ida asociado al marcador en y velocidad calculada respectivamente.

Posteriormente, se genera el modelo de velocidades interpolando y extrapolando valores entre los puntos de referencia a lo largo y ancho del área de estudio.

el resultado de la interpolación para el Horizonte_1 se muestra en la figura 49 en donde se cuenta con 25 marcadores geológicos y cuyas ubicaciones respecto al pozo se denotan con un punto en color azul por lo que el resto de la información calculada esta basada en la información de dichos puntos.

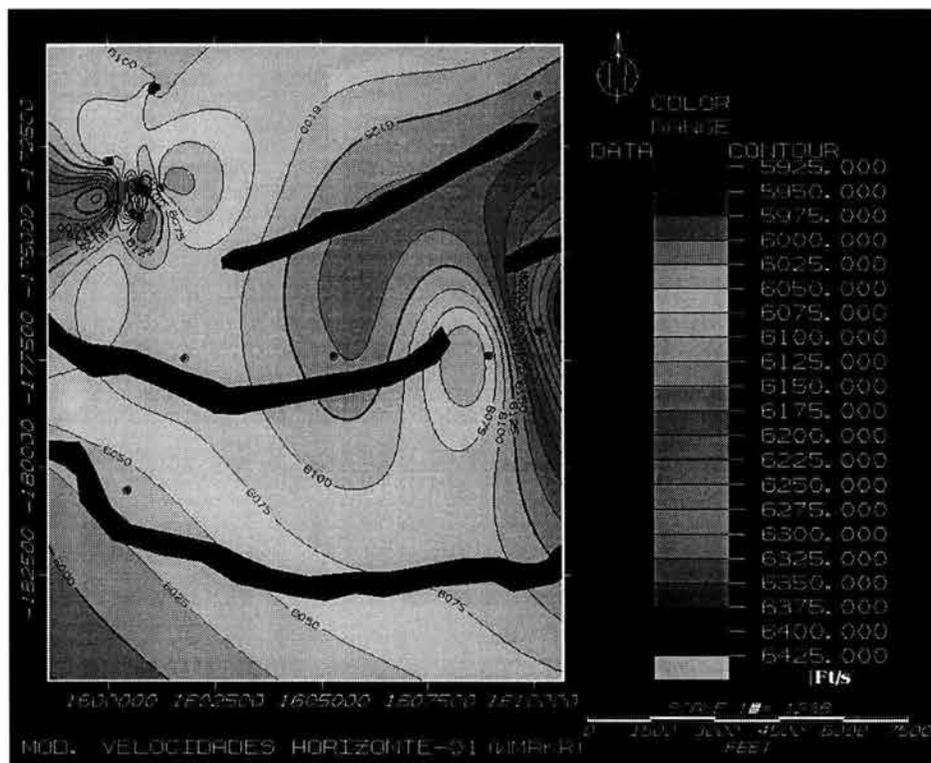


Figura 49
Modelo de velocidades para le Horizonte_1 en función de marcadores geológicos

Nuevamente el uso de una tabla de colores asociada a los valores de velocidad hacen más fácil entender como se encuentra la distribución de velocidades que se utilizarán para convertir a profundidad el horizonte. En la misma figura 49 se muestran también los contornos de magmitudes de las velocidades promedio asociadas al Horizonte_1.

En colores rojizos se muestran los valores más bajos de velocidad promedio, los cuales se pueden observar en diferentes zonas y además, a nivel regional las velocidades se incrementan gradualmente desde la porción Suroeste hacia el Noreste, sin embargo, en la porción Noreste se puede observar un cambio muy brusco en las velocidades. En esta zona es en donde existen la gran mayoría de puntos de control.

De la misma manera se calcularon los modelos de velocidades para los horizontes restantes, los cuales se muestran a continuación con sus respectivas tablas de datos.

En la tabla 3 se muestran las coordenadas, profundidad, tiempo de ida y velocidades determinadas que están asociadas a la información de marcadores geológicos para el Horizonte_2.

#	HORIZONTE - 02				
	X	Y	PROFUNDIDAD ftf	TIEMPO [ms]	VELOCIDAD [ft/s]
1	1600051.084	-172851.2803	3676.536377	590.9199829	6221.715927
2	1599998.654	-172834.1558	3679.24292	1183.379028	6218.198776
3	1605289.1	-177410.6401	3893.82959	1237.542603	6292.841434
4	1600056.929	-173850.085	3755.70459	1168.311401	6429.286957
5	1600920.677	-171334.998	3733.46875	1186.172852	6294.982433
6	1601083.928	-171096.9082	3717.169678	1187.809009	6259.921551
7	1601084.187	-171089.7764	3734.885498	1187.576172	6289.929867
8	1608942.961	-177405.8203	3881.528076	1216.627808	6347.919941
9	1601129.379	-171302.667	3706.902832	1187.971069	6240.729332
10	1610108.101	-171296.6299	3788.530762	1202.394409	6301.643848
11	1601073.491	-171096.7266	3752.602783	1187.518433	6320.075035
12	1610042.1	-173625.6401	3779.248826	1193.342651	6333.883762
13	1610116.938	-176829.179	3831.812256	1214.251099	6311.399937
14	1601074.1	-171103.6299	3734.885496	1187.557983	6290.026188
15	1600853.185	-173476.4805	3861.901367	1205.32605	6408.061028
16	1600839.1	-173471.7827	3773.319092	1205.240723	6261.519432
17	1600825.1	-173466.6401	4411.114258	1205.195801	7320.161819
18	1600434.1	-180504.6698	3523.287354	1130.104492	6235.330105
19	1600519.226	-174315.3711	3784.109131	1196.279053	6326.465607
20	1601541.221	-173469.1079	3775.227783	1204.690186	6267.549515
21	1601053.57	-173737.4219	3832.372314	1205.867432	6356.208324
22	1604699.1	-174476.6401	3801.817871	1203.660522	6317.093372
23	1600738.129	-174379.896	3739.078125	1207.479858	6193.193436
24	1600795.557	-173314.9321	3813.187012	1207.344116	6316.653252
25	1600648.522	-173409.4604	3786.250977	1206.897095	6274.355888

Tabla 3

Coordenadas de los pozos, profundidad de los marcadores geológicos, tiempo de ida asociado al marcador geológico y velocidad calculada respectivamente

El modelo de velocidades determinado para el Horizonte_2 se muestra en la figura 50, aquí se puede notar que a nivel regional no hay variaciones bruscas de velocidades y en general las velocidades no cambian de manera importante, lo cual se puede ya que casi todas las velocidades promedio del horizonte, giran en torno a valores asociados a colores naranjas.

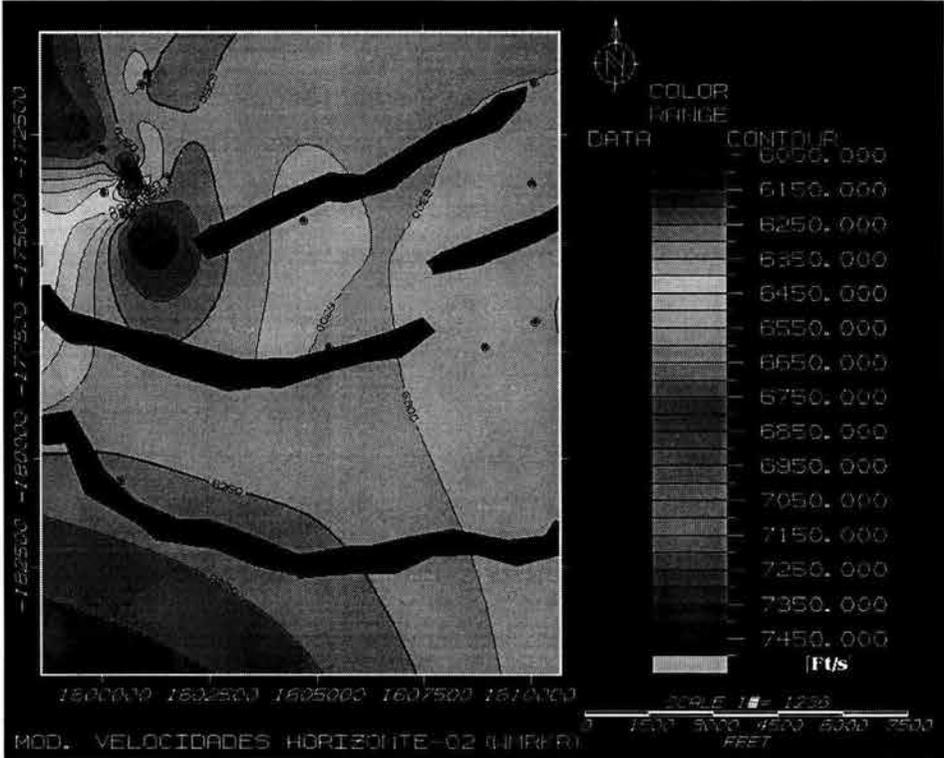


Figura 50

Modelo de velocidades para el Horizonte_2 en función de marcadores geológicos, los puntos azules muestran las ubicaciones de los pozos con marcadores geológicos

En la porción Noroeste se observa un cambio brusco de velocidades debido a que es en esta zona donde existe la mayor densidad de puntos de control.

En la tabla 4 se muestran las coordenadas, profundidad, tiempo de ida y velocidades determinadas asociadas a la información de marcadores geológicos para el Horizonte_3.

#	HORIZONTE - 03				
	X	Y	PROFUNDIDAD (ft)	TIEMPO (ms)	VELOCIDAD (ft)
1	1600067.165	-172866.6108	4823.453125	733.1748657	6578.857899
2	1600043.865	-172834.1255	4888.636719	733.0297852	6669.083118
3	1605289.1	-177410.6402	4978.967295	755.9435425	6586.427212
4	1600358.539	-174008.7437	4665.855469	724.5672607	6439.506531
5	1601783.1	-177461.6601	3772.242676	701.2296753	5379.467964
6	1601783.1	-177461.6601	4544.558641	701.2296753	6480.839252
7	1600685.448	-171620.1392	4996.994629	745.6536865	6701.495171
8	1601039.45	-171128.1284	4915.057617	750.9889526	6544.780254
9	1601059.62	-171221.6777	4942.302734	750.9970093	6580.988407
10	1608935.201	-177414.2305	5137.067383	777.4244385	6607.802868
11	1601337.347	-171704.3467	4895.775391	749.5264893	6531.824589
12	1610108.101	-171296.6299	4990.470215	748.3518677	6668.614864
13	1601071.054	-171096.9209	4980.531738	751.1704102	6630.362034
14	1610042.1	-173625.6399	4939.680176	765.7508545	6450.766563
15	1610096.244	-176837.4163	5093.889648	774.2015381	6579.539776
16	1601074.1	-171103.6299	4892.028809	751.2000122	6512.285233
17	1600841.739	-173468.7097	4868.059082	738.5524292	6591.351986
18	1600839.1	-173471.821	4886.171387	738.5164795	6616.198063
19	1600825.1	-173466.6399	5098.769531	738.2978516	6906.114578
20	1600442.267	-174646.0879	4753.751953	726.3803711	6544.438839
21	1601954.002	-173505.125	4788.896484	748.6178589	6396.9841
22	1601241.213	-173899.9905	4853.10791	739.9837036	6558.398247
23	1604699.1	-174476.6401	4971.109375	761.3153687	6529.632092
24	1600722.972	-174680.3416	4727.088867	734.6781616	6434.230804
25	1600922.391	-172958.5991	4905.641602	743.5393066	6597.689629
26	1600621.586	-173403.3298	4818.744629	735.2664795	6553.739071

Tabla 4

Coordenadas de los pozos, profundidad de los marcadores geológicos, tiempo de ida asociado al marcador geológico y velocidad calculada respectivamente

El modelo de velocidades obtenido para la conversión a profundidad del Horizonte_3 se muestra en la figura 51. Aquí se puede observar que ya no hay un cambio tan brusco de velocidades en la zona en la cual están la mayor parte de los puntos de control, sin embargo, aún se puede observar la influencia de esos puntos de control ya que los contornos en esa zona tienden a cerrarse.

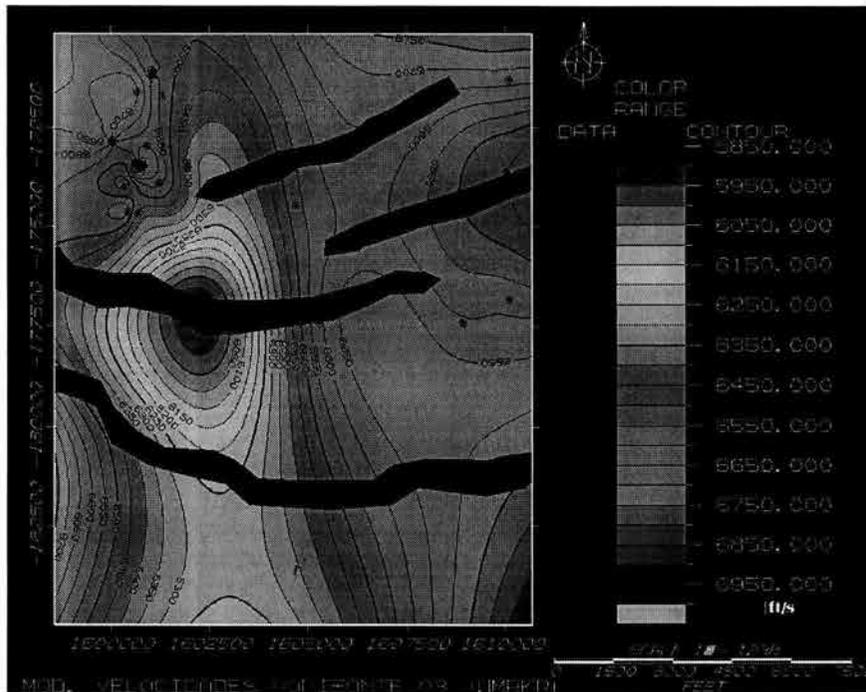


Figura 51

Modelo de velocidades para el Horizonte_3 en función de marcadores geológicos, los puntos azules muestran las ubicaciones de los pozos con marcadores geológicos

Además, las velocidades parecen aumentar desde la porción centro en todas direcciones teniendo una disminución al Este.

En la tabla 5 se muestran las coordenadas, profundidad, tiempo de ida y velocidades determinadas asociadas a la información de marcadores geológicos para el Horizonte_4.

HORIZONTE_04					
#	X	Y	PROFUNDIDAD ftf	TIEMPO [ms]	VELOCIDAD ftf/s
1	1600106.668	-172881.1621	6112.739258	886.5428467	6895.029545
2	1600124.528	-172809.1792	6119.40332	888.0244751	6891.029835
3	1605289.1	-177410.6401	6483	932.1056519	6955.220222
4	1601059.383	-174372.2427	6226.883789	895.5808105	6952.899933
5	1601783.1	-177461.6602	5844.999512	852.6373901	6855.199814
6	1600389.779	-171940.0596	6289.488727	902.8579102	6966.178894
7	1600787.519	-171500.3506	6388.256836	910.4851685	7016.321659
8	1600917.701	-171694.207	6492.628613	910.7929077	7128.765106
9	1608926.411	-177423.6157	6581.411621	957.6577148	6872.405052
10	1601594.053	-172172.5527	6379.87793	910.7484131	7005.093575
11	1610108.101	-171296.6299	6371	918.5465088	6935.957909
12	1600700.987	-171118.2734	6404.500488	913.1575317	7013.576984
13	1610042.1	-173625.6401	6411.000488	923.7536011	6940.163136
14	1610061.749	-176846.3025	6686.558105	950.5839844	7034.15823
15	1601074.1	-171103.6299	6433	914.215332	7036.635399
16	1600618.504	-173153.4907	6193.451172	891.3912354	6948.07291
17	1600779.682	-173462.8667	6232.052246	891.2420654	6992.547035
18	1600825.1	-173466.6401	6595	891.8648071	7384.618511
19	1600434.1	-180504.6698	5341	841.3845215	6347.87035
20	1600332.259	-175024.0171	5953.04541	862.5	6902.08149
21	1602646.157	-173480.5498	6374.795898	909.8726196	7006.250858
22	1601514.773	-174143.623	6307.683105	902.3897095	6989.976883
23	1604699.1	-174476.6401	6537	931.9835205	7014.072418
24	1601076.241	-172555.7217	6236.324219	904.8788452	6891.888618
25	1600671.762	-173412.5679	6200.384277	889.5370483	6970.349789

Tabla 5

Coordenadas de los pozos, profundidad de los marcadores geológicos, tiempo de ida asociado al marcador geológico y velocidad calculada respectivamente

El modelo de velocidades determinado para el Horizonte_4 se muestra en la figura 52, aquí las velocidades parecen aumentar de Suroeste a Noreste de manera gradual, teniendo únicamente una pequeña anomalía en la porción Noroeste, zona en la que se tiene la mayor densidad de puntos de control.

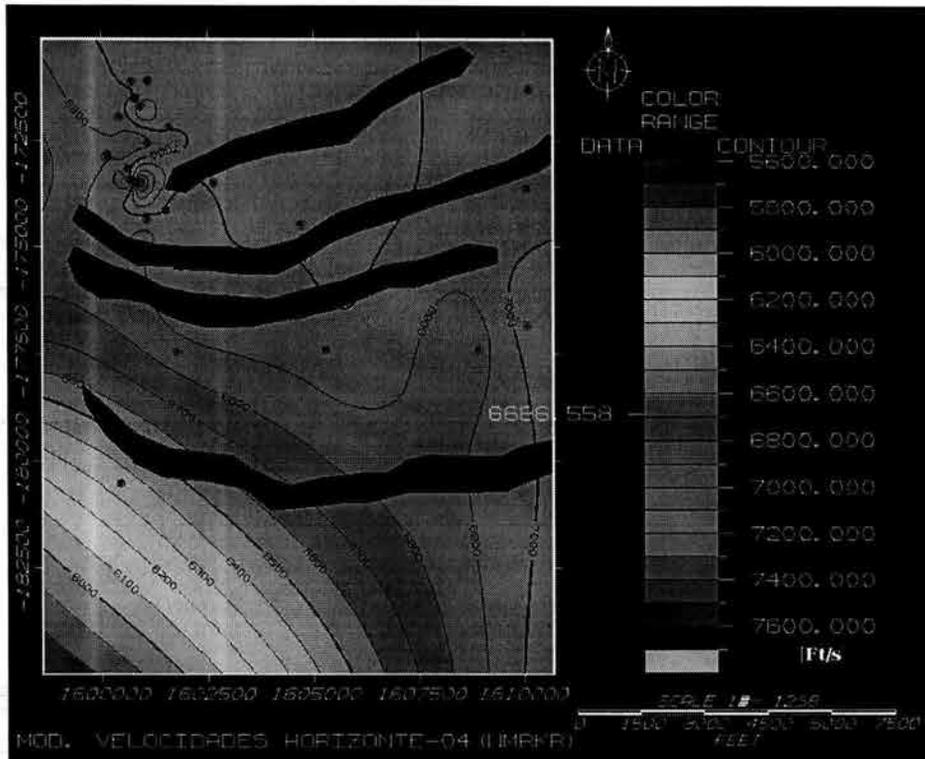


Figura 52

Modelo de velocidades para el Horizonte_4 en función de marcadores geológicos, los puntos azules muestran las ubicaciones de los pozos con marcadores geológicos

Finalmente el modelo de velocidades del Domo Salino fue obtenido con sólo 8 puntos de control, ya que sólo en éstos puntos se cuenta con los marcadores. En la tabla 6 se muestran las coordenadas, profundidad, tiempo de ida y velocidades determinadas asociadas a la información de marcadores geológicos para el Domo Salino.

#	DOMO SALINO				
	X	Y	PROFUNDIDAD (ft)	TIEMPO (ms)	VELOCIDAD (ft)
1	1600026.807	-17225.81426	898472.3633	1210.954102	7419.540882
2	1601783.1	-17746.16602	112335.332	1471.7854	7632.588863
3	1600055.946	-17200.16592	907532.4219	1238.501953	7327.662468
4	1600692.171	-17247.73896	925115.4297	1263.348999	7322.722435
5	1601074.1	-17110.36299	107926.2012	1403.569458	7689.409256
6	1600434.1	-18050.46698	117414.541	1550.268188	7573.821068
7	1602216.123	-17492.848	950181.25	1285.157959	7393.497944
8	1600737.806	-17347.11802	851275.4883	1196.909302	7112.280846

Tabla 6

Coordenadas de los pozos, profundidad de los marcadores geológicos, tiempo de ida asociado al marcador geológico y velocidad calculada respectivamente

El modelo de velocidades que se utilizará para el cálculo de la profundidad del Domo Salino se muestra en la Figura 53, en este podemos observar que las velocidades disminuyen gradualmente y de manera aproximadamente radial a la zona cuyos valores de velocidad promedio se encuentran asociados a colores rojizos.

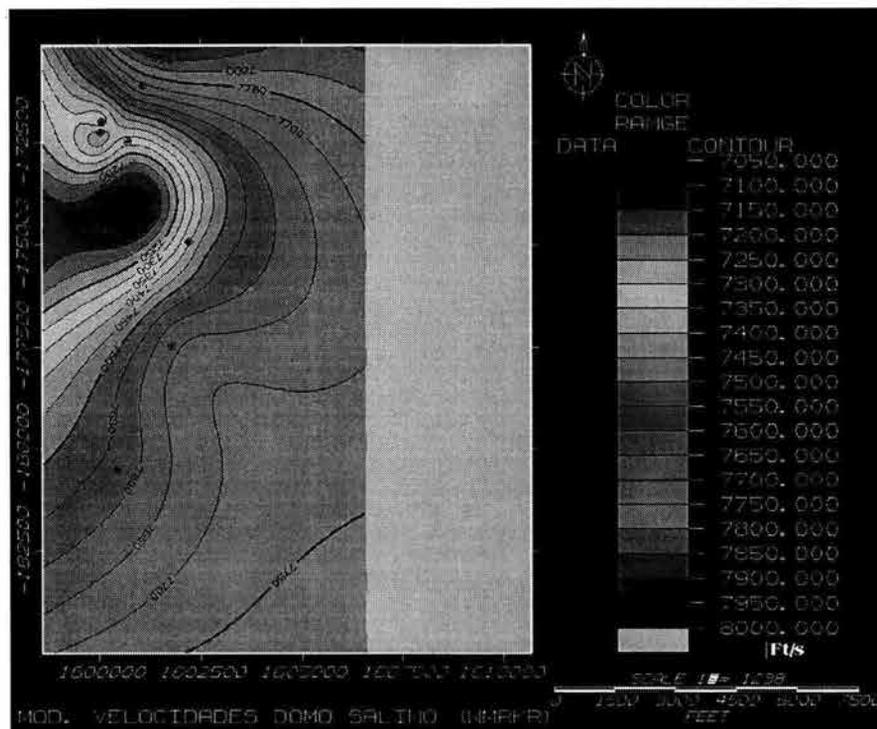


Figura 53
Modelo de velocidades para el Domo Salino en función de marcadores geológicos

Una vez obtenidos todos los modelos de velocidad que se usarán para la conversión a profundidad, el siguiente paso resulta bastante sencillo ya que se cuenta, por un lado, con la información de tiempo para cada uno de los reflectores sísmicos producto de la interpretación de los datos, y por otro lado, con un modelo de velocidades asociado a cada uno de estos reflectores los cuales están basados en información de marcadores geológicos.

Para obtener la profundidad, solo basta hacer la multiplicación correspondiente entre los modelos de velocidades y los reflectores en tiempo (teniendo cuidado de utilizar solo tiempo de ida) con lo cual obtenemos los horizontes en profundidad.

4.4. Horizontes en profundidad según los modelos de velocidades obtenidos por medio de marcadores geológicos

Una vez realizada la multiplicación para el tiempo y la velocidad, el resultado del proceso es la configuración del horizonte en el dominio espacial. Ahora se conoce a que profundidad se encuentra cada punto y además su bosquejo de estructura aparentemente real (puesto que es un cálculo aproximado en donde la profundidad exacta solo se conoce en los puntos de control).

El Horizonte_1 en profundidad se muestra en la figura 54. En éste modelo se nota que no hubo un gran cambio en la estructura del horizonte con respecto a la estructura que tenía en el dominio del tiempo, ya que al Oeste se pueden observar los tres altos estructurales que se ya veían en el horizonte en tiempo, además asimismo se observa que la profundidad aumenta de Noroeste hacia Sureste tal y como se observó en el Horizonte_1 en el dominio del tiempo en la (figura 32).

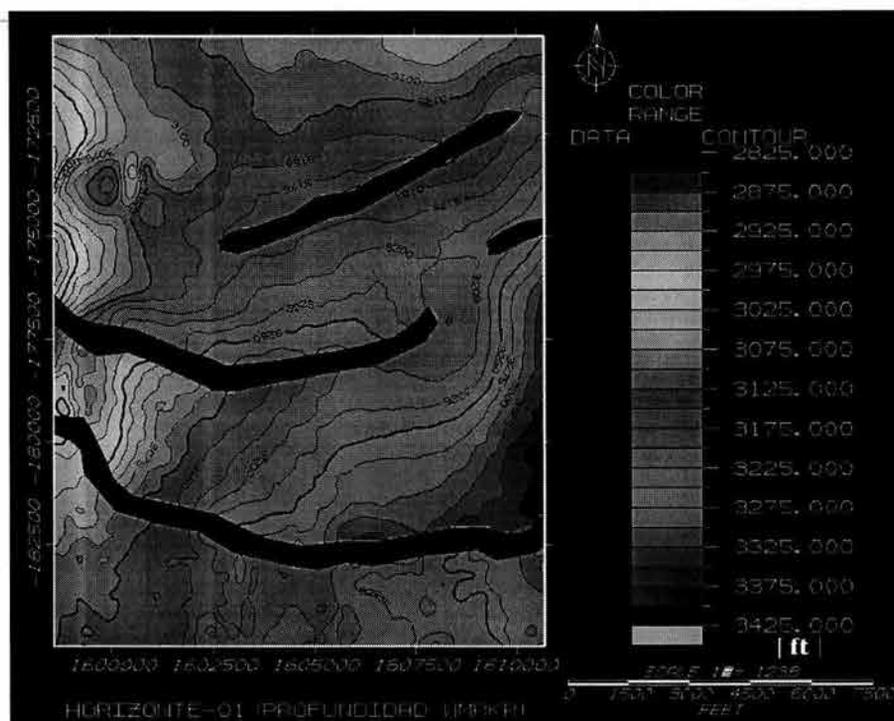


Figura 54

Horizonte_1 en profundidad en función de marcadores geológicos, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

En la figura 55 se muestra el Horizonte_2 en profundidad el cual estructuralmente, tampoco presenta un gran cambio con respecto al Horizonte_2 en tiempo (figura 33). Se pueden señalar dos altos estructurales hacia el Oeste, incrementándose la profundidad de Noroeste a Sureste tal y como se pudo observar en el horizonte en tiempo. Este aumento en profundidad no es tan marcado aunque si esta dejando un área menor a mayor profundidad.

No obstante una aparente anomalía puede ser observada en la porción Noroeste, dando paso a un brusco aumento en la profundidad alcanzando hasta 4250 [ft] (1295.4 m) en la zona en la que se tienen la mayor cantidad de puntos de control.

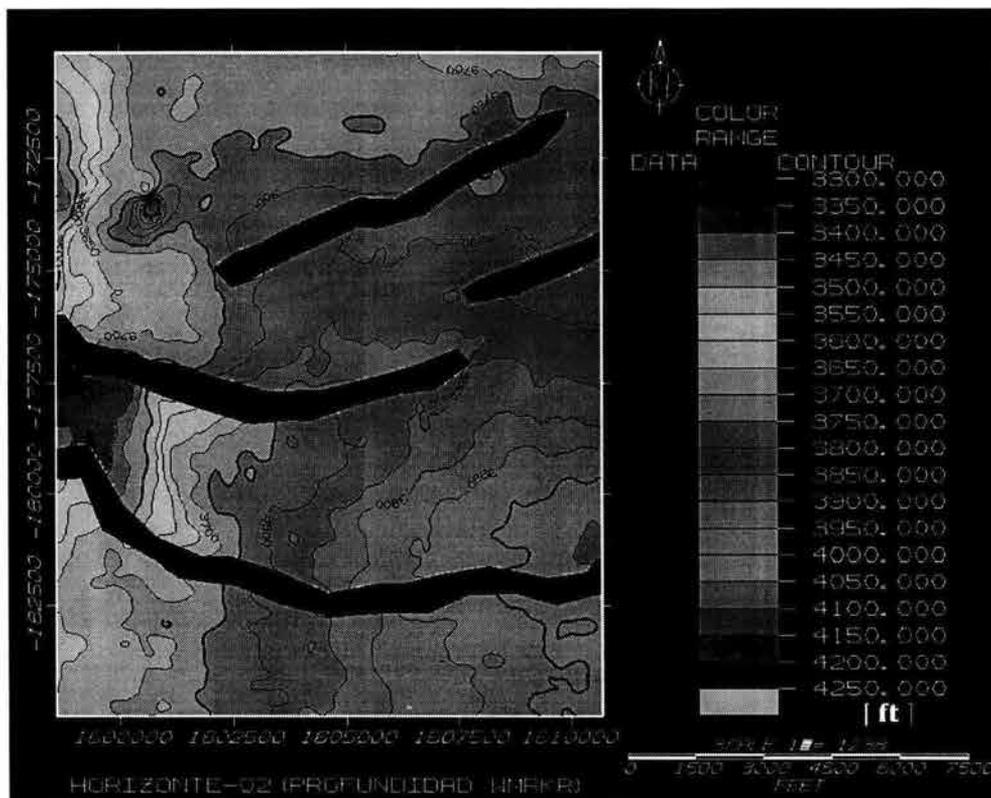


Figura 55

Horizonte_2 en profundidad en función de marcadores geológicos, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

En escala de profundidad, el Horizonte_3 se muestra en la figura 56, el cual estructuralmente presenta algunos cambios significativos con respecto al horizonte en tiempo (figura 34), ya que éste presenta un notable cambio de forma en el alto estructural tendiendo a ser alargado lo cual hace que ocupe mayor área.

Al igual que en el horizonte en tiempo, las profundidades aumentan desde la parte Noroeste hacia el Sureste, notándose cambios con respecto al Horizonte_3 en tiempo, ya que en el mismo horizonte, ahora en profundidad, el aumento de la profundidad tiende a ser más suave conforme aumenta la distancia.



Figura 56

Horizonte_3 en profundidad en función de marcadores geológicos, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

En escala de profundidad el Horizonte_4 se muestra en la figura 57. Se observa que también presenta un cambio notable desde el punto de vista estructural con respecto al mismo en el dominio del tiempo (figura 35), ya que el alto estructural asociado a la intrusión del Domo Salino se extiende hacia la porción Suroeste del horizonte, lo cual, no se observa en el Horizonte_4 en tiempo. Por otro lado se puede observar nuevamente un incremento en la profundidad en la zona Noroeste, justamente en aquel lugar en donde se había mostrado que se tiene la mayor cantidad de puntos de control, tal y como sucedía en el Horizonte_2 en profundidad. El cambio brusco de profundidad, al parecer no es tan marcado como en el otro horizonte.

En cuanto a las similitudes, la profundidad del Horizonte_4 aumenta de Oeste a Este tendiendo a hacerse el horizonte más profundo en dirección Sureste al igual que en el mismo horizonte en el dominio del tiempo.

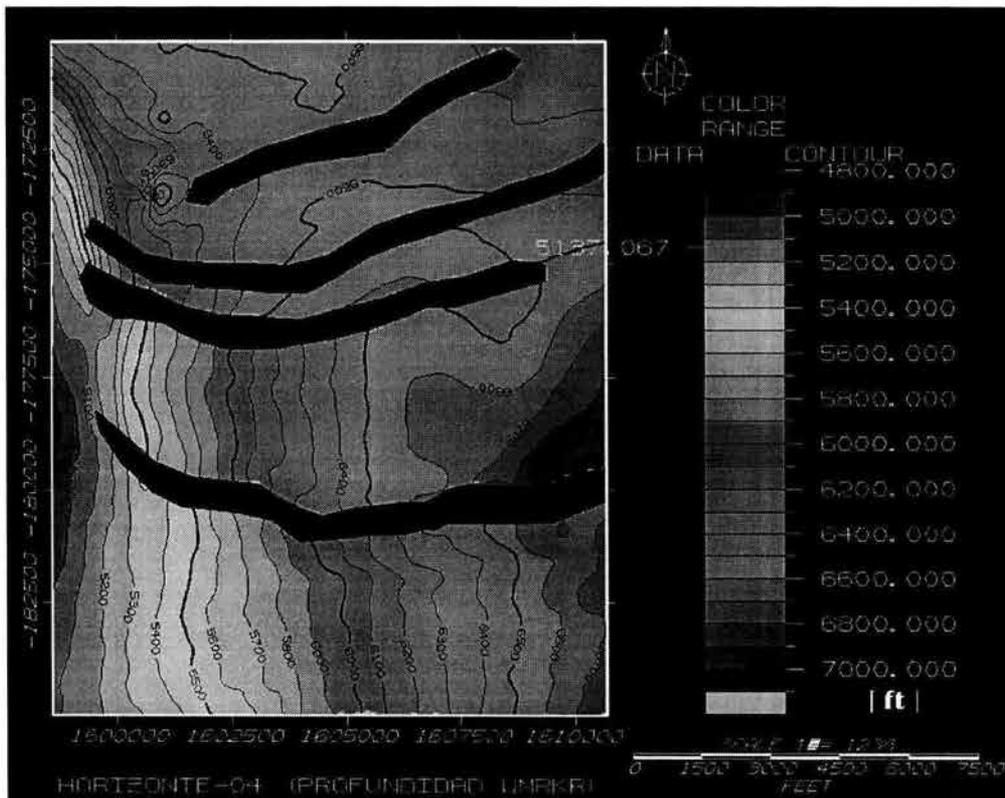


Figura 57

Horizonte_4 en profundidad en función de marcadores geológicos, los lineamientos de zonas de falla también pueden ser observados en este mapa

Finalmente, el Domo Salino que resultó ser la estructura más profunda y compleja se muestra en la figura 58. Se observa que el Domo no presenta un gran cambio desde el punto de vista estructural con respecto a la estructura de si mismo en el dominio del tiempo, presentando el valor máximo del alto estructural aproximadamente en la misma posición, mientras que la parte más profunda se encuentra en la parte Sureste, tal y como se puede observar en el Domo en el dominio del tiempo (Figura 38).

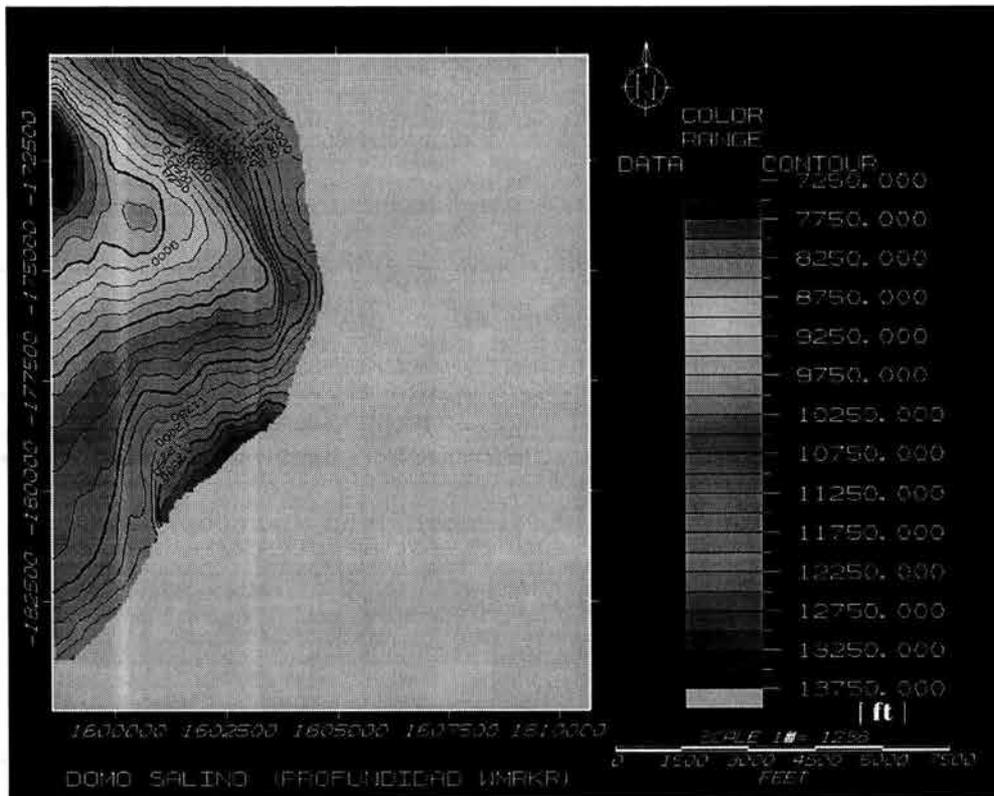


Figura 58
Domo Salino en profundidad en función de marcadores geológicos

Hasta este punto se ha mostrado un método que permite llevar la información de los reflectores sísmicos que se hallan en el dominio temporal, al dominio espacial, con un procesamiento que lo realiza basándose únicamente en información proveniente de velocidades apoyadas en los marcadores geológicos. En términos generales, se puede decir que el resultado de la conversión ha dependido tanto de la calidad de la información así como de la cantidad y distribución de esta información.

En los mapas de profundidades, todos los pozos existentes con marcadores geológicos deben coincidir exactamente con sus profundidades, sin embargo, al realizar esta operación los datos en cierta forma han sido forzados a tomar un cierto valor de profundidad, por lo que si otro pozo es perforado en el área, es posible que los datos no coincidan a la perfección, especialmente en áreas geológicamente complicadas en donde se presentan cambios drásticos de las velocidades, hecho que nos permite ver que tan confiable es el modelo de velocidades.

Una prueba que nos permite saber que tan confiables son las velocidades se puede realizar si se cuenta con un buen control sobre las velocidades en los pozos, por ejemplo, si se tiene una velocidad alta en un pozo y en el siguiente la velocidad disminuye de manera considerable, es muy probable que no se pueda hacer una buena predicción de velocidad para otros puntos, lo que nos llevaría a determinar una profundidad posiblemente errónea y poco aproximada para esos puntos. En general y en realidad, las velocidades entre los pozos no tienen un cambio tan drástico, por lo que la velocidad se incrementa de manera gradual en alguna dirección, si estas condiciones prevalecen, un nuevo pozo puede ser perforado y coincidir cercanamente con lo predicho por el modelo en profundidad.

La mayor debilidad de esta técnica es el orden de magnitud de la separación entre los datos observados en pozos distantes, así como en su distribución. Esto puede llevar a una interpolación y extrapolación errónea entre los puntos de control con lo que el modelo de velocidades no resulta del todo correcto y en consecuencia el modelo en escala de profundidad no es el adecuado.

A continuación se describirá y utilizará otro método por el cual es posible convertir a profundidad reflectores sísmicos observados en el dominio del tiempo, el cual promete ventajas adicionales.

4.5. Modelo de Velocidades de Intervalo

Este método asume un modelo el cual se encuentra conformado por una serie de capas, esto es, unidades estratigráficas dentro de la Tierra en las cuales la velocidad de propagación de una onda sísmica es constante para cada capa. Así, la distribución de velocidades más apropiada para tomarse en cuenta son las velocidades de intervalo. El uso de velocidad de intervalo o velocidad promedio depende de la naturaleza del modelo Tierra dentro del área de estudio, por lo que se debe determinar cual modelo describe mejor la distribución de velocidades en el área de estudio. Así que la pregunta que surge es: ¿la velocidad incrementa con respecto a la profundidad? o ¿tiene cambios discretos en las capas con velocidades aproximadamente constantes?.

En cualquier caso, si la distribución de velocidades incrementa firmemente con la profundidad, entonces, el método de velocidad promedio probablemente producirá una conversión a profundidad mucho más confiable, sin embargo si la distribución de velocidades tiene una apariencia de capas, entonces el método de velocidades de intervalo probablemente dará el mejor resultado.

Para superar algunos de los problemas asociados a la conversión a profundidad por medio de funciones, los interpretes pueden usar velocidades sísmicas derivadas. La velocidad sísmica derivada más comúnmente usada es la velocidad de apilamiento (que es una velocidad empírica) y la velocidad de intervalo de Dix, la cual es derivada de la de intervalo (figura 59), estas velocidades serán utilizadas para realizar la conversión a profundidad, sin embargo, es necesario hacer algunas consideraciones.



Figura 59

El diagrama en cadena ilustra como las velocidades de intervalo que son adquiridas a partir de las velocidades de apilamiento son convertidas en velocidades de intervalo utilizando la ecuación de Dix

Para lograr una conversión a profundidad con buenos resultados por medio del método que utiliza las velocidades de intervalo, resulta necesario establecer un modelo Tierra que permite definir el tipo de velocidad que debe ser usada y en donde ésta debe ser utilizada para la conversión. En la figura 60 se muestra el modelo Tierra propuesto el cual consta de cinco capas, cuatro horizontes y un domo salino, así como el tipo de velocidad que se utilizará para determinar a que profundidad se encuentra cada uno de estos reflectores sísmicos.

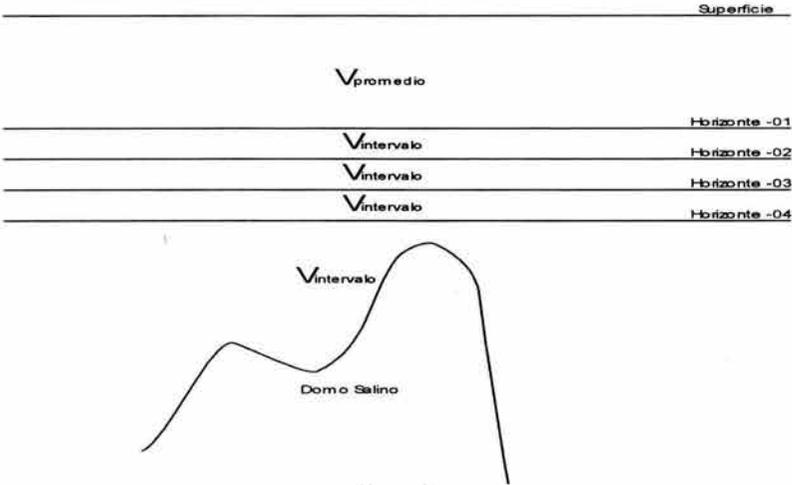


Figura 60
Modelo Tierra que se utilizará para la conversión a profundidad

El criterio utilizado para definir las velocidades esta basado en la suposición de que el modelo Tierra propuesto se rige por cambios de carácter litológico, por lo que es posible definir los diferentes paquetes de roca, por otro lado, si se considera que los paquetes de roca son delgados, el uso de una velocidad de intervalo puede arrojar mejores resultados.

Así el primer paquete esta delimitado por la superficie y el Horizonte_1, y se le ha asignado velocidad promedio por ser una capa de gran espesor, mientras que para los demás paquetes de roca, resulta conveniente utilizar velocidades de intervalo debido a que ya se ha identificado cada horizonte reflector.

4.6. Modelos con velocidades de apilamiento

La información de velocidades obtenida durante el procesamiento de los datos sísmicos es la velocidad de apilamiento, la cual, como ya se indicó, puede ser usada para determinar las velocidades de intervalo que permiten realizar la conversión a profundidad, en la figura 61 se muestra el cubo de velocidades de apilamiento correspondiente al área de estudio.

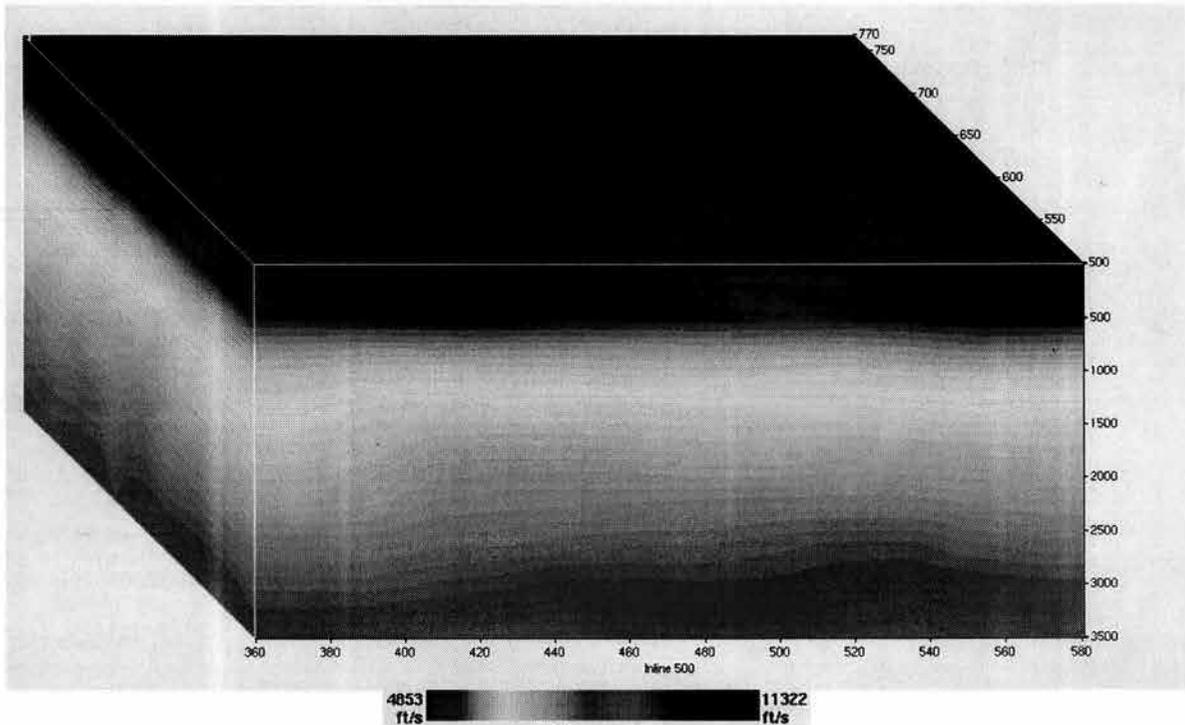


Figura 61
Cubo de velocidades de apilamiento

Como se mencionó con anterioridad, la mayor debilidad en la técnica en la que se utilizaron velocidades promedio radica básicamente en que no se cuenta con una buena cantidad de información de velocidad disponible y a que tampoco se cuenta con la misma distribución de ésta, lo que puede ocasionar una interpolación errónea entre los puntos de control.

La técnica que utiliza velocidades sísmicas de apilamiento derivadas del procesamiento de los datos sísmicos como base para la conversión a profundidad, no tiene esta debilidad puesto que el número de muestras o puntos de control es mayor que en la técnica empleada con anterioridad. En la figura 62 (a) se muestra en el mapa base todos los puntos de control en los cuales se cuenta con valores de velocidades de apilamiento, es claro que la densidad de datos es bastante mayor en comparación con los datos de marcadores geológicos, y además, estas velocidades se encuentran mejor distribuidos a lo largo y ancho de la zona de interés, de esta manera, los valores interpolados entre los puntos de control para el cálculo del modelo de velocidades resultan mucho más confiables. En la figura 62 (b) se muestra el modelo de velocidades determinado para el Horizonte_1, en él podemos observar nuevamente con el uso de colores los cambios de velocidades a lo largo y ancho del área de estudio, y vale la pena recordar que para este Horizonte se determinó la velocidad promedio en función de las de apilamiento.

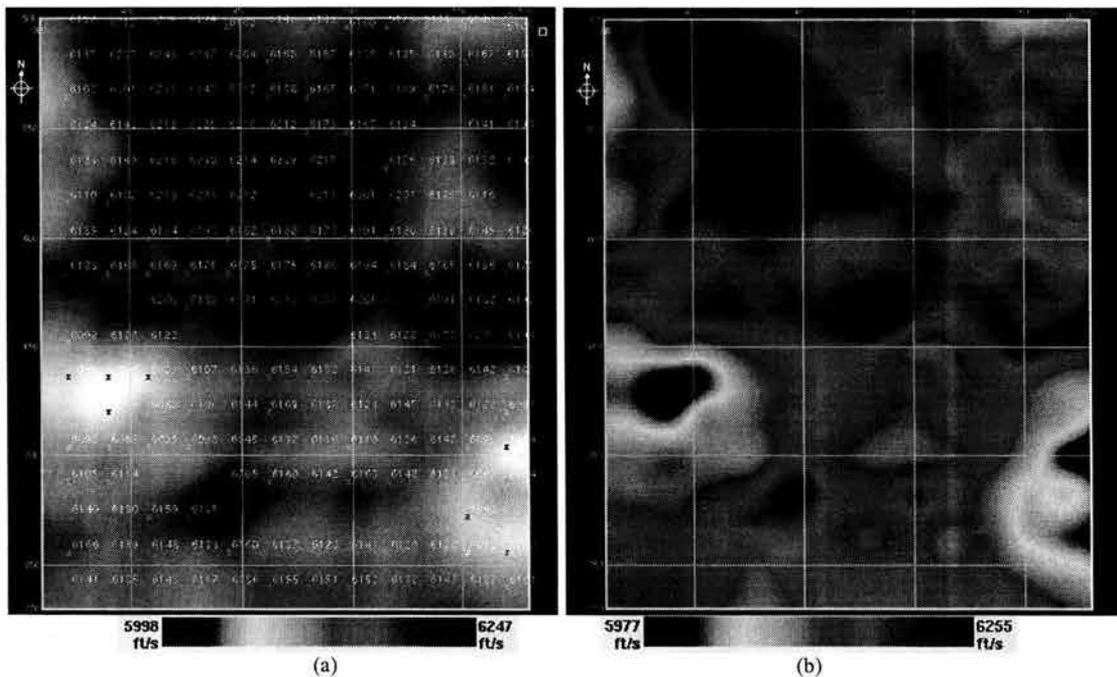


Figura 62
 (a) Ubicación de puntos de control (velocidades de apilamiento). (b) Modelo de velocidades asociado (Horizonte_1)

La densidad de los puntos de control de velocidades de apilamiento, depende únicamente del espacio que se seleccionó durante el procesamiento de los datos, mientras que en la técnica de velocidad promedio, depende de la existencia de un estudio de velocidades de pozo en la localidad con lo cual, de ser así, se puede asignar un valor de velocidad promedio en dicho punto.

A continuación las figuras 63 (a), (b), y figura 64 (a), (b) se muestran los modelos de velocidades obtenidos para los Horizontes-2, Horizontes-3, Horizontes-4 y el Domo Salino respectivamente, nótese que según el modelo Tierra propuesto con anterioridad, estos modelos están asociados a velocidades de intervalo las cuales fueron calculadas partiendo de las velocidades de apilamiento. Nuevamente asociando una tabla de colores a los valores de velocidad, podemos observar como se encuentran distribuidas las velocidades que se utilizarán para la conversión a profundidad a lo largo y ancho del área de estudio.

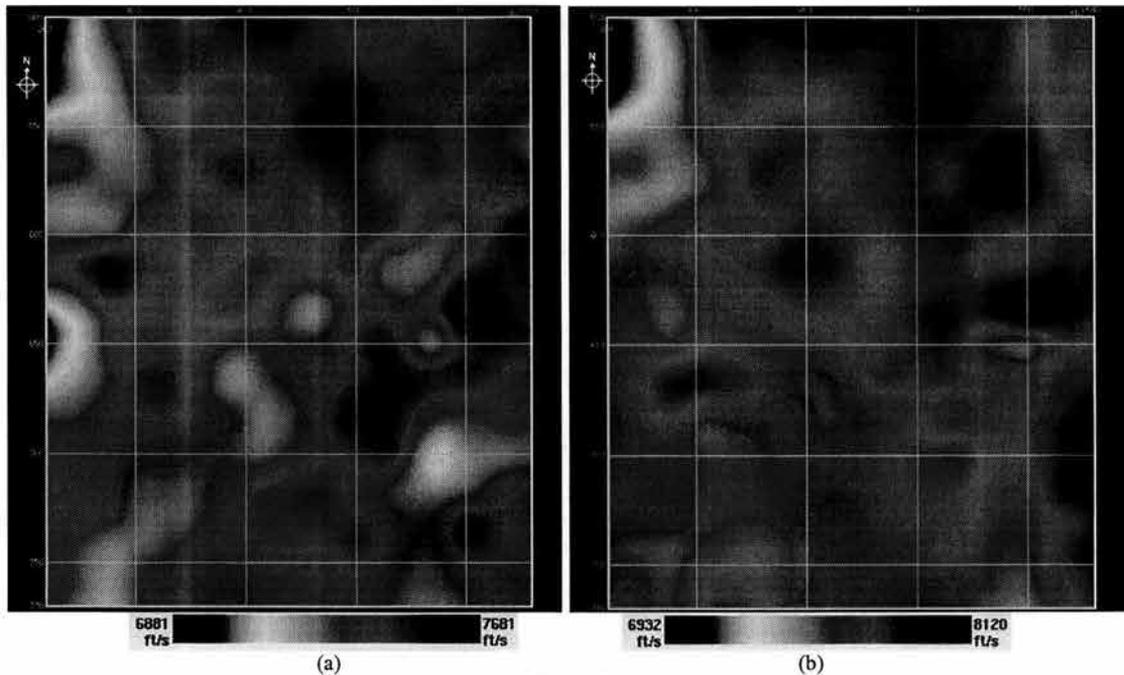


Figura 63

Modelos de velocidades en función de las velocidades de apilamiento para los Horizontes 2 y 3 respectivamente

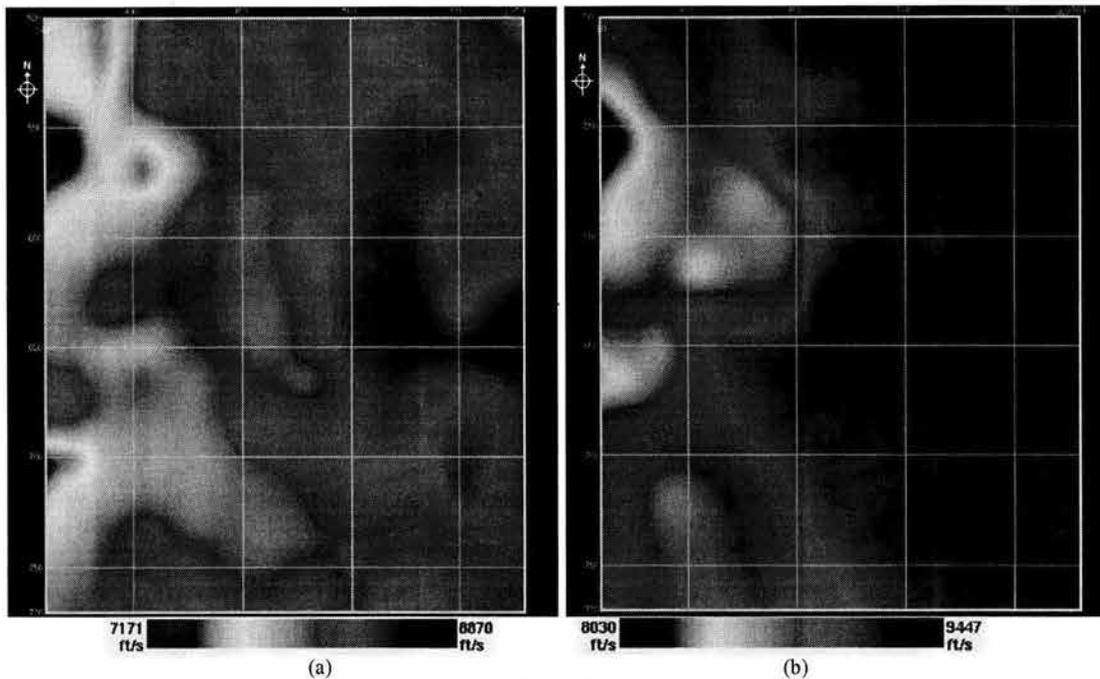


Figura 64

Modelos de velocidades en función de las velocidades de apilamiento para los Horizontes 4 y domo salino respectivamente

Como se puede observar en el conjunto de figuras anteriores, los modelos de velocidades determinados por ambos métodos son totalmente diferentes y es de esperarse que los modelos en profundidad asociados también lo sean.

El uso de velocidades de apilamiento tiene también sus debilidades y deben ser consideradas. En primer lugar, el análisis de velocidades realizado durante el procesamiento no debe ser un simple picado de velocidades mecánico, sino que se debe incorporar el conocimiento que se tenga de la geología del subsuelo en la zona.

En segundo lugar, se debe realizar una adecuada interpretación estructural de los datos sísmicos ya que si no se tiene una acertada interpretación, no se puede proceder con una conversión a profundidad confiable.

4.7. Horizontes en profundidad según la información de velocidades de apilamiento

Nuevamente, es de interés conocer la profundidad de cada uno de los puntos de los reflectores sísmicos que fueron interpretados. La diferencia radica en que las profundidades son determinadas partiendo de un modelo de velocidades de apilamiento, con las cuales se determinaron las velocidades promedio para el primer paquete de roca y las velocidades de intervalo para los siguientes paquetes de roca (figura 60).

A continuación se muestran los mapas en profundidad obtenidos de la conversión por medio de este método basado en velocidades de apilamiento. En la figura 65 se muestra el mapa del Horizonte_1 en profundidad, el cual con respecto al mapa en el dominio del tiempo, no presenta gran cambio desde el punto de vista estructural teniendo como rasgos característicos tres altos estructurales hacia el Oeste y un aumento de profundidad con tendencia Noroeste a Sureste.

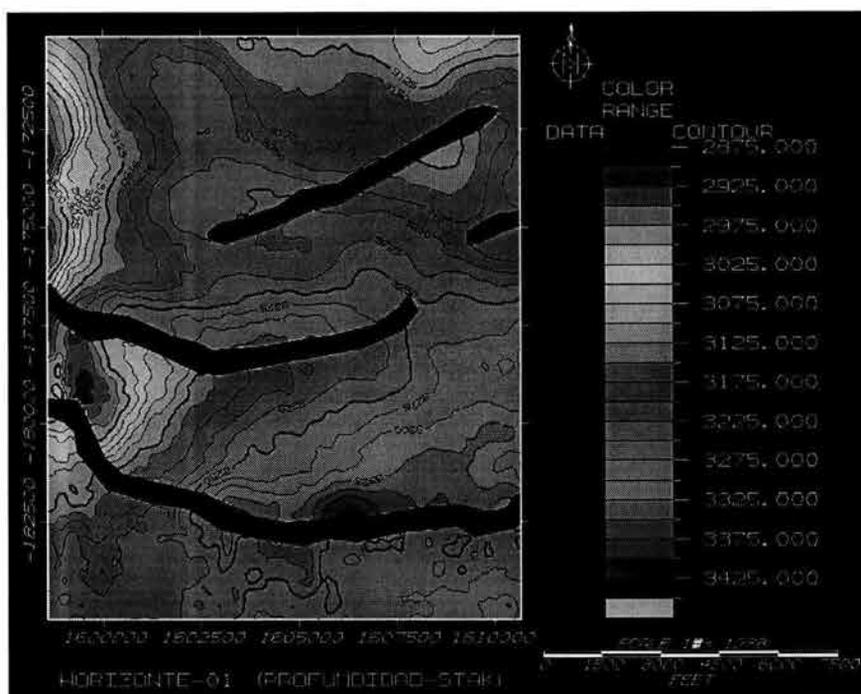


Figura 65

Horizonte_1 en escala de profundidad y en función de velocidades de apilamiento, los lineamientos de falla pueden ser observados en este mapa

Por otro lado, con respecto al mapa en profundidad de este mismo horizonte determinado con información de marcadores geológicos (figura 54), los cambios desde el punto de vista estructural tampoco son tan marcados teniendo ambos en común, los tres altos estructurales y el incremento en la profundidad en la misma dirección. Sin embargo, se pueden notar los pequeños cambios de forma en las estructuras las cuales podía esperarse que fuesen mayores debido a la gran diferencia entre los modelos de velocidades que se usaron para convertir a profundidad los horizontes.

En la figura 66 se muestra el mapa del Horizonte_2 en profundidad, el cual con respecto a su versión en tiempo y desde el punto de vista estructural tampoco presenta un gran cambio, sin embargo, con respecto a su versión obtenida con la información proveniente de los marcadores geológicos presenta algunos cambios importantes.

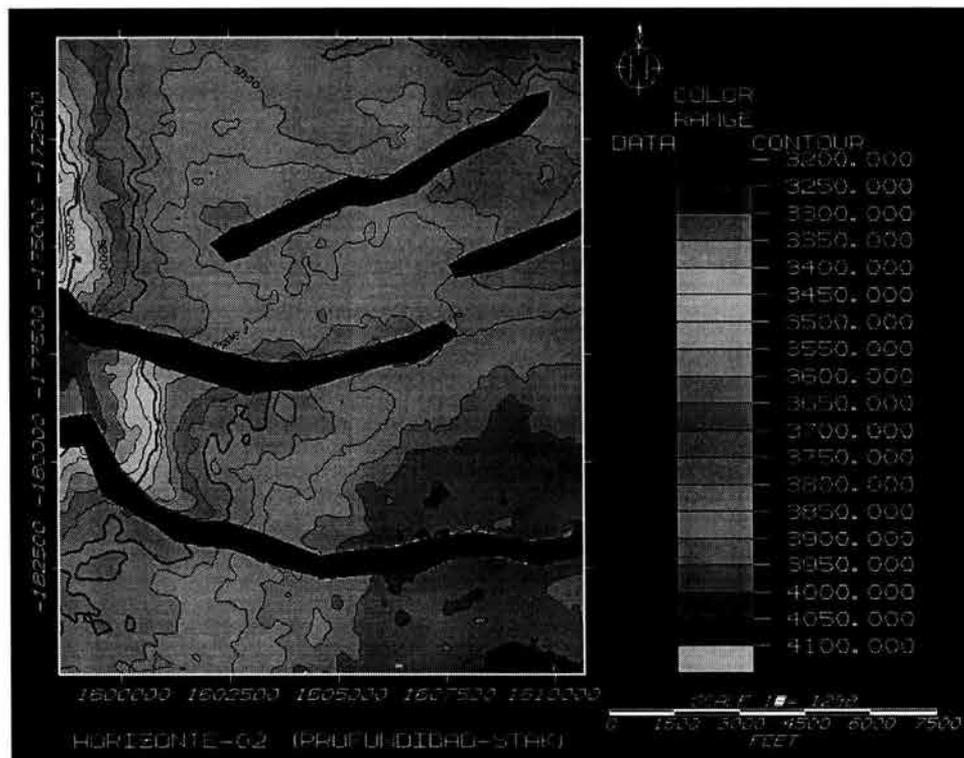


Figura 66
Horizonte_2 en escala de profundidad y en función de velocidades de apilamiento, los lineamientos de falla pueden ser observados en este mapa

En primer lugar una de las características más importantes, es que aquella anomalía que aparece en la versión en función de marcadores geológicos (figura 55) en la cual se puede observar un incremento muy brusco de profundidad en la región Noroeste no aparece, lo cual pone en duda la existencia de esa estructura.

En segundo lugar los altos estructurales tienen una estructura similar y se encuentran básicamente en las mismas posiciones, sin embargo en esta versión la cual depende de las velocidades de apilamiento, estos altos ocupan un área menor.

Finalmente, se puede observar que en ambos mapas la profundidad se incrementa de Noroeste a Sureste, sin embargo en esta última versión el incremento en la profundidad es mayor.

se puede observar el mapa en profundidad del Horizonte_3 en la figura 67, que desde el punto de vista estructural, resulta muy similar al horizonte en tiempo, sin embargo con respecto al horizonte en profundidad obtenido con la información de marcadores geológicos existe una gran diferencia. Esta diferencia es más notable para el alto estructural que para este caso no es tan alargado, ocupando un área menor y siendo más parecido al alto del mapa en tiempo (figura 56) lo cual pone en duda la existencia de la estructura obtenida con información de marcadores geológicos. Por otro lado, para este caso en ambos mapas se observa que el incremento de profundidad va de Noreste a Sureste.

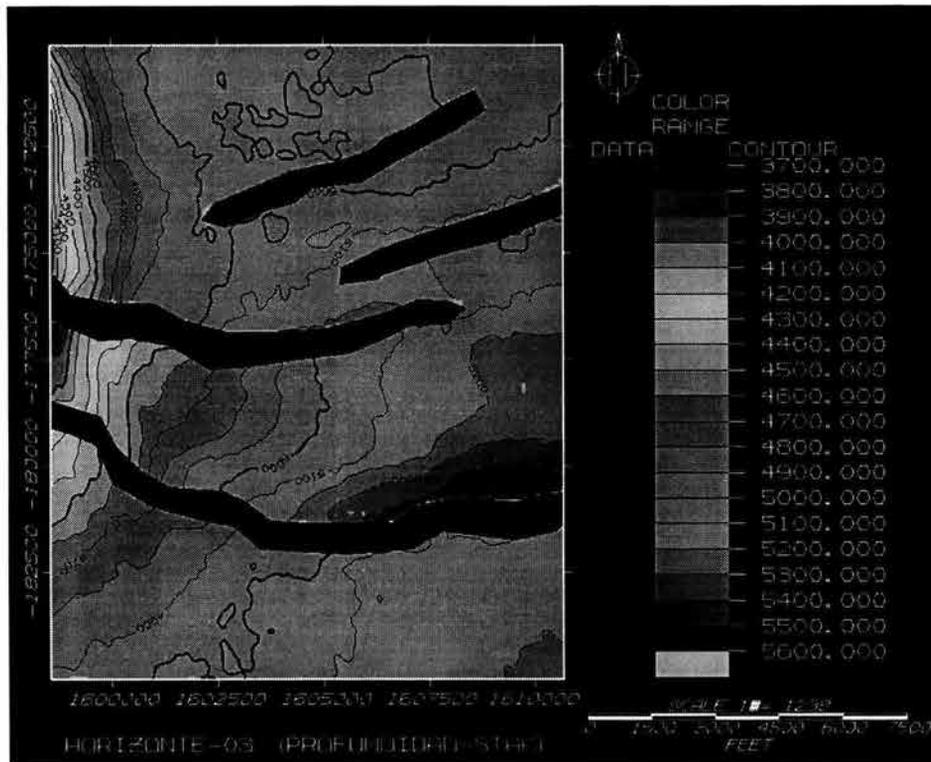


Figura 67

Horizonte_3 en escala de profundidad y en función de velocidades de apilamiento, los lineamientos de falla pueden ser observados en este mapa

En la figura 68 se muestra el Horizonte_4 en profundidad, éste también presenta gran similitud con respecto al horizonte en tiempo desde el punto de vista estructural y no presenta un gran cambio de forma. Sin embargo, con respecto al horizonte en profundidad obtenido con información de marcadores geológicos, si existe un cambio significativo, siendo el más importante, el alto estructural que para este caso no continua hacia el Sur, situación que ocurrió con el horizonte en profundidad determinado con la información de marcadores geológicos (figura 57). De la misma manera que en los horizontes en tiempo y profundidad, se puede observar que el incremento de la profundidad va de Oeste a Este.

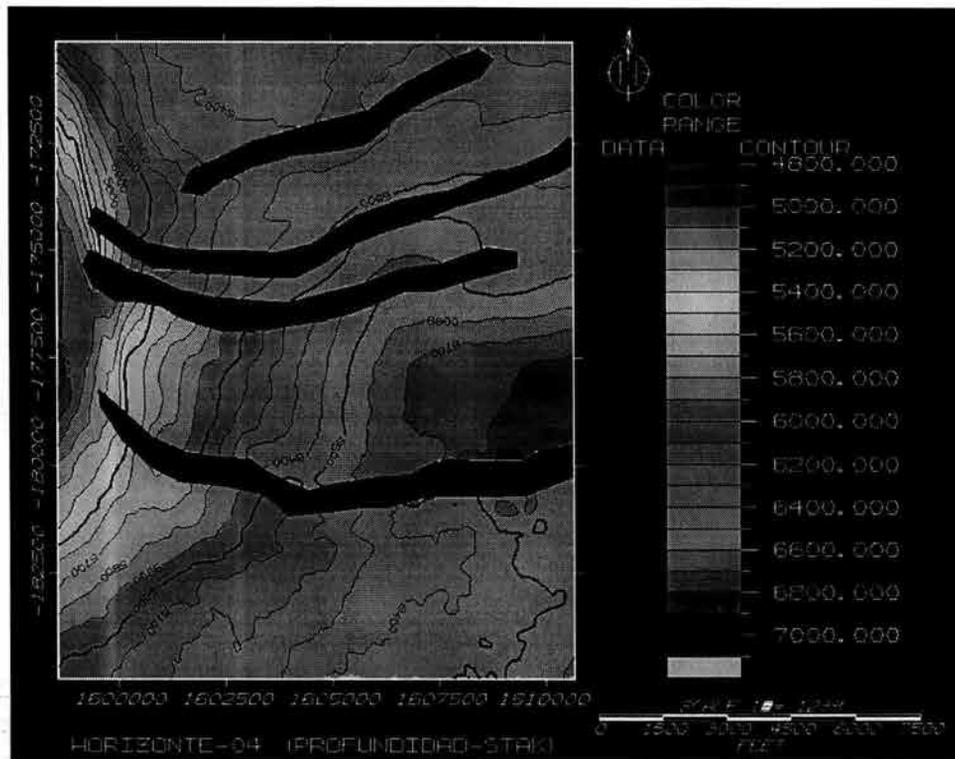


Figura 68

Horizonte_4 en escala de profundidad y en función de velocidades de apilamiento, los lineamientos de falla pueden ser observados en este mapa

Finalmente en la figura 69 se muestra el Domo Salino en profundidad el cual no presenta un gran cambio desde el punto de vista estructural con respecto a sus formas estructurales en el dominio del tiempo (Figura 38) y al obtenido con información de marcadores geológicos (Figura 58).

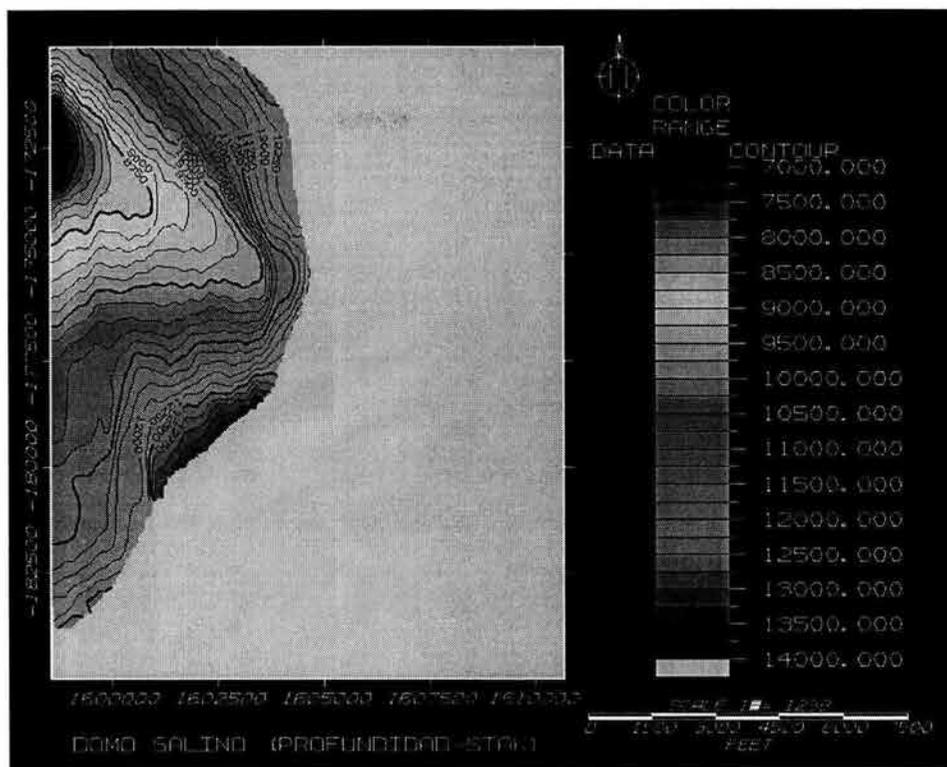


Figura 69
Domo Salino en profundidad en función de velocidades de apilamiento

Hasta el momento se han utilizado dos metodologías para realizar la conversión a profundidad, sin embargo, es de gran importancia considerar que los resultados obtenidos no dependen únicamente del método en sí, sino que también dependen de la información disponible así como de la manera en que esta información es empleada.

A continuación se muestra otra conversión a profundidad utilizando este último método tratado, pero incorporando información proveniente de estudios de velocidad con datos de pozo.

4.8. Modelos de velocidades combinando velocidades de apilamiento e información de velocidades de pozo (checkshots)

La información de velocidades provenientes de un estudio de pozo como marcadores geológicos, checkshots o VSP de manera aislada no es suficiente para una buena conversión a profundidad. Para obtener modelos de velocidades de la manera más confiable posible, lo mejor sería combinar toda aquella información disponible tanto de pozo como de alguna otra fuente.

La densidad de información de velocidades de apilamiento así como su distribución permiten tener un control de la distribución de velocidades a lo largo y ancho del área de estudio, sin embargo, estas velocidades presentan un cierto error debido a su naturaleza empírica, por esta razón, si se agrega información de estudios de pozo (que en este caso se trata de checkshots y cuya idea es determinar la velocidad que se aplicará a los horizontes para su conversión a profundidad), entonces se agregará precisión a los modelos de velocidades y en consecuencia a los modelos en profundidad. En la figura 70 se muestra el modelo de velocidades asociado al Horizonte_1, el cual se calculó con dicha información de velocidades utilizando nuevamente el modelo Tierra mostrado en la figura 60.

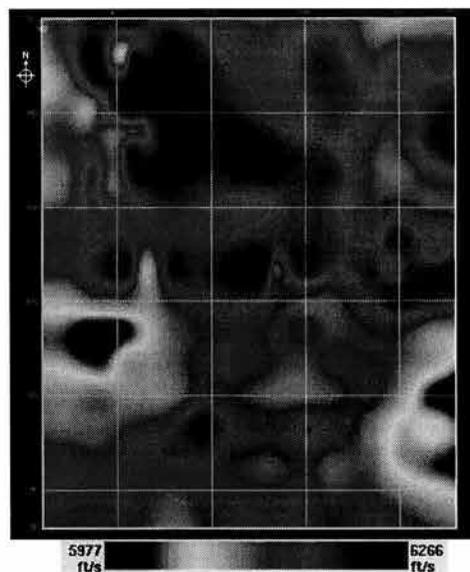


Figura 70
Modelo de velocidades del Horizonte_1

En el arreglo de imágenes de la figura 71, se muestran los modelos de velocidades asociados a los Horizontes-2 (a), 3 (b),4 (c) y Domo Salino (d) respectivamente, estos modelos fueron determinados partiendo de la información disponible de checkshots así como de las velocidades de apilamiento y teniendo como base el modelo Tierra mostrado en la figura 60 en el cual se puede observar el tipo de velocidad utilizada por paquete de roca.

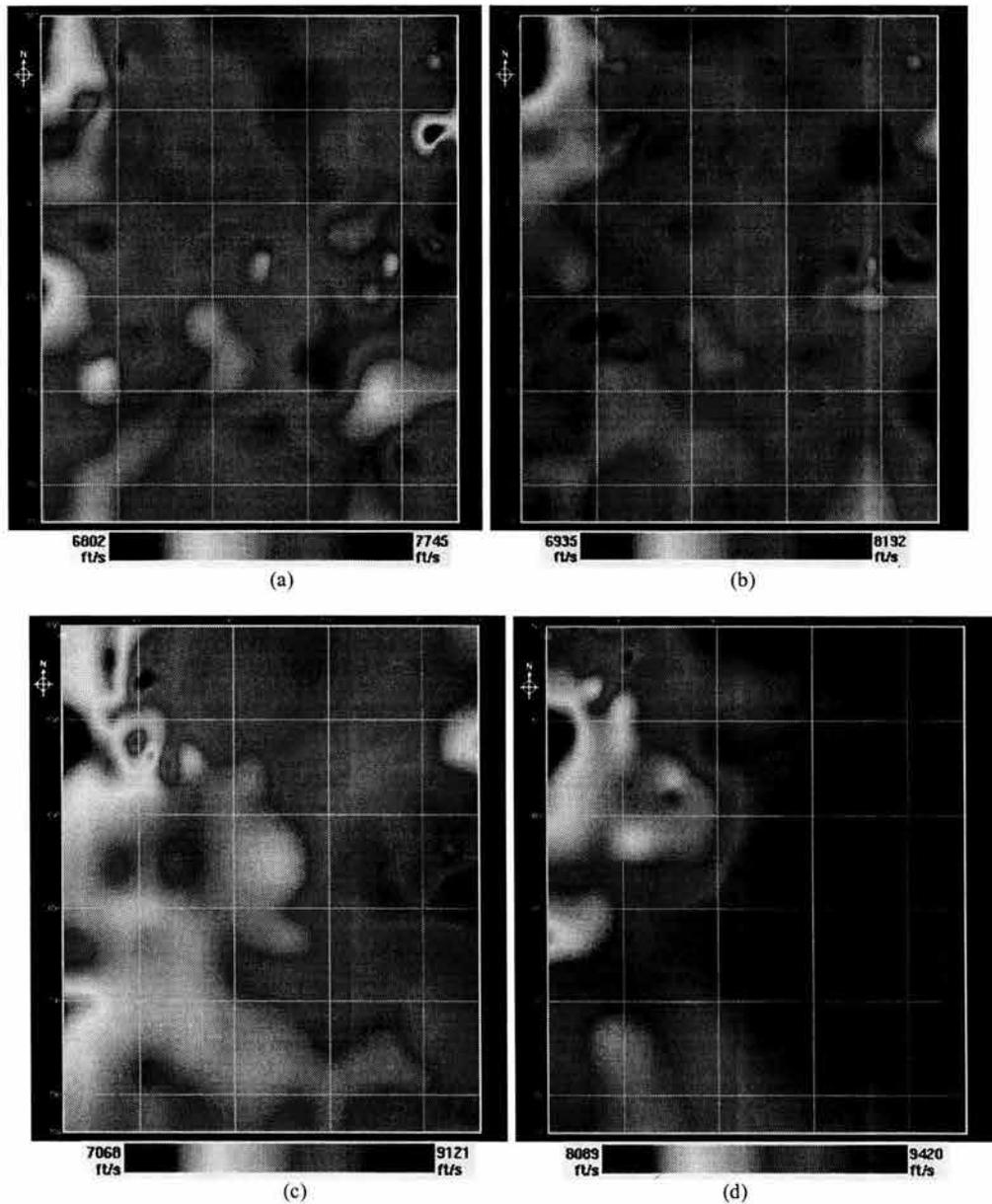


Figura 71
Modelos de velocidades asociados al Horizonte_2, Horizonte_3, Horizonte_4 y Domo Salino respectivamente

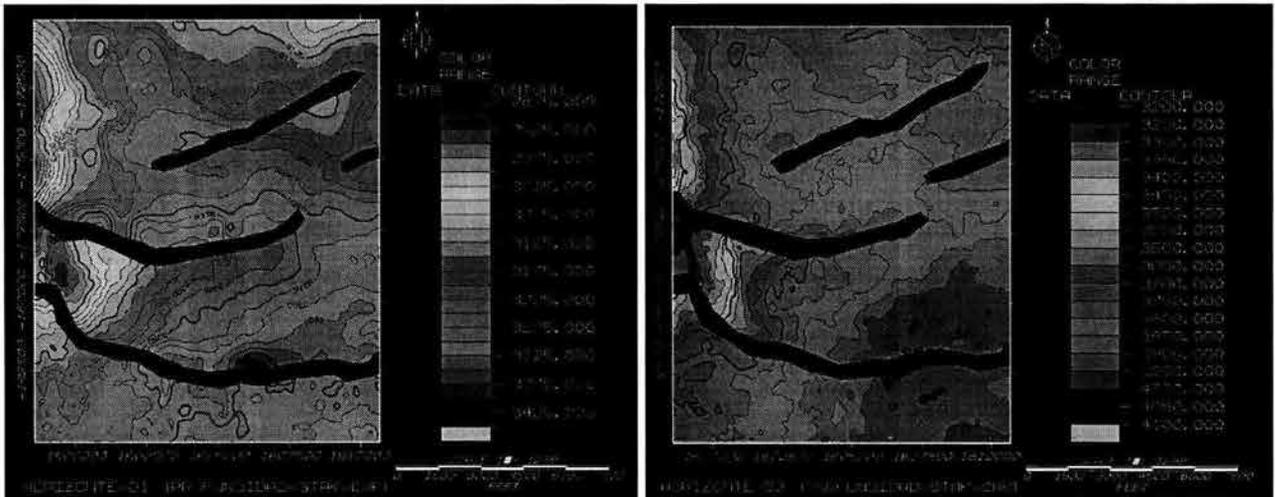
Nuevamente, asignando colores a los valores de velocidad, se puede observar como se encuentran distribuidas las velocidades que se utilizarán para la conversión a profundidad en los horizontes; es claro que existe gran similitud entre estos modelos los cuales fueron determinados utilizando velocidades de apilamiento y checkshots con respecto a aquellos en los que solo se utilizaron las velocidades de apilamiento.

Estas similitudes se deben en gran medida a que la información utilizada en su mayor parte proviene de velocidades de apilamiento por lo que ésta tiene gran peso en ambos modelos, sin embargo, el uso de la información proveniente de checkshots hace ver diferencias sensibles en los modelos de velocidades haciendo a estos bastante más confiables aunque su influencia tenga mayor peso a nivel regional debido a su distribución dentro del área de estudio.

4.9. Horizontes en profundidad según información de velocidades de apilamiento e información de velocidades de pozo (checkshots)

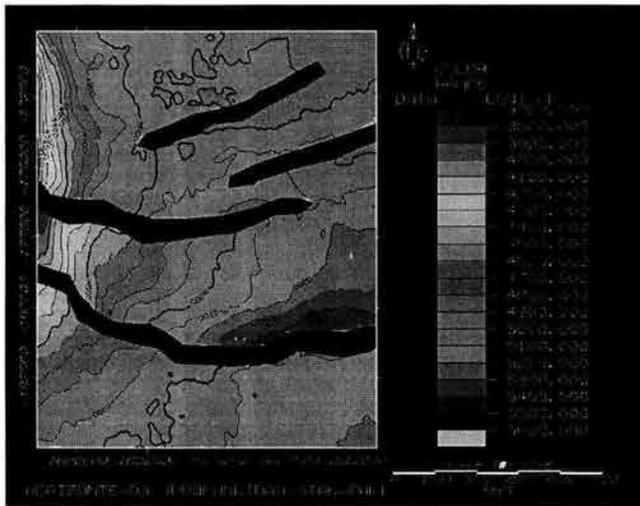
Para culminar este amplio análisis comparativo, a continuación se presentan los resultados obtenidos de la conversión a profundidad realizada con la información de velocidades de apilamiento y el uso de información proveniente de estudios en pozo por medio de checkshots por lo que es de esperarse que esta conversión a profundidad sea la más confiable.

Los mapas en profundidad para los Horizontes-1 (a), 2 (b), 3 (c), 4(d) y Domo Salino (e) respectivamente se muestran en la Figura 72. Estos mapas son desde el punto de vista estructural muy similares a los obtenidos con anterioridad, únicamente con la información de velocidades de apilamiento, no obstante, pueden ser observadas sensibles diferencias en cuanto a su forma estructural.

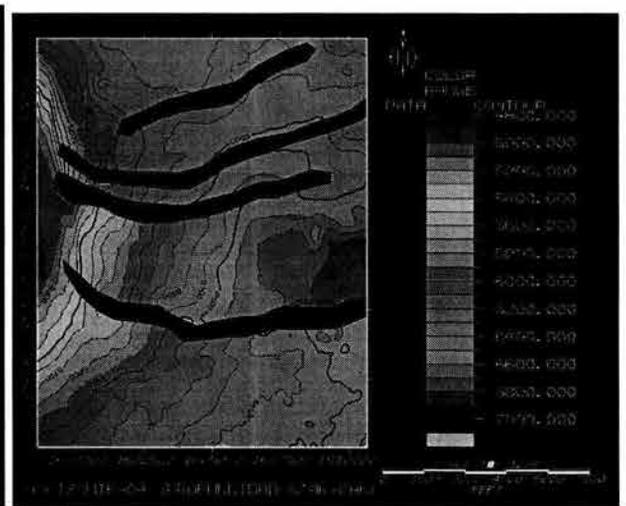


(a)

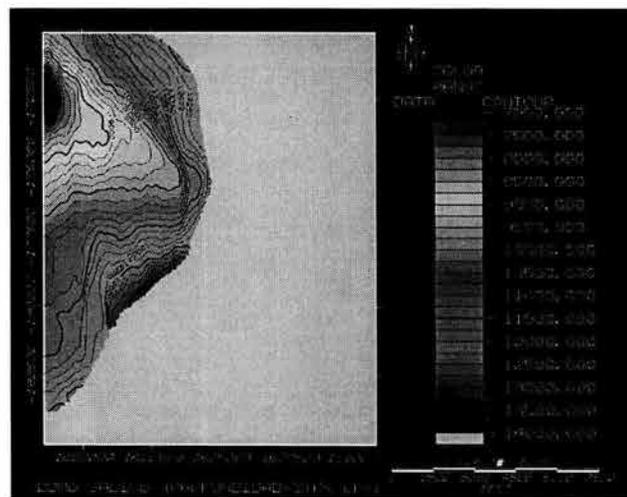
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 72.

Horizonte_1, Horizonte_2, Horizonte_3, Horizonte_4 y Domo Salino en profundidad en función de velocidades de apilamiento y Checkshots.

A manera de recapitulación de las técnicas utilizadas asta este momento, se han mostrado los modelos de velocidades determinados a partir de la información de marcadores geológicos aplicando el método de velocidades promedio, posteriormente con el uso únicamente de las velocidades de apilamiento y finalmente utilizando este último método con la información de las velocidades de apilamiento y añadiendo información de velocidad obtenida de estudios en pozo por medio de checkshots.

Junto a estos modelos de velocidades, también se han mostrado sus respectivos mapas en profundidad a los cuales se ha comparado a nivel estructural, sin embargo, aunque la estructura resulta de gran importancia para poder definir zonas de interés petrolero, hasta ahora no se ha analizado la diferencia en profundidades entre estas estructuras.

En el próximo capítulo se hará un análisis que nos permita ver que tan profundas son estas estructuras con respecto a si mismas en términos relativos según el método de conversión utilizado y en particular para un análisis de residuales.

CAPÍTULO V

CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS

5.1. Mapas residuales

En el Capítulo IV se mostraron los diferentes modelos de velocidades con sus respectivos modelos en profundidad asociados a un método de conversión en particular. También se analizaron los cambios de tipo estructural producto de la conversión a profundidad. Sin embargo, los cambios no fueron considerables a lo largo y ancho del área de estudio, no obstante resulta necesario cuantificar que tan profundo resultó cada estructura con respecto a sí misma dependiendo el método de conversión utilizado. Por esta razón a continuación se calcularán mapas residuales.

Considerando que los mejores modelos en profundidad se obtuvieron con el uso de la información de velocidades de apilamiento junto con los checkshots, y debido a que al utilizar usar las velocidades de apilamiento se cuenta con una gran densidad de puntos de control mientras que la información de los checkshots agrega precisión especialmente en los puntos en los que se ubican los pozos en los que se hicieron dichos estudios, estos modelos serán tomados como referencia para ser comparados con los modelos obtenidos con información de marcadores geológicos y aquellos en los que sólo se utilizaron las velocidades de apilamiento.

El mapa residual asociado al Horizonte-1 se muestra en la figura 73 en el cual como ya se mencionó, se compara el modelo en profundidad obtenido con información de marcadores geológicos, con respecto al modelo en profundidad que se obtuvo utilizando las velocidades de apilamiento así como los checkshots.

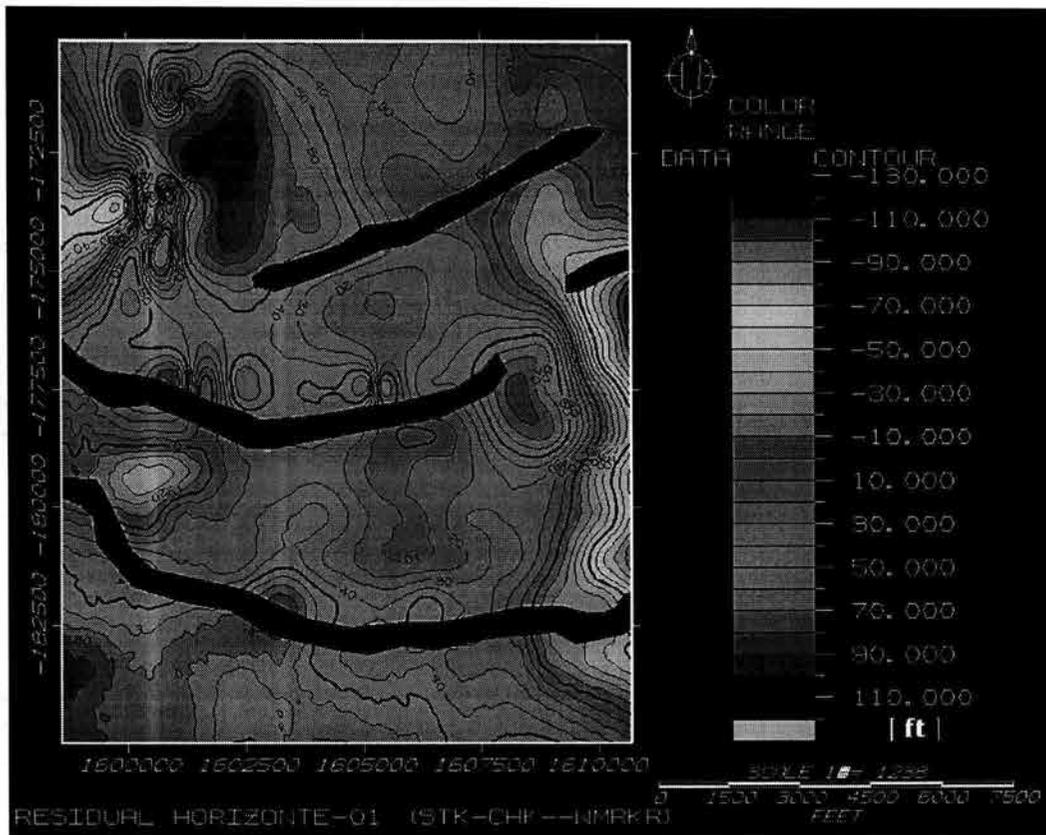


Figura 73

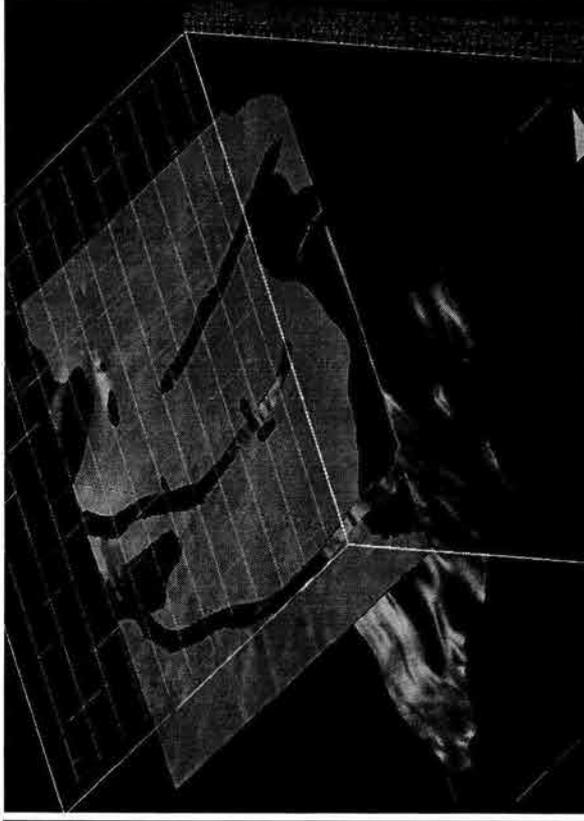
Mapa residual del Horizonte-1 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs marcadores geológicos)

En esta figura, se observa la diferencia en profundidades entre ambos modelos para el Horizonte_1 de tal manera que los valores positivos indican la distancia por encima donde se encuentra el horizonte determinado partiendo de la información de marcadores geológicos con respecto al horizonte de referencia-1 mientras que los valores negativos indican a que distancia se encuentra por debajo del mismo.

Otra forma de ver algunas diferencias entre los horizontes se presenta en la figura 74 , en color azul se observa el horizonte de referencia-1 mientras que en color verde el Horizonte-1 que se determinó partiendo con la información de marcadores geológicos.



(a)



(b)



(c)

Figura 74

Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-1 (azul), Horizonte-1 (verde) y Domo Salino (gris). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares además que no hay gran diferencia entre ambos horizontes a nivel estructural

En la figura 74, se muestra al fondo el Domo Salino determinado con la información de velocidades de apilamiento y checkshots tan solo como una referencia y los horizontes que se están comparando de manera simultanea y tridimensional a diferentes ángulos de visualización con el fin de mostrar las diferencias existentes entre ambos, tanto estructurales como de profundidad).

Es claro que a pesar de que se utilizaron métodos de conversión diferentes y con información de velocidades diferentes, hasta el momento los resultados han sido similares, lo cual, por un lado, indica la confiabilidad tanto de la información de los marcadores geológicos (al menos para el Horizonte-1) así, como para la información proveniente de las velocidades de apilamiento y checkshots y por otro lado, se indica que ambos métodos funcionan bien para esta área de estudio, sin embargo, esto no significa que en otra área ambos métodos den resultados tan similares por lo que se recomienda cuidado en la elección del método.

Con la información mostrada hasta este momento, ya es posible observar tanto las diferencias estructurales del Horizonte-1 en función del método de conversión y la información asociada a cada método, así como la diferencia de profundidades existentes entre estos mismos en cualquier punto lo cual es el objetivo de este trabajo.

El mapa residual asociado al Horizonte-1 se muestra en la figura 75, éste horizonte, ahora se compara al horizonte que se determinó utilizando únicamente las velocidades de apilamiento con respecto al horizonte de referencia-1.

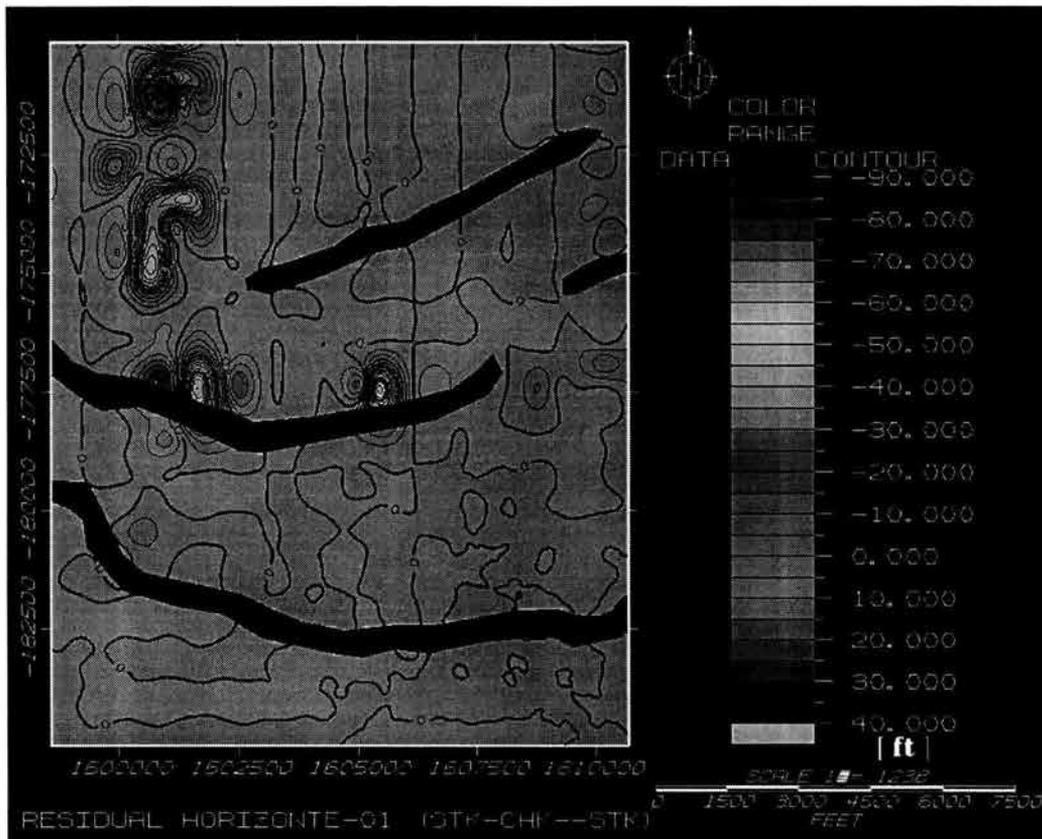


Figura 75

Mapa Residual del Horizonte-1 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs velocidades de apilamiento)

Resulta muy claro que en comparación con el mapa residual de la figura 73 aquí las diferencias son mínimas, sin embargo, se pueden observar algunas zonas (colores amarillos y rojos) en las que existen diferencias en cuanto a la profundidad, lo cual está regido por la información de los checkshots.

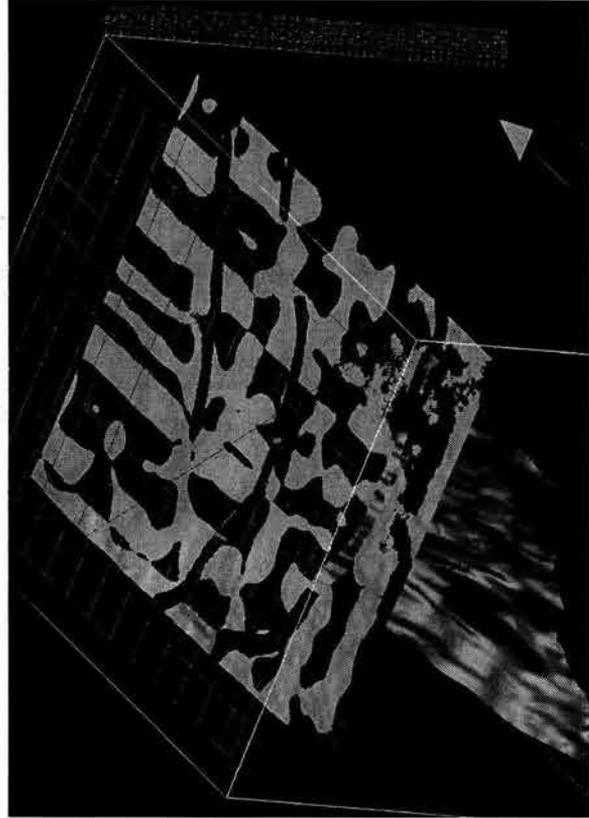
En la figura 76, se muestra en color azul el horizonte de referencia-1, mientras que en color amarillo se muestra el Horizonte-1 determinado en función únicamente de las velocidades de apilamiento, al desplegar ambos horizontes al mismo tiempo de manera tridimensional, es posible identificar muy fácilmente las diferencias de carácter estructural así como las diferencias en profundidad entre estos en cualquier punto del área de estudio. Nótese que para este caso en particular, no existen diferencias muy importantes ya que ambos son horizontes que estructuralmente tienen los mismos patrones aproximadamente y además prácticamente se encuentran a la misma profundidad.



(a)



(b)



(c)

Figura 76 Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-1 (azul), Horizonte-1 (amarillo) y Domo Salino (gris). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares además que no hay gran diferencia entre ambos horizontes a nivel estructural

De la misma manera en la figura 77 se muestra el Mapa Residual del Horizonte-2 en el cual se compara dicho horizonte con su respectivo horizonte de referencia-2 y como era de esperarse en general no hay una diferencia significativa en cuanto a las profundidades excepto en una pequeña área en la porción Noroeste (en la cual se mostró que es en la que existe mayor densidad de información de marcadores geológicos) teniendo un importante aumento en la profundidad, alcanzando aproximadamente 400 [ft] (121.92 m).

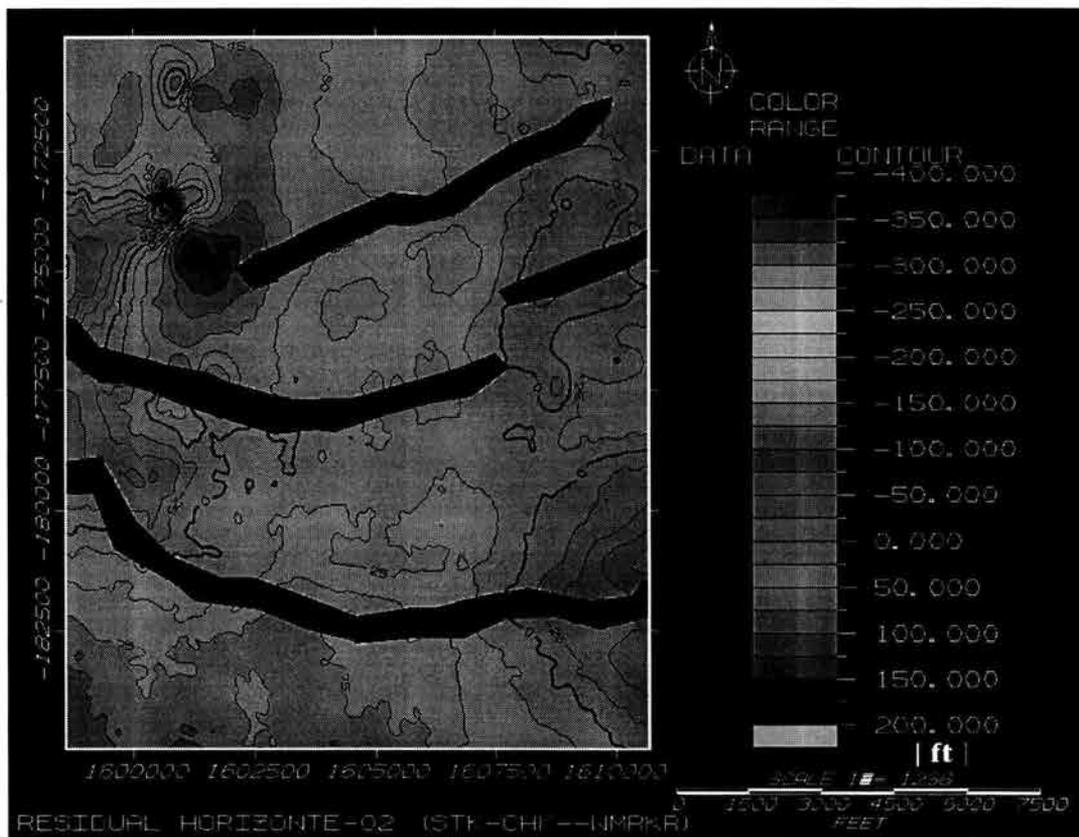
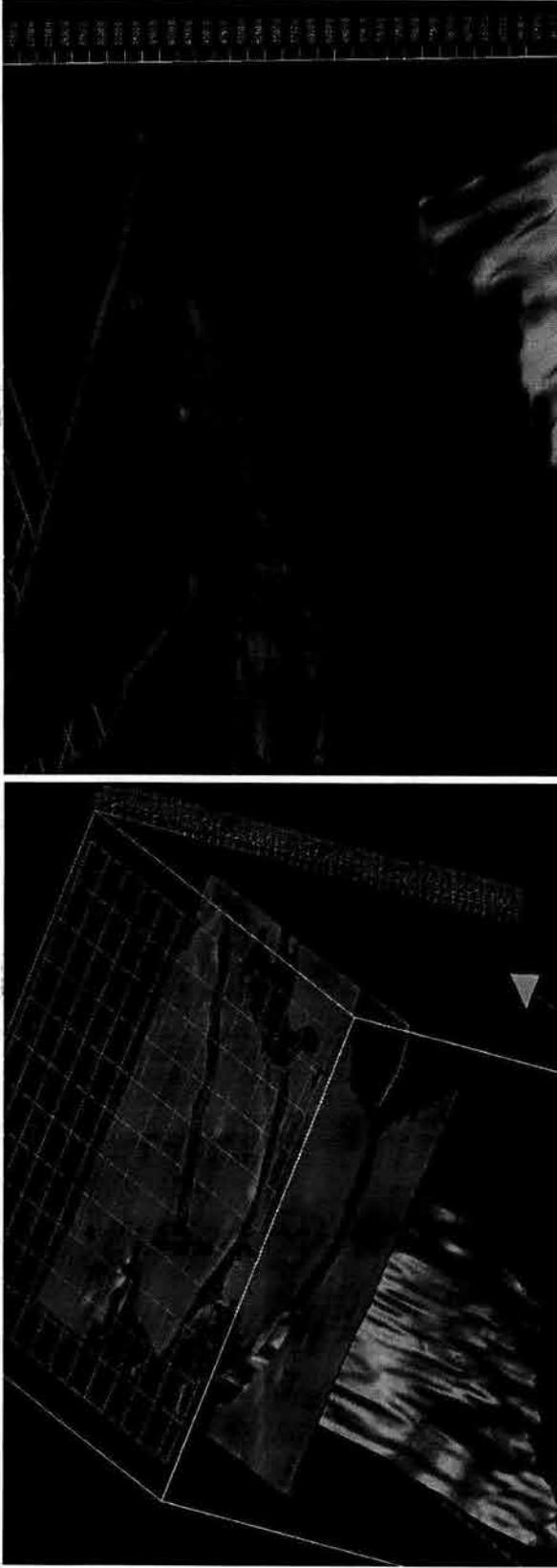


Figura 77
Mapa Residual del Horizonte-2 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs marcadores geológicos)

En la figura 78 se muestran, en color azul el horizonte de referencia, mientras que en color verde el horizonte a comparar y en gris el Domo Salino como referencia, nótese que en las figuras 78 (b), (c) para el horizonte determinado por los checkshots, se puede ver una estructura artificial en forma de cono la cual tiende a profundizarse.



(a)



(b)



(c)

Figura 78

Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-2 (azul), Horizonte-2 (verde) y Domo Salino (gris). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares excepto en aquella zona en donde se observa una estructura artificial en forma de cono.

A nivel regional, se puede observar que ambos horizontes son similares desde el punto de vista estructural y se encuentran ubicados aproximadamente a la misma profundidad, sin embargo, la diferencia notable es la existencia de la estructura artificial en forma de cono que hasta el momento su existencia resulta cuestionable aunque se presume se debe a un registro o marcador fuera de profundidad. En la figura 79 se muestra el Mapa Residual asociado al Horizonte-2 en el cual esta vez se compara al horizonte de referencia-2 con el horizonte determinado únicamente con las velocidades de apilamiento, y como era de esperarse, las diferencias en este caso también son menores, dejándose ver solo algunas anomalías las cuales oscilan alrededor de los 10 a 80 [ft] (3.048 – 24.384 m), estas diferencias en profundidad, no resultan ser tan importantes.

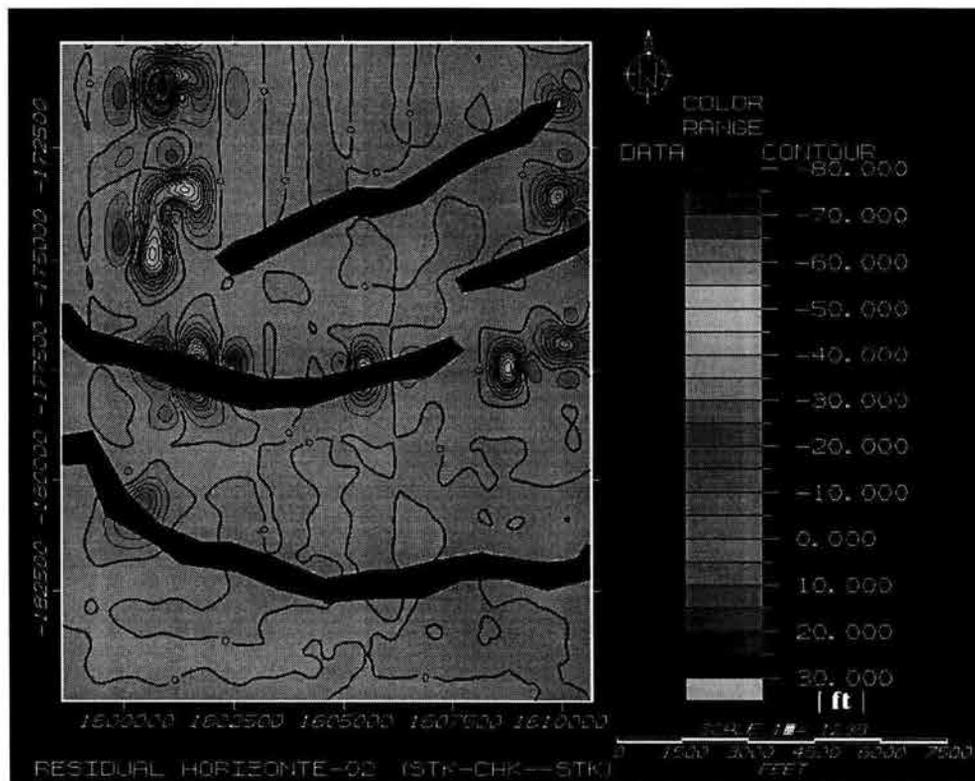
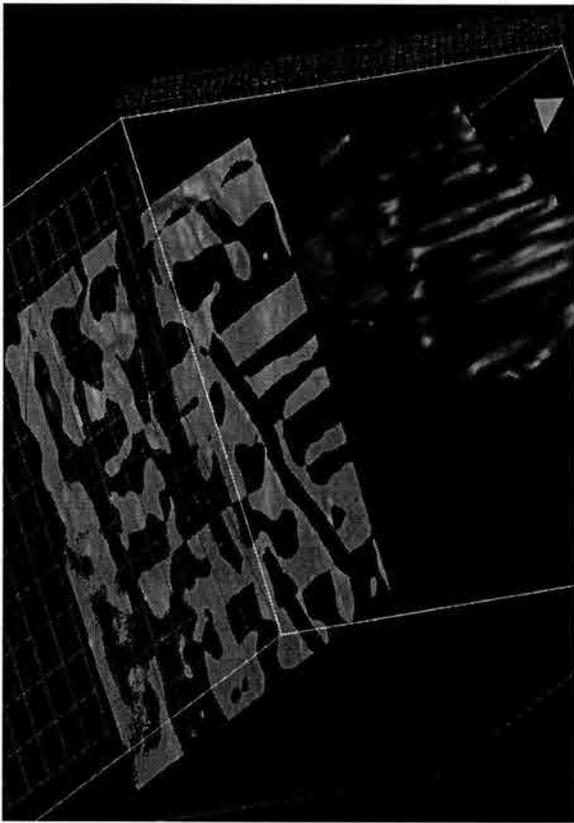


Figura 79
Mapa Residual del Horizonte-2 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs velocidades de apilamiento)

Por otro lado algunas anomalías en este mapa presentan gran similitud a las del Mapa Residual asociado al Horizonte-1 de la figura 75 tanto en geometría como en la posición que ocupan.



(a)



(b)



(c)

Figura 80
Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-2 (azul), Horizonte-2 (amarillo) y Domo Salino (gris). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares además que no hay gran diferencia entre ambos horizontes a nivel estructural

El grupo de imágenes de la figura 80 se muestra en color azul el horizonte de referencia mientras que en amarillo aquel que se determinó utilizando únicamente las velocidades de apilamiento, resulta claro que existe poca diferencia entre estos dos horizontes los cuales presentan gran similitud en cuanto a su estructura y prácticamente se encuentran a la misma profundidad.

El Mapa Residual asociado al Horizonte-3 se muestra en la figura 81 en el cual se compara el horizonte de referencia-3 con aquel que se determinó con la información proveniente de marcadores geológicos, aquí se pueden observar algunas diferencias importantes en cuanto a las profundidades existentes entre ambos horizontes.

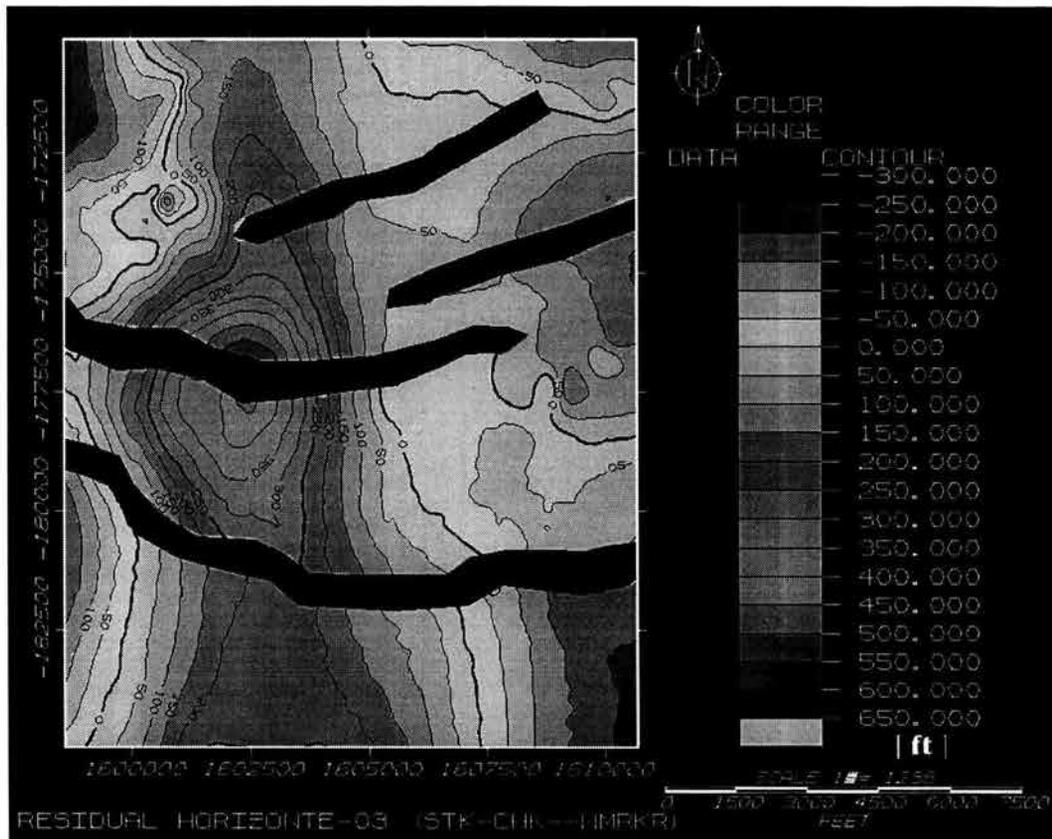
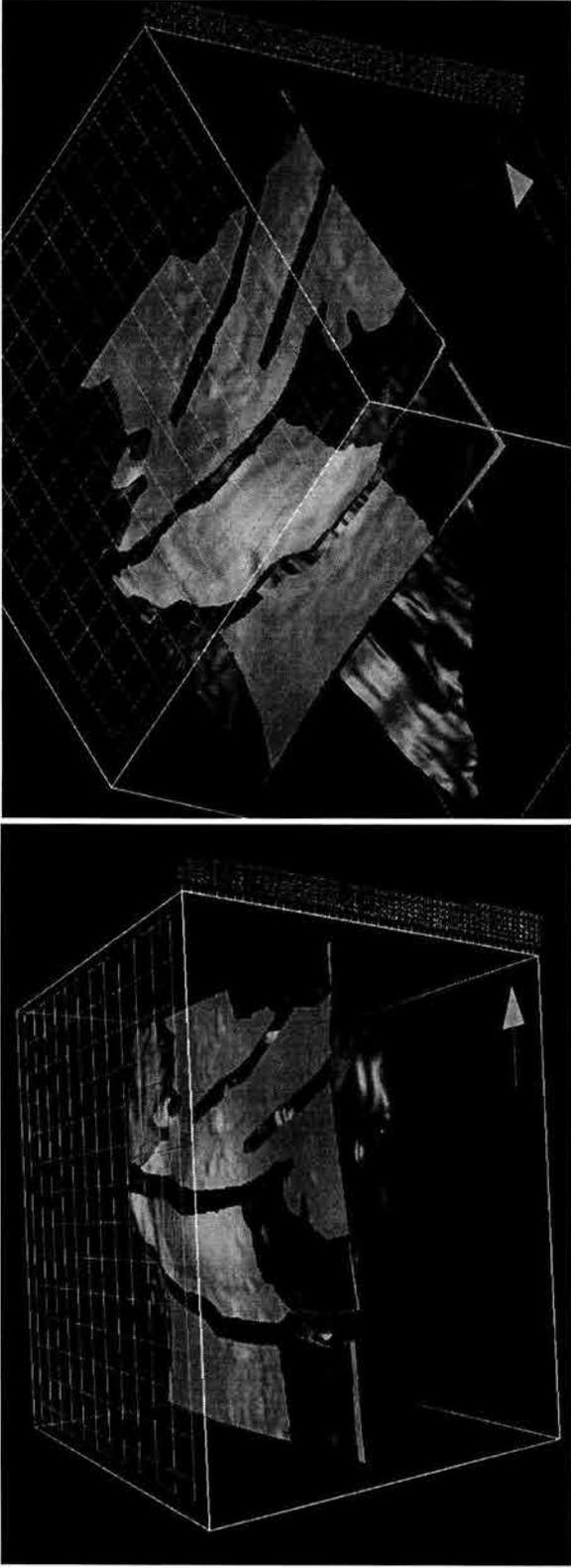


Figura 81
Mapa Residual del Horizonte-3 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs marcadores geológicos)

La más importante de estas diferencias, es la que se ubica en la parte central del área (en colores azules) la cual alcanza hasta 550 ft (167 m), lo que significa que el horizonte determinado con información de marcadores geológicos pasa hasta 167[m] por encima de el horizonte de referencia, mientras que en las zonas cercanas a las esquinas (en colores rojizos) se pueden llegar a alcanzar entre 150 a 250 [ft] (76.2 a 45.72 m). Nótese que, nuevamente se presenta un incremento brusco de profundidad con geometría similar y prácticamente en la misma zona para el Horizonte-2.

A continuación en la figura 82 se muestran en color azul el horizonte de referencia-3, en color gris el Domo Salino y en color verde el horizonte determinado con información de marcadores geológicos. Las diferencias de carácter estructural así como de profundidad se visualizan de una manera clara al poder ver ambos horizontes al mismo tiempo.

Nuevamente en general, se puede observar que no existe gran diferencia desde el punto de vista estructural, sin embargo, nuevamente se puede observar que el horizonte en color verde presenta una estructura artificial en forma de cono la cual profundiza es la zona en la que se encontró este tipo de estructura en horizontes mostrados con anterioridad.



(a)

(b)



(c)

Figura 82 Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-3 (azul), Horizonte-3 (verde) y Domo Salino (gris). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares y en este caso nuevamente tenemos una estructura artificial en forma de cono

El Mapa Residual asociado al Horizonte-3 se muestra en la figura 83 en el cual se comparan el horizonte de referencia-3 y el obtenido con la información proveniente de los marcadores geológicos, es claro que a nivel regional no hay gran diferencia en cuanto a la profundidad, sin embargo, existen zonas en las que se pueden ver algunas diferencias notables las cuales se aproximan tanto en geometría como en posición a las vistas en los Mapas Residuales de los horizontes 01 y 02 (figuras 75 y 79).

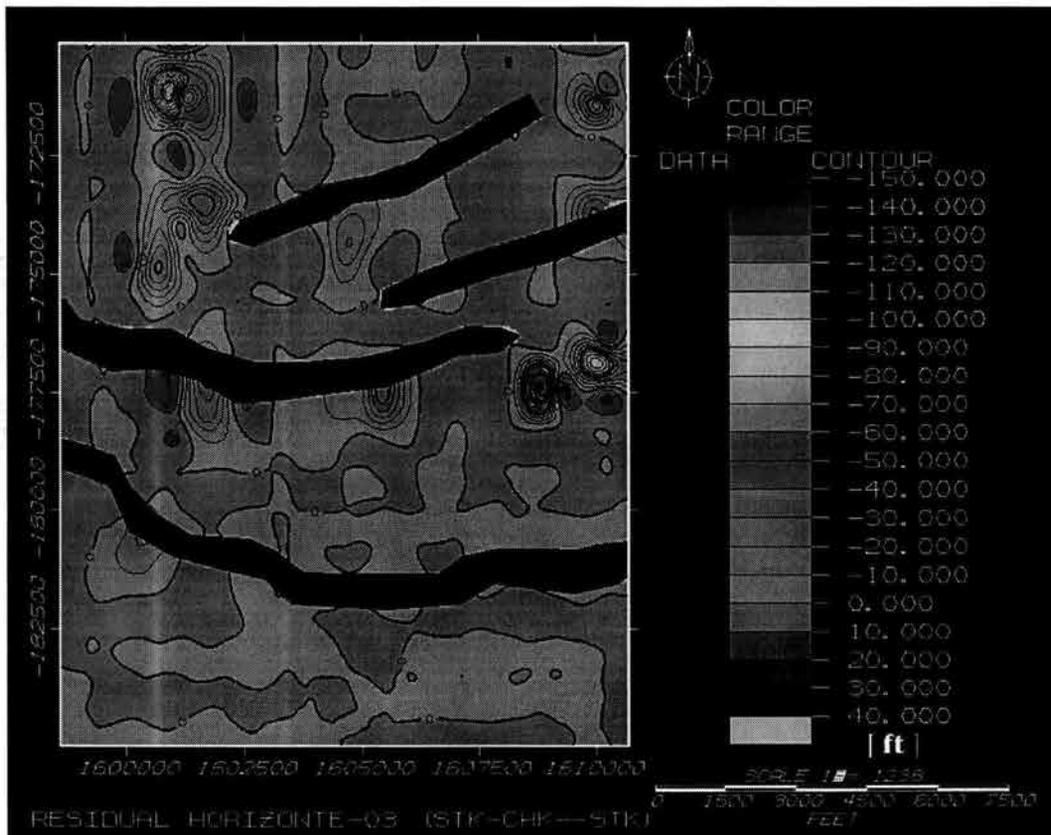
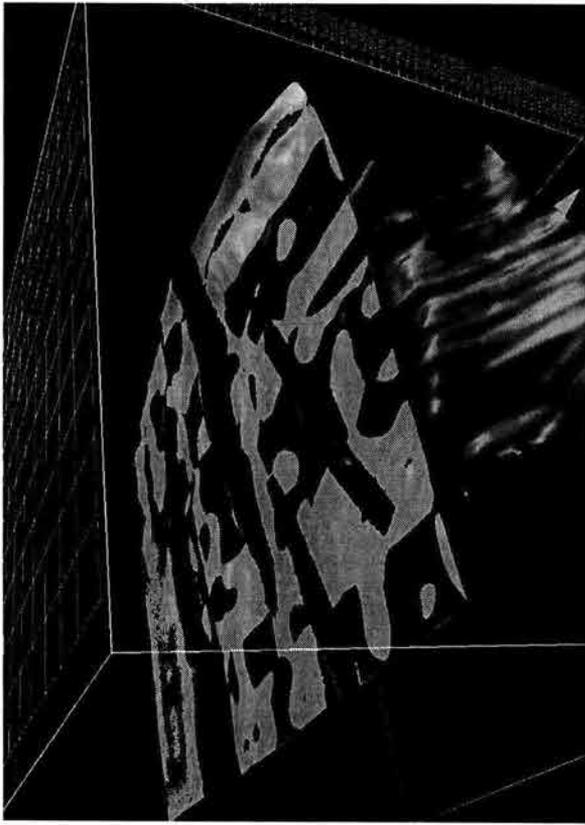


Figura 83
Mapa Residual del Horizonte-3 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs velocidades de apilamiento)

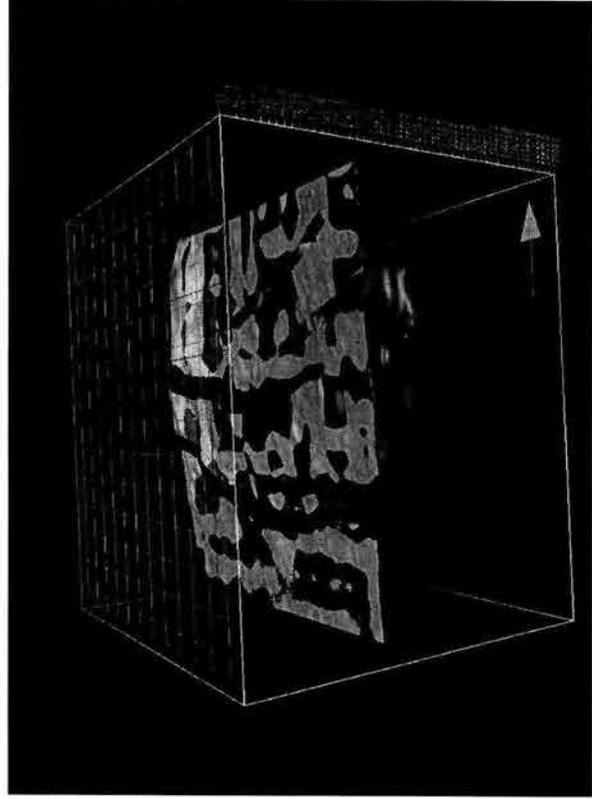
En la figura 84 se muestra en color azul el horizonte de referencia-3, en gris el Domo Salino y en amarillo el horizonte-3 determinado en función de la información proveniente de marcadores geológicos.



(a)



(b)



(c)

Figura 84

Modelos tridimensionales en escala de profundidad del horizonte de referencia-3 (azul), Horizonte-3 (amarillo) y Domo Salino. Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares además que no hay gran diferencia entre ambos horizontes a nivel estructural

En la figura 84 se puede notar que nuevamente la diferencia desde el punto de vista estructural es mínima y a demás los horizontes prácticamente se encuentran a la misma profundidad.

El Mapa Residual asociado al Horizonte-4 se muestra en la figura 85, como se podía esperar debido a los resultados anteriores, tenemos diferencias de profundidad importantes tal y como se puede observar en la porción Suroeste (en color azul) en donde el horizonte determinado en función de los marcadores geológicos se encuentra sobre el horizonte de referencia-4, alcanzando hasta 950 [ft] (289.56 m) mientras que al Noroeste se puede observar un fuerte incremento en la profundidad (color rojo) que forma nuevamente una estructura en forma de cono la cual alcanza una profundidad máxima entre los 500 a 550 [ft] (152.4 a 167.64 m) con respecto al horizonte de referencia-4.

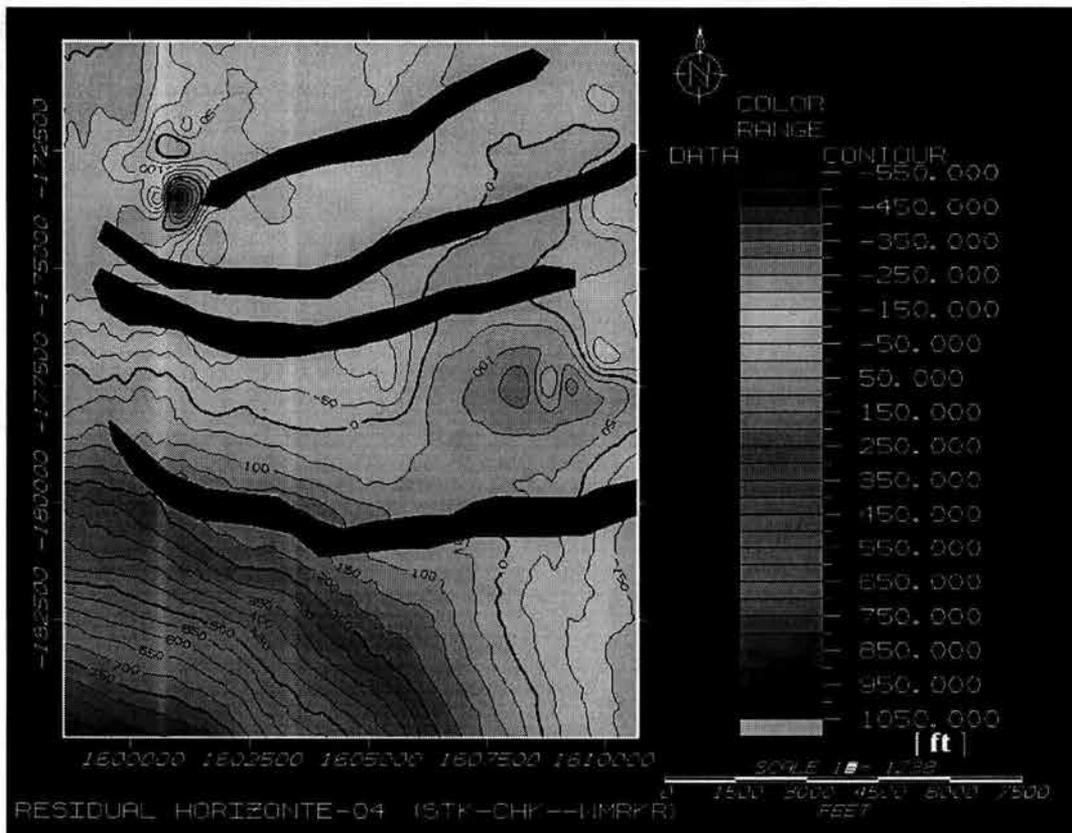


Figura 85
Mapa Residual del Horizonte-4 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs marcadores geológicos)



(a)



(b)



(c)

Figura 86

Modelos tridimensionales en profundidad del horizonte de referencia-4 (azul), Horizonte-4 (verde) y Domo Salino. Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares y en este caso nuevamente tenemos una estructura artificial en forma de cono

En color azul se muestra el horizonte de referencia-4 en la figura 86, en gris el Domo Salino y en color verde el Horizonte-4 determinado en función de la información proveniente de los marcadores geológicos.

En la figura 86 (a) se puede observar que las diferencias del tipo estructural no son muy marcadas, sin embargo, en la figura 86 (b) se puede observar como el Horizonte determinado en función de la información proveniente de marcadores geológicos tiende a subir alcanzando en su punto más alto hasta 950 [ft] (289.56 m) con respecto al horizonte de referencia-4 mientras que al Noroeste presenta una estructura en forma de cono la cual ya se había podido observar en los Horizontes 2 y 3 la cual en su punto más profundo alcanza hasta 550 [ft] (167.64 m) por debajo del Horizonte de referencia-4.

El Mapa Residual asociado al Horizonte-4 se en la figura 87 en el cual se compara al horizonte determinado en función únicamente de las velocidades de apilamiento con respecto al horizonte de referencia-4.

Nuevamente como se podía predecir según los resultados anteriores, en general no existe gran diferencia de profundidades a lo largo y ancho del área de estudio, sin embargo, nuevamente se pueden apreciar zonas en las que hay cambios abruptos de profundidad

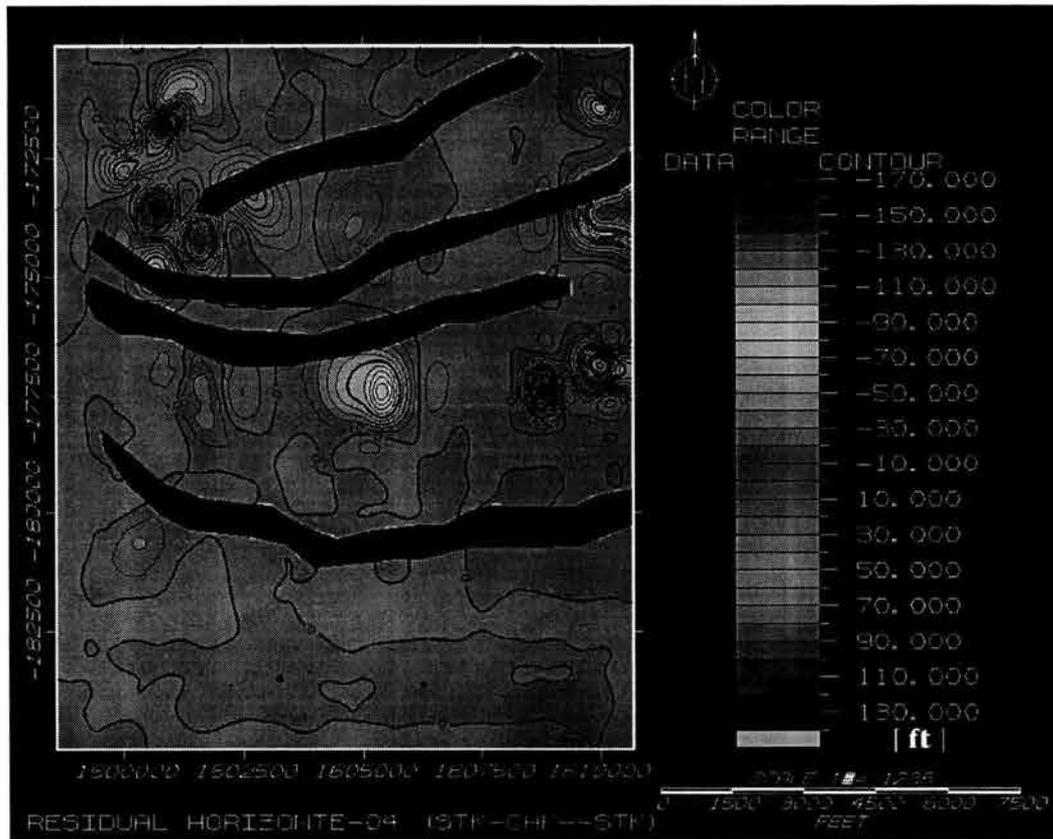


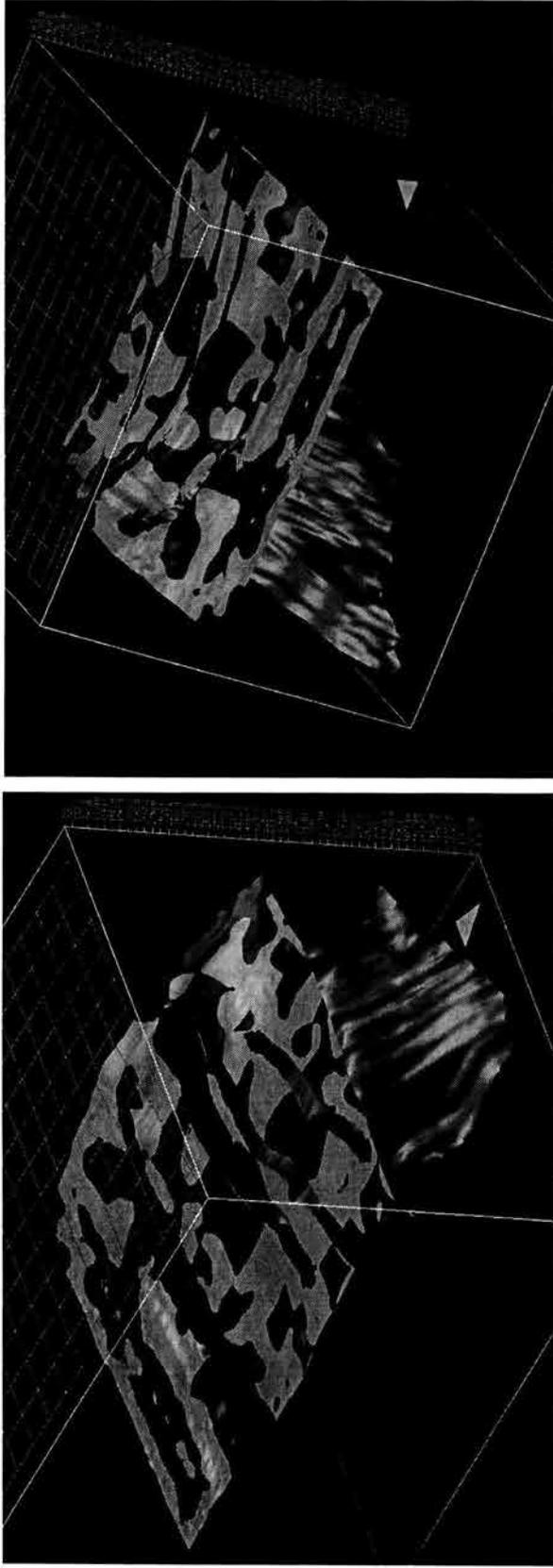
Figura 87

Mapa residual del Horizonte-4 (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs velocidades de apilamiento)

En la parte Noroeste (figura 87) se observan en colores azules, cuatro anomalías las cuales pueden alcanzar en su punto más alto hasta 130 [ft] (39.624 m) con respecto al horizonte de referencia, mientras que en la región Este en colores rojizos se pueden observar tres anomalías las cuales pueden alcanzar en su punto más bajo hasta 170 [ft] (51.816 m), estas diferencias desde el punto de vista práctico y en comparación con las profundidades a las que se encuentran los horizontes no tienen gran importancia ya que en general ambos horizontes se encuentran prácticamente a la misma profundidad y no tienen un cambio importante desde el punto de vista estructural, independientemente del método e información utilizada para su conversión a profundidad.

Con el fin de dar un panorama que permita entender como se encuentran ambos horizontes con respecto a si mismos según el método de conversión utilizado en la figura 88 en color azul se muestra el horizonte de referencia-4 (el cual se determinó utilizando información de velocidades de apilamiento e información proveniente de estudios realizados en pozo por medio de checkshots), en color gris el Domo Salino con el fin de que sirva como una referencia espacial y en color amarillo el Horizonte-4 el cual fue determinado utilizando únicamente información de velocidades de apilamiento.

Nuevamente es clara la similitud entre ambos horizontes tanto desde el punto de vista estructural ya que ambos horizontes tienen geometrías muy similares mientras que ambos horizontes se encuentran prácticamente a la misma profundidad.



(a)

(b)



(c)

Figura 88

Modelos tridimensionales en profundidad del horizonte de referencia-4 (azul), Horizonte-4 (amarillo) y Domo Salino. Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares además que no hay gran diferencia entre ambos horizontes a nivel estructural

Finalmente, resulta necesario hacer el mismo análisis para Domo Salino. La figura 89 muestra el respectivo Mapa Residual en el cual se compara el Domo Salino determinado por medio de la información proveniente de los marcadores geológicos con respecto a el Domo de referencia (el cual se determinó con información de velocidades de apilamiento y estudios de pozo por medio de checkshots), nuevamente los valores negativos indican aquellas áreas del domo determinado en función de marcadores geológicos que en su parte más profunda alcanzan hasta 500 [ft] (152.4 m) por debajo del Domo de referencia mientras que los valores positivos indican aquellas áreas que en su parte más alta puede alcanzar hasta 500 [ft] (152.4 m) por encima del Domo de referencia.

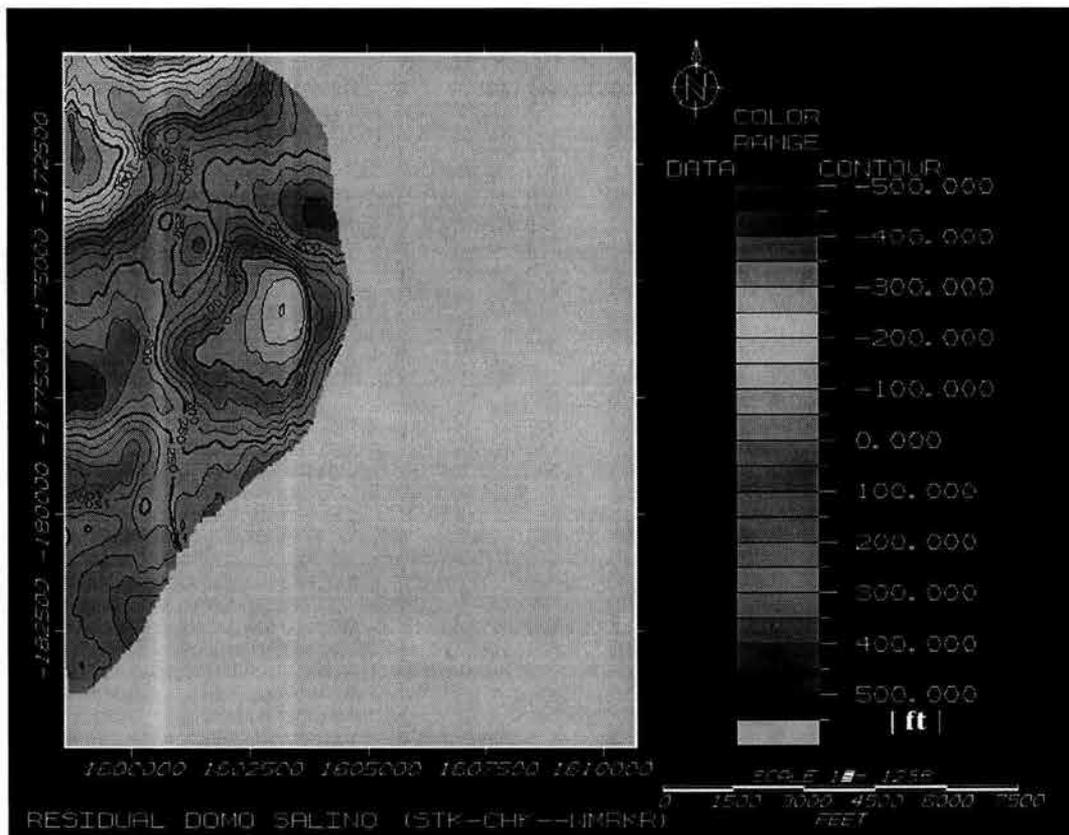


Figura 89
Mapa Residual del Domo Salino (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs marcadores geológicos)

En la figura 89, se muestra en color azul el Domo Salino de referencia mientras que en color verde aquel determinado en función de la información proveniente de los marcadores geológicos.

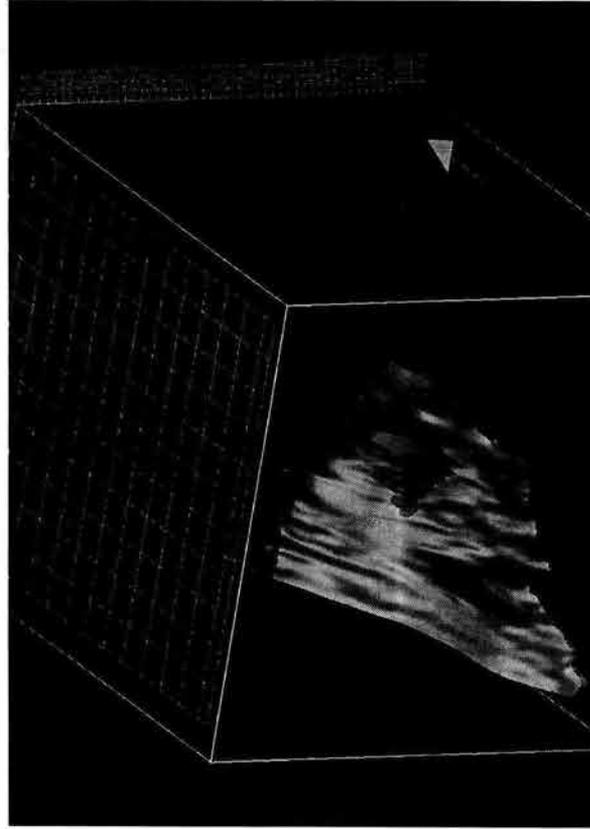
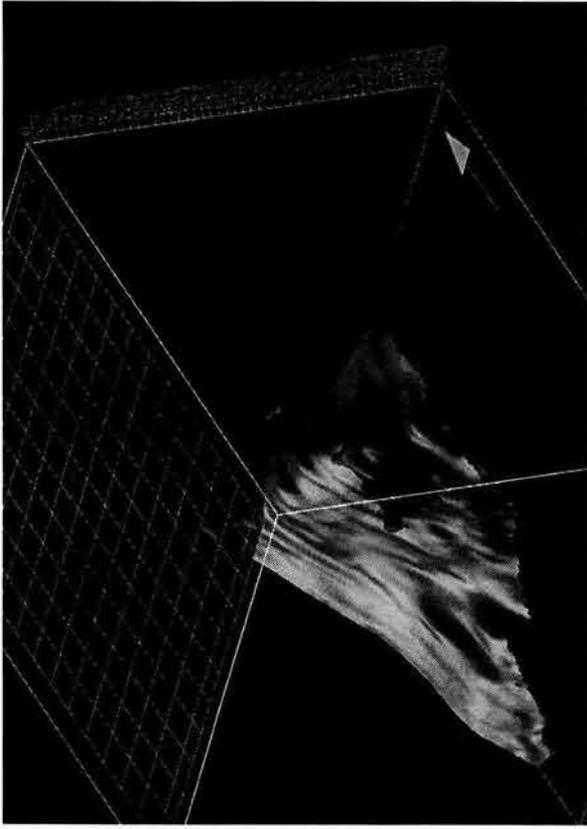


Figura 90

Modelos tridimensionales en profundidad del Domo Salino de referencia-1 (azul) y Domo Salino (verde). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares

En la figura 90 se observa que la mayor parte del área del Domo Salino que fue tomado como referencia queda por debajo del Domo determinado en función de la información proveniente de los marcadores geológicos, sin embargo, ya se había mostrado que en general las diferencias estructurales existentes no resultan tan graves y además la diferencia en profundidades entre ambos domos solo son importantes en ciertas zonas.

Para finalizar, en la figura 91, se muestra el Mapa Residual asociado al Domo Salino en donde se compara al Domo determinado en función de los marcadores geológicos con respecto al Domo de referencia.

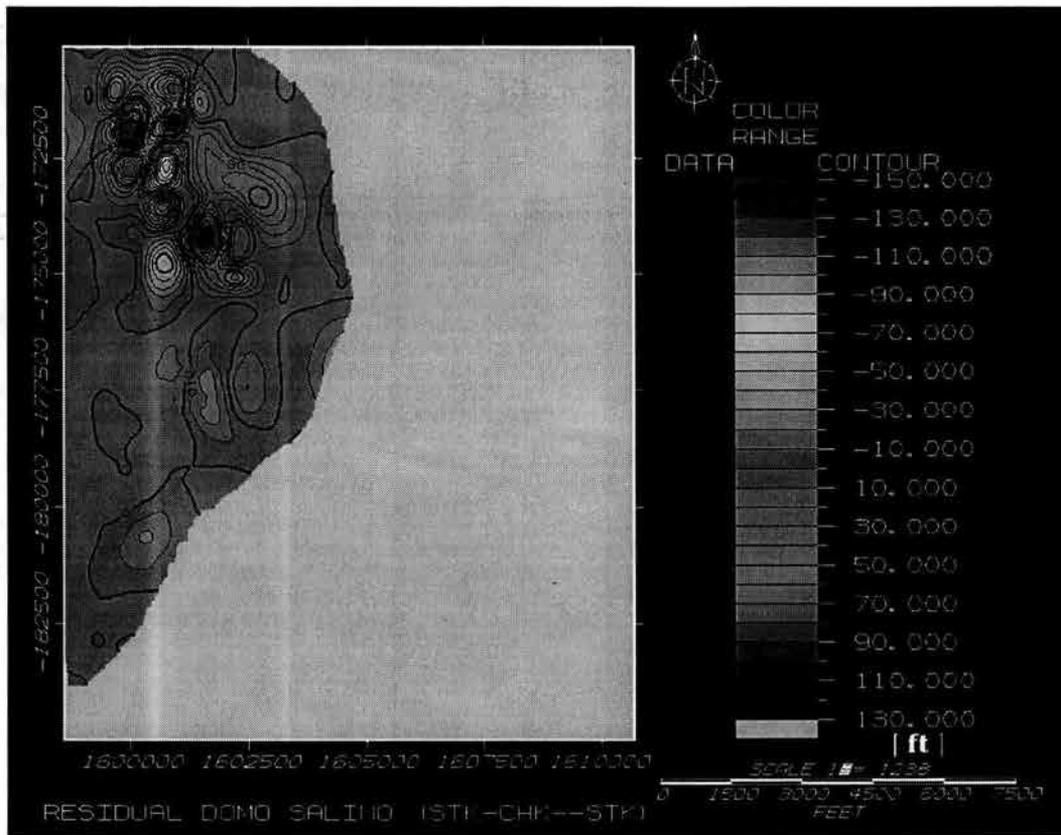


Figura 91
Mapa Residual del Domo Salino (comparación de horizontes determinados por medio de velocidades de apilamiento y checkshots Vs velocidades de apilamiento)

Se puede observar (figura 91) que para este caso las diferencias en profundidad son mínimas en la mayor parte del área, presentándose solo algunas anomalías al Norte del Domo las cuales en valores positivos y tendiendo a colores azules indican que el Domo Salino a comparar esta por encima del Domo Salino de referencia alcanzando entre 30 [ft] a 130 [ft] (9.144 m a 39.624 m) aproximadamente, mientras que en colores amarillos a rojizos y de valores negativos tenemos aquellas partes que pasan por debajo del Domo de referencia alcanzando 70 a 150 [ft] (21.336 a 45.72 [m]) aproximadamente.

En color azul se muestra el Domo Salino que fue tomado como referencia (figura 92), mientras que en color amarillo aquel que fue determinado en función de la información proveniente de los marcadores geológicos, resulta claro que prácticamente no hay cambio desde el punto de vista estructural entre estos dos Domos y prácticamente se encuentran a la misma profundidad.

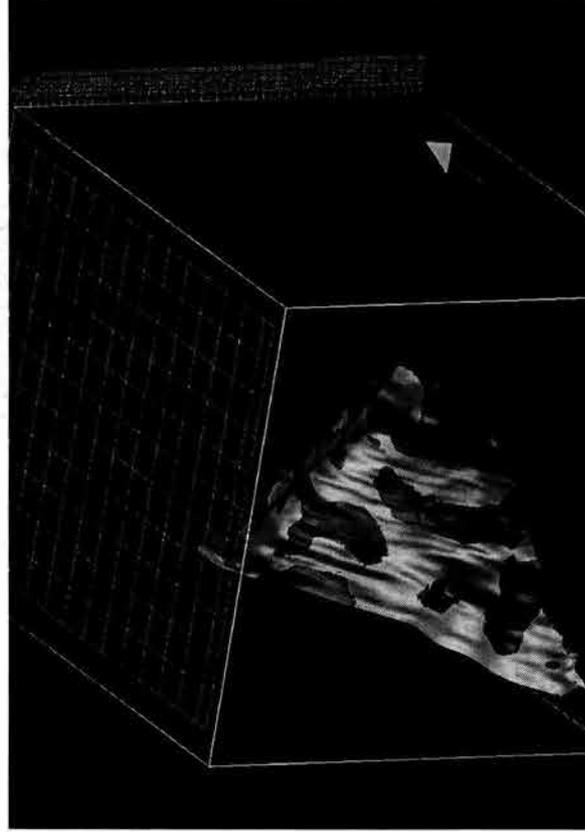
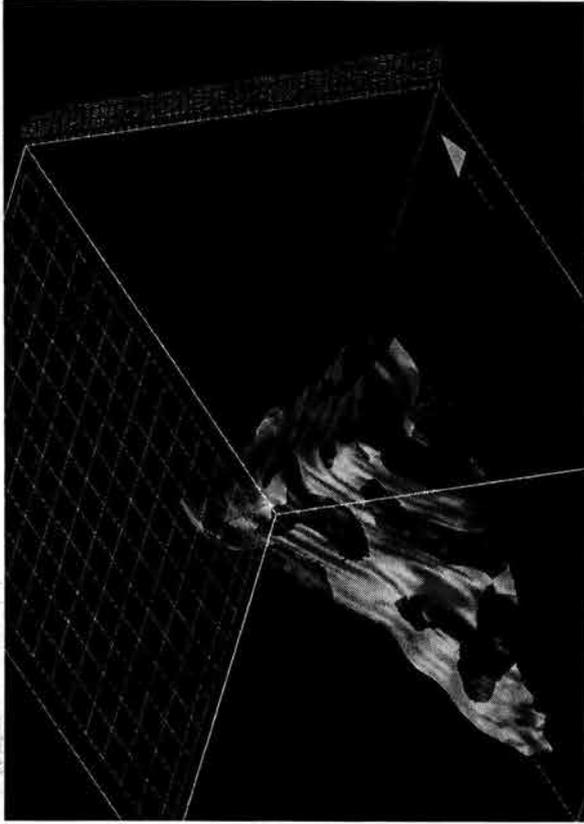
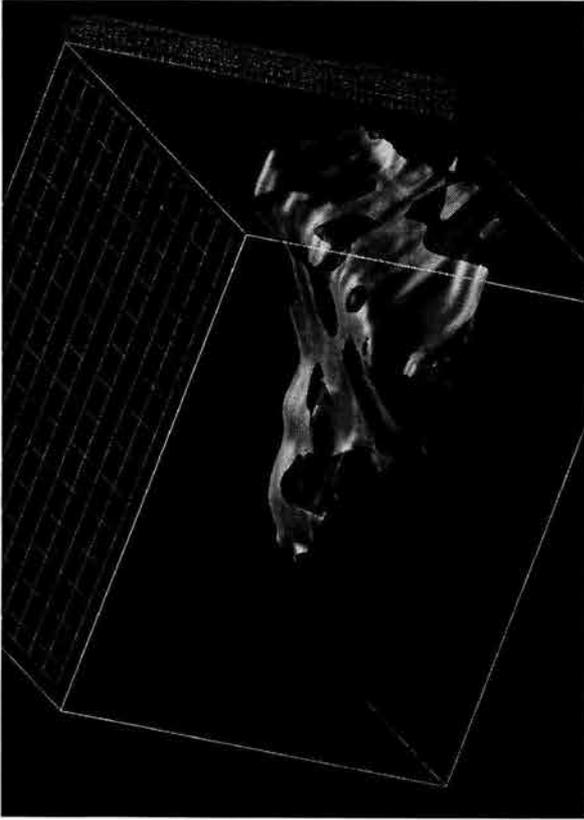


Figura 92

Modelos tridimensionales en profundidad del Domo Salino de referencia-1 (azul) y Domo Salino (amarillo). Es posible observar que la conversión a profundidad con los diferentes métodos utilizados dieron como resultado profundidades similares

Hasta el momento los resultados obtenidos indican finalmente como la conversión a profundidad hizo en primer lugar que la estructura de cada uno de los reflectores sísmicos cambiara, y en segundo lugar la profundidad a la cual se encuentra cada uno de estos, independientemente del método utilizado para su conversión la cual a su vez esta en función de la información disponible para la generación de modelos de velocidades utilizados en dicha conversión.

DISCUSIÓN

El procedimiento, que sigue una metodología de análisis, corrobora que la conversión a profundidad de datos sísmicos en el dominio del tiempo al dominio del espacio es de gran importancia en la exploración petrolera ya que dicho proceso permite determinar la geometría de las estructuras y sus posiciones en el subsuelo. Hoy en día no se perfora sin disponer de una representación sísmica del subsuelo en profundidad por el riesgo económico que esto implica.

En este estudio, la metodología que conduce a la conversión a profundidad basada en velocidades de apilamiento y checkshots fue considerada la mejor de las tres conversiones debido a que la información de velocidades de apilamiento tiene la mejor distribución espacial dentro del área de estudio. A pesar de que por su naturaleza empírica estas velocidades conllevan un error hasta del 5%, el modelo de velocidades resultó mucho más preciso al agregar la información de velocidades proveniente de los checkshots en los puntos en donde existen pozos que cruzan los horizontes sísmicos. Otra razón que permite considerar esta conversión a profundidad como la más adecuada tiene que ver con el método que se empleó. En efecto, este método utiliza las velocidades de apilamiento para convertirlas a velocidades de intervalo (capas con velocidad constante).

La conversión a profundidad utilizando el método de marcadores geológicos esta basada en la siguiente consideración. Cada pozo que cuente con un marcador geológico asociado a un reflector sísmico interpretado, la profundidad en la que se tiene el marcador es correcta, en consecuencia la velocidad promedio que fue calculada en dicho punto debe ser correcta también. De esta manera, utilizando las profundidades de los marcadores geológicos y el tiempo en donde la formación intercepta a cada pozo en la sísmica se calcularon las velocidades promedio en cada punto y para cada una de las formaciones, es decir, para cada horizonte.

La desventaja de este método radica en que la calidad del modelo de velocidades calculado depende de la cantidad y distribución de pozos con información de marcadores geológicos con los que se calcularon las velocidades promedio. En este trabajo se utilizaron 25 pozos para el Horizonte_1 y Horizonte_2, 26 pozos para el Horizonte_3, 25 pozos para el Horizonte_4 y 8 pozos para el Domo Salino. Esta cantidad de pozos parece ser suficiente, sin embargo, la distribución de los pozos no cubre de manera adecuada toda el área, pues en la porción Noroeste los pozos se encuentran bastante separados unos con otros.

Al comparar la conversión basada en marcadores geológicos contra la que se encuentra basada en velocidades de apilamiento y checkshots los resultados fueron aceptables, ya que las diferencias de profundidad entre los horizontes resultaron bastante tolerables. Por ejemplo, en el caso del Horizonte_1 (figura 73) dichas diferencias se encuentran entre -130 y 110 pies, manteniéndose la geometría de los horizontes bastante similar. Para el caso del Horizonte_2 (figura 77) las diferencias de profundidad se encuentra entre -400 y 200 pies. Además se observó que existe una zona en la que esta última diferencia cambia de manera brusca formando una estructura artificial en forma de cono para el horizonte convertido a profundidad con información de marcadores geológicos.

Para este caso los resultados muestran la diferencia máxima de profundidad, que aunque resulta tolerable, no es correcta. Este error puede deberse a dos causas: a) a la existencia de un registro fuera de profundidad en esa área por lo que el marcador geológico se encuentra en una profundidad incorrecta, y b) al uso de valores de profundidad medida en lugar de utilizar profundidad vertical verdadera, la cual no es posible obtener en un pozo desviado. En este caso se trató de un registro fuera de profundidad.

Para el caso del Horizonte_3 (figura 81) las diferencias de profundidad se encuentran entre -300 y 650 pies, observándose un valor máximo en la parte central sin que la diferencia en profundidad cambie de manera brusca. Nuevamente es posible observar la estructura en forma de cono en el horizonte convertido con marcadores geológicos, las diferencias de profundidad en el Horizonte_4 (figura 85), varían entre -550 y 1050 pies teniendo el valor máximo en la porción Suroeste y debiéndose esta a la poca información en esa área. Nuevamente en la figura 86 es posible ver la estructura en forma de cono. Para el caso del Domo Salino (figura 89) las diferencias en profundidad varían entre -500 a 500 pies, manteniéndose una geometría bastante similar en ambas conversiones.

Comparando los resultados obtenidos entre los horizontes convertidos con información de velocidades de apilamiento y checkshots con respecto a los convertidos utilizando únicamente velocidades de apilamiento, se encontró que para el caso del Horizonte_1 (figura 75) las diferencias de profundidad varían entre -90 y 40 pies conservando una geometría muy similar entre ambos horizontes.

Para el caso del Horizonte_2 (figura 79), las diferencias en profundidad se encuentran entre -80 y 30 pies teniendo poco cambio en la geometría de los horizontes. En el Horizonte_3 (figura 83) la diferencia en profundidades se encuentra entre -150 y 40 pies teniendo un cambio poco significativo en la geometría de la estructura entre ambos horizontes. Para el Horizonte_4 (figura 87), las diferencias de profundidades se encuentran entre -170 y 130 pies teniendo poco cambio en la geometría entre ambos horizontes. Esta comparación muestra que la conversión a profundidad es buena, independientemente del método y datos utilizados ya que las diferencias de profundidad y de estructura son tolerables.

CONCLUSIONES

En este trabajo se llevó a cabo la conversión a profundidad de datos sísmicos petroleros. Para ello, se revisaron cuidadosamente los conceptos fundamentales del fenómeno de propagación de ondas de cuerpo en medios estratificados. Posteriormente, se utilizaron diferentes métodos de conversión los cuales pueden aplicarse si se cuenta con la información adecuada como velocidades de apilamiento, marcadores geológicos, checkshots, etc. En particular, el problema principal en la conversión a profundidad consiste en determinar el modelo de velocidades que defina la distribución de velocidades en el subsuelo, sin embargo, este proceso no es sencillo, por las siguientes tres razones:

- 1.) Existen diferentes tipos de información que permiten determinar varios modelos de velocidades diferentes para una misma área, por ejemplo velocidades de apilamiento, marcadores geológicos y checkshots.
- 2.) La validez del modelo de velocidades depende, por un lado, de la calidad de la información que permite calcularlo, y por otro lado, de la cantidad de información con la que se cuenta. Es decir, en el caso de las velocidades de apilamiento, la calidad depende del procesamiento de los datos sísmicos, mientras que para el caso de los marcadores geológicos, depende de la adquisición e interpretación de los registros geofísicos o bien de la calidad con la que se adquirieron las muestras de pozos.
- 3.) La complejidad de la geología del subsuelo es un factor importante ya que se pueden encontrar cambios bruscos en áreas muy pequeñas lo que complica la obtención de un modelo de velocidades adecuado.

Se observó que las estructuras en el dominio del tiempo cambian sensiblemente con respecto a las del dominio del espacio. Este cambio esta en función de la definición del modelo de velocidades; un modelo de velocidad pobremente definido o con variaciones bruscas en velocidad puede arrojar como resultado estructuras que no son reales. Sin embargo se debe considerar que si existen cambios bruscos de propiedades elásticas en profundidad, entonces es recomendable contar con información geológica de la zona.

En general, los tres métodos de conversión a profundidad utilizados en este estudio proporcionaron resultados aceptables ya que las profundidades a las que se encontraron los horizontes sísmicos no variaron de manera considerable. Para fines de perforación, cada una de las metodologías empleadas proporcionan una profundidad muy aproximada para cada uno de los horizontes, sin embargo, la mejor conversión a profundidad fue la que utilizó las velocidades de apilamiento e información de velocidades de pozo ya que las velocidades de apilamiento se encuentran bien distribuidas a lo largo y ancho del área de estudio, además se ajustaron las profundidades en los puntos en los que existen velocidades de pozo (checkshots), mientras que la conversión a profundidad menos confiable es la realizada con marcadores geológicos ya que ésta se encuentra limitada a la cantidad y distribución de los marcadores geológicos en los pozos y que además al utilizar velocidades promedio desprecia la primera ley de Snell de la reflexión, por esta razón, se recomienda cautela al utilizar esta metodología y limitar el uso de ésta sólo a aquellas ocasiones en las que se cuente con suficientes pozos y con una distribución adecuada a lo largo y ancho del área de estudio o bien en aquellas ocasiones en que no se cuente con otro tipo de datos de velocidad.

BIBLIOGRAFÍA

Acheson, C. H., May 1981; Time-Depth and velocity-depth relations in sedimentary basins, *Geophysics*, Vol 46. No. 5.

American Association Of Petroleum Geologists, 1989. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, Tulsa Oklahoma.

Baker Ron, 2001; *A primer of Oil Well Drilling*, The University of Texas at Austin, Sixth Edition.

Berlanga, Juan M., Zamora, David H., Medellín Salgado y García Olvera, Griselda, 2002; *Conversión Tiempo-Profundidad: Complejo Ku-Maloob-Zaap*, El Petróleo de México.

Brown, Alistair R., 1996; *Interpretation of Three – Dimensional Seismic Data*, Fifth Edition, AAPG Memoir 42, Tulsa Oklahoma.

Dobrin, Milton B., 1969; *Introducción a la Prospección Geofísica*, Ediciones Omega, S.A.

Fagin, Stuart W., 1991; *Seismic Modeling of Geologic Structures, Applications to exploration problems*, Geophysical Development Series Vol 2, Society Of Exploration Geophysicists.

Gadallah, Mamdouh R., 1994; *Reservoir Seismology Geophysics in non technical language*, Pennwell Books

Gerritsma, P. H. A., June 1997; Time-to-depth conversion in the presence of structure, *Geophysics*, Vol 42. No. 4.

Grechka, Vladimir and Tsvankin, Ilya, May-June 2002; NMO-velocity surfaces and Dix-type formulas in anisotropic heterogeneous media, *Geophysics*, Vol 67. No. 3.

Hewitt, Dix C., 1981; *Seismic Prospecting For Oil*, International Human Resources Development Corporation, Boston U.S.A.

Hilterman, Fred J., December 1970; Three-Dimensional Seismic Modeling, *Geophysics*, Vol 35, No. 6.

Keydar, S., Koren, Z., Koslo, D., and Landa, E., August 1989; Optimum time-to-depth conversion, *Geophysics*, Vol 54. No. 8.

Morgan, Thomas R., 1950; *Foundation of wave theory for seismic exploration*, International Human Resources Development Corporation, Boston U.S.A.

Nettleton, L.L., 1940; *Geophysical prospecting for oil*, Mc Graw-Hill. U.S.A

Parasnis, D.S., 1986; *Principles of Applied Geophysics*, Chapman and Hall, Fourth edition.

Peterson, R.A., Fillippone, W.R. and Coker S.B., July 1955; The Synthesis of Seismograms from well log data, Geophysics, Vol XX, No. 3.

Schlumberger Information Solutions , July 10, 2002; Synthetics Theory, Training Guide.

Schultz Phil, 1999; The Seismic Velocity Model as an Interpretation Asset, Society of Exploration Geophysicists

Sheriff, R. E., Geldart L. P., 1991; Exploración Sismológica, Noriega Limusa, Primera Edición, Volumenes 1 y 2.

Sheriff Robert E., 1980; Seismic Stratigraphy, International Human Resources Development Corporation.

Treitel, S. and Robinson, E. A., February 1996; Seismic Wave Propagation in Layered Media in Terms of Communication Theory, Geophysics, Vol XXXI No. 1.

Van Dyke, Kate, 1997; Fundamentals of Petroleum, The University of Texas at Austin.

Verma, Rajni K., 1986; Offshore Seismic Exploration, Data acquisition, Processing, Interpretation, Gulf Publishing Company.

Walton, G.G., June 1972; Three-Dimensional Seismic Method, Geophysics, Vol 37, No. 3.

Waters, Kenneth H., 1992; Reflection Seismology (A tool for energy resource exploration), Krieger Publishing Company, Third edition.

Yilmaz, Ozdogan, 1987; Seismic Data Processing, Society Of Exploration Geophysicists.

<http://www.glossary.oilfield.slb.com/>

http://www.hub.slb.com/Docs/wg_home/dp/training/robertson/start.htm

http://www.hub.slb.com/Docs/wg_home/Training/Summit/Summit/summit/go.htm

<http://www.ipims.com>

<http://www.seg.org/>

Registro sísmico sintético

Capas horizontales y paralelas

Para comprender las diferentes respuesta sísmicas de los medios en función de sus propiedades tales como la velocidad y la densidad, he propuesto en primer lugar el medio más simple (Figura A1) compuesto por cuatro capas y en consecuencia tres reflectores. Este arreglo en particular consta de 25 fuentes y 25 receptores colocados ambos en la misma posición en pares y separados cada 250 [m].

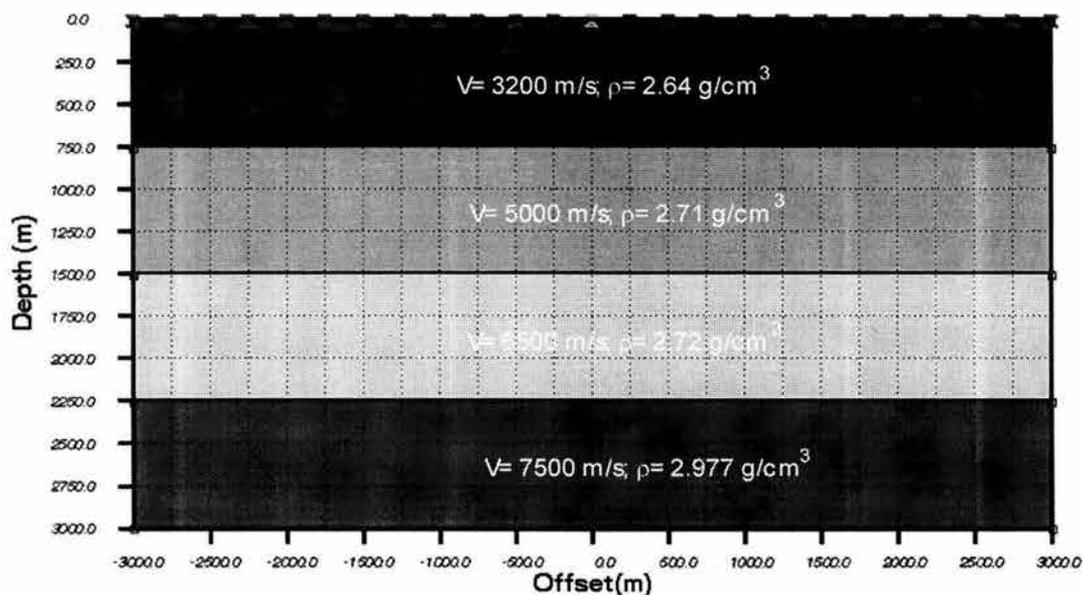


Figura A1
Modelo de capas horizontales y paralelas

Al detonar una fuente, su respectivo detector registra los tiempos de reflexión normal, en la Figura A2 se muestran algunas de las trayectorias de rayos que tuvieron reflexión normal.

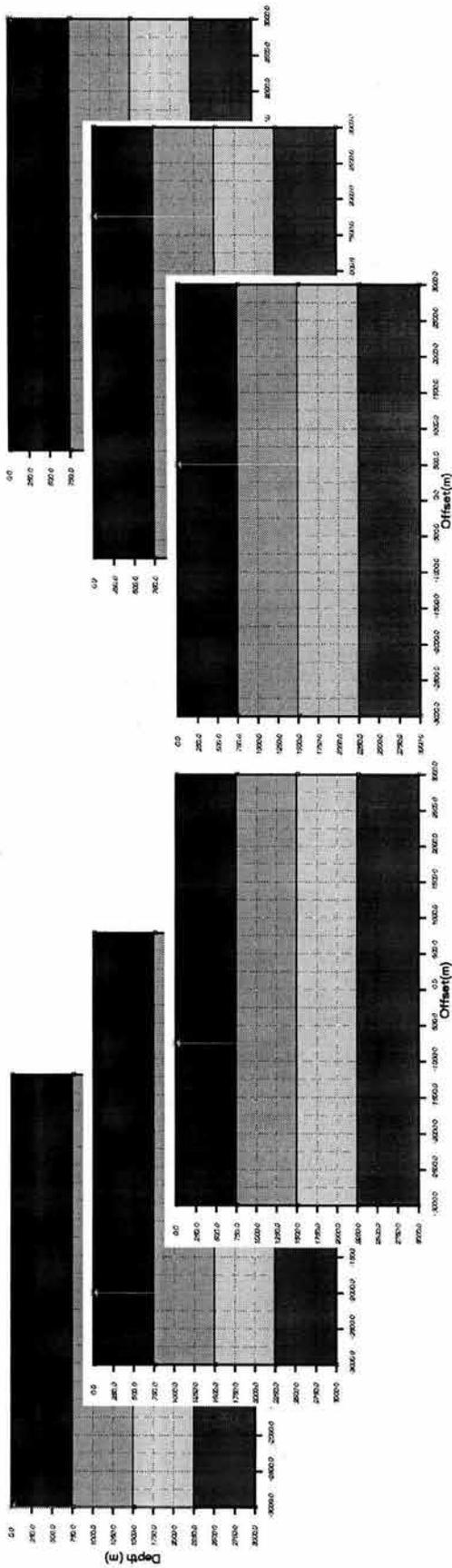


Figura A2
Reflexiones normales para algunos detectores

Al desplegar las trazas de cada uno de los detectores en sus respectivos lugares, se obtiene el sismograma sintético (Figura A3) asociado al medio de capas horizontales y paralelas de la Figura A1.

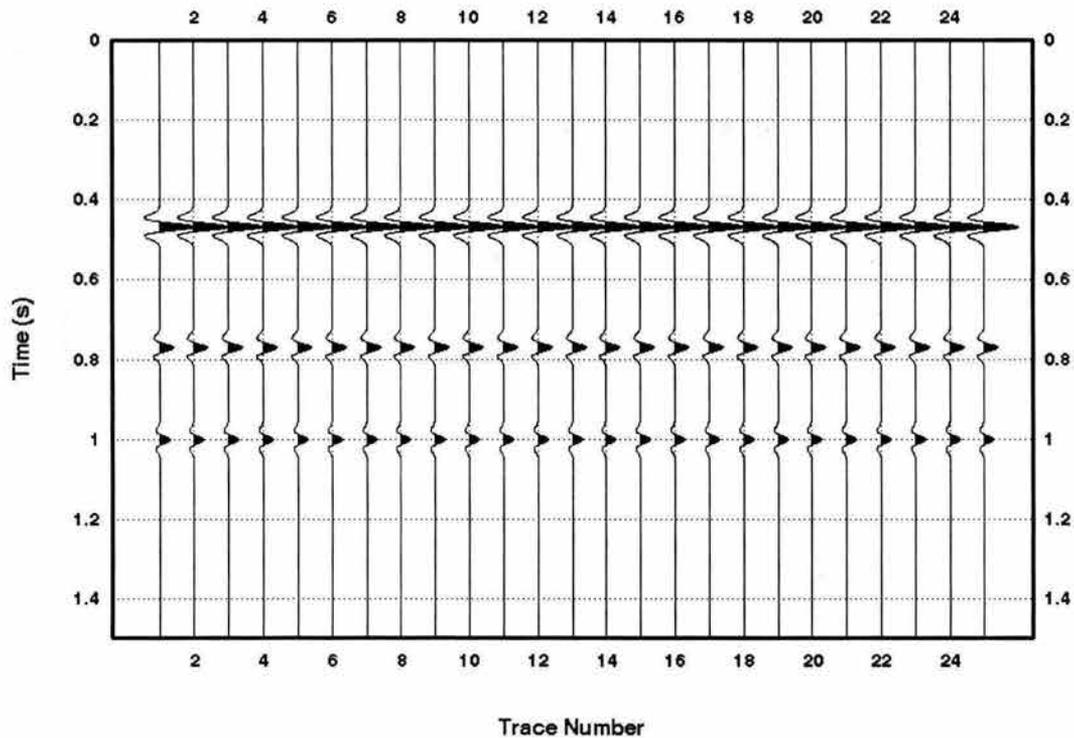


Figura A3
Registro sísmico sintético

En la Figura A3 se muestra el registro sísmico sintético en el cual se pueden observar los tres reflectores sísmicos detectados, en este registro, se pueden leer los tiempos dobles (ida y vuelta) a los que se encuentran dichos reflectores, nótese que la estructura temporal que se puede observar en el registro es muy similar a la estructura del medio propuesto.

A demás una característica muy importante que se debe notar es que al tener capas perfectamente horizontales la reflexión normal de la energía se da justamente debajo del detector, en consecuencia, se ha muestreado el subsuelo la misma longitud del tendido.

Anexo 2

Registro sísmico sintético

Anticlinal

Una estructura más compleja que capas horizontales y paralelas puede ser por ejemplo un anticlinal como el que se muestra en la Figura A4. El tendido sísmico consta de 23 fuentes y 23 receptores los cuales fueron colocados en pares ubicados en la misma posición y cada par se encuentra separado 250 [m].

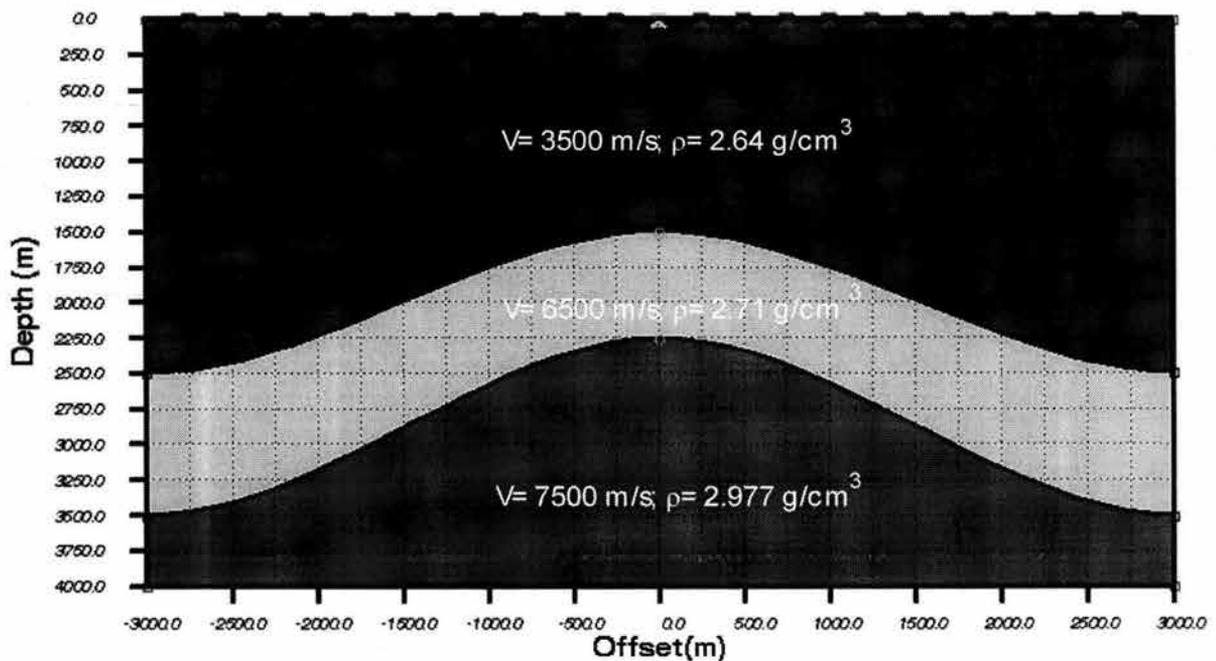


Figura A4
Modelo de capas deformadas (Anticlinal)

Al detonar cada una de las fuentes, su respectivo detector registra los tiempos de reflexión normal, en la Figura A5 se muestran algunas de las trayectorias de rayos las cuales tuvieron reflexión normal.

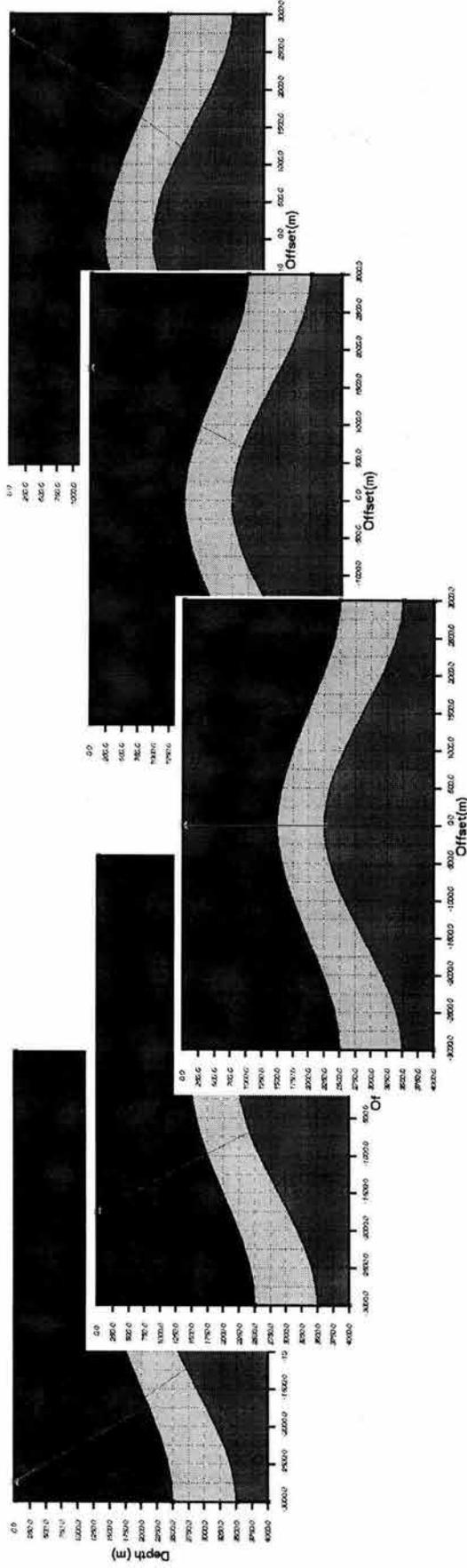


Figura A5
Reflexiones normales para algunos detectores

Nuevamente desplegando cada traza en su lugar, el resultado es el registro sísmico sintético (Figura A6) asociado al medio constituido por el anticlinal de la Figura A4.

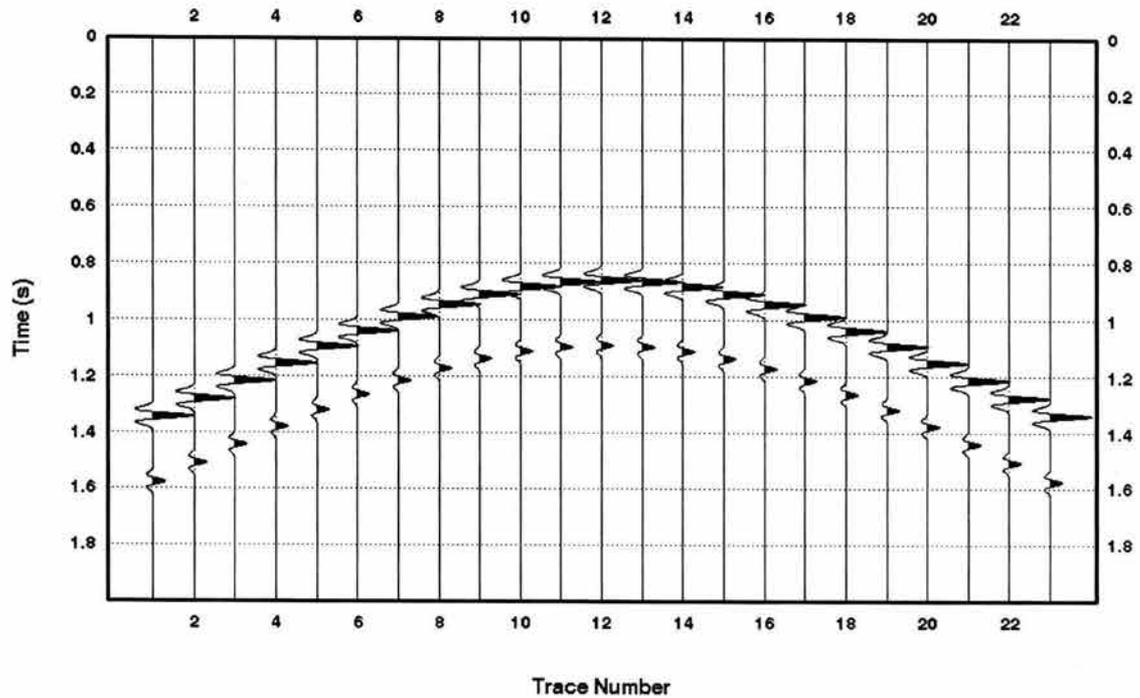


Figura A6
Registro sísmico sintético

La estructura obtenida en el registro, es muy similar a la del modelo propuesto sin embargo, nótese que las reflexiones normales no se encuentran exactamente debajo de cada uno de los receptores, por lo que solo se muestreó una porción de la estructura, y esas reflexiones aunque no presentan el efecto NMO deben ser movidas a sus posiciones reales por lo que resulta necesario migrar la sección para poder observar la estructura real en el dominio del tiempo.

Modelo de capas horizontales y paralelas asociadas a una falla normal

Otro modelo que presenta complicaciones desde el punto de vista estructural se muestra en la Figura A7 el se encuentra conformado por 3 reflectores sísmicos dos de los cuales se encuentran afectados por una falla normal. El tendido sísmico consta de 23 fuentes y 23 receptores colocados en pares con una separación de 250 [m] entre cada par.

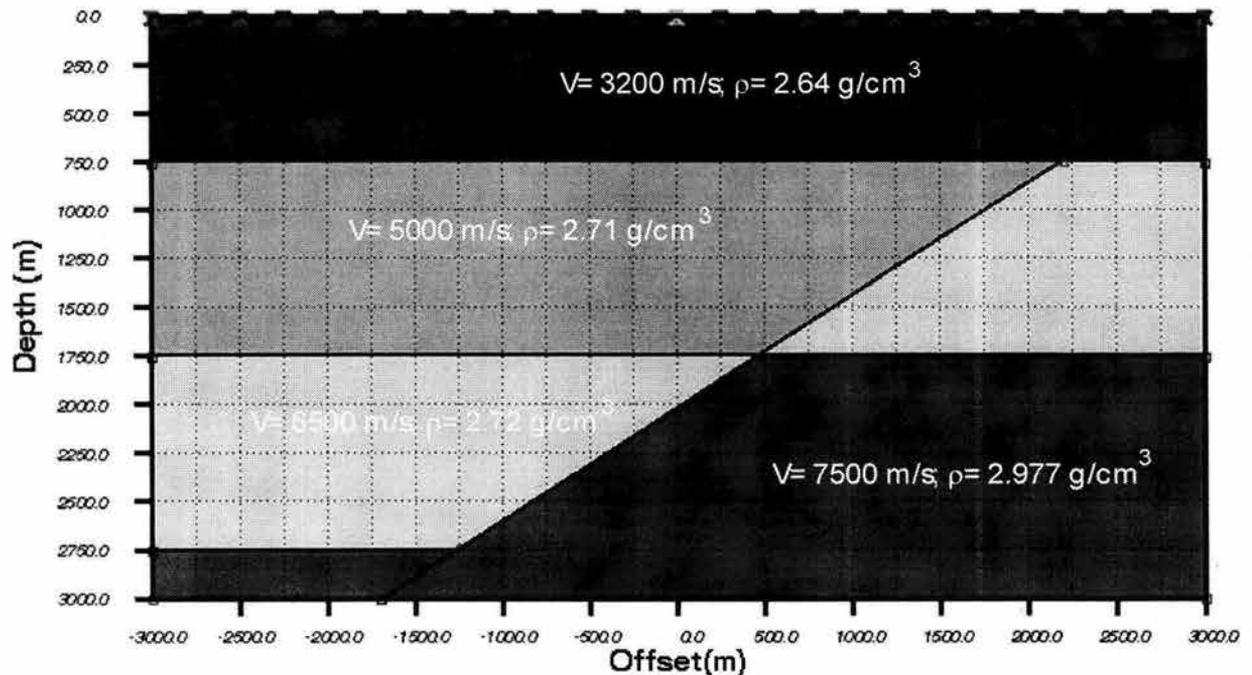


Figura A7
Modelo de capas horizontales y paralelas afectadas por una falla normal

Al detonar cada una de las fuentes, su respectivo detector registra los tiempos de reflexión normal, en la Figura A8 se muestran algunas de las trayectorias de rayos las cuales tuvieron reflexión normal.

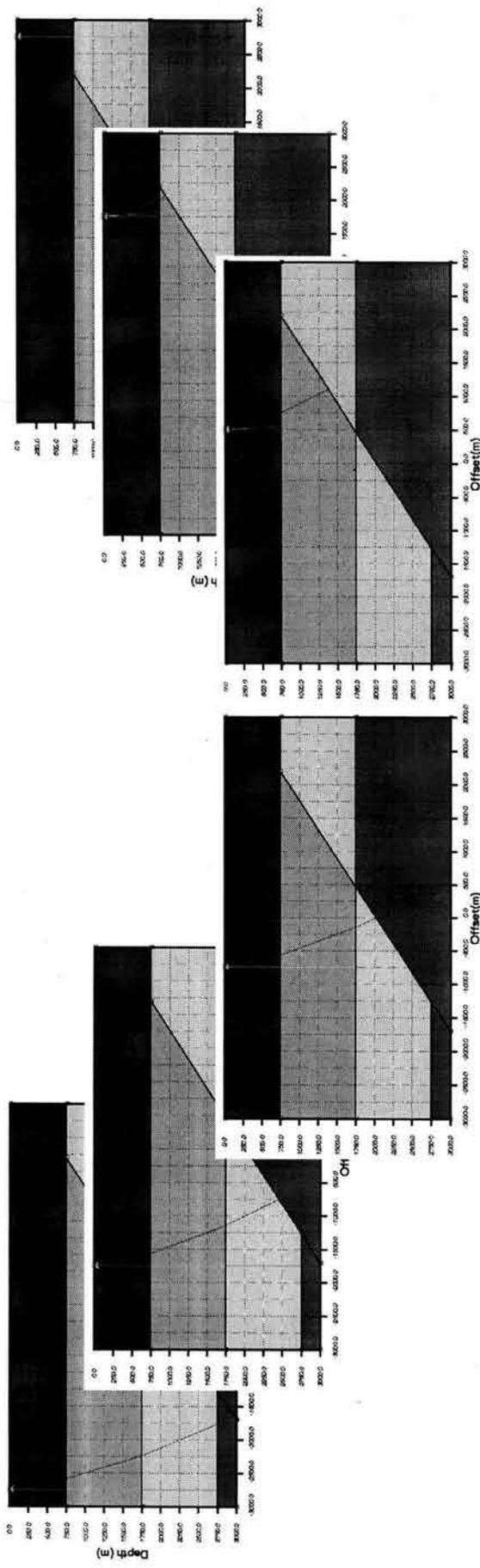
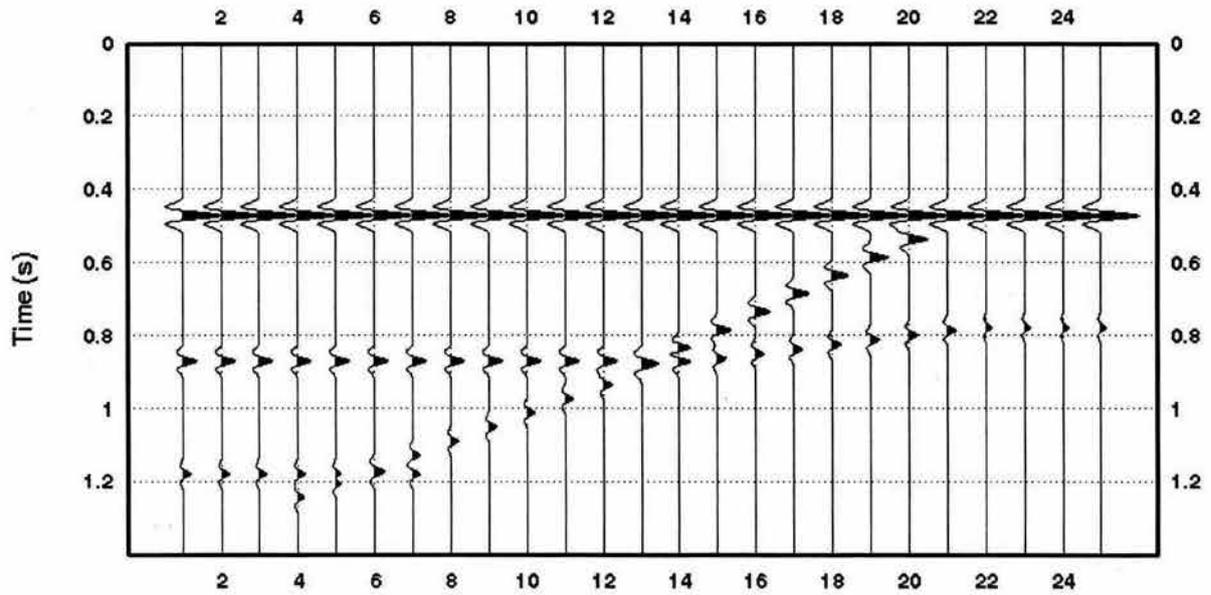


Figura A8
Reflexiones normales para algunos detectores

La información adquirida, permite construir trazas individuales las cuales al ser graficadas juntas y poniéndolas en sus respectivas posiciones nos dan como resultado el registro sísmico sintético (Figura A9).



Trace Number
 Figura A9
 Registro sísmico sintético

Nótese que en el registro sísmico (Figura A9), desde el punto de vista estructural se pueden observar tres reflectores horizontales y una falla normal, sin embargo, nuevamente puesto que las reflexiones normales de la falla no se encuentran exactamente debajo del receptor, la migración de la sección es la manera de poner las reflexiones en sus posiciones reales en el dominio del tiempo.