

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANALISIS DE DATOS DE TOMOGRAFIA SISMICA
EN UN MEDIO ANISOTROPO

T E S I S

COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO

PRESENTA

ADRIANA RAQUEL PICCIOTTO FERNANDEZ

LINARES, NUEVO LEON

FEBRERO 2000

2000

MARZO

TL

QE538

.5

.P5

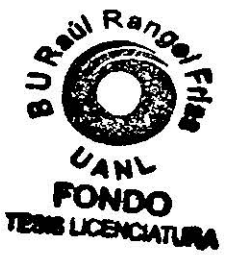
c.1

GEOFISICA

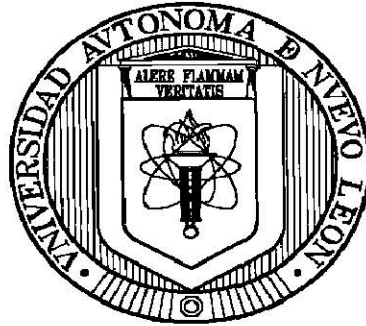
ADRIANA RAQUEL PICCIOTTO FERNANDEZ



QE 538.5
- P -
C.1



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS DE DATOS DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA
EN UN MEDIO ANISÓTROPO**

T E S I S

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

P R E S E N T A

ADRIANA RAQUEL PICCIOTTO FERNÁNDEZ

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO 2000



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La tesis

**ANÁLISIS DE DATOS DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA
EN UN MEDIO ANISÓTROPO**

elaborada por

ADRIANA RAQUEL PICCIOTTO FERNÁNDEZ

como requisito parcial para optar al título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Vo. Bo. DEL ASESOR

A handwritten signature in black ink, appearing to read "N. Kouzoub", written over a horizontal line.

M.C. Nikolai Kouzoub



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La tesis

**ANÁLISIS DE DATOS DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA
EN UN MEDIO ANISÓTROPO**

elaborada por

ADRIANA RAQUEL PICCIOTTO FERNÁNDEZ

como requisito parcial para optar al título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Vo.Bo. del comité de revisión de tesis

Dr. Sóstenes Méndez Delgado

M.C. Daniel Garza Rocha

DEDICATORIA

Esta tesis está dedicada a mis padres:

Dr. Dionisio Picciotto y Urania Fernández de Picciotto

A mi hijo:

IAN

Y a mi esposo y mejor amigo:

Alberto

AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Nikolai Kouzoub por su valiosa asesoría y colaboración durante el desarrollo de este trabajo y además por ser el mejor de los maestros durante los últimos años de mi carrera.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León por todo el apoyo recibido durante mi formación, al Director de la misma, Dr. Rosbel Chapa Guerrero y a todo el personal Académico y Administrativo de esta gran institución.

Al comité de revisión de tesis integrado por mis maestros y amigos, Dr. Sóstenes Méndez Delgado y M.C. Daniel Garza Rocha, por los comentarios y sugerencias que aportaron para mejorar la calidad de este trabajo y por el apoyo que como maestros, me han brindado siempre.

Al Dr. Aleksandr Mousatov y al Dr. Cosme Pola Simuta, quienes también contribuyeron invaluablemente con sus conocimientos y orientación durante el desarrollo de mi carrera.

Al Dr. Josep Batlló, Jefe de la Sección Sísmica del Observatori de L'Ebre de la Universidad Ramón Llull de Barcelona por su amistad y tutoría durante mi estancia en este Centro de Investigación, por la experiencia compartida con Emil, Lluís y María.

A la Familia Blanco Piñón, por brindarme su comprensión y apoyo para alcanzar mis metas profesionales, por su cariño y por amar tanto a Ian.

A mis tres hermanas: Irma Yolanda, Guadalupe del Carmen y Melissa Gabriela, y a mis queridos sobrinos: Diana Andrea, Irma Teresa, Alfredo, Daniela, Cristina, Tatiana Melissa y Melvin André, por ser la más hermosa fuente de motivación en nuestra familia.

A mis compañeros y amigos de siempre: Oneida Lerma, Juan Francisco Rodríguez, José Manuel Vasconcelos y Andrea Morales. A otros grandes amigos que aprecio y admiro: Rolando Peterson, José Antonio Arz, Gabriel Chávez, Vicky Cuéllar, Luis de la Mora, Katya Leal, Karla Olvera, Andrea Reyes, Oscar Romero, Enrique Prado, César Correa, Andrés García, Sergio Ibarra, Pedro Luis Maldonado, Iris Navarro, Alma Téllez, Mayra Valdés, Israel Villarreal, José Alfredo Guerrero y Alicia Cruz. A alguien más, que siempre recuerdo: Fernando Izquierdo (†).

A la señora Aracely Issasi, a la señora Nora Angélica Solís y a la señorita Nereyda Quintero, por su amistad y sus atenciones durante mi estancia en esta Facultad.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	<i>i</i>
RESUMEN	<i>v</i>
INTRODUCCIÓN	<i>vii</i>
CAPÍTULO 1 GENERALIDADES	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos.....	1
1.3 Localización del área de estudio.....	2
1.4 Características geológicas del área de estudio.....	3
1.5 Equipo para investigaciones de tomografía sísmica en pozos.....	4
1.6 Metodología del levantamiento de datos de tomografía sísmica.....	6
CAPÍTULO 2 RESULTADOS PRELIMINARES	
2.1 Introducción.....	11
2.2 Análisis de datos por inversión tomográfica para medios isotrópicos.....	11
2.3 Cálculo de los tiempos reducidos.....	16
2.4 Perfiles de velocidad de los rayos paralelos horizontalmente.....	19
CAPÍTULO 3 MARCO TEÓRICO	
3.1 Introducción.....	22
3.2 Tomografía sísmica.....	22
3.3 Problema clásico de tomografía.....	23
3.4 Problema directo isotrópico.....	24
3.5 Problema anisotrópico.....	25
3.6 Trazado de rayos.....	30

CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA DE LA INVERSIÓN

4.1	Introducción.....	37
4.2	Estimación de la dirección del eje de anisotropía.....	37
4.3	Modelado directo.....	39
4.4	Modelado inverso.....	39

CAPÍTULO 5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1	Introducción.....	47
5.2	Resultados.....	47
5.3	Discusión.....	61

CONCLUSIONES.....	63
--------------------------	----

BIBLIOGRAFÍA.....	65
--------------------------	----

ANEXO.....	67
-------------------	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localización del área de estudio.....	2
Figura 2	Perfil geológico regional ilustrando la influencia tectónica de la Sierra Madre Oriental en el conjunto litológico característico de la Planicie Costera del Golfo (modificado de DE LEON, 1993).....	3
Figura 3	Columna estratigráfica descrita para el área consiste únicamente de lutitas (con espesores aproximados de 1m) con la presencia de planos de foliación y un ligero buzamiento de las capas hacia el NE.....	4
Figura 4	Diagrama de la fuente electrodinámica “sparker”.....	5
Figura 5	Diagrama de un cilindro de los 6 que componen un hidrófono cilíndrico..	6
Figura 6	Ubicación de los pozos en el área de estudio.....	7
Figura 7	Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 21m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.....	8
Figura 8	Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 27m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.....	9
Figura 9	Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 37m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.....	10
Figura 10	Distribuciones de velocidad de las secciones reales como resultado del análisis de inversión tomográfica para medios isotrópicos.....	13

Figura 11	Modelos de las distribuciones de velocidades representativas para distintos valores del parámetro anisotrópico δ y un valor de ϵ fijo.....	14
Figura 12	Modelos de las distribuciones de velocidades representativas para distintos valores del parámetro anisotrópico ϵ y un valor δ fijo.....	15
Figura 13	Gráficas de tiempos reducidos para las secciones 2-1, 2-3 y 3-1.....	17
Figura 14	Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y la sección 2-1 real.....	18
Figura 15	Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y la sección 2-3 real.....	18
Figura 16	Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y la sección 3-1 real.....	19
Figura 17	Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 2-1.....	20
Figura 18	Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 2-3.....	20
Figura 19	Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 3-1.....	20
Figura 20	Evaluación del algoritmo de optimización no-lineal en un medio isótropo-heterogéneo. El método del gradiente conjugado define la mejor aproximación del contacto por el cual la trayectoria del rayo es mínima...	35
Figura 21	Evaluación del algoritmo de optimización no-lineal en un medio anisótropo-homogéneo. El método del gradiente conjugado define la mejor aproximación del contacto por el cual la trayectoria del rayo es mínima.....	36
Figura 22	Representación gráfica de las relaciones entre el ángulo del rayo y el ángulo de la dirección del eje de anisotropía.....	38
Figura 23	Modelos con los datos de lentitud S_0 y de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ simulados. El caso a) corresponde al modelo de baja velocidad ($3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$), la cual se ve resaltada en la parte central del conjunto de datos de $4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. El caso b) es un modelo de alta velocidad, la cual resalta en	

	la parte central del modelo (5km.s^{-1}), en contraste con el resto de la velocidad distribuida con 4km.s^{-1} . Los parámetros ϵ y δ tienen los valores pequeños para ambos casos, desde 0.0 (en las partes superiores) hasta 0.2 para ϵ y desde 0.0 (en las partes superiores) hasta 0.1 para δ en el resto de los modelos.....	46
Figura 24	Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 2-1. Como se puede ver el ángulo obtenido es de 22°	48
Figura 25	Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 2-3. Como puede observarse el ángulo obtenido es de aproximadamente 2° ...	48
Figura 26	Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 3-1. El ángulo obtenido es de 6°	48
Figura 27	Gráfica que representa un conjunto de soluciones para un rango definido de valores α y β del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms.....	50
Figura 28	Gráfica que relaciona los valores del rms de los residuales y del rms de la rugosidad del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms, en isólineas, cuya intersección en el error de 0.4ms y 0.8ms, proporcionan los valores correspondientes para $\alpha=23$ y $\beta=0.3$	50
Figura 29	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=23$ y $\beta=0.3$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de velocidad baja con error de 0.02ms.....	51
Figura 30	Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.....	51
Figura 31	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=40$ y $\beta=1$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de velocidad baja con error de 0.04ms.....	52

Figura 32	Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de baja velocidad con error de 0.04ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.....	53
Figura 33	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=20$ y $\beta=0.2$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de alta velocidad con error de 0.02ms.....	54
Figura 34	Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de alta velocidad con error de 0.02ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.....	54
Figura 35	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=25$ y $\beta=0.1$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de alta velocidad con error de 0.04ms.....	55
Figura 36	Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de alta velocidad con error de 0.04ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.....	56
Figura 37	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=20$ y $\beta=0.5$ para la sección 2-1.....	57
Figura 38	Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 2-1..	57
Figura 39	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=60$ y $\beta=0.2$ para la sección 2-3.....	58
Figura 40	Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 2-3..	59
Figura 41	Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=30$ y $\beta=0.3$ para la sección 3-1.....	60
Figura 42	Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 3-1..	60

RESUMEN

En el presente trabajo se investigan las características de un campo de velocidad de ondas sísmicas mediante los tiempos de primeros arribos que fueron adquiridos en tres pozos de un estudio de tomografía sísmica. Estos pozos están localizados en la parte posterior de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la U.A.N.L., en una zona caracterizada por sedimentos marinos del Cretácico Superior constituidos por lutitas de la Formación Méndez, presentes en forma homogénea y con una estratificación aproximadamente plana.

En el capítulo I se plantean los objetivos del estudio y se presentan la localización y los aspectos geológicos del área, así como las características del equipo y la metodología usada durante el levantamiento de los datos.

En el capítulo II se muestra un análisis preliminar de los datos mediante un programa de inversión tomográfica para medios isotrópicos que muestra que el conjunto geológico de la zona influye en las propiedades elásticas de las rocas reflejadas a través de anomalías en la velocidad. Un modelado basado en el efecto de la anisotropía débil y otras pruebas como el cálculo de los tiempos reducidos y la elaboración de perfiles de velocidad demuestran que el medio es sísmicamente anisótropo en un grado débil. Los resultados se ilustran con mapas de contorno de igual velocidad.

En el capítulo III se presentan los fundamentos teóricos del problema analizado. Mediante la generalización del método tomográfico a un medio anisotrópo débil, se modifican las fórmulas de la velocidad de la onda P y se presenta una metodología para el trazado de rayos.

En el capítulo IV, se establece una metodología para un modelo anisótropo homogéneo y se realiza la estimación del ángulo del eje anisotropía, cuya información es utilizada durante el proceso de inversión. Adicionalmente, se lleva a cabo un modelado directo basado en el cálculo de los tiempos de propagación y de las trayectorias de los rayos considerados como rectos. Finalmente se realiza la inversión de datos sintéticos a través de un procedimiento que comienza con la linealización del problema tomográfico. El mal-condicionamiento de los sistemas lineales complica la inversión, con lo cual se introduce un esquema de regularización que incluye dos multiplicadores que sancionan los valores

grandes del error medio cuadrático de los residuales y del error medio cuadrático de la rugosidad. La selección de un nivel de restricción adecuado se evalúa de un conjunto de soluciones para una serie de valores de los parámetros de restricción. El procedimiento anterior se aplica en primera instancia a una serie de experimentos en los que se generan y se invierten datos simulados. Dada la eficiencia de este procedimiento, se procede a su aplicación a los datos de las secciones reales.

En el capítulo V se muestran los resultados obtenidos de los experimentos con los datos simulados y los resultados de la aplicación del procedimiento anterior a los datos reales. Al final, se discuten los resultados y se presentan las conclusiones.

INTRODUCCIÓN

La tomografía es un tipo del problema inverso cuya técnica ha sido ampliamente descrita y aplicada en el campo de la medicina a través del diagnóstico médico por imágenes de órganos internos del cuerpo humano. La técnica médica utiliza la información de secciones bidimensionales de rayos-X en las cuales fuentes y receptores rotan alrededor del cuerpo analizado (Steward, 1991). En el campo de la Exploración Geofísica algunos métodos pueden ser clasificados como tomográficos, aún cuando existen factores que los hacen más complejos que su predecesor, la tomografía médica. En el caso particular de la tomografía sísmica, estos factores suelen ser las restricciones geométricas del medio de estudio, las grandes variaciones en las velocidades sísmicas y la presencia de anisotropía (Pratt y Chapman, 1992). Mediante el uso de la tomografía sísmica se pueden estimar las distribuciones de la velocidad en el subsuelo a partir de la inversión de tiempos de viaje observados. La importancia de determinar un campo de velocidades para el caso de estructuras geológicas, radica en obtener información sobre la localización y la distribución de fracturas, la determinación de imágenes estratigráficas y estructurales, el mapeo de regímenes de esfuerzo, etc. para su aplicación en la evaluación de sitios de construcción en ingeniería civil, la evaluación de sitios de desechos y las aplicaciones en la minería, la hidrogeología, la exploración y la explotación de hidrocarburos, etc.

El caso de estudio presentado en este trabajo tiene como propósito principal reconstruir la distribución de velocidades sísmicas en un medio geológico, caracterizado por lutitas cretácicas de la Formación Méndez; utilizando para ello, tiempos de primeros arribos de ondas sísmicas observados en tres secciones de pozos mediante la técnica de tomografía sísmica. Al realizar un análisis inicial de inversión tomográfica para medios isotrópicos, se presentan imágenes de velocidad que hacen suponer la existencia de la anisotropía en el área de estudio. Esta suposición conduce el estudio, en una fase inicial, a comprobar la presencia de la anisotropía a través de un modelado basado en el efecto de la anisotropía débil, aplicando el mismo programa de inversión tomográfica para medios isotrópicos. Adicionalmente se llevan a cabo el análisis de gráficas de tiempos reducidos y de perfiles de velocidad de rayos horizontalmente paralelos. En una segunda fase del

trabajo, se presenta una metodología para cumplir con tres tareas principales: la estimación de la dirección del eje de anisotropía, el modelado directo de las trayectorias de los rayos y de los tiempos de propagación en medios anisotrópicos y la inversión tomográfica para medios anisotrópicos. Este procedimiento se valida mediante una serie de experimentos de generación e inversión de datos sintéticos. Finalmente, el procedimiento desarrollado se aplica a los datos reales para estimar la distribución de la velocidad de las ondas sísmicas en el medio.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El análisis de datos de tomografía sísmica de pozos consiste en la inversión de tiempos de arribo de ondas sísmicas para obtener la distribución de las velocidades sísmicas en un medio determinado. Los datos de tiempo de primeros arribos que fueron adquiridos para este estudio provienen de tres secciones de pozos cada una con 20 pares fuente-receptor. En este capítulo se describe la localización y los aspectos geológicos del área de estudio, así como las características del equipo geofísico utilizado para la obtención de los datos reales y la metodología utilizada durante el levantamiento de los mismos.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo son:

- Análisis de los datos de tomografía sísmica de pozos mediante inversión de tiempos de primeros arribos de ondas sísmicas para determinar la distribución de las velocidades en el medio, con la finalidad de contribuir con la información geológica presente en el área.
- Mediante un análisis inicial, comprobar el carácter anisotrópico de los datos y de estar presente la anisotropía, determinar aproximadamente en qué grado.

- Determinación de la dirección del eje de anisotropía como información útil durante la etapa de la inversión.
- Desarrollo de un procedimiento, haciendo uso de datos simulados, mediante el cual el método de análisis tomográfico sea generalizado tomando en cuenta la anisotropía.
- Aplicación del procedimiento anterior a los datos reales.

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la ex-Hacienda de Guadalupe, sede de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, en el km 8 de la carretera a la presa Cerro Prieto, al noreste de la ciudad de Linares (ver figura 1). Su ubicación corresponde a las siguientes coordenadas geográficas: $24^{\circ} 50' 53''$ - $24^{\circ} 50' 54''$ de latitud norte (N) y $99^{\circ} 30' 52''$ - $99^{\circ} 30' 53''$ de longitud oeste (W).

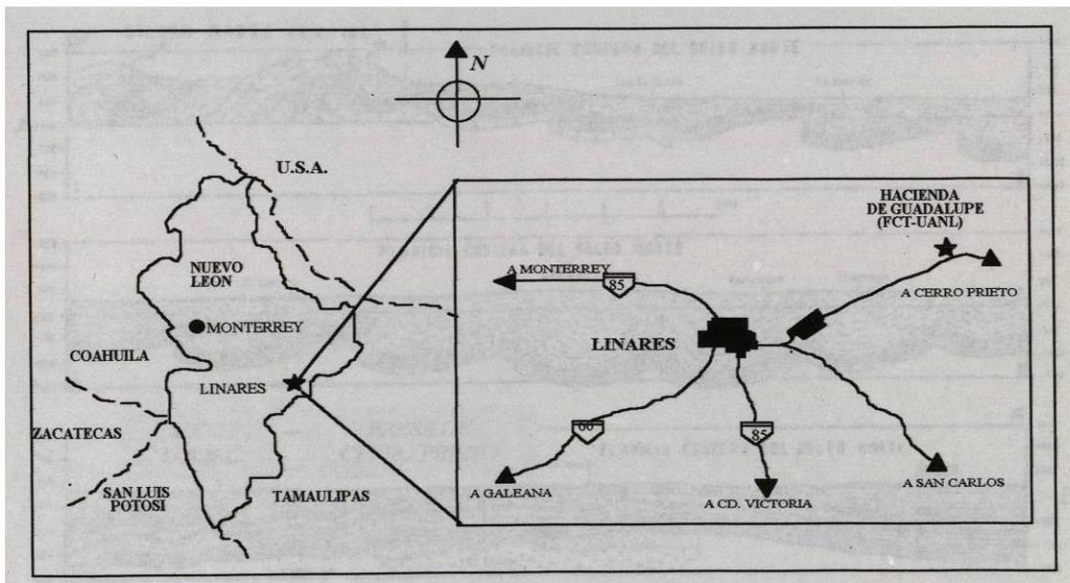


Figura 1. Localización del área de estudio

1.4 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza dentro de una zona de transición entre la Sierra Madre Oriental y la Planicie costera del Golfo (Figura 2). Morfológicamente la zona se caracteriza por llanuras y lomeríos, constituidos por sedimentos marinos del Cretácico Superior (Formaciones San Felipe y Méndez); por rocas sedimentarias terciarias (Formaciones Providencia y Reynosa) y por rocas del cuaternario (depósitos aluviales). La Formación San Felipe está constituida por margas, limos y areniscas que subyacen a las lutitas de la Formación Méndez; la Formación Providencia se constituye de caliche y sobreyace escasamente a la Formación Méndez; mientras que sobreyaciendo a la Formación Providencia se localiza la Formación Reynosa constituida por conglomerados (DE LEÓN, 1993). Los conglomerados son una secuencia de depósitos aluviales, que varían de gravas a bloques con una matriz arcillo-arenosa. Estos depósitos sobreyacen en forma discordante a las secuencias marinas terciarias.

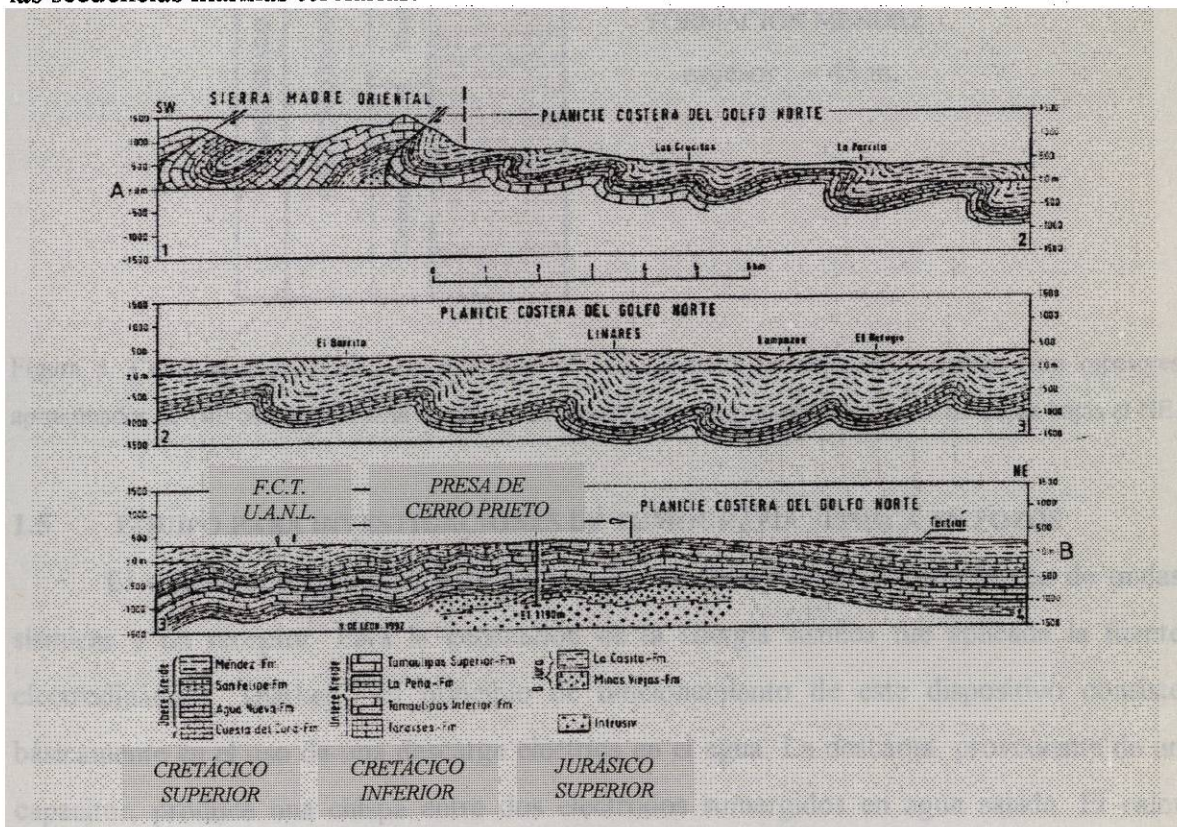


Figura 2. Perfil geológico regional ilustrando la influencia tectónica de la Sierra Madre Oriental en el conjunto litológico característico de la Planicie Costera del Golfo (modificado de DE LEÓN, 1993).

Las rocas del Cretácico Superior se ven afectadas por los esfuerzos compresionales de la Orogenia Laramídica (Paleoceno-Eoceno), la cual desarrolló el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental.

En el área de estudio (ex-Hacienda de Guadalupe) se encuentran lutitas de la Formación Méndez del Cretácico Superior (Figura 3). La Formación Méndez consiste de lutitas laminares con foliación y fracturas perpendiculares al plano de estratificación y en ocasiones se observa plegada (ssp, 1983). Depósitos aluviales constituidos por material arcillo-gravoso y arcillo-limoso se distribuyen ampliamente en toda el área, sobreyaciendo a las rocas previamente mencionadas.

era	sistema	piso	litología
MESOZOICO	CRETÁCICO SUPERIOR	Maastrichtiano	Lutitas laminares con foliación y fracturas perpendiculares al plano de estratificación.
		Campaniano	

FORMACIÓN MÉNDEZ
espesor : ~ 45 m.

Figura 3. Columna estratigráfica descrita para el área, consiste únicamente de lutitas (con espesores aproximados de 1m) con la presencia de planos de foliación y un ligero buzamiento de las capas hacia el NE.

1.5 EQUIPO PARA INVESTIGACIONES DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA EN POZOS

El equipo que se utilizó para realizar las mediciones incluyó una fuente de ondas sísmicas y un receptor. Para la generación de la energía sísmica fue aplicada la fuente electrodinámica “sparker”. El principio de funcionamiento de este dispositivo consiste básicamente en el uso de una descarga eléctrica en el agua. La descarga, proveniente de un capacitor, produce una chispa entre dos electrodos sumergidos en agua salada. El calor generado por la descarga vaporiza el agua creando un efecto equivalente a una pequeña explosión. Un diagrama esquemático de la fuente “sparker” presenta las partes del dispositivo (Figura 4), donde a través de un transformador se carga el capacitor hasta un

voltaje máximo (u_{max}) para el cual la cantidad de energía eléctrica acumulada W (en joules) es

$$W = \frac{cu_{max}^2}{2}, \quad (1)$$

donde c es la capacitancia (en faradios).

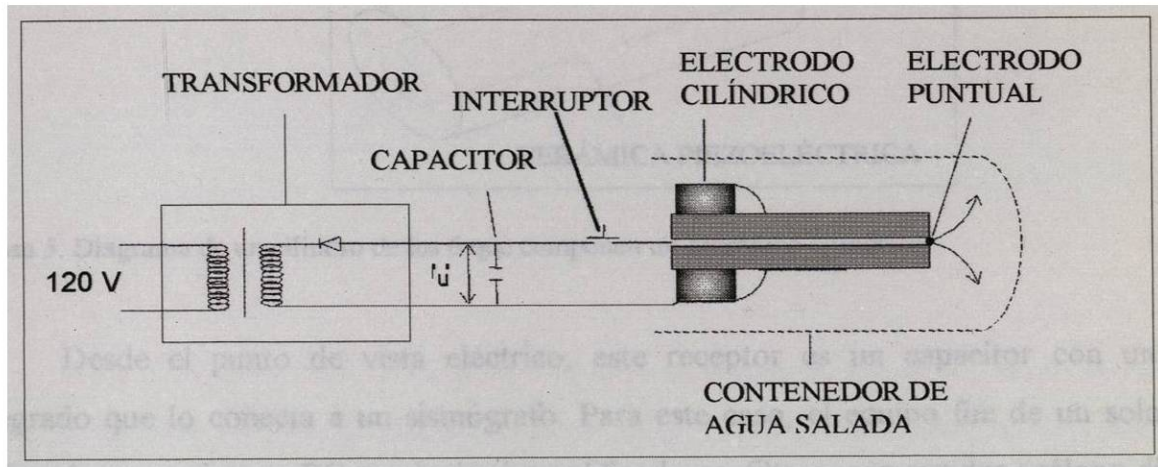


Figura 4. Diagrama de la fuente electrodinámica "sparker".

El dispositivo contiene un bloque de tiristores por el que pasa la corriente en el momento del disparo. Este impulso produce una burbuja de vapor con una temperatura muy alta, la cual, al aumentar su tamaño genera ondas acústicas. El par de electrodos, uno cilíndrico y el otro puntual, funcionan dentro de un contenedor de agua salada.

En relación a los parámetros técnicos, los valores utilizados son los siguientes:

$$u_{max} = 3000V, c = 10 - 40:F, W = 45 - 180J.$$

Como equipo de registro se utilizó un hidrófono cilíndrico, el cual es sensible a las variaciones de la presión. Este hidrófono está constituido por una serie de cilindros de cerámica piezoeléctrica, en cuya superficie interior y exterior tiene conexiones eléctricas. La presión de la onda elástica produce la deformación de este cilindro e induce una diferencia de potencial entre el interior y el exterior del cilindro (Figura 5).

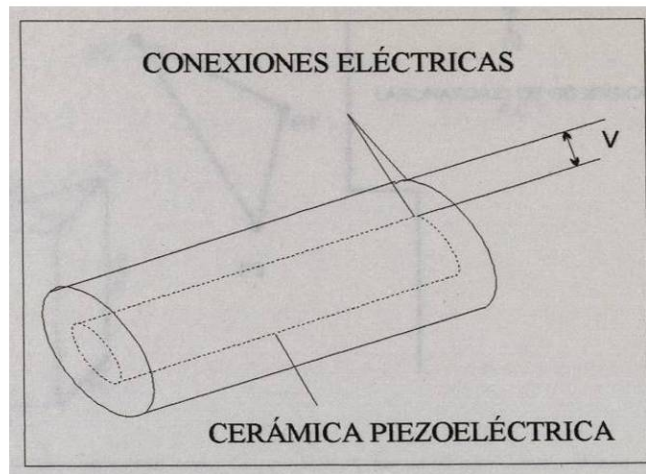


Figura 5. Diagrama de un cilindro de los 6 que componen un hidrófono cilíndrico.

Desde el punto de vista eléctrico, este receptor es un capacitor con un cable integrado que lo conecta a un sismógrafo. Para este caso, el equipo fue de un solo canal utilizando una tarjeta en PC que incluyó amplificadores, filtros, convertidor análogo digital y el manejo del punto de disparo y del punto de registro.

En cuanto a la característica de la traza sísmica que se registra se tiene la siguiente información: número de muestras=500, intervalo de muestreo=50:s, longitud de la traza=25ms (500 muestras por traza).

1.6 METODOLOGÍA DEL LEVANTAMIENTO DE DATOS DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA

Para este estudio se utilizó la tomografía sísmica como técnica para reconstruir la distribución interna de ciertos parámetros físicos de un medio geológico a través de tres secciones de pozos, cuya geometría es la de tres planos que se cortan entre sí. Los pozos tienen una profundidad aproximada de 47.5m y la separación entre ellos es de 19.2m, 20m y 27.4m (Figura 6).

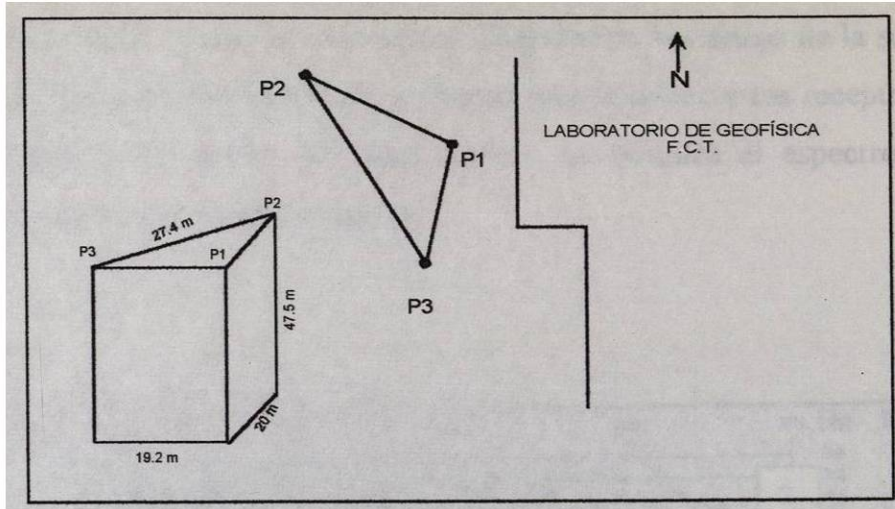


Figura 6. Ubicación de los pozos en el área de estudio.

Las mediciones se llevaron a cabo fijando la fuente en un punto, mientras los datos de cada disparo fueron registrados en un solo receptor. El receptor fue localizado sucesivamente en puntos separados a intervalos de 2m, desde los 45m hasta los 7m de profundidad. La posición de la fuente también se desplazó cada 2m, hasta obtener una cobertura en forma de abanico para cada punto, desde los 45m hasta los 7m de profundidad.

Las Figuras 7, 8 y 9 son ejemplos de registros de las formas de onda representativos de la sección 2-1 para tres distintos puntos de disparo. En ellos se pueden observar las colecciones de trazas comunes para las posiciones de fuente a 21m, 27m y 37m de profundidad. Cada registro representa los datos sísmicos en gráficas de amplitud como una función del tiempo para cada receptor. De estas gráficas se seleccionaron las primeras fases como los tiempos de viaje de los primeros arribos que son de ondas P y que en conjunto presentan una geometría de tipo hiperbólico en los sismogramas. Los datos de tiempo se muestran en el ANEXO. Otro tipo de ondas presentes son las denominadas tubulares, que son características para los estudios en pozos ya que viajan en la dirección del eje de un pozo lleno con un fluido (SHERIFF y GELDART, 1991) y en los registros corresponde a lineamientos rectos inducidos por los pozos de generación y recepción. Por otra parte, debido a la presencia de fluido en los pozos se observa que no hay propagación de las ondas S. Estas características descritas para los sismogramas se muestran en los registros con los

números: (1) para los primeros arribos (ondas P) y (2) para las ondas tubulares. En la parte inferior izquierda de las figuras se muestra un diagrama de los pozos de la sección 2-1 para representar las profundidades en las que se encuentran la fuente y los receptores y los rayos que viajan a través del medio. De igual manera, se muestra el espectro de frecuencia correspondiente al rayo central del registro.

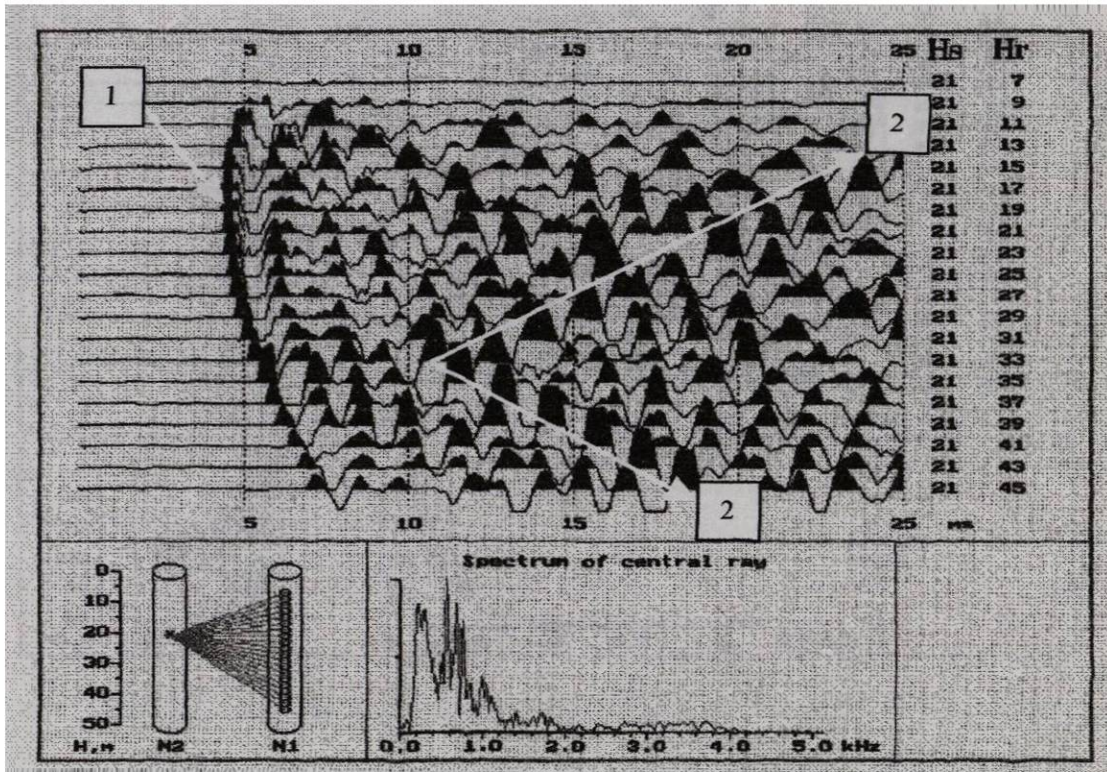


Figura 7. Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 21m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.

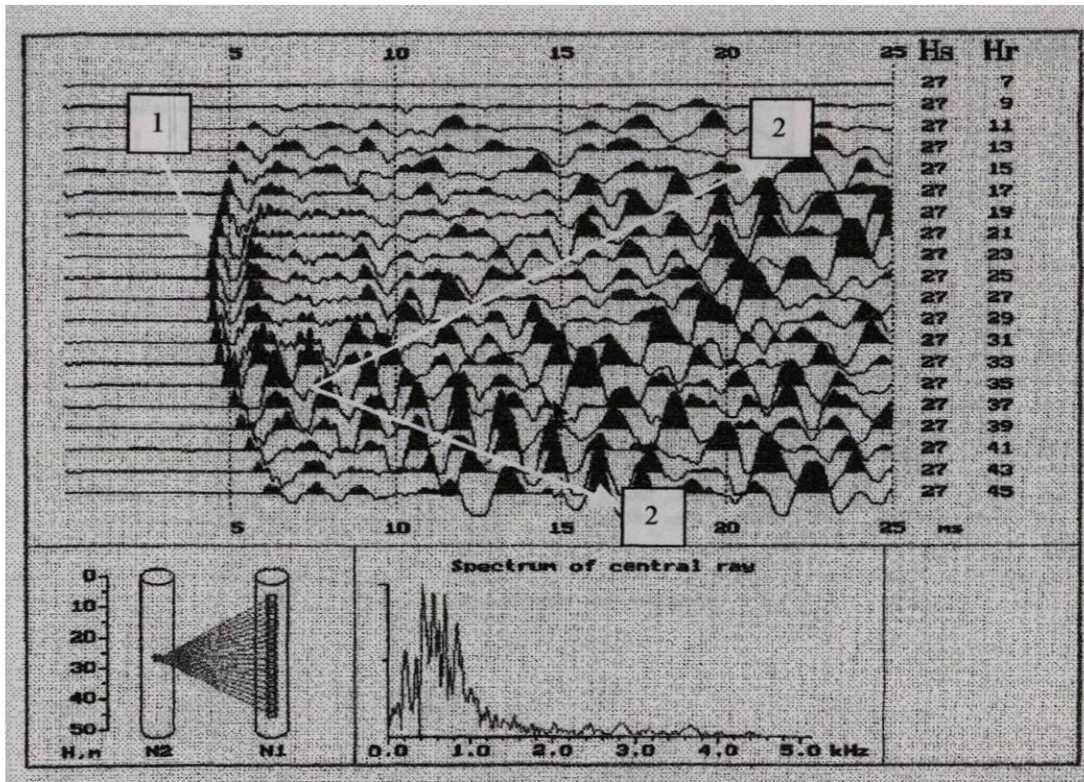


Figura 8. Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 27m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.

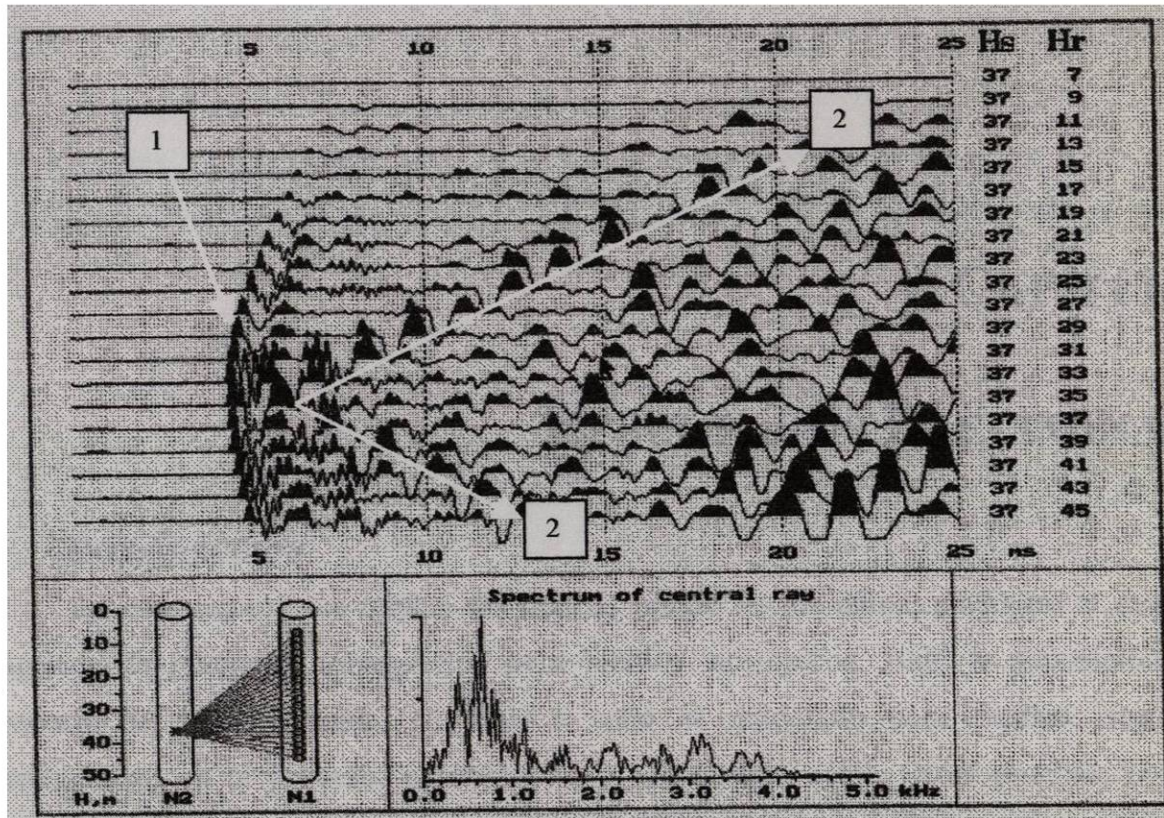


Figura 9. Registro sísmico de la sección 2-1, representativo para una fuente ubicada a una profundidad de 37m. N2 y N1 son los pozos 2 y 1, respectivamente; Hs y Hr son las posiciones de la fuente y el receptor a profundidad, respectivamente.

CAPÍTULO 2

RESULTADOS PRELIMINARES

2.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza un análisis inicial de los datos, mediante el uso de un programa de inversión tomográfica para medios isotrópicos. Bajo la suposición de la presencia de la anisotropía, se lleva a cabo el modelado para medios isotrópicos, introduciendo en el proceso, el efecto de la anisotropía débil. Otras pruebas, como las gráficas de los tiempos reducidos y los perfiles de velocidad de los rayos paralelos, son también llevadas a cabo.

2.2 ANÁLISIS DE DATOS POR INVERSIÓN TOMOGRÁFICA PARA MEDIOS ISOTRÓPICOS

Los tiempos de los primeros arribos, utilizados para este estudio, fueron sometidos inicialmente a un análisis de inversión tomográfica para medios isotrópicos mediante un programa elaborado por la Dra. E. A. Efimova en el departamento de sismometría y geoacústica de la Universidad Estatal de Moscú. Se realiza inversión tomográfica en base al método de mínimos cuadrados, tomando como datos de entrada las posiciones de receptores y fuentes, los tiempos de viaje correspondientes y la discretización del modelo en celdas rectangulares. Mediante la aplicación del algoritmo ART (Algebraic

Reconstruction Technique) (STEWART, 1991) se busca iterativamente un modelo (cuyos parámetros son velocidades de ondas longitudinales en las celdas rectangulares) para el cual la norma cuadrática de la diferencia entre los tiempos de viaje observados y calculados sea mínima.

Los resultados son mapas de contorno de una distribución de velocidades (Figura 10) en las que se distingue la presencia aparente de un cuerpo esférico central. En estos primeros mapas de contorno, resalta una zona de baja velocidad en la parte central de las gráficas y en forma de lóbulos en los extremos superior e inferior de las mismas, para las tres secciones. Esta característica inesperada para un medio en que la zona de baja velocidad aparece normalmente en la zona superficial, hace suponer que ese rasgo de aparente heterogeneidad en el medio no coincide con los rasgos geológicos del área, que definen al medio como homogéneo con estratificación casi horizontal. Es posible que las primeras imágenes descritas puedan corresponder a un medio con anisotropía sísmica, en el que se observan velocidades que varían con la dirección de propagación. En estas primeras imágenes distorsionadas de la distribución de las velocidades por heterogeneidad o anisotropía en el medio para las tres secciones reales, se ven resaltadas en color rojo las zonas centrales y las de los extremos superiores e inferiores, donde se presentan las velocidades más bajas.

Con el propósito de confirmar la presencia de anisotropía en el sitio estudiado, se realizó un modelado basado en el efecto de la anisotropía débil en el medio (THOMSEN, 1986), a través de los valores de los parámetros anisotrópicos denotados por ε y δ (descritos más detalladamente en el capítulo 3), utilizando para ello, un algoritmo que generó los archivos de los primeros arribos de los datos simulados, considerando una velocidad constante de 5 km.s^{-1} . Para tal fin se fijó, cada vez, el valor de un parámetro mientras se variaba el otro en un rango de valores de -0.3 hasta 0.3, con incrementos de 0.1.

Como siguiente paso se realizó el procesamiento de los datos de tiempo simulados, mediante el programa de inversión tomográfica para medios isotrópicos que se utilizó para procesar los datos reales y así, se obtuvieron las gráficas de distribución de velocidad para los modelos. Las Figuras 11 y 12 muestran algunos modelos representativos para los distintos valores de los parámetros anisotrópicos ε y δ .

Los resultados, fijando el parámetro anisotrópico ε y permitiendo cambios en δ , muestran la influencia del parámetro δ en las variaciones de las velocidades verticales donde los máximos en todos los casos permanecen en la parte central de los bordes de las gráficas. Por otra parte, al fijar el parámetro anisotrópico δ y permitiendo que ε cambie, se observa cómo los valores máximos se desplazan desde las partes centrales de los bordes de las gráficas hacia las esquinas y el centro de las mismas. En tal sentido se puede resaltar la influencia de las variaciones en las velocidades horizontales dominadas por el parámetro anisotrópico ε . Adicionalmente, la semejanza entre los modelos y las imágenes obtenidas del análisis inicial de los datos reales sugiere la presencia de la anisotropía en el medio. De acuerdo a las características comparadas entre los modelos y las gráficas de velocidad reales se puede notar que 2 de los modelos de la Figura 11 correspondientes a la combinación de los parámetros anisotrópicos $\delta=0.1$, $\varepsilon=0.2$ y $\delta=0.3$, $\varepsilon=0.2$, presentan un comportamiento general muy parecido al de los resultados de velocidad reales mostrados en la Figura 10.

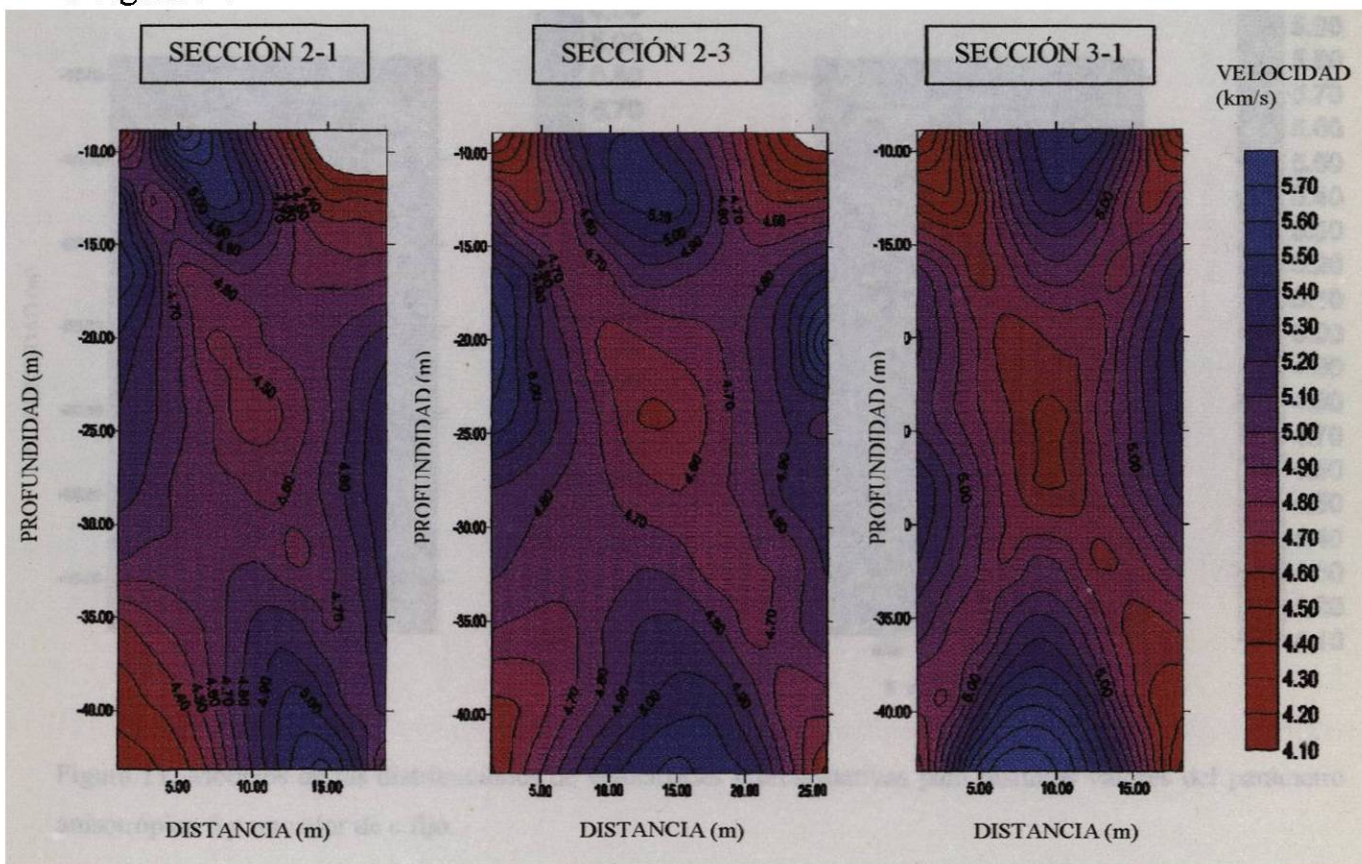


Figura 10. Distribuciones de velocidad de las secciones reales como resultado del análisis de inversión tomográfica para medios isotrópicos

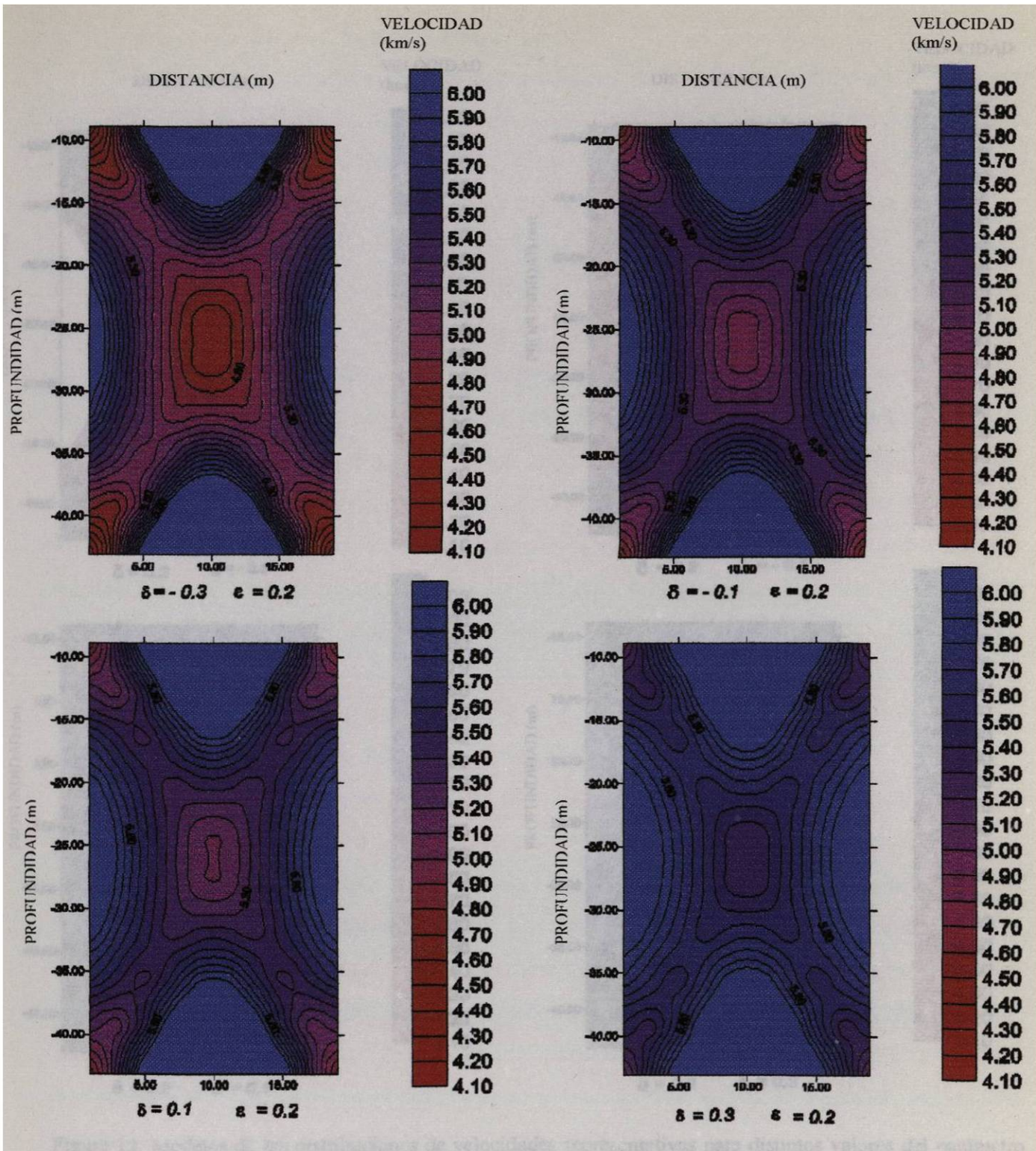


Figura 11. Modelos de las distribuciones de velocidades representativas para distintos valores del parámetro anisotrópico δ y un valor de ϵ fijo.

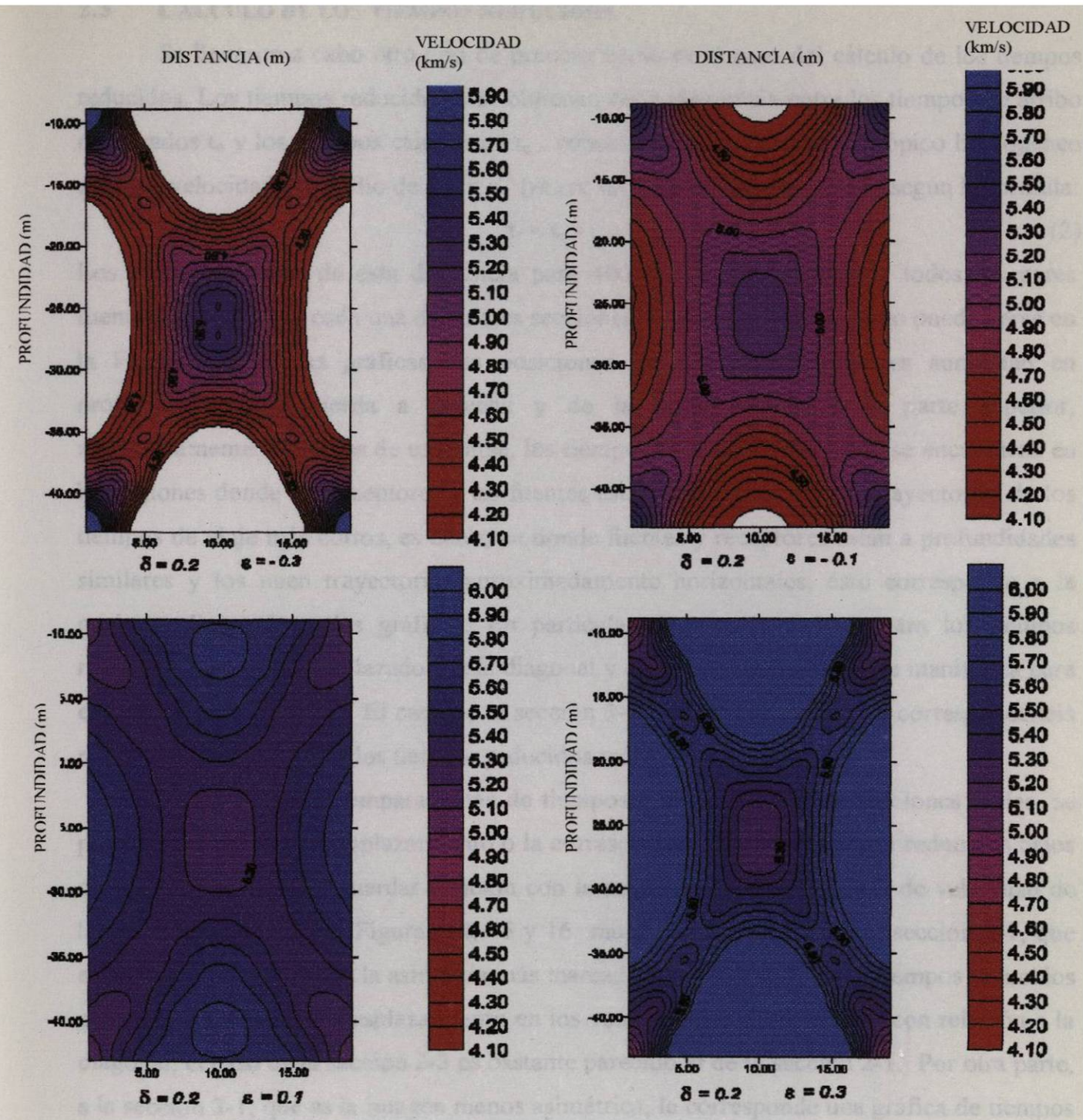


Figura 12. Modelos de las distribuciones de velocidades representativas para distintos valores del parámetro anisotrópico ϵ y un valor δ fijo.

2.3 CÁLCULO DE LOS TIEMPOS REDUCIDOS

Se llevaron a cabo otro tipo de pruebas como es el caso del cálculo de los tiempos reducidos. Los tiempos reducidos t_r se obtienen de la diferencia entre los tiempos de arribo observados t_o y los tiempos calculados t_c , considerando un modelo isotrópico homogéneo con una velocidad promedio de 5 km.s^{-1} (PRATT, McGAUGHEY Y CHAPMAN, 1993) según la fórmula:

$$t_r = t_o - t_c . \quad (2)$$

Los datos obtenidos de esta diferencia para 400 tiempos de arribo, de todos los pares fuente-receptor para cada una de las tres secciones, fueron graficados como puede verse en la Figura 13. En las gráficas, las posiciones de fuentes y receptores aumentan en profundidad de izquierda a derecha y de la parte inferior a la parte superior, respectivamente. Como es de esperarse, los tiempos reducidos más bajos se encuentran en las regiones donde los receptores y las fuentes están conectados por las trayectorias de los tiempos de viaje más cortos, es decir, en donde fuentes y receptores están a profundidades similares y los unen trayectorias aproximadamente horizontales; ésto corresponde a la posición diagonal en las gráficas. En particular, la sección 2-1 muestra los tiempos reducidos más bajos desplazados de la diagonal y una situación parecida se manifiesta para el caso de la sección 2-3. El caso de la sección 3-1 es distinto: existe una correspondencia más definida en cuanto a los tiempos reducidos más bajos y la diagonal.

A partir de las comparaciones de tiempos reducidos y de las secciones reales, se puede observar que el desplazamiento o la correspondencia de los tiempos reducidos bajos con la diagonal parece guardar relación con la asimetría de las imágenes de velocidad de las secciones reales. Las Figuras 14, 15 y 16 muestran esta situación: la sección 2-1, que es la imagen que muestra la asimetría más marcada, tiene una gráfica de tiempos reducidos que presenta un mayor desplazamiento en los valores bajos de velocidad con relación a la diagonal; el caso de la sección 2-3 es bastante parecido al de la sección 2-1. Por otra parte, a la sección 3-1, que es la imagen menos asimétrica, le corresponde una gráfica de tiempos reducidos, cuya diagonal casi no presenta desplazamiento.

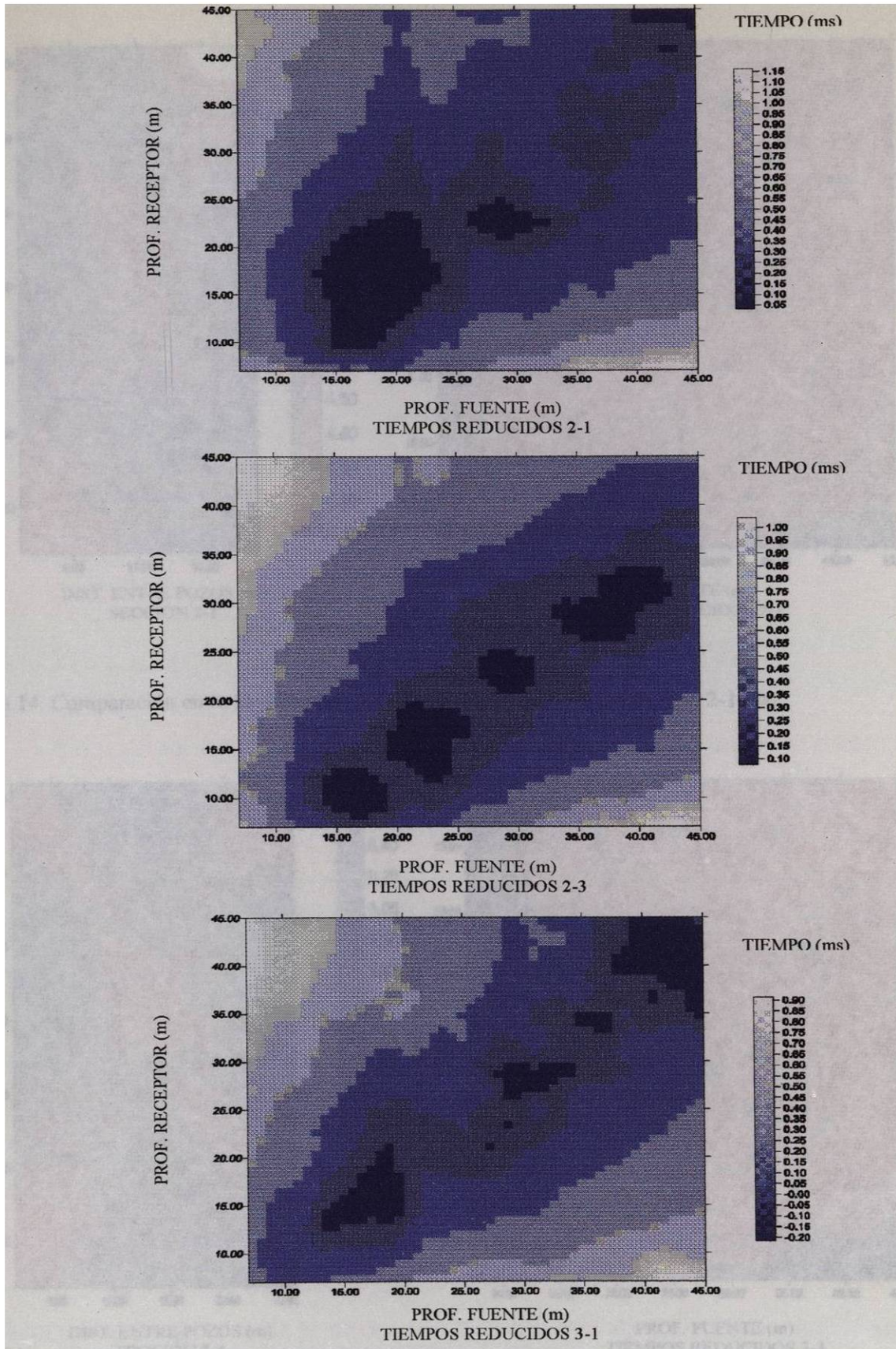


Figura 13. Gráficas de tiempos reducidos para las secciones 2-1, 2-3 y 3-1.

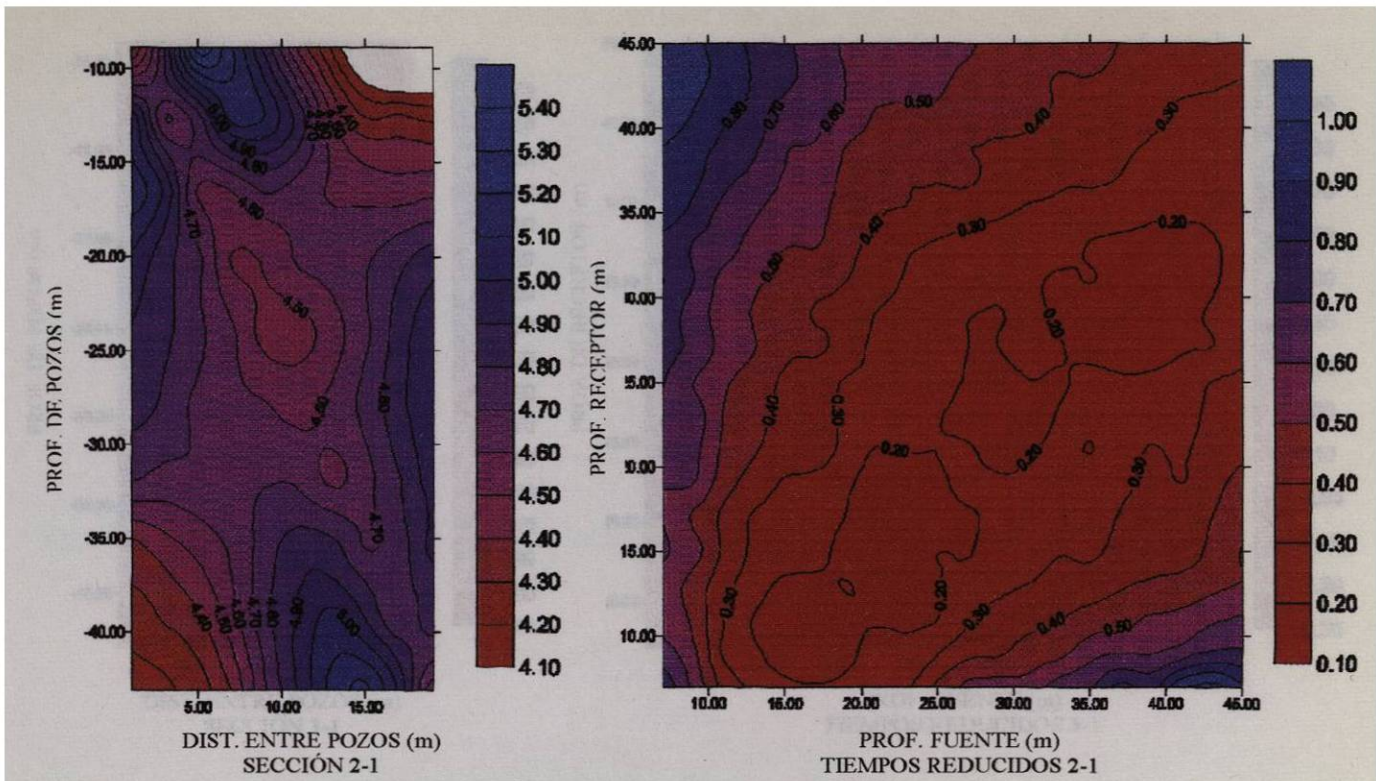


Figura 14. Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y de la sección 2-1 real.

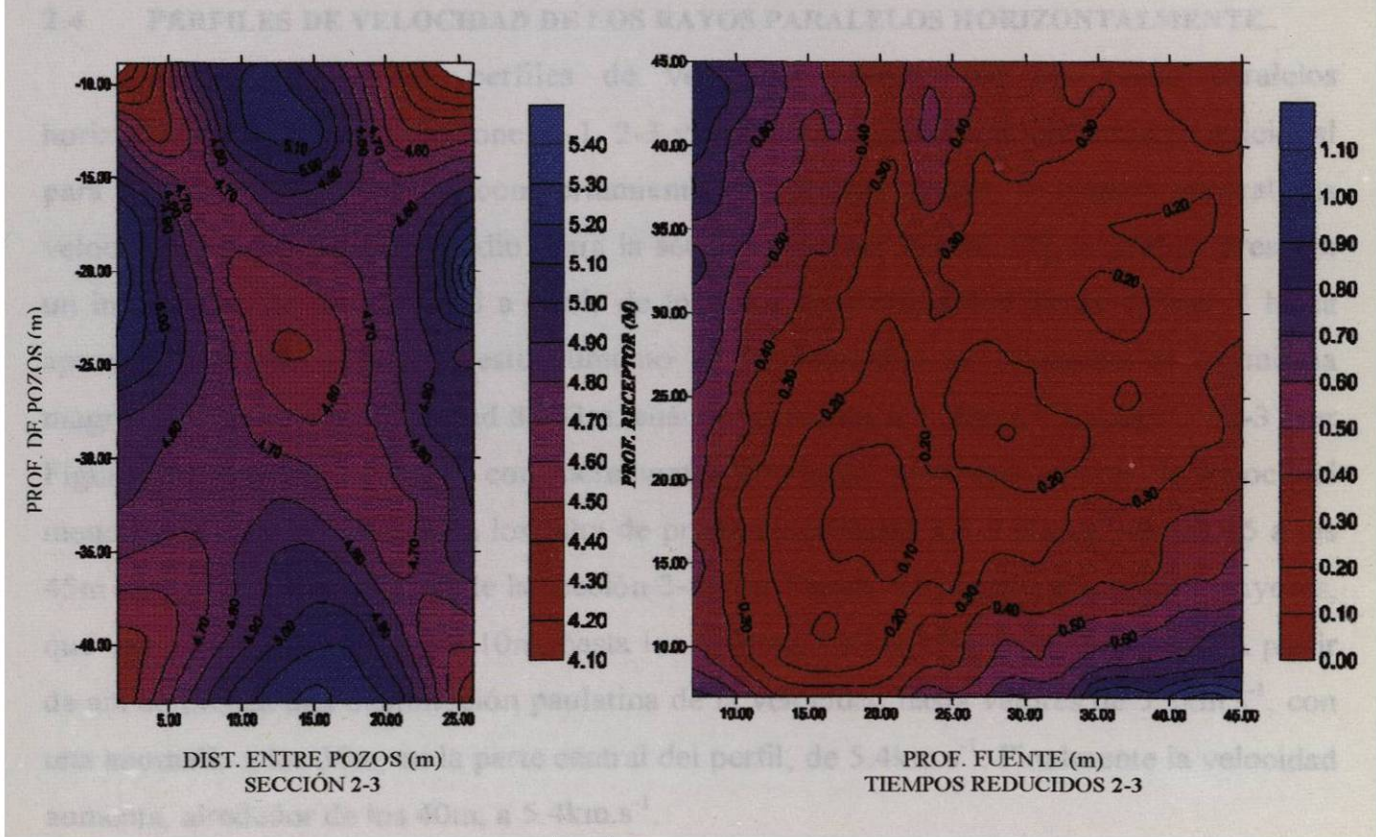


Figura 15. Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y la sección 2-3 real.

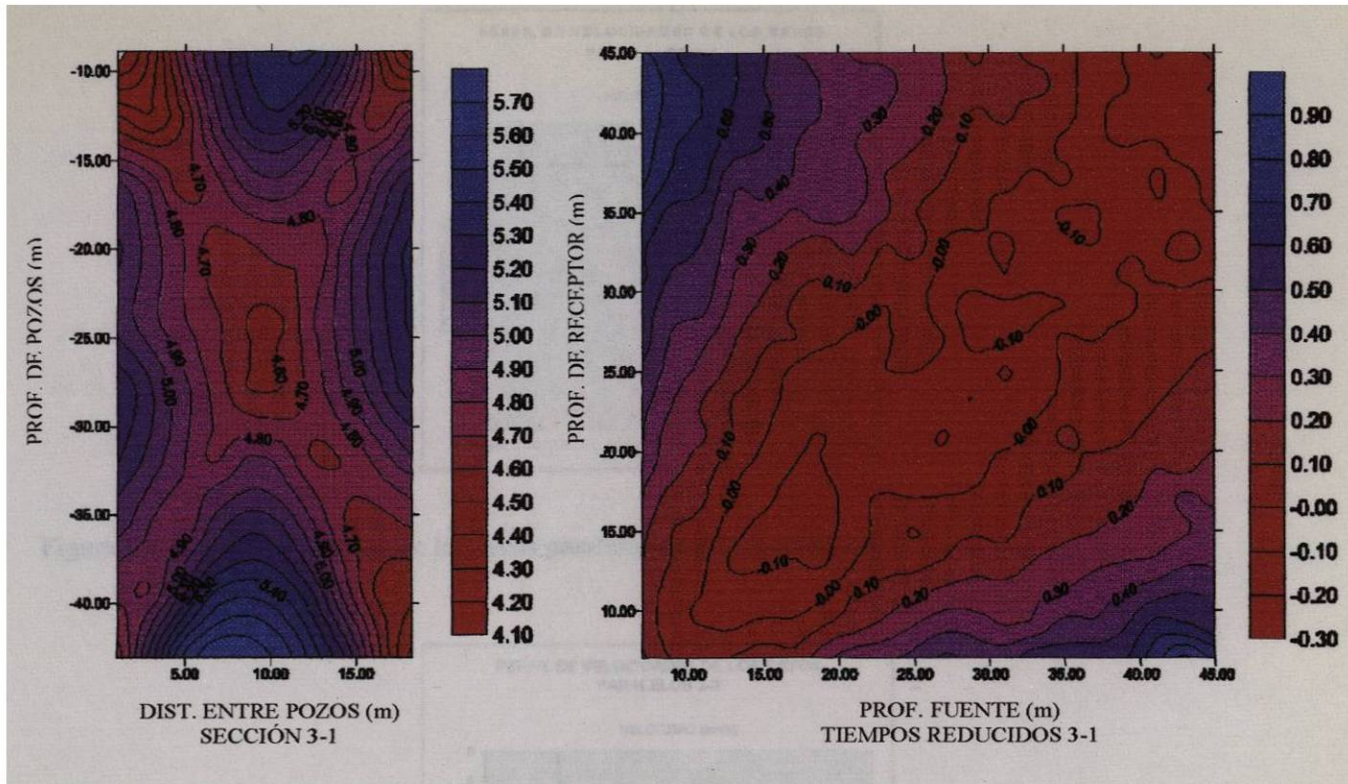


Figura 16. Comparación entre la gráfica de los tiempos reducidos y la sección 3-1 real.

2.4 PERFILES DE VELOCIDAD DE LOS RAYOS PARALELOS HORIZONTALMENTE

La elaboración de perfiles de velocidad basados en los rayos paralelos horizontalmente para las secciones 2-1, 2-3 y 3-1, proporcionan una herramienta adicional para suponer inicialmente, el comportamiento que pudieran tener de manera general, las velocidades sísmicas en el medio. Para la sección 2-1 (ver Figura 17), la gráfica presenta un incremento de la velocidad a partir de los 10m de profundidad desde $4.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ hasta aproximadamente $4.7\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$; este aumento en la velocidad se mantiene en la misma magnitud hasta una profundidad de 43m, cuando se reduce a $4.5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. La sección 2-3 (ver Figura 18) presenta un perfil con incrementos similares, pero con valores de velocidad menor, que van de $3.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ a los 10m de profundidad hasta $3.5\text{-}3.6\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ de los 15 a los 45m de profundidad. El caso de la sección 3-1 (ver Figura 19) tiene velocidades mayores, que van de los $5.2\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ a los 10m, hasta los $5.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ a los 15m de profundidad. A partir de ahí comienza una disminución paulatina de la velocidad hasta valores de $5.2\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, con una anomalía a los 30m, en la parte central del perfil, de $5.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. Finalmente la velocidad aumenta, alrededor de los 40m, a $5.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$.

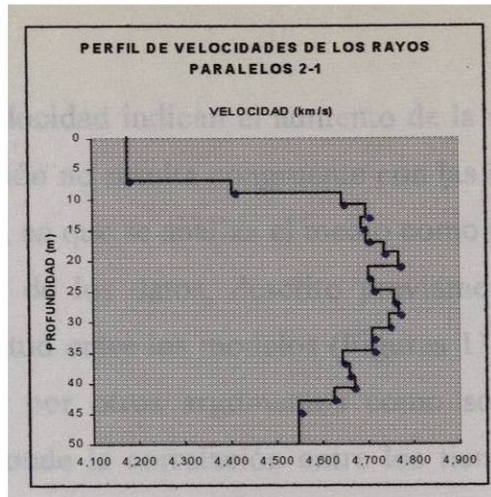


Figura 17. Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 2-1.

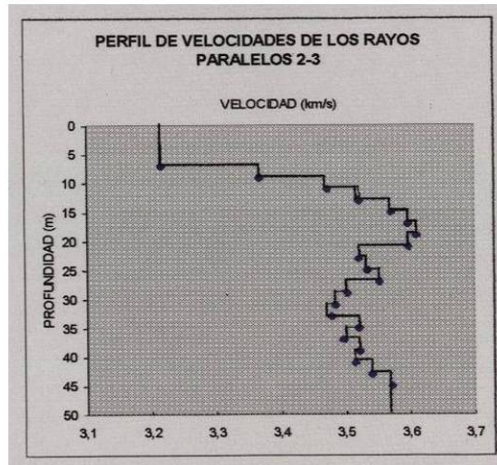


Figura 18. Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 2-3.

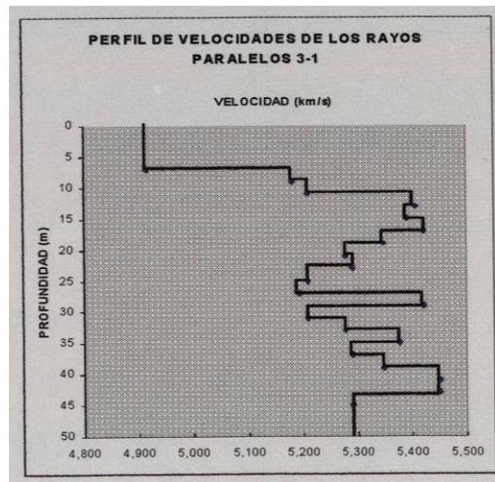


Figura 19. Perfil de velocidad de los rayos paralelos para la sección 3-1.

Los perfiles de velocidad indican el aumento de la velocidad conforme aumenta la profundidad y esta situación no resulta congruente con las imágenes descritas para las tres secciones de la Figura 10, en que se analiza el medio como isotrópico.

El análisis inicial de los datos, descrito previamente, sugiere la presencia de la anisotropía dada la similitud entre los modelos (Figuras 11 y 12) y las imágenes reales de velocidad (Figura 10) y por otros argumentos como son las gráficas de los tiempos reducidos (Figura 13), donde la correlación entre los tiempos reducidos y el ángulo del rayo es también una indicación de la anisotropía (PRATT, McGAUGHEY Y CHAPMAN, 1993), así como los perfiles de velocidad de los rayos paralelos para las tres secciones reales (Figuras 17, 18 y 19).

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

3.1 INTRODUCCIÓN

El análisis de los datos *sísmicos* de pozos, tomando en consideración la presencia de la anisotropía, pone de manifiesto la *complejidad* del tratamiento matemático de la anisotropía en relación al de la isotropía. En este capítulo se define la técnica de la tomografía *sísmica*, se menciona el planteamiento del problema clásico de tomografía y se presenta la teoría del problema *directo isotrópico* y del problema *anisotrópico*, que incluye una metodología para el trazado de rayos como primera etapa para resolver la distribución de la velocidad por inversión de tiempos de viaje.

3.2 TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La tomografía es una técnica que determina la distribución de ciertos parámetros físicos mediante la interacción de algún tipo de energía que fluye a través de un material. La energía de salida es utilizada para inferir los valores de los parámetros del medio que atraviesa. La información obtenida por este tipo de medición indirecta, hace posible la

reconstrucción de la estructura interna de diferentes objetos utilizando un conjunto de mediciones y un algoritmo numérico adecuado para analizar los datos.

En prospección sísmica, la tomografía se refiere a la reconstrucción de imágenes a partir de la estimación de las propiedades geológicas del medio. La tomografía sísmica es un tipo especial del problema inverso, ya que la energía que pasa a través del medio puede ser descrita por una integral o suma de los parámetros del medio. Entonces, el problema de la tomografía es encontrar los valores del integrando a partir de sus integrales (STEWART, 1991).

En este estudio se pretende estimar la distribución de las velocidades sísmicas de un medio geológico mediante la técnica de inversión de tiempos de viaje. La idea de la tomografía de tiempos de viaje es usar los valores de tiempo observados para relacionarlos, por medio de integrales, con los parámetros físicos del medio (retardos) que se desean inferir (SCALES & SMITH, 1994).

3.3 PROBLEMA CLÁSICO DE TOMOGRAFÍA

El problema clásico de tomografía asume un medio elástico isotrópico. En sísmica la isotropía puede ser válida en estudios que se basan en la aproximación de rayos geométricos aplicados a medios estratificados, donde las longitudes de onda son mucho menores en comparación al espesor de las capas. Aunque la mayoría de las rocas sedimentarias contienen minerales que poseen propiedades anisotrópicas, las ondas sísmicas son de banda limitada y las propiedades de un medio, a menos que se encuentren correlacionadas espacialmente, no ejercen su influencia en los tiempos de arribo. La amplia aplicación y el éxito de la tomografía isotrópica puede ser comprendida en términos de la escala en que se plantea el problema; sin embargo, la suposición de un medio elástico isotrópico sólo es justificable cuando la anisotropía es despreciable en una escala relevante (PRATT Y CHAPMAN, 1992).

El problema de la tomografía isotrópica en estudios de pozos plantea sistemas de ecuaciones lineales mal condicionados debido a las restricciones geométricas de fuentes y receptores que limitan la cobertura del medio entre los pozos. Lo anterior genera matrices singulares cuyos resultados de inversión son dependientes de los errores de los datos observados. En estudios de tomografía anisotrópica la escala en la cual estos errores

ocurren es más grande que en el caso de la tomografía isotrópica para un mismo conjunto de datos (PRATT Y CHAPMAN, 1992). Para resolver este problema se requiere de regularizaciones apropiadas.

Para estimar las estructuras de velocidad existentes entre los pozos adyacentes de este estudio, se usaron las observaciones de tiempos de viaje de los primeros arribos. Las técnicas matemáticas utilizadas para resolver el problema de reconstruir un campo de velocidades son los métodos de transformación para medios continuos y los métodos de expansión en series para medios discretizados. En este caso, la técnica de transformación, que plantea una cobertura angular completa de los rayos en el medio estudiado, no resulta tan aplicable como la técnica de expansión en series, que considera al medio discretizado y no asume una cobertura completa. Esta última aproximación considera que a partir de los rayos que atraviesan un medio discretizado en celdas, se obtiene la proyección o la suma de alguna función de los valores de estas celdas.

La tomografía de tiempos de viaje tiene como tarea inicial resolver el problema de la estimación de un campo de velocidades sobre la base de una aproximación a los sistemas isotrópicos.

3.4 PROBLEMA DIRECTO ISOTRÓPICO

El problema directo isotrópico para la tomografía de pozos en 2-D consiste en encontrar una función que describa la trayectoria en que el tiempo de recorrido de un rayo sísmico entre dos puntos sea mínimo. La fórmula,

$$T\{Z(x)\} = \int_{z(x)} \frac{dl}{V(x,z)} = \min_{(V_{z(x)})} \quad (3)$$

describe este problema para medios continuos, en que la función $V(x,z)$ es la velocidad que depende únicamente de las coordenadas x y z ; $Z(x)$ es una función que describe la trayectoria entre dos puntos y $T\{Z(x)\}$ es el funcional de Fermat del tiempo de recorrido para cualquier trayectoria posible. Se trata de encontrar la función $Z(x)$ que minimice el funcional de Fermat $T\{Z(x)\}$.

El problema representado en un medio discretizado considera una malla de celdas rectangulares, cada una de las cuales posee un valor de velocidad constante. La descomposición del área de estudio en celdas rectangulares es un caso simple para el cual los rayos siguen trayectorias rectas partiendo de la suposición de una distribución realista de la velocidad en un medio homogéneo. Una parametrización del campo de velocidad debe permitir una buena aproximación a distribuciones realistas de la velocidad y cálculos eficientes, estables y exactos que resuelvan tanto el problema directo como el inverso (TRASLOSHEROS, FREZ, MADRID y REBOLLAR, 1990). Adicionalmente, el tamaño de las celdas está en función de la longitud de onda predominante de las ondas sísmicas que atraviesan el medio.

Cuando en las aplicaciones del método tomográfico de tiempos de viaje se establece la presencia de anisotropía, resulta apropiado generalizar esta técnica considerando la anisotropía. Esta generalización permite que se obtengan imágenes probables de la estructura geológica, así como evaluaciones del grado de anisotropía que existe en el medio (PRATT Y CHAPMAN, 1992).

3.5 PROBLEMA ANISOTRÓPICO

En los estudios de propagación de las ondas sísmicas, la anisotropía se refiere a los cambios de la velocidad con la dirección de propagación de las ondas en el medio. Para caracterizar las propiedades de propagación de las ondas en el medio, se requiere de un tensor de elasticidad general a_{ijkl} que relaciona al tensor de esfuerzos σ_{ij} y al tensor de deformaciones ϵ_{kl} , donde cada uno de los índices direccionales i, j, k, l asume los valores de las tres direcciones x, y, z , de tal forma, que una caracterización total de la elasticidad del medio lo representa la siguiente expresión (a través de la ley de Hooke generalizada):

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 a_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad i, j=1,2,3, \quad (4)$$

la cual describe a un medio general, a través de 6 ecuaciones, cada una de las cuales incluye una componente del esfuerzo y 6 componentes de deformación. La simetría de esfuerzos y deformaciones reduce a 36 los componentes del tensor a_{ijkl} , que pueden representarse en

una matriz 6x6, donde el patrón de componentes independientes lo determina la clase simétrica que se considere. La representación reducida a 2 de los 4 índices direccionales i, j, k, l en los coeficientes α_{ijkl} , de acuerdo al cambio de índices de Voigt es:

$$\begin{array}{lll}
 ij \rightarrow \alpha & 11 \rightarrow 1 & 32=23 \rightarrow 4 \\
 kl \rightarrow \beta & 22 \rightarrow 2 & 31=13 \rightarrow 5 \\
 & 33 \rightarrow 3 & 12=21 \rightarrow 6
 \end{array} \quad (5)$$

Comparablemente a los medios isótropos, que poseen solamente dos constantes elásticas independientes, los medios anisótropos pueden contener hasta 21 constantes elásticas independientes. Si se considera que las propiedades son las mismas en dos direcciones, el número de constantes independientes se reduce a 5, y a este medio, considerado como anisótropo, se le conoce también como isótropo transversal. En un medio isótropico la matriz isótropica queda representada en la forma:

$$A_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} a_{33} & (a_{33}-2a_{44}) & (a_{33}-2a_{44}) & & & \\ & a_{33} & (a_{33}-2a_{44}) & & & \\ & & a_{33} & & & \\ & & & a_{44} & & \\ & & & & a_{44} & \\ & & & & & a_{44} \end{bmatrix}, \quad (6)$$

donde a_{33} y a_{44} son constantes independientes. En un medio con anisotropía transversal, la matriz anisotrópica presenta la forma:

$$A_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} a_{11} & (a_{11}-2a_{66}) & a_{13} & & & \\ & a_{11} & a_{13} & & & \\ & & a_{33} & & & \\ & & & a_{44} & & \\ & & & & a_{44} & \\ & & & & & a_{66} \end{bmatrix}, \quad (7)$$

donde a_{11} , a_{13} , a_{33} , a_{44} y a_{66} son constantes independientes.

Los dos coeficientes independientes de la matriz isotrópica están relacionados con los parámetros de Lamé λ y μ . La representación de los coeficientes a_{ijkl} , en ambas matrices, sigue el cambio de los índices de Voigt y muestra solamente las componentes distintas de cero del triángulo superior, mientras que el triángulo inferior es simétrico (THOMSEN, 1986).

La mayoría de los casos de anisotropía que ocurren comúnmente son del tipo de isotropía transversal. La isotropía transversal suele atribuirse a: a) medios que se encuentran bajo una orientación preferencial de patrones de fracturamiento; b) a la presión hidrostática bajo la cual están sujetas las rocas en el medio; y c) a procesos de estratificación, incluyendo los casos en que la estratificación y el fracturamiento son paralelos. En los casos de medios estratificados, la distribución de la velocidad se reconoce como isótropa transversal, siempre que las longitudes de onda de las ondas sísmicas sean mucho mayores en relación al espesor característicos de las capas.

Las soluciones de las ecuaciones de onda de cada tipo (primaria y secundaria) involucran a los coeficientes elásticos de la isotropía transversal tal que,

$$\rho V_P^2(\theta) = \frac{1}{2} [a_{33} + a_{44} + (a_{11} + a_{33}) \sin^2 \theta + D(\theta)] \quad (8a)$$

$$\rho V_{SV}^2(\theta) = \frac{1}{2} [a_{33} + a_{44} + (a_{11} + a_{33}) \sin^2 \theta - D(\theta)], \quad (8b)$$

$$\rho V_{SH} = a_{66} \sin^2 \theta + a_{44} \cos^2 \theta, \quad (8c)$$

donde V_P , V_{SV} , V_{SH} son las velocidades de las ondas P y S (vertical y horizontal); ρ es la densidad y θ es el ángulo de fase. La función $D(\theta)$, que representa la forma compacta de la combinación cuadrática, es:

$$D(\theta) \equiv \left\{ \begin{aligned} & (a_{33} - a_{44})^2 + 2 \left[2(a_{13} + a_{44})^2 - (a_{33} - a_{44})(a_{11} + a_{33}) - 2a_{44} \right] \\ & \left[\sin^2 \theta + \left[(a_{11} + a_{33} + 2a_{44})^2 - 4(a_{13} + a_{44})^2 \right] \sin^4 \theta \right] \end{aligned} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

Sin embargo, la complejidad de estas ecuaciones dificulta el análisis de la isotropía transversal en el medio.

Con la finalidad de sintetizar el análisis matemático de estas ecuaciones y así poder lograr las estimaciones cualitativas necesarias para caracterizar el medio isotrópico transversal, THOMSEN (1986) propuso las siguientes consideraciones:

1.- Simplificar las ecuaciones (8a), (8b), (8c) y (9) mediante combinaciones algebraicas adecuadas de los coeficientes elásticos en dos módulos α_0 y β_0 , equivalentes a las velocidades verticales de las ondas P y S, y tres parámetros anisotrópicos denotados por δ , ε y γ (que son adimensionales, por lo que se expresa un porcentaje X de anisotropía de P) relacionados con ρ , a_{11} , a_{13} , a_{33} , a_{44} , a_{66} como:

$$\alpha_0 = \sqrt{\frac{a_{33}}{\rho}}, \quad (10)$$

$$\beta_0 = \sqrt{\frac{a_{44}}{\rho}}, \quad (11)$$

$$\delta^* \equiv \frac{1}{2a_{33}^2} \left[2(a_{13} + a_{44})^2 - (a_{33} - a_{44})(a_{11} - a_{33} - 2a_{44}) \right], \quad (12)$$

$$\varepsilon \equiv \frac{a_{11} - a_{33}}{2a_{33}}, \quad (13)$$

$$\gamma \equiv \frac{a_{66} - a_{44}}{2a_{44}}. \quad (14)$$

Así, las ecuaciones 8 se pueden expresar como:

$$v_p^2(\theta) = \alpha_0^2 \left[1 + \varepsilon \sin^2 \theta + D^*(\theta) \right], \quad (15a)$$

$$v_{sv}^2(\theta) = \beta_0^2 \left[1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} \varepsilon \sin^2 \theta - \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} D^*(\theta) \right], \quad (15b)$$

$$v_{SH}^2(\theta) = \beta_0^2 [1 + 2\gamma \text{sen}^2 \theta], \quad (15c)$$

con

$$D^*(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}\right) \left\{ \left[1 + \frac{4\delta^*}{\left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}\right)^2} \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta + \frac{4 \left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2} + \varepsilon\right) \varepsilon}{\left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}\right)^2} \text{sen}^4 \theta \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\}. \quad (15d)$$

2.- Introducir la aproximación de la anisotropía débil, la cual se basa en una compilación de datos publicados sobre la anisotropía en rocas sedimentarias (THOMSEN, 1986), donde se demuestra que, en su mayoría, estas rocas poseen valores de los parámetros anisotrópicos δ , ε y $\gamma \ll 1$. Tomando lo anterior como justificación, la ecuación (15d) se pueden expandir en serie de Taylor para los parámetros pequeños de ε , δ^* y γ en un valor de θ fijo. Reteniendo solamente los términos lineales, se obtiene la aproximación

$$D^* \approx \frac{\delta^*}{\left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}\right)} \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \text{sen}^4 \theta, \quad (16)$$

que substituyéndola en las ecuaciones (15 a, b y c) se definen un conjunto de ecuaciones finales para la velocidad de fase de las ondas P, SV y SH en medios con anisotropía débil:

$$V_P(\theta) = \alpha_0 (1 + \delta \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \text{sen}^4 \theta), \quad (17)$$

$$V_{SV}(\theta) = \beta_0 \left[1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} (\varepsilon - \delta) \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta \right], \quad (18)$$

$$V_{SH}(\theta) = \beta_0 (1 + \gamma \text{sen}^2 \theta), \quad (19)$$

en donde δ es,

$$\delta \equiv \frac{1}{2} \left[\varepsilon + \frac{\delta^*}{1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}} \right] = \frac{(a_{13} + a_{44})^2 - (a_{33} + a_{44})^2}{2a_{33}(a_{33} - a_{44})}. \quad (20)$$

Estas ecuaciones indican que el parámetro anisotrópico δ tiene influencia en las direcciones de la velocidad cercanas a la vertical de la onda P, en tanto que ε rige su velocidad en sentido horizontal (suponiendo que el eje anisotrópico es vertical).

El interés de este trabajo es estimar la velocidad $V_p(\theta)$, ya que se trata de un estudio tomográfico que utiliza los primeros arribos, que se suponen como ondas P o qP (cuasi-longitudinales). En relación al planteamiento del problema tomográfico de isotropía transversal representado en un medio discretizado, se toma en cuenta un valor específico de los parámetros anisotrópicos δ y ε , para cada celda, cada una de las cuales posee además un valor de la velocidad $V_p(\theta)$, el cual depende del ángulo θ entre el rayo y el eje de anisotropía según la ecuación (17). Es decir, que se tienen que estimar los valores de α_0 , δ y ε para cada celda.

3.6 TRAZADO DE RAYOS

En la reconstrucción de tomografía sísmica debe considerarse un modelado asociado con un método de trazado de rayos. El modelo representado para este estudio es un medio bidimensional dividido en celdas rectangulares de velocidad constante. De acuerdo a la representación del modelo, puede elegirse el algoritmo para trazado de rayos desviados ("bending rays") de Prothero, Taylor y Eickemeyer (1988). Este algoritmo está basado en el principio de Fermat de tiempo mínimo sobre un conjunto limitado de funciones $Z(x)$. La trayectoria del rayo $Z(x)$ está compuesta por la suma de una función lineal inicial $Lin(x)$ y una serie trigonométrica de un orden pequeño N , que representa la desviación de la trayectoria recta, tal que el tiempo a lo largo del rayo perturbado sea reducido. Por lo tanto, la trayectoria del rayo $Z(x)$ está dado por:

$$Z(x) = Lin(x) + \sum_{k=1}^N A_k \text{sen}(kwx), \quad (21)$$

donde $w = \frac{\pi}{L}$

y

$$Lin(x) = \frac{H_r - H_s}{L} + H_s. \quad (22)$$

donde H_s es la profundidad de la fuente, H_r , la profundidad del receptor y L es la distancia de una recta que une a los puntos de fuente y receptor entre dos pozos.

De acuerdo al planteamiento anterior, este problema se dirige hacia la búsqueda de los coeficientes A_k para los cuales el tiempo de viaje sobre la trayectoria $Z(x)$ es el mínimo, es decir, los coeficientes que reducen a un mínimo global el funcional de Fermat.

La aplicación de un algoritmo de optimización no-lineal para el trazado de rayos desviados es la primera etapa para resolver la estimación de un campo de velocidades por inversión de tiempos de viaje. La consideración de este tipo de aplicación depende de la precisión del problema planteado. Su metodología se describe a continuación:

El problema de la optimización general es minimizar una función objetivo. La función minimizada, en este caso, es el funcional del tiempo de viaje; para alcanzar el mínimo de esta función se eligió el método del gradiente conjugado (LUENBERGER, 1989). El método del gradiente conjugado es de carácter iterativo y tiene la ventaja de ser un algoritmo rápido, estable y con un número de iteraciones finito, que a la vez tiene la desventaja de requerir de una buena aproximación inicial, debido a que se trata de un algoritmo de optimización local. Para encontrar la aproximación inicial de un rayo para gradientes conjugados se utiliza el procedimiento "Downhill Simplex" (BERRYMAN, 1991) para dos coeficientes ($N=2$), tales que el tiempo de viaje sea el mínimo, mediante dos direcciones de exploración ("hacia arriba" y "hacia abajo") para tres rayos iniciales, en cada caso. El rayo obtenido representa la aproximación inicial requerida para el gradiente conjugado ($N=8$).

Para el cálculo del gradiente, el funcional de Fermat puede ser escrito en términos de la lentitud, de la forma:

$$T\{Z(x)\} = \int_{Z(x)} S[x, Z(x)] dl, \quad (23)$$

donde

$$S[x, Z(x)] = \frac{1}{V(x, Z(x))} \quad (24)$$

es la lentitud y

$$dl = \sqrt{(dx)^2 + (dz)^2} \quad (25)$$

es el arco elemental sobre la trayectoria $Z(x)$. Así, la integral funcional de Fermat sobre el conjunto de funciones $Z(x)$ queda representado como:

$$T\{Z(x)\} = \int_0^L S[x, Z(x)] \left\{ \sqrt{\left(\frac{dZ}{dx}\right)^2 + 1} \right\} dx. \quad (26)$$

No obstante, debido a que la trayectoria $Z(x)$ implica la dependencia de los coeficientes A_k del funcional de Fermat, entonces

$$T\{A_k\} = \int_0^L S[x, Z(x)] \left\{ \sqrt{Z_x'^2 + 1} \right\} dx \quad (27)$$

De esta manera, los componentes del gradiente del funcional de Fermat son las derivadas parciales $\frac{\partial T}{\partial A_k}$, donde $k=1 \dots N$.

$$\frac{\partial T}{\partial A_k} = \int_0^L \frac{\partial}{\partial A_k} \left\{ S \sqrt{(Z_x')^2 + 1} \right\} dx, \quad (28)$$

aplicando la derivada en el integrando se llega a

$$\frac{\partial T}{\partial A_k} = \int_0^L \frac{\partial S}{\partial A_k} \left\{ \sqrt{(Z_x')^2 + 1} \right\} dx + \int_0^L S \frac{\partial}{\partial A_k} \left\{ \sqrt{(Z_x')^2 + 1} \right\} dx. \quad (29)$$

Puesto que S es función de Z y a su vez Z de A_k , usamos la regla de la cadena, tal que la ecuación anterior toma la forma

$$\frac{\partial T}{\partial A_k} = \int_0^L S'_Z Z'_{A_k} \left\{ \sqrt{(Z_x')^2 + 1} \right\} dx + \int_0^L S \frac{Z'_x dx}{\sqrt{(Z_x')^2 + 1}} \frac{\partial Z'_x}{\partial A_k}, \quad (30)$$

finalmente obtenemos la fórmula para calcular el gradiente del Funcional de Fermat

$$\frac{\partial T}{\partial A_k} = \int_0^L S'_z \operatorname{sen}(kwx) dl + \int_0^L S kw \cos(kwx) \frac{dx dz}{dl}. \quad (31)$$

Las derivadas utilizadas anteriormente son:

$$Z'_{A_k} = \operatorname{sen}(kwx), \quad (32)$$

$$Z'_x = a_0 + w \sum_{k=1}^N k A_k \cos(kwx), \quad (33)$$

$$S'_z = \frac{\partial \mathcal{S}(x, Z)}{\partial Z}, \quad (34)$$

$$\frac{\partial Z'_x}{\partial A_k} = kw \cos(kwx). \quad (35)$$

Además

$$\left\{ \sqrt{(Z'_x)^2 + 1} \right\} dx = dl \quad (36)$$

y

$$Z'_x dx = dz. \quad (37)$$

A partir del análisis anterior se deduce una sencilla fórmula computacional, la cual se aplica en el cálculo del gradiente para cualquier trayectoria particular, en la que se involucra un número cualquiera de coeficientes A_k .

El algoritmo numérico resuelve el cálculo de las trayectorias de rayos y sus tiempos de recorrido finales a partir de un campo de velocidad $V(x, z)$, de los parámetros anisotrópicos y las restricciones geométricas de la tomografía de pozos. La evaluación del algoritmo de optimización no-lineal para el trazado de rayos desviados en dos modelos distintos demuestra ser una aproximación eficiente del cálculo de las trayectorias del tiempo mínimo de los rayos.

En el primer caso tenemos un medio isótropo heterogéneo con un contacto, por variaciones

en las velocidades sísmicas de 1 a 2 km/s, a una profundidad de aproximadamente 20m. En primera instancia, se analiza la trayectoria de un rayo que atraviesa el medio desde su emisión hasta un punto de recepción, utilizando el método "Downhill Simplex" que busca el tiempo mínimo a partir de tres rayos iniciales de un número de coeficientes $N=2$. El resultado es el tiempo mínimo que aporta este método, en relación a la trayectoria del rayo en las cercanías del contacto, pero además resulta ser una buena aproximación inicial necesaria para la aplicación del método de gradientes conjugados. El método de gradientes conjugados para $N=8$, define una mejor aproximación del contacto a través del cual la trayectoria del rayo es la del tiempo mínimo. Esto significa que el algoritmo ha analizado el primer arribo, que en este caso es el de la onda refractada que viaja a través del contacto. La Figura 20 muestra esta situación gráficamente para un rayo en particular y para los casos en que el medio es analizado por un conjunto de rayos generados desde un punto de disparo hacia los puntos de recepción y en que el medio es analizado por una cobertura completa de rayos desde todos los puntos de fuente y de recepción.

En el segundo caso, se estudió un medio anisótropo homogéneo en el cual el valor de la velocidad de 1 km/s permanece invariable; un cambio en los valores de los parámetros anisotrópicos δ y ε (que van desde 0 para ambos a 0.10 y 0.20, respectivamente) a una profundidad de 20m, define un contacto en este medio. La aplicación del método "Downhill Simplex" produce un tiempo mínimo de trayectoria del rayo en la región cercana al contacto; sin embargo, es el método de gradientes conjugados el que aporta una mejor aproximación del cálculo del tiempo mínimo de trayectoria del rayo por el contacto, a través del cual viaja la onda refractada que representa el primer arribo que ha analizado el algoritmo. La Figura 21 muestra las gráficas que resultan de la aplicación del algoritmo del trazado de rayos desviados en esta prueba, para la trayectoria de un rayo en particular, las trayectorias de un conjunto de rayos que van desde un punto de disparo a todos los receptores y las trayectorias de rayos que van desde todas las fuentes a todos los receptores.

La implementación del algoritmo de trazado de rayos se realizó mediante el lenguaje de programación C++, utilizando la biblioteca de optimización CWP Object-Oriented Optimization Library (COOOL) elaborada en la Escuela de Minas de Colorado.

En este punto es necesario aclarar que a pesar de la eficiencia del algoritmo de optimización no-lineal para el trazado de rayos desviados, su introducción dentro del problema de la estimación del campo de velocidades en el presente caso, no fue requerido debido a los propósitos perseguidos en este estudio, para el cual se consideraron rayos rectos en la metodología seguida para llevar a cabo la inversión.

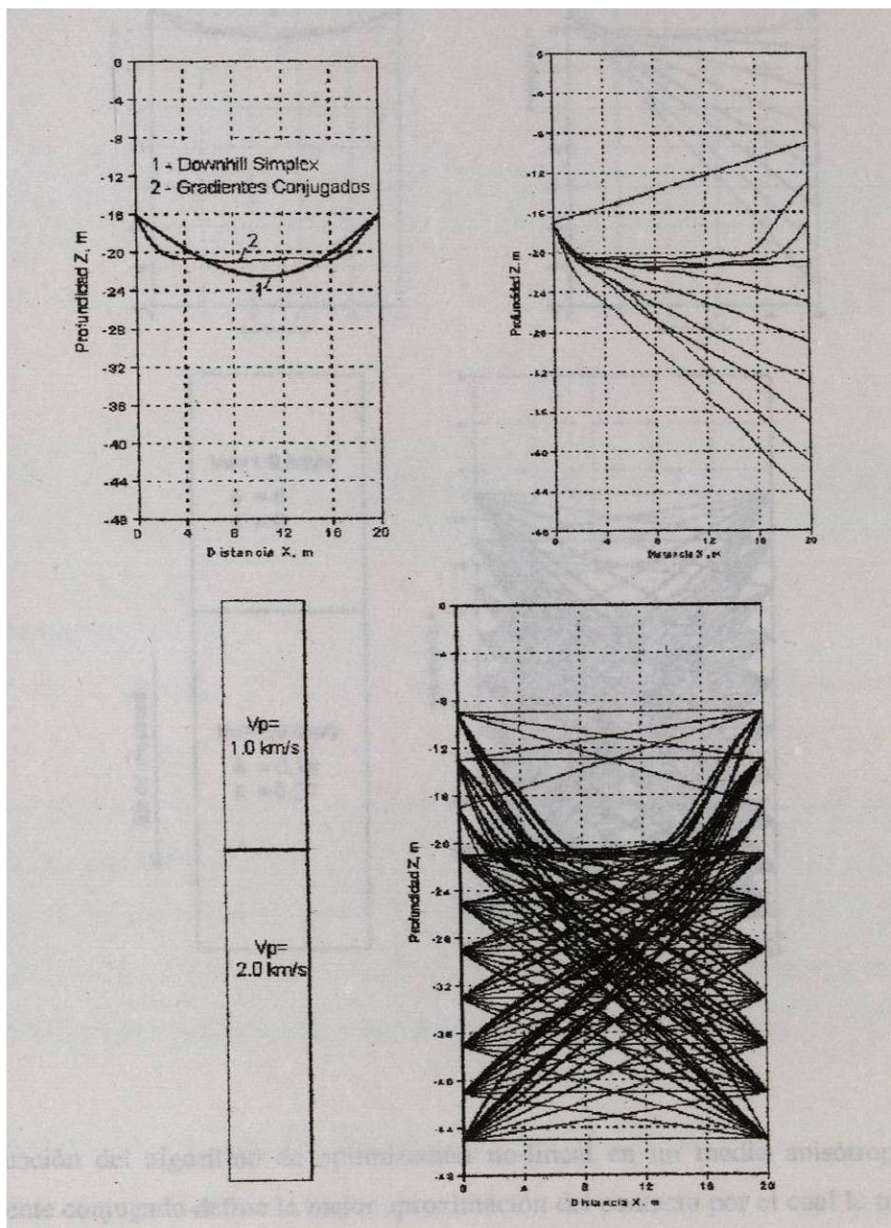


Figura 20. Evaluación del algoritmo de optimización no-lineal en un medio isótropo-heterogéneo. El método del gradiente conjugado define la mejor aproximación del contacto por el cual la trayectoria del rayo es mínima.

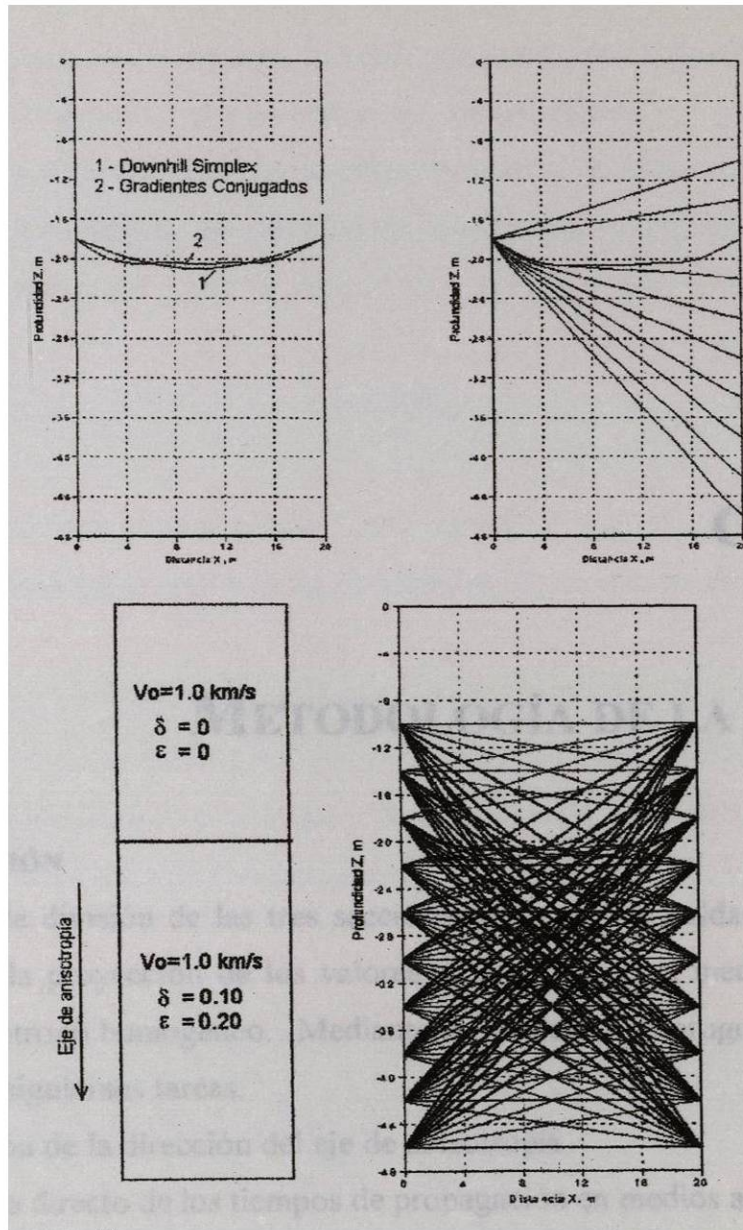


Figura 21. Evaluación del algoritmo de optimización no-lineal en un medio anisótropo-homogéneo. El método del gradiente conjugado define la mejor aproximación del contacto por el cual la trayectoria del rayo es mínima.

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA DE LA INVERSIÓN

4.1 INTRODUCCIÓN

Se parte de la división de las tres secciones de pozos en celdas rectangulares que proveen la suma o la proyección de los valores de lentitud en el medio y se plantea un modelo inicial anisótropo homogéneo. Mediante un conjunto de programas de MATLAB se llevan a cabo las siguientes tareas:

- la estimación de la dirección del eje de anisotropía
- el modelado directo de los tiempos de propagación en medios anisotrópicos
- la inversión tomográfica para medios anisotrópicos.

4.2 ESTIMACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL EJE DE ANISOTROPÍA

La dirección del eje de anisotropía queda definida a través del cálculo del ángulo formado entre el eje vertical y el eje de simetría. La estimación de este ángulo es útil como información durante el procedimiento de la inversión, que se lleva a cabo posteriormente, donde se consideran parámetros de anisotropía que dependen de la orientación de este eje.

Algunas consideraciones hechas para estimar el valor del ángulo del eje de anisotropía, en este caso, son: a) que el eje esté sobre el plano de cada sección y b) que la dirección dentro de éstas, sea constante; lo cual, aunque no es totalmente cierto, se puede considerar como válido debido a que las secciones son pequeñas.

Para estimar la dirección del eje de anisotropía para las tres secciones 2-1, 2-3, 3-1 se utilizó un algoritmo basado en un modelo anisótropo homogéneo definido por los parámetros anisotrópicos ε y δ , y por la lentitud S_0 . Los tiempos teóricos quedan expresados según,

$$t_i = l_i S(\theta_i) \quad (38)$$

donde l_i es la longitud para un rayo i -ésimo determinado y $S(\theta_i)$ es la lentitud que depende del ángulo θ_i formado entre el rayo y el eje de anisotropía; de este modo,

$$\theta_i = 90^\circ - (\alpha + \beta_i) \quad (39)$$

y queda mostrado gráficamente en la Figura 22 para un rayo cualquiera de longitud l_i . Los resultados de estos cálculos quedan expresados en el capítulo V de este trabajo.

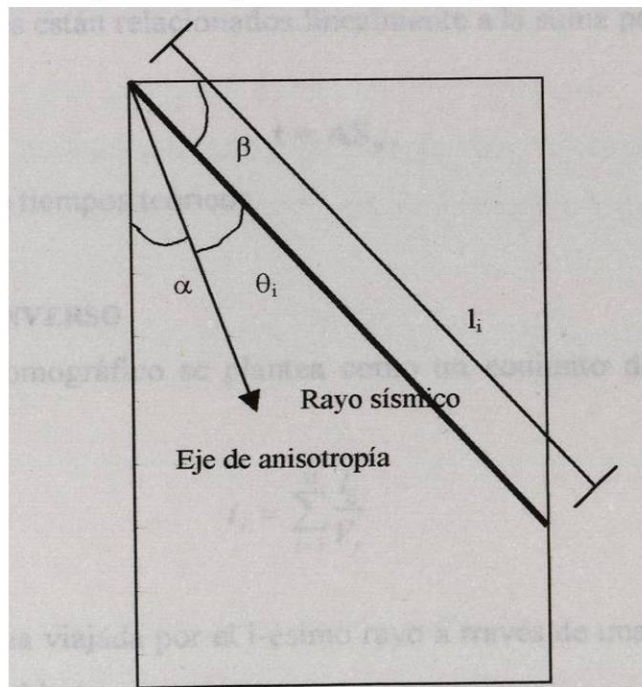


Figura 22. Representación gráfica de las relaciones entre el ángulo del rayo y el ángulo de la dirección del eje de anisotropía.

4.3 MODELADO DIRECTO

El problema directo se resuelve mediante el cálculo de las trayectorias de los rayos y de los tiempos de recorrido en un modelo de lentitud definido por los parámetros de anisotropía ε , δ y la lentitud S_0 . Se calcula la geometría de las trayectorias de los rayos (longitudes de los rayos considerados como rectos) que atraviesan un campo de velocidades discretizado en una malla de celdas rectangulares en las que los valores de los parámetros de anisotropía ε , δ y la lentitud S_0 son constantes para cada celda.

El estimación de las longitudes de los rayos se realiza mediante la ecuación de la distancia entre dos puntos, a partir del cálculo de todas las intercepciones en las celdas mediante la ecuación de la recta. Todo esto queda almacenado en una matriz A de $n \times m$ elementos que contiene las longitudes que tiene cada rayo que atraviesa una celda determinada, donde n renglones es el número de los rayos y m columnas, el número de las celdas.

Por otra parte, se calculan los tiempos teóricos a partir del producto de una matriz A de la geometría de los rayos y un vector de lentitud S_0 que representa el parámetro que describe las propiedades para cada celda. La energía propagada en forma de rayos a través de las celdas proporcionan la suma o proyección de los valores del parámetro de lentitud en las celdas, estos valores están relacionados linealmente a la suma por:

$$t = AS_0, \quad (40)$$

donde t es el vector de tiempos teóricos

4.4 MODELADO INVERSO

El problema tomográfico se plantea como un conjunto de ecuaciones no-lineales descritas según,

$$t_j = \sum_{i=1}^M \frac{l_{ij}}{V_j} \quad (41)$$

donde, l_{ij} es la distancia viajada por el i -ésimo rayo a través de una celda j y V_j la velocidad sísmica dentro de la celda j .

La tomografía sísmica es la inversión de esta relación para llegar a la estimación de un campo de lentitud S . Para el tratamiento del problema inverso se comienza linealizando esta relación, para la cual la velocidad V_p planteada en términos de la anisotropía débil (ecuación 17) es,

$$V_i = V_{oi}(1 + \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta + \varepsilon_i \sin^4 \theta), \quad (42)$$

de donde podemos obtener la lentitud

$$S_i = \frac{1}{V_{oi}(1 + \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta + \varepsilon_i \sin^4 \theta)} \quad (43)$$

La expresión anterior puede tomar la forma

$$S_i = \frac{S_{oi}}{1 + \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta + \varepsilon_i \sin^4 \theta}, \quad (44)$$

que después de aplicar el desarrollo del binomio, queda simplificada como

$$S_i \approx S_{oi}(1 - \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta - \varepsilon_i \sin^4 \theta). \quad (45)$$

En este punto se debe resaltar que S_{oi} es una lentitud planteada en la dirección del eje de anisotropía (aproximadamente vertical); sin embargo, por conveniencia se toma en cuenta la lentitud S_{pi} , que siendo perpendicular al eje de anisotropía por las características del estudio, se plantea como,

$$S_{pi} = S_i(90^\circ) = S_{oi}(1 - \varepsilon_i) \quad (46)$$

de donde toma la forma,

$$S_{oi} = \frac{S_{pi}}{1 - \varepsilon_i} \approx S_{pi}(1 + \varepsilon_i) \quad (47)$$

y sustituyendo la expresión anterior en la ecuación (45)

$$S_i \approx S_{pi}(1 - \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta - \varepsilon_i \sin^4 \theta)(1 + \varepsilon_i) \quad (48)$$

$$S_i \approx S_{p_i} [1 - \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta - \varepsilon_i (-1 + \sin^4 \theta)] \quad (49)$$

$$S_i = S_{p_i} - S_{p_i} \delta_i \cos^2 \theta \sin^2 \theta - S_{p_i} \varepsilon_i (-1 + \sin^4 \theta) \quad (50)$$

donde se pueden considerar S_{p_i} , $S_{p_i} \delta_i$ y $S_{p_i} \varepsilon_i$ como tres parámetros únicos que reducen la ecuación anterior a

$$S_i = S_{p_i} - S_{\delta_i} \cos^2 \theta \sin^2 \theta - S_{\varepsilon_i} (-1 + \sin^4 \theta), \quad (51)$$

donde

$$S_{\delta_i} = S_{p_i} \delta_i, \quad (52)$$

$$S_{\varepsilon_i} = S_{p_i} \varepsilon_i.$$

La ecuación (41) puede plantearse ahora de manera lineal como

$$t_j = \sum_{i=1}^M [l_{ji} S_{p_i} - l_{ji} (\sin^2 \theta \cos^2 \theta)_{ji} S_{\delta_i} - l_{ji} (-1 + \sin^4 \theta)_{ji} S_{\varepsilon_i}] \quad (53)$$

que representada matricialmente es

$$\mathbf{t} = \begin{bmatrix} l_{11} & \dots & l_{1M} & l_{11} p_{11} & \dots & l_{1M} p_{1M} & l_{11} q_{11} & \dots & l_{1M} q_{1M} \\ l_{21} & \dots & l_{2M} & l_{21} p_{21} & \dots & l_{2M} p_{2M} & l_{21} q_{21} & \dots & l_{2M} q_{2M} \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ l_{N1} & \dots & l_{NM} & l_{N1} p_{N1} & \dots & l_{NM} p_{NM} & l_{N1} q_{N1} & \dots & l_{NM} q_{NM} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_{p_i} \\ \vdots \\ S_{p_M} \\ S_{\delta 1} \\ \vdots \\ S_{\delta M} \\ S_{\varepsilon 1} \\ \vdots \\ S_{\varepsilon M} \end{bmatrix}, \quad (54)$$

donde

$$p_{kl} = -(\sin^2 \theta \cos^2 \theta)_{kl},$$

$$q_{kl} = -(-1 + \sin^4 \theta)_{kl}.$$
(55)

Finalmente la expresión (54) queda representada en la forma compacta:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Gm}$$
(56)

donde \mathbf{m} -vector columna en la expresión 54.

La inversión de la relación lineal anteriormente planteada es un problema singular algebraicamente. Para alcanzar a definir un problema bien propuesto y para resolver las distribuciones de las propiedades del medio se utilizan restricciones externas.

Según PRATT Y CHAPMAN (1992), existen tres complicaciones para la tomografía de los tiempos de viaje:

1. Las restricciones geométricas son por una cobertura del subsuelo que es deficiente y es ocasionada por las limitaciones de las trayectorias de los rayos, ya que la apertura de los ángulos proporcionan datos que no son suficientes para especificar las velocidades en el medio.
2. Las variaciones grandes de la velocidad introducen la no-linealidad dentro del sistema de ecuaciones, ya que la solución es dependiente de las trayectorias de los rayos, las cuales a su vez son determinadas por las velocidades.
3. Las evidencias de la existencia de la anisotropía es otra complicación del problema que debe tomarse en consideración mediante la introducción de los parámetros anisotrópicos en las fórmulas de la velocidad.

Con el fin de llegar a un sistema lineal bien-propuesto para la tomografía anisotrópica, PRATT Y CHAPMAN (1992) plantean restricciones que están basadas en las siguientes determinaciones:

1. que las segundas derivadas parciales: $\frac{\partial^2 S_p}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2 S_p}{\partial z^2}$, $\frac{\partial^2 S_p}{\partial xz}$, $\frac{\partial^2 S_\delta}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2 S_\delta}{\partial z^2}$, $\frac{\partial^2 S_\delta}{\partial xz}$,

$$\frac{\partial^2 S_\epsilon}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 S_\epsilon}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 S_\epsilon}{\partial xz}$$

estén cerca de cero.

2. que S_δ y S_ϵ estén cerca de cero.

Además, de acuerdo a una restricción adicional propuesta por KOUZOUB (comunicación personal), se plantea que S_p esté cercano al valor inicial S_p^{mi} , el cual se

obtiene a partir de una técnica de inversión conocida como “*backprojection*”, que se describe brevemente a continuación, como parte de este estudio.

Para el presente caso se conocen los tiempos de viaje y se cuenta con una aproximación admisible de la geometría de los rayos, entonces se pretende determinar la lentitud y una solución exacta de la matriz sería:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{t}, \quad (57)$$

pero en presencia de observaciones redundantes o insuficientes, esta solución podría no ser deseable o verdaderamente posible (STEWART, 1991). En tal caso una solución aproximada conocida como “*backprojection*” corresponde al caso de la transpuesta de la matriz, en lugar de la inversa, y la ecuación anterior podría plantearse como

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^T * \mathbf{t} \quad (58)$$

Una estimación de la lentitud en una celda determinada puede encontrarse por el promedio de la lentitud total de los rayos que atraviesan una celda, es decir, por suma de todos los promedios de las trayectorias divididas por el número total de las contribuciones. De acuerdo al problema propuesto, ciertas modificaciones posibles para la fórmula de la “*backprojection*” conducen a nuevas estimaciones:

$$\mathbf{m} = \mathbf{D}^{-1}\mathbf{G}^T\mathbf{L}^{-1}\mathbf{t} \quad (59)$$

donde, \mathbf{D}^{-1} y \mathbf{L}^{-1} son las matrices diagonales que contienen las densidades de observación y las longitudes totales de los rayos que atraviesan cada celda, respectivamente.

La idea de la “*backprojection*” es adecuada tomando en cuenta las expectativas del problema planteado, pero no es una solución exacta y de hecho, este método no sería usado para trabajos que requieren una reconstrucción de alta precisión.

De esta manera se llega al planteamiento de la matriz aumentada:

$$\hat{\mathbf{G}}\mathbf{m} = \hat{\mathbf{T}} \quad (60)$$

el cual es un sistema lineal bien-propuesto para la tomografía anisotrópica.

En la ec. (60), $\hat{\underline{\mathbf{G}}}$, $\hat{\underline{\mathbf{T}}}$ tienen la forma

$$\hat{\underline{\mathbf{G}}} = \begin{pmatrix} \underline{\mathbf{G}} \\ \alpha \underline{\mathbf{R}}_{xx} \\ \alpha \underline{\mathbf{R}}_{zz} \\ \alpha \underline{\mathbf{R}}_{xz} \\ \beta \underline{\mathbf{I}} \end{pmatrix} \quad (61)$$

$$\hat{\underline{\mathbf{T}}} = \begin{pmatrix} \mathbf{t} \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \end{pmatrix},$$

en $\hat{\underline{\mathbf{G}}}$, α y β son dos multiplicadores indeterminados; $\hat{\underline{\mathbf{R}}}_{xx}$, $\hat{\underline{\mathbf{R}}}_{zz}$, $\hat{\underline{\mathbf{R}}}_{xz}$ son las matrices de las derivadas parciales e $\underline{\mathbf{I}}$ es una matriz de identidad.

La solución a la ec. (60) minimiza simultáneamente los residuales y las segundas derivadas de los m parámetros. El multiplicador indeterminado α controlará el grado de esta minimización. El multiplicador β puede introducir la tomografía isotrópica como un subconjunto del sistema aumentado, ya que utilizando un valor grande de β las restricciones a la parte anisotrópica de la solución pueden acercarse a cero (PRATT, McGAUGHEY Y CHAPMAN, 1993).

Para resolver el problema inverso en la ec. (60) se utiliza el método de la matriz pseudoinversa \mathbf{G}^+ , basada en la descomposición en valores singulares (SVD).

Una vez que se ha propuesto un sistema lineal bien-condicionado con el correspondiente método de solución, es preciso determinar los coeficientes α y β , con la finalidad de determinar un nivel óptimo de restricción a través de la evaluación de los errores medios cuadráticos de los tiempos residuales y de los errores medios cuadráticos de la rugosidad para cada solución. Estas cantidades se grafican y de acuerdo a este procedimiento, (PRATT Y CHAPMAN, 1992), se obtienen curvas que presentan "knee points" típicos, más allá de los cuales, cuando los errores medios cuadráticos de las rugosidades llegan a ser muy grandes, sin un cambio significativo en los residuales, el nivel de

restricción es insuficiente, así como un incremento rápido en los residuales es una indicación de un nivel de restricción muy alto.

En este trabajo se realizaron una serie de experimentos con datos de un problema de simulación, para luego hacerlo aplicable a los datos reales.

Luego de hacer varias pruebas se seleccionaron 2 modelos que representan a un conjunto de datos sintéticos para los casos de baja y alta velocidad en el medio. Además se introducen diferentes errores para cada caso y los valores de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ . Las Figuras 23 a) y b) presentan los datos del estudio sintético.

Para el caso a), el modelo representa un medio en el que predomina una velocidad de 4km.s^{-1} , excepto en la parte central, que tiene una velocidad más baja de aproximadamente 3km.s^{-1} . Las características anisotrópicas son débiles, siendo los valores de los parámetros anisotrópicos para este caso de $\epsilon=0.2$ y $\delta=0.1$, con una disminución de estos valores hacia la parte superior del modelo. Para el caso b), las velocidades son de 4km.s^{-1} , excepto en la región central donde predomina un valor de velocidad más alta, de 5km.s^{-1} . Los valores para los parámetros anisotrópicos son también de $\epsilon=0.2$ y $\delta=0.1$ y estos valores se reducen a 0.0 hacia el extremo superior de este modelo.

Estas cantidades fueron utilizadas para generar los datos sintéticos de los tiempos de arribo mediante el uso de un programa de modelado directo. En este programa se introdujo cada vez un valor del error de distribución normal con desviación estándar de 0.02ms y de 0.04ms, para cada caso.

Finalmente se realizó la inversión para estos datos simulados resolviéndolos para un rango de valores de los parámetros de restricción α y β . Los resultados se presentan en un conjunto de curvas del error medio cuadrático de los tiempos residuales vs. el error medio cuadrático de las rugosidades y en ellas se intenta localizar aproximadamente el valor del error global y se toman, en base a esta observación, los valores α y β que correspondan al error. De este modo, la inversión se realiza para estos 2 únicos valores y los resultados se comparan con los modelos iniciales.

El procedimiento anterior fue realizado para los 2 modelos con diferentes parámetros anisotrópicos y diferentes valores del error. En este trabajo los resultados se describen a continuación para 4 de estos experimentos y para los datos reales, los cuales fueron sometidos al mismo procedimiento.

Caso a					Caso b				
0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.33	0.25	0.25	0.25	0.25	0.20	0.25	0.25
0.25	0.33	0.33	0.33	0.25	0.25	0.20	0.20	0.20	0.25
0.25	0.33	0.33	0.33	0.25	0.25	0.20	0.20	0.20	0.25
0.25	0.25	0.33	0.25	0.25	0.25	0.25	0.20	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

Figura 23. Modelos con los datos de lentitud S_0 y de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ simulados. El caso a) corresponde al modelo de baja velocidad ($3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$), la cual se ve resaltada en la parte central del conjunto de datos de $4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. El caso b) es un modelo de alta velocidad, la cual resalta en la parte central del modelo ($5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$), en contraste con el resto de la velocidad distribuida con $4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. Los parámetros ϵ y δ tienen los valores pequeños para ambos casos, desde 0.0 (en las partes superiores) hasta 0.2 para ϵ y desde 0.0 (en las partes superiores) hasta 0.1 para δ en el resto de los modelos.

puede ver en la gráfica de la Figura 25. Para el caso de la sección 3-1, se obtiene un ángulo de 6° (ver Figura 26).

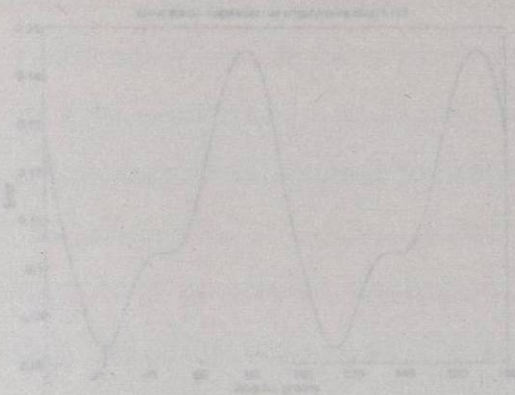


Figura 24. Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 2-1. El ángulo obtenido es de 22° .

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen de manera explícita, los resultados de las tareas que conforman la metodología de la inversión. Como primer paso se presentan los resultados del cálculo del ángulo del eje de anisotropía para las secciones reales 2-1, 2-3, y 3-1, y en segunda instancia, se detallan los resultados del procedimiento de la inversión para los datos sintéticos, seguida de una evaluación similar para el caso de los datos reales. Finalmente se hace una discusión general del trabajo resaltando la importancia del estudio sintético.

5.2 RESULTADOS

Antes de describir el procedimiento de inversión que se utilizó para los datos sintéticos, cabe hacer mención de los resultados de la estimación del ángulo del eje de anisotropía para las secciones reales. Para la sección 2-1, el ángulo obtenido fue de $\sim 22^\circ$. La gráfica de este ángulo vs. el error medio cuadrático se presenta en la Figura 24. El análisis para el caso de la sección 2-3 proporciona un ángulo de $\sim 2^\circ$ y esta situación se

Figura 26. Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 3-1. El ángulo obtenido es de 6° .

puede ver en la gráfica de la Figura 25. Para el caso de la sección 3-1, se obtiene un ángulo de 6° (ver Figura 26).

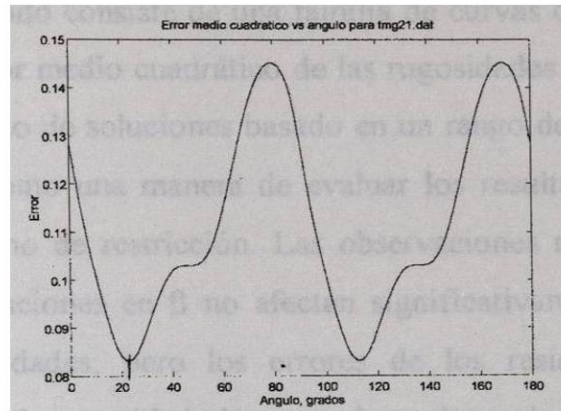


Figura 24. Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 2-1. Como se puede ver el ángulo obtenido es de 22° .

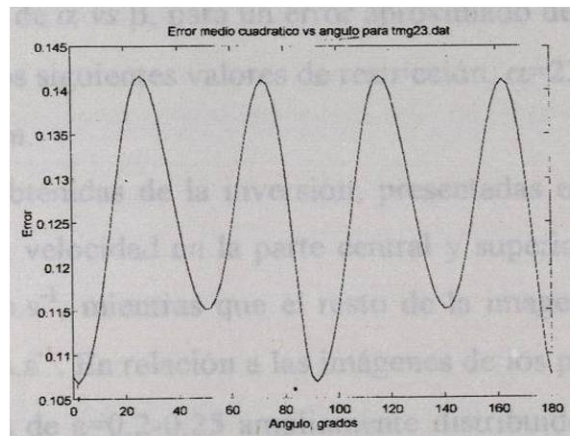


Figura 25. Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 2-3. Como puede observarse el ángulo obtenido es de aproximadamente 2° .

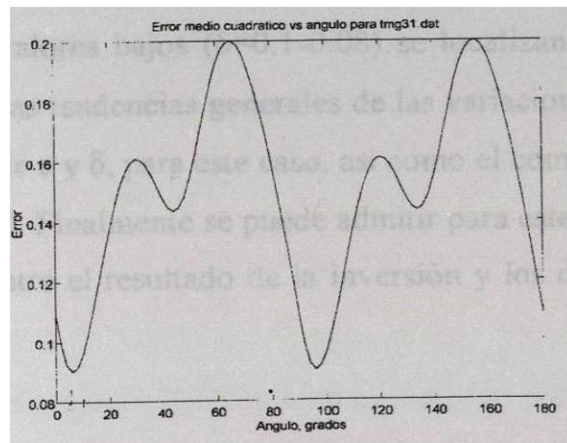
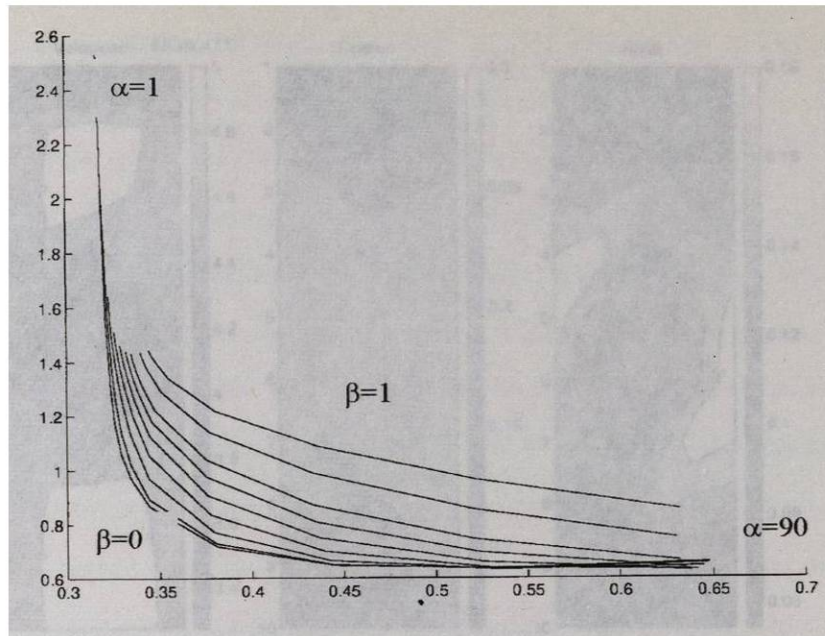


Figura 26. Gráfica del ángulo del eje de anisotropía calculado para la sección 3-1. El ángulo obtenido es de 6° .

En cuanto a los experimentos con los datos sintéticos, el primero de ellos corresponde al modelo de baja velocidad descrito anteriormente, al cual se introdujo un error de 0.02ms. El resultado consiste de una familia de curvas del error medio cuadrático de los residuales vs el error medio cuadrático de las rugosidades mostrada en la Figura 27, que representan al conjunto de soluciones basado en un rango definido de variación de los multiplicadores α y β , como una manera de evaluar los resultados empíricamente para determinar un nivel óptimo de restricción. Las observaciones revelan que para un valor cualquiera en α , las variaciones en β no afectan significativamente a los valores de las soluciones de las rugosidades, pero los errores de los residuales si se incrementan rápidamente. Los valores de rugosidad altos para los valores de α bajos es muy clara. Por otra parte, para un valor dado de los residuales, lo que se busca es un valor donde las soluciones de las rugosidades sean mínimas. Para elegir un valor en esta región se examinó la apariencia de las curvas de α vs β , para un error aproximado de 0.4, como se muestra en la Figura 28, obteniendo los siguientes valores de restricción, $\alpha=23$, $\beta=0.3$, evaluados luego en el programa de inversión.

De las imágenes obtenidas de la inversión, presentadas en la Figura 29, se puede observar una zona de baja velocidad en la parte central y superior del medio simulado, la cual oscila entre 3.5-4 km.s⁻¹, mientras que el resto de la imagen presenta una velocidad mayor, que va de 4.5-5 km.s⁻¹. En relación a las imágenes de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ , se obtuvieron valores de $\epsilon=0.2-0.25$ ampliamente distribuidos en la imagen; hacia la parte superior de la misma, estos valores se ven disminuidos a $\epsilon=0.1-0.15$. En el caso del parámetro δ , un rango de valores relativamente altos ($\delta=0.12-0.18$) prevalecen en la zona central, mientras que los valores bajos ($\delta=0.1-0.08$) se localizan principalmente hacia la parte superior del medio. Las tendencias generales de las variaciones de la lentitud S_0 , y de los parámetros de anisotropía ϵ y δ , para este caso, así como el comportamiento del residual, puede verse en la Figura 30. Finalmente se puede admitir para este caso, la semejanza en el comportamiento general entre el resultado de la inversión y los datos del modelo de baja velocidad.

Error medio cuadrático
de la rugosidad



Error medio cuadrático de los residuales

Figura 27. Gráfica que representa un conjunto de soluciones para un rango definido de valores α y β del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms.

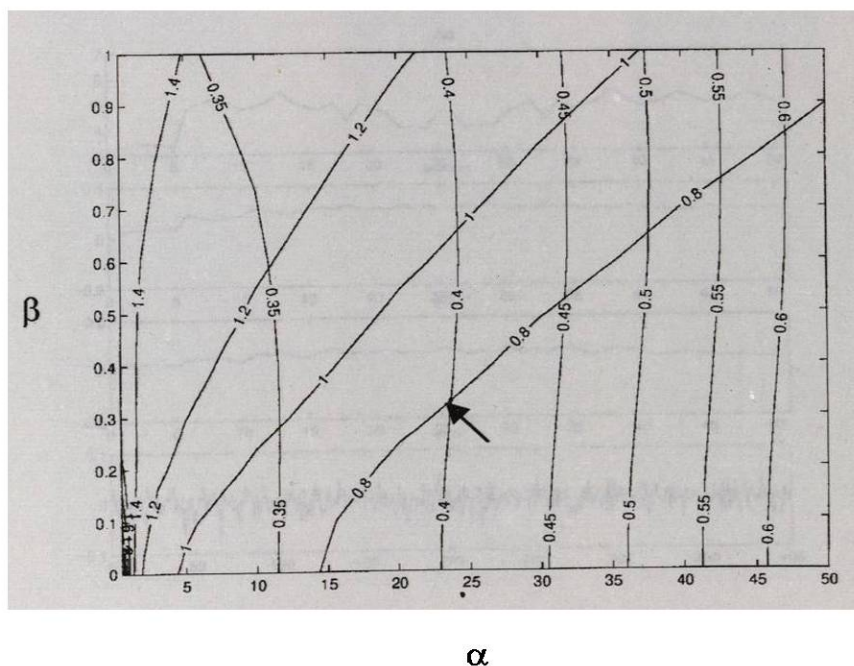


Figura 28. Gráfica que relaciona los valores del rms de los residuales y del rms de la rugosidad del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms, en isolíneas, cuya intersección en el error de 0.4ms y 0.8ms, proporcionan los valores correspondientes para $\alpha=23$ y $\beta=0.3$.

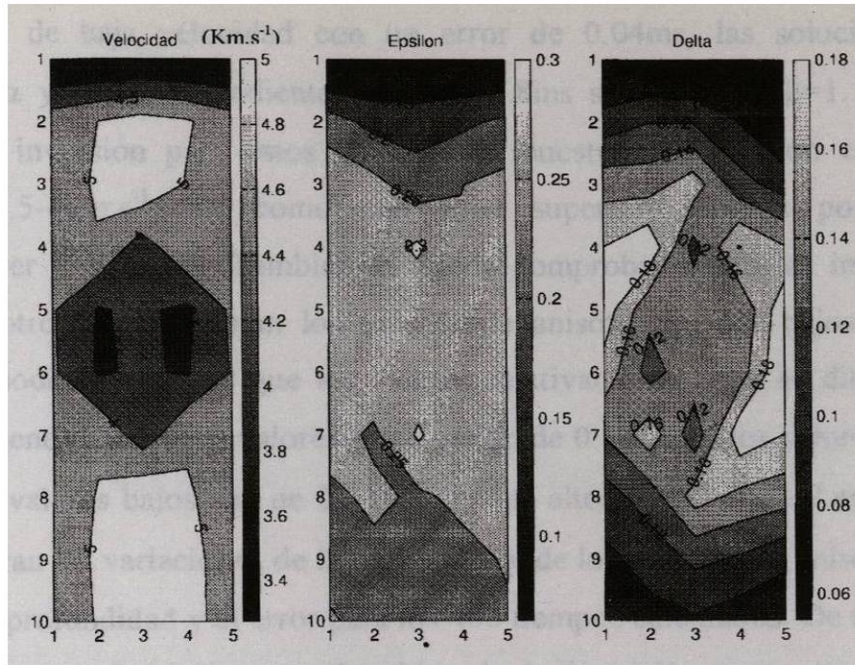


Figura 29. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=23$ y $\beta=0.3$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de baja velocidad con error de 0.02ms.

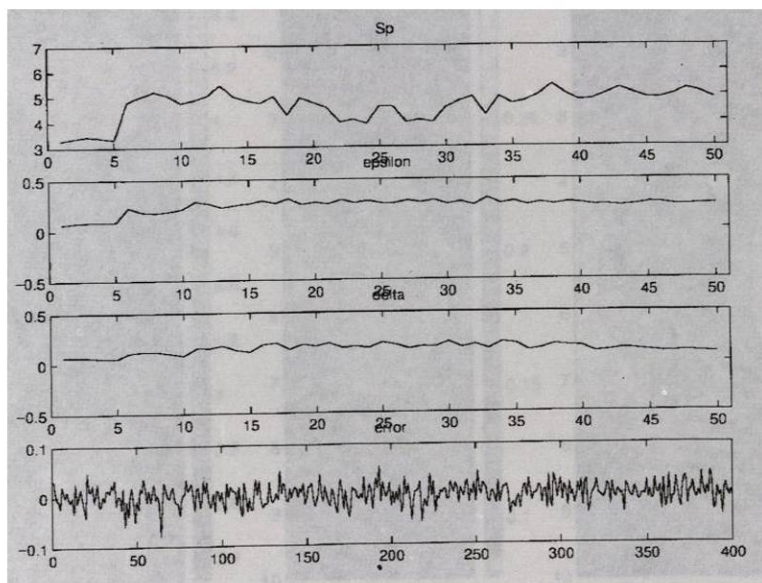


Figura 30. Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de baja velocidad con error de 0.02ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.

El segundo y los consiguientes experimentos se basan en el procedimiento anterior. Para un modelo de baja velocidad con un error de 0.04ms, las soluciones para los multiplicadores α y β correspondientes al error 0.8ms son $\alpha=40$ y $\beta=1$. Las imágenes obtenidas en la inversión para estos parámetros muestran una región central de baja velocidad de $3.5\text{-}4\text{km.s}^{-1}$, así como una zona superior definida por las mismas características (ver Figura 31). También se puede comprobar como las imágenes de los parámetros anisotrópicos presentan los valores de anisotropía más bajos en las partes superiores del modelo, mientras que los valores relativamente altos se distribuyen en el resto de las imágenes. Para ϵ los valores bajos varían de 0.1-0.15 y los valores altos de 0.2-0.25. Para δ los valores bajos son de 0.04-0.06 y los altos de 0.1-0.12. Las gráficas de la Figura 32 muestran las variaciones de la lentitud S_0 y de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ , en función de la profundidad y el error para los 400 tiempos calculados. De todo lo anterior se puede resaltar que las imágenes obtenidas de la inversión para este caso, también resultan comparables a los datos del modelo inicial.

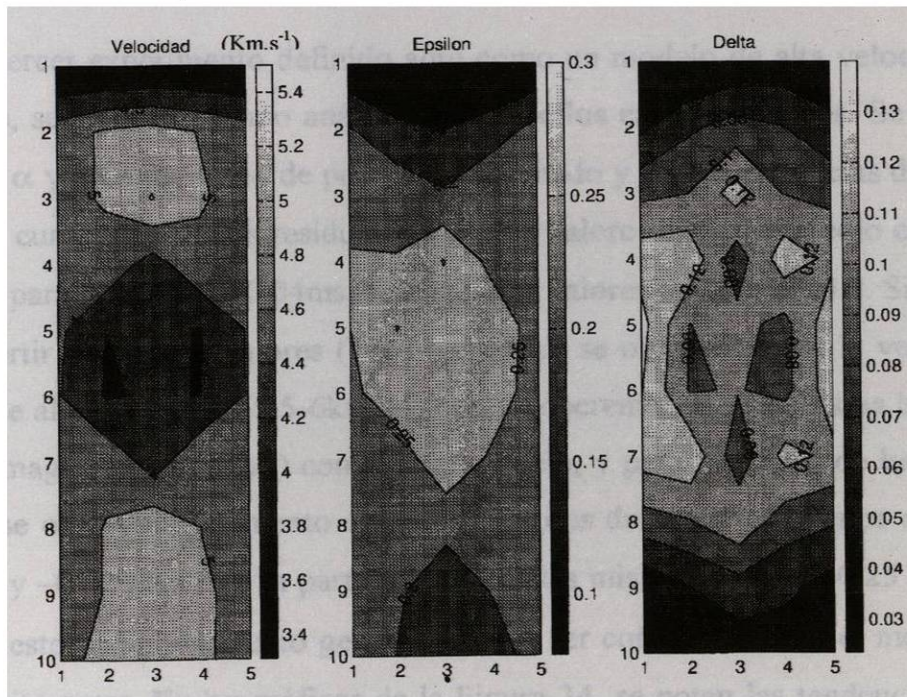


Figura 31. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=40$ y $\beta=1$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de baja velocidad con error de 0.04ms.

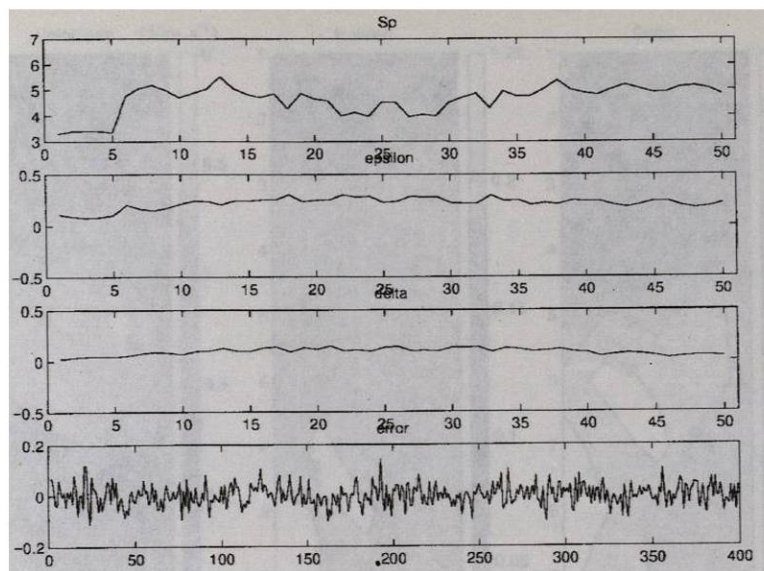


Figura 32. Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de baja velocidad con error de 0.04ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.

Para el tercer experimento definido aquí como un modelo de alta velocidad con un error de 0.02ms, se sigue el mismo análisis que el de los casos anteriores. Se analizan las soluciones para α y β en un rango de prueba determinado y de las tendencias de los valores del error medio cuadrático de los residuales y de los valores del error medio cuadrático de las rugosidades para un error de 0.04ms, se eligen los valores $\alpha=20$ y $\beta =0.2$. Siguiendo con la tarea de invertir para estos valores (ver Figura 33), se obtienen, para la velocidad, una región central de alta velocidad ($5.5\text{-}6\text{km.s}^{-1}$) con un decremento de la misma hacia la parte superior de la imagen ($4\text{-}4.5\text{km.s}^{-1}$) como en el modelo, y para los casos de los parámetros de anisotropía se observa un aumento de ambos valores de la parte superior de la imagen (con 0.1 para ϵ y -0.02 para δ) a la parte inferior de las mismas (con 0.2-0.25 para ϵ y 0.1-0.11 para δ), y este comportamiento general resulta ser comparable con el modelo de alta velocidad descrito antes. En las gráficas de la Figura 34, se notan las tendencias generales para la lentitud S_0 y los parámetros de anisotropía ϵ y δ , del mismo modo que las variaciones del error para los tiempos calculados de este modelo.

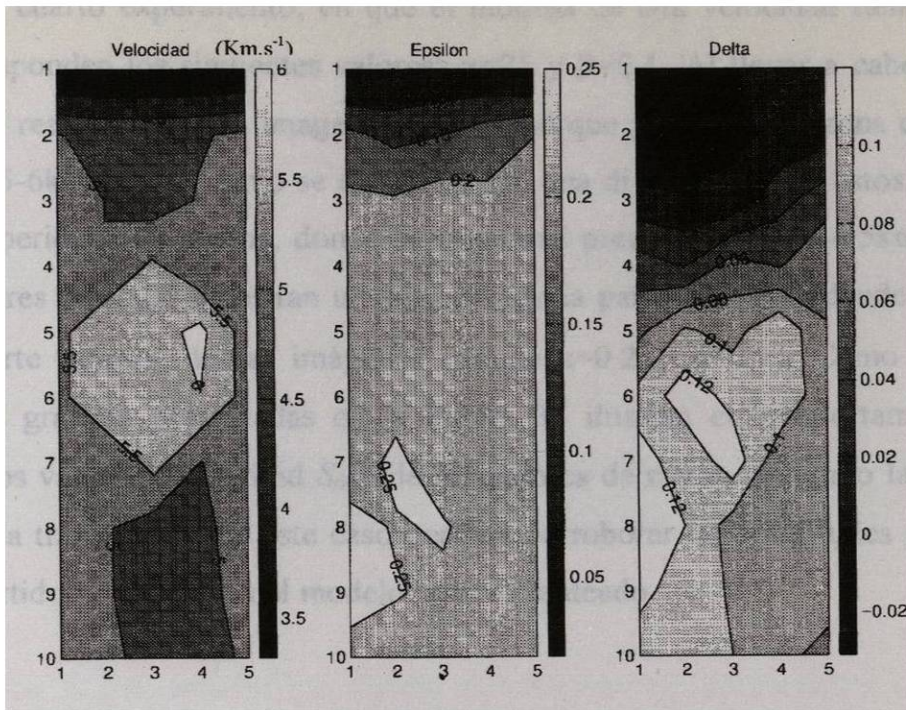


Figura 33. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=20$ y $\beta=0.2$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de alta velocidad con error de 0.02ms.

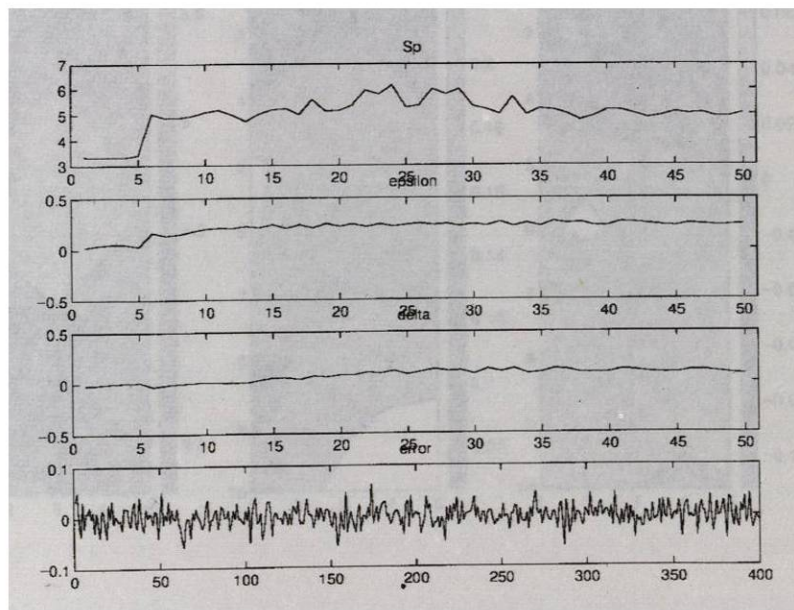


Figura 34. Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de alta velocidad con error de 0.02ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.

Para el cuarto experimento, en que el modelo de alta velocidad tiene un error de 0.04ms, corresponden los siguientes valores: $\alpha=25$ y $\beta=0.1$. Al llevar a cabo la inversión (Figura 35), el resultado es una imagen de velocidad que presenta una zona central de alta velocidad ($5.5-6\text{km.s}^{-1}$), tal como se esperaba, con una disminución de estos valores hacia el extremo superior de la misma, donde la velocidad presente es de $4-4.5\text{km.s}^{-1}$. Por otra parte, los valores de ϵ y δ muestran un aumento de la parte superior (donde $\epsilon=0.1$ y $\delta=-0.02$) a la parte inferior de las imágenes (donde $\epsilon=0.2$ y $\delta=0.1$). Como en los casos anteriores, las gráficas presentadas en la Figura 36 ilustran el comportamiento para la amplitud de los valores de lentitud S_0 y de los valores de ϵ y δ , así como la amplitud del error para cada traza. También este caso permite corroborar las similitudes previstas para los datos invertidos y los datos del modelo inicial planteado.

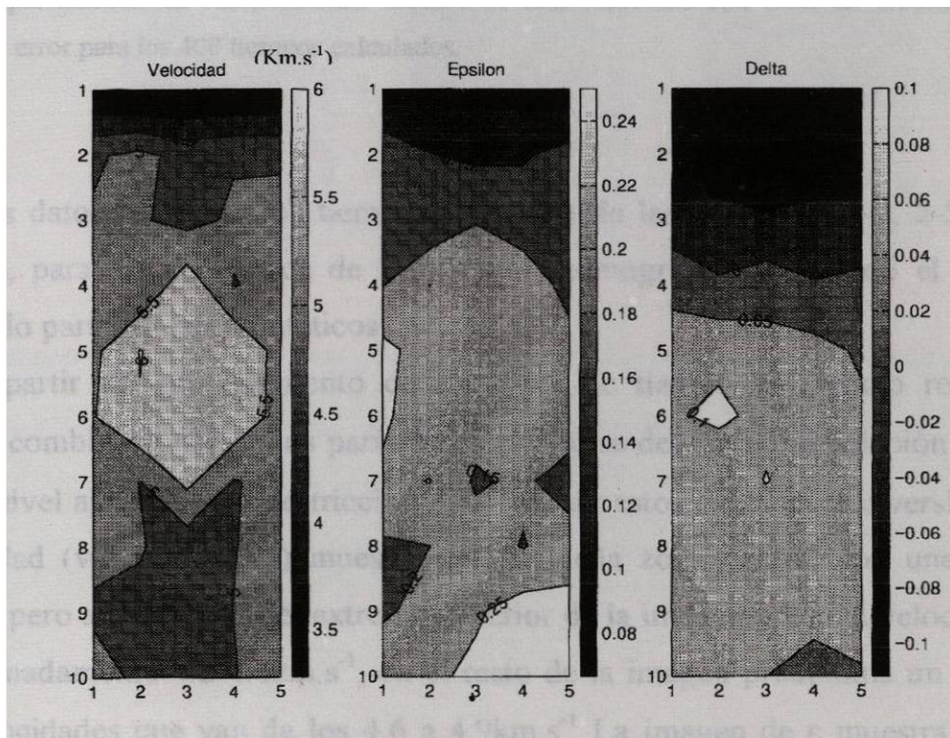


Figura 35. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=25$ y $\beta=0.1$ obtenido del conjunto de soluciones para un modelo de alta velocidad con error de 0.04ms.

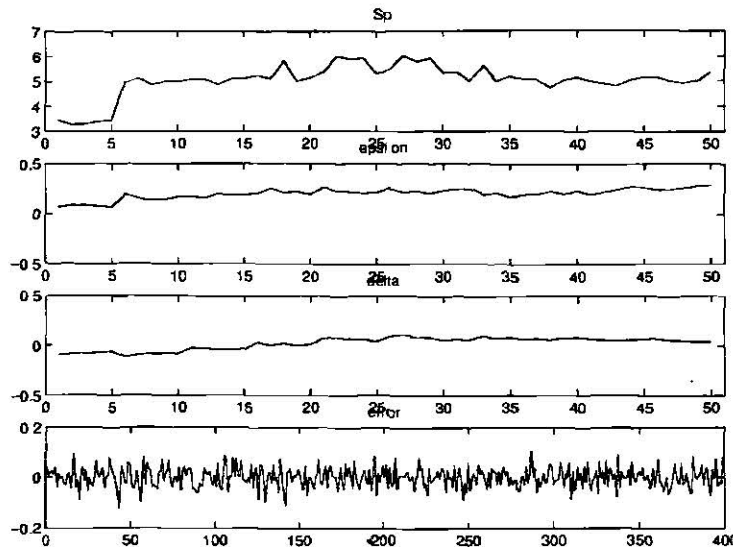


Figura 36. Conjunto de gráficas del comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos a lo largo de la profundidad de los pozos del modelo de alta velocidad con error de 0.04ms y gráfica de la amplitud del error para los 400 tiempos calculados.

Los datos reales de los tiempos de arribo de las secciones 2-1, 2-3 y 3-1 fueron analizados, para los propósitos de la inversión tomográfica, siguiendo el procedimiento desarrollado para los datos sintéticos.

A partir del procesamiento de los datos de tiempo 2-1, como resultado de las diferentes combinaciones de los parámetros α y β , se determinó la solución $\alpha=20$ y $\beta=0.5$ como un nivel apropiado de restricción para evaluar estos datos en la inversión. La imagen de velocidad (ver Figura 37) muestra una pequeña zona central con una velocidad de $4.6\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, pero a excepción del extremo superior de la imagen con una velocidad más baja, de aproximadamente $4.2\text{-}4.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, en el resto de la imagen predomina un incremento de ésta a velocidades que van de los 4.6 a $4.9\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. La imagen de ϵ muestra una región de anisotropía baja en el centro (0.05), y aunque no tan ampliamente, esta misma anisotropía está presente en la parte superior de la imagen. La imagen de δ presenta un comportamiento semejante al de ϵ , de valores bajos en el centro (0.02), pero como puede notarse, en un porcentaje menor relativo a la anisotropía de ϵ . Las gráficas de la Figura 38 dan muestra de

las amplitudes de la lentitud S_p en función de la profundidad de la sección 2-1, donde se observan valores entre los 4 y 5 km.s^{-1} . En cuanto a las amplitudes de los parámetros anisotrópicos, ϵ presenta valores mayores a cero a lo largo de la sección 2-1, alcanzando valores de hasta 0.3 a los 5m de profundidad; por otra parte, δ llega a tener valores negativos a los 5m y a los 40 y 45m de profundidad. La conducta del error para los 400 tiempos muestra amplitudes que no sobrepasan los valores de 0.2 ni de -0.2 .

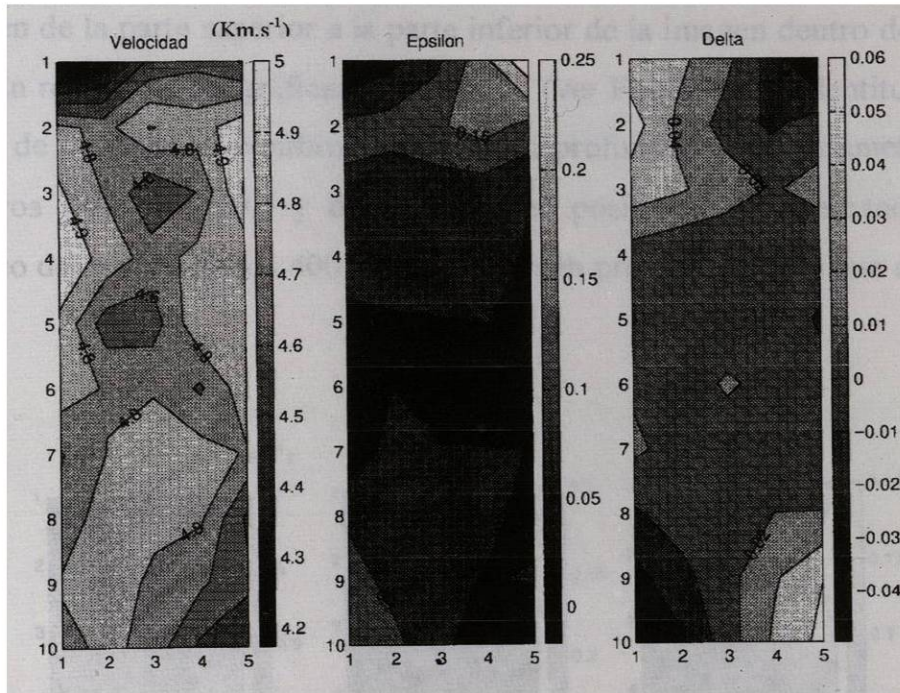


Figura 37. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=20$ y $\beta=0.5$ para la sección 2-1.

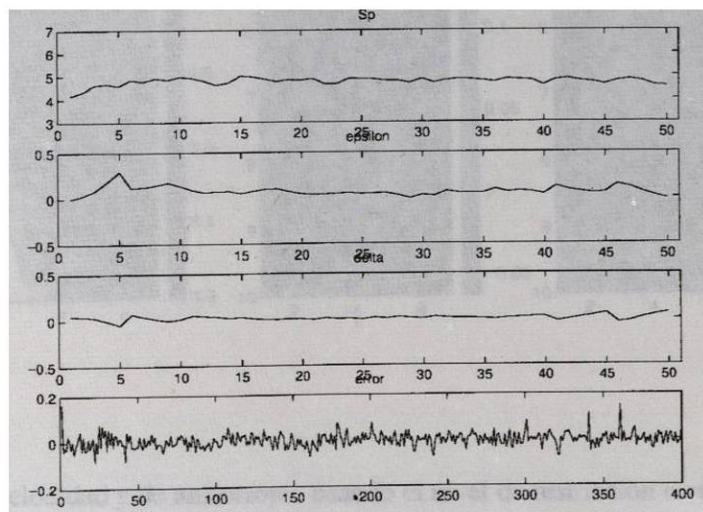


Figura 38. Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 2-1.

La solución elegida para invertir la sección 2-3 fue $\alpha=60$ y $\beta=0.2$. La imagen de velocidad (Figura 39) define una amplia zona de alta velocidad de aproximadamente $4.8-4.9\text{km.s}^{-1}$, que se ve disminuida hacia la parte superior con un velocidad que va de $4.4-4.6\text{km.s}^{-1}$. El parámetro ϵ presenta un decremento en sus valores conforme aumenta la profundidad desde 0.25 hasta 0.05, mientras que δ muestra características similares a las de ϵ en la distribución de la anisotropía pero, otra vez, en menor porcentaje que ϵ . Los valores de δ disminuyen de la parte superior a la parte inferior de la imagen dentro de un rango de 0.14 hasta 0. En relación a las gráficas de amplitud (ver Figura 40), la lentitud S_p presenta un incremento de 4 a 5km.s^{-1} conforme aumenta la profundidad. El parámetro ϵ presenta valores positivos menores a 0.5 y δ tiene valores positivos muy cercanos a cero. El comportamiento del error para los 400 tiempos también presenta valores que no sobrepasan 0.2 ni -0.2 .

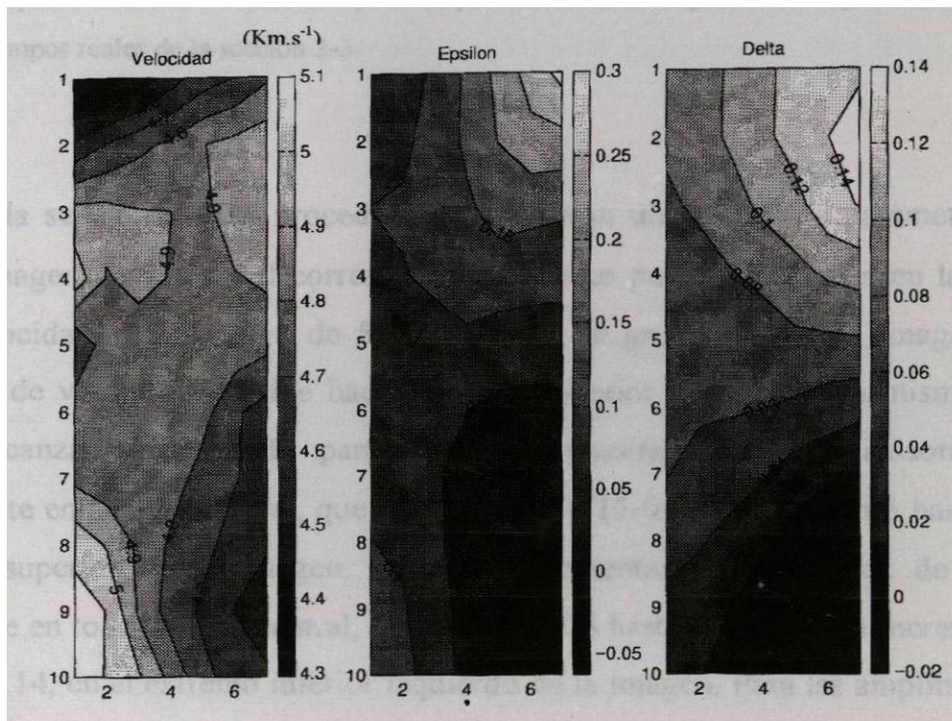


Figura 39. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=60$ y $\beta=0.2$ para la sección 2-3.

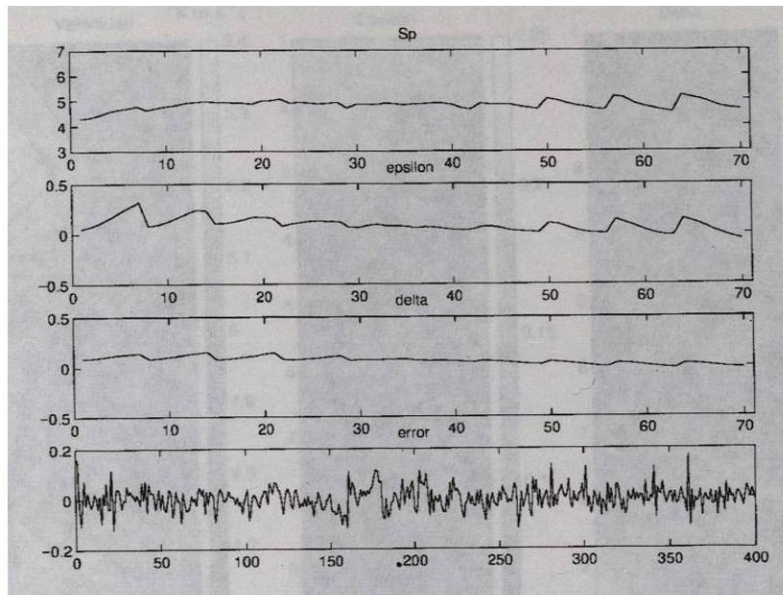


Figura 40. Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 2-3.

Para la sección 3-1 se procedió a la inversión utilizando los parámetros $\alpha=30$ y $\beta=0.3$. La imagen de velocidad correspondiente, como puede observarse en la Figura 41, presenta velocidades que varían de 5 a $5.3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, en gran parte de la imagen, con una disminución de velocidad notable hacia la parte superior derecha de la misma, donde la velocidad alcanza $4.7\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. El parámetro ϵ demuestra valores de anisotropía bajos, principalmente en la zona central, que oscilan entre 0.15-0.1, y un aumento hasta 0.2 hacia el extremo superior de la imagen. Para δ se presentan valores bajos de anisotropía prácticamente en toda la zona central, que van de 0.06 hasta 0.02, con un incremento en su valor hasta 0.14, en el extremo inferior izquierdo de la imagen. Para las amplitudes (Figura 42) se observan valores mayores a los $5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ para S_p , principalmente hacia las zonas más profundas; ϵ disminuye en su valor de 0.3 a 0, desde los 5 hasta los 45m de profundidad; δ se mantiene prácticamente estable con valores positivos muy cercanos a 0 y la conducta del error no sobrepasa los valores de 0.2 y -0.2 .

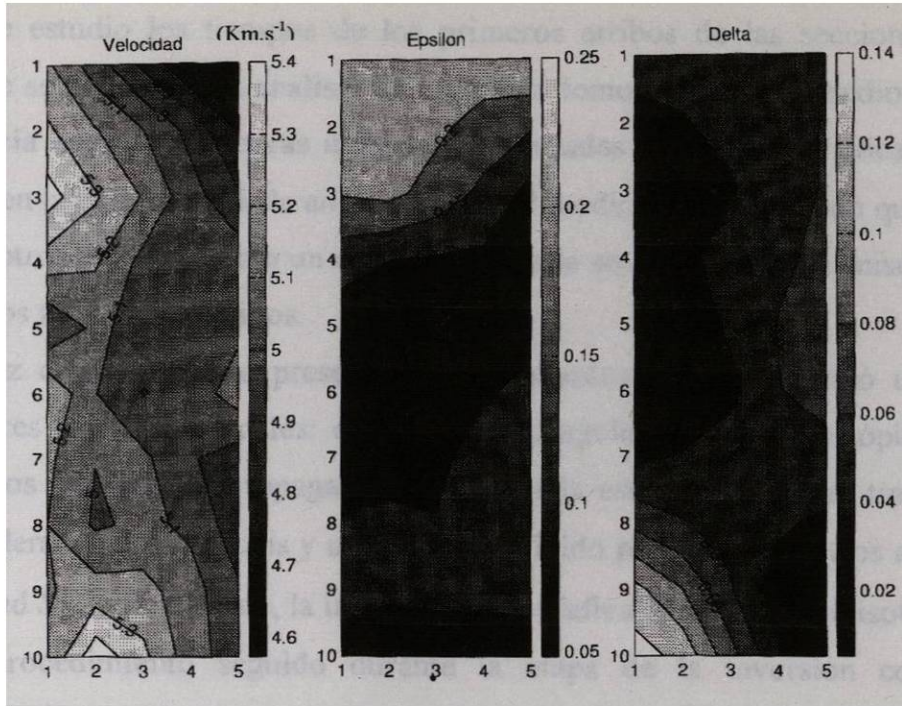


Figura 41. Imágenes de velocidad y de anisotropía usando el nivel de restricción $\alpha=30$ y $\beta=0.3$ para la sección 3-1.

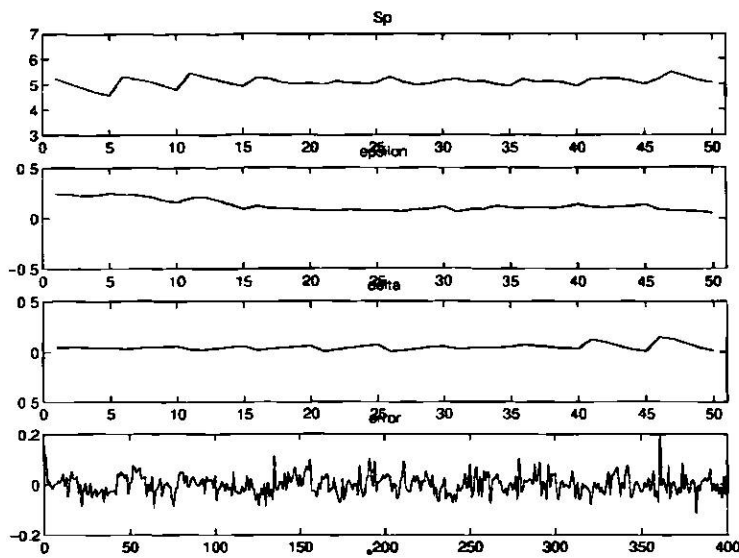


Figura 42. Comportamiento de la velocidad y de los parámetros anisotrópicos con la profundidad, y del error para los 400 tiempos reales de la sección 3-1.

5.3 DISCUSIÓN

En este estudio los tiempos de los primeros arribos de las secciones reales fueron inicialmente sometidos a un análisis de inversión tomográfica para medios isotrópicos. La incongruencia entre las primeras imágenes observadas y las características geológicas del área, sugieren la existencia de la anisotropía en el medio y esta situación queda corroborada a través de otros estudios como un modelado basado en el efecto de la anisotropía débil y el cálculo de los tiempos reducidos.

Una vez comprobada la presencia de la anisotropía se desarrolló una metodología basada en tres etapas principales: el cálculo del ángulo del eje anisotrópico; el modelado directo de los tiempos de propagación mediante la estimación de las trayectorias de los rayos considerados como rectos y un modelo definido por los parámetros anisotrópicos ϵ y δ y la lentitud S_0 , y finalmente, la inversión tomográfica para medios anisotrópicos.

El procedimiento seguido durante la etapa de la inversión comienza con la linearización del problema tomográfico. Una vez planteado el sistema lineal, su mal-condicionamiento complica la inversión, lo cual implica el uso de restricciones que proporcionen soluciones adecuadas antes de proceder con la inversión. Este esquema de regularización incluye 2 parámetros α y β que sancionan (o limitan) los valores grandes del error medio cuadrático de los tiempos residuales y del error medio cuadrático de los valores de rugosidad en el medio. La elección de un nivel de restricción adecuado se basa en la evaluación de un conjunto de soluciones para una serie de valores α y β , buscando en ellos las zonas donde el error medio cuadrático de los residuales sean mínimos, al mismo tiempo que los errores medios cuadráticos de la rugosidad.

Este procedimiento fue usado inicialmente para una serie de experimentos con datos simulados para luego proceder con su aplicación a los datos reales. Las distribuciones de velocidad en los datos simulados corresponden a los valores propuestos en los modelos, del mismo modo en que las magnitudes de los valores de ϵ y δ corresponden a los valores especificados en el modelo. Para los datos de las secciones reales, los resultados proporcionaron imágenes mejoradas de las distribuciones de la velocidad y la anisotropía. Las imágenes invertidas, tomando en cuenta la anisotropía, no contienen los lóbulos de baja y alta velocidad presentes en los extremos superior e inferior de las secciones analizadas sin tomar en consideración la anisotropía. Por otra parte, las velocidades más altas se

distribuyen en las partes centrales de las imágenes, situación contrastante con los resultados obtenidos de las imágenes analizadas considerando el medio como isotrópico, en que una anomalía de baja velocidad prevalece en las regiones centrales. El patrón de la anisotropía se presenta con un decremento en su valor de las partes superiores de las secciones a la parte inferior de las mismas, de manera general.

En este punto hay que resaltar la importancia del procedimiento desarrollado con los datos sintéticos, como un ejercicio previo para su aplicación a los datos reales. Este procedimiento consiste en resolver el problema de la inversión, simulando tiempos de arribo de ondas sísmicas en un medio considerado como anisótropo. El esquema del modelado plantea características comunes al problema establecido para las secciones reales, con lo cual la aproximación a una solución basada en este procedimiento resulta satisfactoria.

CONCLUSIONES

En un estudio inicial, la inversión tomográfica para medios isotrópicos permitió obtener una posible explicación teórica al problema real sobre la existencia de anisotropía en el medio estudiado y sobre el grado en que ésta pudiera estar presente en el área. En las primeras imágenes reales analizadas resalta una zona central de baja velocidad semejante, en el modelado, a un medio con anisotropía débil. Estos rasgos anisotrópicos quedan manifestados a través del cálculo de los tiempos reducidos y de los perfiles de velocidad de los rayos paralelos horizontalmente, todo lo cual condujo el estudio a un análisis de los datos tomando en cuenta la existencia de anisotropía débil en el medio.

Se desarrolló una metodología que resuelve el problema de la inversión de los tiempos de primeros arribos para estimar la distribución de velocidad para las tres secciones, considerando la anisotropía. Esta metodología se basó, en primera instancia, en la estimación de la dirección del eje de anisotropía, con el fin de utilizar esta información durante la etapa de la inversión, ya que los parámetros anisotrópicos dependen de la orientación de este eje. El medio se discretizó en celdas rectangulares, dentro de las cuales se definió un modelo de lentitud S_0 y de los parámetros anisotrópicos ϵ y δ , cuyos valores son constantes para cada celda. Como segunda etapa, se realizó un modelado directo que consistió en el cálculo de las trayectorias de los rayos y de los tiempos de recorrido. Para resolver el problema inverso, se requirió el uso de restricciones apropiadas para el tratamiento de un sistema lineal mal-condicionado. Así, quedó planteada una matriz aumentada cuya solución se basa en la aplicación del método de la matriz pseudoinversa.

Este análisis para el sistema lineal se probó para una serie de ejemplos sintéticos, examinando, a partir de un conjunto de soluciones, el resultado más aceptable de regularización de los multiplicadores α y β . Los resultados demostraron la correspondencia entre las distribuciones de velocidad de los datos simulados y los datos propuestos en el modelo, con lo cual se procedió a la aplicación de este procedimiento a los datos reales.

Como resultado de la aplicación del esquema anterior a los datos de tiempo de primeros arribos reales de las secciones de pozos 2-1, 2-3 y 3-1, se obtuvieron imágenes mejoradas que presentan las velocidades más altas en las partes centrales, que disminuyen

hacia las partes superficiales. La conducta de la anisotropía de los sedimentos decrece en su valor de la parte superior a la parte inferior de las imágenes. Estas descripciones pueden asociarse al patrón de fracturamiento existente en el área, ya que una explicación sobre la estratificación o la heterogeneidad de las rocas en el medio puede quedar descartada, dada la información geológica previa que describe al medio como homogéneo con estratificación aproximadamente horizontal.

Finalmente se puede enfatizar la importancia del diseño de un esquema de análisis numérico para simular la respuesta que se puede obtener de anomalías de velocidad y de anisotropía en un medio especificado, con el fin de visualizar y poder explicar la respuesta obtenida en los datos reales.

BIBLIOGRAFÍA

- BERRYMAN, J. G. (1991): Nonlinear Inversion and Tomography. Lecture Notes I. Borehole Seismic Tomography . University of California. Lawrence Livermore National Laboratory.
- DE LEÓN, H. (1993): Die Unterläufigkeit der Talsperre José López Portillo/Cerro Prieto auf einer Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolge bei Linares, Nuevo León/Mexiko. Mitt. Ing.-u Hydrogeol. RWTH Aachen. Heft 53. Tesis de Doctorado.
- LUENBERGER, D. E. (1989): Programación lineal y no-lineal. Adison-Wesley Iberoamericana, S.A. 499p.
- PRATT, R. G., W. J. McGAUGHEY Y C. H. CHAPMAN (1993): Anisotropic velocity tomography: A case study in a near-surface rock mass. Geophysics. Vol. 58. No.12. p.1748-1763.
- PRATT, R. G., Y C. H. CHAPMAN (1992): Traveltime tomography in anisotropic media-II. Application. Geophys. J. Int. 109. p. 20-37.
- PROTHERO W. A., W. J. TAYLOR Y J. A.EICKEMEYER (1988): A fast two point, three dimensional ray tracing algorithm using a simple step search method. Bull. Seismol. Soc. Am., 78, p.1190-1198.
- SCALES J. A. Y M. L. SMITH (1994): Introductory Geophysical Inverse Theory: Part I. Colorado School of mines. Samizdat Press. 193p.
- SHERIFF, R.E. Y L.P. GELDART (1991): Exploración sísmológica. Historia, teoría y obtención de datos. Volumen I. Editorial Limusa S.A. de C.V. México. 309p.

INEGI (1986): Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León. S.P.P. p.19-21

STEWART, R. R. (1991): Exploration seismic tomography: Fundamentals. Course notes series. Vol. 3. S.N. Domenico (Editor). Society of Exploration Geophysicists. 164p.

THOMSEN, L. (1986): Weak elastic anisotropy. Geophysics. Vol. 51. No. 10. p. 1954-1966.

TRASLOSHEROS, J.C.V., J. FREZ, J.A. MADRID Y C. REBOLLAR (1990): Aplicación de la aproximación circular en la estimación de estructuras sísmicas bidimensionales. Geofísica Internacional. Vol. 29. No. 4. p. 211-236.

ANEXO

DATOS DE TIEMPO
DE PRIMEROS ARRIBOS DE ONDAS SÍSMICAS
SECCIÓN 2-1

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
7.00	7.00	4.780
7.00	9.00	4.660
7.00	11.00	4.640
7.00	13.00	4.740
7.00	15.00	4.930
7.00	17.00	5.070
7.00	19.00	5.260
7.00	21.00	5.570
7.00	23.00	5.780
7.00	25.00	6.090
7.00	27.00	6.390
7.00	29.00	6.710
7.00	31.00	7.060
7.00	33.00	7.320
7.00	35.00	7.740
7.00	37.00	8.060
7.00	39.00	8.450
7.00	41.00	8.880
7.00	43.00	9.210
7.00	45.00	9.600

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
9.00	7.00	4.600
9.00	9.00	4.530
9.00	11.00	4.510
9.00	13.00	4.530
9.00	15.00	4.740
9.00	17.00	4.780
9.00	19.00	5.090
9.00	21.00	5.290
9.00	23.00	5.550
9.00	25.00	5.710
9.00	27.00	6.070
9.00	29.00	6.300
9.00	31.00	6.660
9.00	33.00	6.930
9.00	35.00	7.340
9.00	37.00	7.710
9.00	39.00	8.050
9.00	41.00	8.450
9.00	43.00	8.820
9.00	45.00	9.160

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
11.00	7.00	4.450
11.00	9.00	4.290
11.00	11.00	4.300
11.00	13.00	4.350
11.00	15.00	4.460
11.00	17.00	4.550
11.00	19.00	4.750
11.00	21.00	4.940
11.00	23.00	5.150
11.00	25.00	5.390
11.00	27.00	5.690
11.00	29.00	5.930
11.00	31.00	6.220
11.00	33.00	6.600
11.00	35.00	6.910
11.00	37.00	7.280
11.00	39.00	7.660
11.00	41.00	8.020
11.00	43.00	8.430
11.00	45.00	8.750

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
13.00	7.00	4.460
13.00	9.00	4.300
13.00	11.00	4.210
13.00	13.00	4.250
13.00	15.00	4.300
13.00	17.00	4.360
13.00	19.00	4.540
13.00	21.00	4.720
13.00	23.00	4.900
13.00	25.00	5.110
13.00	27.00	5.390
13.00	29.00	5.610
13.00	31.00	5.900
13.00	33.00	6.220
13.00	35.00	6.560
13.00	37.00	6.930
13.00	39.00	7.280
13.00	41.00	7.660
13.00	43.00	8.000
13.00	45.00	8.320

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
15.00	7.00	4.540
15.00	9.00	4.320
15.00	11.00	4.220
15.00	13.00	4.190
15.00	15.00	4.260
15.00	17.00	4.290
15.00	19.00	4.360
15.00	21.00	4.530
15.00	23.00	4.690
15.00	25.00	4.850
15.00	27.00	5.070
15.00	29.00	5.320
15.00	31.00	5.570
15.00	33.00	5.880
15.00	35.00	6.200
15.00	37.00	6.540
15.00	39.00	6.850
15.00	41.00	7.220
15.00	43.00	7.600
15.00	45.00	7.930

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
17.00	7.00	4.680
17.00	9.00	4.430
17.00	11.00	4.290
17.00	13.00	4.260
17.00	15.00	4.250
17.00	17.00	4.250
17.00	19.00	4.290
17.00	21.00	4.440
17.00	23.00	4.550
17.00	25.00	4.660
17.00	27.00	4.890
17.00	29.00	5.050
17.00	31.00	5.300
17.00	33.00	5.630
17.00	35.00	5.900
17.00	37.00	6.200
17.00	39.00	6.550
17.00	41.00	6.890
17.00	43.00	7.240
17.00	45.00	7.530

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
19.00	7.00	4.890
19.00	9.00	4.630
19.00	11.00	4.500
19.00	13.00	4.390
19.00	15.00	4.240
19.00	17.00	4.220
19.00	19.00	4.220
19.00	21.00	4.290
19.00	23.00	4.350
19.00	25.00	4.460
19.00	27.00	4.690
19.00	29.00	4.850
19.00	31.00	5.060
19.00	33.00	5.320
19.00	35.00	5.590
19.00	37.00	5.860
19.00	39.00	6.150
19.00	41.00	6.540
19.00	43.00	6.850
19.00	45.00	7.140

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
21.00	7.00	5.180
21.00	9.00	4.910
21.00	11.00	4.660
21.00	13.00	4.490
21.00	15.00	4.280
21.00	17.00	4.190
21.00	19.00	4.160
21.00	21.00	4.190
21.00	23.00	4.280
21.00	25.00	4.360
21.00	27.00	4.440
21.00	29.00	4.600
21.00	31.00	4.820
21.00	33.00	5.010
21.00	35.00	5.290
21.00	37.00	5.550
21.00	39.00	5.850
21.00	41.00	6.150
21.00	43.00	6.500
21.00	45.00	6.790

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
23.00	7.00	5.400
23.00	9.00	5.090
23.00	11.00	4.850
23.00	13.00	4.610
23.00	15.00	4.410
23.00	17.00	4.250
23.00	19.00	4.280
23.00	21.00	4.220
23.00	23.00	4.250
23.00	25.00	4.290
23.00	27.00	4.380
23.00	29.00	4.450
23.00	31.00	4.600
23.00	33.00	4.780
23.00	35.00	5.060
23.00	37.00	5.280
23.00	39.00	5.590
23.00	41.00	5.840
23.00	43.00	6.260
23.00	45.00	6.550

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
25.00	7.00	5.800
25.00	9.00	5.410
25.00	11.00	5.070
25.00	13.00	4.860
25.00	15.00	4.680
25.00	17.00	4.460
25.00	19.00	4.350
25.00	21.00	4.280
25.00	23.00	4.220
25.00	25.00	4.240
25.00	27.00	4.250
25.00	29.00	4.320
25.00	31.00	4.430
25.00	33.00	4.590
25.00	35.00	4.850
25.00	37.00	5.060
25.00	39.00	5.350
25.00	41.00	5.610
25.00	43.00	5.900
25.00	45.00	6.200

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
27.00	7.00	6.200
27.00	9.00	5.750
27.00	11.00	5.410
27.00	13.00	5.100
27.00	15.00	4.850
27.00	17.00	4.650
27.00	19.00	4.560
27.00	21.00	4.400
27.00	23.00	4.250
27.00	25.00	4.210
27.00	27.00	4.200
27.00	29.00	4.220
27.00	31.00	4.340
27.00	33.00	4.430
27.00	35.00	4.650
27.00	37.00	4.890
27.00	39.00	5.060
27.00	41.00	5.340
27.00	43.00	5.590
27.00	45.00	5.910

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-1 TIEMPO (ms)
29.00	7.00	6.500
29.00	9.00	6.030
29.00	11.00	5.740
29.00	13.00	5.390
29.00	15.00	5.140
29.00	17.00	4.880
29.00	19.00	4.690
29.00	21.00	4.440
29.00	23.00	4.280
29.00	25.00	4.240
29.00	27.00	4.220
29.00	29.00	4.190
29.00	31.00	4.240
29.00	33.00	4.340
29.00	35.00	4.490
29.00	37.00	4.690
29.00	39.00	4.850
29.00	41.00	5.130
29.00	43.00	5.350
29.00	45.00	5.530

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
31.00	7.00	6.780
31.00	9.00	6.400
31.00	11.00	6.030
31.00	13.00	5.680
31.00	15.00	5.390
31.00	17.00	5.100
31.00	19.00	4.890
31.00	21.00	4.660
31.00	23.00	4.460
31.00	25.00	4.380
31.00	27.00	4.320
31.00	29.00	4.250
31.00	31.00	4.210
31.00	33.00	4.280
31.00	35.00	4.360
31.00	37.00	4.530
31.00	39.00	4.690
31.00	41.00	4.900
31.00	43.00	5.110
31.00	45.00	5.290

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
33.00	7.00	7.220
33.00	9.00	6.710
33.00	11.00	6.350
33.00	13.00	5.990
33.00	15.00	5.680
33.00	17.00	5.430
33.00	19.00	5.140
33.00	21.00	4.890
33.00	23.00	4.680
33.00	25.00	4.490
33.00	27.00	4.390
33.00	29.00	4.260
33.00	31.00	4.200
33.00	33.00	4.240
33.00	35.00	4.300
33.00	37.00	4.390
33.00	39.00	4.490
33.00	41.00	4.700
33.00	43.00	4.850
33.00	45.00	5.140

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
35.00	7.00	7.560
35.00	9.00	7.130
35.00	11.00	6.700
35.00	13.00	6.290
35.00	15.00	5.940
35.00	17.00	5.640
35.00	19.00	5.390
35.00	21.00	5.070
35.00	23.00	4.880
35.00	25.00	4.720
35.00	27.00	4.470
35.00	29.00	4.300
35.00	31.00	4.290
35.00	33.00	4.210
35.00	35.00	4.240
35.00	37.00	4.340
35.00	39.00	4.390
35.00	41.00	4.530
35.00	43.00	4.710
35.00	45.00	4.940

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
37.00	7.00	8.060
37.00	9.00	7.470
37.00	11.00	7.030
37.00	13.00	6.640
37.00	15.00	6.280
37.00	17.00	5.970
37.00	19.00	5.650
37.00	21.00	5.380
37.00	23.00	5.140
37.00	25.00	4.880
37.00	27.00	4.600
37.00	29.00	4.470
37.00	31.00	4.360
37.00	33.00	4.250
37.00	35.00	4.280
37.00	37.00	4.300
37.00	39.00	4.340
37.00	41.00	4.440
37.00	43.00	4.550
37.00	45.00	4.700

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
39.00	7.00	8.300
39.00	9.00	7.790
39.00	11.00	7.400
39.00	13.00	6.970
39.00	15.00	6.630
39.00	17.00	6.310
39.00	19.00	5.990
39.00	21.00	5.690
39.00	23.00	5.390
39.00	25.00	5.100
39.00	27.00	4.820
39.00	29.00	4.630
39.00	31.00	4.450
39.00	33.00	4.340
39.00	35.00	4.300
39.00	37.00	4.260
39.00	39.00	4.290
39.00	41.00	4.350
39.00	43.00	4.430
39.00	45.00	4.550

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
41.00	7.00	8.880
41.00	9.00	8.180
41.00	11.00	7.740
41.00	13.00	7.310
41.00	15.00	6.910
41.00	17.00	6.610
41.00	19.00	6.240
41.00	21.00	5.950
41.00	23.00	5.630
41.00	25.00	5.360
41.00	27.00	5.070
41.00	29.00	4.860
41.00	31.00	4.610
41.00	33.00	4.450
41.00	35.00	4.400
41.00	37.00	4.300
41.00	39.00	4.290
41.00	41.00	4.280
41.00	43.00	4.350
41.00	45.00	4.450

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
43.00	7.00	9.300
43.00	9.00	8.590
43.00	11.00	8.140
43.00	13.00	7.680
43.00	15.00	7.300
43.00	17.00	6.960
43.00	19.00	6.610
43.00	21.00	6.290
43.00	23.00	5.990
43.00	25.00	5.690
43.00	27.00	5.310
43.00	29.00	5.090
43.00	31.00	4.840
43.00	33.00	4.660
43.00	35.00	4.530
43.00	37.00	4.430
43.00	39.00	4.300
43.00	41.00	4.300
43.00	43.00	4.320
43.00	45.00	4.400

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
45.00	7.00	9.510
45.00	9.00	8.950
45.00	11.00	8.510
45.00	13.00	8.050
45.00	15.00	7.720
45.00	17.00	7.350
45.00	19.00	7.010
45.00	21.00	6.610
45.00	23.00	6.300
45.00	25.00	5.990
45.00	27.00	5.630
45.00	29.00	5.390
45.00	31.00	5.140
45.00	33.00	4.890
45.00	35.00	4.700
45.00	37.00	4.570
45.00	39.00	4.390
45.00	41.00	4.340
45.00	43.00	4.320
45.00	45.00	4.390

DATOS DE TIEMPO
DE PRIMEROS ARRIBOS DE ONDAS SÍSMICAS
SECCIÓN 2-3

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
7.00	7.00	6.220
7.00	9.00	6.060
7.00	11.00	5.990
7.00	13.00	6.110
7.00	15.00	6.280
7.00	17.00	6.300
7.00	19.00	6.530
7.00	21.00	6.700
7.00	23.00	6.900
7.00	25.00	7.150
7.00	27.00	7.450
7.00	29.00	7.720
7.00	31.00	7.960
7.00	33.00	8.300
7.00	35.00	8.500
7.00	37.00	8.940
7.00	39.00	9.230
7.00	41.00	9.650
7.00	43.00	9.880
7.00	45.00	10.190

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
9.00	7.00	6.190
9.00	9.00	5.940
9.00	11.00	5.930
9.00	13.00	5.950
9.00	15.00	6.000
9.00	17.00	6.090
9.00	19.00	6.190
9.00	21.00	6.410
9.00	23.00	6.610
9.00	25.00	6.890
9.00	27.00	7.110
9.00	29.00	7.390
9.00	31.00	7.650
9.00	33.00	7.930
9.00	35.00	8.210
9.00	37.00	8.540
9.00	39.00	8.850
9.00	41.00	9.160
9.00	43.00	9.570
9.00	45.00	9.810

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
11.00	7.00	6.090
11.00	9.00	5.800
11.00	11.00	5.760
11.00	13.00	5.750
11.00	15.00	5.800
11.00	17.00	5.890
11.00	19.00	5.960
11.00	21.00	6.160
11.00	23.00	6.380
11.00	25.00	6.510
11.00	27.00	6.800
11.00	29.00	7.000
11.00	31.00	7.250
11.00	33.00	7.560
11.00	35.00	7.890
11.00	37.00	8.180
11.00	39.00	8.400
11.00	41.00	8.770
11.00	43.00	9.140
11.00	45.00	9.400

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
13.00	7.00	6.010
13.00	9.00	5.740
13.00	11.00	5.740
13.00	13.00	5.680
13.00	15.00	5.660
13.00	17.00	5.690
13.00	19.00	5.790
13.00	21.00	5.960
13.00	23.00	6.100
13.00	25.00	6.290
13.00	27.00	6.470
13.00	29.00	6.760
13.00	31.00	7.030
13.00	33.00	7.260
13.00	35.00	7.560
13.00	37.00	7.750
13.00	39.00	8.140
13.00	41.00	8.410
13.00	43.00	8.760
13.00	45.00	9.040

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
15.00	7.00	6.090
15.00	9.00	5.760
15.00	11.00	5.640
15.00	13.00	5.610
15.00	15.00	5.600
15.00	17.00	5.610
15.00	19.00	5.660
15.00	21.00	5.760
15.00	23.00	5.910
15.00	25.00	6.090
15.00	27.00	6.260
15.00	29.00	6.490
15.00	31.00	6.720
15.00	33.00	6.940
15.00	35.00	7.220
15.00	37.00	7.460
15.00	39.00	7.760
15.00	41.00	8.020
15.00	43.00	8.350
15.00	45.00	8.650

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
17.00	7.00	6.220
17.00	9.00	5.850
17.00	11.00	5.710
17.00	13.00	5.650
17.00	15.00	5.590
17.00	17.00	5.560
17.00	19.00	5.590
17.00	21.00	5.630
17.00	23.00	5.780
17.00	25.00	5.910
17.00	27.00	6.100
17.00	29.00	6.300
17.00	31.00	6.450
17.00	33.00	6.750
17.00	35.00	6.960
17.00	37.00	7.190
17.00	39.00	7.510
17.00	41.00	7.800
17.00	43.00	8.050
17.00	45.00	8.310

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
19.00	7.00	6.340
19.00	9.00	6.010
19.00	11.00	5.850
19.00	13.00	5.740
19.00	15.00	5.650
19.00	17.00	5.570
19.00	19.00	5.540
19.00	21.00	5.550
19.00	23.00	5.690
19.00	25.00	5.790
19.00	27.00	5.910
19.00	29.00	6.050
19.00	31.00	6.240
19.00	33.00	6.410
19.00	35.00	6.650
19.00	37.00	6.860
19.00	39.00	7.160
19.00	41.00	7.410
19.00	43.00	7.690
19.00	45.00	7.900

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 2-3 TIEMPO (ms)
21.00	7.00	6.540
21.00	9.00	6.240
21.00	11.00	6.050
21.00	13.00	5.840
21.00	15.00	5.660
21.00	17.00	5.570
21.00	19.00	5.550
21.00	21.00	5.560
21.00	23.00	5.610
21.00	25.00	5.700
21.00	27.00	5.750
21.00	29.00	5.900
21.00	31.00	6.030
21.00	33.00	6.200
21.00	35.00	6.440
21.00	37.00	6.630
21.00	39.00	6.840
21.00	41.00	7.140
21.00	43.00	7.400
21.00	45.00	7.610

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
23.00	7.00	6.940
23.00	9.00	6.530
23.00	11.00	6.320
23.00	13.00	6.090
23.00	15.00	5.880
23.00	17.00	5.740
23.00	19.00	5.700
23.00	21.00	5.700
23.00	23.00	5.680
23.00	25.00	5.720
23.00	27.00	5.800
23.00	29.00	5.910
23.00	31.00	6.000
23.00	33.00	6.160
23.00	35.00	6.350
23.00	37.00	6.590
23.00	39.00	6.850
23.00	41.00	7.090
23.00	43.00	7.290
23.00	45.00	7.540

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
25.00	7.00	7.070
25.00	9.00	6.720
25.00	11.00	6.500
25.00	13.00	6.180
25.00	15.00	5.990
25.00	17.00	5.890
25.00	19.00	5.790
25.00	21.00	5.740
25.00	23.00	5.700
25.00	25.00	5.660
25.00	27.00	5.700
25.00	29.00	5.800
25.00	31.00	5.940
25.00	33.00	5.960
25.00	35.00	6.150
25.00	37.00	6.350
25.00	39.00	6.510
25.00	41.00	6.790
25.00	43.00	7.030
25.00	45.00	7.150

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
27.00	7.00	7.360
27.00	9.00	7.030
27.00	11.00	6.840
27.00	13.00	6.510
27.00	15.00	6.280
27.00	17.00	6.100
27.00	19.00	6.000
27.00	21.00	5.790
27.00	23.00	5.640
27.00	25.00	5.680
27.00	27.00	5.630
27.00	29.00	5.710
27.00	31.00	5.750
27.00	33.00	5.840
27.00	35.00	5.990
27.00	37.00	6.100
27.00	39.00	6.260
27.00	41.00	6.470
27.00	43.00	6.740
27.00	45.00	6.900

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
29.00	7.00	7.760
29.00	9.00	7.310
29.00	11.00	7.050
29.00	13.00	6.700
29.00	15.00	6.460
29.00	17.00	6.250
29.00	19.00	6.050
29.00	21.00	5.840
29.00	23.00	5.700
29.00	25.00	5.680
29.00	27.00	5.690
29.00	29.00	5.710
29.00	31.00	5.700
29.00	33.00	5.790
29.00	35.00	5.850
29.00	37.00	5.970
29.00	39.00	6.190
29.00	41.00	6.320
29.00	43.00	6.550
29.00	45.00	6.690

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
31.00	7.00	7.970
31.00	9.00	7.530
31.00	11.00	7.260
31.00	13.00	6.880
31.00	15.00	6.650
31.00	17.00	6.440
31.00	19.00	6.190
31.00	21.00	6.000
31.00	23.00	5.850
31.00	25.00	5.820
31.00	27.00	5.740
31.00	29.00	5.760
31.00	31.00	5.740
31.00	33.00	5.750
31.00	35.00	5.780
31.00	37.00	5.890
31.00	39.00	6.010
31.00	41.00	6.190
31.00	43.00	6.380
31.00	45.00	6.530

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
33.00	7.00	8.240
33.00	9.00	7.860
33.00	11.00	7.560
33.00	13.00	7.160
33.00	15.00	6.890
33.00	17.00	6.650
33.00	19.00	6.450
33.00	21.00	6.150
33.00	23.00	5.960
33.00	25.00	6.000
33.00	27.00	5.860
33.00	29.00	5.850
33.00	31.00	5.700
33.00	33.00	5.750
33.00	35.00	5.720
33.00	37.00	5.800
33.00	39.00	5.900
33.00	41.00	6.040
33.00	43.00	6.110
33.00	45.00	6.240

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
35.00	7.00	8.820
35.00	9.00	8.200
35.00	11.00	7.840
35.00	13.00	7.450
35.00	15.00	7.180
35.00	17.00	6.900
35.00	19.00	6.660
35.00	21.00	6.400
35.00	23.00	6.200
35.00	25.00	6.070
35.00	27.00	6.010
35.00	29.00	5.810
35.00	31.00	5.690
35.00	33.00	5.700
35.00	35.00	5.680
35.00	37.00	5.690
35.00	39.00	5.800
35.00	41.00	5.900
35.00	43.00	6.030
35.00	45.00	6.090

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
37.00	7.00	9.140
37.00	9.00	8.520
37.00	11.00	8.140
37.00	13.00	7.700
37.00	15.00	7.390
37.00	17.00	7.140
37.00	19.00	6.840
37.00	21.00	6.560
37.00	23.00	6.400
37.00	25.00	6.140
37.00	27.00	6.050
37.00	29.00	5.890
37.00	31.00	5.750
37.00	33.00	5.790
37.00	35.00	5.680
37.00	37.00	5.720
37.00	39.00	5.700
37.00	41.00	5.760
37.00	43.00	5.900
37.00	45.00	5.990

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
39.00	7.00	9.360
39.00	9.00	8.840
39.00	11.00	8.450
39.00	13.00	8.000
39.00	15.00	7.660
39.00	17.00	7.410
39.00	19.00	7.090
39.00	21.00	6.820
39.00	23.00	6.630
39.00	25.00	6.390
39.00	27.00	6.240
39.00	29.00	6.050
39.00	31.00	5.930
39.00	33.00	5.820
39.00	35.00	5.690
39.00	37.00	5.740
39.00	39.00	5.680
39.00	41.00	5.700
39.00	43.00	5.750
39.00	45.00	5.800

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
41.00	7.00	9.840
41.00	9.00	9.150
41.00	11.00	8.820
41.00	13.00	8.400
41.00	15.00	8.020
41.00	17.00	7.740
41.00	19.00	7.380
41.00	21.00	7.070
41.00	23.00	6.840
41.00	25.00	6.640
41.00	27.00	6.440
41.00	29.00	6.200
41.00	31.00	6.070
41.00	33.00	5.890
41.00	35.00	5.790
41.00	37.00	5.750
41.00	39.00	5.750
41.00	41.00	5.690
41.00	43.00	5.660
41.00	45.00	5.630

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
43.00	7.00	10.240
43.00	9.00	9.460
43.00	11.00	9.140
43.00	13.00	8.650
43.00	15.00	8.320
43.00	17.00	7.970
43.00	19.00	7.660
43.00	21.00	7.400
43.00	23.00	7.030
43.00	25.00	6.860
43.00	27.00	6.650
43.00	29.00	6.410
43.00	31.00	6.210
43.00	33.00	6.090
43.00	35.00	5.900
43.00	37.00	5.800
43.00	39.00	5.780
43.00	41.00	5.610
43.00	43.00	5.650
43.00	45.00	5.630

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 2-3
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
45.00	7.00	10.410
45.00	9.00	9.860
45.00	11.00	9.510
45.00	13.00	9.010
45.00	15.00	8.680
45.00	17.00	8.300
45.00	19.00	7.970
45.00	21.00	7.630
45.00	23.00	7.400
45.00	25.00	7.160
45.00	27.00	6.900
45.00	29.00	6.640
45.00	31.00	6.400
45.00	33.00	6.260
45.00	35.00	6.130
45.00	37.00	5.960
45.00	39.00	5.820
45.00	41.00	5.740
45.00	43.00	5.640
45.00	45.00	5.600

DATOS DE TIEMPO
DE PRIMEROS ARRIBOS DE ONDAS SÍSMICAS
SECCIÓN 3-1

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
7.00	7.00	4.070
7.00	9.00	4.030
7.00	11.00	4.110
7.00	13.00	4.220
7.00	15.00	4.390
7.00	17.00	4.630
7.00	19.00	4.880
7.00	21.00	5.160
7.00	23.00	5.440
7.00	25.00	5.750
7.00	27.00	6.100
7.00	29.00	6.390
7.00	31.00	6.780
7.00	33.00	7.070
7.00	35.00	7.510
7.00	37.00	7.950
7.00	39.00	8.320
7.00	41.00	8.700
7.00	43.00	9.070
7.00	45.00	9.340

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
9.00	7.00	3.950
9.00	9.00	3.860
9.00	11.00	3.890
9.00	13.00	4.010
9.00	15.00	4.110
9.00	17.00	4.300
9.00	19.00	4.570
9.00	21.00	4.760
9.00	23.00	5.050
9.00	25.00	5.350
9.00	27.00	5.630
9.00	29.00	5.970
9.00	31.00	6.320
9.00	33.00	6.690
9.00	35.00	7.010
9.00	37.00	7.460
9.00	39.00	7.820
9.00	41.00	8.200
9.00	43.00	8.560
9.00	45.00	8.880

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
11.00	7.00	3.990
11.00	9.00	3.860
11.00	11.00	3.840
11.00	13.00	3.890
11.00	15.00	4.000
11.00	17.00	4.140
11.00	19.00	4.310
11.00	21.00	4.550
11.00	23.00	4.720
11.00	25.00	5.030
11.00	27.00	5.320
11.00	29.00	5.700
11.00	31.00	6.010
11.00	33.00	6.340
11.00	35.00	6.720
11.00	37.00	7.110
11.00	39.00	7.450
11.00	41.00	7.820
11.00	43.00	8.160
11.00	45.00	8.400

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
13.00	7.00	4.130
13.00	9.00	3.900
13.00	11.00	3.830
13.00	13.00	3.700
13.00	15.00	3.790
13.00	17.00	3.890
13.00	19.00	4.050
13.00	21.00	4.260
13.00	23.00	4.410
13.00	25.00	4.700
13.00	27.00	4.960
13.00	29.00	5.260
13.00	31.00	5.560
13.00	33.00	5.890
13.00	35.00	6.200
13.00	37.00	6.550
13.00	39.00	7.000
13.00	41.00	7.360
13.00	43.00	7.740
13.00	45.00	8.070

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
15.00	7.00	4.350
15.00	9.00	4.040
15.00	11.00	3.890
15.00	13.00	3.750
15.00	15.00	3.710
15.00	17.00	3.790
15.00	19.00	3.890
15.00	21.00	4.030
15.00	23.00	4.200
15.00	25.00	4.400
15.00	27.00	4.640
15.00	29.00	4.930
15.00	31.00	5.240
15.00	33.00	5.510
15.00	35.00	5.930
15.00	37.00	6.290
15.00	39.00	6.650
15.00	41.00	6.990
15.00	43.00	7.280
15.00	45.00	7.640

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
17.00	7.00	4.450
17.00	9.00	4.180
17.00	11.00	3.960
17.00	13.00	3.830
17.00	15.00	3.720
17.00	17.00	3.690
17.00	19.00	3.760
17.00	21.00	3.840
17.00	23.00	3.990
17.00	25.00	4.130
17.00	27.00	4.440
17.00	29.00	4.610
17.00	31.00	4.890
17.00	33.00	5.200
17.00	35.00	5.540
17.00	37.00	5.930
17.00	39.00	6.240
17.00	41.00	6.570
17.00	43.00	6.940
17.00	45.00	7.190

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
19.00	7.00	4.810
19.00	9.00	4.430
19.00	11.00	4.140
19.00	13.00	3.900
19.00	15.00	3.790
19.00	17.00	3.690
19.00	19.00	3.740
19.00	21.00	3.750
19.00	23.00	3.880
19.00	25.00	3.920
19.00	27.00	4.190
19.00	29.00	4.350
19.00	31.00	4.640
19.00	33.00	4.890
19.00	35.00	5.390
19.00	37.00	5.590
19.00	39.00	5.900
19.00	41.00	6.240
19.00	43.00	6.540
19.00	45.00	6.820

FUENTE	RECEPTOR	DATOS 3-1
PROF. (m)	PROF. (m)	TIEMPO (ms)
21.00	7.00	5.130
21.00	9.00	4.680
21.00	11.00	4.440
21.00	13.00	4.160
21.00	15.00	3.970
21.00	17.00	3.890
21.00	19.00	3.840
21.00	21.00	3.790
21.00	23.00	3.780
21.00	25.00	3.920
21.00	27.00	4.010
21.00	29.00	4.210
21.00	31.00	4.490
21.00	33.00	4.780
21.00	35.00	5.060
21.00	37.00	5.400
21.00	39.00	5.560
21.00	41.00	5.860
21.00	43.00	6.160
21.00	45.00	6.440

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
23.00	7.00	5.390
23.00	9.00	4.970
23.00	11.00	4.680
23.00	13.00	4.390
23.00	15.00	4.190
23.00	17.00	4.040
23.00	19.00	3.840
23.00	21.00	3.800
23.00	23.00	3.780
23.00	25.00	3.860
23.00	27.00	3.890
23.00	29.00	4.010
23.00	31.00	4.180
23.00	33.00	4.410
23.00	35.00	4.760
23.00	37.00	4.940
23.00	39.00	5.240
23.00	41.00	5.560
23.00	43.00	5.860
23.00	45.00	6.130

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
25.00	7.00	5.690
25.00	9.00	5.300
25.00	11.00	4.940
25.00	13.00	4.590
25.00	15.00	4.450
25.00	17.00	4.160
25.00	19.00	3.950
25.00	21.00	3.850
25.00	23.00	3.840
25.00	25.00	3.840
25.00	27.00	3.940
25.00	29.00	3.960
25.00	31.00	4.070
25.00	33.00	4.350
25.00	35.00	4.430
25.00	37.00	4.700
25.00	39.00	4.950
25.00	41.00	5.240
25.00	43.00	5.540
25.00	45.00	5.800

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
27.00	7.00	6.070
27.00	9.00	5.630
27.00	11.00	5.240
27.00	13.00	4.850
27.00	15.00	4.590
27.00	17.00	4.340
27.00	19.00	4.070
27.00	21.00	3.910
27.00	23.00	3.850
27.00	25.00	3.810
27.00	27.00	3.850
27.00	29.00	3.790
27.00	31.00	3.890
27.00	33.00	4.010
27.00	35.00	4.190
27.00	37.00	4.430
27.00	39.00	4.690
27.00	41.00	4.930
27.00	43.00	5.220
27.00	45.00	5.460

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
29.00	7.00	6.310
29.00	9.00	5.900
29.00	11.00	5.500
29.00	13.00	5.180
29.00	15.00	4.840
29.00	17.00	4.550
29.00	19.00	4.290
29.00	21.00	4.140
29.00	23.00	3.910
29.00	25.00	3.840
29.00	27.00	3.720
29.00	29.00	3.690
29.00	31.00	3.800
29.00	33.00	3.890
29.00	35.00	4.070
29.00	37.00	4.150
29.00	39.00	4.380
29.00	41.00	4.610
29.00	43.00	4.860
29.00	45.00	5.070

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
31.00	7.00	6.610
31.00	9.00	6.130
31.00	11.00	5.790
31.00	13.00	5.390
31.00	15.00	5.070
31.00	17.00	4.790
31.00	19.00	4.570
31.00	21.00	4.290
31.00	23.00	4.110
31.00	25.00	4.050
31.00	27.00	3.800
31.00	29.00	3.740
31.00	31.00	3.840
31.00	33.00	3.890
31.00	35.00	3.860
31.00	37.00	4.070
31.00	39.00	4.160
31.00	41.00	4.470
31.00	43.00	4.650
31.00	45.00	4.910

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
33.00	7.00	7.050
33.00	9.00	6.460
33.00	11.00	6.130
33.00	13.00	5.750
33.00	15.00	5.410
33.00	17.00	5.110
33.00	19.00	4.790
33.00	21.00	4.550
33.00	23.00	4.290
33.00	25.00	4.090
33.00	27.00	3.940
33.00	29.00	3.790
33.00	31.00	3.790
33.00	33.00	3.790
33.00	35.00	3.790
33.00	37.00	3.890
33.00	39.00	4.070
33.00	41.00	4.150
33.00	43.00	4.500
33.00	45.00	4.570

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
35.00	7.00	7.340
35.00	9.00	6.910
35.00	11.00	6.460
35.00	13.00	6.070
35.00	15.00	5.720
35.00	17.00	5.390
35.00	19.00	5.070
35.00	21.00	4.880
35.00	23.00	4.560
35.00	25.00	4.340
35.00	27.00	4.190
35.00	29.00	3.910
35.00	31.00	3.880
35.00	33.00	3.800
35.00	35.00	3.720
35.00	37.00	3.900
35.00	39.00	3.890
35.00	41.00	4.070
35.00	43.00	4.210
35.00	45.00	4.390

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
37.00	7.00	7.700
37.00	9.00	7.200
37.00	11.00	6.820
37.00	13.00	6.430
37.00	15.00	6.030
37.00	17.00	5.700
37.00	19.00	5.380
37.00	21.00	5.070
37.00	23.00	4.810
37.00	25.00	4.590
37.00	27.00	4.320
37.00	29.00	4.070
37.00	31.00	3.990
37.00	33.00	3.800
37.00	35.00	3.740
37.00	37.00	3.780
37.00	39.00	3.780
37.00	41.00	3.850
37.00	43.00	3.950
37.00	45.00	4.090

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
39.00	7.00	8.040
39.00	9.00	7.610
39.00	11.00	7.200
39.00	13.00	6.760
39.00	15.00	6.400
39.00	17.00	6.010
39.00	19.00	5.690
39.00	21.00	5.340
39.00	23.00	5.030
39.00	25.00	4.800
39.00	27.00	4.600
39.00	29.00	4.290
39.00	31.00	4.180
39.00	33.00	4.010
39.00	35.00	3.910
39.00	37.00	3.830
39.00	39.00	3.740
39.00	41.00	3.710
39.00	43.00	3.840
39.00	45.00	3.920

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
41.00	7.00	8.570
41.00	9.00	8.110
41.00	11.00	7.590
41.00	13.00	7.100
41.00	15.00	6.710
41.00	17.00	6.380
41.00	19.00	6.040
41.00	21.00	5.690
41.00	23.00	5.350
41.00	25.00	5.050
41.00	27.00	4.790
41.00	29.00	4.570
41.00	31.00	4.320
41.00	33.00	4.140
41.00	35.00	3.920
41.00	37.00	3.800
41.00	39.00	3.790
41.00	41.00	3.670
41.00	43.00	3.710
41.00	45.00	3.700

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
43.00	7.00	9.110
43.00	9.00	8.410
43.00	11.00	7.970
43.00	13.00	7.510
43.00	15.00	7.070
43.00	17.00	6.800
43.00	19.00	6.300
43.00	21.00	6.000
43.00	23.00	5.680
43.00	25.00	5.350
43.00	27.00	5.030
43.00	29.00	4.790
43.00	31.00	4.500
43.00	33.00	4.380
43.00	35.00	4.070
43.00	37.00	3.960
43.00	39.00	3.780
43.00	41.00	3.660
43.00	43.00	3.670
43.00	45.00	3.710

FUENTE PROF. (m)	RECEPTOR PROF. (m)	DATOS 3-1 TIEMPO (ms)
45.00	7.00	9.300
45.00	9.00	8.680
45.00	11.00	8.310
45.00	13.00	7.840
45.00	15.00	7.460
45.00	17.00	7.070
45.00	19.00	6.700
45.00	21.00	6.320
45.00	23.00	6.000
45.00	25.00	5.720
45.00	27.00	5.320
45.00	29.00	5.060
45.00	31.00	4.740
45.00	33.00	4.500
45.00	35.00	4.220
45.00	37.00	4.030
45.00	39.00	3.810
45.00	41.00	3.780
45.00	43.00	3.640
45.00	45.00	3.780

