

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD DE UN ÁREA EN EL GOLFO DE VENEZUELA CON UN MODELO DE VELOCIDADES CON BASE EN PRINCIPIOS GEOESTADÍSTICOS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por La Br. Torres C. Verónica A.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, Noviembre 2010

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD DE UN ÁREA EN EL GOLFO DE VENEZUELA CON UN MODELO DE VELOCIDADES CON BASE EN PRINCIPIOS GEOESTADÍSTICOS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Francisco Bolívar

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Karnele León

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por La Br. Torres C. Verónica A.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, Noviembre 2010

Caracas, noviembre de 2010

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller **VERONICA ALEJANDRA TORRES**, titulado:

**“INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD DE UN ÁREA EN EL
GOLFO DE VENEZUELA CON UN MODELO DE VELOCIDADES CON BASE
EN PRINCIPIOS GEOESTADÍSTICOS”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran **APROBADO**.

Prof. MSc. Yaraixa Pérez
Miembro del Jurado

Prof. Ing. Francisco Bolívar
Tutor

Prof. Ing. Adriana González
Miembro del Jurado

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ACTA DE EVALUACIÓN DE TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

Los abajo firmantes, integrantes del jurado examinador designado por el consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: **“INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD DE UN ÁREA EN EL GOLFO DE VENEZUELA CON UN MODELO DE VELOCIDADES CON BASE EN PRINCIPIOS GEOESTADÍSTICOS”**, presentado por el Bachiller **VERONICA ALEJANDRA TORRES**, cédula de identidad: V-18.038.975; para obtener el título de Ingeniero Geofísico, en el acto de defensa pública correspondiente considerando que:

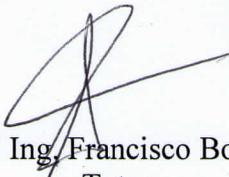
1. El trabajo evaluado representa el esfuerzo personal del bachiller, quien meritoriamente culminó de esta manera el programa de formación que lo acredita como Ingeniero Geofísico de esta institución.
2. La metodología utilizada presenta técnicas innovadoras para la creación, control y supervisión de modelos de velocidad tridimensionales construidos a partir de datos bidimensionales.
3. El resultado obtenido es el primero de su tipo para el área en estudio. Por consiguiente, servirá de guía para próximos estudios regionales y locales a ser llevados a cabo en tal región, actualmente considerada exploratoria, lo cual representa un aporte invaluable a nivel técnico para Petróleos de Venezuela S.A. y por consiguiente para la nación.

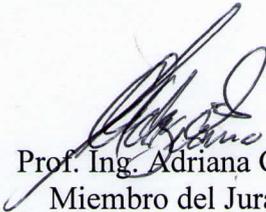
Acordamos por unanimidad otorgar la Mención de Honor al Bachiller: **VERONICA ALEJANDRA TORRES**.

Acto celebrado en la Ciudad Universitaria de Caracas, al segundo día del mes de noviembre de dos mil diez.

Atentamente,


Prof. MSc. Yaraixa Pérez
Miembro del Jurado


Prof. Ing. Francisco Bolívar
Tutor


Prof. Ing. Adriana González
Miembro del Jurado

DEDICATORIA

A mis padres por haber estado en todo momento junto a mí, no sólo en el desarrollo de este trabajo, sino también en cada día de mi vida apoyándome, inculcándome valores y siendo mis grandes ejemplos a seguir. Gracias a ellos he llegado a donde estoy, y seguiré cosechando muchos éxitos en todos los aspectos de mi vida.

A mi hermano Cesar Alberto, por siempre brindarme su apoyo y ayuda incondicional.

AGRADECIMIENTOS

A Dios.

A la Universidad Central de Venezuela, por ser mi segunda casa, donde adquirí y cultivé mis conocimientos, y no sólo obtuve un crecimiento académico e intelectual, sino que también es el lugar donde conocí a muchas personas maravillosas, de las cuales he aprendido y me han ayudado a madurar en muchos aspectos de mi vida. También al Departamento de Geofísica.

A mi Tutor Académico el Prof. Francisco Bolívar, por haberme enseñado tantas cosas durante el desarrollo de este trabajo, su gran paciencia y disponibilidad para guiarme en todo momento.

A mi Tutora Industrial la Ing. Karmele León, por todos sus consejos, ayuda y amistad, haciéndome sentir parte de su familia, siendo su hija geológica.

A la excelente profesora y profesional Nuris Orihuela, por su apoyo y constancia en todo momento muchísimas gracias.

Al Sr. Eulogio del Pino, por haberme dado la oportunidad de realizar este Trabajo Especial de Grado en PDVSA- CVP.

A la Prof. Yaraixa Pérez, por su apoyo incondicional y haber estado junto a mí en todo momento, levantando mis ánimos e inspirándome para seguir adelante, de verdad muchísimas gracias Yara.

A mi Co-Tutor Industrial el Ing. Raúl Cova por ser excelente profesional y excelente persona, y no dudar en ningún momento en brindarme su apoyo técnico.

A CVP-Costa Afuera y todo su equipo de trabajo en INTEVEP, como lo son el Sr. Oswaldo Ramos, el Sr. Luis Reyes y Ing. Carlos Espinoza, a pesar de ser un equipo muy reducido fueron personas que me apoyaron muchísimo. Todos los compañeros de INTEVEP entre ellos el Sr. Lenin Ortega, Ing. José Margotta, Ing. Suresi, Ing. Carlos Saavedra, el Sr. Luis Martínez.

A un grupo de profesionales que fui conociendo a lo largo de este trabajo, quienes me brindaron su apoyo, y ayudaron para poder desarrollar y finalizar este trabajo entre ellos María Gabriela Montañéz, Ariannella Levanti, Alejandro Salas y Miguel López.

A mi amigo Jesús A. Pérez S. por ser mi compañero, mi apoyo, mi guía y mi complemento a lo largo de toda la carrera, de verdad un excelente amigo con el que he compartido momentos maravillosos, buenos y malos, mil gracias.

A todos mis amigos de la universidad Abraham Balaguera, Yuniev Martínez, Luis Sierralta, Carolina Ramírez, Pablo Arvelo, Derick Peralta, Manuel Medina, Sofía Villanueva por haber compartido conmigo tantas experiencias maravillosas. Y agradecimiento especiales a Gemma Torres mi hermanita que siempre estuvo conmigo desde el primer día que comenzó este verdadero reto de mi vida, Clemente Pérez por ser un hermano mayor, cuidándome y enseñándome muchísimas cosas a lo largo de toda la carrera, Angelvis Tovar por sus ganas de hacer las cosas y vitalidad, Florian Olbrich por estar siempre pendiente y darme palabras de aliento en los peores momentos y por último a mi querida amiga Wendy Castellanos la mejor que se puede tener, excelente persona, siempre con su mente positiva y bellas palabras de verdad muy agradecida con todos.

A mi bello hermano Cesar A. Torres, el mejor hermano que se puede tener la vida, un gran apoyo, excelente profesional y persona inigualable, gracias te quiero mucho.

A mi familia por todo su apoyo, los quiero mucho.

Torres C. Verónica A.

**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD DE UN ÁREA EN EL
GOLFO DE VENEZUELA CON UN MODELO DE VELOCIDADES CON BASE
EN PRINCIPIOS GEOESTADÍSTICOS**

**Tutor Académico: Prof. Francisco Bolívar. Tutor Industrial: Msc. Karmele León.
Trabajo Especial de Grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de
Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2010, 209pág.**

Palabras clave: Golfo de Venezuela, velocidades, método Kriging, interpretación sísmica,
geología estructural.

Resumen. EL Ministerio del Poder Popular para la Energía y Petróleo (MENPET) y la empresa Petróleos de Venezuela (PDVSA) iniciaron, en abril del año 2005, una licitación de bloques de gas no asociado con varias licenciatarias internacionales, con el fin de evaluar el potencial hidrocarburífero en el Golfo de Venezuela. Sin embargo, el control de velocidades en el área es muy pobre, en tal sentido, el presente trabajo tiene como objetivo principal generar un modelo de velocidades regional, a partir de datos sísmicos 2D que permita convertir la interpretación de tiempo a profundidad para disminuir la incertidumbre asociada a las futuras localizaciones de pozos. El modelo de velocidades fue generado con el software “Gocad” de Paradigm, para ello fue necesario realizar la interpretación sísmica de 53 líneas pertenecientes a la campaña de adquisición GV-89C, calibrando la sísmica mediante la generación de los sismogramas sintéticos, se interpretaron las fallas principales, secundarias y 5 horizontes asociados al Tope del Oligoceno, Mioceno Temprano, Medio y Tardío. Una vez culminada la fase de interpretación se generó el modelo estructural y un mallado 3D correspondiente. Se generaron los análisis estadísticos de velocidades sísmicas y evaluación de su comportamiento espacial mediante variogramas, para ser propagadas en la malla mediante la aplicación de un Kriging Ordinario, luego fueron calibradas con las velocidades interválicas de pozos y convertidas a velocidades promedio con el fin de generar mapas estructurales en profundidad y verificar así la precisión del modelo. Se concluye: a) las velocidades decrecen desde el Sur al Norte, b) las velocidades responden a cambios de facies sedimentarias, c) en las zonas de fallas los contrastes de velocidades se hacen más evidentes en profundidad, d) el estilo estructural dominante es extensional evidenciado por fallas normales, *grábenes* y *horst*, e) se identificaron 2 cuencas separadas por el tren de fallas principales, la cuenca de Urumaco y una menos profunda al NE.

Índice General

	Pág.
Dedicatoria.....	v
Agradecimientos.....	vi
Resumen.....	viii
Índice General.....	ix
Índice de Tablas.....	xii
Índice de Figuras.....	xiv

CAPÍTULO I

1. Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del Problema.....	1
1.2 Objetivos.....	6
1.3 Justificación.....	6

CAPÍTULO II

2. Marco Geológico Regional	
2.1 Geología Regional del Golfo de Venezuela.....	8
2.2 Sub-cuenca Oriental del Golfo de Venezuela.....	9
2.3 Sub-cuenca Occidental del Golfo de Venezuela.....	9
2.4 Marco tectónico regional.....	9
2.5 Geología local del Golfo de Venezuela.....	11
2.5.1 Tectónica local.....	12
2.5.2 Estratigrafía local.....	14
2.6 Neo-tectónica.....	22

CAPÍTULO III

3	Marco teórico.....	26
	3.1 Velocidades Sísmicas.....	26
	3.2 Modelo de Velocidades.....	33
	3.3 Gráficos Tiempo-Profundidad a partir de datos sísmicos.....	33
	3.4 Análisis de Velocidades.....	34
	3.5 Sísmica de Reflexión Marina.....	35
	3.6 Diferencia en tiempo de los datos sísmicos.....	36
	3.7 Interpretación sísmica.....	39
	3.8 Registros de Pozos como Herramienta de Interpretación.....	50
	3.9 Conversión Tiempo-Profundidad.....	53
	3.10 Geoestadística.....	55
	3.11 Variogramas.....	56
	3.12 Kriging.....	59

CAPÍTULO IV

4	Marco Metodológico.....	64
	4.1 Revisión y Recopilación Bibliográfica.....	64
	4.2 Base de datos Geológico-Geofísicos.....	64
	4.3 Corrección de <i>Místies</i>	88
	4.4 Generación de sismogramas sintéticos.....	91
	4.5 Cálculo de la Resolución vertical de la sísmica.....	102
	4.6 Interpretación de Horizontes y Fallas.....	108
	4.7 Generación del Modelo de Velocidades.....	111

CAPÍTULO V

5	Análisis de Resultados.....	124
	5.1 Interpretación Sísmica geológica-estructural 2D.....	124

5.2 . Modelo de velocidades.....	134
5.3 Mapas estructurales en Tiempo, mapas de velocidades promedio, mapas de velocidades interválicas y mapas estructurales en profundidad.....	164
 CAPÍTULO VI	
6 Conclusiones y recomendaciones.....	184
6.1 Conclusiones.....	184
6.2 Recomendaciones.....	186
 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	
ANEXOS.....	192
Anexo 1 Modelo Estructural en Tiempo.....	193
Anexo 2 Modelo Estructural en Profundidad.....	194
Anexo 3 Modelo de Velocidades Interválicas 1.....	195
Anexo 4 Modelo de Velocidades Interválicas 2.....	196
Anexo 5 Sección del Modelo Estructural en Tiempo.,	197
Anexo 6 Sección del Modelo Estructural en Profundidad.....	198
Anexo 7 Sección del Modelo Estructural y de Velocidades en Tiempo..	199
Anexo 8 Croquis de Correlación Estratigráfica en el Golfo de Vzla.1.....	200
Anexo 9 Sección 1 del Modelo de Velocidades Interválicas	201
Anexo 10 Croquis de Correlación Estratigráfica en el Golfo de Vzla.2.....	202
Anexo 11 Sección 2 Del Modelo de Velocidades Interválicas.....	203
Anexo 12 Sección Sísmica 1.....	204
Anexo 13 Sección Sísmica 2.....	205
Anexo 14 Sección Sísmica 3.....	206
Anexo 15 Sección Sísmica 4.....	207
Anexo 16 Sección Sísmica 5.....	208
Anexo 17 Transecto Sísmico Regional.....	209

Índice de Tablas

	Pág.
CAPÍTULO II	
Tabla N°1 Diferentes calendarios geológicos propuestos para el Noroeste venezolano.....	25
CAPÍTULO III	
Tabla N°2 Parámetros de reflexión sísmica usados en la estratigrafía sísmica y su significado geológico.....	46
Tabla N°3 Evolución de las aproximaciones de tiempo a profundidad en el año en que fueron aplicadas.....	54
CAPÍTULO IV	
Tabla N°4 Pozos con sus respectivas ondículas y parámetros de calibración.....	101
Tabla N°5 Resolución vertical para las distintas ventanas de tiempo con su respectiva frecuencia dominante	104
Tabla N°6 Resolución promedio para cada intervalo de tiempo.....	105
Tabla N°7 Resolución sísmica vertical calculada a partir de velocidades de pozo y velocidades sísmicas.....	108
Tabla N°8 Horizontes interpretados con su respectivo valor de amplitud e intervalo de tiempo en orden cronoestratigráfico ascendente.....	110
Tabla N° 9 Líneas escogidas como punto de partida para la interpretación de horizontes y la distancia de las mismas a los pozos más cercanos.....	110
CAPÍTULO V	
Tabla N°10 Medidas estadísticas de las velocidades RMS en toda el área de estudio.....	135
Tabla N°11 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en toda el área de estudio.....	137
Tabla N°12 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región A-B (Mioceno Temprano) dentro del área de estudio.....	139
Tabla N°13 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región B-C (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.....	141
Tabla N°14 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región C-D (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.....	143
Tabla N°15 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región D-E (Mioceno Tardío) dentro del área de estudio.....	145
Tabla N°16 Parámetros para cada uno de los variogramas 2D (areales) en coordenadas UVW.....	146

Tabla N°17 Comparación de las velocidades interválicas entre los pozos y la sísmica para cada una de las regiones en orden cronoestratigráfico ascendente.....	148
Tabla N°18 Cálculo de la diferencia global porcentual entre las velocidades interválicas de todos los pozos y las velocidades sísmica interpoladas por regiones o capas en orden cronoestratigráfico ascendente.....	150
Tabla N°19 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región A-B (Mioceno Temprano) dentro del área de estudio.....	152
Tabla N°20 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región B-C (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.....	154
Tabla N°21 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región C-D (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.....	156
Tabla N°22 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región D-E (Mioceno Tardío) dentro del área de estudio.....	157

Índice de Figuras

	Pág.
CAPÍTULO I	
Figura 1.1a Ubicación Geográfica del Golfo de Venezuela.....	...2
Figura 1.1b Ubicación de los Bloques del Proyecto Rafael Urdaneta divididos en cada Fase.....	...3
Figura 1.1c Ubicación de los Bloques del Proyecto Rafael Urdaneta y el área de estudio dentro del Golfo de Venezuela.....	...5
CAPÍTULO II	
Figura 2.4.1 Marco Estructural del Golfo de Venezuela.....	.10
Figura 2.5.1 Mapa de Provincias Estructurales del Golfo de Venezuela.....	.14
Figura 2.5.2a Columna Estratigráfica de zonas aledañas al Oeste del Golfo de Venezuela.....	.19
Figura 2.5.2b Columna Estratigráfica de las zonas aledañas al Sur del Golfo de Venezuela.....	.20
Figura 2.5.2c Columna Estratigráfica de zonas aledañas al Este del Golfo de Venezuela.....	.21
Figura 2.6 Mapa de Fallas Cuaternarias Activas en la Región de Falcón.....	.24
CAPÍTULO III	
Figura 3.1a Modelo geológico simple que muestra mediciones de velocidad promedio V_{Bar} en un estudio de velocidades en pozo.....	.27
Figura 3.1b Modelo Geológico de una sola capa con reflector horizontal.....	.29
Figura 3.1c Gráfico $X^2 - T^2$ para un modelo simple de una sola capa.....	.30
Figura 3.1d Efectos de variaciones en las velocidades sísmicas.....	.32
Figura 3.1e Velocidades de propagación de ondas longitudinales en rocas.....	.32
Figura 3.3 Gráfico Tiempo-Profundidad a partir de velocidades sísmicas y tiempos de reflexión.....	.34
Figura 3.7a Generación esquemática del sismograma sintético.....	.39
Figura 3.7b Sección de una secuencia estratigráfica general.....	.42
Figura 3.7c Relación de los estratos con los límites de secuencias de depositación.....	.45
Figura 3.7d Configuración de reflexión sísmica paralela, sub-paralela y divergente.....	.47
Figura 3.7e Patrones de reflexiones sísmicas interpretados como cliniformes.....	.49
Figura 3.11a Comportamiento típico de un semivariograma con una representación de los parámetros básicos.....	.58
Figura 3.11b Comparación de los modelos Esférico, Exponencial y Gaussiano.....	.59

CAPÍTULO IV

Figura 4.2a Mapa Base con las líneas de Proyecto GV-89C.....	.65
Figura 4.2b Muestra del Formato <i>Handvel</i> para los archivos de velocidades RMS de la línea GV-89C-15.....	.71
Figura 4.2c Muestra del cambio de formato <i>Handvel</i> a uno compatible con el programa <i>Gocad</i> versión 2.5.2 para los archivos de velocidades RMS de la línea GV-89C-15.....	.71
Figura 4.2d Análisis de Registros de pozo y edición de curvas en <i>PetroWorks</i>74
Figura 4.2e Edición de curvas en <i>PetroWorks</i> zonas de falta de información (<i>Gap</i>).....	.75
Figura 4.2f Esquema de adquisición de VSP, <i>Checkshot</i> y diagrama del Pozo Lamparosa 1-X.....	.78
Figura 4.2g Esquema de adquisición del VSP, <i>Checkshot</i> y diagrama del Pozo 1.....	.81
Figura 4.2h Esquema de adquisición del VSP, <i>Checkshot</i> y diagrama del Pozo 2.....	.82
Figura 4.2i Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 1 datos extraídos del VSP.....	.84
Figura 4.2j Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo Lamparosa 1-x datos extraídos del VSP.....	.85
Figura 4.2k Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 2 datos extraídos del VSP.....	.86
Figura 4.2l Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 3 datos extraídos del VSP.....	.87
Figura 4.2m Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 4 datos extraídos del VSP.....	.88
Figura 4.3a Visualización de un Lazo cerrado <i>Loop</i> en <i>SeisWorks</i> de las líneas GV-89C-51 (A), GV-89C-36 (B), GV-89C-49(C), GV-89C-38(D), GV-89C-51(A) (de izquierda a derecha), se identifican algunos <i>misties</i> de la línea GV-89C-38 en color verde.90
Figura 4.3b Visualización de un Lazo cerrado <i>Loop</i> en <i>SeisWorks</i> de las líneas GV-89C-51(A), GV-89C-36(B), GV-89C-49(C), GV-89C-38(D), GV-89C-51(A) (de izquierda a derecha), luego de la corrección de <i>misties</i> de 16ms.....	.91
Figura 4.4a Ondícula teórica del tipo Trapezoidal para el Pozo 2 generada en <i>Syntool</i>94
Figura 4.4b Ondícula teórica del tipo Ricker para el Pozo 2 generada en <i>Syntool</i>95
Figura 4.4c Ondícula extraída de la sísmica desde 1000ms a 1500ms para el Pozo 2 generada en <i>Syntool</i>96
Figura 4.4d Ondícula extraída de la sísmica desde 1900ms a 2400ms para el Pozo 2 generada en <i>Syntool</i>97
Figura 4.4e Ondícula extraída de la sísmica mediante la herramienta <i>SeisWell Wavelet Extraction</i> para el Pozo 2 generada en <i>Syntool</i>98
Figura 4.4f Sintético del Pozo 2 con Ondícula Teórica Tipo Ricker y los registros de pozo.....	.99
Figura 4.4g Calibración del Pozo 4.....	.100
Figura 4.5a Extracción de frecuencia dominante sobre la Línea GV-89C-46,	

en la ventana comprendida entre el CDP 3866-4348 y los tiempos 500ms-1500ms utilizando la aplicación <i>PostStack</i>	106
Figura 4.5b Extracción de frecuencia dominante sobre la Línea GV-89C-46, en la ventana comprendida entre el CDP 3866-4348 y los tiempos 2500ms-3500ms utilizando la aplicación <i>PostStack</i>	107
Figura 4.7 Flujo de Trabajo en <i>Gocad</i> para generar el Modelo Estructural.....	112
Figura 4.7b Modelo Estructural en tiempo del área de estudio visto desde el SE, con un área de aproximadamente 5000km ²	113
Figura 4.7c Corte del Modelo Estructural en tiempo visto desde el SE.....	113
Figura 4.7d Malla 3D creada a partir del modelo estructural en tiempo vista desde el sur.....	114
Figura 4.7e Funciones de velocidades RMS para cada línea sísmica vista en planta.....	115
Figura 4.7f Funciones de velocidades RMS para cada línea sísmica vista desde el SE.....	116
Figura 4.7h Corte del Modelo Estructural en tiempo con las cuatro regiones generadas a partir de los 5 horizontes interpretados sobre la cual se desplegaron las funciones de velocidades interválicas de una sección sísmica con orientación SO-NE.....	117
Figura 4.7i Pozos con sus respectivas regiones.....	117
Figura 4.7j Comparación entre coordenadas UVW y XYZ para una malla estratigráfica y para una celda dentro de una malla estratigráfica.....	119
Figura 4.7k Comparación en el esquema de búsqueda de los valores de un variograma en coordenadas XYZ(superior) y en coordenadas UVW (inferior).....	120
Figura 4.7l Cortes del mallado 3D una vez propagadas las velocidades interválicas de la sísmica.....	121
Figura 4.7m Factor de Corrección calculado a partir las velocidades interválicas provenientes de la información de pozos.....	122

CAPÍTULO V

Figura 5.1a Sección sísmica con una orientación SO-NE, en la cual se destacan el conjunto de fallas normales que forman una estructura tipo graben, evidenciando los procesos extensivos en el área.....	126
Figura 5.1b Línea sísmica sin interpretar con orientación SO-NE (superior) Línea sísmica interpretada (inferior).....	127
Figura 5.1c Sección sísmica con orientación SO-NE, en la cual se resaltan con flechas rojas las terminaciones sísmicas del tipo <i>onlap</i> asociadas a límites de secuencia con respecto a la base.....	130
Figura 5.1d Sección sísmica con orientación SO-NE, en la cual se desplego el Pozo 3 con su respectivo registro de Gamma Ray (GR).....	133
Figura 5.1e La evidencia del <i>downlap</i> en la sección sísmica con una orientación NO-SE.....	134
Figura 5.2a Histograma de frecuencias de todas las funciones de	

velocidades RMS completas.....	135
Figura 5.2b Histograma de frecuencias de todas las funciones de velocidades interválicas completas.....	137
Figura 5.2c Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia A y B.....	139
Figura 5.2d Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia B y C.....	141
Figura 5.2e Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia C y D.....	143
Figura 5.2f Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia D y E.....	144
Figura 5.2g Variogramas esféricos de la región A-B (Mioceno Temprano).....	146
Figura 5.2h Pozos del área de estudio donde se indica las velocidades interválicas de la sísmica sin corrección y las velocidades interválicas del pozo.....	149
Figura 5.2i Pozos del área de estudio donde se indica las velocidades interválicas de la sísmica sin corrección, las velocidades interválicas del pozo y las velocidades interválicas una vez aplicado el factor de corrección.....	151
Figura 5.2j Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia A y B.....	152
Figura 5.2k Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia B y C.....	154
Figura 5.2l Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia C y D.....	155
Figura 5.2m Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia D y E.....	157
Figura 5.2n Sección del Modelo de Velocidades sobre el Pozo2 antes de aplicar la corrección.....	158
Figura 5.2o Cubo de Velocidades Interválicas visto desde el SE con la interpretación sísmica.....	161
Figura 5.2p Cubo de Velocidades Promedio visto desde el SE con la interpretación sísmica.....	162
Figura 5.2q Cubo de Velocidades Interválicas visto desde el SO con la interpretación sísmica.....	163
Figura 5.2r Cubo de Velocidades promedio visto desde el SO con la interpretación sísmica.....	164
Figura 5.3a Mapa Estructural en tiempo y en profundidad del horizonte A.....	165
Figura 5.3b Mapa de velocidades promedio y mapa de velocidades interválicas.....	167
Figura 5.3c Mapa Estructural en tiempo y mapa estructural en profundidad del horizonte B.....	169
Figura 5.3d Mapa de velocidades promedios y mapa de velocidades interválicas en el horizonte B.....	170
Figura 5.3e Mapa Estructural en tiempo y mapa estructural en profundidad del horizonte C.....	171

Figura 5.3f Mapa de velocidades promedios y mapa de velocidades interválicas en el horizonte C.....	173
Figura 5.3g Mapa Estructural en tiempo y mapa estructural en profundidad del horizonte D.....	175
Figura 5.3h Mapa de velocidades promedios (izquierda) y mapa de velocidades interválicas en el horizonte D.....	176
Figura 5.3i Mapa estructural en tiempo y mapa estructural en profundidad del horizonte E.....	178
Figura 5.3j Mapa de velocidades promedios y mapa de velocidades interválicas en el horizonte E.....	180

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Hoy en día los yacimientos de gas son de gran importancia para el país, ya que éste no es sólo utilizado para el consumo doméstico, sino también como un método de recuperación de yacimientos, como combustible y materia prima a nivel industrial. Debido a esto la cantidad de gas disponible ha venido mermando con el pasar de los años, presentando un déficit de aproximadamente 1.500 millones de pies cúbicos diarios (PCD), tal déficit no permite suplir en su totalidad la demanda nacional. Por esta razón, la búsqueda de hidrocarburos en los últimos años no se ha enfocado sólo en reservas de petróleo, sino también en reservas gasíferas.

A mediados del 2005 hasta la actualidad se han ido desarrollando diversos proyectos de exploración, en Venezuela para la búsqueda de yacimientos de gas. Dichos proyectos están caracterizados por tener gran alcance y por ser en áreas costa afuera (Offshore), enfocándose en la búsqueda de gas no asociado. Los entes involucrados en estos proyectos de exploración son: el Ministerio para el Poder Popular para la Energía y Petróleo (MENPET), Petróleos de Venezuela (PDVSA) y las licenciatarias internacionales. En este marco, Rafael Urdaneta es un proyecto de gran envergadura de yacimientos hidrocarburíferos en el Golfo de Venezuela y al norte del Estado Falcón, éste contempla el desarrollo de gas no asociados al norte del Lago de Maracaibo hasta el Mar Caribe, entre la península de la Guajira al oeste y la península de Paraguaná en el este (Figura 1.1a). El objetivo principal de la búsqueda de este recurso es cubrir el déficit de gas en los centros de refinación del occidente del país, específicamente Cardón y Amuay. Asimismo, se quiere suministrar gas para las

campañas de producción secundaria en los campos petrolíferos ubicados en el Lago de Maracaibo, y a su vez, surtir de gas doméstico a las poblaciones del occidente del país. El área comprendida por dicho proyecto es de aproximadamente 30.000km², los cuales están distribuidos en 29 bloques, 18 de ellos se encuentran en el Golfo de Venezuela y 11 en frente a la costa NO de Falcón (PDVSA-INTEVEP, 2005).



Figura 1.1a Ubicación Geográfica del Golfo de Venezuela (Tomado de PDVSA-INTEVEP ,1997)

El proyecto se ha dividido en tres fases (Fase A, Fase B y Fase C), la primera comenzó en abril del 2005 donde se ofrecieron 6 bloques, de los cuales 5 se encuentran en el Golfo de Venezuela y 1 bloque de desarrollo en la Vela sur, durante la fase B del proyecto se otorgaron 4 bloques, las dimensiones de cada bloque no sobrepasa los 1.000km² (Figura 1.1b). El área de estudio está calificada como una zona de mediano riesgo exploratorio, ya que contempla unas características geológicas que la hacen potencialmente prospectiva, aunado a la existencia de bloques vecinos que están en producción actualmente. Sin embargo, existe un riesgo asociado a la calidad de la trampa, ya que la misma tiene mayor carácter estratigráfico, lo que le da un mayor nivel de incertidumbre. (InfoGas, 2005).



Figura 1.1b Ubicación de los Bloques del Proyecto Rafael Urdaneta divididos en cada Fase. (Tomado de InfoGas Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Procesadores de Gas, 2005).

No obstante, pese a todas las investigaciones y estudios anteriores realizados desde el año 1947 y de las favorables condiciones geológicas en el área del Golfo, no se han encontrado yacimientos de hidrocarburos a nivel comercial. Los diversos proyectos exploratorios realizados incluyen: el levantamiento magnetométrico en el Golfo de Venezuela, el proyecto exploratorio de la plataforma continental venezolana comprendido entre los años 1978-1983, dicho proyecto tiene 92 pozos perforados y más de 100.000Km de líneas sísmicas, de las cuales 6.860km se encontraban en el Golfo de Venezuela sugiriendo la presencia de trampas estructurales y estratigráficas con alta potencialidad de almacenar hidrocarburos. (Almazar, 1998).

Al retomar las actividades de búsqueda de hidrocarburo líquido y gaseoso en el Golfo de Venezuela, se requiere analizar exhaustivamente el modelo de velocidades para mejorar la prognosis de de las localizaciones, aumentando la probabilidad de éxito exploratorio, en tal sentido, se plantea en el siguiente trabajo la generación de un modelo 3D de velocidades en un área del Golfo de Venezuela, la cual comprende un polígono limitado por los bloques Cardón II, Cardón III, Cardón IV, Urumaco I y Urumaco II, dicha área posee una dimensión de aproximadamente 5000km² y se encuentra entre las coordenadas 1.268.086,50 Norte a 1.376.989 Norte y 315.538, 41 Este a 383.157,12 Este aproximadamente (Figura 1.1c). Este modelo de velocidades permitirá ubicar con mayor precisión las estructuras geológicas dentro del área de estudio y a su vez permitirá tener un control de profundidades de las mismas, lo que regirá el diseño y ubicación de los futuros pozos a ser perforados.

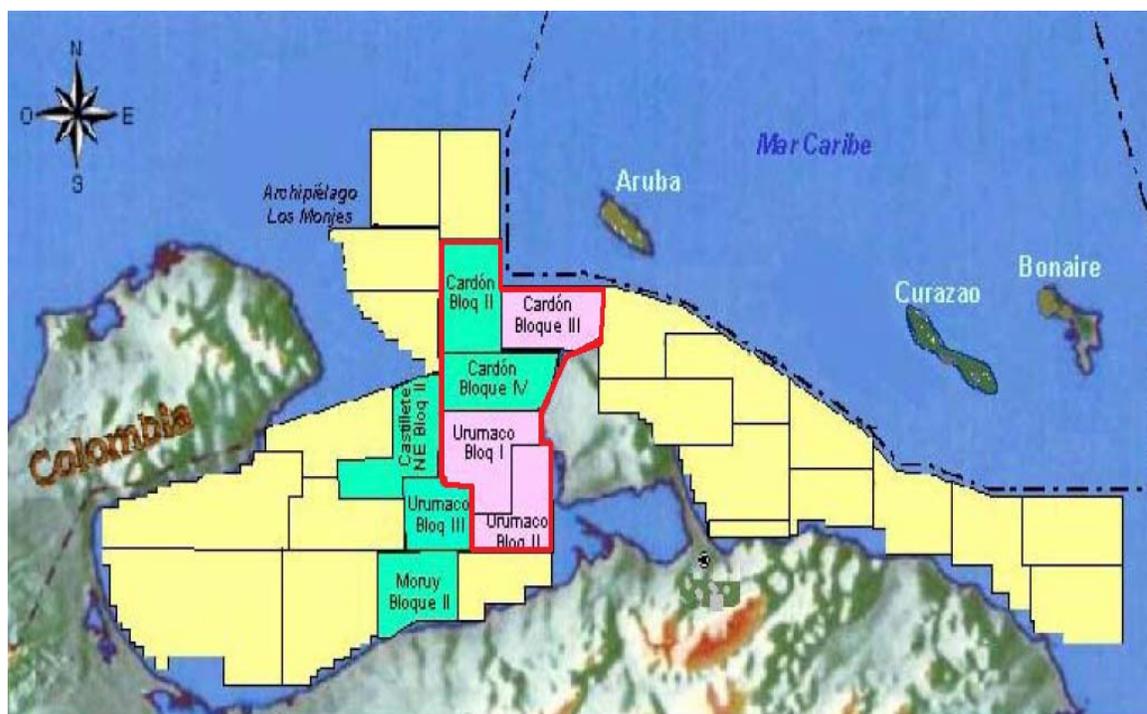


Figura 1.1c Ubicación de los Bloques del Proyecto Rafael Urdaneta e identificado con un polígono de color rojo el área de estudio dentro del Golfo de Venezuela. (Tomado y modificado de InfoGas Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Procesadores de Gas, 2005).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Generar un modelo de velocidades 3D en un área ubicada en el Golfo de Venezuela a partir de la integración de datos sísmicos 2D con datos de pozos mediante la aplicación de principios geoestadísticos.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Correlacionar los datos sísmicos con la información de pozos.
- Interpretar los elementos estratigráficos y estructurales sobre las líneas sísmicas.
- Analizar el comportamiento espacial de las velocidades, a diferentes niveles geológicos, a partir de los datos sísmicos.
- Analizar el comportamiento espacial de las velocidades, a diferentes niveles geológicos, a partir de los datos de pozos.
- Calibrar el volumen de velocidades intervállicas obtenido de los datos sísmicos con la información de velocidades de los pozos.
- Convertir a profundidad la interpretación sísmica

1.3 JUSTIFICACIÓN

El presente trabajo especial de grado tiene una importancia considerable en el campo de la Ingeniería Geofísica, ya que mediante el mismo se va a ampliar el conocimiento geológico de la zona y se tendrá un mayor control de las estructuras del subsuelo en profundidad, lo que implica, a su vez, la verificación de posibles trampas estructurales de hidrocarburo dentro del Golfo de Venezuela. De la misma manera, este trabajo puede abrir líneas de investigación asociadas al desarrollo de técnicas de generación de modelos de velocidades futuros más sofisticados y de mayor precisión.

Metodológicamente la secuencia de trabajo que se emplea estará sujeta a la aplicación de fundamentos geoestadísticos, mediante los cuales se verificará si se puede generar un modelo de velocidades acorde al tipo y cantidad de información suministrada en un área con un alto nivel de incertidumbre estratigráfica como lo es el Golfo de Venezuela. Es importante resaltar que realizar un modelo de velocidades basado en sismica 2D, posee grandes limitaciones. Sin embargo, para el momento de iniciar este trabajo todavía no se contaba con sismica 3D y justamente el objetivo perseguido era realizar un modelo de velocidades antes de comenzar la campaña exploratoria en el golfo con sismica 3D.

En el ámbito económico e industrial, este proyecto tiene gran relevancia, ya que la generación de un primer modelo integrado de velocidades en la zona permitirá mejorar la prognosis de los futuros pozos a ser perforados, de la misma manera la industria tendrá un modelo de velocidades regional de la zona NE del Golfo de Venezuela que abarca cinco bloques de los cuales, cuatro ya poseen sus propios modelos de velocidades, pero cada uno de ellos pertenecen a licenciatarias correspondientes. Además de que el 5° bloque Cardón II no tiene hasta los momentos ningún pozo perforado, por lo tanto se podrá tener ese control de velocidades y estructuras geológicas mediante la propagación de las tendencias de velocidad que se realicen a partir de los algoritmos geoestadísticos, permitiendo así la mejor planificación en el diseño de los futuros pozos. Asimismo, una vez que se haya obtenido el modelo de velocidades y éste permita ubicar con mayor precisión los pozos, se podrá realizar el delineamiento de yacimientos, y proponer las mejores técnicas de producción del gas de acuerdo a las características de éste, y los objetivos que se persigan con su producción.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Geología Regional del Golfo de Venezuela

La Cuenca del Golfo de Venezuela se caracteriza por una amplia plataforma continental que se extiende por unos 200 kilómetros en sentido sur-norte con profundidades de 36 metros en la parte interna y de hasta 146 metros en el sector norte de la plataforma. El Golfo se divide a nivel fisiográfico en dos sub-cuencas, por un alto estructural con profundidades menores de 20 metros conocida como el Risco de Calabozo, en sentido oeste se encuentra una depresión cerrada que corresponde a la Ensenada de Calabozo, hacia el este del Risco está el golfo abierto, caracterizado por un amplio valle submarino con declive suave hacia el norte y NO. El archipiélago de Los Monjes está ubicado en el sector externo de la plataforma y sobresale de 90 metros a 100 metros desde el fondo (Almarza, 1998).

El aporte sedimentario actual del Golfo proviene, principalmente de la Península de la Guajira y Paraguaná, siendo éste muy bajo. No obstante, el golfo tiene un aporte fluvial importante proveniente de los ríos Mitare (desemboca en el golfete de Falcón), el río Limón (desemboca en la bahía del Tablazo), pero solo los sedimentos más finos caen al Golfo, donde las corrientes convergen con la barrera de Maracaibo. En líneas generales las costas de Falcón y la zona occidental del Zulia se caracterizan por ser del tipo erosivas y playas de barrera. A nivel estratigráfico las sub-cuencas fisiográficas del Golfo de Venezuela están claramente diferenciadas, ya que la ensenada de Calabozo se caracteriza por presentar un ambiente paludal ligeramente reductor con poca circulación de las corrientes, mientras que el golfo abierto presenta un ambiente oxigenado, con un grado de salinidad adecuado y buena circulación, por esta razón en el Golfo se presentan dos facies sedimentarias distintas, una de ellas es

de arcillas deltaicas provenientes del estuario de Maracaibo y la otra es calcárea. (González de Juana et. al. 1980).

2.2 Sub-cuenca Oriental del Golfo de Venezuela

La región oriental del Golfo de Venezuela está caracterizada, según interpretaciones sísmicas, por una sub-cuenca que se extiende hacia el Surco de Urumaco y está limitada en su parte sur por la Falla Lagarto. Allí se reconocen dos ciclos sedimentarios del Terciario, con una discordancia intermedia, descansando sobre un basamento ígneo-metamórfico de naturaleza alóctona. De igual forma algunos datos sismográficos indican que al norte del Surco de Urumaco el Canal Falconiano estaba unido en el Mioceno inferior al sector oriental del Golfo de Venezuela hasta Paraguaná. Luego el canal sufrió el retiro de los mares hacia el NO en el Mioceno medio y superior y en el Alto de Dabajuro comienzan ambientes costeros que rápidamente pasan a continentales (Almarza, 1998).

2.3 Sub-Cuenca Occidental del Golfo de Venezuela

La Sub-cuenca occidental del Golfo de Venezuela presenta una situación diferente a la del sector oriental, ya que contempla unas capas sub-horizontales del ciclo de sedimentación más somero, las cuales descansan en discordancia sobre un monoclinial de fuerte buzamiento al este, los estratos pertenecientes a dicha estructura posiblemente sean de edad cretácica parecidos a los que se encuentran en la plataforma del Lago de Maracaibo (Almarza, 1998).

2.4 Marco Tectónico Regional

El margen tectónico regional del Golfo de Venezuela está totalmente influenciado por la tectónica activa producida por la Placa Caribe a principios del Terciario. Los frentes de deformación generados por los movimientos transcurrentes dextrales de la Placa Caribe están caracterizados por una tectónica extensiva y el desarrollo de

estructuras de tracción de edades Oligoceno-Mioceno. Los rasgos estructurales que caracterizan esta interacción son, principalmente, fallas transcurrentes oeste-este y noroeste-sureste. Asimismo, la colisión violenta en el Eoceno generó una serie de napas al SE de la plataforma suramericana y seguidamente en el Oligoceno-Mioceno por una tectónica vertical en ambiente extensivo o transtensivo generando las cuencas de margen continental (Almazar, 1998).

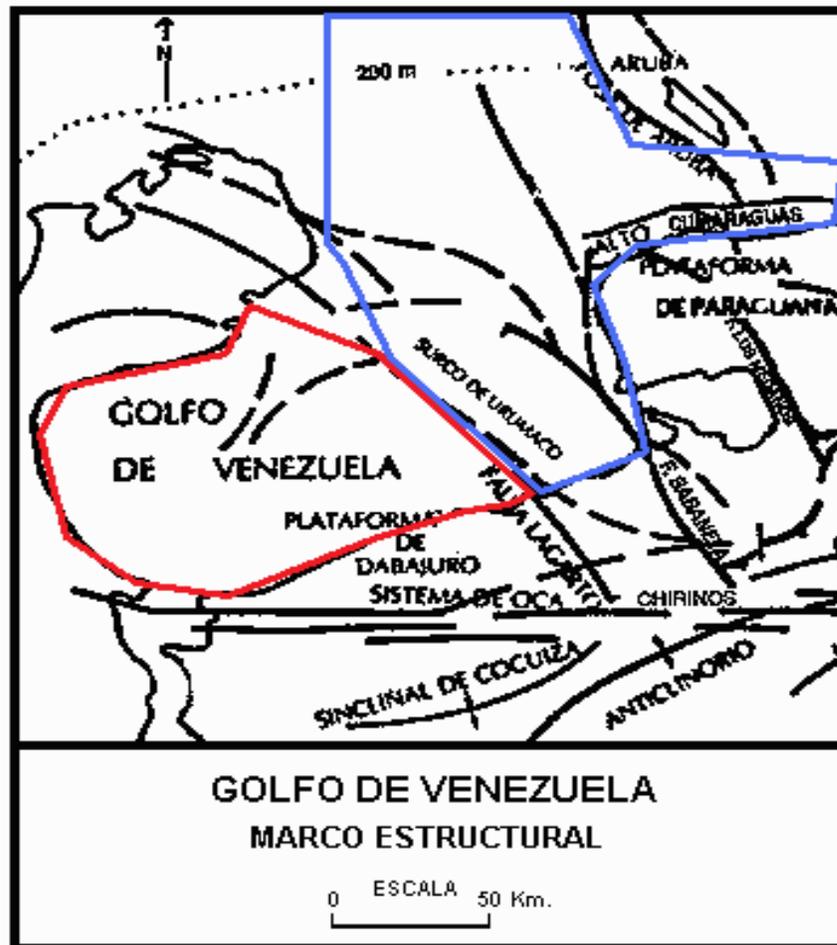


Figura 2.4.1 Marco Estructural del Golfo de Venezuela donde se identifica con un polígono rojo la sub-cuenca de Occidente y en azul la sub-cuenca Oriental. (Tomado y modificado de PDVSA-INTEVEP, 1997).

El límite Sur del Golfo de Venezuela está identificado o es considerado como la traza de la Falla de Oca, la cual es una falla del tipo transcurrente dextral con rumbo general este-oeste, caracterizando la interacción de la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Mediante los estudios geofísicos realizados en el Golfo desde 1947 se evidenció en el extremo sur la presencia de dos altos estructurales importantes asociados a la isla de Toas y al alto de Santa Cruz, y una anomalía notable en una fosa o depresión asociada a la Falla de Ancón de Iturre en la Bahía del Tablazo. Mediante la interpretación sísmica realizada en El Tablazo determinó que la Falla de Ancón Iturre es un ramal hacia el SE de la Falla de Oca. (Almazar, 1998).

La primera expresión estructural cuando la placa de Suramérica fue comprimida por la Placa Caribe se formó en el sector central de El Tablazo un alto estructural por esfuerzos compresivos, acompañado de fallas inversas que terminan en el Paleoceno. El margen tectónico del Golfo está definido por presentar dos estilos estructurales distintos, siendo el más antiguo el estilo compresivo donde capas pre-cretácicas, cretácicas y paleocenas sufrieron fallamiento y un estilo extensivo más reciente que, posiblemente, comenzó en el Mioceno, asociado a la Falla de Ancón de Iturre originando un depocentro amplio creado por un sistema de fallas normales. En el borde NO de la cuenca de Falcón se reconoce la Plataforma de Dabajuro, substrato levantado de rocas eocenas contra la cual se acuñan formaciones oligo-miocenas. Este levantamiento fue un elemento positivo durante el Oligoceno y parte del Mioceno inferior. Por otro lado entre la plataforma de Dabajuro y el Alto de Paraguaná se ha identificado la presencia de una fosa o depresión, denominado el Surco de Urumaco, el cual comunicó el Canal Falconiano con el Golfo de Venezuela en el Oligoceno-Mioceno (Almazar, 1997).

2.5 Geología Local del Golfo de Venezuela

La Geología del Golfo fue determinada, en principio, mediante la interpolación y correlación tanto estratigráfica como estructural de las zonas aledañas en tierra, sobre las cuales se han realizados estudios exhaustivos de geología de superficie,

perforaciones, estudios petrofísicos y geofísicos. Las zonas que fueron consideradas de control para determinar la geología fueron: la Península de Paraguaná, la Península de la Guajira, la Sierra de Perijá, las Antillas Holandesas y la costa norte de Falcón. A continuación, se presenta una breve descripción de la estratigrafía presente en dichas zonas de control y como éstas pueden considerarse presentes en el Golfo.

2.5.1 Tectónica Local

El Golfo de Venezuela está caracterizado por dos elementos estructurales o provincias estructurales fundamentales, las cuales son: bloques de basamento (altos estructurales) y depresiones (bajos estructurales). Dentro de los bloques de basamento se pueden identificar los siguientes: el Bloque Sur-Occidental, también conocido como ensenada de Calabozo o Plataforma de Calabozo, el Bloque de Paraguaná, Bloque de los Monjes y el Bloque de Macuira. Por su parte, las depresiones son: el Surco de Castilletes y el Surco Oriental (figura 2.5.1.1). (Guevara, Nicklas, Monsalve y Ochoa, 1977).

Bloque Sur-Occidental: este bloque se encuentra en la región sur occidental del Golfo y está dividido en tres zonas de interés, la plataforma del Dabajuro hacia el NO de Falcón y el NE del Lago de Maracaibo, el Alto Central y la Plataforma de Calabozo ubicada al NO del Golfo. En el Alto Central se pueden apreciar calizas cretácicas truncadas por efectos erosivos. Este bloque se desplaza paulatinamente hacia el Este debido al movimiento dextral de la Falla de Oca de edad pre-Eoceno Medio, y sobre él, subafloran la discordancia del Eoceno medio. (Guevara et al, 1977).

Bloque de Paraguaná: este bloque tiene mayor altura que el Bloque sur-Occidental y se encuentran al oriente del Golfo de Venezuela; por ser un alto estructural tiene poco espesor de sedimentos terciarios, ya que los mismos han estado sometidos a eventos de erosión. (Guevara et al, 1977).

Bloque de los Monjes: se encuentra en la región norte del Golfo, al igual que el Bloque de Paraguaná, éste posee una mayor altura que el Bloque Sur-Occidental. Presenta rocas metamórficas o posible basamento pre-cretácico. (Guevara et al, 1977).

Bloque Macuira, Jarra, Simaura: estos tres bloques se encuentran en la Península de la Guajira y están separados por un sistema de fallas que se extiende hacia el Golfo, éstas son la Falla de Cuiza y la Falla Macuira. Presenta un espesor de sedimentos que está rodeando el basamento. (Guevara et al, 1977).

Surco de Castilletes: se encuentra al norte del Bloque Sur- Occidental, presenta un espesor de sedimentos terciarios de aproximadamente 25.000 pies provenientes de la Península de la Guajira. (Guevara et al, 1977).

Surco Oriental: se encuentra entre el Bloque Sur-Occidental y el Bloque de Paraguaná, su parte más profunda se ubica al sur y se ha denominado Surco de Urumaco con un espesor de sedimentos terciarios de 25.000 pies. Al norte el surco oriental se bifurca entre los bloques de los Monjes, Paraguaná y Macuira. (Guevara et al, 1977).

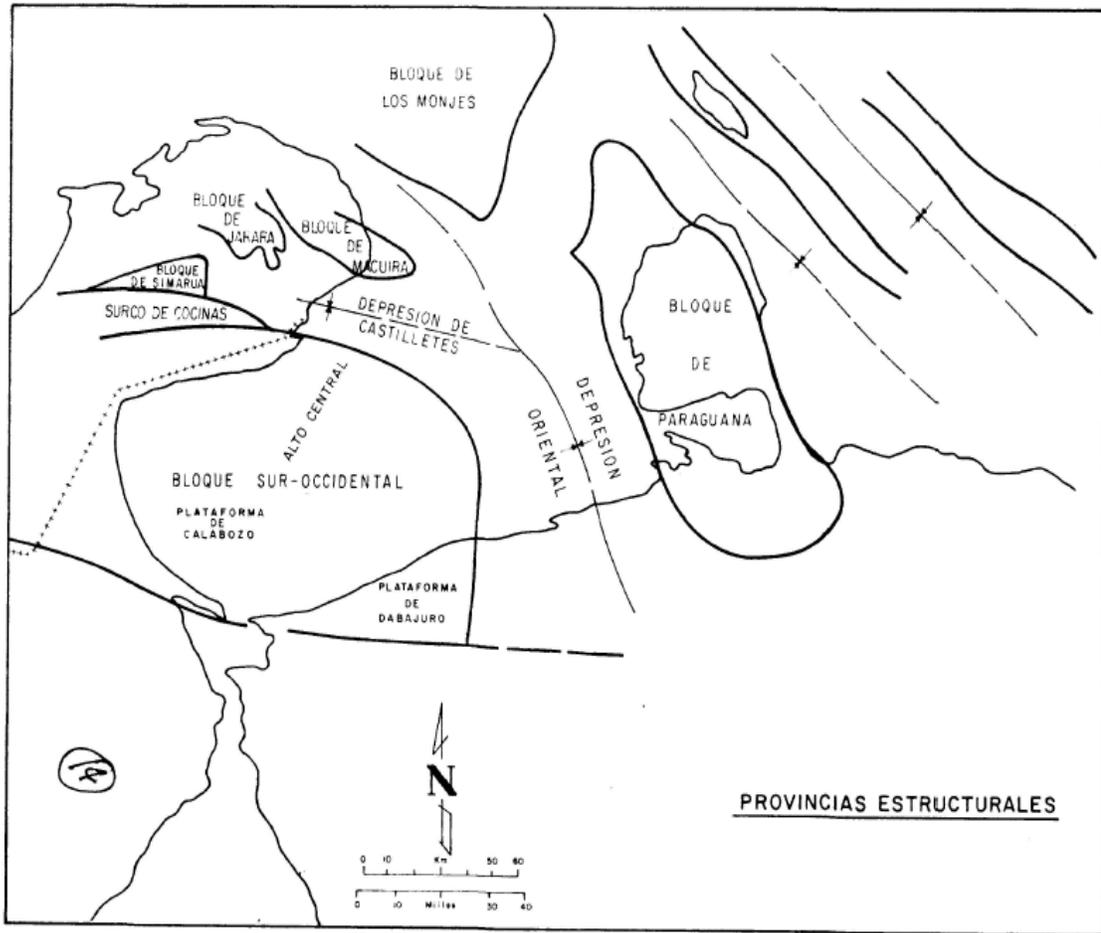


Figura 2.5.1 Mapa de Provincias Estructurales del Golfo de Venezuela (Tomado de Guevara et al, 1977).

2.5.2 Estratigrafía Local

La historia geológica del Golfo de Venezuela se divide en dos grandes etapas: la primera de ellas es considerada pre-discordancia del Eoceno, ésta comprende el período geológico entre el Pérmico y el Cretácico, y la segunda etapa está comprendida desde el post-Eoceno hasta el reciente. La historia geológica es dividida entre estos períodos, basado en los eventos geotectónicos suscitados en los mismos que han generado rasgos geomorfológicos bien diferenciados dentro del Golfo de Venezuela.

La primera etapa está caracterizada, principalmente, por un margen tectónico divergente. La segunda etapa, demarcada a partir del Eoceno Medio, está descrita por un margen tectónico convergente consecuencia del desplazamiento lateral de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana, originando un complejo sistema estructural de bloques rotados, erosión profunda y movimientos transcurrentes dextrales.

A nivel estratigráfico no se maneja mucha información dentro del Golfo de Venezuela, por lo tanto, la determinación de la misma se ha basado en la extrapolación de las facies en las zonas circundantes y a través de estudios cronoestratigráficos regionales donde se han propuestos facies y ambientes sedimentarios posibles. (Guevara et al, 1977; Maraven, 1985)

Basamento: el basamento presente en Perijá-Mara, la Guajira y la Península de Paraguaná está caracterizado por presentar un alto grado de metamorfismo de edad Pre-Devónico/Pérmico y probablemente, Pre-Cámbrico, el hecho de que se evidencien características similares en la Península de Paraguaná, es posible que el basamento del Golfo presente esta misma litología. (Stainforth, 1968)

Paleozoico: sólo se evidencia en Perijá muy lejano al Golfo. Sin embargo, el Paleozóico Tardío representado por el Pérmico está caracterizado por vulcanismo, el cual se evidencia en Perijá y en Paraguaná lo que indica la posibilidad de que existan cuerpos graníticos dentro del basamento del Golfo. (Stainforth, 1968)

Triásico-Jurásico: estuvo caracterizado por un margen tectónico extensivo, por la presencia de “rifts” (apertura de Pangea), A nivel estratigráfico los sedimentos del triásico se presentan en todas las zonas donde aflora el cretácico o donde éste es conocido en el subsuelo. Presenta, principalmente, capas rojas de la Formación La Quinta con baja influencia marina hacia la Guajira. (Stainforth, 1968)

En las zonas deprimidas del Bloque Sur-Occidental descansan sedimentos de la Formación La Quinta y Grupo Cojoro de edades Triásico-Jurásico, y se caracterizan por ser limolitas, areniscas, riolitas volcánicas y conglomerados intercalados con capas rojas. Por su parte, también se observan sedimentos clásticos marinos característicos del Grupo Cocinas y algunos clásticos carbonáceos de la Formación Pueblo Nuevo, característicos de la influencia marino profundos del Jurásico Tardío. En las cercanías de la Península de Paraguaná, en la Plataforma de Coro y el Surco de Urumaco, se evidencian granitos pérmicos y sobre él descansan sedimentos clásticos y carbonáticos metamorfizados de origen marino de edad Jurásico Tardío de la Formación Pueblo Nuevo. (Guevara et al, 1977; Maraven, 1985).

Grupo Cojoro: aflora al sur de la Guajira y se caracteriza por presentar rocas piroclásticas intrusionadas por granodioritas y granitos. Algunos diques ácidos cortan el Grupo Cojoro con un rumbo este-oeste al SO. Se presume que el Grupo Cojoro esté presente dentro del Golfo de Venezuela subaflorando por debajo del Cretácico o en la base del Post-Eoceno (Maraven, 1985)

Formación Pueblo Nuevo: esta formación es de edad Jurásico conformada por una secuencia de areniscas con bajo grado de metamorfismo (Facies de los esquistos verdes). (Maraven, 1985).

Cretácico: en este período se presentaron distintos eventos regresivos y transgresivos, así como también la máxima transgresión aproximadamente en el Conienciense-Turoniense, trayendo como consecuencia un ambiente en condiciones euxínicas, por ende estuvo gobernado por plataformas carbonáticas. Asimismo, el gran espesor de sedimentos depositados dio como resultado la subsidencia o hundimiento diferencial mientras se daba dicha depositación, dichos espesores aumentan desde el Alto de Dabajuro hasta la Península de la Guajira en la parte oeste del Surco de Urumaco. (Maraven, 1985).

Los sedimentos cretácicos se encuentran muy bien representados en la zona oeste y SO, por los clásticos basales de la Formación Río Negro, las calizas marinas someros del Grupo Cogollo, calizas y lutitas marino profundo de la Formación La Luna y Colón. Por el contrario, al este en Paraguaná, no se evidencian secuencias cretácicas equivalentes, esto se adjudica a que fueron fuertemente erosionadas. (Stainforth, 1968)

También, se sugieren procesos de subducción, obducción, magmatismo, metamorfismo, emplazamiento de napas y generación del arco volcánico del Caribe (Antillas Menores) por efecto tectónico de la Placa Caribe con la Placa Suramericana (orogénesis del Caribe), que se evidencia con la Formación Washikemba en Aruba y el Grupo Bahía Honda en la Península de la Guajira, ambos caracterizados por intrusiones ácidas, turbiditas, dinamometamorfismos, entre otros, lo que indica que el norte del Golfo probablemente estuvo sometido a actividad volcánica. (Stainforth, 1968)

Paleoceno–Eoceno Inferior (Terciario Temprano): está caracterizado por ser de ambientes marino somero, el cual se manifiesta con capas de carbones producto de las regresiones hacia el oeste del Golfo, las formaciones Paleocenas sólo se conservan hacia la Península de la Guajira en algunos afloramientos de la Formación Macarao con algunas lutitas y carbonatos. Existe una gran similitud entre los sedimentos de la Formación Macarao en la Guajira y al Formación Guasare en Falcón, lo que sugiere que se mantenga las características estratigráficas en la parte este del Golfo. Asimismo, en este período continúan el ciclo regresivo del cretácico. Al norte no hay ninguna evidencia de este período posiblemente estuvo sometido a fuerte erosión o zonas de no depositación. (Stainforth, 1968; Maraven, 1985)

Post-Eoceno: hacia el Eoceno Medio Tardío comienza los proceso de inversión tectónica debido a la compresión asociada a la tectónica activa entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana, en este período muchas de las fallas normales son reactivadas como inversas produciendo levantamientos, es decir, surgen bloques de erosión (no

hay evidencia del Paleoceno-Eoceno temprano). Las secuencias estratigráficas en estos períodos presentan grandes variaciones de espesores, ya que existen cambios topográficos considerables después de los movimientos estructurales del pos-Eoceno. Se evidencian en la Guajira donde cambian los espesores correspondiente a los “*Horsts*” y “*Grábenes*” formados por un joven bloque de falla. (Stainforth, 1968; Guevara et al, 1977).

En el Eoceno Superior comienza una nueva invasión marina, con sus sedimentos primarios de areniscas continentales y conglomerados, hacia mediados del Oligoceno-Mioceno comienzan nuevamente procesos asociados a márgenes extensivos o de tracción por los movimientos de transcurrancia dextral, caracterizado por cuencas de tracción que permitieron la invasión marina dentro del Golfo, y a su vez, una ligera compresión hacia el oeste del mismo. En el Mioceno Medio el occidente del Golfo y el Alto del Dabajuro se basculan y erosionan, hacia el Mioceno Tardío comienzan procesos regresivos por lo que las facies marino somero cambian a continentales. Sin embargo, dentro de las partes más profundas del Golfo de Venezuela se identificaron espesores de sedimentos entre 5000 pies y 15000 pies pertenecientes la Mioceno Inferior a Mioceno Medio. En la fosa de Urumaco se presume la presencia de sedimentos lutíticos a partir del comportamiento de las velocidades en dicha zona, pero en contraste se presentan algunos reflectores fuertes posiblemente asociados a capas de arenisca o de carbón. (Guevara et al, 1977).

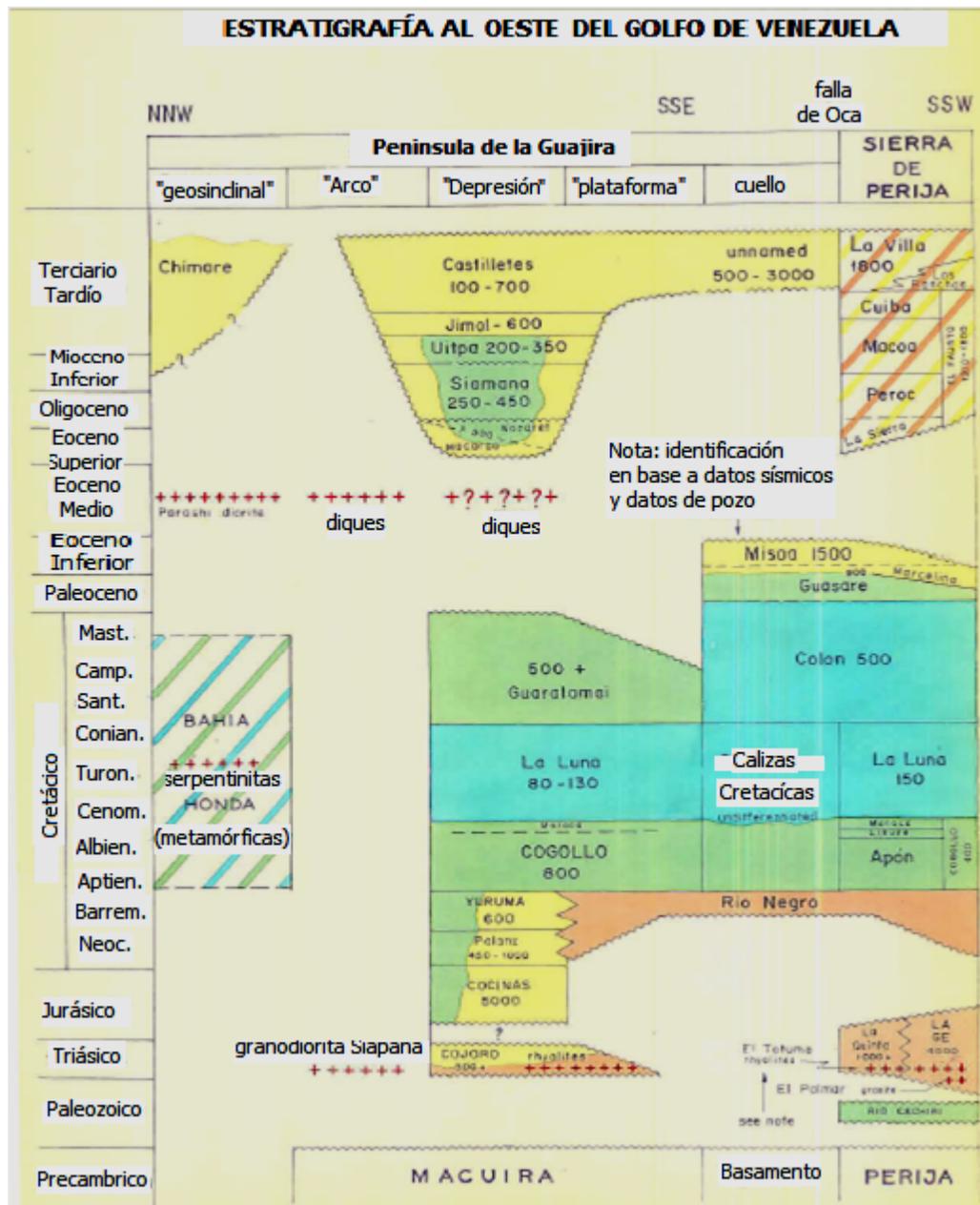


Figura 2.5.2a Columna Estratigráfica de zonas aledañas al oeste del Golfo de Venezuela. (Tomado y modificado de Stainforth, 1968).

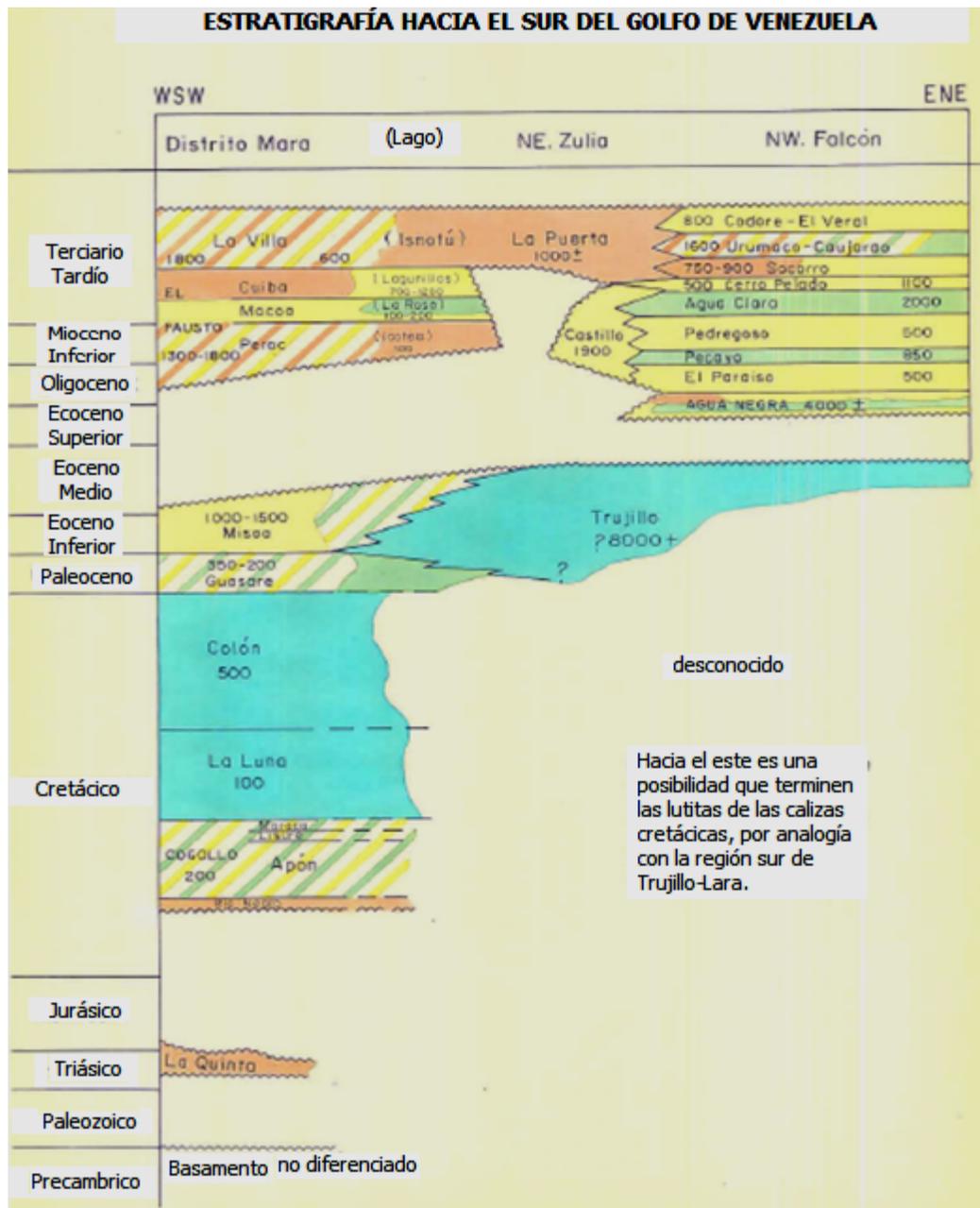


Figura 2.5.2b Columna Estratigráfica de las zonas aledañas al sur del Golfo de Venezuela. (Tomado y modificado de Stainforth, 1968).

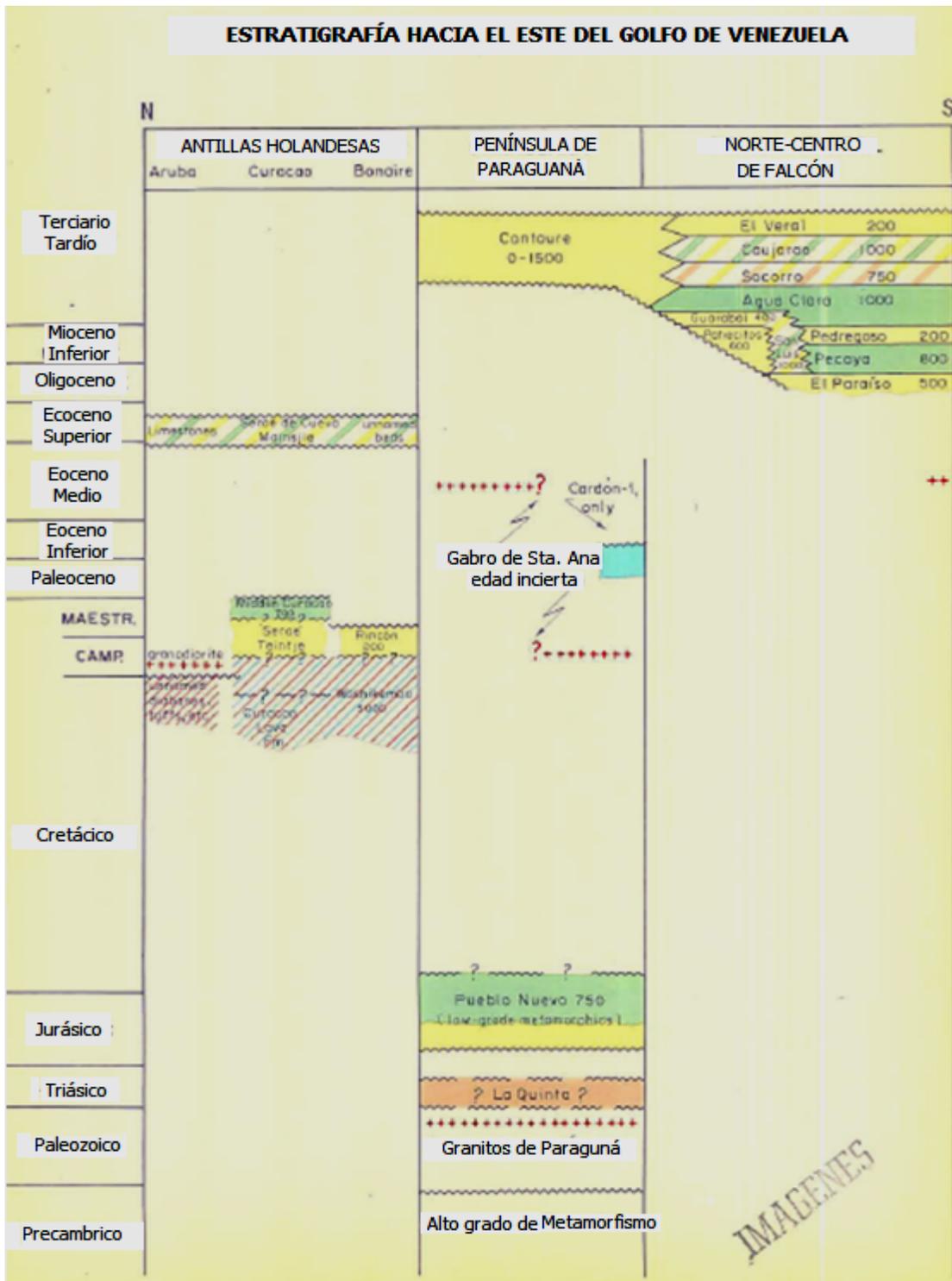


Figura 2.5.2c Columna Estratigráfica de zonas aledañas al este del Golfo de Venezuela. (Tomado y modificado de Stainforth, 1968).

2.6 Neo- tectónica

La neo-tectónica se basa en el estudio de los tensores de esfuerzos que afecta a una región y están basados en el seguimiento de los movimientos de las fallas principales de dicha zona que tuvieron una fuerte actividad tectónica en el pasado y que han permanecido activas desde su formación hasta hoy en día, o habían cedido su actividad y nuevamente se han reactivado, es decir, se estudian los últimos campos de esfuerzos que aún siguen activos.

Dichos estudios se han complementado no solo con los estudios geológicos a nivel de superficie (a nivel geomorfológico y micro-tectónico) y subsuelo (métodos geofísicos), sino también están fuertemente apoyados con estudios de sismo-tectónica y paleo- sismología para evaluación de riesgos, ya que todo el norte de Venezuela está fuertemente afectado por una actividad sísmica importante. En líneas generales, todos los estudios neo-tectónicos que se han llevado a cabo al norte del país persiguen como objetivo principal entender, precisar y modelar, con la mayor exactitud posible, la interacción tectónica entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana, puesto que dicha interacción es la principal responsable de la formación del cinturón sismogénico al norte del país, caracterizado por el sistema de Fallas de Oca-Ancón, Falla de Boconó, San Sebastián y el Pilar, la primera de ellas se considera el segundo sistema de fallas más largo del cinturón de deformación del Caribe después de Boconó, y ambas definen al norte y NO los límites del bloque triangular de Maracaibo. (Audemar F., Romero G, Rendon H. y Cano V., 2004)

Los principales estudios han demostrado que el contacto de Placas no es una simple interacción transcurrente dextral, ya que hay evidencias de 100km de una amplia y activa zona transpresiva. Según Audemard y Singer (1996) en el área se pueden apreciar 5 grupos de fallas:

1. Fallas Dextrales con orientación este-oeste como lo son el sistema de fallas de Oca-Ancón y la Falla de Adícora.

2. Fallas Dextrales con orientación NO-SE sintéticas de las fallas con orientación este-oeste como lo son las Falla Lagarto, Urumaco, Río Seco, La soledad y Santa Rita, entre otras.
3. Fallas Normales con orientación NNO-SSE como lo son las fallas de Cabo San Román, Puerto Escondido y los Médanos.
4. Fallas Sinestrales con orientación norte-sur como la Falla del Carrizal y el Hatillo.
5. Fallas Inversas con orientación ENE-OSO subparalelas a los ejes de pliegue como lo son las fallas de Mina de Coro, Taima-Taima, Chuchure, Matapalo y Araurima.

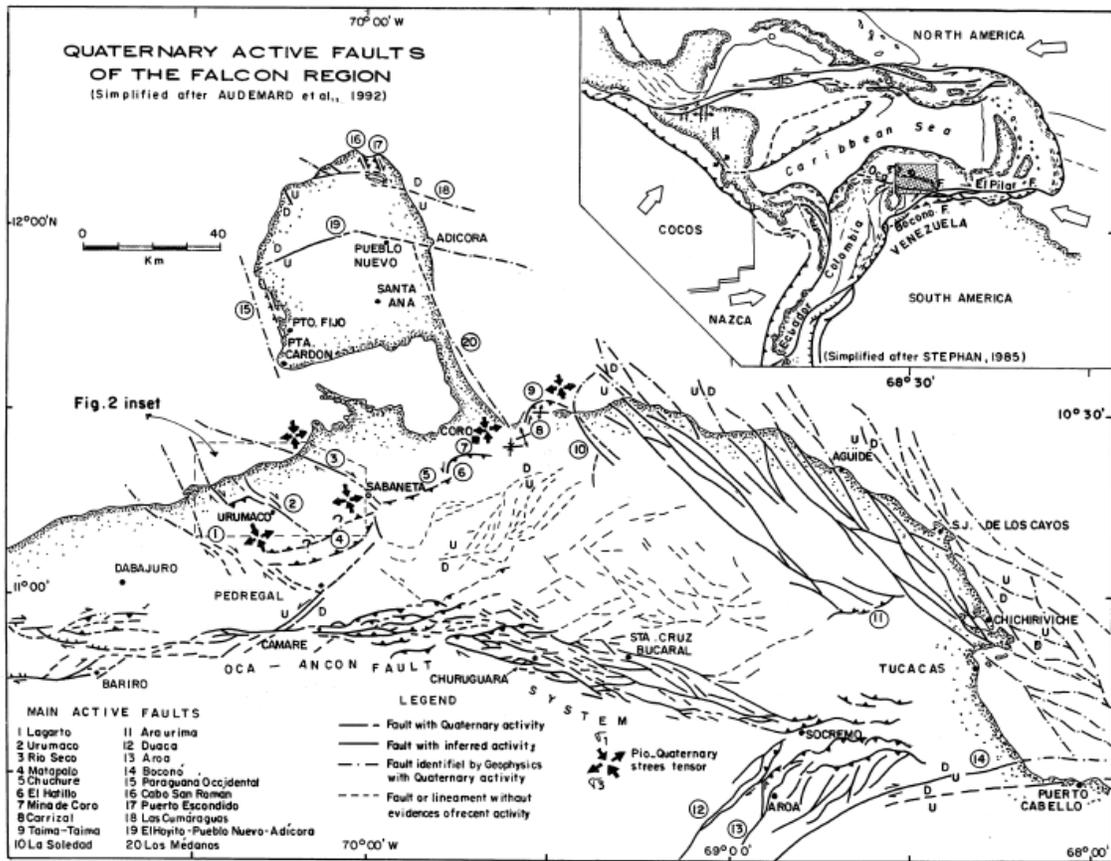
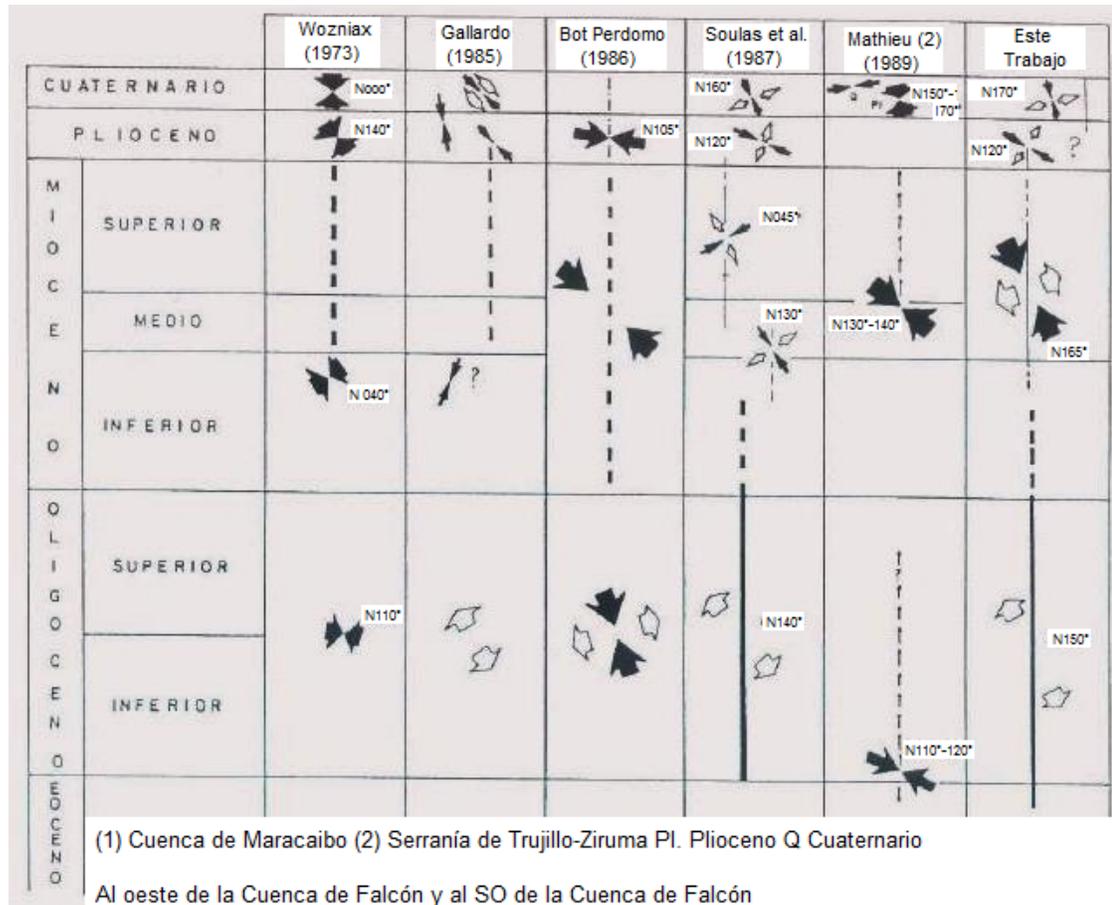


Figura 2.6 Mapa de Fallas Cuaternarias Activas en la Región de Falcón (simplificado después de Audemard et al. 1992). Cinco tipos de fallas son identificadas como activas bajo un margen de esfuerzos transpresivo caracterizado por un máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE y un mínimo esfuerzo horizontal ENE-OSO. (Tomado de Audemard y Singer, 1996).

Los patrones de configuración de los cinco tipos de fallas mencionados anteriormente permiten establecer que los rasgos estructurales que gobiernan o caracterizan el occidente son de tipo transcurrente, determinando que la región se encuentra bajo un tensor de esfuerzos regional siendo el máximo (SH) y mínimo (Sh) esfuerzos que se encuentran en el plano horizontal en las direcciones NNO-SSE y OSO-ENE, respectivamente. La confiabilidad de estos resultados está basada en los estudios micro-tectónicos (picos estilólíticos, ridel se corte, recrystalización y saltos), evaluación de depósitos Pliocuaternarios de Falcón, que indican un régimen tectónico de compresión transcurrente (Transpresión) de orientación principal SH (NNO-SSE). (Audemard y Singer, 1996).

A continuación en la Tabla N°1 se indica la posición de los tensores de esfuerzos y las direcciones principales a lo largo del tiempo geológico a partir del Cenozoico en el noroccidente del país según varios autores.

Tabla N°1 Diferentes calendarios geológicos propuestos para el NO venezolano (Tomado de Audemard, s/f).



CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Velocidades Sísmicas.

En general las velocidades sísmicas son conceptos que se usan a lo largo de todo el trabajo de procesamiento e interpretación sísmica, ya que es la propiedad física fundamental de dichos estudios. A menudo estas velocidades tienden a confundir, ya que están acompañadas de distintos adjetivos calificativos que las distinguen unas de otras, de acuerdo a su utilidad, forma de cálculo e interpretación física, dichas velocidades son: velocidad instantánea, velocidad promedio, velocidades RMS *Root Mean Square*, velocidad NMO *Normal Moveout*, velocidad interválica y velocidad de apilamiento. (Sheriff, 2001).

La velocidad de la onda compresional es una propiedad física de las rocas que depende de su densidad y de sus módulos elásticos. Para tener un mejor entendimiento de los distintos tipos de velocidades es necesario destacar como los expertos en estratigrafía clasifican las distintas unidades litológicas, ya que esto está íntimamente relacionado con la resolución vertical de la sísmica. Desde las capas más delgadas hasta las de mayor espesor son denominadas de la manera siguiente: láminas, paquetes de láminas, estratos, paquetes de estratos, secuencias y paquetes de secuencias.

Una lámina está caracterizada por ser una unidad rocosa homogénea, delgada (pulgadas de espesor), pero con una extensión lateral significativa y con una velocidad interválica constante. En términos de sísmica de reflexión las capas más delgadas son consideradas como unidades de secuencias estratigráficas (varios de

cientos de pies de espesor). La característica principal de las velocidades asociadas a estas grandes unidades litológicas es que son intervalos de tiempo de promedios pesados de las velocidades de cada una de las láminas que componen dichas unidades. Estas velocidades son denominadas velocidades interválicas (V o V_i). (Amery, 1993).

Velocidad Instantánea: es la rapidez medida en cualquier momento dentro de un frente de ondas en la dirección de propagación de la energía (perpendicular al frente de ondas). Este término es ocasionalmente utilizado como velocidad cuando es determinado a partir de un registro de impedancia acústica. (Sheriff 2001).

Velocidad promedio (V_{Bar} o average velocity): es la velocidad obtenida por medio de los estudios de velocidades en pozo, cuando los geófonos son bajados a través del hoyo mediante un cable y las fuentes son activadas en superficie cercanos al hoyo, el tiempo de viaje de las ondas sísmicas es medido desde el punto de tiro hasta el geófono figura 3.1^a. La velocidad promedio está dada por:

$$V_{\text{Bar}} = \frac{\sum_{i=1}^n V_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad (\text{Eq. 1})$$

Donde V_i es la velocidad de propagación de la onda en una capa y t_i es el tiempo de transito de la onda en dicha capa.

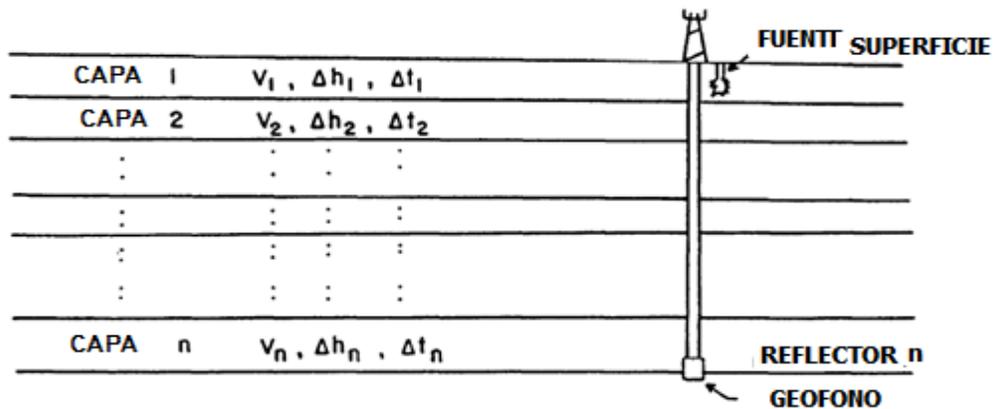


Figura 3.1a Modelo geológico simple que muestra mediciones de velocidad promedio V_{Bar} en un estudio de velocidades en pozo. (Tomado y modificado de THE LEADING EDGE, Noviembre 1993).

Velocidad NMO (V_{NMO}): En el caso de una capa horizontal con velocidad constante la curva de reflexión de los tiempos de viaje como función del *offset* esta dado por una hipérbola. La diferencia en los tiempos de viaje para un *offset* dado y un *offset* cero (incidencia normal) se denomina Normal *Moveout* (NMO), y la velocidad para corregir el normal *moveout* se denomina velocidad normal *moveout*.

En el caso de un modelo simple de la tierra, es decir, con un solo reflector horizontal la velocidad NMO es igual a la velocidad del medio por encima de dicho reflector. Para modelos de la tierra con un solo reflector buzante la velocidad NMO es igual a la velocidad del medio dividida por el coseno del ángulo de buzamiento, cuando el reflector buzante es visto en tres dimensiones el ángulo de azimut (entre el buzamiento y la dirección del perfil) se convierte en un factor adicional.

Los tiempos de viaje como función del *offset* para series de capas horizontales con isovelocidades es aproximadamente una hipérbola, esta aproximación es mejor en caso de *offsets* cercanos que en lejanos, el primer caso dentro de un modelo de capas planas las velocidades NMO es equivalente a la velocidad RMS. En medios de estratos con buzamiento arbitrario las ecuaciones de tiempo de viaje son más complicadas. Por otro lado, existen ciertas diferencias entre las velocidades NMO y las velocidades de apilamiento, que generalmente, no son tomadas en cuenta en la práctica. Las velocidades NMO están basadas sobre pequeñas distribuciones hiperbólicas de los tiempos de viaje, mientras que las velocidades de apilamiento se basan sobre la hipérbola de mejor ajuste de los datos a lo largo de todo el tendido. (Yilmaz, 2000).

El incremento de los tiempos de llegada de las ondas al aumentar la distancia fuente-receptor están referidos al normal *moveout*. La ley de reflexión establece que una imagen del punto (I) proveniente del punto de disparo (S) en la línea normal de reflector a igual distancia de (H) por debajo del reflector tales que las distancia de los

rayos SPG es la misma distancia que IPG (figura 3.1.b) Utilizando el teorema de Pitágoras se tiene la ecuación del normal *moveout*:

$$IPG^2 = X^2 + 2H^2 \quad (\text{Ec. 2})$$

$$VT_x^2 = X^2 + VT_o^2 \quad (\text{Ec. 3})$$

$$T_x^2 = \left(\frac{X}{V}\right)^2 + T_o^2 \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde X es la distancia entre fuente y receptor, H es el espesor de la capa, To es tiempo de transito de la onda a través de la capa a incidencia normal y V es la velocidad.

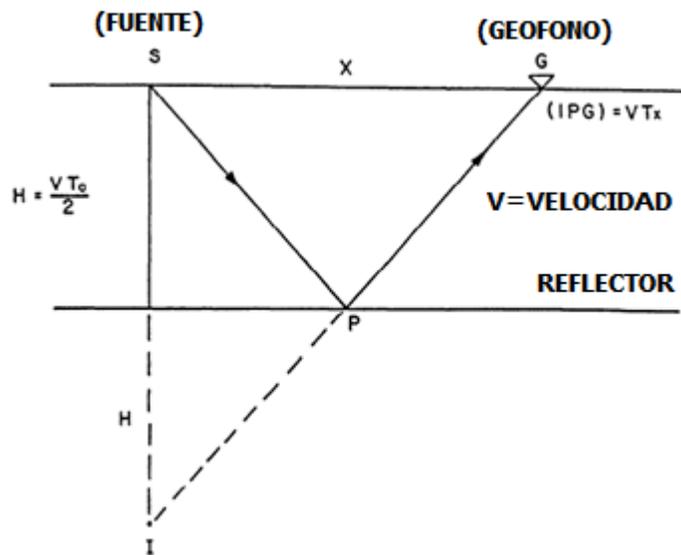


Figura 3.1b Modelo Geológico de una sola capa con reflector horizontal. (Tomado y modificado de THE LEADING EDGE, Noviembre 1993).

La función hiperbólica es fácilmente interpretada de manera grafica en términos de X^2 y T^2 mediante la cual es transformada la función hiperbólica en una función lineal de la forma $y= mx+b$ (figura 3.1c). El intercepto de la pendiente es de la forma $m= 1/V^2$. Si los valores de T_x^2 y X^2 provienen de la información de CMP *Gathers* se

puede calcular la constante m y b ($1/V^2$ y T_0^2) donde la velocidad obtenida es definida como velocidad normal *moveout*. (Amery, 1993)

$$T_x^2 = \left(\frac{X}{V_{nmo}} \right)^2 + T_0^2 \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde X corresponde a la distancia entre la fuente y el receptor, V_{nmo} es la velocidad *normal moveout* y T_0 es el tiempo de transito a incidencia normal.

La velocidad NMO puede ser calculada de varias maneras. Mediante el gráfico X^2 y T^2 con el ajuste de una línea recta a través de los puntos, midiendo la pendiente y el intercepto de la línea. Para un modelo simple de una sola capa $V_{NMO} = V_{BAR}$, en el caso de un modelo de múltiples capas la V_{NMO} es mucho mayor que la V_{BAR} . (Amery, 1993).

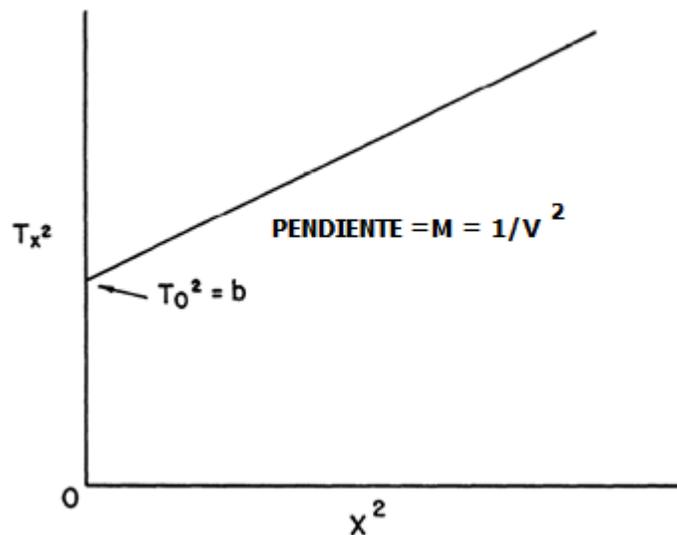


Figura 3.1c Gráfico $X^2 - T^2$ para un modelo simple de una sola capa. (Tomado de THE LEADING EDGE, Noviembre 1993).

Velocidad RMS (Root Mean Square): es una velocidad que no mide o no responde a una propiedad física del subsuelo, simplemente es una herramienta matemática que

permite calcular la relación de velocidades existente entre cada una de las capas de un modelo geológico de estratos horizontales. En pocas palabras las V_{RMS} son simplemente, el promedio pesado de las velocidades de cada una de las capas, por ende dicho peso es en función de las velocidades interválicas. (Sheriff, 2001).

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}} \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde V_i es la velocidad interválica y t_i el tiempo interválico

Según Carter (1993), las velocidades RMS pueden ser convertidas a velocidades interválicas mediante la ecuación de Dix.

$$V_i = \sqrt{\frac{V_{rms2}^2 t_2 - V_{rms1}^2 t_1}{t_2 - t_1}} \quad (\text{Ec. 7})$$

Donde los subíndices 1 y 2 se refieren al límite superior e inferior del intervalo respectivamente.

Velocidad de apilamiento (V_s): es el valor de la velocidad estimada de los análisis de velocidades, ésta es utilizada para el apilamiento de los CMP *gathers*. En los *offsets* cercanos a cero, la velocidad de apilamiento se puede considerar como la misma V_{NMO} . (Sheriff 2001).

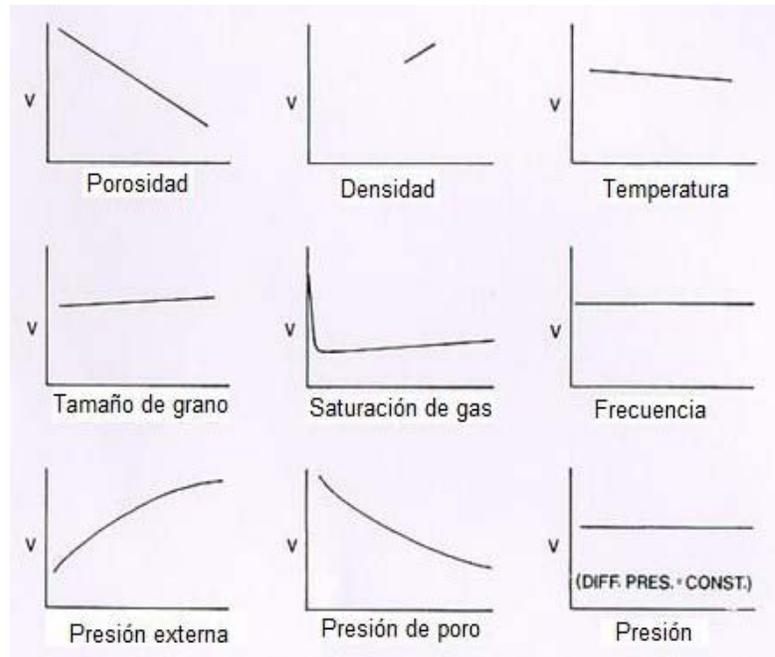


Figura 3.1d Efectos de varios factores sobre las velocidades sísmicas (Tomado y modificado de Sheriff; 2001).

Velocidad de propagación de las ondas longitudinales en rocas

Roca sana	Velocidad de propagación de las ondas V_p (m/s)
Arenisca	1.400-4.200
Basalto	4.500-6.500
Caliza	2.500-6.000
Conglomerado	2.500-5.000
Cuarcita	5.000-6.500
Diabasa	5.500-7.000
Dolerita	4.500-6.500
Dolomía	5.000-6.000
Gabro	4.500-6.500
Gneiss	3.100-5.500
Granito sano	4.500-6.000
Lutita	1.400-3.000
Marga	1.800-3.200
Mármol	3.500-6.000
Pizarra	3.500-5.000
Sal	4.500-6.000
Yeso	3.000-4.000

Figura 3.1e Velocidades de propagación de las ondas longitudinales en roca (Tomado de González et al, 2002)

3.2 Modelo de Velocidades.

Los modelos de velocidades son una representación espacial de las velocidades a través de cada uno de los estratos o capas del subsuelo tomando, generalmente, la velocidad de cada capa constante a través de las cuales pasan los rayos de los distintos frentes de onda obedeciendo a la ley de Snell. Generalmente la velocidad utilizada para generar dichos modelos es proveniente de las velocidades de migración sísmica; en especial de las migraciones en profundidad. Los modelos de velocidades también son llamados cubos de velocidades. (Sheriff 2001).

3.3 Gráficos Tiempo-Profundidad a partir de los datos sísmicos.

La estimación de los intervalos de velocidades a partir de la Ecuación 7, permite construir los gráficos tiempo-profundidad (figura 3.3) provenientes de datos sísmicos muy similares a los obtenidos de los estudios de velocidades en pozos. Se comienzan desde la superficie, los intervalos de espesores entre los reflectores adyacentes son computarizados y colocados juntos para obtener la profundidad (z), para cada reflector, luego la profundidad es graficada para cada tiempo de reflexión generando así el gráfico Tiempo-Profundidad. Si estos gráficos son utilizados para realizar una migración sísmica o una conversión tiempo-profundidad de los datos sísmicos, será necesario realizar sobre ellos un suavizado o promedio, ya que en algunos casos cuando se realicen perfiles de velocidades provenientes de los *gathers* a menudo se presentarán anomalías que difícilmente sean respuesta de algún evento geológico. (Amery, 1993).

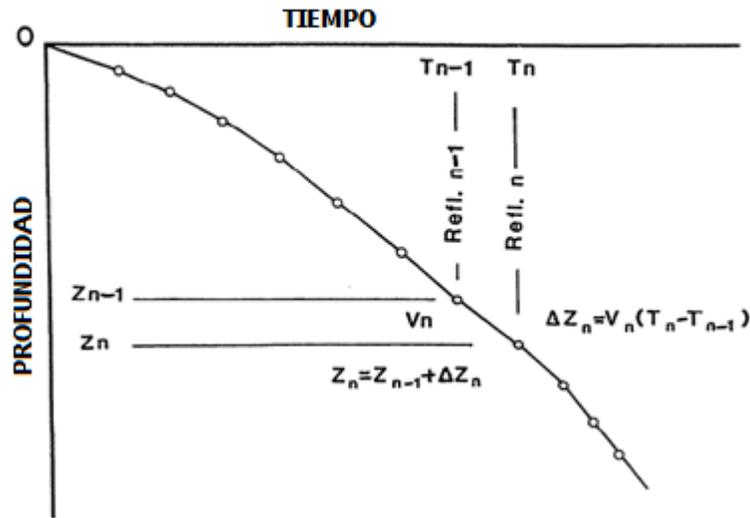


Figura 3.3 Gráfico Tiempo-Profundidad a partir de velocidades sísmicas y tiempos de reflexión.
 (Tomado y modificado de THE LEADING EDGE, Noviembre 1993).

3.4 Análisis de Velocidades

El análisis de velocidades involucra todos aquellos procesos que permiten evaluar los distintos valores de velocidades calculados a partir de diferentes técnicas, con la finalidad de poder corregir cada una de las trazas provenientes de un CDP *gather* para su posterior apilamiento (suma de trazas) aumentando la relación señal-ruido en los datos y disminuyendo, al mismo tiempo, el volumen de los mismos para obtener un imagen mejorada del subsuelo. Un buen modelo de velocidades es la base de un proceso de apilamiento, apropiada conversión tiempo-profundidad y una corrección geométrica de los eventos (migración). El objetivo principal del análisis de velocidades es encontrar la velocidad más adecuada que nos permita horizontalizar los reflectores asociados a un mismo CDP. Entre las técnicas para el cálculo de dichas velocidades tenemos: análisis de de gráficas (X^2-T^2), paneles de velocidades constantes (CVP= *Constant Velocity Panels*), velocidades constantes de apilamiento (CVS= *Constant Velocity Stack*) y espectro de velocidades. (Kruck, 2003).

Algunos factores que afectan la estimación de las velocidades son: profundidad de los reflectores, *moveout* de las reflexiones, longitud del tendido, relación señal/ruido, ancho de banda de la sísmica, correcciones estáticas, buzamiento de los reflectores y número de trazas. (Kruck, 2003)

3.5 Sísmica de Reflexión Marina.

Actualmente la industria petrolera utiliza la sísmica 2D y 3D como herramienta base para la exploración, con el fin de localizar yacimientos, dichos estudios geofísicos no se limitan a adquisiciones terrestres, sino que también tienen su aplicación marina o costa afuera (*offshore*).

Aunque se ha hecho algún uso de observaciones gravimétricas y magnéticas, que responden a cambios de densidad y magnetización de las rocas, es el método sísmico más utilizado para obtener la estructura del subsuelo. La idea básica es simple, ondas de baja frecuencia son generadas en la superficie por una fuente de alta energía, estas viajan por la tierra y son reflejadas en los topes y bases de las rocas donde hay un cambio de propiedades. Esto es grabado por receptores en superficie, y luego de procesar los datos se obtiene la imagen del subsuelo (Bacon, Simm y Redshaw, 2003)

La adquisición de sísmica de reflexión marina puede ser llevada a cabo mediante dos tipos de estudios distintos, los cuales, difieren considerablemente en costos operativos, tamaño de fuente, penetración efectiva, entre otros aspectos. El primero de ellos es el estudio tipo Punto de Profundidad Común (CDP) y el otro es el estudio conocido como perfilamiento marino. (Stone, 1994).

En líneas generales la sísmica convencional 2D terrestre se puede resumir como una fuente seguida por un grupo de receptores sobre una línea recta tanto como el medio lo permita. La adquisición marina es exactamente de esta naturaleza, por lo tanto,

todas las ecuaciones y principios descritos para la sísmica 2D se aplican para la sísmica marina. Sin embargo, existen diferencias claras entre la adquisición 2D terrestre y la adquisición marina. En tierra, hay una completa libertad para el intervalo de tiempo entre disparo y disparo y el muestreo espacial, por el contrario, sobre el agua el bote debe mantener el movimiento de tal modo que conserve al cable recto y alineado lo que conlleva a la existencia de un factor limitante basado en el tiempo necesario para re-armar y disparar la fuente, y que está relacionado a la velocidad del bote y a la distancia que viaja mientras re-arma la fuente. Por otro lado, la longitud de registro (tiempo de grabación) también afecta el espaciamiento entre disparos. Otro factor de importancia es el giro de retorno que realiza el bote, ya que después de cada viaje lineal cubriendo el diseño sísmico, el bote necesita bastante espacio para girar arrastrando el cable por su parte trasera (popa), lo que implica que dicha área de giro necesita estar tan libre de obstáculos como sea posible, puesto que el tráfico de otras embarcaciones podría interferir en las actividades e incluso dañar los equipos o cortar los cables. (Stone, 1994).

3.6 Diferencia en tiempo entre datos sísmicos (*Misties Sísmicos*)

En la actualidad el uso de la sísmica de reflexión se ha incrementado notablemente en la búsqueda exhaustiva del petróleo como fuente energética, causando mayor énfasis en el incremento de la producción de los campos. Dicho incremento de la producción ha estado localizado en la estandarización de los parámetros de campo (profundidad del punto de tiro, tamaño de la carga, parámetros de filtros entre otros) para los estudios sísmicos, por lo tanto, se han eliminado los costos de los diseños de parámetros de adquisición sísmica para cada punto de tiro. Sin embargo, la estandarización ha introducido un error estático debido a la no estandarización de la naturaleza de la capa meteorizada cercana a la superficie (adquisición en tierra). El aumento de la longitud de los tendidos y el uso de fuentes en superficie ha disminuido la habilidad de los intérpretes para identificar los primeros quiebres y así

determinar las zonas de baja velocidad o capa meteorizada. Cada uno de estos factores incrementa los *misties* sísmicos encontrados en las intersecciones de las líneas sísmicas. (Indelicato y Moore, 1986).

Los *misties* sísmicos están definidos por la diferencia entre los valores de un campo medido sobre el cruce de líneas en sus puntos de intersección o nodos. Esos *misties* son una fuente importante de errores en la interpretación, por lo tanto deben ser corregidos a tal punto de minimizar sus valores y en la medida de lo posible, de eliminarlos por completo. Las principales causas de los *misties* están asociadas las diferencias en los errores de medición y variaciones en tiempo de los campos medidos sobre las líneas que se cruzan, específicamente, se observan en los puntos de intersección, por lo tanto el primer paso para la reducción de los mismos, es remover de los datos todas las variaciones de tiempo y errores sistemáticos atribuibles a las fuentes de error. Ambos, tanto los errores sistemáticos como los errores aleatorios son debido a variedades de fuentes, errores instrumentales y de navegación. (Bandy, Gangi y Morgan, 1990).

Otros autores complementan la causa de los *misties* a procesos de adquisición y procesamiento, en el caso de adquisición existen parámetros asociados a la fuente, receptores y la variedad de mecanismos de propagación de la energía, los cuales pueden trabajar en conjunto y generar los *misties*. Los factores asociados a la fuentes están controlados por efectos de capas cercanas a la superficie de baja velocidad o mejor conocida como capa meteorizada, los factores relacionados a los receptores pueden incluir el diseño de los arreglos, el acople entre los geófonos y el medio, efectos asociados a la superficie, ruido ambiental, y frecuencia de resonancia del receptor.

Por otro lado, todos los procesos involucrados en el procesamiento sísmico pueden ser fuentes importantes de *misties*. Los algoritmos de procesamientos rutinarios que son aplicados a los datos crudos para luego ser interpretados, pueden variar de una

línea a otra dentro de una misma campaña de adquisición o en distintas campañas. Los *misties* pueden surgir de la aplicación de dichos algoritmos como lo son: el filtrado de los datos, deconvolución, análisis de velocidades, migración, correcciones de estáticas de refracción y estáticas residuales. Aunque la magnitud del *misties* producida por cada uno de estos pasos del procesamiento puede ser pequeña, la contribución en conjunto de ellas puede generar grandes problemas en los datos. (Harper, 1989).

Según Indelicato, *et al* (1986) los *misties* sísmicos se pueden ajustar con dos tipos de correcciones: una corrección estática o de traslación y una corrección rotacional. La primera se caracteriza por trasladar todos los puntos a lo largo de la línea sísmica entre dos intersecciones, la misma distancia hacia arriba o hacia abajo. El segundo ajuste de *misties* por el contrario, cambia el buzamiento o forma del segmento de línea sísmica, éste debe ser aplicado con cuidado, ya que cambia la forma de la superficie de estudio.

En líneas generales, los *misties* se pueden corregir dependiendo de la fuente que los causa, es decir, si la fuente de *misties* está asociada a procesos de adquisición y procesamiento es conveniente hacer un cálculo de *misties* constante mediante un balance espectral de los datos; si la fuente de *misties* está asociada a efectos de migración se recomienda aplicar correcciones variables a nivel de horizontes. (Halliburton; 2002).

Los algoritmos matemáticos que son aplicados para la corrección de *misties* se fundamentan en el cálculo de mínimos cuadrados, con el objetivo principal de minimizar el residual una vez aplicada dicha corrección.

3.7 Interpretación Sísmica

Según Sheriff (2001), el sismograma sintético es una secuencia de reflexiones sísmicas artificiales creadas, asumiendo que una ondícula particular viaja a través de un modelo asumido en una dimensión. Se crea por la convolución de una ondícula con una función de reflectividad, en algunos casos la ondícula utilizada, es asumida, tal como es el caso de la ondícula Ricker (fase cero), pero también dicha ondícula proviene de un análisis de los datos sísmicos, en este caso la ondícula también es llamada como ondícula equivalente. En la figura 3.7a se observa el proceso esquemático de generación del sismograma sintético, en el cual se tiene un modelo geológico, a partir de éste se calculan los coeficientes de reflexión y se hace el modelo de traza (dato) y además se extrae de la sísmica la ondícula utilizada para convolucionar.

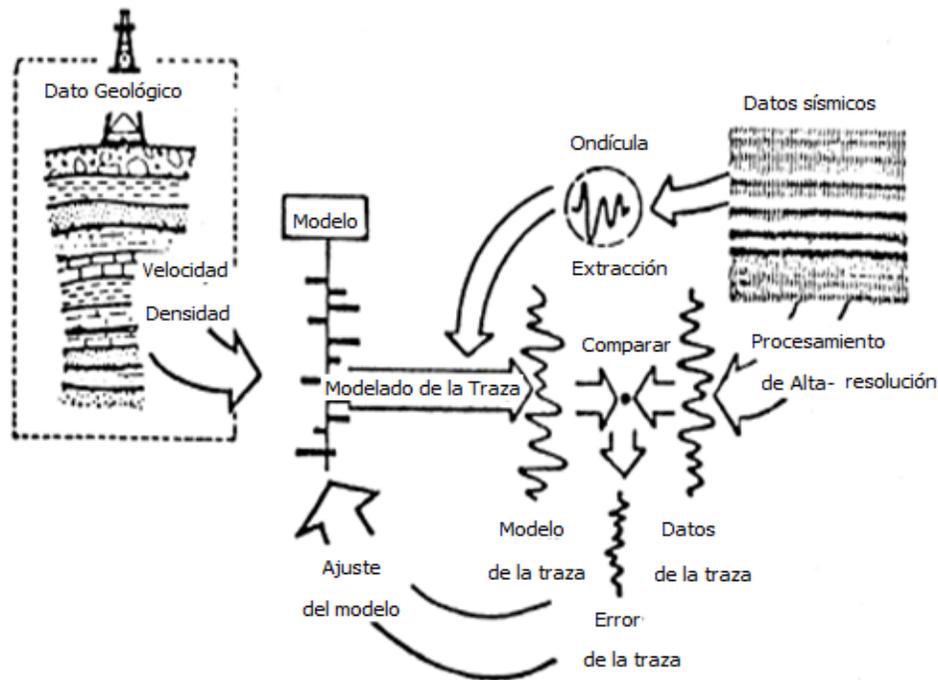


Figura 3.7a Generación esquemática del sismograma sintético. (Tomado y modificado de Stommel y Gaul, 1978.)

La herramienta del sismograma sintético es utilizada para asociar los datos de pozo con las reflexiones de los datos sísmicos estudiados, ya sea a nivel de una sísmica 2D o una sísmica 3D, en la cual se tienen distintas direcciones de visualización de datos, a nivel de líneas receptoras *Inline*, líneas fuentes *Crossline*, en cortes en tiempo *Timeslice* y en cualquier dirección arbitraria del cubo 3D.

Interpretación Sísmica Estructural

La interpretación sísmica estructural tiene como objetivo principal generar el contorno o marco estructural de la cuenca sedimentaria, lo cual a su vez, nos dará una visual de cómo la misma puede estar dividida en distintos compartimientos generados por las fallas que la atraviesan, según sea el caso. El resultado de una interpretación estructural es de suma importancia, ya que provee una fuente de información fundamental en la búsqueda de hidrocarburos, es decir, la estructura de la cuenca nos permite tener una idea general de cómo es la posible disposición de los estratos que descansan sobre ella y su evolución en el tiempo geológico. Asimismo, nos indica cuales pudieron haber sido las posibles rutas de migración del hidrocarburo, así como también las zonas que estructuralmente son potenciales trampas para la acumulación del mismo.

Las principales etapas de la interpretación sísmica estructural comprenden una evaluación geológica general, en la cual el interprete se ubica en el marco geológico regional y trata de identificar las fallas principales con el fin de delimitar los bloques a estudiar en detalle, luego entra en juego la correlación estratigráfica de pozos, la cual permite identificar la secuencias estratigráficas de interés, que a su vez están asociadas a contrastes de impedancias acústicas importantes (cambios de velocidades y densidades) que se identifican en las secciones sísmicas como reflectores continuos y con buena amplitud; éstos son denominados reflectores de interés (horizontes). Dichos horizontes serán interpretados a lo largo de todas las líneas 2D o el cubo 3D

según sea el caso, a fin de obtener como resultado final distintos mapas estructurales en tiempo y en profundidad. (Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., 2009).

Interpretación Sísmica Estratigráfica

La interpretación sísmica no sólo está enfocada en la determinación del modelo geológico estructural de la cuenca sedimentaria, sino también puede ser dirigida o complementada por una interpretación de menor escala y de mayor detalle que abarca el ámbito estratigráfico, con el fin de generar el análisis del comportamiento, configuración geométrica, disposición y características de los reflectores asociando a un ambiente de depositación de sedimentos. Asimismo, la interpretación estructural es complementada, refinada y realizada por las interpretaciones estratigráficas, mayormente conocida como sismo-estratigrafía o estratigrafía secuencial.

Los fundamentos básicos que gobierna la interpretación estratigráfica están sujetos a tres procesos principales como lo son: cambios en el nivel eustático del mar, ya sea a escala global o local, la tasa de aporte sedimentario y eventos tectónicos de subsidencia o levantamiento. Dentro de la estratigrafía secuencial existen varios conceptos importantes que se deben tomar en cuenta a la hora de realizar una interpretación sísmica, dichos conceptos serán explicados a continuación.

Secuencia de depositación: está definida como una unidad estratigráfica compuesta de relativas sucesiones conformables de estratos genéticamente relacionados y limitados en su tope y base por una disconformidad o su correlativa conformidad. (Mitchum, JR, Vail y Thompson; 1977). El concepto de secuencia según Sloss (1963) indica que una secuencia estratigráfica son unidades de rocas de alto rango como un grupo, megagrupo o supergrupo, que pueden ser seguidas en la mayoría de las áreas de un continente y están limitadas por una disconformidad de alcance interregional, por lo tanto tales secuencias tienen un significado cronoestratigráfico importante. La

principal diferencia entre ambos términos se encuentra en la escala de magnitud de la que se habla, además de que a nivel de secuencia sólo están limitadas por disconformidades a diferencia de las secuencia de depositación que pueden estar limitadas por disconformidades o por su correlativa conformidad y pueden ser seguidas en la mayoría de las áreas dentro del continente y de las cuencas marinas. (Mitchum et al. 1977).

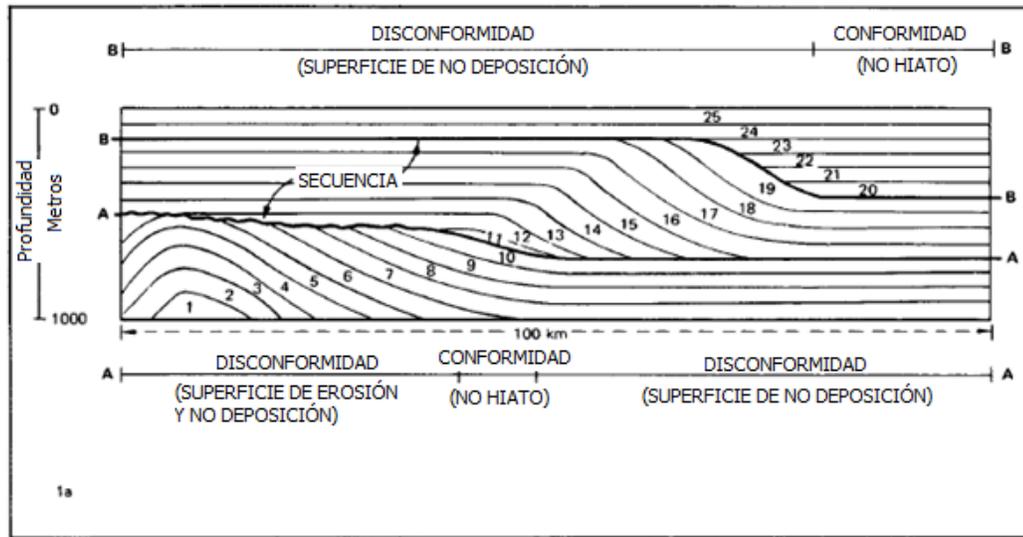


Figura 3.7b Sección de una secuencia estratigráfica general. Límites definidos por A y B los cuales pasan lateralmente desde una disconformidad a su correlativa conformidad. Unidades individuales de estratos del 1 al 25 son seguidos por las superficies de estratificación siguientes, y se asume conformidad donde sucesivos estratos están presente. Donde las unidades de estratos se pierden, los hiatos son evidentes. (Tomado y modificado de Mitchum et al. 1977).

La secuencia de depositación tiene su significado cronoestratigráfico, ya que han sido depositadas durante un intervalo de tiempo geológico limitado por las edades de los límites de secuencias donde éstos son conformidades, aunque los rangos de edades de los estratos dentro de la secuencias puedan diferir de un lugar a otro donde los límites son disconformidades. (Mitchum et al. 1977)

Una secuencia de depositación, generalmente, es de diez a cientos de metros de espesor, aunque los rangos pueden ser desde miles de metros a unos pocos milímetros. En general las escalas pequeñas se interpretan solo para distancias cortas, también existen límites prácticos impuestos por la resolución de la herramienta de

investigación, ya sea registros de pozos, símica o afloramientos. (Mitchum et al. 1977)

Límites de secuencias: un límite de secuencia debe estar bien definido, de manera tal de que el intérprete pueda seguirlo con precisión. Usualmente los límites de secuencia se definen como una disconformidad basada sobre una discordancia de los estratos. También las edades geológicas de las rocas por encima y debajo de la disconformidad son determinadas dando una medida de hiato en una localidad dada. Los límites de secuencias pueden ser disconformidades o conformidades (Mitchum et al. 1977).

- Disconformidad: es una superficie de erosión o no depositación que separa estratos más jóvenes de rocas viejas, y representa un hiato significativo (al menos que la parte conformable de una unidad geocronológica no esté representada por un estrato).
- Conformidad: es una superficie que separa estratos más jóvenes de estratos viejos, pero a lo largo del cual no hay evidencia de erosión o de un período de no depositación, por lo tanto no es indicador de un hiato significativo.
- Hiato: es un intervalo geológico de tiempo que no está representado por un estrato en una posición específica a lo largo de la superficie estratigráfica. Si el hiato comprende un intervalo de tiempo geológico significativo, la superficie estratigráfica es una disconformidad. La medición del intervalo de tiempo geológico que representan un hiato pueden ser medido mediante métodos radiométricos, y son cuantificados en unidades tales como: épocas, períodos o zonas de fauna por bioestratigrafía, correlaciones de inversión paleomagnética y otros métodos.

Relación de estratos con límites de secuencias: la relación de la disposición de los estratos con los límites de secuencias están caracterizados por el paralelismo o por la

falta de ellos, entre los estratos y la superficie de los límites. Si los estratos que se encuentran tanto por encima como por debajo del límite de secuencia son concordantes, quiere decir, que se disponen paralelos, por lo tanto no hay evidencia física de disconformidad. Si por el contrario tanto los estratos que se encuentran por encima o por debajo del límite de secuencia son discordantes, es decir, chocan en contra de la superficie, en este caso si hay evidencia física de una disconformidad o interrupción estructural. Las discordancias es el principal criterio físico que permite identificar un límite de secuencia, ya que se pueden observar la manera en la cual los estratos terminan en contra de una superficie de límite de secuencia. Dichas terminaciones son conocidas como terminaciones sísmicas.

Terminaciones sísmicas: es el estudio de la estratigrafía y facies de depositación a partir de la interpretación de datos sísmicos. Las terminaciones de la sísmica de reflexión y su configuración son interpretadas como patrones estratigráficos y son utilizados para reconocer y correlacionar las secuencias de depositación, ambientes y estimación de litofacies. El análisis de las secuencias sísmicas subdivide las reflexiones en paquetes de reflexiones concordantes, las cuales están separadas por superficies de discontinuidades, definidas por terminaciones de reflexiones sistemáticas. Las terminaciones de reflexiones incluyen: truncamiento por erosión, *toplap*, *onlap* y *downlap*. (Mitchum, JR, Val, Sangree; 1977).

- Discordancia del tope: estas discordancias en el tope de la secuencia incluyen truncamiento de erosión y el *toplap*. El primero implica la posición de un estrato y su posterior remoción a lo largo de la superficie de disconformidad. Los *toplap* son las terminaciones sísmicas que se interpretan como estratos que chocan contra la superficie superior de la secuencia como resultado de la no depositación
- Discordancias de base: éstas incluyen los *onlap* y *downlap*. Los *onlap* son la relación en la cual la reflexión sísmica es interpretada, inicialmente,

como una estrato horizontal que termina chocando progresivamente contra una superficie inclinada o estratos inicialmente inclinados buzamiento arriba que terminan chocando progresivamente con una superficie de mayor inclinación. Por otro lado, los *downlap* son la relación en la cual la reflexión sísmica es interpretada inicialmente como estratos inclinados buzamiento abajo que terminan chocando con una superficie inclinada u horizontal. Si el *onlap* no puede ser distinguido del *downlap* es llamado *baselap*, estos casos se dan en zonas donde hay una intervención importante de eventos tectónicos que han alterado la deposición original de los estratos en las secuencias.

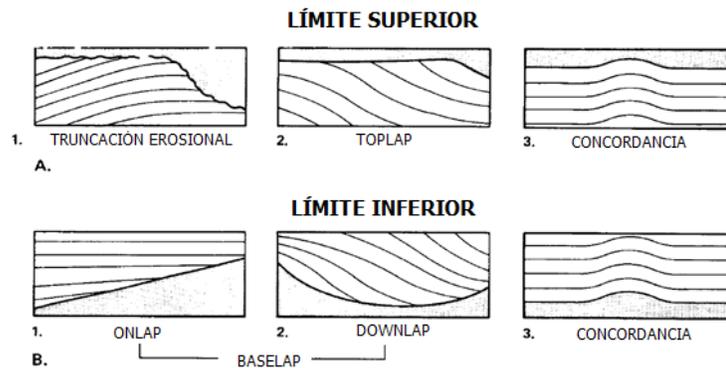


Figura 3.7c Relación de los estratos con los límites de secuencias de deposición.

A. Relación de los estratos con el límite superior de la secuencias. A1. Truncamiento de erosión: los estratos del tope de una secuencia dada chocan contra el límite superior de la misma como resultado de eventos erosivos. A2. *Toplap*: estratos inicialmente inclinados en el tope de una secuencia dada que chocan con el límite superior de la misma resultado de un período de no deposición. A3. Concordancia del tope: relación en la cual los estratos del tope de una secuencia dada no chocan con el límite superior de la misma.

B. Relación de los estratos con el límite inferior de la secuencia. B1. *Onlap*: son estratos de la base de una secuencia inicialmente horizontales que chocan con una superficie inicialmente inclinada. B2 *Downlap*: estratos de la base de una secuencia inicialmente inclinados con buzamiento hacia abajo que chocan progresivamente contra una superficie inclinada u horizontal. B3 Concordancia de la base: estratos de la base de una secuencia que no chocan con su límite inferior. (Tomado y modificado de Mitchum et al. 1977).

Facies sísmicas: el análisis de facies sísmicas nos permite interpretar ambientes de depositación y litofacies a partir de datos sísmicos. Las facies sísmicas son grupos de reflexiones cuyos parámetros (configuración, amplitud, continuidad, velocidad intervállica y frecuencia) las diferencian de un grupo de reflexiones adyacente. A continuación se presenta un cuadro donde se muestran los distintos parámetros de las reflexiones sísmicas y su correspondiente significado geológico. (Tomado de Mitchum et al. 1977).

Tabla N°2. Parámetros de reflexión sísmica usados en la estratigrafía sísmica y su significado geológico.

PARÁMETROS DE FACIES SÍSMICAS	INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA
Configuración de la reflexión	<ul style="list-style-type: none"> • Patrones de capas • Procesos de deposición • Erosión y paleo-topografía • Contacto de fluidos
Continuidad de la reflexión	<ul style="list-style-type: none"> • Continuidad de capas • Procesos de deposición
Amplitud de la reflexión	<ul style="list-style-type: none"> • Contraste de velocidad-densidad • Espaciamiento entre capas • Contenido de fluido
Frecuencia de la reflexión	<ul style="list-style-type: none"> • Espesor de capa • Contenido de fluido
Velocidad intervállica	<ul style="list-style-type: none"> • Estimación de litología • Estimación de porosidad • Contenido de fluido
Forma externa y asociación areal de las unidades de facies sísmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Ambiente de deposición • Fuente de sedimentos

La configuración de las reflexiones sísmicas son uno de los patrones más representativos y más utilizados a la hora de hacer el análisis de facies sísmicas, esto

es debido a que dichas configuraciones están asociadas a los patrones geométricos de la disposición de los estratos dentro de una unidad estratigráfica, éstos son principalmente indicadores de procesos de depositación y movimientos estructurales posteriores. Las principales configuraciones de las reflexiones sísmicas son patrones simples que pueden ser muy complejos, entre ellos se encuentran los siguientes: paralelo y subparalelo, divergente y progradantes. Las configuraciones progradantes a su vez se subdividen en sigmoides, oblicuo, paralelo, complejo sigmoide-oblicuo, *shingled* y *hummocky* cliniformos.

- Configuración paralela y sub-paralela: sugiere una estabilidad tectónica del talud y una rata de depositación estable.
- Configuración divergente: sugiere variaciones laterales en la rata de depositación.

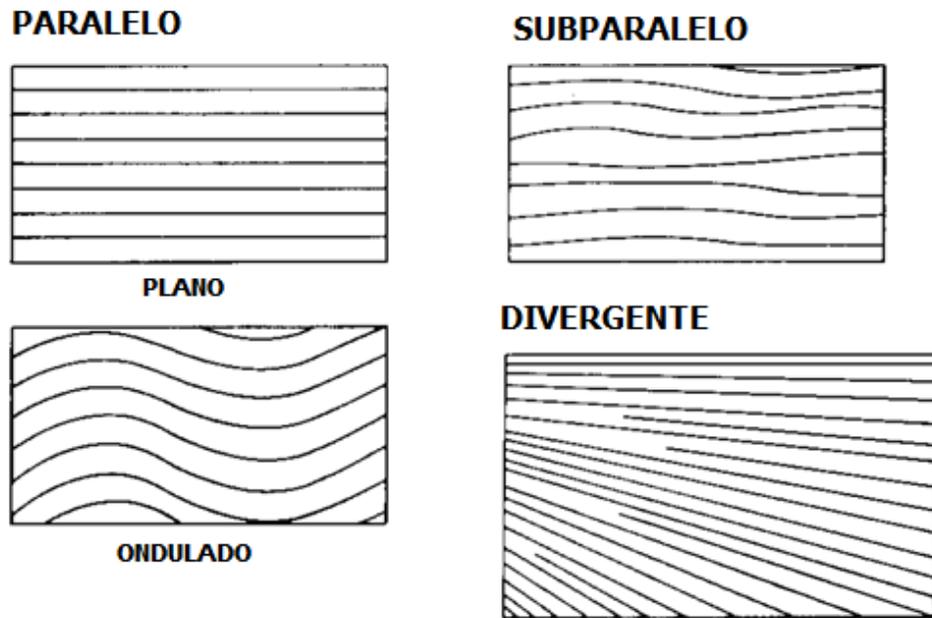


Figura 3.7d configuración de reflexión sísmica paralela, sub-paralela y divergente. (Tomado y modificado de Mitchum et al. 1977).

Configuración de reflexiones progradantes: son producto del progresivo desarrollo de una sutil pendiente en la superficie de depositación llamada cliniformo. Las variaciones del cliniformo son debido a las distintas ratas de depositación de sedimentos y las variaciones en la profundidad del agua.

- Progradación Sigmoidal: los estratos del tope de la secuencia presentan una disposición horizontal o bajo ángulo de buzamiento, por lo tanto son concordantes con el límite superior de unidad de la facies, los estratos de la base de la secuencia presentan una ligera pendiente y las reflexiones sísmicas muestran terminaciones de *downlap* reales o aparentes. Esta configuración sugiere baja tasa de sedimentación, una relativa y rápida subsidencia o una rápida elevación del nivel del mar, permitiendo así la depositación y preservación de los estratos en el tope.
- Progradación Oblicua: dentro de este tipo de configuración se distinguen dos clases la oblicua tangencial y la oblicua paralela. La primera, es un patrón progradante donde el buzamiento decrece gradualmente en las porciones bajas de los estratos, formando concavidades hacia arriba de los estratos que pasan a buzamientos sutiles en las capas más profundas. Las terminaciones sísmicas chocan tangencialmente contra el límite inferior de la unidad con un *downlap* real o aparente. En el caso de la progradación oblicua paralela, los estratos se disponen paralelos y con un alto ángulo de buzamiento chocando contra el límite inferior de la unidad. La configuración oblicua implica combinaciones de una alta tasa de sedimentación, baja o no subsidencia y un nivel del mar estable que permita el rápido llenado de la cuenca, esto a su vez sugiere patrones de alta energía.
- Progradación compleja sigmoidal-oblicuo: esta configuración es un patrón de cliniformo, el cual consiste en una combinación variable de sigmoide y progradación oblicua dentro de una misma unidad de facies. En su parte

superior el segmento de facies está caracterizado por la alternación de sigmoide horizontales y segmentos oblicuos con terminaciones de tipo *toplap*.

- Progradación *Shingled*: esta configuración son patrones paralelos de los límites superior e inferior con un buzamiento sutil paralelo y oblicuo que terminan en aparentes *toplap* y *downlap*. Esta configuración está asociada a aguas someras.
- *Hummocky* clinoformo: consiste en irregulares, discontinuos y sub-paralelos segmentos de reflexiones formando patrones prácticamente aleatorios de *hummocky*. Generalmente estos patrones son interpretados en estratos pequeños de aguas someras en pro-deltas o posiciones inter-deltaicas.

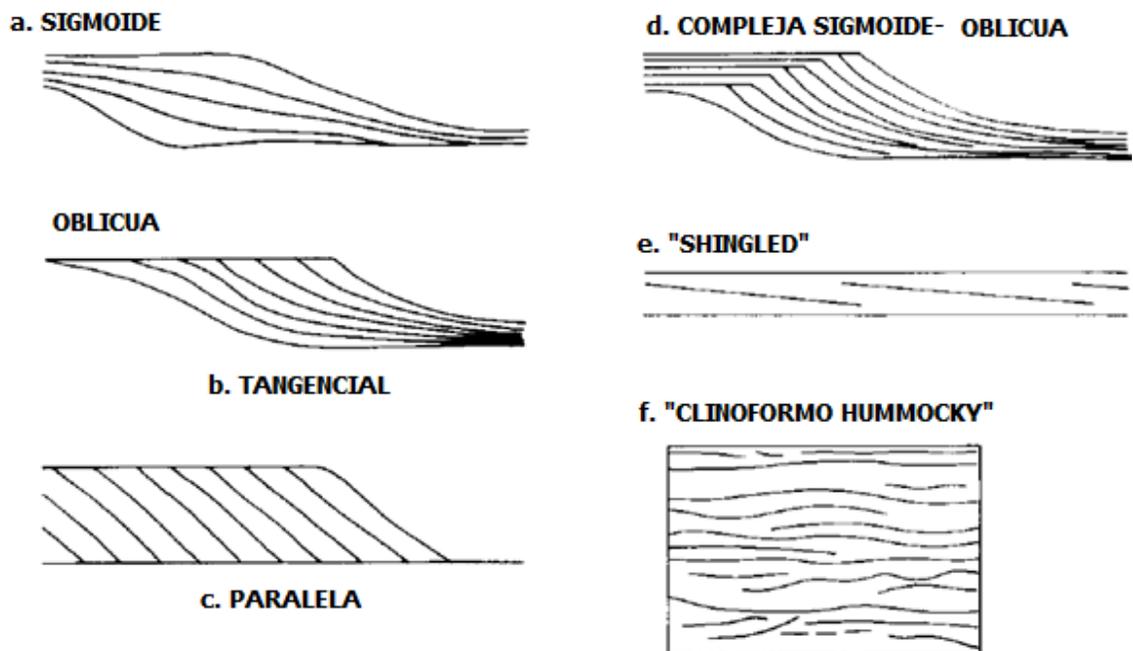


Figura 3.7e Patrones de reflexiones sísmicas interpretados como clinoformas. (Tomado y modificado de Mitchum et al. 1977).

3.8 Registro de Pozos como Herramienta de Interpretación.

Realizar una perforación es una decisión que debe ser tomada con gran cuidado, ya que es necesario para ello hacer una inversión económica de gran envergadura, la cual está sujeta a grandes riesgos. Sin embargo, la perforación es una herramienta de gran utilidad para la interpretación sísmica y caracterización estratigráfica de un área, ya que nos permite obtener resultados certeros de la litología que estamos estudiando, y el nivel de resolución de la información nos permite discriminar las litologías cada 0.5pies y hasta obtener un nivel de detalle en centímetros.

Según Rey y Galeotti (2008), la información de las formaciones geológicas de estudio se obtiene directamente mediante muestras que pueden provenir, ya sea durante la perforación como roca triturada (ripios) o durante la aplicación de métodos especializados para ello como los núcleos.

Los registros de pozos son adquiridos durante y después de las operaciones de perforación y representa el 90% de toda la información obtenida y sólo requieren de 5-10% del presupuesto de toda la perforación. Mediante la información de los registros de pozos es posible obtener información de las distintas propiedades físicas de las rocas en función de la profundidad vertical, tales propiedades son: resistividad (Registro de Resistividad) , radioactividad (Registro Gamma Ray), potencial espontáneo (Registro SP), densidad (Registro de Densidad), velocidad de propagación de ondas (Registro Sónico). A su vez, estas propiedades nos permiten hacer una discriminación litológica, obtener parámetros petrofísicos como porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos que son fundamentales para determinar si la formación es un potencial reservorio de Hidrocarburos o no, estos registros son denominados como registros de pozos clásicos. Por otro lado existen registros de pozos especializados, estos son comúnmente denominados como registros sísmicos

de pozos, entre ellos se encuentran los Perfiles Sísmicos Verticales (VSP), los tiros de verificación (*Check Shots*) o *Well Seismic Tool* (WST).

Puntos de Verificación (WST): la herramienta sísmica de pozo tiene cuatro geófonos uniaxiales apilados que son sensibles a los movimientos verticales. Las fuentes de energía generalmente son cañones de aire o camiones vibradores, dependiendo si la adquisición es costa fuera o en tierra, respectivamente. Los hidrófonos o geófonos se encuentran dentro del pozo grabando las llegadas de las ondas directas y reflejadas. En general estos estudios sísmicos de pozos miden las velocidades de las formaciones entre la fuente y el receptor en el pozo, varios disparos son realizados en el mismo punto y apilados con el fin de mejorar la relación señal/ruido.

Los estudios de *Check-Shots* son utilizados para corregir las velocidades obtenidas de los intervalos de tiempo de tránsito derivados de los registros sísmicos, el ajuste del sísmico puede ser usado para la conversión de la sísmica de tiempo a profundidad y para el cálculo de las impedancias acústicas, necesarias a la hora de generar el sismograma sintético. Las velocidades de formación obtenidas a partir de los registros sísmicos pueden diferir de las velocidades obtenidas a partir de la sísmica y de los estudios de *Check-shots* por diversas razones (Schlumberger, 1998)

- La dispersión de las velocidades con la frecuencia, las velocidades de la sísmica son tomadas a frecuencias de 50Hz es mucho menos del 6% de las frecuencias para los registros de pozos, que se encuentran alrededor de los 20.000Hz.
- Efectos del hoyo, pueden haber alteraciones de la formación, las cuales pueden disminuir las velocidades aparentes del registro sísmico.

Los tiros de verificación, pueden ser realizados en el tope del datum de referencia de la sísmica, en el tope de las formaciones de interés, en el tope de los registros sísmicos y con un espaciamiento no mayor de 500pies. (Schlumberger, 1998).

Perfiles Sísmicos Verticales (VSP): estas mediciones de ondas acústicas tiene la particularidad que a diferencia de la adquisición tradicional, se necesita de un pozo perforado, lo que implica que tiene un alto costo en la industria. Sin embargo, presentan grandes ventajas con respecto a las mediciones sísmicas estándar como: la profundidad de los receptores es conocida mejorando los modelos de velocidades en profundidad, pequeños tiempos de viaje mejorando la resolución vertical debido a que se reduce la atenuación, mejora la discriminación entre ondas primarias y múltiples y mejora la convolución, ya que se tienen mediciones de ondas directas. (Kruck, 2003).

Asimismo, los VSP son una herramienta más confiable de correlación entre el pozo y los datos sísmicos que los sismogramas sintéticos derivados de los registros sísmicos de pozos, ya que los VSP tiene un ancho de banda más parecido a los datos sísmicos que los registros sísmicos y estas mediciones no dependen de las condiciones del hoyo, por consiguiente, no se ven afectados por las zonas de derrumbe *Washout*. (Yilmaz, 2000).

Se pueden distinguir tres tipos de VSP de acuerdo a la ubicación de la fuente y receptores teniendo en cuenta que los receptores siempre estarán dentro del pozo. VSP *cero offset* la fuente se encuentra en superficie muy cercana al pozo, VSP *offset* la fuente se encuentra a cierta distancia del pozo y VSP *walk-away* las mediciones son realizadas a distintas distancia entre la fuente y el hoyo. (Kruck, 2003).

3.9 Conversión tiempo-profundidad

La conversión tiempo profundidad es un procedimiento de vital importancia a la hora de generar un modelo geológico estructural del subsuelo, ya que las mediciones sísmicas están dadas en el dominio del tiempo, pero la información de los estudios de pozos, de la cual la interpretación sísmica se apoya están en profundidad. Las imágenes en profundidad son mayormente utilizadas cuando la zona de estudio presenta un campo de velocidades con alta variabilidad y una geología estructural sumamente compleja, en la cual las imágenes del subsuelo en el dominio del tiempo no le permite al intérprete tener un entendimiento claro de la geología presente. (Brown, 2003).

La obtención de imágenes en profundidad es sumamente costosa y en la mayoría de los casos es poco precisa. La mejor conversión tiempo-profundidad se obtiene de los datos pre apilados y migrados en profundidad a partir de un volumen sísmico 3D y una intensiva sección de cómputo, la cual depende críticamente de la precisión al calcular el campo de velocidades. Dicho campo de velocidades no puede ser determinado hasta que la geología estructural haya sido estudiada, de la misma manera ésta no puede ser determinada hasta que el volumen sísmico no haya sido migrado. Por dicha razón los procesos de conversión a profundidad están sujetos a fases iterativas y de edición. Afortunadamente, estos procesos de convertir la imagen sísmica de tiempo a profundidad son computacionalmente simples y una vez haya nueva información disponible ésta puede ser incluida rápidamente modificando y mejorando así el modelo. (Brown, 2003).

La propiedad física que se encuentra directamente relacionada con el tiempo y la profundidad es la velocidad, por ende dentro de los datos sísmicos el factor importante a determinar es la velocidad de la onda compresional (onda P), la misma puede ser obtenida directamente por mediciones de pozo o extraída indirectamente de

los datos sísmicos. A continuación, se presenta un cuadro comparativo de la evolución de los pasos para llevar a cabo una conversión tiempo-profundidad. (Brown, 2003).

Tabla N°3 Evolución de las aproximaciones de tiempo a profundidad en el año en que fueron aplicadas. (Tomado del Brown, 2003).

1972	1974	1994	1996
Apilamiento	Apilamiento	Apilamiento	Migración en profundidad
Seguimiento de horizontes	Migración de datos en tiempo	Migración en profundidad	Apilamiento
Mapa migrado	Seguimiento de horizontes	Seguimiento de horizontes y mapeo	Seguimiento de Horizontes y mapeo
Conversión a profundidad del mapa	Conversión a profundidad del mapa		
	Todavía es el más común hoy en día		

Según Yilmaz (2001) el procedimiento para la conversión tiempo a profundidad involucra las estrategias siguientes:

- La interpretación de horizontes en tiempo provenientes de los datos sísmicos, estos horizontes en tiempo generalmente están asociados a límites de secuencias con contrastes de velocidades por algún evento geológico de interés.
- Relación directa de las funciones de velocidades RMS provenientes del análisis de una localización específica del área de estudio con los

horizontes interpretados, produciendo un mapa de velocidades RMS sobre cada horizonte. Las funciones de velocidades RMS son preferiblemente picadas desde los datos pre-apilados provenientes de la migración pre-apilado en tiempo (PSTM).

- Aplicar la Ecuación 7 sobre las velocidades RMS de los mapas obtenidos del paso anterior, para obtener los mapas de velocidades interválicas.
- Presentar rayos verticales o imágenes de rayos en profundidad convirtiendo los horizontes interpretados usando los mapas de velocidades interválicas.

La combinación de los mapas de velocidades interválicas con los horizontes en profundidad conforma lo que se denomina el modelo inicial de velocidades producto de la conversión tiempo profundidad. (Yilmaz, 2000).

3.10 Geoestadística

La geoestadística provee excelentes métodos para integrar las escasas muestras del conjunto de datos de pozos con la densa información proveniente de los datos sísmicos. Mediante el análisis de los variogramas se puede estimar la correlación espacial y la anisotropía de los datos para realizar la interpolación de los mismos. Los parámetros del reservorio provienen de los registros de pozo o muestras de núcleos, éstos son considerados como los datos primarios libres de error. Los métodos de Kriging sirven para estimar los valores desconocidos partiendo de los datos primarios entre los pozos, mientras que los valores conocidos están en las localizaciones de los pozos. Por su parte los datos de la sísmica y sus atributos son utilizados para guiar la interpolación en los procesos de cokriging. En estos casos varias soluciones son posibles, esto es la práctica de simular varios resultados de cokriging y calcular un promedio. (Cordsen, 2000).

La geoestadística es una herramienta que permite la integración de pozos y datos sísmicos mediante el análisis espacial de los parámetros del reservorio con los atributos sísmicos, por ello la responsabilidad del geocientífico recae en asegurar que los resultados obtenidos tengan una coherencia con los modelos geológicos. (Cordson, 2000).

Cuando la geoestadística es utilizada para predicción opera de dos maneras, la primera de ellas es el análisis estructural en cual se determina el grado de correlación de los datos en el espacio; la segunda es la predicción de valores en sitios que no se hayan muestreado por medio de la técnica Kriging y la simulación condicional, también es posible combinar por medio del cokriging y cosimulación varios tipos de datos y cuantificar la incertidumbre asociada a la descripción del reservorio, por ello es que los métodos geoestadísticos deben ser visto como herramientas para integración de datos como: datos sísmicos, registros de pozos, núcleos, interpretaciones geológicas y datos de producción entre otros. (Mata, 2005).

3.11 Variograma

Los variogramas son una herramienta ampliamente utilizada en la geoestadística para estimar el grado de dependencia espacial de las variables aleatorias regionalizadas. El variograma se define mediante la siguiente ecuación:

$$2\gamma(h) = E[Y(u) - Y(u + h)]^2 \quad (\text{Ec. 8})$$

La mitad de variograma $\gamma(h)$ nos da lo que se conoce como función de semivarianza que caracteriza las propiedades de dependencia espacial.

$$\gamma(h) = \frac{\sum(Y(u + h) - Y(u))^2}{2n} \quad (\text{Ec. 9})$$

Donde el valor de $Y(u)$ es el valor de la propiedad en la localización u , $Y(u+h)$ es otro valor muestral a una distancia h del anterior, n es el número de parejas separadas a una distancia h . Debido a la irregularidad en la distribución muestral en la práctica las distancias h se miden a distintos intervalos y en los semivariogramas se toma el promedio de dichas distancias. Para la interpretación de los variogramas y semivariogramas se parte del criterio de que ha menor distancia entre muestras mayor similitud o correlación espacial de las mismas. Existen varios tipos de variogramas, pero todos cumplen con las características siguientes: efecto pepita (efecto *Nugget*), meseta (*sill*) y rango. (Giraldo, 2002).

Efecto Pepita: se denota como C_0 y es indicativo de una discontinuidad del semivariograma en el origen, sugiriendo errores de medición de las variables o escala de las mismas. En algunos casos sugiere que la estructura espacial es mucho menor que las observadas. (Giraldo, 2002).

Meseta: se denota como C ó $C_0 + C$ cuando la pepita es mayor que cero, en líneas generales la meseta es el límite del variograma o se puede definir como el máximo valor que este toma cuando la distancia h tiene de infinito. (Giraldo, 2002).

Rango: es la distancia a partir de la cual se pierde total información de una muestra con respecto a otra, es decir, cuando dos observaciones son independientes. (Giraldo, 2002).

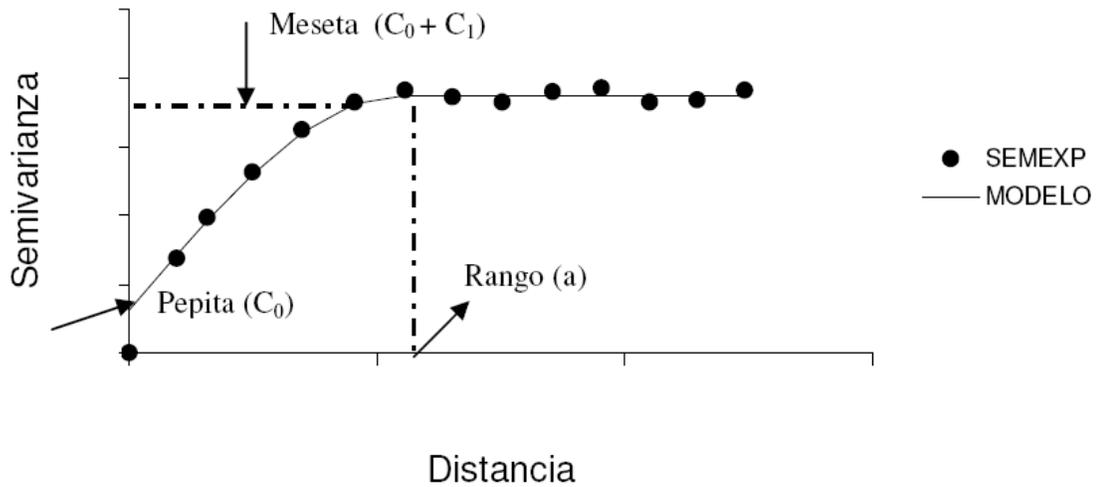


Figura 3.11a Comportamiento típico de un semivariograma con una representación de los parámetros básicos. SEMEXP corresponde al semivariograma experimental y Modelo al ajuste de un modelo teórico. (Tomado de Giraldo, 2002)

Variograma Exponencial: es aplicado cuando la dependencia espacial tiene un comportamiento exponencial con respecto a la distancia entre las observaciones. (Giraldo, 2002)

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{2h}{a}\right) \right] \quad (\text{Ec. 10})$$

Variograma Esférico: tiene un crecimiento rápido cerca del origen, pero a medida que se aleja de éste va decreciendo a distancias mayores hasta que finalmente se hace nulo en distancia superiores al rango. (Giraldo, 2002)

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C \left[1.5 \frac{h}{a} - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & \text{si } h \leq a \\ C_0 + C & \text{si } h > a \end{cases} \quad (\text{Ec. 11})$$

Variograma Gaussiano: al igual que el modelo exponencial, la dependencia espacial de las muestras desaparece a medida que las distancias tiene a infinito. (Giraldo, 2002).

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(\frac{-3h^2}{a^2}\right) \right] \quad (\text{Eq. 12})$$

Donde en los tres casos C_0 corresponde al efecto pepita, C es la meseta del Variograma, a corresponde a el rango.

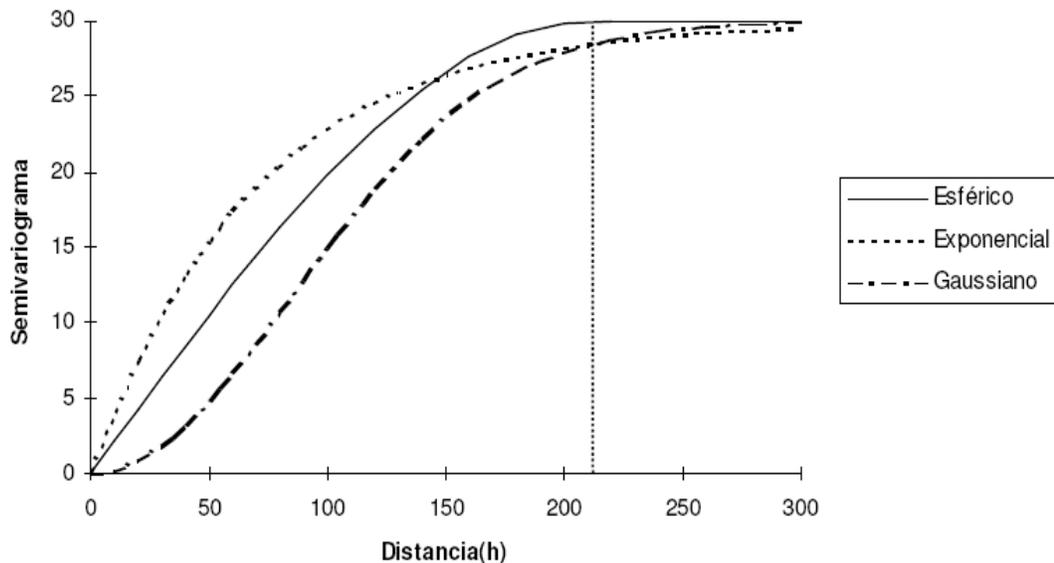


Figura 3.11b Comparación de los modelos Esférico, Exponencial y Gaussiano. (Tomado de Giraldo, 2002)

3.12 Kriging

La palabra Kriging proviene en honor al geólogo sudafricano D.G.Krige, quién mediante sus trabajos para la búsqueda de oro aplicó por primera vez los métodos predictivos basados en interpolaciones espaciales en la década de los cincuenta. El

Kriging involucra los métodos de interpolación espacial, los cuales se basan en la minimización de error cuadrático medio de predicción. (Giraldo, 2002)

El Kriging es un método de interpolación geoestadístico, del tipo lineal de promedios ponderados similar a las distancias inversas ponderadas. Sin embargo, los ponderadores del Kriging provienen del análisis de un modelo de correlación espacial, por lo tanto es posible crear un mapa que muestre una fuerte anisotropía, pero que a la vez responda a las condiciones geológicas del medio (Chambers, Hird y Yarus, 2000)

El Kriging es un método de interpolación que ha sido desarrollado con el tiempo para propósitos de estimación, en el caso de las variables continuas se tiene los siguientes tipos de Kriging: Kriging Simple, Kriging Ordinario, Kriging Universal, Kriging Ordinario con derivada externa, Cokriging y Cokriging Colado. (Mata, 2005).

Kriging Simple (SK): es la forma más vulgar del Kriging, en este caso se asume que la media del conjunto de datos aleatorios tanto los datos muestreados como los no muestreados es conocida y constante. Para estimar los valores de un atributo en una localización específica mediante el Kriging Simple se aplica la siguiente ecuación:

$$Z_{sk}(x) = \sum_{i=1}^{N(x)} \lambda_i^{sk}(x) [Z(x_i) - m] + m \quad (\text{Ec. 13})$$

Donde: $N(x)$ es el número de medidas en el conjunto de datos, $Z_i(x)$ son los valores de los datos en la i -ésima posición, m es la media constante y $\lambda_i^{sk}(x)$ es la asignación de los ponderadores para cada una de las observaciones. Estos ponderadores deben ser asignados bajo la influencia de los siguientes factores: cercanía de los datos, agrupación de los datos, continuidad anisotrópica (dirección preferencial) y la magnitud en la relación continuidad/variabilidad. (Mata, 2005)

Kriging Ordinario (OK): es también conocido como Kriging puntual, éste permite estimar la media, la cual se considera constante pero desconocida a partir de las localizaciones muestreadas donde el valor de un atributo es requerido. Debido a esta particularidad el Kriging Ordinario es más robusto. El OK esta dado por:

$$Z_{ok}(x) = \sum_{i=1}^{N(x)} \lambda_i^{ok}(x) Z_i(x) \quad (\text{Ec. 14})$$

Donde: $N(x)$ es el número de medidas en el conjunto de datos, $Z_i(x)$ son los valores de los datos en la i -ésima posición y $\lambda_i^{ok}(x)$ es la asignación de los ponderadores para cada una de las observaciones. (Mata, 2005).

La media local es desconocida y no aparece en la expresión, ya que ésta ha sido filtrada al forzar que la suma de los ponderadores sea igual a 1. (Mata, 2005).

Kriging Universal (UK): en muchos casos se considera inapropiado asumir que la media es constante incluso si se trata de la media local de un vecindario de localizaciones. En estos casos la media local es modelada como una función de las coordenadas. El Kriging Universal es similar al Kriging Ordinario pero tiene la particularidad de que las estimaciones se realizan en función de una tendencia o cambios leves en los valores promedios de las muestras existentes. El UK está dado por:

$$Z_{uk}(x) = \sum_{i=1}^{N(x)} \lambda_i^{uk}(x) Z_i(x) \quad (\text{Ec. 15})$$

Con la siguiente particularidad:

$$\sum_{i=1}^{N(x)} \lambda_i^{uk}(x) f_k(x_i) = f_k(x), \quad k = 0, 1, \dots, K \quad (\text{Ec. 16})$$

Donde: (x) es la localización donde una estimación es requerida, (x_i) es una de las N localizaciones medidas del set de datos, fk es la función de tendencia conocida, $fk(x_i)$ es el valor de la función en una localización medida y $fk(x)$ es el valor de la función en una localización (celda del mallado) donde la estimación es requerida. (Mata, 2005).

Kriging Ordinario con derivada Externa: este tipo de Kriging es una particularidad del Kriging Universal, ya que para este caso la función de tendencia se asume como una función lineal. (Mata, 2005)

Cokriging: este estimador geoestadístico es utilizado cuando a partir de los datos primarios Z_1 se tiene datos secundarios Z_2 (cubriendo el campo) fuertemente correlacionados con las variables primarias, los procesos de estimación por Kriging necesariamente toman una cantidad de información de las variables secundarias donde sea posible. (Mata, 2005)

Para estimar las variables $Z_1(x)$ en una localización no muestreada, ambos valores tanto de $Z_1(X_i)$ como de $Z_2(X_j)$ son combinación lineal.

$$Z(x) = \sum_{i=1}^{N_1(x)} a_i Z_1(x_i) + \sum_{j=1}^{N_2(x)} b_j Z_2(x_j) \quad (\text{Ec. 17})$$

Donde: $N_1(x)$ es el número de los datos para las variables primarias Z_1 , $N_2(x)$ es el número de los datos para las variables secundarias Z_2 ; $Z_1(x_i)$ y $Z_2(x_j)$ son los valores de las de variables principales en la i -ésima localización medida y los valores de las variables secundarias en la j -ésima localización medida respectivamente; a_i y b_j son

los ponderadores del cokriging. En función de garantizar la estimación se toman las siguientes restricciones para los ponderadores. (Mata, 2005).

$$\sum_{i=1}^{N1(x)} a_i = 1 \quad \sum_{j=1}^{N2(x)} b_j = 0 \quad (\text{Ec. 18})$$

CAPITULO IV

MARCO METODOLÓGICO

A continuación se explicará la metodología de trabajo necesaria para alcanzar cada uno de los objetivos específicos planteados en el presente trabajo de investigación.

4.1 Revisión y recopilación bibliográfica.

Esta etapa involucró la revisión y clasificación de toda la bibliografía que fue necesaria para poder dar el mejor apoyo teórico que permita el buen desarrollo del proyecto. De la misma manera permitió darle un soporte técnico a los resultados que fueron obtenidos.

4.2 Base de Datos Geológicos-Geofísicos

Datos sísmicos

Líneas sísmicas 2D utilizadas son del año 1989, el proyecto está comprendido por un total de 73 líneas de las cuales serán interpretadas sólo 53, ya que éstas son las que comprenden el área de estudio delimitada para este trabajo. En la figura 4.1 se muestra el área de estudio con las líneas 2D del proyecto GV-89C.

1) INFORMACIÓN GENERAL DE ADQUISICIÓN

Campaña de adquisición	GV-89C.
Compañía que adquirió la sísmica	GECO.
Número de la Cuadrilla	8027.
Buque	M/V GECO LONGVA.
Fecha de la adquisición	Enero-Febrero 1990.

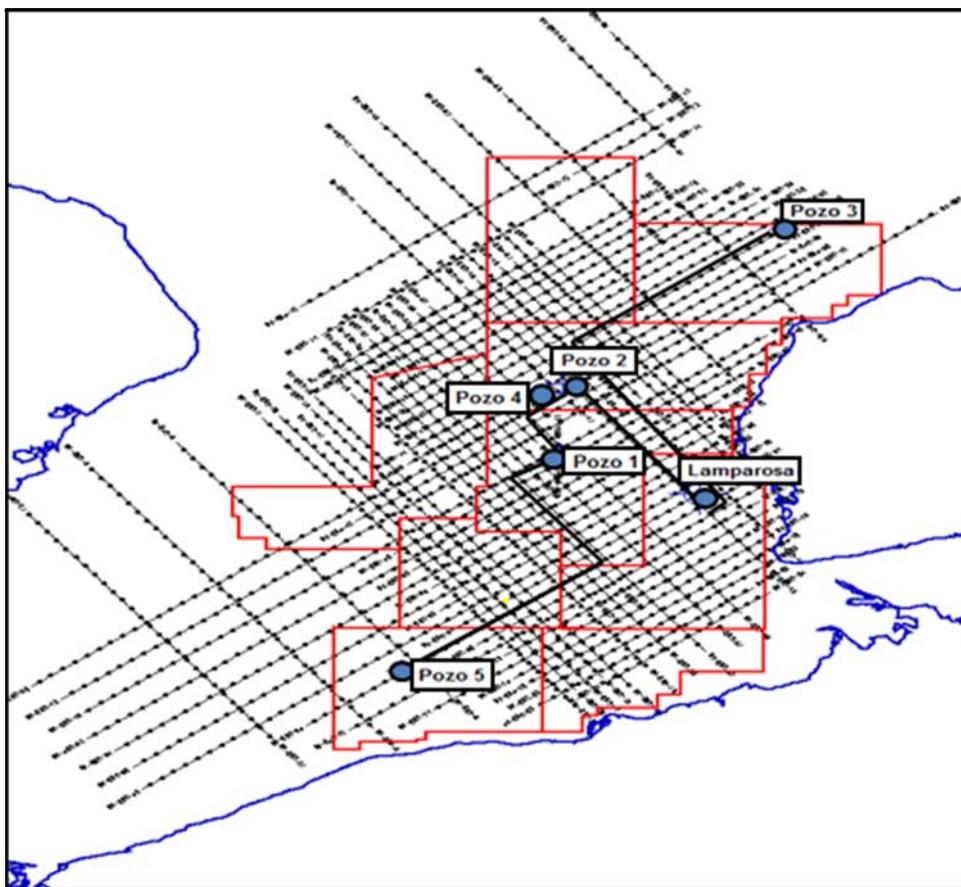


Figura 4.2a Mapa Base con las líneas de Proyecto GV-89C, en color verde se identifica el polígono que corresponde al área de estudio.

2) INSTRUMENTOS DE ADQUISICIÓN

Tipo	ONASSI/GRD 1000.
Filtros	Corte Bajo 3Hz, 18db/octava Corte Alto 125Hz, 72db/octava.
Formato de grabación	SEG-D 8015.
Densidad de grabación	6950 BPI.
Rata de muestreo	2milisegundos
Longitud de grabación	7 segundos.
Número de canales sísmicos	240 canales.
Rango de preamplitud	54m/Bar.
Sensitividad del sistema	1V/Bar.
Sensitividad del cable	34V/Bar.
Nº de canales auxiliares	6 canales.

3) CONFIGURACIÓN DEL TENDIDO

Tipo	6*600.
Nº de grupos	240*12.5m.
Intervalo de grupo	12.5 m.
Profundidad del cable	10m.
Nº de hidrófonos por grupo	20 en 12.5m.
Nº de controladores de compás	13 en “digibirds.”
Nº de controladores de profundidad	13 en “digibirds.”
Distancia del centro de la fuente al centro del grupo más cercano	204m.
Longitud activa del tendido	3000m.

4) FUENTE DE ENERGÍA

Tipo	arreglo de cañón de aire
Volumen total del arreglo	4426pulgadas cúbicas.
Presión	2000 psi.
Profundidad del arreglo	6metros.
Retraso del disparo	51.2 milisegundos.
Intervalo de disparo	25m.
Distancia de la antena a la popa	40.7m.
Distancia de la popa al arreglo de fuente	60 y 80metros.
Porcentaje de cobertura	6000%.
Parámetros de navegación	“Sylodis.”
Tipo	“Norstar.”

5) PARÁMETROS DE PROCESAMIENTO

El procesamiento de los datos fue realizado por la empresa Western Geophysical de Venezuela entre los meses de Febrero y Julio del año 1990.

- Parámetros de deconvolución pre-apilamiento:
 - Ventana 1: 4ms-3200ms.
 - Ventana 2: 2300ms-6000ms o 7000ms.
 - Distancia predictiva: 12ms.
 - Longitud del operador: 200ms.
- Análisis de Velocidades (Velan ®)
 - Análisis de velocidades cada 100CDP para líneas con variaciones estructurales y cada 160CDP líneas con poca variación estructural.
 - N° de CDP por análisis: 9.
 - Ventana de tiempo: 24ms.
 - Incremento de ventana de tiempo: 24ms.

- Rango de velocidades: 1250m/s-5250ms.
- Análisis de Velocidades (Expanded Velans).
 - N° de CDP por análisis: 17.
 - N° de funciones de velocidad: 7.
 - Aplicación de mute.
 - Filtro pasabanda: corte bajo 6Hz 18db/octava; corte alto 60Hz 36db/octava.
- Corrección NMO, mute y apilamiento
 - Parámetros de mute:

Tiempo (ms)	Distancia (m)
4	315
500	316
2000	2085
2500	2885
3000	3185

- Deconvolución después de apilamiento final (DAS)
 - Ventana 1: 4ms-4000ms.
 - Ventana 2: 3100ms-6000ms o 7000ms.
 - Distancia predictiva: 24ms.
 - Longitud del operador: 240ms.
- Filtros variantes en tiempo (T.V.F)
 - Para un tiempo 4ms un corte bajo de 6Hz 18db/octava y corte alto de 70Hz 36db/octava.
 - Para un tiempo 6000ms o 7000ms un corte bajo de 6Hz 18db/octava y corte alto de 40Hz 36db/octava.
- Migración
 - Método de Ecuación de Onda de Diferencia Finita.
 - Velocidades de migración: 100% de velocidades de apilamiento para todas las líneas.

6) PARÁMETROS DE REPROCESAMIENTO

El reprocesamiento fue realizado por la empresa GEOPROS-GEOPROCESOS S.A. en el período comprendido entre el 26 de septiembre del 2000 y 15 de diciembre del 2001 utilizando el programa “FOCUS” de Paradigm, el reprocesamiento se llevó a cabo sobre 26 líneas del proyecto GV-89C-2D con el objetivo principal de eliminar los múltiples de fondo marino. Las líneas con reprocesamiento son mostradas en el apéndice 1 reprocesadas fueron las siguientes: GV-89C-1, GV-89C-3, GV-89C-5, GV-89C-7, GV-89C-11, GV-89C-113, GV-89C-19, GV-89C-23, GV-89C-27, GV-89C-31, GV-89C-35, GV-89C-38, GV-89C-42, GV-89C-46, GV-89C-47, GV-89C-50, GV-89C-54, GV-89C-57, GV-89C-62, GV-89C-66, GV-89C-70, GV-89C-74, GV-89C-82 y GV-89C-86.

- Reformateo, desmultiplexado y remuestreo a 4ms después de aplicar un filtro antialiasing de 125Hz.
- Corrección por divergencia esférica
 - Ganancia exponencial con un factor de 1,5.
- Filtro ECR.
- Compensación de Ganancia (AGC)
 - Tipo: exponencial con un factor de $1,34 \cdot e^8$
 - Ventana: 2000ms.
- Deconvolución predictiva
 - Longitud del operador: 200ms.
 - Distancia predictiva: 8ms.
- Ordenamiento por CDP y Análisis de velocidades.
 - Análisis de velocidades cada 50CDP.
 - N° de CDP por análisis 41.
- Corrección NMO y apilamiento.
- Filtro “Radon” para eliminación de múltiples.
- Estáticas residuales consistentes con la superficie.

- Estáticas no consistentes.
- DMO- velocidades para el DMO
 - Algoritmo: suma de Kirchoff.
- Migración
 - Método de Ecuación de Onda de Diferencia Finita.
 - Deconvolución F-X.

La información sísmica fue cargada en la base de datos de *OpenWorks* en la plataforma de interpretación *Landmark* y los datos fueron desplegados e interpretados en la aplicación *SeisWorks 2D*.

Datos de Velocidades Sísmicas

En principio, para la elaboración del modelo de velocidades se encontraban disponibles dos archivos de velocidades sísmicas, un primer archivo con las velocidades RMS y un segundo archivo de velocidades de Migración. Ambos, provenientes de la fase final de los respectivos análisis de velocidades para cada caso, tanto para la etapa de procesamiento sísmicos como de reprocesamiento.

El procesamiento y reprocesamiento de las sísmica, a pesar que fue realizado por distintas compañías, éstas entregaron dichos archivos de velocidades en un formato tipo *Handvel*, el cual no es compatible con el programa utilizado para generar el modelo de velocidades *Gocad* versión 2.5.2, por lo tanto cada archivo tuvo que ser llevado a un formato compatibles para dicho programa como por ejemplo, un formato TDQ, para ello se utilizó el lenguaje de programación *VisualBasic* y la herramienta Macros ambos del programa de Microsoft Excel.

COD.CONJ.PROD.: GR-01-MARINO VIPA-00G-2D-1
 LEVANTAMIENTO: GOLFO DE VENEZUELA 89C
 LINEA: GV-89C-15
 AREA GEOGRAFICA:
 ZULIA
 VELOCIDADES DE MIGRACION (RMS)
 DATUM FLOTANTE

CDP	275	289626.66	1321345.4				
0	1418	200	1489	400	1560	600	1631
800	1702	1000	1773	1200	1844	1400	1915
1600	1986	1800	2057	2000	2108	2200	2113
2400	2117	2600	2124	2800	2132	3000	2145
3200	2159	3400	2161	3600	2163	3800	2166
4000	2177	4200	2187	4400	2197	4600	2310
4800	2435	5000	2569	5200	2704	5400	2840
5600	2975	5800	3110	6000	3292	6200	3520
6400	3748	6600	3975	6800	4203	7000	4381

Figura 4.2b Muestra del Formato *Handvel* para los archivos de velocidades RMS de la línea GV-89C-15.

CDP	275		
Tiempo	Velocidad	Coord. X	Coord. Y
0	1418	289626.66	1321345.4
200	1489	289626.66	1321345.4
400	1560	289626.66	1321345.4
600	1631	289626.66	1321345.4
800	1702	289626.66	1321345.4
1000	1773	289626.66	1321345.4
1200	1844	289626.66	1321345.4
1400	1915	289626.66	1321345.4
1600	1986	289626.66	1321345.4
1800	2057	289626.66	1321345.4
2000	2108	289626.66	1321345.4
2200	2113	289626.66	1321345.4
2400	2117	289626.66	1321345.4

Figura 4.2c Muestra del cambio de formato *Handvel* a uno compatible con el programa Gocad versión 2.5.2 para los archivos de velocidades RMS de la línea GV-89C-15.

Seguidamente del cambio de formato fueron evaluadas cada una de las velocidades RMS provenientes del procesamiento y del reprocesamiento, con el objetivo de escoger las más idóneas para generar el modelo de velocidades, en función de determinar en cuál análisis de velocidades se visualizan mejor los contraste de las mismas, donde hay una mayor cantidad de datos teniendo en cuenta que se está trabajando con un 2D que posee una separación de líneas aproximadamente de 2.5km

en las zonas donde el mallado es más continuo y regular, así como también tomar en cuenta la distancia entre cada análisis de velocidades y el hecho de que se está trabajando en un área de exploración con poca información de pozos disponible.

Del análisis de velocidades realizado entre las velocidades del procesamiento y el reprocesamiento se escogieron las primeras, ya que todas las líneas que fueron interpretadas son líneas procesadas, por lo tanto sí se está obteniendo un modelo estructural como dato de entrada para el modelo de velocidades de unas líneas procesadas, se debe trabajar con las velocidades procesadas, aunque no todos los pasos del procesamiento involucran cambios sustanciales de las señales para realzar sus características respetando, a su vez, la respuesta geológica de la misma, pero las secuencias de procesamiento y reprocesamiento difieren en cuanto a los parámetros escogidos e incluso el software utilizado (involucra los principios de los algoritmos aplicados a los datos) .

Datos de Pozos

Para este estudio fueron facilitados 5 pozos con sus respectivos registros y topes formacionales y crono-estratigráficos definidos. Para cada pozo se generó una tabla con cada uno de los registros suministrados con sus respectivas profundidades iniciales y finales y con los valores mínimos y máximos que haya registrado la herramienta al momento de la adquisición de los mismos, con el fin de tener un mayor control de calidad de la base de datos adquirida, poniendo una mayor atención en los registros fundamentales para generar los sismogramas sintéticos.

Esto permitió identificar, que la mayoría de los registros no eran continuos, sino que por el contrario, se presentaban para cada intervalo de cambio de mecha, por lo tanto se tuvo que realizar un edición previa de los mismos con el fin de empalmar cada intervalo y obtener un registro continuo a lo largo de todo el pozo. Asimismo, se

identificaron zonas donde se presentaban valores anómalos en los registros y zonas donde existía ausencia de datos en los mismos. Todos los procedimientos de edición de registros de pozos se llevaron a cabo mediante la aplicación *PetroWorks* de la plataforma *Landmark*.

Dicha herramienta permitió visualizar en distintas pistas la combinación de varios registros como Caliper-*Bite Size*(BS), Sónico(DT) con Densidad(RHOB) y Rayos Gamma(GR), los dos primeros son de gran importancia, ya que permitieron determinar las condiciones del hoyo, y zonas donde se tuvo un cambio de mecha, las cuales son propensas a presentar valores errados de la herramienta por problemas de calibración de la misma, y así poder determinar el grado de confiabilidad que se tiene del resto de los registros en especial el sónico y densidad. Al momento de hacer cualquier análisis posterior, también permitió identificar los pulsos (*spike*) en la serie de Reflectividad que no estaban asociados a contrastes litológicos con ayuda del registro GR.

En la Figura 4.2d se puede observar un claro ejemplo de las condiciones de hoyo, en este caso están asociadas a zonas de derrumbe, de igual manera el registro GR indica que es una zona arcillosa, por ende tenemos valores bajos de densidad y altas lentitudes, a partir de los 8310pies aproximadamente, se presenta un cambio litológico importante donde las condiciones del hoyo cambian drásticamente y tienden a ser estables sin derrumbe ni revoque, ya que el registro caliper se ajusta muy bien al BS, de igual forma el GR indica que la formación ha bajado sus niveles de radioactividad, y mediante el RHOB y DT se entiende que ha aumentado considerablemente la densidad, y por lo tanto ha aumentado la velocidad de onda en esa formación.

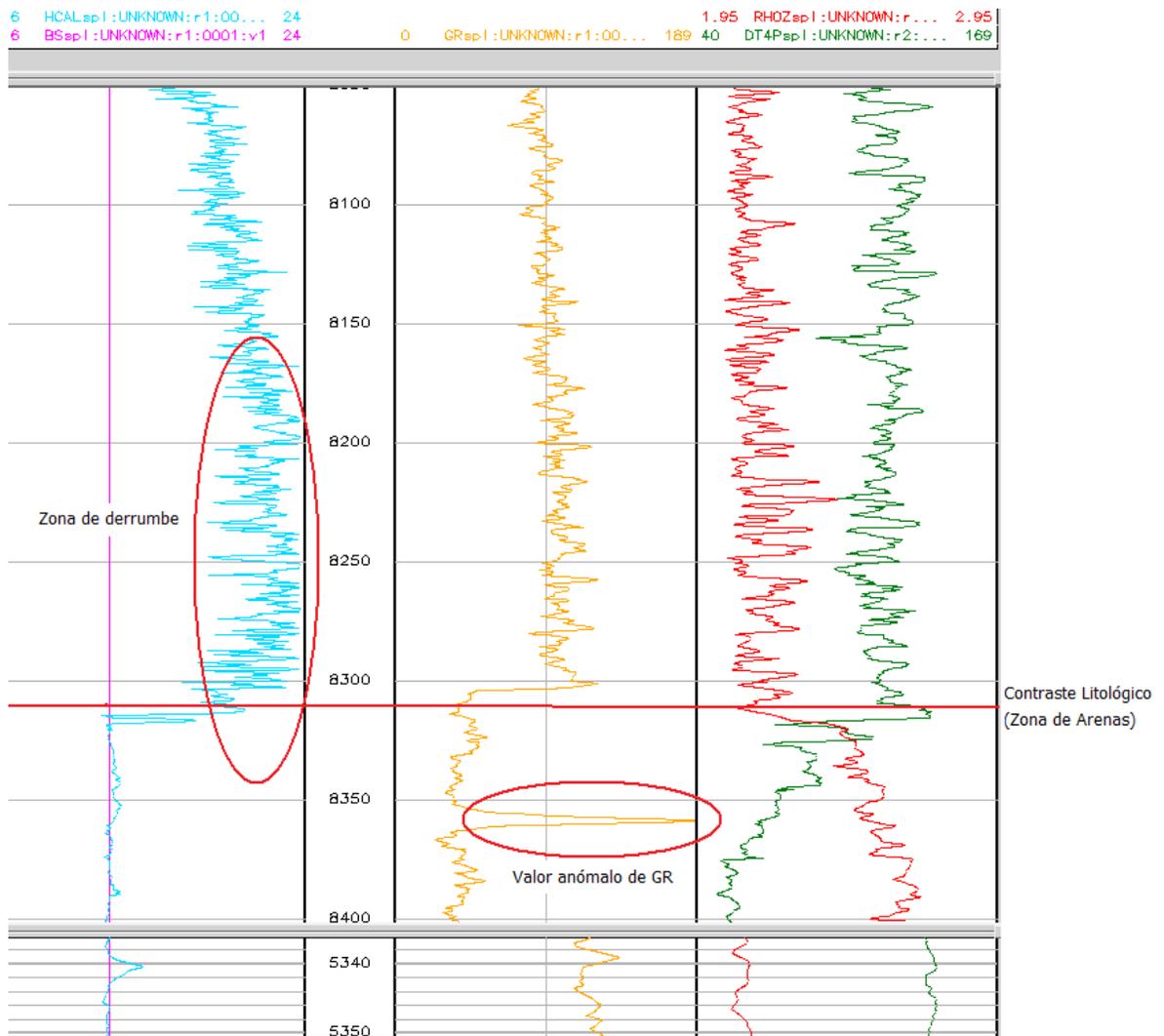


Figura 4.2d Análisis de Registros de pozo y edición de curvas en *PetroWorks*.

En esta aplicación se utilizaron principalmente 3 herramientas de edición de curvas, éstas son las siguientes: *Value Editing*, *Patching Curve* y *Splicing Curve*. La primera, permitió editar un valor anómalo de la curva de forma manual, la segunda fue utilizada para rellenar zonas de falta de información en la curva, mediante una interpolación automática del programa entre el último valor antes de la zona sin información y el primer valor donde continúa el registro, tratando en la medida de lo posible de mantener la tendencia de la curva, siempre y cuando, en el resto de los registros para esa misma zona no se observen contrastes litológicos importantes, o en

algunos casos como son las zonas de cambio de mecha donde no se hacen mediciones, simplemente se colocan en los registros valores nulos, los cuales se visualizan como una línea constante en el registro indicando dicha falta de información. Y la última herramienta fue utilizada para hacer el empalme de las diferentes pistas de las curvas con el fin de obtener una única curva continua.

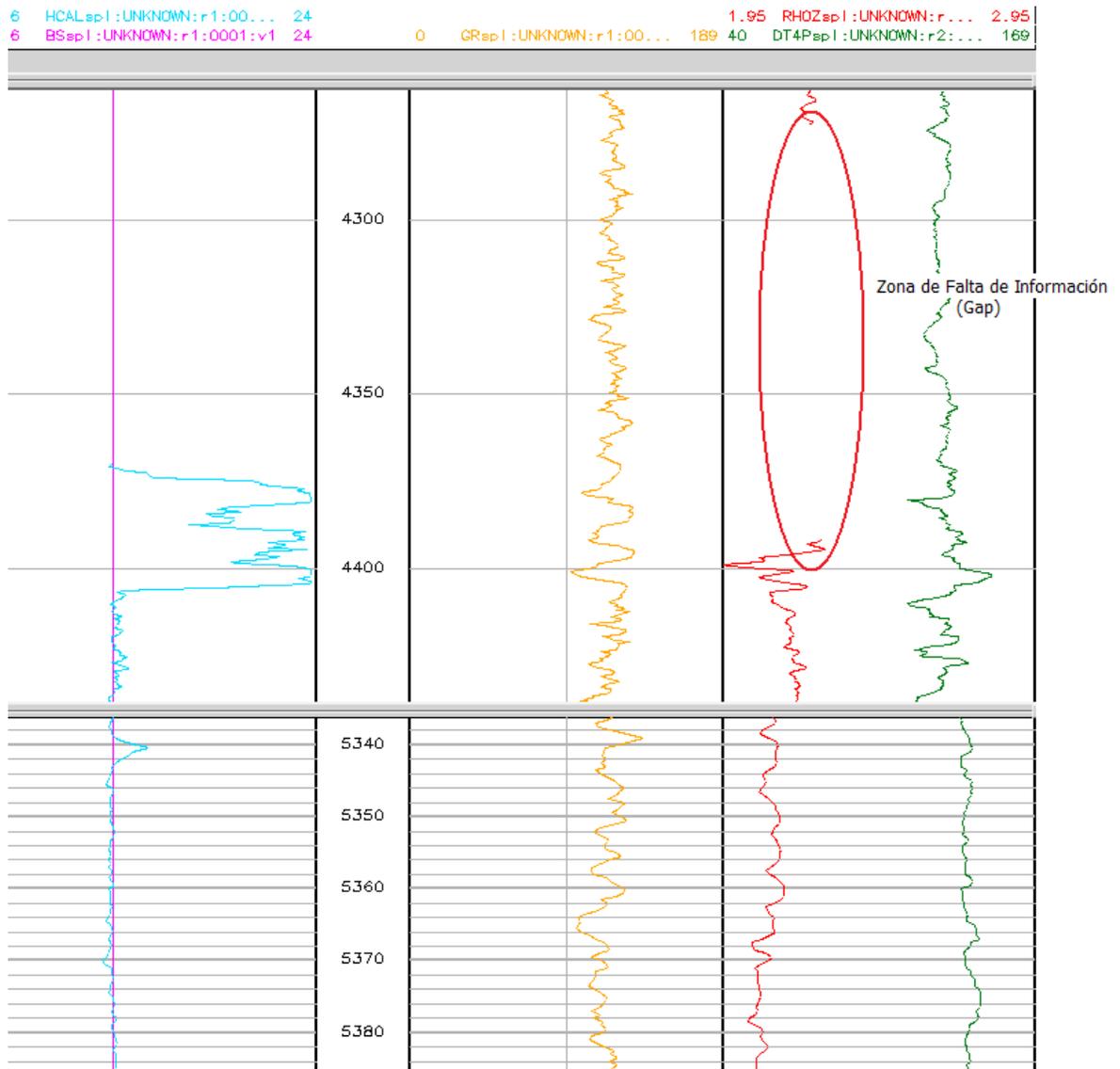


Figura 4.2e Edición de curvas en *PetroWorks* zonas de falta de información *Gap*.

Datos de registros sísmicos de pozo.

Los registros sísmicos de pozos que fueron realizados son: *Checkshot* (WST) y VSP cero *offset*, todos los pozos tienen VSP: el Pozo Lamparosa 1-X, el Pozo 1, el Pozo 2, el Pozo 3 y el Pozo 4. Sin embargo, sólo se otorgaron las corridas apilados de los Pozos 1, 2 y 4; y del Pozo 3 y 4 no se tuvo acceso al informe de adquisición y procesamiento, por lo que dichos parámetros no son presentados en el trabajo. La adquisición de todos los registros de pozos incluyendo la adquisición y procesamiento de los registros sísmicos de pozos fueron realizados por la empresa Schlumberger de Venezuela. A continuación, se presentan los parámetros de adquisición y procesamiento de los registros sísmicos de pozo con sus respectivos diagramas.

Pozo Lamparosa 1-X

1. INFORMACIÓN GENERAL DE ADQUISICIÓN

Compañía que adquirió: Schlumberger.

Niveles de VSP: se ubicaron en 13100pies – 9600pies.

Niveles de *Checkshot*: se ubicaron en 9600pies – 149pies.

Herramienta: arreglo tri-axial ortogonal de geófonos CSAT.

Fuente: arreglo de 3 cañones de aire tipo *Sleeve guns* de 120pulgadas cúbicas

2. GEOMETRÍA DE ADQUISICIÓN

Elevación de la fuente cero *offset*: 12pies por debajo del N.M.M (datum sísmico).

Offset de fuente: 123pies.

Intervalo de VSP: cada 70pies.

Intervalo de *Checkshot*: irregular.

Azimut de fuente: 312 grados.

3. PARÁMETROS DE PROCESAMIENTO

- Apilamiento
 - Tipo: medio
- Filtro pasabanda:
 - Tipo: *Butterworth*, orden 6, fase 0
- Recuperación de amplitudes (TAR).
 - Exponente: 1.5.
- Ecuación espectral.
 - Ventana: 8-60Hz.
- Filtro de velocidad.
 - Ventana de coherencia: 9 trazas.
 - Tipo de Filtro: apilamiento medio.
 - BPF (filtro pasabanda): 8-60Hz.
- Deconvolución predictiva
 - Tipo: Wiener-Levinson.
 - Operador de deconvolución: fase mínima.
 - Longitud del operador: 1600s.
 - Distancia predictiva: 2do. Cruce cero.
- Deconvolución de forma de onda
 - Ondícula de salida: Ricker fase cero.
 - Longitud del operador: 1600s.
 - Ancho de banda: 2do. Cruce cero.
- AGC ventana de 0.500s

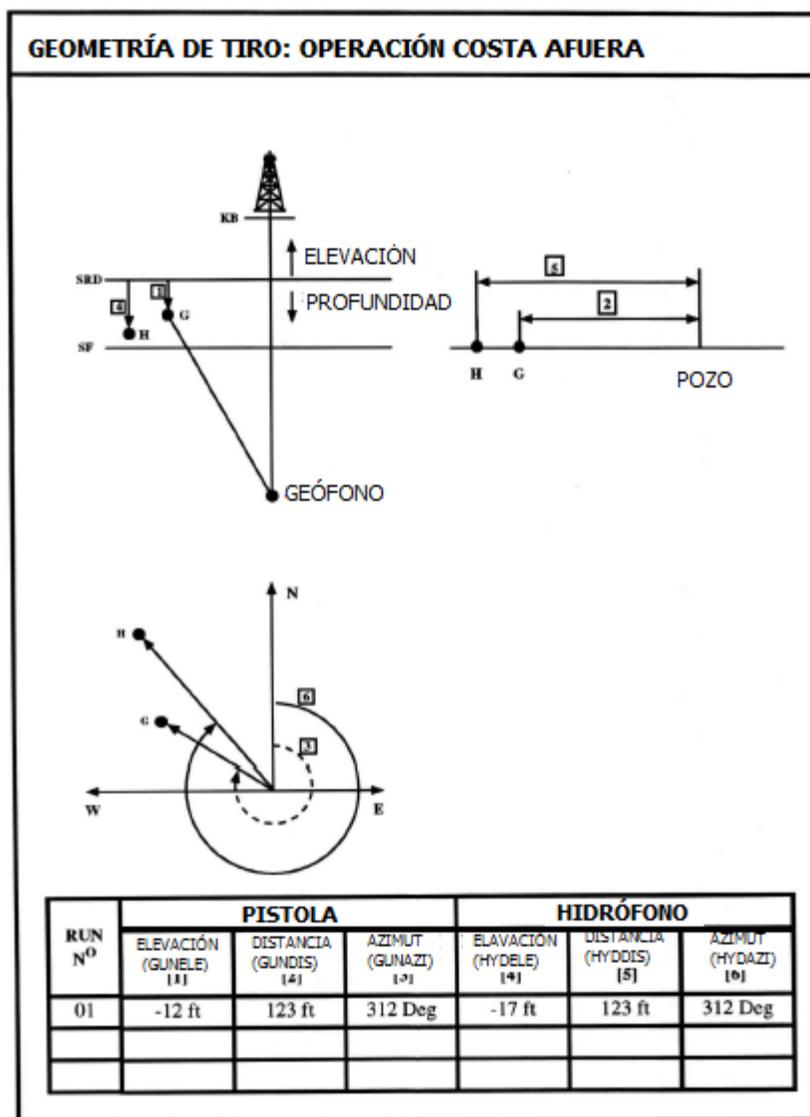


Figura 4.2f Esquema de adquisición de VSP, *Checkshot* y diagrama del Pozo Lamparosa 1-X (Tomado y modificado de Schlumberger, 1995).

Pozo 1

1) INFORMACIÓN GENERAL DE ADQUISICIÓN

Compañía que adquirió: Schlumberger.

Niveles: 96 niveles de VSP cero *offset* más 5 niveles de *Checkshot* y 8 niveles de calibración.

Herramienta: VSI (*Versatil Seismic Imager*).

Fuente: *cluster* de pistola de aire 2*50 pulgadas cúbicas y controladores de disparo.

2) PARÁMETROS DE GRABACIÓN

Intervalo de muestreo: 1ms.

Longitud del registro: 10s.

Formato: LDF-SGY.

Intervalo de *Checkshot* + VSP: 12431pies – 1431pies (MD/KB).

3) GEOMETRÍA DE ADQUISICIÓN

Elevación de la fuente cero *offset*: 20pies por debajo del N.M.M (datum sísmico).

Offset de fuente: 78pies.

Intervalo de VSP: cada 50pies.

Intervalo de *Checkshot*: variable.

Azimut de fuente: 85 grados.

4) PARÁMETROS DE PROCESAMIENTO

- Apilamiento
 - Tipo: medio
- Filtro pasabanda:
 - Tipo: *Butterworth*, orden 3, fase 0
 - Corte mínimo: 7Hz.
 - Corte máximo: 40Hz.
- Recuperación de amplitudes (TAR).
 - Exponente β : 1.2.
- Correcciones estáticas al SRD.
 - SRD: nivel medio del mar (NMM).
 - Corrección en tiempo: simple
- Filtro de velocidad 1
 - Tipo: mediano.

- Campo de onda a tener: descendente.
 - Ventana de coherencia: 11 trazas, 1 muestra/traza.
- Filtro de velocidad 2
 - Tipo: mediano.
 - Campo de onda a tener: ascendente.
 - Ventana de coherencia: 9 trazas, 1 muestra/traza.
- Deconvolución de forma de onda
 - Diseño de filtro: traza por traza.
 - Ventana: 1.5s.
 - Ondícula de salida: Ricker fase cero.
 - Ancho de banda: 7Hz-50Hz.
 - Ruido blanco: 1%.

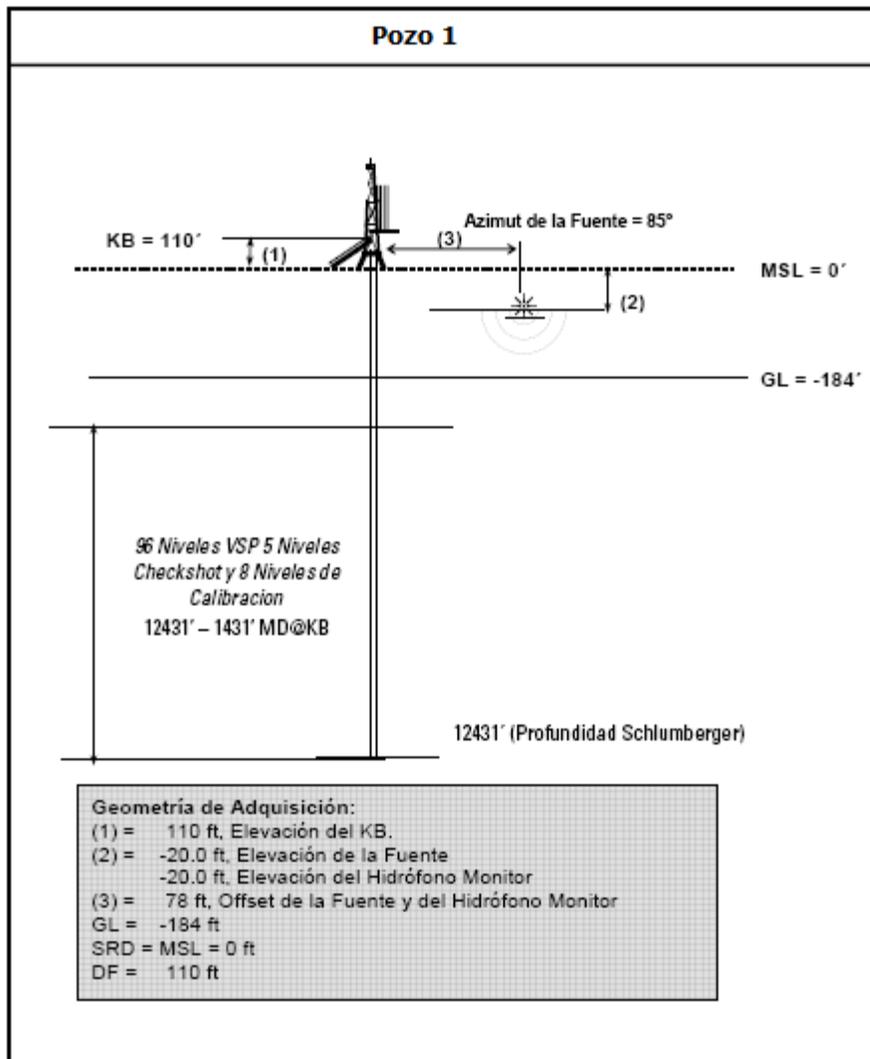


Figura 4.2g Esquema de adquisición del VSP, *Checkshot* y diagrama del Pozo 1
 (Tomado de Schlumberger 2009).

Pozo 2

1. GEOMETRÍA DE ADQUISICIÓN

Elevación de la fuente cero offset: 16.5pies por debajo del N.M.M (datum sísmico).

Offset de fuente: 150pies.

Azimut de fuente: 304 grados.

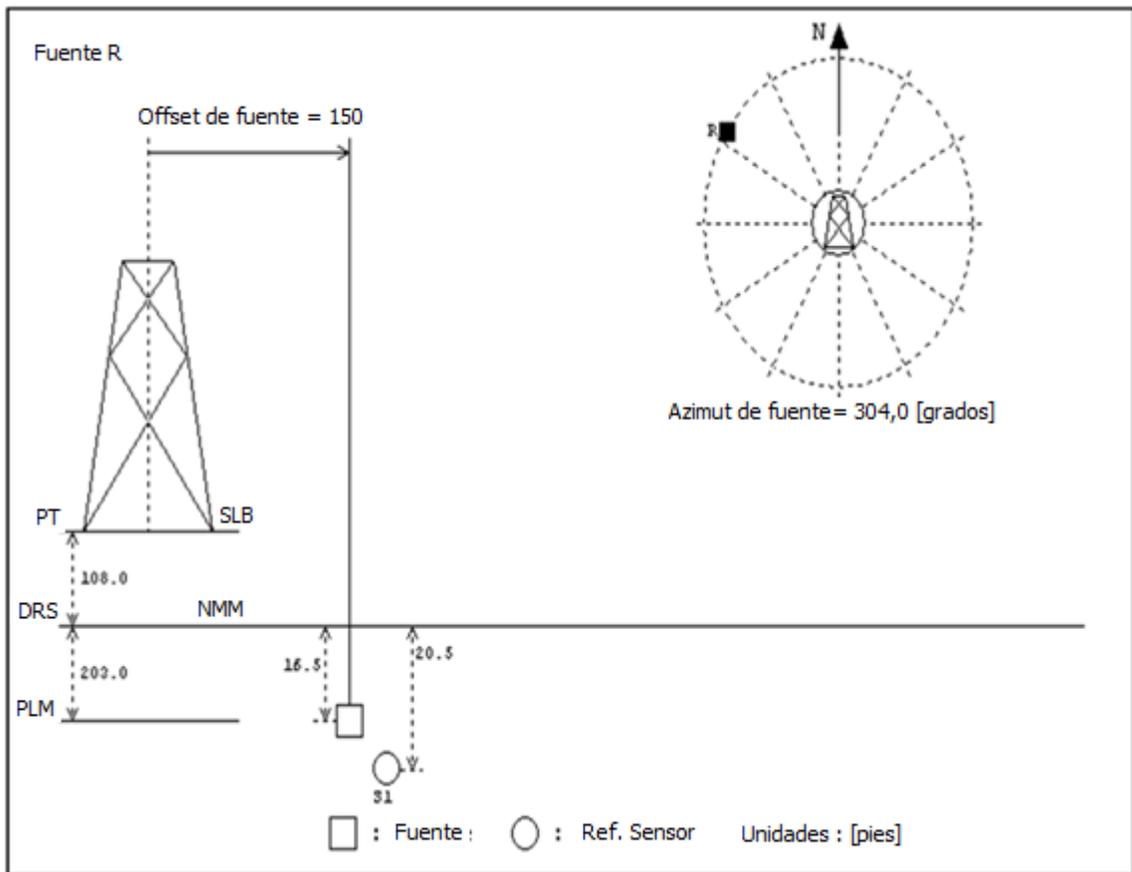


Figura 4.2h Esquema de adquisición del VSP, *Checkshot* y diagrama del Pozo 2.
(Tomado y modificado de Schlumberger 2009).

Control de Calidad de Curvas Tiempo-Profundidad (Curvas T-Z) y Velocidades de Pozo

Esta etapa de la metodología es de suma importancia, ya que a partir de las curvas T-Z provenientes de los registros sísmicos de pozos pueden ser desplegados sobre la sísmica los distintos pozos. Asimismo, dichas curvas permiten generar un primer enlace entre el dato duro (datos de pozos) con los datos sísmicos que se encuentran en tiempo doble de tránsito (TWT) por sus siglas en inglés.

La primera curva T-Z es construida a partir de los VSP y *Checkshot* que a su vez permitió obtener las datos de velocidades, tanto en el dominio del tiempo como en el dominio del espacio (profundidad), siendo estas velocidades los datos de entrada más importantes a la hora de generar los modelos de velocidades, ya que son puntos de control que permitirán calibrar las velocidades provenientes de la sísmica ajustando las mismas a su verdadera posición en profundidad, con el fin de realizar la conversión tiempo-profundidad de los datos sísmicos interpretados.

A la hora de cargar y evaluar las curvas T-Z en la plataforma tecnológica es importante tener en cuenta ciertos conceptos a nivel de datum, tanto para las mediciones de los registros de pozo como los datos sísmicos. En general las herramientas de pozos comienzan a medir las profundidades a partir del momento que la herramienta comienza a descender por el hoyo y es denominada profundidad medida *Messure Depth* (MD) y está tomada a partir de la mesa rotaria *Kelly Bush* (KB), también se debe tomar en cuenta el nivel de desviación del pozo si la hay, ya que esto puede dar como resultado mediciones de profundidad erradas, en este caso los 6 pozos disponibles son verticales por ende la profundidad medida debe ser igual a la profundidad vertical *Vertical Depth* (TVD). A diferencia de los pozos, la sísmica está medida a partir del datum sísmico, en este caso el nivel medio del mar (NMM) *Seismic Reference Datum* (SRD), debido a estas diferencias se deben llevar los datos de pozos al mismo nivel de referencia de la sísmica. Del mismo modo, las mediciones de tiempo que en los pozos se encuentran en tiempo simple deben ser transformadas a tiempo doble de tránsito para que puedan ser trabajadas en conjunto con los datos sísmicos.

Seguidamente se procedió a realizar una revisión de las tablas T-Z cargadas para cada pozo y la visualización de cada una de las curvas, para corroborar que fueron cargados correctamente, tomando en cuenta los parámetros expuestos anteriormente. Los gráficos observados presentan un comportamiento muy similar y acorde con las

tendencias esperadas, es decir, se observa un aumento de los tiempos a medida que aumentan las profundidades y los mayores valores de tiempo doble de tránsito oscilan entre los 2500ms y 3000ms dependiendo de la profundidad de cada pozo.

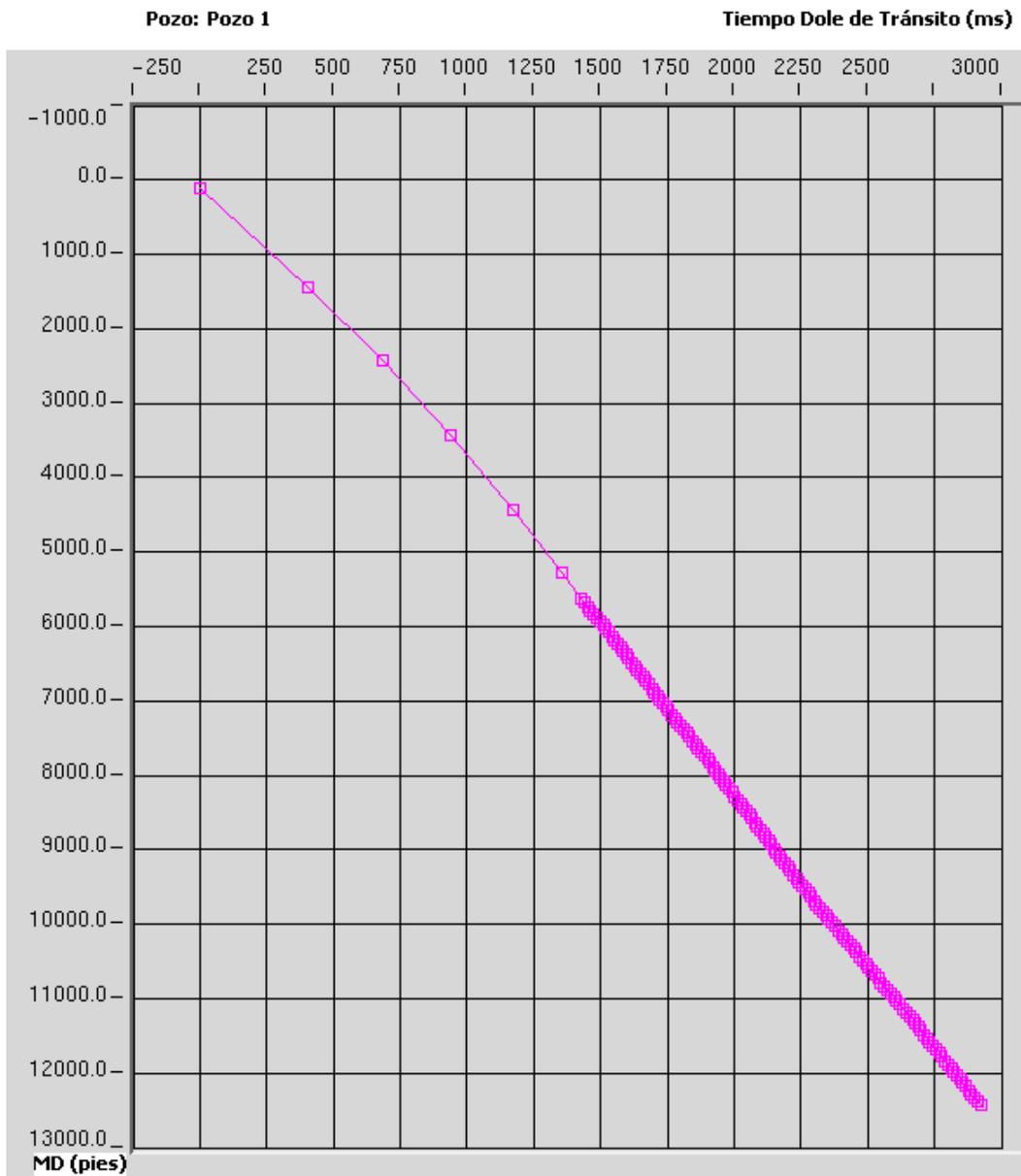


Figura 4.2i Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 1, datos extraídos del VSP.

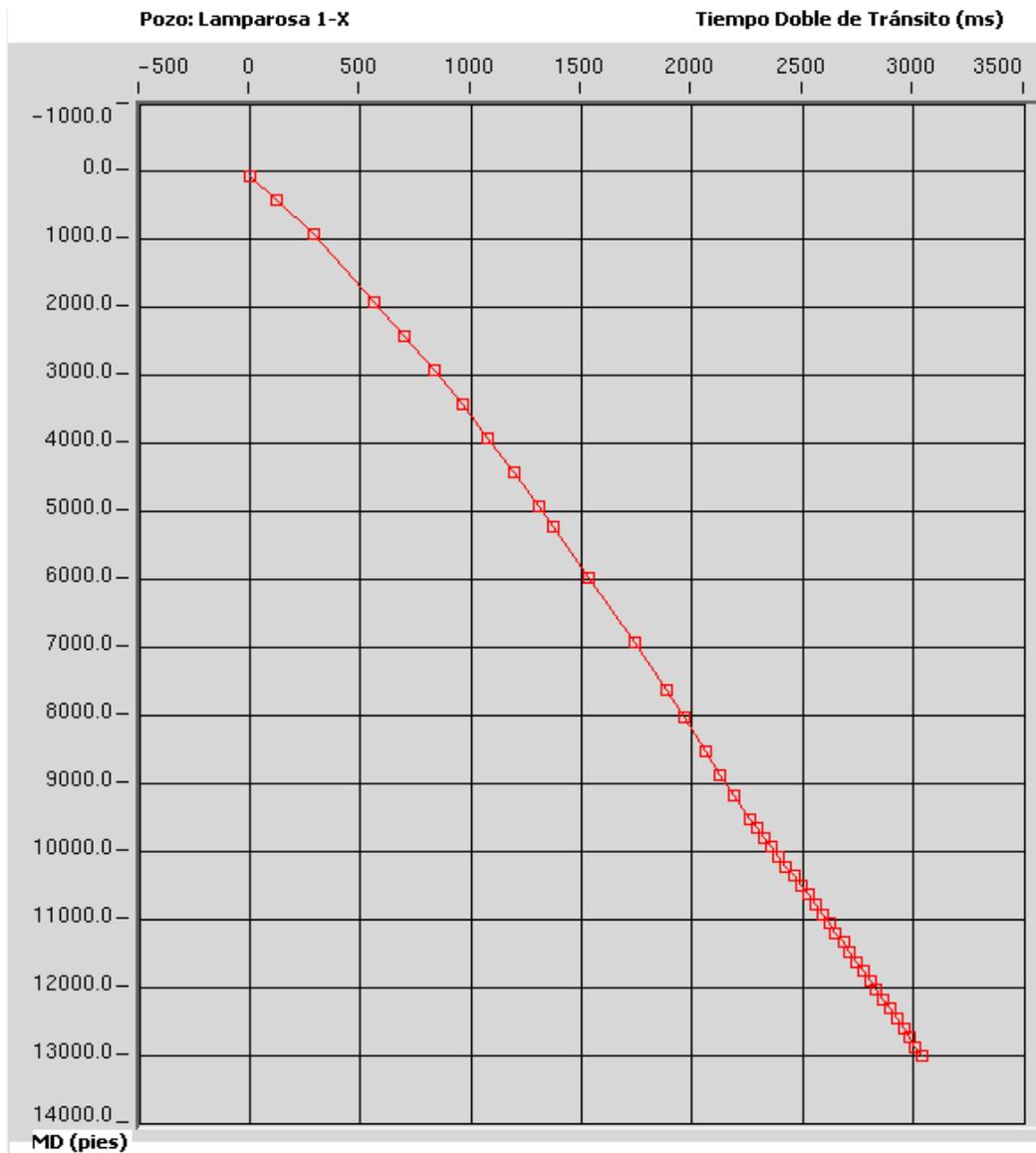


Figura 4.2j Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo Lamparosa 1-x, datos extraídos del VSP.

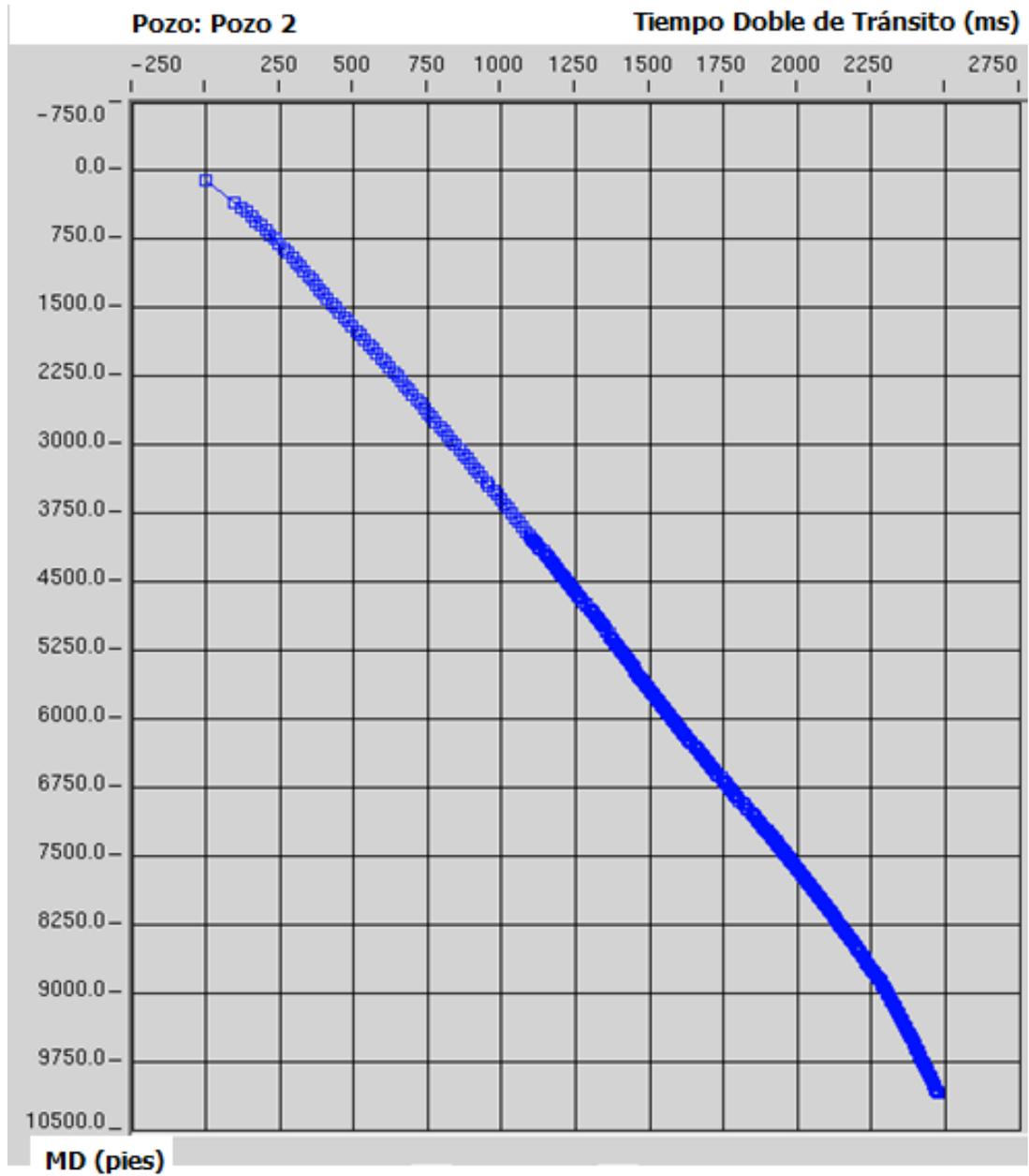


Figura 4.2k Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 2, datos extraídos del VSP.

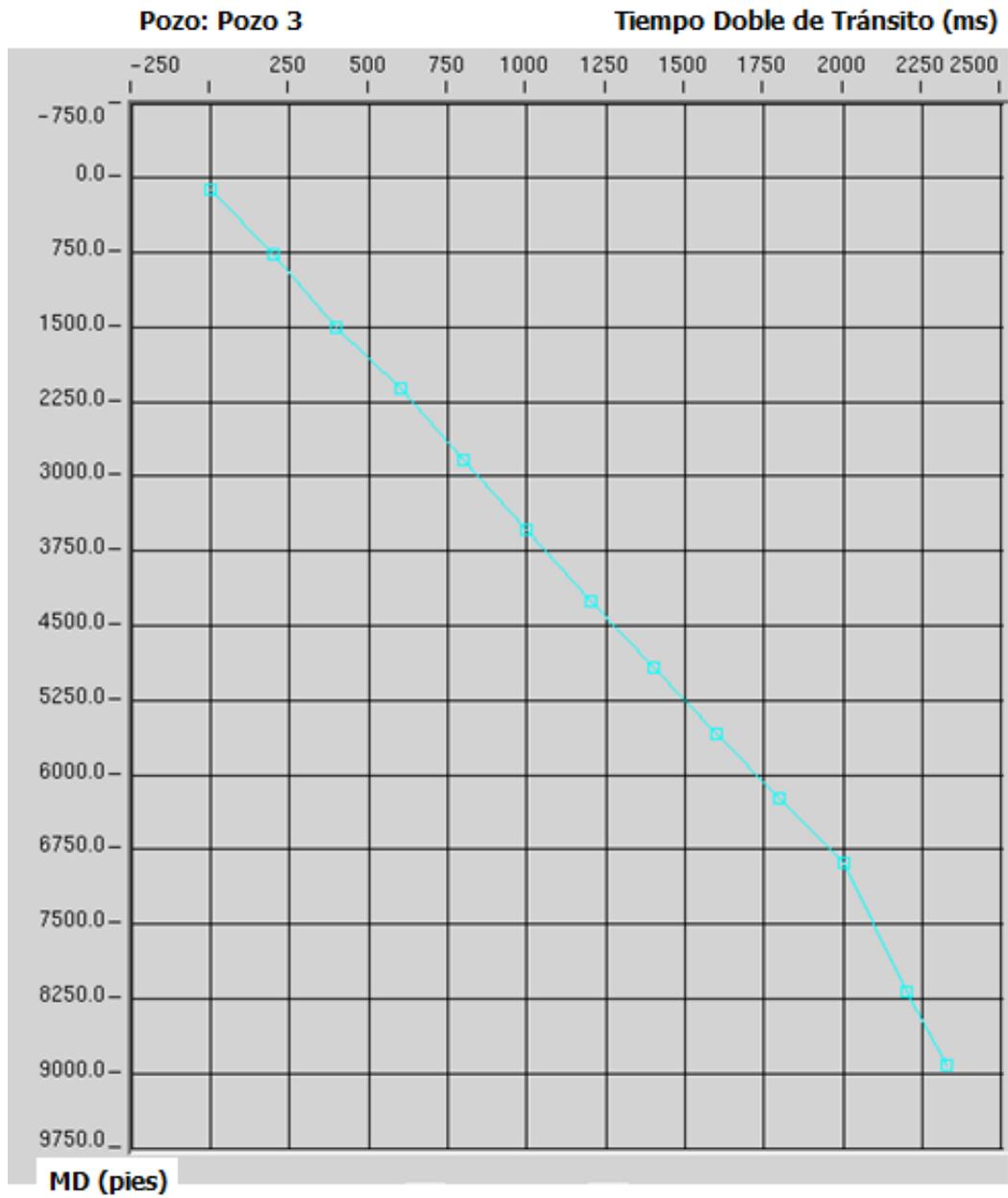


Figura 4.21 Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 3, datos extraídos del VSP.

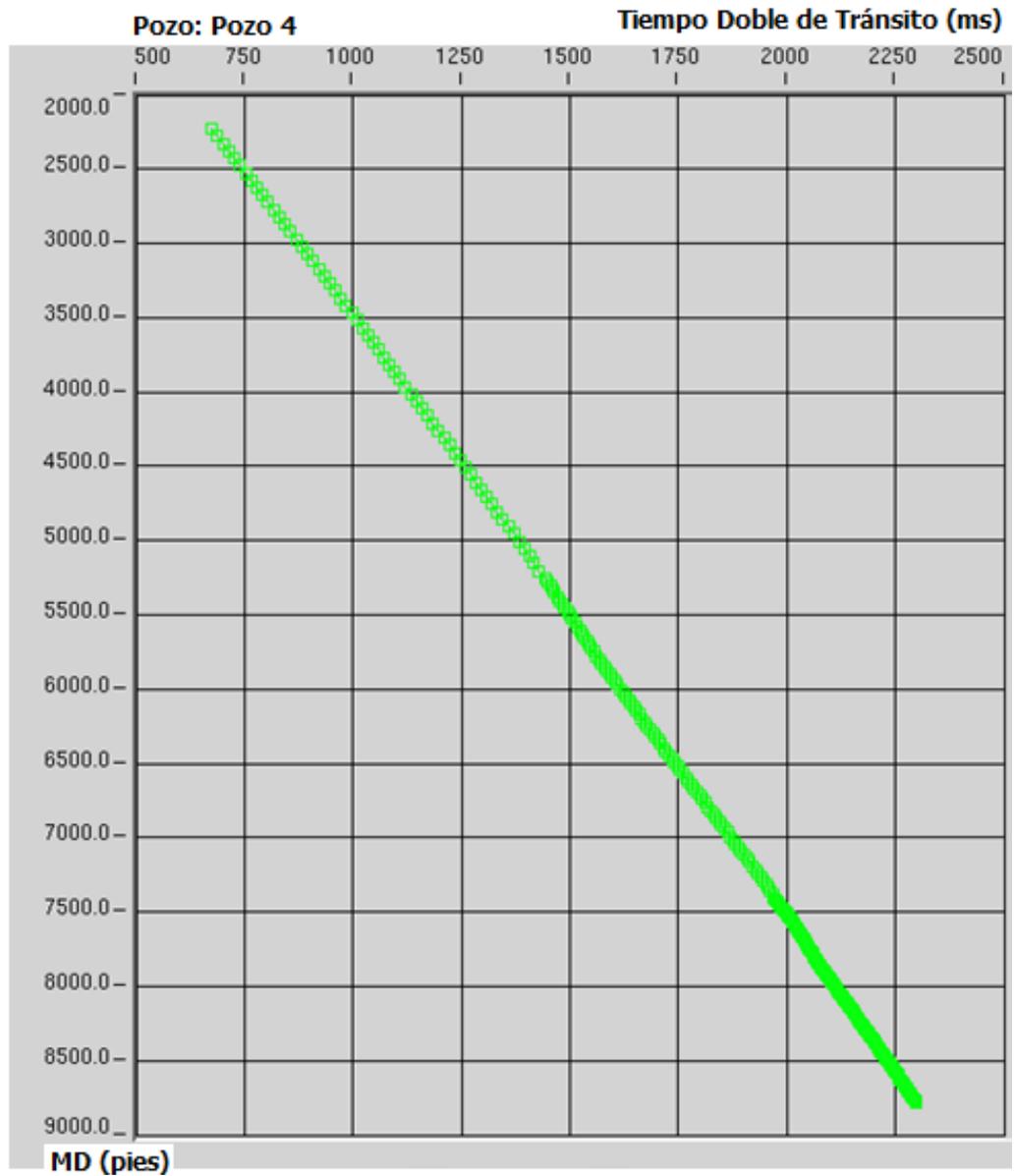


Figura 4.2m Gráfica Tiempo-Profundidad en el Pozo 4, datos extraídos del VSP.

4.3 Corrección de diferencias en tiempo de datos sísmicos *Misties*

Los *misties* son diferencias en tiempo, fase y amplitud que se pueden presentar en las líneas de los levantamientos sísmicos 2D si se tienen dos campañas de adquisición distintas o incluso dentro de una misma campaña de adquisición, debido a diferencias

en el datum de referencia, en procesamiento y migración de los datos. Sin embargo, hoy en día los *misties* de procesamiento y migración dentro de una misma campaña de adquisición han sido reducidos notablemente, pero considerando que la sísmica que se está trabajando es del año 1989 se realizó una revisión minuciosa de cada una de las intersecciones de las líneas dentro del área de estudio, para verificar la existencia o no de los *misties* y, en caso de que los hubiese, determinar de cuantos milisegundos son y aplicar las correcciones pertinentes.

Primero se aplicó una revisión automática mediante la aplicación *Seismic Balance* de *Landmark* utilizando la modalidad de línea base (Base Line), lo que implica que se escogieron cuatro líneas base o fijas y en función de ellas se calculan los *misties* para obtener el valor de cuantos milisegundos de diferencia hay entre las líneas. Una vez corrida esta revisión, el programa arroja un reporte donde indica los valores de *misties* si los hay, de cuanto es su valor máximo y mínimo, la desviación estándar del *misties* original y el residual (una vez aplicada la corrección) y cuantos milisegundos debería ser la corrección a aplicar. Una vez obtenido dicho reporte se procedió a revisar cada una de las intersecciones donde el valor de *misties* sobrepasara los 12ms, ya que éste es el valor máximo de diferencia que puede existir entre líneas a partir del cual todos los valores mayores a él se consideran *misties* y deben ser corregidos. Al llevar a cabo la revisión de las intersecciones, la mayoría de ellas donde se presentaban diferencias mayores a 12ms estaban asociadas a zonas de fallas y las pocas intersecciones donde no había evidencia de falla se corrigieron manualmente procurando que el resto de las intersecciones sobre la línea que se ajustó no sobrepasaran los 12ms.

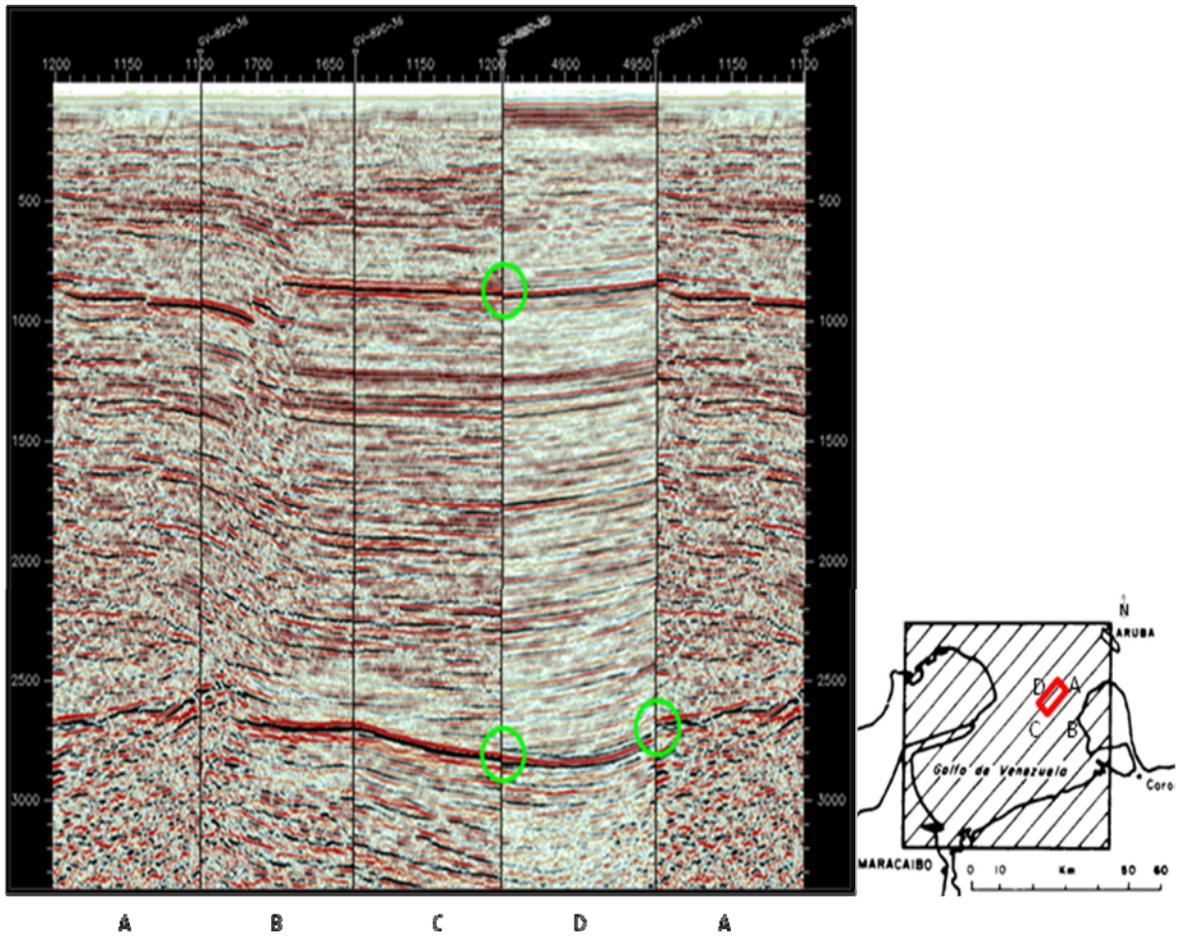


Figura 4.3a Visualización de un Lazo cerrado *Loop* en *SeisWorks* de las líneas GV-89C-51 (A), GV-89C-36 (B), GV-89C-49(C), GV-89C-38(D), GV-89C-51(A) (de izquierda a derecha), se identifican algunos *misties* de la línea GV-89C-38 en color verde. Se observa la continuidad de los espesores en el área y una buena continuidad de los reflectores sísmicos.

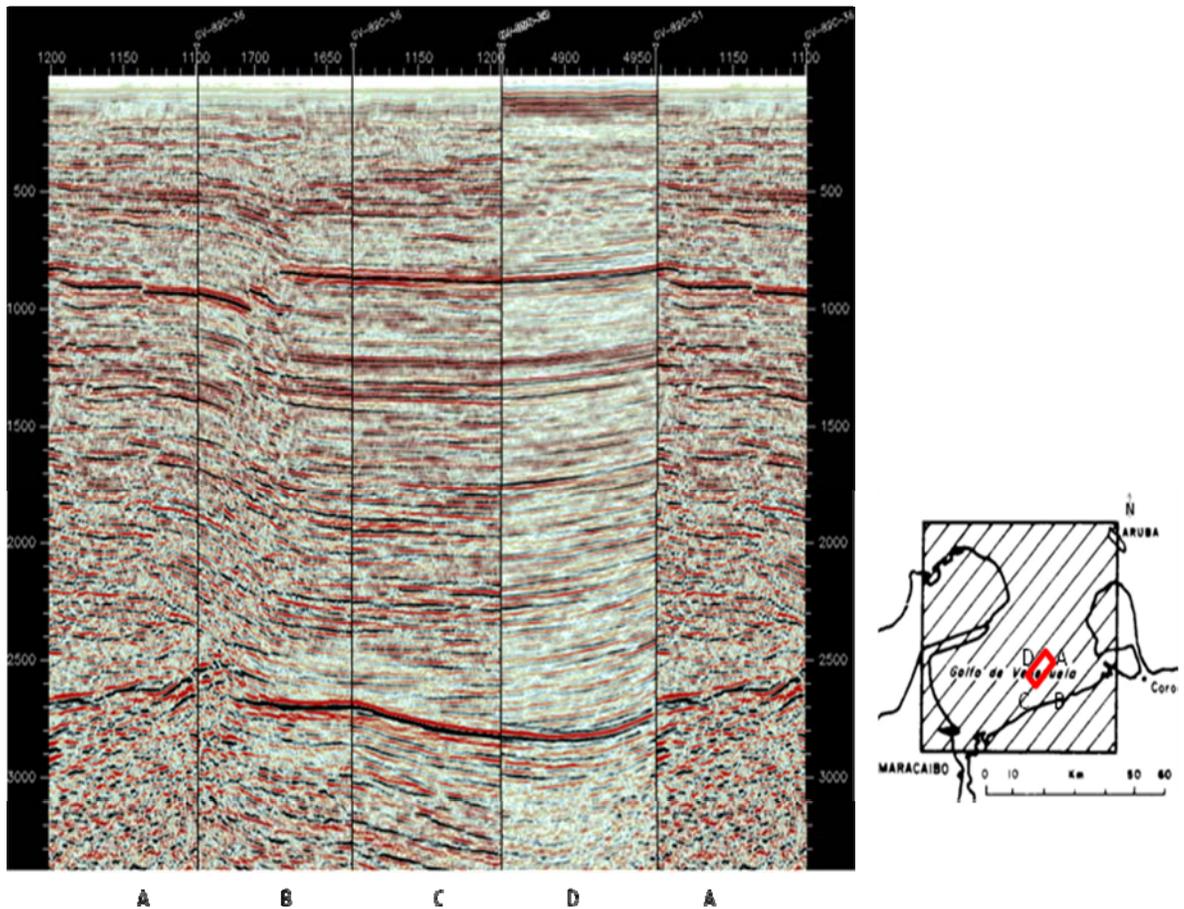


Figura 4.3b Visualización de un Lazo cerrado *Loop* en *SeisWorks* de las líneas GV-89C-51(A), GV-89C-36(B), GV-89C-49(C), GV-89C-38(D), GV-89C-51(A) (de izquierda a derecha), luego de la corrección de misties de -16ms.

4.4 Generación de Sismogramas Sintéticos

Esta etapa previa a la interpretación sísmica es de suma importancia, ya que nos permite generar trazas sísmicas artificiales provenientes de la información adquirida de los registros de pozos (dato duro) que serán posteriormente comparadas con las trazas provenientes de la sísmica en función de calibrar esta última. Para ello es necesario que dichas trazas artificiales sean lo más parecidas a la sísmica y se adapten a ella en función de identificar los mejores reflectores que, generalmente, se encuentran relacionados con contrastes importantes de velocidades que a su vez

pueden estar directamente asociados con distintos topes formacionales de interés, y sus respectivas secuencias estratigráficas que han sido previamente identificadas y asociadas a una edad del tiempo geológico mediante estudios bioestratigráficos y sedimentológicos. Una vez hecho esto, se tendrá identificado los horizontes de interés, los cuales deben ser seguidos e interpretados a lo largo de todas las líneas sísmicas 2D.

La generación de los sismogramas sintéticos fue llevada a cabo mediante la aplicación *Syntool* de la plataforma *Landmark*, la cual permitió desplegar en diferentes paneles los distintos registros de pozo, los diagramas de correlación entre el sintético y la sísmica, el sintético sobre la sección sísmica, el VSP si lo hay, la corrección del registro sónico con el *Checkshot* y la curva de deriva entre el sónico integrado y el *Checkshot*. La visualización de todos estos paneles en la construcción del sintético, ayudó a tener un mayor control de los resultados tomando en cuenta todas las variables presentes, que pueden influir considerablemente en el resultado final.

A continuación se explica en detalle la metodología empleada para la elaboración de los sismogramas sintéticos:

- i) Selección de la lista de pozos asociadas al proyecto sísmico 2D.
- ii) Selección de un pozo y de su curva T-Z proveniente del *Checkshot*.
- iii) Selección de la curva del registro sónico de onda P y registro de densidad.
En caso de no tener disponible el registro sónico de algún pozo éste puede ser determinado a partir del registro de resistividad profunda mediante la ecuación de Faust utilizando la opción correspondiente para ello. Si el registro que no se encuentra disponible es densidad, se puede adjudicar un valor constante al mismo, el más utilizado es 2.3gr/cm^3 .

- iv) En primera instancia, con estos datos de entrada el programa genera automáticamente un registro de impedancias acústicas, la serie de reflectividad y un sismograma sintético calculado a partir de la convolución entre la serie de reflectividad y una ondícula predeterminada por defecto de tipo trapezoidal.

Partiendo de los resultados preliminares que arroja el programa se procedió a desplegar los siguientes paneles: el registro GR, el Caliper, de Resistividad (ILD) y el BS para tener un mayor control del origen de las reflexiones, si éstas están asociadas a contrastes litológicos, a problemas de calibración de la herramienta, contenido de fluidos o condiciones de hoyo. De igual manera fueron desplegados dos paneles más, uno de ellos representa la diferencia que existe entre el registro sísmico crudo con las velocidades interválicas calculadas a partir del *Checkshot*, en dicho panel también se muestra la curva del sísmico corregida en función del *Checkshot*. Seguidamente se generaron para cada pozo cuatro sintéticos posibles a partir de distintos métodos, con el fin de escoger el que mejor se ajustara a los datos sísmicos.

El primer sintético para el Pozo 2 fue generado a partir de una ondícula teórica del tipo trapezoidal con una banda de frecuencia 8Hz-14Hz-40Hz-60Hz, fase cero, polaridad normal y se le aplicó una traslación (*Shift*) de 4ms. Para efectos de mejor visualización cuando esta fue desplegada sobre la sísmica se le agregó una ganancia de amplitud con una ventana de 500ms (AGC).

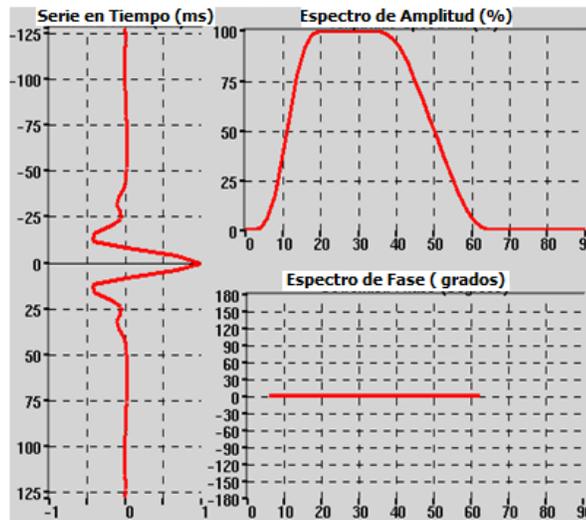


Figura 4.4a Ondícula teórica del tipo Trapezoidal para el Pozo 2 generada en *Syntool*. Se observan en el espectro de amplitud valores de máximos en un rango de 20Hz a 40Hz de frecuencia, la pendiente entre la frecuencia de corte y la frecuencia de paso es más pronunciada para las bajas frecuencia que para las altas frecuencias. Se presenta una ondícula fase cero lineal.

El segundo sintético generado fue con una ondícula teórica tipo Ricker, de frecuencia dominante 25Hz, fase mínima y polaridad reversa, para efectos de mejor visualización cuando esta es desplegada sobre la sísmica se le agregó una ganancia de amplitud con una ventana de 500ms (AGC).

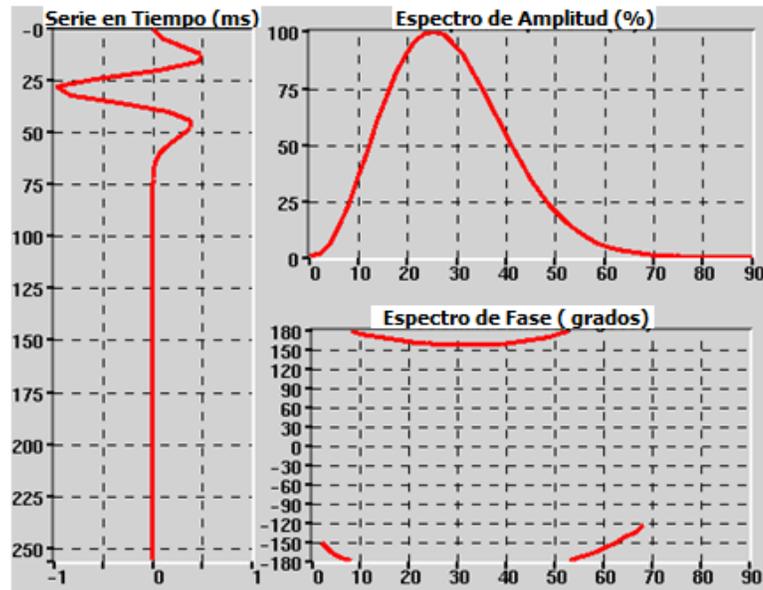


Figura 4.4b Ondícula teórica del tipo Ricker para el Pozo 2 generada en *Syntool*. Se observa un único valor de máxima amplitud correspondiente a una frecuencia de 25Hz, siendo una ondícula se fase mínima.

El tercer sintético fue generado a partir de la combinación de dos Ondículas extraídas de la sísmica, se realizaron dos extracciones, ya que al realizar la visualización general de las trazas sísmicas más cercanas al pozo, se pudo identificar los distintos comportamientos en cuanto al contenido de frecuencias de la misma, es decir, en las zonas de los topes más someros existe un contenido de frecuencias mayor que hacia los topes más profundos cercanos al basamento, por lo tanto una misma ondícula para toda la sísmica no nos permitiría amarrar bien la mayoría de los eventos a lo largo de las trazas sísmicas, tomando en cuenta que a partir del sintético se va obtener una nueva curva tiempo profundidad más refinada, la cual será parte de los datos de entrada para la construcción del modelo de velocidades, por dicha razón se trata de generar, en la medida de lo posible, un sintético que pueda ajustarse a lo largo de todo el pozo. Cada una de estas ondículas fue extraída mediante el método de autocorrelación de señales, en el cual se indicaron los parámetros como tiempo inicial y final de cómputo o longitud de la ventana y longitud de la ondícula deseada, la primera extracción se realizó en los primeros milisegundos entre 1000ms-1500ms y

la segunda extracción se llevó a cabo entre 1900ms-2400ms, ambas fueron realizadas con una ventana de 500ms. La primera ondícula presenta una frecuencia de 29Hz y la segunda de 25Hz, la combinación de ambas dio como resultado una ondícula fase mínima, con polaridad normal y sin necesidad de aplicar una traslación en tiempo. Al igual que en el caso anterior, para mejor visualización del sintético sobre la sísmica se aplicó una ganancia de amplitud con una ventana de 500ms.

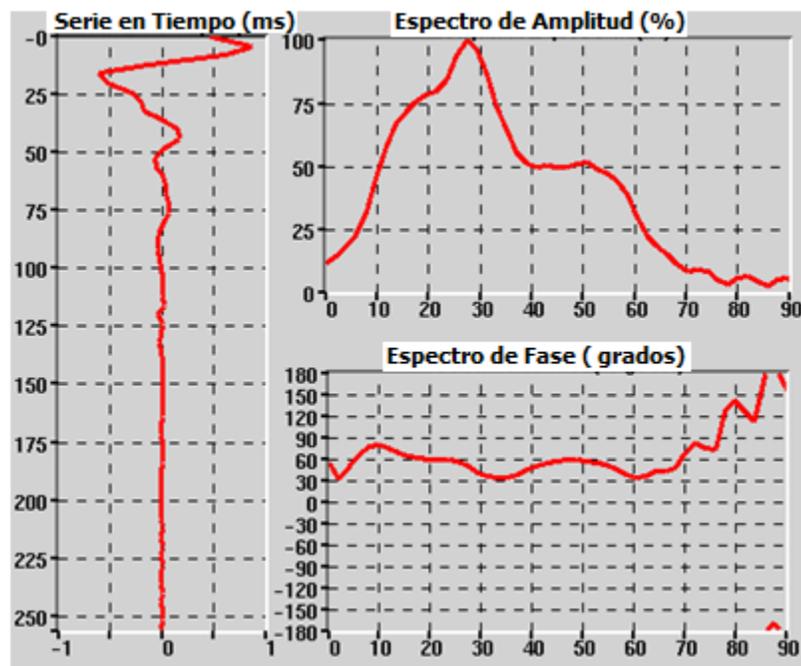


Figura 4.4c Ondícula extraída de la sísmica desde 1000ms a 1500ms para el Pozo 2 generada en *Syntool*. Se observa en el espectro de amplitud una ondícula con una forma bastante irregular, sugiriendo un contenido de ruido dentro de la misma, el valor máximo de amplitud se corresponde con una frecuencia de 29Hz.

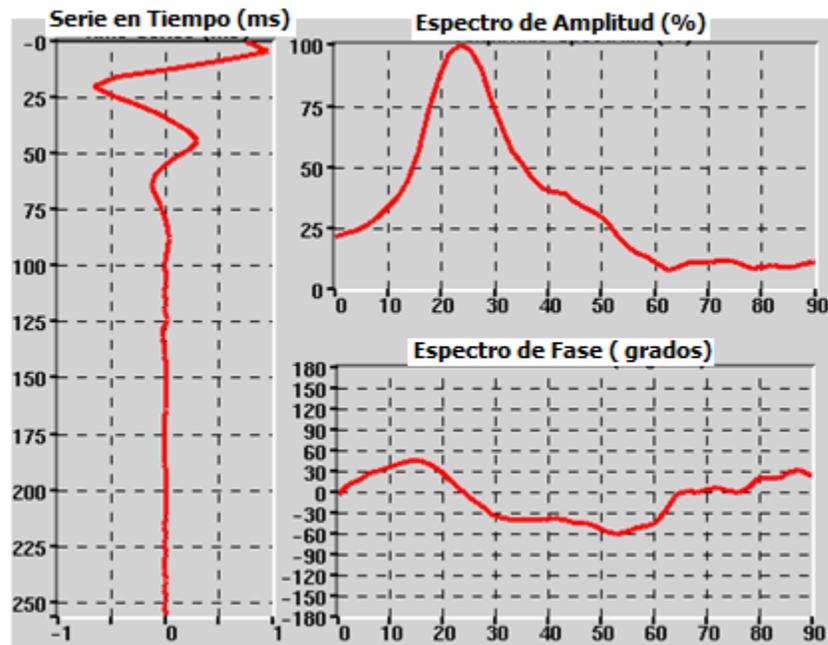


Figura 4.4d Ondícula extraída de la sísmica desde 1900ms a 2400ms para el Pozo 2 generada en *Syntool*. A diferencia de la señal anterior ésta tiene un forma más suavizada en incluso es muy parecida a una ondícula teórica tipo Ricker, en este caso la máxima amplitud se corresponde a 35Hz de frecuencia.

El cuarto sintético fue generado con el módulo *SeisWell Wavelet Extraction* de la aplicación *Syntool*, al igual que la primera extracción este módulo basa su generación de ondícula en la autocorrelación de las señales. Sin embargo, a diferencia del anterior, él genera varias correlaciones por número de trazas que sean involucradas en la extracción, el valor por defecto son 31 correlaciones y 10 trazas a cada lado de la traza central, la longitud de ventanas en este caso es de 500ms, una ventana de correlación de 1196ms. Al final del cálculo el programa arroja un diagrama donde muestra un pequeño resumen de la estadística asociada a la ondícula, que presenta la mejor relación señal-ruido (S/N) que no necesariamente es la traza que pasa por el pozo. Esta ondícula presenta una frecuencia dominante de 24Hz, fase mínima, polaridad reversa y una traslación de -19ms. Ésta fue desplegada sobre la sísmica bajo una ganancia de amplitud con una ventana de 500ms.

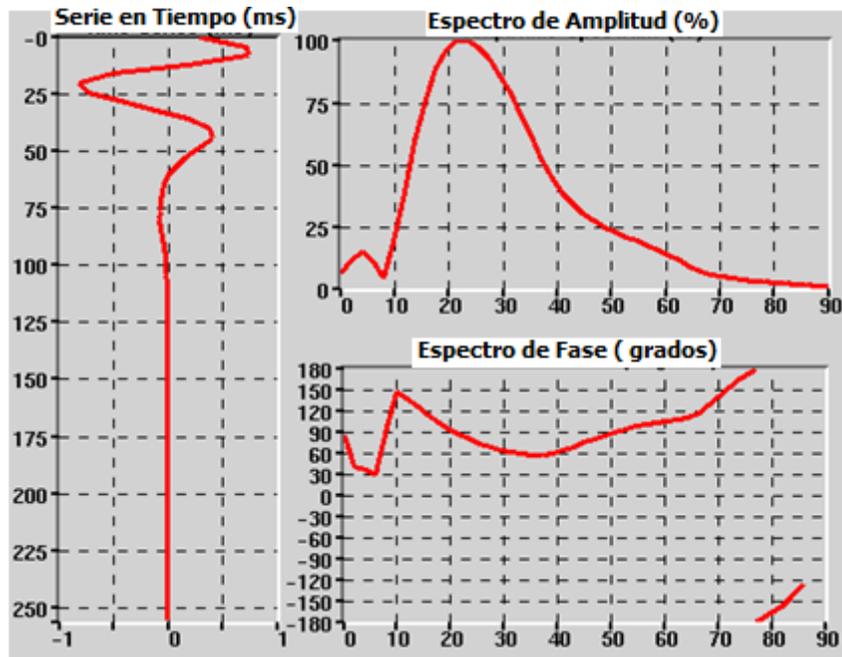


Figura 4.4e Ondícula extraída de la sísmica mediante la herramienta *SeisWell Wavelet Extraction* para el Pozo 2 generada en *Syntool*. En el espectro de amplitud se observa que la forma de la señal es muy similar a la ondícula teórica tipo Ricker como se vio en el caso anterior. Sin embargo, se observan un comportamiento oscilante de la señal asociado a las bajas frecuencias, entre 0Hz y 10Hz.

Una vez generados los cinco sintéticos bajo diferentes métodos de cálculo de ondículas y mostrando de cada una de ellas los mejores parámetros que permitieran tener el mejor ajuste, se desplegaron los paneles de cada sintético sobre las trazas sísmicas más cercanas al pozo con sus respectivos diagramas de correlación, que nos permitieron determinar si era necesario o no aplicar algún tipo de traslación, ya sea constante o variable, ya que se va tener una mejor correlación de las señales en la medida que la máxima amplitud de la señal coincida con el tiempo de 0ms, y con el punto más alto de la envolvente de la misma, de igual forma indica si es necesario revertir la polaridad de la señal para que ésta pueda ajustarse mejor a los datos sísmicos.

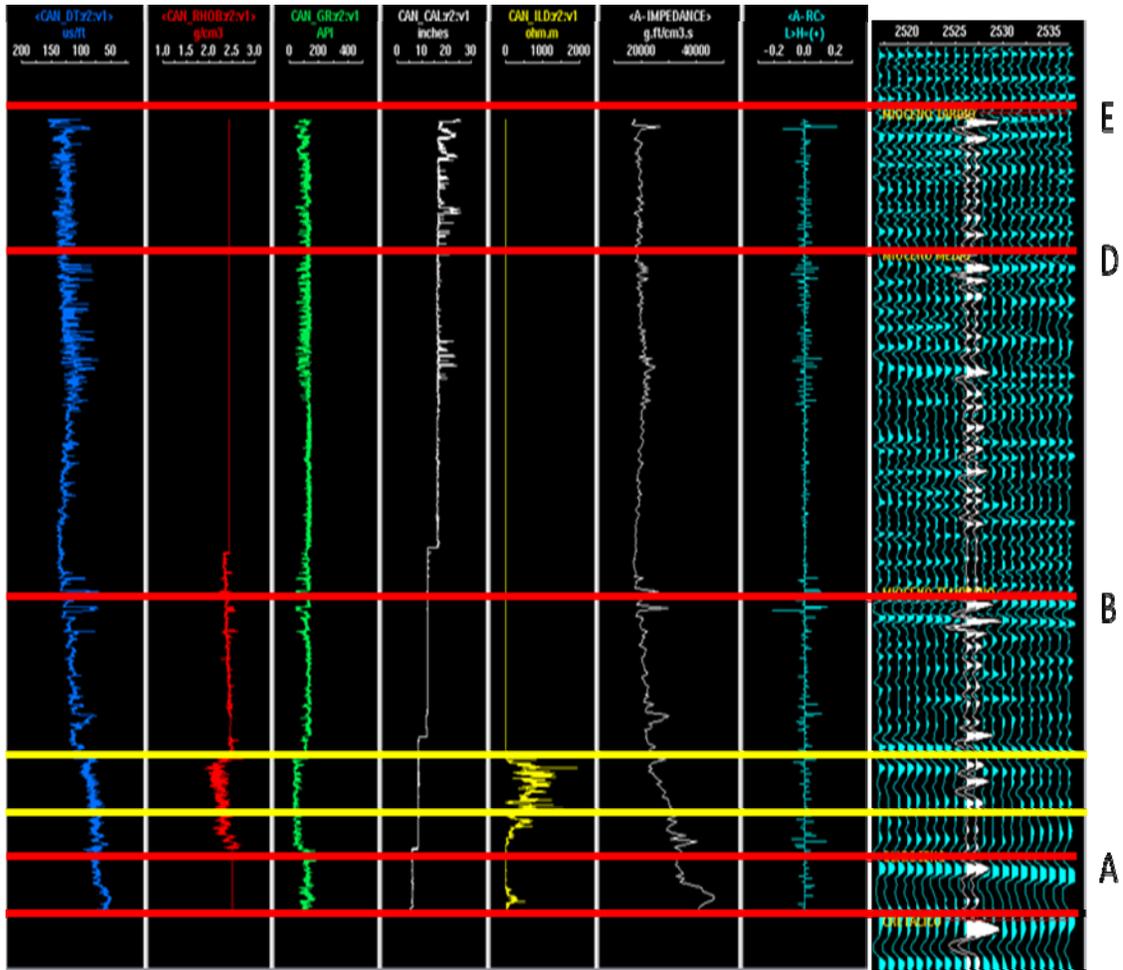


Figura 4.4f Sintético del Pozo 2 con Ondícula Teórica Tipo Ricker y los registros de pozo de izquierda a derecha: Sónico (DTCO), Densidad (RHOB), Gamma Ray (GR), Caliper, Resistividad Profundad (ILD), registro de Impedancias acústicas y serie de reflectividad. En rojo se indican los Topes A (Oligoceno), B (Mioceno Temprano), D (Mioceno Medio) y E (Mioceno Tardío) correspondientes a edades Cronoestratigráficas del Neógeno. En color Amarillo se resalta la zona más prospectiva encontrada entre 8500pies a 9800pies aproximadamente, ya que se tiene un tren de compactación normal, el cual se encuentra evidenciado por la disminución en los valores del sónico indicando aumento de velocidades de onda P, por su parte el registro de densidades indica una disminución de las mismas que puede estar asociado a contenido de algún fluido y altas porosidades, ya que el registro litológico indica un cambio de tipo de roca de lutitas a arena o calizas, en este caso se trata de calizas según el estudio de los rípios durante la perforación. Asimismo, el registro de resistividad indica la presencia de fluido en este caso gas con altas resistividades en el orden de los 1000 Ω m a 2000 Ω m, de la misma manera se puede observar claramente el contacto agua-gas dentro de la caliza.

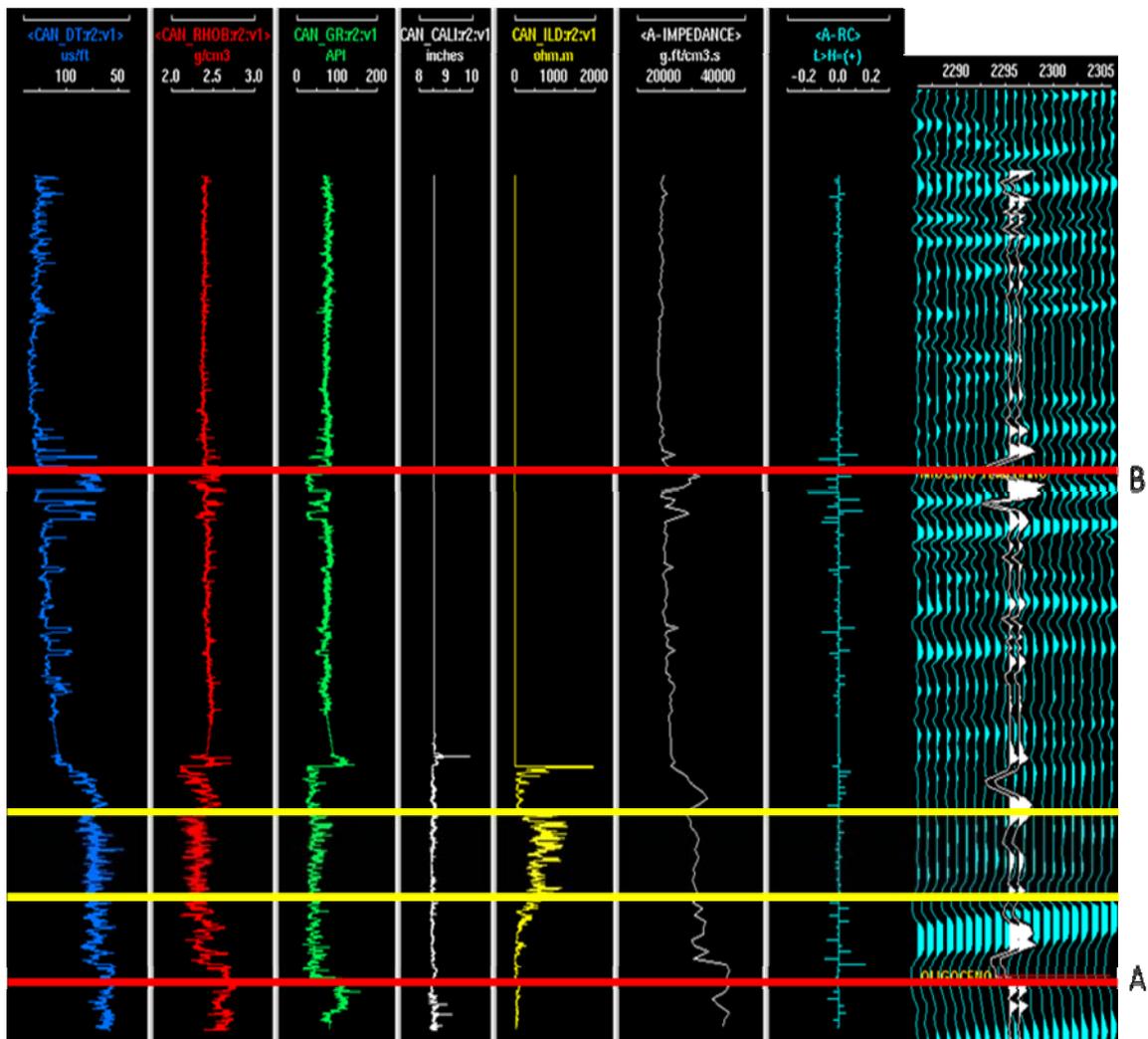


Figura 4.4g Calibración del Pozo 4, el cual se a km del Pozo 2 se observa que dentro del paquete correspondiente al Mioceno Temprano existe una zona prospectiva, que presenta un comportamiento similar al visto en el Pozo 2, ya que se mantiene el tren de compactación medido con el registro sísmico, hay una disminución de la densidad, dicha zona se encuentra dentro de una litología con una baja respuesta radioactiva (calizas) y adicionalmente se evidencia con el registro de resistividades la presencia de algún fluido por los altos valores de resistividades que oscilan entre los 1000Ωm a 1600Ωm aproximadamente.

Adicionalmente se generó el sintético de un sexto pozo, el cual no se encuentra dentro de los límites del área establecida dentro de este trabajo. Sin embargo, ha sido incluido, ya que fue un pozo con registros muy limpios y unas condiciones de hoyo muy buenas, por lo tanto tomando en cuenta la gran extensión del área de estudio y

la escasez de pozos éste fue incorporado para efectos de la calibración de la sísmica y tener un mayor control regional del área.

A continuación se presenta en la Tabla N°4 con las ondículas escogidas para cada uno de los pozos y la especificación de sus parámetros.

Tabla N°4 Pozos con sus respectivas ondículas y parámetros de calibración

Pozo	Tipo de Ondícula	Frecuencia Dominante [Hz]	Fase	Polaridad	Traslación [ms]
Lamparosa 1-X	Teórica Ricker	20	Mínima	Normal	-31
Pozo 1	Teórica Ricker	20	Mínima	Normal	0
Pozo 2	Teórica Ricker	25	Mínima	Reversa	-23
Pozo 3	Extraída de la Sísmica mediante <i>SeisWell Wavelet Extraction</i>	35	Cero	Normal	0
Pozo 4	Extraída de la Sísmica mediante <i>SeisWell Wavelet Extraction</i>	20	Cero	Normal	-40
Pozo 5	Teórica Trapezoidal	8-14-40-60	Cero	Normal	7

De acuerdo al cuadro anterior, se observa que la mayoría de las ondículas escogidas son teóricas del tipo Ricker, se decidió tomar ondículas teóricas en su mayoría, porque éstas brindan un mayor control de la calibración, del mismo modo, al tomar en cuenta que la fuente es del tipo impulsiva (cañón de aire), una ondícula Ricker de fase mínima es la que mejor simula dicho comportamiento del impulso sísmico proveniente de la fuente. En el caso del pozo 5 se ajustó el sintético mediante una ondícula teórica pero del tipo Trapezoidal que matemáticamente es muy parecida a la respuesta de una Ricker. Sin embargo, para los Pozos 3 y 4 las ondículas teóricas no proporcionaron buenos resultados en la calibración, por el contrario las señales extraídas de la sísmica mediante el método *SeisWell Wavelet Extraction*, a pesar de introducir más ruido en la respuesta, proporcionó mejores resultados. Cabe acotar que en el Pozo 3 hubo problemas de calibración a nivel del tope B y E, asociado a las

malas condiciones de hoyo que se presentaron debido al alto contenido lutítico presente, además en los estudios bioestratigráficos se presentaron inconvenientes para determinar con precisión las edades asociadas a dichos topes, por la falta de fósiles índices, por lo tanto se manejan rangos de incertidumbre.

4.5 Cálculo de la Resolución vertical de la sísmica.

La definición de la resolución sísmica vertical, permitirá saber cuál es la capacidad que se tiene de diferenciación entre estratos, en cuanto a su espesor; es decir, la resolución vertical nos da la pauta de cuál es el espesor mínimo de un estrato que es posible de identificar y/o resolver en la sísmica. Para ello, es necesario calcular la velocidad del intervalo de interés y su frecuencia dominante.

En el caso del cálculo de la frecuencia dominante se aplicaron dos metodologías distintas y se compararon los resultados de cada una de ellas. Primero una vez definido los horizontes a interpretar estos se encontraron entre los 500ms y 3500ms en la mayoría de los casos, por lo tanto se definieron tres ventanas de tiempo para el cálculo de la frecuencia, dichas ventanas tienen una longitud total de 1000ms y son las siguientes: 500ms-1500ms, 1500ms-2500ms y 2500ms-3500ms, luego mediante la aplicación *PostStack* de *Landamark*, se escogió la línea sobre la cual se realizó el cálculo de los espectros de amplitud y fase, se seleccionan los parámetros de la ventana de cálculo de acuerdo a los tiempos previamente establecidos y el ancho de la misma fue de aproximadamente 500 CDP, dependiendo de lo largo de cada una de las líneas escogidas se realizaron de 2 a 4 muestreos por línea. Dichos parámetros pueden ser seleccionados directamente sobre la línea desplegada en *SeisWork* mediante una ventana de zoom en la zona de interés. Una vez calculados los espectros de amplitud y fase en el primero se identificó la frecuencia dominante de la sísmica para dicha ventana de tiempo, y con las velocidades interválicas calculadas a partir de la

información de las velocidades RMS, mediante el uso de la Ecuación 7, se procedió a calcular la resolución vertical mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Resolución Vertical} = \frac{\text{Velocidad Intervalica}}{4 \times \text{Frecuencia Dominante}} \quad (\text{Ec.19})$$

Este procedimiento se llevó a cabo sobre 5 líneas del proyecto, siendo éstas las más representativas y cercanas a los pozos. En vista de que la resolución no presentaba grandes variaciones a lo largo de las líneas se procedió a realizar un promedio de la misma para los tres intervalos de tiempo establecidos, estos resultados son mostrados en la Tabla N°5 y la Tabla N°6, respectivamente:

Tabla N°5 Resolución vertical para las distintas ventanas de tiempo con su respectiva frecuencia dominante

N° de Línea	CMP inicial-CMP final	Intervalo de tiempo [ms]	Frecuencia [Hz]	Resolución [pies]
GV-89C-64	544-907	500-1500	26.00	80.68
		1500-2500	27.80	95.12
		2500-3500	20.00	167.54
GV-89C-64	1337-1700	500-1500	35.00	60.53
		1500-2500	36.00	76.23
		2500-3500	24.60	115.36
GV-89C-46	3016-3632	500-1500	33.00	63.46
		1500-2500	35.00	70.06
		2500-3500	23.40	106.17
GV-89C-46	3886-4348	500-1500	29.50	71.17
		1500-2500	28.80	76.09
		2500-3500	20.00	145.33
GV-89C-46	4856-5473	500-1500	44.80	39.36
		1500-2500	25.60	93.48
		2500-3500	20.00	157.53
GV-89C-36	964-1491	500-1500	27.80	71.73
		1500-2500	27.50	94.10
		2500-3500	17.90	180.95
GV-89C-36	1836-2389	500-1500	36.90	51.52
		1500-2500	18.20	106.60
		2500-3500	14.10	209.29
GV-89C-32	256-650	500-1500	34.20	61.50
		1500-2500	26.00	91.31
		2500-3500	15.60	124.14
GV-89C-32	1266-1659	500-1500	25.60	69.63
		1500-2500	25.60	87.51
		2500-3500	14.10	284.11
GV-89C-32	1886-2280	500-1500	20.80	90.85
		1500-2500	25.60	85.11
		2500-3500	14.20	200.53
GV-89C-32	2793-3187	500-1500	38.80	48.21
		1500-2500	19.10	121.68
		2500-3500	17.20	209.82
GV-89C-35	472-910	500-1500	33.90	57.53
		1500-2500	39.00	55.59
		2500-3500	16.50	159.14
GV-89C-35	1447-1885	500-1500	31.30	69.53
		1500-2500	28.40	85.14
		2500-3500	17.90	152.35
GV-89C-35	2687-3125	500-1500	31.10	65.82
		1500-2500	25.20	105.48
		2500-3500	24.30	121.09
GV-89C-43	980-1389	500-1500	29.50	72.61
		1500-2500	18.90	124.54
		2500-3500	14.80	193.91
GV-89C-43	1824-2234	500-1500	29.40	73.14
		1500-2500	24.60	87.93
		2500-3500	15.20	161.76
GV-89C-43	2931-3258	500-1500	28.80	78.06
		1500-2500	26.80	97.18
		2500-3500	8.69	368.60

Tabla N°6 Resolución promedio para cada intervalo de tiempo.

N° de Línea	Intervalo de Tiempo [ms]	Resolución [pies]
GV-89C-64	500-1500	68
	1500-2500	80
	2500-3500	130
GV-89C-46	500-1500	58
	1500-2500	80
	2500-3500	136
GV-89C-36	500-1500	62
	1500-2500	100
	2500-3500	195
GV-89C-32	500-1500	68
	1500-2500	96
	2500-3500	205
GV-89C-35	500-1500	64
	1500-2500	105
	2500-3500	144
GV-89C-43	500-1500	75
	1500-2500	103
	2500-3500	241

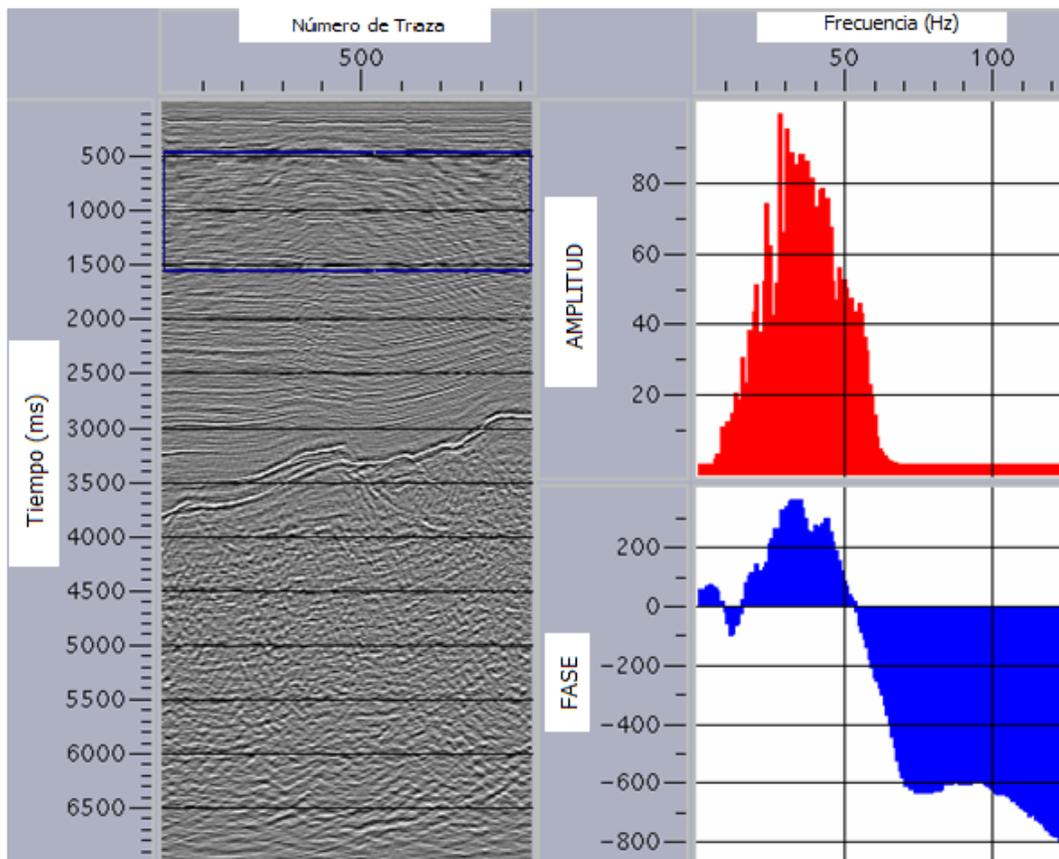


Figura 4.5a Extracción de frecuencia dominante sobre la Línea GV-89C-46, en la ventana comprendida entre el CDP 3866-4348 y los tiempos 500ms-1500ms utilizando la aplicación *PostStac*. Se observa una frecuencia dominante de 30Hz aproximadamente. El rango de frecuencias, en el cual se maneja el espectro de amplitud oscila entre los 10Hz y los 60Hz.

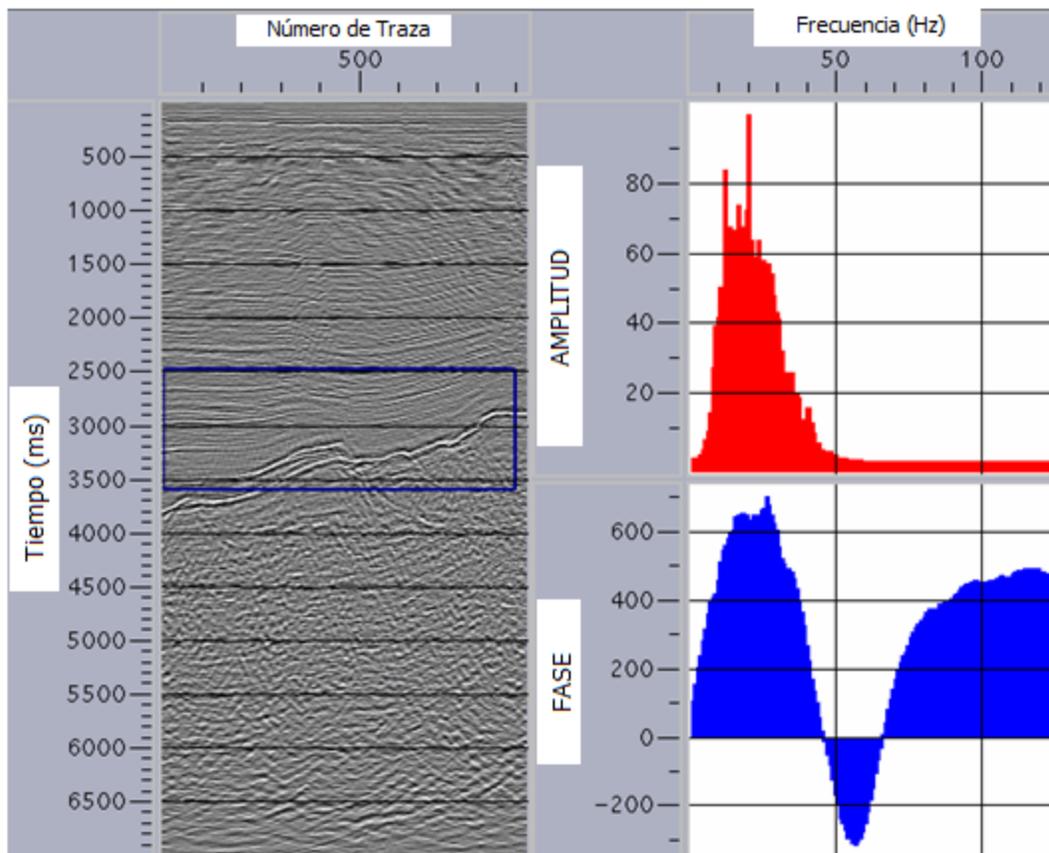


Figura 4.5b Extracción de frecuencia dominante sobre la Línea GV-89C-46, en la ventana comprendida entre el CDP 3866-4348 y los tiempos 2500ms-3500ms utilizando la aplicación *PostStack*. Se observa una frecuencia dominante de 20Hz aproximadamente y el espectro de amplitud para este caso se presenta en un rango más reducido de frecuencias, el cual oscila entre 10Hz a 40Hz.

El segundo método para el cálculo de la frecuencia dominante de la sísmica fue mediante la aplicación *Syntool* de *Landmark*, en la fase de construcción del sismograma sintético, luego de extraer la ondícula de la sísmica a distintas ventanas de tiempo la frecuencia dominante de la ondícula da una buena aproximación de la frecuencia de la sísmica en dicha ventana de tiempo. Una vez identificada la frecuencia dominante se calcularon las velocidades interválicas a partir de los datos de pozo y de las velocidades interválicas de la sísmica, con el fin de hacer una comparación y ver el grado de confiabilidad de las velocidades interválicas que serán utilizadas para la generación del modelo de velocidades. A continuación se presenta

la Tabla N° 7 donde se comparan las resoluciones calculadas a partir de las velocidades de pozo y de las velocidades sísmicas (velocidades interválicas).

Tabla N°7 Resolución sísmica vertical calculada a partir de velocidades de pozo y velocidades sísmicas.

N° de Línea	Intervalo de tiempo [ms]	Resolución [pies]	
		Velocidades de Pozo	Velocidades Sísmicas
GV-89C-36	1000-1500	57.40	57.04
	1900-2400	94.46	89.54
GV-89C-46	500-1000	55.27	60.12
	2200-2700	128.96	155.56
GV-89C-64	500-1000	84.48	82.32
	2200-2700	92.17	95.83

4.6 Interpretación de Horizontes y Fallas.

La interpretación de las líneas sísmicas se llevó a cabo en la aplicación *Seisworks 2D* de la plataforma *Landmark*. Primero se realizó la interpretación de las fallas y posteriormente la interpretación de los horizontes identificados mediante los sismogramas sintéticos.

Una vez integrada la información geológica estructural de la zona, es decir, tener presente cuales son los estilos estructurales principales que pueden ser identificados en función del margen tectónico se comienzan a identificar las familias de fallas principales y las fallas secundarias asociadas a éstas. Cuando se hace referencia a las familias de fallas principales se habla de aquellas fallas de gran envergadura, es decir, con desplazamientos y longitudes considerables que sean apreciables a lo largo de varias líneas sísmicas y las fallas secundarias que sean visibles en mínimo 3 o 4 líneas sísmicas consecutivas. Para ello se utilizó, principalmente, la paleta de colores

en escala de grises, ya que ésta es la más idónea para poder visualizar con mayor facilidad dichas discontinuidades, se desplegaron cada una de las líneas a una escala que permitiera tener una visual general de toda la línea además, constantemente, se visualizaron a diferente relación de escala vertical y horizontal e incluso se aplicaron cambios de paleta de colores en zonas donde no se apreciarán muy bien las fallas, ya sea por un contenido de ruido en la línea o problemas de velocidades y migración, se fueron marcando las fallas identificadas sin asignar. Asimismo, se desplegó también el mapa base para saber en todo momento cual era la zona que se estaba visualizando y de esa manera cada falla identificada se podía visualizar en el mapa; incluyendo su rumbo y buzamiento, en algunos casos se utilizaron los polígonos de correlación para asegurar que, efectivamente, hubo desplazamiento de los estratos y que la distorsión de la señal no es producto de algún problema de procesamiento dándole mayor confiabilidad a la interpretación.

Una vez identificadas todas las fallas principales y secundarias importantes, y tener la visual en planta de cada una de ellas, se procedió a hacer la asignación de las mismas, es decir, según los patrones de las fallas visualizadas de acuerdo a su forma y buzamiento determinar la continuidad de éstas a lo largo de cada una de las líneas, identificándolas con un nombre, en este caso se utilizaron las letras del abecedario y en los casos de sistemas conjugados se identificaron con la misma letra prima.

Al terminar la interpretación de las fallas se procedió a realizar la interpretación de los horizontes que ya han sido identificados mediante los sismogramas sintéticos, en la tabla siguiente se muestra para cada horizonte la amplitud del reflector interpretado y su valor de tiempo máximo y mínimo.

Tabla N°8 Horizontes interpretados con su respectivo valor de amplitud e intervalo de tiempo en orden cronoestratigráfico ascendente.

Horizontes Interpretados	Amplitud	Tiempo Máximo [ms]	Tiempo Mínimo [ms]
A (Tope del Oligoceno)	Máximo	5252	223.5
B (Tope del Mioceno Temprano)	Máximo	4121	986.0
C	Máximo	3420	649.0
D (Tope del Mioceno Medio)	Mínimo	2708	486.0
E (Tope del Mioceno Tardío)	Mínimo	2086	280.0

Se comenzó el seguimiento de los mismos en las líneas por donde pasan los pozos o en su defecto las líneas más cercanas a éstos, en este caso las líneas escogidas se muestran en la Tabla N° 9 donde se indica la distancia de los pozos a las mismas.

Tabla N° 9 Líneas escogidas como punto de partida para la interpretación de horizontes y la distancia de las mismas a los pozos más cercanos.

N° de Línea	Pozo	Distancia del pozo a la Línea [m]	Dirección
GV-89C-64	Lamparosa 1-X	0	SW-NE
GV-89C-66	5	205	SW-NE
GV-89C-46	1	850	SW-NE
GV-89C-36	2	1100	SW-NE
GV-89C-36	4	900	SW-NE
GV-89C-32	3	0	SW-NE

Con dichas líneas y otras adicionales en sentido NW-SE se generó un transecto sísmico regional, a partir del cual se continuó la interpretación del resto de las líneas del proyecto, para ello se hizo uso del lazo cerrado para asegurar que siempre se estuviese siguiendo el reflector correcto.

Todos los datos generados de la interpretación que están comprendidos por las fallas y horizontes fueron importados al Software *Gocad* Versión 2.5.2 2008 de la plataforma Paradigm, para la generación del modelo estructural 3D.

4.7 Generación del Modelo de Velocidades.

En esta etapa del trabajo se utilizó el programa *Gocad* Versión 2.5.2 de la plataforma Paradigm, en el cual se generó un proyecto donde fueron cargados todos los datos a nivel de líneas sísmicas interpretadas, horizontes y fallas, así como también trayectorias de pozos, topes o marcadores, curvas T-Z, velocidades promedios e interválicas calculadas a partir de las T-Z calibradas y las velocidades RMS de cada una de la líneas sísmicas dentro del área de estudio.

Una vez cargada toda la información necesaria se procedió a generar un modelo estructural en tiempo que servirá como dato de entrada para la generación del modelo de velocidades según el método de *Layer-Cake*, para ello se siguió el siguiente flujo de trabajo:

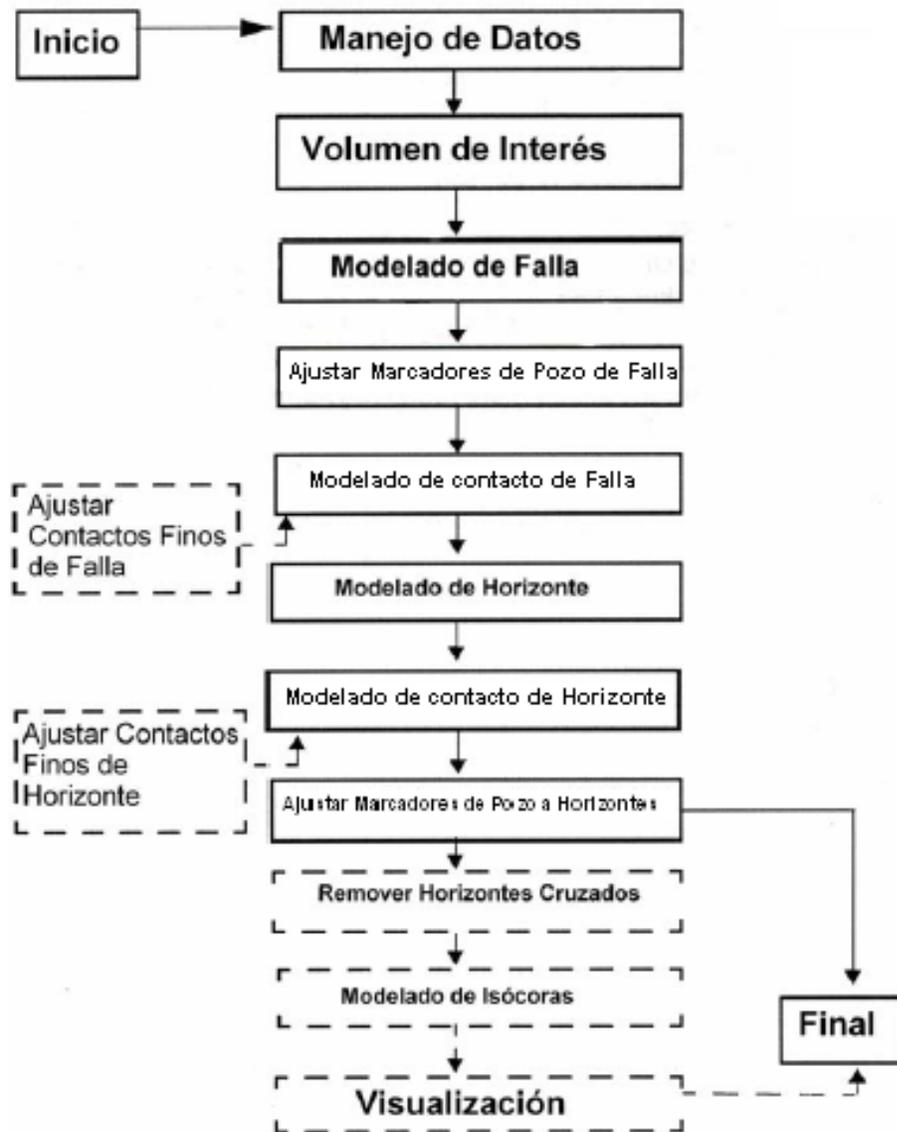


Figura4.7 Flujo de Trabajo en *Gocad* para generar el Modelo Estructural. Donde la dirección de la flecha nos da la secuencia recomendada a seguir dentro del flujo, líneas sólidas indica que dichos pasos están disponibles y líneas punteadas sólo disponibles con el producto del modelado estratigráfico y análisis de fallas. (Tomado Introducción al Módulo Base Earth Decision Suite 2.1, 2004).

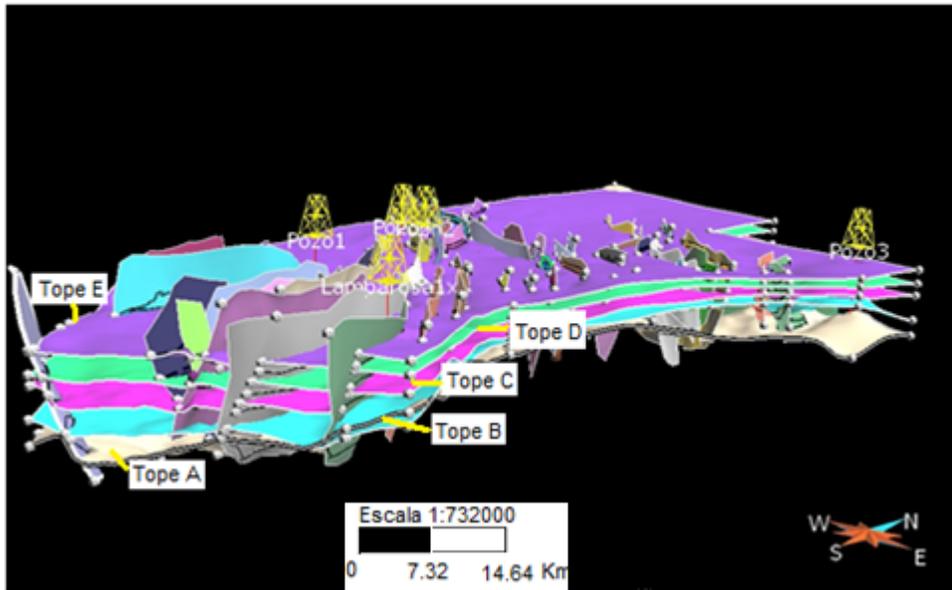


Figura 4.7b Modelo Estructural en tiempo del área de estudio visto desde el Sur-Este, con un área de aproximadamente 5000km². En color crema se identifica el horizonte A (Tope del Oligoceno) en azul el horizonte B (Tope del Mioceno Temprano), en rosado el horizonte C, en verde el horizonte D (Tope Mioceno Medio) y en morado el horizonte E (Tope del Mioceno Tardío).

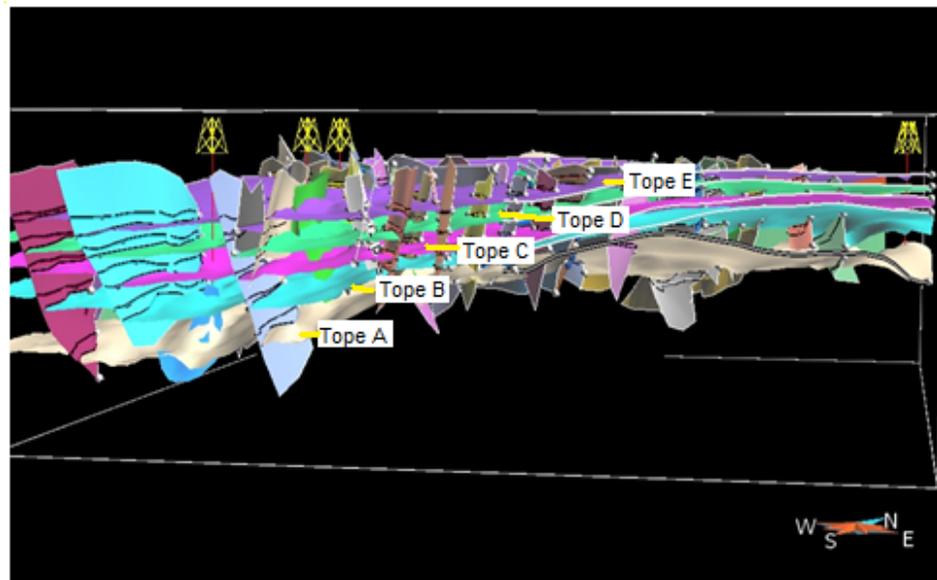


Figura 4.7c Corte del Modelo Estructural en tiempo visto desde el Sur-Este, nótese el cambio de espesores dentro de las distintas secuencias, hacia el Sur se presentan mayores espesores de secuencia que se adelgazan en la parte central de área, y se mantienen hacia el norte, sin embargo, el Mioceno Temprano presenta un espesor mayor.

Con el modelo estructural en tiempo, se procedió a utilizar el flujo de trabajo para generar un mallado de yacimiento 3D tomando como datos de entrada los horizontes y fallas generados en el modelo estructural. Dicho mallado 3D se generó con el fin de tener una estructura más detallada del subsuelo en la cual se propagaron los datos de velocidades, por cada una de las regiones definidas entre cada horizonte interpretado y se realizaron los análisis estadísticos respectivos. La principal razón por la cual, se generó el modelo de velocidades a partir de una malla 3D fue, porque a partir de ellas, se puede tener un buen control de las propiedades (velocidades) cuando la anisotropía y las estructuras juega un papel importante, por lo tanto mediante dicho mallado se podrá verificar que tan dependiente o independientes es el comportamiento de las velocidades en función de las estructuras en el área de estudio.

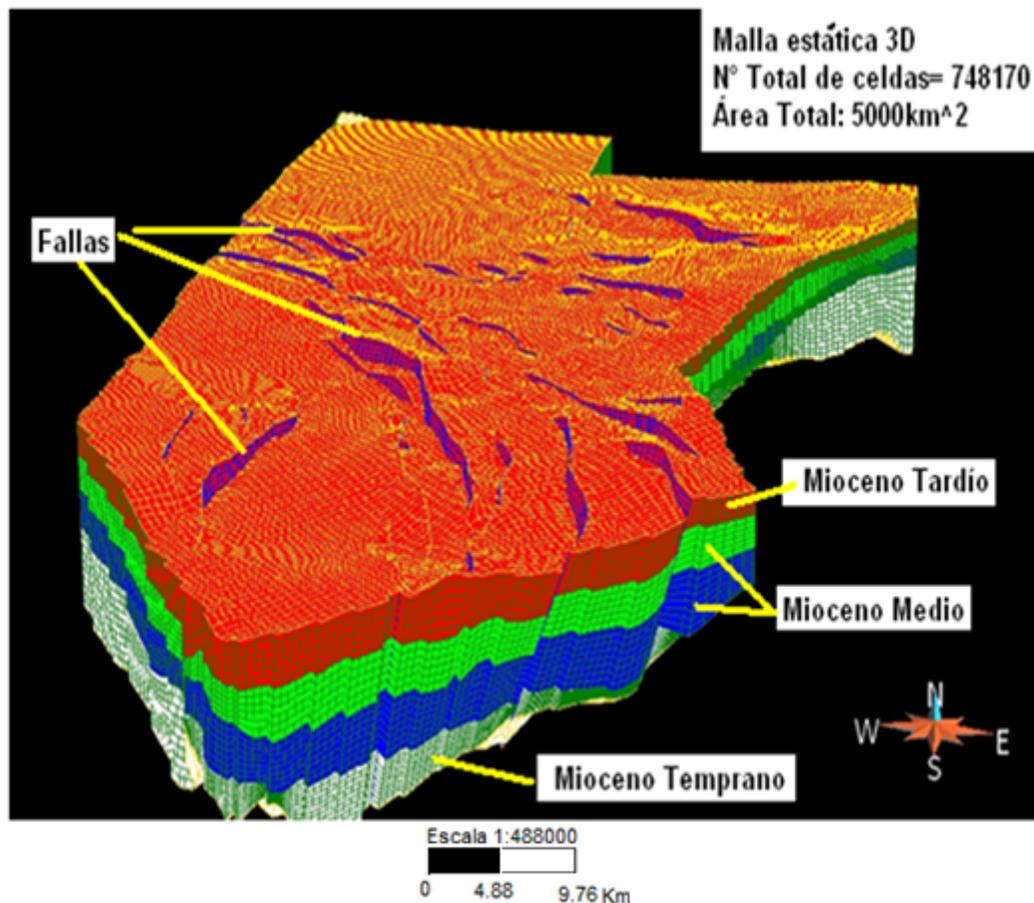


Figura 4.7d Malla 3D creada a partir del modelo estructural en tiempo, vista desde el Sur.

Modelo de Velocidades

- Control de calidad de las velocidades RMS, dichas funciones de velocidades fueron cargadas para cada una de las líneas sísmicas por separado, las mismas fueron desplegadas, para visualizar la existencia de alguna inversión de velocidades que pudiera afectar la transformación de las mismas a velocidades interválicas. De igual forma se realizó un control estadístico de todos los datos.

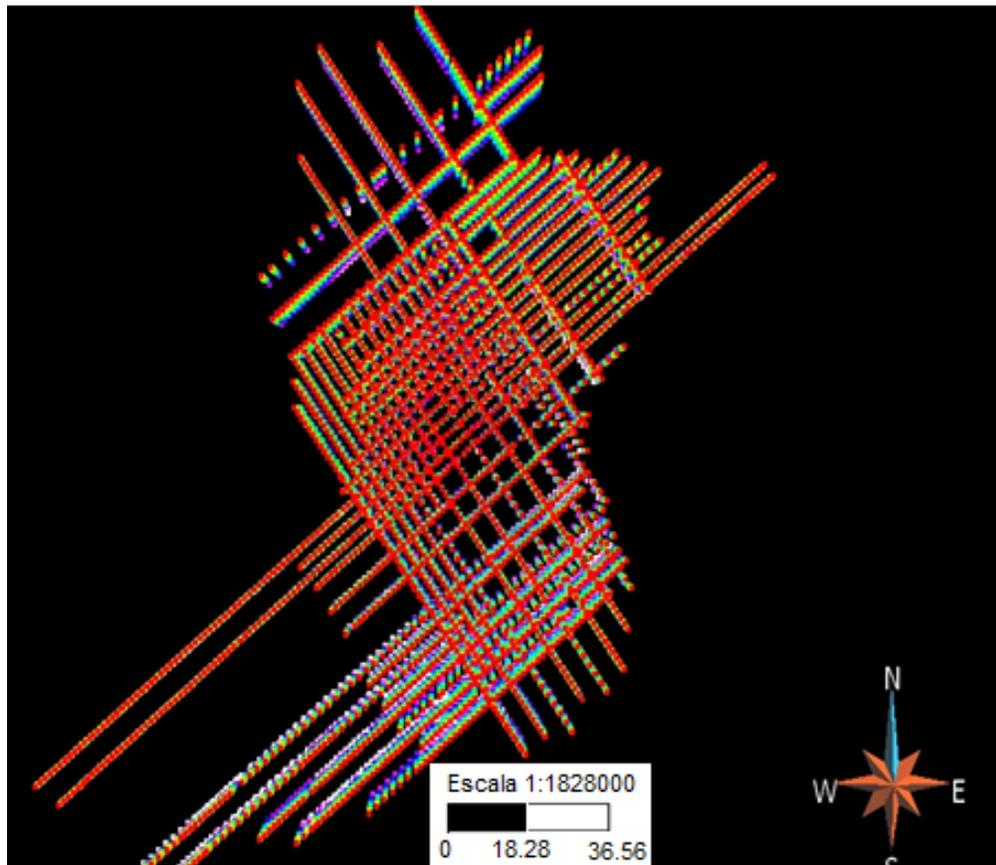


Figura 4.7e Funciones de velocidades RMS para cada línea sísmica vista en planta, nótese un mallado de velocidades bastante regular y continuo, pero en la zona central hay una falta de líneas con sus funciones de velocidades que pueden afectar el modelo final, ya que es una mayor área donde se debe interpolar dichos valores.

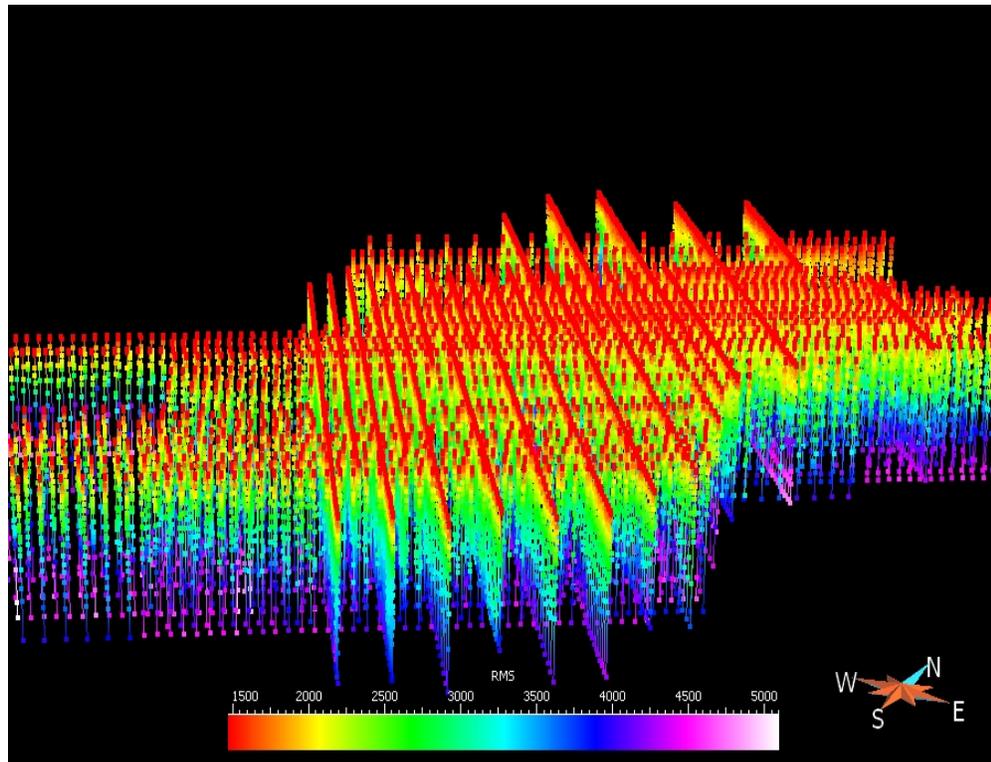


Figura 4.7f Funciones de velocidades RMS para cada línea sísmica vista desde el Sur-Este.

- Las velocidades RMS de la sísmica fueron transformadas mediante la ecuación de Dix, a velocidades interválicas. Luego dichas velocidades fueron divididas por regiones, es este caso fueron utilizados cada uno de los horizontes interpretados como los límites de dichas regiones (representan cambios importantes de velocidades), para cada una de las regiones se realizó un control estadístico de los datos.

$$\text{Vel.intervalicas} = \sqrt{\frac{\text{VRMS}_2^2 \times t_2 - \text{VRMS}_1^2 \times t_1}{t_2 - t_1}} \quad (\text{Ec. 7})$$

Donde:

VRMS₂ y VRMS₁ son las velocidades sísmicas para la capa inferior y la capa superior respectivamente al igual que los tiempos.

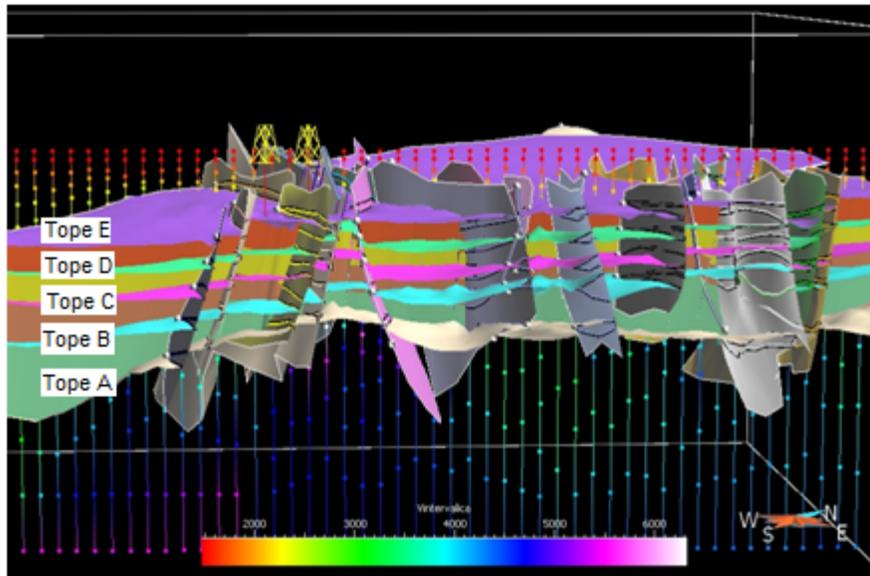


Figura 4.7h Corte del Modelo Estructural en tiempo con las cuatro regiones generadas a partir de los 5 horizontes interpretados sobre la cual se desplegaron las funciones de velocidades interválicas de una sección sísmica con orientación Suroeste-Noreste.

- Las velocidades interválicas de cada pozo también fueron divididas por regiones bajo los mismos parámetros que las velocidades sísmicas.

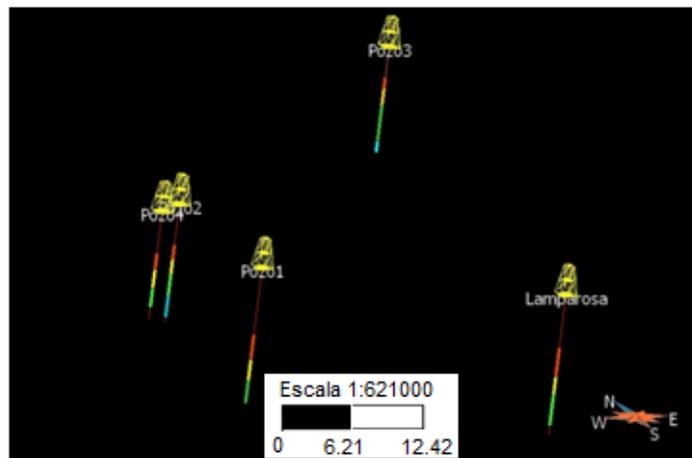


Figura 4.7i Pozos con sus respectivas regiones, en azul la región más profunda limitada por la tectonosecuencia A y B (Mioceno Temprano), en verde la región limitada por la tectonosecuencia B y C, en amarillo la región entre la tectonosecuencia C y D (ambas pertenecientes al Mioceno Medio) y por último la región naranja limitada por la tectonosecuencia D y E (Mioceno Tardío).

- Las velocidades interválicas de la sísmica fueron propagadas dentro de la malla 3D mediante el método de interpolación de Kriging Ordinario, el cual permitió propagar las velocidades considerándolas como variables no estacionarias, es decir, que son valores con una media variable, por lo tanto se asume una media local para la estimación de los valores en las posiciones no muestreadas dentro de una elipsoide de búsqueda, la cual está definida por la distribución espacial de los datos, para ello fue necesario generar los variogramas 2D.

Los variogramas permitieron determinar cuál o cuáles son las direcciones preferenciales en planta en las que se distribuyen las velocidades, para cada una de las regiones definidas anteriormente, y permitieron determinar cómo era el comportamiento espacial de las velocidades en función de las distancias entre pares de muestras. Cabe destacar que no fue necesario generar variogramas verticales, ya que la distribución de velocidades verticalmente, estuvo controlada directamente por el sistema de coordenadas que fue utilizado para la generación de los variogramas, el cual es muy utilizado para todos aquellos objetos que representan estructuras geológicas.

En este caso el sistema de coordenadas es del tipo UVW que se corresponde con XYZ, pero dicho sistema tiene la ventaja de que se ajusta siempre a la forma de los cuerpos que representa, en este caso a la forma de la malla utilizando para los análisis sólo aquellos valores que se encuentren dentro del mismo estrato o capa respetando cualquier estructura que se encuentre presente dentro del modelo, evitando que existiesen zonas con cambios laterales litológicos y de velocidades importantes por presencia de tectónica salina o domos de lodo, y tener un mejor control de los datos a la hora de hacer la propagación de dichas propiedades. Sin embargo, no sirve para hacer un cálculo de distancias, ya que éste deforma el sistema cartesiano y siempre

engloba todas las distancias a un valor máximo, el cual es igual a la unidad (1).

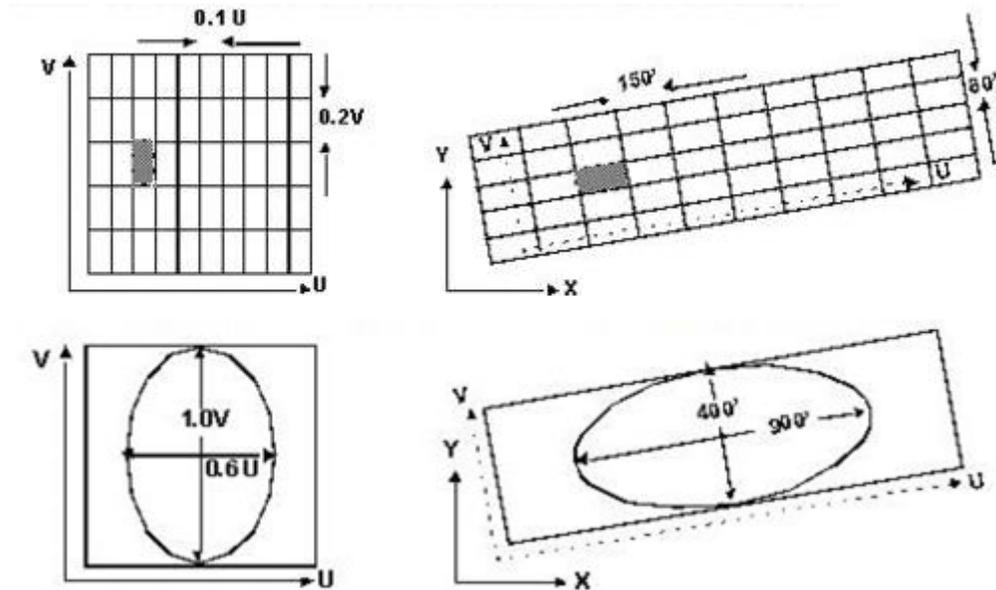


Figura 4.7j Comparación entre coordenadas UVW (izquierda) y XYZ (derecha) para una malla estratigráfica (superior) y para una celda dentro de una malla estratigráfica (inferior).

Lo que se quiere lograr utilizando la malla 3D y un sistema de coordenadas UVW para la generación de los variogramas, es dirigir la propagación de las velocidades, de manera tal, que éstas se adapten completamente a la forma de las estructuras presentes, y que se tomen en cuenta para los análisis únicamente los valores que se encuentren dentro de ese cuerpo geológico y no se introduzcan valores de otras regiones.

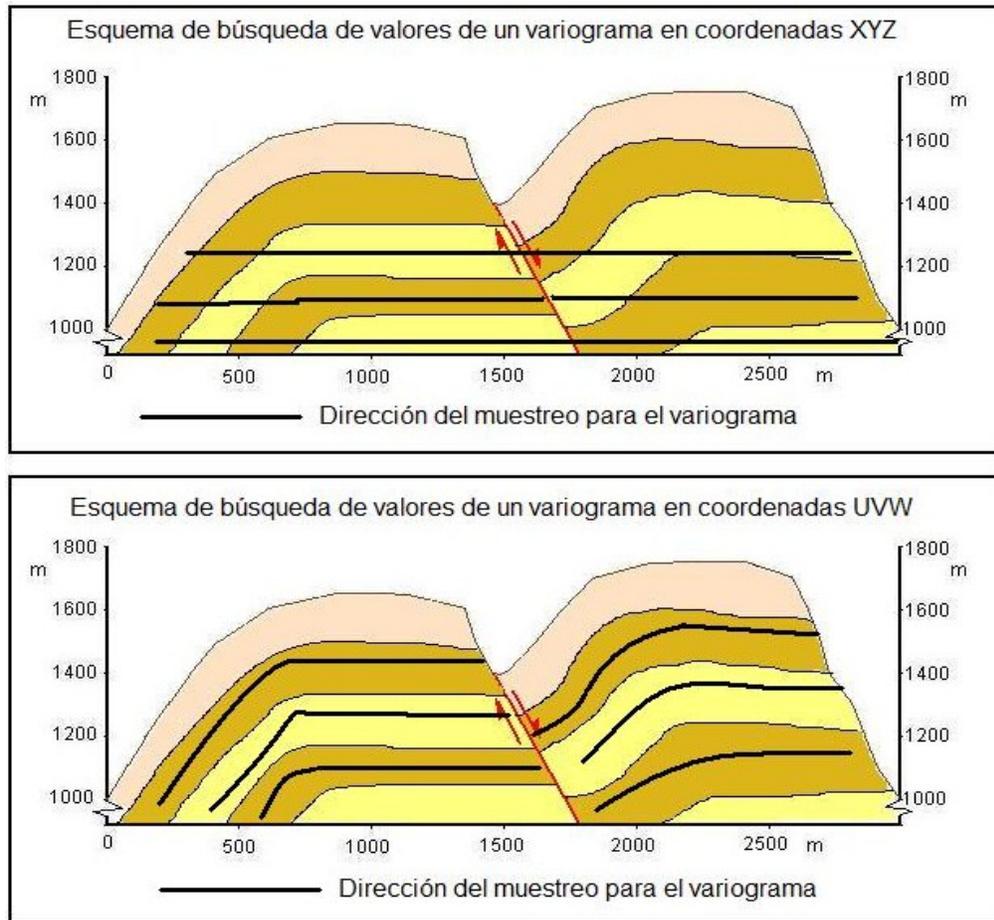


Figura 4.7k. Comparación en el esquema de búsqueda de valores de un variograma en coordenadas XYZ (superior) y UVW (inferior).

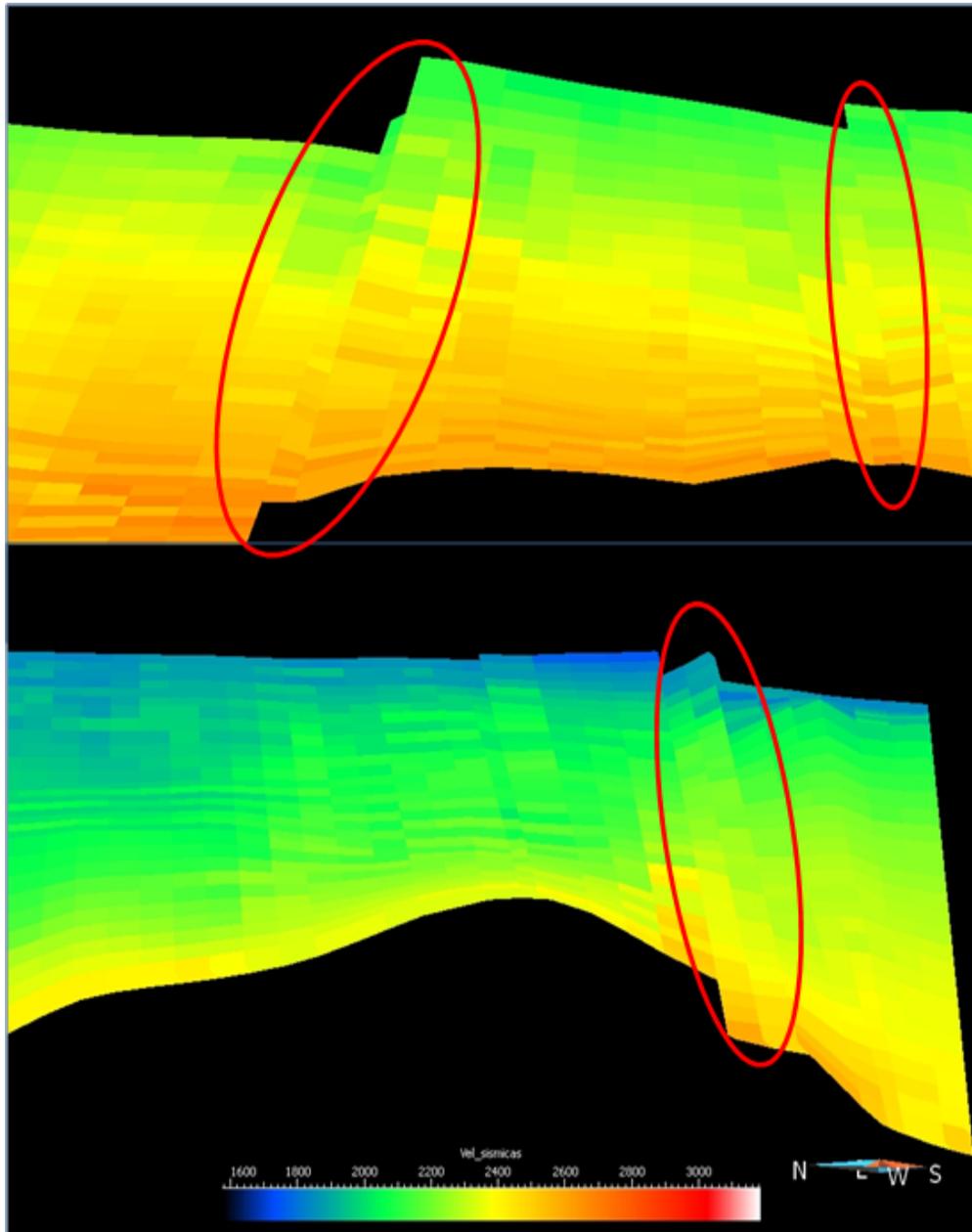


Figura 4.71 Cortes del mallado 3D una vez propagadas las velocidades interválicas de la sísmica. Corte en la dirección Suroeste-Noreste, en el cual se resaltan en color rojo las zonas de fallas, en las cuales se observa que las velocidades respetan dichas estructuras (superior). Corte en la dirección Noroeste-Sureste, en la cual de igual forma se resalta en color rojo la zona de falla y se observa la presencia de un alto estructural (antiforme) y de igual manera la propagación de las velocidades se adapta a dicha estructura (inferior).

- Luego se realizó una comparación entre las velocidades del pozo y la sísmica para determinar la diferencia entre ellas y el factor de corrección, que será aplicado para calibrar el modelo de velocidades. El factor de corrección fue calculado mediante el cociente entre las velocidades interválicas de los pozos y las velocidades interválicas de la sísmica.
- Una vez calculado el factor de corrección éste fue propagado en todo el mallado con la aplicación de una interpolación con un Kriging simple, el cual considera las variables como estacionarias utilizando una media constante y conocida a partir de los datos que se tiene de entrada para la propagación de dicha variable.

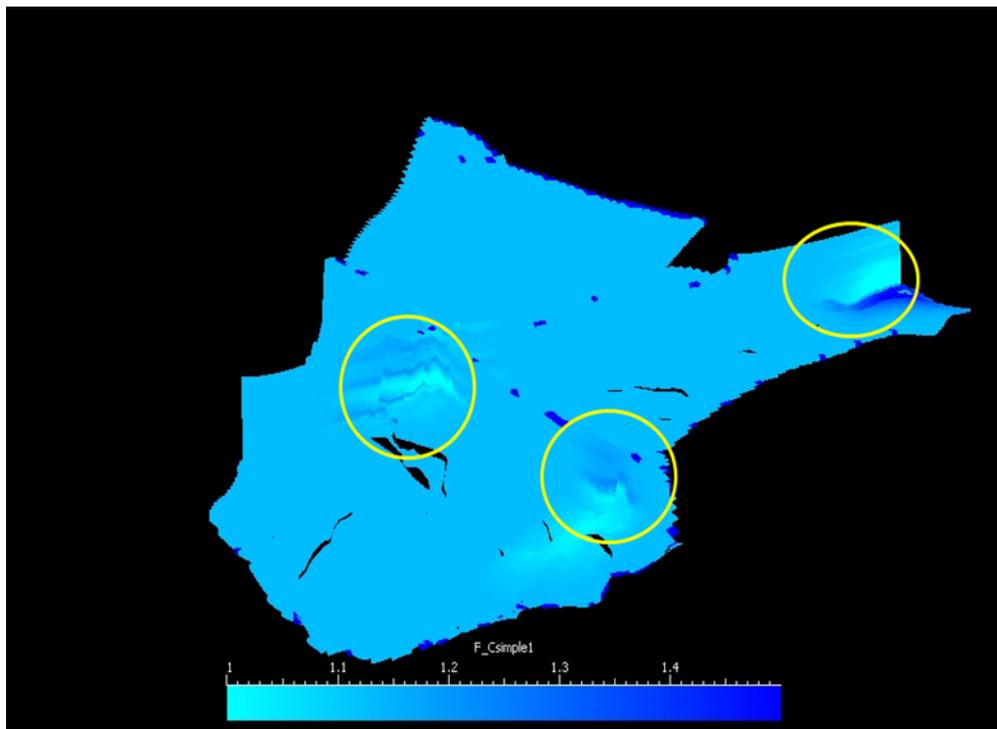


Figura 4.7m Factor de Corrección calculado a partir las velocidades interválicas provenientes de la información de pozos, con el fin de calibrar el modelo de velocidades. En color amarillo se identifican las zonas cercanas a los pozos donde el factor de corrección tiene mayor grado de influencia.

- Luego de haber propagado factor de corrección en todo el volumen, se procedió a aplicar dicho factor a las velocidades interválicas, mediante el

producto de los mismos ($\text{Factor_Corrección} \times \text{Velocidades_interválicas}$), se realiza una comparación entre las velocidades interválicas de pozos y las velocidades interválicas corregidas de la sísmica, para verificar la confiabilidad del resultado. Finalmente ese cubo calibrado de velocidades es transformado a un cubo de velocidades promedio y nuevamente es comparado con las velocidades de los pozos, para asegurar que efectivamente se ha corregido el cubo de velocidades satisfactoriamente respetando las tendencias de los pozos (dato duro).

Conversión Tiempo-Profundidad.

Con el cubo de velocidades promedio calibrado, se procedió a realizar la conversión de tiempo a profundidad del modelo estructural en tiempo, con el fin de verificar si éste queda calibrado a los pozos para verificar la confiabilidad del mismo.

Finalmente se generaron los distintos mapas de tiempo, profundidad, velocidades promedio y velocidades interválicas correspondientes a cada uno de los horizontes interpretados.

CAPITULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1 Interpretación Sísmica geológica-estructural 2D

Durante toda la etapa de interpretación se identificaron varias estructuras, comportamiento de reflexiones a nivel de contenido de frecuencias, continuidad y configuraciones que permitieron inferir fuentes de sedimentos, estilos estructurales principales, tasa de sedimentación y deformación de una manera cualitativa. Para presentar de manera ordenada y coherente todos los análisis extraídos de la interpretación sísmica es necesario hacer un breve preámbulo acerca de todos los procesos que se han venido desarrollando a lo largo del tiempo geológico dentro del área de estudio y sus alrededores.

El noroccidente de Venezuela está caracterizado por estar expuesto, a lo largo del tiempo geológico por diferentes etapas tectónicas y sedimentológicas, que han permitido que éste presente su configuración actual. Todo estos procesos se pueden distinguir en tres grandes etapas: la primera un margen divergente asociado a los procesos de rifting jurásicos con la apertura de Pangea (Proto Caribe), el cual se evidencia por la generación varias estructuras tipo grábenes con una orientación preferencial NE entre ellos se encuentran el surco de Uribante, Machiques, Barquisimeto, ubicados en el noroccidente del país, dentro de éstos fueron depositados todos los sedimentos jurásicos; segundo, un margen pasivo caracterizado por procesos transgresivos y regresivos de edad cretácico, en este periodo se presentó un proceso de máxima transgresión global que dio paso a la formación de ambientes marino somero y marino de aguas profundas, depositándose grandes espesores de sedimentos y dando paso a procesos de subsidencia por carga litostática; y una tercera

etapa de margen activo, producto de la interacción tectónica entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana que ha sido la principal responsable de tres levantamientos importantes como lo son: la cordillera Oriental Colombiana en el Paleoceno, afectando la Península de la Guajira; la cuenca *foreland* de Maracaibo y el sistema de fallas de Icoatea, Pueblo Viejo y Burro Negro, levantamiento de la cordillera de la Costa a mediados del Eoceno Medio y el levantamiento de los Andes venezolanos a mediados del Mioceno.

Asimismo, es importante resaltar que la tectónica y los eventos de sedimentación dentro del Golfo de Venezuela, están bien diferenciados por la discordancia del Eoceno-Oligoceno, ya que ésta es un marcador regional que se presenta dentro de toda el área de estudio, caracterizado por ser un reflector de alta energía o amplitud. Del mismo modo, todos los eventos pre-discordancia se mantienen en el área oeste del Golfo donde se conserva la provincia geológica autóctona, la cual está separada de la provincia alóctona al este del Golfo de Venezuela por la falla Lagarto con buzamiento al norte, un rumbo NO-SE, con una componente vertical normal y transcurrencia dextral. El área de estudio se encuentra únicamente dentro del alóctono, por lo tanto nos enfocaremos y apoyaremos en los eventos tectónicos que han afectado la cuenca de Falcón de edad Eoceno Tardío a Oligoceno-Mioceno Medio, ya que gran parte de los sedimentos que descansan dentro del sector oriental de Golfo han sido provenientes de la cuenca de Falcón, y altos estructurales que han alimentado ambas cuencas, por lo que recientes estudios sedimentológicos han correlacionado muchas facies sedimentarias del Golfo con formaciones estudiadas a nivel de superficie y subsuelo dentro de la cuenca de Falcón en tierra.

El marco estructural que se maneja dentro del área está caracterizado, principalmente, por una tectónica activa del tipo extensional, ya que las estructuras principales que se encuentran presentes dentro del área de estudio son fallas normales planares y en algunos casos rotacionales, como son las fallas lítricas. Dentro de las estructuras más

resaltantes se encuentran grábenes, semi-grábenes, *horst* y pliegues tipo *roll-over* asociados directamente a las fallas listricas.

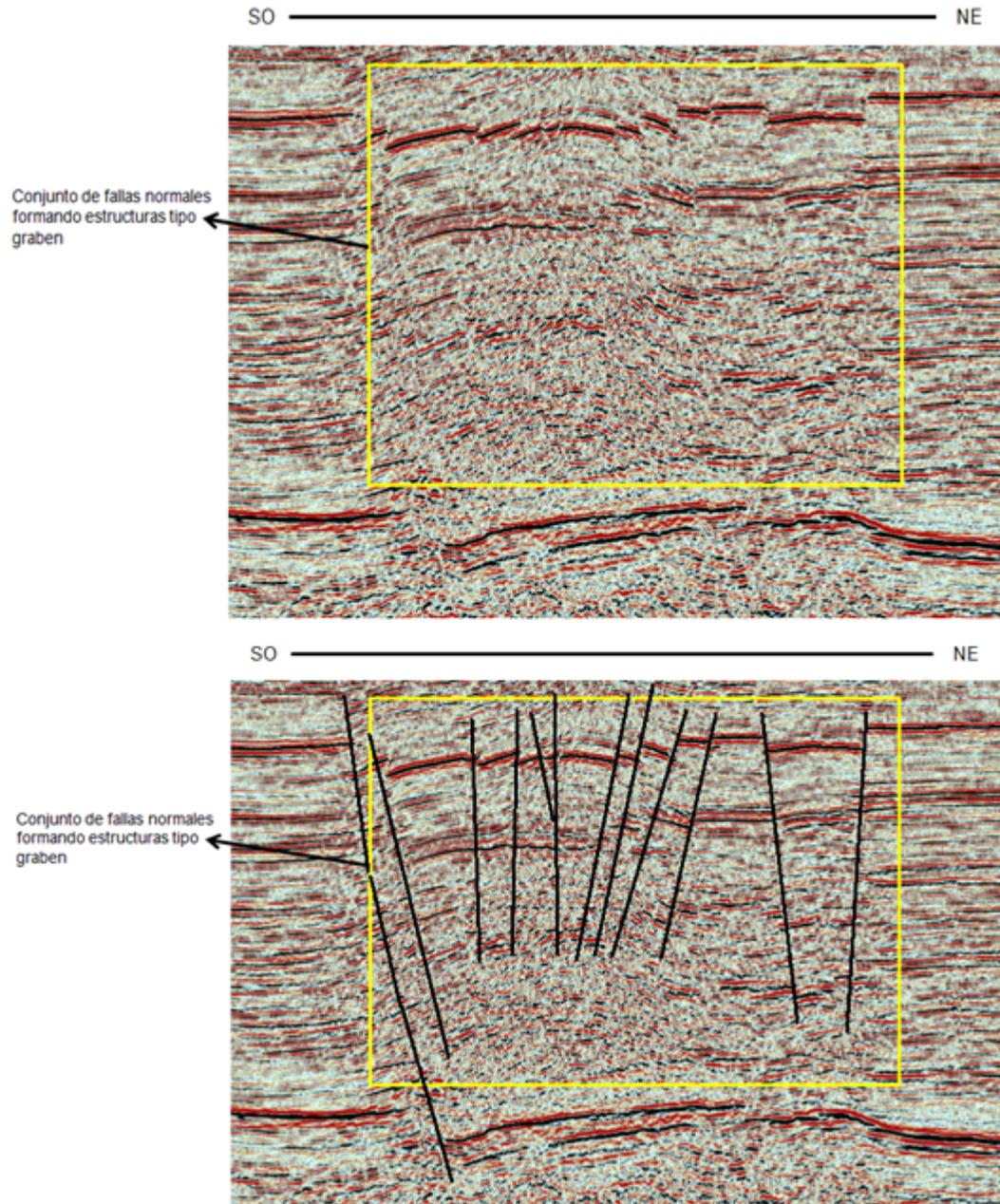


Figura 5.1a Sección sísmica sin interpretar con una orientación SO-NE, en la cual se destacan el conjunto de fallas normales que forman una estructura tipo graben, evidenciando los procesos extensivos en el área (Arriba). Sección sísmica interpretada con una orientación SO-NE, en la cual se destacan el conjunto de fallas normales que forman una estructura tipo graben (Abajo).

El tren de fallas principales presentan un rumbo preferencial en dirección NO-SE. Cabe destacar que la sedimentación en estas zonas estuvo fuertemente afectada por los eventos tectónicos, ya que se evidencian que las fallas tipo lítricas son del tipo sin-sedimentarias, lo que implica que la depositación de los sedimentos fue contemporánea a los procesos de deformación.

La principal estructura identificada dentro de la parte oriental del Golfo de Venezuela es la cuenca del Surco de Urumaco limitada por fallas de gran envergadura, dicha estructura presenta una orientación NO-SE, al igual que la mayoría de las fallas de la región, hacia el extremo oeste del Surco se observan las fallas lítricas sin-sedimentarias, ya que las tectonosecuencias más antiguas presentan un mayor espesor de sedimentos por haber tenido un mayor espacio de acomodo con respecto a las más jóvenes. Asimismo, asociado a dichas fallas lítricas se evidencia la presencia de un pliegue *roll-over*, el cual sólo está afectando las secuencias más someras. Hacia las zonas más lejanas de la superficie lítrica se aprecian un conjunto de fallas formando una estructura tipo graben de colapso, posiblemente consecuencia de la falla principal, ya que se presentan fallas normales con vergencia hacia el NE y otro grupo de fallas con vergencia al SE. Dentro del surco de Urumaco se encuentran grandes espesores de sedimentos Neógenos, los cuales descansan discordantemente sobre rocas mesozóicas metamorfozadas, consecuencia del avance hacia el sur y SE del cinturón de deformación del Caribe.

Por otro lado se observa, hacia la zona más céntrica del área de estudio, algunas estructuras de *horst* características de un margen tectónico extensivo, dichas áreas son potenciales como zonas de acumulación de hidrocarburos, pero se debe tomar en cuenta todos los factores a nivel de sistema petrolero.

En cuanto a evidencias de los procesos de inversión tectónica que son bastante notorios y apreciables en tierra; como principal consecuencia de ello a mediados del Mioceno Medio se tiene la inversión de la Cuenca de Falcón, tras la formación del Anticlinorio de Falcón, el cual actualmente, divide la Cuenca en dos subcuencas.

Tomando en cuenta la situación descrita anteriormente, se esperaría que en las líneas sísmicas con dirección NO-SE se encontraran evidencias claras de inversión. Sin embargo, dentro del área de estudio no se encontraron dichas evidencias a gran escala que indiquen algún proceso de inversión, como es el caso de los períodos extensivos que están muy bien marcados dentro de toda el área, pero es posible que antiguas fallas a nivel de basamento se hayan reactivado como inversas.

También se presenta el caso de fallas antiguas que han afectado las tectonosecuencias más antiguas y al sufrir nuevos episodios de deformación éstas se han reactivados siguiendo los planos de debilidades antiguos, cortando así aquellas secuencias suprayacentes más jóvenes, esto se evidencia con la diferencia del salto de falla en esas secuencias más profundas con respecto al resto, donde el salto es mucho menor, además de existir familias de fallas alrededor que sólo cortan las secuencias más jóvenes con el mismo comportamiento, indicando que fueron fallas posteriores a la depositación de las secuencias, ya que éstas no llegan a cortar reflectores más profundos. Asimismo, se puede inferir que dicha diferencia de saltos está asociada a el tipo de litología presente y como esta responden a un mismo esfuerzo, teniendo en cuenta que la secuencia más profundidad según la información geológica de pozos y estudios paleoambientales está caracterizada por presentar una litología del tipo carbonático, y las secuencias superiores en la mayoría de los casos son arcillas, arenas intercaladas con arcillas y algunas calizas locales, pero siempre es más abundante el contenido lutítico, por lo tanto son rocas más dúctiles que absorben los esfuerzos.

Con respecto al comportamiento de las reflexiones, en cuanto a su configuración, contenido de amplitudes, frecuencia y continuidad de los reflectores, se observó que a nivel general dentro del área de estudio y a escala de tectonosecuencias, éstas presentan una configuración paralela a sub-paralela, la cual sugiere periodos de estabilidad de talud durante la depositación. También en algunos casos presenta patrones divergentes sobre todo en las zonas adyacentes a altos estructurales, indicando ligeros cambios en la tasa de sedimentación con relación a la tasa de

deformación, que en este caso se evidencia una tasa de depositación mayor a la deformación.

En cuanto al contenido de frecuencias de la sísmica, se observó un comportamiento normal de las mismas, ya que el contenido de frecuencias en los primeros milisegundo era bastante alto alrededor de los 30Hz y 45Hz y hacia las zonas más profundas, cercanas a zonas de fallas y a la costa se presentan valores de frecuencias más bajos entre los 20Hz y 15Hz aproximadamente, disminuyendo así el grado de resolución de la sísmica, esto se debe principalmente a todos los factores que atenúan la señal tanto asociados a la ondícula como a todos aquellos factores asociados a la geología como lo son: el tipo de litología, el grado de compactación, la cercanía a zonas de fallas que distorsionan en gran medida la señal sísmica, presentando patrones de configuraciones caóticas debido a efectos de difracción, en los que cabe mencionar que las zonas de las líneas más cercanas a tierra (zona sur) están fuertemente falladas.

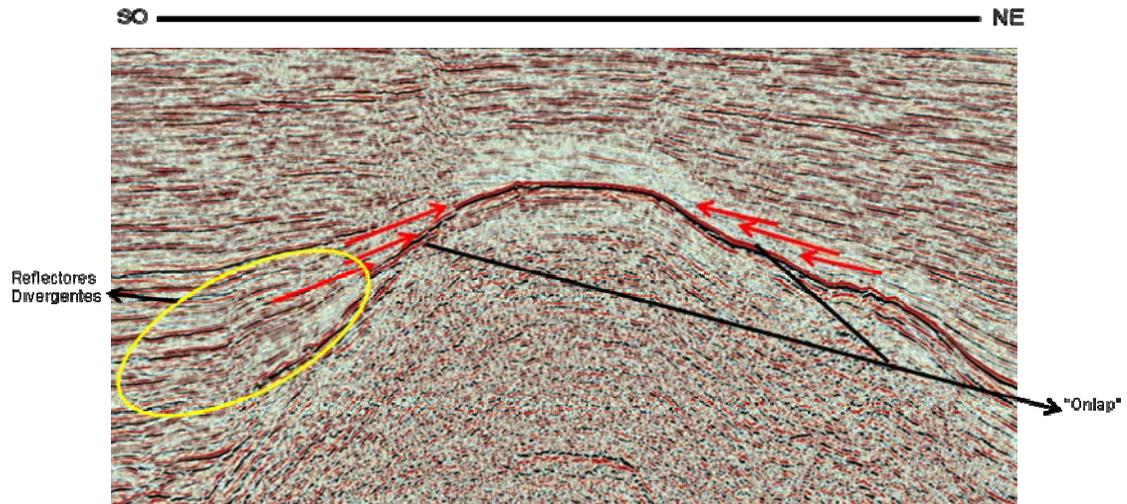


Figura 5.1c Sección sísmica con orientación SO-NE, en la cual se resaltan con flechas rojas las terminaciones sísmicas del tipo *onlap* asociadas a límites de secuencia con respecto a la base, en este caso el choque de los reflectores es contra un alto estructural que interrumpe dicha secuencia, los reflectores dentro del alto estructural tiene una configuración caótica, puesto que la litología presente son rocas posiblemente ígneo metamórficas fuertemente deformadas. Por otro lado se resalta en color amarillo la configuración divergente de los reflectores.

A nivel de contenido de amplitudes, en la sísmica se observan claramente reflectores que permanecen continuos a lo largo de toda el área y con un contenido de amplitud alto, que los distinguen claramente del resto, dichos reflectores de acuerdo a la información de pozos y a los estudios bioestratigráficos, sedimentológicos y paleoambientales, responden a distintas edades cronoestratigráficas, por lo tanto fueron escogidos para ser interpretados, ya que esos altos contenidos de amplitudes son indicativos de altos contrastes de impedancias acústicas asociados directamente con contraste de litología, velocidades y densidades.

En el caso de reflector A (Oligoceno), el cual es el reflector más fuerte (mayor energía) en todas las líneas sísmicas está asociado al contraste de litologías como calizas con arenicas intercaladas con lutitas y limolitas seguidas de una capa de rocas matamorfizadas y basamento ígneo metamórfico, indicando un fuerte contraste entre el basamento acústico y todo el espesor de sedimentos que descansan sobre él.

Por su parte el reflector B (Mioceno Temprano) presenta un contraste entre la Formación Querales y la Formación Agua Clara. La primera según Díaz Gamero (1988) está conformada en un 90% por lutitas intercaladas con arenas de grano fino, y la segunda ha sido dividida en dos miembros: el inferior (Miembro Cauderalito) caracterizado por calizas, lutitas, limolitas y arenas calcáreas y el superior (Miembro Santiago), el cual presenta un gran contenido lutítico (Wheeler, 1960). El contraste entre litologías lutíticas con paquetes de calizas y arenas calcáreas da como resultado un fuerte reflector positivo.

El reflector C, es un reflector muy fuerte y que se puede apreciar dentro de toda el área de estudio. Sin embargo, no está calibrado con ningún marcador de pozo, pero de acuerdo a las características de la reflexión y encontrarse dentro de la tectonosecuencia D, podría estar asociado al contraste litológico dentro de la Formación Socorro, la cual presenta en su parte inferior intercalaciones de lutitas, areniscas y capas delgadas de margas y calizas en contacto con la sección superior constituida por lutitas laminadas turbas y areniscas sin elementos calcáreos ni

horizontes fosilíferos (Hudson, 1926), dando como resultado una fuerte reflexión positiva.

En el caso de el reflector D (Mioceno Medio) se encuentran en contacto la parte superior de la Formación Socorro con la parte inferior de la Formación Caujarao, esta última está constituida por lutitas arcillosas con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas (Wiedenmayer, 1937), por lo tanto provoca un fuerte contraste caracterizado por un reflector de gran amplitud negativa.

Finalmente se tiene el reflector E (Mioceno Tardío) que contrasta la parte superior de la Formación Caujarao con la inferior de la misma Formación, por lo tanto se pone en contacto arcillas y lutitas fosilíferas con algunas capas de margas y calizas intercaladas con lutitas respectivamente.

Cabe destacar, que no en todos los pozos se aprecian perfectamente esta caracterización litológica, como es el caso del Pozo 3, el cual se encuentra en la zona más NE del área, donde el seguimiento de los reflectores sísmicos fue muy difícil, ya que éstos en este punto perdieron amplitudes y continuidad, en su defecto era una zona de reflectores entrecortados, además las muestras geológicas en dicho pozo estuvieron caracterizadas por grandes paquetes lutíticos y arcillosos, sólo en la parte superior a partir de 2250pies aproximadamente se reporta un contenido de arenas poco consolidadas y altamente fragmentas de grano fino a medio, hacia la parte superior, este comportamiento de las reflexiones se ve evidenciado en la Figura 5.1c.

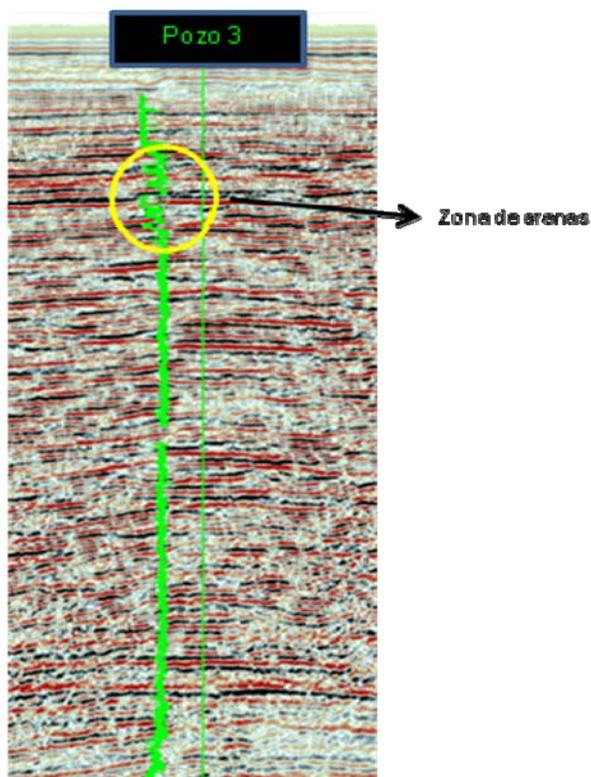


Figura 5.1d Sección sísmica con orientación SO-NE, en la cual se despliega el Pozo 3 con su respectivo registro de Rayos Gamma (GR), en la sección se observa el comportamiento de las reflexiones sísmicas, el cual es discontinuo, solo los reflectores más someros y más profundos son claramente continuos. Asimismo, el registro GR indica que la litología predominante es material lutítico y arcilloso; en color amarillo se indica la presencia de delgadas capas de areniscas.

Otra herramienta que permitió hacer inferencia con respecto a las fuentes de sedimentos y tasas de depositación, fueron las terminaciones sísmicas, entre ellas se observaron terminaciones asociadas tanto a la base como a los topes de las secuencias, entre las terminaciones que fueron observadas se tienen: *onlaps*, *downlaps* y *toplap*, que se muestran a continuación.

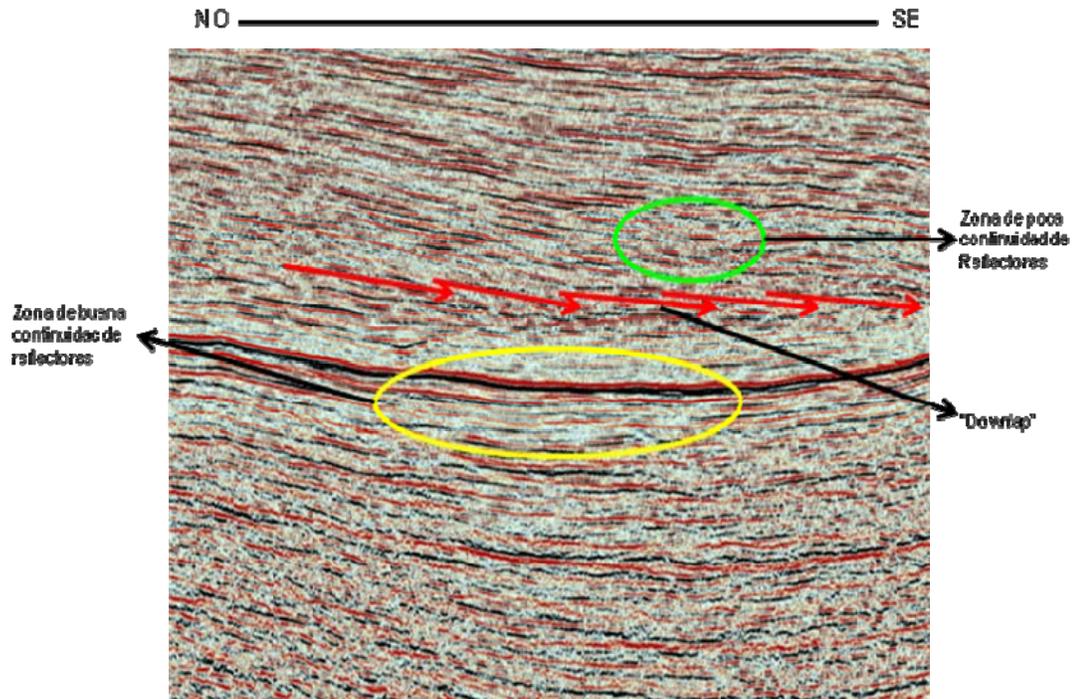


Figura 5.1e La evidencia del *downlap* en la sección sísmica con una orientación NO-SE indica que la fuente de sedimentos es precisamente el alto estructural correspondiente al Archipiélago de los Monjes, siendo éstas secuencias internas progradantes dentro la tectonosecuencia del Mioceno Temprano.

5.2 Modelo de Velocidades

En cuanto al modelo de velocidades éste implicó toda la evaluación estadística de los datos de entrada y los datos de salida. A continuación, se presenta la estadística asociada a las velocidades RMS y a las velocidades interválicas calculadas a partir de las primeras, para cada una de las regiones delimitadas por los horizontes interpretados (límites de tectonosecuencias).

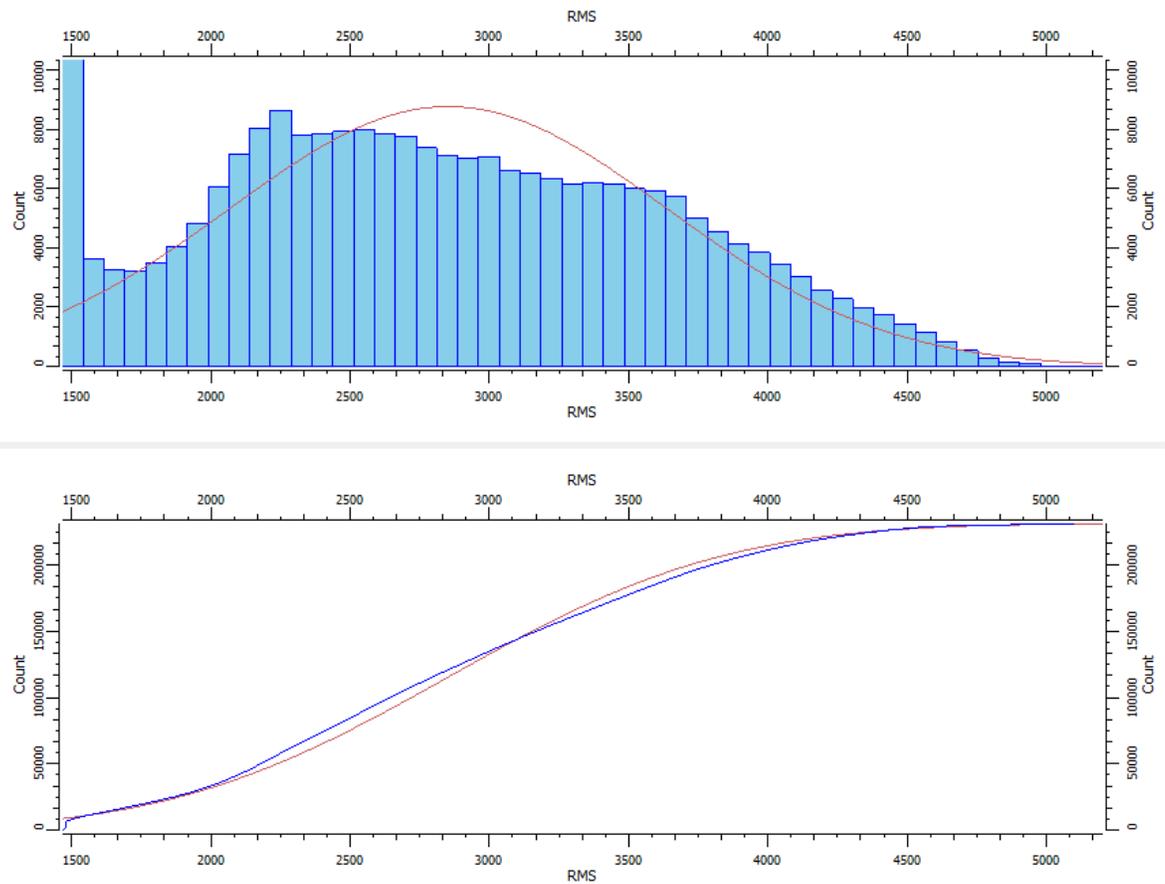


Figura 5.2a Histograma de frecuencias de todas las funciones de velocidades RMS completas, línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades RMS línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior).

Tabla N°10 Medidas estadísticas de las velocidades RMS en toda el área de estudio.

Velocidades RMS [m/s]		Región= Todo	
Valor Mínimo	1480.00	Muestras	230863.00
Percentil 25	2249.22	Media	2853.44
Mediana	2797.16	Desviación Estándar	786.017
Percentil 75	3443.93	Varianza	617823.00
Valor Máximo	5100.00		

El histograma de frecuencias permitió agrupar todo el conjunto de datos de entrada para el modelo de velocidades, en el cual observamos un comportamiento normal de los datos. Sin embargo, existe un valor mínimo que se encuentra en gran cantidad, dicho valor es de 1480m/s y corresponde a la velocidad constante que se utilizó en el procesamiento como punto de partida para realizar el picado de velocidades, por lo tanto, es una velocidad que se presenta en todos los análisis de velocidades de cada una de las líneas a un tiempo de 0.4s, y en la mayoría de los casos también se observa para un tiempo de 1.2s

Con respecto a las medidas estadísticas que presentan este conjunto de datos, se observan valores coherentes de velocidades que pueden ser adjudicados a las distintas litologías que se están evaluando, ya que éstas son rocas sedimentarias de las cuales se esperarían valores entre 1800m/s a 4500m/s aproximadamente. Sin embargo, cabe destacar que en esta evaluación estadística de los datos no se están discriminando regiones e incluso se está tomando en cuenta las funciones de velocidades que se tiene por encima y por debajo de las regiones de interés. Asimismo, se debe tener presente que las velocidades RMS son velocidades sísmicas utilizadas en el procesamiento y por ser un promedio pesado no reflejan directamente ninguna característica geológica.

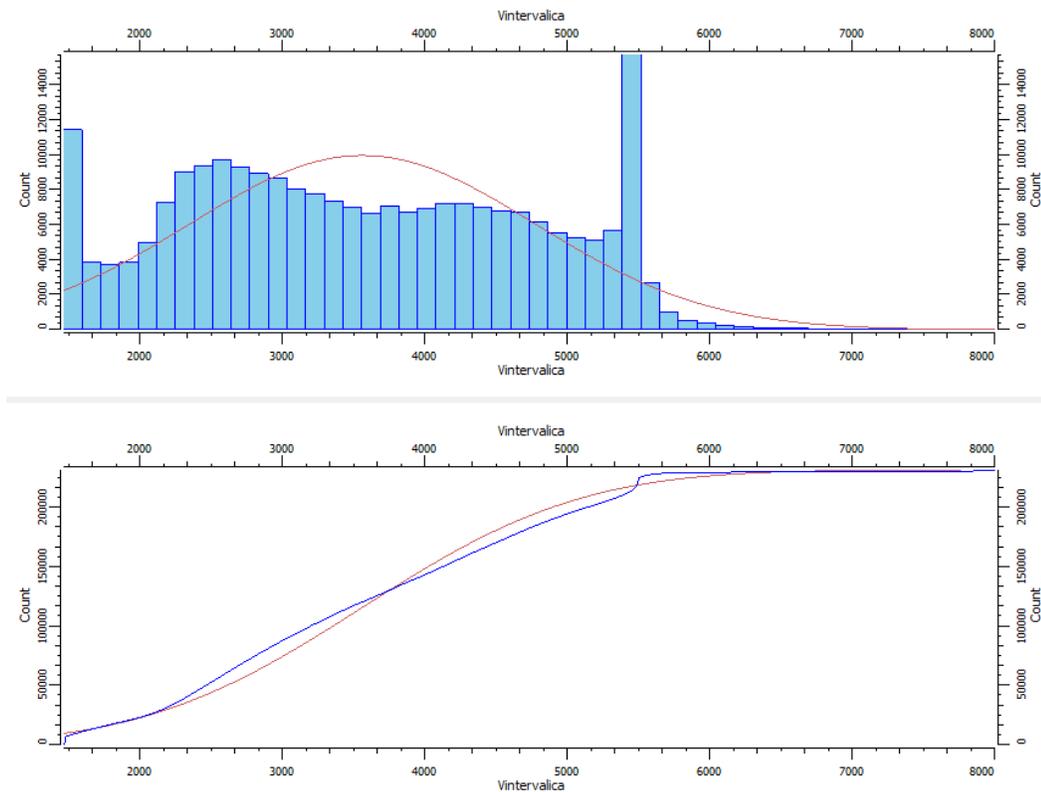


Figura 5.2b. Histograma de frecuencias de todas las funciones de velocidades interválicas completas, línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior).

Tabla N°11 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en toda el área de estudio.

Velocidades Interválicas [m/s]		Región= Todo	
Valor Mínimo	1469	Muestras	230863
Percentil 25	2573.89	Media	3566
Mediana	3476.09	Desviación Estándar	1211.98
Percentil 75	4566.26	Varianza	1.47E+06
Valor Máximo	9549.02		

En la evaluación de las velocidades interválicas calculadas a partir de las velocidades RMS se distingue al igual que en caso anterior un valor mínimo con alta frecuencia, ya que éste se presenta constante para todas las velocidades en el primer intervalo de tiempo.

En función de las medidas estadísticas se observa que las velocidades interválicas presentan valores mayores con respecto a las velocidades RMS, y la desviación estándar es mayor, por una diferencia de 425.96m/s este incremento en dicho parámetro estadístico está directamente relacionado con el grado de variabilidad que presentan las muestras de velocidades, con respecto a la media o promedio de las mismas, a pesar que la cantidad de datos es evaluados es constante, esta variación es mayor debido a que, en este caso, las velocidades interválicas están asociadas a las distintas litologías presentes y a su vez reflejan cambios de propiedades físicas como la porosidad, contenido de fluido, grado de compactación y densidades principalmente; a diferencia de las velocidades RMS que no responden a dichos factores.

A continuación se muestran los histogramas de frecuencia y las tablas asociadas a las medidas estadísticas sobre cada una de las regiones estudiadas, en orden cronoestratigráfico ascendente desde el Mioceno temprano al Mioceno Tardío.

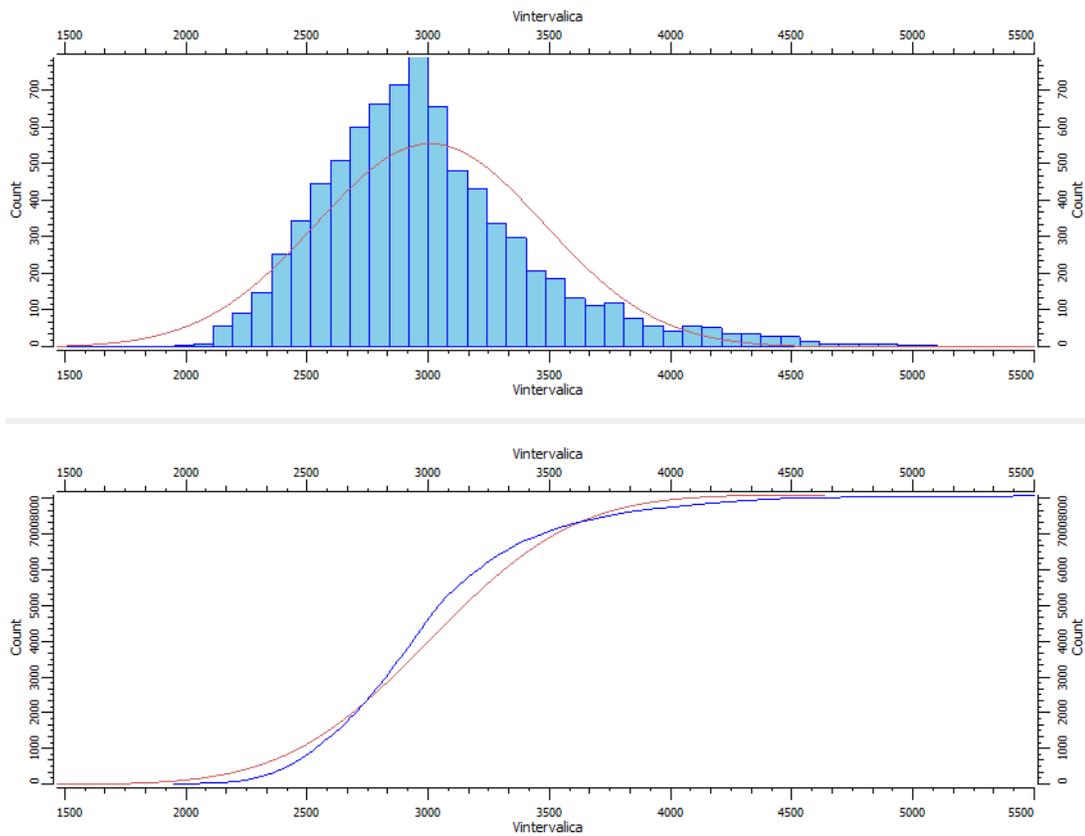


Figura 5.2c Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia A y B (Mioceno Temprano), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). El intervalo de mayor frecuencia se observa a un velocidad de aproximadamente 2900m/s, lo que implica que ese es el valor que más se repite dentro de las funciones de velocidades.

Tabla N°12 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región A-B (Mioceno Temprano) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválicas [m/s]		Región= A-B (Mioceno Temprano)	
Valor Mínimo	1947.58	Muestras	8085.00
Percentil 25	2703.00	Media	3008.54
Mediana	2941.22	Desviación Estándar	469.747
Percentil 75	3220.07	Varianza	2.21E+05
Valor Máximo	6122.71		

En la secuencia de depositación del Mioceno Temprano los valores de velocidades presentan una tendencia normal, acercándose bastante a la media, sobre todo los valores iguales o menores que la mediana que presentan mayor frecuencia que el 50% restante, es decir, la dispersión de las primeras es más baja que la dispersión del resto de las muestras. Sin embargo, a nivel general la desviación estándar de los datos es bastante baja, lo que implica una disminución en el grado de incertidumbre de los mismos y que el valor de la media o promedio representa bastante bien al grupo de datos.

Del mismo modo, de acuerdo a este comportamiento se puede inferir que en toda el área para este nivel no deben presentarse variaciones abruptas de velocidades, asociadas a contrastes drásticos de litologías.

En función a las medidas estadísticas se tiene un 75% de los datos que presentan valores menores a 3220.7m/s y el 25% restante se encuentra entre dicho valor y un máximo de 6122.71m/s, teniendo en cuenta que los valores para calizas oscilan entre 2500m/s -6000m/s según (González, Ferrer, Ortuño y Oteo; 2002). Aunado a ello para esta región en todos los pozos se determinó la presencia calizas, pero destacando que no en todos los pozos se presentan con el mismo espesor. El resto de los valores de velocidades son acordes a litologías arenosas y lutíticas, que de igual forma, se encuentran presentes.

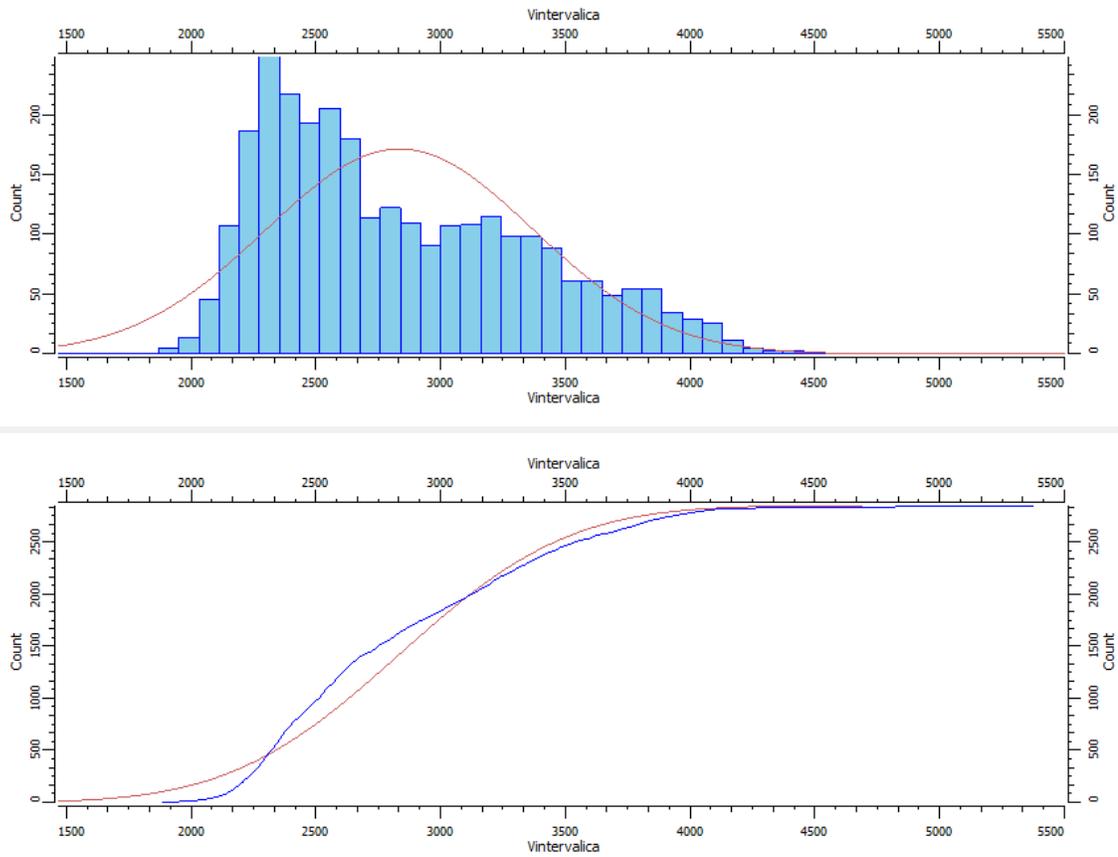


Figura 5.2d Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia B y C (Mioceno Medio), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). En el histograma de frecuencia se observa un valor máximo de frecuencia de aproximadamente 2400m/s siendo éste más bajo por 500m/s con respecto a la velocidad más frecuente para la secuencia infrayacente del Mioceno Temprano.

Tabla N°13 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región B-C (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválicas [m/s]		Región= B-C (Mioceno Medio)	
Valor Mínimo	1886.35	Muestras	2844.00
Percentil 25	2390.25	Media	2837.00
Mediana	2698.48	Desviación Estándar	534.702
Percentil 75	3218.92	Varianza	2.86E+05
Valor Máximo	5376.52		

En el caso de la segunda región limitada por el tope B y tope C, la distribución de las velocidades presenta un ligero sesgo positivo, ya que los valores que se encuentran por debajo de la mediana están distribuidos entre menos rangos de velocidades, que aquellos que se encuentran por encima de la mediana. Esto nos indica que los valores no se distribuyen equitativamente alrededor de la media, de hecho en este nivel tenemos un valor de desviación estándar mayor que en la región anterior por 64.96m/s, producto de dicha concentración de valores de velocidades hacia la izquierda del histograma.

De acuerdo a las medidas estadísticas, se puede inferir la posible presencia de calizas dentro de la litología presente que se incluyen en un 25% de las muestras, las cuales presentan valores de velocidades entre 3218.92m/s – 5375.52m/s, de igual forma, a nivel de geología de pozo algunos registros indican la presencia de calizas con textura tipo Mudstone y Wackestone, en la cual los componentes esqueléticos y calcáreos se encuentran soportados por lodo, y difieren en que, el primero tiene <10% de granos y el segundo >10% de granos (Dunham, 1962). La presencia de estas calizas no es uniforme en toda la región según la información de pozos, ya que el Pozo 3 no presenta dentro de su columna litológica para esta región presencia de calizas, por el contrario los Pozo 1, Pozo 2 y Pozo 4 si tienen un contenido de calizas intercaladas con lutitas calcáreas, pero con espesores variables de menor a mayor respectivamente para cada pozo.

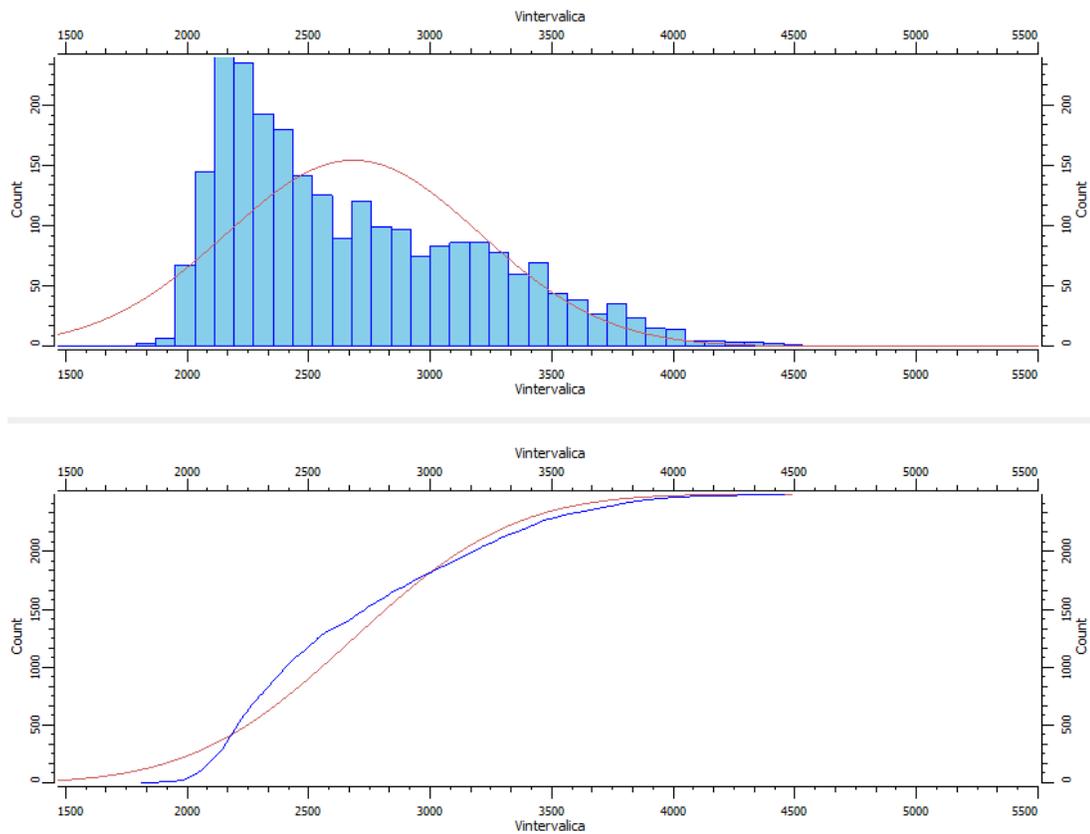


Figura 5.2e Histograma de frecuencias de las velocidades interválticas en la región comprendida entre el límite de secuencia C y D (Mioceno Medio), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválticas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). Nótese los valores de mayor frecuencia se encuentran dentro de un rango de velocidades más bajas que en las secuencias más antiguas, dichos valores se encuentran entre 2200m/s y 2300m/s aproximadamente.

Tabla N°14 Medidas estadísticas de las velocidades interválticas en la región C-D (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválticas [m/s]		Región= C-D (Mioceno Medio)	
Valor Mínimo	1811.62	Muestras	2492.00
Percentil 25	2249.98	Media	2684.59
Mediana	2536.69	Desviación Estándar	520.589
Percentil 75	3050.47	Varianza	2.71E+05
Valor Máximo	4457.08		

El comportamiento de los datos en esta tercera región es muy similar al visto anteriormente a nivel de histograma de frecuencias, donde se puede apreciar con claridad que se tiene altas frecuencia en valores de velocidades que oscilan entre 2200m/s y 2500m/s que se asocian a litologías lutíticas, arenas e inclusive margas. En este caso el 75% de los datos es menor de 3050.47m/s y el percentil 90 tiene un valor de 3447.43m/s indicando que solo un 10% de los datos podría estar representado por calizas muy locales, ya que a nivel de pozos sólo se observan éstas en el Pozo 1 como una delgada capa de aproximadamente 10pies de espesor y en el Pozo 4 como tres capas de 20pies a 15pies de espesor aproximadamente.

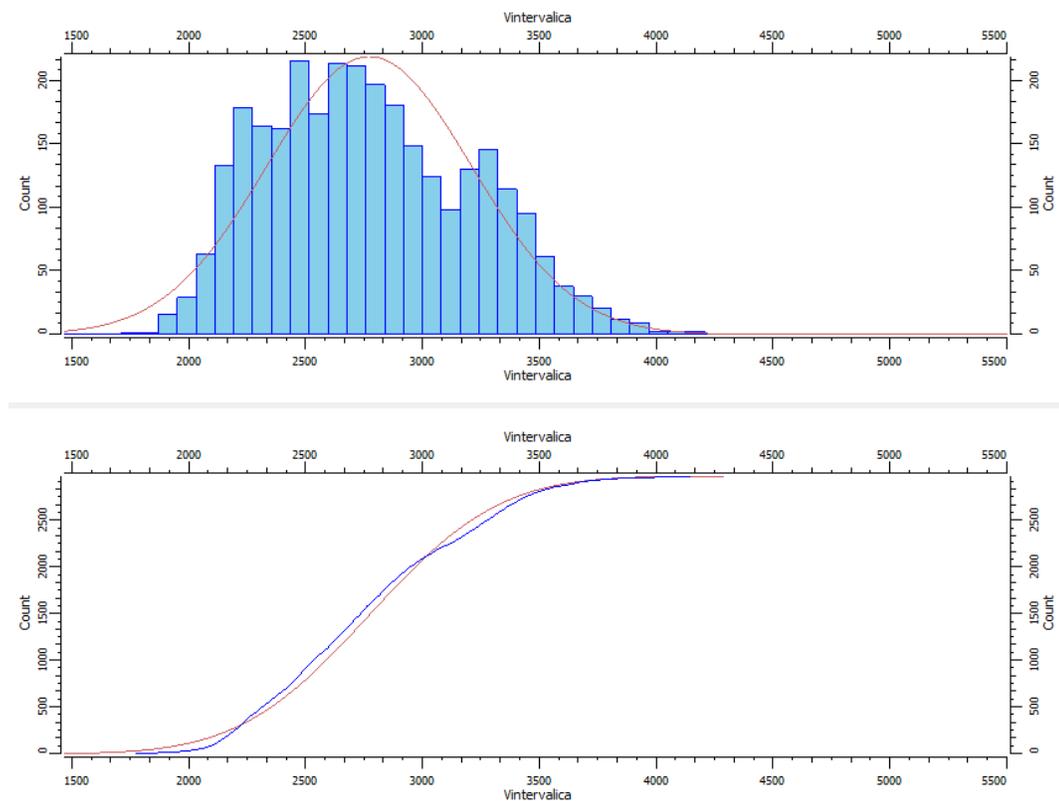


Figura 5.2f Histograma de frecuencias de las velocidades intervalicas en la región comprendida entre el límite de secuencia D y E (Mioceno Tardío) línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades intervalicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). En este caso se presenta 3 rangos de valores de velocidades muy cercanos con altas frecuencias y se observa que el histograma muestra un mejor ajusta a un distribución normal con respecto a los anteriores.

Tabla N°15 Medidas estadísticas de las velocidades interválticas en la región D-E (Mioceno Tardío) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválticas [m/s]		Región= D-E (Mioceno Tardío)	
Valor Mínimo	1775.04	Muestras	2966.00
Percentil 25	2435.44	Media	2773.92
Mediana	2732.15	Desviación Estándar	437.167
Percentil 75	3101.18	Varianza	1.91E+05
Valor Máximo	4147.65		

En el caso de la última secuencia evaluada, ésta presenta una distribución de los datos bien ajustados a la curva normal, en la cual los mismos no presentan altos valores de dispersión y la mayoría de ellos se acercan a los valores de tendencia central, como lo es la mediana y la media, inclusive éstos son muy cercanos presentando una diferencia de tan solo 41.77m/s. A nivel general estos valores de velocidades son menores que los vistos en las regiones anteriores, que por ser más antiguas las rocas que pertenecen a ellas deben poseer mayores valores de densidad, mayor grado de compactación y menos porosidad que las rocas más jóvenes suprayacentes, pero no es un comportamiento que se cumple a cabalidad en toda el área, ya que la existencia de calizas del tipo arrecifal permite tener zonas de alta porosidad, a pesar de tener sobre ellas una espesa columna de sedimentos que aumenta la carga litostática.

Asimismo, las litologías que se manejan para este nivel están caracterizadas principalmente por areniscas poco consolidadas, ocasionalmente calcáreas de grano fino a grueso con abundantes moluscos y lutitas calcáreas, por lo que se esperarían velocidades interválticas entre 1500m/s a 3800m/s aproximadamente.

A continuación se presenta en la Tabla N°16 los parámetros geoestadísticos utilizados para la interpolación de las velocidades en el volumen.

Tabla N°16 Parámetros para cada uno de los variogramas 2D (areales) en coordenadas UVW

Parámetros	Variogramas			
	Región A-B (Mioceno Temprano)	Región B-C (Mioceno Medio)	Región C-D (Mioceno Medio)	Región D-E (Mioceno Tardío)
Efecto Pepita(Nugget)	0	0	0	0
Meseta (Sill)	127167	149910	132024	143965
Rango1 (Max)	0.230139	0.2382	0.2789	0.239277
Rango2 (Min)	0.178382	0.166082	0.1289	0.148284
Rango3 (Vertical)	0.1	0.1	0.1	0.1
Modelo Teórico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico

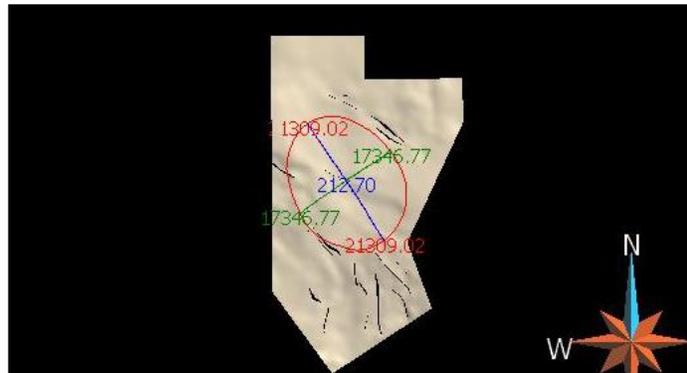
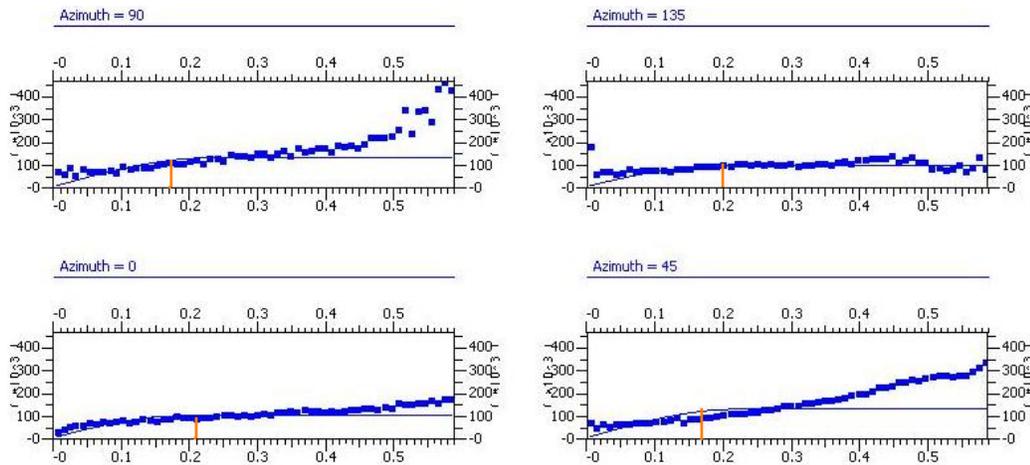


Figura 5.2g Variogramas esféricos de la región A-B (Mioceno Temprano), a distintos azimut de 0°, 90°, 45° y 135° (Superior). Diagrama de la elipse de anisotropía sobre el horizonte A (Tope del Oligoceno) (inferior), en la cual se observa un rango mayor en la dirección de las estructuras Noroeste-Sureste (azimut 135° aproximadamente).

Los parámetros de los variogramas en cada una de las regiones presentan valores muy parecidos entre sí, lo que quiere decir, que las velocidades dentro cada una de las secuencias mantienen un comportamiento espacial similar.

De acuerdo a los variogramas se infiere que las velocidades tiene una mayor correlación a un azimut de 135° , que coincide con la dirección preferencial de las estructuras; en contraste, las velocidades pierden correlación espacial en el azimut de 45° y 90° , ya que dichas direcciones cortan perpendicularmente las estructuras, y el grado de variabilidad de la velocidad en función de las distancias es mayor, por lo tanto se pierde con mayor rapidez la correlación de la propiedad en dicha dirección, es decir, se llega a la meseta del variograma a rangos cortos, a diferencia de los azimut que tienen una orientación paralela o subparalela a las estructuras.

Tomando en cuenta que se está utilizando una malla 3D de yacimiento, la cual nos permite respetar en todo momento las estructuras bajo un sistema de coordenadas UVW, el cual garantiza en todo momento aplicar el método de interpolación dentro de las regiones previamente determinadas, se descarta la posibilidad de tener contrastes de velocidades causados por contacto de litologías distintas mediante mecanismos de fallas, en este caso, se está haciendo una evaluación de la correlación espacial de las velocidades en función de cambios laterales de facies dentro de una misma secuencia, y a nivel de la diferencia en el grado de compactación que se pueda presentar en función de la cantidad de fallas y el salto de las mismas.

Por lo expuesto anteriormente, se puede inferir que, en la dirección de azimut paralela al rumbo de las estructuras se tiene mayores valores de rango en los variogramas, ya que el grado de compactación de los sedimentos debe ser más uniforme al no estar interrumpido por fallas que expongan parte de los sedimentos pertenecientes a una misma secuencia a mayor carga litostática o soterramiento; desde el punto de vista de cambios laterales de facies, se tiene un estudio previo donde la correlación de los pozos indica variaciones de facies en ambientes nerítico interno a nerítico externo o zona batial hacia el NE correspondiendo a los azimut de 45° y 90° .

Las distancias que corresponden a los rangos obtenidos con los análisis estructurales de las velocidades, se encuentran alrededor de los 14500m a 12000m para los rangos máximo, y los rangos mínimos 9500m y 7100m aproximadamente.

Tabla N°17 Comparación de las velocidades interválticas entre los pozos y la sísmica para cada una de las regiones en orden cronoestratigráfico ascendente.

Pozos	Velocidades Interválticas [m/s]							
	Región A-B (Mioceno Temprano)		Región B-C (Mioceno Medio)		Región C-D (Mioceno Medio)		Región D-E (Mioceno Tardío)	
	Pozo	Sísmicas	Pozo	Sísmicas	Pozo	Sísmicas	Pozo	Sísmicas
Pozo 1	-	-	2693.93	2559.45	2890.85	2437.68	2817.6	2345.43
Pozo 2	2936.33	2464.57	2364.87	2355.63	2578.86	2269.97	2408.35	2112.82
Pozo 3	3758.87	2334.09	2035.04	2186.07	2175.65	2056.34	2113.7	2005.21
Pozo 4	-	-	2428.38	2329.13	2560.21	2206.35	2412.68	2070.86
Lamparosa	-	-	2741.31	2638.78	3068.39	2526.8	2766.41	2311.6

La tabla N°17 nos muestra, para cada una de las regiones geológicas estudiadas, las diferencias entre las velocidades interválticas de los pozos y las velocidades interválticas de la sísmica en la ubicación de los pozos. Dicha diferencia en la mayoría de los casos, indica que las velocidades del pozo son mayores a las velocidades de la sísmica, del mismo modo se puede deducir que las velocidades de los Pozo 2 y Pozo 4 en cada una de las regiones son muy similares y cercanas, lo que implica que en el área en la que ellos se encuentran se mantiene las litologías y no se presentan cambios laterales. El Pozo 3, cuyos valores son los más bajos excepto para la región A-B, es el pozo que se encuentra más alejado del resto hacia la zona NE del Golfo presentando una litología en un 90% lutítica asociada a ambientes marinos más profundos, del cual se puede inferir que se tiene un cambio de facies laterales en dicha dirección, donde se pierden las litologías carbonáticas de ambientes nerítico interno por lutitas de aguas más profundas.

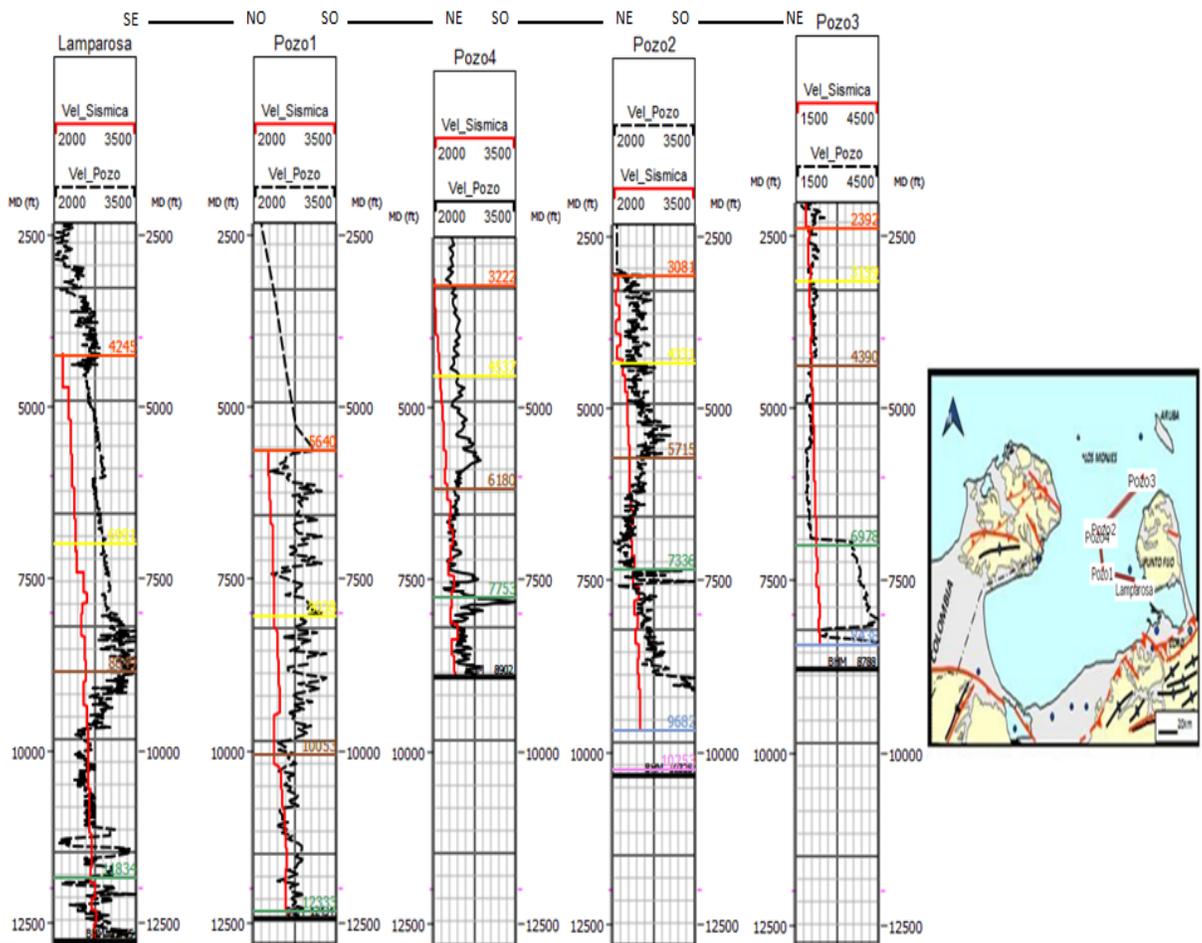


Figura 5.2h Pozos del área de estudio donde se indica, en color rojo, las velocidades interválicas de la sísmica sin corrección y en color negro punteado las velocidades interválicas del pozo, evidenciando la diferencia que existe entre ellas, por la cual fue necesario aplicar un factor de corrección para calibrar el modelo.

En función de las diferencias entre las velocidades interválicas, se observa que las velocidades de la sísmicas, a pesar de que tiene una menor resolución, en ciertas zonas se puede ver que siguen muy bien la tendencia de las velocidades de pozos. Sin embargo, en la región más profunda no se observa que las velocidades sísmicas respondan a fuertes contrastes litológicos como sugieren los Pozos 2, 3 y 4, hecho que puede generar un alto grado de incertidumbre dentro del modelo de velocidades, debido a la escasa información de pozo que se tiene disponible y las dimensiones del área.

Tabla N°18 Cálculo de la diferencia global porcentual entre las velocidades interválticas de todos los pozos y las velocidades sísmica interpoladas por regiones o capas en orden cronoestratigráfico ascendente.

Regiones	Velocidades interválticas Pozos [m/s]						Velocidades Interválticas Sísmica [m/s]	Diferencia [m/s]	%
	Min	Q1	Mediana	Q3	Max	Media	Media		
Región A-B (Mioceno Temprano)	2101.79	2567.52	2731.07	3449.63	5535.77	2988.17	2922.03	66.14	9.87
Región B-C (Mioceno Medio)	1876.53	2074.5	2388.51	2630.27	3586.11	2407.4	2655.98	-248.58	-22.43
Región C-D (Mioceno Medio)	2013.46	2285.99	2583.87	2934.57	3073.57	2631.14	2558.85	72.29	4.38
Región D-E (Mioceno Tardío)	1981.03	2350.36	2612.36	2801.76	3243.7	2568.86	2417	151.86	11.48

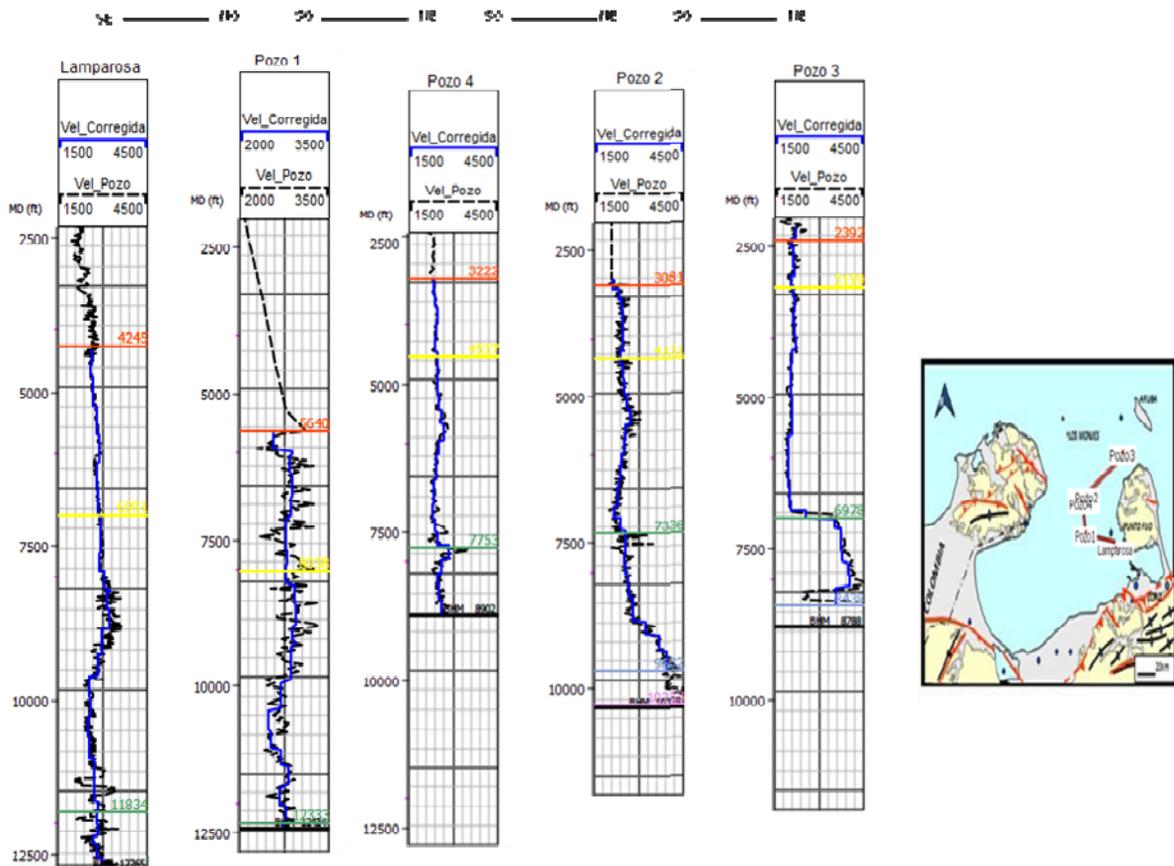


Figura 5.2i Pozos del área de estudio donde se indica, en color negro punteado, las velocidades interválticas del pozo y en color azul las velocidades interválticas una vez aplicado el factor de corrección. Se observa que después de aplicado el factor de corrección la curva de velocidades sísmicas se ajusta perfectamente a las velocidades de pozo y sigue su misma tendencia a pesar de estar en una resolución más baja.

A continuación en la Tabla N°19 se presenta la información estadística de las velocidades interválticas una vez interpoladas y calibradas.

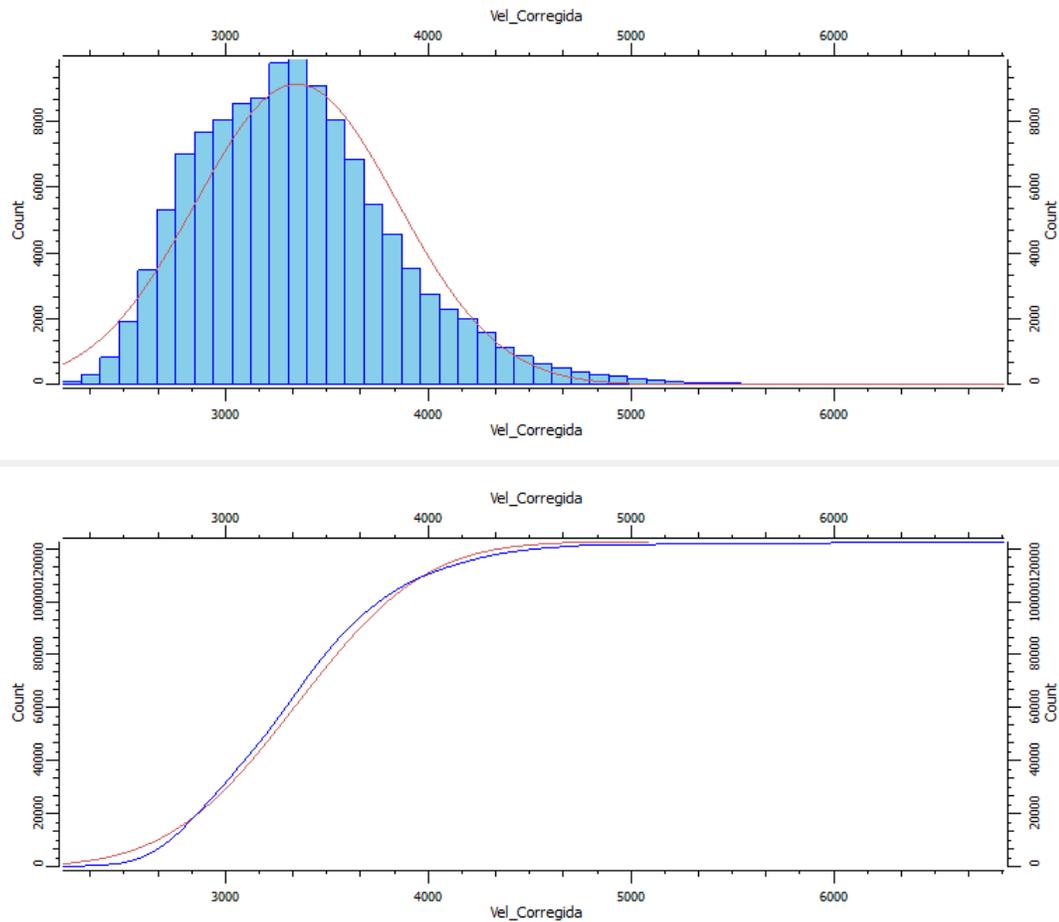


Figura 5.2j Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia A y B (Mioceno Temprano), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). El histograma de frecuencias muestra una distribución de velocidades, la cual se ajusta muy bien a una distribución normal. Los valores máximos de frecuencia están representados por valores de velocidades entre 3400m/s a 3600m/s aproximadamente.

Tabla N°19 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región A-B (Mioceno Temprano) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválicas calibradas [m/s]		Región= A-B (Mioceno Temprano)	
Valor Mínimo	2200.59	Muestras	122440
Percentil 25	2917.45	Media	3353.44
Mediana	3310.27	Desviación Estándar	497.205
Percentil 75	3635.18	Varianza	2.47E+05
Valor Máximo	6837.25		

Una vez interpoladas y calibradas las velocidades para cada una de las regiones se obtuvieron las medidas estadística, en función de controlar los datos de salida para el modelo de velocidades, en este caso, se observó que las velocidades interválicas tuvieron un incremento en el orden de los 300m/s aproximadamente, este incremento es superior a la diferencia calculada, posiblemente, esto se deba a que el factor de corrección no fue aplicado por regiones, sino de forma general para todo el volumen, ya que se contaba con muy poca información de pozos.

Por otro lado, los valores en esta región se encontraron entre 2200m/s y 6838m/s, con una media y mediana muy cercanas indicando una distribución normal de los datos; el valor del percentil 75 nos sugiere que tan solo un 25% de los datos presenta valores desde 3635m/s a 6800m/s, correspondiéndose estos a posibles arenas muy compactas cuarzosas y calizas, de acuerdo a la litología presente según información de pozos.

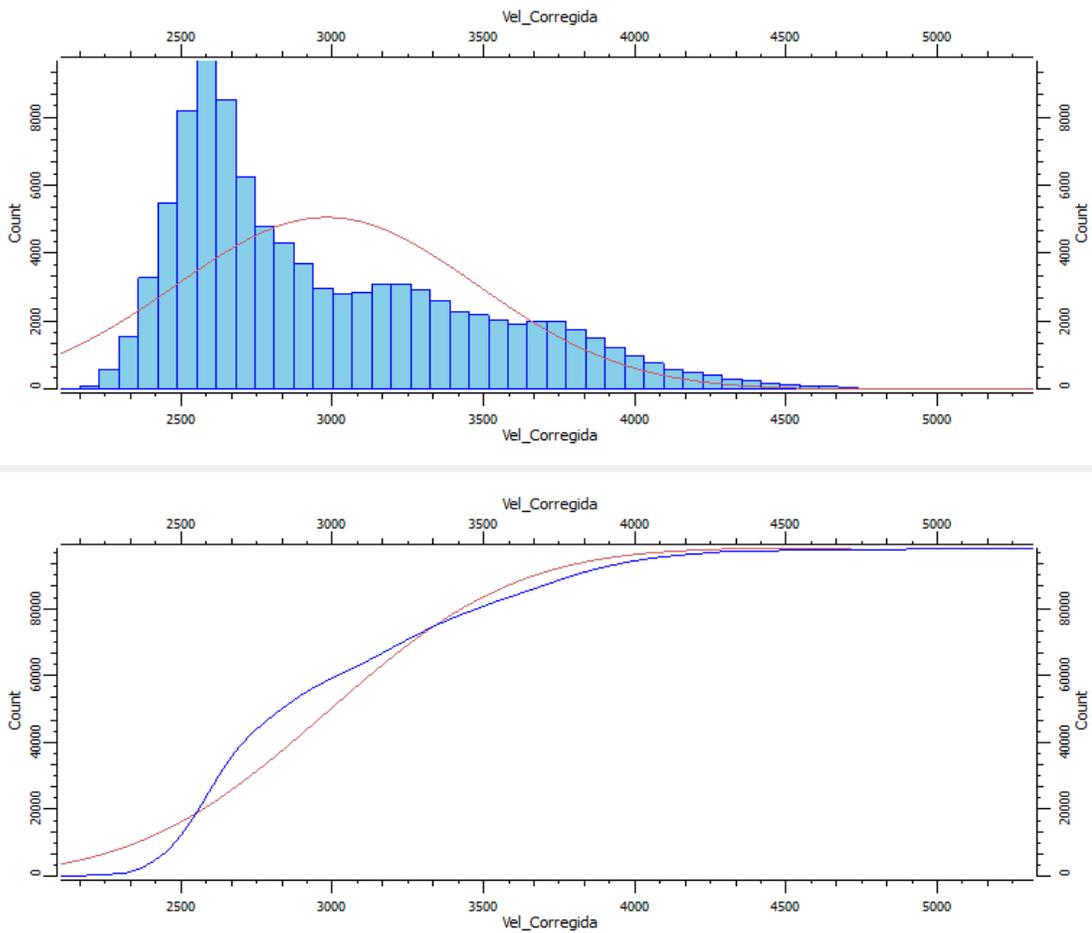


Figura 5.2k Histograma de frecuencias de las velocidades interválticas en la región comprendida entre el límite de secuencia B y C (Mioceno Medio), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválticas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). El mayor valor de frecuencia está caracterizado en este caso por un valor de velocidad interváltica de aproximadamente 2600m/s, y se observa que la distribución tiene mayores frecuencias hacia los valores más bajos de velocidades.

Tabla N°20 Medidas estadísticas de las velocidades interválticas en la región B-C (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválticas calibradas [m/s]		Región= B-C (Mioceno Medio)	
Valor Mínimo	2104.70	Muestras	97960
Percentil 25	2589.38	Media	2983.09
Mediana	2819.56	Desviación Estándar	497.218
Percentil 75	3311.41	Varianza	2.48E+05
Valor Máximo	5315.00		

A nivel general el histograma de frecuencias nos indica que los valores de velocidades se encuentran en mayor proporción dentro del rango de 2000m/s y 2800m/s, y en menor proporción los valores mayores a ellos. Sin embargo, comparando esta distribución con los datos de velocidades originales, éstos presentan el mismo comportamiento de concentrar la mayor cantidad de muestras hacia los valores de velocidades más bajos con respecto a los rangos que se manejan en dicha región.

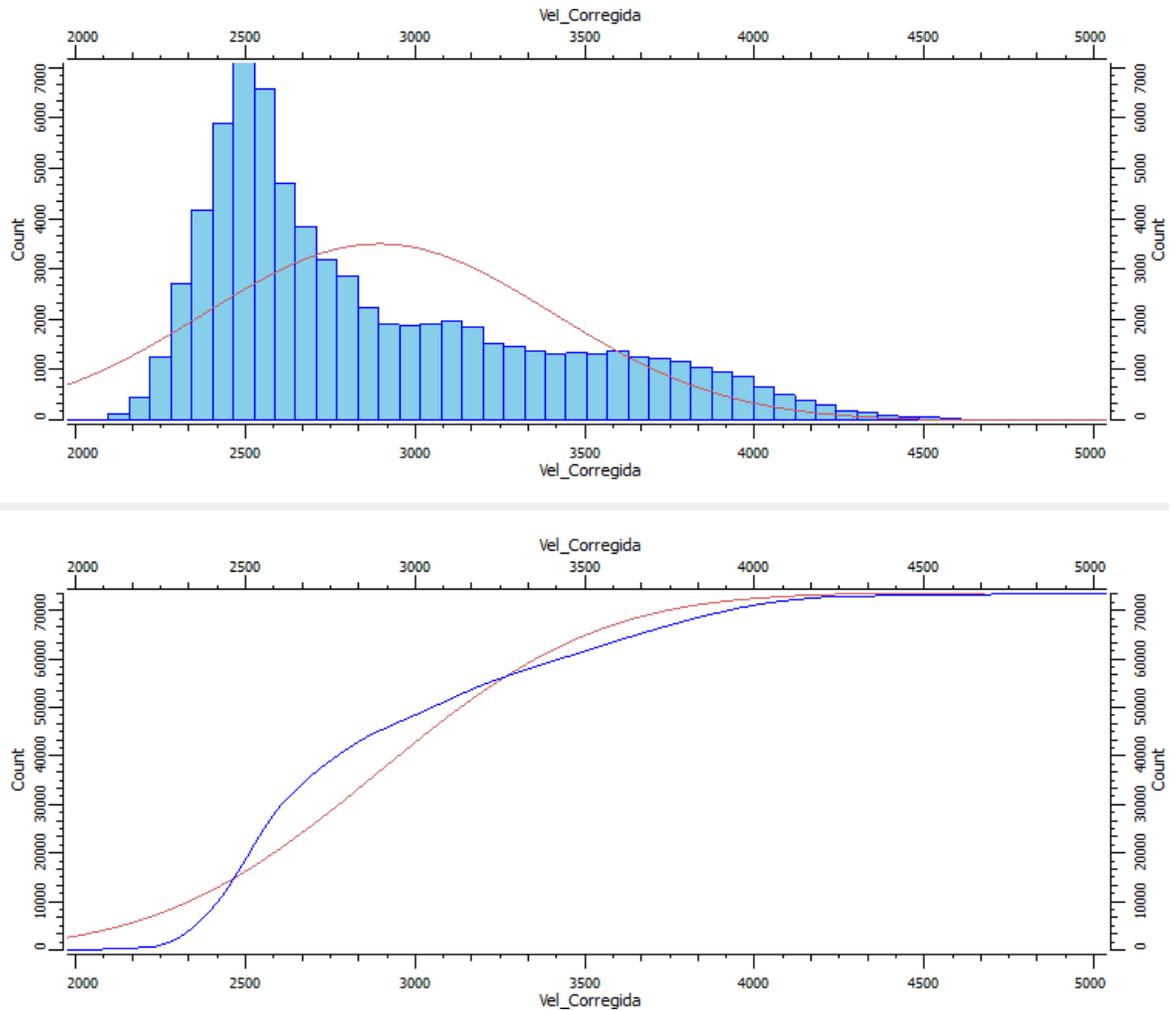


Figura 5.21 Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia C y D (Mioceno Medio), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). El histograma de frecuencia muestra, al igual que en el caso anterior, un valor de velocidad alta frecuencia de 2500m/s menor que el anterior sólo por 100m/s, manteniendo el mismo comportamiento que el histograma anterior.

Tabla N°21 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región C-D (Mioceno Medio) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválicas calibradas [m/s]		Región= C-D (Mioceno Medio)	
Valor Mínimo	1976.42	Muestras	73470.00
Percentil 25	2498.56	Media	2894.67
Mediana	2708.96	Desviación Estándar	513.042
Percentil 75	3219.18	Varianza	2.63E+05
Valor Máximo	5036		

En la región delimitada C-D los valores de velocidades son muy cercanos a los valores de velocidades presentes en la región anterior, indicando que no existen grandes cambios de litologías entre ambas, de igual forma la mayoría de las velocidades se encuentran entre 2200m/s y 3000m/s aproximadamente, manteniendo el comportamiento de las velocidades originales.

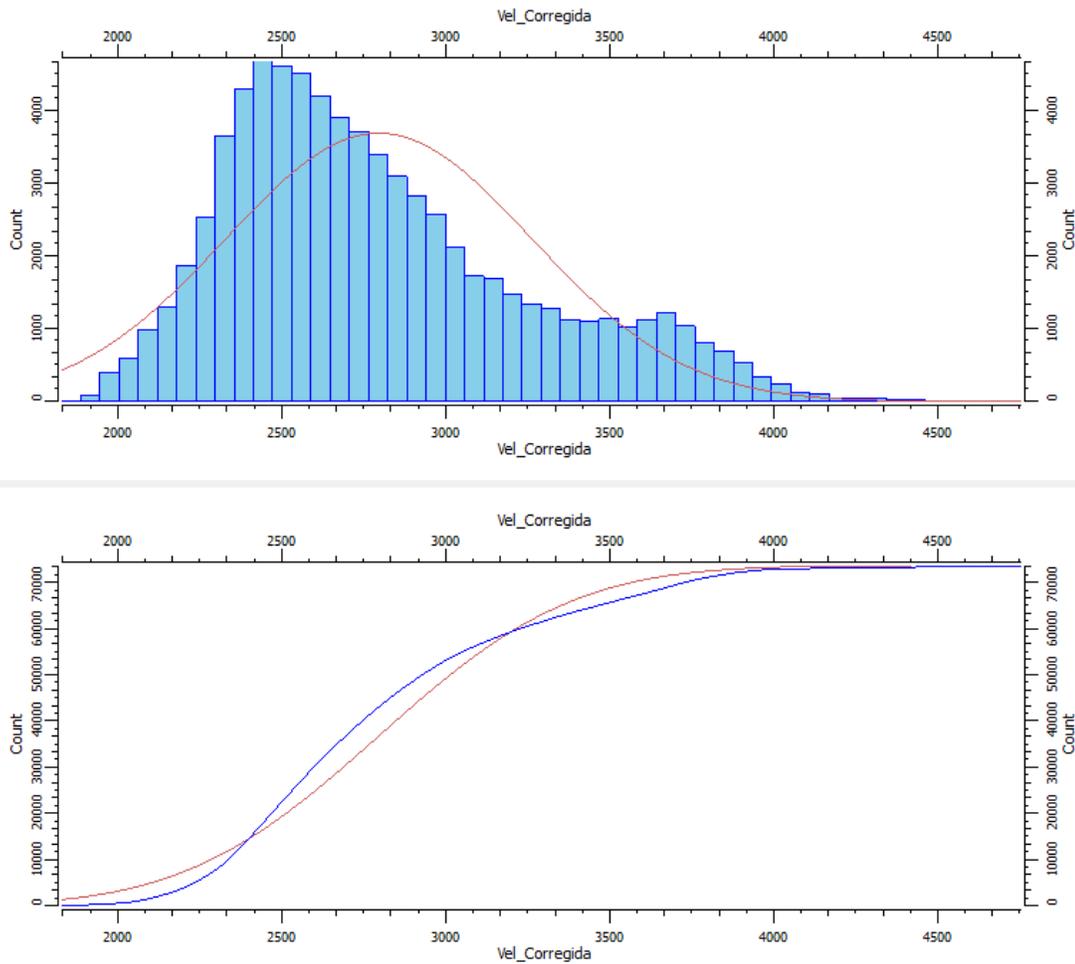


Figura 5.2m Histograma de frecuencias de las velocidades interválicas en la región comprendida entre el límite de secuencia D y E (Mioceno Tardío), línea roja curva normal (superior). Diagrama de frecuencia acumulada de las velocidades interválicas, línea azul curva de datos y línea roja curva normal (inferior). Nótese que el histograma de frecuencias presenta una distribución, la cual se concentra hacia entre los valores de 2300m/s y 2700m/s aproximadamente.

Tabla N°22 Medidas estadísticas de las velocidades interválicas en la región D-E (Mioceno Tardío) dentro del área de estudio.

Velocidades Interválicas calibradas [m/s]		Región= D-E (Mioceno Tardío)	
Valor Mínimo	1831.6	Muestras	73470
Percentil 25	2450.36	Media	2797.23
Mediana	2696.42	Desviación Estándar	466.307
Percentil 75	3057.31	Varianza	2.17E+05
Valor Máximo	4752.46		

La última región objeto de estudio presenta un diagrama de frecuencias muy similar al de las velocidades interválicas originales, a pesar de que existe un incremento de los valores en el orden de 100m/s asociado al factor de corrección aplicado.

En general, se puede decir, que las velocidades interválicas después de la interpolación y una vez aplicado el factor de corrección permanecieron dentro de los rangos de los valores iniciales, sin ningún tipo de alteración que pueda afectar el producto final, lo que implica que efectivamente los algoritmos aplicados permitieron reproducir la información dentro del área de estudio respetando las tendencias originales de los datos de entrada.

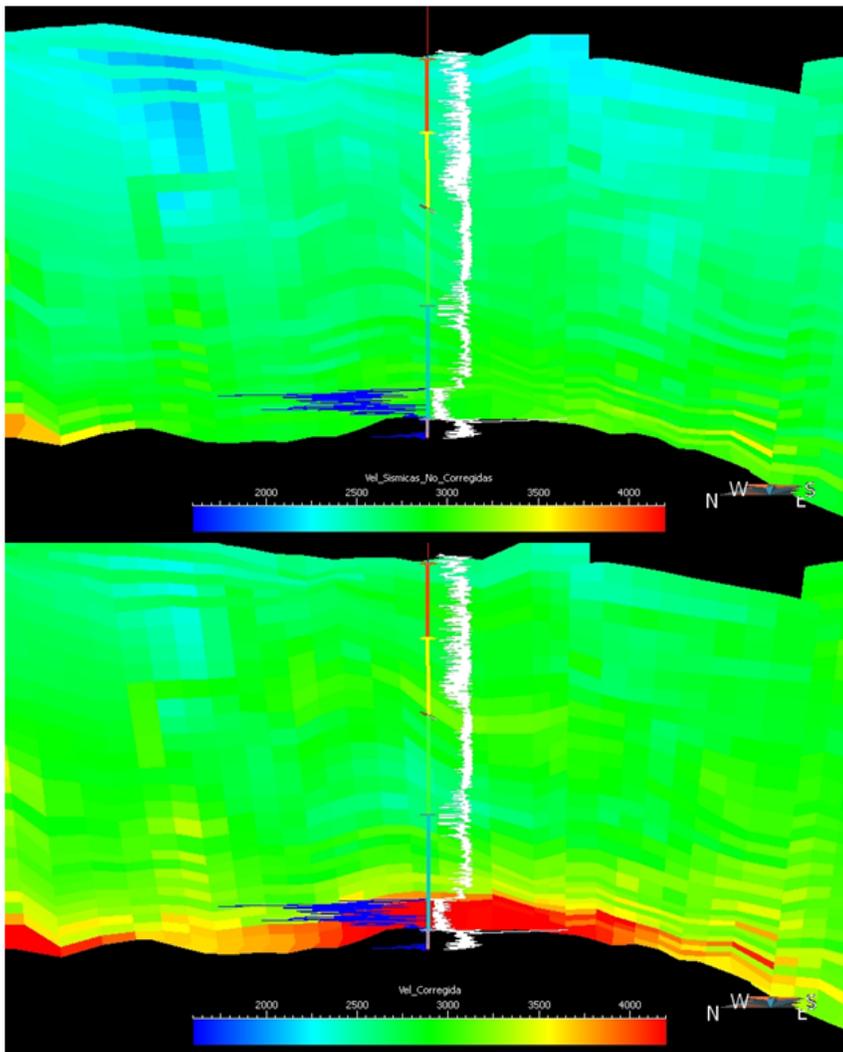


Figura 5.2n Sección del Modelo de Velocidades sobre el Pozo2 antes de aplicar la corrección (superior). Sección del Modelo de Velocidades sobre el Pozo2 después de aplicar la corrección (inferior). En color azul se representa el registro de resistividad profunda (ILD) y en color blanco de representa el registro Gamma Ray (GR).

Comparando el modelo de velocidades calibrado con la información de pozos y el modelo sin calibrar, podemos observar que, efectivamente, las velocidades sísmicas, a pesar de que son velocidades interválicas, las cuales responden realmente a factores geológicos de manera detallada, en este caso están muy suavizadas, posiblemente, sea debido a la diferencia de resolución que existe entre ambas velocidades y la irregularidad en el picado de las mismas, durante el procesamiento sísmico, pero a nivel general mantienen las tendencias regionales.

Se observa que efectivamente las velocidades de pozos son mayores a las velocidades sísmicas, ya que en el modelo sin calibrar los valores de velocidades que se presentan se encuentran entre los 1800m/s y los 3000m/s aproximadamente, teniendo en la parte superior los menores valores de velocidades y a medida que profundizamos dentro de la columna vemos un aumento gradual de los mismos, asociado directamente a un tren de compactación normal. Asimismo, se presenta un ligero aumento de velocidades por encima del tope C, con valores entre 2500m/s a 2670m/s en la región amarilla del pozo, justo por debajo de dicho tope se observa una leve disminución de la velocidad en un espesor de aproximadamente 100m, ya que ésta presenta un valor de 2430m/s, y en la zona más profunda por encima del tope A (Oligoceno) en la base de la región azul del pozo se observa el aumento de velocidad más pronunciado, ya que las velocidades alcanzan un valor de 3000m/s, y hacia las zonas más alejadas del pozo se presentan valores inclusive de 3800m/s .

Al observar la sección del cubo calibrado vemos que efectivamente en la parte superior se tiene las velocidades más bajas y a medida que profundizamos en la columna tenemos el aumento gradual de velocidades, pero en ciertas zonas como la secuencia B-C (Mioceno Medio) se presentan una zona de baja velocidad como un evento muy local, pero más realzado que en el caso descrito anteriormente, de acuerdo a los valores de velocidades presentes se encuentra entre 2400m/s y 2600m/s, por lo que se puede asociar a una lutita compacta o una areniscas, además teniendo en cuenta la descripción litológica del pozo para ese nivel, la cual corresponde con la

Formación Querales (lutítica en un 90%). Sin embargo, la zona más profunda del modelo calibrado discrepa con el modelo sin calibrar, ya que para este nivel del Mioceno Temprano en su parte basal, se observa la presencia de un bloque de calizas de gran espesor, aproximadamente 700pies avalado por el registro GR con una fuerte deflexión hacia la izquierda y la descripción litológica durante la perforación. En este punto se esperaría un aumento considerable de las velocidades, si sólo tomamos en cuenta el contraste litológico y la carga litostática sobre la roca. Sin embargo, existen otros factores que afectan las velocidades como lo es la porosidad, que para estas calizas en promedio es de un 15%, y además dichos poros están saturados de gas, por lo que se esperaría una disminución de las velocidades en las zonas donde hay presencia de gas.

A grandes rasgos se puede decir, que el modelo de velocidades calibrado nos permite visualizar con más detalles aquellos eventos de cambios de velocidades muy locales, como lo son inversiones o aumentos de velocidades, que el modelo no calibrado sugiere, pero con menor nivel de detalle, por lo que en algunos casos podrían ser imperceptibles dichos cambios.

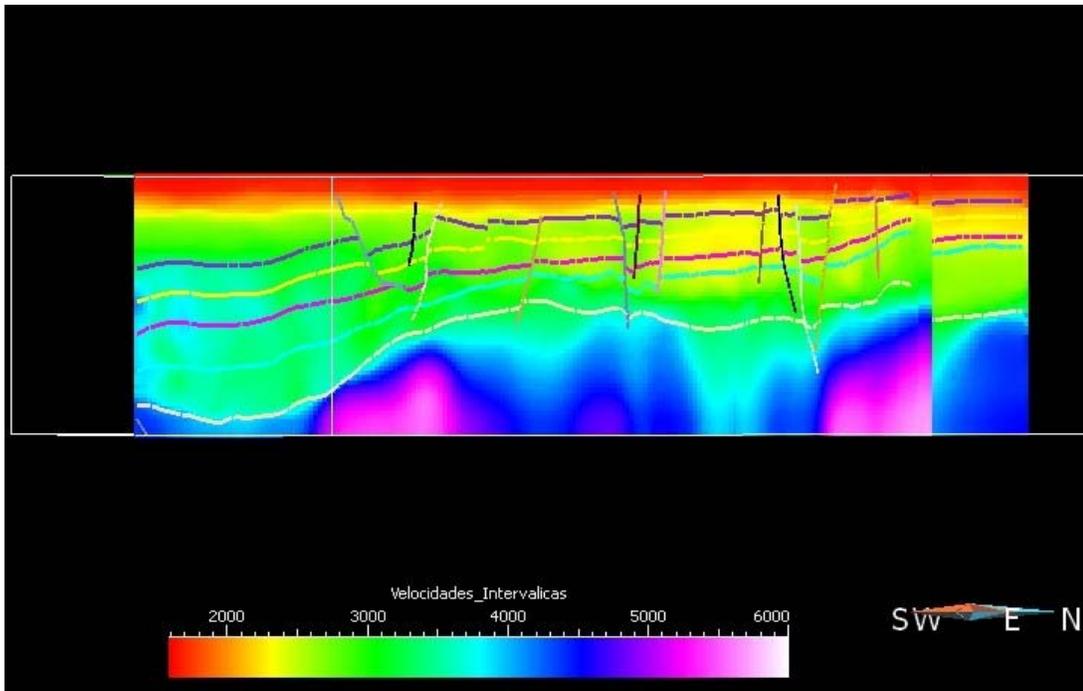


Figura 5.2o Cubo de Velocidades Interválicas visto desde el Sureste con la interpretación sísmica. Nótese que los espesores de las distintas secuencias se mantienen constantes y similares, del mismo modo en las zonas más profundas los sedimentos del Mioceno Temprano son mayores, y hacia el Norte hay un adelgazamiento de los espesores de las secuencias suprayacentes, las cuales tiende a acunarse. Con respecto a las velocidades interválicas se observa que sus valores se encuentran entre 1500m/s y 6000m/s.

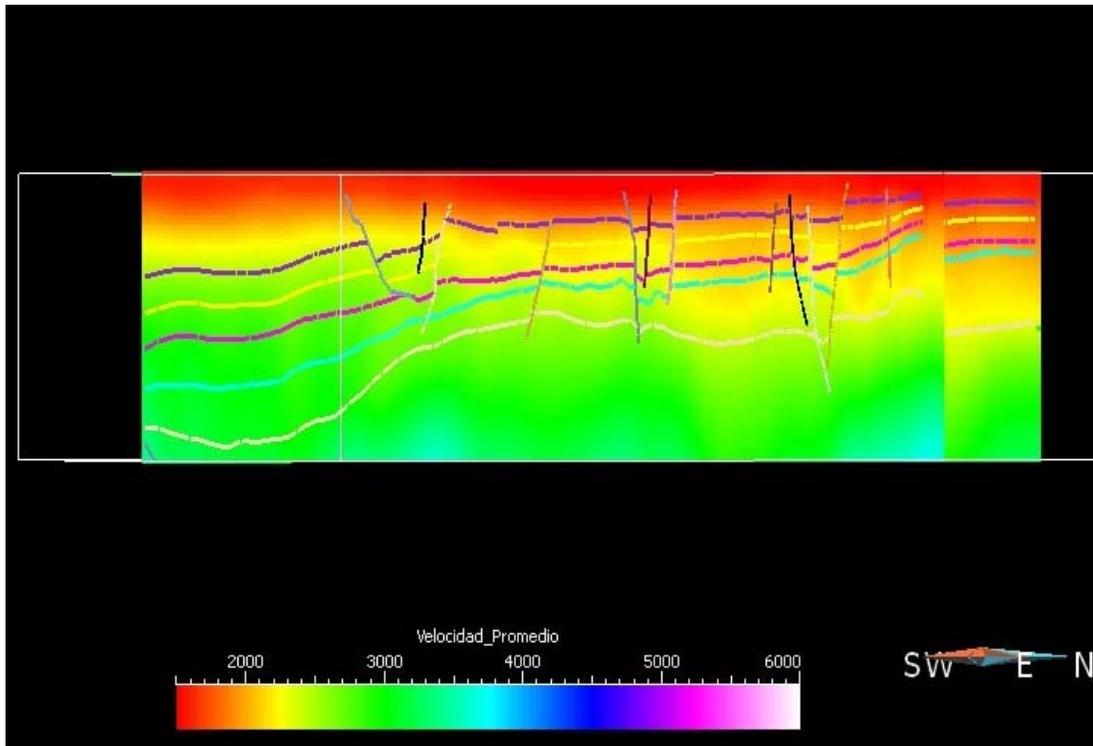


Figura 5.2p Cubo de Velocidades Promedio visto desde el Sureste con la interpretación sísmica. Nótese que el campo de velocidades promedio disminuye en comparación al campo de velocidades interválticas, ya que el primero se encuentra en un rango desde 1500m/s a 3700m/s a lo sumo.

Comparando el cubo de velocidades interválticas (Figura 5.2°) con el cubo de velocidades promedio (Figura 5.2p), se distingue que las velocidades promedio se manejan en un rango menor y no nos permite distinguir zonas locales de altas o bajas velocidades, sino que sugieren los comportamientos esperados de acuerdo al tren de compactación normal, el cual se traduce en un aumento gradual de la misma. Por el contrario, el cubo de velocidades interválticas muestra variaciones locales de las velocidades que se asocian a diversos factores.

Ambos cubos sugieren un aumento de velocidades hacia el sur dentro del Surco de Urumaco, mientras que al norte del área las velocidades disminuyen. El cubo de velocidades interválticas nos permite distinguir que dichos aumentos y disminuciones de velocidades no se presenta a nivel general, es decir, dentro del Surco de Urumaco en su parte más sur se ubican puntos muy locales de aumentos de velocidades que

posiblemente continúen hacia tierra, por lo que se sugiere un cambio de facies en dicha zona. Hacia el norte la disminución de velocidades se concentra a nivel de las secuencias más jóvenes.

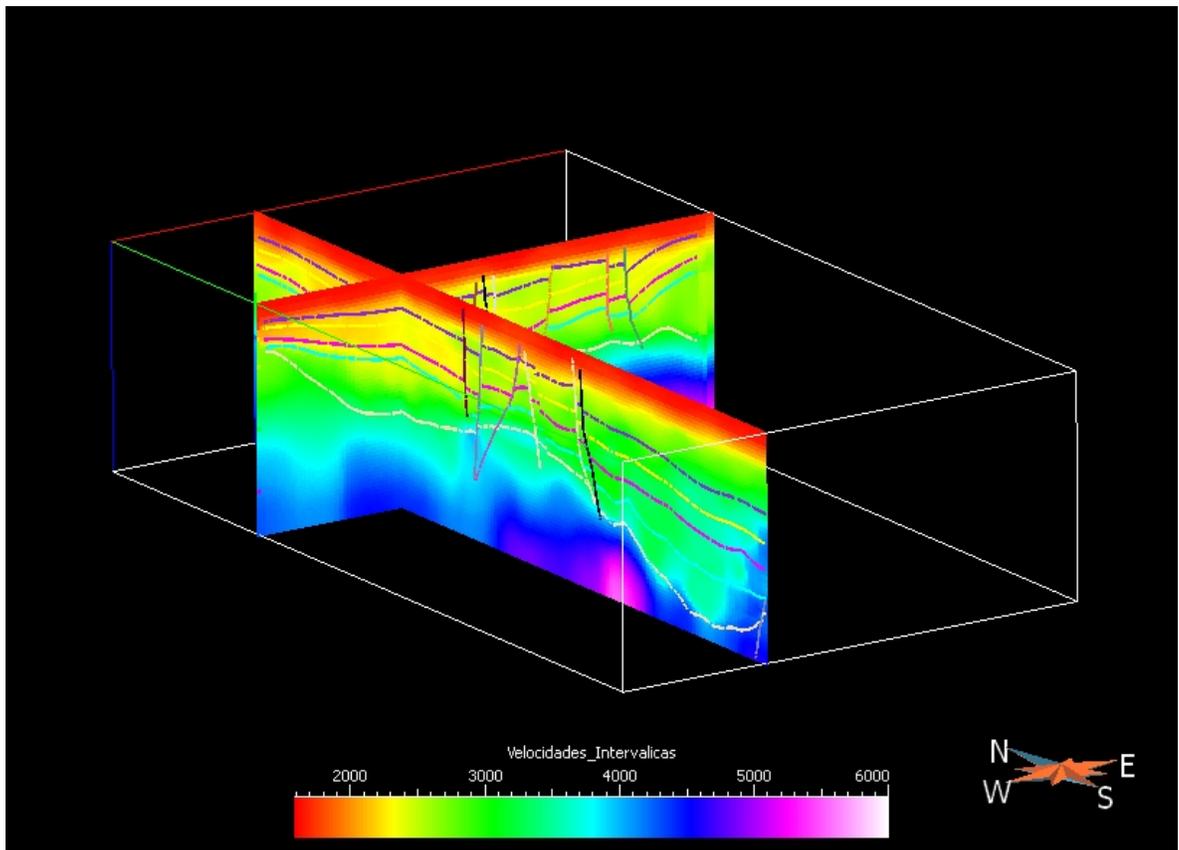


Figura 5.2q Cubo de Velocidades Interválicas visto desde el Suroeste con la interpretación sísmica. Se observan las bajas velocidades concentradas en la zona Noroeste del área, así como también las velocidades de las secuencias de interés se encuentran entre los 1600m/s y 4000m/s.

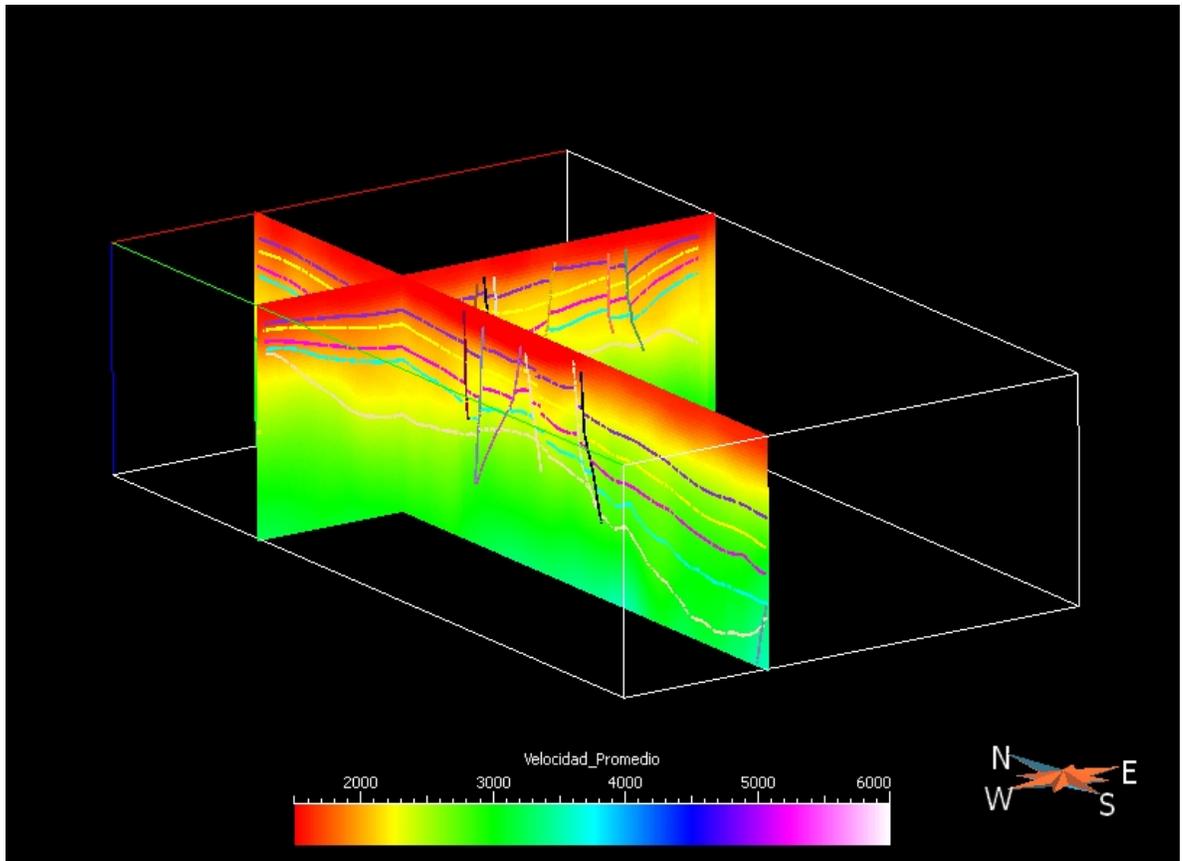


Figura 5.2r Cubo de Velocidades promedio visto desde el Suroeste con la interpretación sísmica. Se observa que las velocidades promedio aumentan gradualmente con la profundidad.

5.3 Mapas estructurales en Tiempo, mapas de velocidades promedio, mapas de velocidades interválicas y mapas estructurales en profundidad.

Los mapas estructurales en tiempo responde muy bien a las estructuras interpretadas en la primera fase de todo el estudio realizado, se pueden distinguir en cada uno de ellos las depresiones y bloques levantados por la tectónica que ha afectado la zona durante el tiempo geológico hasta el presente. En consecuencia, los mapas de velocidades promedio nos muestran como son los cambios laterales de las mismas dentro de cada horizonte interpretado en función a las estructuras presentes en el área, y también indican en que zonas se presentan valores altos y valores bajos sugiriendo

si existe alguna inversión de velocidades al comparar dicho punto con el horizonte infrayacente y suprayacente para el mismo punto. Los mapas estructurales en profundidad son el producto de los mapas en tiempo con los mapas de velocidades. A continuación se realizará una breve descripción de cada uno de los mapas estructurales para las distintos horizontes interpretados (límites de tectonosecuencias).

Mapas en tiempo y en profundidad del horizonte A (Tope del Oligoceno).

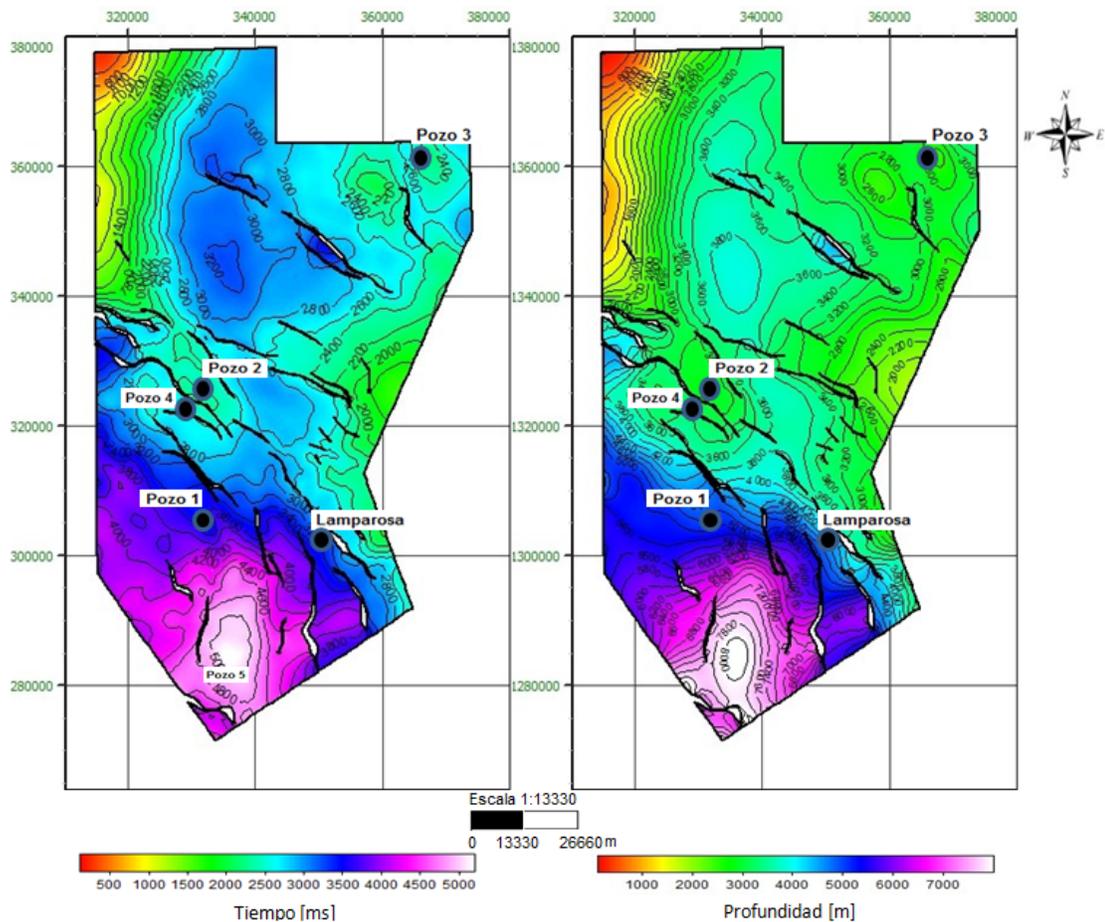


Figura 5.3a Mapa Estructural en tiempo (izquierda) y en profundidad (derecha) del horizonte A (Tope del Oligoceno).

El mapa presenta valores de tiempo entre 5100ms–800ms, los valores de tiempo mayores se encuentra bien sectorizados hacia la zona más SO del mapa, la cual está limitada al norte por valores de tiempo menores, alrededor de 2000ms-2500ms, del

mismo modo esta zona de altos valores de tiempo está controlada por sistemas de fallas que presentan una orientación preferencial NO-SE, dicha depresión se corresponde con la cuenca del Surco de Urumaco. Hacia el NE se observa una disminución gradual de los tiempos, la cual permanece relativamente estable en dicha zona y está separada en dos subcuentas por el tren de fallas principales. Por su parte, hacia el NO se observa una disminución abrupta de los valores de tiempo, ya que el gradiente de las isócronas es de aproximadamente 158,27ms/Km, este comportamiento lo que indica es que hacia dicha zona se encuentra un alto estructural con una alta pendiente, éste corresponde al Archipiélago de los Monjes. En la parte central del mapa, con la misma orientación de las fallas principales se observa una zona reducida cuyos valores de tiempo son ligeramente más bajos que las zonas adyacentes, dichos valores se encuentran entre 2400ms en contraste con valores de 2800ms aproximadamente, esta zona elevada está delimitada por fallas normales buzando en sentido opuesto, por lo que es una estructura tipo *horst*.

El mapa estructural en profundidad se presenta similar al mapa en tiempo, es decir, éste describe las mismas estructuras de la zona para el horizonte A, vistas en unidades de profundidad y en la mayoría de los casos realizando las mismas. Hacia el SO dentro del Surco de Urumaco se tienen valores de hasta 8000m de profundidad, indicando el gran espesor de sedimentos terciarios que ahí se preservan, limitado por el conjunto de fallas en dirección NO-SE, en dicha zona se observa un alto gradiente en el flanco este del Surco, indicando cambios rápidos de profundidad, para dicho horizonte, controlado principalmente por el sistema de fallas. En la zona NO el gradiente de las líneas isópacas son de aproximadamente 200m/Km indicando variaciones abruptas de profundidad siendo más someras hacia el norte. En líneas generales se puede identificar dos grandes depresiones controladas por el sistema de fallas: la primera de ellas siendo la más profunda como lo es el Surco de Urumaco hacia el SO del área, y la segunda con una orientación NE limitada por el Archipiélago de los Monjes hacia el NE y por la Península de Paraguaná al SE,

dentro de esta depresión menos profunda con un máximo de 3800m a 4000m aproximadamente se encuentra dividida, por el tren de fallas de orientación NO-SE y buzamiento al norte.

Mapa de velocidades promedio y velocidades interválicas del horizonte A (Tope del Oligoceno).

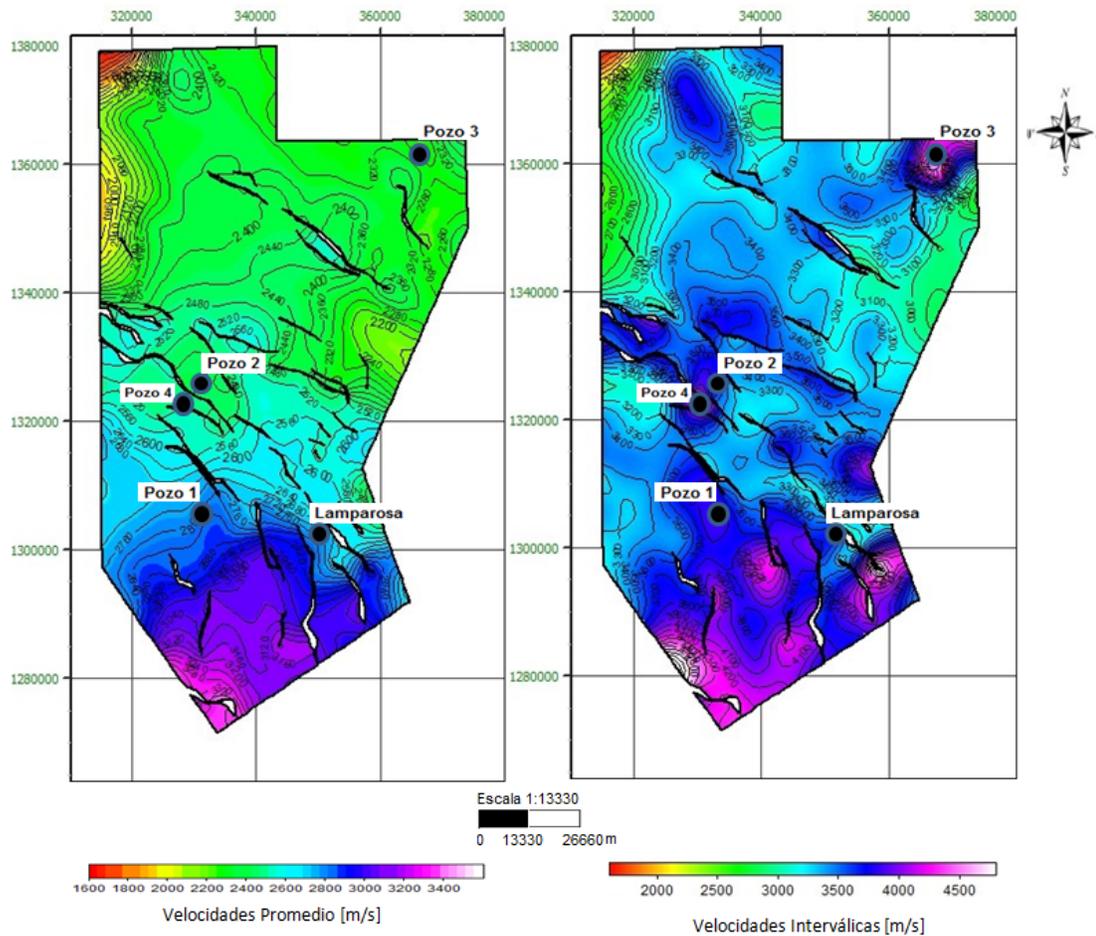


Figura 5.3b Mapa de velocidades promedio (izquierda) y mapa de velocidades interválicas (derecha) del horizonte A (Tope del Oligoceno).

El mapa de velocidades promedio del tope del Oligoceno nos indican como es el comportamiento de velocidades, es decir, nos sectoriza el área en dos zonas: al sur se concentran las mayores velocidades que oscilan entre 4000m/s hasta 2500m/s

aproximadamente decreciendo hacia el norte y con una rumbo de las líneas de isovelocidades aproximado este oeste, limitando dicha tendencia de incremento el conjunto de falla NO-SE. Por su parte, hacia el norte las tendencias cambian y se orientan NE-SO en los extremo del mapa, y en el centro no se observa una tendencia clara, en este caso las velocidades se encuentran entre 2200m/s a 1800m/s presentando los valores menores hacia el NO.

El mapa de velocidades interválicas en el tope del Oligoceno no es muy preciso, ya que sólo fue calibrado con dos pozos, por lo tanto la información que se presenta en está sujeta a los valores de velocidades sísmicas interválicas, que por lo general son muy suaves y conservan tendencias a nivel muy regional, por tratarse de un estudio sísmico 2D. Sin embargo, se pueden observar aumentos de velocidades muy localizados cercanos al Pozo 2 y Pozo 3 que responde a las calizas arrecifales que allí se encuentran, del mismo modo hacia el sur se observan los mayores valores de velocidades interválicas respondiendo a factores de compactación, y carga litostática, debido a que los sedimentos que se encuentran a mayor profundidad tienen un mayor nivel de compactación, que se traduce en un aumento de las velocidades.

Mapas en tiempo y profundidad del horizonte B (Tope del Mioceno Temprano).

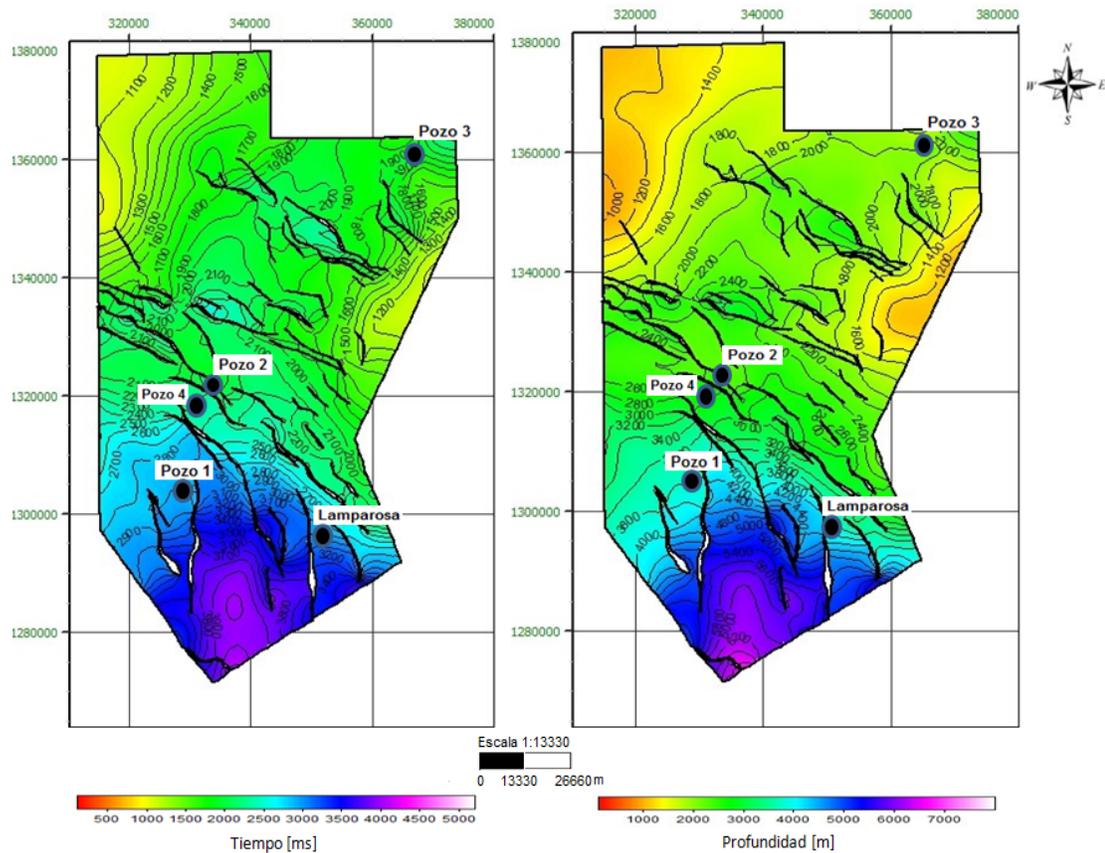


Figura 5.3c Mapa Estructural en tiempo (izquierda) y mapa estructural en profundidad (derecha) del horizonte B.

Los valores de tiempo presentes en el tope del Mioceno Temprano se encuentran entre 4000ms-1000ms, al igual que en el mapa anterior vemos la presencia de fallas de gran envergadura que cortan la secuencia con una dirección preferencial NO-SE, también se observa que tenemos un mayor número de fallas que no se presentan en el horizonte anterior. Tanto al NE como al NO se observa la disminución de los tiempos siendo ésta más pronunciada al NO. Las tendencias de las isócronas se conservan al igual que en el horizonte anterior, aunque exista una mayor influencia de fallas que incrementan los gradientes de las mismas hacia el flanco este del Surco de Urumaco, haciendo las pendientes de las estructuras más abruptas, en contraste con el mapa de

estructural en profundidad. Este último preserva las tendencias y estructuras de una manera más suavizada, y los valores están entre 1000m y 6200m de profundidad, profundizando hacia el sur y SO dentro del Surco, y haciéndose más somero hacia el NO.

Mapa de velocidades promedio y velocidades interválicas del horizonte B (Tope del Mioceno Temprano).

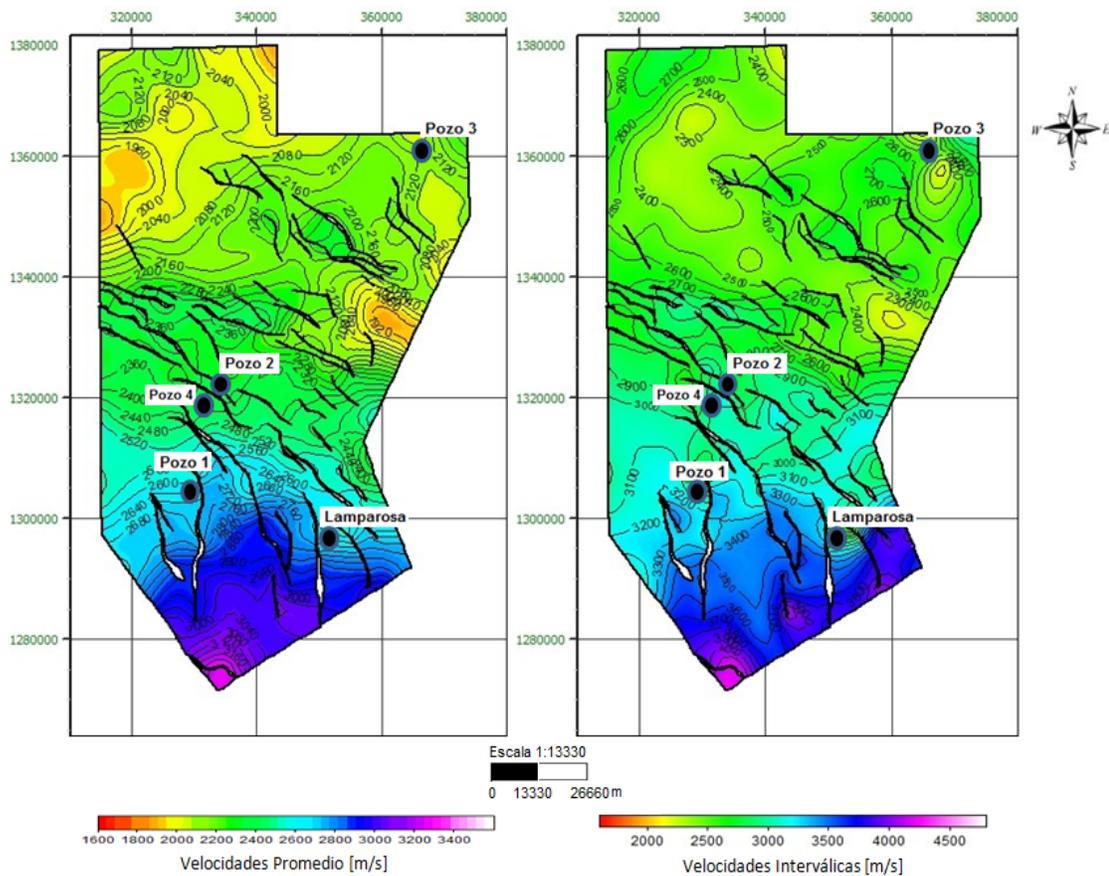


Figura 5.3d Mapa de velocidades promedios (izquierda) y mapa de velocidades interválicas (derecha) en el horizonte B.

El mapa de velocidades promedio presenta valores entre 2100m/s a 3200m/s, en la zona sur del mapa las tendencias se mantienen con una dirección aproximada este oeste buzando al sur, indicando mayores valores de velocidades dentro del Surco. Al

norte las líneas de isovelocidades tiene un rumbo NE-SO disminuyendo al NO. Con respecto al mapa de velocidades interválicas, los valores oscilan entre 2500m/s a 4100m/s respetando las tendencias del mapa de velocidades promedio, éste se ve más suavizado que el horizonte anterior, pero si se pueden observar zonas muy localizadas alrededor de los pozos con valores más bajos de velocidades con respecto al entorno, producto de la calibración aplicada en el modelo de velocidades.

Mapas en tiempo y en profundidad del horizonte C de edad Mioceno Medio.

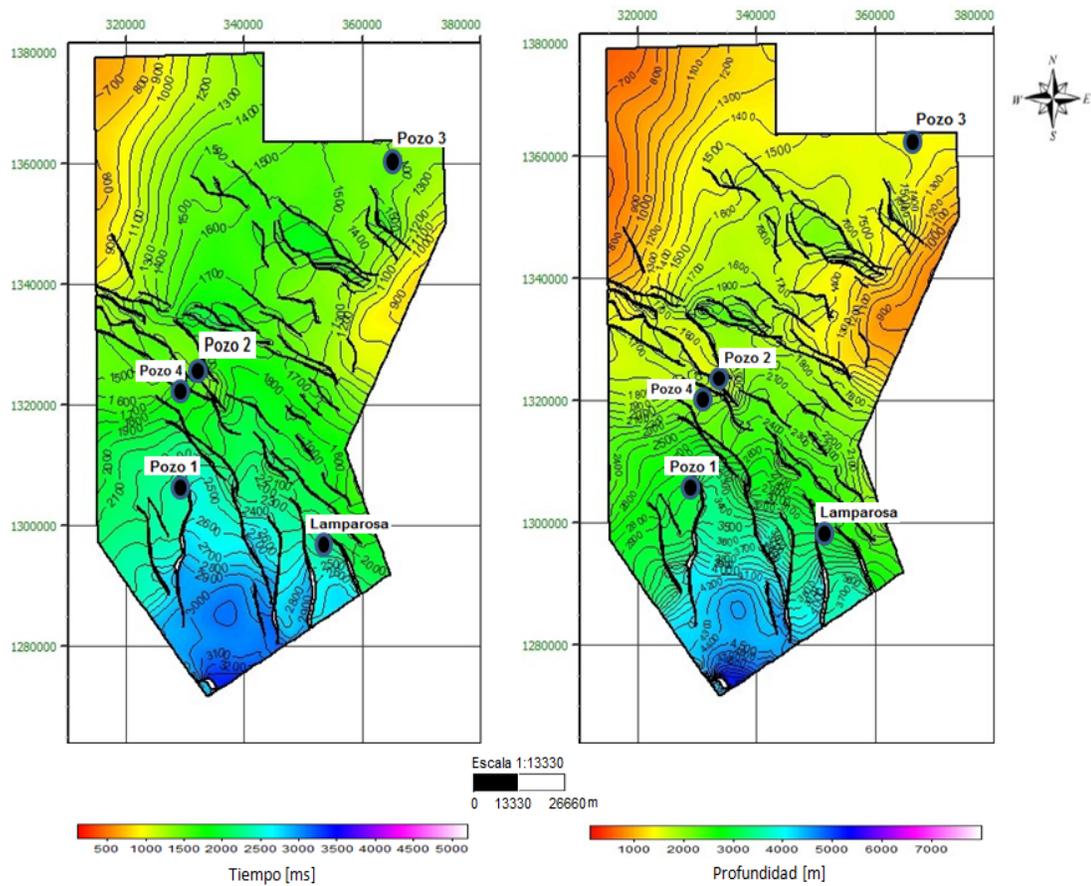


Figura 5.3e Mapa Estructural en tiempo (izquierda) y mapa estructural en profundidad (derecha) del horizonte C.

En el horizonte C tenemos valores de tiempo desde los 3100ms a 800ms aproximadamente, los cuales mantienen el mismo comportamiento de los dos mapas anteriores. Sin embargo, la plataforma que se observaba en el horizonte A, cuya orientación es paralela al rumbo de las fallas, para este nivel no se logra identificar con claridad, porque posiblemente los saltos de las fallas que las limitan no son tan pronunciados para dicha secuencia, por lo que podemos inferir que se trata de fallas sin-sedimentarias, en las cuales no existe una conservación de espesores en cada una de las secuencias desplazadas. Asimismo, la extensión de dicha estructura es menor que la observada en el horizonte A y B.

Por el contrario, en el mapa de profundidades la plataforma descrita anteriormente es claramente visible con un valor de profundidad de 1600m aproximadamente, cuyos bloques deprimidos presenta un valor de 1800m a 1900m. A este nivel, el punto más profundo del Surco de Urumaco tiene un valor de 4800m hacia el SO, y las zonas más someras presentan valores de 700m; la cuenca formada entre el alto de Paraguaná y el alto de los Monjes tiene una profundidad máxima de 1900m a 2000m.

Mapa de velocidades promedio y velocidades interválicas del horizonte C de edad Mioceno Medio.

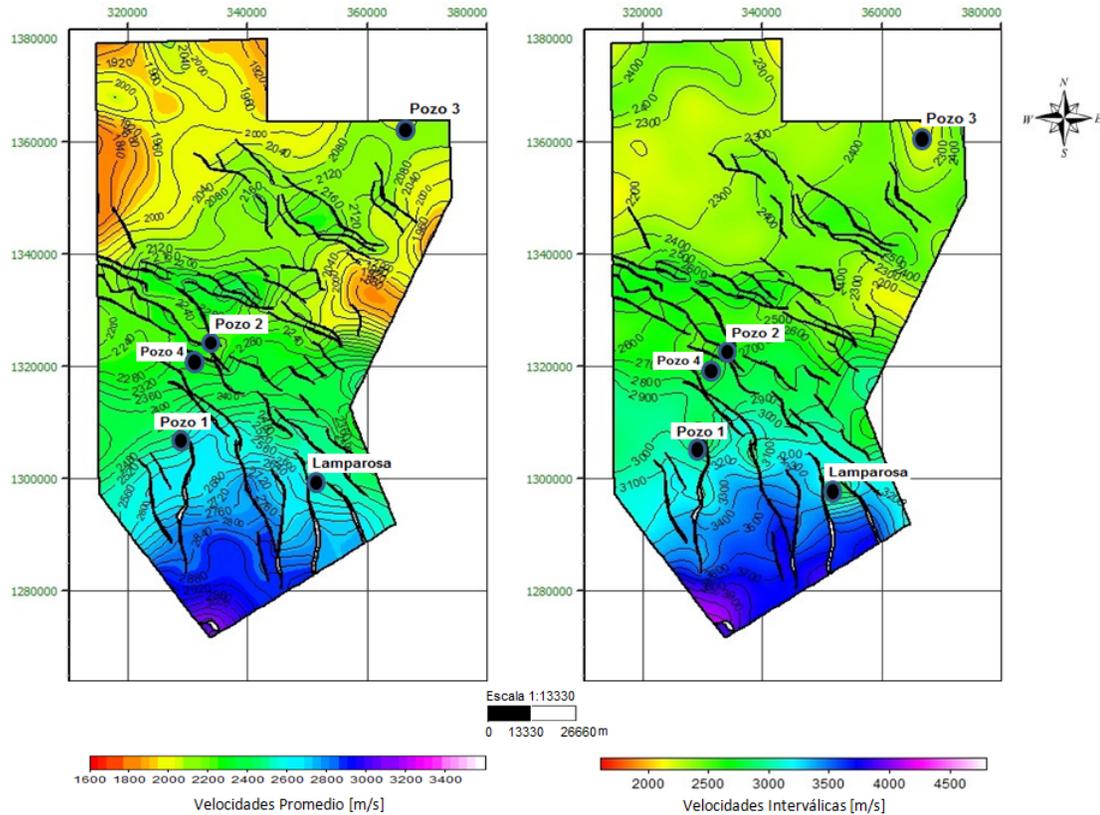


Figura 5.3f Mapa de velocidades promedios (izquierda) y mapa de velocidades interválicas (derecha) en el horizonte C.

El mapa de velocidades promedio en el horizonte C, presenta velocidades entre 1900m/s y 3000m/s incrementándose desde el sur al norte, el comportamiento de las velocidades permanece distinguiendo tanto el Surco de Urumaco con velocidades mayores, en el orden de los 3000m/s hacia su depocentro y una disminución en la periferia con valores de 2300m/s a 2500m/s, respondiendo las altas velocidades posiblemente a factores de compactación por carga litostática. Asimismo, se evidencia dicho patrón en la parte norte del mapa, en la cual las zonas más someras cercanas a los altos estructurales muestran valores de velocidades menores, en

contraste con el depocentro de la cuenca formada entre ambos altos estructurales. Las velocidades interválicas a este nivel no demuestran variaciones locales de velocidades fuera de la tendencia general alrededor de los Pozos 1,2 y 4, pero en el pozo Lamparosa y Pozo3 se puede distinguir zonas de baja velocidades con una diferencia aproximada de 200m/s y 100m/s, lo que no representa contraste abruptos, pero el comportamiento local nos permite inferir que la apreciación de éste es posiblemente producto del factor de corrección aplicado al modelo.

Mapas en tiempo y en profundidad del horizonte D (Tope del Mioceno Medio).

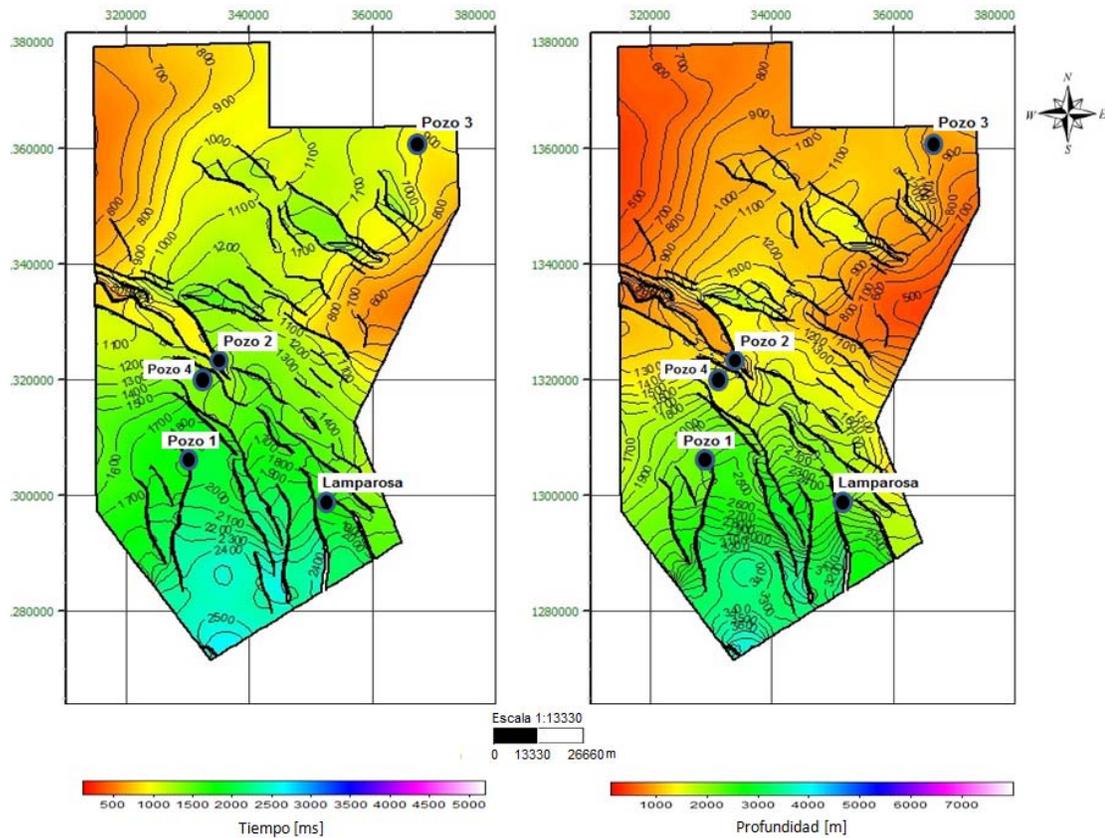


Figura 5.3g Mapa Estructural en tiempo (izquierda) y mapa estructural en profundidad (derecha) del horizonte D.

Este horizonte por ser más somero tiene valores de tiempo que oscilan entre los 500ms y los 2500ms, estos últimos se aprecian en las zonas más profundas que se encuentran al SO del mapa. A este nivel la estructura tipo *Horst* vuelve a resaltar en el mapa con un valor de tiempo de 1000ms rodeada de zonas más profundas con tiempo de 1200ms-1300ms, este comportamiento debe estar marcado por la diferencia del salto de las fallas que la limitan, que para esta secuencia son mayores con respecto a la secuencias anteriores.

El mapa estructural en profundidad para el horizonte D tiene valores entre 3500m y 500m, los cuales se encuentran distribuidos desde las zonas más profunda del Surco de Urumaco al sur hasta las zonas más superficiales al norte, al igual que se ha visto en los mapas de los horizontes anteriormente descritos.

Mapa de velocidades promedio y velocidades interválicas del horizonte D (Tope del Mioceno Medio).

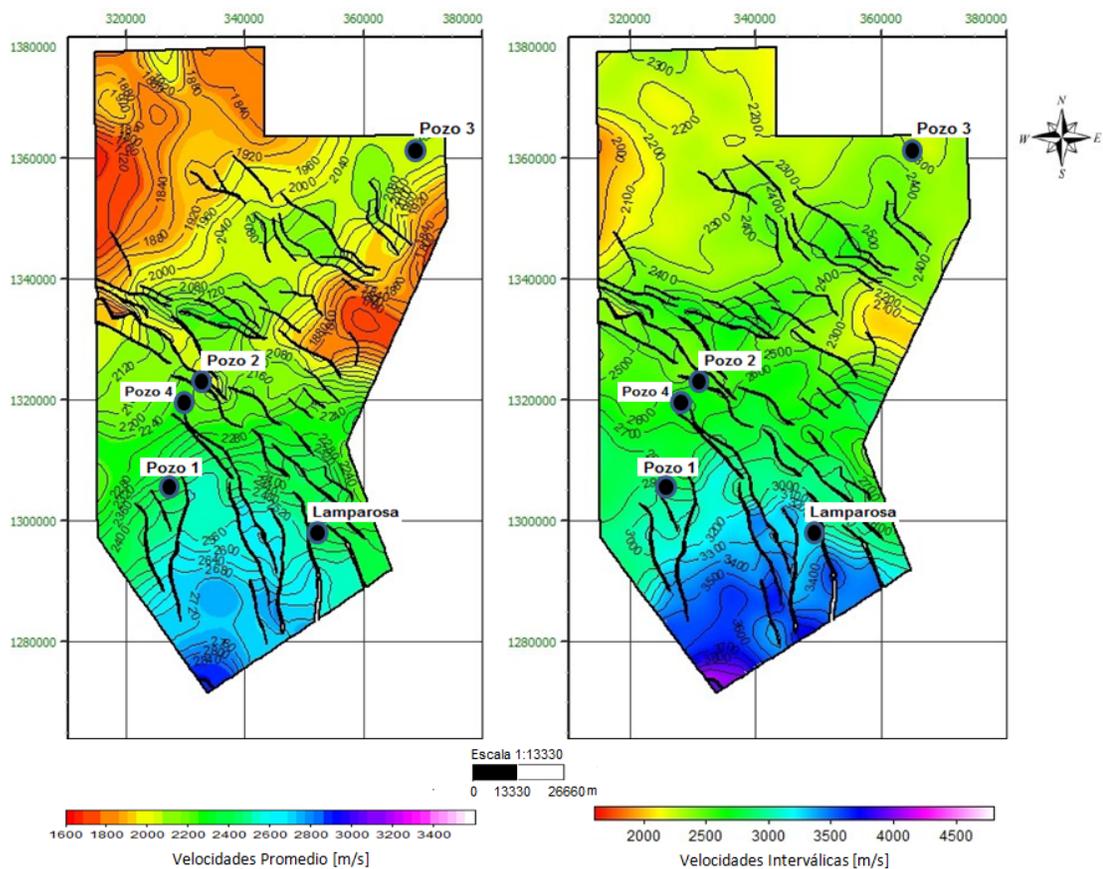


Figura 5.3h Mapa de velocidades promedios (izquierda) y mapa de velocidades interválicas (derecha) en el horizonte D.

Con respecto a los mapas de velocidades promedio en tope del Mioceno Temprano, permanecen las tendencias observadas anteriormente ,pero acotadas entre valores muy cercanos a los registrados en el horizonte anterior, éstos se encuentran entre

1800m/s y 2900m/s, la diferencia con las velocidades anteriores es la distribución de las mismas a lo largo del mapa, es decir, la tendencia de los contorno de isovelocidades permanece con una orientación este oeste, disminuyendo los valores desde el sur al norte, hasta el conjunto de fallas con rumbo NO-SE, en las cuales los contornos se disponen con una orientación NE-SO.

En este caso se observa que se tiene las bajas velocidades que cubren un área mayor a la observada en el horizonte C, ya no sólo se limitan a las adyacencias de los altos estructurales, sino que presentan una mejor distribución dentro del área. Las zonas más profundas que presentan alta velocidad se han reducido, y por ende los contrastes de velocidades en líneas generales no son tan pronunciados. El mapa de velocidades interválicas maneja valores dentro del rango de 2100m/s y los 4000m/s, y no presentan grandes variaciones con respecto al mapa de velocidades interválicas del horizonte infrayacente. Sin embargo, para este horizonte la zona más NE presenta valores de velocidades interválicas menores, los cuales se encuentran cubriendo un área mayor, indicando que la misma está cubierta por sedimentos más jóvenes y menos compactados.

Mapas en tiempo y en profundidad del horizonte E (Tope del Mioceno Tardío).

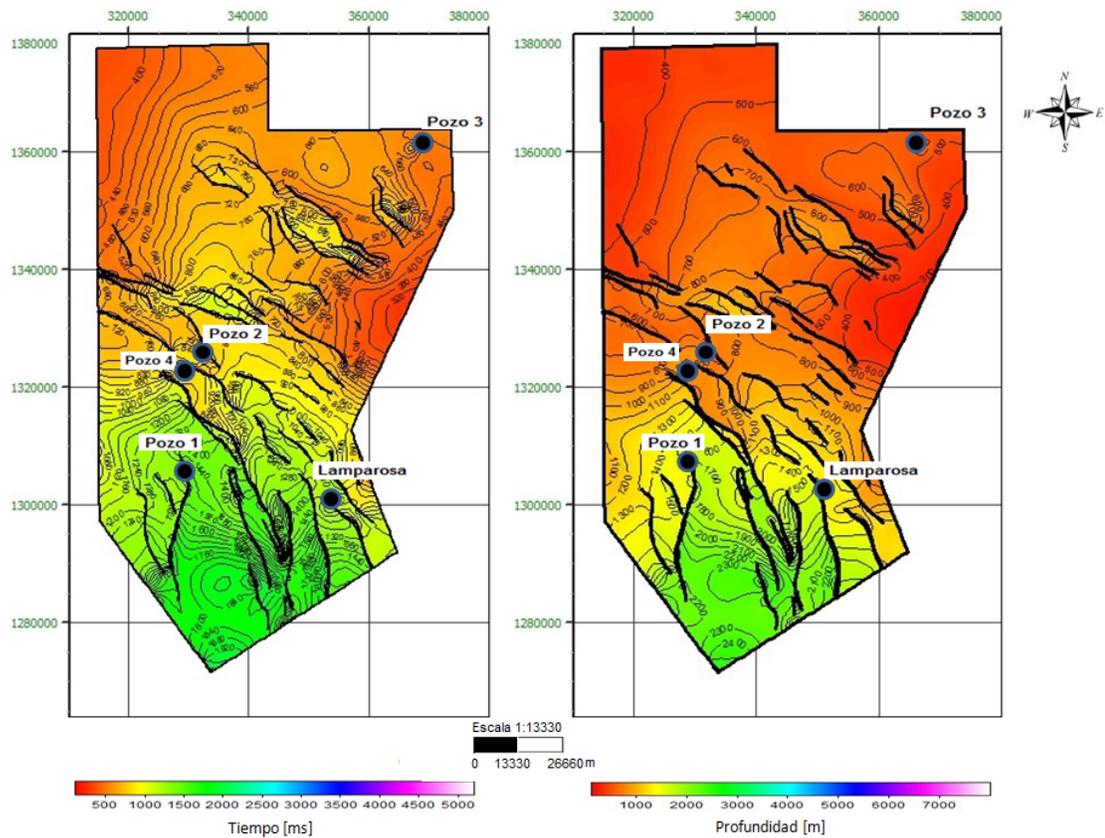


Figura 5.3i Mapa estructural en tiempo (izquierda) y mapa estructural en profundidad (derecha) del horizonte D.

El horizonte E tiene valores de tiempo entre 2000ms y 300ms, la zona más profunda sigue manteniéndose hacia el SO. Por su parte, hacia el norte se presentan los valores más bajos de velocidades, y a este nivel no se limitan al extremo NO ni NE, sino que se observan distribuidos con más uniformidad en toda el área. También los gradientes de las curvas isócronas de este horizontes son más altos cercano a las zonas de fallas en el sur del mapa, sugiriendo así cambios laterales de tiempo a consecuencia de los saltos de falla.

En el mapa estructural del horizonte se acotan los valores entre 2400m y 400m de profundidad, en dicho mapa se observan bien diferenciadas dos zonas: una zona profunda con valores entre 2400m a 1000m que se encuentra ubicada hacia el sur y está limitada de la zona más somera por el tren de fallas normales buzando en su mayoría hacia el sur y con rumbo NO-SE. La zona más somera se caracteriza por presentar valores desde los 400m hasta los 900m de profundidad aproximadamente, en tal sentido, ésta indica que la cuenca ubicada entre los altos estructurales de los Monjes y Paraguaná, para este periodo se encuentra con una distribución de sedimentos mucho más uniforme sugiriendo una colmatación próxima de la misma. Por el contrario, la zona más al sur dentro del Surco de Urumaco, para ese mismo momento todavía presentaba diferencias de profundidades sectorizadas hacia las zonas de fallas, lo que indica que aún existía mayor espacio de acomodo para continuar depositando sedimentos más jóvenes del cuaternario dentro de la cuenca.

Mapa de velocidades promedio y velocidades interválicas del horizonte E (Tope del Mioceno Tardío).

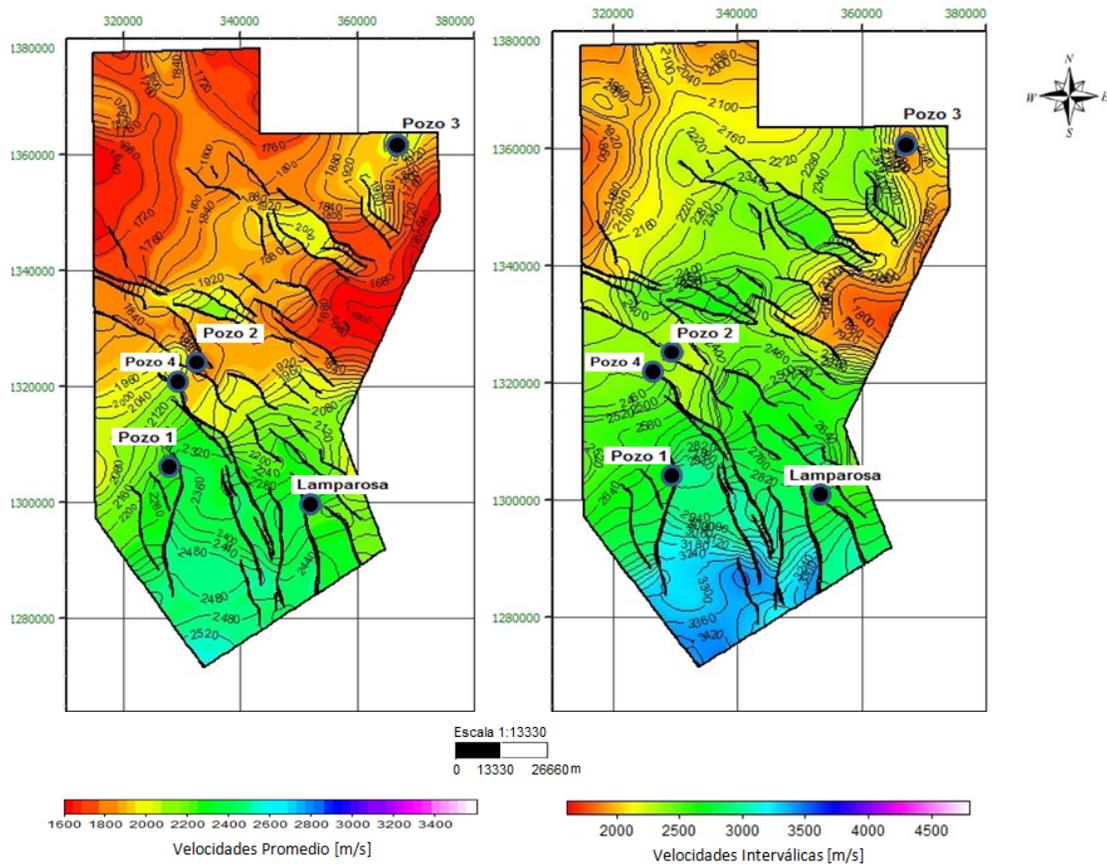


Figura 5.3j Mapa de velocidades promedios (izquierda) y mapa de velocidades interválicas (derecha) en el horizonte E.

El mapa de velocidades muestra valores desde 1700m/s a 2600m/s, concentrándose los primeros hacia el extremo NO y NE del mapa, y los valores más altos se presentan hacia el sur dentro del Surco de Urumaco, respondiendo, nuevamente, a un tren de compactación normal de la roca. Por otro lado, el mapa de velocidades interválicas concentra un rango de valores más amplio entre 1800m/s y 3400m/s mostrando más variabilidad de las velocidades en el área, pero manteniendo en todo momento el mismo comportamiento general que se ha observado en todos los horizontes.

En general las tendencias de las isócronas en todos los horizontes en la parte norte de los mapas, aumentan en dirección SE, lo que implica un buzamiento de la estructura en dicha dirección, este aumento de tiempo se detiene hasta llegar a la parte más profunda de la depresión, y luego comienzan a aumentar nuevamente con una dirección S. En la zona sur las isócronas tienen una dirección este-oeste y aumentan desde el sur hacia el norte. Cabe destacar que las isócronas a nivel general en el horizonte más profundo (A), tienen tendencias más suaves, ya que no está cortado por todas las fallas como el resto de las secuencias. Asimismo, se puede decir que los mapas estructurales en tiempo son buenas aproximaciones de los mapas en profundidad, ya que ambos nos describen a grandes rasgos las estructuras principales que se presentan a nivel regional en toda el área de estudio.

El modelo de velocidades fue verificado mediante la conversión tiempo profundidad del modelo estructural, haciendo el cálculo entre la diferencia de los marcadores de pozo correspondientes a cada uno de los horizontes y los horizontes en profundidad propiamente dicho, en términos generales se tuvo un buen ajuste, pero se observó que dicho error se incrementaba en profundidad y el horizonte más profundo, en este caso el horizonte A, tiene diferencias considerables en el orden de los 20m aproximadamente, que se traducen en espesores de hasta 60pies, lo que es un gran problema a la hora de hacer cualquier tipo de pronóstico para futuras perforaciones, ya que un yacimiento económicamente rentable puede ser de hasta 30pies o incluso 20pies de espesor; aunado a ellos se tiene que los yacimientos que se han descubierto dentro del Golfo de Venezuela son carbonáticos de gran espesor, aproximadamente de hasta 700pies, pero igualmente en otras áreas del Golfo son de apenas 20pies, y se caracterizan por ser plataformas carbonáticas aisladas que se acuñan lateralmente, por lo tanto se requiere de modelos de velocidades bastante precisos.

Esta falta de precisión posiblemente está asociada o condicionada a los datos con los que se contaban para la realización de dicho proyecto, los cuales son variables que no se pueden controlar, y también las limitaciones del programa, entre ellas se menciona:

- Se trabajó a nivel de líneas sísmicas 2D, en las cuales el procesamiento de cada una de ellas se realiza de forma individual y en la mayoría de los casos el picado de velocidades es muy irregular.
- Sólo dos pozos llegaban a perforar el horizonte A, y las velocidades sísmicas a ese nivel presentaban análisis muy dispersos e irregulares,
- Sólo dos pozos pasaban justo sobre las líneas sísmicas, lo que implica que al momento de hacer el factor de corrección se estaba calculando dicha diferencia en función de una interpolación previa, tomando en cuenta que las líneas más cercanas se encontraban separadas por una distancia de 2500m, lo que adiciona un grado de incertidumbre en el cálculo.
- Las velocidades promedio de los pozos no se tiene desde una profundidad cero en adelante, lo que obliga al programa a utilizar una velocidad de reemplazo que genera fuentes de error a medida que profundizamos en el modelo.
- Debido a limitaciones del programa a nivel del mallado 3D, no se tuvo un buen control de las velocidades en la región delimitada por el fondo marino y el horizonte interpretado E, ya que las fallas no cortaban dicho tope ni llegan mucho más abajo del último horizonte interpretado, impidiendo así que esas zonas hubiesen sido interpoladas a la misma resolución del mallado, ya que si eran incorporadas la malla no iba a incluir las fallas en su ejecución.
- Al momento de hacer la conversión tiempo-profundidad fue necesario transferir las propiedades del mallado 3D a un voxel, que no se ajusta a la forma del mallado, sino que siempre se limita a un cubo por lo que el número y tamaño de las celdas se incrementa, en tal sentido al realizar la transferencia

de velocidades, éstas pierden resolución al ser re-escaladas, lo que implica una pérdida de información.

- Se construyó un modelo regional de velocidades dentro de un área de aproximadamente 5000km^2 , por ende se busca la coherencia geológica regional, es decir, respuestas de velocidades suavizadas y no al detalle. Por lo tanto, la malla estática de yacimiento fue una limitante en la construcción del modelo de velocidades, ya que todas las fallas para poder ser incluidas en el modelo debían cortar el horizonte más profundo y el horizonte más somero, excluyendo la secuencia del Mioceno Tardío al Fondo Marino, así como también la secuencia desde el tope del Oligoceno hasta el final de la sección.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- A partir de la interpretación estructural el oriente del Golfo de Venezuela se encuentra caracterizado por un estilo estructural extensivo de dirección este-oeste, ya que presenta estructuras de fallas normales, que limitan la cuenca del Surco de Urumaco, en la cual descansan gran espesor de sedimentos Neógenos, la tendencia preferencial del rumbo de las fallas tiene una dirección NO-SE.
- Se observan dos cuencas dentro del área de estudio: la primera el surco de Urumaco donde descansan grandes espesores de sedimentos y la segunda una cuenca más pequeña entre el alto de los Monjes y Paraguaná, la cual está dividida en dos sub-cuencas por sistema de fallas con rumbo NO-SE.
- La falla lítrica al flanco oeste del Surco de Urumaco es del tipo sinsedimentaria, evidenciada por el pliegue *roll-over*, que se forma asociado a la misma.
- Es posible construir un modelo de velocidades 3D a partir de datos sísmicos 2D y con poca información de pozos, con el beneficio de tener un carácter regional, en un área de gran extensión, aproximadamente 5000Km², en la cual existen cubos sísmicos 3D que no se solapan.
- Del modelo de velocidades se reconocieron dos grandes zonas limitadas por el tren de fallas principales en dirección NO-SE. La zona sur dentro del Surco de Urumaco con valores de velocidades más altos que decrecen hacia el norte, y la zona NE con valores de velocidades menores que decrecen hacia el NO y SE.

- Los contrastes de velocidades por mecanismos de fallas se evidencian en las zonas más profundas y se hacen imperceptibles a medida que se asciende en la columna sedimentaria, debido a que el salto de falla disminuye hasta la terminación de la misma, por lo que los sedimentos en el bloque deprimido deben soportar una mayor carga litostática, compactándose, reduciendo la porosidad y aumentando su densidad lo que conlleva a un aumento de velocidades.
- En la zona del yacimiento no se observó disminución de las velocidades debido al contenido de gas y alta porosidad, sino por el contrario, se observó aumentos de velocidad, que son indicativos de comportamientos anómalos que requieren un estudio con mayor detalle.
- El modelo de velocidades presenta un comportamiento coherente con los cambios laterales de facies, que se observan desde el SO hacia el NE, disminuyendo en dicha dirección, en la cual los sedimentos pasan de ambientes nerítico interno a nerítico externo, hecho que se evidencia con el comportamiento de los reflectores cercanos al Pozo 3.

6.2 Recomendaciones

- Se recomienda hacer una calibración del modelo de velocidades con la información de los nuevos cubos 3D de la zona y si existen nuevos pozos perforados integrarlos al modelo, ya que los análisis de velocidades a nivel de cubos sísmicos son más precisos y poseen mayor cantidad de funciones de velocidades aumentando el nivel de detalle, y disminuyendo el grado de incertidumbre en aquellas localizaciones no muestreadas.
- Se sugiere aplicar un método de interpolación más convencional, como el inverso de la distancia o incluso un DSI (*Discret Smooth Interpolation/ Interpolación discreta suavizada*), para la propagación del factor de corrección, en vista de que se manejan tan pocos pozos en un área muy

extensa, de manera que dicha corrección sea más suavizada sin provocar grandes alteraciones locales al modelo, dando lugar a interpretaciones erradas.

- Se sugiere realizar un nuevo reprocesamiento de los datos sísmicos, pero con todas las líneas del proyecto de manera de realizar análisis de velocidades más exhaustivos, que permitan tener un buen control de las mismas en las zonas más profundas, donde se presentaron los problemas de precisión en el modelo.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Almazar R. (1998). *Campos Petrolíferos de Venezuela, Golfo de Venezuela*. Código Geológico de Venezuela PDVSA-INTEVEP. (1997). Recuperado en Enero 25, 2010. <http://www.pdvsa.com/lexico/camposp/cp060.htm>.

Amery G. (1993, Noviembre). *Basic of Seismic Velocities*. THE LEADING EDGE, 12 (11), 1087-1091.

Audemard F. y Singer A. (1996). *Active fault recognition in the northwestern of Venezuela and its seismogenic characterization: Neotectonic and paleoseismic approach*. Geofísica Internacional, 35 (3), 245-255.

Audemard F, Romero G, Rendon H. y Cano V. (2005). *Quaternary fault Kinematics and stress tensor along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions*. Earth-Science Reviews 69, 181-233.

Audemard F. (s/f). *La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas Nov.

Bacon M., Simm R. y Redshaw T. (2003). *3-D Seismic Interpretation*. Cambridge: Cambridge University Press.

Bandy, W. L., Gangi, A. F. y Morgan, F.D. (1990). Direct Method for determining constant correction to geophysical surveys lines for reducing mis-ties. *Geophysics*, 55 (7), 885-896.

Brown A. (2004). *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data* (6to.Ed). Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) and Society of Exploration Geophysicists (SEG).

Carter M. (1993). *Velocity Interpretation and Depth Conversion*. Tulsa: Society of Exploration Geophysics (SEG).

Chamber R, Hird K y Yarus J. (2000, Mayo) *Petroleum geoestatistic for nongeoestatisticians*. Columna Geológica. THE LEADING EDGE, 19 (5), (474-479).

Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M. (2009). *Interpretación Sísmica de Reflexión*. Chubut.

Cordsen A. (2000). *Planning Land 3-D Seismic Surveys*. Tulsa: Society of Exploration Geophysics (SEG).

Dunham, R.J. (1962). *Clasificación of carbonates rocks according to depositional texture*. En: Clasificación of carbonate rocks. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoria 1.

Giraldo R. (2002). *Introducción a la Geoestadística Teoría y Aplicación*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. Recuperado en Enero 28, 2010.

<http://www.docentes.unal.edu.co/rgiraldoh/docs/LIBRO%20DE%20GEOESTADISTICA.pdf>

González de Juana C., Picard X. y Iturralde de Arozena J. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves.

González L., Ferrer M., Ortuño L. y Oteo C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación.

Guevara E, Nicklas L, Monsalve O y Ochoa R. (1977). *Evaluación del Potencial de Hidrocarburos y Recomendaciones de Exploración* (Golfo de Venezuela). Petróleos de Venezuela S.A Grupos Interfiliales de Exploración, Caracas Venezuela.

Harper, M.D. (1989). Seismic misties resolution technique. *Geophysics*, 56 (11), 1825-1830.

Indelicato, G. J y Moore, G. C. (1986). Seismic Misties Adjustment procedure (SMAP) using a minimax-minisum strategy. *Geophysics*, 51 (3), 673-678.

Kruk Jan Vander. (2003). *Reflection Seismic I*. Zürich: Institut F ür Geophysik ETH.

Landmark Halliburton Company. (2002). *Practical Seisworks Interpretation Workflows* (Vol. 3, pp.).

Gocad Paradigm Earth Decision Suit 2.1 (2006). *Velocity Model workshop Training Guide*

Gocad Paradigm Earth Decision Suit 2. (2004). *Introducción al Módulo Base*

Maraven (1985). *Geología y Potencial de Hidrocarburos en el Golfo de Venezuela*. Informe Técnico no Publicado. Maraven, S.A, Caracas, Venezuela

Mata, H. (2005). *Geoestistics in Reservoir Characterization from Estimation to Simulation Methods*. Estudios Geol. 61, 135-1145.

Mitchum, R.M., JR, Vail, P.R y Thomson, S. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 26, Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.

Mitchum, R.M., JR, Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 26, Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.

Proyecto Rafael Urdaneta [Edición Especial]. (2005, Septiembre). InfoGas Boletín informativo de la Asociación Venezolana de Procesadores de Gas. Caracas Venezuela, 4 (2). Recuperado en Enero 25, 2010. <http://www.venezuelagas.net/infogas.html>.

Rey, j. y Galeotti, s. (2008). *Stratigraphy Terminology and Practice*. Paris: T Editions.

Schlumberger.(1998). *Log Interpretation Principles/Applications*. (7ma.Ed). Sugar Land, Texas.

Schlumberger de Venezuela S.A. (2009). Reporte Final de registros sísmicos.

Lugo A. (2009). Zero Offset VSP Processing and Interpretation. Schlumberger S.A de Venezuela.

Schlumberger de Venezuela S.A. (1995). Well Seismic Service Field Data.

Sheriff R.(2001).*Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysics (SEG).

Stainforth, R. (1968). *Geology of the Gulf of Venezuela*. Creole Petroleum Corporation, Caracas.

Stommel, H. E. y Graul, M. (1978) *Current trends in Geophysic*. Yakarta: Petr. Assn. Proc.

Stone D. G (1994).*Designing Seismic Surveys in Two and Three Dimensions*. Tulsa: Society of Exploration Geophysics (SEG).

Yilmaz O. (2000). *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data* (2da. Ed). Tulsa: Society of Exploration Geophysics.

Informe de Procesamiento Levantamiento Sísmico Marino Área del Golfo de Venezuela 1989 para Maraven S.A. Filial de Petróleos de Venezuela C.A. procesado Western Geophysical de Venezuela C.A. Centro de Procesamiento Digital de Caracas (Febrero-Julio, 1990) procesado: Ewell Duglas, Barrientos Pedro, Barbier Anita, Manzo Vilma, Alberti Argenis supervisado por: Raúl A. Terán Gerente del Centro de procesamiento.

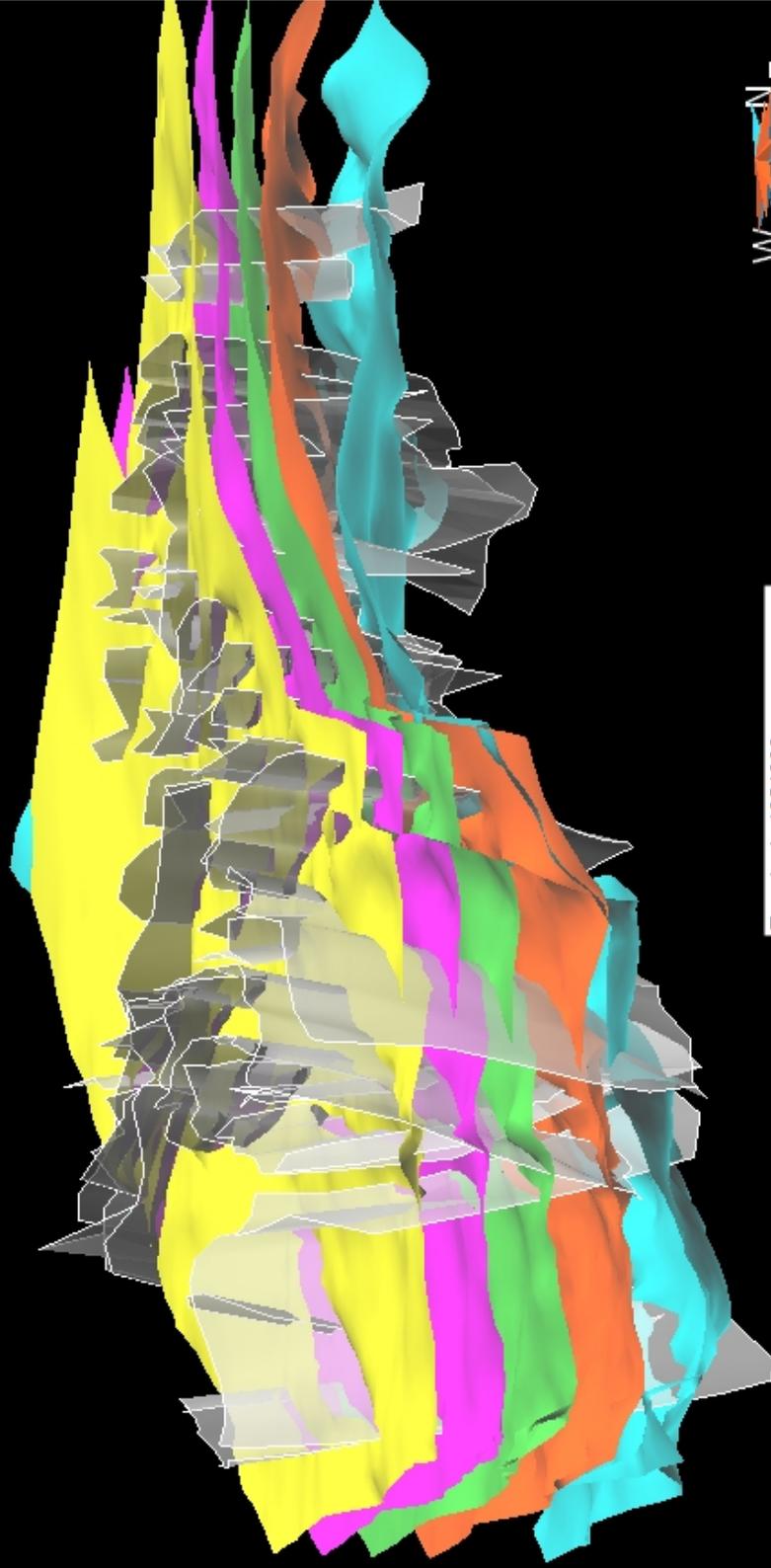
Informe de Reprocesamiento GR-MARINO-VIPA 00G-2D, PROYECTOS GR-01-TABLAZO-84C-2D, GR-01-TABLAZO-85C-2D Y GR-01-GOLFO-89C-2D, VOLUMEN I, reprocesado por GEOPROS-GEOPROCESOS S.A.

Petróleos de Venezuela S.A.-INTEVEP. (2010) *Código Geológico de Venezuela*. Formación Socorro, Caujarao, Querales y Aguaclara. Recuperado en Mayo 25, 2010.

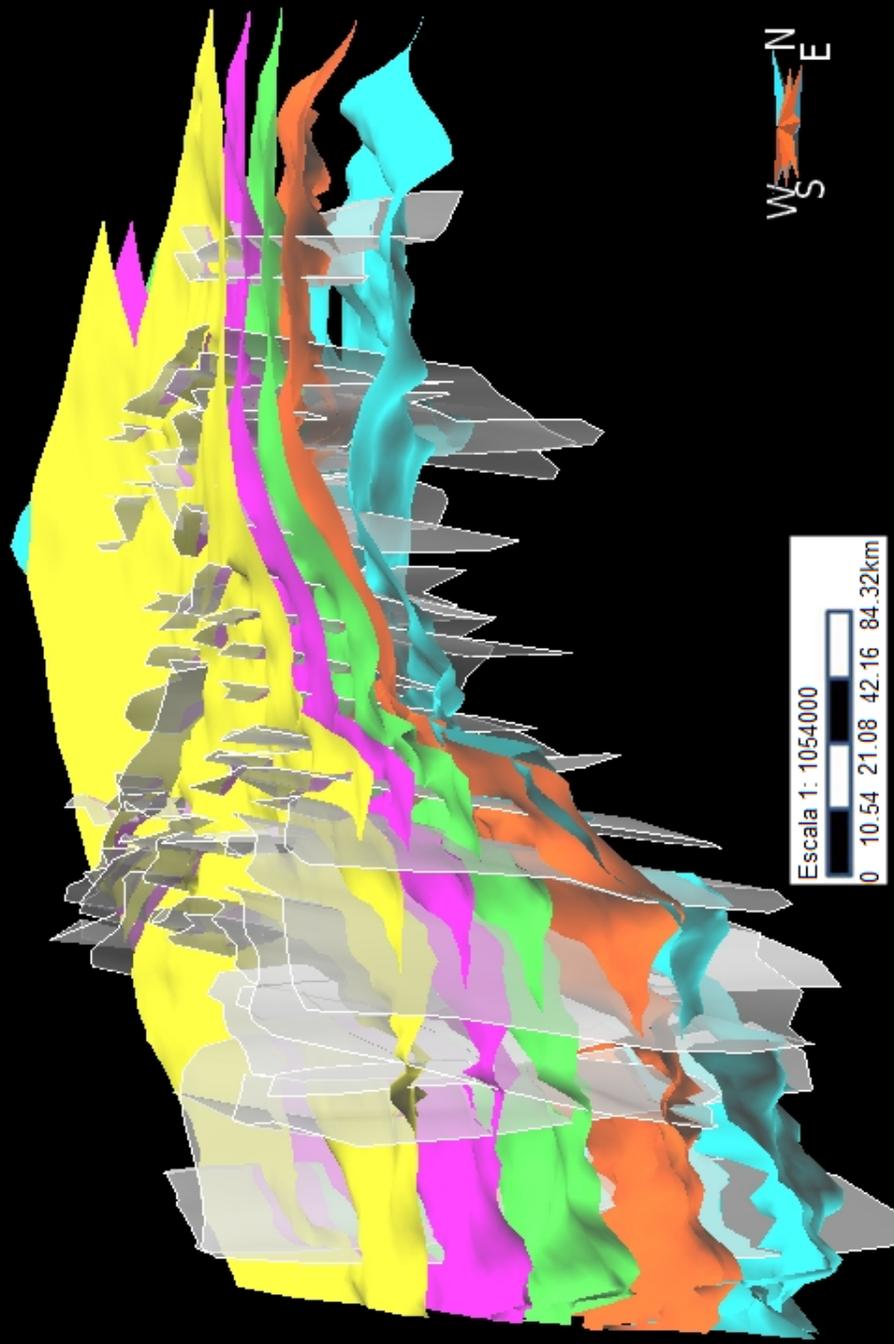
<http://www.pdv.com/lexico/lexicoh.htm>

ANEXOS

Modelo Estructural en Tiempo

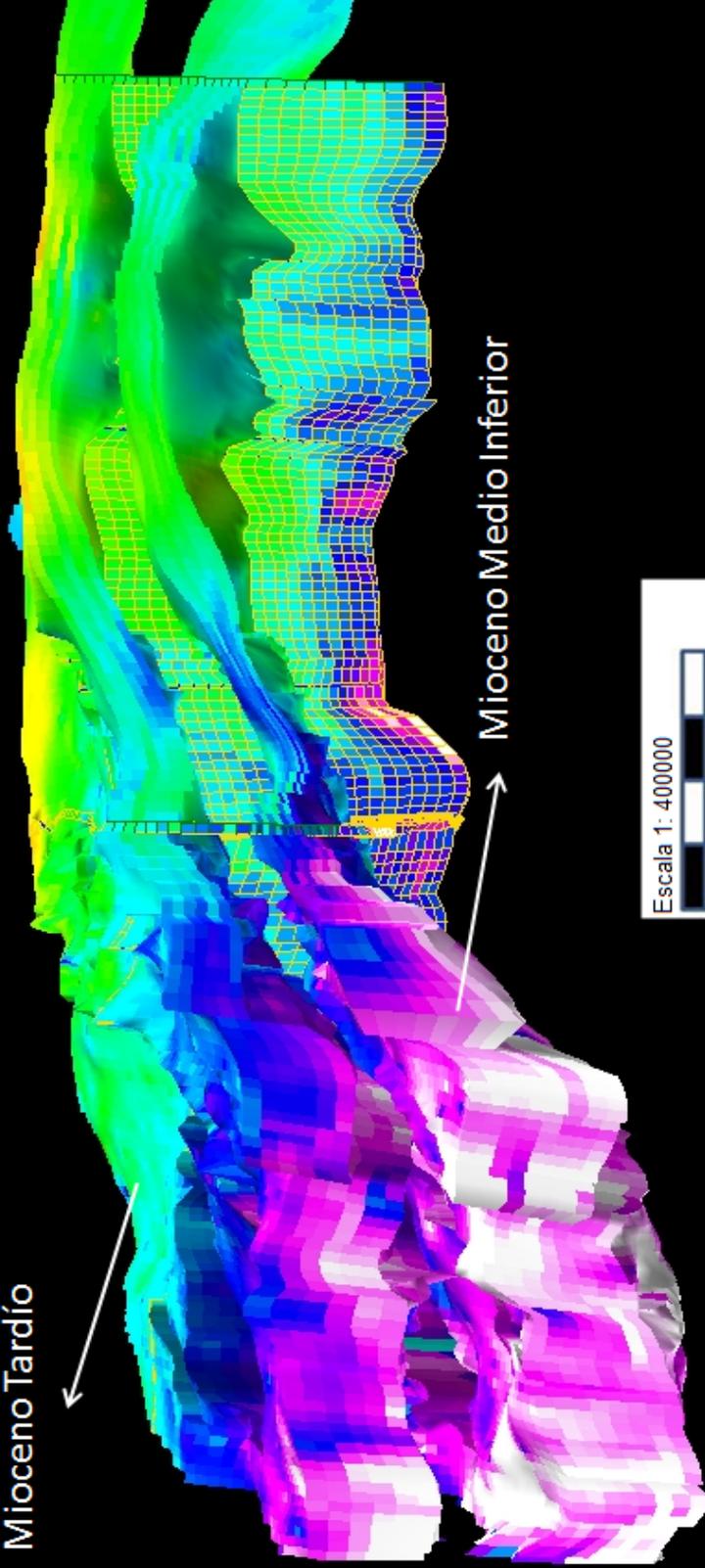


Modelo Estructural en Profundidad



Modelo de Velocidades Interválicas 1

Mioceno Tardío



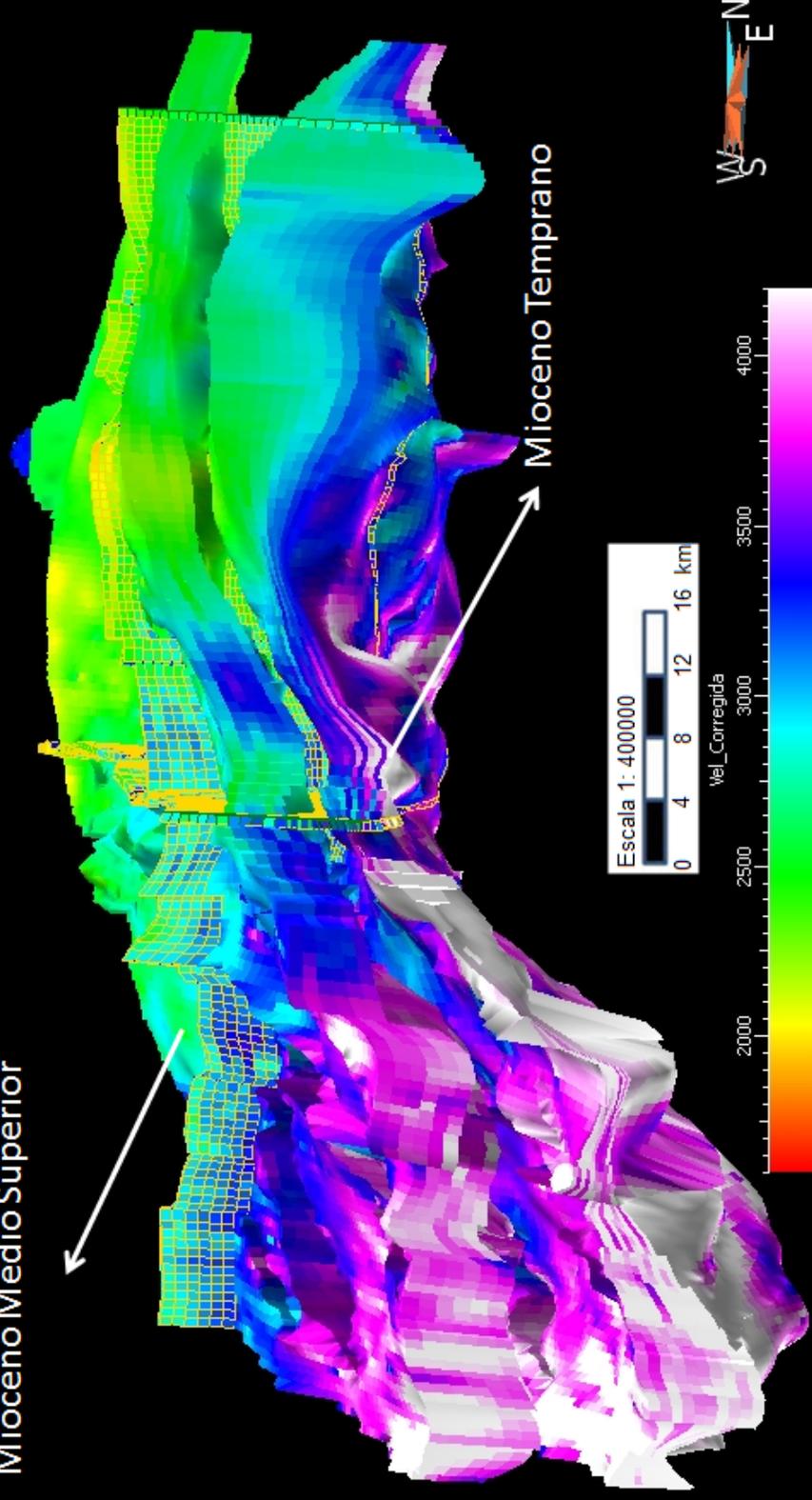
Vel_Corregida

2000 2500 3000 3500 4000

V_S EN

Modelo de Velocidades Intervállicas 2

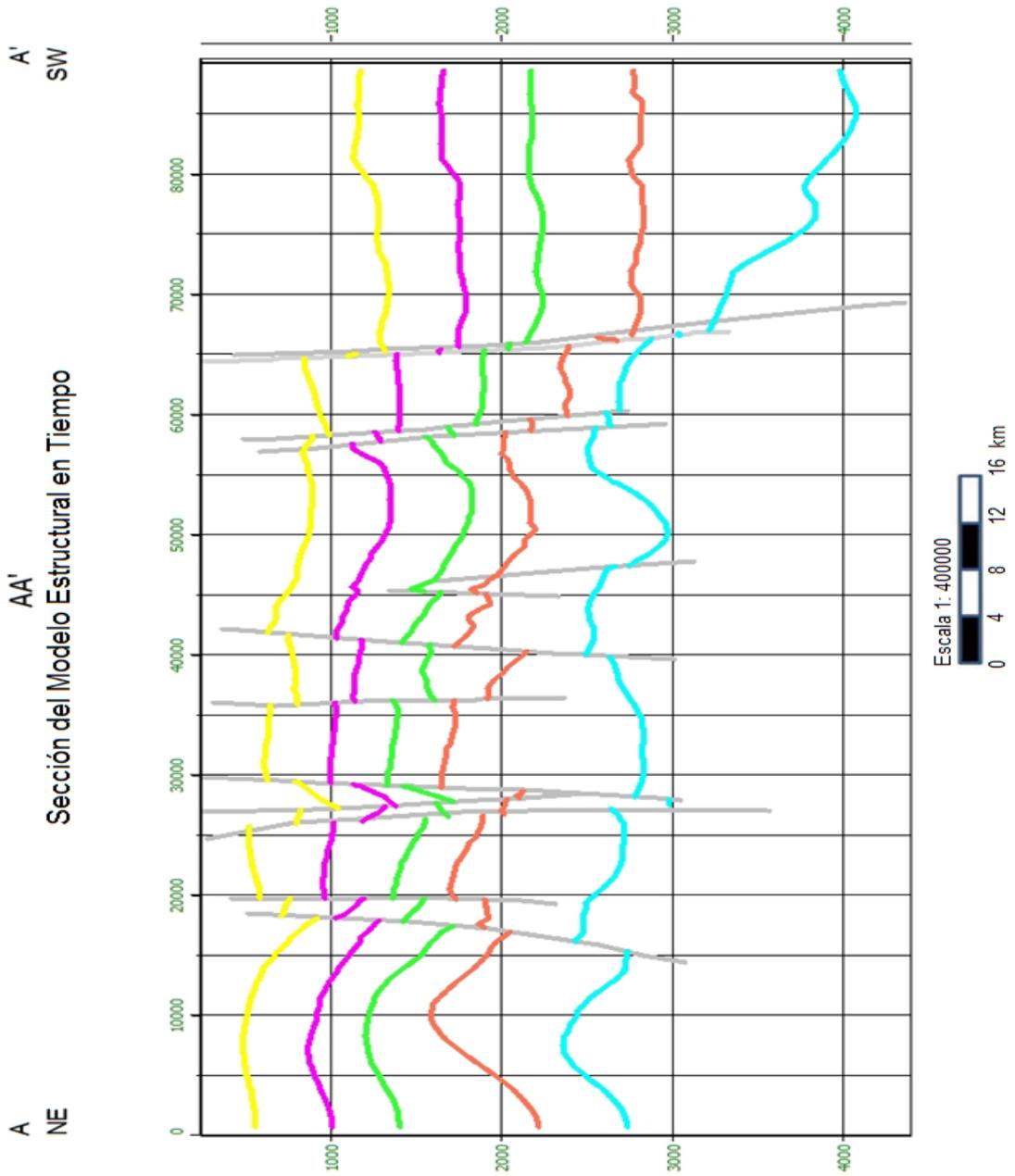
Mioceno Medio Superior



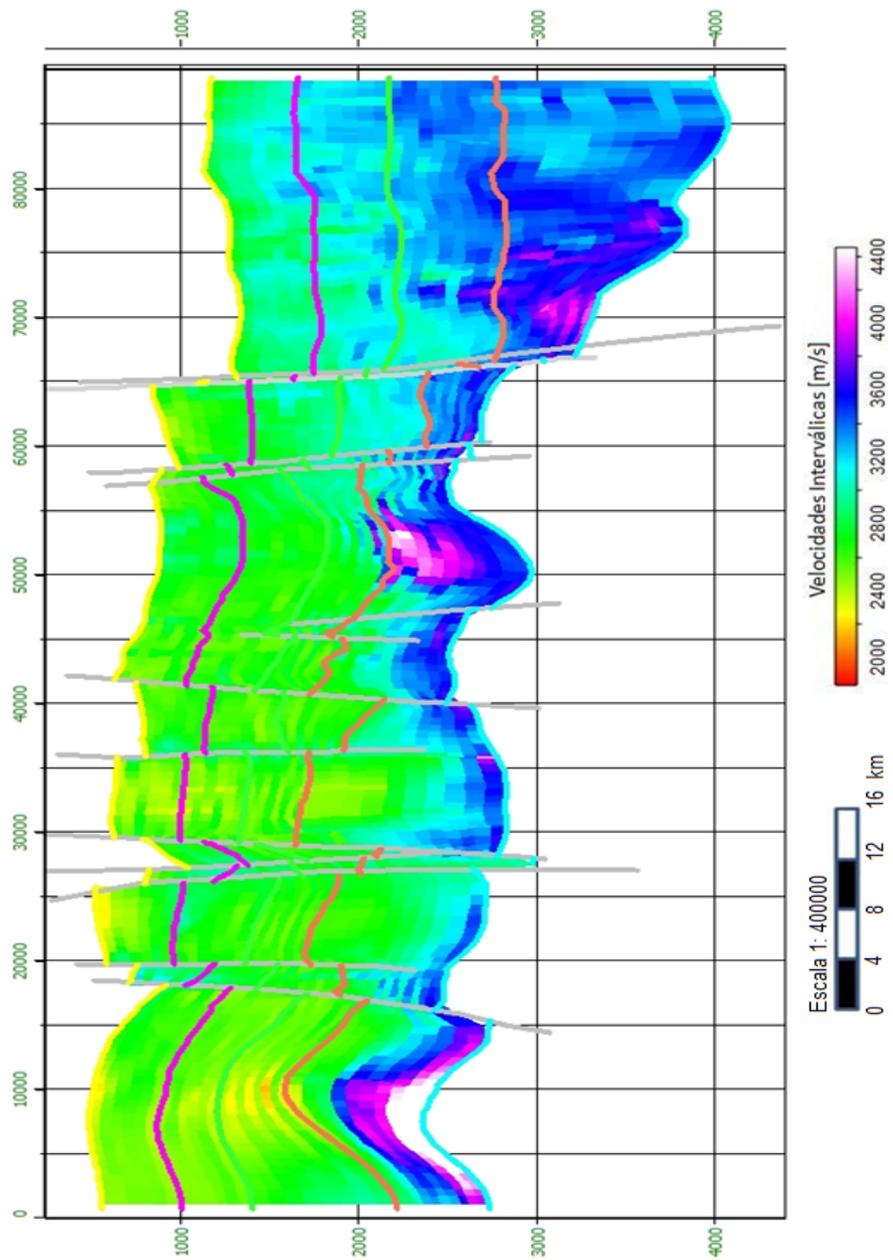
Mioceno Temprano

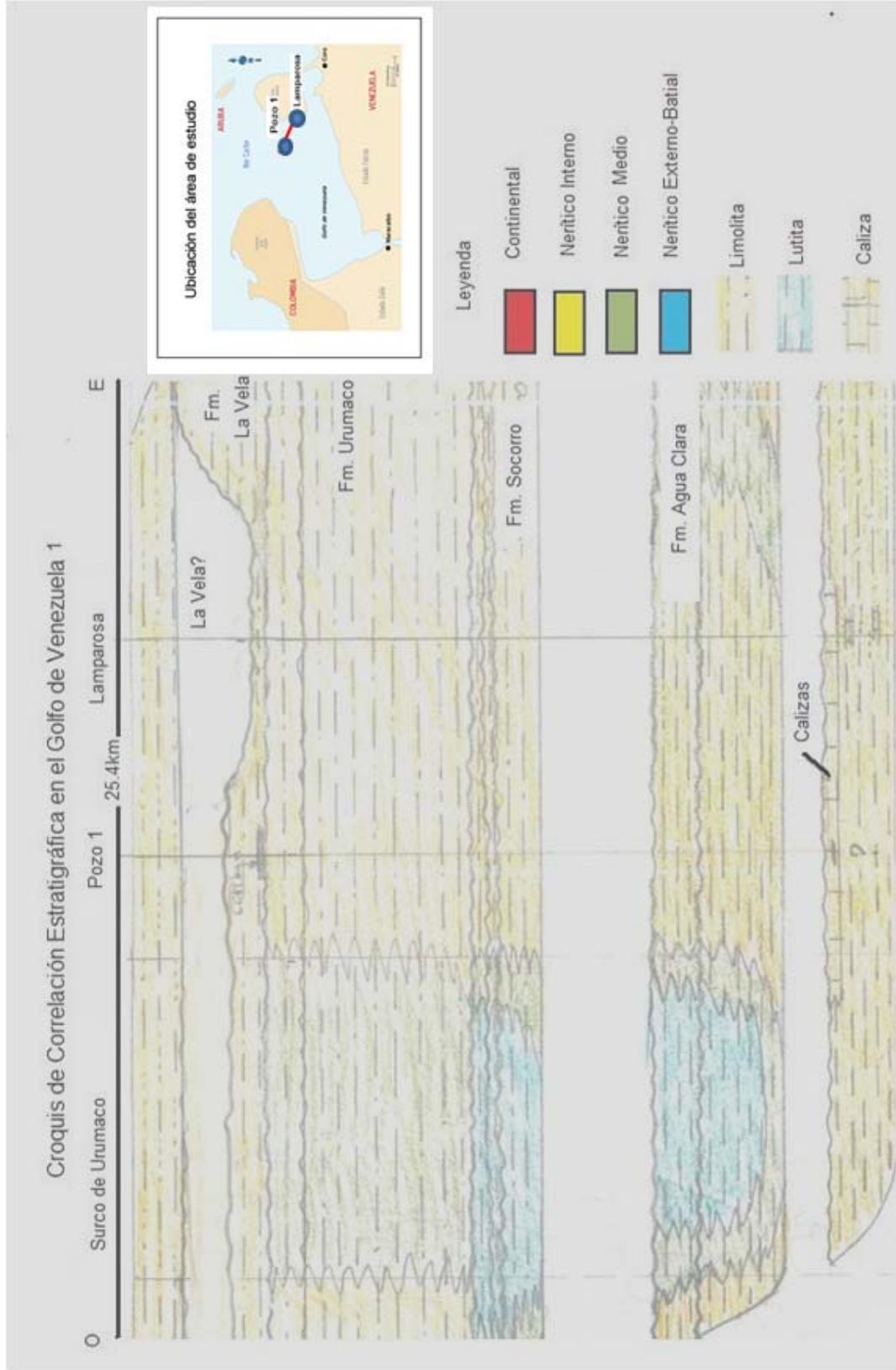
Escala 1: 400000
0 4 8 12 16 km





A NE AA' SW Sección del Modelo Estructural y el Modelo de Velocidades en Tiempo





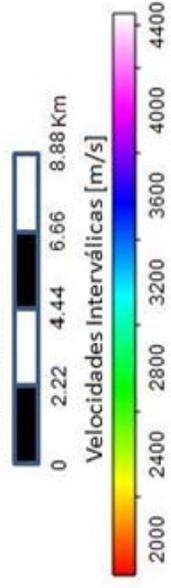
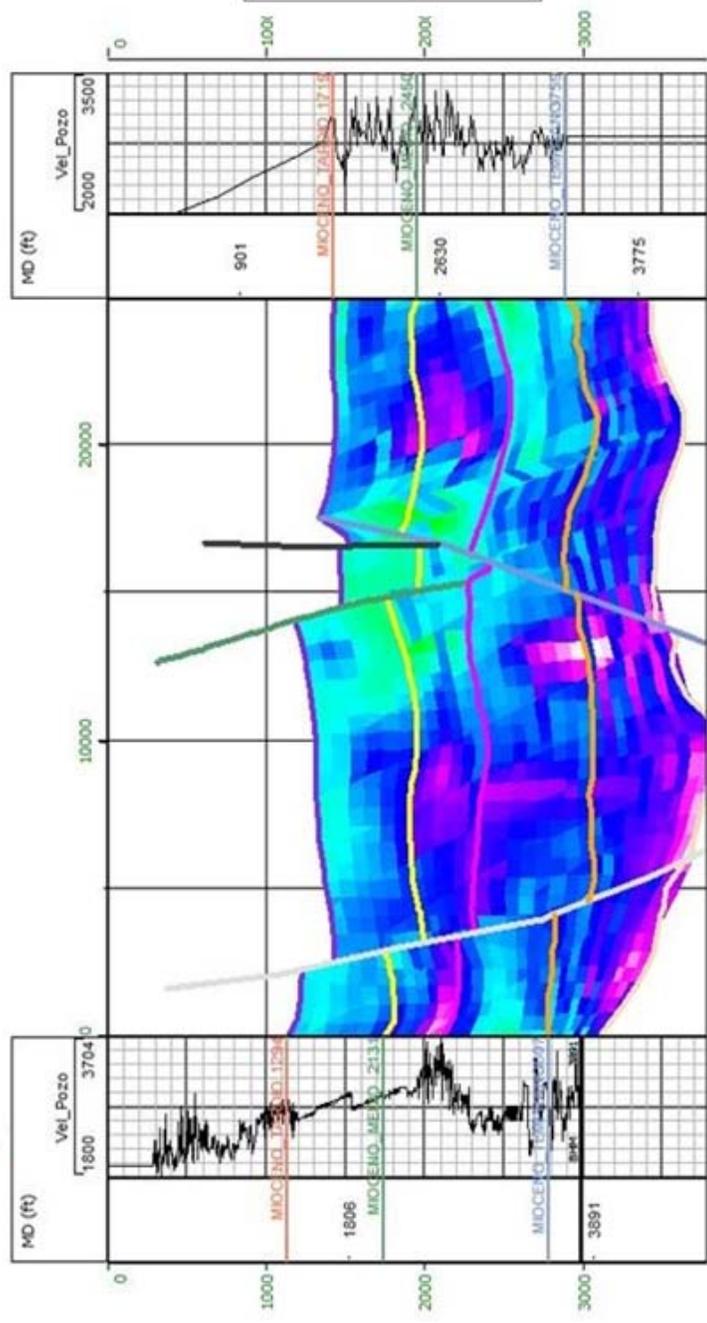
Correlación estratigráfica. (Tomado y modificado de PDVSA-Exploración; 2010)

A SEE AA' A' NWW

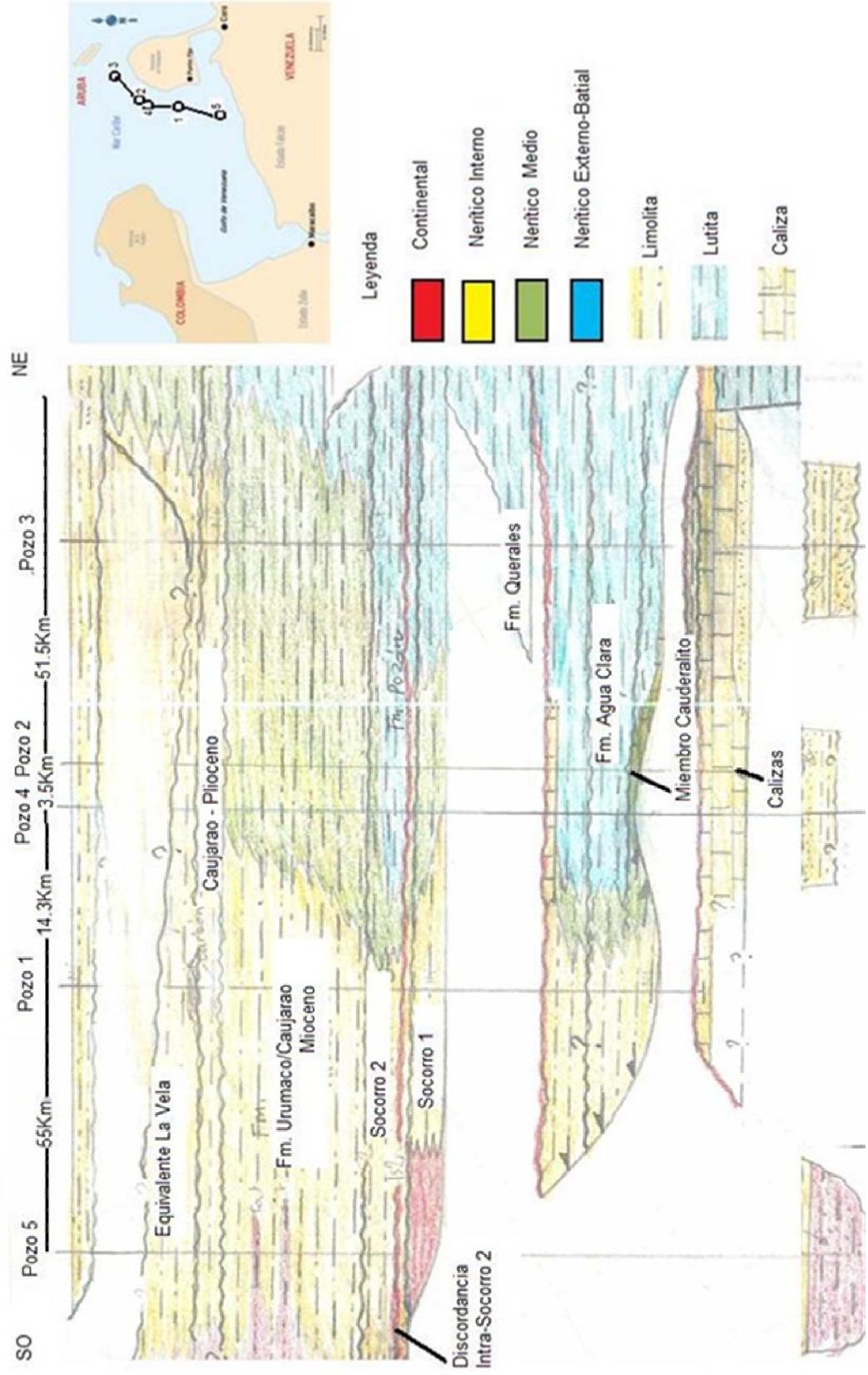
Sección 1 del Cubo de Velocidades Interválicas

Lamparosa

Pozo 1



Croquis de Correlación Estratigráfica en el Golfo de Venezuela 2



Correlación estratigráfica (Tomado y modificado de PDVSA-Exploración; 2010)

A
SW

AA'

A'
NE

Sección 2 del cubo de velocidades intervaláticas

