

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL 3D
SEMIREGIONAL DE LAS ÁREAS CEUTA, FRAMOLAC,
BARÚA Y MOTATÁN; CUENCA DE MARACAIBO**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Cabrera M. Luis A.,
Otero R. Sara V.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2012

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL 3D SEMIREGIONAL DE LAS ÁREAS CEUTA, FRAMOLAC, BARÚA Y MOTATÁN; CUENCA DE MARACAIBO

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Yaraixa Pérez

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Alvis Campos

COTUTOR INDUSTRIAL: Ing. Rosa Alfaro

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Cabrera M. Luis A.,
Otero R. Sara V.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

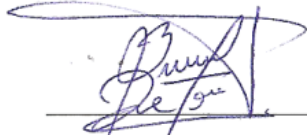
Caracas, 2012

Caracas, Agosto de 2012

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 los Bachilleres, titulado:

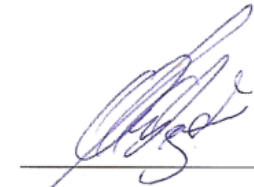
**“INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL 3D SEMIREGIONAL DE
LAS ÁREAS CEUTA, FRAMOLAC, BARÚA Y MOTATÁN; CUENCA DE
MARACAIBO”**

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 los autores, lo declaran APROBADO.



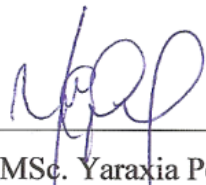
Prof. Bruno De Toni

Jurado



Prof. Adriana González

Jurado



Prof. MSc. Yaraxia Pérez
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mis padres Sergio, Dilia y a mi hermano Sergio por su apoyo y amor incondicional a lo largo de cada día de mi vida y durante el desarrollo de este trabajo, ustedes son el motivo y la inspiración para luchar cada día.

Sara Otero

DEDICATORIA

A Dios por ser la luz y guía en cada uno de mis pasos

A esos tres angelitos (mamá Flor, mamá Chicha y mi viejo Nelson) que por alguna razón Diosito apartó de mi lado, y ahora están allá arriba felices y orgullosos de verme cumplir cada una de las metas propuestas; a ellos les debo lo que soy.

A mis tres hermanos, por ser ellos el más grandioso tesoro que tengo, y que sirva de inspiración a Rainier Cabrera, en cada una de las metas académicas que se establezca durante su vida, te deseo el mejor de los éxitos.

No podía falta una mujer que con su alegría, cariño y apoyo se ganó gran parte de mi corazón, ella es Nelida Cabrera y por eso que te dedico mi más grandiosa obra profesional que he realizado.

Luis Cabrera

AGRADECIMIENTOS

A Dios y a la Virgen por darme fortaleza en los momentos más difíciles.

A la Universidad Central de Venezuela por brindarme crecimiento intelectual, profesional y personal en cada uno de los espacios de la Facultad de Ingeniería y por enseñarme a querer cada día más el patrimonio nacional.

A la Profesora Yaraixa Pérez por aceptar ser nuestra tutora académica, por su esmero y dedicación en todas las etapas de desarrollo de este trabajo y por sus palabras de inspiración y ánimo para seguir adelante.

A los tutores industriales Alvis Campos, Carlos Lobo y Rosa Alfaro por su entrega y dedicación en ayudarnos a realizar un buen trabajo.

A mis padres Sergio Otero y Dilia Reyes por enseñarme el valor de la palabra familia en una sociedad tan corrompida, y por educarme con amor y esmero a pesar de las adversidades.

A mi hermano Sergio Andrés por estar siempre en los momentos que más necesite de su ayuda, simplemente eres el mejor hermano del mundo, espero con ansias tu grado como Ingeniero Mecánico.

A la familia Castillo Ramírez, en especial a Luis Federico (Mi Amor Lindo) por sus consejos, por su paciencia, por su gran amor y momentos de dicha y felicidad durante todos estos años compartidos, eres muy especial en mi vida y en mi corazón, Te Adoro!

A mi abuelita Luisa Victoria por sus sabios y precisos consejos y por siempre mantenerme en sus oraciones y buenos deseos para lograr mis metas.

A mi abuela Elia y a mis tías, Marina, Crucita y Ana María, por sus oraciones y por siempre estar atentas del desarrollo de mi carrera.

A mis prim@s: Lorena, Fefa, Pepé, Eluz, Mario, Alejandro, y Luisana, por compartir los momentos más especiales conmigo, más que primos son como hermanos.

A Oscar Enrique, otro miembro más de la familia Otero, que siempre ha estado a mi lado en las buenas y en las malas.

A PDVSA Occidente por brindar el apoyo para el desarrollo de esta investigación, por recibirme en sus instalaciones y prestar toda la capacidad y servicio para llevar a cabo este trabajo.

A la familia Lucart, en especial a la Señora Mily por su gran cariño y aprecio, haciéndome sentir como parte de su hermosa familia, a sus hijos Ramón y Efraín por todas las atenciones que me brindaron durante el tiempo que estuve en Maracaibo.

A un grupo de ingenieros y personas maravillosas que conocí en PDVSA y que siempre me tendieron su mano amiga y apoyo, entre ellos José Miguel Blanco, Jesús Vale, Luis Mata, Carlos Lobo, Zanelia Rojas, Franklin Carrero, Giuseppe Manmanna y el Señor Camilo Aloisi, Juan Almedia.

A mis amigos del Departamento de Geofísica: Silvimar Larez, Carlos Fuenmayor, Sinaí Ramírez (y a su bella Madre la Señora Mercedes Viña), Krizia Colomé, Laura González, y Gabriela Da Silva. Gracias por todos los momentos gratos y divertidos que pase junto a ustedes dentro y fuera de las aulas de clase, y porque de alguna u otra forma siempre están pendientes de mí.

A mis grandes amigos de la universidad, Alberto Vegas, Julia Rodríguez, Ricardo Nobregas, Héctor La Rosa, Gabriela Basciani, Andrés Grossmann y muy especialmente a Aura Gudiño por ser excelente persona y gran amiga desde el primer día que te conocí.

A todos simplemente, Muchísimas Gracias!!!

Sara Otero

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a Dios, por ser mi luz y mi guía, por darme la fuerza necesaria para superar nuevos retos y el coraje para hacer este sueño realidad.

A mis padres (Flor Mendoza, Aura De Gregorio y Nelson Cabrera) por inculcarme valores humanos como respeto, honestidad, responsabilidad y haber creado en mí el hábito de estudio como garantía de mi futuro. Me enseñaron a establecerme grandes metas en la vida y hacer lo imposible por cumplirlas. Gracias a ellos estoy plasmando este gran sueño.

Le agradezco a la ilustre y majestuosa UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA, por recibirme en sus aulas brindándome la oportunidad de desarrollarme académicamente.

A la estatal petrolera Venezolana (PDVSA) por darnos la oportunidad de desarrollar este trabajo especial de grado en sus instalaciones, fue una experiencia enriquecedora permitiéndonos acercarnos al mundo profesional que nos espera. Esta además decir la gratitud que siento por cada uno de los profesionales que laboran en ella que no dudaron en compartir sus conocimientos y experiencia en pro del desarrollo de este trabajo especial de grado, es por ello que quiero extender mis agradecimientos al Ing. Carlos Lobo, Ing. Luis Mata, Ing. Alvis Campos, Ing. Johany Chacon, Ing. Daibeny Suarez, Ing. Camilo Aloisi, Ing. Rosa Alfaro, Ing. Juan Carlos Almeida.

A la profesora Yaraixa Pérez, por su excelente labor hecha como tutora académica, te agradezco el tiempo y dedicación que tuviste con nosotros durante la realización de este trabajo, tus palabras de aliento y motivación fueron el impulso para hacer las cosas buscando la excelencia.

Al Ing. Carlos Lobo por su esmero y entrega en el desarrollo de este Trabajo Especial de Grado. Desde el primer día hasta el último estuviste siempre dispuesto en ayudarnos, además del apoyo que me brindaste durante mi estadía en la tierra del sol amado, es algo que valoraré para siempre.

Al Ing. Alvis Campos por su excelente labor como tutor industrial, en ningún momento dudó en compartir sus conocimientos y experiencia en cada fase de este proyecto.

A mis hermanos: Sergio Cabrera, Nelson Cabrera y Rainier Cabrera, por haberme extendido su mano durante los 7 años que estuve haciendo realidad este sueño, no existe forma de agradecerle lo mucho que han hecho por mí.

A mi tía Nelida Cabrera, siempre pude contar con usted durante mi desarrollo como profesional, no se imagina cuanto valoro cada consejo dado además de los innumerables momentos de apoyo brindados, gracias por creer en mí y prometo no defraudarla.

Al primo más bello del mundo Jesús Alberto Salazar, siendo pilar fundamental durante mi formación académica (Dentro de poco te comenzaré a pagar).

Alguna vez leí “Tómame el tiempo suficiente en escoger un amigo, pero sé más lento aún en cambiarlo” es una frase que significa mucho para mí y quise compartirla con ustedes extendiéndole mi más especial agradecimiento: Frank González, Jesús Ovalles, Roberto García, Angel Soublette y Giuseppe Loconte; más que compañeros de clases y amigos los considero mis hermanos, y bueno dentro de poco seremos colegas.

A todos aquellos compañeros y pronto colegas con los que compartí además de salones de clases momentos inolvidables durante mi vida universitaria, entre ellos: Caballo, Bochinche, Luisely, Laura, Atilio, Ydarmis, Zuliangel, Laylin, Soublette, Jofrank, Eduardo, Sara, Halis, Cesar, Nestor, Carlos Fuenmayor y todos aquellos que escapan de mi memoria en este momento.

Por último y no menos importante, a Wilson, Lisney, Santiago, Sra. Cecilia y Sra. Luci, por abrirme las puerta de su hogar brindándome, solidaridad, compañía, confianza, apoyo y considerándome como un miembro más de su familia, haciéndome sentir como en casa. Muchas Gracias!!!

Luis Cabrera

Cabrera M. Luis A.

Otero R. Sara V.

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL 3D
SEMIREGIONAL DE LAS ÁREAS CEUTA, FRAMOLAC,
BARÚA Y MOTATÁN; CUENCA DE MARACAIBO**

Tutor Académico: Prof. Yaraixa Pérez. Tutor Industrial: Ing. Campos, Alvis.

Cotutor Industrial: Ing. Rosa Alfaro

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2012, 202 p.**

Palabras claves: Sísmica (Interpretación), Sísmica 3D, Cuenca de Maracaibo, Zulia Oriental, Zulia (Estado).

Resumen

Zulia Oriental posee un área aproximada de 7200 km² y su configuración estructural está enmarcada en dos sistemas de fallas rumbo deslizantes definidas como Tigre Pueblo Viejo y Burro Negro Mene Grande. En vista de conocer las características estructurales y evolución en la región sur de dicha área (subcuenca Pueblo Viejo) se estableció como objetivo generar un modelo sísmico estructural semiregional que involucre las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán.

Se interpretó un área aproximada de 1900 km² de sísmica 3D y se utilizaron 43 pozos en la calibración sísmica – pozo, la cual permitió amarrar los reflectores correspondientes con las Discordancias del Eoceno, Paleoceno y Tope de las calizas de Socuy (Formación Colón del Cretácico). La interpretación realizada se llevó a profundidad a partir de dos modelos de velocidades generados, tomando como insumo las funciones de velocidad de los 43 pozos calibrados y ajustando la interpolación al patrón estructural definido por los horizontes y topes geológicos.

Se identificaron dos familias de fallas en el área, una en sentido preferencial nortesur que corresponde a los principales alineamientos formados en la Cuenca de

Maracaibo durante el *rifting* Triásico – Jurásico (Fallas Pueblo Viejo, Barúa y Motatán), reactivadas posteriormente bajo distintos regímenes, y un segundo conjunto de fallas en dirección este – oeste, enmarcadas entre los alineamientos mayores de Pueblo Viejo y Barúa. Gran porcentaje de las fallas interpretadas muestran evidencias que permanecieron activas durante la depositación del Eoceno (Formaciones Misoa y Paují).

En el área Ceuta Framolac las características estructurales muestran el desarrollo de cuenca *Pull Apart* durante el Paleoceno Tardío – Eoceno Medio, asociada al movimiento transcurrente sinistral de las fallas Pueblo Viejo y Barúa.

Se confirma, que el depocentro de la subcuenca Pueblo Viejo durante el Eoceno se encontraba orientado en dirección NE, debido al aumento de los espesores de las secuencias en esta dirección. Durante el Mioceno - Plioceno ocurre el mayor levantamiento de los Andes de Mérida trayendo el desarrollo de la antifosa andina, el área en estudio es afectada por este levantamiento originando basculamiento en dirección sur-suroeste.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos de la investigación	2
1.2.1 Objetivo General.....	2
1.2.2 Objetivos Específicos	2
1.3 Justificación.....	2
1.4 Ubicación del área en estudio.....	3

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

2.1 Características generales de la Cuenca de Maracaibo.....	4
2.1.1 Configuración estructural de la Cuenca de Maracaibo.....	5
2.1.2 Estratigrafía generalizada de la Cuenca de Maracaibo.....	6
2.2 Evolución tectónica de la Placa Caribe	6
2.3 Desarrollo tectono-sedimentario de la Cuenca de Maracaibo.....	9
2.3.1 Pre – Triásico.....	10
2.3.2 Tectonosecuencia I: Apertura Jurásica	10
2.3.3 Tectonosecuencia II: Margen pasivo del Cretácico.....	10
2.3.4 Tectonosecuencia III: Tectónica antepaís del Paleoceno	12
2.3.5 Tectonosecuencia IV: Compresión Caribe y flexión de antepaís.....	15
2.3.6 Tectonosecuencia V: Fase compresiva Eoceno medio – Oligoceno.	17
2.3.7 Tectonosecuencia VI: Compresión Neógena Andina.....	19
2.4 Aspectos geológicos del área en estudio	22
2.4.1 Características estructurales.....	22
2.4.1.1 Características estructurales del área de Motatán	22
2.4.1.2 Características estructurales del área de Barúa.....	22
2.4.1.3. Características estructurales del área de Framolac	23
2.4.1.4 Características estructurales del Alto de Ceuta.....	23
2.4.2 Estratigrafía del área.....	24

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

3.1 Interpretación sísmica.....	26
3.2 Sismograma sintético	27
3.2.1 Impedancia acústica.....	28
3.2.2 Coeficiente de reflexión.....	29
3.2.3 Ondícula sísmica.....	29
3.2.4 Modelo convolucional	30
3.2.5 Calibración sísmica - pozo	31
3.3 Resolución sísmica vertical	32
3.4 Registros de pozo	32
3.4.1 Registro de Densidad.....	33
3.4.2 Registro Sónico.....	33
3.5 Sísmica de pozo.....	34
3.5.1 Tiros de verificación (<i>Checkshots</i>)	34
3.5.2 Perfil Sísmico Vertical (VSP).....	35
3.6 Atributos sísmicos.....	36
3.6.1 Atributos estructurales	37
3.6.1.1 Detección de bordes (<i>Edge</i>)	37
3.6.1.2 Buzamiento (<i>Dip</i>).....	38
3.6.1.3 Azimut.....	39
3.6.1.4 Buzamiento - Azimut (<i>Dip - azimuth</i>)	40
3.6.1.5 Atributos de curvatura.....	40
3.6.1.6 Volumen de coherencia.....	44
3.7 Velocidades sísmicas.....	45
3.7.1 Velocidad promedio (<i>Average Velocity</i>)	45
3.7.2 Velocidad interválica	45
3.7.3 Velocidad RMS (<i>Root-Mean-Square</i>)	46
3.7.4 Velocidad <i>Normal-Moveout</i> (NMO)	46
3.8 Modelo de velocidad	47
3.8.1 Conversión tiempo - profundidad.....	47

3.9 Conceptos de geología estructural.....	47
3.9.1 Esfuerzos.....	48
3.9.2 Deformación	48
3.9.3 Esfuerzos en el subsuelo.....	49
3.9.4 Relación entre los esfuerzos ortogonales y el régimen tectónico	50
3.9.5. Características y estilos estructurales de los regímenes tectónicos principales.	51
3.9.5.1 Régimen tectónico extensivo	51
3.9.5.2 Régimen tectónico compresivo.....	53
3.9.5.3 Régimen tectónico transcurrente.....	55
3.9.5.4 Régimen tectónico mixto.	56

CAPÍTULO IV: MARCO METODOLÓGICO

4.1 Revisión y recopilación bibliográfica.....	60
4.2 Base de datos geológicos y geofísicos	61
4.2.1 Datos Sísmicos	61
4.2.1.1 Parámetros de adquisición de los cubos sísmicos disponibles.....	61
4.2.1.2 Parámetros de procesamiento de los cubos sísmicos	66
4.2.1.3 Calidad de los datos sísmicos	71
4.2.2 Datos de pozos.....	77
4.2.2.1 Datos de registros sísmicos de pozo	77
4.2.2.2 Datos de registros petrofísicos	83
4.2.2.3 Marcadores Estratigráficos	83
4.3 Calibración sísmica – pozo.....	84
4.3.1 Construcción de serie de reflectividad.....	84
4.3.2 Elaboración de sismograma sintético	87
4.3.3 Calibración de la traza sintética con la sísmica de superficie.....	91
4.4.1 Características de la señal sísmica.....	95
4.4.2 Estimación de la resolución vertical	98
4.5 Interpretación estructural.....	100
4.5.1 Interpretación de horizontes	100

4.5.1.1 Picado de los horizontes.....	100
4.5.1.2 Interpolación de los horizontes	104
4.5.2 Generación de mapas de atributos estructurales.....	106
4.5.3 Generación de cubos de semblanza y estructural	108
4.5.4 Interpretación de fallas	109
4.6 Conversión tiempo – profundidad.....	111
4.6.1 Elaboración de modelo tridimensional de velocidad.....	112
4.6.1.1 Construcción del mallado	112
4.6.1.2 Carga y análisis de las curvas TZ	113
4.6.1.3 Carga de los horizontes interpretados	114
4.6.1.4 Ajuste del modelo de velocidad con los topes geológicos.....	115
4.6.1.5 Revisión y control de calidad de los modelos de velocidad	116
4.6.2 Conversión a profundidad de la interpretación estructural realizada	119
4.7 Construcción de mapas estructurales en profundidad	119
4.8 Estimación de la dirección e inclinación de los esfuerzos	121
CAPÍTULO V: RESULTADOS Y ANÁLISIS	
5.1 Descripción estructural general del área	123
5.2 Interpretación estructural.....	126
5.3. Modelos de velocidades	146
5.4. Mapas estructurales en profundidad.....	147
5.5 Evolución estructural del área.	154
5.5.1 Tectonosecuencia I: <i>Rifting</i> Triásico – Jurásico	154
5.5.2 Tectonosecuencia II: Margen pasivo del Cretácico.....	154
5.5.3 Tectonosecuencia III: Cretácico Tardío – Paleoceno.	156
5.5.4 Tectonosecuencia IV y V: Flexión de antepaís.	158
5.5.5 Tectonosecuencia VI: Compresión Neógena Andina.....	161
5.6 Estimación de la dirección e inclinación de los paleoesfuerzos, que actuaron en la generación de las estructuras interpretadas.	162
5.7 Formación de altos estructurales producto de la reactivación de fallas preexistentes bajo regímenes transpresivos.	165

5.8 discusión: posible formación de cuenca <i>pull apart</i> en el área de ceuta - framolac durante el periodo paleoceno tardío – eoceno medio.....	167
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	170
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	173

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

Figura 1. 2: Ubicación geográfica del área en estudio. 3

CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO

Figura 2.1: Ubicación geográfica de la Cuenca de Maracaibo. 4

Figura 2.2: Principales alineamientos estructurales de la Cuenca de Maracaibo. 5

Figura 2.3: Corte esquemático de oeste a este de la Cuenca de Maracaibo..... 7

Figura 2.4: Dos diferentes hipótesis acerca de la generación de la placa Caribe..... 8

Figura 2.5: Esquema tectónico del Jurásico Superior – Cretácico Inferior..... 11

Figura 2.6: Características del sistema de cuenca antepaís. 12

Figura 2.7: Paleografía del Paleoceno Temprano.. 14

Figura 2.8: Corte esquemático de la cuenca de Maracaibo para el Paleoceno. 14

Figura 2.9: Frente de deformación producto de la colisión de la placa Caribe contra el margen norte de Suramérica.. 15

Figura 2.10: Paleografía durante el Eoceno Temprano a Medio. 17

Figura 2.11: Régimen tectónico para el Eoceno Tardío..... 18

Figura 2.12: Perfil trazado en dirección NO en los Andes Venezolanos..... 20

Figura 2.13: Mapa Mundial de Esfuerzos (WSM) de la Región del Mar Caribe.. 21

Figura 2.14: Cuadro esquemático donde se observa los periodos de deformación en el área de Zulia Oriental..... 21

Figura 2.15: Columna estratigráfica generalizada del área de estudio..... 25

CAPITULO II: TEÓRICO

Figura 3.1: Diagrama representativo de los elementos presentes en la generación de una traza sintética.....	28
Figura 3.2: Principio básico del Perfil Sísmico Vertical (VSP) y sus variaciones dependiendo del diseño de adquisición.....	36
Figura 3.3: Configuración matricial 3×3 para el cálculo del atributo de detección de bordes.....	38
Figura 3.4: Definición matemática de los atributos de buzamiento y azimuth.....	39
Figura 3.5: Definición matemática de curvatura.....	41
Figura 3.6: Curvatura en tres dimensiones.....	42
Figura 3.7: Diagrama esquemático del algoritmo de coherencia.....	44
Figura 3.8: Componentes ortogonales del tensor de esfuerzos en la corteza terrestre.....	49
Figura 3.9: Clasificación de las fallas en relación con el estado de esfuerzos según el modelo de E. M. Anderson..	51
Figura 3.10: Ejemplo de sistemas de fallas formados en régimen extensivos y compresivos..	52
Figura 3.11: Estilos estructurales característicos de régimen extensivos..	53
Figura 3.12: Estilos de deformación característicos de régimen compresivos.	54
Figura 3.13: Estructuras de diferentes geometrías características de tectonismo de corteza delgada.....	55
Figura 3.14: Diversos estilos estructurales presentes en régimen compresivo..	56
Figura 3.15: Modelo estructural de una falla transcurrente con movimiento dextral..	56
Figura 3.16: Estructuras típicas en un régimen transpresivo.	57
Figura 3.17: Estructuras típicas en un régimen transtensivo.	57

CAPITULO III: MARCO METODOLÓGICO

Figura 4.1: Levantamientos sísmicos involucrados en el estudio.....	65
Figura 4.2: Secuencia utilizada en el procesamiento de los datos sísmicos perteneciente al proyecto <i>merge</i> Ceuta – Tomoporo.	66
Figura 4.3: Mapa de cobertura del proyecto <i>merge</i>	67
Figura 4.4: Secciones sísmicas trazadas en los cubos sísmicos obtenidos como resultado del reprocesamiento <i>merge</i> Ceuta - Tomoporo..	69
Figura 4.5: Sección sísmica correspondiente a la línea 2173 del cubo sísmico Stk8Cpp.....	72
Figura 4.6: Sección sísmica correspondiente a la línea 2385..	73
Figura 4.7: Filtrado del cubo sísmico Ceuta 87 3D..	74
Figura 4.8: Sección sísmica trazada en la <i>inline</i> 232 del cubo ceiba3d, se observan hipérbolas en los extremos posiblemente asociado a mala determinación de la velocidad durante la migración o problemas de borde.....	75
Figura 4.9: Sección sísmica arbitraria trazada entre los cubos Stk8Cpp y ceiba3d....	76
Figura 4.10: Distribución de los pozos seleccionados para la elaboración del modelo estructural, los mismos disponen de curvas TZ.	79
Figura 4.11: Curvas TZ de los pozos seleccionados para la calibración.	80
Figura 4. 12: Gráfico de tendencia de velocidades por áreas estructurales.	81
Figura 4.13: Sección sísmica trazada por los pozos calibrados en el área de Motatán a fin de observar la configuración estructural que es la que origina los cambios bruscos en las funciones de velocidad.....	82
Figura 4.14: Serie de reflectividad construida para el pozo C0001..	85
Figura 4.15: Corrección realizada al registro sónico del pozo C0001 a partir de las velocidades interválicas obtenidas de las tablas TZ.....	87

Figura 4.16: Extracción de la ondícula de la sísmica de superficie en la ventana de interés para la calibración del pozo C0001, utilizando el método de autocorrelación..	89
Figura 4.17: Construcción de la ondícula teórica tipo trapezoidal a partir de la ondícula extraída de la sísmica..	89
Figura 4.18: Sismograma sintético generado para el pozo C0001 a partir de una ondícula teórica (derecha) cuyos parámetros fueron tomados de la ondícula extraída de la sísmica (Izquierda)..	90
Figura 4.19: Ajuste vertical del sismograma sintético..	92
Figura 4.20: Calibración sísmica – pozo realizada para el pozo C0001..	92
Figura 4. 21: Secciones donde se muestra el buen amarre de las trazas sintéticas generadas para distintos pozos, con la sísmica de superficie..	93
Figura 4.22: Análisis de los datos sísmicos correspondiente a la <i>inline</i> 1900 en el área de Barúa -Motatán en la ventana de tiempo 1500ms – 2600ms..	96
Figura 4.23: Análisis de los datos sísmicos en la misma sección (<i>inline</i> 1900) en una venta de tiempo inferior 3000ms – 4200ms..	96
Figura 4.24: Análisis de los datos sísmicos para la <i>inline</i> 2000, en una ventana de tiempo que va de 2800ms a 4000ms..	97
Figura 4.25: Análisis de los datos sísmicos para el cubo ceiba3d, en una sección trazada en la <i>inline</i> 502, en la ventana de tiempo 3300ms -4500ms..	97
Figura 4.26: Resolución vertical a nivel del Eoceno (Discordancia del Eoceno – Discordancia del Paleoceno) para cada pozo..	98
Figura 4.27: Metodología empleada en la interpretación de horizontes en zonas estructuralmente complejas..	102
Figura 4.28: Mallado realizado en la interpretación de cada una de las superficies..	103
Figura 4.29: Polígono de autocorrelación..	104

Figura 4.30: Mapas estructurales en tiempo de las superficies interpretadas	105
Figura 4.31: Mapas de atributo <i>Dip</i> para cada superficie interpretada..	107
Figura 4.32: Cubos de atributos generados en la aplicación <i>GeoProbe</i> para el volumen sísmico ceiba3d.	108
Figura 4.33: <i>Time slice</i> a los 3580ms del volumen de semblanza generado para el cubo Stk8Cpp..	110
Figura 4.34: Flujo de trabajo utilizado en la fase de conversión a profundidad de la interpretación estructural.....	111
Figura 4.35: Edición de curvas de velocidad previo a la generación del modelo.....	113
Figura 4.36: Funciones de velocidad y horizontes sísmicos utilizados en la construcción del modelo de velocidad correspondiente al cubo Stk8Cpp.	115
Figura 4.37: Modelo de velocidad generado para el cubo sísmico Stk8Cpp a partir de las curvas TZ sintéticas obtenidas en la calibración, los horizontes en tiempo interpretado y los topes geológico de cada superficie.....	117
Figura 4.38: Modelo de velocidades generado para el cubo sísmico ceiba3d visto desde el SO.....	118
Figura 4.39: Modelo estructural en profundidad visto desde el SO.....	120
Figura 4. 40: Representación gráfica en la red estereográfica de los planos de fallas de la VLC-70 y su conjugada.....	122

CAPÍTULO V: RESULTADOS Y ANÁLISIS

Figura 5.1: Atributo estructural de mínima curvatura aplicado en la superficie en tiempo de la Discordancia del Eoceno (ER-EO), con el fin de visualizar las características estructurales predominantes en el área..	124
Figura 5.2: Sección sísmica en dirección norte – sur que contiene los pozos C0001, F0008 y V3715, donde se muestra la interpretación estructural realizada..	127

Figura 5.3: Sección sísmica en dirección norte – sur cruzando el área de Tomoporo, la misma contiene al pozo C0006..	130
Figura 5.4: Sección sísmica en dirección norte – sur trazada en el área de Framolac, donde se horizontalizó el reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno, a fin de observar la geometría que poseía la cuenca durante el evento erosivo del Eoceno.....	132
Figura 5.5: Sección sísmica en dirección oeste - este por los pozos F0002 y M0025 donde se aprecia las estructuras interpretadas de rumbo norte-sur.....	134
Figura 5.6: Configuración estructural de la región occidental del área en estudio...	136
Figura 5.7: Sección sísmica en dirección norte – sur entre las fallas VLC-70 y Pueblo Viejo, donde se aprecia la configuración estructural del Área 2 Sur y Área 2 Norte.	138
Figura 5. 8: Sección sísmica en dirección oeste – este, que pasa por el pozo B0015..	140
Figura 5.9: Configuración estructural del área de Barúa donde se aprecia continuidad de la estructura hacia el área de la Ceiba.	141
Figura 5.10: Configuración estructural del alineamiento de Motatán. Es posible identificar cinco estructuras dómicas en toda su extensión, así mismo se muestra la geometría de las fallas asociadas ellos.	144
Figura 5.11: Vista 3D de las fallas interpretadas. La superficie corresponde a la Discordancia del Paleoceno.	145
Figura 5.12: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la Discordancia del Eoceno.....	148
Figura 5. 13: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la base de las lutitas de Paují.....	150
Figura 5.14: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la Discordancia del Paleoceno.	151

Figura 5.15: Mapa estructural en profundidad correspondiente al tope de las calizas de Socuy.....	153
Figura 5.16: Esquema evolutivo de la subcuenca Pueblo Viejo en dirección este - oeste.....	155
Figura 5.17: Esquema evolutivo de la subcuenca Pueblo Viejo en dirección norte - sur.....	157
Figura 5.18: Mapa isópaco entre la Discordancia del Paleoceno y Tope de Socuy..	159
Figura 5.19: Mapa isópaco de la Formación Misoa.....	160
Figura 5.20: Mapa isópaco de las lutitas de la Formación Paují.....	160
Figura 5.21: Mapa correspondiente a la superficie erosiva del Eoceno donde se muestra la dirección de los paleoesfuerzos estimados a partir del modelo geométrico de Anderson.	164
Figura 5.22: Analogía entre el modelo experimental realizado por McClay y Bonora (2001) con cajas de arenas y sometido a régimen transpresivo, en contraste con la estructura transpresiva presente en el Alto de Ceuta.	166
Figura 5.23: Posible desarrollo de cuenca <i>Pull – Apart</i> durante el periodo Paleoceno Tardío – Eoceno Medio en el área de Ceuta - Framolac, asociada al movimiento transcurrente sinistral de las fallas de Pueblo Viejo y Barúa.	168

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO IV: MARCO METODOLÓGICO

Tabla 4.1: Levantamientos sísmicos involucrados en el proyecto de reprocesamiento <i>merge</i> Ceuta – Tomoporo.....	62
Tabla 4.2: Parámetros de adquisición de los levantamientos sísmicos.....	62
Tabla 4.3: Parámetros de fuentes	63
Tabla 4.4: Parámetros de receptores y equipo de grabación.....	63
Tabla 4.5: Cuadro resumen de la calidad del dato sísmico en las distintas áreas.	76
Tabla 4.6: Inventario de los pozos utilizados.....	78
Tabla 4.7: Parámetros utilizados en la calibración para cada pozo.....	93
Tabla 4.8: Características de los datos sísmicos por área..	95
Tabla 4.9: Estimación de la resolución vertical para cada pozo a nivel del Eoceno (Discordancia del Eoceno – Discordancia del Paleoceno) y Paleoceno - Cretácico (Discordancia del Paleoceno – Tope de Socuy).....	99
Tabla 4. 10: Validación de los modelos de velocidad.....	116

CAPÍTULO V: RESULTADOS Y ANÁLISIS

Tabla 5.1: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla Pueblo Viejo.....	162
Tabla 5.2: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla VLC-70.....	163
Tabla 5.3 Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla de Barúa.	163
Tabla 5.4: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla de Motatán.	163

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La sed mundial por obtener la principal fuente de energía ha llevado al desarrollo de múltiples tecnologías que permitan mejorar y optimizar la producción de hidrocarburos. Una de las disciplinas que ha evolucionado es la sísmica de reflexión, teniendo su primera aplicación en 1927 y convirtiéndose actualmente en la más empleada para la prospección de hidrocarburos (Sheriff 1991).

Su principal objetivo es definir la geometría, disposición y localización de estructuras geológicas presentes en el subsuelo, las cuales puedan funcionar como trampas de hidrocarburos.

El modelado estructural conforma uno de los pilares fundamentales en la ingeniería de yacimientos que, junto con las demás disciplinas proporcionan el conjunto de datos de entrada utilizados en la construcción del modelo dinámico. Los resultados aquí obtenidos son posteriormente analizados e interpretados y su aprovechamiento radica en la planificación de nuevas localizaciones de pozos, definición de planes de explotación y aplicación de métodos de recuperación mejorada de hidrocarburo, etc.

Durante el tiempo de producción que lleva la Cuenca de Maracaibo los modelos estructurales se han hecho por separado en los distintos campos que la conforman, lo que ha generado inconsistencias laterales. Sobre la base de la problemática expuesta, el Ministerio del Poder Popular de Energía y Petróleo (MPPEP) como ente regulador ordenó un proceso de homologación donde exige realizar dichos modelos integrando los campos vecinos y no de forma aislada como se ha venido realizando.

Tomando en consideración lo antes mencionado, la presente investigación busca realizar un modelo sísmico - estructural 3D semiregional que integre las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán, a fin de conocer las características, continuidad y comportamiento de las estructuras presentes en la subcuenca de Pueblo Viejo, contribuyendo al entendimiento del proceso evolutivo que dio lugar a su formación.

1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1 Objetivo General

- Generar un modelo sísmico estructural 3D semiregional que integre las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Calibrar las secciones sísmicas con los topes de las discordancias Eocena, Paleocena, y tope de las calizas de Socuy.
- Interpretar los horizontes geológicos que corresponda al límite de secuencia del Eoceno, Paleoceno y Cretácico.
- Interpretar las fallas geológicas principales presentes en el área de estudio.
- Estimar la dirección de los esfuerzos principales que actúan en el área.
- Convertir a profundidad la interpretación sísmica-estructural.
- Generar mapas estructurales en profundidad.

1.3 JUSTIFICACIÓN

El presente Trabajo Especial de Grado (T.E.G) es de gran importancia en el área de exploración y producción, motivado a que permitirá generar un modelo sísmico estructural de los campos involucrados, conociendo de forma regional la disposición de los cuerpos geológicos presentes en la subcuenca Pueblo Viejo, ayudando en el entendimiento del proceso evolutivo que dio lugar a su formación.

Por otro lado, tiene una considerable importancia debido a que representa un aporte a la base de información estructural, que podrá ser utilizada en futuros proyectos a realizar en el área siguiendo con los lineamientos del proceso de homologación dictado por el MPPEP.

Académicamente, juega un papel fundamental en el desarrollo como ingeniero geofísico en la especialidad de intérprete sísmico, proporcionando el aprendizaje de la metodología empleada en la construcción de modelos estructurales.

1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA EN ESTUDIO

La Cuenca de Maracaibo se encuentra al noroeste de Venezuela, limitando en el norte con la Falla de Oca, la Serranía de Trujillo en el este, los Andes de Mérida en el sureste, y las serranías de Perijá y los Motilones en el oeste. La extensión total del área es de aproximadamente 50.000 km² (Lugo y Mann 1995).

La zona en estudio se encuentra ubicada al sur-este de la Cuenca de Maracaibo (Región Zulia Oriental), abarca las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán, cubriendo un área aproximada de 1900 km².

El área de Ceuta se encuentra al oeste de la zona en estudio, limitando con la falla de Pueblo Viejo, en la región central el área de Framolac que incluye los campos Franquera, Moporo (Área 8 Norte y Área 8 Sur) y La Ceiba; y al este el área de Barúa-Motatán limitando al norte con el campo Mene Grande y al este con el estado Trujillo.



Figura 1. 1: Ubicación geográfica del área en estudio.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La Cuenca de Maracaibo se encuentra ubicada en el occidente de Venezuela, es una depresión intra-montañosa limitada por tres alineamientos orogénicos como lo son: La Sierra de Perijá al oeste, la Cordillera Andina de Venezuela al sureste y la Serranía de Trujillo al Este (Figura 2.1).

Su formación ocurrió a partir de la separación de Norteamérica y Suramérica en el periodo Triásico – Jurásico, y desde allí ha evolucionado con variaciones en el régimen tectónico, modificando continuamente la configuración estructural, lo que hace complejo su interpretación. Ha sido clasificada como una cuenca antepaís de edad Cenozoico formada a partir de la colisión de la placa Caribe contra el margen norte del cratón de Suramérica.

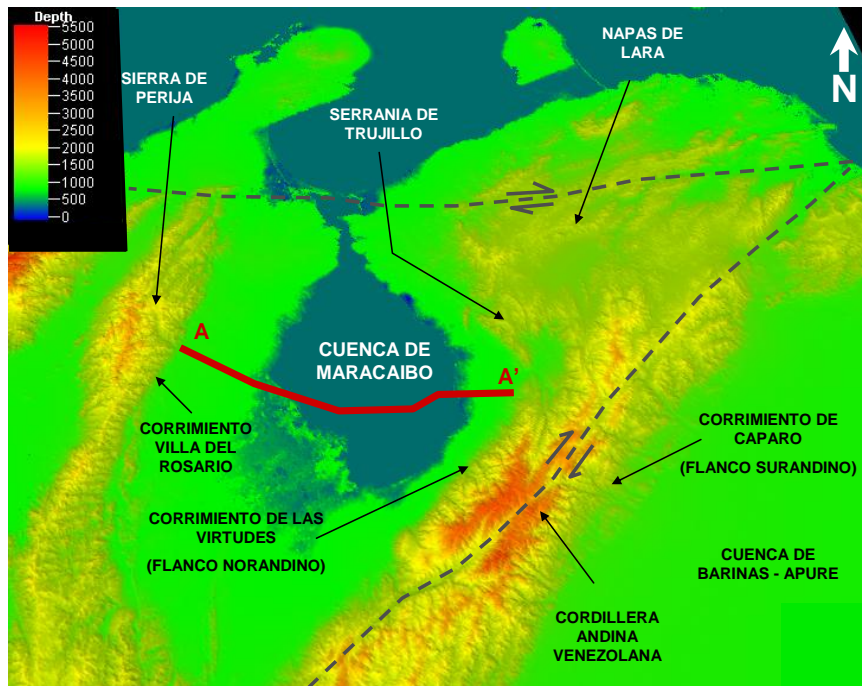


Figura 2.1: Ubicación geográfica de la Cuenca de Maracaibo (Petróleos de Venezuela 2012).

La Cuenca de Maracaibo se encuentra enmarcada en el bloque litosférico de corteza continental denominado Microplaca de Maracaibo, el mismo está limitado al norte por el cinturón de deformación de la placa del Caribe, al este por la falla de Boconó de tipo transcurrente dextral, y al oeste por el sistema de falla Santa Marta – Búcamanga (Escalona, 2003).

2.1.1 Configuración estructural de la Cuenca de Maracaibo

Las características estructurales principales dentro del bloque tectónico de Maracaibo se encuentra enmarcada por una serie de alineamientos en dirección NE, formados durante la etapa de *Rift* en el periodo Triásico - Jurásico (régimen tectónico extensional) y reactivadas posteriormente en régimen compresivos y transcurrentes. La reactivación de estas estructuras produjo la formación de anticlinales en zonas con régimen transpresivos y la formación de cuenca *Pull Apart* en áreas transtensivas.

Diferentes estilos estructurales se pueden definir en el área de la Cuenca de Maracaibo, producto de la variación en el régimen tectónico que la ha afectado (Figura 2.2).

En la figura 2.3 se muestra un corte esquemático de la Cuenca de Maracaibo en dirección este – oeste, donde es posible observar la configuración estructural de la misma.

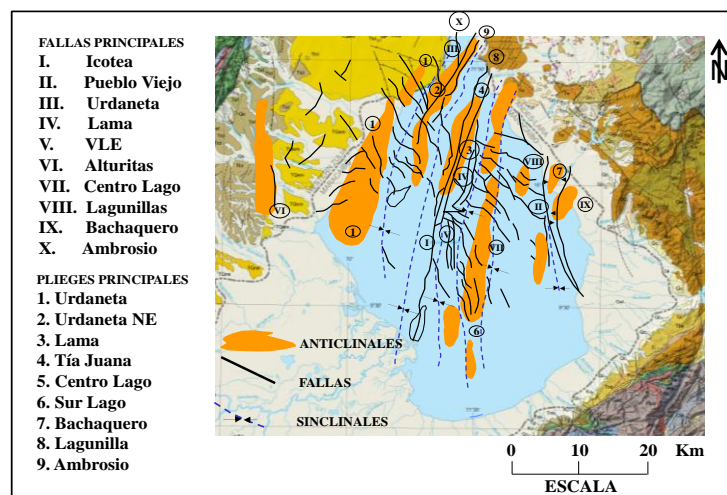


Figura 2.2: Principales alineamientos estructurales de la Cuenca de Maracaibo (Tomado y modificado de Petróleos de Venezuela, 2011).

2.1.2 Estratigrafía generalizada de la Cuenca de Maracaibo

El espesor total de la columna de sedimentos en la Cuenca de Maracaibo es de aproximadamente 33.000' (11.000 m) en la zona de mayor profundidad (depocentro), la misma está constituida por depósitos de sedimentos del Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Mioceno y Post-Mioceno.

En la figura 2.3 se puede observar la configuración de las principales formaciones depositadas en la cuenca; de base a tope se tiene un basamento Ígneo - Metamórfico de edad Paleozoico, suprayacente los sedimentos del Cretácico Temprano (Grupo Cogollo, Fm. La Luna y las calizas de Socuy) posteriormente a finales del Cretácico se depositó la Fm. Colon. El Paleoceno está representado por la Formación Guasare, suprayacente y de manera discordante encontramos la Formación Misoa depositada en el Eoceno, y descansando sobre ella la Formación Paují, la misma no se observa en toda la cuenca por que fue removida por erosión. Suprayacente a la Discordancia del Eoceno encontramos la Formación La Rosa del Mioceno, representando un ambiente marino profundo. Seguidamente se depositan las formaciones: La Puerta, Lagunillas, Laguna, La Rosa y Santa Bárbara. Todas estas rocas clásticas producto de la erosión del levantamiento de los Andes Venezolanos y la Sierra de Perijá.

2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA PLACA CARIBE

La evolución tectónica de la placa Caribe fue la que modeló la actual configuración geológica del norte de Venezuela, por tal motivo es necesario conocer las diferentes hipótesis acerca de su formación y como ha sido su desplazamiento hasta llegar a su posición actual.

Bachmann (2001) menciona que dos modelos distintos han sido propuestos sobre cómo pudo haberse formado la placa Caribe: el modelo Pacífico (alóctono) y el modelo *in-situ* (Figura 2.4).

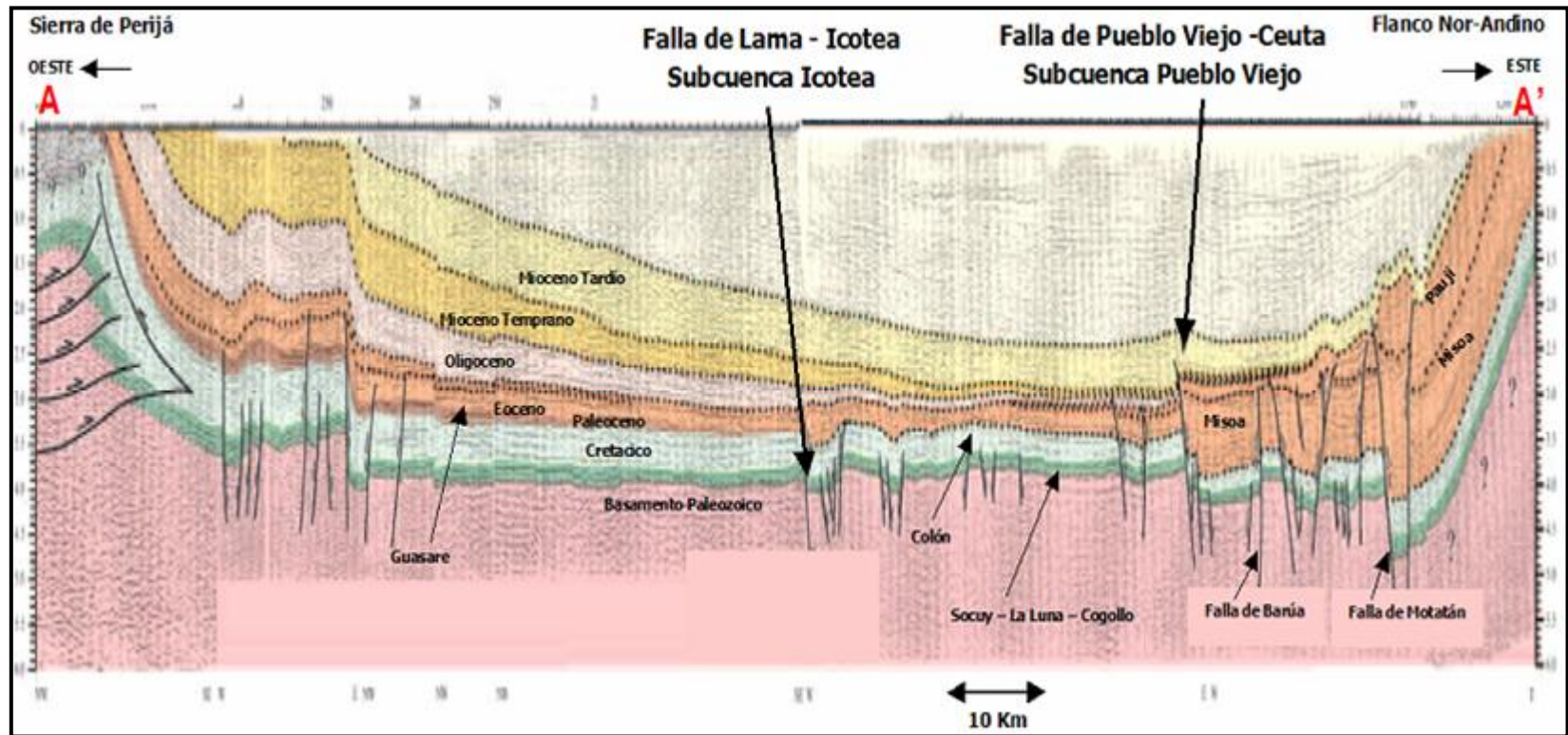


Figura 2.3: Corte esquemático de oeste a este de la Cuenca de Maracaibo (Figura 2.1). Se observa la interpretación estructural de los principales límites de secuencia y fallas presentes en el área (Tomado y modificado de Mann, Escalona y Castillo 2006).

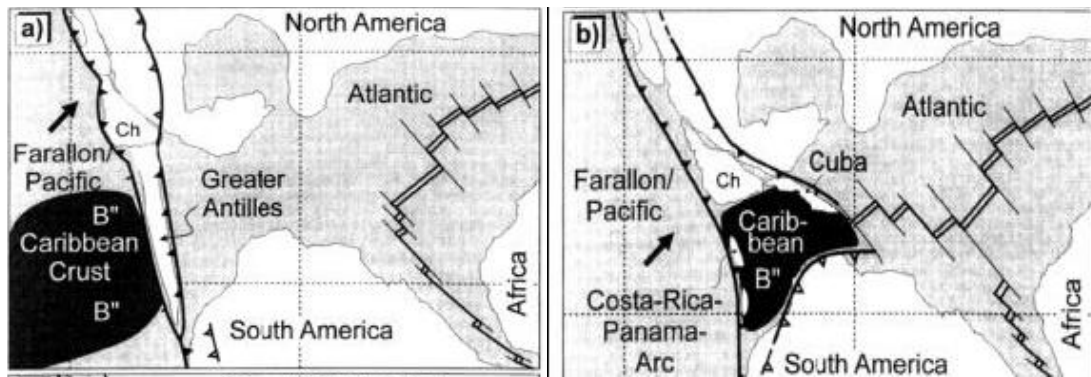


Figura 2.4: Dos diferentes hipótesis acerca de la generación de la placa Caribe. A) modelo pacífico, asume que esta provincia geológica debe haberse formado en el punto caliente de Los Galápagos, en el océano Pacífico Sur y después se desplazó, por deriva continental, a lo largo de América del Sur; B) modelo in-situ establece que la placa no se ha desplazado de lugar (Tomado y modificado de Bachmann, 2001).

El estudio de Pindell y Kennan (2009) describe en detalle el modelo pacífico a través de las siguientes etapas:

- Jurásico Medio - Jurásico Tardío: Existe un proceso de separación entre Norteamérica y Suramérica así como la separación de Pangea; luego, la placa Caribe debe haberse formado dentro de la placa Pacífica durante el Cretácico, como resultado de la presencia del punto caliente de Los Galapagos.
- Cretácico Medio: La placa de Caribe se traslada hacia el este dentro de las cuencas evaporíticas del Golfo y del Protocaribe a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes.
- Cretácico Tardío: Se desarrollan los márgenes pasivos en la plataforma de Bahamas, Yucatán y el norte de Suramérica, mientras que la cuenca Protocaribe se continúa ensanchando por la deriva entre Norteamérica y Suramérica (aunque la tasa de esta expansión comienza a decaer). Se engrosa la corteza Caribe debido a la presencia del Plateau Basáltico emplazado sobre la misma.
- Paleoceno: Se forma las cuencas de Yucatán y Granada debido a la expansión del Arco Caribe dentro del gran espacio existente.
- Eoceno: Como resultado del movimiento hacia el este de la placa en relación con las Américas, se han desarrollado sistemas de fallas transcurrentes tanto en el borde sur como en el borde norte de la placa, y un proceso de orogénesis que

persiste en la actualidad. Se emplazan las napas de Lara y se inicia la apertura de la Fosa de Caimán. Se inicia la subducción horizontal de la placa Caribe bajo Suramérica.

- Mioceno: La colisión Caribe-Suramérica llega a la altura de la Cuenca Oriental de Venezuela. Un cambio relativo en el movimiento de la placa da origen a un régimen transpresivo en el margen sureste de la misma.

El modelo *in-situ*, valida datos de paleomagnetismo y geoquímicos, los cuales permiten inferir que la placa Caribe no se ha desplazado tanto de su lugar de origen.

James, K. (2009), define la evolución de Caribe *in-situ* en las siguientes etapas:

- Jurásico Medio - Jurásico Tardío: Existe un proceso de *rifting*, que determina la separación entre Norteamérica y Suramérica, así como la separación de Pangea; el centro de expansión que se forma entre Norte y Suramérica tenía una orientación SE-NO, el cual se extiende desde el Océano Pérmico hasta el Atlántico Central.
- Cretácico Temprano: La dirección del centro de expansión cambia hacia el Atlántico Norte y desde el Protocaribe al Atlántico Sur.
- Cretácico Medio - Cretácico Tardío: Concluye la expansión del Golfo de México y cesa la expansión del Protocaribe. Durante esta etapa se propone un engrosamiento de la placa Caribe debido al material basáltico producto de un evento de súper pluma mantelar en un punto caliente de posición desconocida.
- Cenozoico: Se inicia el movimiento relativo de la placa Caribe con respecto a Suramérica hasta su posición actual.

2.3 DESARROLLO TECTONO-SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo se puede dividir en 6 eventos tectónicos según numerosos autores (Lugo y Mann, 1995; Mann y otros 2006; INTEVEP 1994; MARAVEN, 1995).

2.3.1 Pre – Triásico

MARAVEN en 1995, dividen para esta época la cuenca en dos provincias tectónicas, una provincia denominada Sierra de Perijá – Urdaneta y la segunda Lago Centro – Flanco Norandino. La línea divisora entre las principales provincias de la cuenca es la zona de fallas de Icotea/Urdaneta. Los autores mencionan que las diferencias existentes entre las dos provincias habrán de ejercer un control significativo sobre la deformación posterior en la cuenca.

2.3.2 Tectonosecuencia I: Apertura Jurásica (*Rifting* entre Norte y Suramérica)

Luego de la convergencia del Pérmico se inició una etapa de relajamiento y *rifting* en la región de la Cuenca de Maracaibo, formando estructuras extensionales con dirección NE, que controlaron la sedimentación durante la evolución de la cuenca.

Según estudios realizados (Maraven, 1995), existe una sobre imposición de *rift* Triásico por el Jurásico en la región centro – occidental de la Cuenca de Maracaibo. El primer *rift* ocurrió cerca de 200 Ma con la sedimentación de la Fm. Tinacoa (capas rojas) del Grupo La Gé, el segundo *rift* ocurrió en el Jurásico medio a superior (180 – 160 Ma) depositando la Fm. La Quinta (capas rojas).

2.3.3 Tectonosecuencia II: Margen pasivo del Cretácico

Luego de iniciarse la separación de Norteamérica y Suramérica en el Jurásico, la costa del pacífico de Colombia pasó de ser, un margen pasivo, a uno activo producto de la convergencia de la placa del Pacífico con la placa Suramericana. Durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, la Cuenca de Maracaibo formó parte de una cuenca retroarco (Figura 2.5), pero por encontrarse distante al eje del arco la sedimentación Cretácica se depositó en un margen pasivo (Maraven, 1995).

Durante el Cretácico Temprano (Barremiense 120 Ma), la sedimentación fue controlada en su inicio por las estructuras extensionales del Jurásico, evidenciado en los espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro, los cuales varían desde más de dos kilómetros en el Surco de Machiques, hasta unos pocos metros en algunas localidades del flanco Norandino (Schlumberger Oilfield Services, 1997).

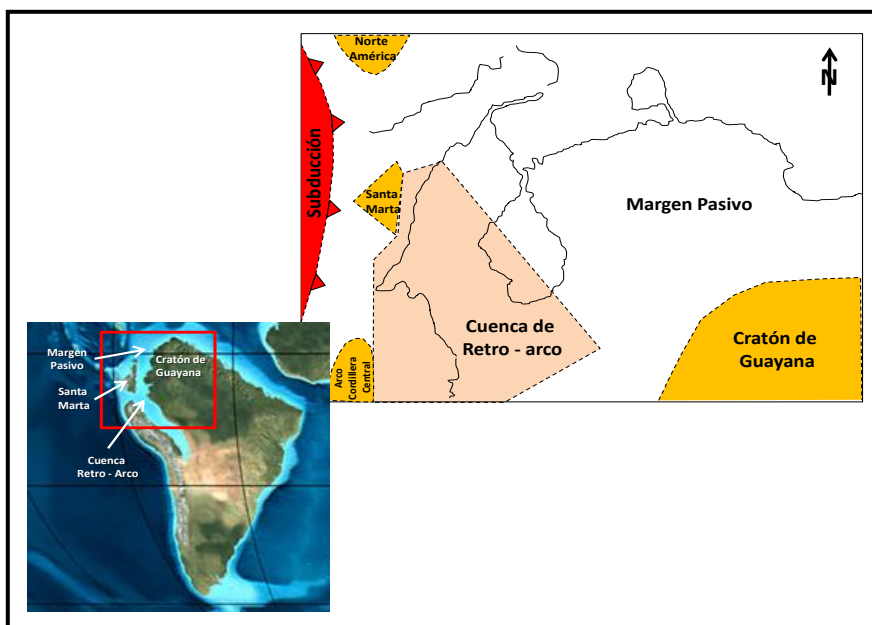


Figura 2.5: Esquema tectónico del Jurásico Superior – Cretácico Inferior (SB140 – MFS100). Nótese la formación de la cuenca retroarco asociada al levantamiento de la Cordillera Central Colombiana, se observa que por encontrarse la Cuenca de Maracaibo distante al eje del arco, ocurrió la depositación de sedimentos en un margen pasivo durante este periodo (Tomado y modificado de Maraven, 1995).

Durante el Aptiense - Albiense (115 Ma), continúa la transgresión Cretácica, ocurre una amplia cobertura de la Plataforma de Maracaibo ya bien delimitada y sedimentación de calizas bioclásticas espesas sobre la mayor parte de la cuenca, se depositan las formaciones Apón y Lisure. En el Albiense Tardío, el núcleo andino es rebasado por la transgresión, ocurre una cobertura extensa de calizas bioclásticas correspondientes a la Formación Maraca.

Durante el Mastrichtiense (100-66 Ma) ocurrió un episodio de máxima inundación y periodos de poca sedimentación depositando sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones euxínicas. Este paquete de sedimentos pertenece a la Formación La Luna, roca madre por excelencia de la Cuenca de Maracaibo (MARAVEN, 1995).

En la mayor área de la Formación La Luna se encuentra sobrepuesta las calizas de Socuy depositadas en el *highstand* posterior. En el área del lago estas usualmente proporcionan un fuerte reflector sísmico, ideal para la cartografía del Cretácico. Las arcillas de Colón que cubren una unidad de espesor marino muy regresivo completan

el ciclo, y también proveen un buen sello para cualquier reservorio carbonático potencial del Cretácico (MARA VEN, 1994).

Ningún evento importante de deformación perturbó las unidades Cretácicas durante su sedimentación, se evidencia por la ausencia de discordancias angulares globales en estas secuencias (INTEVEP, 1994). Sin embargo algunas fallas normales Jurásicas continuaron su actividad, debido al peso de los sedimentos recibidos, como en el caso del Surco de Uribante y probablemente de Trujillo (Lugo y Mann, 1995).

2.3.4 Tectonosecuencia III: Tectónica antepaís del Paleoceno

El límite Cretácico - Paleoceno marca un cambio importante en el régimen tectónico del noroeste de Sudamérica. Mientras que, después de la formación de la Cordillera Central durante el Triásico-Jurásico, el Cretácico fue un periodo relativamente tranquilo, el Paleoceno se caracterizó por la orogénesis de la Cordillera Occidental de Colombia, la cual se formó debido a la acreción de un arco volcánico contra el margen occidental del cratón.

También ocurrió el levantamiento de la Cordillera Central preexistente, y se formó una cuenca antepaís al este de la misma. La cuenca se relleno principalmente de sedimentos molásicos conocidos, en el piedemonte llanero y la Cuenca de Maracaibo, como el Grupo Orocué (Pestman, Ghosh, Meléndez y Lorente, 1996).

De acuerdo a De Celles y Gilles (1996), las cuencas antepaís se caracterizan por ser alargadas, asimétricas, están vinculadas a un cinturón orogénico y se pueden dividir en 4 zonas como se muestra en la figura 2.6.

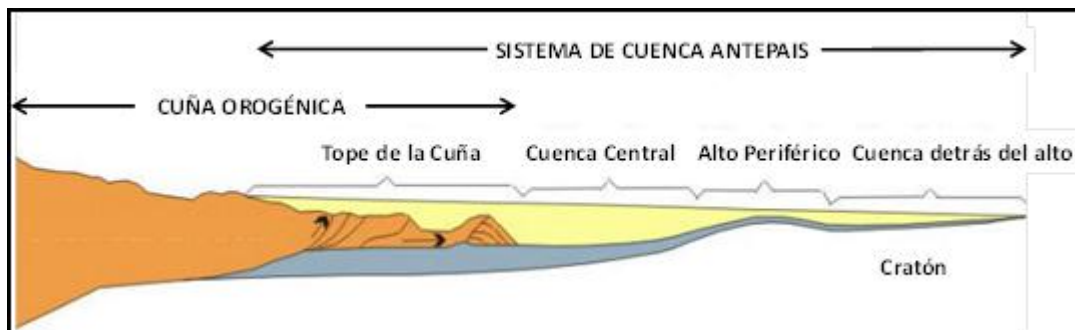


Figura 2.6: Características del sistema de cuenca antepaís (Tomado y Modificado de De Celles y otros, 1996).

En analogía, para el Paleoceno Temprano existía un frente de deformación (cuña orogénica) producto de la colisión entre la Placa de Nazca (Océano Pacífico) y el Occidente Colombiano; provocando el desarrollo de la cuenca antepaís que para la época poseía dos depocentros. Pestman y Otros (1996) lo han definido como el depocentro de Orocué que representa la cuenca central y el depocentro de Trujillo la cuenca trasera (Figuras 2.7 y 2.8). La parte central de la Cuenca de Maracaibo se desarrolló en un ambiente plataformal debido a la formación del alto periférico (Figura 2.8).

Las áreas positivas de la Cordillera Central de Colombia y el Escudo de Guayana aportaron sedimentos clásticos a la cuenca central (Grupo Orocué y su equivalente lateral Formación Marcelina), esta sedimentación molásica fue continental, con excepción de la Formación Catatumbo (Figuras 2.7 y 2.8).

En la parte central de la Cuenca de Maracaibo por ser un ambiente plataformal somero, a una posición distal con respecto a las fuentes, la sedimentación fue mixta (deltaica – carbonática), depositando la Formación Guasare (Figura 2.7 y 2.8).

Sedimentos marinos profundos del Paleoceno Temprano se conocen al este de la cuenca, en el área detrás del Alto Periférico, como lo son las formaciones Rancherías y Valle Hondo (Figuras 2.7 y 2.8).

MARAVEN (1995) y Pestman (1996), comentan que aunque no existen evidencias claras, varios factores indican el desarrollo de este alto periférico (plataforma de Maracaibo), con orientación NO-SE, pasando desde el Alto de Mérida hasta el Alto de Palmar. En primer lugar los gradientes geotérmicos actuales son menores en esta zona, otro elemento indicativo de su existencia es el desarrollo de un conjunto de fallas normales sobre el mismo (Figura 2.8), como consecuencia de la flexión.

Por otro lado un indicio sobre la existencia del alto periférico es la ausencia de sedimentos en la plataforma entre 62 Ma y 54 Ma aproximadamente (Discordancia del Paleoceno), lo que indica un ligero levantamiento producto de la flexión.

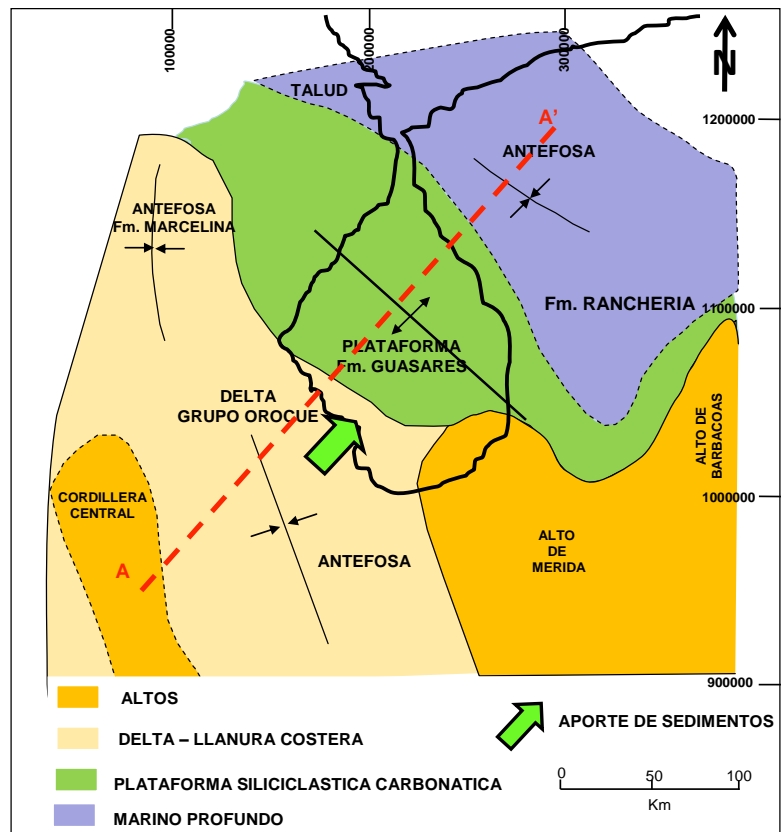


Figura 2.7: Paleografía del Paleoceno Temprano. Hacia el SO donde ocurre el frente de deformación se observa una zona fluvial deltaica con deposición molásica, en la parte central un ambiente plataformal, deposición mixta deltaica - carbonática y hacia el NE ambiente marino profundo. (Tomado y modificado de Maraven, 1995).

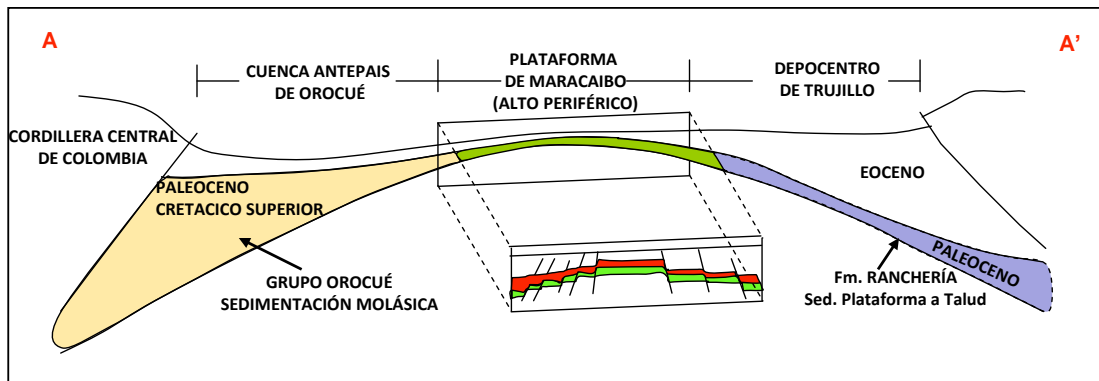


Figura 2.8: Corte esquemático de la cuenca de Maracaibo para el Paleoceno temprano - medio, para la época existía un sistema de cuenca antepaís, con la presencia de dos depocentro, así mismo un alto periférico que lo han denominado plataforma de Maracaibo, donde se depositó la Formación Guasare. Se observa desarrollo de fallas extensionales en la plataforma (Tomado y modificado de Petsman y otros, 1996).

2.3.5 Tectonosecuencia IV: Compresión Caribe y flexión de antepaís

Durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio, se inicia en forma progresiva y oblicua la acreción del Terreno Caribe contra el borde septentrional de la placa Suramericana (Figura 2.9). La deformación asociada produce el emplazamiento, en dirección sur-sureste de las napas de Lara, originando simultáneamente una cuenca flexural de antepaís (INTEVEP, 1994).

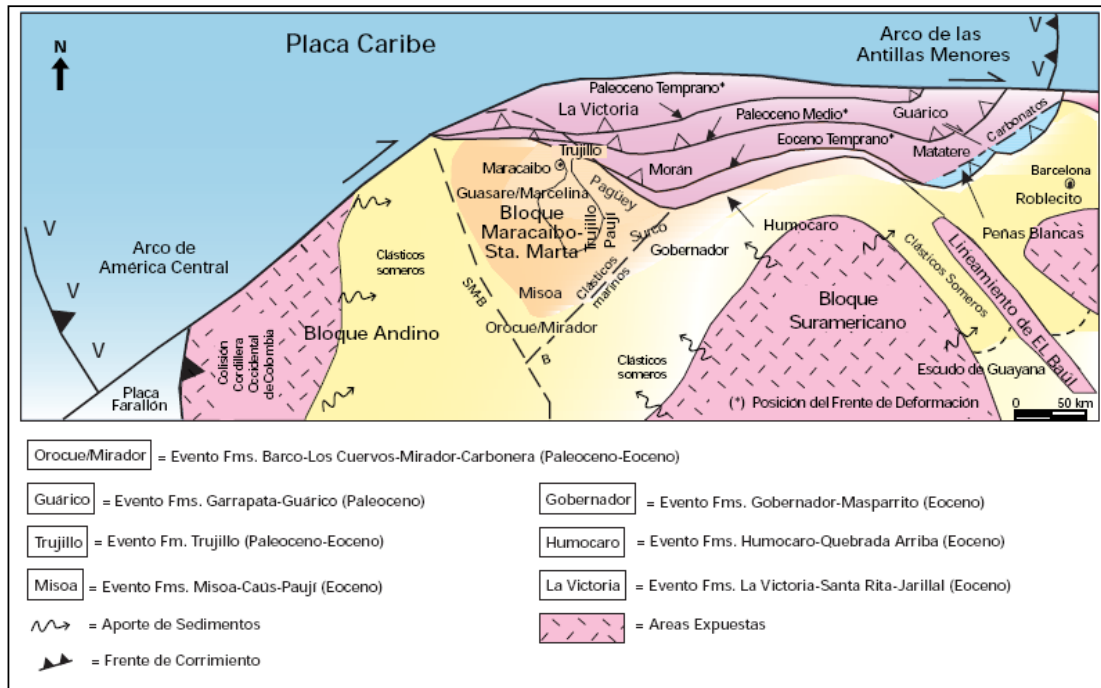


Figura 2.9: Frente de deformación producto de la colisión de la placa Caribe contra el margen norte de Suramérica. Emplazamiento de las Napas de Lara, y formación de la cuenca antepaís asociada (Tomado y modificado de Schlumberger Oilfield Services, 1997).

Escalona (2003), interpretó para el Eoceno dos subcuencas en la plataforma de Maracaibo: 1) La cuenca *pull apart* de Icotea formada por el movimiento transcurrente hacia a la izquierda de la Falla de Icotea; y 2) La Cuenca de Pueblo Viejo, de tipo *rift* invertida, localizada en el margen este del lago de Maracaibo. Esta cuenca está limitada al oeste con la falla de Pueblo Viejo y probablemente al este con la falla de Burro Negro. La misma aumenta sus espesores hacia el norte y la inversión ocurre en el Eoceno Tardío y Mioceno.

El depocentro de Trujillo persistió en el tiempo desde el Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Medio Tardío, de manera que se depositó una espesa secuencia Eocena.

El estilo estructural de la cuenca Eocena de Maracaibo se encuentra influenciado por la interacción de la placa Caribe con la Suramericana. Durante el Eoceno Temprano y medio predomina un régimen compresional regional de oeste a este, sin embargo, localmente en la Cuenca de Maracaibo se manifestó un régimen extensional con el desarrollo y reactivación de fallas normales y lístricas. Esta extensión estuvo relacionada con el desarrollo de la antifosa de Orocué y consecuente levantamiento y flexura del alto periférico (Zambrano, Pestman, Ghosh y Melendes 1996).

En el trabajo realizado por Maraven (1995) indican que la continua compresión, entre la Cordillera Central de Colombia y/o el emplazamiento de las napas de Lara, causan transurrencia durante el final del Eoceno Temprano y el Eoceno Medio. Siempre que existe transurrencia se observa zonas muy lineales con evidencia de transpresión y transtensión. La transpresión resulta en una serie de anticlinales al desplazamiento principal de la falla. La transtensión resulta en cuencas tipo *pull apart* con características de semi-graben. A lo largo de la falla de Icotea se han observado los dos aspectos (Mann 2006, Maraven, 1995).

Las estructuras posiblemente reactivadas en la cuenca durante este periodo son: Falla de Pueblo Viejo – Ceuta, Falla de Barúa, Falla de Motatán – Mene Grande, Falla de Lama – Icotea, Falla de Valera, Graben de Urdaneta, Graben de San Lorenzo (Lugo y Mann, 1995).

Pestman y otros (1996), en su trabajo resaltan que se han identificado seis límite de secuencias de tercer orden en el Eoceno, localmente estos límites de secuencia tienen el carácter de una discordancia angular, lo que indica que durante el Eoceno ocurrieron períodos de actividad tectónica. La discordancia intra-Eocena más importante es la que coincide con SB44, la discordancia se encuentra en la base de la arena B-6 de la formación Misoa. La discordancia se debe probablemente a una fase compresiva, después del SB44, el régimen tectónico volvió a ser tensional aunque con pulsos compresivos.

Durante el Eoceno, en la Cuenca de Maracaibo existió un marco sedimentario complejo que se caracterizó por sistemas deltaicos - estuarinos, fluvio-costeros y marinos, en diferentes ubicaciones geográficas delante de los frentes de corrimiento, ya sea el de Perijá o el relativamente más joven del Estado Lara, hacia el este. Las Formaciones Barco - Los Cuervos y Mirador - Carbonera, representan dos pulsos semejantes de ambientes fluvio-deltaicos entre Eoceno Temprano y el Eoceno Medio (65-40 Ma) en el occidente de la Cuenca de Maracaibo. En su parte central, la Formación Misoa constituye un ambiente fluvio - costero, con una profundización paulatina de los ambientes hacia el noreste (Figura 2.10).

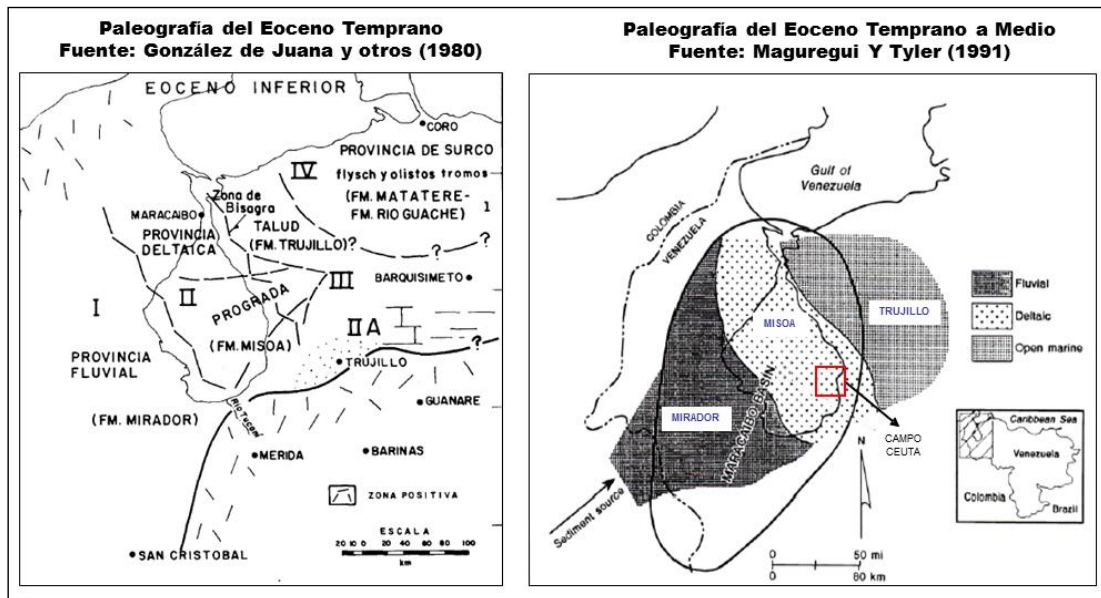


Figura 2.10: Paleografía durante el Eoceno Temprano a Medio.

2.3.6 Tectonosecuencia V: Fase compresiva Eoceno medio – Oligoceno.

Para esta época hacia el Noreste (NE) continúa la colisión oblicua de la Placa del Caribe (que va migrando hacia el Este) con la Placa Suramericana y culmina el emplazamiento de las Napas de Lara en el Eoceno Tardío (Figura 2.11).

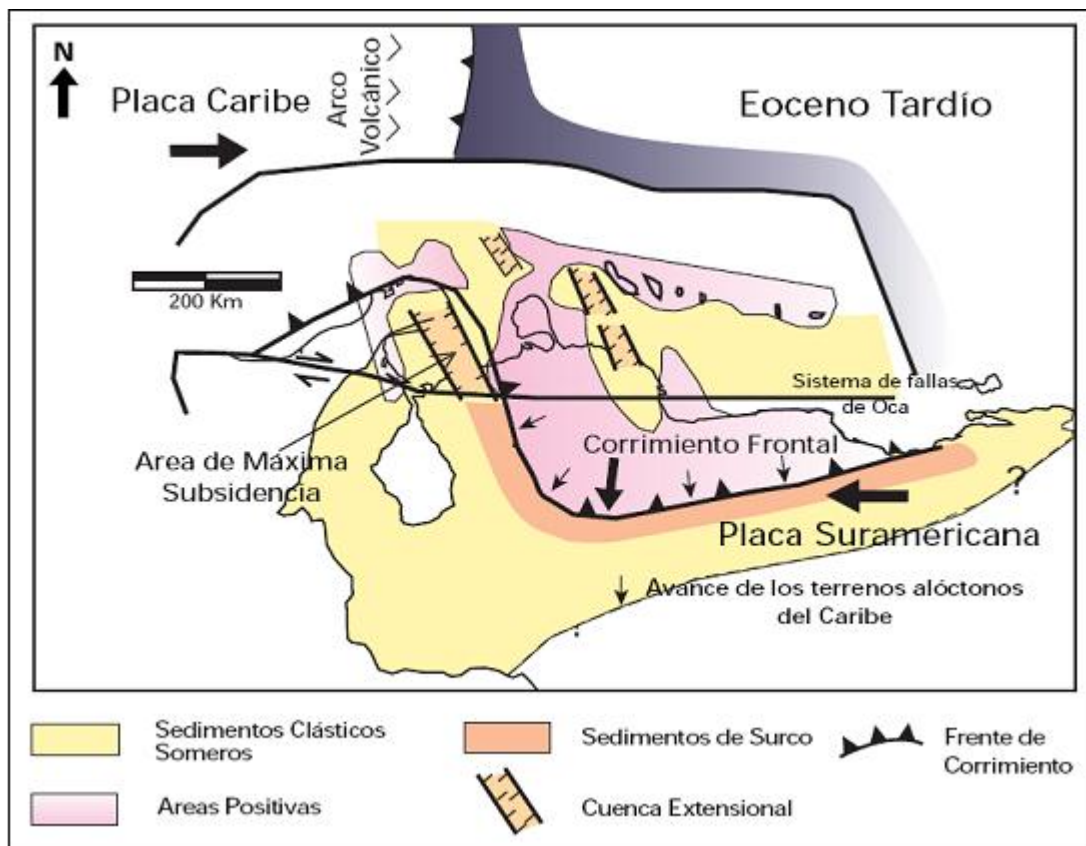


Figura 2.11: Régimen tectónico para el Eoceno Tardío. Cesa el emplazamiento de las napas de Lara, continúa la colisión oblicua de la placa Caribe contra la placa Suramérica (Tomado y modificado de Schlumberger Oilfield Services, 1997).

El levantamiento de 44 Ma causó una fuerte regresión marina, con un claro avance de facies hacia la cuenca y el aporte de grandes cantidades de sedimentos. Luego de este evento, el régimen tectónico volvió a ser tensional aunque con pulsos compresivos. Las fallas más activas se encontraron en Zulia Oriental donde se depositó una espesa secuencia durante el Eoceno Medio y Tardío (Pestman y otros (1996).

En el suroeste de la Cuenca de Maracaibo, así como en el área de la cuenca de antepaís de Orocué en general, los estratos del Eoceno Tardío descansan, con o sin discordancia angular, sobre capas de mayor edad (típicamente Paleocenas). Este *hiatus*/discordancia parece haber sido causado por una fase compresiva alrededor de 39.5 Ma, es decir el límite entre el Eoceno Medio y Tardío.

En el oriente de la Cuenca de Maracaibo, una importante fase de erosión Oligocena ha resultado en la remoción de una espesa sección de edad Eoceno Medio parte

tardía, y Eoceno Tardío. La mayor discordancia en esta cuenca, denominada Discordancia Post-Eocena, se debe a la erosión ocurrida entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno.

Las unidades estratigráficas más afectadas por la erosión post - Eocena, son el Eoceno Superior y el Oligoceno. En la actualidad los depósitos de estas unidades sólo se encuentran a lo largo de los bordes de la Cuenca de Maracaibo: en el suroeste, en el flanco Norandino, y en ciertas áreas de Zulia Oriental.

2.3.7 Tectonosecuencia VI: Compresión Neógena Andina

Durante el Mioceno Temprano existe subsidencia regional por la compresión entre el Macizo de Santa Marta y el Escudo de Guayana, la misma genera transgresión durante esta época.

En el Mioceno Medio la colisión del terreno de Panamá – Baudó contra la esquina noroccidental de Suramérica, produce un evento compresivo de gran importancia en el occidente de Venezuela, la Microplaca de Maracaibo es empujada de oeste a este y causa el levantamiento de la Cordillera Andina Venezolana, por la colisión oblicua con la Placa Suramericana. Durante este periodo existe basculamiento de la cuenca y la subsidencia se aceleró producto de la compresión regional y compensación isostática por el levantamiento de los Andes Venezolanos.

Durante este tiempo (Mioceno Tardío – Holoceno), los Andes Venezolanos y la Sierra de Perijá adquieren su morfología actual, y las cuencas distensivas Paleógenas de Falcón y Zulia Oriental se invierten considerablemente. Fueron depositadas la Formación La Puerta, Lagunillas, Laguna, La Rosa y Santa Bárbara, consiste de rocas sedimentarias clásticas producidas por la erosión del levantamiento de la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida (INTEVEP, 1994).

Colletta y otros (1997) realizaron un estudio regional de la tectónica, arquitectura de la corteza y estilos estructurales de los Andes de Venezuela. Ellos mencionan que existe una convergencia oblicua y subducción entre los bloques litosféricos de Suramérica y de Maracaibo. La subducción se encuentra entre 20 y 30 grados, y es típica en regiones de cadenas montañosas sin volcanes como los Andes Venezolanos.

Estiman que para que se pudieran desarrollar el levantamiento andino, que llega a alcanzar alturas sobre los 4000 metros se tuvo que producir una compresión y acortamiento litosférico de más de 60 km en dirección horizontal NO (Figura 2.12).

En la actualidad estudios realizados por el Instituto *Postdam* y *GeoMechanics International*, determinaron que la Microplaca de Maracaibo aún sigue en movimiento con una dirección NE, a una velocidad aproximada de 10 mm/año, continuando la colisión de forma oblicua contra la Placa Suramericana. Ellos estiman que el esfuerzo horizontal máximo de la región de la Cuenca de Maracaibo es compresivo y tiene una dirección preferencial NO-SE (Figura 2.13).

En la figura 2.14 se muestra un cuadro esquemático con los periodos de deformación en la zona de Zulia Oriental.

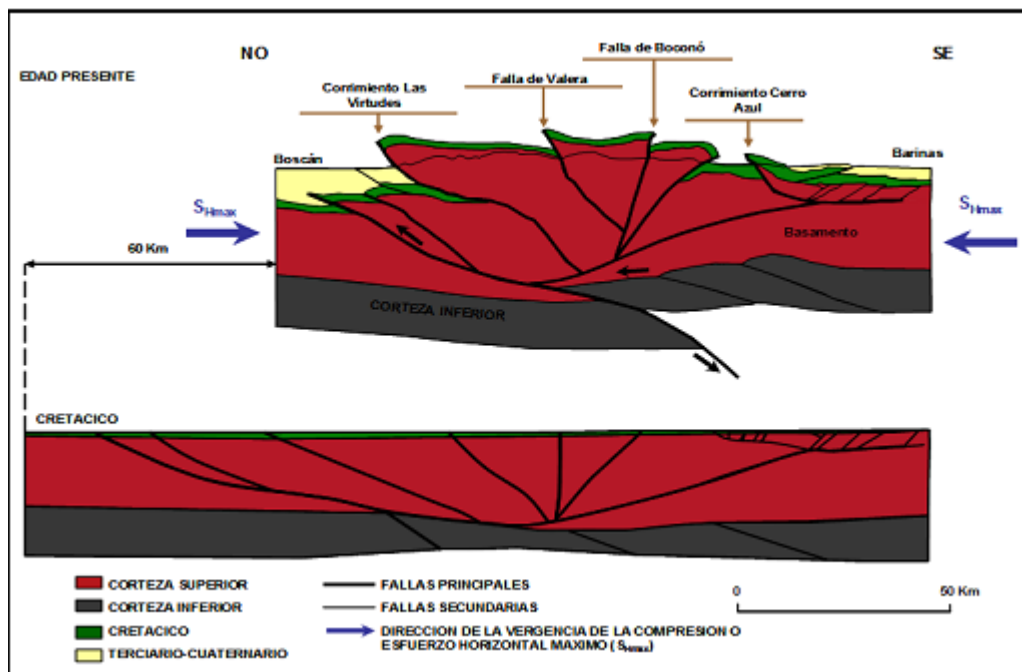


Figura 2.12: Perfil trazado en dirección NO en los Andes Venezolanos. Se observa el acortamiento cortical producto de la convergencia oblicua de la Microplaca de Maracaibo contra la placa Suramericana. Autores estiman que para que se desarrollaran alturas mayores de 4000 metros en los Andes Venezolanos, debió ocurrir un acortamiento cortical de 60 km aproximadamente (Tomado y modificado de Colletta y otros, 1997).

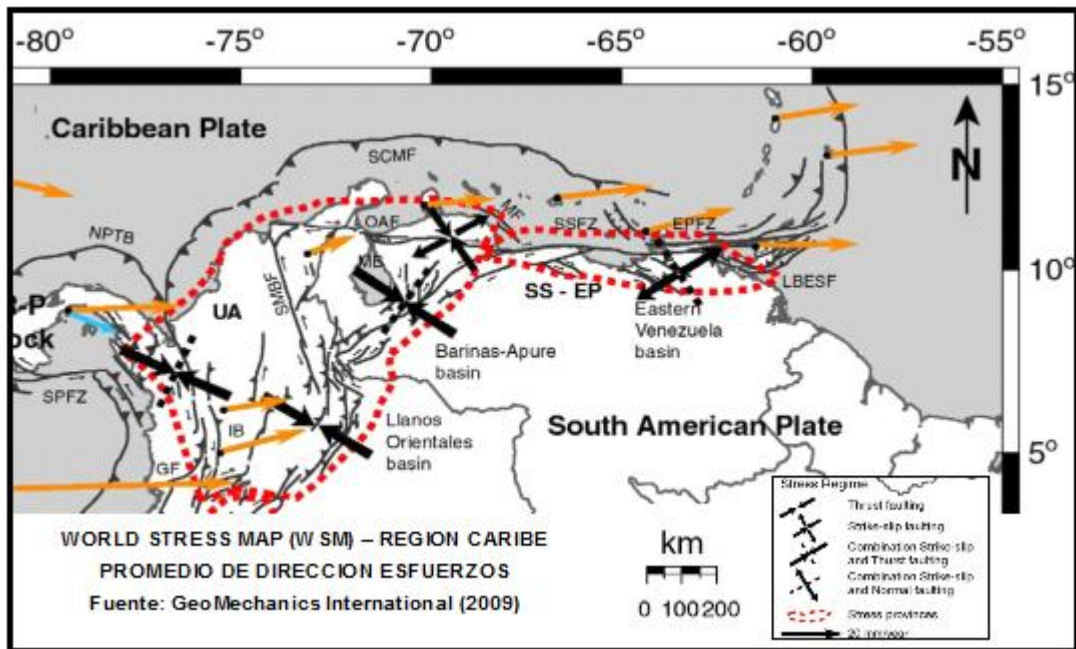


Figura 2.13: Mapa Mundial de Esfuerzos (WSM) de la Región del Mar Caribe. (Tomado y modificado de Lobo y Vásquez, 2011).

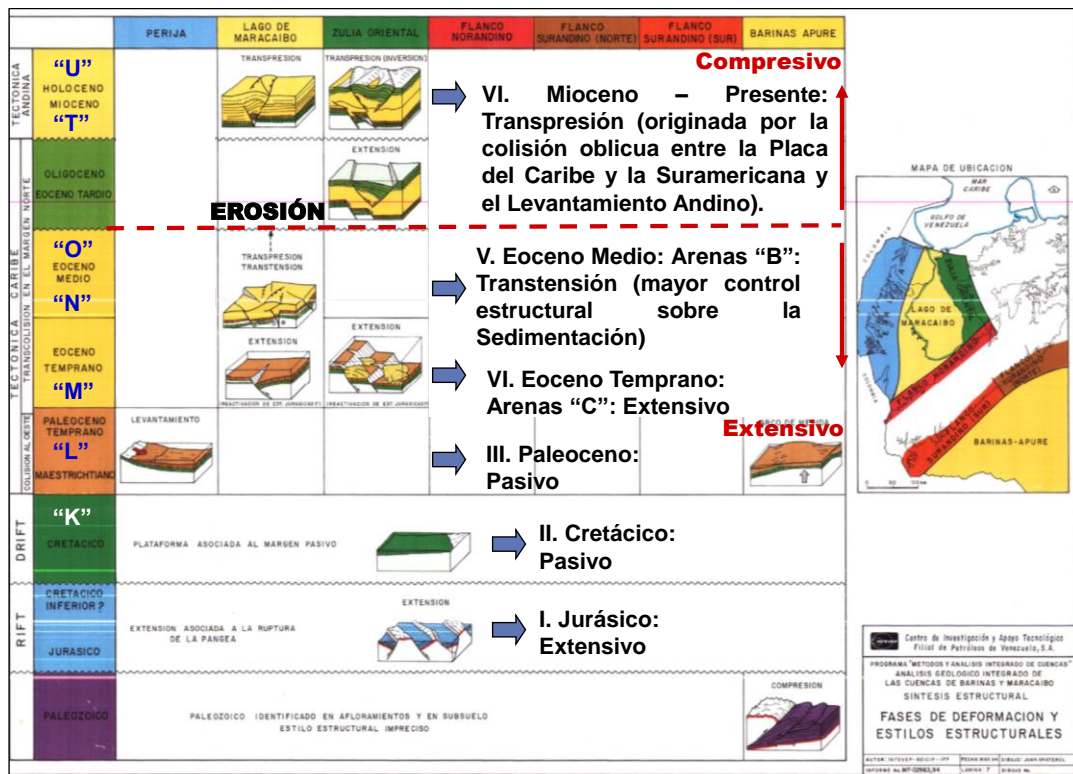


Figura 2.14: Cuadro esquemático donde se observa los periodos de deformación en el área de Zulia Oriental (Tomado y modificado de Intevp, 1994).

2.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS DEL ÁREA EN ESTUDIO

2.4.1 Características estructurales

La configuración estructural del área está enmarcada en la reactivación de una serie de fallas principales generadas durante el periodo extensivo Triásico – Jurásico y que posteriormente fueron invertidas durante la compresión Paleógena, como lo son la Falla de Pueblo Viejo, Falla de Barúa y la Falla de Motatán.

La reactivación de estas fallas bajo régimen transpresivo han originado la formación de estructuras anticlinales como la que se encuentra en el área de Motatán, anticlinales como el que se observa en la zona de Barúa y estructuras levantadas tipo *Restraining Bend* presente en el alto de Ceuta.

2.4.1.1 Características estructurales del área de Motatán

En base al informe PGS (1998), en el campo Motatán se diferencian dos domos, uno al norte y otro al sur, separados a su vez por un sinclinal fallado. Ambos domos están limitados al oeste por la falla principal de Motatán.

El domo norte esta bordeado por fallas de tipo inverso; las que bordean al domo por el este, buzán al oeste, y las que están al oeste, buzán al este, formando de esta forma una estructura cómica elongada con dirección NO-SE. El salto vertical promedio de estas fallas es de aproximadamente 200 pies.

El domo sur es elongado con dirección NO-SE con inclinación hacia el sur, bordeado por el oeste por fallas de tipo inverso que buzán al este del área y por el este, por fallas transcurrentes. Los saltos verticales de estas fallas varían entre 600 y 1500 pies. La parte más alta del domo sur del campo Motatán es una estructura de tipo “*pop up*”, esta área esta bordeada por el sur y por el este por una falla de tipo normal que buza al sureste.

2.4.1.2 Características estructurales del área de Barúa

De acuerdo al estudio realizado por Petresim (1997) el marco estructural definido para el campo Barúa se ha interpretado como producto de movimientos tectónicos

compresivos, lo que originó fallamiento de tipo inverso con dirección preferencial norte-sur y plegamientos con ejes en esa misma dirección. Hacia el este y oeste del campo, se observan algunas fallas de tipo normal, producto de movimientos de extensión.

La estructura del campo Barúa puede ser dividida en tres zonas: un bloque principal en el centro del área bordeado por fallas orientadas norte-sur, al oeste de este bloque un anticlinal fallado y hacia el este del área un sinclinal suave el cual separa el campo Barúa del campo Motatán.

Hacia la zona sur del anticlinal fallado existe un alto estructural de tipo “pop up” bordeado por fallas de tipo inverso, las cuales fueron originadas por movimiento compresionales en sentido este-oeste.

2.4.1.3. Características estructurales del área de Framolac

De acuerdo a Petróleos de Venezuela (2008), la estructura en dicha área presenta bajo buzamiento, aproximadamente 7°. Existe un sistema de fallas normales de rumbo este – oeste, actualmente invertidas que involucran basamento con poca rotación en las capas y con actividad sintectónica con la sedimentación de la Formación Misoa. Las mismas tienen una componente transcurrentes y son cortadas por la falla principal de Pueblo Viejo.

La falla de Pueblo Viejo es el resultado de la inversión de una falla normal Jurásica de rumbo norte - sur (MARAVEN, 1994). La misma tiene un comportamiento de falla de tijera, inverso en la parte norte y un desplazamiento de tipo normal hacia la parte sur, los cambios en el comportamiento pueden indicar variaciones en el salto de falla a lo largo de la misma al momento de su formación, o diferencia en los niveles de inversión junto con un grado de movimiento lateral.

2.4.1.4 Características estructurales del Alto de Ceuta

De acuerdo con Petróleos de Venezuela (2012), el Alto de Ceuta se puede describir como una estructura positiva regional, que se extiende con una longitud aproximada de 16 Km en dirección N–S y 8 Km en dirección O–E, compuesto de sedimentos

consolidados del Cretácico, Paleoceno, Eoceno y Mioceno, formada por esfuerzos tectónicos que actuaron dentro del área a lo largo del sistema de fallas de Pueblo Viejo desde el Jurásico hasta el Pleistoceno.

El Alto de Ceuta presenta dos provincias estructurales claramente diferenciables: una al Norte, que comprende las áreas 3, 4, 5 y 6, conocida en su conjunto como Alto Principal o Alto Norte; y una al Sur, que comprende el Área 7. Estas dos provincias están separadas por un sinclinal o silla tectónica de rumbo NE, ubicado entre las áreas 6 y 7. Hacia el norte, el Alto entra a formar parte del cinturón móvil de la Serranía de Trujillo. Hacia el sur forma un declive en dirección de las Áreas 8 Norte y Sur.

2.4.2 Estratigrafía del área

De acuerdo a Petróleos de Venezuela (2012), las unidades estratigráficas generalizadas que han sido identificadas en el área de estudio de tope a base son:

Formación El Milagro de edad Pleistoceno, depositadas en ambientes fluvio – deltaico y lacustrino, respectivamente. A la Formación El Milagro infrayacen los sedimentos de la Formación Onia de edad Plioceno, Formación La Puerta de edad Mioceno Tardío y Formación Lagunillas constituida por lutitas, arcillas, limolitas y areniscas depositadas en ambientes de fluvial a deltaico de edad Mioceno Medio. Seguidamente se encuentra la Formación La Rosa de edad Mioceno Temprano, la cual descansa sobre la Discordancia del Eoceno. Infrayacente y de manera discordante se encuentran la Formación Paují, la misma se acuña contra la Discordancia del Eoceno hacia el oeste del área en la Falla Pueblo Viejo, de igual forma existe acuñamiento hacia el sur, fácil de identificar en la sísmica de superficie. Seguidamente se encuentra la Formación Misoa de edad Eoceno Inferior a Medio. Por debajo de la Formación Misoa se ubica de manera discordante la Formación Guasare del Paleoceno. Infrayacente y de manera concordante se presentan las formaciones del Cretácico: Colón, La Luna, Maraca, Lisure, Apón y Río Negro, sobre el basamento igneometamórfico de la Cuenca de Maracaibo.

En la figura 2.14 se muestra la columna estratigráfica representativa del área en estudio.

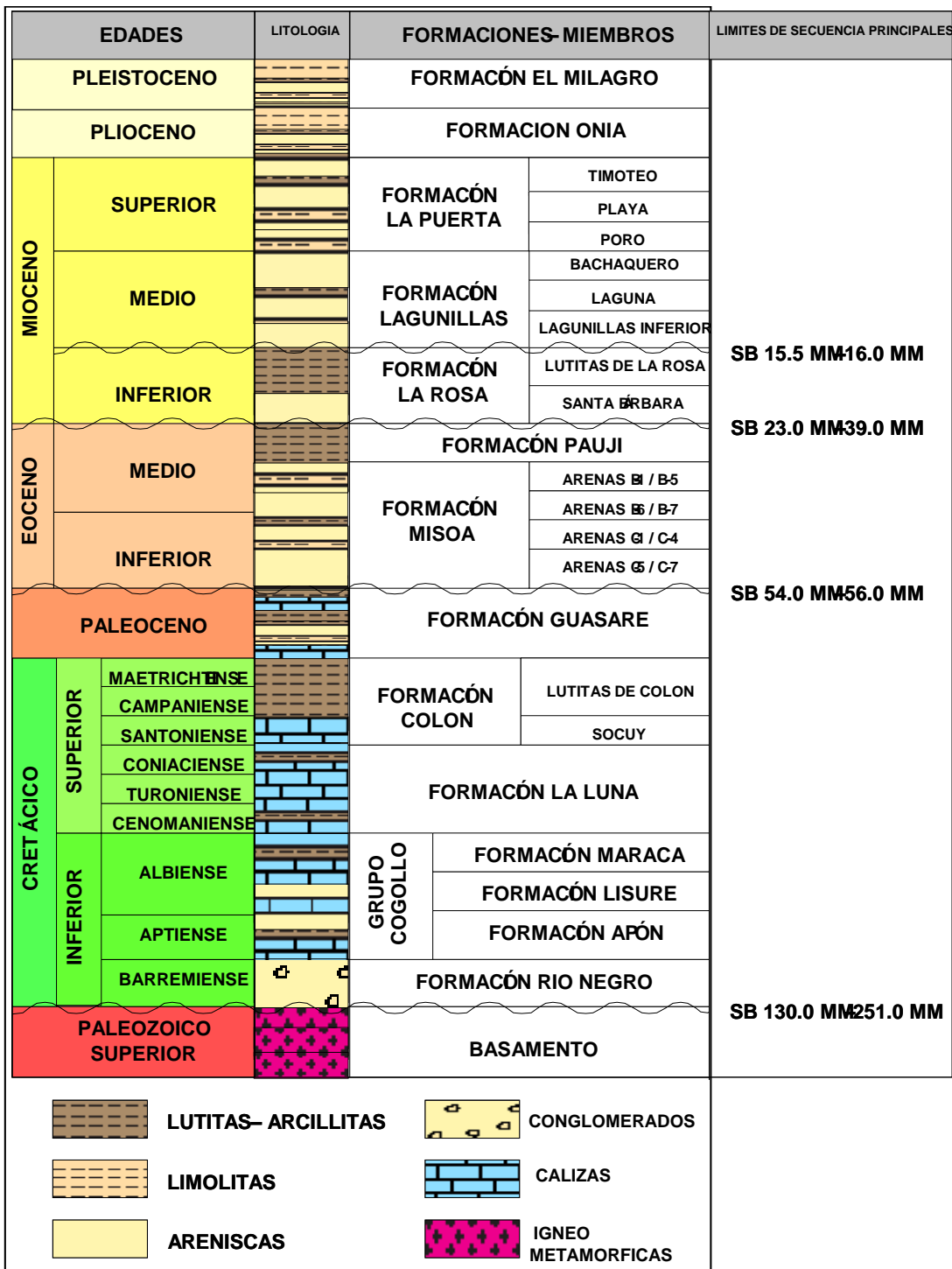


Figura 2.15: Columna estratigráfica generalizada del área de estudio (Tomado y modificado de Petróleos de Venezuela, 2012).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

El principal objetivo de un estudio sísmico para la búsqueda de hidrocarburos; usualmente es el de localizar estructuras. Sin embargo, muchas estructuras que proporcionan excelentes trampas no contienen hidrocarburos y en muchos casos en cantidades económicamente no rentables. Debido a que los pozos de perforación son muy costosos, el intérprete sísmico trata de derivar a partir de los datos sísmicos la mayor información posible acerca de la evolución del sistema petrolero del área, en un esfuerzo por disminuir el riesgo en la búsqueda de los hidrocarburos en las estructuras que son interpretadas (Telford, Geldart y Sheriff, 1990).

Las principales etapas de la interpretación sísmica estructural comprenden una evaluación geológica general, en donde el intérprete se ubica dentro del 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, permitiendo identificar los límites de las secuencias estratigráficas, que a su vez podrían estar asociadas a importantes contrastes de impedancias acústicas importantes (cambios de velocidades y densidades) que se identifican en las secciones sísmicas como reflectores continuos y con buena amplitud. Dichos reflectores son interpretados a lo largo de todas las líneas 2D o en toda el área del cubo sísmico 3D según sea el caso, a fin de obtener como resultado horizontes sísmicos en tiempo que posteriormente convertidos a profundidad son el insumo en la generación de mapas estructurales. (Chelotti y otros, 2009).

De manera general, a través de la interpretación sísmica, se pretende obtener un modelo del subsuelo, válido desde el punto de vista geológico, vinculando la información obtenida de la reflexión sísmica con información de pozos.

3.2 SISMOGRAMA SINTÉTICO

Los sismogramas sintéticos reproducen a partir de datos de registros sísmicos y densidad, la imagen del subsuelo en forma de traza sintética. Con esto, se dispone así de una correlación entre atributos puramente geológicos (litologías, estratigrafía, porosidad, entre otros) y parámetros geofísicos, tales como reflexiones sísmicas, amplitudes, frecuencias, etc. (Martínez, 1996).

En la figura 3.1, se ilustra los elementos indispensables en la construcción de sismogramas sintéticos, en primer lugar, es necesario el componente geológico que está representado por los registros de pozo sísmico y densidad, a partir de ellos es posible obtener los coeficientes de reflexión que representan los contrastes de velocidad y densidad de cada estrato. La señal emitida al medio por la onda acústica está representada por una ondícula con características específicas en cuanto a fase y frecuencia, que al ser convolucionada con la serie de reflectividad se obtiene como resultado una traza sísmica sintética del subsuelo que debe guardar semejanza a la traza obtenida a partir de la sísmica de superficie.

No siempre los sismogramas sintéticos coinciden perfectamente con la sísmica de superficie, Liner (2004) indica algunos factores que originan esta problemática.

- **Frecuencia:** El rango de frecuencia de los registros sísmicos opera en KHz (alta frecuencia) en cambio el de la sísmica, generalmente, está entre 10 Hz y 80 Hz (baja frecuencia). Esto implica que los registros sísmicos están influenciados mayormente por pequeños volúmenes de roca, en contraste con los recorridos de volúmenes mayores de roca de las ondas sísmicas.
- **Ondícula:** La ondícula no permanece inalterada durante su viaje por el subsuelo, al contrario, va cambiando sus propiedades físicas (amplitud, fase, etc.). Este tipo de problema debe ser resuelto conjuntamente con la generación del sismograma sintético.
- **Problemas del hoyo:** Los registros sísmicos pueden ser influenciados por zonas lavadas u otros problemas de hoyo, mientras las ondas de gran longitud correspondientes a la sísmica no.

- **Anisotropía:** Los registros sísmicos miden las velocidades en dirección vertical, mientras que las ondas sísmicas viajan en un rango amplio de ángulos medidos desde la vertical. Si existe anisotropía en el medio, la velocidad dependerá de la dirección de viaje de la onda, lo que genera diferentes velocidades entre la sísmica y el sísmico.

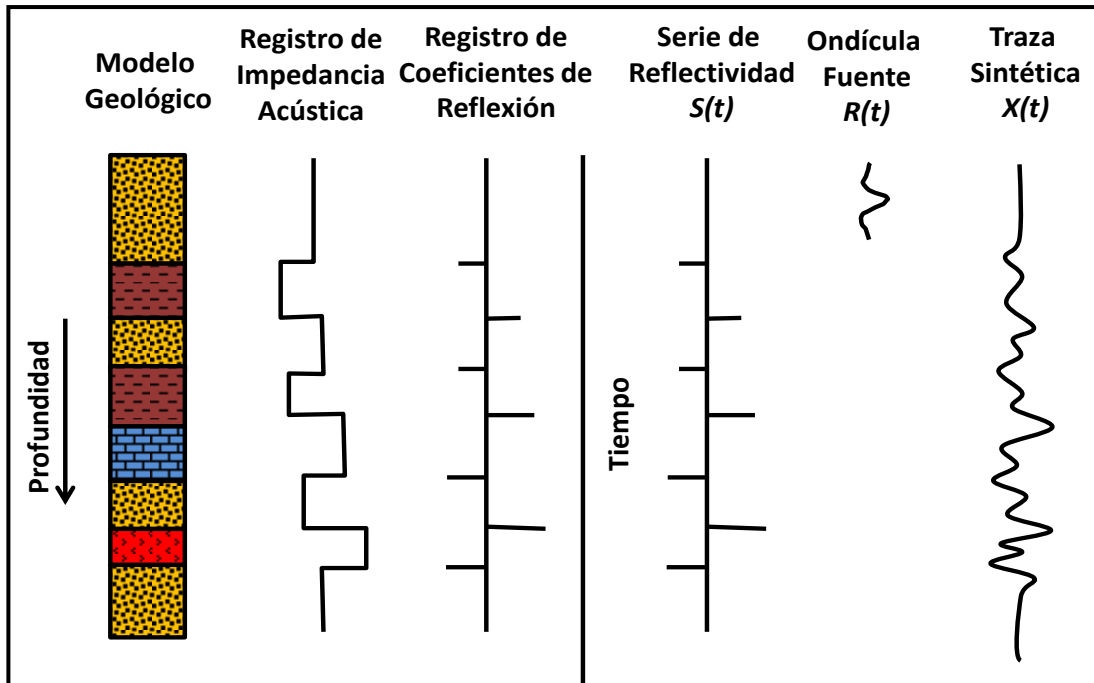


Figura 3.1: Diagrama representativo de los elementos presentes en la generación de una traza sintética (Tomado y modificado de Kearey, 2002).

3.2.1 Impedancia acústica

Linner (2004) establece que la impedancia acústica es la resistencia que ejercen los estratos del subsuelo a las ondas que se propagan a través de los mismos. La misma viene dada como el producto entre la densidad del medio y la velocidad de la onda de propagación a través de ese medio. De acuerdo a Lowrie (2007) el contraste de impedancia entre las capas, causan las reflexiones registradas en los perfiles sísmicos, y viene expresada por la siguiente ecuación.

$$IA = \rho \times Vp \quad \text{(Ecuación 1)}$$

donde:

IA: Impedancia acústica. **ρ :** Densidad del medio. **Vp :** Velocidad de la onda P.

3.2.2 Coeficiente de reflexión

Las variaciones de velocidad y densidad de un conjunto de estratos del subsuelo pueden ser representadas por una serie de coeficientes de reflexión en sus bordes. Maraven (1991), establece que los coeficientes de reflexión son la proporción entre la amplitud de la onda reflejada y la de una onda incidente, es decir, cuanta energía es reflejada y cuanta es transmitida. Ahora bien, si se tiene una formación sobre otra de mayor impedancia se produce un coeficiente de reflexión positivo, mientras que una formación sobre otra de menor impedancia acústica genera un coeficiente de reflexión negativo. Para ondas con incidencia normal el coeficiente de reflexión se calcula de la siguiente manera:

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad (\text{Ecuación 2})$$

donde:

Z_1 y Z_2 : es la impedancia acústica correspondiente a cada estrato.

3.2.3 Ondícula sísmica

La ondícula es una herramienta matemática moderna de aplicación en el tratamiento de las señales. Sheriff (2001) la define como un pulso sísmico que consiste usualmente de pocos ciclos y depende directamente de dos parámetros: frecuencia y fase.

A medida que se propaga por la corteza terrestre un pulso sísmico generado en superficie, modifica su forma atenuando las componentes de alta frecuencia, que dependen de la naturaleza del espectro de absorción del subsuelo, variando las características de la señal emitida en cuanto a fase y frecuencia. Con base a lo anterior, resulta difícil representar de manera fiel la imagen del subsuelo a partir de sismogramas sintéticos generado con una ondícula teórica cuyas características (fase y frecuencia) permanecen invariantes en el tiempo.

Yilmaz (2000) establece una clasificación para las ondícula dependiendo del tipo de fase: fase cero, fase constante, fase mínima.

Ondícula fase cero: Esta ondícula tiene su espectro de fase igual a cero. Es simétrica respecto al pico central de amplitud máxima positiva en un tiempo igual a cero, la resolución es mejor al compararlas con otras ondículas con el mismo contenido de frecuencia, y como la máxima amplitud ocurre en el centro de la ondícula coincide con la interfase que causa la reflexión.

Esta ondícula presenta las siguientes ventajas:

- La máxima amplitud ocurre en el centro de la ondícula y por lo tanto coincide con la interfase que causa la reflexión.
- Un horizonte que haya sido interpretado en el centro de la ondícula coincide en tiempo con el tiempo de viaje de la señal a la interface del subsuelo que causa la reflexión.
- La resolución es mejor al compararlas con otras ondículas con el mismo contenido de frecuencias.
- Es bastante aguda semejante a un pulso debido a que sus lóbulos laterales han sido minimizados.

Ondícula fase mínima: Concentra la energía al comienzo y después se atenúa pero a diferencia de la fase cero no es simétrica. Las fuentes de tipo impulsiva (explosivos), la señal que emite al medio pueden ser representadas de mejor forma con este tipo de ondícula.

Ondícula de fase constante: Esta varía con los cambios de forma de la ondícula. Para este tipo de ondícula en particular, una variación de fase de 90° convierte una ondícula simétrica a una ondícula no simétrica, mientras que para un cambio de fase de 180° la ondícula cambia de polaridad. Yilmaz (2000).

3.2.4 Modelo convolucional

La señal registrada por los sismómetros obedece a la respuesta emitida por el subsuelo a causa de la perturbación generada por un pulso sísmico, esta señal es representativa de la energía reflejada y su amplitud depende de los contrastes de velocidades y densidades entre las capas. La manera de representar matemáticamente este fenómeno es por medio de un modelo convolucional, el cual se define como el

proceso mediante el cual la forma de onda (ondícula) varia al reflejarse, variación que es proporcional a la magnitud y signo del coeficiente de reflexión con la adición de un componente de ruido.

Matemáticamente, la convolución es un operador (simbolizado *) que transforma dos funciones F y G (en este caso, respectivamente, la ondícula y la serie de coeficientes de reflexión) en una tercera función S (la señal registrada), que en cierto sentido representa la magnitud en la que se superponen F y una versión trasladada e invertida de G. La expresión formal de la convolución está representada en la ecuación 3. Es importante mencionar que este proceso involucra más que una simple convolución entre la ondícula fuente y la serie de reflectividad, debido a la cantidad de efectos producidos por distorsiones e interferencias (Milson, 2003).

$$S(t) = F(t) * G(t) + n(t) \quad (\text{Ecuación 3})$$

donde:

S(t): Traza sísmica. **F(t)**: Ondícula sísmica. **G(t)**: Serie de reflectividad del subsuelo.

n(t): Ruido aditivo. (*): Denota el proceso de convolución.

3.2.5 Calibración sísmica - pozo

Una vez construidos los sismogramas sintéticos es necesario realizar la calibración sísmica – pozo, con el fin de establecer el significado geológico a los reflectores observados en la sísmica de superficie. La calibración sísmica-pozo consiste básicamente en ajustar el sismograma sintético generado a partir de los registros de pozos, cuya información se encuentra en ambos dominios (tiempo y profundidad) con la sísmica de superficie, donde su atributo se encuentra en el dominio del tiempo. De esta forma se establece la relación entre ambos parámetros permitiendo identificar los reflectores correspondientes a los topes de las secuencias que se van interpretar a lo largo de toda la sísmica. Una buena correlación entre los datos sísmicos y la información de pozos es imprescindible para obtener una excelente interpretación y a su vez una buena conversión tiempo- profundidad.

3.3 RESOLUCIÓN SÍSMICA VERTICAL

El dato sísmico tiene buena resolución lateral y una pobre resolución vertical comparada con los datos de pozo. La resolución sísmica depende de los parámetros de adquisición y de las características del yacimiento. Bacon y otros (2003), establecen que la resolución sísmica vertical se expresa generalmente como el mínimo espesor de una capa que puede ser detectada en base a la diferencia de tiempos de reflexión presentes en una traza sísmica. En el presente contexto la resolución se refiere a la capacidad de distinguir las ondas reflejadas en el tope y base de una unidad estratigráfica.

La resolución está íntimamente ligada a la longitud de onda, que a su vez es una función de la velocidad de la formación y de la frecuencia dominante. Widess, en 1973, introdujo el criterio de que la capa más delgada susceptible a ser identificada en datos sísmicos libres de ruido es aquella cuyo espesor es igual a 1/4 de la longitud de la onda dominante.

$$\lambda = \frac{V_i}{4F} \quad (\text{Ecuación 4})$$

donde:

λ : Resolución sísmica vertical. V_i : Velocidad intervállica. F : Frecuencia dominante.

3.4 REGISTROS DE POZO

Los registros de pozos son de gran importancia en la industria de hidrocarburos, ya que son técnicas geofísicas *in situ*, que se utilizan en las operaciones petroleras para obtener una mayor información de los parámetros físicos y geológicos del yacimiento, tales como: cantidad de petróleo móvil, saturación de agua de la formación, resistividad de las rocas, porosidad, etc.

A continuación, se describen los principales registros de pozo utilizados por intérpretes sísmicos en la elaboración de sismogramas sintéticos:

3.4.1 Registro de Densidad

Este registro funciona mediante una fuente emisora de rayos gamma que penetran en la formación de manera continua, allí se experimentan múltiples colisiones con los electrones, por lo cual pierden energía y se dispersan en todas direcciones, este mecanismo se denomina dispersión de Compton. Los detectores del dispositivo captan estos rayos gamma de baja energía y por cada uno de estos rayos que choca con ellos, genera una pulsación eléctrica que se envía a la superficie. Como la dispersión de Compton depende sólo de la densidad de los electrones de la formación (número de electrones por centímetro cúbico de formación), la cual se relaciona estrechamente con la densidad total de la formación, entonces, ésta puede ser determinada a partir de las pulsaciones enviadas por los detectores. Los valores de densidad serán directamente proporcionales al número de electrones y al número de átomos, de manera que en presencia de más electrones, se producirán más colisiones, así, a mayor densidad habrá mayor dispersión, por lo que la penetración de los rayos gamma será menor al aumentar la densidad del medio (Petróleos de Venezuela, 1999).

3.4.2 Registro Sónico

El perfil sónico no es más que el registro continuo del tiempo que emplea una onda sonora compresional en viajar a través de un pie lineal de formación. El tiempo requerido para este viaje, se denomina tiempo de tránsito y está influenciado por la litología y porosidad de la formación a estudiar.

En su forma más simple, el dispositivo sónico consta de un transmisor que emite un impulso sónico y de un receptor que lo capta y registra el tiempo requerido por esa onda de sonido en recorrer un pie de formación.

Los registros sónicos y de densidad son de gran utilidad en la elaboración de modelos estructurales, a partir de ellos es posible construir la serie de reflectividad necesario en la elaboración de sismogramas sintéticos (Petróleos de Venezuela, 1999).

3.5 SISMICA DE POZO

Son técnicas que emplea mediciones en el interior de los pozos a partir de geófonos colocados dentro del mismo y una fuente en la superficie cercana a la boca del pozo. Se usan para tener correlación con los datos sísmicos de superficie y obtener imágenes de gran resolución, comúnmente las mediciones realizadas en tierra utilizan como fuente camiones vibradores y para mediciones marinas se hace uso de cañones de aire (Blackburn y otros, 2008).

Actualmente, los levantamientos de sísmica de pozos se han expandido más allá de una simple correlación tiempo-profundidad, las innovaciones que ofrecen los perfiles de pozo modernos han sido el resultado del registro de más información y de la expansión de las geometrías de los levantamientos con herramientas de adquisición mejoradas. El amplio espectro de energía sísmica que se registra hoy en día, se combina con las diversas geometrías actualmente posibles de los levantamientos de sísmica de pozos para ofrecer resultados de los que no se disponía previamente.

3.5.1 Tiros de verificación (*Checkshots*)

El tiro de verificación es el tipo de registro sísmico de pozo más antiguo y básico, el mismo mide el tiempo requerido por un pulso sísmico generado en la superficie para viajar hacia un geófono posicionado a una profundidad determinada en el pozo (Salas, 1982).

Los disparos de verificación se efectúan empleando una fuente de ondas compresionales (cañón de aire o camión vibrador) colocada en la superficie y una estación receptora de ondas sísmicas colocada a una determinada profundidad en el pozo. Se hacen varios disparos de la fuente, por cada profundidad a la que se encuentre anclada la herramienta (que contiene al receptor) y el resultado será un par de valores tiempo y de profundidad para poder construir posteriormente una curva tiempo/profundidad (Chelotti y otros, 2009). Mediante estos registros, en exploración geofísica petrolera se logra tener un mayor control para la interpretación de datos sismográficos, realizar el cálculo de las velocidades sísmicas en las formaciones geológicas

de interés, calcular las profundidades de los reflectores y delinear contornos de isovelocidades.

Estos datos requieren ser corregidos por desviación del pozo, geometría de los disparos, velocidad de la capa meteorizada, elevación de la mesa rotaria, profundidad del agua (en caso de ser marinos) y nivel de referencia para obtener tiempos y profundidades confiables.

3.5.2 Perfil Sísmico Vertical (VSP)

Los levantamientos de sísmica de pozos se clasifican usualmente por la geometría del levantamiento, que es determinada por el desplazamiento de la fuente, la trayectoria del pozo y la profundidad del arreglo de receptores. La geometría del levantamiento determina el rango de los buzamientos de las interfaces y el volumen del subsuelo del cual se pueden generar imágenes.

El tipo más simple de levantamiento de sísmica de pozos es el VSP sin desplazamiento de la fuente (*Zero-offset VSP*).

El VSP sin desplazamiento de la fuente comprende un arreglo de receptores sísmicos de pozos y una fuente cercana al pozo (Figura 3.2). En la mayoría de los casos (al menos que los buzamientos de las formaciones sean muy pronunciados), este levantamiento registra las reflexiones provenientes de una ventana estrecha alrededor del pozo. La salida estándar de un VSP sin desplazamiento de la fuente es un corredor de apilamiento, creado mediante la suma de las señales VSP que siguen de inmediato a los primeros arribos para formar una sola traza sísmica. Esa traza se reproduce varias veces, para mayor claridad, y para su comparación con las imágenes de la sísmica de superficie. El procesamiento de este tipo de levantamiento, arroja las velocidades de las formaciones en diferentes profundidades, que pueden vincularse a las propiedades derivadas de los registros de pozos interpretados para la detección y la predicción de zonas sobrepresurizadas.

Este tipo de levantamiento sísmico de pozos difiere de la sísmica de superficie en que las ubicaciones de los receptores se hallan restringidas a los límites de un pozo. Mientras que esta restricción limita el volumen representado por la imagen, también confiere varias ventajas a los levantamientos sísmicos de pozos. Por ejemplo, las

ondas que viajan desde una fuente ubicada en superficie, se reflejan en un receptor del subsuelo y luego llegan a un reflector ubicado en el pozo, son menos atenuadas por los estratos someros de baja velocidad, los cuales son atravesados sólo una vez, a diferencia que las ondas registradas por los receptores utilizados en los levantamientos sísmicos de superficie que deben atravesar dicho estrato dos veces (Blackburn y otros 2008).

Existen diversos tipos de VSP, como por ejemplo, VSP con desplazamiento, VSP con desplazamiento lineal, VSP de incidencia vertical, VSP 3D entre otros. (Figura 3.2). En lo concerniente a interpretaciones sísmicas, con este tipo de perfilaje de pozo se pueden identificar objetivos prometedores que presenten características sutiles que pueden ser alusivas en una imagen sísmica convencional.

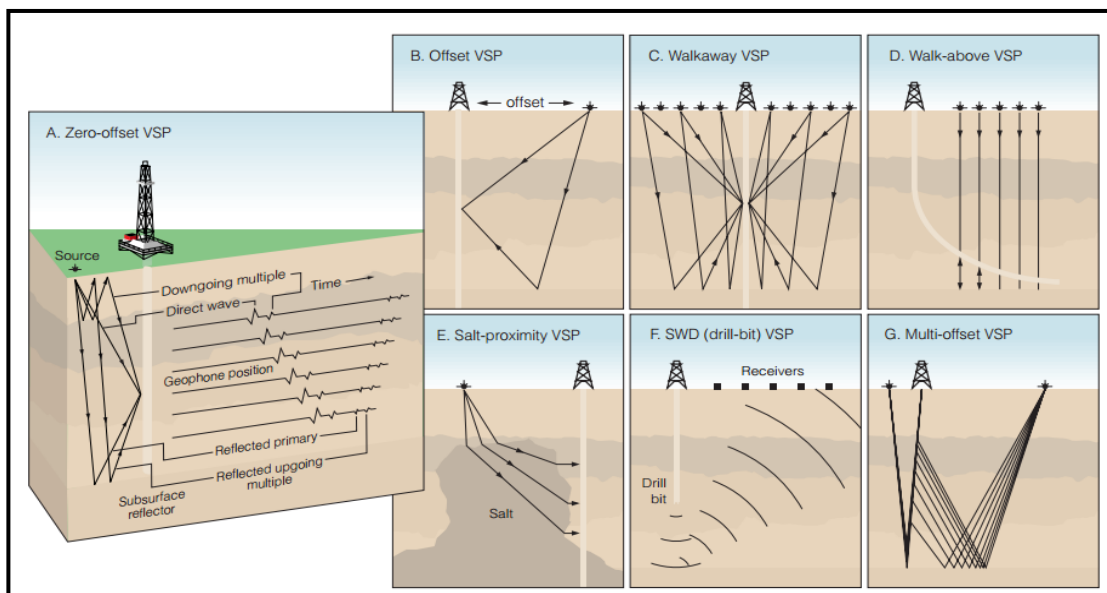


Figura 3.2: Principio básico del Perfil Sísmico Vertical (VSP) y sus variaciones dependiendo del diseño de adquisición (Tomado y modificado de Hope y otros, 1998).

3.6 ATRIBUTOS SÍMICOS

Bacom y otros (2003), señalan que una de las primeras medidas hechas sobre las trazas sísmicas fue del tiempo de viaje a un reflector, con la visión de poder realizar mapas de estructuras. En vista de que la calidad de los datos sísmicos ha mejorado, se comprendió que la amplitud de una reflexión puede llevar consigo información

bastante útil; como por ejemplo, cambios en la amplitud a lo largo del reflector podrían estar relacionados a la litología o a la calidad del yacimiento.

El termino atributo es aplicado para describir todo tipo de medidas hechas en una traza sísmica, permitiendo visualmente mejorar o cuantificar características de interpretación de interés, usualmente estas medidas son tomadas sobre una ventana de tiempo limitada alrededor de un reflector o intervalo de interés, y muchas veces son hechas sobre una sola traza, aunque algunos atributos son medidos sobre pequeños grupos de trazas. Un buen atributo sísmico es directamente sensitivo a características geológicas o propiedades de interés de un yacimiento, permite definir la estructura o ambiente depositacional, y así, lograr inferir algunas características o propiedades de interés.

De acuerdo a Chopra y Marfurt (2007), uno de los objetivos de los atributos sísmicos es estudiar patrones para dar al intérprete facilidad de reconocimiento para cuantificar las características de amplitud y morfología vistas en los datos sísmicos, usando una serie de cálculos determinísticos en un computador. Por ejemplo, el atributo de coherencia desarrollado a mediados de los 90, estudia las discontinuidades similares observadas en los datos sísmicos.

3.6.1 Atributos estructurales

La aplicación de atributos estructurales sobre superficies interpretadas (horizontes) permite resaltar posibles tendencias de fallas, alineaciones y anomalías estructurales que no son fáciles de identificar en los cubos de amplitud.

3.6.1.1 Detección de bordes (*Edge*)

Este mapa resalta las discontinuidades en una imagen, mediante la detección de las diferencias de buzamiento a través de un horizonte, se realiza mediante una operación matricial 3×3 donde el algoritmo compara matemáticamente los puntos alrededor de un punto muestra en dirección X y Y, como se observa en la figura 3.3 (Landmark Halliburton Company, 2004)

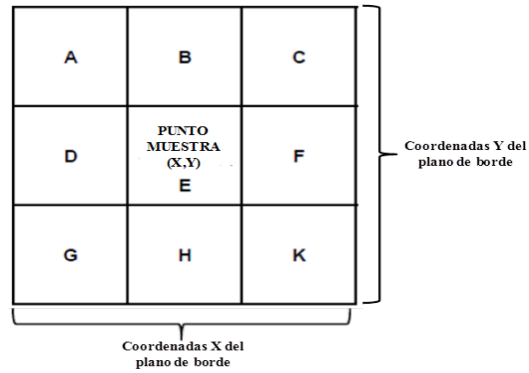


Figura 3.3: Configuración matricial 3x3 para el cálculo del atributo de detección de bordes (Landmark Halliburton Company, 2004).

Las ecuaciones para los cálculos en dirección X,Y del punto muestra se presentan a continuación:

$$X = (C + 2F + K) - (A + 2D + G) \quad \text{(Ecuación 5)}$$

$$Y = (A + 2B + C) - (G + 2H + K) \quad \text{(Ecuación 6)}$$

$$EDGE = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad \text{(Ecuación 7)}$$

3.6.1.2 Buzamiento (*Dip*)

El mapa de buzamiento muestra la magnitud del gradiente de tiempo y es construido al comparar cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en dirección ortogonal, posteriormente un plano es ajustado a través de los tres puntos. El plano tiene una magnitud de buzamiento en milisegundos por unidad de distancia. El cálculo se realiza mediante el uso de la siguiente ecuación:

$$\text{dip} = \sqrt{\left(\frac{dt}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dt}{dy}\right)^2} \quad \text{(Ecuación 8)}$$

Donde dt/dx es la magnitud del buzamiento en la dirección x y dt/dy en la dirección y. Los términos dt/dx y dt/dy son calculados mirando los puntos vecinos locales de los puntos de interés y calculando el gradiente principal (Figura 3.4). Los valores individuales de cada buzamiento no tienen mucho significado, pero la diferencia relativa entre varios de ellos tiene mucho valor.

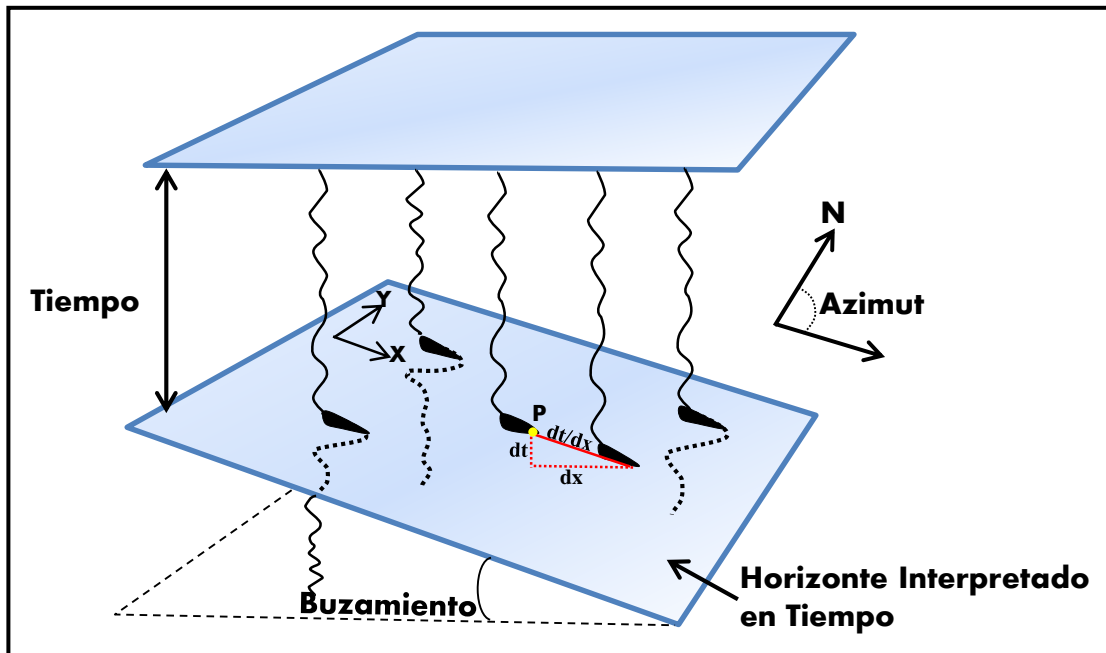


Figura 3.4: Definición matemática de los atributos de buzamiento y azimut. Para el caso particular de un punto P, el buzamiento se puede representar en función del gradiente de tiempo en dirección de X y Y (Tomado y modificado de Dalley y otros 1989).

Existen varios factores que son importantes a la hora de mejorar los mapas de buzamiento por ejemplo, los horizontes deben ser escogidos consistentemente desde una línea a otra sobre la misma fase de la ondícula, a manera de incrementar la continuidad lateral de características sutiles y reducir el ruido de fondo. De igual modo, es una ventaja usar un algoritmo de rastreo o de seguimiento automático el cual interpole los horizontes de entrada sobre cada CMP con el fin de asegurar el correcto grado de continuidad de la fase, (Dallye y otros, 1989).

3.6.1.3 Azimut

El atributo de azimut muestra la dirección de la máxima pendiente. El mapa de rumbo se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales (Landmark Halliburton Company, 2004). El algoritmo emplea la siguiente ecuación para obtener los valores de azimut en cada punto.

$$azimut = arctg \left(\frac{dt/dy}{dt/dx} \right) \quad (\text{Ecuación 9})$$

3.6.1.4 Buzamiento - Azimut (*Dip - azimuth*)

Ambos atributos combinados definen la tendencia estructural de un horizonte interpretado. Los mapas generados con este atributo resultan de un algoritmo de cálculo que compara trazas sucesivas utilizando una ventana temporal con un ángulo de búsqueda. Los mapas de atributo *Dip - azimuth* muestran las siguientes características:

- Las fallas se reflejan mejor cuando el ángulo del buzamiento del plano de la falla es opuesto a la dirección de las capas.
- Las fallas casi no se reflejan cuando el ángulo de buzamiento es similar al del horizonte.

3.6.1.5 Atributos de curvatura

De acuerdo a Chopra y Marfurt (2007) la curvatura representa que tan deformada es la curva con respecto a un punto en particular. En términos matemáticos la curvatura en un punto está definida como la tasa de cambio del ángulo $d\omega$ con respecto a la longitud del arco dS (Ecuación 10), así mismo el inverso del radio del círculo tangente a dicho punto de la curva conocido como círculo osculatriz, representa la curvatura (Figura 3.5).

$$K = \frac{d\omega}{ds} = \frac{2\pi}{2\pi R} = \frac{1}{R} \quad (\text{Ecuación 10})$$

La curvatura puede ser extendida a superficies en tres dimensiones, es decir, si se tiene una superficie que al ser interceptada con un plano describe una curva, la curvatura puede ser calculada sobre cualquier punto sobre ella. Si la superficie es cortada por planos que son perpendiculares entre si y ortogonales a ella, las medidas de curvatura son referidas como normales. De las infinitas curvas normales formadas sobre un punto particular de la superficie solo existe una que define la curvatura máxima, y es la que representa mayor longitud, y perpendicular a ella se define la curvatura mínima. (Figura 3.6).

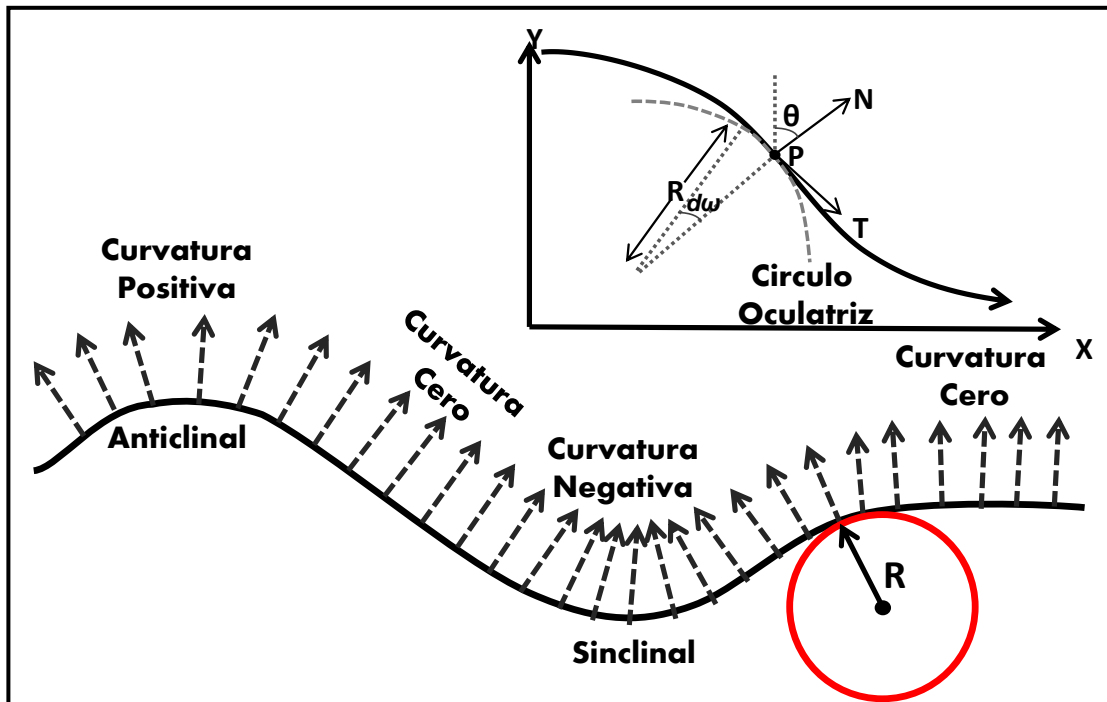


Figura 3.5: Definición matemática de curvatura. Para el caso particular de un punto P sobre la curva, la curvatura puede ser expresada en términos del radio del círculo osculador (R). Este círculo posee un vector tangente T común con la curva. N es el vector normal a la curva en el punto P, el cual define el ángulo de buzamiento local θ . Las flechas indican los vectores normales a la superficie, donde estos vectores son paralelos la curvatura es cero, cuando los vectores convergen la curvatura es negativa mientras que el caso contrario la curvatura es positiva (Tomado y modificado de Roberts 2001).

Estas curvaturas normales pueden ser combinadas de diferentes maneras, el cual definen propiedades importante de curvatura relacionada a todas las superficies, entre las principales se tiene la curvatura media que es el promedio entre ambas curvas (máxima y mínima), y la curvatura Gaussiana que describe una importante propiedad relacionada a la deformación de la superficie, y está definida por el producto de las curvaturas principales.

En la mayoría de las aplicaciones el algoritmo empleado en el cálculo de los atributos de curvatura sobre las superficies interpretadas, se basa en aproximaciones por mínimos cuadrados, ajustando la superficie a una ecuación cuadrática de la forma:

$$Z(x, y) = ax^2 + cxy + by^2 + dx + ey + f \quad (\text{Ecuación 11})$$

Usando un mallado 3x3 respecto al punto P (Figura 3.6), calculan los coeficientes de la ecuación con simples expresiones aritméticas (Ecuación 12, 13, 14, 15, 16, 17).

$$a = \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} = \frac{(Z_1 + Z_3 + Z_4 + Z_6 + Z_7 + Z_9)}{12\Delta x^2} - \frac{(Z_2 + Z_5 + Z_8)}{6\Delta x^2} \quad \text{Ecuación 12}$$

$$b = \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} = \frac{(Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_7 + Z_8 + Z_9)}{12\Delta x^2} - \frac{(Z_4 + Z_5 + Z_6)}{6\Delta x^2} \quad \text{Ecuación 13}$$

$$c = \frac{\partial^2 Z}{\partial x \partial y} = \frac{(Z_3 + Z_7 - Z_1 + Z_9)}{4\Delta x^2} \quad \text{Ecuación 14}$$

$$d = \frac{\partial Z}{\partial x} = \frac{(Z_3 + Z_6 + Z_9 - Z_1 - Z_4 - Z_7)}{6\Delta x} \quad \text{Ecuación 15}$$

$$e = \frac{\partial Z}{\partial y} = \frac{(Z_1 + Z_2 + Z_3 - Z_7 - Z_8 - Z_9)}{6\Delta x} \quad \text{Ecuación 16}$$

$$f = \frac{2(Z_2 + Z_4 + Z_6 + Z_8) - (Z_1 + Z_3 + Z_7 + Z_9) + 5Z_5}{9} \quad \text{Ecuación 17}$$

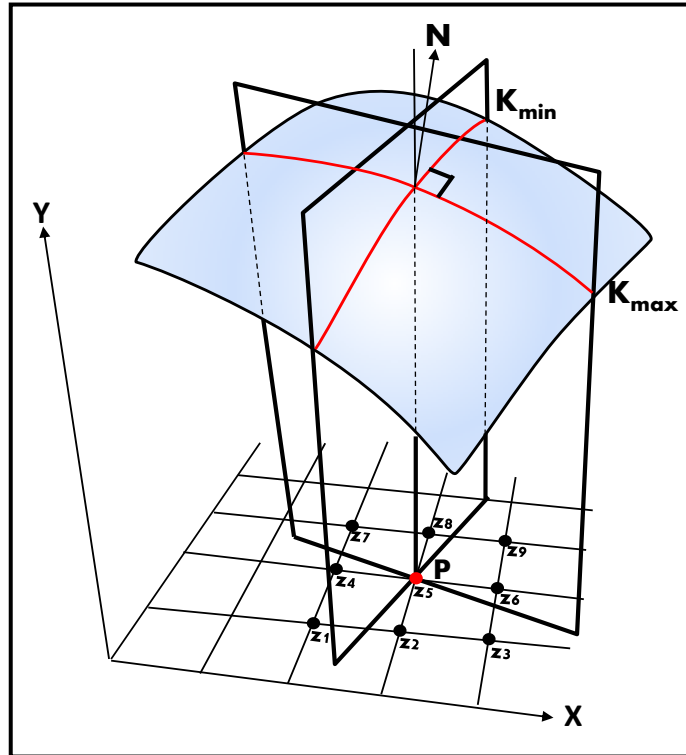


Figura 3.6: Curvatura en tres dimensiones. La intersección de dos planos perpendiculares, ortogonales a la superficie, describen la máxima curvatura (Kmax) y mínima curvatura (Kmin) (Tomado y modificado de Roberts 2001).

A partir de los coeficientes obtenidos calculan los valores de curvatura media (Ecuación 18) y Gaussiana (Ecuación 19), que son utilizados posteriormente en los cálculos de atributos de curvatura máxima y mínima.

$$K_m = \frac{a(1 + e^2) - cde + b(1 + d^2)}{(1 + d^2 + e^2)^{3/2}} \quad (\text{Ecuación 18})$$

$$K_g = \frac{4ab - c^2}{(1 + d^2 + e^2)^2} \quad (\text{Ecuación 19})$$

Atributo de curvatura media

Como se mencionó anteriormente la curvatura media está definida como el promedio entre la máxima y mínima curvatura, y usualmente está dominado por la máxima curvatura. El signo de la curvatura en este tipo de atributo indica las zonas estructurales altas y bajas (Roberts 2001).

Atributo de máxima curvatura

Este atributo de curvatura es muy efectivo para delimitar fallas y geometría de fallas. Una falla usando este atributo es representada por la superposición de valores de curvatura positiva y negativa. En adición, este atributo también define la orientación de las fallas, como valores de curvatura positiva y negativa representando los lados levantados y deprimidos respectivamente (Roberts 2001).

$$K_{min} = K_m - \sqrt{K_m^2 - K_g} \quad (\text{Ecuación 20})$$

Atributo de mínima curvatura

Roberts (2001) indica que los valores de mínima curvatura (K_{min}) son significativamente más pequeños que los valores de máxima curvatura (K_{max}). Donde la k_{min} es muy grande, indica áreas donde la distorsión de la superficie ha ocurrido de manera no simétrica, por ejemplo: donde la superficie es potencialmente fallada y fracturada.

$$K_{max} = K_m + \sqrt{K_m^2 - K_g} \quad (\text{Ecuación 21})$$

De manera general los atributos de curvatura son un método basado sobre la segunda derivada, y consecuentemente son sensitivos a cualquier contaminación por ruido lo cual está presente dentro de las superficies.

3.6.1.6 Volumen de coherencia

Llamados también cubos de coherencia o semblanza, fueron ideados en los Estados Unidos por Bahorich y Farmer en 1996. Sólo son posibles en sísmica 3D, como resultado de la aplicación de algún algoritmo de estimación de similitud entre trazas sucesivas, en una ventana de tiempo fija, a fin de obtener un volumen sísmico donde es posible desplegar secciones horizontales y verticales permitiendo visualizar las variaciones laterales producidas por rasgos estructurales o a veces también estratigráficos (Chelotti y otros, 2009).

El atributo de coherencia asigna una medida sobre una escala de cero a uno lo que permite cuantificar la continuidad sísmica, y traducirla a una imagen que revele rasgos geológicos sutiles tales como fallas y canales. El algoritmo realiza la comparación de un punto de la traza con respecto a sus ocho vecinos inmediatos en una ventana de tiempo determinada, luego se suman todos los valores de correlación y se promedian a fin de obtener el valor de coherencia para cada punto (Figura 3.7).

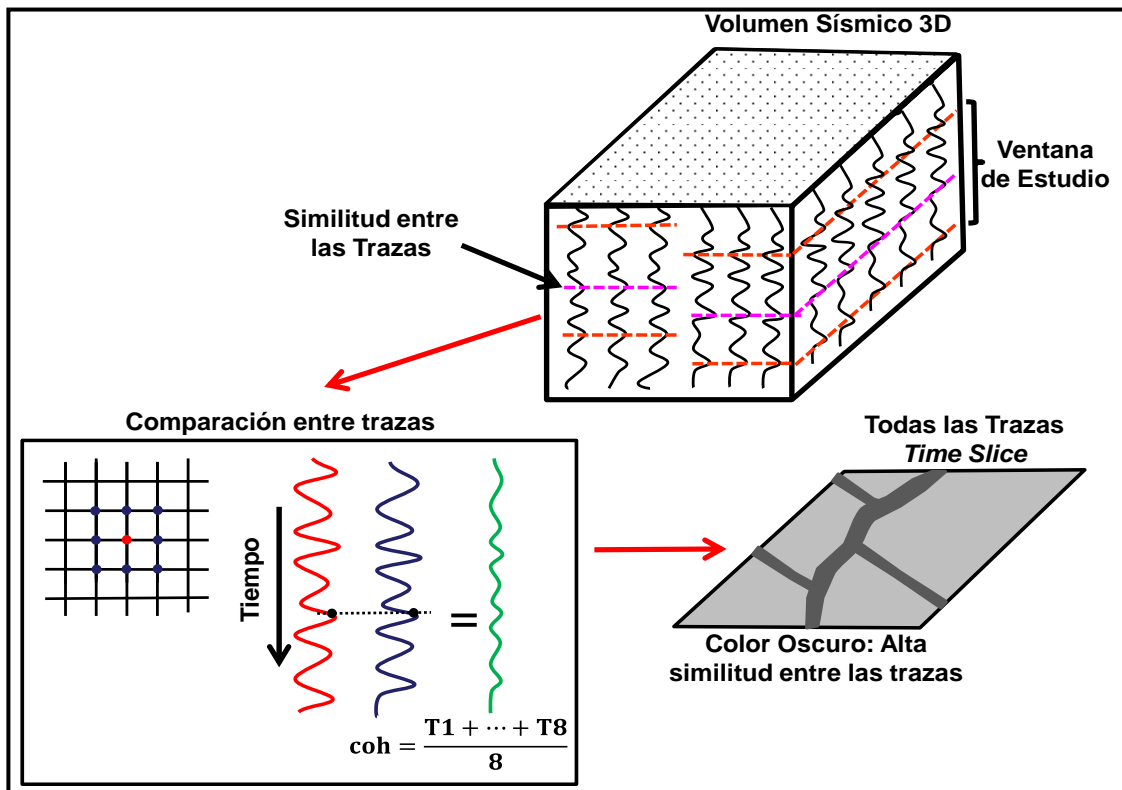


Figura 3.7: Diagrama esquemático del algoritmo de coherencia (Tomado y modificado de Gersztwnkorn y Marfurt, 1999).

3.7 VELOCIDADES SÍSMICAS

Muchos exploradores consideran a la velocidad como el parámetro geofísico más subutilizado y sobre utilizado en exploración petrolera. La velocidad constituye el puente entre tiempo y profundidad, entre convertir milisegundos a pies.

Rutinariamente los datos sísmicos de velocidad, se usa para convertir mapas a profundidad, pero también el uso de las velocidades sísmicas ha llegado a caminos más sofisticados tales como, intentos de predecir porosidad, edad geológica, litología, fracturamiento, contenido de fluidos, geopresiones entre otros (Carter y Siraki 1993).

3.7.1 Velocidad promedio (*Average Velocity*)

Esta velocidad está asociada a más de una formación o tipo de litología, es en sí, la distancia recorrida por una onda sísmica desde una locación en la superficie dividida entre el tiempo de viaje de esa onda en el subsuelo. La velocidad promedio (V_a) por lo general se refiere al promedio de las velocidades interválicas. Dichas velocidades se obtienen a partir de estudios de los tiros de verificación, y es utilizada por los intérpretes sísmicos para convertir los tiempos de reflexión a profundidad, y su ecuación viene expresada en términos de la velocidad interválica como se muestra en la ecuación 22. (Carter y Siraki 1993).

$$V_a = \frac{\sum V_i \Delta T}{\sum \Delta T} = \frac{2 \sum \Delta Z}{\sum \Delta T} \quad (\text{Ecuación 22})$$

donde: V_a : Velocidad promedio.

V_i : Velocidad interválica.

3.7.2 Velocidad interválica

La velocidad interválica relaciona el espesor de una capa particular dividida por el tiempo que toma en viajar una onda desde el tope a la base de dicha capa, y se expresa mediante la siguiente ecuación. (Carter y Siraki 1993).

$$V_i = \frac{\Delta Z}{\Delta T} \quad (\text{Ecuación 23})$$

3.7.3 Velocidad RMS (*Root-Mean-Square*)

Esta velocidad, es una herramienta puramente matemática, por lo cual no mide una propiedad física del subsuelo. Dicha velocidad se obtiene de un proceso de promediar los cuadrados de las velocidades interválicas, y tiene su aplicación cuando se trata de estimar velocidades promedio a partir de las velocidades del procesamiento, y se expresa mediante la siguiente ecuación (Carter y Siraki, 2003).

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum V_i^2 \Delta T}{\sum \Delta T}} = \sqrt{\frac{2 \sum V_i \Delta T}{\sum \Delta T}} \quad (\text{Ecuación 24})$$

Las velocidades RMS pueden ser convertidas a velocidades interválicas mediante la ecuación de Dix.

$$V_i = \sqrt{\frac{\sum V_{rms2}^2 T_2^2 - \sum V_{rms1}^2 T_1^2}{T_2 - T_1}} \quad (\text{Ecuación 25})$$

3.7.4 Velocidad *Normal-Moveout* (NMO)

En contraste con la velocidad RMS, la velocidad NMO tiene una componente horizontal (X) en la ecuación, por lo tanto es dependiente del *Offset*, profundidad y longitud del tendido. Al ser esta dependiente de los *Offsets* existirá un incremento de los tiempos de llegada de las ondas al aumentar la distancia fuente - receptor. (Carter y Siraki 1993)

$$V_{nmo} = \frac{x}{\sqrt{T_x^2 - T_0^2}} = \frac{x}{\sqrt{2T_0 - \Delta T_{nmo}}} \quad (\text{Ecuación 26})$$

donde: X= la distancia *Offset* desde la fuente al receptor.

T_x = tiempo doble de viaje de una onda reflejada fuera de una interfase particular y registrada en un receptor particular.

T_0 = tiempo doble de viaje de una onda reflejada fuera de una interfase particular a una locación de zero *Offset*.

3.8 MODELO DE VELOCIDAD

Los modelos de velocidades son la representación espacial del campo de velocidad del área que se está estudiando. En ellos se observa las velocidades interválicas de cada estrato permitiendo identificar cómo es su variación a medida que se profundiza. Generalmente la velocidad utilizada para generar dichos modelos es proveniente de las velocidades de migración sísmica; en especial de las migraciones en profundidad. (Sheriff 2001).

3.8.1 Conversión tiempo - profundidad

La interpretación de los eventos sísmicos en la mayoría de los casos se realiza en tiempo, los resultados obtenidos en este dominio son de poca practicidad en operaciones petroleras, por lo tanto es necesario realizar la conversión de la interpretación a profundidad.

Por definición se sabe que sólo existe un camino para relacionar el tiempo con la profundidad y es conocer la velocidad de propagación de las ondas a través del medio, esta información es obtenida a partir del procesamiento de los datos y curvas de tiempo – profundidad (TZ).

Existen muchos métodos para convertir tiempos de viaje sísmicos a valores de profundidad, y para todos ellos se hace uso de datos sísmicos ya procesados, ya que este tipo de dato es el producto final de una secuencia de procesamiento a partir de la cual se puede realizar interpretaciones, mapas y conclusiones de los mismos. Existen otros tipos de métodos de conversión a profundidad, estos incluyen métodos de trazados de rayos, tomografía de tiempos de viaje, y análisis de migración en profundidad. Estos métodos resultan ser más confiables en áreas de complejidad estructural y que presenten variaciones laterales de velocidad (Carter y Siraki, 1993).

3.9 CONCEPTOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

De acuerdo a Martínez (2003), la Geología Estructural trata de la forma, distribución y estructura interna de las rocas, haciendo especial énfasis en los procesos que intervienen en su deformación tanto a pequeña como a mediana escala. De forma

breve la geología estructural estudia el comportamiento de la roca al aplicar fuerzas deformantes y analiza las estructuras que resultan de la deformación.

3.9.1 Esfuerzos

El esfuerzo es la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo. Es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica. La ecuación de esfuerzo se define de la siguiente forma:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (\text{Ecuación 27})$$

donde: σ : es el esfuerzo normal (perpendicular a la superficie),

F : es la fuerza aplicada sobre la superficie

A : es la superficie del sólido o material geológico.

3.9.2 Deformación

La deformación se puede definir como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. Una deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión. En caso general, una deformación las incluye a todas, pero deformaciones particulares pueden constar de tres, dos o una de las componentes.

Las deformaciones son causadas por esfuerzos, de forma que ambos conceptos están ligados por una relación de causa efecto. La diferencia entre ambos radica en que los esfuerzos se definen y se analizan para un instante dado, mientras que las deformaciones miden cambios producidos en un intervalo de tiempo y se analizan comparando un estado final con uno inicial (Martínez 2003).

Las deformaciones se pueden clasificar en frágil y dúctil. Las deformaciones frágiles producen rotura, mientras que la deformación dúctil se realiza sin que el cuerpo se fracture. La deformación frágil es discontinua y la dúctil es continua.

3.9.3 Esfuerzos en el subsuelo

Peña y Peñuela (2011), mencionan que el campo de esfuerzos en sitio (llamado también estado de esfuerzos) de cualquier punto de la corteza terrestre está definido por cuatro elementos: los 3 esfuerzos ortogonales principales y la presión de poros. Todas las rocas que componen la corteza terrestre están sometidas a tres esfuerzos ortogonales principales: un esfuerzo vertical de sobrecarga (σ_v), originado por los estratos que se encuentran suprayacentes, un esfuerzo horizontal máximo (σ_{hmax}) y un esfuerzo horizontal mínimo (σ_{hmin}). Estas tres componentes más la presión de poros (pp) conforman el tensor de esfuerzos en cualquier punto de la corteza terrestre. Los tres esfuerzos ortogonales principales se pueden representar de la siguiente manera (Figura 3.8).

- $\sigma_z = \sigma_v$ = esfuerzo vertical de sobrecarga.
- $\sigma_x = \sigma_{hmax}$ = esfuerzo horizontal máximo.
- $\sigma_y = \sigma_{hmin}$ = esfuerzo horizontal mínimo.

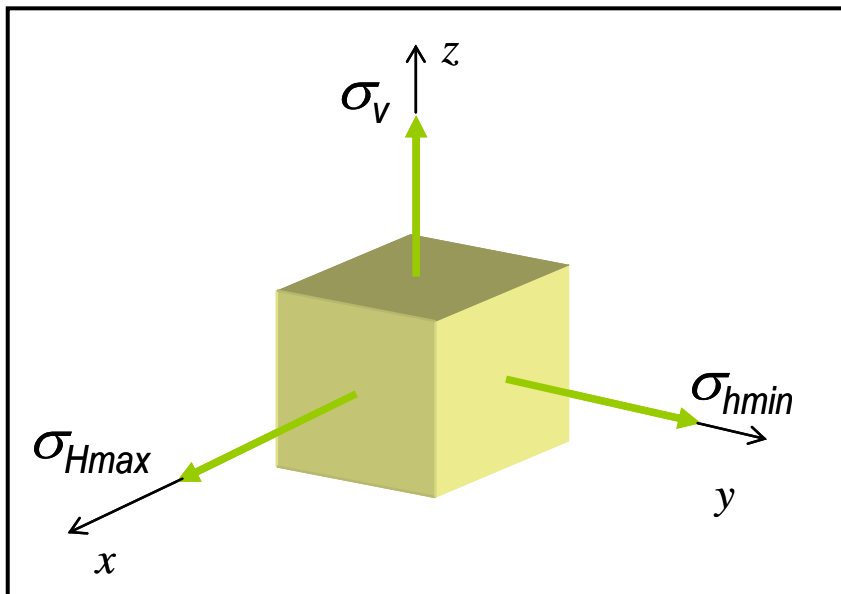


Figura 3.8: Componentes ortogonales del tensor de esfuerzos en la corteza terrestre (Tomado y modificado de Lobo y Vásquez, 2011).

Estos tres esfuerzos son denominados por algunos autores como “esfuerzos geoestáticos” porque actúan en el “entorno de la roca” (Vásquez, 2001). Las diferencias entre las magnitudes de estos esfuerzos van a determinar el tipo de campo de esfuerzos o régimen tectónico predominante.

Dependiendo de las magnitudes que estos esfuerzos presenten, la nomenclatura para el esfuerzo mayor, intermedio y menor es la siguiente (Vásquez, 2001):

- a) σ_1 = Esfuerzo Ortogonal Principal Mayor.
- b) σ_2 = Esfuerzo Ortogonal Principal Intermedio.
- c) σ_3 = Esfuerzo Ortogonal Principal Menor.

3.9.4 Relación entre los esfuerzos ortogonales y el régimen tectónico (Modelo de Anderson).

Cuando las rocas son sometidas a régimen tectónico se deforman, fallan o experimentan ambos fenómenos al mismo tiempo. La dirección de los esfuerzos principales determinan la orientación de la superficie de falla y la resistencia de la roca controla la magnitud del esfuerzo de corte necesario para romper la roca.

Dependiendo de las magnitudes relativas de cada esfuerzo ortogonal principal, el geólogo E. M. Anderson en el año 1951 definió tres estados de esfuerzo o regímenes de esfuerzos principales y sus fallas asociadas, tal y como se muestra en la figura 3.9. La teoría predice que se formarán fallas normales donde el esfuerzo vertical sea el esfuerzo máximo, fallas inversas donde el esfuerzo vertical sea el mínimo y fallas transcurrentes donde el esfuerzo vertical sea el intermedio.

Anderson determinó la configuración de los esfuerzos basándose en el criterio de fracturación de Mohr – Coulomb, estableciendo como norma general que un cuerpo rocoso al fallar, se forman dos familias conjugadas de fallas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso, donde en la bisectriz de cada diedro se sitúan los ejes de compresión máxima (σ_1) y mínima (σ_3) respectivamente, y la línea de intersección de las dos familias de planos de fallas se halla el eje del esfuerzo medio (σ_2) (Sainz y Gómez 1990).

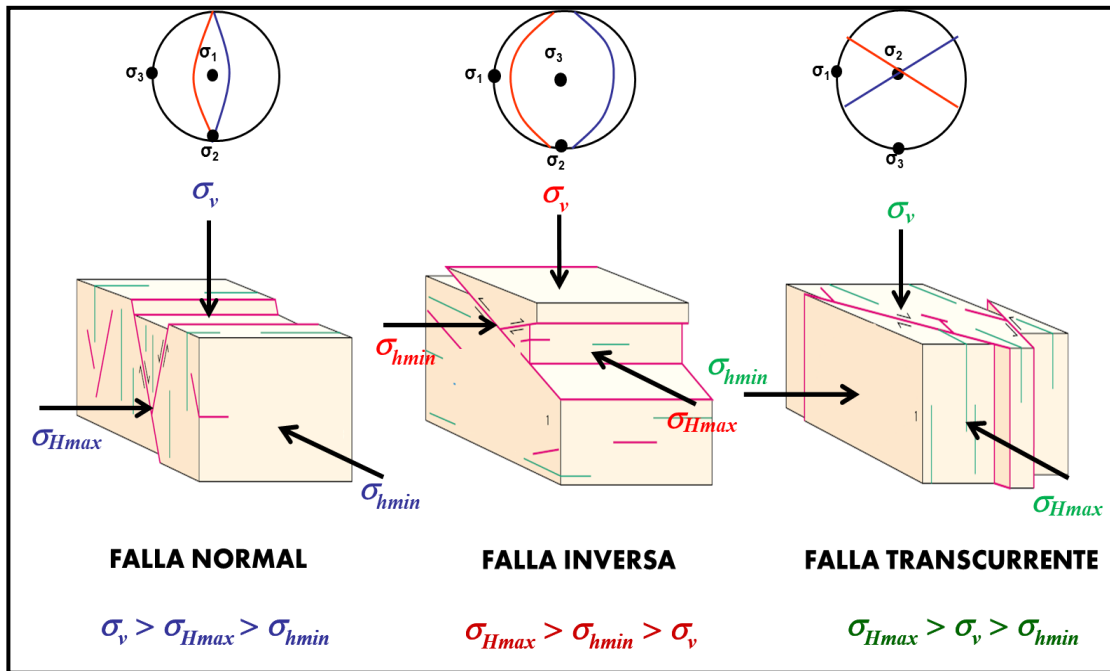


Figura 3.9: Clasificación de las fallas en relación con el estado de esfuerzos según el modelo de E. M. Anderson. (Tomado y modificado de Vázquez, 2001).

3.9.5. Características y estilos estructurales de los regímenes tectónicos principales.

Los alineamientos estructurales presentes en la Cuenca de Maracaibo han sido producto de diversos régimen tectónicos que han imperado en el área, cada régimen ha generado diversos estilos estructurales que obedecen a la dirección y magnitud de los esfuerzos que actuaron para la época. A continuación se muestra la configuración de los esfuerzos ortogonales para cada régimen tectónico y los estilos estructurales característicos.

3.9.5.1 Régimen tectónico extensivo

De acuerdo a Lobo y Vázquez (2011) este régimen se presenta en regiones donde el esfuerzo mayor es la sobrecarga vertical y el menor es el esfuerzo horizontal mínimo, es decir: $\sigma_v > \sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin}$. Es el régimen tectónico más común en la naturaleza. En este tipo de régimen existe predominio del fallamiento normal o gravitacional, muchas veces del tipo lístrico y planar (Figura 3.9).

Una falla tiene comportamiento normal cuando el bloque que se encuentra por encima de la superficie de falla (bloque del techo) desciende respecto al otro bloque que se encuentra por debajo de la superficie (bloque del piso) (Figura 3.9), dicho movimiento se realiza en dirección del buzamiento. Estas fallas suelen tener buzamientos moderados a altos con promedio de 60°. En este tipo de fallamiento existe omisión de secciones estratigráficas.

Burg (2011), menciona que las fallas normales están en general, presentes como un sistema de fallas asociadas. En muchos casos, las fallas son conjugadas, es decir, tienen rumbos similares, pero distinta dirección de buzamiento. Comúnmente en estos sistemas algunas de estas fallas tienen mayor desplazamiento y se les denomina fallas maestras, y el conjunto de fallas de menor desplazamiento asociadas a ellas que mantengan el mismo sentido de buzamiento se conocen como fallas sintéticas. El caso que las fallas posean buzamiento contrario se le denomina fallas antitéticas (Figura 3.10).

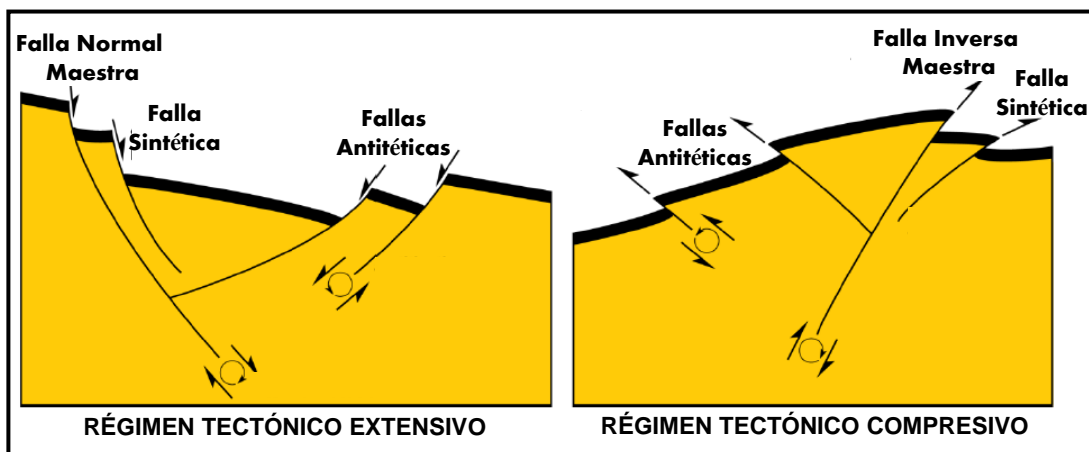


Figura 3.10: Ejemplo de sistemas de fallas formadas en régimen extensivos y compresivos. En cada escenario se forman fallas maestras y a su vez un conjunto de fallas de menor envergadura asociadas a ellas (Tomado y modificado de Burg 2011).

Un grupo de fallas normales paralelas pueden desarrollar una serie de bloques que son limitados por las mismas, un bloque deprimido entre dos fallas normales conjugadas buzando en sentido contrario se le conoce como *graben*, mientras que bloques elevados se les conoce como *horst* (Figura 3.11). Un *graben* que sea limitado por fallamiento normal en un solo lado del bloque deprimido se le conoce como *half-graben* (Burg 2011).

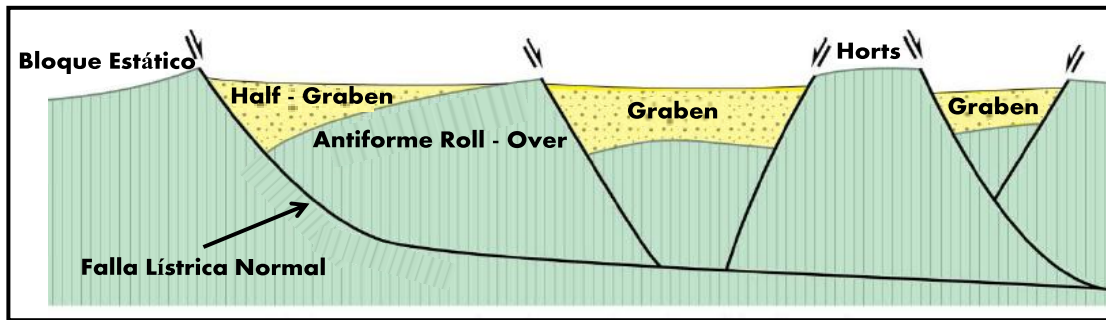


Figura 3.11: Estilos estructurales característicos de régimen extensivos. Ocurre la formación de estructuras *graben* y *horst* limitados por fallas paralelas, así mismo formación de fallas lítricas (Tomado y modificado de Burg 2011).

En un sistema de *graben* y *horts* la simetría de las fosas y la rotación de los bloque generalmente están asociadas al comportamiento de las fallas, la rotación ocurre debido a que las fallas se desarrollan a una tasa de crecimiento distinto.

Las fallas planas rotacionales se producen por encima de una superficie de desprendimiento o de transición frágil – dúctil donde existe un despegue basal. Los bloques rotan alrededor de un eje aproximadamente paralelo al rumbo de las fallas sin producirse deformación interna. Si el desplazamiento e inclinación de cada falla es distinto se genera problema de espacio en los niveles de despegues.

Las fallas lítricas poseen alto buzamiento en la zona superficial y a medida que se profundiza disminuye su buzamiento. Se produce rotación de los estratos, pero ocasionan menos problemas de espacio en el nivel de despegue. Las fallas lítricas están caracterizadas por tener asociado una geometría que presenta un anticlinal de *roll – over* (Figura 3.11) (Burg 2011).

3.9.5.2 Régimen tectónico compresivo

Se presenta en regiones donde el esfuerzo mayor es el esfuerzo horizontal y el menor la sobrecarga vertical, es decir: $\sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin} > \sigma_v$. En este tipo de régimen existe predominio del fallamiento inverso (Figura 3.9) (Lobo y Vásquez, 2011).

Una falla tiene comportamiento inverso cuando el bloque del techo asciende respecto al bloque del piso (Figura 3.9), al igual que las fallas normales dicho movimiento se realiza en dirección del buzamiento. Estas fallas suelen tener buzamientos menores de 45° y existe repetición y duplicación de secciones estratigráficas.

Dos estilos de deformación son característicos de régimen compresivos, tectónica de cobertura o escama delgada (*thin - skinned tectonics*), en donde la deformación compresiva no afecta el basamento, y el mismo es cubierto por un conjunto de fallas y pliegues subparalelos, así mismo se desarrolla una superficie de despegue en zonas de debilidad dentro de la secuencia sedimentaria, como lutitas o evaporitas, y tectónica de cobertura o escama gruesa (*thick - skinned tectonics*) la deformación involucra el basamento (Figura 3.12).

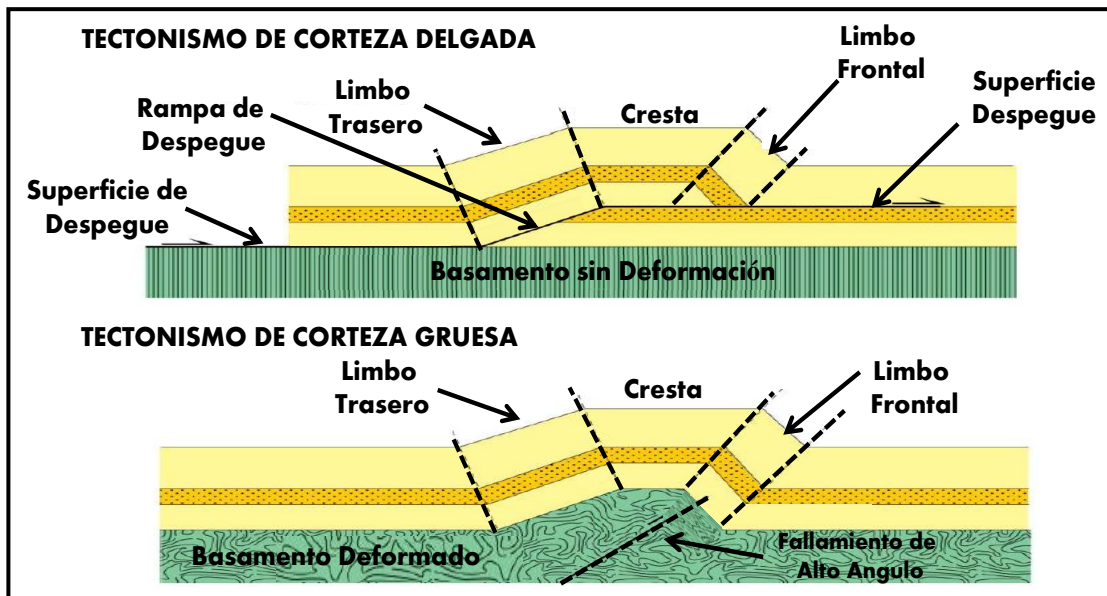


Figura 3.12: Estilos de deformación característicos de régimen compresivos (Tomado y modificado de Burg 2011).

En la tectónica de cobertura delgada existen diversos estilos estructurales que son diferenciados por la geometría que presentan, entre ellos resaltan (*Fault - Bend Fold*), (*Fault Propagation Fold*), y pliegues asociados a despegues (*Detachment Fold*). El primero de ellos mantiene una geometría despegue - rampa - despegue (Figura 3.13), existe transferencia de desplazamiento al frente de la estructura, el ángulo promedio que presenta la rampa es de 15 - 30°. El *Fault Propagation Fault* su geometría es despegue - rampa, es decir no existe transferencia de desplazamiento al frente de la estructura (Figura 3.13). La geometría del pliegue asociado depende de la inclinación de la rampa de despegue.

Los dúplex se desarrollan cuando la propagación de un corrimiento es impedida por una perturbación o punto de fricción, el empuje forma una rampa secundaria que le permita encontrar un horizonte de mayor deslizamiento, formando imbricaciones entre los estratos (Figura 3.13). Cada imbricación dentro de un dúplex es conocida como *horse* (Burg, 2011).

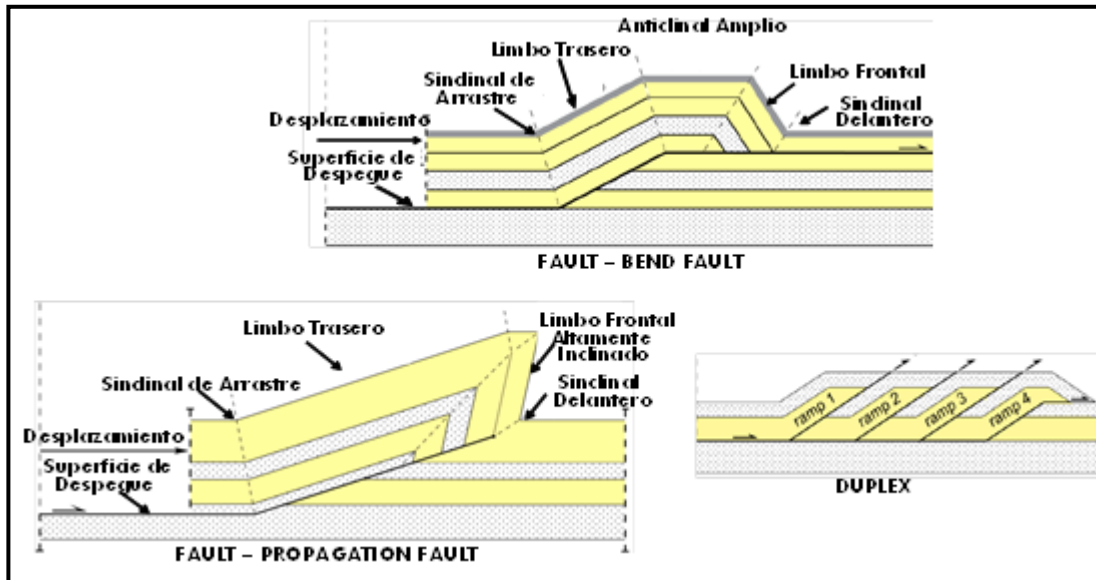


Figura 3.13: Estructuras de diferentes geometrías características de tectonismo de corteza delgada (Tomado y modificado de Burg 2011).

En la tectónica de cobertura delgada ocurre la formación de retrocorrimientos, los mismos mantienen un desplazamiento opuesto a la dirección de empuje principal. El bloque levantado entre el corrimiento y el retrocorrimiento forman una zona triangular (Figura 3.14).

3.9.5.3 Régimen tectónico transcurrente

De acuerdo a Lobo y Vázquez (2011) este régimen se presenta en regiones donde el esfuerzo mayor es el esfuerzo horizontal máximo y el menor es el esfuerzo horizontal mínimo, es decir: $\sigma_{Hmax} > \sigma_v > \sigma_{hmin}$. Es el segundo régimen tectónico más común en la naturaleza, en el mismo existe predominio del fallamiento transcurrente con fallas secundarias normales e inversas (Figura 3.9).

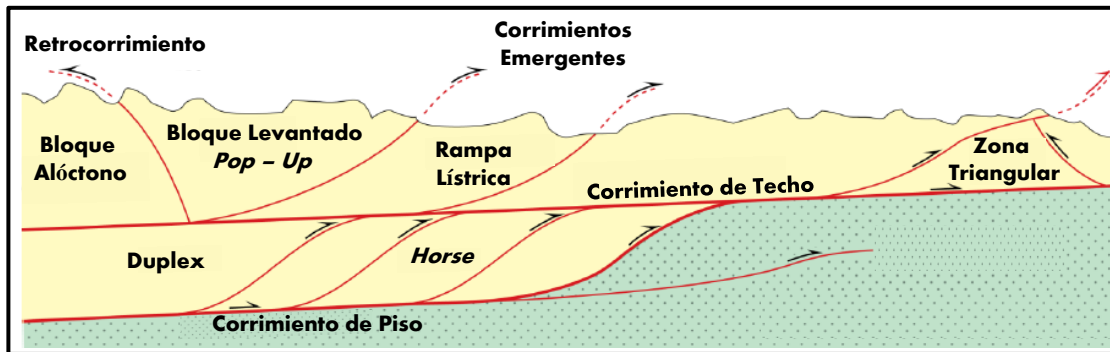


Figura 3.14: Diversas geometrías estructurales presentes en un régimen compresivo, asociado a un frente de deformación de un orógeno en levantamiento (Tomado y modificado de Burg, 2011).

Los régimen transcurrentes se caracterizan por poseer deformación rotacional formando arreglos de pliegues en echelón y fallas de segundo orden.

En este régimen se generan zonas extensivas y compresivas a lo largo de la falla principal, dichas zonas están asociadas al cambio del rumbo que la falla maestra presenta y la dirección del movimiento que posee (Figura 3.15). En la zonas extensivas se forman estructuras tipo graben formando cuencas *Pull Apart*, mientras que en las zonas compresivas se generan estructuras levantadas (Flor Positiva).

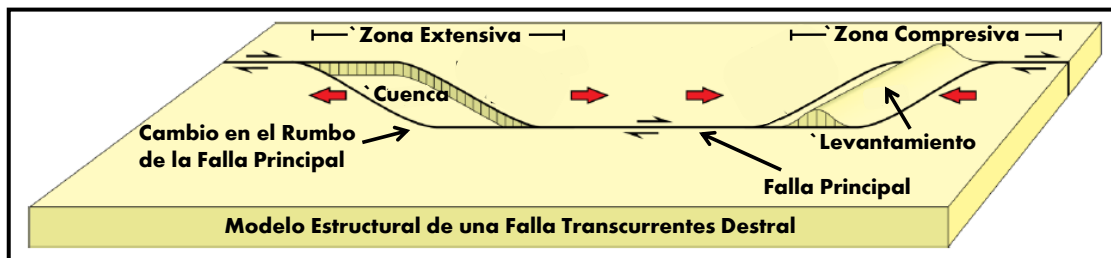


Figura 3.15: Modelo estructural de una falla transcurrente con movimiento dextral. Se puede apreciar zonas extensivas y compresivas a lo largo de la falla principal originadas por cambios en el rumbo de la misma (Tomado y modificado de Burg, 2011).

3.9.5.4 Régimen tectónico mixto.

a) **Régimen Transpresivo:** Se presenta en regiones que están sometidas simultáneamente a dos tipos de esfuerzos o componentes: transcurrancia y compresión. (Figura 3.16). En este tipo de régimen el esfuerzo vertical de sobrecarga es idéntico al esfuerzo horizontal máximo ($\sigma_v = \sigma_{Hmax}$). Es común observar estructuras levantadas (positivas) tipo *Restraining Bend* (Engelder, 1998).

b) **Régimen Transtensivo:** Se presenta en regiones que están sometidas simultáneamente a dos tipos de esfuerzos o componentes: transcurrencia y extensión (Figura 3.17). En este tipo de régimen el esfuerzo vertical de sobrecarga es idéntico al esfuerzo horizontal mínimo ($\sigma_v = \sigma_{hmin}$). Es común observar estructuras deprimidas (negativas) tipo *Pull-Apart* (Engelder, 1998).

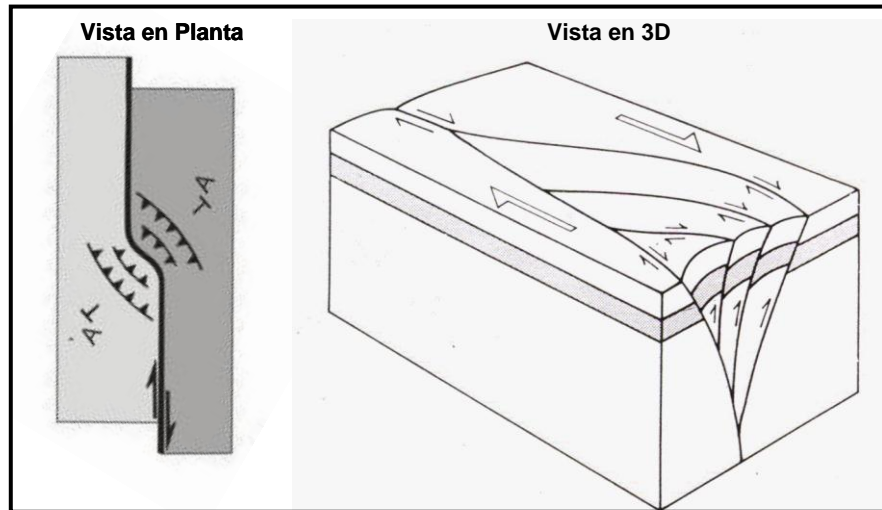


Figura 3.16: Estructuras típicas en un régimen transpresivo (Tomado y modificado de Lobo y Vázquez, 2011).

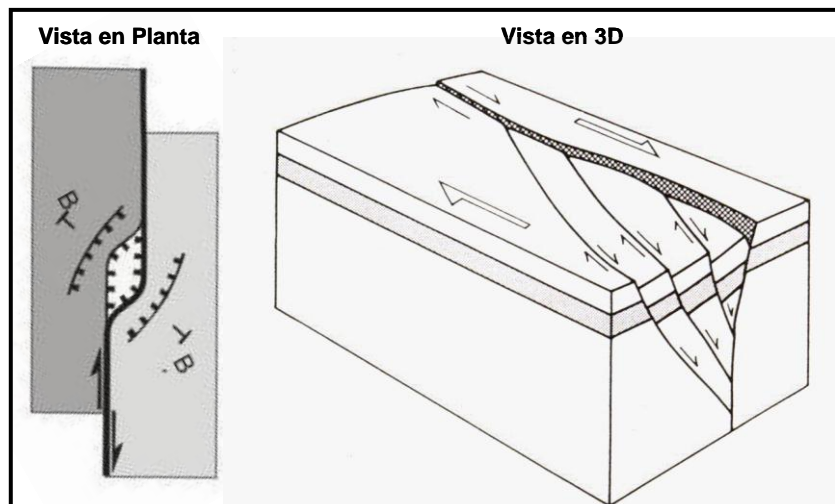
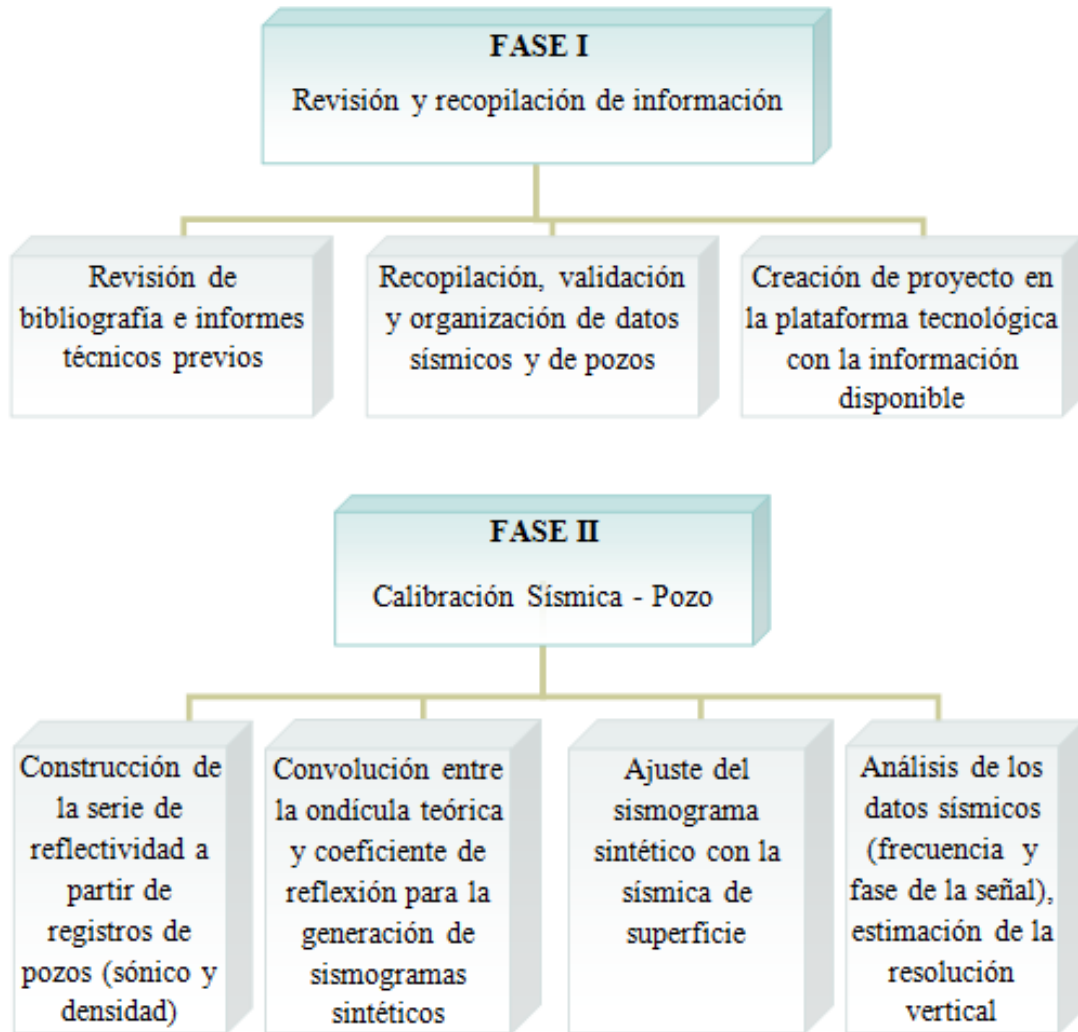


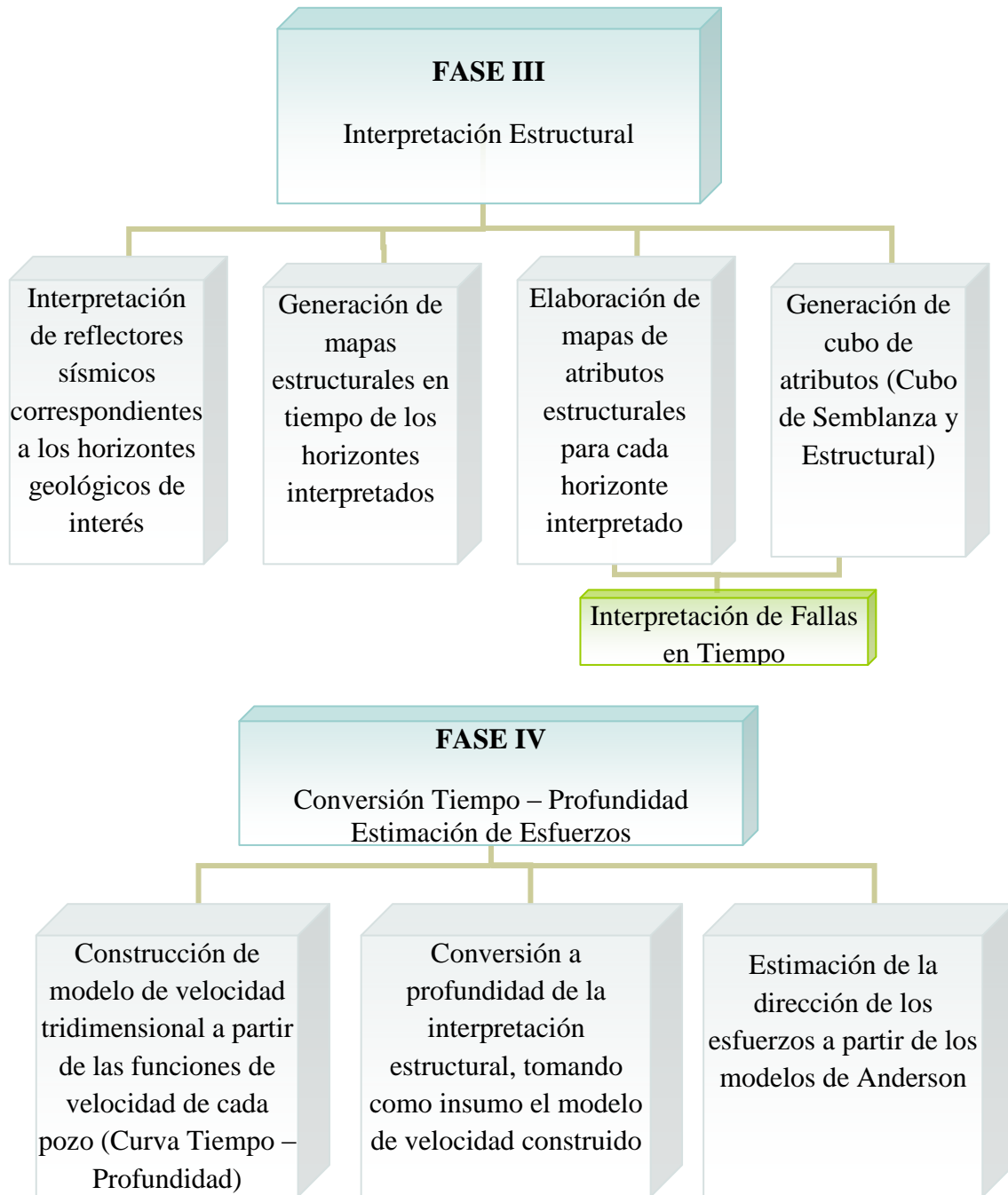
Figura 3.17: Estructuras típicas en un régimen transtensivo (Tomado y modificado de Lobo y Vázquez, 2011).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

La elaboración de un modelo sísmico - estructural semiregional que involucre las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán es el principal objetivo de esta investigación, para llevar a cabo esta labor de manera óptima y eficiente se estableció el siguiente flujo de trabajo:





Es importante mencionar que la metodología antes descrita se rige de acuerdo a los lineamientos establecidos por la Gerencia de Estudios Integrados en la elaboración de modelos estructurales, la cual está ajustada a las técnicas convencionales utilizadas

por intérpretes a nivel mundial. En este sentido para el presente trabajo de grado, se ha tomado como caso de estudio las áreas de Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán, que además de representar áreas con alto potencial petrolero, su marco geológico estructural es de alta complejidad, producto de las variaciones del régimen tectónico que han imperado en el área. Por tal motivo resulta adecuada la implementación de este flujo de trabajo, cuyo resultado brindará de forma regional la disposición y continuidad de los cuerpos geológicos presentes en el subsuelo.

A continuación se presenta el desarrollo de cada una de las fases del flujo de trabajo antes mencionado.

4.1 REVISIÓN Y RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

En la elaboración de un modelo estructural es de vital importancia realizar la revisión y recopilación exhaustiva de la bibliografía disponible referente a la zona de estudio, su importancia radica en el apoyo teórico – técnico que éste proporciona durante la construcción del modelo.

Para lograr dicho fin, se esquematizó la búsqueda ubicando en primer lugar documentos que brindaran información geológica del área, donde se incluye, evolución tectónica, marco estructural, estratigrafía, sedimentología, etc. Del mismo modo se recopiló información de modelos estructurales realizados previamente en las distintas áreas involucradas en el proyecto.

En paralelo se realizó la búsqueda de información referente a los datos disponibles en el área, a partir de la revisión de informes técnicos correspondientes a la fase I de cada proyecto involucrado en el estudio (Framolac, Barúa, Motatán Domo Sur, Motatán Domo Norte y Alto de Ceuta).

En correspondencia con los procesos homologados de la Gerencia de Estudios Integrados Occidente, la fase I en la construcción de un modelo estático – dinámico corresponde a la recopilación e inventario de toda la información disponible durante los años de vida productiva de un yacimiento, con la finalidad de evaluar y hacer un diagnóstico de la calidad y cantidad de los datos, los cuales serán utilizados como insumo en las siguientes Fases II/III/IV.

4.2 BASE DE DATOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS

4.2.1 Datos Sísmicos

Los datos sísmicos representan el pilar fundamental en la elaboración de modelos estructurales, a partir de ellos es posible identificar la disposición y geometría de los cuerpos geológicos presentes en el subsuelo permitiendo conocer la configuración estructural de los yacimientos.

En la ejecución de este proyecto se utilizaron dos cubos sísmicos que cubren en su totalidad el área en estudio. El volumen sísmico de mayor dimensión corresponde al reprocesamiento *merge* Ceuta – Tomoporo realizado por INTEVEP en el año 2007; el mismo involucra 7 levantamientos sísmicos conformando un área total de 2350 km². El segundo cubo utilizado lleva por nombre La Ceiba3d, el mismo fue procesado por la compañía de servicio EXGEO en el año 1997, tiene área aproximada de 429 km².

4.2.1.1 Parámetros de adquisición de los cubos sísmicos disponibles

Cubo sísmico *merge* Ceuta – Tomoporo.

El volumen sísmico *merge* Ceuta – Tomoporo está conformado por 7 levantamientos sísmicos, que abarcan un total de 2350 km² y se encuentran ubicados en la costa oriental del lago de Maracaibo entre las poblaciones de Ceuta, Tomoporo, Barúa, Motatán y La Ceiba. Aproximadamente el 40% de los levantamientos terrestres se encuentran dentro de los límites del Estado Trujillo y el resto dentro de los límites del Estado Zulia.

Los levantamientos sísmicos involucrados en el proyecto *merge* Ceuta – Tomoporo se muestran en la tabla 4.1.

Tabla 4.1: Levantamientos sísmicos involucrados en el proyecto de reprocesamiento *merge* Ceuta – Tomoporo.

LAGO	TIERRA
Ceuta 87 (CE- 87C-3D)	Tomoporo 92 (TOM-92C-3D)
Bloque XIII 93 (BXIII-92C-3D)	Tomoporo Sur 97 (TOS-97C-3D)
Bloque VII 93 (LGO1-92C-3D)	Barúa Motatán 93 (BM-93C-3d)
Ceuta Sur 96 (CES-96C-3D)	

Debido a las diferencias en el marco estructural de cada área, existe variación en la geometría de adquisición para cada levantamiento, a continuación se muestra una tabla resumen con la descripción principal de los parámetros de adquisición utilizados en cada uno de ellos.

Tabla 4.2: Parámetros de adquisición de los levantamientos sísmicos

Levantamiento	Área (km ²)	Distancia entre fuentes (m)	Distancia entre receptores (m)	Distancia entre líneas fuentes (m)	Distancia entre líneas receptoras (m)	Cobertura	Acimut líneas receptoras
Ceuta 87	410	25	50	500	500	18	163°
Bloque XIII 93	631,5	60	60	480	600	32	90°
Bloque VII 93	162,5	60	60	480	600	32	90°
Ceuta Sur 96	387	50	50	500	500	40	90°
Tomoporo 92	272	60	60	480	420	30	71°30′
Tomoporo Sur 97	190	60	60	720	540	30	71°30′
Barúa - Motatán 93	608	60	60	540	300	42	71°31′48″

Como se puede observar a partir de los datos de la tabla 4.2, cada levantamiento sísmico presenta características particulares en cuanto a distancia entre líneas fuentes - receptoras y en especial en la orientación de las líneas receptoras. Es importante tener en cuenta que los levantamientos en tierra tienen prácticamente la misma orientación (71°30′), mientras que, en los levantamientos adquiridos en lago la orientación predominante de las líneas receptoras es este - oeste, a excepción del levantamiento Ceuta 87. Por otra parte se puede observar que la distancia entre fuentes y receptores es igual en la mayoría de los levantamientos (60m x 60m).

Respecto a las características, configuración y tipo de fuente utilizada en cada levantamiento sísmico, se elaboró un cuadro resumen que muestra los aspectos antes mencionados de cada levantamiento (Tabla 4.3).

Así mismo se elaboró un cuadro resumen con las características principales de los receptores y sistemas de grabación utilizados en cada uno de los levantamientos sísmicos involucrados (Tabla 4.4).

Tabla 4.3: Parámetros de fuentes

Levantamiento	Tipo de Fuente	Profundidad	Volumen del arreglo	Presión de Trabajo
Ceuta 87	Airguns	6 m	3000 cu.in	2000 psi
Bloque XIII 93	Explosivo	2 m	6 pozos con 300 gr	
Bloque VII 93	Airguns	6 m	3000 y 520 cu.in	1800 psi
Ceuta Sur 96	Airguns	4 m	3000, 1500, 1360 y 960 cu.in	ND
Tomoporo 92	Airguns	ND	520 cu.in	1800 psi
	Explosivos	2 m	6 pozos con 300 gr	
Tomoporo Sur 97	Explosivos	3 m	6 pozos con 500 gr	
			3 pozos con 1000 gr	
Barúa Motatán 93	Explosivos	3 m	6 pozos con 400 gr	

Tabla 4.4: Parámetros de receptores y equipo de grabación

Levantamiento	Tipo de Receptor	Equipo de Grabación	Filtro Corte Bajo	Filtro Corte Alto	Ganancia Fija
Ceuta 87	Hidrófonos	DIGISEIS RT-200	3,5 Hz @ 18 dB/oct	90 Hz / 72 dB/oct	36 dB
Bloque XIII 93	Geófonos	TELSEIS RTDT 12 bits	Fuera	133 Hz @ 120 dB/oct	36 dB
Bloque VII 93	Hidrófonos				
Ceuta Sur 96	Hidrófonos	Sercel 388	Fuera	200 Hz	24 dB
Tomoporo 92	Geófonos	Sercel 368E	Fuera	178 Hz 63 dB/oct	42 dB
	Hidrófonos				
Tomoporo Sur 97	Geófonos	I/O System 2. MRX, 24 bits	Fuera	187,5 Hz	48 dB
Barúa - Motatán 93	Geófonos	VISION 24 bits	Fuera	206 Hz @ 120 dB/oct	48 dB

Debido a que el *merge* Ceuta – Tomoporo involucra levantamientos en lago y tierra, se tiene el uso de dos tipos de receptores, hidrófonos y geófonos, lo que produce variaciones considerables en la fase de la señal registrada, ya que los primeros son

acelerómetros y detectan las variaciones de presión alrededor del receptor, mientras que los geófonos son velocímetros que detectan los desplazamientos del subsuelo.

Así mismo la presencia de distintos valores en los filtros de corte alto y corte bajo indican cambios en los anchos de banda para cada levantamiento, de igual forma las variaciones en los valores de ganancia fija y equipos de grabación de distintas resoluciones (12 bits o 24 bits), originan diferencias de amplitud de un levantamiento a otro, así como también las variaciones en el tipo de fuente y su configuración afectan la calidad de la energía sísmica registrada, lo cual se verá reflejado en los niveles de amplitud de cada levantamiento.

Todas estas diferencias en los parámetros de adquisición de cada levantamiento, trae como consecuencia que no se tenga una señal sísmica homogénea, lo que resultó una tarea de gran envergadura a los encargados del reprocesamiento obtener una señal resultante equilibrada en cuanto fase, amplitud y contenido de frecuencia.

Cubo sísmico La Ceiba3D

Motivado a la ausencia del informe técnico correspondiente al volumen sísmico La Ceiba3d, no se contó información detallada acerca de los parámetros de adquisición y procesamiento utilizados, sin embargo se obtuvo información básica de estas facetas a partir de un informe técnico donde utilizaron el mismo cubo.

La adquisición del levantamiento La Ceiba 3D se realizó entre los meses de Diciembre de 1996 y Mayo de 1997, ejecutado por la empresa EXGEO C.A. Tiene un área aproximada de 429 km², 118 km² zona de transición y 311 km² (Figura 4.1).

Información general del levantamiento

- Área: La Ceiba
- Estado: Trujillo

Parámetros de adquisición

- Distancia entre fuentes: 60 m
- Distancia entre receptores: 50m
- Distancia entre líneas fuentes: 600m

- Distancia entre líneas receptoras: 600 m
- Cobertura: 30 en tierra y 36 en lago
- Acimut líneas receptoras: 71°31'48''

Parámetros de fuente

- Tipo de fuente: Explosivos en tierra y *Airgun 2* y *Airgun 4* en zona de Transición
- Volumen de arreglo: 3 kg en tierra, 880 cu.in (*Airgun 2*) y 1360 cu.in (*Airgun 4*) en zona de transición

Parámetros de receptores y grabación

- Tipos de receptores: Geófonos, hidrófonos simples e hidrófonos marinos

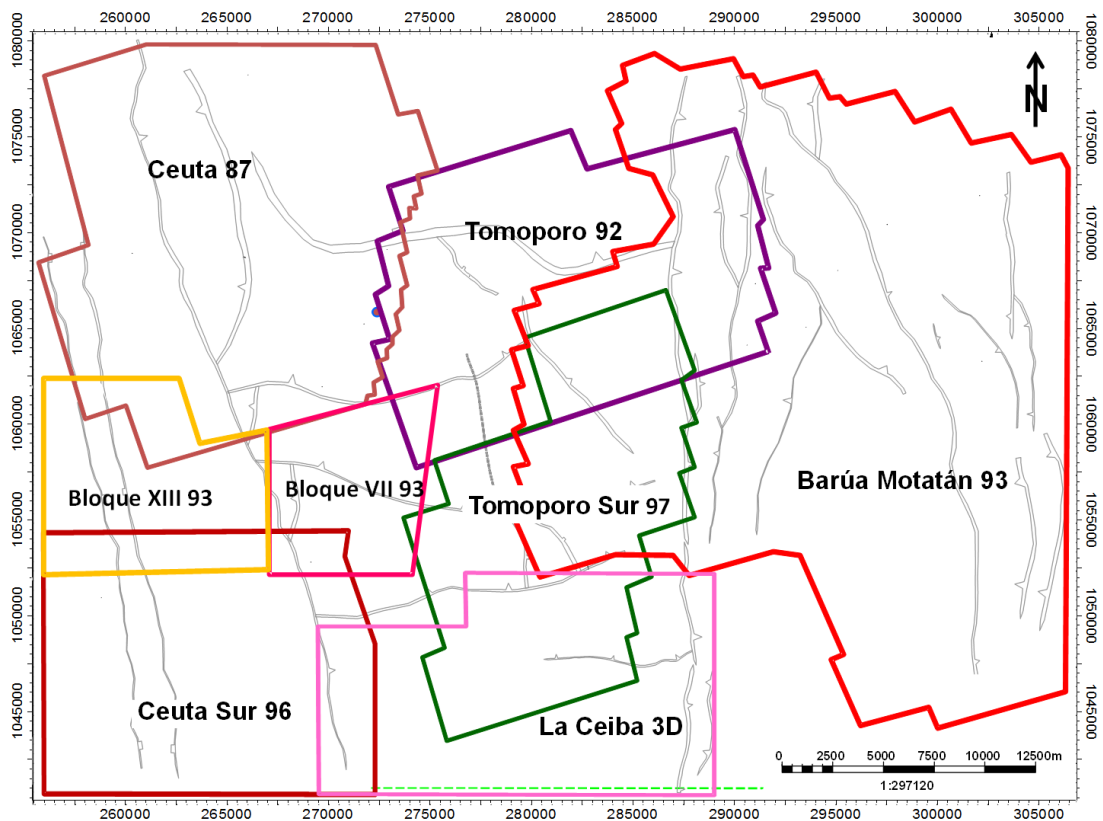


Figura 4.1: Levantamientos sísmicos involucrados en el estudio. El proyecto *merge* incluye todos los levantamiento mostrados en la figura exceptuando el levantamiento La Ceiba 3D que pertenece a otro volumen sísmico.

4.2.1.2 Parámetros de procesamiento de los cubos sísmicos

Cubo sísmico “Merge” Ceuta – Tomoporo.

El *merge* Ceuta – Tomoporo es uno de los proyectos de procesamiento de datos sísmicos de mayores dimensiones realizado en la industria petrolera nacional, no sólo debido al volumen de datos sino también, por las características y condiciones de adquisición particulares de cada levantamiento, la secuencia de procesamiento utilizada durante la ejecución del proyecto se muestra en la figura 4.2.



Figura 4.2: Secuencia utilizada en el procesamiento de los datos sísmicos perteneciente al proyecto *merge* Ceuta – Tomoporo.

El procesamiento en conjunto de estos 7 levantamientos permitió contar con imágenes sísmicas de tierra y lago, uniformizadas en cuanto a fase, amplitud y contenido de frecuencias, para así evitar los problemas que suelen presentarse al intentar compilar información sísmica de levantamientos procesados de manera independiente. Tomando en cuenta que el levantamiento de mayor extensión involucrado es el de Barúa - Motatán (Figura 4.1), y en vista que los estudios previos muestran mayor complejidad estructural en los datos terrestres que en los lacustres, los responsables del proyecto decidieron construir un mallado que respetara de manera fiel las condiciones de adquisición (espaciamiento y acimut) de los levantamientos terrestres (PDVSA INTEVEP 2008).

Una vez finalizada la carga de la geometría de los datos, calcularon el mapa de cobertura para todo el *merge*, permitiendo observar como es la distribución de la misma, la cual debe ser lo más homogénea posible (Figura 4.3).

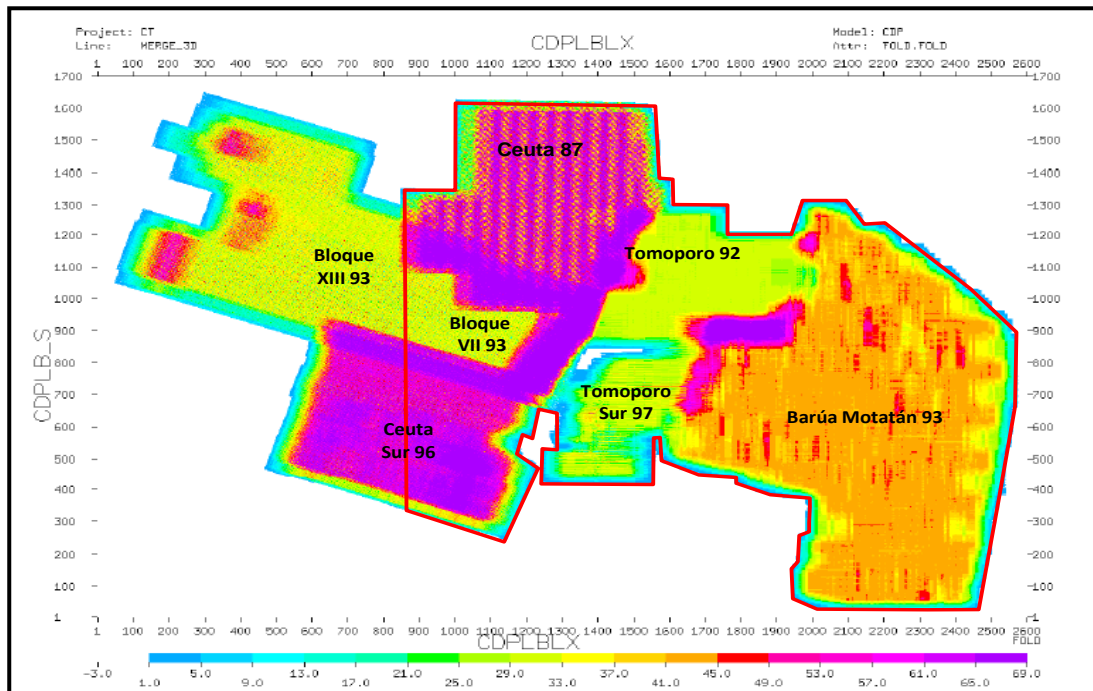


Figura 4.3: Mapa de cobertura del proyecto *merge*. Se puede observar que la zona correspondiente a los levantamientos en tierra posee una cobertura relativamente homogénea, la situación es diferente para los levantamientos en lago, debido a la variación entre la geometría de adquisición y procesamiento. Al norte, en el área correspondiente al levantamiento Ceuta 87, se observa bandas de coberturas originadas por la rotación de un 1° del mallado de procesamiento respecto al de adquisición (PDVSA INTEVEP 2008).

Claramente se puede apreciar que el mallado utilizado permite obtener una distribución de cobertura relativamente uniforme en el área correspondiente a tierra. Sin embargo, en los levantamientos de lago la situación es diferente ya que se observa cierto nivel de “ruido” en la distribución de valores de cobertura. Esta situación es producto de la diferencia de orientación del mallado de procesamiento y la orientación de adquisición. Del mismo modo se observa que en el levantamiento ubicado más al norte (Ceuta 87) se generan ciertas bandas de coberturas. En este caso la situación es producto de una ligera diferencia de aproximadamente 1° entre la orientación del mallado de procesamiento y el de adquisición.

Una fase importante en la secuencia de procesamiento de un proyecto que involucra varios levantamientos sísmicos es la calibración en cuanto a la fase y amplitud de la señal, puesto que debe ser lo más uniforme posible. Para lograr ecualizar la señal realizaron varias pruebas en cada levantamiento; respecto a la amplitud multiplicaron por un escalar la señal para llevar los niveles de amplitud a un mismo nivel, en cuanto a la fase por cada levantamiento tomaron las trazas de un CMP y se fueron rotando hasta lograr uniformidad entre ellas (PDVSA INTEVEP 2008).

Es importante mencionar que luego de obtener el cubo apilado le aplicaron distintos Post – Procesos a fin de mejorar la calidad de los datos sísmicos facilitando la interpretación estructural. Los procesos aplicados fueron, Balance Espectral y, deconvolución FXY, dichos procesos permitieron mejorar la continuidad lateral de los reflectores y aumentar en el contenido de frecuencia.

Es importante señalar que la interpretación estructural se realizó en el cubo sísmico con post – procesos, ya que permitió mejor seguimiento de los reflectores, facilitando dicha tarea en áreas donde la calidad de los datos se ve disminuida. En la figura 4.4 se puede apreciar como mejora la calidad del dato sísmico en el cubo con post – procesos.

Cabe destacar que a partir de la información recopilada del procesamiento de los datos sísmicos, se pudo conocer la zona en donde la señal posee mejor calidad. La misma corresponde al área de Barúa – Motatán, debido a que en cada fase del procesamiento se respetaron de manera fiel las características de este levantamiento y

los restantes fueron ajustados al mismo. Por tal motivo y con suficiente criterio se decidió comenzar la interpretación de los horizontes con los pozos calibrados en dicha zona.

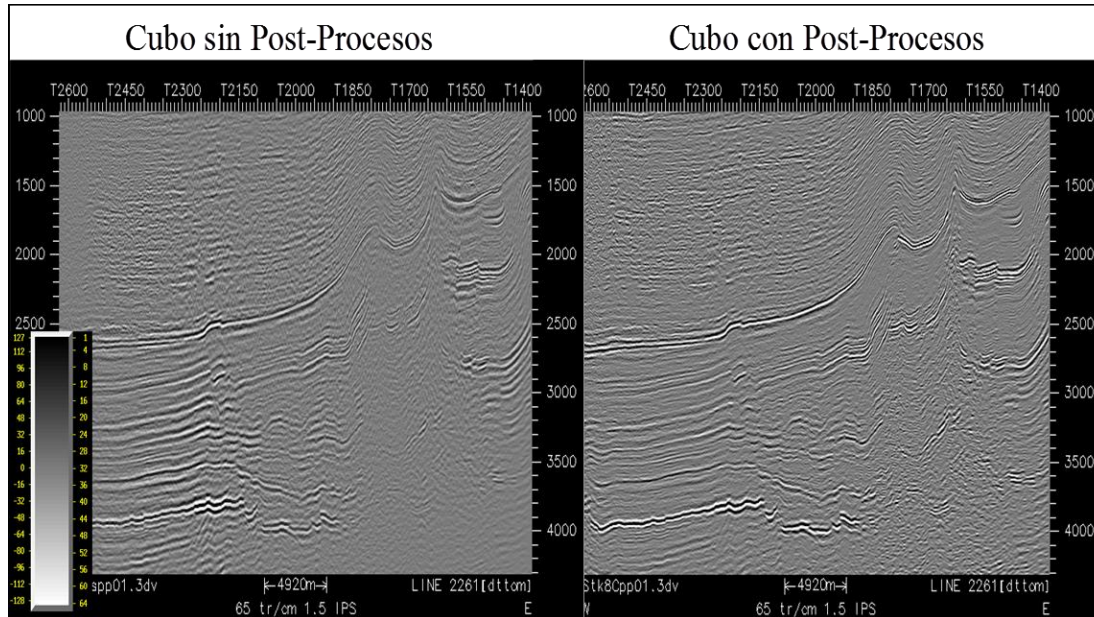


Figura 4.4: Secciones sísmicas trazadas en los cubos sísmicos obtenidos como resultado del reprocesamiento *merge* Ceuta - Tomoporo. Se puede apreciar en la imagen de la derecha correspondiente al cubo con post - procesos, que existe mejor continuidad de los reflectores lo que facilita la interpretación de los mismos.

Cubo sísmico La Ceiba3d

El procesamiento de los datos proveniente del levantamiento sísmico La Ceiba 3D representó una ardua labor a los encargados de dicho proyecto, debido a las mismas dificultades que se presentaron en el *merge* relacionadas a la zona de transición entre tierra y lago.

La secuencia utilizada en el procesamiento de los datos se muestra a continuación.

- Reformatear al formato interno CGG.
- Remuestreo de 2 a 4 ms con frecuencia de 105 HZ y filtro antialias de 144db/Oct.
- Identificación de geometría. Receptor, bin y coordenadas.
- Control de calidad comparando la geometría SPS Vs. los datos de geometría.
- Reposicionamiento SDITR y control de calidad.
- Refracción estática SDITR y control de calidad.

- Filtro de desfase suministrado por la Mobil con una rotación de 90° para los hidrófonos incluidos.
- Escalamiento simple aplicado a los hidrófonos para que coincidan con la amplitud de datos de explosivos.
- Recuperación de amplitud $(T/250)^{1.5}$.
- Escalamiento simple aplicado a los cañones de aire para que coincida con la amplitud de los datos de geófonos.
- Eliminación de picos de amplitud.
- Ecuación simple de trazas.
- Desconvolución con superficie consistente. Operador 300ms longitud para una ventana de 500-2500ms y 2000-5000ms.
- Revertida la ecuación de traza simple.
- Detección y edición automática de ruido.
- Ordenamiento de datos 3D
- Blanqueamiento espectral 8-80hz.
- Calibración de Refracción estática con tiempo de rayo a superficie.
- Análisis de Velocidad (cada 60 líneas y 80cdp)
- Estática residual.
- Análisis de Velocidad Dip move out (cada 20 líneas y 40 cdp)
- Aplicación de ganancia consistente con superficie. Detección y edición automática de ruido.
- Ecuación de traza simple.
- DMO Kirchhoff y apilamiento
- Balanceo espectral. Longitud 300ms. 0ms 8-60 Hz y 4000ms 8-55 Hz.
- Atenuación de Ruido, bloques de 32x32 trazas y 500ms. Operador de predicción 2 trazas sin addback (0%).
- Migración usando la ecuación de onda de dominio (F,X,Y). Con una calibración de 106% de la velocidad promedio del pozo CEIBA-1X.
- Filtro de 10-60Hz.

- Ecuación de trazas. Longitud de operador de 300ms para 0- 1500ms, y 1000ms para 1500-6840ms (de las muestras 10% con los valores más altos no son tomadas en cuenta para el cálculo del coeficiente de compensación).
- Mantener la polaridad de la adquisición en campo.

Los volúmenes sísmicos antes mencionados se encuentran disponibles en los servidores especializados de PDVSA, División Sur Lago Trujillo y Lago Sur. Con la ayuda de la Gerencia del Dato fueron cargados en la plataforma de *OpenWorks*, bajo el proyecto geológico TOM_MOPORO_CEUTA y los proyectos sísmicos dttom y ceiba3d respectivamente, con los archivos sísmicos: Stk8Cpp para el cubo *merge* apilado con post-procesos, y ceiba_mig_shift2 para el cubo correspondiente al levantamiento La Ceiba 3D.

Ambos cubos están cargados a 8 *bites*, recomendable para la interpretación de horizontes y fallas, ya que la rapidez en el manejo de la información es mayor y el espacio de almacenamiento requerido es menor.

4.2.1.3 Calidad de los datos sísmicos

Ya identificados los cubos sísmicos que se utilizaran durante la elaboración del modelo estructural, y realizado el análisis de los informes técnicos correspondientes a la fase de procesamiento de cada uno de ellos, se efectuó la revisión a detalle de ambos cubos a fin de conocer la calidad de los mismos. Para dar lugar a esta fase se desplegaron secciones sísmicas cada 50 trazas en dirección *inline* y *crossline*. Del mismo modo se desplegaron una serie de *time slices* con el objetivo de observar las características de la señal en secciones horizontales y conocer la disponibilidad del dato sísmico en el área.

La calidad del dato para el volumen sísmico Stk8Cpp en el área de estudio, se puede catalogar de manera general como regular a buena. De forma más específica se puede decir que hacia la zona este presenta buena calidad a nivel del Eoceno, ventana donde se encuentra las arenas de interés, mientras que, a niveles más profundos (Paleoceno y Cretácico), se ve disminuida la señal considerablemente haciendo difícil la

interpretación estructural (Figura 4.5). La disminución en la calidad de la señal sísmica en estos intervalos puede estar asociada a los siguientes factores:

- Atenuación de las altas frecuencias a medida que se propaga la onda, traduciéndose en pérdida de resolución en intervalos profundos.
- Dispersión de la energía emitida al medio producto de la complejidad estructural existente en el área, causando pérdida en los valores de amplitud de las trazas.

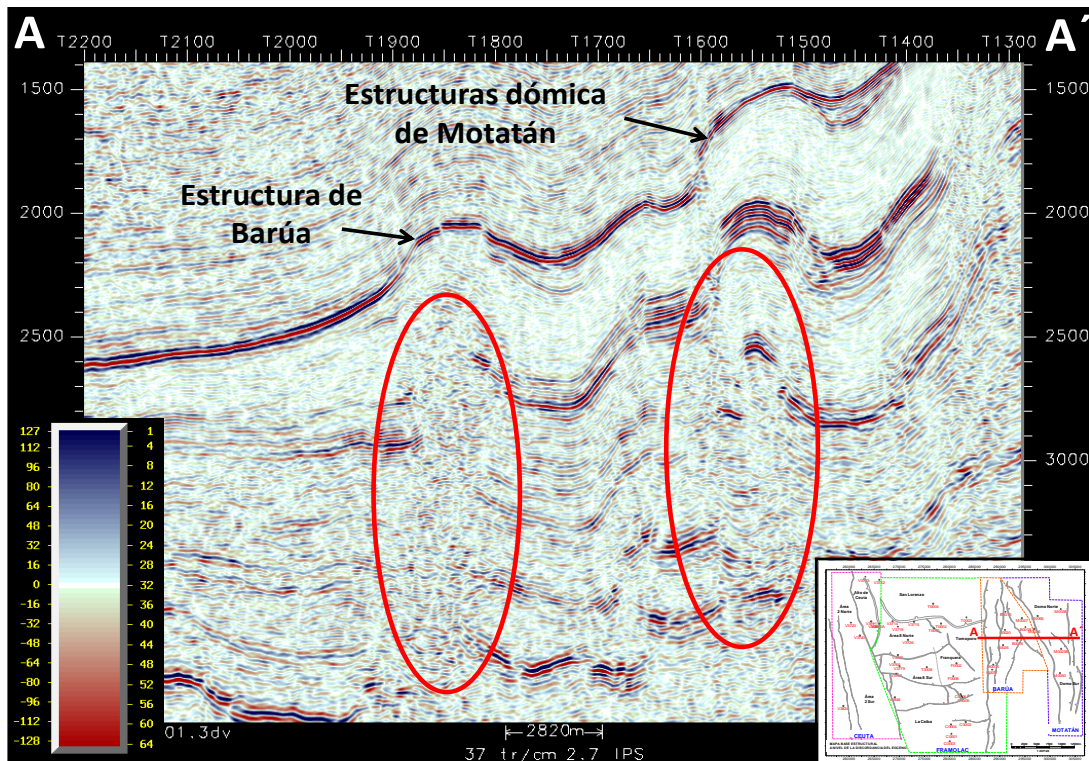


Figura 4.5: Sección sísmica correspondiente a la línea 2173 del cubo sísmico Stk8Cpp. Se puede apreciar que en los niveles inferiores la calidad de la señal sísmica disminuye. Del mismo modo se observa zonas ruidosas por debajo de las estructuras de Barúa – Motatán.

Hacia la zona norte, en el área correspondiente al Alto de Ceuta, la calidad de la señal se ve disminuida considerablemente (Figura 4.6), en parte producto de la rotación de un grado del mallado de adquisición respecto al de procesamiento, lo cual generó bandas de cobertura (Figura 4.3), a su vez, el levantamiento Ceuta 87 que cubre el área antes mencionada (Figura 4.1), fue uno de los primeros levantamientos sísmicos 3D realizados en la Cuenca de Maracaibo, por tal motivo la técnica utilizada y la

tecnología que se disponía para la época, no permitió resaltar de buena forma la configuración estructural del área.

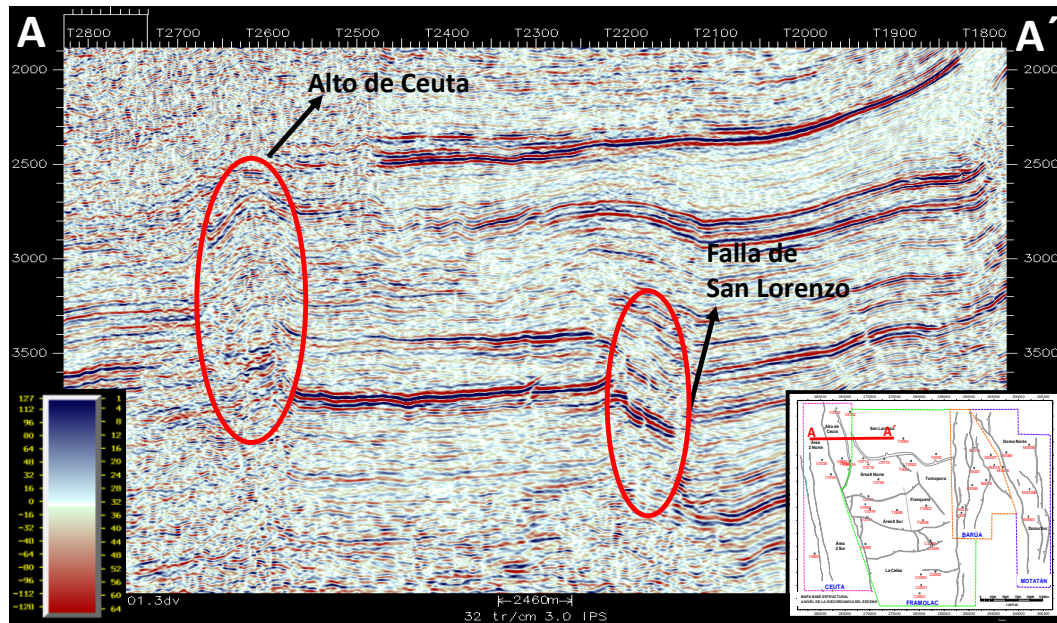


Figura 4.6: Sección sísmica correspondiente a la línea 2385. Se puede apreciar que en el área correspondiente al Alto de Ceuta la calidad de la sísmica se ve disminuida considerablemente, las amplitudes pierden continuidad lateral lo que dificulta la interpretación estructural.

En virtud de la baja calidad del cubo sísmico Stk8Cpp en la zona correspondiente al levantamiento Ceuta 87 3D, se tomó la decisión de utilizar el volumen sísmico producto del reprocesamiento post-apilamiento al cubo original Ceuta 87 3D, el mismo se encuentra disponible en los servidores de PDVSA bajo el archivo sísmico ormsby2_4_24_32_3dv. Este filtrado permitió mejorar la resolución vertical y continuidad de los reflectores sísmicos como se observa en la figura 4.7. A continuación se muestra las características del reprocesamiento.

1) Atenuación del ruido aleatorio

Objetivo: Mejorar la calidad de las reflexiones sísmicas del cubo con una deconvolución de tipo fx.

Proceso: POST STACK – (Desconvolución FX)

Parámetros:

Longitud de la ventana horizontal: 20 trazas

Numero de muestra: 10 trazas

Ventana de Tiempo: 1000 ms

Superposición de Ventanas de Tiempo: 100 ms

2) Atenuación de las altas frecuencias

Objetivo: Mejorar la identificación de los segmentos de fallas escondidos por las altas frecuencias con un filtro Pasa banda de tipo Ormsby.

Proceso: POST STACK - Ormsby

Parámetros:

Corte bajo F1: 2 Hz F2: 4 Hz

Corte alto F3: 24 hz F4: 32 hz

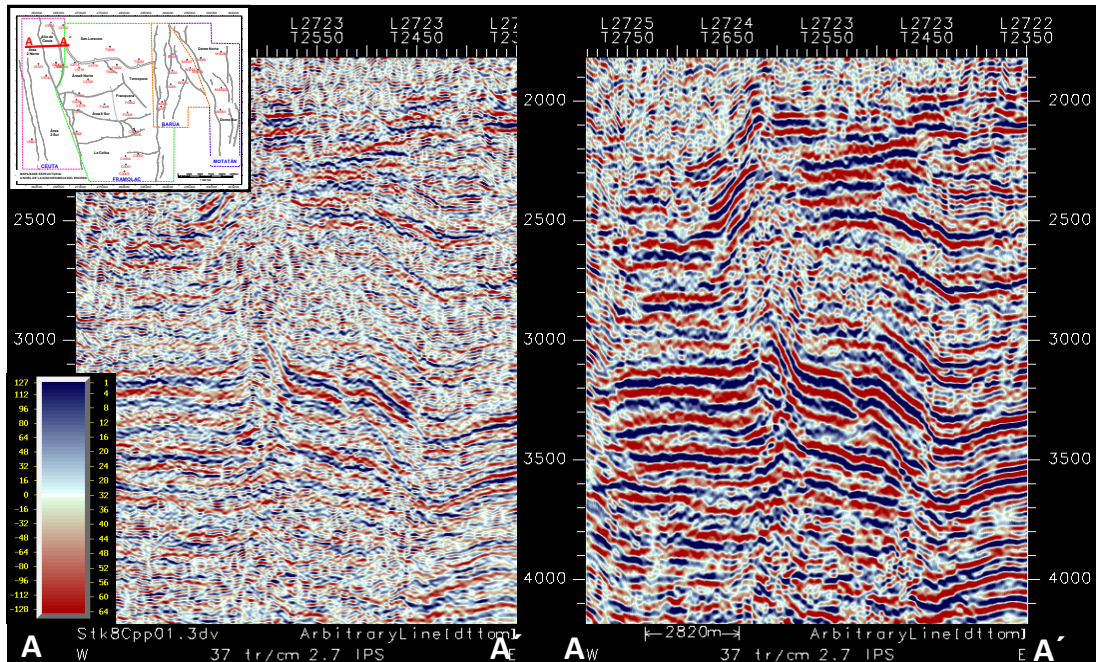


Figura 4.7: Filtrado del cubo sísmico Ceuta 87 3D. La sección de la izquierda pertenece al cubo sísmico Stk8Cpp, es posible observar la pobre calidad de la señal, la sección de la derecha es el producto del filtrado aplicado al cubo original Ceuta 87 3D con el objetivo de mejorar la resolución vertical y continuidad de los reflectores sísmicos.

Es importante acotar que el reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno, es continuo a lo largo de toda el área de estudio, mientras que, los reflectores correspondientes a la Discordancia del Paleoceno y tope de las calizas de Socuy, pierden continuidad hacia la zona este (Barúa - Motatán), impidiendo la interpretación de los mismos en dichas áreas.

En cuanto a la calidad del cubo sísmico ceiba3d se puede categorizar como regular, la señal suele ser bastante ruidosa y no permite observar claramente la continuidad de los reflectores. Hacia los extremos este y oeste del cubo se observan hipérbolas, posiblemente asociadas a una mala determinación de la velocidad de migración, o problemas de borde (Figura 4.8). Por no disponer del informe técnico de procesamiento es difícil precisar el motivo que origina dichos eventos.

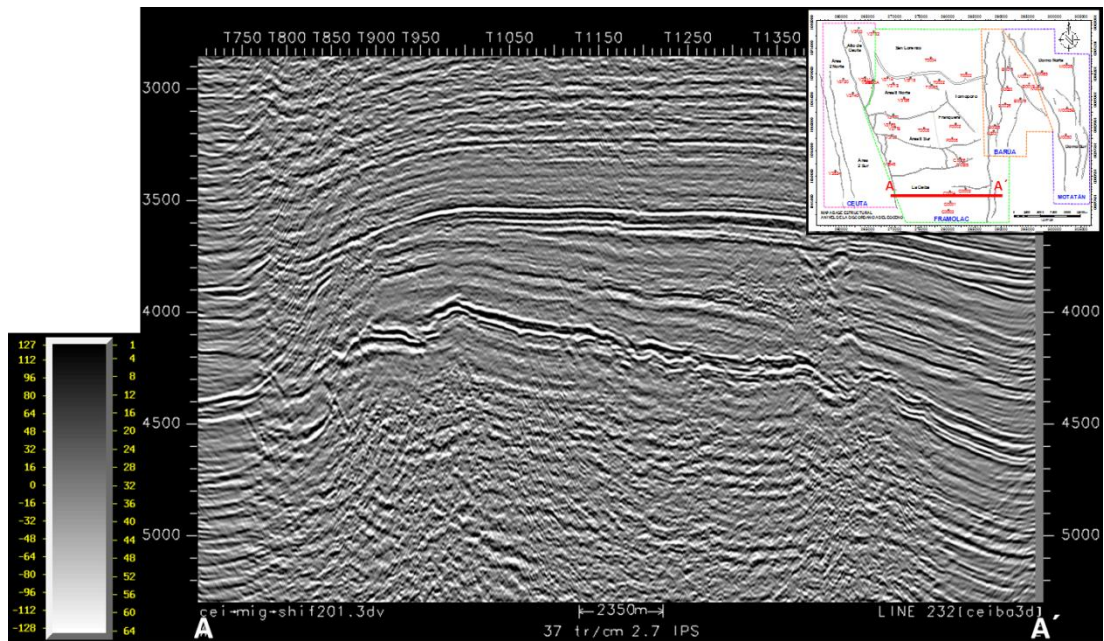


Figura 4.8: Sección sísmica trazada en la *inline* 232 del cubo ceiba3d, se observan hipérbolas en los extremos posiblemente asociado a mala determinación de la velocidad durante la migración o problemas de borde, no se dispone de pozos en estas áreas para así comprobar si representan la verdadera geometría de los cuerpos geológicos.

Es importante señalar que existe diferencia en tiempo entre los cubos disponibles para la interpretación (Figura 4.9). Esta discrepancia es conocida como *misties* sísmico, y está asociado a diferencias entre el datum de referencia de cada levantamiento, discrepancia en el procesamiento o simplemente error humano. En vista a la problemática existente, se utilizó para el área de La Ceiba el cubo disponible en los servidores de PDVSA en el que, el geofísico encargado de la fase I del proyecto Framolac le aplicó un *shift* de -28 ms permitiendo así continuidad de los reflectores entre ambos cubos.

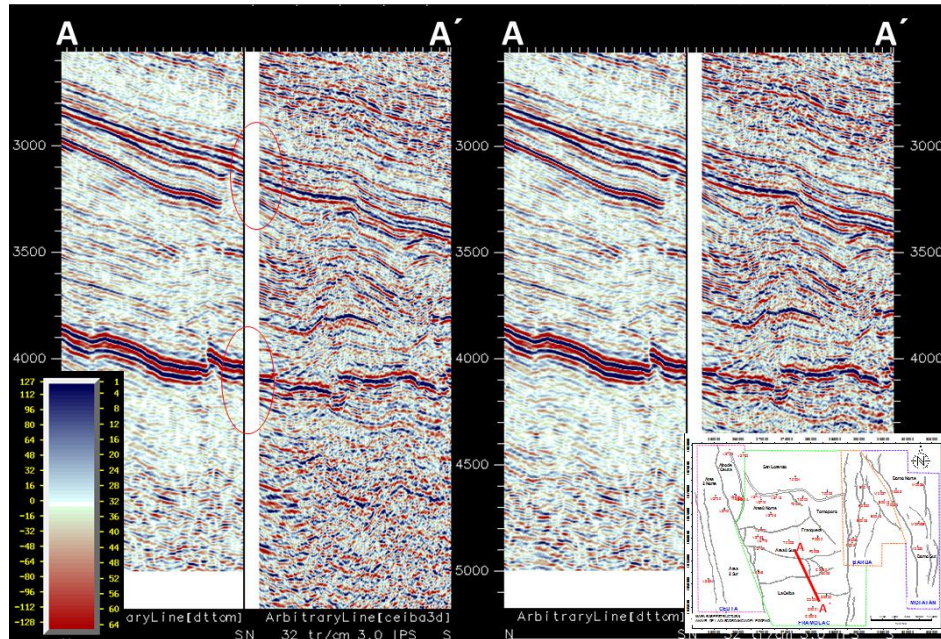


Figura 4.9: Sección sísmica arbitraria trazada entre los cubos Stk8Cpp y ceiba3d. Se puede apreciar la diferencia en tiempo entre los *survey*, debido a esto se utilizó el cubo sísmico con una corrección en tiempo de -28 ms.

En la tabla 4.5 se puede observar de forma resumida la calidad del dato sísmico en las distintas áreas. En Framolac se agruparon las áreas de Franquera y Moporo que se interpretaron en un mismo cubo (Stk8Cpp), y La Ceiba por separado por utilizar otro volumen sísmico (ceiba3d).

Tabla 4.5: Cuadro resumen de la calidad del dato sísmico en las distintas áreas.

Nivel	Áreas				
	Motatán	Barúa	Ceuta	Framolac	
				Franquera - Moporo	La Ceiba
Neógeno Superior	Buena	Buena	Regular	Buena	Regular
Neógeno Inferior	Buena	Buena	Regular	Buena	Regular
Discordancia del Eoceno	Buena	Buena	Pobre	Buena	Regular
Base de las lutitas de Paují/Tope de Misoa	Buena	Buena	Pobre	Buena	Regular
Base de Misoa /Tope de Guasares	Caótica	Regular	Caótica	Regular	Pobre
Base de Colon/Tope de Socuy	Caótica	Pobre	Caótica	Regular	Pobre

4.2.2 Datos de pozos

La información de pozo es indispensable como dato de entrada en la generación del modelo sísmico – estructural. Los mismos brindan información del subsuelo a partir de mediciones indirectas realizadas en la pared del pozo. En el caso de la construcción de modelo estructurales, son utilizados en la calibración vertical de los datos sísmicos que se encuentran en el dominio del tiempo (TWT), con los datos de pozos que se encuentran en el dominio de la profundidad. De igual forma representa el insumo principal en la generación de modelos de velocidad, mapa de velocidades, conversión tiempo-profundidad, etc. Los registros de principal utilidad durante la elaboración de modelos estructurales son: Densidad, Sónico, Gamma Ray, Caliper y Bite Size, así como también es necesario la sísmica de pozo: Tiros de Verificación (*Check Shots*), *VSP*, etc.

4.2.2.1 Datos de registros sísmicos de pozo

En primer lugar se realizó la revisión de los informes técnicos correspondiente a la fase I de cada proyecto involucrado en el estudio (Motatán Domo Norte, Motatán Domo Sur, Barúa, Framolac, Alto de Ceuta), la cual permitió conocer los pozos que disponen de *Check Shots* en el área, validados con los informes en físicos entregados por las empresas de servicio a cargo de la adquisición y procesamiento de los mismos. De igual forma en los informes de fase I de cada proyecto, se muestran las tablas TZ de cada pozo, lo que permitió comparar y validar con los cargados en los servidores especializados de PDVSA, localizando en algunos casos, discrepancias entre las tablas las cuales fueron corregidas.

Se lograron ubicar un total de 43 pozos (Tabla 4.6), distribuidos de la siguiente forma: 6 pozos correspondientes al área de Motatán, 7 pozos en Barúa, 23 pozos en el área de Framolac y 7 pozos en Ceuta (Figura 4.10). Una vez identificados fueron cargados en la plataforma de *OpenWorks* bajo el proyecto geológico TOM_MOPORO_CEUTA.

Tabla 4.6: Inventario de los pozos utilizados en la construcción del modelo estructural.

Pozo	Área	Intervalos de lectura de los registros (pies)						Profundidad de topes geológicos en TVDSS (pies)		
		Sónico		Densidad		Gamma Ray		ER-EO	Guasare	Cretácico
		Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin			
M0025B	Motatán	127	9887	8366	10300	8350	10305	5325		
M0036	Motatán	2017	13405	12210	13403	11900	13400	9790		
M0037	Motatán	2000	12046	11013	12050	55	12051	9103		
M0038	Motatán	3024	13100	3000	13100	50	13100	5189		
M0050	Motatán	1870	9749	1850	9749	1850	9719	6743		
M0065	Motatán	2006	14198	2006	14190	1991	14190	6340		
B0015	Bárua	3000	13649	12105	13277	100	13661	9675		
B0016	Bárua	2123	13587	2121	13610	10	13608	10900		
B0019	Bárua	110	12081	10904	12084	80	12075	9407		
B0020	Bárua	50	13452	12000	13470	50	13560	10838		
B0026	Bárua	2998	14015	8100	14015	8100	1E+05	12076		
B0035	Bárua	12340	14323	13350	14359	1920	14360	12969		
B0037	Bárua	10920	14860	NO TIENE		NO TIENE		13296		
V3911	Ceuta	3030	15965	3030	15965	3030	15965	11466		
V3659	Ceuta	8500	14496	8500	14470	8500	14495	17093	18760	
V3690A	Ceuta	2965	14685	3056	14690	3030	14674	11355		
V3732	Ceuta	7494	15590	NO TIENE		7677	15603	9210		
V3753	Ceuta	2007	15069	2007	14930	2007	14930	9378	14915	
C0001	La Ceiba	110	21808	17900	19722	110	21807	17921	19720	20940
C0002	La Ceiba	408	19226	17842	19226	480	19226	17841		
C0003	La Ceiba	17899	19898	17975	19880	440	19898	17996		
C0004	La Ceiba	3800	19089	17517	19089	3800	19033	17520		
C0005	La Ceiba	508	22053	16301	20039	247	22077	15970	19890	21450
C0006	La Ceiba	550	10418	16620	20220	230	20448	16644		
T0002	Tomoporo	4510	16097	11721	16500	4510	16500	11639		
T0003	Tomoporo	4512	16276	11100	16276	4450	16320	11117		
T0004	Tomoporo	4508	15790	10831	15789	4508	15789	10712		
T0005	Tomoporo	4466	15854	12092	15854	4466	15854	11968		
T0008	Tomoporo	3867	16719	14355	16719	3867	16719	14355		
V3714	Área 8 Norte	3000	15258	3200	15263	3000	15263	11309		
V3715	Área 8 Norte	12910	17695	4638	12841	3600	17695	11712		
V3719	Área 8 Norte	10609	15953	13199	15913	10609	15940	11406		
V3726	Área 8 Norte	13814	17088	11449	16514	11420	17140	12603		
V3765	Área 8 Sur	4691	17088	4690	16513	4690	16527	12603		
V3779	Área 8 Sur	13827	18329	4184	18329	4184	18329	13900		
V3783	Área 8 Sur	14750	18424	14750	18424	14750	18424	14308		
V3729	Área 8 Sur	4456	16095	13332	17250	4455	17255	13312		
V3740	Área 2 Sur	13820	16130	13700	16255	13650	16255	13927	16215	
V3720	Área 2 Sur	11186	15805	11180	15774	11179	15774	13312	15738	
V3824	Área 2 Sur	5800	18778	6000	18856	5876	18877	17093		
V3848	Área 2 Sur	15710	18330	15710	18330	15700	18330	15839		
F0002	Franquera	108	16836	108	16807	14933	16791	14258		
F0008	Franquera	211	15475	7019	15493	99	15493	14956		

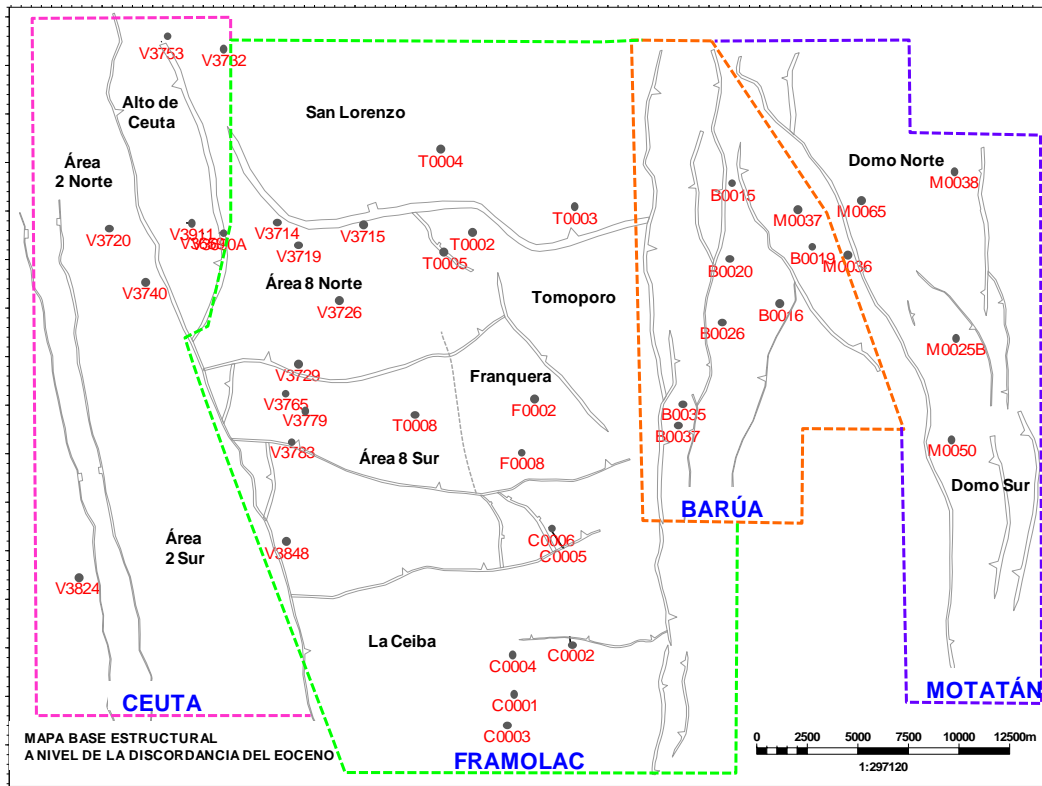


Figura 4.10: Distribución de los pozos seleccionados para la elaboración del modelo estructural, los mismos disponen de curvas TZ.

A manera de corroborar la calidad de las curvas seleccionadas para la calibración, e identificar los campos de velocidades en el área, se representaron de forma conjunta en un gráfico de tendencia (Figura 4.11), donde el eje de las abscisas corresponde al tiempo doble de tránsito (TWT) y en el eje de ordenadas la profundidad correspondiente a cada lectura de tiempo tomada. En general las curvas mantienen una misma tendencia, indicando que no existen valores anómalos en las tablas tiempo – profundidad cargadas en el servidor. Sin embargo, a pesar de mantener una misma tendencia no se puede hablar de un campo de velocidad, ya que existen cambios considerables en la relación tiempo – profundidad entre las curvas, dicho comportamiento es producto de la complejidad estructural característica del área.

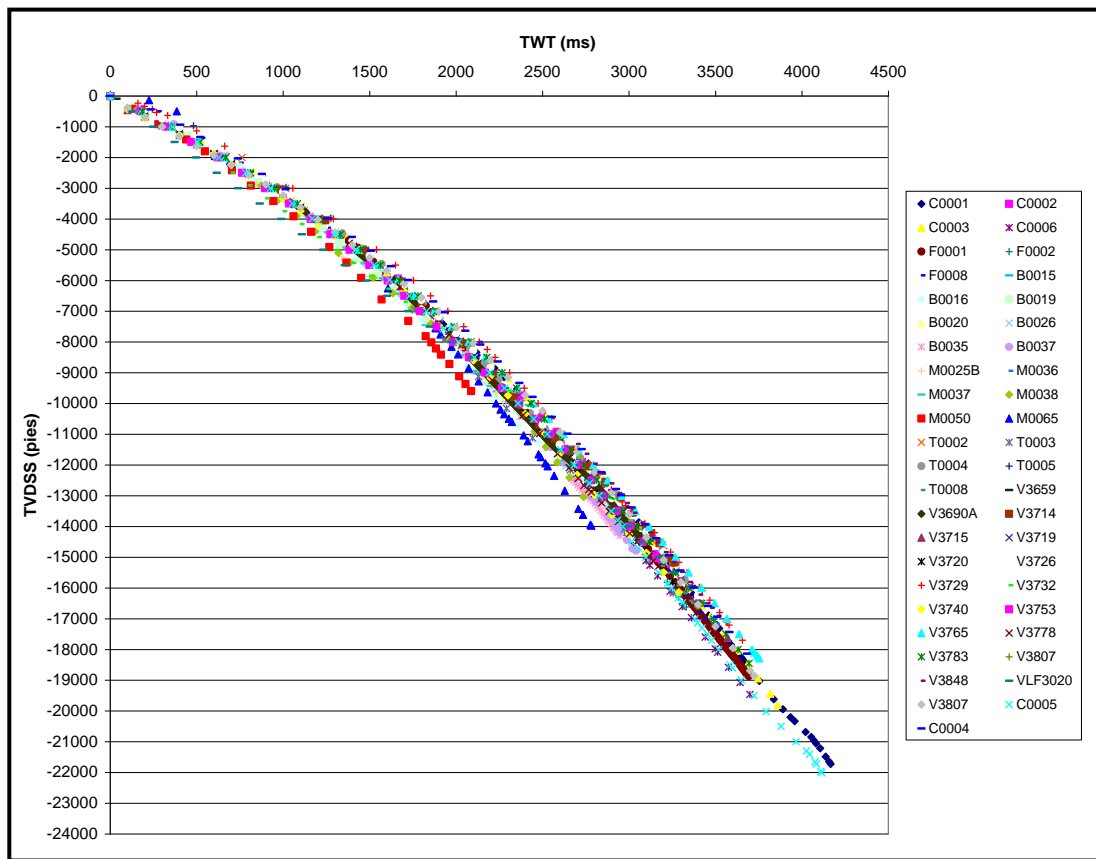


Figura 4.11: Curvas TZ de los pozos seleccionados para la calibración.

Debido a la heterogeneidad en las velocidades del área, evidenciado en el gráfico de tendencia mostrado anteriormente (Figura 4.11), fue necesario realizar un análisis del comportamiento de las velocidades, tomando en cuenta el factor estructural que es el de mayor peso. Se agruparon por áreas delimitadas por cambios estructurales severos, donde se observó tendencia similar en las curvas (Figura 4.12). En el caso de Motatán, no fue posible agrupar pozos bajo una misma tendencia, debido a que cada uno está en bloques estructurales distintos (Figura 4.13), ocasionando cambios considerables en las velocidades.

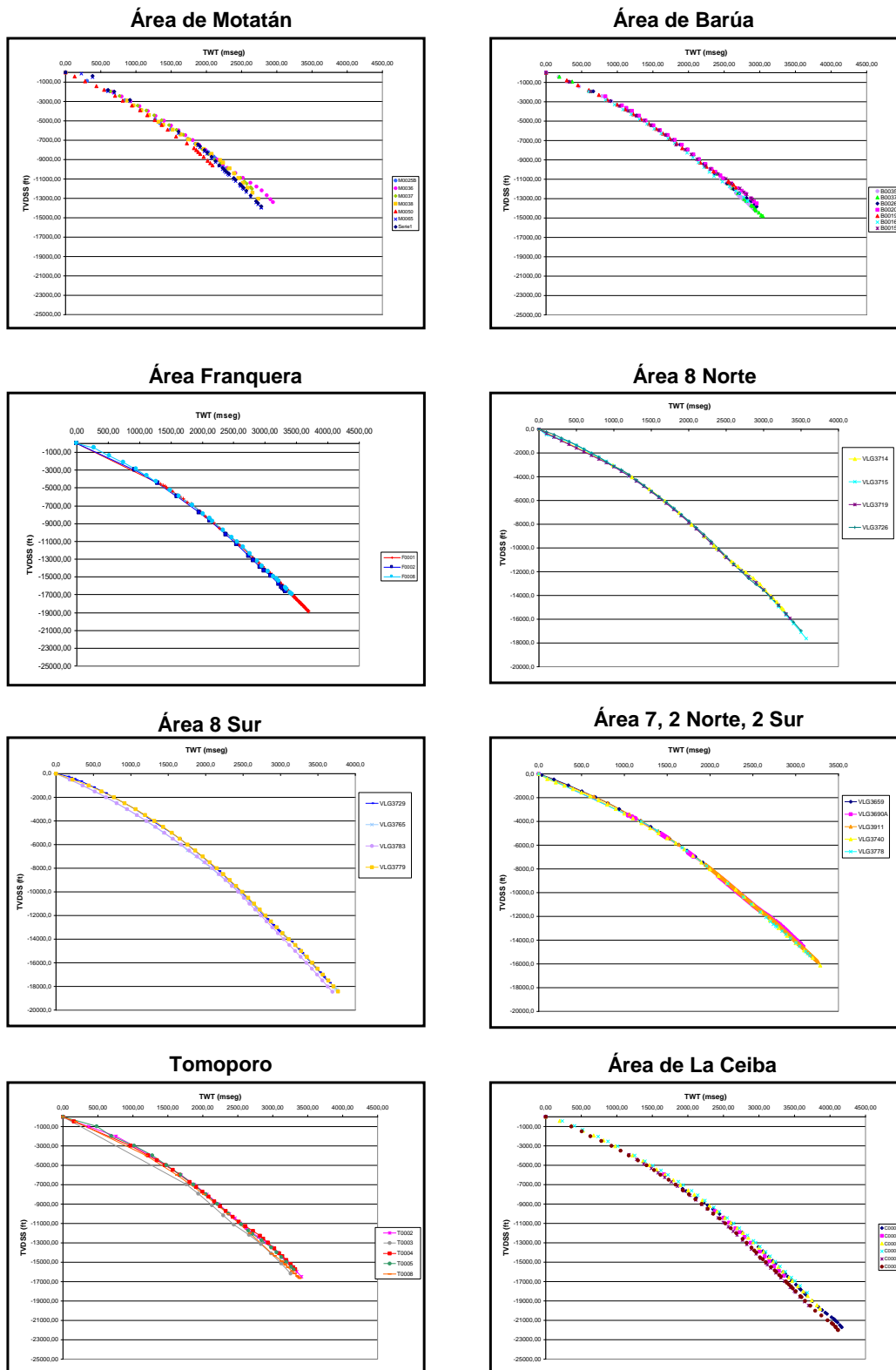


Figura 4. 12: Gráfico de tendencia de velocidades por áreas estructurales.

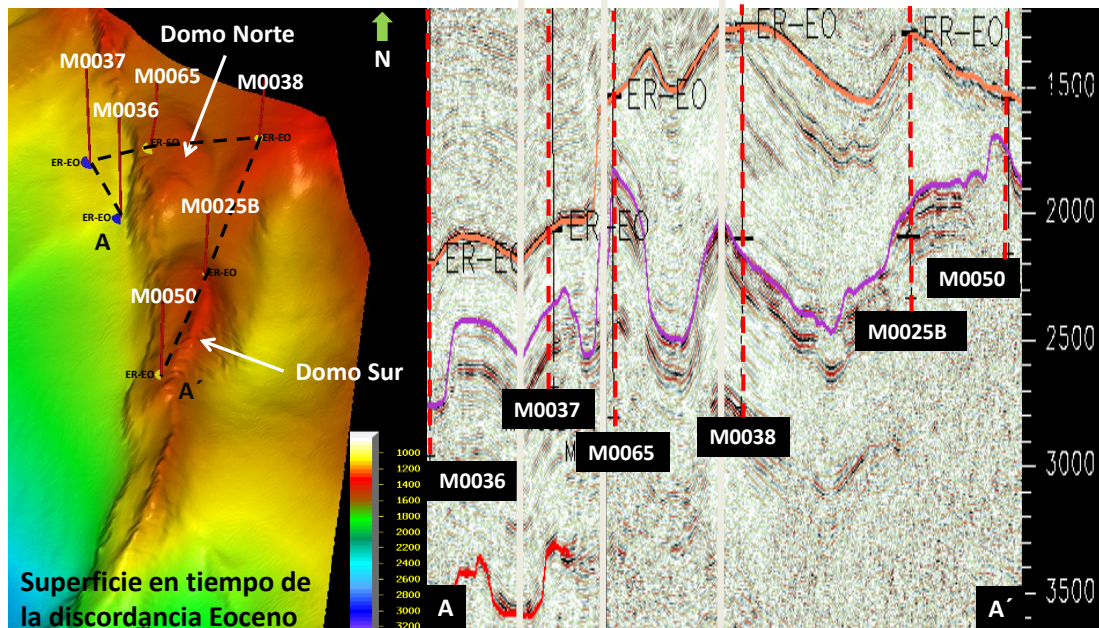


Figura 4.13: Sección sísmica trazada por los pozos calibrados en el área de Motatán a fin de observar la configuración estructural que es la que origina los cambios bruscos en las funciones de velocidad.

En la figura 4.13, es posible identificar que para el área de Motatán cada pozo se encuentra en bloques estructurales distintos, lo que origina cambios considerables en las velocidades. En el caso de los pozos M0036 y M0037 se encuentra en bloque deprimido en relación a los demás, existe una diferencia a nivel de la Discordancia del Eoceno de 3000 pies aproximadamente entre ambos bloques, donde el espesor de los sedimentos del Neógeno es mucho mayor en el bloque deprimido, esta amplia diferencia en los espesores ocasiona comportamientos distintos en las velocidades. Todos los pozos calibrados en el área encuentran la Discordancia del Eoceno con alto rango de diferencia en la profundidad (Tabla 4.6), por lo tanto, con base en lo antes explicado, es de esperarse encontrar diferencias en el comportamiento de las curvas TZ.

Otro factor clave en la diferencia del comportamiento de las velocidades es el espesor de las Lutitas de la Formación Paují (Horizonte sísmico color morado), se puede apreciar que no es continuo en el área (Figura 4.13).

Infrayacente a la Formación Paují se encuentran las arenas productoras de la Formación Misoa, que poseen mayor velocidad, que de igual forma a estar a diferentes profundidades en cada pozo va ocasionar diferencias en las curvas TZ.

4.2.2.2 Datos de registros petrofísicos

Se efectuó la revisión de los informes correspondientes a la fase I de cada proyecto involucrado en el área de estudio, a fin de conocer el conjunto de curvas disponibles para cada pozo, las cuales fueron editadas y normalizadas por el ingeniero a cargo del modelo petrofísico. Cabe acotar que la mayoría de los registros son corridos a partir del tope del yacimiento hasta la base del mismo, en este caso los yacimientos corresponden a las arenas superior e inferior de la Formación Misoa, de edad Eoceno (Figura 2.16), por ende son pocos los registros corridos por encima de la Discordancia del Eoceno, y mucho menos por debajo del yacimiento, es decir que atraviesen la Discordancia del Paleoceno y más en profundidad las calizas de Socuy. Se recopilaron un total de 43 pozos cuyos registros están corridos por encima de la Discordancia del Eoceno, 5 pozos que los registros llegan a la Discordancia del Paleoceno y sólo 2 pozos llegan hasta el tope de las calizas de Socuy.

4.2.2.3 Marcadores Estratigráficos

En esta fase se consultó con el geólogo responsable del modelo estratigráfico de cada proyecto para conocer el nombre de los topes geológicos y bajo qué intérpretes están cargados en la plataforma *OpenWorks*.

De igual forma con el apoyo del geólogo responsable del proyecto Alto de Ceuta se realizó la correlación estratigráfica que va desde el sur con los pozos pertenecientes al área de la ceiba (C0001, C0002, C0003, C0005 y C0006) pasando por el pozo V3744 correspondiente al área 8 sur, hasta el pozo V3715 ubicado en la zona norte, específicamente en el área 8 norte (Figura 4.10).

Dicha correlación permitió determinar los topes geológicos de los pozos de La Ceiba ya que no se disponían de los mismos.

4.3 CALIBRACIÓN SÍSMICA – POZO

Para cumplir con esta fase del proyecto, en la aplicación *SynTool* de la plataforma de *OpenWorks*, se generó la serie de reflectividad a partir de los registros sísmicos y densidad de cada pozo, se realizó un análisis del origen de las reflexiones, para asegurar que son productos de contrastes de velocidad en el subsuelo y no de una mala medición en los registros. Una vez obtenida la serie de reflectividad se efectuó la convolución con la ondícula teórica que mejor representa la señal emitida al medio para así obtener el sismograma sintético. Posterior a esto, se evaluó la correlación entre la traza sintética y las trazas sísmicas adyacentes al pozo, logrando identificar el ajuste en tiempo que se debe aplicar a la curva TZ para obtener el mejor amarre con la sísmica.

4.3.1 Construcción de serie de reflectividad

La elaboración de la serie de reflectividad se realizó cumpliendo la siguiente metodología.

En primer lugar se realizó la carga de la tabla TZ original del pozo, posteriormente se asignó las curvas del registro sísmico y densidad corregidas por el petrofísico de cada proyecto. Los pozos que no disponen de curva de densidad en el intervalo de interés, se le asignó una densidad constante de 2.3 gr/m^3 , por lo que hay que tener presente que los cambios en la curva de impedancia acústica que se observa en la serie de reflectividad son originados netamente por los contrastes de velocidades existente en el subsuelo.

Una vez proporcionados los insumos antes mencionados, el software automáticamente despliega una serie de paneles donde se muestra: registro sísmico crudo, registro sísmico corregido por el *check shot*, densidad, serie de reflectividad y la traza sintética generada a partir de una ondícula teórica de forma trapezoidal que el *software* toma por defecto. En la figura 4.14 se muestra la serie de reflectividad generada para el pozo C001.

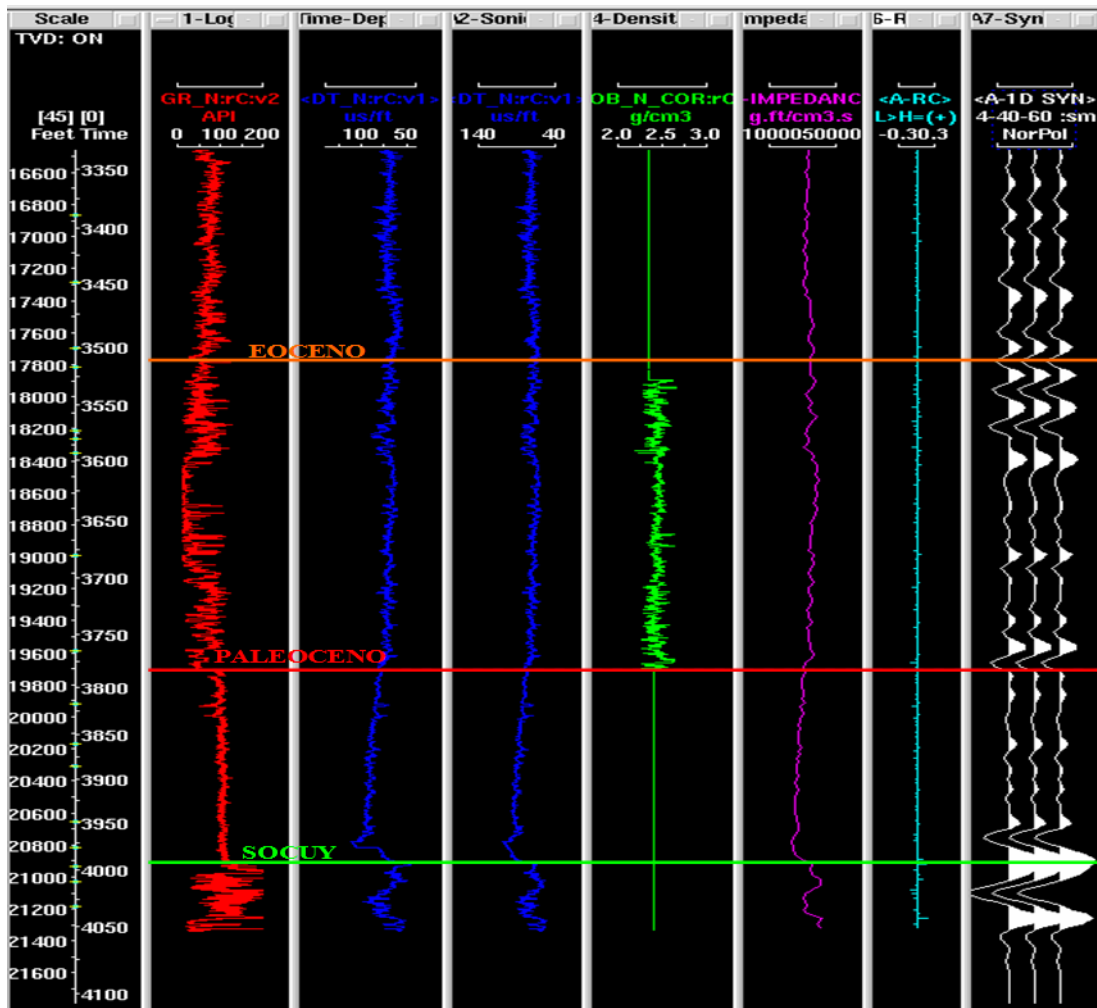


Figura 4.14: Serie de reflectividad construida para el pozo C0001. De izquierda a derecha se muestra: Escala de tiempo y profundidad de los registros, los puntos verdes indican profundidad de los tiros de verificación realizados. Seguidamente registro de gamma ray corregido por el petrofísico del área (rojo), en el segundo y tercer panel se observa el registro sísmico crudo y corregido respectivamente (azul), en el cuarto panel registro de densidad, para este caso en particular no está corrido en toda la ventana de interés (verde), en el siguiente panel se muestra el registro de impedancia acústica construido a partir de los registro de densidad y sísmico (púrpura), en el sexto panel se aprecia la serie de reflectividad (azul claro), y por último en el séptimo panel el sismograma sintético construido a partir de una ondícula teórica que el *software* toma por defecto.

En la construcción de cada sismograma sintético se tuvo especial cuidado en el análisis del comportamiento de los registro sísmico y densidad, para esto se desplegaron los registros GR, Resistividad, Caliper y BS, lo que permitió mantener mejor control en el origen de las reflexiones, conociendo si están asociadas a cambios

litológicos, a problemas de calibración de la herramienta, contenidos de fluidos o condiciones de hoyo.

Adicionalmente, la aplicación permite desplegar una serie de paneles, donde se observa la corrección aplicada al registro sísmico a partir de las velocidades interválicas obtenidas del *Check Shots*. Es necesario realizar esta corrección por el hecho que los registros sísmicos en la mayoría de los casos son corridos durante la perforación, lo que trae como consecuencia lecturas anómalas, producto de la perturbación realizada por el lodo de perforación en las formaciones, mal acople de la herramienta en las paredes del pozo, fallas en la herramienta, etc. Así mismo las mediciones obtenidas en el registro sísmico representan la velocidad de una capa de poco espesor en la pared del pozo, por tal motivo no resulta ser representativa, mientras que el *Check Shots* registra el tiempo de tránsito de la onda de todo el material rocoso suprayacente al receptor.

El algoritmo que aplica el *software* en la corrección del registro sísmico opera de la siguiente forma: calcula las velocidades interválicas en el registro sísmico entre puntos donde se registraron tiros de verificación, posteriormente esas velocidades interválicas son corregidas con las obtenidas a partir de la curva TZ logrando ajustar la tendencia del registro sísmico (Figura 4.15).

Se evaluó por intervalos la desviación entre el registro crudo y el corregido, observando mayores desviaciones en zonas donde existen derrumbes en las paredes del pozo (Figura 4.15). Este análisis permitió conocer la calidad de los registros sísmicos, lo que ayudó a tener un mejor control en el origen de la reflexiones.

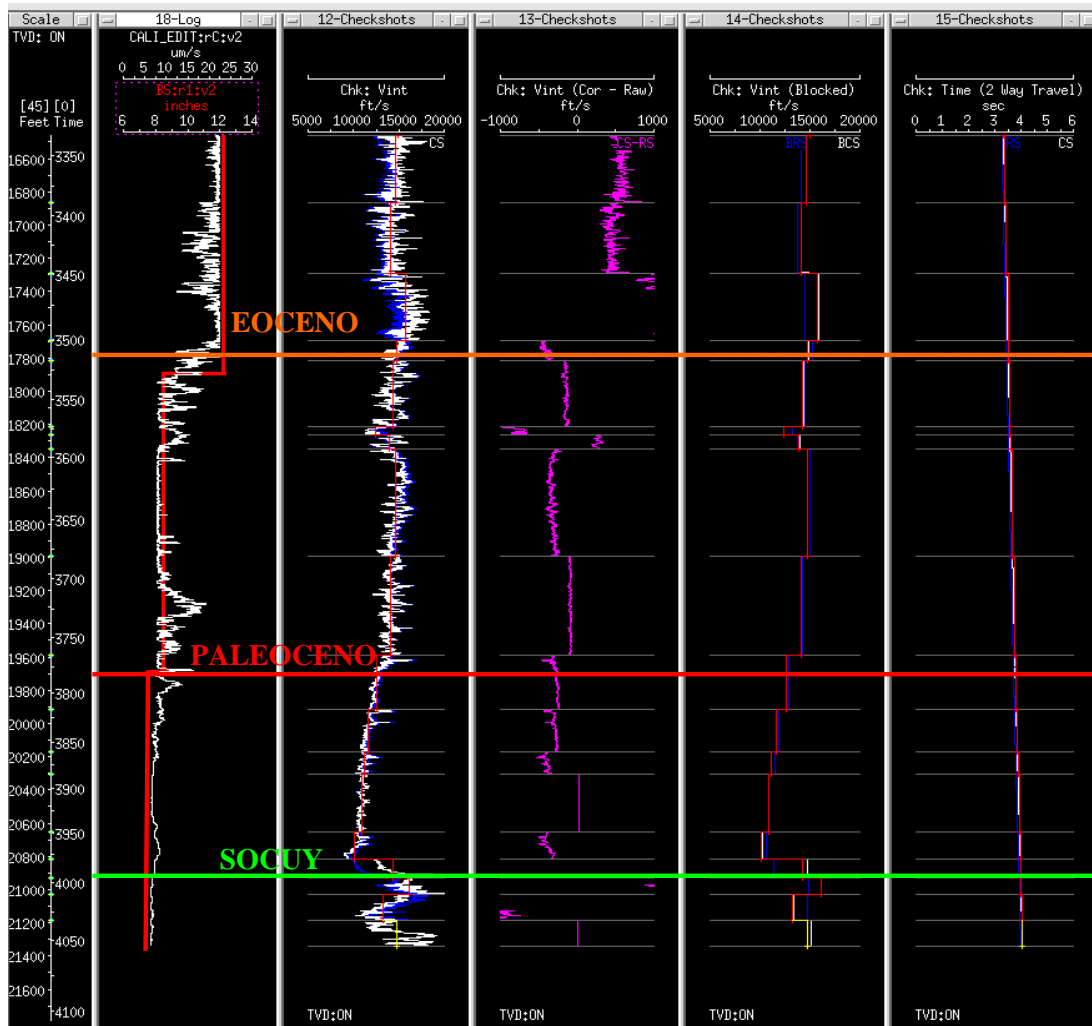


Figura 4.15: Corrección realizada al registro sónico del pozo C0001 a partir de las velocidades interválicas obtenidas de las tablas TZ. De izquierda a derecha se muestra: registro caliper junto al bite size, registro sónico corregido en color blanco y el crudo en color azul, diferencia de velocidad entre ambos registros, velocidades interválicas del registro sónico y del *Check Shots*, en el último panel se observa el tiempo total de viaje calculado a partir de las curvas sísmicas crudas y las corregidas.

4.3.2 Elaboración de sismograma sintético

Una vez construida la serie de reflectividad, se definió el tipo de ondícula a utilizar. En este proceso se realizaron múltiples pruebas, variando el tipo de ondícula y a su vez las características de cada una de ellas, permitiendo establecer cual presenta mejor ajuste a las trazas vecinas al pozo.

Los datos sísmicos se encuentran en fase mixta, lo que dificulta seleccionar el tipo de ondícula para la calibración. Sin embargo luego de realizar múltiples pruebas,

variando el tipo de ondícula, ya sea teórica de Ricker, Trapezoidal o la extraída de la sísmica; y variando las características de cada una de ellas (fase, valores de corte en los filtros, etc), se tomó la decisión de utilizar la ondícula teórica tipo trapezoidal de fase cero, cuyas frecuencias de corte fueron tomadas de las características de la ondícula extraída de la sísmica, a fin de obtener una ondícula lo más representativa de la señal emitida al medio.

Es importante acotar que en la calibración de todos los pozos la ondícula que se empleó fue de fase cero, a fin de mantener consistencia en la identificación de los eventos sísmicos correspondientes a las superficies interpretadas.

Para la obtención de la ondícula se estableció el siguiente flujo de trabajo:

Se seleccionaron 10 trazas sísmicas alrededor del pozo en dirección *inline*, *crossline*, y a través del método de autocorrelación se extrajo la ondícula de la sísmica en la ventana de interés (Figura 4.16), de esta forma se aseguró que las características de la ondícula sea lo más representativa posible a la señal emitida en el subsuelo.

La ondícula extraída de la sísmica suele ser ruidosa, debido a esto se utilizó una ondícula teórica tipo trapezoidal, cuyos parámetros de corte fueron establecidos a partir de las características de la ondícula extraída, tomando sólo el rango de frecuencia donde se recuperan las máximas amplitudes, y haciendo corte en las altas y bajas frecuencias que representan el ruido en la señal (Figura 4.17).

Con la metodología antes descrita se logró obtener trazas sintéticas que presentaron la mejor correlación con la sísmica de superficie en cada uno de los pozos.

Ya construido el sismograma sintético se desplegaron los topes de las superficies a interpretar, identificando la polaridad en amplitud (valle, pico o cero *crossing*) para cada uno de ellos.

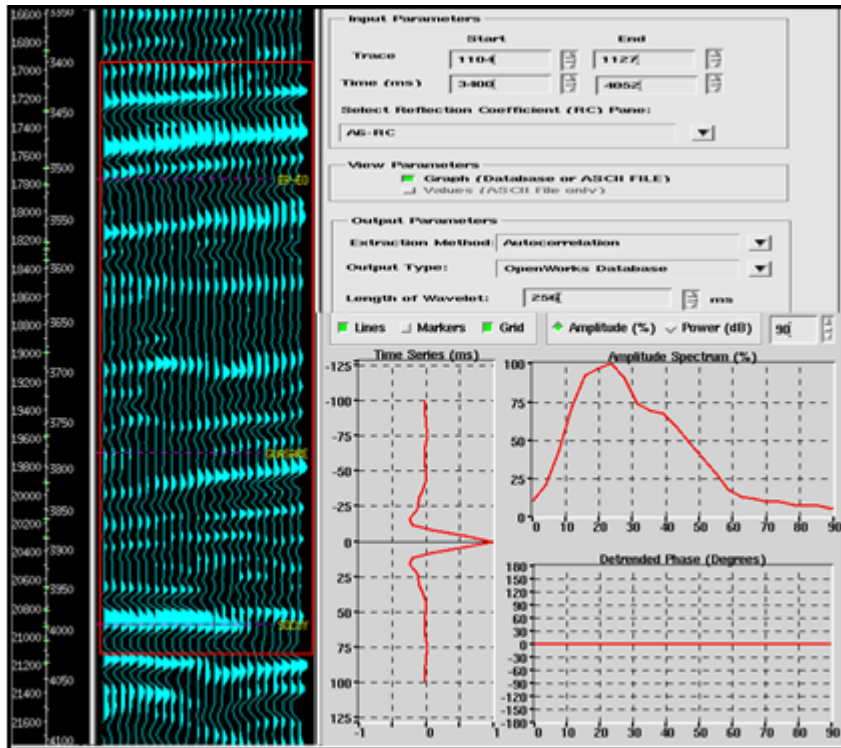


Figura 4.16: Extracción de la ondícula de la sísmica de superficie en la ventana de interés para la calibración del pozo C0001, utilizando el método de autocorrelación. Se observa que la frecuencia dominante en la ventana de interés (recuadro rojo) es de 24 HZ aproximadamente y el rango de frecuencia donde se recuperan las máximas amplitudes esta entre 10 HZ y 45 HZ. El método de autocorrelación obliga a que la ondícula sea de fase cero.

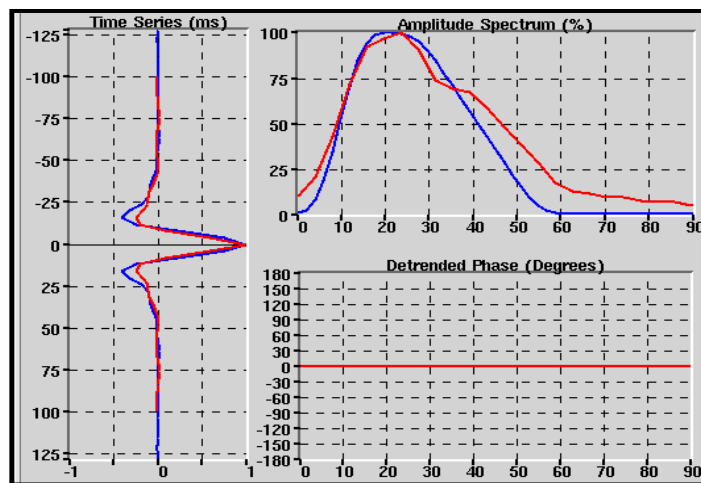


Figura 4.17: Construcción de la ondícula teórica tipo trapezoidal a partir de la ondícula extraída de la sísmica. En rojo se muestra el espectro de frecuencia de la sísmica donde se extrajo la ondícula y en color azul la configuración del filtro trapezoidal de la ondícula teórica cuyos parámetros de cortes fueron establecidos a partir de la ondícula extraída, en este caso para el pozo C0001 las frecuencias de corte fueron: 5Hz – 14Hz – 27Hz – 55Hz, y de fase cero.

En la figura 4.18 se puede observar el sismograma sintético generado para el pozo C0001, a partir de la metodología antes descrita. Ambos sintéticos mantienen correlación con los eventos sísmicos, con la diferencia que el sintético generado a partir de la ondícula teórica resulta ser menos ruidoso, lo que se traduce en mejor control durante la calibración.

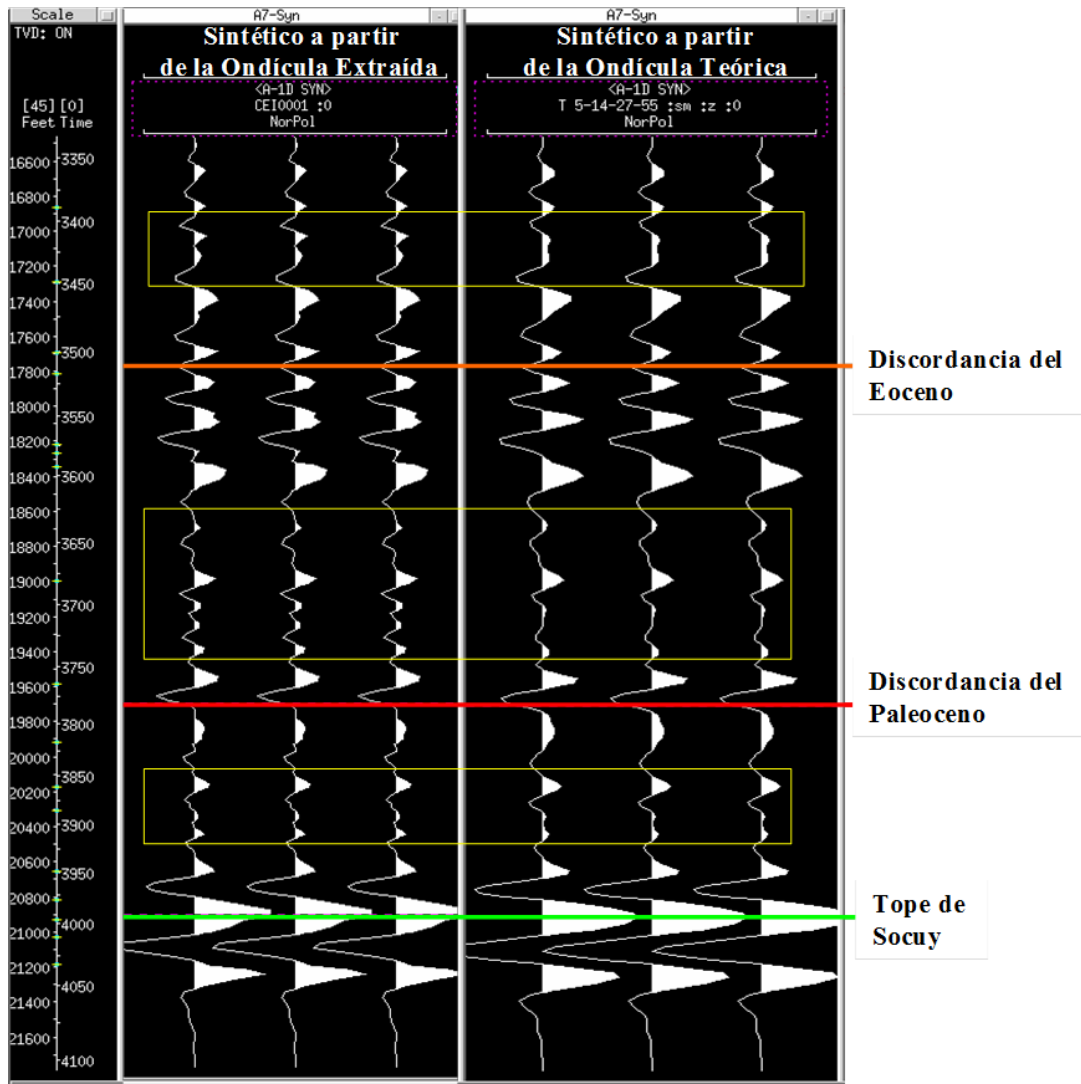


Figura 4.18: Sismograma sintético generado para el pozo C0001 a partir de una ondícula teórica (derecha) cuyos parámetros fueron tomados de la ondícula extraída de la sísmica (Izquierda). Los recuadros en amarillo indican el filtrado de las altas frecuencias, resultando una señal mas limpia, traduciéndose en mejor control en la calibración sísmica pozo.

4.3.3 Calibración de la traza sintética con la sísmica de superficie

Una vez construido el sismograma sintético, se realizó la calibración con la sísmica de superficie, en efecto, la aplicación permite desplegar un número definido por el usuario de trazas vecinas al pozo en dirección *inline* o *crossline*, donde posteriormente es colocado la traza sintética y de esta forma observar la semejanza entre ambos y realizar la corrección en tiempo necesaria.

En este estudio se tomaron 10 trazas cercanas al pozo en dirección *inline* y de igual forma en dirección *crossline*, de manera de observar el resultado de la calibración en ambas direcciones, permitiendo un mejor control de la misma. Una vez desplegadas las trazas sísmicas se realizó el montaje sobre ella de la traza sintética, logrando ubicar la correlación de eventos sísmicos entre ambos. Se tomó como principal amarre el evento correspondiente a la Discordancia del Eoceno, por ser este un reflector fuerte en toda el área, y además posee una respuesta característica lo que permite identificarla en las curvas de los registros de pozo. Por otra parte los registros de los pozos utilizados en la calibración atraviesan dicha discordancia, mientras que, para la Discordancia del Paleoceno y el tope de las calizas del miembro Socuy no todos los registros de los pozos la atraviesan.

Luego de identificados los eventos que guardan correlación entre ambos sismogramas, se trasladó verticalmente la traza sintética haciendo una corrección del tiempo mediante el ingreso de un datum o nivel de referencia (*shift*) (Figura 4.19), con el fin de que ambos eventos se encuentren a un mismo tiempo y de esta forma lograr la calibración sísmica – pozo. Como herramienta de control se desplegó la curva de correlación entre ambas trazas (Figura 4.20), Finalmente se guardó la curva TZ sintética a partir de la corrección en tiempo realizada, así como también la traza sintética generada.

En la tabla 4.7 se muestra los parámetros de la calibración de los pozos utilizados en la construcción del modelo.

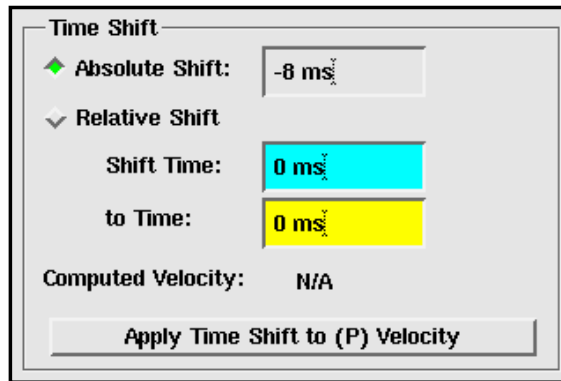


Figura 4.19: Ajuste vertical del sismograma sintético. Para el caso de pozo C0001 fue necesario realizar un desplazamiento vertical - 8 ms para lograr un buen amarre con la trazas sísmicas.

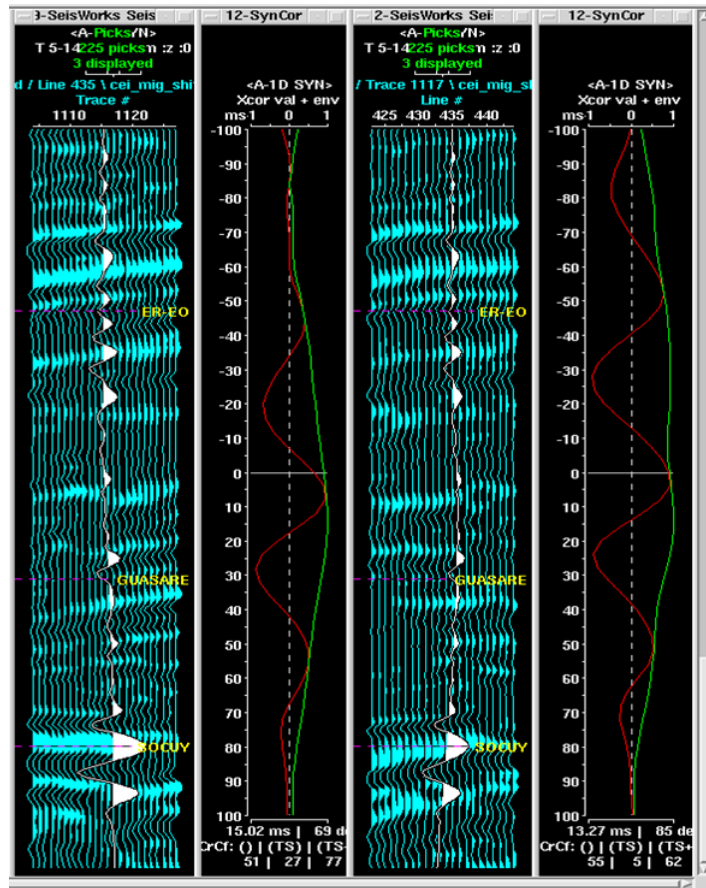


Figura 4.20: Calibración sísmica – pozo realizada para el pozo C0001. De lado izquierdo se muestra la calibración en dirección *inline* y de lado derecho en dirección *crossline*. Como se puede observar el sismograma sintético guarda buena correlación con las trazas sísmicas vecinas al pozo en ambas direcciones, de igual forma ambos gráficos presenta alto porcentaje de correlación.

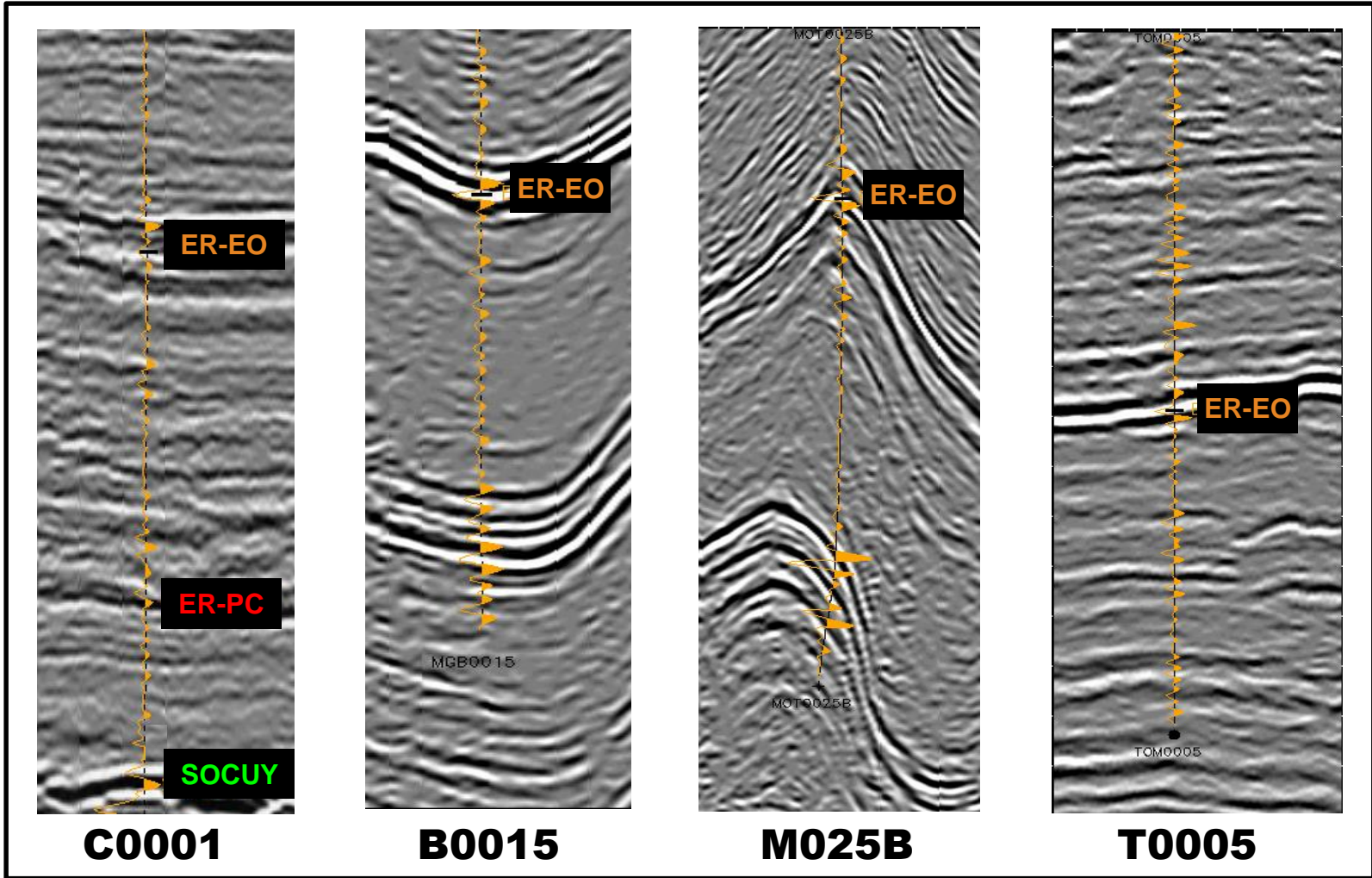


Figura 4. 21: Secciones donde se muestra el buen amarre de las trazas sintéticas generadas para distintos pozos, con la sísmica de superficie.

Tabla 4.7: Parámetros utilizados en la calibración para cada pozo. Se describe las frecuencias de corte del filtro trapezoidal, el ajuste en tiempo (*shift*) y la polaridad del reflector para cada tope geológico.

Pozo	Línea	Ventana de Tiempo (ms)	Shift (ms)	Frecuencias de corte (Hz)	Polaridad de la amplitud para cada tope geológico		
					ER-EO	Guasare	Cretácico
M0025B	1819	550-2100	-40	5 - 12 - 38 - 61	Negativa	---	---
M0036	2009	2100-2400	60	5 - 24 - 34 - 57	Negativa	---	---
M0037	2114	1800-2500	-62	4 - 20 - 32 - 51	Negativa	---	---
M0038	2093	900-2100	-38	5 - 15 - 42 - 59	Negativa	---	---
M0050	1658	500-2000	-22,37	5 - 11 - 26 - 45	Negativa	---	---
M0065	2095	1000-2000	-34,67	5 - 12 - 31 - 55	Negativa	---	---
B0015	2188	2000-2300	-67	5 - 26 - 34 - 41	Negativa	---	---
B0016	1968	2000-2800	-15	5 - 24 - 43 - 60	Negativa	---	---
B0019	2044	1900-2600	-13	5 - 30 - 45 - 57	Negativa	---	---
B0020	2066	2100-2800	130,06	12 - 20 - 36 - 60	Negativa	---	---
B0026	1968	2000-3000	-54,28	11 - 23 - 28 - 32	Negativa	---	---
B0035	1855	2500-3000	-61,23	12 - 18 - 29 - 49	Negativa	---	---
B0037	1822	2400-3000	-77	9 - 15 - 28 - 58	Negativa	---	---
V3911	2407	2376-3256	-23	5 - 6 - 14 - 34	Negativa	---	---
V3659	2385	2426-3026	-12	5 - 6 - 20 - 35	(+/-)	---	---
V3690A	2573	2500-3080	-18	5 - 8 - 22 - 34	(+/-)	---	---
V3732	2676	1500-3220	-6	5 - 6 - 17 - 33	Negativa	---	---
V3753	2718	2150-3000	0	5 - 6 - 11 - 28	(+/-)	---	---
C0001	435	3500-4050	-50	5 - 15 - 40 - 60	(+/-)	Positiva	Positiva
C0002	518	3200-3600	-85	5 - 20 - 40 - 62	(+/-)	---	---
C0003	379	3400-3800	-22	5 - 15 - 48 - 62	Negativa	---	---
C0004	500	3500-3900	-38	5 - 16 - 45 - 55	Negativa	---	---
C0005	684	3000-4000	-22	4 - 14 - 50 - 60	Negativa	Positiva	Positiva
C0006	719	3000-3500	-32	5 - 14 - 38 - 55	Negativa	---	---
T0002	2242	2400-3250	-27	5 - 16 - 31 - 46	Negativa	---	---
T0003	3231	2300-3200	-35	6 - 18 - 38 - 60	(+/-)	---	---
T0004	2183	2300-2850	-64	4 - 15 - 29 - 45	(+/-)	---	---
T0005	2226	2500-3000	6	6 - 21 - 24 - 45	Negativa	---	---
T0008	1977	2900-3300	-22	5 - 19 - 33 - 46	Negativa	---	---
V3714	2365	2450-3100	-65	5 - 21 - 27 - 58	(+/-)	---	---
V3715	2313	2800-3500	25	8 - 14 - 43 - 58	---	Positiva	---
V3719	2315	2500-3200	23	5 - 12 - 29 - 32	Positiva	---	---
V3726	2203	2600-3300	-62	7 - 24 - 30 - 5	---	---	---
V3765	2079	3064-3350	-15	5 - 13 - 30 - 62	Negativa	---	---
V3779	2044	2948-3598	-95	5 - 13 - 25 - 60	Negativa	---	---
V3783	1999	3000-3400	-80	5 - 20 - 28 - 50	Negativa	---	---
V3729	2121	2800-3350	-18	6 - 17 - 27 - 34	Negativa	---	---
V3740	2333	2900-3280	13,18	5 - 8 - 18 - 38	(+/-)	Positiva	---
V3720	2747	2800-3100	-4	5 - 7 - 23 - 35	(+/-)	Positiva	---
V3824	1889	3444-3658	-24	5 - 14 - 38 - 44	Negativa	---	---
V3848	1838	3200-3500	-95	5 - 22 - 50 - 33	(+/-)	---	---
F0002	1942	2800-3100	17	9 - 15 - 19 - 37	Negativa	---	---
F0008	1861	3000-3100	-8	7 - 9 - 31 - 54	Negativa	---	---

4.4 ANÁLISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS

4.4.1 Características de la señal sísmica

Antes de realizar la interpretación estructural es necesario conocer las características de los datos sísmicos disponibles. Tales características como, fase de la señal, frecuencia dominante y espectro de frecuencia donde se recuperan las máximas amplitudes, dan clara idea de la calidad del dato sísmico y el nivel de detalle que permitirá distinguir del subsuelo.

Debido a la extensión del área se efectuó el análisis en diferentes secciones sísmica tanto en *inline* y *crossline* distribuidas en el área de estudio, en cada sección se seleccionó la ventana de tiempo de interés para finalmente correr el análisis de los datos en la aplicación *PostStack/PAL* de la plataforma *OpenWorks*. En las figuras 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24, se muestran las características de los datos en *inline* trazadas en las áreas de Barúa – Motatán, Framolac – Ceuta y La Ceiba, del mismo modo en la tabla 4.8 se muestra un resumen de estas características.

Es importante señalar que las características de los datos sísmicos varían dependiendo de acuerdo a la zona y dirección donde se realice el análisis, por tal motivo las características mostradas son representativas del área en estudio, sin embargo en líneas generales dan información acerca de las características que poseen los volúmenes sísmicos disponibles.

Tabla 4.8: Características de los datos sísmicos por área. Se puede observar que el rango de las frecuencias dominantes va desde los 16 Hz hasta los 25 Hz, los espectros de frecuencias se manejan desde los 10 Hz hasta los 60 Hz.

Área	Cubo Sísmico	<i>inline</i>	Ventana de Tiempo	Espectro de Frecuencia (Hz)	Frecuencia Dominante (Hz)	Fase
Barúa - Motatán	Stk8Cpp	1900	1500 - 2600	10 - 53	25	Mixta
Barúa - Motatán	Stk8Cpp	1900	3000 - 4200	12 - 50	20	Mixta
Framolac - Ceuta	Stk8Cpp	2000	2800 - 4000	12 - 52	18	Mixta
La Ceiba	ceiba3d	502	3300 - 4500	09 - 60	16	Mixta

ÁREA BARUÁ – MOTATÁN

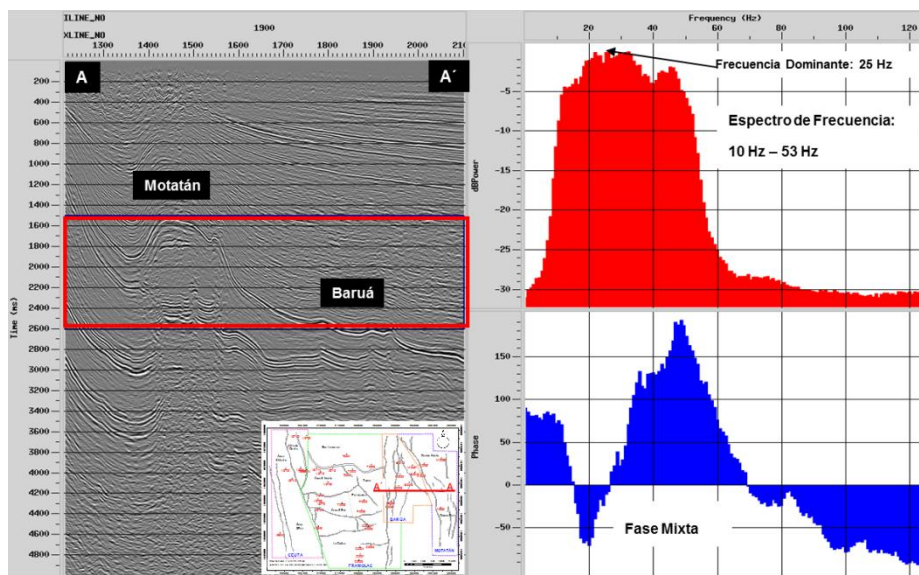


Figura 4.22: Análisis de los datos sísmicos correspondiente a la *inline* 1900 en el área de Barúa - Motatán en la ventana de tiempo 1500ms – 2600ms. Es posible observar que el rango de frecuencia donde se recupera las máximas amplitudes es 10 Hz – 53 Hz, y la frecuencia dominante es de 25 Hz. Del mismo modo se observa que la fase de los datos sísmicos es mixta.

ÁREA BARUÁ – MOTATÁN

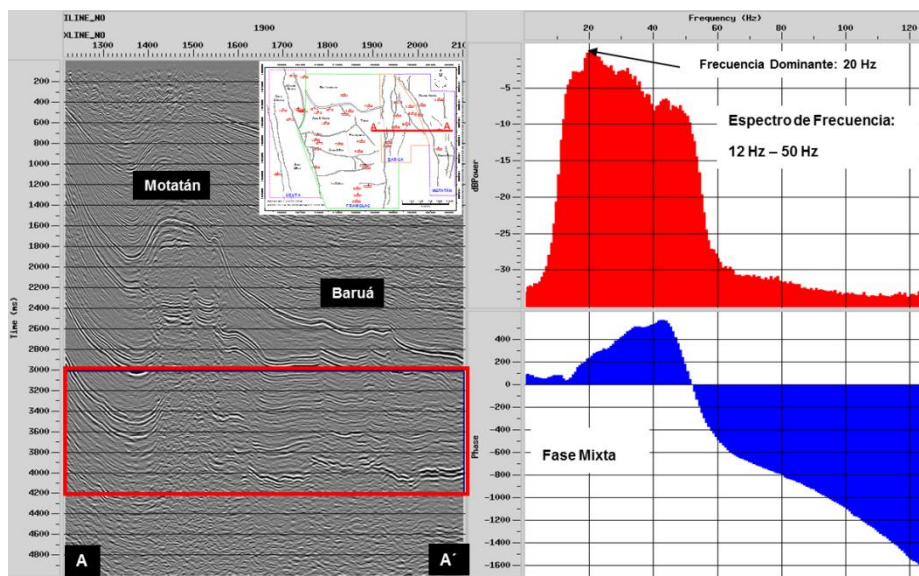


Figura 4.23: Análisis de los datos sísmicos en la misma sección (*inline* 1900) en una ventana de tiempo inferior 3000ms – 4200ms. En este caso la frecuencia dominante disminuye a 20 Hz y el espectro de frecuencia se encuentra entre 12 Hz y 50 Hz, de igual forma la fase de los datos es mixta.

ÁREA DE FRAMOLAC - CEUTA

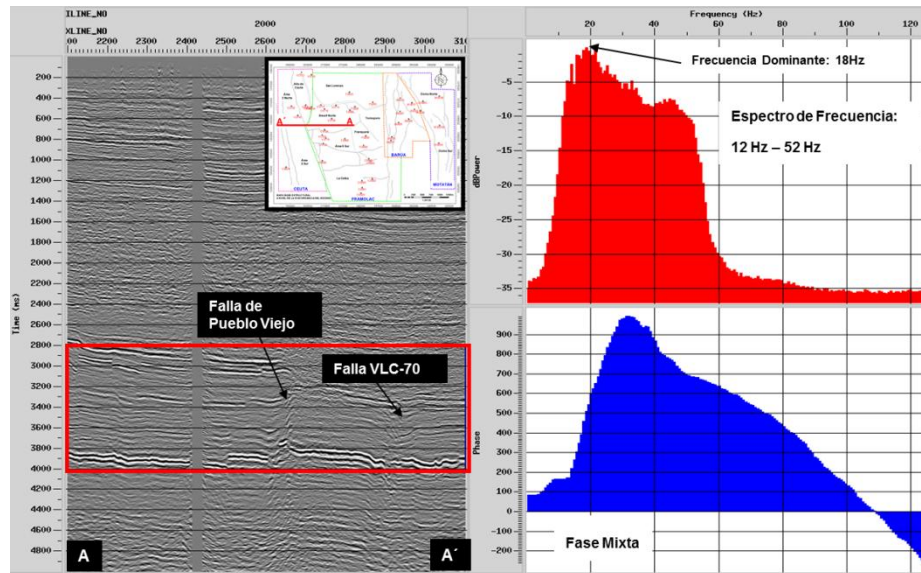


Figura 4.24: Análisis de los datos sísmicos para la *inline* 2000, en una ventana de tiempo que va de 2800ms a 4000ms. En este caso la frecuencia dominante se ve disminuida a 16 Hz y el espectro se maneja entre 12 Hz – 52 Hz. Los datos se encuentran en fase mixta.

ÁREA DE LA CEIBA

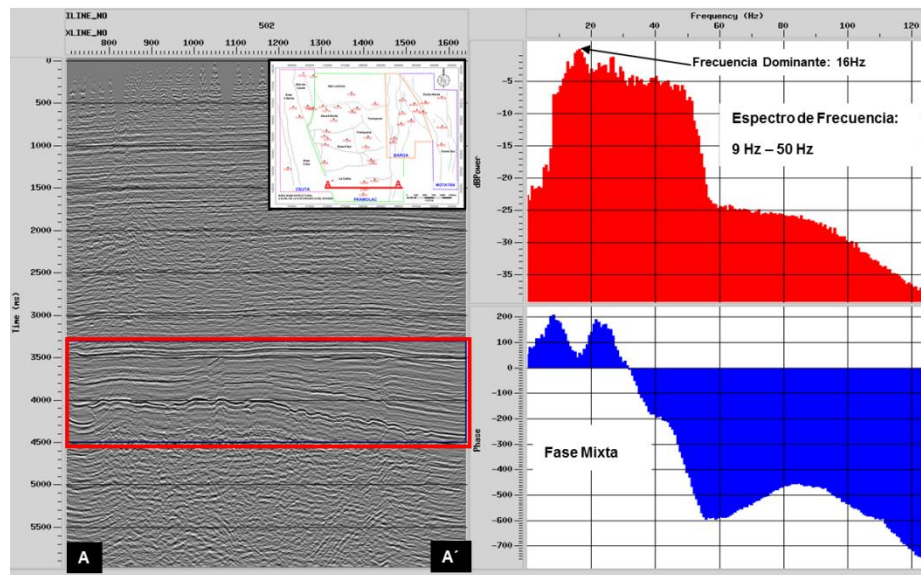


Figura 4.25: Análisis de los datos sísmicos para el cubo ceiba3d, en una sección trazada en la *inline* 502, en la ventana de tiempo 3300ms -4500ms. Para este cubo se tiene que el espectro donde se manejan los mayores valores de amplitud es de 9 Hz – 50 Hz, con una frecuencia dominante de 16 HZ, que comparado con las demás es de menor valor. De igual forma los datos se encuentran en fase mixta.

4.4.2 Estimación de la resolución vertical

La estimación de la resolución vertical se realizó por pozos, en primer lugar se extrajo el espectro de frecuencia de la sísmica tomando diez trazas vecinas a cada pozos en dirección *inline*, posteriormente se definió la ventana de tiempo de interés asegurando que se disponga de información de *Check Shots*. Seguidamente se obtuvo la velocidad interválica a partir de las tablas TZ ubicando los valores de profundidad y su equivalente en tiempo sencillo respectivamente. Una vez obtenidos los parámetros antes mencionados se estimó la resolución vertical a partir de la ecuación 4.

La estimación de la resolución a nivel del Paleoceno – Cretácico Superior, solo se efectuó en dos pozos ubicados en el área de La Ceiba (C0001 y C0005), debido a que son los únicos que disponen de información de *Check Shots* hasta niveles profundos, las características de la señal sísmica utilizada corresponden al cubo ceiba3d. En la tabla 4.9 se muestra la resolución vertical estimada para cada pozo, así mismo en la figura 4.25 se puede observar la resolución vertical por pozos en un gráfico de barras agrupado por áreas.

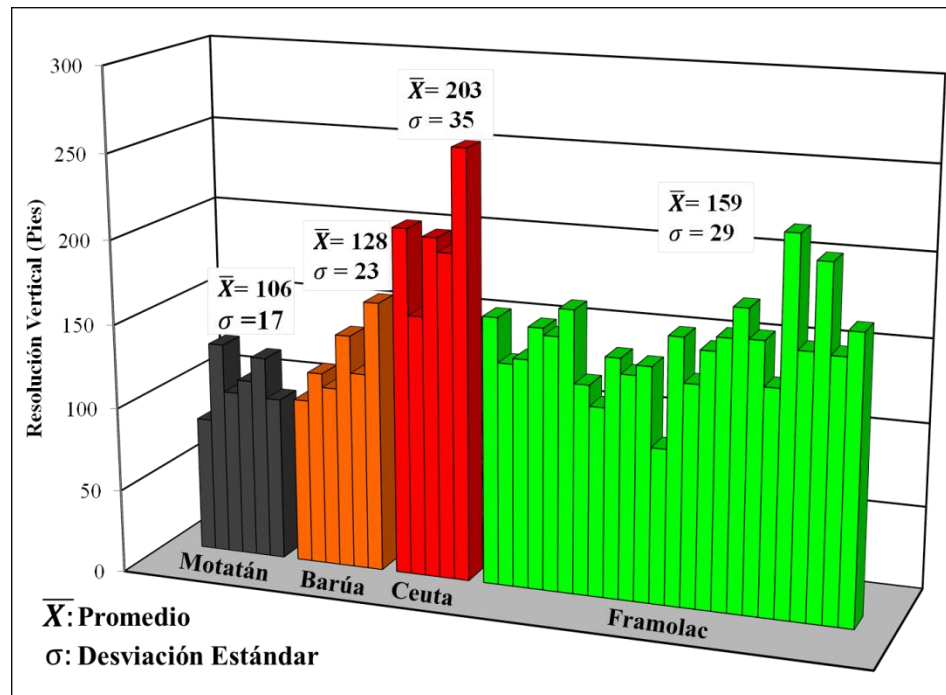


Figura 4.26: Resolución vertical a nivel del Eoceno (Discordancia del Eoceno – Discordancia del Paleoceno) para cada pozo. Por área se muestra el promedio y la desviación estándar de la resolución vertical.

Tabla 4.9: Estimación de la resolución vertical para cada pozo a nivel del Eoceno (Discordancia del Eoceno – Discordancia del Paleoceno) y Paleoceno - Cretácico (Discordancia del Paleoceno – Tope de Socuy)

Pozo	Área	Discordancia del Eoceno / Discordancia de Paleoceno				Discordancia del Paleoceno /Tope de las calizas Socuy			
		Velocidad Interválica (pies/s)	Frecuencia Dominante (Hz)	Longitud de Onda (λ)	Resolución Vertical (λ/4)	Velocidad Interválica (pies/s)	Frecuencia Dominante (Hz)	Longitud de Onda (λ)	Resolución Vertical (λ/4)
M0025B	Motatán	8100,00	25	324,00	81,00	---	---	---	---
M0036	Motatán	12826,00	25	513,04	128,26	---	---	---	---
M0037	Motatán	9944,30	25	397,77	99,44	---	---	---	---
M0038	Motatán	10755,90	25	430,24	107,56	---	---	---	---
M0050	Motatán	8814,20	18	489,68	122,42	---	---	---	---
M0065	Motatán	9023,40	23	392,32	98,08	---	---	---	---
B0015	Bárua	9921,00	25	396,84	99,21	---	---	---	---
B0016	Bárua	12245,60	20	612,28	153,07	---	---	---	---
B0019	Bárua	11662,10	25	466,48	116,62	---	---	---	---
B0020	Bárua	10840,00	25	433,60	108,40	---	---	---	---
B0026	Bárua	13538,10	24	564,09	141,02	---	---	---	---
B0035	Bárua	10927,20	23	475,10	118,77	---	---	---	---
B0037	Bárua	12977,10	20	648,86	162,21	---	---	---	---
V3911	Ceuta	10792,50	13	830,19	207,55	---	---	---	---
V3659	Ceuta	9391,00	15	626,07	156,52	---	---	---	---
V3690A	Ceuta	12208,00	15	813,87	203,47	---	---	---	---
V3732	Ceuta	10932,60	14	780,90	195,23	---	---	---	---
V3753	Ceuta	12295,40	12	1024,62	256,15	---	---	---	---
C0001	La Ceiba	16006,80	25	640,27	160,07	14367,77	15	957,85	239,46
C0002	La Ceiba	13359,40	25	534,38	133,59	---	---	---	---
C0003	La Ceiba	13699,20	25	547,97	136,99	---	---	---	---
C0004	La Ceiba	13754,23	22	625,19	156,30	---	---	---	---
C0005	La Ceiba	15218,80	25	608,75	152,19	14916,88	18	828,72	207,18
C0006	La Ceiba	15503,02	23	674,04	168,51	---	---	---	---
T0002	Tomoporo	12564,00	25	502,56	125,64	---	---	---	---
T0003	Tomoporo	11334,00	25	453,36	113,34	---	---	---	---
T0004	Tomoporo	11443,00	20	572,15	143,04	---	---	---	---
T0005	Tomoporo	9644,00	18	535,78	133,94	---	---	---	---
T0008	Tomoporo	11192,00	20	559,60	139,90	---	---	---	---
V3714	Área 8 Norte	9279,30	25	371,17	92,79	---	---	---	---
V3715	Área 8 Norte	15853,50	25	634,14	158,54	---	---	---	---
V3719	Área 8 Norte	10575,70	20	528,79	132,20	---	---	---	---
V3726	Área 8 Norte	13377,00	22	608,05	152,01	---	---	---	---
V3765	Área 8 Sur	12820,30	20	641,02	160,25	---	---	---	---
V3779	Área 8 Sur	12821,30	18	712,29	178,07	---	---	---	---
V3783	Área 8 Sur	16064,50	25	642,58	160,65	---	---	---	---
V3729	Área 8 Sur	11832,00	22	537,82	134,45	---	---	---	---
V3740	Área 2 Sur	12328,10	14	880,58	220,14	---	---	---	---
V3720	Área 2 Sur	13311,00	15	887,40	221,85	---	---	---	---
V3824	Área 2 Sur	13800,00	22	627,27	156,82	---	---	---	---
V3848	Área 2 Sur	10792,50	13	830,19	207,55	---	---	---	---
F0002	Franquera	11206,00	18	622,56	155,64	---	---	---	---
F0008	Franquera	13617,00	20	680,85	170,21	---	---	---	---

 Motatán
 Framolac

 Bárua
 Ceuta

4.5 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

La interpretación estructural se llevó a cabo en la aplicación *SeisWorks* de la plataforma *OpenWorks*, del mismo modo se hizo uso de las aplicaciones *GeoProbe* y *Petrel 2008*, para la visualización de la interpretación realizada, generación de mapas de atributos estructurales, cubos de semblanza y estructural; siendo estas, herramientas de gran utilidad en la interpretación de fallas.

En primer lugar se realizó la interpretación de los horizontes sísmicos y posteriormente la interpretación de las fallas principales del área.

4.5.1 Interpretación de horizontes

4.5.1.1 Picado de los horizontes

Primero se identificó la polaridad en la amplitud para los topes geológicos en todos los pozos, por convención americana se tiene que; valores de amplitud positivos se le denomina pico y valores negativos valle, del mismo modo cuando se encuentra entre estas dos se le conoce como cero *crossing*, representándolo con la simbología (+/-) cuando va de positivo a negativo y (-/+) cuando sucede lo contrario.

En la calibración topes - sísmica se asoció la Discordancia del Eoceno a polaridad negativa (valle), con algunos casos puntuales que caen en cero *crossing* (-/+), en el caso de la Discordancia del Paleoceno y tope de las calizas de Socuy ambos coinciden en amplitud positiva (Pico). En la tabla 4.7 se muestra la polaridad de la amplitud para cada tope geológico de todos los pozos utilizados en el modelo.

Es importante señalar que la interpretación del horizonte correspondiente a la base de las lutitas de la Formación Paují no se encontraba dentro de los objetivos establecidos en este estudio, la interpretación se realizó a petición del equipo de geomecánica del área con el objetivo de conocer la geometría de este paquete lutítico que representa grandes problemas operacionales durante la perforación.

En la actualidad se encuentra en ejecución el proceso de homologación de los topes geológicos de las distintas áreas de Zulia suroriental, por tal motivo no se tiene consolidado los marcadores para las arenas de los yacimientos, en vista a esta situación se tomó la decisión de interpretar la base de las lutitas de Paují en el cero

crossing (-/+) que le antecede al reflector bastante marcado producto del alto contraste de impedancia acústica que existe entre ambas litologías (lutitas – arenas), es un reflector que se pudo seguir fácilmente en toda el área y como apoyo se utilizaron los registros de gamma ray durante la interpretación.

El picado de los horizontes se realizó siguiendo los reflectores identificados durante la calibración, en primer lugar se comenzó la interpretación en secciones sísmicas trazadas en dirección *inline*, *crossline* y arbitrarias que pasaran por los pozos calibrados, ya teniendo estas secciones guías se procedió a realizar el picado en ambas direcciones (*inline* y *crossline*) en toda el área, tomando un espaciamiento de 50 líneas, posteriormente se redujo a 25 líneas para obtener más detalle y mejor control en la interpretación y por último cada 10 líneas.

La interpretación del horizonte correspondiente a la Discordancia del Eoceno y base de las lutitas de Paují, se comenzó a partir de los pozos calibrados en las áreas de Barúa – Motatán, por ser el área con mejor calidad en los datos sísmicos, y con mayor espesor del paquete lutítico. En la interpretación de los horizontes correspondiente a la Discordancia del Paleoceno y tope de Socuy no se pudo comenzar en dicha área debido a que no se dispone de pozos que lleguen a estos niveles, y adicionalmente los reflectores pierden continuidad, por tal motivo la interpretación se comenzó en las área donde se tiene información de pozos.

Es importante señalar que en áreas estructuralmente complejas se estableció una metodología de interpretación un tanto diferente, se realizó el picado en forma de mallado observando la continuidad de los reflectores en ambas direcciones (Figura 4.26). Este método resulta ser un proceso que requiere mayor inversión de tiempo por parte del intérprete, sin embargo permite tener mejor control de la interpretación en dichas áreas.

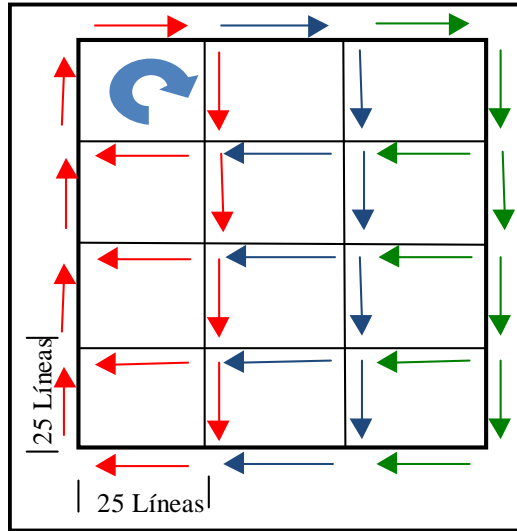


Figura 4.27: Metodología empleada en la interpretación de horizontes en zonas estructuralmente complejas. Se realizó el picado en una dirección con espaciamiento de 25 líneas y luego se continuó el picado en dirección perpendicular con el mismo espaciamiento, así hasta completar un cuadro, con esta metodología se observó de mejor forma la continuidad del reflector en ambas direcciones, traduciéndose en mejor control en la interpretación.

Durante la interpretación de los horizontes se hizo uso de polígonos de correlación, la misma es una herramienta que ofrece la plataforma *SeisWorks*, la cual permite extraer de la sección sísmica el área encerrada por un polígono y desplazarla a cualquier zona con el fin de observar la correlación y continuidad de los reflectores. En zonas donde la señal sísmica no permitió la clara continuidad de los reflectores y no se disponía de información de pozos resultó de gran utilidad (Figura 4.27).

Es importante mencionar que la interpretación de los horizontes se realizó bajo la modalidad *autodip*, la cual sigue el máximo valor de amplitud entre cada traza lo que se traduce en mejor control durante la aplicación del algoritmo de seguimiento (*ZAP*) en la interpolación de los horizontes, asegurando continuidad en el valor de la amplitud y ciclo de la señal en la que se está interpretando. Del mismo modo se obtiene mejores resultados en la aplicación de atributos estructurales, resaltando de mejor forma y con mayor certeza los alineamientos estructurales presentes en el área. En la figura 4.28 se muestra el picado realizado para cada horizonte interpretado.

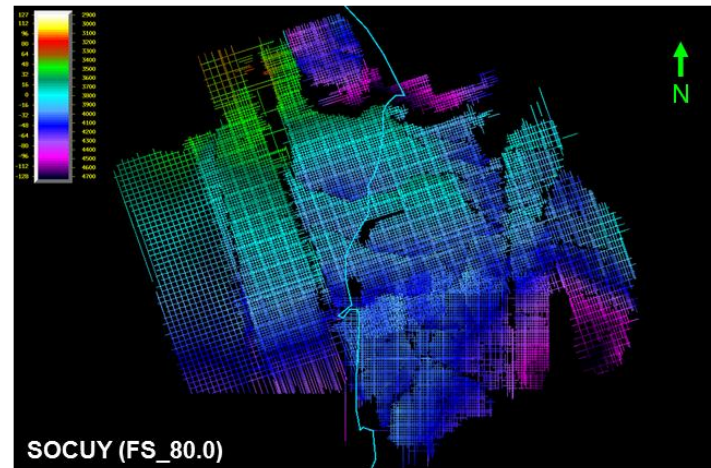
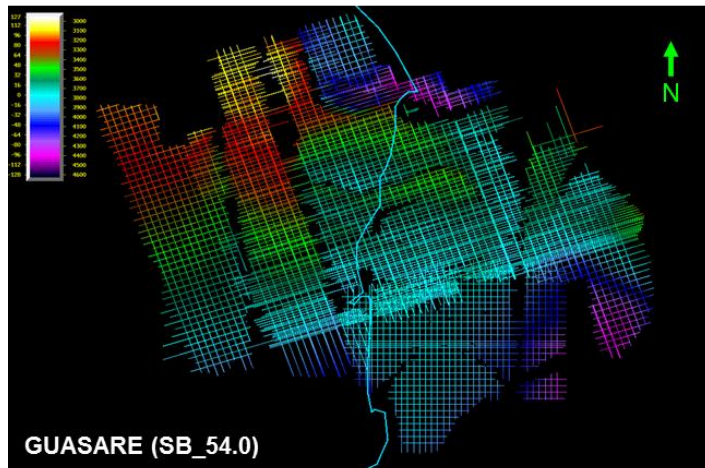
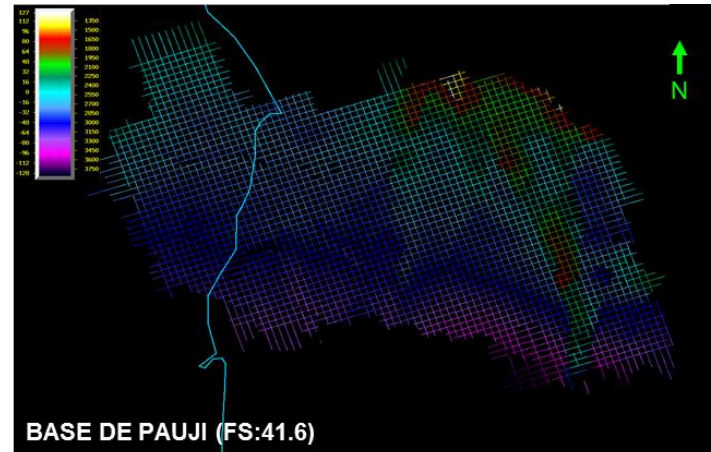
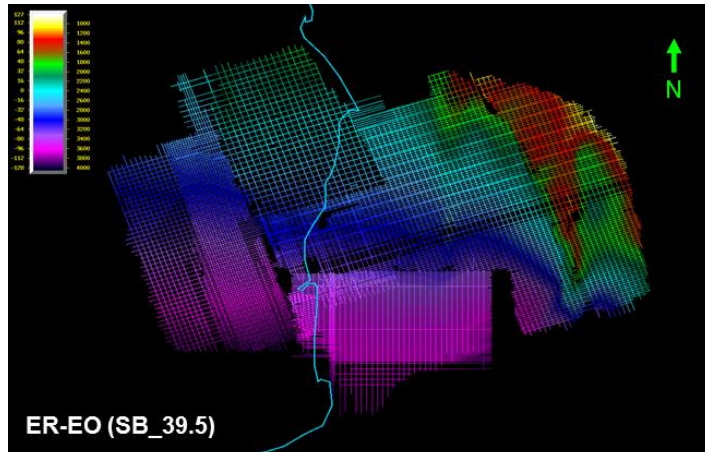


Figura 4.28: Mallado realizado en la interpretación de cada una de las superficies. Se observa que hacia el este, en los niveles correspondiente a la Discordancia del Paleoceno y tope de las calizas de Socuy no se logró realizar la interpretación, producto del empobrecimiento en la calidad de la data sísmica.

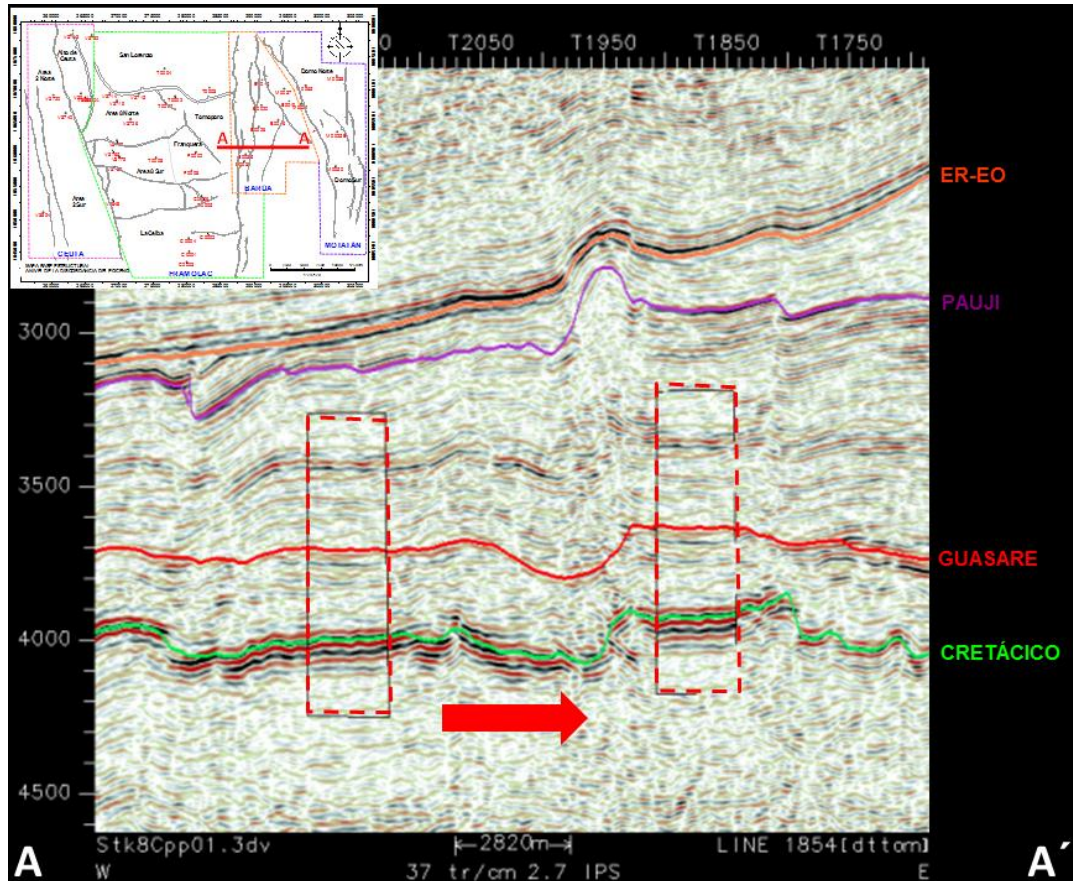


Figura 4.29: Polígono de autocorrelación. Se puede observar como dicha herramienta permite identificar el reflector que se está interpretando en zonas donde la señal de la sísmica es deficiente y no se dispone de información de pozo.

4.5.1.2 Interpolación de los horizontes

La interpolación de los horizontes se realizó bajo el algoritmo de rastreo o seguimiento conocido como *ZAP*, el mismo realiza la interpolación entre cada semilla siguiendo el valor de amplitud en las trazas, a diferencia de los métodos de interpolación convencional que no toma en cuenta las características de la señal sino que realizan la unión lineal entre las semillas.

Posteriormente se le aplicó un suavizado a los horizontes a fin de mejorar la geometría de los contornos, obteniendo mejor apariencia en los mapas. Por último se realizó una revisión a detalle, a fin de observar anomalías causadas por mal picado o problemas durante el *ZAP*, estos defectos fueron corregidos posteriormente. En la figura 4.29 se observa los mapas estructurales en tiempo.

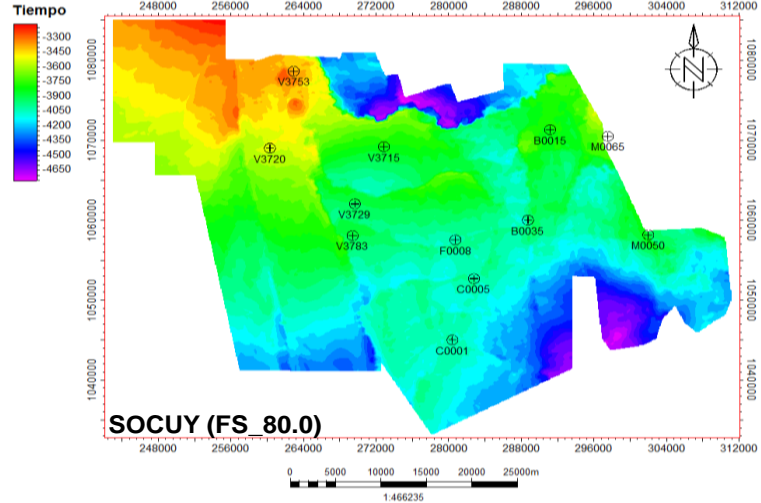
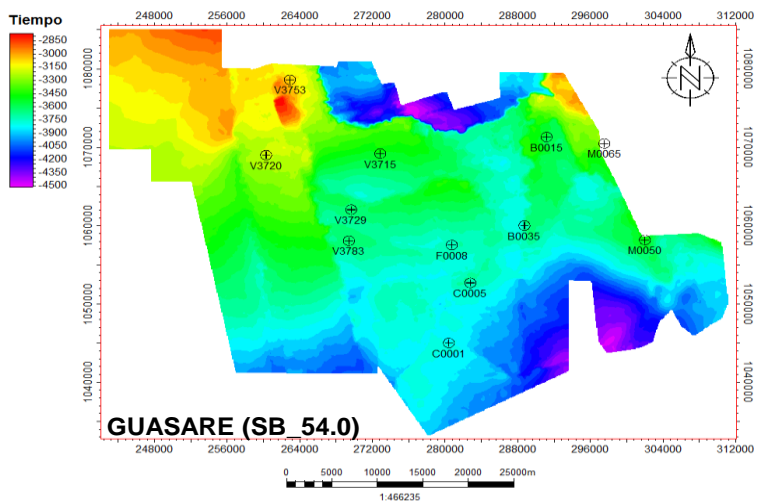
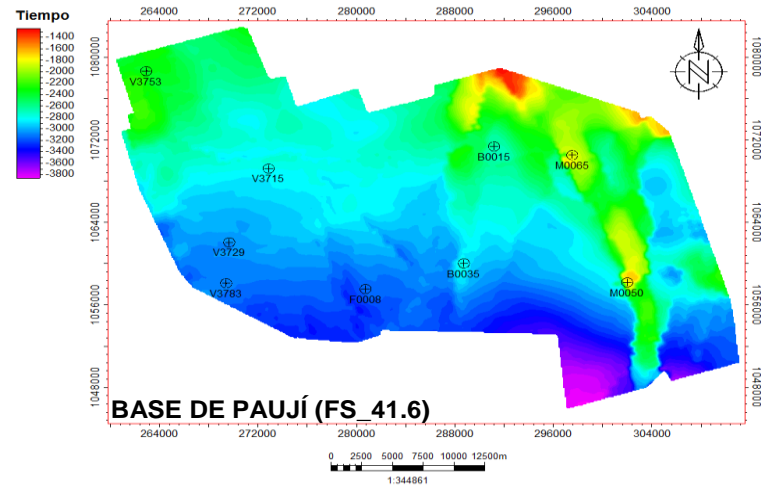
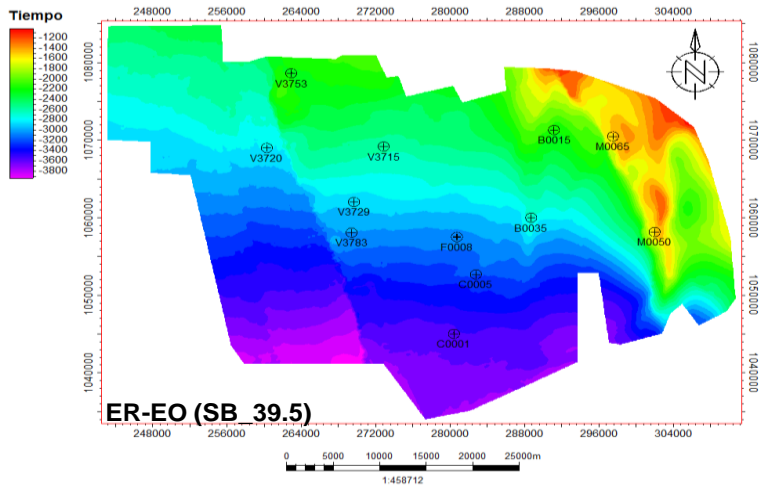


Figura 4.30: Mapas estructurales en tiempo de las superficies interpretadas

4.5.2 Generación de mapas de atributos estructurales

Una vez obtenidos los mapas en tiempo para cada superficie interpretada se generaron atributos estructurales a fin de resaltar los alineamientos presentes en el área. Cabe destacar que los mapas utilizados en esta fase corresponden a los mapas interpolados sin suavizar, debido a que al aplicar el algoritmo de suavizado altera la geometría de la interpretación de los horizontes desviándose de la realidad estructural.

La generación de dichos mapas se realizó en distintas aplicaciones obteniendo un abanico de herramientas disponibles durante la interpretación de las fallas, cada una resaltando características distintas. Se utilizó la aplicación *SeisWorks*, la cual permite aplicar atributos de Buzamiento (*Dip*), Borde (*Edge*), Azimut y *Dip-Azimut*, siendo el atributo *Dip* el que resaltó de mejor forma los alineamientos presentes en el área.

Del mismo modo se exportaron los horizontes a la aplicación *GeoProbe*, y se le aplicó el atributo *Dip*, siendo el mismo muy aprovechado ya que permitió observar de muy buena forma los alineamientos estructurales. Siendo otra aplicación, pertenece a la plataforma de *OpenWorks* y se puede realizar el enlace entre ambas a fin de trabajar simultáneamente permitiendo interpretar en la sección sísmica en *SeisWorks* mientras que se sigue la estructura en los mapas en *GeoProbe*.

Por último se exportaron los horizontes a Petrel 2008, en donde se aplicaron atributos de *Dip* (Figura 4.30), Curvatura Media y Mínima Curvatura, siendo estos de igual forma de gran utilidad en la interpretación de las fallas, permitiendo tener muy buena visualización 3D de las estructuras ayudando en el análisis y entendimiento del marco estructural del área.

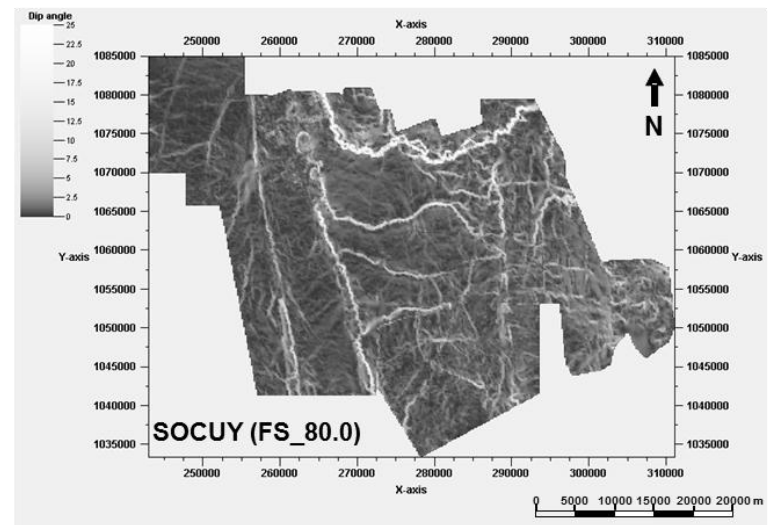
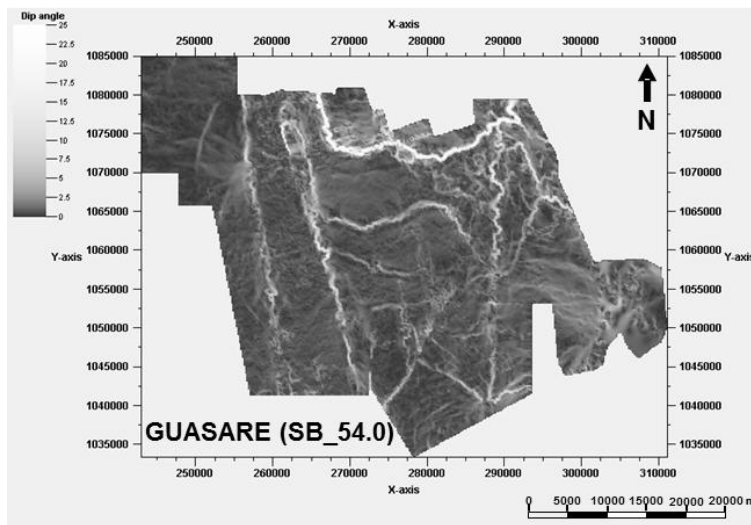
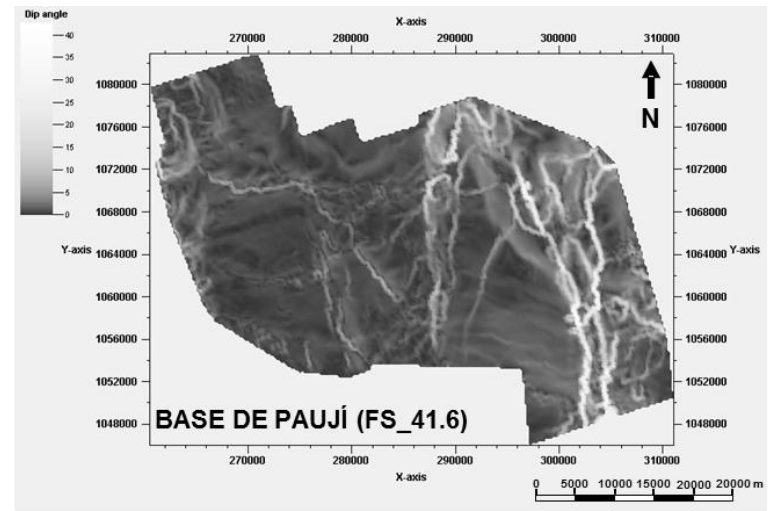
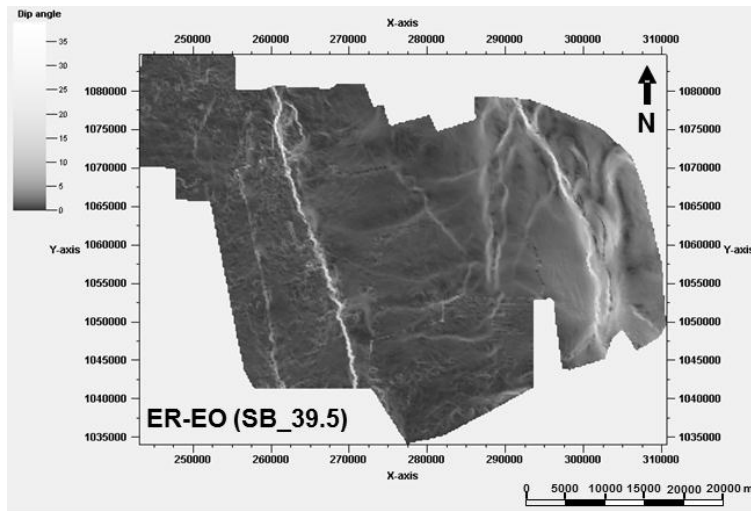


Figura 4.31: Mapas de atributo *Dip* para cada superficie interpretada. Se puede apreciar los alineamientos estructurales presentes en cada nivel.

4.5.3 Generación de cubos de semblanza y estructural

En la aplicación *PostStack/PAL* se generaron cubos de semblanza para los volúmenes sísmicos *Stk8Cpp* y *ceiba3d*, la aplicación requiere colocar el número de trazas vecinas a la cual va aplicar su algoritmo de comparación, en este estudio se colocaron 8 traza (todas las trazas vecinas), y la ventana de tiempo de interés. Los cubos generados fueron cargados en *SeisWorks* y se trazaron distintos *time slice* en el intervalo de interés a fin de conocer la geometría de las estructuras y visualizar su comportamiento en los diferentes niveles.

Por otra parte en la aplicación *GeoProbe* se generaron cubos de semblanza y estructural para ambos volúmenes sísmicos. La misma resulta ser una aplicación más interactiva, permitiendo variar continuamente la ventana de tiempo de los cubos de atributos en vista 3D y así observar con mejor detalle el comportamiento de las fallas, del mismo modo los planos de fallas fueron cargados y se corroboró la interpretación realizada.

Se generaron cubos de atributos mixtos (semblanza y estructural) y los cubos de amplitud respectivamente (*Stk8Cpp* y *Ceiba3d*), mostrando muy buena visualización de las características estructurales del área (Figura 4.31).

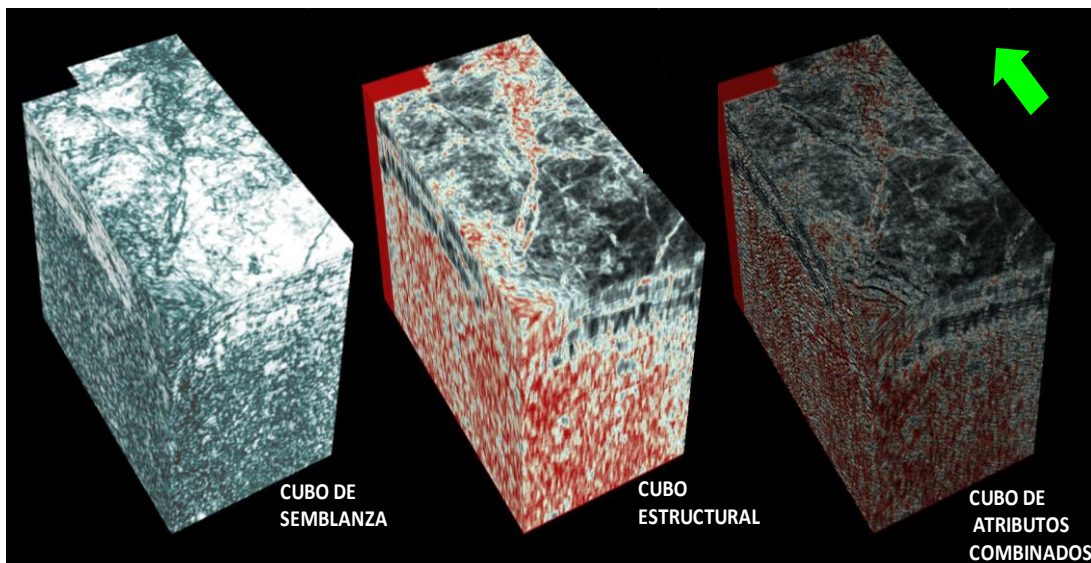


Figura 4.32: Cubos de atributos generados en la aplicación *GeoProbe* para el volumen sísmico *ceiba3d*.

4.5.4 Interpretación de fallas

Una vez comprendido el marco estructural regional del área, los regímenes tectónicos que han imperado y en función a ellos los diferentes estilos estructurales que pueden estar presentes en el área, se comenzó por identificar las fallas principales. Dichas fallas se caracterizan por presentar alto desplazamiento vertical (salto de falla) y grandes longitudes, apreciándose fácilmente su continuidad en diferentes secciones sísmicas con espaciamiento pronunciado entre ellas. De acuerdo a la familia de fallas principales se procedió a identificar las fallas secundarias asociadas a ellas, las mismas son de menores dimensiones.

Se tomó como criterio de evidencia de fallas en las secciones sísmicas, observar discontinuidades o cambio bruscos en la geometría de los reflectores. Por otra parte se hizo uso como herramienta de apoyo en la identificación de fallas, los mapas de atributos estructurales y los volumen de semblanza y estructural previamente construidos.

La interpretación de las fallas se realizó cada 25 líneas debido a la magnitud del área, sin embargo se evaluó el comportamiento de las mismas cada 5 líneas a fin de tener mayor control durante la interpretación. En la figura 4.32 se puede observar la intersección de las fallas interpretadas sobre un *time slice* a los 3580 ms del cubo de semblanza generado para el volumen sísmico Stk8Cpp.

Es importante señalar que en principio se estableció sólo la interpretación de las fallas de mayor relevancia en el área, sin embargo en vista que los proyectos Framolac y Motatán iniciarán la fase II próximamente, se tomó la decisión de realizar la interpretación en dichas áreas con más detalle, a fin de aportar mayor información en la definición estructural.

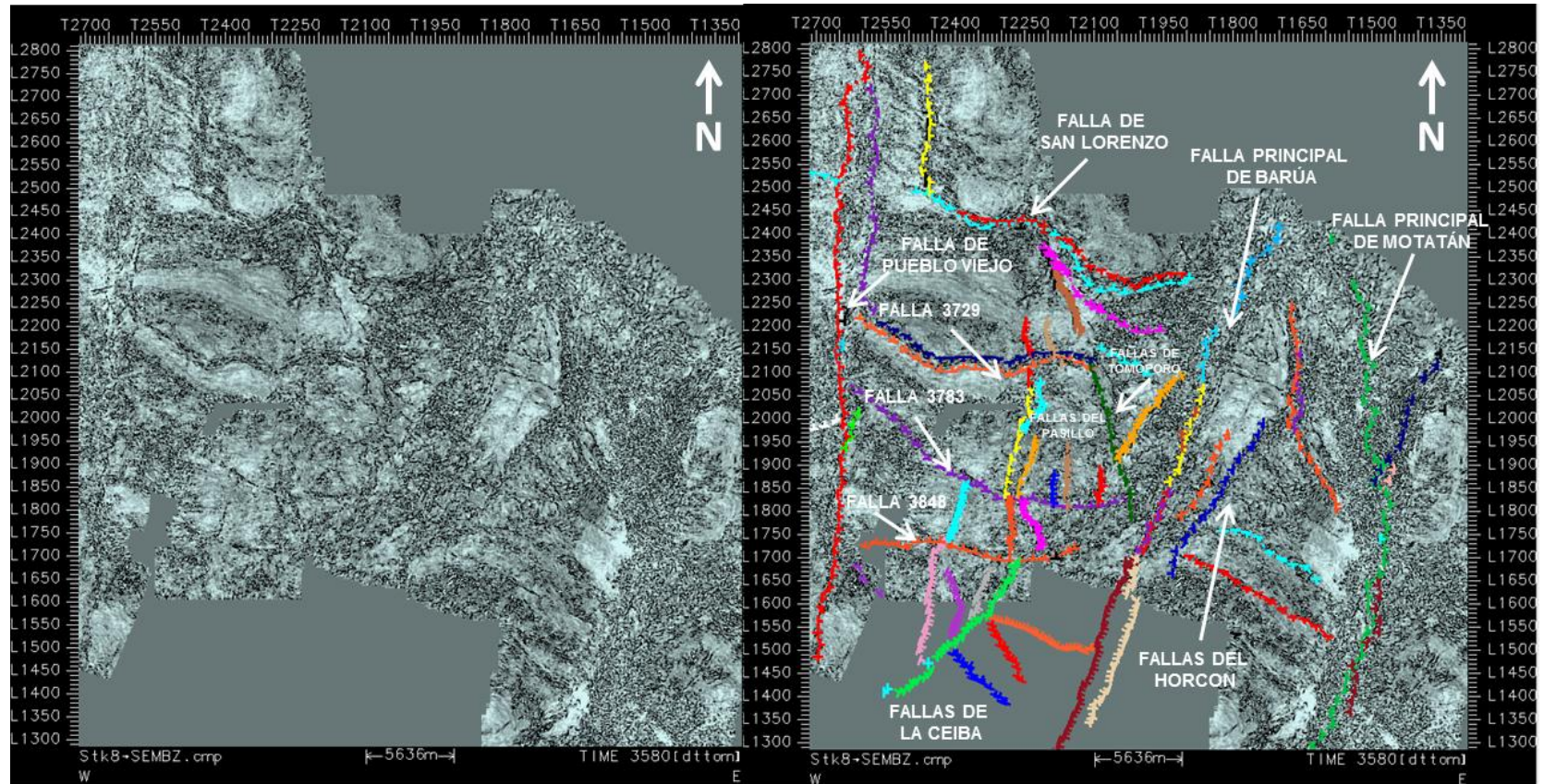


Figura 4.33: *Time slice* a los 3580ms del volumen de semblanza generado para el cubo Stk8Cpp. Es posible observar la intersección de las fallas interpretadas a este nivel en dirección *inline* y *crossline*, y la dirección de buzamiento que ellas poseen. Hacia el área de La Ceiba no se observa el atributo ya que pertenece a otro volumen sísmico y la aplicación no permite trazar un *time slice* que involucre ambos volúmenes simultáneamente.

4.6 CONVERSIÓN TIEMPO – PROFUNDIDAD

En la construcción de un modelo estructural, las interpretaciones realizadas se encuentran en el dominio del tiempo, debido al hecho de trabajar con datos sísmicos donde su atributo se encuentra registrado en tiempo doble de tránsito, siendo esta una medición sin practicidad en las actividades petroleras, es por esto necesario realizar la conversión de la interpretación realizada a profundidad.

El flujo de trabajo utilizado en este estudio para la conversión de la interpretación estructural a profundidad se muestra a continuación.

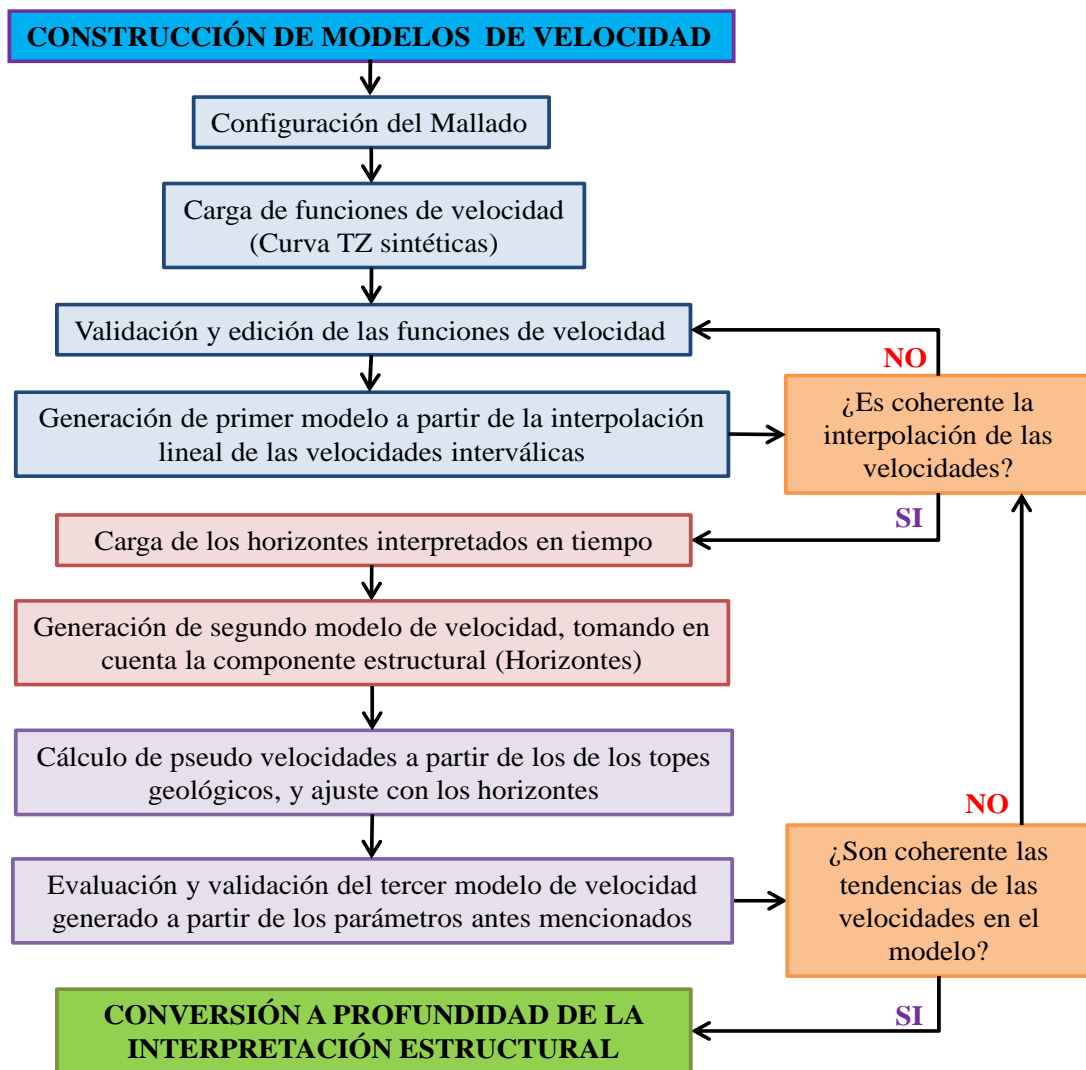


Figura 4.34: Flujo de trabajo utilizado en la fase de conversión a profundidad de la interpretación estructural.

4.6.1 Elaboración de modelo tridimensional de velocidad

Se realizó la conversión de tiempo a profundidad a partir de la elaboración de modelo tridimensional de velocidad, realizados en la aplicación *Depth Team Express* (DTE), y visualizando los resultados en la aplicación *Depth Team 3D Viewer*, ambos de la plataforma *OpenWorks*.

La aplicación DTE genera un volumen de velocidad a partir de interpolación no lineal de las velocidades interválicas obtenidas de las tablas TZ calibradas, tomando en cuenta el factor geológico – estructural representados por los horizontes en tiempo interpretados en el área y los topes estratigráficos de cada pozo.

En este estudio fue necesario elaborar dos modelos de velocidad, debido a que la interpretación estructural se realizó utilizando dos volúmenes sísmicos, y el *software* no permite generar modelos de velocidad que involucre más de un *survey*. Por esta razón se generó un modelo de velocidad para el cubo sísmico Stk8Cpp y de igual forma para el cubo ceiba3d. Del mismo modo la conversión a profundidad se realizó por separado.

4.6.1.1 Construcción del mallado

Inicialmente se construyó el mallado requerido por el *software* para la ejecución de su algoritmo, el mismo opera por nodos, dependiendo de la densidad de nodos el modelo es de mayor o menor resolución. Es importante mencionar que a mayor densidad de nodos, se requiere mayor poder de cómputo, lo que resulta ser problemático durante la construcción del modelo, es por esto que se debe mantener un equilibrio entre estos dos factores (resolución/costo de cómputo).

Se estableció un mallado donde fuera posible representar los cambios de velocidad en los intervalos de interés de menores dimensiones. Para ser consistentes en ambos modelos se estableció una separación en dirección *inline* de 240m, en dirección *crossline* de 360m y en vertical un espaciamiento cada 15ms.

4.6.1.2 Carga y análisis de las curvas TZ

Para la elaboración del modelo de velocidad se seleccionaron todos los pozos utilizados en la calibración, posteriormente algunos pozos fueron descartados por mostrar comportamiento anómalo en las velocidades. Por otra parte se crearon pozos ficticios en zonas sin información de velocidades.

Se realizó la carga de las curvas TZ sintética de cada pozo generadas en la calibración sísmica - pozo, seguidamente en el editor de curvas se realizó un minucioso análisis de las mismas, evaluando el comportamiento de las velocidades interválicas de cada pozo y corrigiendo los picos anómalo fuera de la tendencia general. Así mismo el editor de curvas permite desplegar todas las curvas en conjunto, de esta forma se evaluó el comportamiento de cada una respecto a las demás (Figura 4.34).

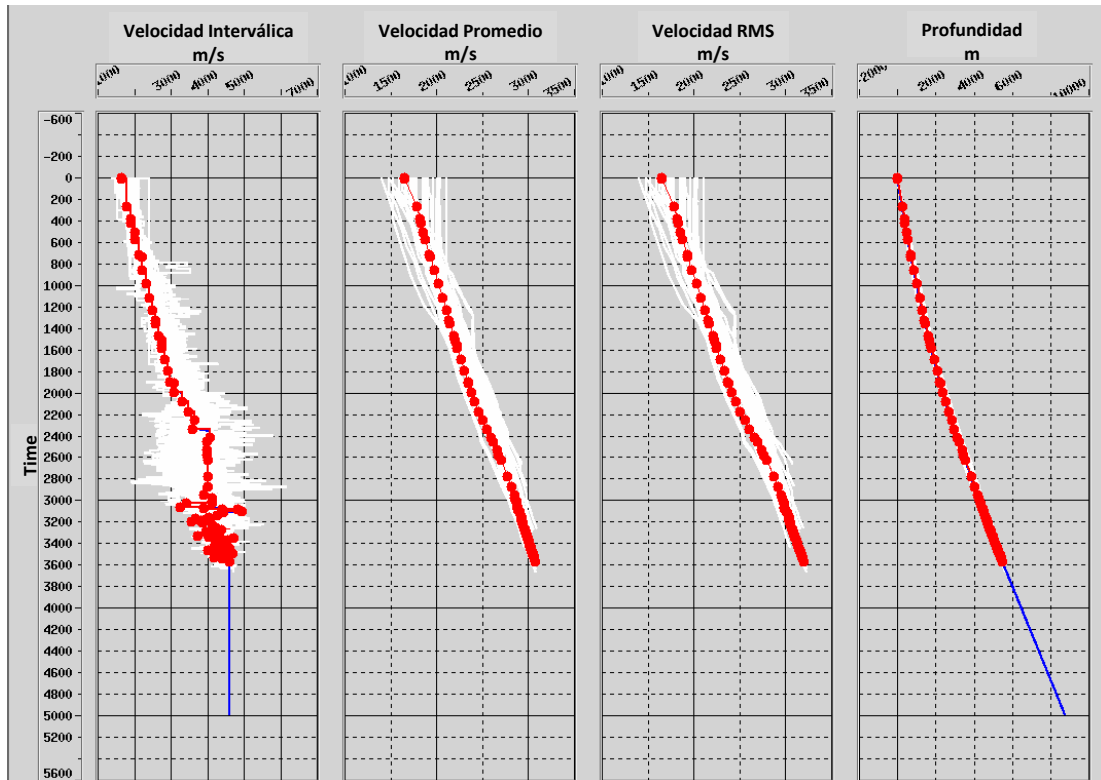


Figura 4.35: Edición de curvas de velocidad previo a la generación del modelo. En rojo se muestra la función de velocidad para el pozo C0001 y en blanco las funciones de velocidad de los pozos restantes utilizados en el modelo. Debido a la magnitud del área y a la complejidad estructural, no se observa una tendencia predominante en las funciones de velocidad.

Posterior a la edición de las funciones de velocidad, se realizó la evaluación en el visualizador 3D, con el fin de mantener control de calidad durante la elaboración del modelo de velocidad. Es importante señalar que el *software* genera copias de las curvas TZ utilizadas, de tal modo que las ediciones no afecten de ninguna forma las curvas originales.

Los modelos de velocidad generados mantiene buen control de las velocidades a nivel del Eoceno, en niveles inferiores disminuye la certidumbre debido a que se dispone sólo de dos pozos con información de *CheckShots* que alcancen el tope de calizas de Socuy.

Fue necesario crear pozos ficticios en zonas donde no se tiene control de las velocidades, a dichos pozos se le copió la curva TZ de un pozo que estuviese bajo el mismo bloque estructural y que mantuviera tendencia similar en las velocidades con pozos vecinos, tomando como apoyo el análisis realizado de las curvas TZ.

Una vez finalizado el análisis de las curvas de todos los pozos seleccionados, se obtuvo un primer modelo de velocidad, realizado a partir de la interpolación lineal de las velocidades interválica de cada pozo. La generación de este primer modelo permitió observar las variaciones tanto laterales como en profundidad del campo de velocidad en el área de estudio.

4.6.1.3 Carga de los horizontes interpretados

Se incorporó la componente estructural representada por los horizontes sísmicos interpretados en tiempo, los mismos controlaron la interpolación de las velocidades interválicas siguiendo la geometría de los mismos.

El *software* en su algoritmo requiere un suavizado y extrapolación de los horizontes en todo el volumen, lo que generó tendencias anómalas de los mismos, por tal motivo el modelo de velocidad en las áreas donde no se tuvo información estructural (horizontes) disminuye la certidumbre.

Para la construcción de ambos modelos de velocidad se utilizaron los horizontes correspondientes a la Discordancia del Eoceno (SB_39.5), Discordancia del Paleoceno (SB_54) y tope de las calizas de Socuy (FS_80) (Figura 4.35). No se hizo

uso del horizonte correspondiente a la base de las lutitas de Pauj , debido a que el mismo se trunca contra la Discordancia del Eoceno, y el *software* al realizar la extrapolaci3n lo intersecta generando anomalías en las velocidades.

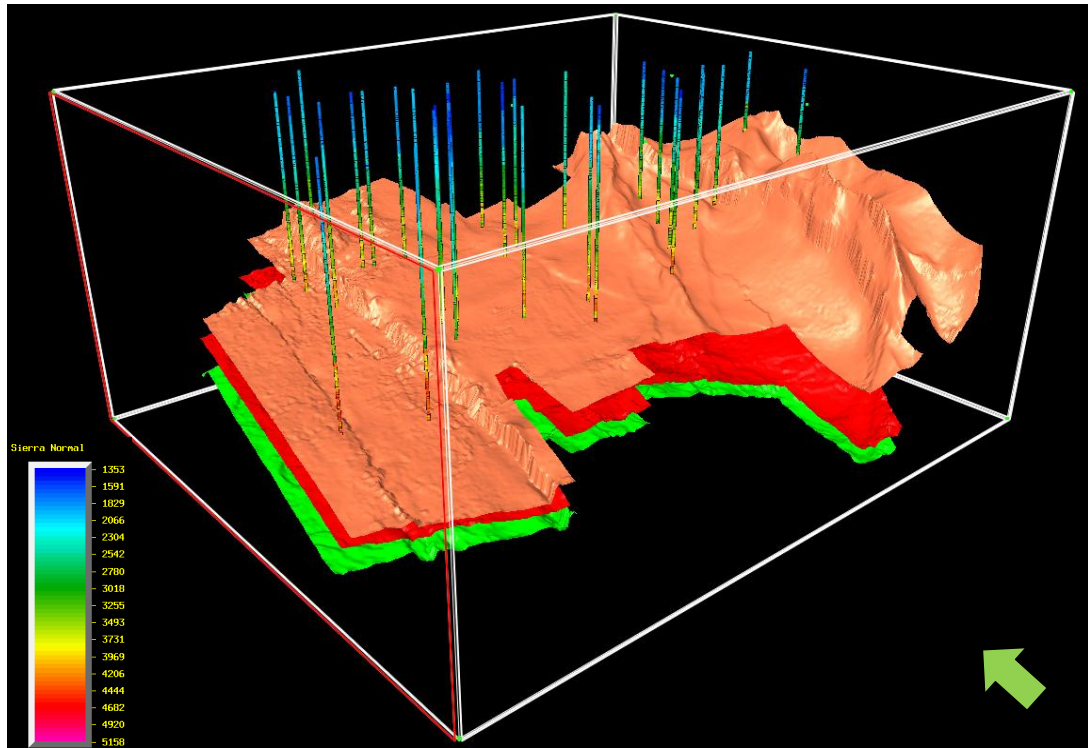


Figura 4.36: Funciones de velocidad y horizontes sísmicos utilizados en la construcci3n del modelo de velocidad correspondiente al cubo Stk8Ccpp.

Una vez insertados los horizontes sísmicos se generaron los modelos de velocidad y posteriormente se realiz3 la revisi3n y análisis de los mismos a través del visualizador 3D.

4.6.1.4 Ajuste del modelo de velocidad con los topes geol3gicos

Finalmente como insumo para el modelo de velocidad, se realiz3 la carga de los topes geol3gicos utilizados en la interpretaci3n de los horizontes, ubicando el nombre de cada uno de ellos y seleccionando el respectivo intérprete con que se trabaj3 en la construcci3n del modelo estructural. Posteriormente a cada tope se le asign3 la

superficie correspondiente para finalmente generar el modelo con este nuevo parámetro insertado.

El *software* en su algoritmo calcula la velocidad interválica entre topes geológicos, obteniendo una pseudo velocidad que posteriormente corrige las velocidades del modelo en las adyacencias del pozo, de esta forma se ajusta la superficie con los topes geológicos.

4.6.1.5 Revisión y control de calidad de los modelos de velocidad generados

Una vez generados los modelos de velocidad a partir de los insumos antes mencionados, se realizó una revisión exhaustiva de los mismos, observando las variaciones de la velocidad tanto lateral como en profundidad y asegurando que no existan áreas con anomalías en las velocidades. Así mismo, se realizó el análisis del reporte arrojado por el *software* de la calibración de las velocidades con los topes geológicos, la cual mostro poca variación, demostrando tener buen control en las velocidades.

Por último se realizó la comparación de las profundidades de los topes de 4 pozos con las profundidades obtenidas a partir del modelo de velocidad (Tabla 5.1). Se puede observar que a nivel de la Discordancia del Eoceno la diferencia no es marcada, al igual que en la superficie de Guasare, se encuentra dentro del margen de error que está regido por la resolución vertical. En el Cretácico debido a la poca información de velocidad, se obtuvo mayor diferencia en las profundidades, sin embargo, es menor a la resolución vertical que es el máximo error permitido.

Tabla 4. 10: Validación de los modelos de velocidad

Pozo	Topes Geologicos	Modelo (pies)	Profundidad de Tope (pies)	Diferencia (pies)
CEI0001	ER-EO	17878	17921	43
	GUASARE	19655	19720	65
	SOCUY	20830	20940	110
M0038	ER-EO	5189	5133	56
	GUASARE	---	---	---
	SOCUY	---	---	---
F0008	ER-EO	14956	14915	41
	GUASARE	---	---	---
	SOCUY	---	---	---
C0005	ER-EO	17921	17873	48
	GUASARE	19890	19818	72
	SOCUY	21450	21318	132

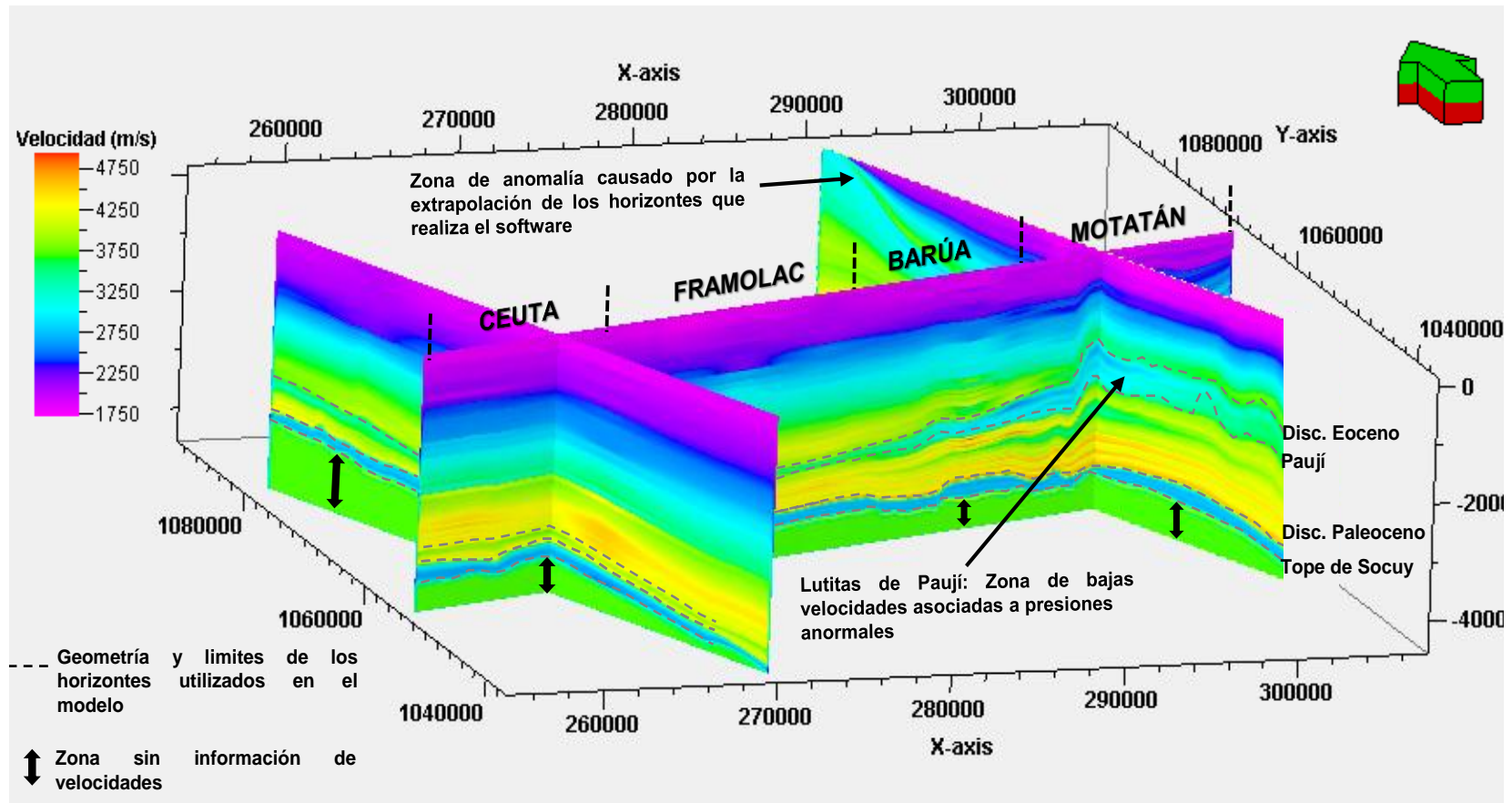


Figura 4.37: Modelo de velocidad generado para el cubo sísmico Stk8Cpp a partir de las curvas TZ sintéticas obtenidas en la calibración, los horizontes en tiempo interpretado y los topes geológico de cada superficie. Es posible observar una zona de baja velocidad a nivel de las lutitas de Paují producto de presiones anormales en este paquete, del mismo modo entre la Discordancia del Paleoceno y Tope de Socuy se observar disminución considerable en las velocidades debido a una litología un poco más arcillosa (Guasare, Lutitas de Colón). Las áreas fuera de los límites de los horizontes pierden credibilidad en las velocidades producto de la extrapolación que realiza el *software*.

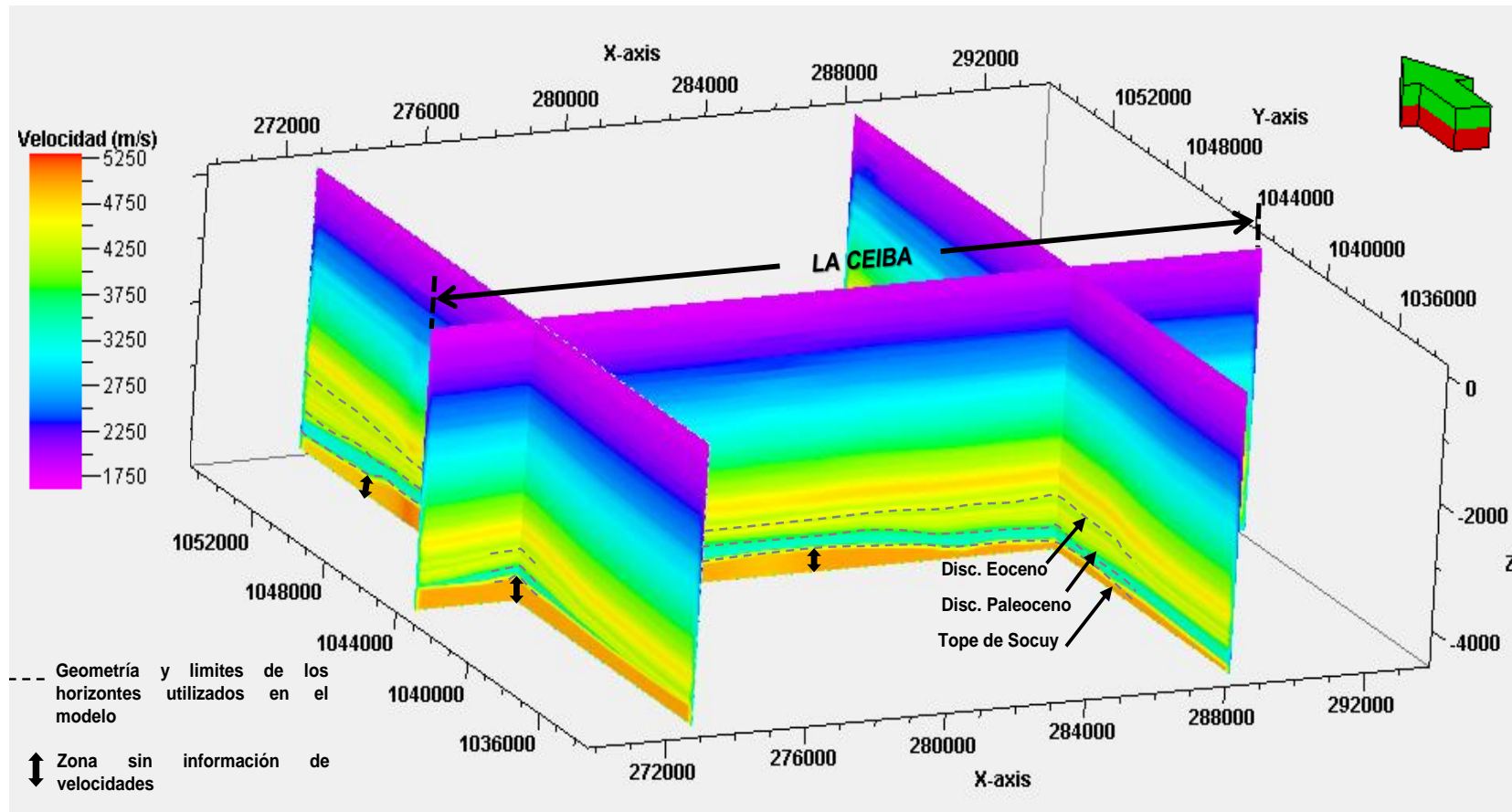


Figura 4.38: Modelo de velocidades generado para el cubo sísmico ceiba3d visto desde el SO. Se puede observar que los cambios de velocidades mantienen cierto gradiente, aumenta la velocidad a medida que se profundiza hasta llegar a la Discordancia del Paleoceno que se observa una disminución considerable en las velocidades. Fue necesario crear pozos ficticios en los extremos este y oeste del *survey*, debido a que los pozos disponibles se encuentran alineados en dirección N-S en la zona central (Figura 4.10), y no se tenía control de las velocidades en el resto de las áreas.

4.6.2 Conversión a profundidad de la interpretación estructural realizada

La conversión a profundidad se realizó bajo la aplicación TDQ de la plataforma *OpenWorks*. En primer lugar se efectuó la carga de los respectivos modelos construidos, posteriormente se introdujeron los horizontes interpretados en tiempo y se seleccionó el nombre de salida, automáticamente la aplicación realizó la conversión y colocó los horizontes en el listado de la aplicación *SeisWorks*. Una vez realizada la conversión fueron ajustados con los topes correspondientes de cada nivel del universo de pozos disponibles en el área, a fin de tener mejor control en las profundidades. La conversión de las fallas se realizó bajo la misma metodología sin efectuar ajuste con topes.

Una vez convertida la interpretación a profundidad, se migró a la plataforma Petrel donde se realizó la visualización del modelo y el *merge* entre los horizontes de cada *survey* que corresponden a un mismo nivel. En la figura 4.38 se muestra una vista tridimensional el modelo estructural convertido a profundidad.

4.7 CONSTRUCCIÓN DE MAPAS ESTRUCTURALES EN PROFUNDIDAD

En primer lugar se realizaron los polígonos de fallas observando la intersección de las mismas en toda su longitud con cada horizonte interpretado, así mismo se estudió el salto horizontal representado por el grosor de los polígonos. Durante esta fase se utilizó como guía en el seguimiento de cada falla los mapas estructurales de buzamiento.

Posteriormente en cada polígono se representó el comportamiento que la falla posee (normal o inversa) según la nomenclatura universal, así como también la dirección de buzamiento.

Una vez obtenidos dichos polígonos se elaboraron los mapas estructurales en la plataforma Petrel, tomando como datos de entradas los horizontes convertidos a profundidad y los polígonos de fallas de cada nivel. Es importante señalar que en el algoritmo del *software* se le ordenó respetar los polígonos de fallas en la geometría de los contornos.

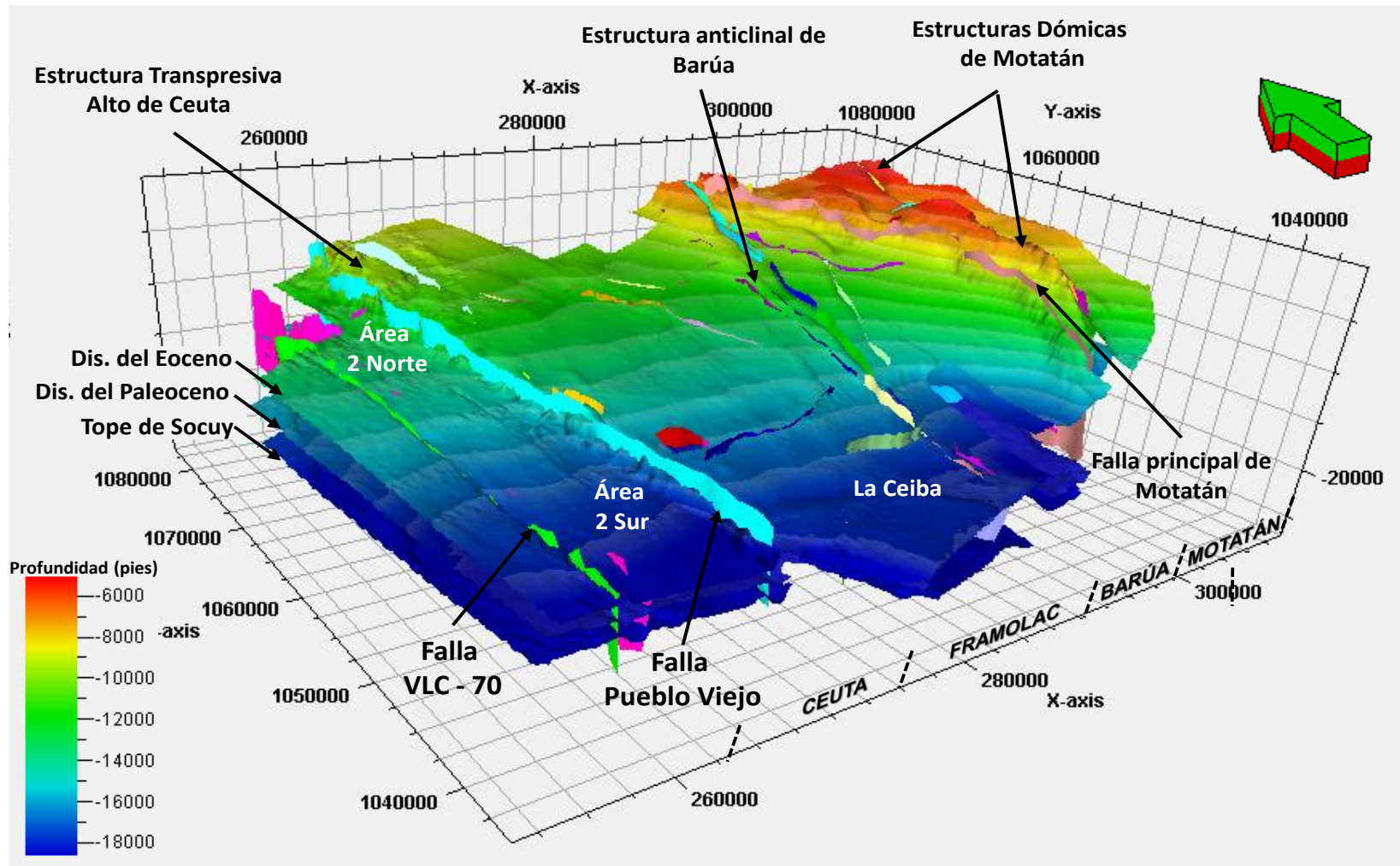


Figura 4.39: Modelo estructural en profundidad visto desde el SO. Se puede observar que los horizontes se encuentran buzando hacia el sur, del mismo modo existe adelgazamiento de los espesores en este mismo sentido.

4.8 ESTIMACIÓN DE LA DIRECCIÓN E INCLINACIÓN DE LOS ESFUERZOS

Finalmente se estimó la dirección e inclinación de los paleoesfuerzos de acuerdo al marco estructural definido, haciendo uso de los modelos de Anderson, el cual se basa en el estudio de la geometría de fallas conjugadas.

En primer lugar se realizó la recopilación, revisión y análisis de estudios geomecánicos disponibles en el área, con la finalidad de conocer la dirección actual de los esfuerzos.

En base a las fallas interpretadas, se seleccionaron aquellas de gran extensión (fallas principales) y las conjugadas a ellas. De acuerdo al patrón estructural que se ha definido en la interpretación, se tienen dos direcciones preferenciales de fallas, unas con tendencia norte-sur y otras oeste-este. En dicho análisis se tomaron las fallas de dirección norte-sur por ser estas las de mayor envergadura en el área. Entre ellas resaltan la falla de Barúa, falla de Motatán, falla de Pueblo Viejo y la falla VLC-70.

Una vez definido la familia de fallas conjugadas a estudiar, se estimó el rumbo y la inclinación de las mismas. La estimación del rumbo se realizó sobre los mapas de los polígonos de fallas a escala 1:1, motivado a que la superficies de las fallas varían constantemente su rumbo en toda su longitud, se tomó la dirección preferencial de las mismas. La estimación del buzamiento se realizó en la plataforma Petrel, aplicando el atributo estructural de buzamiento a las fallas en profundidad, el cual resalta el ángulo preferencial que las mismas poseen.

Obtenido los parámetros antes mencionados se realizó la proyección de los planos de fallas en la red estereográfica, posteriormente se graficaron los polos de las mismas y se determinó el plano que contiene ambos polos que a su vez incluye los ejes de los esfuerzos máximo y mínimo respectivamente (σ_1 y σ_3). El esfuerzo medio (σ_2) está contenido en la línea de intersección entre ambos planos de fallas (Figura 3.9). Los resultados obtenidos fueron corroborados en el *software* libre SteroNett.

La figura 4.40 corresponde a la representación gráfica en la red estereográfica de los planos de fallas de la VLC-70 y su conjugada, donde se aprecia la configuración del tensor de paleoesfuerzos que posiblemente generó dicha estructura.

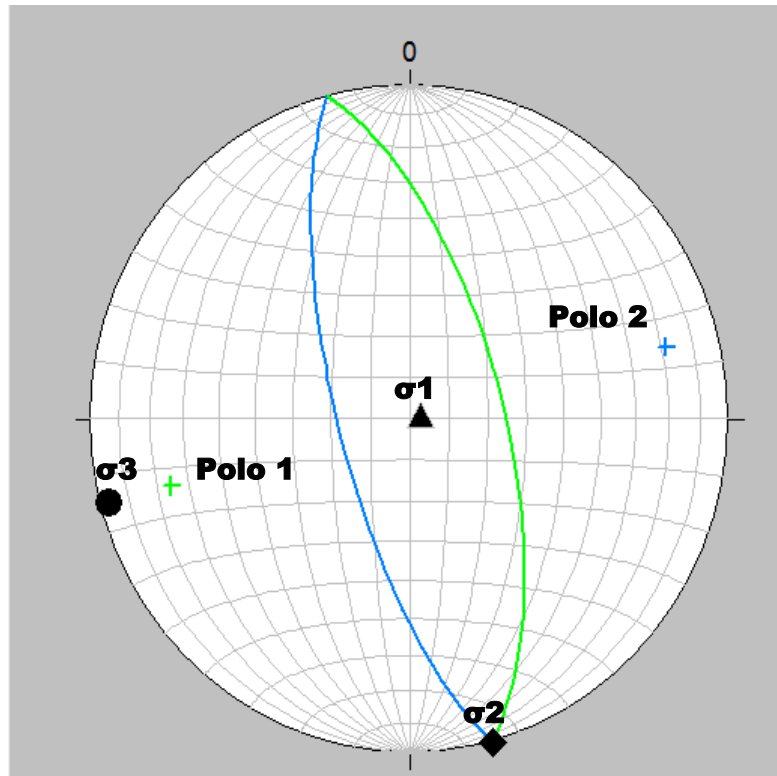


Figura 4. 40: Representación gráfica en la red estereográfica de los planos de fallas de la VLC-70 y su conjugada.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL GENERAL DEL ÁREA

La interpretación realizada integrando distintas áreas permitió conocer las características, continuidad y comportamiento de las estructuras presentes en la subcuenca de Pueblo Viejo, y de esta forma analizar el proceso evolutivo que dio lugar a su formación.

A fin de observar el contexto estructural del área se presenta la figura 5.1 que corresponde a la superficie de la Discordancia del Eoceno, a la misma se le aplicó el atributo estructural de mínima curvatura con el objetivo de resaltar los alineamientos presentes en dicho nivel. En la imagen se puede apreciar la complejidad estructural que presenta el área, pudiendo ser dividida en provincias estructurales.

El área está caracterizada por un buzamiento regional hacia el sur-oeste, producto de la inversión de la cuenca durante el Neógeno (Audemar 1991; Maraven 1994). Se pueden definir dos patrones de fallas mayores de rumbo general norte-sur y este-oeste que determinan la configuración estructural del área de estudio.

Al este de la región resalta la estructura de Motatán por el alto grado de deformación que presenta, la misma es un anticlinal elongado de rumbo preferencial norte – sur, con cierta desviación en la zona norte (rumbo NO).

En el alineamiento de Motatán se pueden identificar 5 altos estructurales con forma de domos, tres ubicados en la zona norte y dos en la zona sur, en la zona central existe un sinclinal cerrado que divide la estructura en dos provincias mayores, y la han denominado Domo Norte y Domo Sur. Del mismo modo los altos estructurales presentes en cada provincia están separados por sinclinales (Figura 5.1).

Del lado izquierdo de Motatán se observa el alineamiento de Barúa, posee una geometría semejante a la estructura vecina antes descrita (anticlinal elongado) a diferencia que presenta menor grado de deformación, tiene un rumbo NE intersectándose con la estructura de Motatán en la región norte.

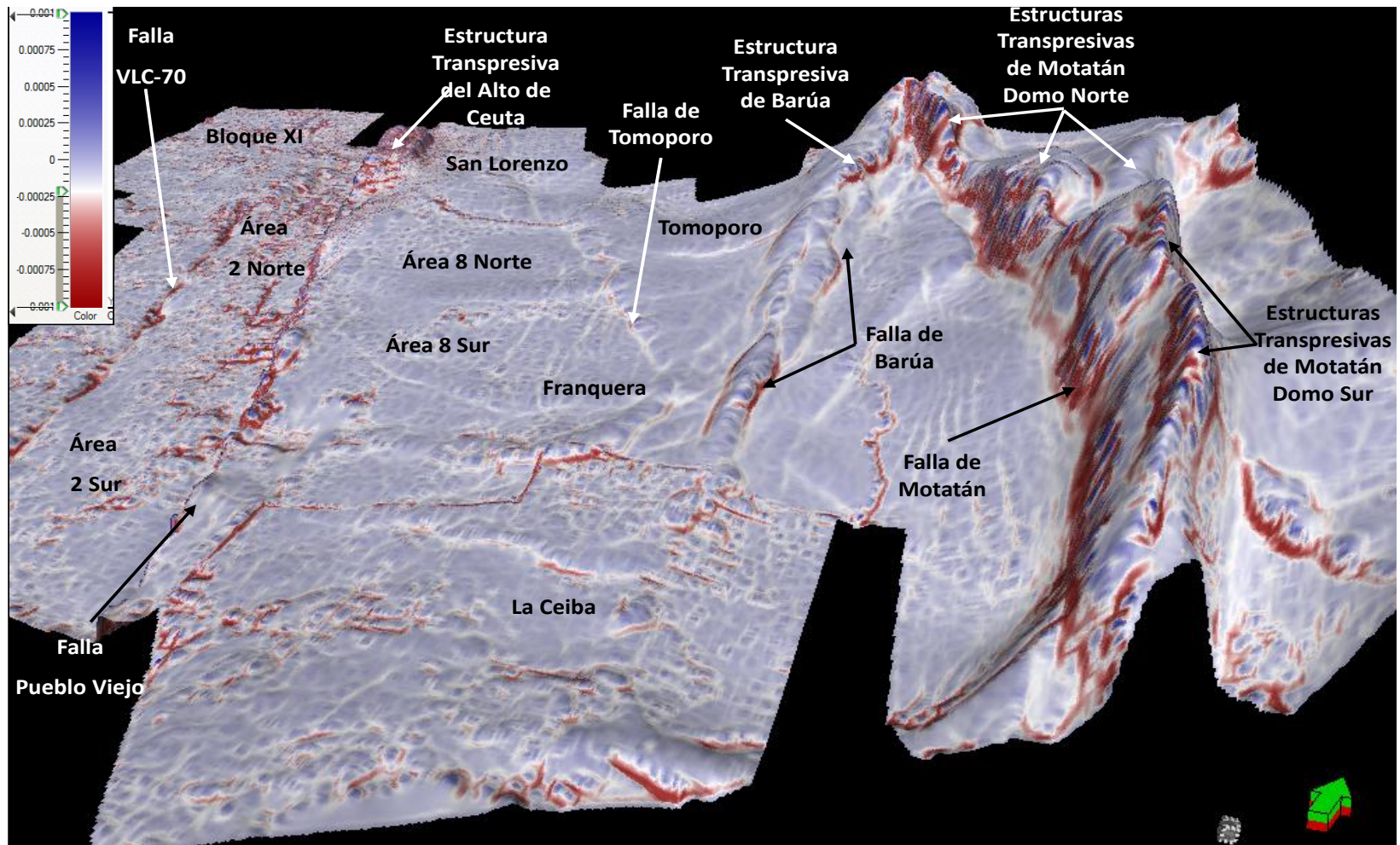


Figura 5.1: Atributo estructural de mínima curvatura aplicado en la superficie en tiempo de la Discordancia del Eoceno (ER-EO), con el fin de visualizar las características estructurales predominantes en el área. Hacia el este, es posible observar que el área de Motatán posee mayor grado de deformación en comparación con las estructuras restantes, esto indica que la magnitud de los esfuerzos fue mayor en esta área, asociado con la cercanía al pie de monte de la Cordillera de los Andes Venezolanos.

Entre las estructuras antes descritas, en dirección oblicua se observa un alineamiento que corresponde a un fallamiento inverso presente en el área de Barúa causando levantamiento del bloque oeste.

La región central del área, entre la estructura de Barúa y la Falla de Pueblo Viejo presenta menor deformación a nivel del Eoceno, es posible identificar altos estructurales asociados a fallas de rumbo preferencial este – oeste (San Lorenzo, V3729, V3783, V3848), y a la falla de Tomoporo de rumbo NO, estas estructuras evidencian la reactivación de fallas bajo régimen transpresivo.

Las fallas de rumbo este – oeste subdividen la región en bloques estructurales, identificados como el área de San Lorenzo, Área 8 Norte, Área 8 Sur y La Ceiba; así mismo entre la estructura de Barúa y la falla de Tomoporo se encuentra el área de Tomoporo. El Área 8 sur es cortada por una falla de rumbo norte – sur (falla corredor) la cual da cabida al área de Franquera.

La región occidental presenta un alineamiento de gran envergadura como lo es la falla Pueblo Viejo, la misma posee rumbo preferencial norte – sur con buzamiento hacia el este y que pudieran asociarse al evento del *rifting* Triásico – Jurásico, sufriendo posteriormente reactivaciones bajo distintos regímenes (Audemar, 1991; Lugo y Mann, 1995; Mann y otros 2006).

En la zona norte de la falla antes mencionada existe un alto estructural de tipo *Restraining Stepovers* (estructura *pop-up*) denominado Alto de Ceuta, el mismo fue producto de la reactivación de la falla de Pueblo Viejo bajo régimen transpresivo, dicha estructura mantiene continuidad en toda la secuencia Cretácica, Paleocena y Eocena.

Para finalizar en el extremo oeste se observa un alineamiento de rumbo paralelo a la falla Pueblo Viejo, la misma es conocida como la falla VLC-70 y presenta comportamiento normal y junto a su falla antitética exhibe una estructura tipo graben.

5.2 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

A fin de mostrar la interpretación estructural realizada en la zona de estudio, el análisis estará basado en 4 transeptos regionales (dos en dirección este – oeste y dos en dirección norte –sur) y una serie de secciones sísmicas locales que muestran las características en detalle de cada área involucrada.

En el área interpretada se identificaron dos familias de fallas principales, un conjunto de fallas mayores en dirección norte - sur, que corresponden a los principales alineamientos formados en la subcuenca durante el evento extensivo Triásico – Jurásico y posteriormente reactivados bajo distintos régimen, como lo son las fallas Pueblo Viejo, Barúa y Motatán (Lugo y Mann, 1995).

El segundo grupo de fallas presentan rumbo preferencial en dirección este – oeste con buzamiento hacia el norte y se encuentran enmarcadas entre las fallas mayores de Barúa y Pueblo Viejo.

En la figura 5.2 correspondiente a una sección sísmica en dirección norte – sur que pasa por los pozos C0001, F0008 y el V3715, se muestra el conjunto de fallas de rumbo preferencial este – oeste, denominadas algunas de ellas con el nombre de pozos que la intersectan, como lo son las fallas V3729, V3783, V3848 y C0001, así mismo en la zona norte se ubica la falla de San Lorenzo y hacia el sur en el área de La Ceiba una serie de fallas normales que presentan dirección preferencial NO.

Describiendo el patrón de fallas identificado en la sección sísmica (Figura 5.2) se observa que presentan un comportamiento en échelon con poca rotación en los bloques, involucran basamento y cortan toda la secuencia Cretácica, Paleocena y Eocena. Así mismo exhiben buzamiento hacia el norte con alto ángulo, teniendo mayor inclinación a nivel del Cretácico.

Los cambios de buzamiento en las fallas pueden asociarse a diferencias litológicas, a nivel del Cretácico Temprano la litología es principalmente carbonática la cual es rígida y el patrón de fallamiento es distinto al de una litología más arcillosa que es la presente en niveles superiores.

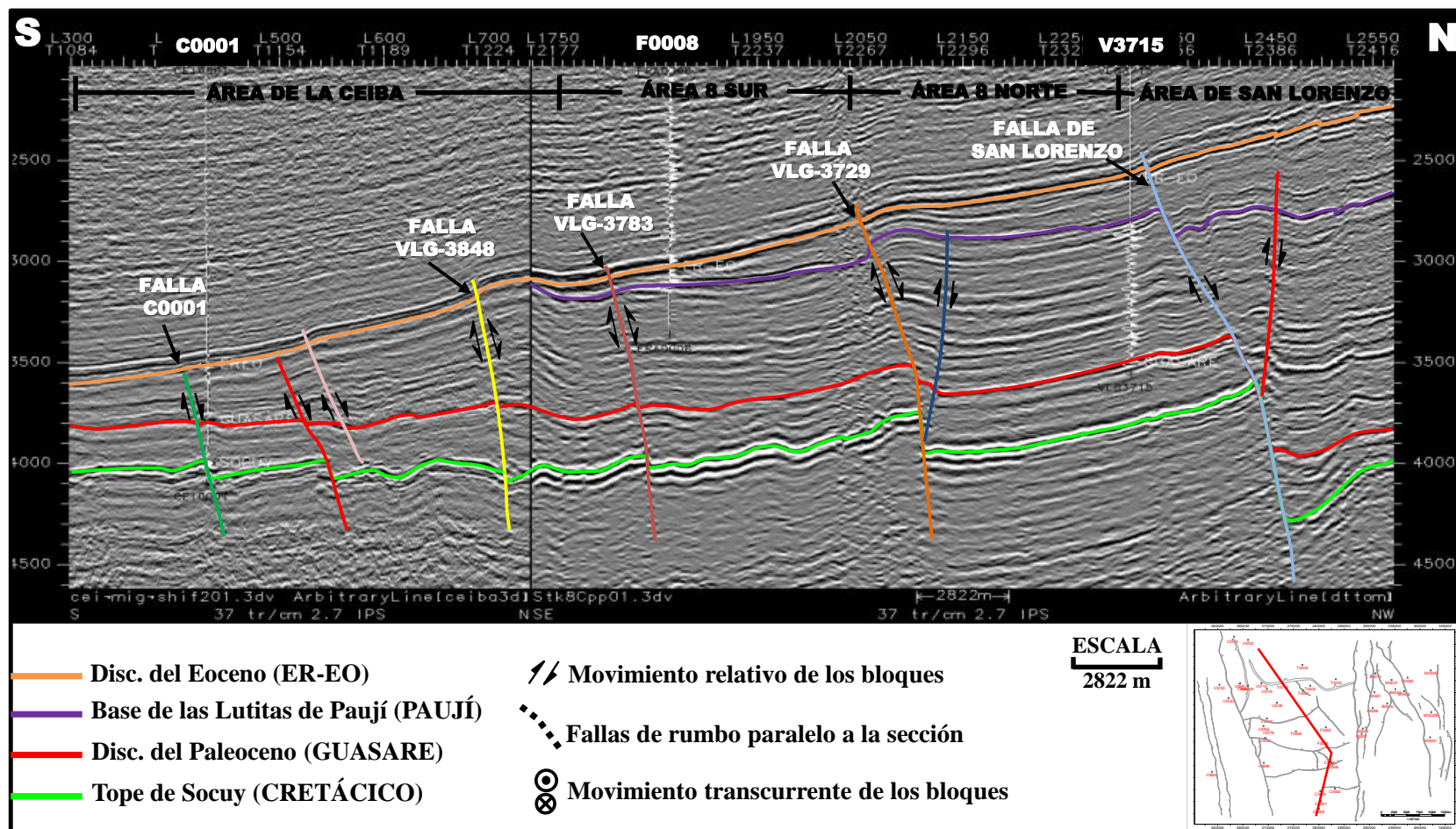


Figura 5.2: Sección sísmica en dirección norte – sur que contiene los pozos C0001, F0008 y V3715. Se observa las fallas en échelon de rumbo este – oeste con poca rotación en los bloques. Altos estructurales en niveles superiores evidencian la reactivación de las fallas bajo régimen transpresivo, así mismo la presencia de un punto nulo donde la falla muestra comportamiento normal en la parte inferior e inverso en la parte superior lo comprueba. La geometría de la subcuenca presenta buzamiento al sur.

En la figura 5.2 se puede observar que los saltos de los bloques en este conjunto de fallas aumentan en sentido norte, siendo la falla de San Lorenzo la que presenta mayor desplazamiento. La geometría que exhiben los bloques dan indicio a una posible estructura de tipo graben enmarcada entre la falla de Pueblo Viejo al Oeste y la falla de Barúa al este. Dicha estructura no puede ser corroborada por no conocer la configuración estructural hacia el norte.

Los espesores entre el tope de las calizas de Socuy y la Discordancia del Paleoceno se mantienen en cada bloque, indicando que este fallamiento de dirección preferencial este – oeste ocurrió posterior a la erosión de edad Paleocena, así mismo, evidencian que durante el periodo Cretácico – Paleoceno predominó una tectónica pasiva, sin tener mayor influencia, coincidiendo con lo indicado por Audemar (1991) y Lugo y Mann (1995).

No obstante durante el Eoceno la situación fue diferente, los cambios en los espesores de las formaciones Misoa y Paují evidencia que las fallas de dirección este – oeste presentaron actividad durante este periodo, ejerciendo control sobre la sedimentación. El aumento de espesores de la secuencia Eocena se aprecia fácilmente en el bloque norte de la falla V3729 y aún más evidente posterior a la falla San Lorenzo.

En otro sentido, existe evidencia que este conjunto de fallas de dirección preferencial este – oeste fueron reactivadas bajo un régimen compresivo. De acuerdo con Cooper y Williams (1989) en el caso que una cuenca es dominada inicialmente por fallas extensionales y posteriormente se reactivan con movimiento inverso por compresión tectónica, es conocida como inversión estructural positiva, y es evidenciada por la formación de altos estructurales sobre las fallas reactivadas conocido como pliegues de arrastre, así mismo, existe un punto nulo, donde las fallas muestran comportamiento normal en la parte inferior e inverso en la parte superior.

Tomando en cuenta estas características y analizando la geometría que presentan las fallas de dirección este – oeste, y las estructuras asociadas a ellas, se observa que las mismas muestran rasgos de reactivación bajo régimen compresivo, en primer lugar es posible identificar altos estructurales en los niveles superiores de las fallas, siendo más evidente en la falla V3729 y la falla San Lorenzo (Figuras 5.2 y 5.3), indicando

que los esfuerzos compresivos actuaron con mayor grado en estas fallas, así mismo presentan comportamiento normal en niveles inferiores (Cretácico y Paleoceno) mientras que, en niveles superiores poseen comportamiento inverso.

Los altos estructurales asociados a las fallas reactivadas se resaltan en el mapa de atributo de buzamiento (*Dip*) correspondiente a la Discordancia del Eoceno (Figura 4.30), así mismo en la figura 5.1 se puede apreciar como el atributo de mínima curvatura realza dichas estructuras.

En la figura 5.2 se observan fallas antitéticas en las fallas V3729 y San Lorenzo, asociadas a la compresión y por tal motivo son fallas más jóvenes.

La geometría de los reflectores correspondientes al tope de las calizas de Socuy, Discordancia del Paleoceno y base de las lutitas de Paují, presentan un ligero buzamiento hacia el sur (5° aproximadamente), en contraste al reflector asociado a la Discordancia del Eoceno que presenta mayor ángulo de buzamiento en el mismo sentido, esto indica que los estratos poseían cierta inclinación durante el evento erosivo del Eoceno.

Analizando el aumento de espesores en sentido norte de las formaciones Misoa y Paují, así mismo la geometría que presentan los reflectores, son evidencias claras que la subcuenca Pueblo Viejo durante el Eoceno su depocentro se encontraba en este sentido, coincidiendo con lo indicado por Escalona (2003) y Audemar (1991). Posterior a la erosión Eocena ocurrió basculamiento de la cuenca que invirtió la dirección de buzamiento hacia el sur. Dicho basculamiento fue producto de la colisión oblicua de la Microplaca de Maracaibo contra la placa Suramericana, generando el levantamiento de la cordillera Andina Venezolana, la cual aceleró la tasa de subsidencia en esta región y sirvió como fuente de sedimentos para rellenar la cuenca (Colletta y otros, 1997). En la figura 5.2 y 5.3 es posible observar el aumento de espesores Post-Eoceno en dirección sur.

La figura 5.3 corresponde a una sección en el mismo sentido norte – sur, fue trazada hacia el este de Framolac pasando por el área de Tomoporo, en la misma se aprecia continuidad de las estructuras interpretadas mostradas en la figura 5.2.

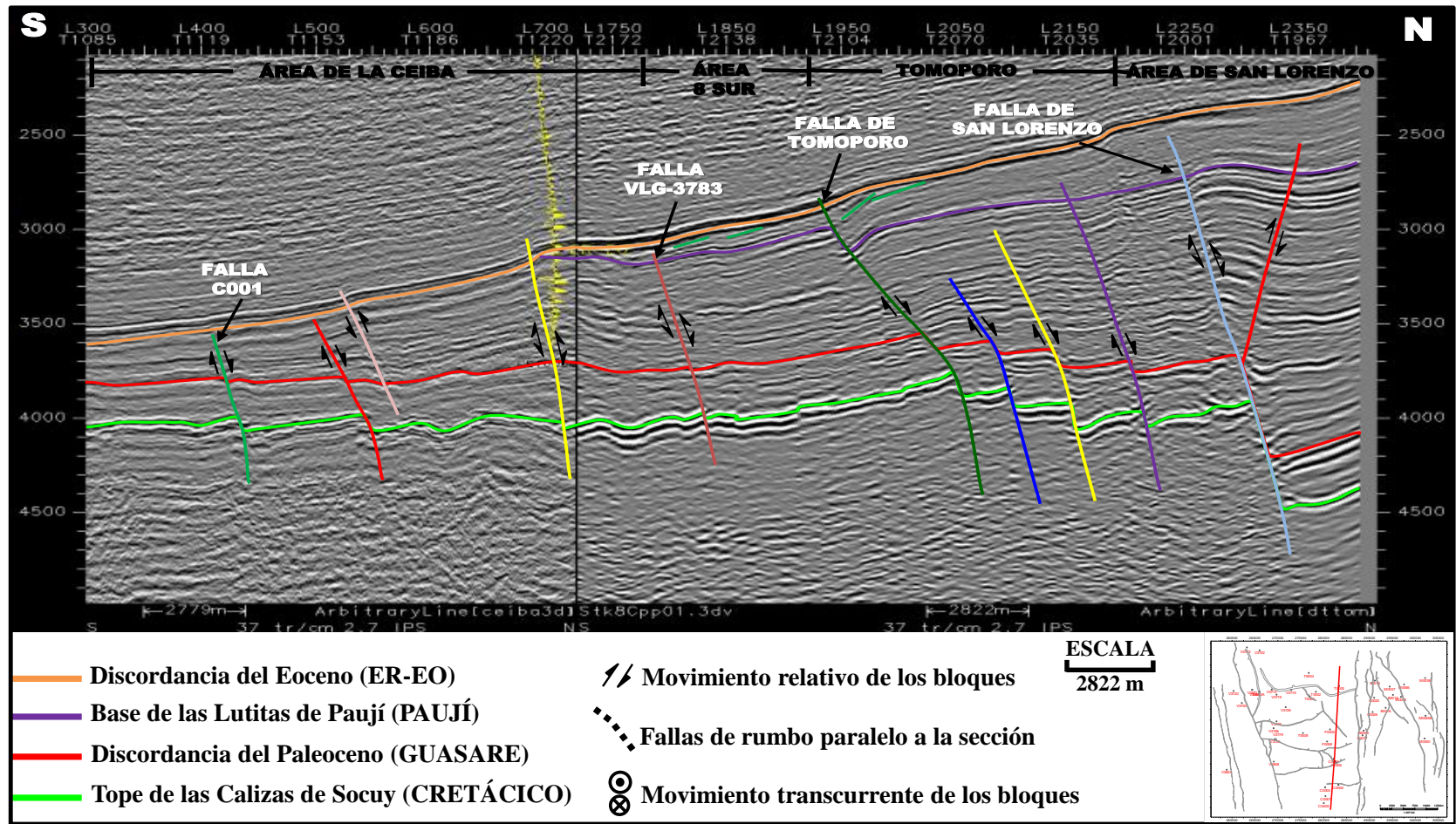


Figura 5.3: Sección sísmica en dirección norte – sur cruzando el área de Tomoporo, la misma contiene al pozo C0006. Se observa la falla de Tomoporo cuyo rumbo es NO y buzamiento hacia el norte, así mismo entre la falla de Tomoporo y San Lorenzo existe fallamiento normal escalonado. Es posible observar el acuñamiento del paquete lutítico de Paují hacia el sur y reflectores que se truncan contra la Discordancia del Eoceno, evidencia clara que dicha erosión fue de tipo angular.

En la figura 5.3 se observa la falla de Tomoporo, cuyo rumbo es NO y se encuentra buzando hacia el norte, presentando mayor inclinación a niveles inferiores (Cretácico).

Su comportamiento es normal en toda la secuencia Cretácica y Paleógena, e inverso a nivel de la Discordancia del Eoceno, lo cual evidencia reactivación bajo régimen compresivo.

La conservación de los espesores entre el tope de las calizas de Socuy y Discordancia del Paleoceno indican que esta falla no se encontró activa en este periodo (Cretácico – Paleoceno), en contraste a la secuencia Eocena, donde existe amplia diferencia en los espesores fácil de apreciar en el paquete lutítico de la Formación Paují.

Entre la falla de Tomoporo y la falla Principal de Barúa se interpretó un conjunto de fallas de rumbo semiparalelo a la falla de San Lorenzo, las mismas presentan comportamiento normal y no cortan toda la secuencia Eocena (Figura 5.3). Este fallamiento produce caimiento de los bloques de forma escalonada hacia el norte hasta llegar a la falla de San Lorenzo que es la que muestra mayor salto, así mismo los bloques presentan efecto dominó con baja rotación.

En una sección de dirección este – oeste (Figura 5.5) se observa que la configuración que presenta la estructura entre la falla principal de Barúa y la falla de Tomoporo es de tipo graben profundizándose hacia el norte, los cambios de espesores evidencian que la misma controló la depositación Eocena en el área de Tomoporo.

La figura 5.4 corresponde a una sección sísmica de dirección norte – sur trazada en el área de Framolac, se le aplicó horizontalización (*flattening*) a nivel de la Discordancia del Eoceno a fin de observar la geometría de la cuenca antes de la deformación compresiva Post-Eocena y basculamiento hacia el sur de la misma producto del levantamiento de los Andes Venezolanos (Colletta y otros, 1997), es decir la sección representa la geometría que poseía la cuenca durante el evento erosivo que ocurrió a finales del Eoceno.

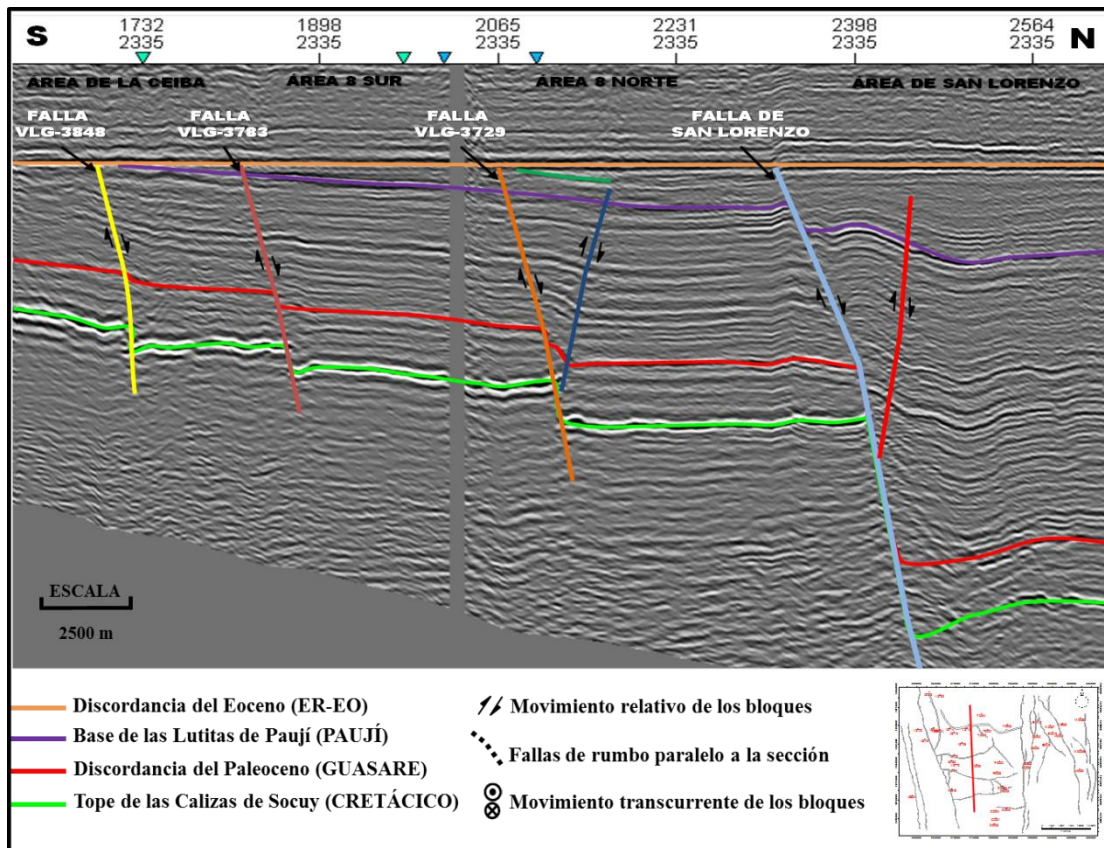


Figura 5.4: Sección sísmica en dirección norte – sur trazada en el área de Framolac, donde se horizontalizó el reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno, a fin de observar la geometría que poseía la cuenca durante el evento erosivo ocurrido a finales de este periodo. El acuñaamiento de las lutitas de la Formación Paují y truncamiento de los reflectores contra la discordancia evidencian que fue de tipo angular.

La geometría de los reflectores es una clara evidencia que la Discordancia del Eoceno es de tipo angular, el acuñaamiento del paquete lutítico de Paují hacia el sur del área indica que la disposición de los estratos para dicho periodo presentaban buzamiento en dirección norte, del mismo modo se observan reflectores que exhiben truncamiento contra la superficie erosiva del Eoceno (truncamiento erosivo), (Figura 5.4).

En el área de La Ceiba la Formación Paují y parte de la secuencia B superior de la formación Misoa no están presentes, lo cual indica que dicha área fue tectónicamente más activa durante el evento erosivo.

Existen evidencias de compresión antes de la deformación Post-Eoceno en las fallas de rumbo este-oeste (Figura 5.4), es decir dichas fallas fueron reactivadas bajo

régimen transpresivos durante el Eoceno, asociado a la colisión oblicua de la placa Caribe contra Suramérica (Lugo y Mann, 1991).

Por otra parte, en la sección se puede apreciar fácilmente los cambios en los espesores de la secuencia Eocena en los distintos bloques, corroborando la actividad de las fallas para este periodo (fallas sinsedimentarias).

La figura 5.5 corresponde a una sección sísmica en dirección este – oeste, que contiene los pozos F0002 y M0025, donde se aprecia las estructuras interpretadas de rumbo norte – sur. En principio, se observa la complejidad estructural que presenta el área, donde es posible identificar distintos estilos estructurales característicos de régimen compresivo, extensivo y régimen mixto (transpresivo).

El área está dividida por provincias estructurales muy bien definidas, hacia el este se encuentra la estructura de Motatán, la misma posee geometría anticlinal elongada muy fallada presentando alta complejidad estructural, mientras que, hacia el oeste en las áreas de Barúa, Framolac y Ceuta las estructuras exhiben menor grado de deformación, indicando que en el área de Motatán los esfuerzos actuaron con mayor magnitud, posiblemente asociado a la cercanía al pie de la cordillera Andina Venezolana.

Los reflectores correspondientes al tope de las calizas de Socuy, Discordancia del Paleoceno y base de las lutitas de Paují presentan poca inclinación al este de Motatán, los mismos se encuentran altamente fallados.

En la figura 5.5 se aprecia las fallas mayores del área, como lo son, la falla Pueblo Viejo, falla de Barúa y la falla de Motatán, dichos alineamientos mantienen una dirección preferencial norte –sur, mostrando variaciones en el rumbo a lo largo de toda su longitud (fenómeno de curvatura). Este conjunto de fallas involucran basamento cortando toda la secuencia Eocena y algunas de ellas Post-Eocena.

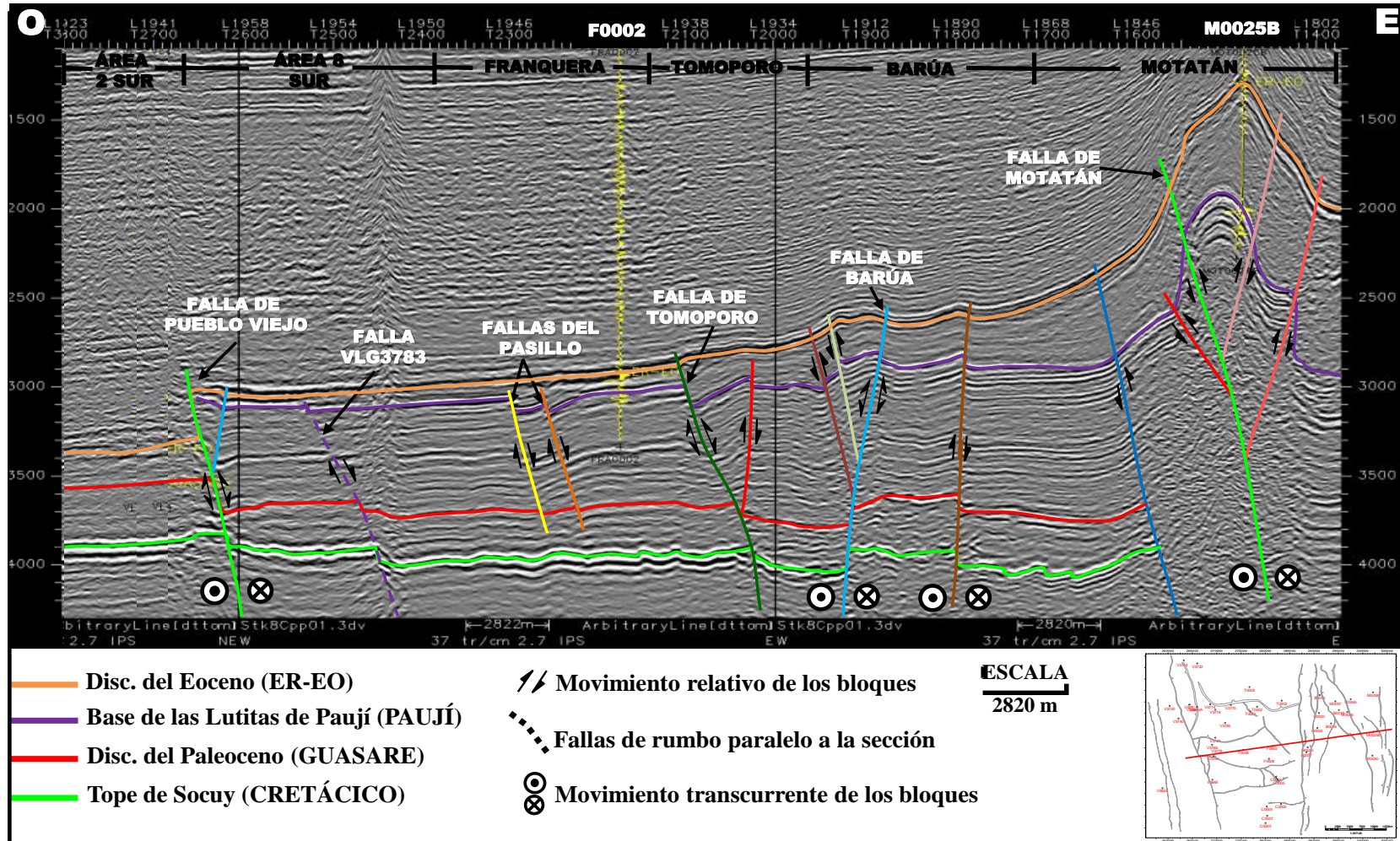


Figura 5.5: Sección sísmica en dirección oeste - este por los pozos F0002 y M0025 donde se aprecia las estructuras interpretadas de rumbo norte-sur. Es posible identificar el aumento de espesores de la secuencia Eocena hacia el este, lo que indica que la cuenca se profundizaba en este sentido. En el bloque oeste de la falla Pueblo Viejo (Área 2 Sur) no está presente el paquete lutítico de Paují, ni las arenas superior de Misoa (B1 - B5).

En la zona oeste se encuentra la falla de Pueblo Viejo, dicha falla se formó durante el *rifting* del Triásico – Jurásico y posteriormente fue reactivada bajo régimen transpresivos y transtensivos (Lugo y Mann, 1995; Mann y otros, 2006; Escalona, 2003).

Analizando la geometría que presenta la falla Pueblo Viejo hacia la región sur (Figura 5.5), la misma posee comportamiento normal con alto salto vertical a nivel del Cretácico y Paleoceno, a diferencia de lo que ocurre en la superficie correspondiente a la Discordancia del Eoceno, la cual exhibe un comportamiento inverso. Presenta buzamiento al este con un ángulo de 75° aproximadamente siendo más inclinada en niveles inferiores, las fallas antitéticas a ella presentan del mismo modo altos valores de buzamiento, y son evidencia de compresión generadas durante la inversión (Figuras 5.5 y 5.6).

La falla Pueblo Viejo dentro del área interpretada posee una longitud aproximada de 40 km, la misma se prolonga hacia el norte y el sur del área.

La geometría de los reflectores indican que posterior a la erosión Eocena existió un régimen transpresivo que logró reactivar la falla e invertir la estructura considerablemente mas no en su totalidad, a pesar que el estado de esfuerzo fue significativo evidenciado por el gran desplazamiento inverso a nivel de la Discordancia Eocena. Este escenario muestra que el salto de falla normal antes de la reactivación fue de gran magnitud.

Hacia el norte, la falla Pueblo Viejo cambia su comportamiento, la misma se presenta como falla inversa en toda la secuencia estudiada (Figura 5.6).

La colisión oblicua de la placa Caribe contra la placa Suramericana a partir del Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Medio produjo la reactivación de la falla bajo régimen transtensivos y transpresivos, posteriormente, a final del Eoceno y durante el periodo Mioceno - Reciente, la falla de Pueblo Viejo fue reactivada bajo un régimen tectónico transpresivo de mayor magnitud, causado por el levantamiento de la Cordillera Andina (Lugo y Mann, 1995; Escalona, 2003), formando estructuras levantadas de tipo *Restraining Stepovers*, como es el caso de la estructura presente al norte de la falla Pueblo Viejo (Alto de Ceuta).

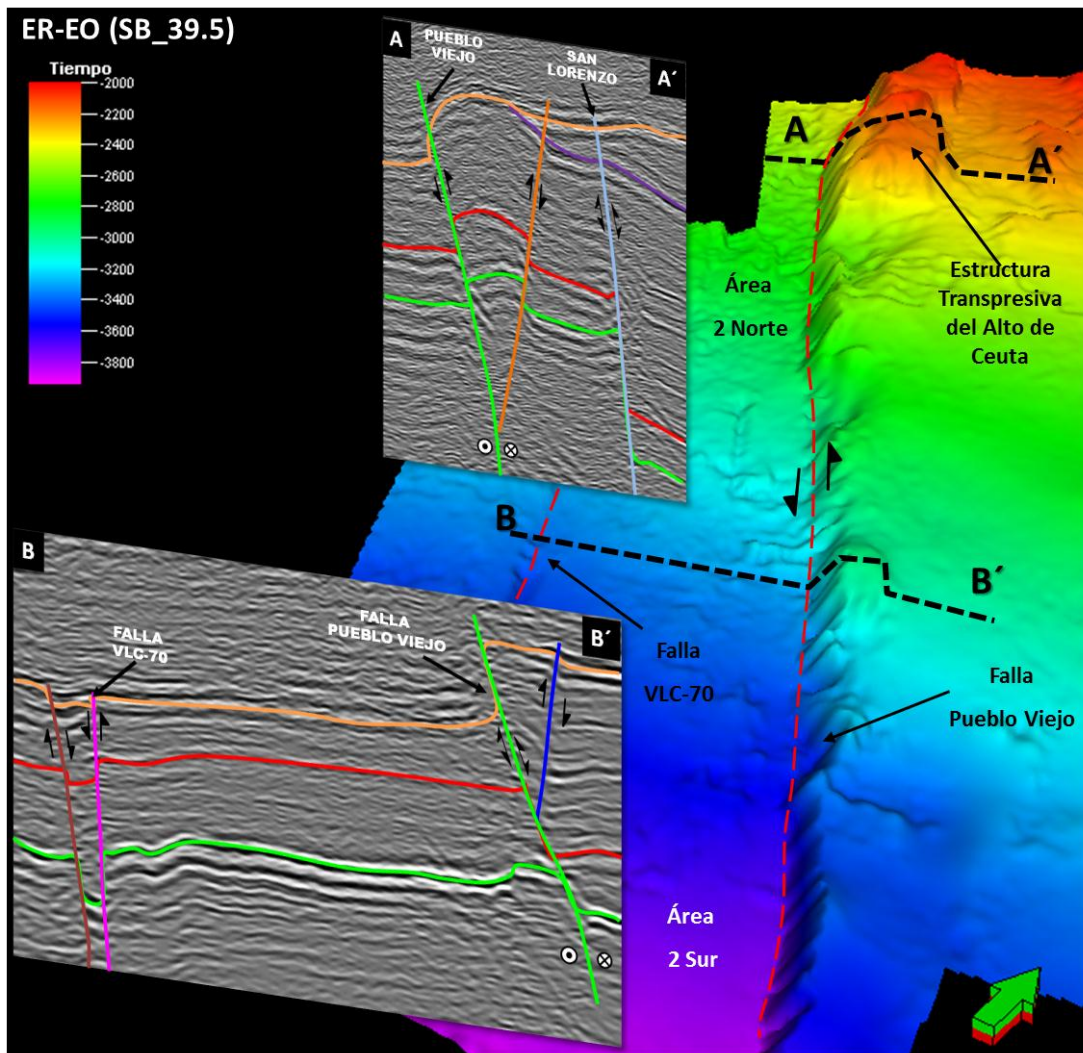


Figura 5.6: Configuración estructural de la región occidental del área en estudio. Es posible observar el cambio del comportamiento a nivel del Cretácico y Paleoceno de la falla Pueblo Viejo en la región norte (Alto de Ceuta).

El estado de esfuerzo de dicho régimen transpresivo tuvo que ser de gran magnitud para lograr invertir la estructura en toda la secuencia Cretácica, Paleocena y Eocena (Figura 5.6).

La estructura del Alto de Ceuta se encuentra altamente fallada, comprobado por los pozos del área. La calidad de la sísmica no permite observar claramente esta característica.

Por otra parte existe una notable diferencia en los espesores de la secuencia Eocena en los bloques adyacentes a la falla de Pueblo Viejo (Figuras 5.5 y 5.6), en el bloque

oeste (Área 2 Sur y Área 2 Norte) la secuencia correspondiente a las arenas superior de la Formación Misoa y la Formación Paují no se encuentran presentes, lo que indica que fue un alto estructural el cual estuvo expuesto a los agentes erosivos removiendo así la secuencia depositada.

En la figura 5.6 en el perfil B – B' se observa la geometría de la falla VLC – 70, la misma posee rumbo paralelo a la falla Pueblo Viejo y su comportamiento es normal con un buzamiento aproximado de 72° hacia el oeste. Se observa que la falla presenta mayor salto vertical a nivel del Cretácico, disminuyendo en el Paleoceno y aún más en la secuencia Eocena.

La falla VLC-70 exhibe una falla antitética de buzamiento similar (67°), las mismas producen depresión del bloque mostrando una estructura tipo graben. Así mismo en la figura 5.8 se observa que la falla VLC-70 y su conjugada mantiene el mismo comportamiento hacia la región norte. Dichas fallas muestran evidencias de actividad durante el Paleoceno, en la secuencia Eocena es posible identificar variación en los espesores indicando actividad de la misma durante este periodo.

Entre la falla VLC-70 y Pueblo Viejo (Área 2 Norte y Área 2 Sur) la estructura es poco compleja, la misma posee buzamiento al sur con aumento de espesores de la secuencia Eocena en sentido norte (Figura 5.7).

En esta región se identificaron un conjunto de fallas de dirección preferencial este – oeste con buzamiento al norte, excepto la falla ubicada al extremo norte que presenta buzamiento opuesto (falla color marrón) (Figura 5.7), dicho fallamiento junto con la falla de color amarillo dan lugar a una estructura tipo graben.

Estas fallas revelan tener protagonismo durante la depositación Eocena, los cambios de espesores lo sustentan, en contraste, la secuencia Paleocena conserva sus espesores indicando que no existió actividad.

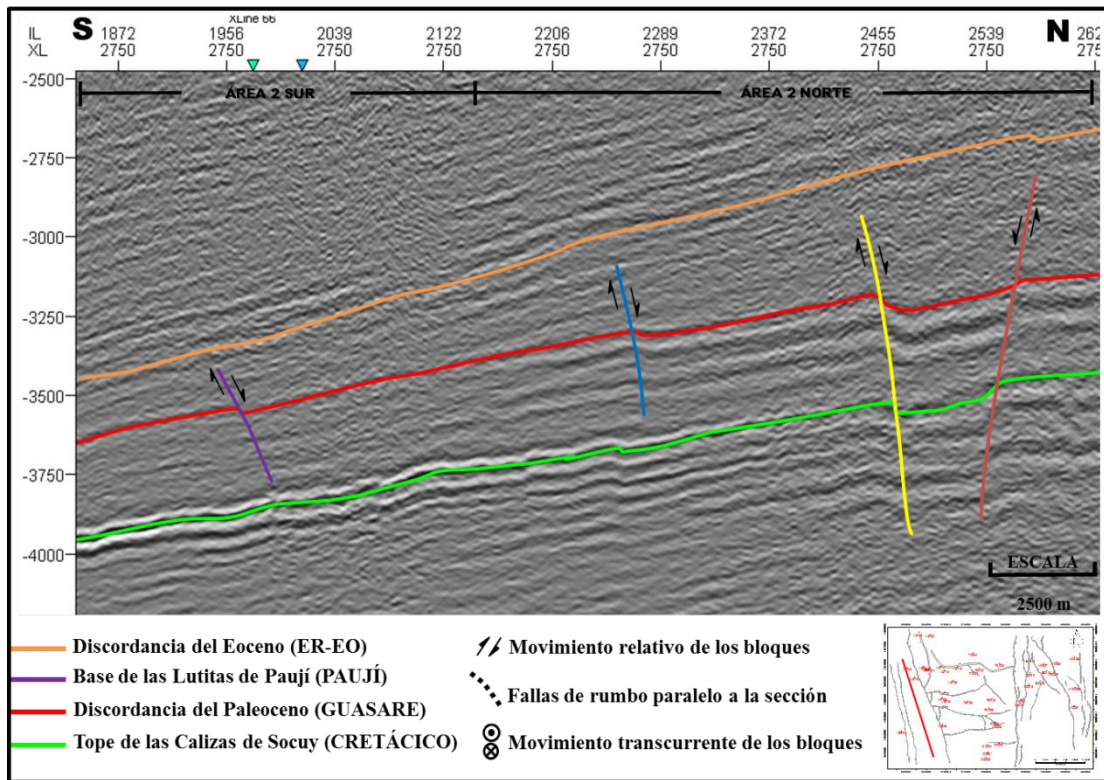


Figura 5.7: Sección sísmica en dirección norte – sur entre las fallas VLC-70 y Pueblo Viejo, donde se aprecia la configuración estructural del Área 2 Sur y Área 2 Norte.

En la figura 5.5, se observa un conjunto de fallas con buzamiento al este cuyo rumbo es norte - sur, interpretadas en el bloque delimitado por la falla V3729 al norte y la falla V3783 al sur, las mismas se han denominado fallas del pasillo o fallas corredores y pueden estar asociadas a movimiento transcurrentes de las fallas en dirección este – oeste. La falla este es el límite del área de Franquera (Figura 5.11). Las fallas corredores presentan comportamiento normal, no involucran basamento y poseen rotación en los bloques mostrando efecto dominó, fácil de apreciar en el reflector correspondiente a la base de las lutitas de Paují. La zona de despegue de las fallas se encuentra a nivel de las lutitas de la Formación Colón (Cretácico Tardío). Este fallamiento se mantuvo activo durante el Eoceno teniendo mayor actividad en la depositación de la formación Paují (Figura 5.5).

En otro sentido, en la figura 5.5, se puede observar con mayor claridad el comportamiento de la falla de Tomoporo antes descrita, la misma tiene asociada una falla antitética con buzamiento al oeste, el bloque limitado por dichas fallas presenta

alta rotación en sentido anti horario. El aumento de espesores de las lutitas de Paují en el bloque deprimido, indica que la falla de Tomoporo se mantuvo activa durante la depositación de la misma.

Además es posible identificar a nivel del tope de las calizas de Socuy y Discordancia del Paleoceno la estructura deprimida tipo graben entre la falla de Barúa y Tomoporo descrita anteriormente, a nivel de la base de las lutitas de la Formación Paují y Discordancia del Eoceno no se observa continuidad de la estructura producto de la deformación compresiva que sufrió posteriormente.

Hacia el norte, la falla de Tomoporo pierde su continuidad, se interpretó una falla que posee geometría y comportamiento semejante (Color Mostaza). Del mismo modo exhibe la misma estructura tipo graben junto a la falla principal de Barúa (Figura 5.8). En el área de Barúa se interpretó una falla mayor (azul claro) de rumbo NE la cual se intersecta con la estructura de Motatán al norte, posee buzamiento al oeste (56° en promedio) presentando mayor inclinación a niveles inferiores, su longitud es de 26 km aproximadamente (Figuras 5.5 y 5.8).

Asociado a la falla principal de Barúa se encuentra una estructura anticlinal elongada con alto grado de fallamiento, cuyo eje se orienta en la misma dirección de la falla y posee un declive hacia el sur.

En las figuras 5.5 y 5.8 se aprecia que la falla principal de Barúa presenta comportamiento normal en niveles inferiores (Tope de Socuy y Discordancia del Paleoceno) con alto desplazamiento vertical, a nivel de la secuencia Eocena presenta fallamiento inverso y el salto de falla es menor, este comportamiento se ha observado en la familia de fallas de mayor envergadura en el área, y se ha asociado a la reactivación de las misma bajo un régimen transpresivo.

El alto estructural de geometría anticlinal elongada asociado a la falla de Barúa, es producto de la reactivación de la misma bajo régimen transpresivo, dicha estructura es de tipo *Restraining Stepovers*, y su formación generó un sistema de fallas sintéticas y antitéticas a la falla principal de Barúa (Figura 5.9). La estructura presenta mayor plegamiento en la región sur.

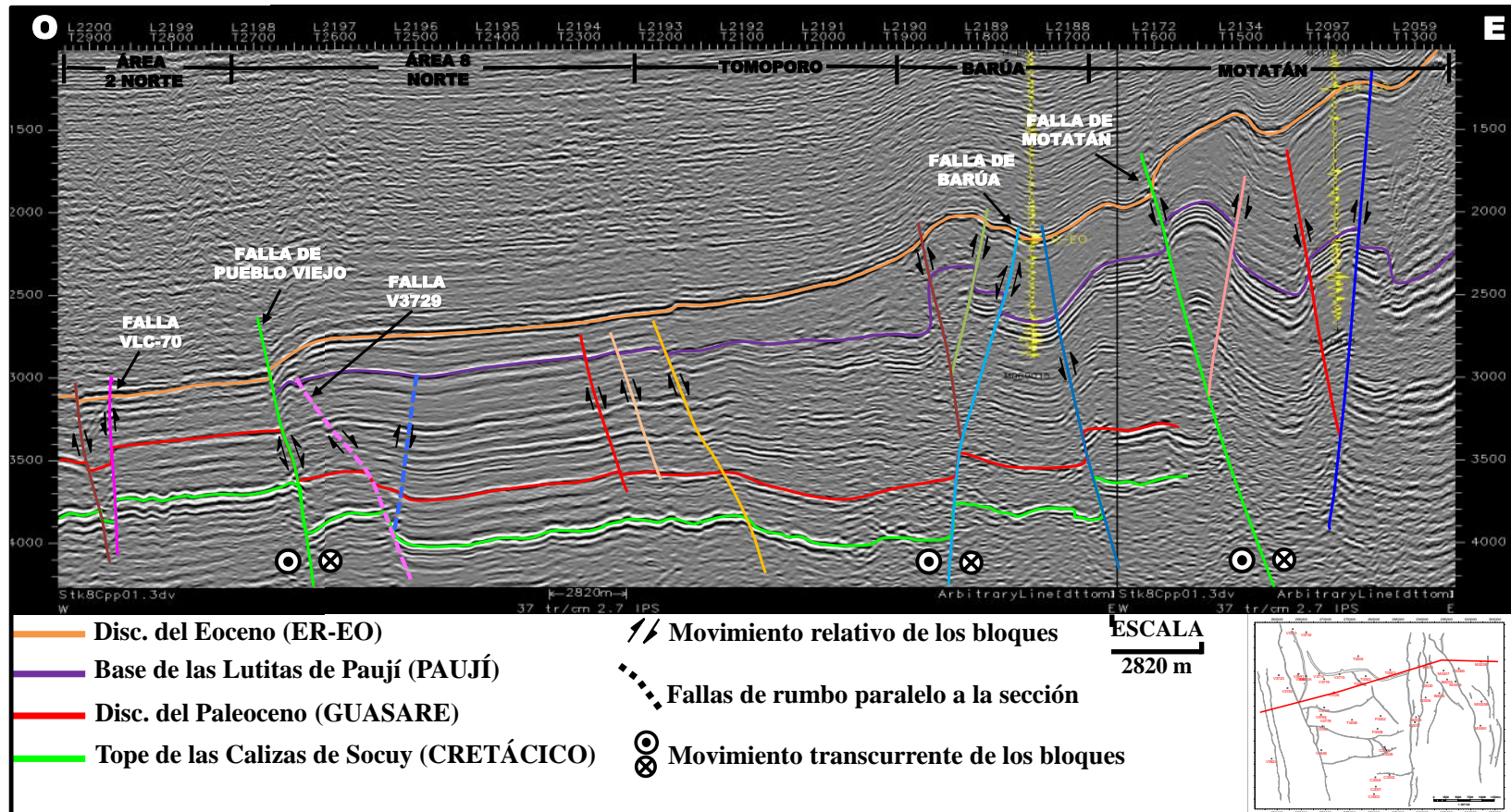


Figura 5.8: Sección sísmica en dirección oeste – este, que pasa por el pozo B0015. Se aprecia como la estructura de Motatán presenta mayor apertura hacia el norte. Por otra parte existe reemplazo de la falla de Tomoporo por una que presenta geometría similar. Es posible identificar fallas en dirección norte – sur en el área 8 Norte, las mismas poseen rotación en los bloques. En el extremo occidental se observa el comportamiento de la falla VLC-70 y su antitética.

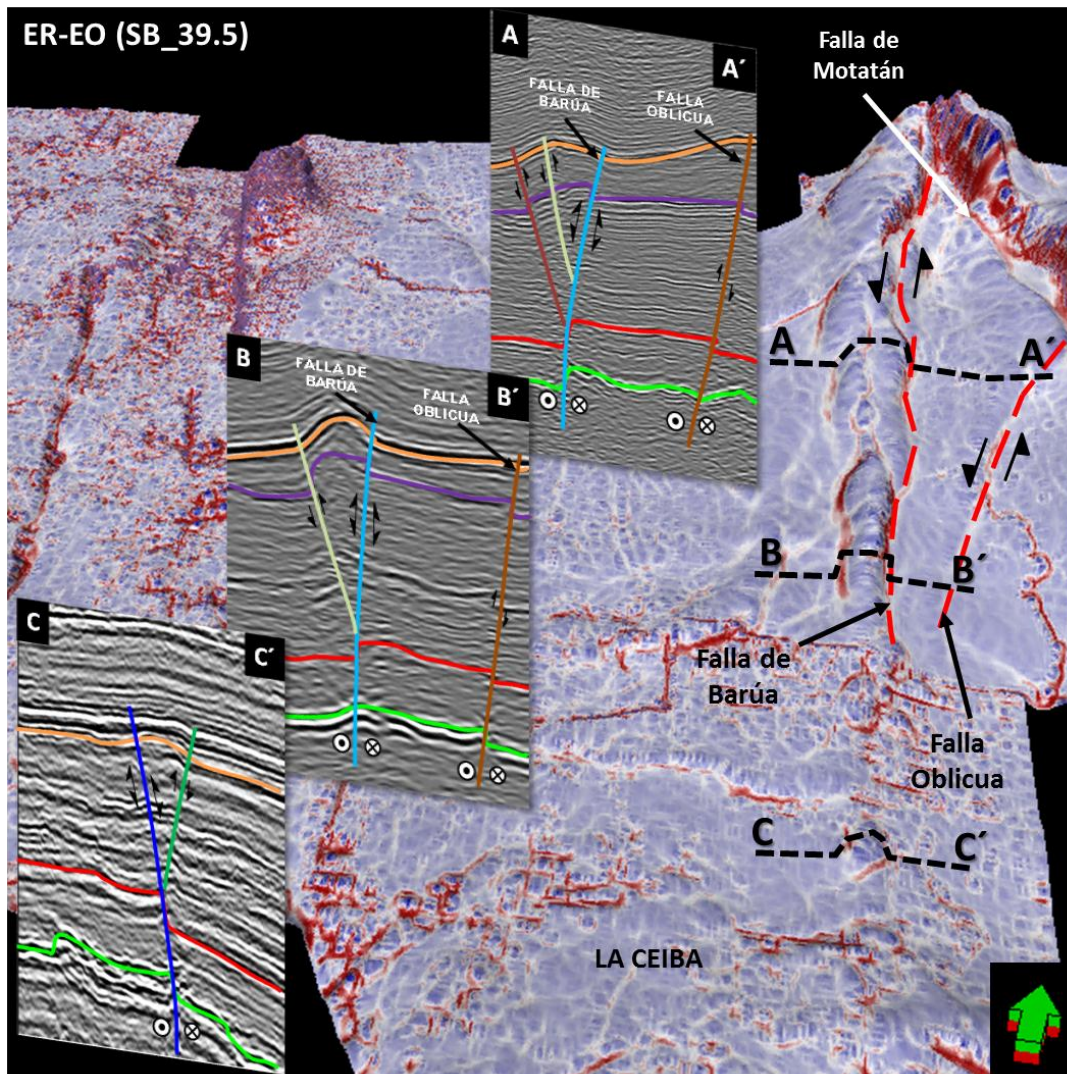


Figura 5.9: Superficie correspondiente a la Discordancia del Eoceno, donde se muestra la configuración estructural del área de Barúa apreciando la continuidad de la estructura hacia el área de la Ceiba.

Existe continuidad de la estructura anticlinal de Barúa hacia el área de La Ceiba mas no la falla principal (figura 5.9). En contraste al área norte, la falla asociada a la estructura anticlinal presenta buzamiento hacia el este. Así mismo la estructura en el área de La Ceiba presenta menor deformación.

En base al análisis de la geometría que presenta la falla, es probable que se haya formado bajo el mismo mecanismo de la falla principal de Barúa, la cual generó un sistema de fallas de rumbo similar y variación en sus buzamientos.

Por otra parte, en el área de Barúa se interpretó una falla oblicua a la estructura anticlinal y al alineamiento de Motatán, posee rumbo NE y su comportamiento es inverso con alto ángulo de buzamiento hacia el oeste, como se puede observar en las figuras 5.5 y 5.9 (falla color mostaza).

Este fallamiento no es continuo hacia el norte, el mismo se intersecta contra la falla que se observa seguidamente al este (azul oscuro) de rumbo NO (Figura 5.5).

El bloque limitado entre la falla principal de Barúa y la falla antes analizada es un alto estructural (Figura 5.9), y no muestra haber estado presente durante la depositación de la Formación Misoa, evidenciado por la conservación de los espesores de la misma en cada bloque. Posiblemente el fallamiento (falla color mostaza) y levantamiento de la estructura ocurrió durante la depositación del paquete lutítico de la Formación Paují o finales del Eoceno, producto de la colisión oblicua de la placa Caribe contra la placa Suramericana (Lugo y Mann, 1995). La diferencia en los espesores de lutitas de la Formación Paují indica que durante el evento erosivo del Eoceno se mantuvo expuesto.

El bloque emergente descrito presenta desplazamiento sinistral, es decir la falla oblicua de Barúa posee una componente de transcurrancia.

En el área de Motatán se interpretó una falla de gran envergadura que presenta continuidad de norte a sur con una longitud aproximada de 35 Km, la misma corresponde a la falla principal de Motatán, posee comportamiento inverso con gran desplazamiento de los bloques y se encuentra buzando al este con alto grado de inclinación (65° aproximadamente) (Figura 5.5 y 5.8), no es posible conocer el comportamiento de la falla en niveles inferiores debido a la mala calidad de la señal sísmica. Esta falla es el límite oeste de los yacimiento presente en la estructura anticlinal elongada de Motatán.

En las figuras 5.5, 5.8 y 5.10 se observan que la falla principal tiene asociado un conjunto de fallas sintéticas y antitéticas, las mismas presentan rumbo preferencial norte – sur, al igual que la falla principal poseen alto ángulo de buzamiento y desplazamiento pronunciado entre los bloques.

Este conjunto de fallas no son continuas en toda la estructura de Motatán, existe remplazos de las mismas por fallas que presentan geometrías semejantes. En la figura 5.10 se observa el cambio de la geometría de las fallas a lo largo de toda la estructura de Motatán.

La configuración estructural de Motatán muestra diferencias en la región norte (Figuras 5.8 y 5.10), la estructura posee mayor apertura y existe desplazamiento de la falla principal hacia el oeste. Así mismo se observa una falla (coloreada en azul oscuro) de buzamiento opuesto a la falla principal de comportamiento inverso con alto desplazamiento en los bloques, posiblemente dicha falla converge en profundidad con la falla principal.

Conocer el protagonismo de la falla principal de Motatán durante la sedimentación de la formación Misoa se dificulta por no observar continuidad de los reflectores. Los espesores de las lutitas de la Formación Paují evidencian que la falla principal de Motatán fue sintectónica durante su depositación, el bloque este presenta aumento considerable en los espesores (Figura 5.10).

La reactivación de la falla de Motatán bajo régimen transpresivo generó la estructura anticlinal elongada, cuyo eje se orienta en la misma dirección de la falla y presenta mayor cierre estructural hacia la zona sur (Figura 5.10). Se observa que la estructura no posee la misma morfología en toda su extensión, y puede ser dividida en dos provincias, Domo Norte y Domo Sur, ambas separadas por un anticlinal cerrado.

En la provincia norte es posible identificar tres estructuras dómicas que están separadas por sinclinales, dos de ellas sus ejes se encuentran alineados a la falla principal mientras que, el ubicado al este posee una dirección NE (Figura 5.10).

De las tres estructuras dómicas identificadas en la provincia norte, solo una pertenece al campo Motatán, y es la que se encuentra inmediatamente al norte del sinclinal (Figura 5.10), el domo presente en el extremo norte corresponde a un alto del campo Mene Grande, así mismo el domo ubicado al este por no presentar interés comercial no está incluido en el campo.

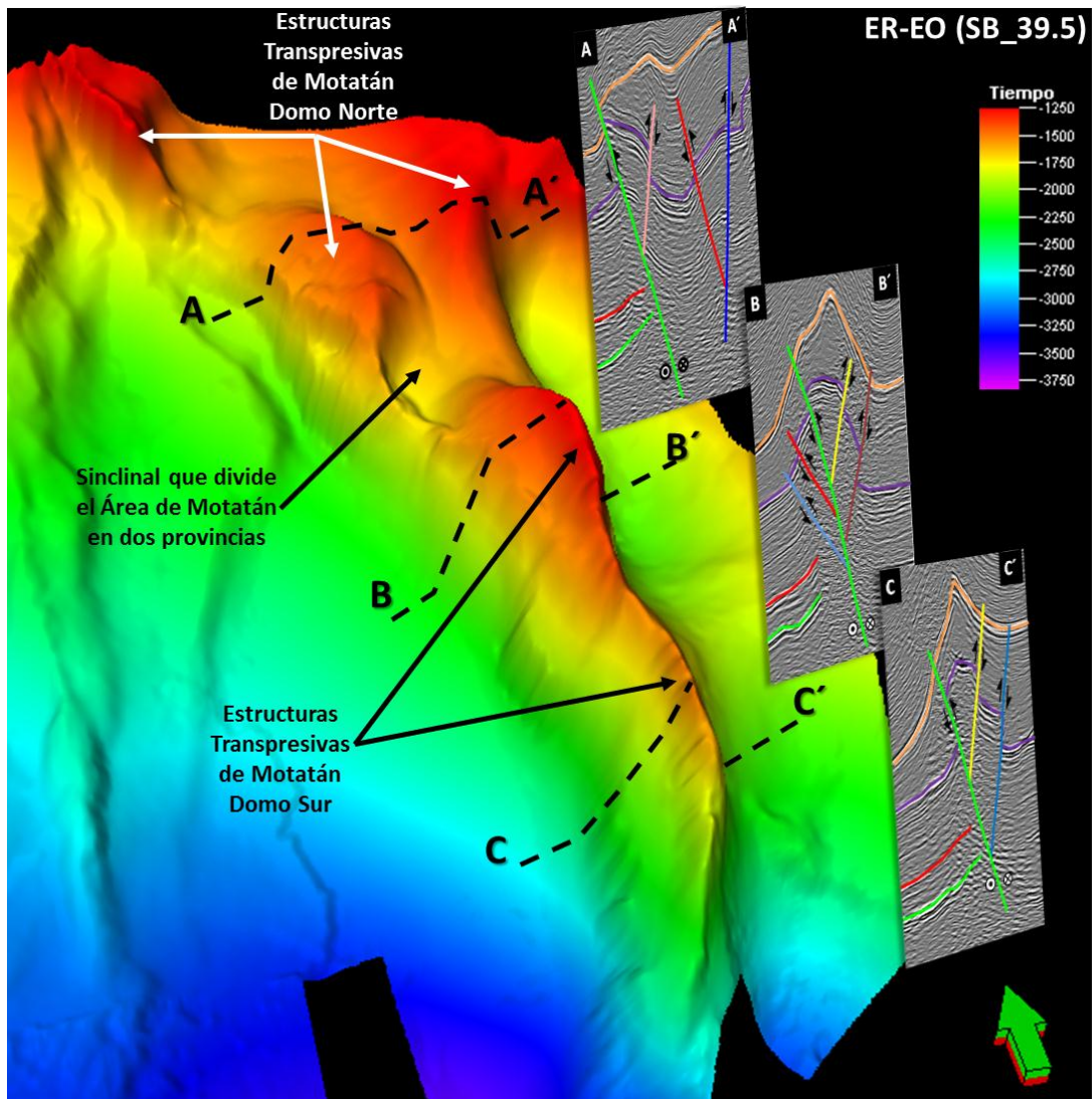


Figura 5.10: Configuración estructural del alineamiento de Motatán. Es posible identificar cinco estructuras dómicas en toda su extensión, así mismo se muestra la geometría de las fallas asociadas a ellos.

La región sur presenta dos estructura dómicas separadas por un sinclinal abierto, la estructura en esta área presenta mayor plegamiento y es estructuralmente más alta, así mismo se encuentra mayormente fallada (Figura 5.10).

En la sección B – B' presente en la figura 5.10, se puede apreciar la configuración estructural de tipo *Restraining Stepovers (pop-up)*, asociada al movimiento transpresivo de la falla de Motatán.

El alto ángulo que poseen las fallas principales (Pueblo Viejo, Barúa y Motatán) de comportamiento inverso no coincide con el modelo de fallas Andersonianas que considera ángulos máximo hasta 65° para fallamiento inverso (Anderson, 1951), menos aún que las mismas proceden de la reactivación de fallas normales preexistente, esto explica que debió ocurrir compresión acompañado con transcurrancia, para lograr invertir estructuras y reactivar fallas de tan alto ángulo, bajo régimen netamente compresivo es difícil lograr fallamiento inverso con las características que observan en el área.

Finalmente en la figura 5.11 se muestra una vista 3D del conjunto de fallas interpretadas en el área de estudio, y la superficie correspondiente a la Discordancia del Paleoceno. Es posible apreciar las dos familias de fallas, una en dirección preferencial norte - sur que corresponden a los principales alineamientos del área, y un conjunto de fallas en dirección preferencial este-oeste entre la falla de Barúa y Pueblo Viejo.

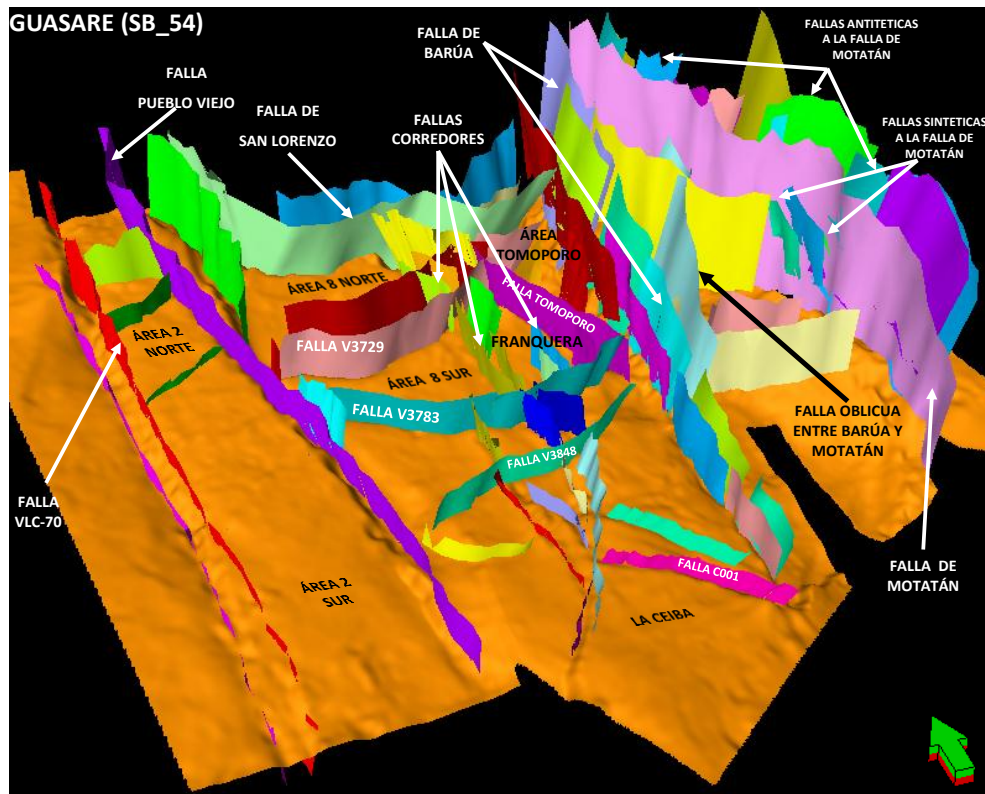


Figura 5.11: Vista 3D de las fallas interpretadas. La superficie corresponde a la Discordancia del Paleoceno.

5.3. MODELOS DE VELOCIDADES

Los modelos generados presentan velocidades comprendidas entre 1750 m/s a 4750 m/s (Figuras 4.36 y 4.37). Se puede observar que las velocidades aumentan respectivamente con el incremento de la profundidad, hasta toparse con la Discordancia del Eoceno donde existe inversión de las velocidades (de 4000 m/s a 3250 m/s). Este comportamiento no se aprecia en todo el área, solo en las zonas donde se encuentra el paquete lutítico de Paují. Esta inversión ha sido estudiada por el equipo de geomecánica del área y la han caracterizado a presiones anormales (lutitas presurizadas). Las altas presiones en esta secuencia generan complicaciones durante las actividades de perforación, por tal motivo es importante conocer la geometría y distribución de dicha secuencia en el área, a fin de establecer el diseño de pozo óptimo para cada región. En el modelo generado para el cubo ceiba3d, no se observa este comportamiento, ya que dicha secuencia se encuentra erosionada (Figura 4.37), lo mismo ocurre al oeste de la Falla Pueblo Viejo.

A nivel de yacimiento, en el intervalo correspondiente a Misoa existe incremento en las velocidades (4250 m/s) con disminución en algunos intervalos. A nivel de Guasare por encontrarse en su fase arcillosa se observa disminución de las velocidades (3000 m/s) en contraste con las velocidades observada en las arenas de Misoa.

5.4. MAPAS ESTRUCTURALES EN PROFUNDIDAD

Es necesario mencionar que la tendencia y posicionamiento de los alineamientos estructurales en los mapas en profundidad guardan correspondencia con los mapas en tiempo, lo que es indicativo de la buena calidad de las superficies obtenidas.

En la figura 5.12, correspondiente al mapa de la superficie erosiva del Eoceno revela que la zona más somera se encuentra a 4800 pies, ubicada en al área de Motatán y la más profunda a 19000 pies en la región suroeste en las áreas de La Ceiba y Área 2 Sur, esta diferencia de 14200 pies entre el máximo y mínimo valor de profundidad indican el grado de deformación a este nivel. En el mapa se puede apreciar que las fallas de mayor envergadura son las que cortan dicha superficie, con dirección preferencial norte – sur y este - oeste.

En la zona este se puede distinguir la falla principal de Motatán, de comportamiento inverso con buzamiento hacia el este, la misma presenta variaciones en su rumbo y posee fenómeno de curvatura a lo largo de su extensión (Figura 5.12). Las líneas de contorno evidencian la existencia de estructuras dómicas, concordando con la morfología de la estructura, así mismo presentan mayor gradiente en esta área indicando alta inclinación.

En el área de Barúa se aprecia la falla principal de rumbo NE y comportamiento inverso la cual se intersecta con la falla de Motatán al norte (Figura 5.12), hacia el sur pierde su continuidad y prevalece una falla de igual comportamiento con buzamiento al este, así mismo se observa la falla oblicua de Barúa y el desplazamiento sinistral en los contornos señalando movimiento transcurrente.

En la zona central correspondiente al área de Framolac no se observan cambios bruscos en la geometría de los contornos y poseen menor gradiente en comparación con las áreas antes descritas, señalando menor grado de deformación. El conjunto de falla de dirección este – oeste presenta comportamiento inverso en este nivel, por otra parte se puede observar el cambio brusco en el rumbo de la falla San Lorenzo en dirección norte – sur.

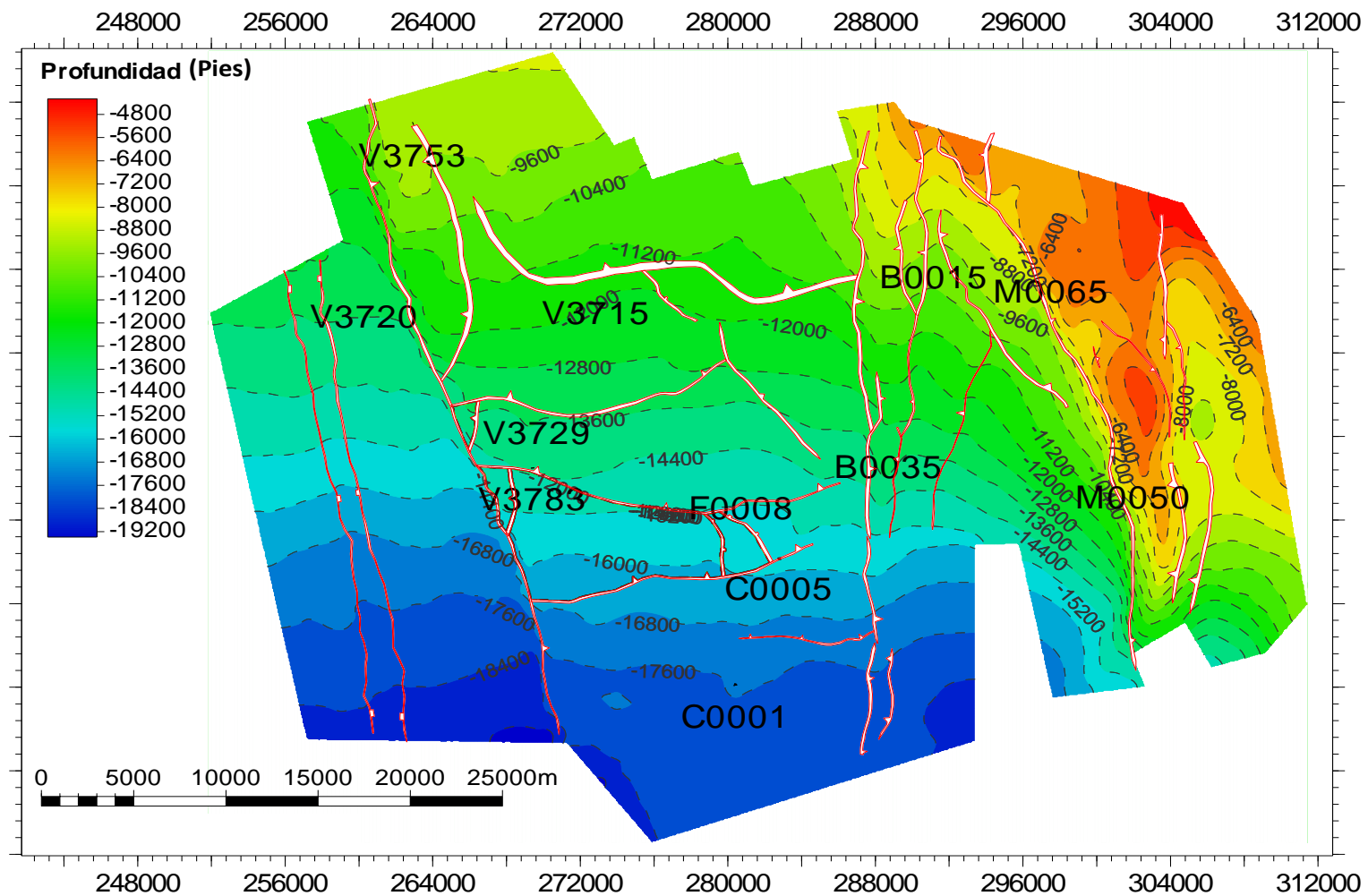


Figura 5.12: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la Discordancia del Eoceno.

Los cambios en la geometría de los contornos a los lados de la Falla Pueblo Viejo evidencian que el bloque oeste se encuentra deprimido, así mismo en la región norte de la falla se distingue el alto estructural del área de Ceuta.

En la figura 5.13 se muestra el mapa correspondiente a la base de las lutitas de Paují, en el mismo se observa continuidad de las fallas principales antes descritas presentando el mismo comportamiento. A diferencia del mapa anterior la geometría de los contornos varía constantemente evidenciando mayor deformación en este nivel. En el área de Motatán se observan cambios bruscos de profundidad entre los bloques de las fallas interpretadas, indicando alto desplazamiento vertical, de igual forma se aprecian las 5 estructuras dómicas identificadas en el área (Figura 5.13).

Por otra parte se distingue con mayor claridad el desplazamiento lateral sinistral de los contornos en la falla oblicua de Barúa. Algo semejante ocurre con la falla de Tomoporo indicando posible movimiento transcurrente de la misma.

La zona somera de dicha superficie se encuentra a 5000 pies ubicada en el área de Motatán y la más profunda a 18000 pies en la zona sur del área. Es importante recordar que el paquete lutítico de Paují se encuentra parcialmente erosionado, en el bloque oeste de la falla Pueblo Viejo no está presente así como también al sur del área (La Ceiba).

En el área de Franquera se observa las fallas corredores de dirección norte-sur (adyacentes al pozo F0008), y los cambios en la geometría de los contornos que evidencia que el bloque este de la falla de mayor longitud se encuentra deprimido, este alineamiento divide el área en dos provincias estructurales. Lo mismo ocurre con la Falla de Tomoporo y el bloque ubicado al este (Figura 5.13).

En la figura 5.14 se muestra el mapa estructural correspondiente a la superficie erosiva del Paleoceno, el mismo no muestra la configuración estructural del área de Motatán a este nivel, debido a la pobre calidad de los datos sísmicos que no permitió realizar la interpretación.

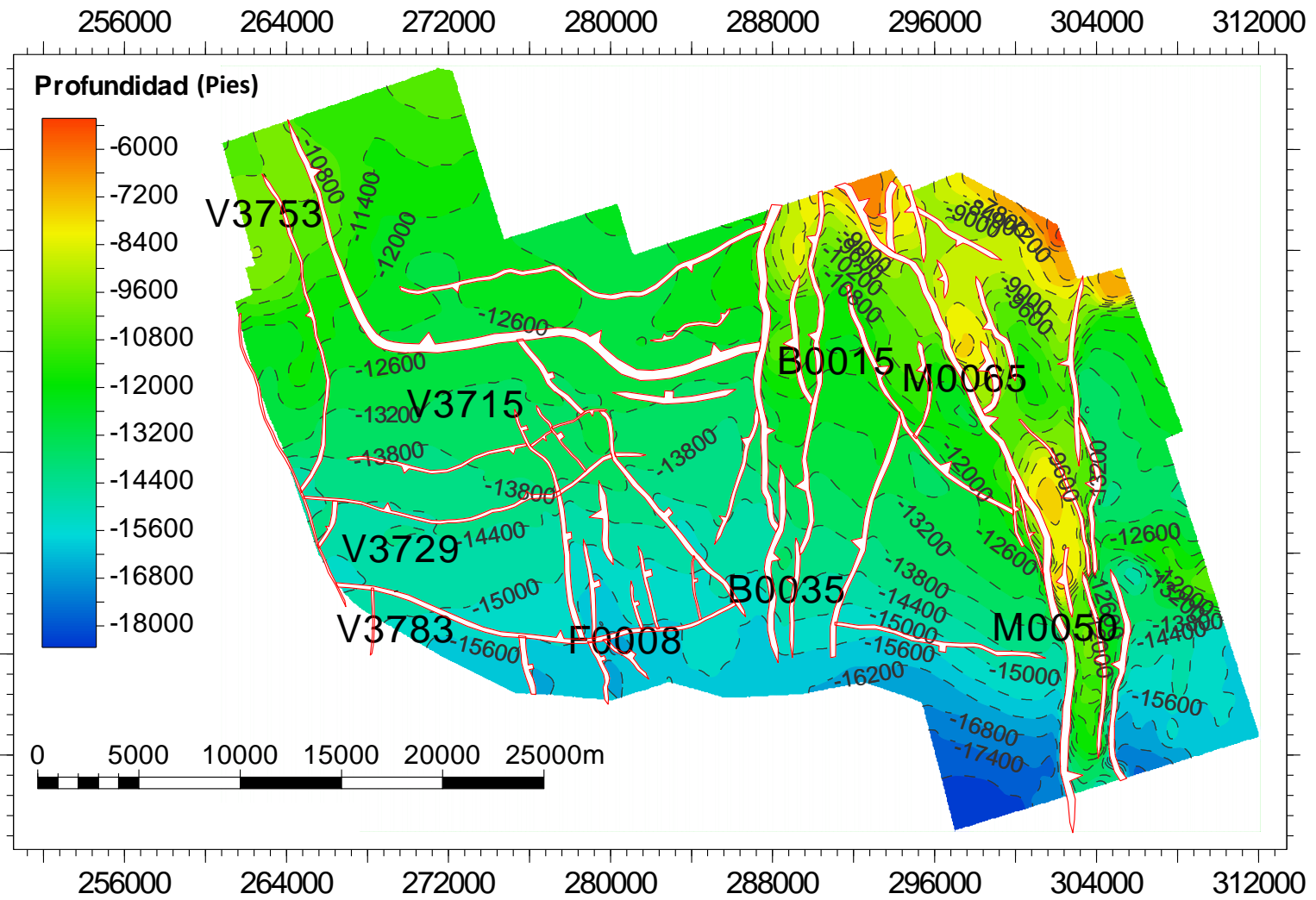


Figura 5. 13: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la base de las lutitas de Paují.

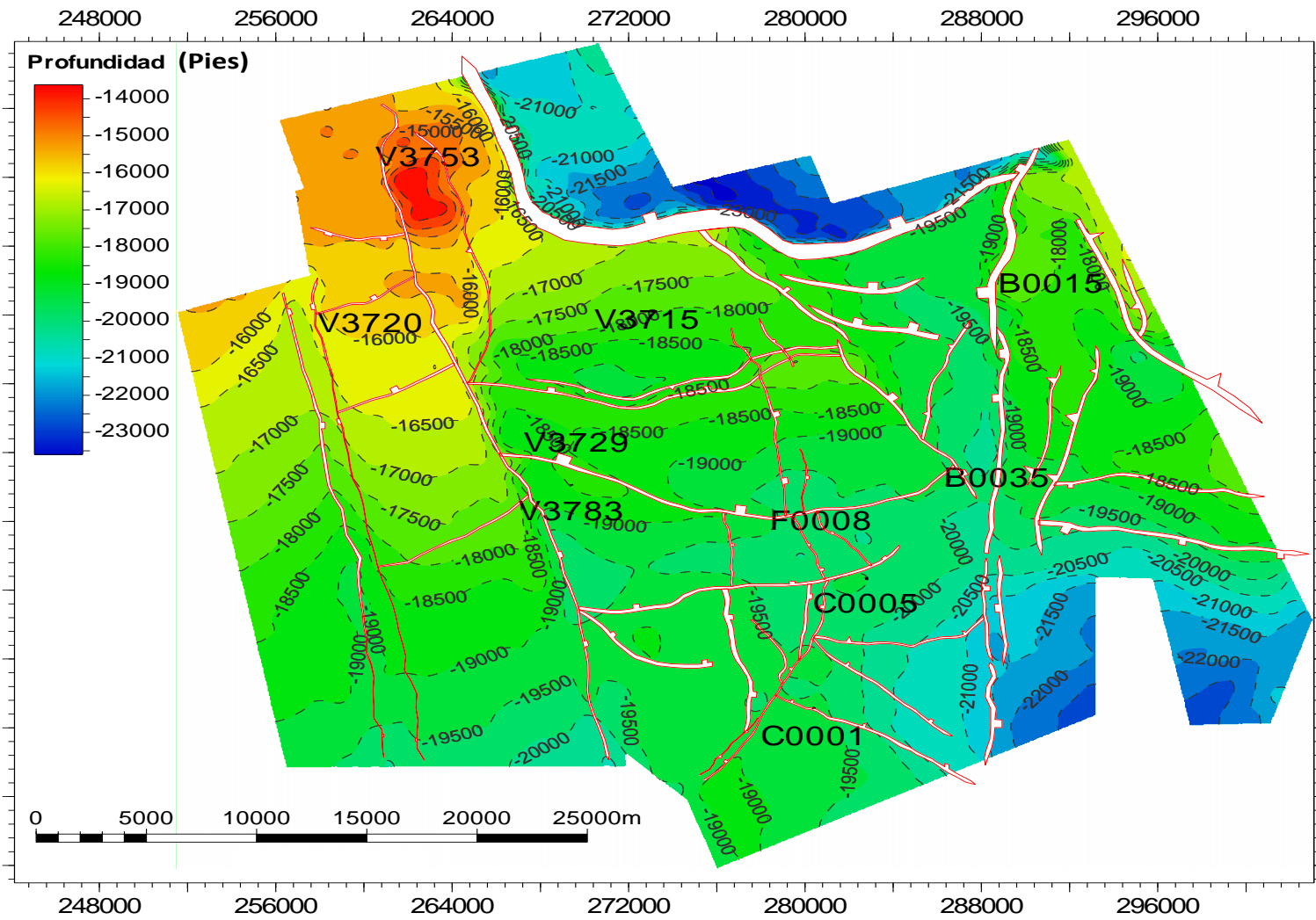


Figura 5.14: Mapa estructural en profundidad correspondiente a la Discordancia del Paleoceno.

El mapa de la Discordancia del Paleoceno revela el gran salto que presenta la falla de San Lorenzo, el bloque deprimido se encuentra aproximadamente a 21000 pies, mientras que el bloque levantado presenta una profundidad de 17000 pies, es decir, la falla exhibe un desplazamiento vertical de 4000 pies aproximadamente (Figura 5.14). Además se observa el comportamiento normal que poseen las fallas de dirección este – oeste en dicho nivel (V3729, V3783, V3848 y C0001), algo semejante sucede con la falla principal de Barúa y la falla Pueblo Viejo.

La configuración de la falla de Pueblo Viejo y de su conjugada en la parte norte del mapa permite reconocer la estructura de tipo *restraining stepovers*, la cual exhibe dos altos estructurales y un anticlinal que los separa (Figura 5.14).

El cambio de la geometría de los contornos en la región occidental muestran el comportamiento que presenta la falla VLC-70, el bloque limitado entre dicha falla y su conjugada se encuentra deprimido. Algo semejante ocurre entre la falla principal de Barúa y la falla de Tomoporo, las líneas de contorno evidencian la estructura tipo graben entre ellas (subgraben de Tomoporo).

En la figura 5.15 se muestra el mapa estructural del tope de las calizas de Socuy, la misma se caracteriza por ser una superficie muy fallada, por lo tanto las estructuras aquí interpretadas corresponden a los principales alineamientos.

La superficie del Paleoceno guarda relación en la geometría de los contornos con la superficie del tope de Socuy, ya que ambos periodos estuvieron caracterizados por baja actividad tectónica (Figuras 5.14 y 5.15).

En el mapa a profundidad del tope de Socuy se aprecia la continuidad de la estructura del Alto de Ceuta, así mismo el gran salto que presenta la falla de San Lorenzo.

El desplazamiento vertical de los bloques en este nivel de las fallas V3729, V3783 es de aproximadamente 500 pies, lo mismo ocurre en la falla Pueblo Viejo.

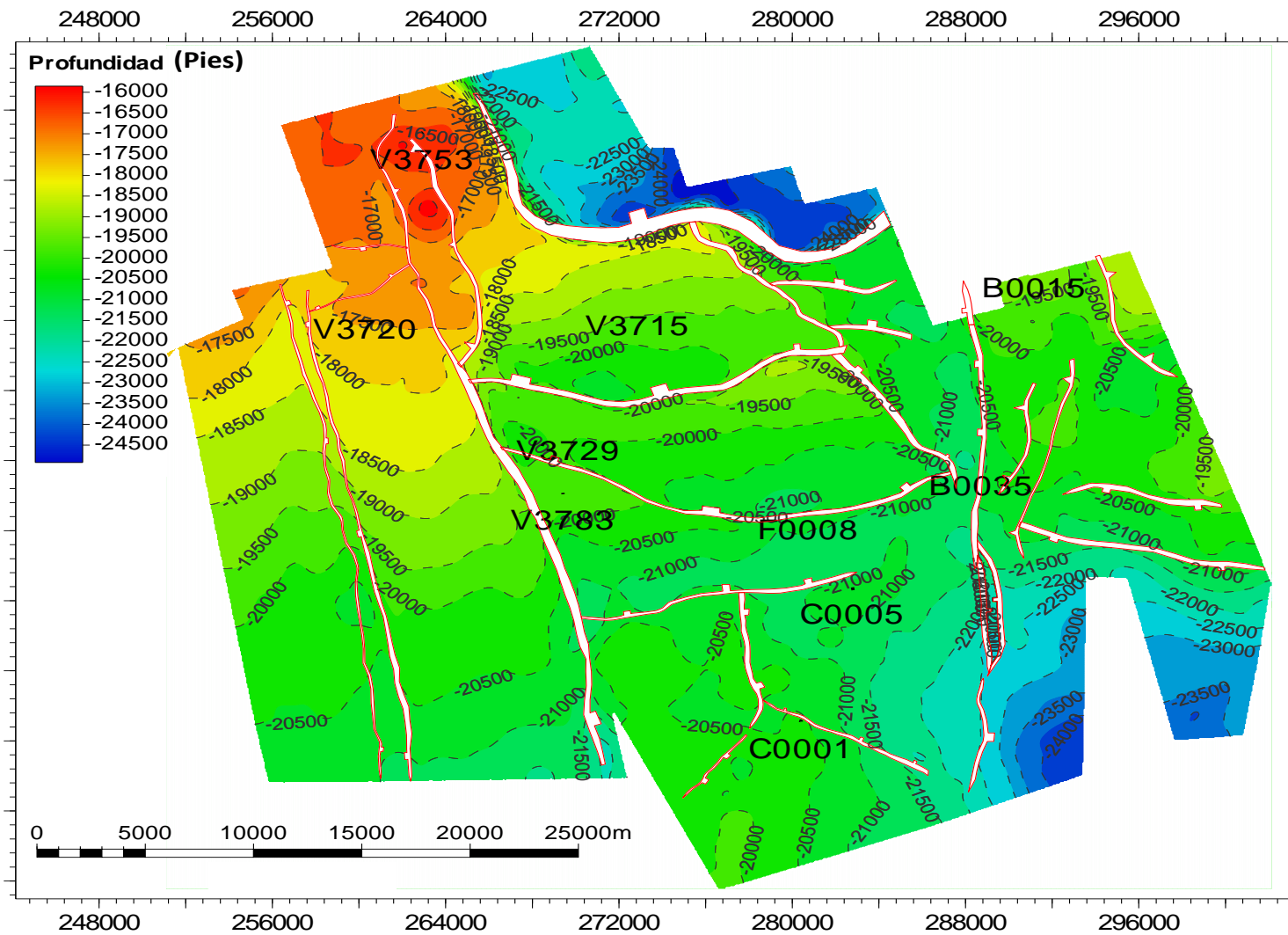


Figura 5.15: Mapa estructural en profundidad correspondiente al tope de las calizas de Socuy.

5.5 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL ÁREA.

El patrón estructural de Zulia Oriental ha sido desarrollado como resultado de procesos de extensión, compresión y transpresión. La fase extensional es asociada con fallamiento normal existente en la zona, posteriormente existió una fase transpresiva en el Eoceno Tardío – Oligoceno, en respuesta al aumento del movimiento relativo de la placa Caribe con respecto a la Suramericana, generando altos estructurales. Durante el Neógeno se evidencia inversión de la cuenca, y la presencia de un nuevo depocentro hacia el sur, muchas fallas normales preexistentes fueron reactivadas en este periodo bajo régimen transpresivo (Maraven 1994).

Cuatro secuencias tectonosedimentarias fueron interpretadas en el área, dos basadas en discordancias regionales identificadas en toda la Cuenca de Maracaibo, Discordancia del Paleoceno (SB_54) y Discordancia del Eoceno (SB_39.5), y dos correspondientes a límites de secuencias, tope de Socuy (FS_80) y base de las lutitas de la Formación Paují (FS_41.6).

5.5.1 Tectonosecuencia I: *Rifting* Triásico – Jurásico

Es caracterizado por ser un régimen extensivo, formando estructuras en la cuenca de rumbo nor-noreste, originadas como fallas normales y posteriormente reactivadas como fallas transcurrentes o inversas durante el Paleógeno (Lugo y Mann, 1995; Audemar, 1991).

En la interpretación sísmica se observaron fallas que presentan gran envergadura de dirección preferencial norte – sur como lo es la falla Pueblo Viejo, falla de Barúa y falla de Motatán. Esta familia de fallas involucra basamento (Figura 5.16), así mismo muestran evidencia de reactivación bajo regímenes transpresivos.

5.5.2 Tectonosecuencia II: Margen pasivo del Cretácico.

Durante este periodo prevaleció un margen pasivo formando una plataforma mixta de carbonatos y clásticos (Lugo and Mann, 1995).

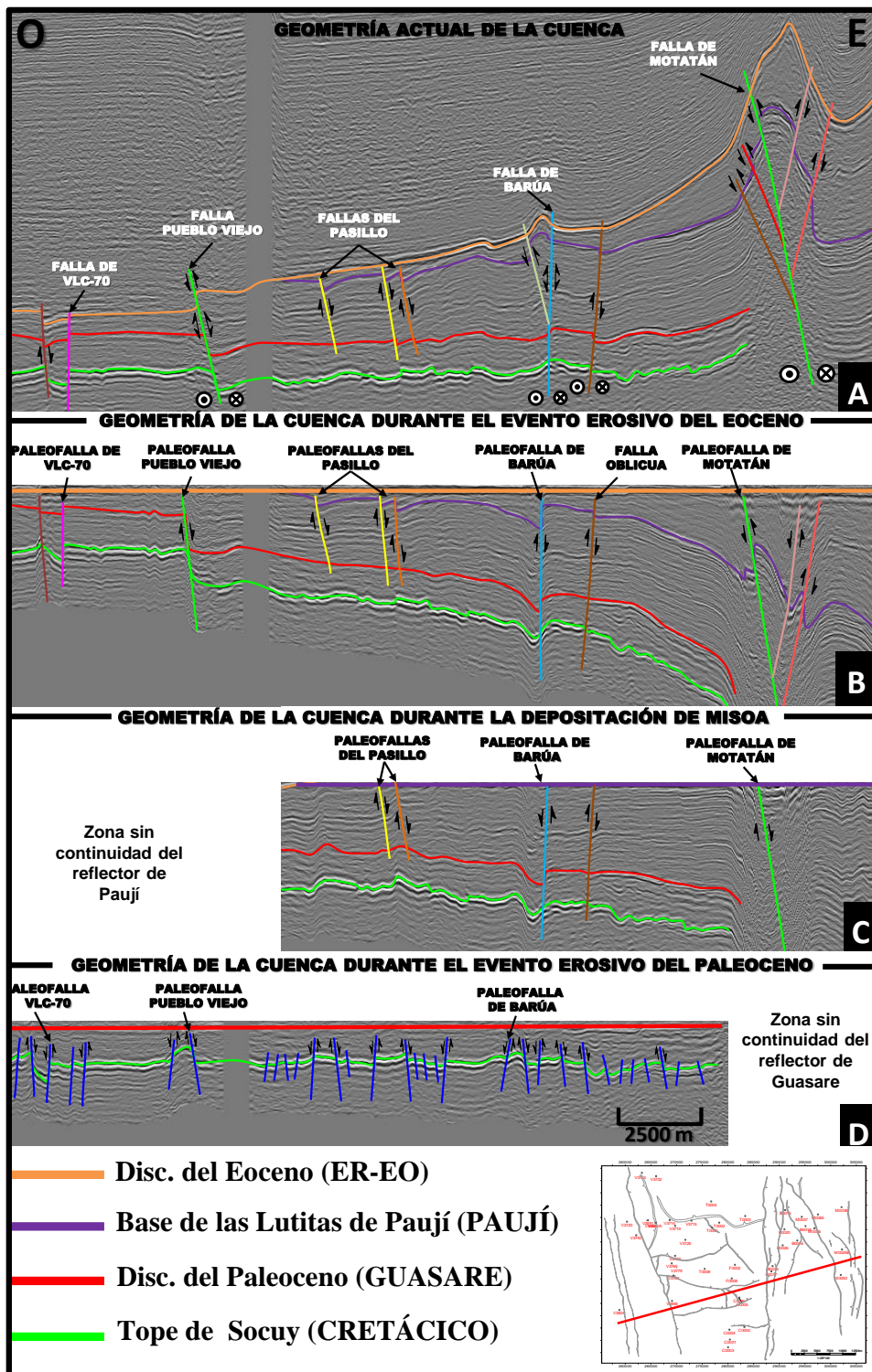


Figura 5.16: Esquema evolutivo de la subcuenca Pueblo Viejo en dirección este - oeste. A) Geometría actual de la subcuenca, B) Horizontalización del reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno, C) Horizontalización a nivel de la Base de las lutitas de Paují, D) Horizontalización en el reflector identificado como la superficie erosiva del Paleoceno

Ningún evento importante de deformación perturbó las unidades Cretácicas durante su sedimentación, se evidencia por la ausencia de discordancias angulares globales en estas secuencias (INTEVEP, 1994). Sin embargo algunas fallas normales Jurásicas continuaron su actividad, debido al peso de los sedimentos recibidos (Lugo y Mann, 1995).

De las formaciones del Cretácico se interpretó el tope de las calizas de Socuy, la cual fue depositada en el *highstand* posterior a la depositación de la Formación La Luna, roca madre por excelencia (MARAVEN, 1994), el mismo, es un reflector fuerte debido al alto contraste de impedancia acústica que existe entre las lutitas de Colón y las calizas de Socuy, permitiendo cartografiar fácilmente el Cretácico (Figura 5.16).

Las figuras 5.16-D y 5.17-D representan la geometría de la subcuenca durante el evento erosivo de Paleoceno. En la figura 5.16-D se observa el alto grado de fallamiento a nivel del Cretácico - Paleoceno formando estructuras tipo *graben* y *horst* características de régimen extensivo, dichas fallas involucran basamento y pudieron ser originadas por la reactivación de fallas preexistente producto de la carga sedimentaria haciendo énfasis en lo indicado por Lugo y Mann (1995). En el mapa de atributo de buzamiento correspondiente a la superficie del tope de Socuy, se aprecia el alto grado de fallamiento que presenta el Cretácico (Figura 4.30).

En la figura 5.17-D se observa que en el área de Framolac durante este periodo presentó menor grado de deformación en comparación al resto de las áreas.

5.5.3 Tectonosecuencia III: Cretácico Tardío – Paleoceno.

Comienza una transición entre el margen pasivo y un margen activo asociado a la colisión de la placa Caribe con la placa Suramericana (Pestman, 1996).

De acuerdo con Maraven (1994), en Zulia Oriental continuó el período de inactividad tectónica que inició en el Cretácico, en consecuencia depósito la Formación Guasare completando la regresión marina que se inició con la depositación de la Fm Colón.

En la figura 5.16–D, se aprecia que no existen cambios bruscos en los espesores correspondientes al periodo Cretácico Tardío – Paleoceno, sin embargo estructuras extensionales controlaron la depositación en algunas área.

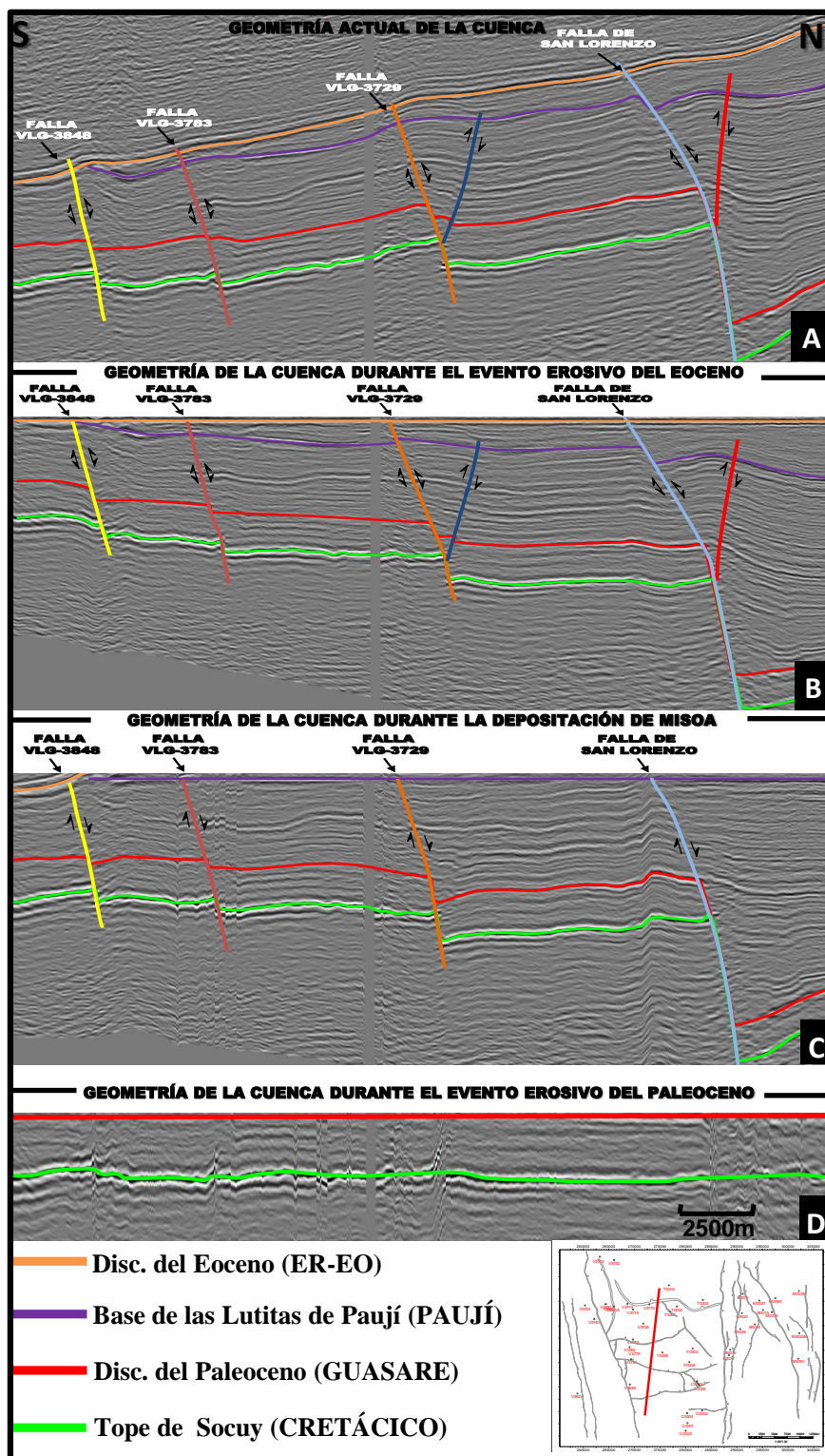


Figura 5.17: Esquema evolutivo de la subcuenca Pueblo Viejo en dirección norte - sur. A) Geometría actual de la subcuenca, B) Horizontalización del reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno, C) Horizontalización a nivel de la Base de las lutitas de Paují, D) Horizontalización en el reflector identificado como la superficie erosiva del Paleoceno

En la figura 5.17-D se puede apreciar que en el área de Framolac, durante el periodo Cretácico – Paleoceno la depositación estuvo caracterizada por baja influencia tectónica, se observa poca deformación en este nivel y conservación de los espesores de la secuencia. Se afirma que las fallas de rumbo este - oeste se formaron posterior al evento erosivo del Paleoceno.

En relación a Pestman y otros (1996), el Paleoceno Tardío está representado por un *hiatus* que abarca aproximadamente el intervalo desde 62 Ma hasta 54 Ma, esto se debe a un ligero levantamiento de la plataforma posiblemente causado por una flexión del alto periférico relacionado con el desarrollo de la cuenca central, dicha discordancia se identificó en el área.

En el mapa isópaco correspondiente a la secuencia sedimentaria entre el tope de Socuy - Discordancia del Paleoceno (Formaciones Colón y Guasare), es posible apreciar la baja actividad tectónica que existió durante este periodo, evidenciado por la conservación de los espesores (Figura 5.18), hacia el sur en el área de La Ceiba existe disminución de los espesores en la secuencia, posiblemente asociado a la presencia del Alto de Mérida (Lugo y Mann 1995).

5.5.4 Tectonosecuencia IV y V: Flexión de antepaís (Paleoceno Tardío y Eoceno Medio) y fase compresiva (Eoceno Medio – Oligoceno).

En el Paleoceno Tardío y Eoceno Medio, existió el desarrollo de una cuenca antepaís relacionada a la continua colisión oblicua de este a oeste entre las placas Caribe y Suramericana (Lugo y Mann, 1995, Maraven, 1994).

Escalona (2003), expone que durante el Eoceno en Zulia Oriental existió el desarrollo de una cuenca tipo *rift* (Subcuenca Pueblo Viejo) con buzamiento al norte; limitada al este por la falla Pueblo Viejo. En las figuras 5.16-B y 5.17-B las cuales muestran la configuración que poseía la cuenca durante el evento erosivo del Eoceno, se observa la importancia que presentó la falla Pueblo Viejo en la sedimentación Eocena (Figura 5.16-B), el alto desplazamiento vertical de los bloques causó mayor acumulación de sedimentos, así mismo se observa el buzamiento de la cuenca en sentido norte (Figura 5.17-B).

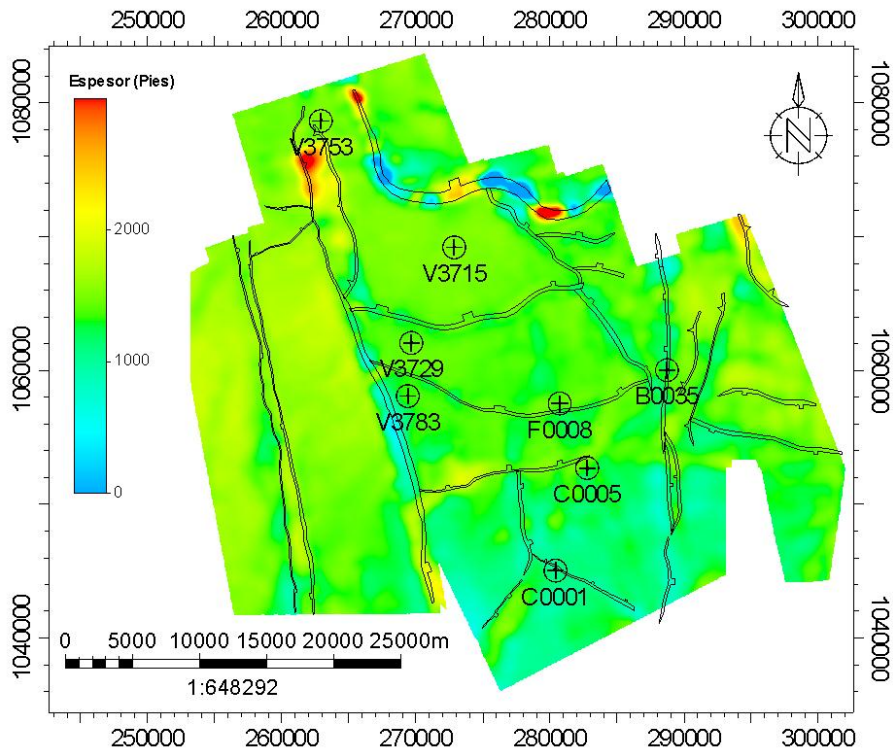


Figura 5.18: Mapa isópaco entre la Discordancia del Paleoceno y Tope de Socuy. Se puede observar que existe conservación de los espesores entre los 1000 y 2000 pies aproximadamente, indicando baja actividad tectónica. Los valores anómalos son producto de la intersección de los horizontes de cada nivel en las fallas.

En la figura 5.16-C se aprecia que durante la depositación de la Formación Misoa la subcuenca poseía bajo buzamiento en sentido este, evidenciado por el poco incremento en los espesores, en contraste, el paquete lutítico de Paují presenta cambios bruscos de espesores en este sentido (Figura 5.16-B), indicando que existió subsidencia en dicha región permitiendo depositar mayor cantidad de sedimentos.

En las figuras 5.19 y 5.20 es posible observar el aumento de espesores hacia la región este durante la depositación de las lutitas de la Formación Paují, en la figura 5.19 se aprecia que los espesores de la Formación Misoa aumentan en dirección noreste, indicando que la cuenca se profundizaba en este sentido, mientras que, en la figura 5.20 se observa que los mayores espesores del paquete lutítico se ubican hacia el este. Por dificultad de interpretar el horizonte correspondiente a la Discordancia del Paleoceno hacia la región este, no es posible analizar el comportamiento de los espesores de la Formación Misoa en el área de Motatán.

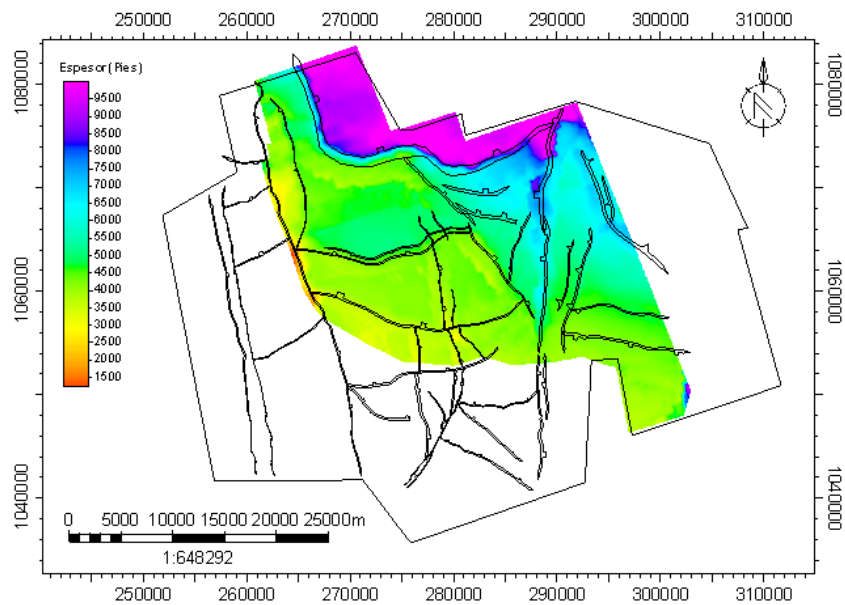


Figura 5.19: Mapa isópaco de la Formación Misoa. Los cambios de espesores indican alta actividad tectónica durante la sedimentación.

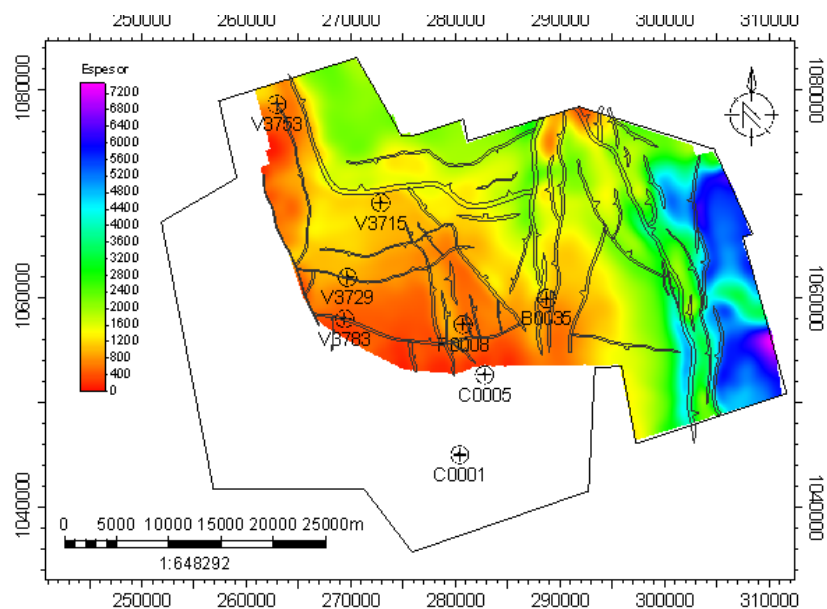


Figura 5.20: Mapa isópaco de las lutitas de la Formación Paují. Aumento significativo de los espesores hacia la región este.

Por otra parte, en la figuras 5.16-C y 5.16-B se observa la actividad que presentaron las fallas de Barúa y Motatán durante la depositación de la secuencia Eocena, coincidiendo con lo expuesto por Mann y otros (2006) y Maraven (1994), donde establecen que la región de Zulia Oriental durante el Eoceno Temprano – Eoceno

Medio predominó una fase extensional reactivando fallas preexistentes bajo regímenes transtensivos. La reactivación de las fallas de Pueblo Viejo y Barúa bajo régimen transtensivo pudo haber desarrollado una cuenca de tipo *Pull Apart* en el área de Ceuta - Framolac durante este periodo.

Existen evidencias que durante el Eoceno existió compresión, en las figuras 5.16-B y 5.17-B que corresponden a la configuración de la cuenca antes de la mayor deformación compresiva del Neógeno, se observan estructuras asociados a las fallas características de regímenes compresivos.

De acuerdo con Pestman y otros (1996), una importante fase de erosión Oligocena removió un espeso paquete de estratos de edad Eoceno Medio parte Tardía, y Eoceno Tardío, es la mayor discordancia de tipo angular en la cuenca. En la figura 5.17-B se observa el acuñamiento del paquete lutítico de Paují hacia el sur la cual evidencia el carácter angular de la discordancia.

5.5.5 Tectonosecuencia VI: Compresión Neógena Andina

En el Mioceno Medio la colisión del terreno de Panamá contra la esquina noroccidental de Suramérica, produce un evento compresivo de gran importancia en el occidente de Venezuela, la Microplaca de Maracaibo es empujada de oeste a este y causa el levantamiento de la Cordillera Andina Venezolana, por la colisión oblicua con la Placa Suramericana. Durante este periodo la subsidencia de la cuenca se aceleró producto de la compresión regional y compensación isostática por el levantamiento de los andes Venezolanos (INTEVEP 1994).

En las figuras 5.16-A se observa que la cuenca actualmente se encuentra invertida, presentando buzamiento al sur. El régimen transpresivo durante este periodo reactivó fallas preexistentes formando altos estructurales como los alineamientos de Barúa y Motatán, así mismo la estructura de tipo flor positiva observada al norte de la falla Pueblo Viejo.

5.6 ESTIMACIÓN DE LA DIRECCIÓN E INCLINACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS, QUE ACTUARON EN LA GENERACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS INTERPRETADAS.

A partir de los modelos geométricos de Anderson aplicados en las fallas principales interpretadas (Falla VLC-70, Pueblo Viejo, Barúa y Motatán), se estimó la dirección de los paleoesfuerzos que posiblemente originaron dichas estructuras. La configuración que muestran los paleoesfuerzos obtenidos no se ajustan al marco tectónico del área analizado a partir de la interpretación estructural.

Es importante recordar que las fallas estudiadas son producto de la reactivación de fallas preexistente, por tal motivo se tomó el comportamiento y geometría de las fallas a nivel de la Discordancia del Eoceno, donde se exhibe la configuración de las estructuras producto del último periodo de deformación.

En la tabla 5.1 se observan los resultados obtenidos en el análisis realizado para la falla Pueblo Viejo en conjunto con la serie de fallas antitéticas asociadas, el esfuerzo máximo principal muestra una dirección preferencial N85° E con inclinación menor a los 2°, debido a que la estructura presentar comportamiento inverso, el esfuerzo mínimo corresponde al vertical y posee una inclinación de 55° con dirección N05°W.

Tabla 5.1: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla Pueblo Viejo.

Falla Inversa Pueblo Viejo N20°W 66N		Fallas Antitéticas					
		F1: N10E 70N		F2: N15E 72 N		F3: N10E 72N	
Esfuerzos Principales	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación
	σ_1 (σ_{Hmax})	N85°E	2,1°	N87°E	1°	N85°E	1°
	σ_2 (Hmin)	N04°W	32°	N02°W	41°	N05°W	32°
	σ_3 (σ_v)	N08°W	58°	N04°W	50°	N07°W	53°

La falla VLC-70, presenta comportamiento normal, a diferencia del resto de las estructuras analizadas, los regímenes de esfuerzos que han actuado en el área no han logrado invertir dicha estructura. En esta falla se estimó que el esfuerzo principal σ_1 presenta una inclinación de 87° (vertical) en dirección N75°E (Tabla 5.2), correspondiendo a la configuración de fallamiento normal.

Tabla 5.2: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla VLC-70.

		Falla Normal VLC -70 N15W 72S		Falla Antitética F1: N15W 66N	
		Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación
Esfuerzos Principales	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$				
	σ_1 (σ_v)	N75°E	87°		
	σ_2 (Hmax)	N15°W	0°		
	σ_3 (σ_{min})	N75°E	3°		

El análisis en la falla de Barúa arrojó que la dirección del esfuerzo máximo horizontal es N85°W con una inclinación menor a 5° (Tabla 5.3), presentando variación de 10° respecto a la dirección de los paleoesfuerzos obtenidos para la falla Pueblo Viejo, el esfuerzo mínimo que está representado como el esfuerzo vertical en fallas inversas presenta una inclinación de 86°.

Tabla 5.3 Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla de Barúa.

		Falla Inversa Barúa N5°E 64°N		Fallas Antitéticas			
				F1: N05°E 56°S		F2: N10E 58 S	
Esfuerzos Principales	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación
	σ_1 (σ_{Hmax})	N85°W	4°	N85°W	3°		
	σ_2 (Hmin)	N05°E	0°	N05°E	0°		
	σ_3 (σ_v)	N05°W	86°	N05°W	87°		

Por último la estimación de los paleoesfuerzos en la falla de Motatán arrojó que la dirección del esfuerzo máximo horizontal tiene una dirección N75°E con una inclinación menor a 3° (Tabla 5.4).

Tabla 5.4: Dirección e inclinación de los paleoesfuerzos estimados para la falla de Motatán.

		Falla Inversa Motatán N30°W 65°N		Fallas Antitéticas					
				F1: N-S 70°W		F2: N15°W 68°S		F3: N5°E 68°S	
Esfuerzos Principales	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación
	σ_1 (σ_{Hmax})	N75°E	2,6°	N67°E	2°	N77°E	1°		
	σ_2 (Hmin)	N19°W	32°	N22°W	17°	N14°W	38°		
	σ_3 (σ_v)	N08°W	58°	N28°W	73°	N12°W	51°		

Los paleoesfuerzos estimados para las fallas analizadas no corresponden con el régimen tectónico que actuó y la configuración estructural del área. Las estructuras identificadas son producto de reactivación de fallas normales bajo regímenes mixtos (compresión y transcurrencia) evidenciado por el tipo de estructura formadas y la geometría que presentan. El análisis por medio del modelo de Anderson arroja que las estructuras son producto de régimen netamente compresivo (Figura 5.21)

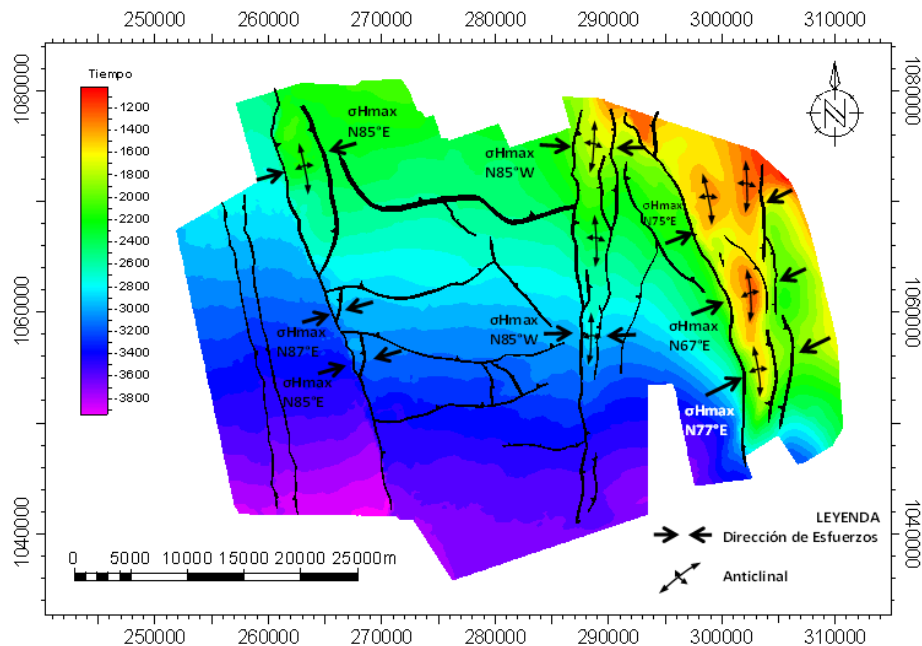


Figura 5.21: Mapa correspondiente a la superficie erosiva del Eoceno donde se muestra la dirección de los paleoesfuerzos estimados a partir del modelo geométrico de Anderson.

El modelo de Anderson no considera fallas que presentan comportamientos mixtos (transpresivas, transtensivas), en la cual los esfuerzos principales cambian su geometría en relación a un régimen puro (normal, inverso ó transcurrente). Las fallas antitéticas asociadas a las estructuras analizadas son evidencia de compresión, por tal motivo se realizó el análisis en base a fallamiento inverso, sin poder tomar en consideración la componente de transcurrencia, que en la formación de dichas fallas tuvo gran importancia.

En el caso de la falla VLC-70 que presenta comportamiento normal puro, la estimación del tensor de paleoesfuerzos a partir del modelo de Anderson corresponde a la configuración de la falla, siendo el esfuerzo máximo la carga litostática.

5.7 FORMACIÓN DE ALTOS ESTRUCTURALES PRODUCTO DE LA REACTIVACIÓN DE FALLAS PREEXISTENTES BAJO REGÍMENES TRANSPRESIVOS.

La reactivación de fallas preexistentes bajo regímenes transpresivos (Eoceno Medio – Presente) ha generado una serie de altos estructurales en el área en estudio (Alto de Ceuta, Anticlinal de Barúa y estructura de Motatán).

McClay y Bonora (2001) realizaron un experimento a escala, en cajas de arenas a fin de modelar la evolución progresiva y la geometría del desarrollo de estructuras de tipo *pop-up* en bloques sedimentarios suprayacentes a un basamento rígido que presenta fallamiento transcurrente sinistral. Determinaron que, cambios bruscos en el rumbo de la falla obstaculiza el desplazamiento de los bloques, oponiéndose al movimiento y causando levantamientos. Las estructuras originadas bajo esta configuración la han denominado *Restraining Stepovers*. La geometría de la estructura va a depender de la magnitud del desplazamiento lateral, el ángulo y longitud de la desviación del rumbo de la falla.

En analogía con el área de estudio, se puede establecer que las estructuras transpresivas identificadas presentan este esquema. Las fallas principales exhiben cambios en la dirección del rumbo, así mismo como se ha mencionado anteriormente dichas fallas son de basamento y posteriormente fueron reactivadas bajo distintos regímenes, siendo transpresivo a partir del Eoceno Medio hasta el presente deformando la secuencia sedimentaria depositada.

En la figura 5.22 se muestra la estructura de tipo *Restraining Stepovers* al norte de la falla Pueblo Viejo y su analogía con el modelo experimental, es posible apreciar el cambio brusco en el rumbo de la falla la cual obstaculizó el desplazamiento libre de los bloques, esta oposición causó el levantamiento de toda la secuencia Cretácica, Paleocena y Eocena. Es importante resaltar la gran magnitud de los esfuerzos que actuaron que logró invertir completamente la falla Pueblo Viejo en la región norte.

Este esquema lo presentan los demás alineamientos principales en el área (Barúa y Motatán), en donde se observa cambios continuos en las fallas principales la cual dieron pie a la formación de estructuras levantadas.

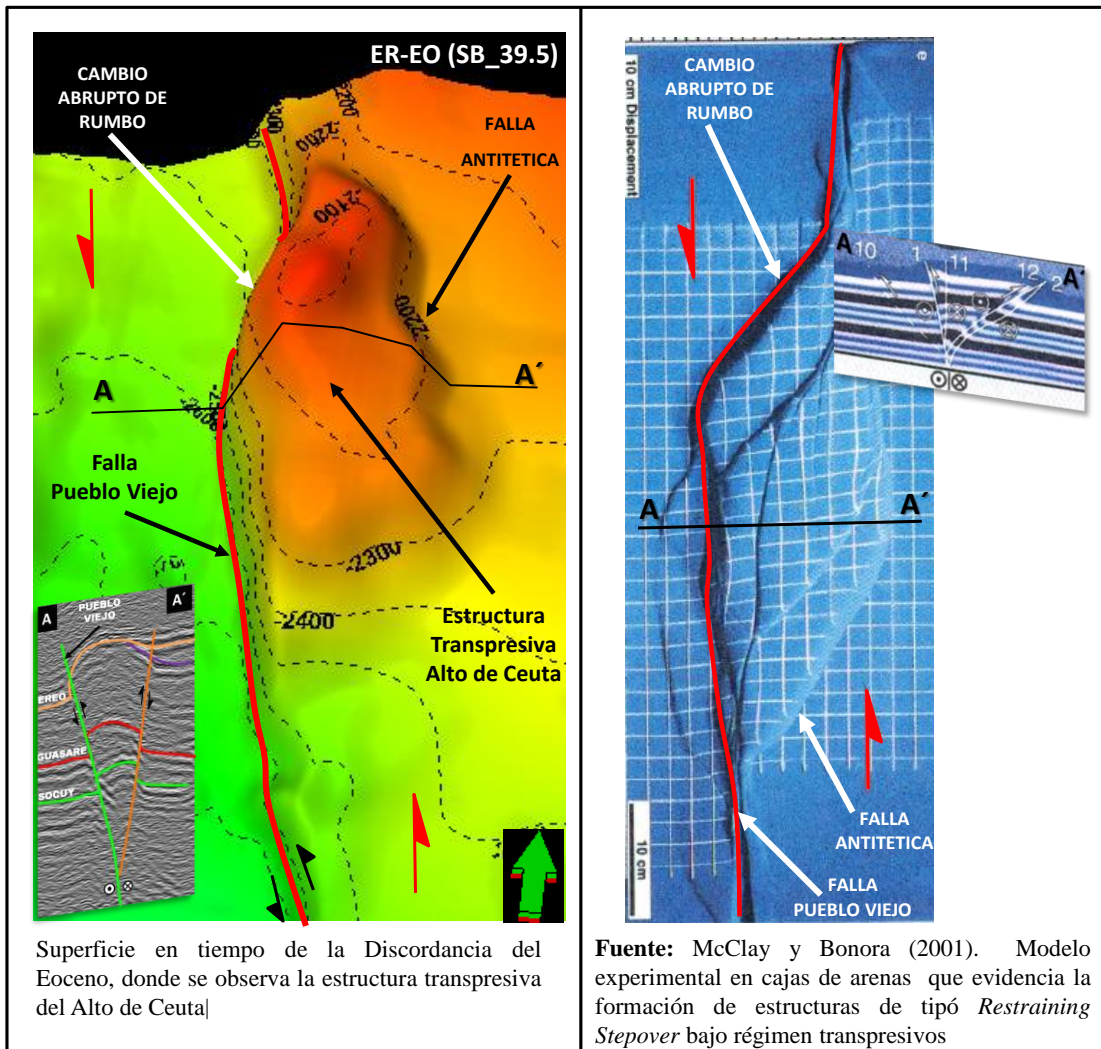


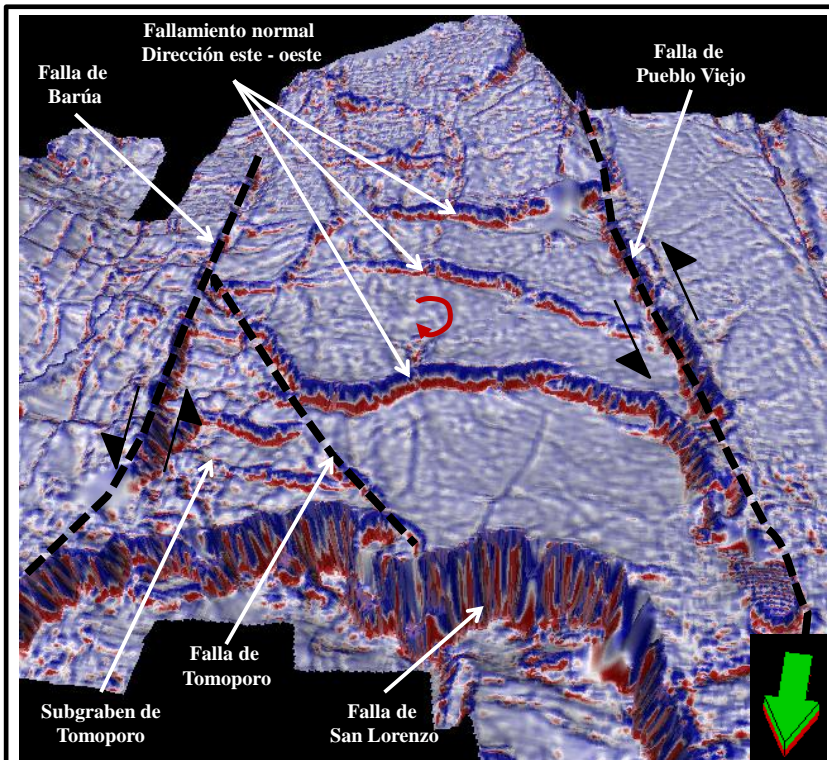
Figura 5.22: Analogía entre el modelo experimental realizado por McClay y Bonora (2001) con cajas de arenas y sometido a régimen transpresivo, en contraste con la estructura transpresiva presente en el Alto de Ceuta.

5.8 DISCUSIÓN: POSIBLE FORMACIÓN DE CUENCA *PULL APART* EN EL ÁREA DE CEUTA - FRAMOLAC DURANTE EL PERIODO PALEOCENO TARDÍO – EOCENO MEDIO.

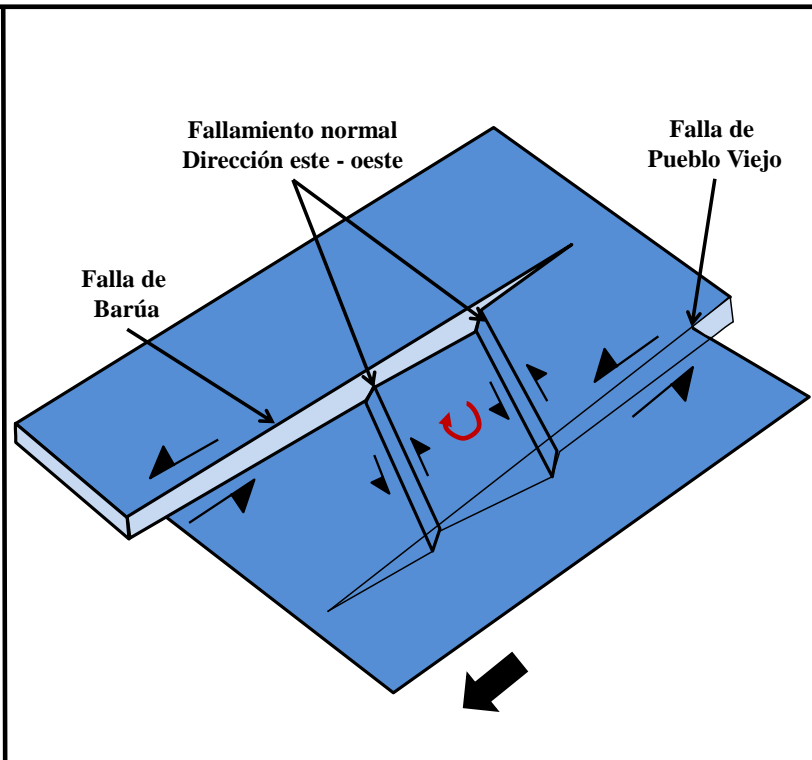
A partir del modelo estructural regional construido en base a la interpretación de datos sísmicos 3D y datos de pozos, fue posible identificar una serie de fallas de dirección preferencial este – oeste con comportamiento en échelon. Las mismas se encuentran enmarcadas entre dos fallas principales de tendencia norte – sur, al oeste por la falla de Pueblo Viejo y al este por la falla de Barúa (Figura 5.23). Estas fallas se presume se formaron durante el *rifting* Triásico – Jurásico y posteriormente fueron reactivadas bajo regímenes extensivos, compresivos y transcurrentes (Lugo y Mann, 1995; Audemar 1991).

De acuerdo con Mann (2006), Escalona (2003) y Maraven (1995), durante el periodo Paleoceno Tardío y Eoceno Medio existió la reactivación bajo régimen transcurrente de los alineamientos principales de la Cuenca de Maracaibo de dirección norte - sur. Los autores comentan que dicho evento pudo haber estado asociado a la continua compresión, entre la Cordillera Central de Colombia y/o el emplazamiento de las napas de Lara.

El movimiento transcurrente sinistral de las fallas de Pueblo Viejo y Barúa pudo haber originado las estructuras en échelon interpretadas en el área de Framolac, tomando como base el modelo descrito por Woodcock. y Fischer (1986). Ellos indican que en la zona de transferencia entre fallas de movimiento transcurrente se formará fallamiento normal tipo échelon con componente de transtesivo, cuyo rumbo de las estructuras estará definido por el movimiento relativo de los bloques (Figura 5.23). En analogía con el área de Ceuta – Framolac, las fallas principales poseen movimiento transcurrente sinistral, lo cual definió la dirección del fallamiento en échelon en sentido N75°W aproximadamente.



Atributo de mínima curvatura aplicado en la superficie correspondiente al tope de las calizas de Socuy donde se resaltan las estructuras en échelon del área de Framolac.



Fuente: Woodcock y Fischer (1986). Diagrama estructural del desarrollo de fallas en échelon en la zona de transferencia entre dos fallas con movimiento transcurrente.

Figura 5.23: Posible desarrollo de cuenca Pull – Apart durante el periodo Paleoceno Tardío – Eoceno Medio en el área de Ceuta - Framolac, asociada al movimiento transcurrente sinistral de las fallas de Pueblo Viejo y Barúa.

En base a esto, es posible establecer que durante el Eoceno existió una cuenca de tipo *Pull Apart* en el área de Ceuta - Framolac con buzamiento hacia el norte, la cual controló la depositación de sedimentos en este periodo, los cambios de espesores en los bloques así lo evidencian.

La formación de la falla de San Lorenzo puede estar vinculada con el movimiento de transcurrancia anteriormente descrito, por no disponer de información sísmica hacia el norte, no es posible conocer la continuidad de las estructuras en esta área las cuales evidencian la extensión de la cuenca *Pull Apart* y la posible vinculación de la falla de San Lorenzo a la misma.

Zachariassen y Sieh (1995) comentan que a partir de modelos teóricos y de laboratorio realizados en función de explicar el desarrollo de cuencas *Pull Apart*, se ha determinado que la profundidad de dichas cuencas representa entre un 10% a 15 % del desplazamiento lateral de los bloques respecto a las fallas principales, tomando en cuenta los mayores espesores correspondientes al Eoceno presentes en el área de San Lorenzo (11000 pies aproximadamente) el desplazamiento lateral de las fallas osciló entre 1000 m a 1500 m.

La falla de Tomoporo presenta evidencia que se mantuvo activa durante el Eoceno, así mismo muestra desplazamiento sinestral en los contornos a nivel de la base de las lutitas de Paují (Figura 5.13), lo cual indica que mantuvo una componente de transcurrancia. Dicha falla pudo haberse formado bajo este mecanismo de transcurrancia, al igual que las fallas del pasillo de dirección norte – sur identificadas en el área de Franquera y Área 8 Norte. En la figura 5.23 se observa la estructura tipo graben entre las fallas de Tomoporo y la falla de Barúa.

Inversión de las estructuras en échelon y fallas principales que dieron lugar a la posible formación de la cuenca *Pull Apart*, es causada por la transpresión que existió a partir del Eoceno Medio y con mayor magnitud durante el Neógeno, producto del levantamiento de los Andes Venezolanos.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

A nivel de la secuencia Eocena, los datos sísmicos permitieron identificar saltos de fallas y estratos mayores a 106 pies para el área de Motatán, 128 pies en Barúa, 203 pies para Ceuta y 159 pies en el área de Framolac. A nivel del Cretácico y Paleoceno la resolución vertical disminuye considerablemente (220 pies en promedio).

Los mapas de atributos estructurales de cada superficie, resaltaron con claridad los alineamientos presentes en cada nivel, siendo una herramienta de apoyo en la interpretación de las fallas.

En el área interpretada se identificaron dos familias de fallas principales, una en dirección preferencial norte-sur que corresponden a los alineamientos formados durante el evento de *rifting* Triásico-Jurásico, posteriormente reactivados, y un conjunto de fallas en dirección preferencial este-oeste que divide el área de Framolac en distintos bloques.

Las principales fallas interpretadas en el área muestran evidencia que fueron reactivadas bajo régimen transpresivo, la presencia de altos estructurales en los niveles superiores y la existencia de un punto nulo donde las fallas muestran comportamiento normal en la parte inferior e inverso en la parte superior así lo comprueban.

La reactivación de fallas de basamento bajo régimen transpresivo, originó la deformación del bloque sedimentario suprayacente, formando estructuras de tipo *Restraining Stepovers* (flor positiva) en el área.

Gran parte de las fallas interpretadas muestran actividad durante la depositación Eocena, evidenciado por los cambios de espesores de la secuencia, esto confirma que durante dicho periodo existió alta actividad tectónica. En contraste, durante el Cretácico – Paleoceno la conservación de los espesores muestra que la tectónica fue pasiva.

La subcuenca de Pueblo Viejo durante la depositación de la Formación Misoa se encontraba buzando en dirección NE, evidenciado por el aumento de espesores de la secuencia en este sentido, durante la depositación de las lutitas de la Formación Paují existió mayor espacio de acomodo en la región este. Finalmente la colisión oblicua de la Microplaca de Maracaibo contra la placa Suramericana causó el levantamiento de la Cordillera Andina Venezolana, acelerando la tasa de subsidencia en la zona sur y basculando la cuenca en este sentido.

En el área Ceuta – Framolac las características estructurales muestran un posible desarrollo de cuenca *Pull – Apart* durante el Paleoceno Tardío – Eoceno Medio, asociada al movimiento transcurrente sinistral de las fallas Pueblo Viejo y Barúa.

La Formación Paují se encuentra parcialmente erosionada en el área, la misma no está presente al oeste de la falla Pueblo Viejo y se acuña hacia la región sur (La Ceiba). Esta característica comprueba que el evento erosivo ocurrido a finales del Eoceno es de tipo angular.

A lo largo de la estructura anticlinal elongada de Motatán se identificaron 5 altos estructurales (domos), 3 ubicados en la provincia norte y 2 en la sur. Ambas provincias están separadas por un sinclinal cerrado.

La tendencia y posicionamiento de los alineamientos estructurales en los mapas en profundidad presenta similitud con los mapas en tiempo, lo que es indicativo de la buena calidad de las superficies obtenidas.

El tensor de paleoesfuerzos estimado por el modelo de Anderson en estructuras transpresivas no es concluyente, los resultados obtenidos muestran que dichas estructuras fueron producto de régimen compresivos puros, obviando la componente de transurrencia que es de gran relevancia en el área. El modelo no está establecido para fallas producto de régimen mixto (transpresivo-transtensivo).

RECOMENDACIONES

En vista de la complejidad y magnitud del área, sólo se interpretaron los alineamientos principales y secundarios presentes, por tal motivo se recomienda realizar una interpretación con mayor detalle en las distintas áreas.

Realizar un reprocesamiento del cubo de la ceiba3d, tomando en consideración algoritmos que permita mejorar la calidad de señal sísmica.

Incorporar al modelo de velocidad, las velocidades de apilamiento obtenidas en del procesamiento a fin de tener mayor control de las mismas en áreas sin información de pozo.

Realizar un análisis sismoestratigráfico en el área que permita definir el ambiente de depositación, y ayudar en el entendimiento de la evolución estructural.

Analizar la factibilidad de adquirir nuevos datos sísmicos tridimensionales en el área del Alto de Ceuta, tomando en consideración tecnología de punta y mejoras en la geometría de adquisición.

Aplicar técnicas que permitan obtener la dirección de los Paleoesfuerzo, tomando en consideración el modelo estructural semiregional realizado e integrarlo al modelo geomecánico de cada una de las áreas. Así mismo emplear metodologías de restauración y balance de secciones las cuales den información de la geometría de las estructuras antes de cada periodo de deformación, permitiendo aplicar la metodología Andersoniana en la estimación de los Paleoesfuerzos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, E. (1951). *The Dynamics of Faulting*, Oliver and Boyd. Edinburgh.
- Audemard, F. (1991). *Tectonics of western Venezuela*. Trabajo especial de grado para optar al título de Doctor en Filosofía. Universidad de Rice. Houston, Texas.
- Bacon, M., Simm, R. y Redshaw, T. (2003). *3-D Seismic Interpretation*. Cambridge University Press. 84 – 101pp.
- Bachmann, R., (2001). *The Caribbean plate and the question of its formation*. Instituto de Geología, Universidad de Minería y Tecnología de Freiberg. Departamento de Tectonofísica.
- Bahorich, M., Farmer, S. (1995). *3-D Seismic Discontinuity for Faults and Stratigraphic Features: The Coherence Cube*.
- Blackburn, J., Daniels, J., Scott, D., Hampden-Smith, G., Leaney, S., Le Calves, J., Nutt, L., Menkiti, H., Sánchez, A., Schinelli, M. (2008). *Levantamiento de Sísmica de Pozos: Mas Allá del Perfil Vertical*.
- Burg, J. (2011). *Structural Geology and Tectonics*. ETH Zürich and Universität Zürich.
- Carter, M., Siraki, E., (1993). *Velocity Interpretation and Depth Conversion*. Manual of Exploration Geophysics. Boston, E.E.U.U.
- Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., (2009). *Adquisición Sísmica de Reflexión*. Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina.
- Chopra, S. y Marfurt, K. (2007). *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*. Series N° 11. Stephen J. Hill. 73 – 110pp.

Colletta, B., Roure, F. De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H. and Gou, Y. (1997). *Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes*. *Tectonics*, Vol. 16, No. 5. 77 – 794pp.

Cooper, M. y Williams, G. (1989). *Inversion Tectonics*. *Geologic Society London*. Special Edition. Vol. 44. 375p.

Dalley, R., Gevers, E., Stampfli, G., Davies, D., Gastaldi, C. y Riujuenberg, P. (1989). *Dip and Azimuth Displays for 3D seismic interpretation*.

De Celles, P. y Gilles, K. (1996). *Foreland Basin System: Basin Research*, Vol. 8, No. 2. 105 – 123pp.

Engelder, T. (1998). *Stress regimes in the lithosphere*. Princeton University Press.

Escalona, A. (2003). *Regional Tectonics, Secuence Stratigraphy and Reservoir Properties of Eocene Clastic Sedimentation, Maracaibo Basin, Venezuela*. Trabajo especial de grado para optar al título de Maestro en Ciencia Geológicas. The University of Texas at Austin.

Escalona, A., Mann, P. (2003). *Paleogene Depocenter along the Northeast Margin of the Maracaibo Basin: Structure along an Exhumed, Eocene Age Lateral Ramp Fault in the Maracaibo Basin, Western Venezuela*. Search and Discovery Article. No 30018.

González de Juana, C; Iturralde, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*, Tomo II, Ediciones FONINDES, Caracas-Venezuela.

Hope, R., Ireson, Dick., Meyer, J., Tittle, W. y Willis, M. (1998). *Seismic Integration to Reduce Risk*. Houston, Texas.

INTEVEP (1994). *Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis Estructural*. Los Teques: De Toni, B., Loureiro, D., Colletta, B., Roure, F., Gou, Y. y Márquez, C.

James, K. (2009). *In situ origin of Caribbean: discussion of data*. Geological Society of London, Special Publication.

Kearey, P. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: BlackwellScience.

Landmark Halliburton Company (2004). *Practical Seisworks Interpretation Workflows* (Vol. 2).

Liner, Christopher L. (2004). *Elements of 3D Seismology*. Segunda edición, Departamento de Geociencias de la Universidad de Tulsa, Oklahoma, E.E.U.U. 400 – 427pp.

Lobo y Vásquez (2011). *Manual de Términos Básicos para la Elaboración de Estudios geomecánicos “Revisión del Campo de Esfuerzos del Campo Ceuta”*, PDVSA E y P Occidente, Maracaibo, Venezuela.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition. Cambridge University. 180 – 213pp.

Lugo, J., Mann, P. (1995) *Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin*, Venezuela. AAPG Memoir 62. 699 – 725pp.

Mann, P., Escalona, A. y Castillo, M (2006). *Regional Geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela*: AAPG Bulletin, Vol. 90. 445 – 477pp.

McClay, K. y Bonora, M. (2001). *Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems*. AAPG Bulletin. Vol. 85. No. 2. 233 – 260pp.

MARAVEN (1991). *Limitaciones en la resolución de reflexiones sísmicas y detalles geológicos variables*. Caracas: Zubizarreta, J.

MARAVEN (1994). *Structural and stratigraphic interpretation of the Zulia Oriental*. Caracas: Nettleton, E.

MARAVEN (1995). *Síntesis geológica, marco secuencial y perspectivas exploratorias del eoceno de la cuenca de Maracaibo*. Caracas. Zambrano, E. y otros.

Martínez, W. (1996). *Interpretación geológica de sismogramas sintéticos*. Un ejemplo aplicado al sondeo Rio Segura G-1. Geogaceta 20.

Martínez, J. (2003). *Geología Estructural y Dinámica Global*. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, España.

Milson, J. (2003). *Field Geophysics*. Third Edition. University College London.

PGS Reservoir (1998). *Integrated Study Motatán Domo Sur Field Estado Trujillo, Venezuela. Phase II*.

Peña, A., y Peñuela, M. (2011). *Estudio Geomecánico del Eoceno del Alto de Ceuta y Área 2 Norte, Bloque VII del Lago de Maracaibo*. Trabajo especial de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Universidad de Los Andes.

Pestman, P., Ghosh, S., Meléndez, L., Lorente, M (1996). *Marco tectonoestratigráfico y paleogeografía de la Cuenca de Maracaibo y áreas vecinas durante el Paleógeno*. Caracas, Venezuela. Bol. Soc. Venezolana de Geól., Vol. 23, No 1. 28 – 45pp.

Petróleos de Venezuela (1999). *Registros en Hoyos Desnudos y Entubados*. CIED-PDVSA. Caracas: Américo Perozo.

Petróleos de Venezuela (2006). *Sísmica de Reflexión 2D, 3D, Sísmica de Pozos y Generación de Curvas Tiempo-Profundidad. Campos Barúa, Motatán y Tomoporo Tradicional*. Maracaibo: Campos, A., Puche, E.

Petróleos de Venezuela (2008). *Recopilación de la Información Sísmica. Fase I. Domo Sur, Campo Motatán*. Maracaibo: Campos, A.

Petróleos de Venezuela (2011). *Recopilación de la Información Sísmica. Fase I. Domo Norte, Campo Motatán*. Maracaibo: Campos, A.

Petróleo de Venezuela (2012). *Fase II, estudio integrado del Eoceno Alto de Ceuta*. Actualmente en Ejecución. Maracaibo: Lobo, C., Campos, A., Chacón, J., Marrufo, M., Chirinos, F., El Debal, T.

Petróleo de Venezuela (2012). *Fase II, estudio integrado del área de Framolac*. Actualmente en Ejecución. Maracaibo: Alfaro, R., Higuera, N., Suarez, D., Romero, J., Hernandez, N., Rubio, E.

PDVSA INTEVEP (2008). *Procesamiento y migración en tiempo del merge pre-apilamiento del área Ceuta-Tomoporo*. Los Teques: Raúl Cova, Elias Andara y Ovalles Asdrúbal.

PDVSA INTEVEP (2011). *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela*. Disponible en: <http://www.pdv.com/lexico/> Consultada en Diciembre de 2011.

Pindell, J., Kennan, L. (2009). *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update*. Geological Society of London, Special Publication.

Roberts, A. (2001) *Curvature Attributes and their Application to 3D Interpreted Horizons*. First Break 19. 85 – 99pp.

Sainz, C., Peña, G. y Gómez S. (1990). *Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemáticas y técnicas de aplicación*. Estudios geol., 46. 385 – 398pp.

Salas, J., (1982). *Fundamentos Prácticos en Tiros de Verificación*. I Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.

Schlumberger Oilfield Services (1997). *WEC - Evaluación de pozos*. Caracas. Schlumberger Oilfield Services.

Sheriff, R. (1991). *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, Third Edition. Society of Exploration Geophysicists, 384p.

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

Telford, W.M., Geldart, L. y Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*, Second Edition. Mc Gill. 141 – 147pp.

Vásquez, A. (2001). “*Introducción a la Geomecánica Petrolera*”, V.V.A. Consultores. C.A., Quinta Edición. Caracas, Venezuela, 2001.

Woodcock, N. y Fischer, M. (1986). *Strike-slip duplexes*. *Journal of Structural Geology*. Vol. 8. 725 – 735pp.

Yilmaz, O. (2000) *Seismic Data Analysis*. Volume I. Society of Exploration Geophysicists.

Zachariassen, J. y Sieh K. (1995). *The transfer of slip between two en echelon strike-slip fault: A case study from the 1992 Landers earthquake, southern California*. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100, No. B8. 281 – 301pp.