

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA-ESTRUCTURAL A NIVEL DEL  
CRETÁCICO DEL ÁREA PERIJÁ-URDANETA, COSTA  
OCCIDENTAL DEL LAGO DE MARACAIBO**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
Por el bachiller Castro Bautista, Miguel A.

Caracas, junio de 2013

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **INTERPRETACIÓN SÍSMICA-ESTRUCTURAL A NIVEL DEL CRETÁCICO DEL ÁREA URDANETA-PERIJA, COSTA OCCIDENTAL DEL LAGO DE MARACAIBO**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Jesús González

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Carlos Vargas

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
Por el bachiller Castro Bautista, Miguel A.

Caracas, junio de 2013

Caracas, junio, 2013

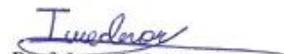
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología Minas y Geofísica , para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Miguel Castro, titulado:

**“INTERPRETACIÓN SÍSMICA-ESTRUCTURAL A NIVEL DEL  
CRETÁCICO DEL ÁREA PERIJÁ-URDANETA, COSTA  
OCCIDENTAL DEL LAGO 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 el autor, lo declaran APROBADO.



Prof. Ricardo Alezorez  
Jurado



Prof. Ignacio Mederos  
Jurado



Prof. Jesús González  
Tutor Académico

Ing. Carlos Vargas  
Tutor Industrial

**DEDICATORIA**

*Laus Deo*

## **AGRADECIMIENTOS**

En el principio existía el Verbo, y el Verbo estaba con Dios, y el verbo era Dios (Jn. 1:1). Gracias por permitirme ser parte de tu obra.

A la Universidad Central de Venezuela que me inculcó los principios que me han permitido sobrellevar los grandes males de mi tiempo.

A mis padres: Miguel Castro y Beatriz Bautista; porque mis logros son un reflejo todo su trabajo y amor.

A mis hermanos y primos: Mónica, David, Marcos, Alejandro, Heidi y Yamil, por ser apoyo y fuerza en mi vida.

A mis tutores: El ingeniero Carlos Vargas y el Prof. Jesús González, por su dedicación y disposición incondicional les estaré siempre agradecido.

Agradecimiento especial a los ingenieros Alejandro Llavaneras, Jesús Vale, Carolina Martínez, Mariela Alcalá, Hortensia y a toda la Gerencia de Proyectos de Exploración Occidente, PDVSA S.A.

A mis profesores y compañeros de la universidad: Prof. Freddy Pérez, Prof. Nuris Orihuela, Prof. Leonardo Araujo, Iván Mendoza, Daniel Parra, Ing. Luis Orellana, Ing. Fabián Linares, Manuel Bravo, Ing. José Gregorio y Humberto Rengel, Ing. Marcos Pérez, Jesús Valles, Ing. Atilio Torres, Leonardo Sánchez, Joseth Chávez, David Peña y Javier Parra, por los gratos momentos vividos en estos años de formación.

A toda persona que haya ayudado directa o indirectamente en la realización de esta tesis. Gracias!

**Castro B., Miguel A.**

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA-ESTRUCTURAL A NIVEL DEL  
CRETÁCICO DEL ÁREA PERIJÁ-URDANETA, COSTA  
OCCIDENTAL DEL LAGO DE MARACAIBO.**

**Tutor académico: Prof. Jesús González. Tutor Industrial: Ing. Carlos  
Vargas. Tesis.**

**Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y  
Geofísica. 2013, n° pág 100.**

**Palabras Claves:** Interpretación, sísmica, Costa Occidental del Lago de  
Maracaibo-Estado Zulia, Cretácico, Perijá-Urdaneta, Bloque Petroboscán-Estado  
Zulia.

**Resumen.**

El presente trabajo generó un modelo estructural Cretácico para el área Perijá-Urdaneta, Costa Occidental del Lago de Maracaibo, mediante el uso de datos sísmicos 2D y 3D. El área está ubicada al oeste del Bloque PETROBOSCAN y la línea de costa del Lago de Maracaibo, formando parte del proyecto de reexploración EXPL PGP COL, promovido por la empresa Petróleos de Venezuela, (PDVSA S.A.) con la intención de generar nuevos modelos geológicos que aporten mayor información de intervalos sedimentarios, condiciones estructurales y estratigráficas, determinación de trampas y visualización de oportunidades con fines petroleros.

A partir de toda la información disponible: información sísmica, registros de pozos e información geológica y estructural; se aplicó una metodología estándar de interpretación sísmica que permitió la interpretación de horizontes sísmicos asociados a superficies litoestratigráficas, el reconocimiento de patrones y estilos estructurales y la prospección de trampas estructurales asociados a estructuras extensionales, deformadas e invertidas a través de los distintos eventos tectónicos desarrollados durante la evolución geológica de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Se generaron: mapas estructurales en tiempo correspondientes al intervalo Cretácico, un modelo de velocidades, con valores comprendidas entre 5600 y 10500 ft/s y mapas estructurales en profundidad que permitieron realizar la propuesta de tres oportunidades cretácicas derivadas del análisis estructural. La aplicación del atributo sísmico y el análisis local de esfuerzos de deformación permitieron determinar características estructurales transcurrentes dextrales para la falla Boscán y sinestrales para Urdaneta Oeste.

# ÍNDICE

	Pág.
<b>CAPÍTULO I.....</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	2
1.2.1. <i>Objetivo general.</i> .....	2
1.2.2. <i>Objetivos específicos</i> .....	2
I.3. JUSTIFICACIÓN .....	2
I.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
I.5. LIMITACIONES DEL ESTUDIO .....	4
I.6. ANTECEDENTES .....	4
<b>CAPÍTULO II .....</b>	<b>8</b>
<b>MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>8</b>
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL .....	8
2.1.1. <i>Origen y evolución tectónica de la cuenca</i> .....	8
2.1.1.1. Fase de “ <i>Rifting</i> ” .....	10
2.1.1.2. Fase Margen Pasivo .....	11
2.1.1.3. Fase Margen Activo .....	12
2.1.1.4. Orogénesis Andina .....	15
2.1.2. <i>Estratigrafía Regional</i> .....	16
2.1.2.1. Pre-Triásico .....	16
2.1.2.2. Graben Triásico-Jurásico .....	17
Formación La Quinta .....	17
2.1.2.3. Cretácico .....	17
Formación Río Negro.....	17
Grupo Cogollo.....	18
Formación Apón .....	18
Formación Lisure .....	18
Formación Maraca .....	19

Formación La Luna .....	19
Miembro Socuy (Formación Colón) .....	20
Formación Colón.....	20
Formación Mito Juan .....	20
2.1.2.4. Paleoceno .....	21
Formación Guasare .....	21
Formación Marcelina .....	21
Formación Mirador .....	21
2.1.2.5 –Eoceno.....	22
Formación Misoa .....	22
Formación Trujillo .....	22
2.1.2.6- Oligoceno.....	22
Formación Icotea.....	22
2.1.2.7- Mioceno .....	23
Formación La Rosa .....	23
Formación Lagunillas.....	23
2.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	23
2.2.1. <i>Geología Estructural Local</i> .....	24
2.2.2. <i>Estratigrafía local</i> .....	28
<b>CAPÍTULO III.....</b>	<b>30</b>
<b>MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>30</b>
3.1. SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....	30
3.1.1. <i>Sísmica 2D y 3D</i> .....	30
3.1.2. <i>Impedancia acústica</i> .....	31
3.1.3. <i>Serie de reflectividad</i> .....	32
3.1.4. <i>Ondícula sísmica</i> .....	33
3.1.5. <i>Modelo convolucional de la ondícula</i> .....	34
3.1.6. <i>Resolución sísmica vertical</i> .....	34
3.2. REGISTROS PETROFÍSICOS.....	35
3.2.1. <i>Registro sísmico</i> .....	35
3.2.2. <i>Registro densidad</i> .....	35

3.3. CHECKSHOT O TIROS DE VERIFICACIÓN .....	36
3.4 SISMOGRAMA SINTÉTICO .....	36
3.5. MODELADO DE VELOCIDADES .....	37
3.6. <i>Conversión tiempo-profundidad</i> .....	40
3.7. INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL .....	40
3.7.1. <i>Atributo Sísmico</i> .....	41
3.7.2. <i>Elipse de deformación</i> .....	41
3.5. INVERSIÓN TECTÓNICA .....	43
<b>CAPÍTULO IV .....</b>	<b>45</b>
<b>METODOLOGÍA .....</b>	<b>45</b>
4.1. DESCRIPCIÓN Y CALIDAD DEL DATO .....	47
4.1.1. <i>Parámetros de adquisición y procesamientos de los datos sísmicos 2D y 3D.</i> .....	48
Datos 2D .....	48
Datos sísmicos 3D.....	51
4.1.2. <i>Verificación de los checkshot</i> .....	54
4.1.3. <i>Normalización y filtrado de registros de pozo</i> .....	54
4.1.4. <i>Topes estratigráficos</i> .....	55
4.2. RESOLUCIÓN SÍSMICA VERTICAL .....	55
4.3. CALIBRACIÓN SÍSMICA POZO .....	57
4.4. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL .....	60
4.4.1. <i>Interpretación de horizontes</i> .....	60
4.4.2. <i>Interpretación de fallas</i> .....	63
4.5. GENERACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES Y CONVERSIÓN TIEMPO- PROFUNDIDAD .....	65
4.6. MAPAS EN PROFUNDIDAD .....	69
4.7. MODELO ESTRUCTURAL 3D .....	69
<b>CAPÍTULO V.....</b>	<b>71</b>
<b>RESULTADOS.....</b>	<b>71</b>
5.1. MODELO DE VELOCIDADES.....	71

5.2. ESTRUCTURAS DEL ÁREA.....	72
5.2.1. Zona de la Falla Boscán .....	73
5.2.2. Zona de la Falla Urdaneta Oeste .....	73
5.3. MAPAS EN TIEMPO.....	74
5.4. MAPAS ESTRUCTURALES EN PROFUNDIDAD.....	76
<b>CAPÍTULO VI.....</b>	<b>82</b>
<b>ANÁLISIS DE RESULTADOS .....</b>	<b>82</b>
6.1. ANÁLISIS LOCAL DE ESFUERZO (WILCOX).....	82
6.2. MAPAS ESTRUCTURALES EN PROFUNDIDAD.....	84
6.3. TRAMPAS ESTRUCTURALES Y OPORTUNIDADES.....	85
6.3.1. Estructuras a nivel del Cretácico.....	85
Oportunidad 1 .....	85
Oportunidad 2 .....	86
Oportunidad 3 .....	87
6.4. MODELO GEOLÓGICO PLANTEADO.....	89
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>93</b>
<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>95</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>96</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Pág.</b>
Figura 1.1. Ubicación del área de estudio .....	3
Figura 1.2. Línea sísmica perteneciente a los campos Urdaneta Oeste y Urdaneta Noreste.....	4
Figura 1.3. Mapa estructural del campo Urdaneta. ....	5
Figura 1.4. Transectos sísmicos interpretados que atraviesan el área Perijá Urdaneta y zonas aledañas. ....	6
Figura 2.1. Cuenca de Maracaibo . ....	8
Figura 2.2. Zona triangular; delimita el Bloque estructural de Maracaibo ...	9
Figura 2.3. Estado inicial de la apertura de Pangea.. ....	10
Figura 2.4. Tectónica Triásico-Jurasico que representa la distribución de estructuras en la Cuenca de Maracaibo .....	11
Figura 2.5. Configuración tectónica Jurasico Tardío-Cretácico Temprano..	12
Figura 2.6. Evolución del frente de deformación de Caribe a lo largo de la costa norte de Venezuela:.....	13
Figura 2.7. Marco tectónico durante el Paleoceno-Eoceno.....	14
Figura 2.8. Mapa configuración actual de la Cuenca de Maracaibo, el norte de Venezuela y el Caribe.....	15
Figura 2.9. Fases de deformación y estilos estructurales de la cuenca de Maracaibo .....	16
Figura 2.10. Correlación Unidades estratigráficas del Cretácico temprano en Venezuela	19
Figura 2.11. Correlación de las unidades estratigráficas del Cretácico Tardío .....	20
Figura 2.12. Evolución tectónica del área de estudio durante el Cretácico y tipo de sedimentación asociada.....	24
Figura 2.13. Sistemas de Fallas principales del área de estudio y mapa estructural del Campo Boscán). ....	25
Figura 2.14. Distribución de estructuras y Campos petroleros del área.....	26
Figura 2.15. Transecto sísmico 5A en su sección Los Claros-Boscán.....	27

	Pág.
Figura 2.16. Secciones sísmicas ubicadas dentro del área Perijá-Urdaneta .	28
Figura 2.17. Columna estratigráfica local, cretácica para el área Perijá Urdaneta .....	29
Figura 3.1. a: ondícula fase mínima, b: ondícula fase cero, c: ondícula fase máxima .....	33
Figura 3.2. Proceso de convolución de la ondícula.....	34
Figura 3.3. Modelo simple de sismograma sintético. ....	37
Figura 3.4. Evolución teórica de una zona de cizalla simple de rumbo dextral. ....	42
Figura 3.5. Estructuras asociadas a inversión tectónica. ....	44
Figura 4.1. Fase de recopilación de información geológica, geofísica y bibliográfica. ....	45
Figura 4.2. Fase de calibración sísmica-pozo. ....	46
Figura 4.3. Interpretación estructural y a la generación del modelo de velocidades.....	46
Figura 4.4. Análisis y conclusiones derivadas de los resultados correlación y síntesis del modelo geológico local. ....	47
Figura 4.5. Proyectos sísmicos seleccionados para la interpretación estructural del área Perijá-Urdaneta. ....	48
Figura 4.6. Levantamiento sísmico 2D (PU-79A 2D ) .....	49
Figura 4.7. Levantamiento sísmico PU-77-A-2D .....	50
Figura 4.8. Levantamiento sísmico COL-82 y 83 2D.....	51
Figura 4.9. A) Campo Boscán 3D, merge 2008,.....	52
Figura 4.10. Levantamiento sísmico Urdaneta 97 3D.....	53
Figura 4.11. Levantamiento sísmico Urdaneta-Shell 3D 19 .....	53
Figura 4.12. Espectros de frecuencias obtenidos mediante el uso del programa Poststack PAL <sup>TM</sup> de Openwork. ....	56
Figura 4.13. Mapa de ubicación de pozos con información de velocidades. 57	
Figura 4.14. Calibración sísmica-pozo. ....	58
Figura 4.15. Calibración de la sísmica-pozo Gar-19, sismograma sintético..	59
Figura 4.16. Vista en planta del mallado de interpretación del horizonte Apón.....	61

	Pág.
Figura 4.17. Transepto sísmico arbitrario donde se visualiza los horizontes interpretados y el empalme de la interpretación entre el levantamiento sísmico Boscán3D y la línea sísmica 2D COL-82-I. ....	62
Figura 4.18. Perfil sísmico se dirección NW-SE, PU-79-5. ....	64
Figura 4.19. Cortes en tiempo a 2800 ms de cubos de semblanza generados para los levantamientos sísmicos Boscán 3D y Urdaneta 97 3D.. ....	65
Figura 4.20. Topología de un voxet. ....	66
Figura 4.21. Modelo de velocidades. ....	67
Figura 4.22. Comparación de la línea sísmica PU-3 en tiempo y en profundidad .....	68
Figura 4.23. Esquema que muestra la configuración tridimensional de la constitución del Pilar Griddingo. ....	70
Figura 5.1. Vista tridimensional N-S de dos perfiles verticales del modelo de velocidades.....	71
Figura 5.2. Vista tridimensional S-N del Modelo de velocidades. ....	72
Figura 5.3. Patrones de fallas identificados dentro del área Perijá Urdaneta.73	73
Figura 5.4. Mapa en tiempo de la Formación Apón. ....	74
Figura 5.5. Mapa estructural en tiempo del tope de la formación Colón.....	75
Figura 5.6. Mapa estructural isopaco, Formación Apón.....	77
Figura 5.7. Mapa esquemático de tendencia estructural, Formación Apón..	77
Figura 5.8. Mapa estructural isopaco, Miembro Socuy. ....	78
Figura 5.9. Mapa esquemático de tendencia estructural Miembro Socuy. ...	79
Figura 5.10. Mapas estructurales, Tope Formación Colón: .....	80
Figura 6.1. Análisis de esfuerzos de esfuerzos local. ....	83
Figura 6.2. Línea sísmica PU-79-J con dirección NNE-SSW mostrando el anticlinal correspondiente a la oportunidad 1. ....	86
Figura 6.3. Línea sísmica PU-79-5 con dirección NNW-SSE, muestra el anticlinal correspondiente a la oportunidad 2. ....	87
Figura 6.4. Área correspondiente a la oportunidad 3.....	88
Figura 6.8. Transeptos sísmicos de dirección NNW-SSE mostrando la disposición geométrica de la cuenca en el área, Acuñaamiento al noroeste y engrosamiento de la cobertura sedimentaria del Eoceno al este. ....	90

Figura 6.9. Disposición espacial de las superficies Discordancia del Eoceno, Colón, Socuy, Lisure y Apón en profundidad.....	91
Figura 6.10. Esquema de la evolución geológica estructural del área Perijá-Urdaneta. ....	92

## **LISTA DE TABLAS**

	Pág.
Tabla 4.1. Parámetros de adquisición por levantamiento sísmico 3D. ....	54
Tabla 4.2. Datos utilizados en el cálculo de la resolución sísmica vertical ..	57
Tabla 4.3. Polaridad Sísmica y rango de ubicación en tiempo de los horizontes sísmicos interpretados. ....	63
Tabla 5.1. Valores de salto de falla por patrón de falla y horizonte. ....	81

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1. Planteamiento del problema

La Cuenca del Lago de Maracaibo se encuentra ubicada al noroeste de Venezuela, cuenta con una superficie de 55.000 km<sup>2</sup>, donde gran parte es correspondiente al estado Zulia y un pequeño porcentaje a los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Esta se encuentra delimitada estructuralmente por la Falla de Oca al norte, la Sierra de Perijá al oeste, el flanco norte de la Cordillera de los Andes de Mérida al sureste y la Serranía de Trujillo al noroeste (Escalona, 2003).

La cuenca ha proveído más de 42 mil millones de barriles a lo largo de su historia de producción petrolera; sin embargo, cuenta actualmente con un estimado de 20.000 millones de barriles en reservas probadas que garantizan un promedio de 51 años de producción al ritmo actual (Rodríguez, 2009). Se estima que puedan hallarse por lo menos otros 15.000 millones de barriles en toda la extensión de la Cuenca, lo que ha generado la necesidad de realizar nuevas campañas de reexploración, mediante el procesamiento e interpretación sísmica en la búsqueda de nuevas reservas.

La información sísmica existente en el área Perijá-Urdaneta consiste de datos sísmicos 2D perteneciente a campañas exploratorias de los años 70 y 80 del siglo pasado. Parte de estos fueron utilizados en estudios de interpretación regionales realizados entre mediados y finales de la década de los noventa, Grupo Estex (1995) y el Proyecto Visión de País VIPA (2000). Estos realizaron la interpretación de transectos sísmicos a escala regional y nacional respectivamente, de los cuales solo algunos pocos atravesaron el área a prospectar. Por las razones anteriores no existe a nivel local antecedentes de algún modelado sísmico-estructural destinado al área en específico, lo que genera la necesidad de realizar un modelo que caracterice a más detalle y permita aumentar el número de reservas de hidrocarburo para el área.

Actualmente en el entorno del área se cuenta con los levantamientos sísmicos Urdaneta 1997 3D, Urdaneta-Shell 1997 3D, Merge Boscán 2008 3D y los levantamientos sísmicos 2D: PU-77-A, PU-79-A, COL-82 y COL-83. La sísmica referenciada a un mismo “*datum*” permitió realizar la interpretación integrada 2D-3D de un modelado geológico-estructural actualizado, que aporta mayor información de intervalos sedimentarios y condiciones estructurales para la determinación de trampas y visualización de oportunidades exploratorias con potencial petrolero.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

Generar un modelo geológico a nivel del Cretácico en la costa occidental del Lago de Maracaibo, a partir de datos sísmicos 2D y 3D.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Definir el estilo estructural que afecte los horizontes de interés en el área de estudio.
- Obtener un modelo de velocidades para el área Perijá-Urdaneta ubicada en la costa occidental del Lago de Maracaibo.
- Jerarquizar zonas de posible entrapamiento de hidrocarburo, a partir de sus características estructurales.

## **I.3. Justificación**

Desde el punto de vista conceptual la presente investigación otorgará un modelo estructural actualizado derivado de la necesidad de integrar la información sísmica 2D con los diferentes proyectos sísmicos 3D, ubicados en el entorno del área. Esto con la finalidad de obtener nueva información que permita realizar interpretaciones y análisis geológicos del área de la costa occidental del Lago de

Maracaibo a nivel del Cretácico que respondan y completen los modelos tectónicos manejados a escala regional para toda la cuenca.

El desarrollo de este trabajo servirá de insumo a la industria petrolera nacional al momento de predecir y evaluar intervalos prospectivos en la determinación de yacimientos estratégicos, que garanticen la producción petrolífera de la región a futuro.

#### I.4. Ubicación del área de estudio

El área en estudio se ubica en la Costa Occidental del Lago de Maracaibo en el estado Zulia. Se encuentra delimitada al oeste por el campo PETROBOSCAN, al este por la línea de costa del Lago de Maracaibo; abarcando un área aproximada de 557 km<sup>2</sup>, conformada por los levantamientos sísmicos PU-77-A 2D y PU-79-A1 2D con una cantidad total de 1070 km lineales de sísmica 2D y siete pozos con información de registros de sísmica de pozos (VSP / checkshot).

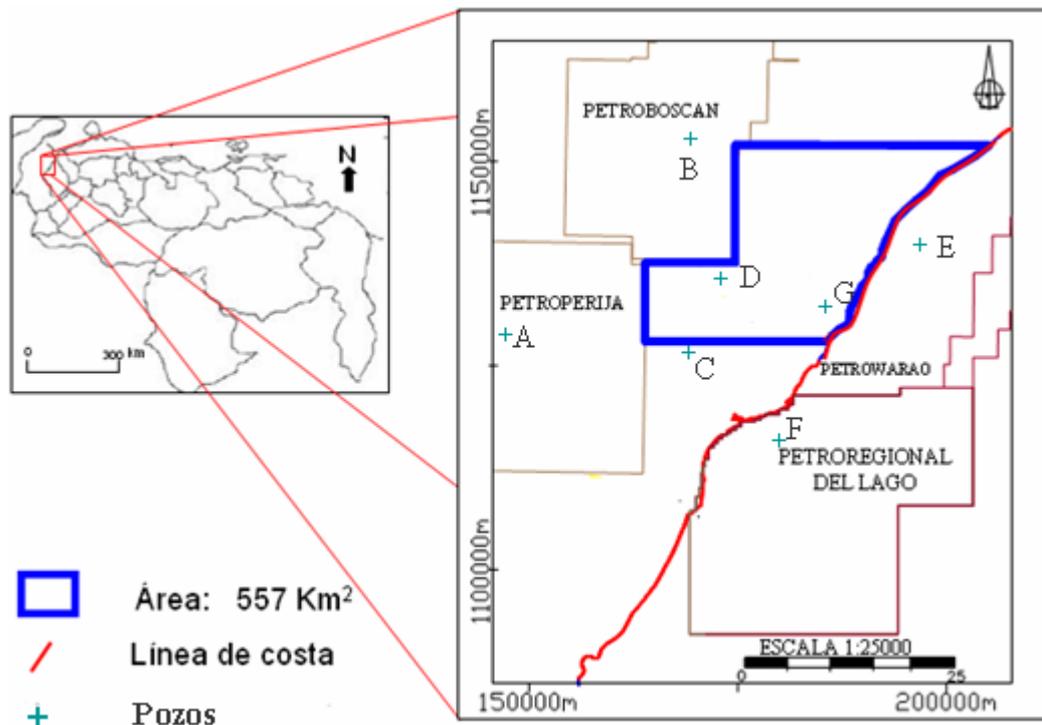


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio (modificado de Méndez, 2010).

## I.5. Limitaciones del estudio

Una de las principales limitaciones para el modelado estructural fue que se contó con poca información sísmica 3D dentro del área de estudio, por lo que se dispuso de datos sísmicos 2D adquiridos a finales de la década de los setenta y ochenta del siglo pasado, razón por la cual la información fue complementada con datos sísmicos 3D existentes alrededor del área. En cuanto a la sísmica de pozo se dispuso de siete pozos de alcance Cretácico con “*checkshot*” o tiros de verificación, registros sísmico y densidad.

## I.6. Antecedentes

Cepeda, en el año 1996, analizó estratigráficamente a detalle la sección Oligoceno/Mioceno en el área de Urdaneta, Cuenca de Maracaibo, utilizaron el análisis secuencial estratigráfico a fin de generar secciones (figura 1.2) y mapas isopacos (figura 1.3) de las unidades secuenciales encontradas que ayudaron a entender la distribución de los sistemas depositacionales. Dedujo que el aporte sedimentario para una primera secuencia correspondiente a las formaciones Icotea y La Rosa, es de noreste a sureste, mientras que el aporte sedimentario de una segunda secuencia es de este a oeste. Para la segunda secuencia reconocieron dos sistemas encadenados, el primero transgresivo y un segundo sistema de nivel alto.

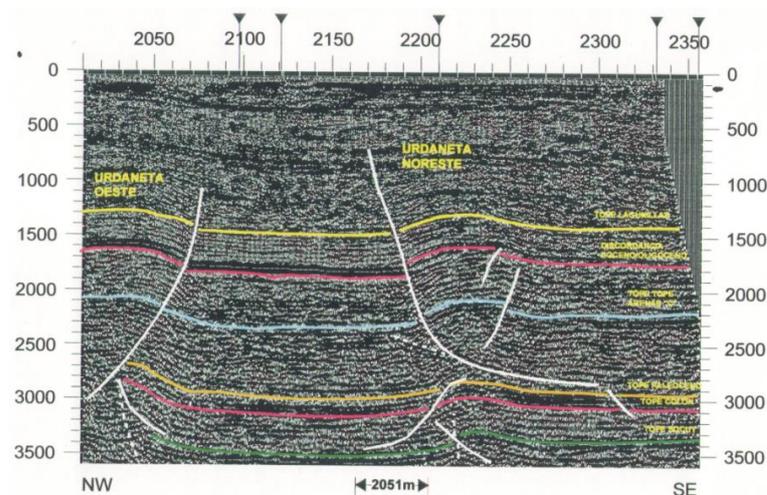


Figura 1.2. Línea sísmica perteneciente a los campos Urdaneta Oeste y Urdaneta Noreste.

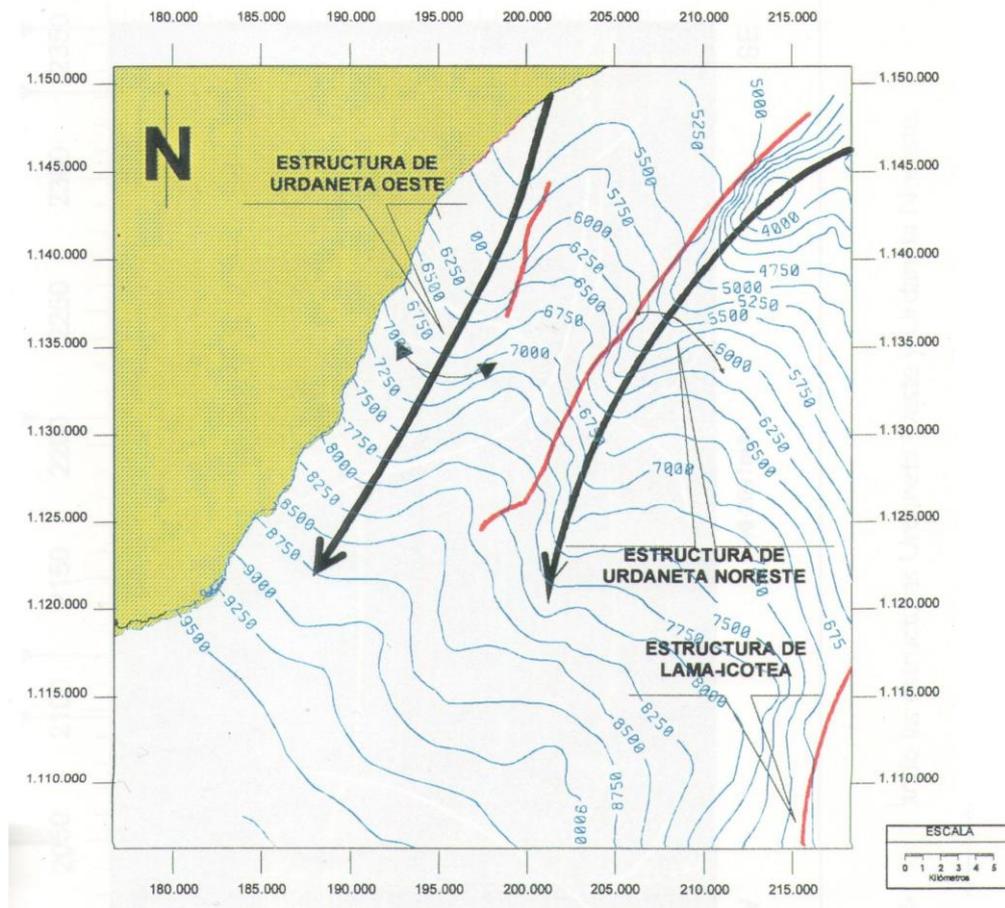


Figura 1.3. Mapa estructural del campo Urdaneta (Cepeda, 1996).

Galarraga y Hansen en el año 2005, realizaron la interpretación estructural detallada de 1150 km<sup>2</sup> de volumen sísmico HFI (Imagen de alta frecuencia). Determinaron cinco patrones diferentes de fallas a los cuales se les analizaron los estados de esfuerzos. También estimaron el estado de esfuerzo del Campo Urdaneta Oeste, concluyendo un estado bajo tectónica *strike-slip*.

Gosh *et al.*, 1995, realizan un estudio con la finalidad de definir áreas de interés a nivel del Eoceno de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Interpretaron un total de 24 transectos sísmicos (figura 1.4), 40 transectos de pozos y un total de 65 mapas isopacos, de velocidad, geoquímicas y de otras propiedades. Establecieron un marco paleogeográfico, un análisis secuencial del Eoceno y un modelo integrado de paleofacies y paleografía. Determinaron cuales áreas positivas fueron fuentes sedimentarias en el Eoceno, donde el proceso de sedimentación estuvo directamente controlado por fallas sinsedimentarias o fallas reactivadas: Falla

icotea, Falla Tia Juana Oeste, Falla Concepción, Falla Mara, Falla Tigre-Cachiri, Falla Boscán, Falla Begote y Falla Pueblo Viejo.

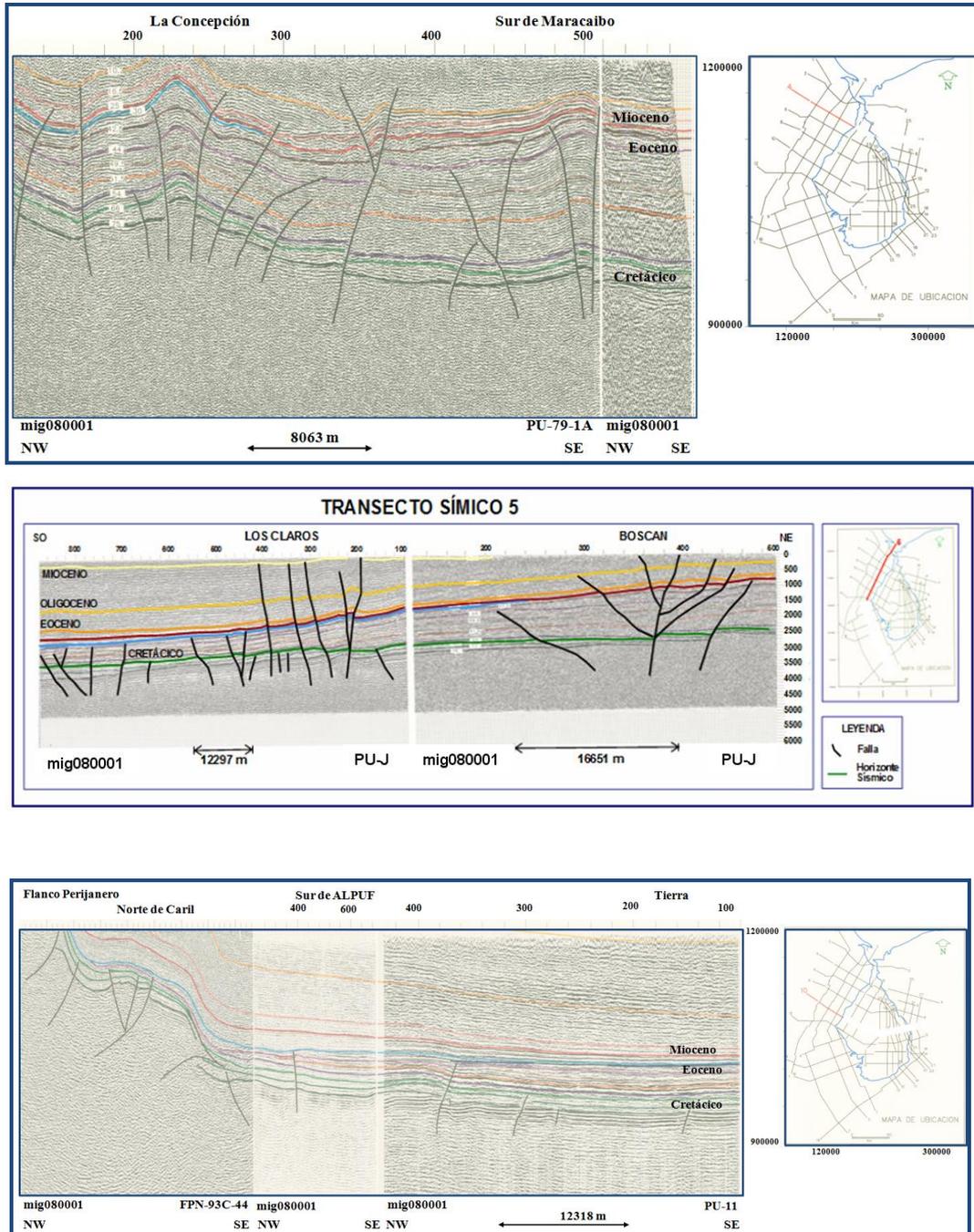


Figura 1.4. Transectos sísmicos interpretados que atraviesan el área Perijá Urdaneta y zonas aledañas (Gosh *et al.*, 1994).

Lugo en el año 2010, realizó un estudio basado en la interpretación estructural 3D del Bloque Urdaneta Oeste, Ubicado en el Campo Urdaneta de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Presenta la interpretación de los horizontes y las principales fallas de la zona, donde destacan: una estructura principal inversa sinistral que delimita el este del anticlinal de Urdaneta y divide el área en dos bloques y un conjunto de fallas menores de tipo normal, generadas en el Cretácico y reactivadas en el Eoceno.

Poupon *et al.*, 2004, muestra un nuevo enfoque basado en clasificación de facies sísmicas y visualización de HFI 3D, para la identificación de sistemas de arenas deltaicas en el Campo Urdaneta Oeste, Lago de Maracaibo, Venezuela. Estudiaron los reservorios correspondientes a las arenas del Oligoceno asociado a sistemas deltaicos entrecruzados y las arenas del Eoceno asociados a sistemas deltaicos bajos. El flujo de trabajo planteado se basó en la mejora de la calidad de la resolución sísmica vertical mediante la aplicación de imágenes de alta frecuencia, la implementación de redes neuronales en la clasificación de facies sísmicas y la calibración de indicadores sísmicos de reservorios. Como resultado se obtuvo la corroboración de los sistemas depositacionales planteados a partir de la información de núcleos y registros de pozo.

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1. Geología regional

La Cuenca del lago de Maracaibo se encuentra ubicada al noroeste de Venezuela. Esta cuenta con una superficie de 55.000 Km<sup>2</sup>, donde gran parte es correspondiente al estado Zulia y un pequeño porcentaje a los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Esta se encuentra delimitada por La Falla de Oca al norte, la Sierra de Perijá al oeste, el flanco norte de la Cordillera de los Andes de Mérida al sureste y la Serranía de Trujillo al noroeste, como se muestra en la figura 2.1 (Zapata, 2001; Escalona 2003).

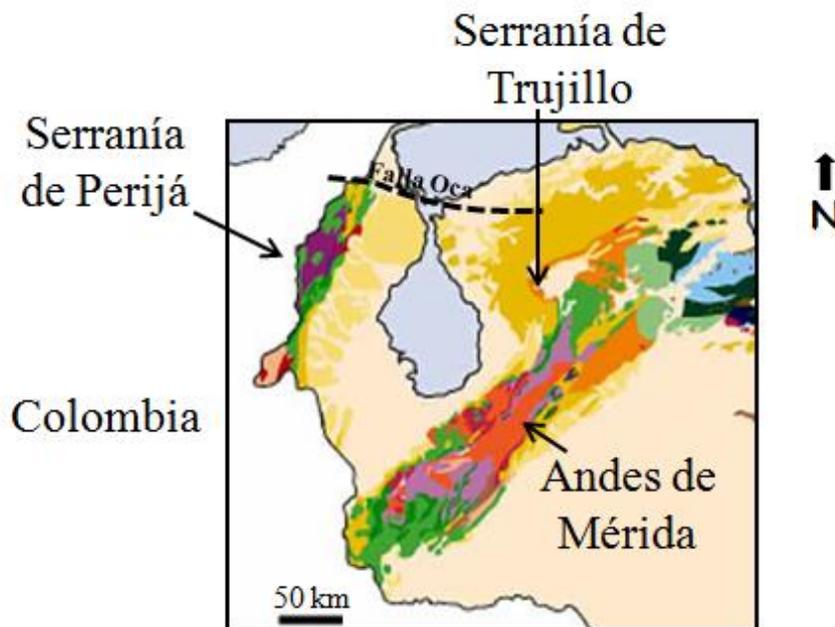


Figura 2.1. Cuenca de Maracaibo (modificado de Léxico Estratigráfico de Venezuela, L.E.V.).

#### 2.1.1. Origen y evolución tectónica de la cuenca

La Cuenca del Lago de Maracaibo se encuentra delimitada estructuralmente por tres sistemas de fallas que han sido interpretados como transcurrentes de componentes dextral (figura 2.2): el sistema de Fallas de Boconó y la Falla de

Oca. La falla Santa Marta-Bucaramanga presenta un movimiento sinestral de 110 km (Escalona, 2003). Estas conforman un sistema triangular que delimita un dominio estructural denominado Bloque de Maracaibo (Mann *et al.*, 2006; Martínez *et al.*, 2010).

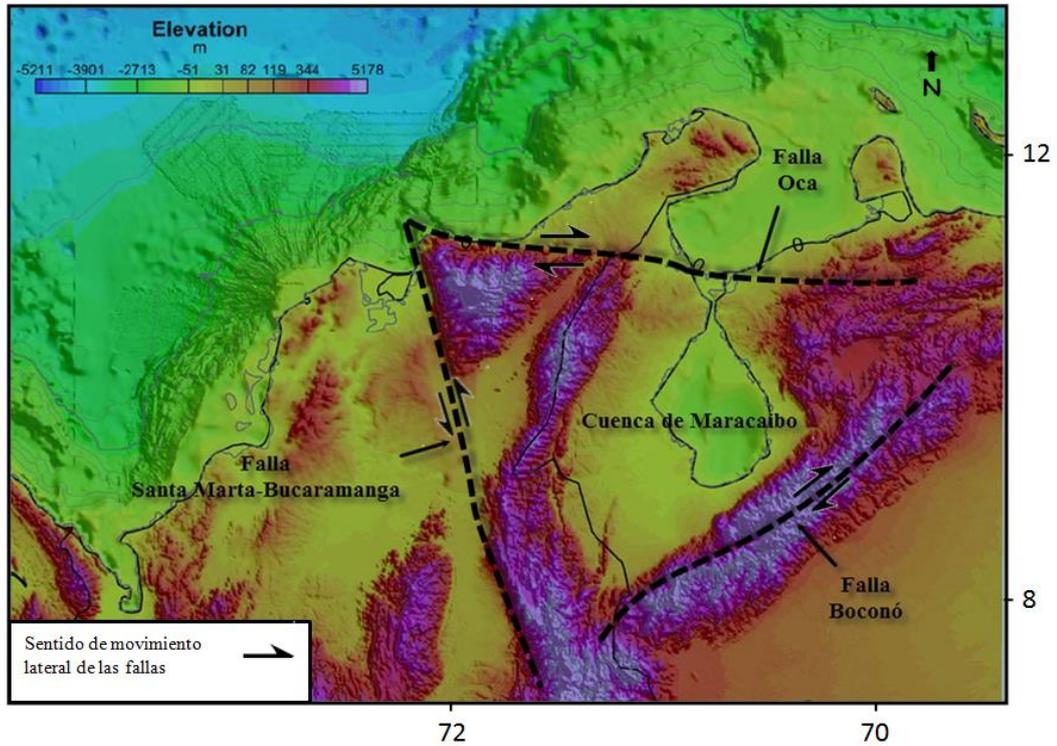


Figura 2.2. Zona triangular; delimita el Bloque estructural de Maracaibo (modificado de Ceron, 2008).

En la cuenca se reconocen diferentes estilos estructurales los cuales están asociados a distintos tiempos geológicos, sin embargo, en general se pueden definir tres fases asociadas a dinámicas tectónicas distintas: “*Rifting*” en el Jurásico, fase de margen pasivo del Cretácico y fase de margen activo que inicio en el Maastrichtiense y en la cual a partir del Oligoceno se iniciarían el procesos de la Orogénesis de los Andes Venezolanos y la Serranía de Perijá, que se ha venido desarrollando hasta la actualidad (Escalona, 2003).

### 2.1.1.1. Fase de “Rifting”

Debido al proceso de separación de Pangea se produjo la ruptura (Rifting) Norte América-Suramérica lo que produjo estructuras importantes que ayudaron a determinar la configuración de la cuenca. Meschede y Frisch en el año 1998, proponen que la separación de las Américas se produce alrededor de un eje de expansión ENE-WSW, que representaba la continuidad a través del océano proto-Caribe del eje de separación de las placas Farallón y Phoenix y la dorsal del Atlántico central (figura 2.3).

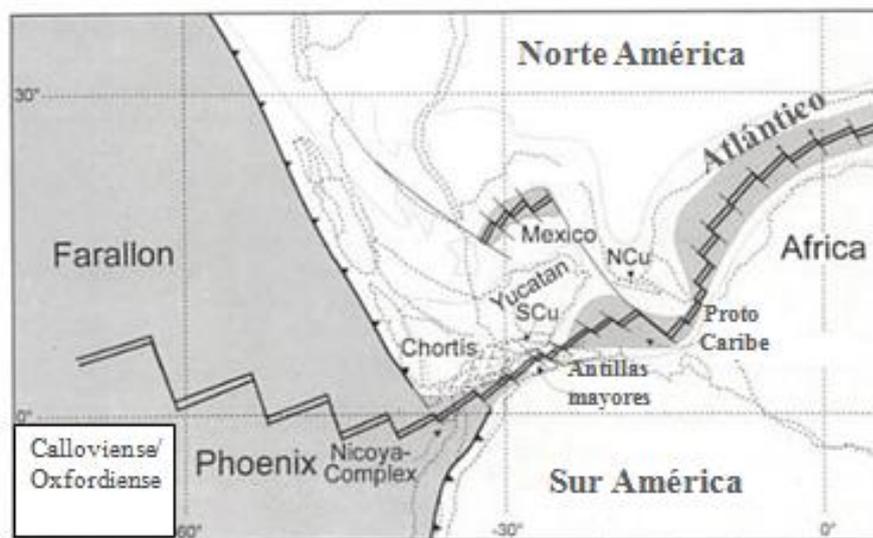


Figura 2.3. Estado inicial de la apertura de Pangea. Se muestra la inmediata cercanía de los bloques Laurentia y Gondwana separados por un eje de expansión ENE-WSW. El proceso iniciado en el Jurásico se prolongaría hasta el Cretácico Temprano (modificado de Meschede *et al.*, 1998).

La apertura del Proto-Caribe en el área de Venezuela continental produjo sistemas de grabens con tendencia noreste-suroeste (González de Juana, 1980). De este periodo datan sistemas de fallas de dirección NNE-SSW como Pueblo Viejo y Barua (figura 2.4) (Gosh *et al.*, 1995). Pindell y Barret realizaron una interpretación del Jurásico de la cuenca en la cual plantea un margen cortical aserrado hacia el Norte de Venezuela, con segmentos orientados N70°E, separados por fallas sinestrales de transferencia orientadas N140°E (Escalona, 2003).



La aparición de una antifosa en el Paleoceno producto del desarrollo de la subsidencia en la cuenca produjo incrementos en la cobertura sedimentaria (Formaciones. Colón, Mito Juan, Marcelina y Grupo Orocué; Gosh *et al.*, 1995).

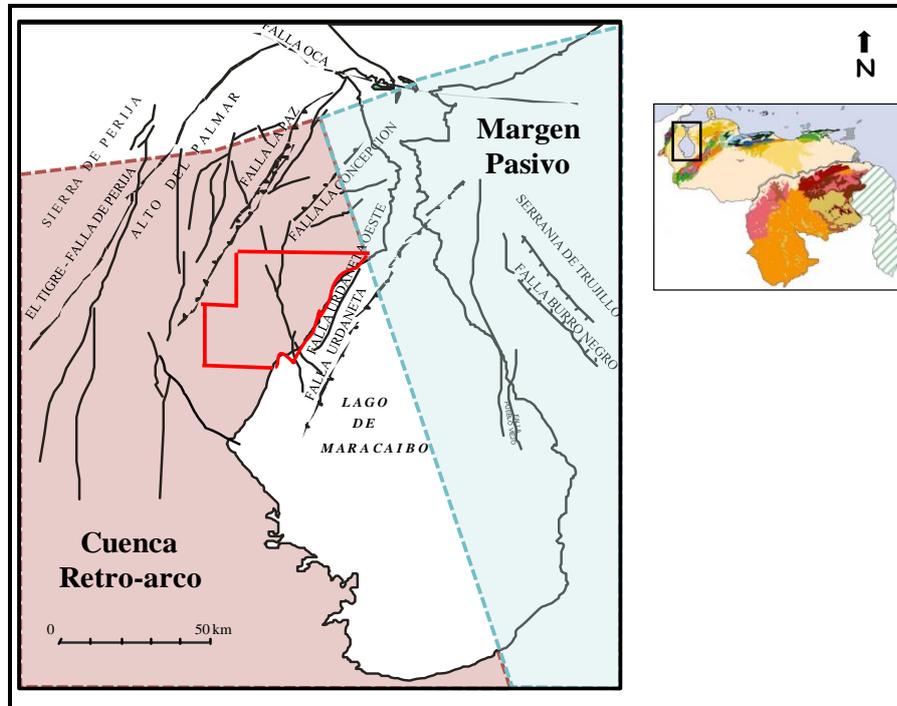


Figura 2.5. Configuración tectónica Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. División de la cuenca de retroarco al oeste y margen pasivo al este (modificado de Gosh *et al.*, 1995).

### 2.1.1.3. Fase Margen Activo

Durante el Paleógeno se produjo la colisión entre la Placa Caribe y el margen noroccidental de Suramérica, que produjo cambios trascendentales en la configuración del margen pasivo sudamericano formando un depocentro con un espesor mayor a 14 km en el noroeste y la rotación en sentido horario de la cuenca. La colisión oblicua entre Caribe y Suramérica evolucionara desde el Paleógeno hasta convertirse en una zona de transurrencia (figura 2.6) a lo largo del norte de Venezuela (Escalona, 2003).

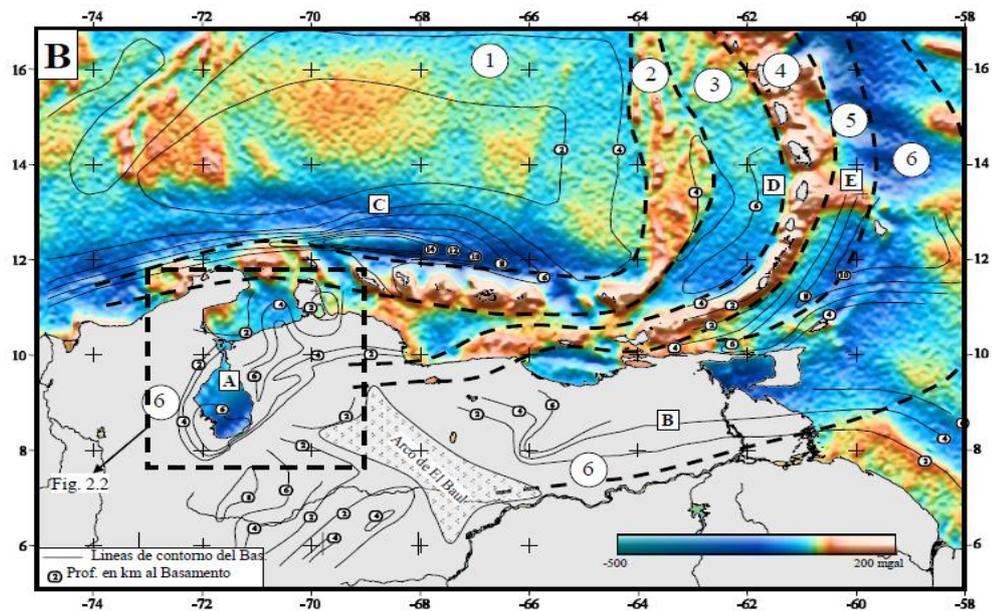
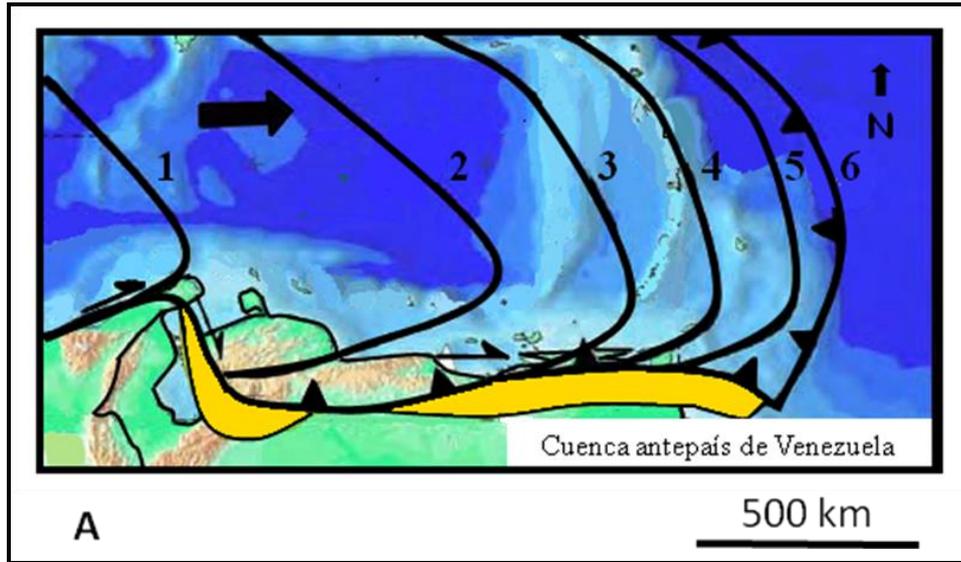


Figura 2.6. A) Evolución del frente de deformación de Caribe a lo largo de la costa norte de Venezuela: 1, Paleoceno; 2, Eoceno; 3, Oligoceno; 4, Mioceno; 5, Mioceno; 6, Mioceno tardío-actuality (modificado de Ceron, 2008). B) Mapa de gravedad satelital, muestra seis franjas estructurales y el mapa de profundidad de basamento (tomado de Escalona, 2003).

Durante esta etapa debido a la colisión oblicua del Caribe con la placa sudamericana se generó el emplazamiento de las Napas de Lara. El desarrollo de esta estructura y las asociadas a esta como: la antefosa del Zulia Oriental y el desarrollo de un alto estructural periférico en la zona central del Lago, fue determinante dentro del marco estructural de la cuenca de Maracaibo para este periodo (Gosh *et al.*, 1995).

El emplazamiento de las Napas de Lara entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Medio generó diferentes intervalos de extensión y transtensión en ambientes sedimentarios deltaicos-estuarios, fluvio-costeros y marinos (González de Juana *et al.*, 1980; Zapata, 2001). Durante el Eoceno Temprano se produjo la reactivación de los alineamientos ya preexistentes en extensión. A partir del Eoceno Tardío al Oligoceno se produjo un proceso de erosión importante donde las áreas positivas fueron las fuentes sedimentarias (figura 2.7). En este periodo inicia el levantamiento de la Proto-Sierra de Perijá como consecuencia de la redistribución de los depocentros hacia el oeste de la cuenca (De Toni *et al.*, 1994).

El alto periférico es formado en la parte central de la cuenca y posteriormente movido hacia el sur (Escalona, 2003). Las fallas de Icotea y Pueblo Viejo son reactivadas en transcurrencia con evidencias de transtensión resultante en cuencas tipo pull apart (Gosh *et al.*, 1995; Mann *et al.*, 2006; Escalona, 2003).

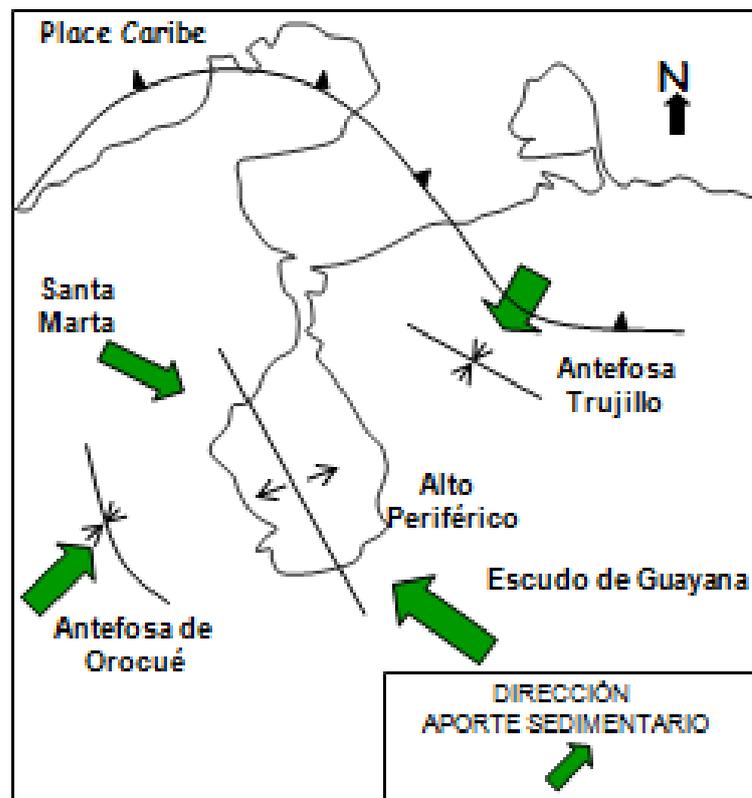


Figura 2.7. Marco tectónico durante el Paleoceno-Eoceno. Se muestra la Antefosa de Orocué y un alto periférico ubicado en el centro del Lago (modificado de Gosh *et al.*, 1994).

#### 2.1.1.4. Orogénesis Andina

El levantamiento de los Andes se inicia en el Oligoceno y evidencia actividad hasta el presente. Al momento del levantamiento este separó a la Cuenca de Maracaibo de la de Barinas (González de Juana, 1980). El evento sucede debido a esfuerzos compresivos controlado por tectónica de basamentos, localizándose a lo largo de alineamientos preexistentes que dieron origen a la cordillera oriental de Colombia (De Toni *et al*, 1994). Esta última sería la responsable de la generación de una antifosa ubicada al suroeste de la cuenca durante el Mioceno (Gosh *et al.*, 1995). La configuración actual que presenta la cuenca es controlada tanto por el levantamiento de los Andes de Mérida como el de la Sierra de Perijá. En la figura 2.8 se muestra la configuración actual de la cuenca del Lago de Maracaibo y del norte de Venezuela.

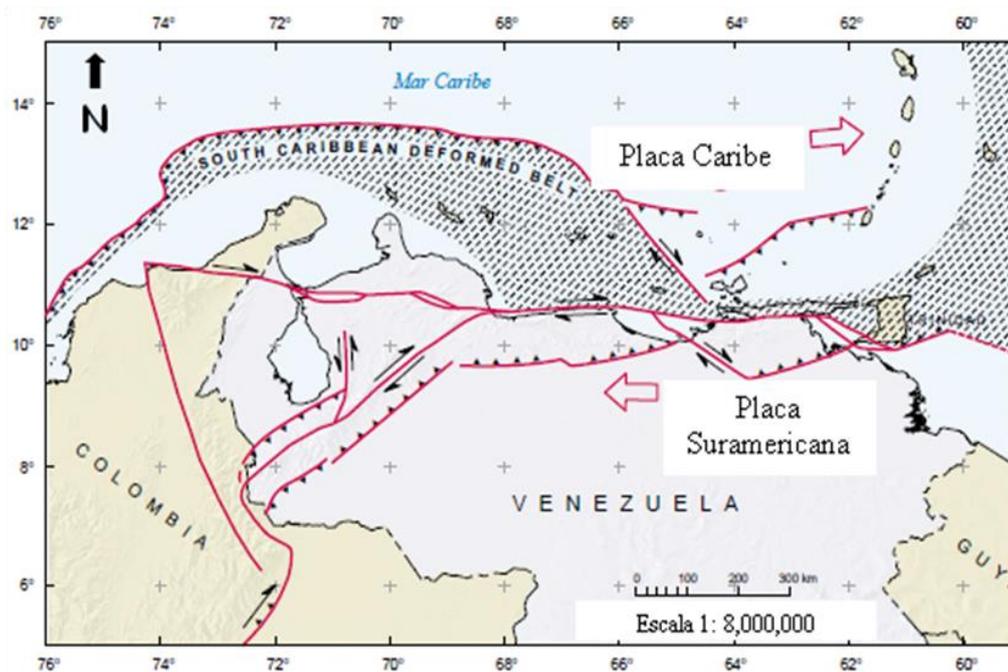


Figura 2.8. Mapa configuración actual de la Cuenca de Maracaibo, el norte de Venezuela y el Caribe (modificado de Audemard *et al.*, 2000).

En la figura 2.9 se esquematizan los estilos estructurales clasificados y definidos en función de la evolución tectónica por área para toda la Cuenca del Lago de Maracaibo.

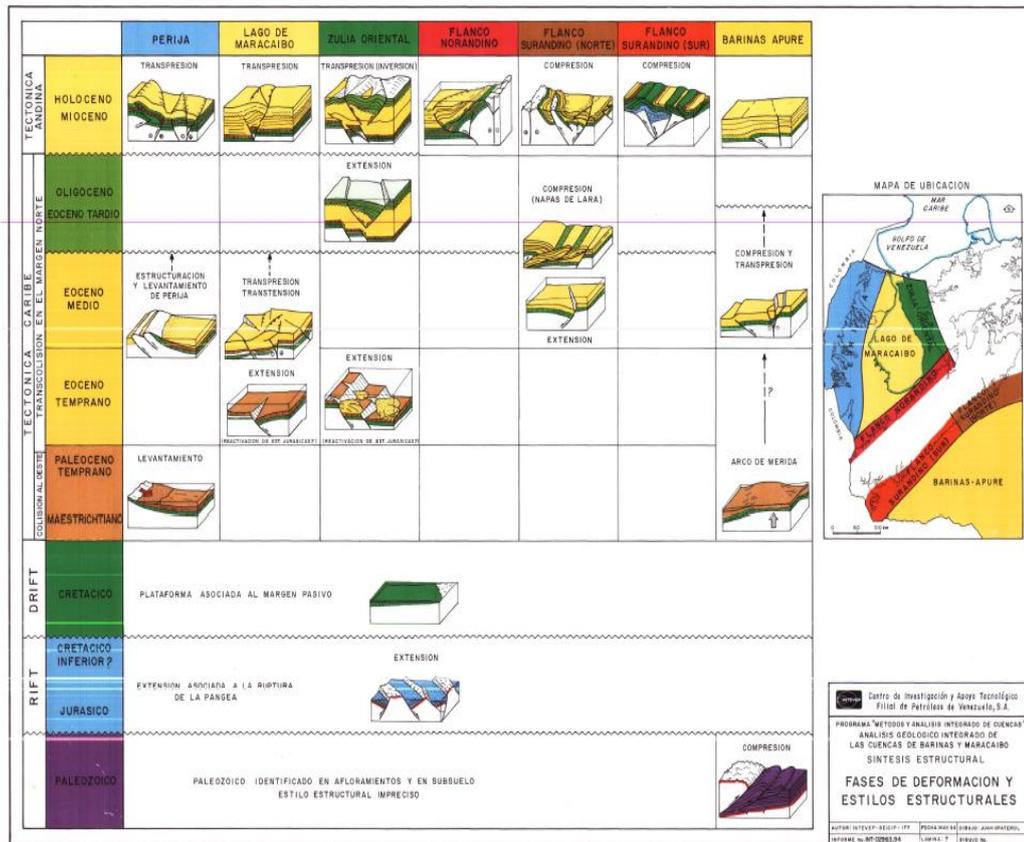


Figura 2.9. Fases de deformación y estilos estructurales de la cuenca de Maracaibo (tomado de De Toni *et al.*, 1994).

## 2.1.2. Estratigrafía Regional

### 2.1.2.1. Pre-Triásico

Las fallas de Icoetea-Urdaneta pudieron representar la línea de convergencia entre Laurencia y Gondwana (Bartok *et al.*, 1981). Durante este periodo se depositaron las secuencias pelíticas Mucuchachi y Tostos que sufrirían posteriormente metamorfismo en la facie de esquistos verdes (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980; luego Gosh *et al.*, 1995).

### **2.1.2.2. Graben Triásico-Jurásico**

#### **Formación La Quinta**

El rellenó de los grabenes de inicios del Triásico corresponden a la Formación la Quinta, con secuencias sedimentarias volcánicas (capa rojas de la Formación La Quinta). Muchos de estos afloran en los Andes de Mérida y en la Sierra de Perijá (Bueno, 1996).

En el estado Zulia se han evidenciado tres intervalos sedimentarios (Léxico Estratigráfico de Venezuela L.E.V.): uno inferior con espesores de setecientos a ochocientos metros, conformado de arcosa marrón a roja oscura con pocas intercalaciones volcánicas con contenido de carbón; una zona de transición de mas 100 m conformada por capas de basalto-andesita de espesor promedio mayor a los 20 m, conglomerado tobáceo y arcosa verde con intercalaciones de arcosa marrón a roja oscura, y un intervalo de setecientos a ochocientos metros de espesor conformado por conglomerados de arcosa marrón oscura a roja oscura de grano grueso y finas capas de ceniza félsica roja o rosada.

### **2.1.2.3. Cretácico**

En un principio la sedimentación del occidente de Venezuela fue controlada por los sistemas de fallas del Jurásico (Schlumberger, 1997; luego Zapata, 2001).

#### **Formación Río Negro**

El primer Congreso Venezolano de Petróleo de 1963 incluyó en esta, capas delgadas de la plataforma y espesos depósitos de surco. Areniscas blancas, generalmente de grano grueso, conglomerados heterogéneos; arcillas y lutitas variables en tono de amarillo, rojo y morado. Las areniscas tienden a variar debido a su fuente, con tendencia a ser muy feldespáticas en el Surco de

Machiques (Van Andel, 1958). Se estipula una edad comprendida entre el Neocomiense al Barremiense (Gosh *et al.*, 1995).

### **Grupo Cogollo**

El Grupo Cogollo de naturaleza carbonita se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo (González de Juana *et al.*, 1980) desde el Aptiense Temprano a finales del Albiense. Se conforma de las formaciones carbonáticas Apón, Lisure y Maraca (figura 2.10).

### **Formación Apón**

Se divide en tres intervalos: Tibú, Machiques y Piché a los que algunos autores le agregan las Lutitas de Guáimaras. Esta reporta espesores de hasta 850 m en la zona de la Cuenca de Maracaibo conformada por: una unidad basal (Tibú) consistente de calizas estratificas, gris claro o azulado, que pueden ser competentes y fosilíferas; Miembro Guáimaras conformada por lutitas dolomitizadas y lentes de limolita; Miembro Machiques calizas nodulares, de color oscuro y lutitas con foraminíferos pelágicos. Piche es un intervalo de calizas tipo packstone fosilíferas (LEV., 1999).

### **Formación Lisure**

Diferenciada del resto del Grupo Cogollo por la presencia de areniscas y glauconíta (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980) de grano fino, calizas arenosas glaucoínticas laminadas, areniscas micáceas que alternan con lutitas areno arcillosas, calizas glauconíticas y calizas lutíticas. Se asocia a ambientes de aguas marinas de profundidad variable.

## Formación Maraca

Calizas bioclásticas coquinoideas macizas con intercalaciones de margas y lutitas de color gris y ocre. Se identifican facies de aguas llanas (León, 1975) y lagunares e intermareal a la base (Bartock *et al.*, 1981).

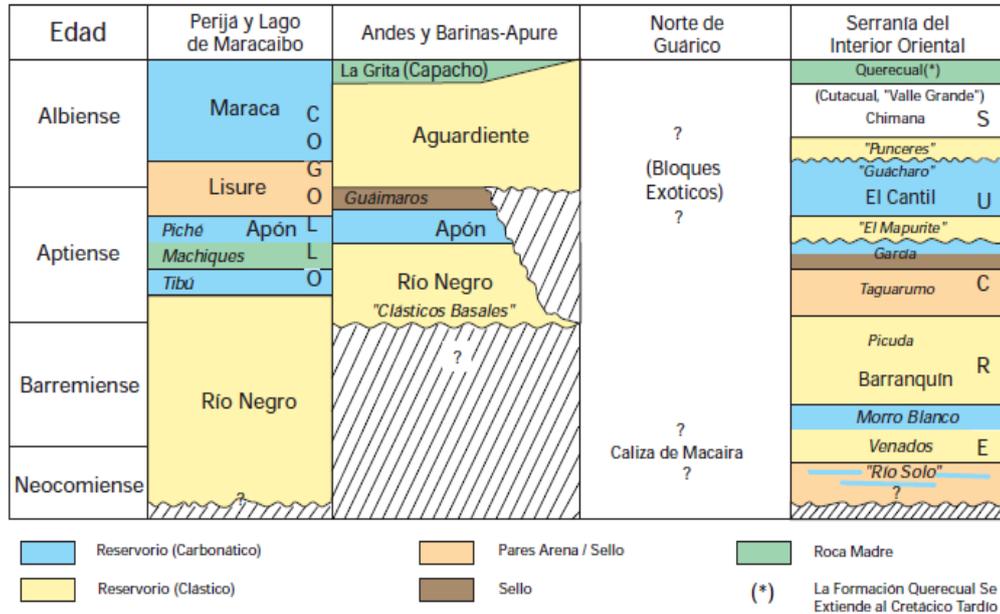


Figura 2.10. Correlación Unidades estratigráficas del Cretácico Temprano en Venezuela (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

## Formación La Luna

Se depositó durante una transgresión marina a nivel nacional que coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico tardío, responsable de la sedimentación de calizas y lutitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa (Yoris y Ostos, 1997). Calizas y lutitas fétidas con láminas de materia orgánica delgadas de color oscuro. Esta se caracteriza por concreciones de 10 a 80 cm de diámetro. Los espesores en la Cuenca de Maracaibo varían entre los 100 y 300 m.

## Miembro Socuy (Formación Colón)

Calizas margosas de colores claros con presencia de algunas intercalaciones de lutitas, con espesores promedio alrededor de los 40 m. Estas calizas se diferencian de la Formación la Luna por la presencia de foraminíferos béticos, colores claros y la ausencia de laminación (González de Juana *et al.*, 1980).

## Formación Colón

Lutitas microfósilíferas color gris oscuro o negras, piríticas, micáceas o glauconíticas macizas. Esta presenta capas de margas y calizas de menor espesor. Presenta contacto concordante hacia la base y al tope y se asocia un ambiente nerítico (González de Juana, 1980) a finales del Maastrichtiense (Barrios, 2004).

## Formación Mito Juan

Se depositó suprayacente a las arcillas de Colón (figura 2.11). Se conforma de arcillas laminares, areniscas en capas fina intercaladas con depósitos de calizas arenosa. La evidencia paleontológica indica ambientes salobres de poca profundidad (LEV, 1999).

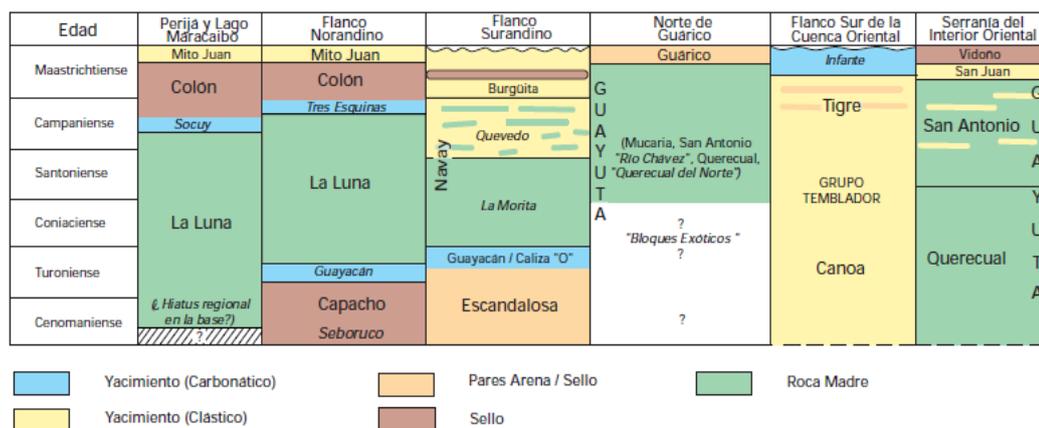


Figura 2.11. Correlación de las unidades estratigráficas del Cretácico Tardío (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

#### **2.1.2.4. Paleoceno**

El proceso de colisión entre la placa Nazca y el Occidente Colombiano generaron frentes de deformación que posiblemente controlaron los procesos de sedimentación de las Formaciones Guasare y Marcelina (Yoris y Ostos, 1997.).

##### **Formación Guasare**

Representa ambientes someros ubicados a una relativa lejanía de los centros de deformación (Yoris y Ostos, 1997). Esto permitió el desarrollo de calizas glauconíticas con presencia de restos de ostras. Se depositó en ambiente de plataforma nerítico con influencia de sedimentación deltaica hacia el sureste durante el Paleoceno.

##### **Formación Marcelina**

Se ha descrito como una intercalación de areniscas, lutitas, lutitas arenosas y capas de carbón. Se le asigna edad Paleoceno depositados sobre un ambiente paludal (Yoris y Ostos, 1997) sobre la plataforma deltaica de la Formación Guasare (LEV, 1999).

##### **Formación Mirador**

Areniscas de grano fino a medio con presencia de capas medias de gránulos o guijarros de cuarzo. Hay presencia de material carbonáceo, además, hacia la zona superior se evidencian lutitas y capas delgadas de carbón (González de Juana *et al.*, 1980). Estudios palinológicos indican influencia marina de llanura costera (Gosh *et al.*, 1995).

### **2.1.2.5 Eoceno**

#### **Formación Misoa**

Areniscas apiladas y tabulares asociadas a ambientes de llanura costera, facies muy parecida a la base de la Formación Mirador (Gosh *et al.*, 1995) representando una fase marino-deltaico de un conjunto de ambientes fluvio-costeros y marinos transicionales ubicados delante de los frentes de deformación del Eoceno. Este evoluciona de deltaico alto al sur suroeste a distal hacia la zona nor noreste.

Debido a configuración de delta se ubican lutitas y areniscas de grano fino hacia el nor noroeste y arenas con un contenido 80 o 90 % al sur sureste (Gosh *et al.*, 1995).

#### **Formación Trujillo**

Las turbiditas de la formación Trujillo son arenosas debido a que su principal fuente de sedimentación fue el eje fluvial del Eoceno inferior o los sedimentos retrabajados de delta del Orocué (Gosh *et al.*, 1995).

### **2.1.2.6- Oligoceno**

#### **Formación Icotea**

Limonitas y arcillas duras, macizas color gris. Presenta esferulitas y capas de lutitas y arenas verdosas. Sutton la vincula a ambientes eólicos. Esta se preservó en sinclinales, depositada en el Eoceno Tardío (Cheng, 2003).

### 2.1.2.7- Mioceno

#### **Formación La Rosa**

La Formación La Rosa se divide en dos miembros: El miembro basal Santa Bárbara asociado a una invasión marina y un miembro superior que es subdividido en una arena intermedia y las lutitas La Rosa que representan el periodo de mayor transgresión de ambiente marino de poca profundidad.

Santa Bárbara está conformada por areniscas arcillosas poco consolidadas, mientras que la arena intermedia posee capas de lutitas fosilíferas a diferencia de la arena La Rosa más maciza de grano fino con presencia de lutitas con foraminíferos.

#### **Formación Lagunillas**

**Miembro Lagunillas:** areniscas friables de grano fino con intercalaciones de lutitas. Es posible encontrar lignitos. Esta se asocia a un complejo deltaico

**Miembro Ojeda:** arcillas moteadas y areniscas glauconíticas.

**Miembro Marlago:** areniscas blancas con lutitas de color gris oscuro y lignito.

**Miembro Laguna:** representa un ambiente de barras de litoral conformado por lutitas grises fosilíferas y arenas localmente glauconíticas.

**Miembro Urdaneta:** se localiza solo en el área central del Lago de Maracaibo. Se constituye de lutitas de colores diversos y capas de arena arcillosa.

**Miembro Bachaquero:** arenas arcillosas con lutitas y lignitos. Estas arenas son importantes productoras de petróleo en los campos de la costa oriental del Lago de Maracaibo.

### **2.2. Geología local**

### 2.2.1. Geología Estructural Local

El ambiente tectónico de margen pasivo fue predominante durante el Cretácico (fig. 2.12), desarrollándose durante el Cretácico Temprano estructuras como el Surco de Machiques, hacia el costado oeste del área. En este se depositó la Formación Rio Negro.

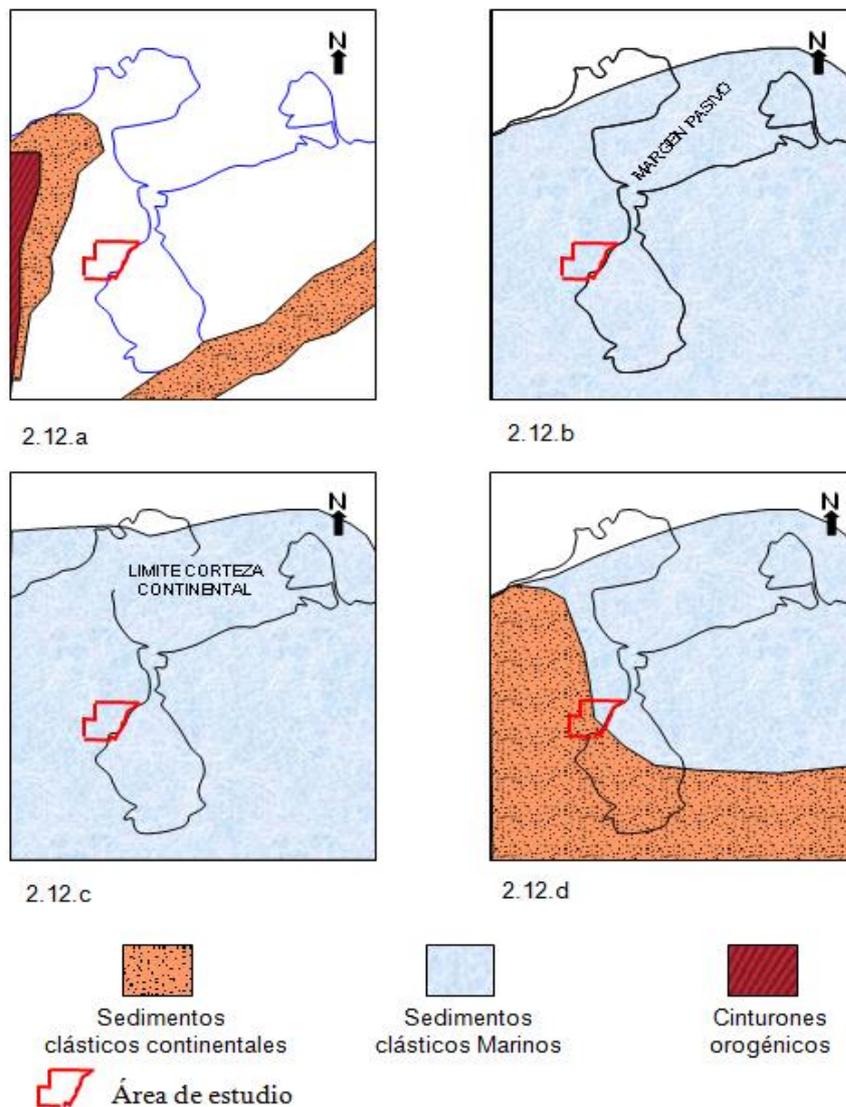


Figura 2.12. Evolución tectónica del área de estudio durante el Cretácico y tipo de sedimentación asociada. La figura II.6 Jurásico-inicios del Cretácico; II.6.b Cretácico tardío; II.6.c final del Cretácico; II.6.d Mioceno. (Modificado de Gosh *et al.*, 1995). En el Eoceno los alineamientos estructurales heredados del “*rift*” Jurásico de orientación predominante norte-sur o noreste-suroeste son reactivados en extensión y luego en transpresión-transensión (De Toni *et al.*, 1994) Incluyendo

las Fallas Urdaneta, Urdaneta Oeste, Mara y Concepción (Gosh *et al.*, 1995) que actualmente afectan toda la columna estratigráfica (figura 2.13).

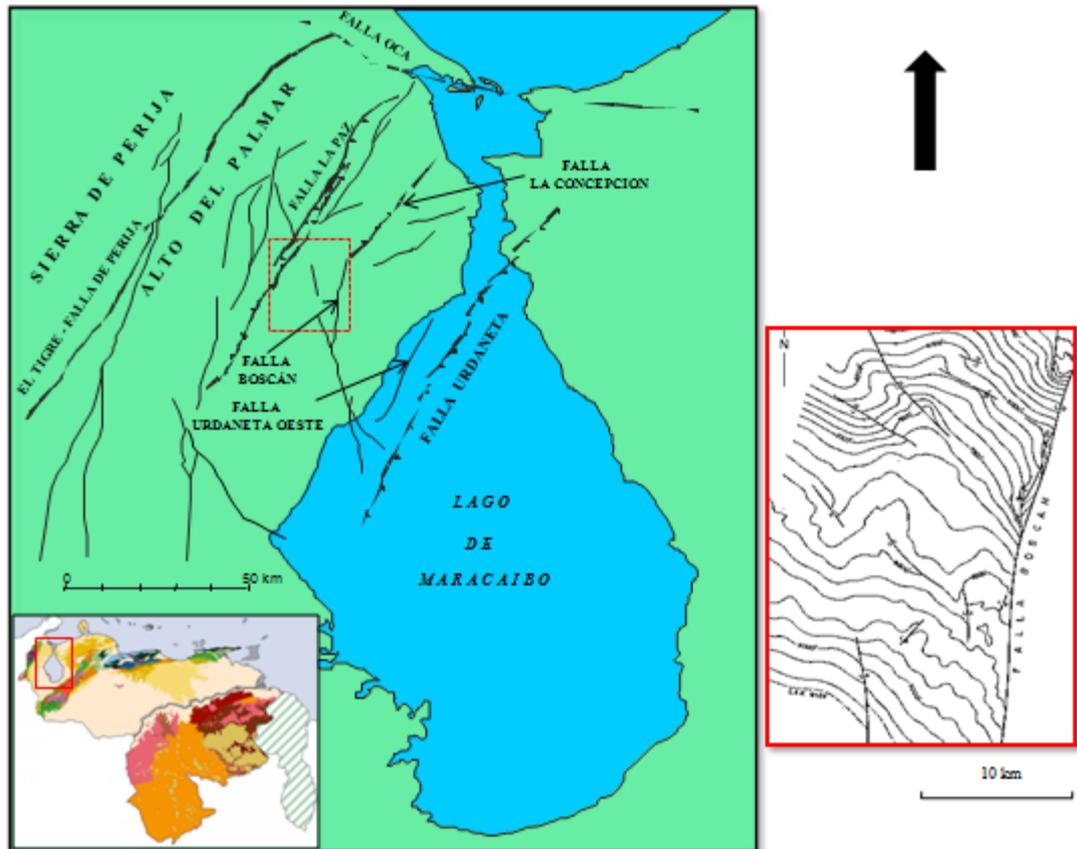


Figura 2.13. Sistemas de Fallas principales del área de estudio y mapa estructural del Campo Boscán (modificado de De Toni *et al.*, 1994 y LEV, 1999).

El LEV describe a la Falla de Boscán como una estructura que se extiende en dirección norte-sur aproximadamente 40 km a partir del Campo La Concepción a través del Campo Boscán, cambiando su rumbo ligeramente hacia el sureste en el Campo Los Claros y el anticlinal de García. Presenta un comportamiento de falla normal con buzamiento pronunciado hacia el este en su zona norte y presenta un salto de falla variable de 1000' en el Campo Boscán a solo 250 pies al sur en el Campo Los Claros, representando en ambos el sello oriental de sus acumulaciones.

El anticlinal de Urdaneta se ubica al este del área con dirección noreste- suroeste (Lugo, 1991) con presencia de estructuras normales perpendiculares a su eje. Algunos autores mencionan que la continuidad de esta estructura está

representada en el anticlinal del Campo García (LEV, 1999). Al noreste del área se ubica el homoclinal de Boscán, el cual se prolonga en su flanco sur hacia el campo Los Claros (figura 2.14).

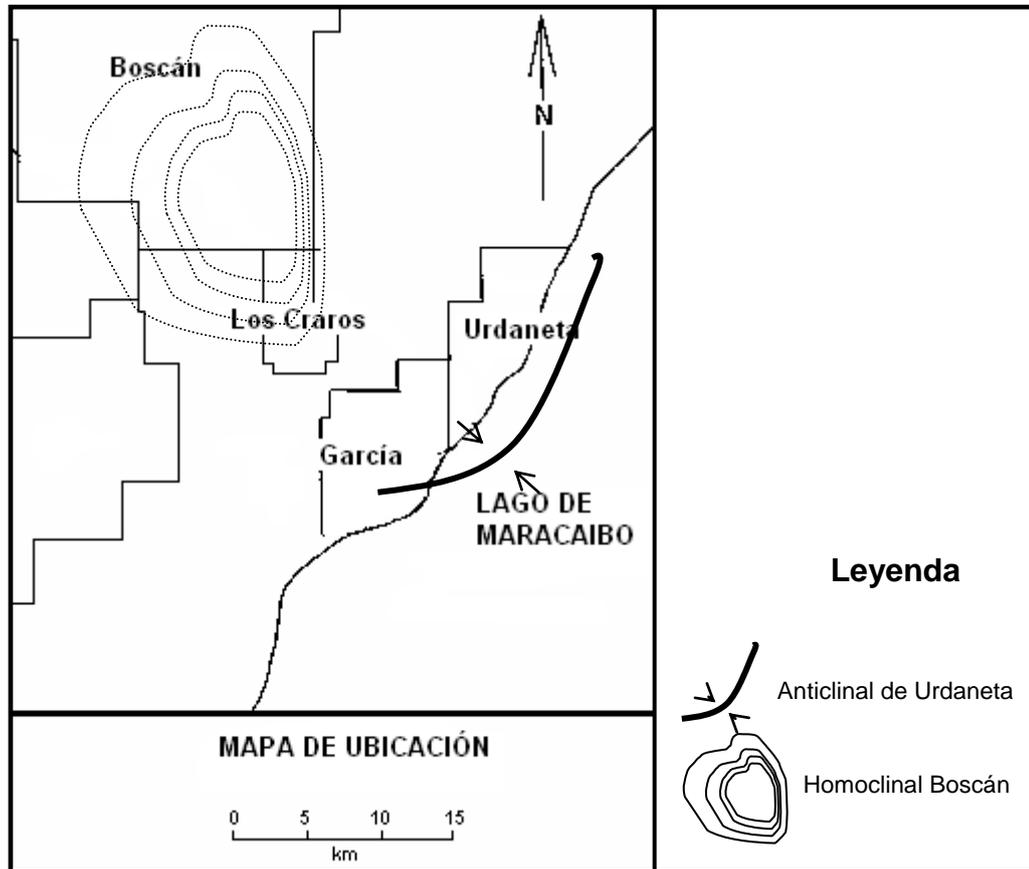


Figura 2.14. Distribución de estructuras y Campos petroleros del área (Modificado de L.E.V., 1999).

El área Perijá-Urdaneta se asocia a la zona septentrional del flanco oriental de la Sierra de Perijá, ésta última definida por De Toni en el año 1994. En esta se pueden reconocer dos fases de deformación compresiva, la primera se evidencia en el truncamiento de las reflexiones del Eoceno Tardío-Oligoceno donde el relieve estructural es mayor hacia el noroeste. En las segundas estructuras

Oligoceno-Mioceno tienden a adelgazar su espesor hacia el sureste sugiriendo la posibilidad de que puedan formar parte de la zona flexural de la Sierra de Perijá. Algunas interpretaciones realizadas a nivel regional muestran interpretaciones de secciones sísmicas en el área en las cuales se muestran diferentes patrones estructurales interpretados en tiempo: fallas normales, estructuras invertidas y fallas de rumbo (figura 2.15).

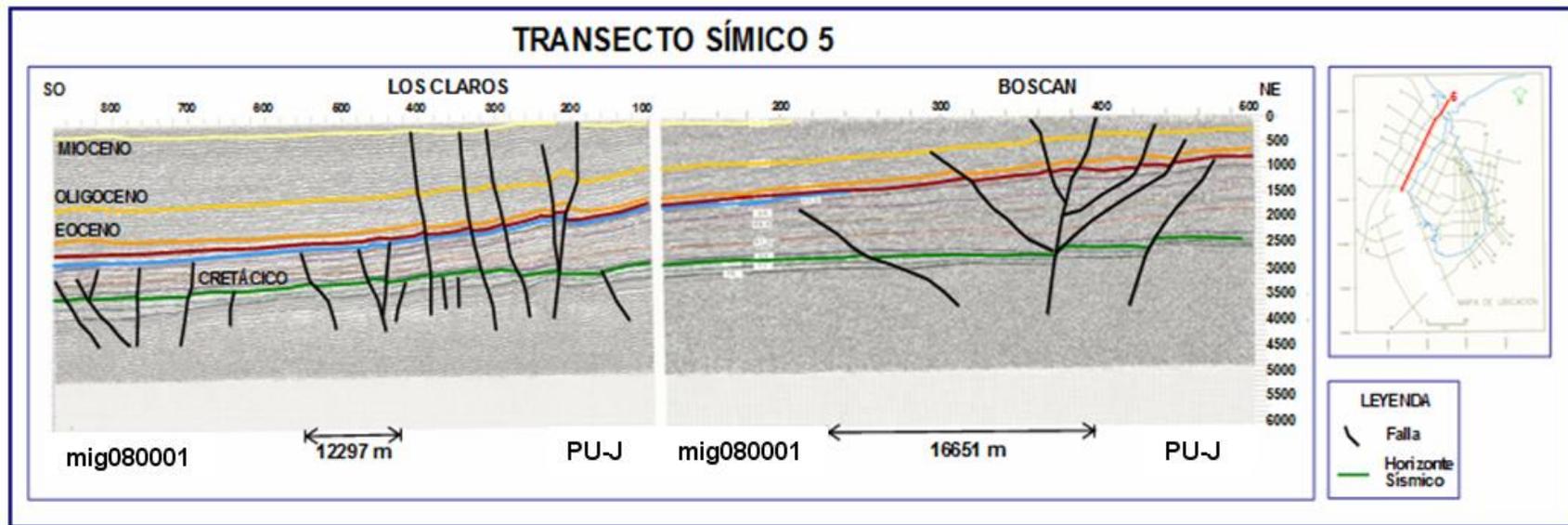


Figura 2.15. Transecto sísmico 5A en su sección Los Claros-Boscán (modificado de Gosh *et al.*, 1995).

Las estructuras compresivas en el dominio estructural tienen una dirección preferencial N36E, en cambio, las estructuras de naturaleza predominantemente transcurrente presentan una orientación de N15-30W, donde algunas tienen manifestación hasta en trayectos de 50 km de longitud, afectando toda la columna estratigráfica y exhibiendo un salto variable dependiente del nivel estructural. La dirección principal de acortamiento es N54W y la deformación estuvo controlada por la reactivación de estructuras extensionales-transtensionales generadas durante el Jurásico a Cretácico Temprano y reactivadas durante el Eoceno Tardío-Oligoceno con excepción de algunas que reactivaron durante el Neógeno y que se evidencia por la apariencia plegada y en algunos casos fallada de la discordancia erosiva del Eoceno (De Toni *et al.*, 1994).

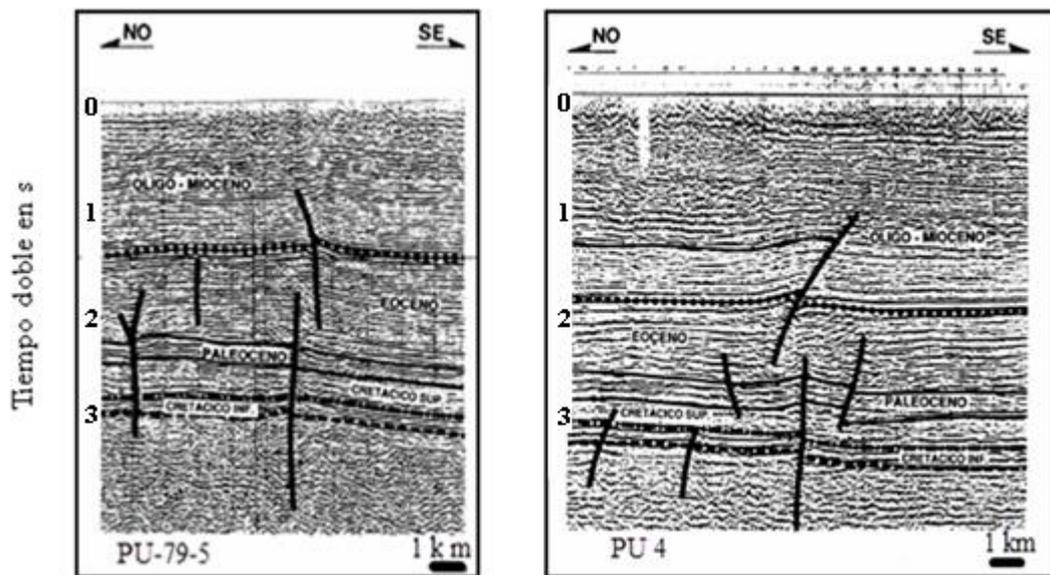


Figura 2.16. Secciones sísmicas ubicadas dentro del área Perijá-Urdaneta (modificado de De Toni *et al.*, 1994).

### 2.2.2. Estratigrafía local

Durante la mayor parte del Cretácico se depositaron en el área de estudio sedimentos de naturaleza carbonática en tectónica de margen pasivo. A partir del Cenomaniense hasta el Maestrichtiense se produce el periodo de máxima inundación que da origen a la Formación La Luna (Gosh *et al.*, 1995; Yoris y

Ostos, 1997). La evolución secuencial daría origen posteriormente a la sedimentación de la Formación Colón y Mito Juan. Durante el Eoceno el área perteneció a la zona norte de la Antefosa de Orocué delimitada por un alto periférico ubicado en la zona central de la cuenca (Gosh *et al.*, 1995; Escalona, 2003) y que se pudo extender hasta la zona norte del área.

La sección estratigráfica inicia en el área con la Formación Río Negro que representan arenas conglomeráticas de ambiente nerítico que presenta un aumento de espesor en dirección noreste a oeste, observada en los campos Boscán, Los Claros y Urdaneta. Transicionalmente se ubica por encima de esta las calizas cretácicas y la superficies transgresivas La Luna, las Formaciones Colón y Mito Juan (González de Juana *et al.*, 1980). La Formación Río Negro ha mostrado interés prospectivo hacia el Campo Urdaneta. El intervalo de mayor importancia histórica de producción ha sido el de las arenas espesas de la Formación Misoa en los campos Boscán y García (LEV). A continuación se muestra en la figura 2.17 la columna correspondiente al Cretácico para el área Perijá-Urdaneta

EDAD	Formación	Litología gráfica	Descripción	
CRETÁCICO	Guasare		Calizas fosilíferas y arenizas calcáreas	
	Maastrichtiense	Mito Juan	Lutitas microfósilíferas oscuras con algunas capas delgadas de arenizas y calizas	
		Colón		
	Campariense	Socuy		
	Santonense	La Luna		Calizas y lutitas calcáreas fértidas, concreciones elipsoidales
	Coniacense			
	Turonense			
	Cenomaniense *			
	Albiense	Maraca		Calizas cristalinas intercaladas con lutitas y margas
		Lisura		Arenizas glauconíticas y calizas arenosas intercaladas con arcillas laminares y algunas capas de calizas conchíferas
	Aptiense	Piché	APÓN	Calizas macizas fosilíferas, noduladas, margosas y lutitas a veces calcáreas
		Machiques		
		Tibú		
	Barremiense	Río Negro		Áreas blancas de grano grueso
Neocomiense				

Figura 2.17. Columna estratigráfica local, cretácica para el área Perijá Urdaneta (modificado de González de Juana, *et al.* 1980).

## **CAPÍTULO III**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **3.1. Sísmica de reflexión**

La prospección sísmica consiste en el uso de los métodos sísmicos para el estudio del subsuelo. Un tren de ondas generado a partir de una fuente, viaja a través de un medio (subsuelo) y posteriormente es registrado por un receptor. En este proceso se despliegan a través del medio todo tipo de ondas elásticas: ondas de cuerpo y superficiales, donde las primeras se desplazan con una mayor velocidad de propagación respecto a las segundas. A su vez, dentro del grupo de ondas corpóreas generadas, interesan fundamentalmente para el método de sísmica de reflexión las ondas de tipo compresional.

La sísmica ha sido una de las herramientas más importantes que ha desarrollado la geofísica como ciencia. Esta tiene como fundamento mostrar contrastes de impedancia acústica obtenidos a partir de la reflexión de un tren de onda compresional, al viajar a través de varios medios en un determinado tiempo. La impedancia acústica es la relación directa entre la velocidad de viaje de una onda en un medio y la densidad del mismo (Sheriff; 1991).

A partir de la implementación de los métodos sísmicos es posible interpretar información estructural y estratigráfica. Esta etapa de interpretación junto con la adquisición de datos y luego el procesamiento comprende todo el ciclo metodológico (Salas y *Fuentes.*, 1990).

##### **3.1.1. Sísmica 2D y 3D**

De las herramientas utilizadas para determinar posibles ubicaciones y objetivos de exploración la sísmica 3D es sin duda el método líder. A través de estos levantamientos la industria petrolera puede mapear grandes volúmenes de yacimiento de hidrocarburo en subsuelo. Ha demostrado ser una muy buena

herramienta que permite obtener información detallada en el proceso de la búsqueda de hidrocarburos. Se caracteriza por ser más interactiva y completa tanto en aspectos estructurales como estratigráficos que la información sísmica 2D, permitiendo el seguimiento más a detalle de las principales estructuras y estratigrafía de un área y haciéndola un método bastante popular en la industria petrolera a pesar de su alto costo, que en ocasiones obliga a las compañías al uso de la sísmica 2D como complemento.

La sísmica 2D ofrece perfiles de información sísmica del subsuelo, que suelen ser diseñados y ubicados en función de las estructuras de la zona a estudiar. Este método es de menor costo que la sísmica 3D, sin embargo ofrece menor información, por lo que posee un rango de incertidumbre mayor para la generación de modelos estructurales y la caracterización de trampas con potencial petrolero.

### 3.1.2. Impedancia acústica

La propiedad que controla la reflexión de las ondas sísmicas en cada uno de las interfaces es el contraste de impedancia acústica (Barclay, 2008). La impedancia acústica ( $I$ ) se define como el producto de la densidad de un medio ( $\rho$ ) y la locidad de propagación de ondas primarias ( $v_p$ ), como se muestra en la ecuacion 3.1.

$$I = \rho \cdot v_p \tag{3.1}$$

En medios que presentan diferencias de impedancias acústicas se producen los procesos de refracción y reflexión de las ondas de acuerdo a la ley de Snell.

$$n_1 \text{sen} \theta_1 = n_2 \text{sen} \theta_2 \tag{3.2}$$

### 3.1.3. Serie de reflectividad

Todo lo expresado en este punto hace referencia a lo dicho por (Yilmaz, 2001). El modelo utilizado para la generación de la traza sísmica, parte de un conjunto de suposiciones:

- Se omiten las complejidades estructurales y variaciones laterales de las capas horizontales. En este la corteza se compone de capas laterales con velocidades constantes
- La fuente genera un tren de ondas planas compresionales, que en los límites de las capas inciden de forma normal. Se omiten la generación de ondas de corte.

El coeficiente de reflexión asociado al límite entre una capa 1 y una capa 2, se define como se muestra en la ecuación 3.3:

$$c = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (3.3)$$

Donde  $I$  es la impedancia acústica asociada a cada capa y deriva de las propiedades elásticas de las mismas. Si  $I_2$  es mayor que  $I_1$  el coeficiente es positivo, en caso contrario es de polaridad negativa. A partir de lo anterior se puede construir una serie de reflectividad  $c(z)$ , donde  $z$  es la variable profundidad y donde la serie de coeficientes de reflexión deriva del registro sísmico y registro densidad.

La serie de reflectividad en profundidad  $c(z)$ , se puede convertir en una serie de reflectividad en tiempo  $c(t)$  mediante el uso de la información del registro de velocidades. En esta, se representa la reflectividad de una serie de límites de capas ficticias separadas por intervalos de tiempo uniformes.

### 3.1.4. Ondícula sísmica

Una ondícula se define como una forma de onda transitoria de duración finita. Una ondícula es fase mínima cuando concentra su máxima energía en su inicio al igual que una ondícula es fase máxima cuando acumula la mayor energía en el final. En el caso que se encuentre en medio de ambas situaciones y cumpla que el punto de mayor energía coincida con el origen de un eje coordenado transversal se denomina de fase cero (Yilmaz, 2001). En la figura 3.1 se muestran las tres fases antes descritas.

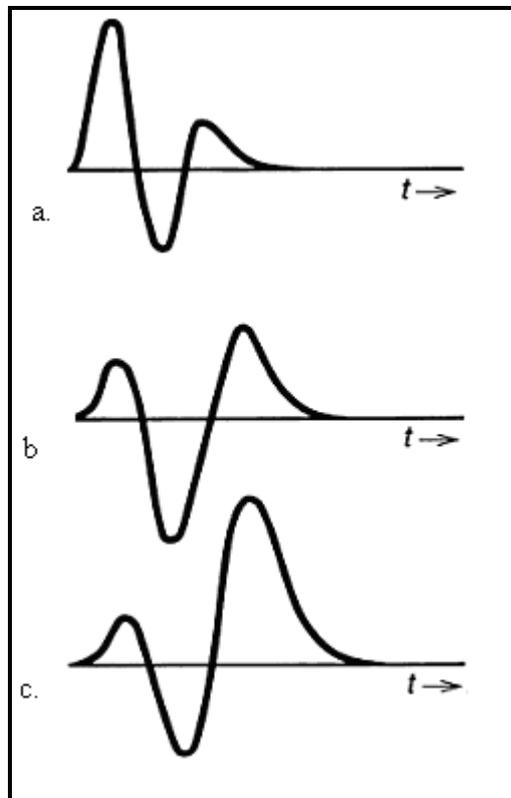


Figura 3.1. a: ondícula fase mínima, b: ondícula fase cero, c: ondícula fase máxima (tomado de Yilmaz, 2001).

### 3.1.5. Modelo convolucional de la ondícula

Considera la traza sísmica  $x(t)$  como una serie de reflectividad en tiempo  $c(t)$  que es convolucionada con una ondícula fase cero  $o(t)$  y a este proceso le suma una componente de ruido aleatorio  $r(t)$  (ecuación 3.4). A continuación se esquematiza en la figura este proceso (figura 3.2).

$$x(t) = c(t) * o(t) + r(t) \quad (3.4)$$

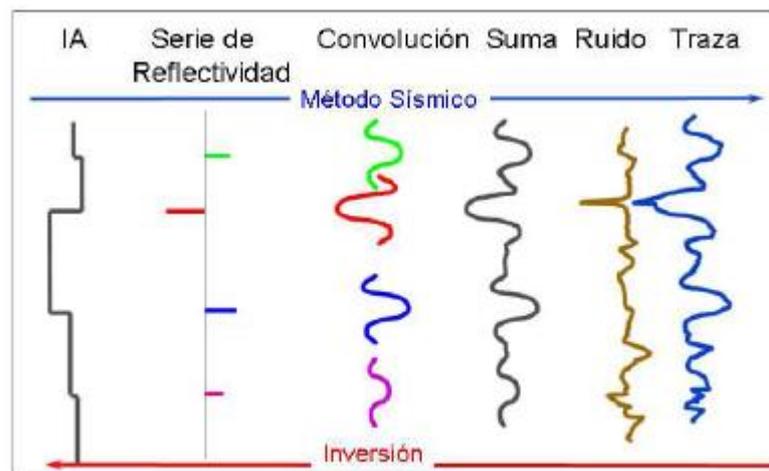


Figura 3.2. Proceso de convolución de la ondícula (Fernández, 2010).

### 3.1.6. Resolución sísmica vertical

La resolución sísmica es la clave para la extracción detallada de la información estratigráfica a partir de la sísmica. La resolución sísmica vertical refiere la capacidad de distinguir dos eventos sísmicos cercanos correspondientes a niveles de profundidad distintos. Este aspecto es importante en la interpretación de pequeñas características y eventos en la información sísmica (Chopra *et al.*, 2006).

A partir de los trabajos de Widess en 1973 se ha hecho común en la geofísica el uso de la relación  $\lambda/4$  como el criterio para determinar un valor de resolución

sísmica vertical. La longitud de onda ( $\lambda$ ) depende de parámetros como la velocidad, que en este caso representa el componente geológico. La frecuencia conforma la variable control y por lo tanto, es la clave de la resolución sísmica de acuerdo a este modelo (Chopra *et al.*, 2006). A continuación se muestra la expresión que define la longitud de onda (ecuación 3.5).

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3.5)$$

Donde  $v$  es la velocidad interválica por estrato y  $f$  la frecuencia dominante a nivel del evento.

## **3.2. Registros petrofísicos**

### **3.2.1. Registro sísmico**

La herramienta consiste en general de un emisor de ondas sísmicas y un par de receptores dispuestos a distancias fijas del emisor. Esta mide a intervalos regulares de profundidad (un pie) el tiempo de tránsito de la onda cónica producida por refracción crítica en la formación (Cavada, 2000). Este tiempo de viaje dependerá de las características litológicas y su inverso representa la velocidad de propagación de onda primaria.

Este registro es sensible a diversos elementos que pudieran estar presente y alterar las lecturas al momento de la adquisición: onda de tubo, invasión de lodos y derrumbes en el hoyo del pozo.

### **3.2.2. Registro densidad**

El registro densidad registra la densidad de Bulk de la formación. Este suele ser usado para calcular la porosidad de la formación, para detectar acumulaciones de gas y en el reconocimiento de evaporitas. La herramienta utilizada induce radiación a la formación y mide cuanta de esta retorna por medio de un sensor. El

rayo gamma emitido penetra en la formación y sufre el efecto de dispersión Compton, debido a la interacción de los átomos que conforman la formación. Este efecto reduce la energía del rayo gamma paso a paso y lo dispersa en todas las direcciones hasta el punto en que el nivel de energía es bajo y es sometido a un efecto fotoeléctrico y finalmente absorbido por un electrón. El flujo de rayos gammas que alcanzan los sensores ha sido atenuado de acuerdo a la densidad de electrones de la formación (Glover, 2008).

### **3.3. Checkshot o tiros de verificación**

El checkshot o tiros de verificación son fundamentalmente registros de los tiempos de viaje de un impulso sísmico hasta diferentes profundidades de un pozo, que en general son seleccionadas en función de las superficies geológicas del intervalo de interés. Estos son la principal herramienta de enlace de la información de reflexión sísmica con el registro sísmico e información petrofísica adquirida en un pozo.

Posteriormente se procede a la construcción de las curvas de tiempo vs profundidad, que representan uno de los principales derivados del checkshot, además también derivan las curvas de velocidad promedio y el cálculo de velocidades interválicas.

### **3.4 Sismograma sintético**

El registro sísmico en conjunto con el registro densidad permiten la generación de la serie de reflectividad del pozo basándose en la definición de impedancia acústica que relaciona ambas propiedades. Esto sumado a la ayuda de una ondícula ideal o real permite generar una traza sintética (figura 3.3) comparable con la contenida en la información sísmica permitiendo correlacionar ambas informaciones existentes en dominios distintos, es decir permite comparar la información sísmica en tiempo con los topes estratigráficos identificados en los pozos y definidos en el dominio de la profundidad.

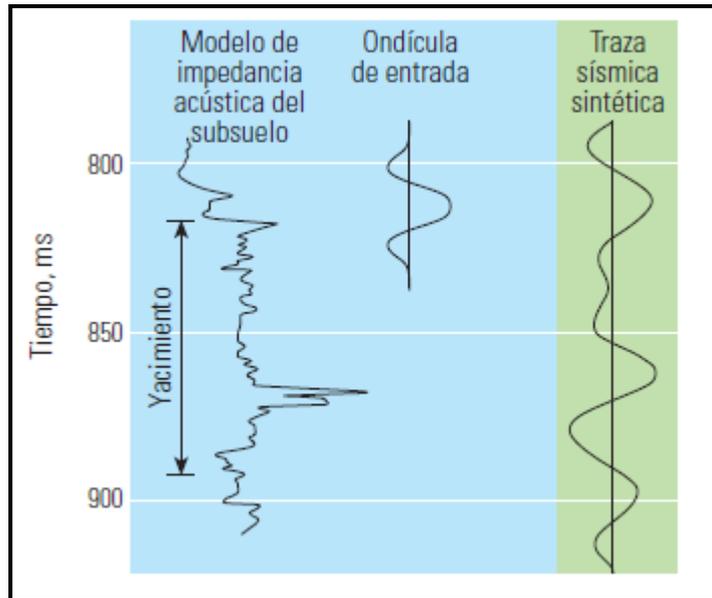


Figura 3.3. Modelo simple de sismograma sintético. La construcción requiere valores de densidad derivados del registro densidad y de velocidades compresionales derivadas del registro sísmico. En el caso en el que no cuente con este último se puede utilizar información derivadas de perfiles sísmicos verticales (VSP). Los datos de densidad faltantes se pueden obtener a partir de relaciones empíricas (Barclay, 2008).

### 3.5. Modelado de velocidades

En el ámbito de la geofísica se manejan diferentes términos que refieren propiedades de velocidad determinadas por ciertas características específicas. Estos le permiten realizar una mejor descripción del fenómeno del comportamiento de velocidades de ondas sísmicas en un área con ciertas características geológicas. Un buen ejemplo podría ser cuando se desea calcular el comportamiento de velocidad que posee una superficie litoestratigráficas; en la cual la velocidad quedaría definida entre el tope y la base de la superficie y su relación con el tiempo que tarda la onda en realizar este recorrido (velocidad interválica). Una manera de obtener las velocidades interválicas es a través del uso de la ecuación de Dix (ecuación 3.6):

$$v_{int} = \sqrt{\frac{t_2 \cdot (v_{rms2})^2 - t_1 \cdot (v_{rms1})^2}{t_2 - t_1}} \quad (3.6)$$

Donde:

$t_1$  y  $t_2$  corresponden a los tiempos de viaje de un primer y segundo reflector. Los términos  $v_{rms1}$  y  $v_{rms2}$  son velocidades que presenta la onda al pasar en una trayectoria específica a través de los reflectores uno y dos, asumiendo que cada uno posee un comportamiento de velocidad homogéneo.

Ahora si deseamos conocer el valor de la velocidad correspondiente a un punto de profundidad en particular, sabiendo además que esta varía constantemente a medida que se profundiza; podríamos definir la profundidad como una variable dependiente del tiempo y que determina una velocidad instantánea (ecuación 3.7).

$$v_{int} = \frac{dz}{dt} \tag{3.7}$$

El modelo de velocidades es un volumen de información de velocidades derivados de registros de pozos: registro sísmico, tiros de verificación y velocidades de apilamiento. Este modelo matemático presenta las variaciones de velocidad a medida que se profundiza y por lo tanto contribuye y facilita el manejo de las relaciones entre el tiempo y la profundidad.

El modelo de velocidades, es más que una herramienta que permite la conversión de los eventos sísmicos a profundidad depende directamente de la naturaleza de los datos de entrada y la complejidad geológica, en definitiva factor son determinante en el comportamiento de velocidades (Vega, 2009). Para realizar la conversión de la interpretación del dominio del tiempo a profundidad es necesario conocer como es el comportamiento de las velocidades en el área. Esta información de velocidades deriva de los registros sísmicos, tiros de verificación y las velocidades de apilamiento (Salas, 1990).

Es bastante aceptado que para modelos geológicos que utilice capas litoestratigráficas, un buen modelo de velocidades sería el expresado por la ecuación 3.8:

$$v(x, y, z) = v_o(x, y) + k(x, y).z \quad (3.8)$$

Donde  $v(x,y,z)$  es la velocidad de onda sísmica en la posición  $(x,y)$  a una profundidad  $z$  comprendida entre los valores de profundidad del tope ( $z_t$ ) y la base ( $z_b$ ) de una superficie litoestratigráficas. En teoría los parámetros  $v_o(x,y)$  y  $k(x,y)$  conforman un segmento de línea que representa la aproximación lineal mas adecuada para caracterizar la velocidad de ondas compresional a medida que se profundiza (Dalfsen *et al.*, 2006).

En la actualidad se ha tendido a evaluar estos parámetros a partir de pares de valores de variaciones de velocidades y profundidades promediadas entre tope y base de un intervalo (ecuación 3.9):

$$v_{int} = \frac{z_b - z_t}{\Delta t} \quad (3.9)$$

Donde  $\Delta t$  representa el tiempo de viaje entre el tope y la base del intervalo.

A partir de pares de valores de velocidades interválicas y profundidades promediadas se construye una línea de mínimos cuadrados que resulta en los parámetros  $v_o$  y  $k$ , lo que permite implicar el modelo a la ecuación 3.10:

$$v_z = v_o + k.z \quad (3.10)$$

Este modelo tiene la desventaja de no ser muy adecuado para zonas geológicamente complejas, donde se presenten variaciones estratigráficas y estructurales laterales importantes debido a que los parámetros  $v_o$  y  $k$  son independientes de su ubicación  $(x,y)$  y por lo tanto no son iguales a los parámetros  $v_o(x,y)$  y  $k(x,y)$  (Dalfen, 2006).

### **3.6. Conversión tiempo-profundidad**

El principio fundamental del método sísmico es la medición de tiempo de viaje de frentes de ondas. Debido a esto, éste se maneja naturalmente en el dominio del tiempo y el camino para pasar de este a valores de profundidad es a través del conocimiento del comportamiento de las velocidades a medida que se profundiza, es decir a través del modelo de velocidades.

Los eventos geológicos se encuentran en profundidad y actualmente la forma para poder correlacionar los eventos sísmicos en tiempo con una realidad geológica es a través del correcto modelado del comportamiento de las velocidades. De lo anterior deriva la importancia de un buen proceso de conversión, su buen ajuste y confiabilidad.

### **3.7. Interpretación sísmica estructural**

La información estructural interpretada a partir de la información sísmica permite la realización de modelos geológicos que respondan a la evolución tectónica de una cuenca o área. Interpretar los datos sísmicos implica encontrar el significado geológico de los mismos y proporcionar un marco geométrico de las diferentes unidades estructurales y estratigráficas, los cuales al integrarse con otras informaciones permitan generar modelos tanto estratigráficos como estructurales confiables (Espeso, 2011).

En cuanto a información estratigráfica solo a partir de los trabajos de Sloss en 1963 se pudieron realizar interpretaciones que relacionaran los cambios eustáticos del nivel del mar, y parámetros como tasa de sedimentación y espacio de acomodo a un modelo estratigráfico cíclico que podía ser asociado a un tipo de margen tectónico en específico.

La interpretación estructural parte de secciones sísmicas y es el proceso mediante el cual se combinan datos sísmicos y geológicos con el objeto de establecer un

modelo de la geometría de estructuras en subsuelo. Se busca obtener modelos geológicos que representen de la mejor manera el subsuelo y se conforma de secciones y mapas que contienen imágenes a determinadas profundidades o intervalos de tiempo (Brown, 1991).

Según Espeso, (2011) la interpretación sísmica estructural se enfoca:

- Relación del estudio las deformaciones de las rocas y las estructuras resultantes producto de ellas.
- Relación de la definición de la estructura geológica (trampa), fallas, y límites que presenta el yacimiento.

### **3.7.1. Atributo Sísmico**

Según Chopra y Marfurt (2005), son una medida de información sísmica que ayuda a la mejor visualización o caracterización de información de interés al momento de la interpretación. Estos permiten la realización de mapas estructurales, realizar análisis estratigráficos e inferir información litológica a partir del análisis de la geometría, cinemática, dinámica e incluso información deriva de técnicas estadísticas.

La aplicación de atributos a la información sísmica permite obtener información de los eventos a buena resolución lateral. La calibración de esta última con la información de registros de pozo que presentan una buena resolución vertical permite generar una buena resolución volumétrica de la información geológica.

### **3.7.2. Elipse de deformación**

Las estructuras de rumbo son aquellas en la que la componente horizontal de movimiento representa un elemento importante (Cristallini, 2007). Estas se pueden vincular a límites de placas transcurrentes, zona de convergencia oblicuo de placas y zonas de intraplaca.

La evolución de una de cizalla (figura 3.4) puede resumirse en general en tres fases (Cristallini, 2007):

1. El inicio de un leve movimiento en la zona de rumbo produce la aparición de una elipse cuyo eje principal se dispone a cuarenta y cinco grados de las terminaciones de la zona de deformación en cizalla.
2. El efecto posterior del movimiento provoca rotación y estiramiento de la elipse a lo largo de su eje principal y como consecuencia se produce un acortamiento de su eje menor.
3. Las estructuras extensionales de corte en echelon rotan en sentido del movimiento predominante de la cizalla (dextral o sinistral) dependiendo del ángulo que forman con la zona terminal de deformación.

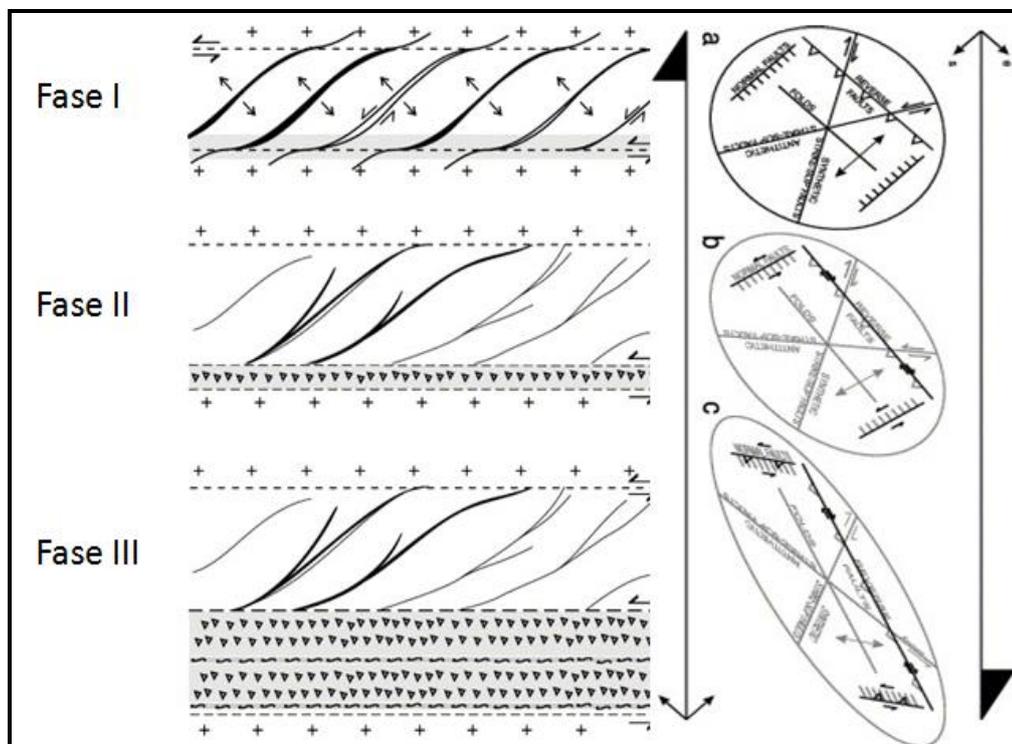


Figura 3.4. Evolución teórica de una zona de cizalla simple de rumbo dextral (modificado de Cembrado, 2005 y Cristallini, 2007).

Los conceptos de transtensión y transpresión corresponden a las componentes extensivas y compresivas respectivamente de una zona de cizalla.

### **3.5. Inversión tectónica**

Termino que agrupa todo aquel proceso de deformación donde zonas que poseen previamente un relieve negativo pasan a ser áreas de relieve estructural positivo como consecuencia del cambio del régimen de esfuerzos. Este proceso depende de factores como la dependencia tectónica extensional, la geometría de la cuenca, la orientación de los planos de falla normales, la dirección de los esfuerzos y los coeficientes de fricción entre bloques (Martínez *et al.*, 2010).

A la inversión tectónica se pueden asociar diferentes estilos estructurales (figura 3.5) y estructuras como retrocorrimientos, cabalgamientos, estructuras de atajo, desplazamientos de depocentros desde una posición cercana a una posición distante, giro del sentido de basculamiento de los bloques rotados sobre fallas, estructuras de tipo “pop-up” en áreas del bloque superior adyacente a la falla extensiva, expulsión del material fuera del graben, estructuras en flor y la aparición de estructuras decapitadas (Martínez *et al.*, 2010). Cabe destacar que este proceso puede tener un efecto favorable en la generación de trampas estructurales.

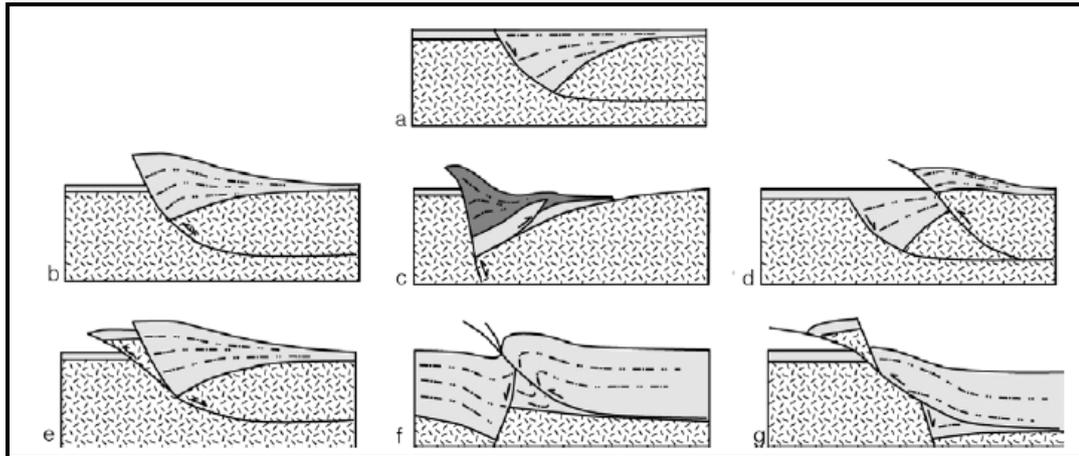


Figura 3.5. Estructuras asociadas a inversión tectónica. a: estado inicial enmarcado por esfuerzos extensivos, b: estructura en arpón, c: efecto de *“buttressing”* contra una falla de alto ángulo, d: cabalgamiento, e: falla de atajo, f: y g: corrimiento con presencia de estructuras decapitadas, (Martínez, 2010).

## **CAPÍTULO IV**

### **METODOLOGÍA**

Con fines de realizar el análisis estructural a través de la integración de la información sísmica 2D y 3D, se plantearon los siguientes flujogramas de trabajo:

#### **Fase I**

La fase mostrada en la figura 4.1, esta dedicada a la recopilación de toda la información bibliográfica geológica y geofísica, además de la compilación de datos geofísicos necesarios para la elaboración del proyecto.

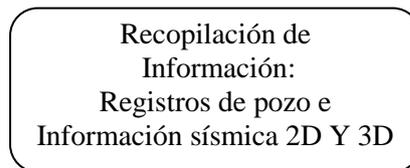


Figura 4.1. Fase de recopilación de información geológica, geofísica y bibliográfica.

#### **Fase II**

El flujograma planteado en la figura 4.2, resume una metodológica estándar para la calibración de datos sísmicos con información de pozos. Antes de la elaboración de los mapas en tiempo se procedió a la verificación del trazado de fallas para elaborar los contornos en tiempo, por lo que se requirió determinar el intervalo de contorno a ser usado en función del cartografiado de las estructuras y horizontes.

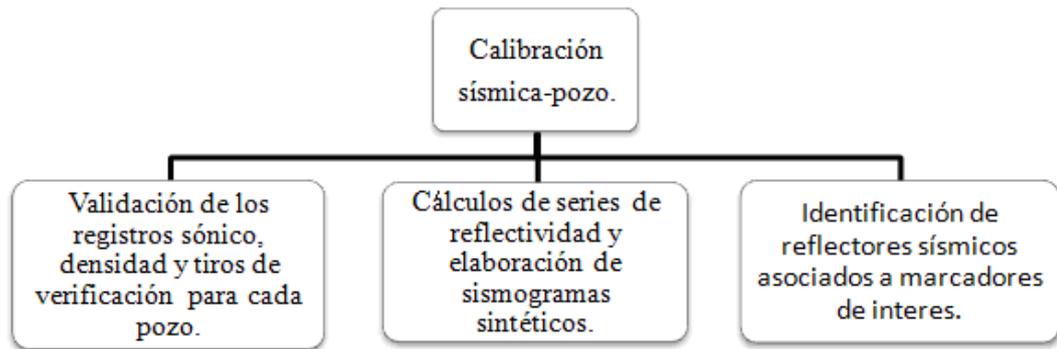


Figura 4.2. Fase de calibración sísmica-pozo.

Al momento de realizar la conversión tiempo-profundidad se requirieron información de registros de velocidad, perfiles sísmicos verticales o registros sísmicos integrados que permitieron la generación del modelo de velocidades, el cual convirtió a profundidad los eventos sísmicos y horizontes de interés. Esta etapa se sintetiza en la figura 4.3.

### Fase III

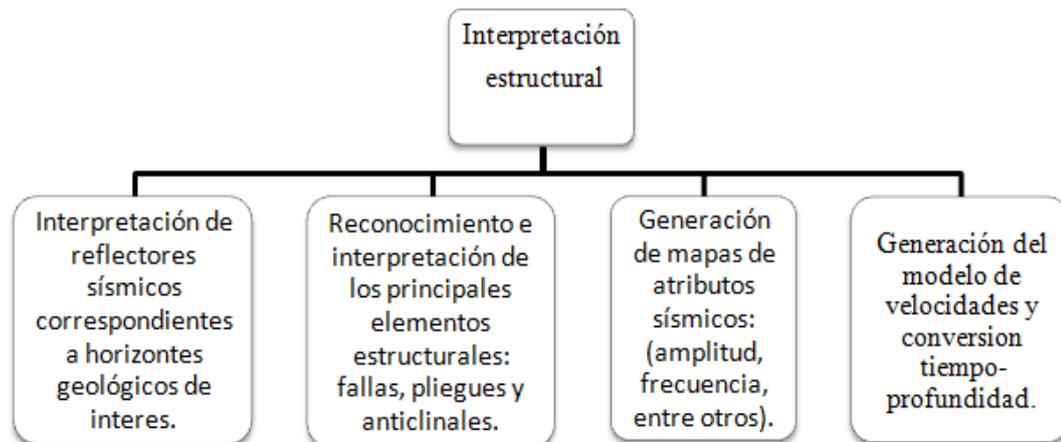


Figura 4.3. Interpretación estructural y a la generación del modelo de velocidades.

En esta última fase mostrada en la figura 4.4, a partir de la integración de la información sísmica 2D con toda la información sísmica 3D ubicada en el entorno del área, se realizó el modelo estructural, conclusiones y recomendaciones. El análisis en conjunto de los mapas en tiempo, profundidad y las secciones sísmicas

más importantes, permitieron determinar y caracterizar estructuralmente posibles zonas de entrapamiento de hidrocarburo.

#### Fase IV

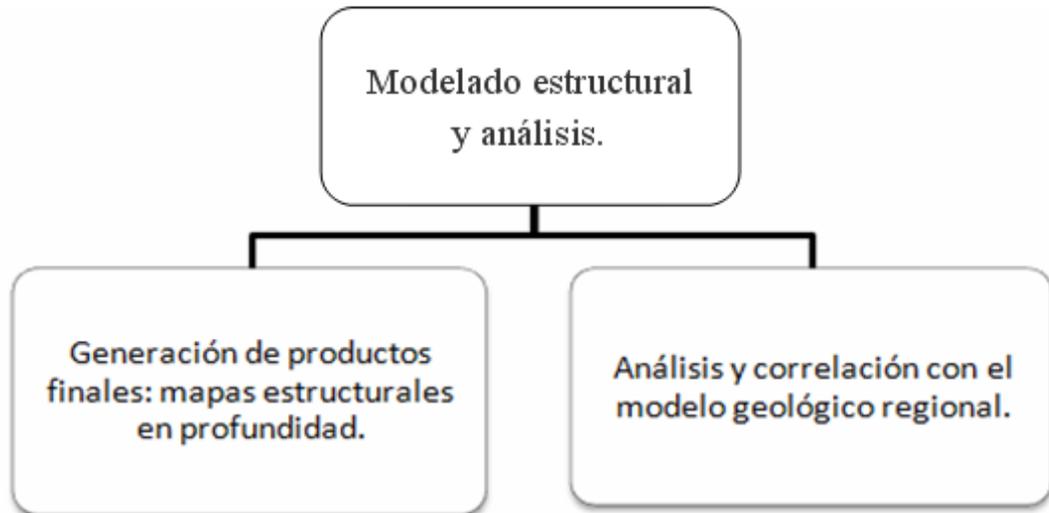


Figura 4.4. Análisis y conclusiones derivadas de los resultados de correlación y síntesis del modelo geológico local.

#### 4.1. Descripción y calidad del dato

Esta investigación contempla el estudio estructural del área Perijá-Urdaneta; en función de lo descrito anteriormente y debido a su ubicación se seleccionaron tres levantamientos sísmicos 3D: Boscán 2008 3D, Urdaneta 97 3D, Urdaneta 97 shell 3D y los levantamientos sísmicos 2D: PU-77-A 2D, PU-79-A1 y COL 82-83 2D. Estos últimos comprendían a bastante detalle el área e implican un total de 2270 km lineales de líneas sísmicas (figura 4.5).

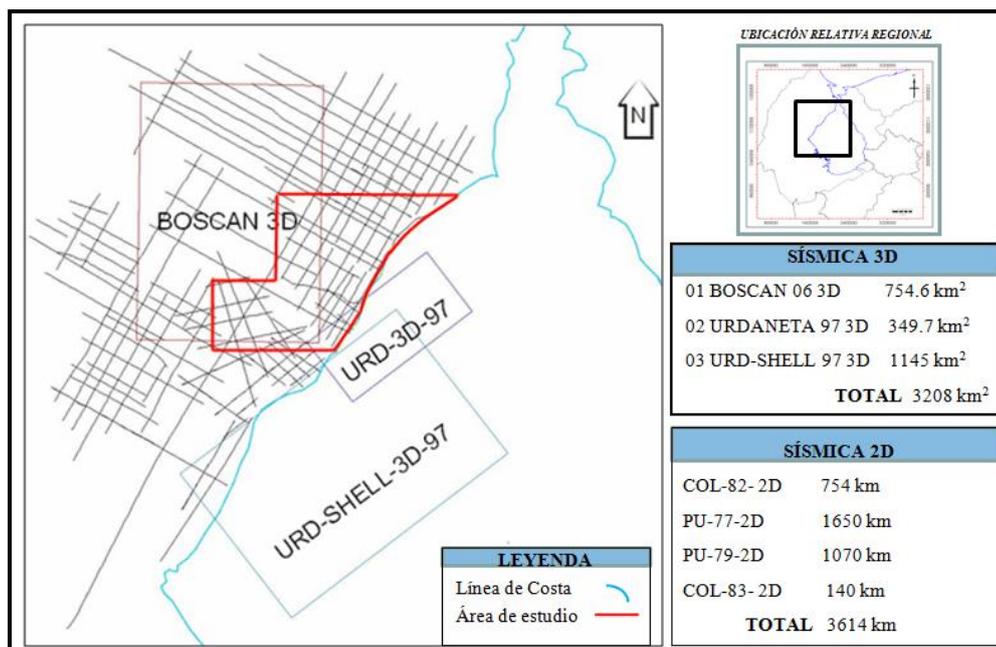


Figura 4.5. Proyectos sísmicos seleccionados para la interpretación estructural del área Perijá-Urdaneta.

#### 4.1.1. Parámetros de adquisición y procesamientos de los datos sísmicos 2D y 3D.

Se revisaron todos los parámetros de adquisición y procesamientos de todos los levantamientos sísmicos a ser utilizados con el fin de garantizar el contenido y propiedades de amplitud y frecuencia.

#### Datos 2D

El área de estudio se encuentra cubierta en su mayoría por levantamientos sísmicos 2D adquiridos entre los años 77 y 83 del siglo XX, dispuestos en mallado irregular.

La secuencia de procesamiento varía ligeramente según la línea y generalmente incluye estáticas residuales y migración después de procesada y almacenada, como por ejemplo las líneas PU-77-A y PU-79-A1, las cuales fueron reprocesadas usando DMO, que mejoró significativamente la visualización en las áreas estructuralmente complejas.

**Levantamiento sísmico 2D (PU-79A 2D).** Fue adquirido en las campañas sísmicas del año 1979 tomando como referencia el datúm La Canoa (UTM, HUSO-18) con una longitud total de 1070 km. lineales. El levantamiento abarcó la zona norte del área Perijá-Urdaneta, al sur de la ciudad de Maracaibo (figura 4.6).



Figura 4.6. Levantamiento sísmico 2D (PU-79A 2D )

### **Levantamiento sísmico PU 77 A 2D**

Este levantamiento sísmico pertenece a las campañas de adquisición del año 1977 a 1978, utilizó como fuentes de energía dos vibroseis en grabación de 1650 km lineales de sísmicas. El área del levantamiento ubicada al sur de la ciudad de Maracaibo esta bordeada por Villa del Rosario y Machiques al oeste y el Lago de Maracaibo al este (figura 4.7). Se verificó el sistema de coordenadas geográficas del levantamiento, siendo el datum Sur América Provisional 1956 (PSAD-56), La Canoa y la proyección cartográfica (UTM, HUSO-18) correspondiente a la zona del levantamiento

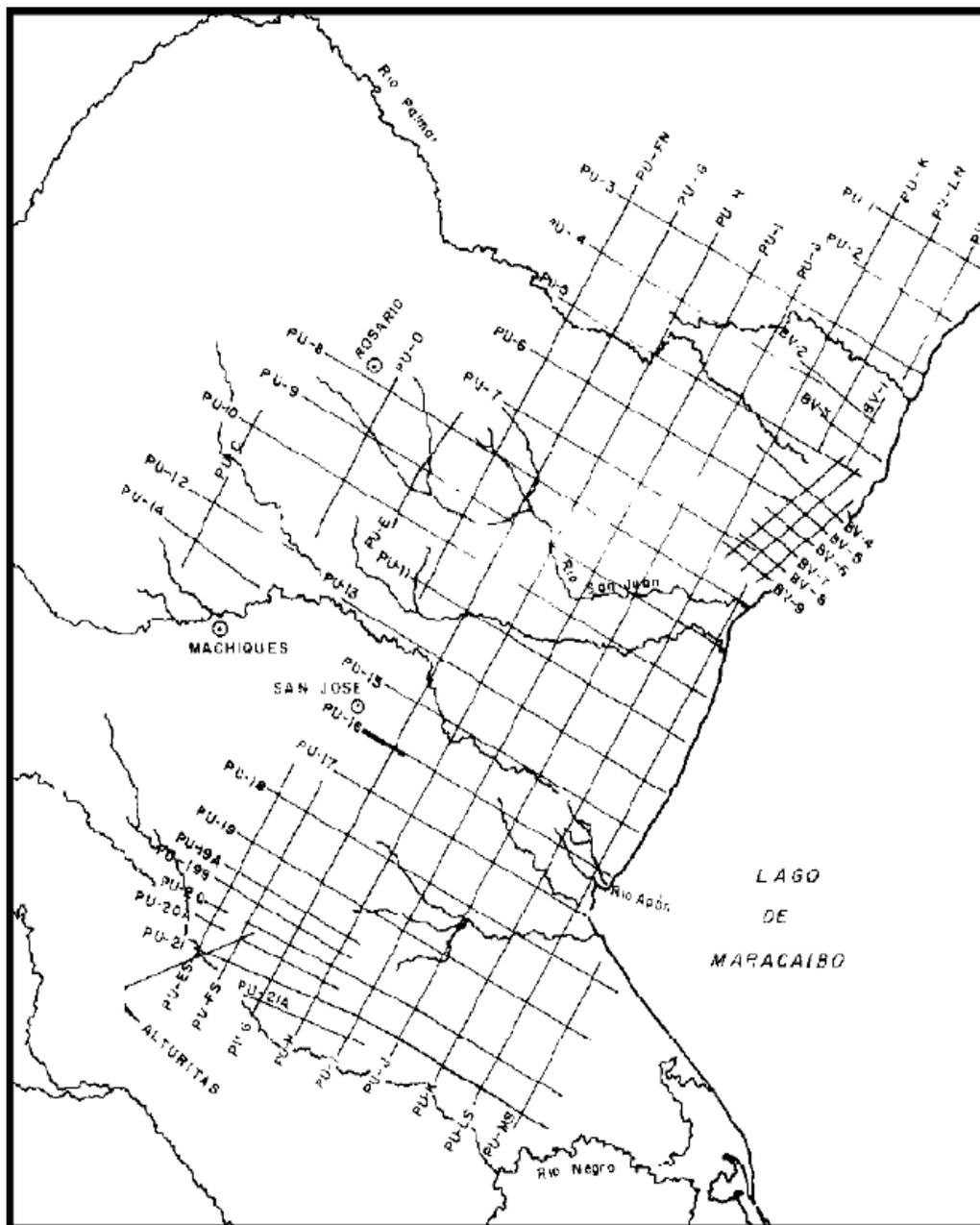


Figura 4.7. Levantamiento sísmico PU-77-A-2D

### Levantamiento sísmico COL-82-2D y COL-83-2D

El levantamiento consta de 1400 km de líneas sísmicas pertenecientes a las campañas de adquisición de los años 1982 y 1983. El programa utilizó sistemas de vibroseis para su adquisición, en el área del proyecto ubicada a 90 km al oeste de la ciudad de Maracaibo en los distritos Perijá y Urdaeta (figura 4.8).

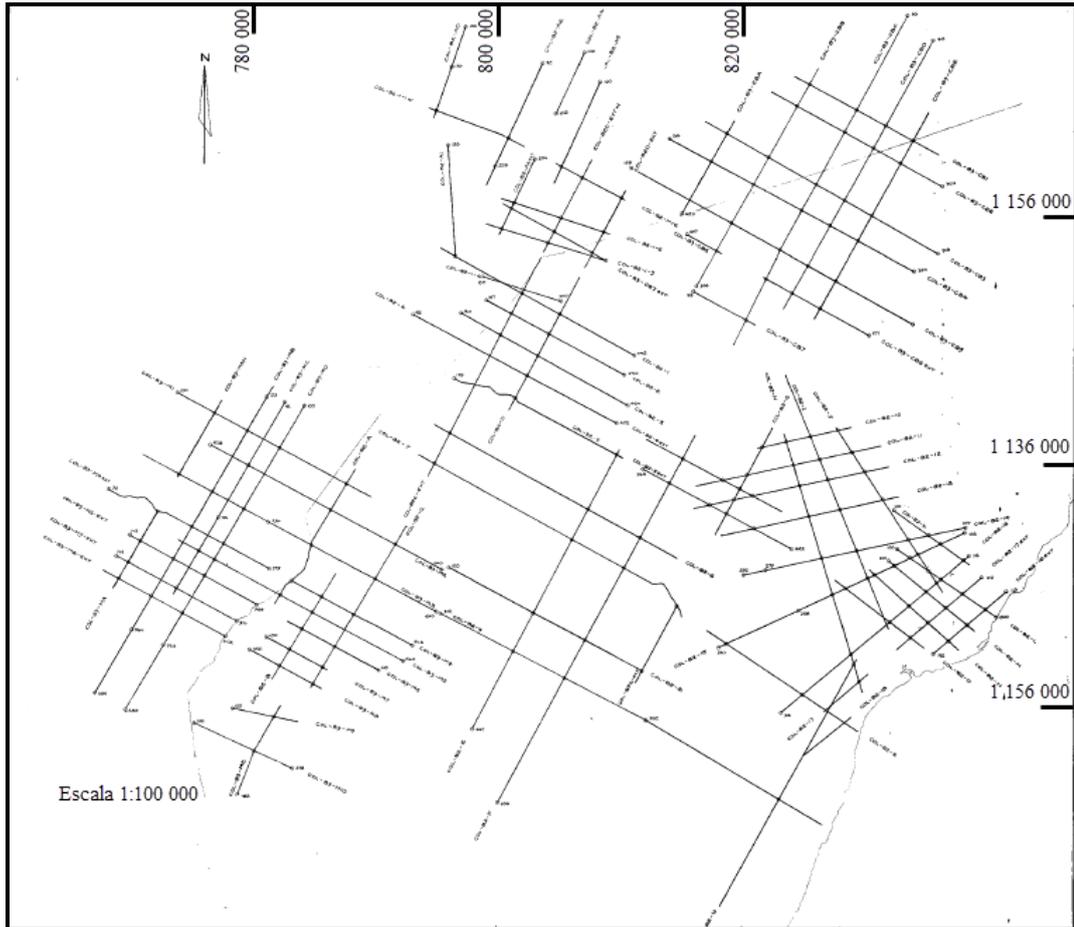


Figura 4.8. Levantamiento sísmico COL-82 y 83 2D.

### Datos sísmicos 3D

Para el desarrollo de esta investigación se utilizaron los siguientes levantamientos sísmicos 3D (figuras 4.9, 4.10 y 4.11), ubicados en los alrededores del área de estudio:

1. Merge Boscán 3D (Boscán Norte 3D 2000 y Boscán Sur 3D 2007)

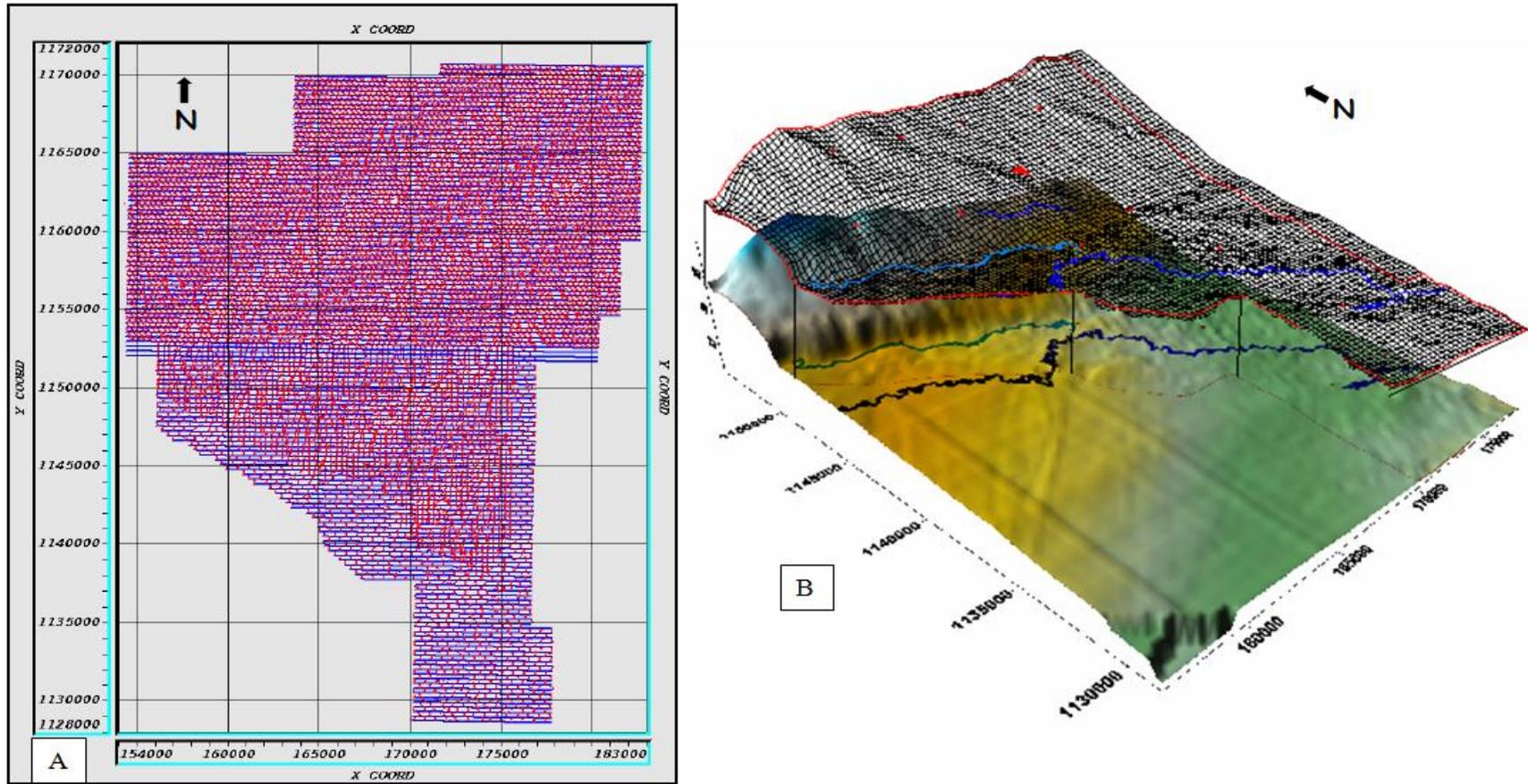


Figura 4.9. A) Campo Boscán 3D, merge 2008, distribución de los puntos fuentes “rojo” y puntos receptores “azul”. B) Mapa de topográfico del levantamiento Boscán Sur 3D 2007 (modificado de Westerngeco, 2009).

2. Urdaneta 3D 1997 (URD-3D-97)

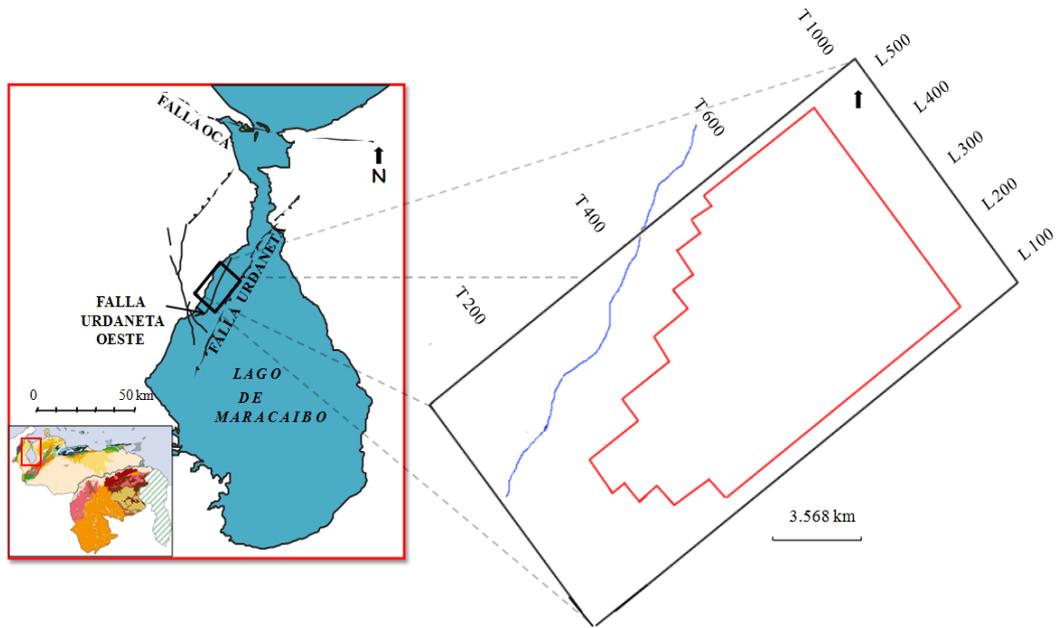


Figura 4.10. Levantamiento sísmico Urdaneta 97 3D.

3. Urdaneta-Shell 3D 19

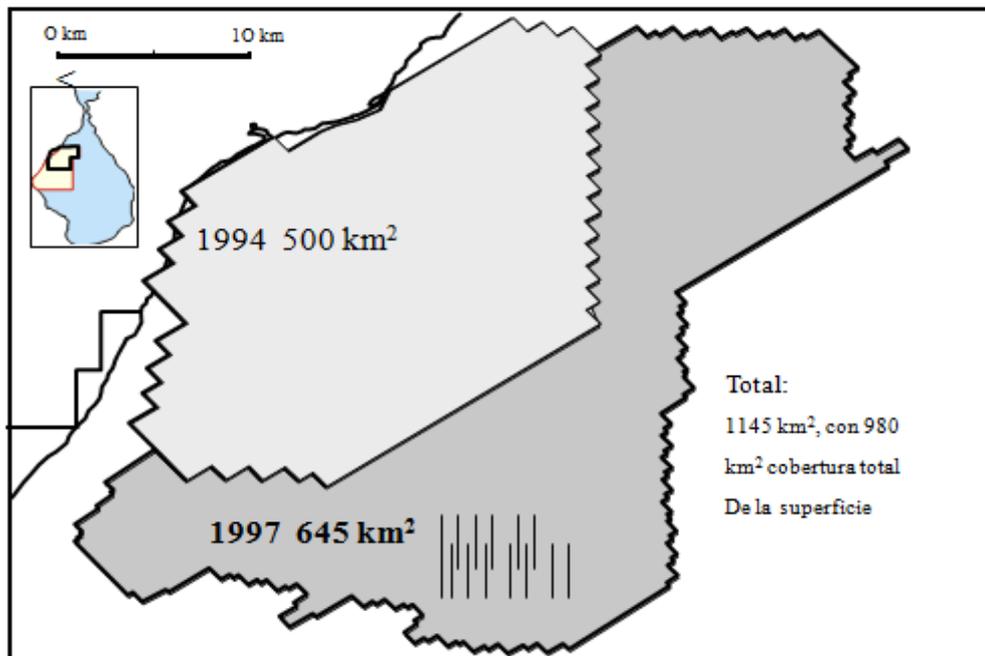


Figura 4.11. Levantamiento sísmico Urdaneta-Shell 3D 19 (modificado de Petroregional del Lago).

A continuación se presenta la tabla 4.1 que esquematiza la información de adquisición más importante para los levantamientos sísmicos 3D.

Tabla 4.1. Parámetros de adquisición por levantamiento sísmico 3D.

Levantamiento	Área (km <sup>2</sup> )	Ventana de tiempo (s)	Objetivo (s)	Tipo de fuente	Distancia Entre líneas receptoras (m)	Distancia entre líneas de disparo (m)	Tamaño del Bin (m)
Boscán Norte 3D 2000	404.9	[0-5]	1.5 y 3.5	Explosivos y vibradores	300	Vibradores: 300; dinamita 300.	25×37.5
Boscán Sur 3D 2007	349.7	[0-5]	1.5 y 3.5	Explosivos y vibradores	300	Vibradores: 480; dinamita 300.	35×27.5
Urdaneta 3D 1997	85	[0-6]	1.8 y 3.5	Cañón de aire	600	300	25×12.5
Urdaneta Shell 3D 19	1145	[0.5-4.5]	3.5	Cañón de aire	600	400	25×15

#### 4.1.2. Verificación de los checkshot

En procura de validar cada uno de los tiros de verificación disponibles en cada uno de los pozos, se procedió a la construcción de las curvas tiempo-profundidad y a su posterior análisis en busca de zonas con comportamientos anómalos como inversiones de velocidades. En general el comportamiento de las velocidades asociadas a los tiros de verificación fue bastante homogéneo.

#### 4.1.3. Normalización y filtrado de registros de pozo

Previo al proceso de calibración fue necesario la búsqueda, acondicionamiento y validación de los registros de pozo. Se mapearon todos los pozos ubicados dentro

del área y se verificaron cuales poseían registros sísmico, densidad, constatando los topes geológicos interpretados por los estratígrafos. Otro parámetro para la selección de los pozos fue la verificación de que en profundidad llegaran hasta los horizontes de interés en el Cretácico.

Se procedió a la búsqueda de la data no procesada de los registros de pozo en formato LIS los cuales fueron llevados a formato LAST, para posteriormente proceder a la normalización y filtrado de los registros sísmicos, densidad, gamma-ray, resistividad y caliper de la manera siguiente:

- 1.3.1 Inspección y visualización de curvas en busca de posibles anomalías.
- 1.3.2 Control de los registro densidad y sísmico a partir del registro caliper en busca de comportamientos anómalos en zonas de revoques o derrumbes.
- 1.3.3 El registro sísmico deformado por zonas de revoques o derrumbes fue sustituido por sectores correspondientes del sísmico sintético derivado del uso de la Ecuación de Faust calibrada para el área a partir de la información del registro de resistividad, generando una curva híbrida.
- 1.3.4 Normalización, y comparación con perfiles vecinos. La normalización implicó llevar todos los valores a una escala común además se verificaron todos los empalmes, los valores de inicio y final para cada registro.

#### **4.1.4. Topes estratigráficos**

Los topes de cada pozo fueron asignados por los estratígrafos del proyecto en función del análisis de los registros gamma-ray y de resistividad. Se seleccionaron los topes formacionales más importantes a nivel regional y de objetivo: Formación Misoa, Formación Colón, Miembro Socuy, Formación Lisure y Apón.

#### **4.2. Resolución sísmica vertical**

Se determinó la resolución sísmica vertical a nivel de los horizontes de interés, mediante el uso de la ecuación 3.4. Los valores de frecuencia dominantes se

tomaron del análisis de los espectros de frecuencia correspondientes a cada nivel y se determinaron las frecuencias dominantes utilizadas en el cálculo (figura 4.12).

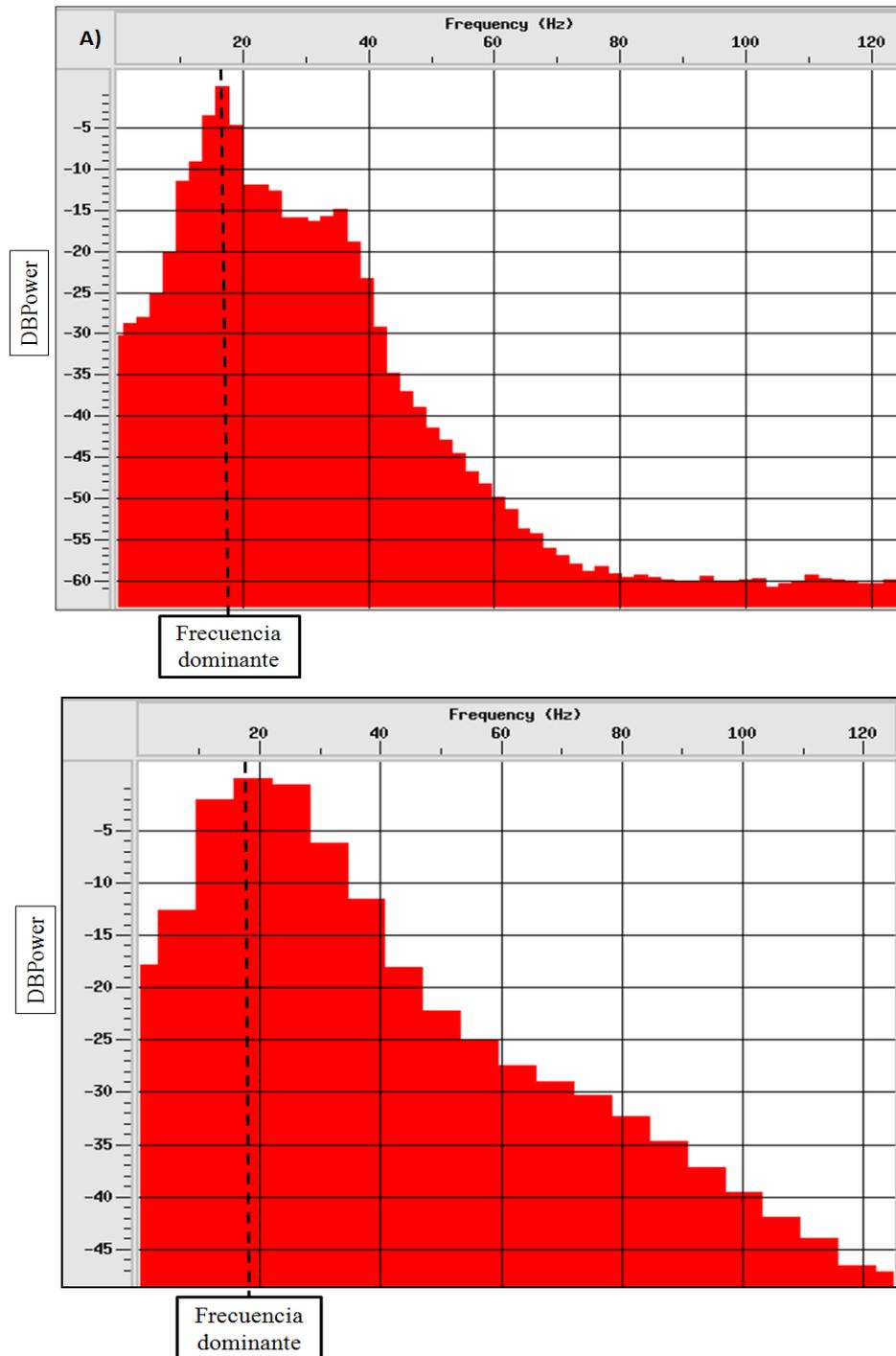


Figura 4.12. Espectros de frecuencias obtenidos mediante el uso del programa Poststack PAL™ de Openwork. A) espectro de frecuencia grupo Cogollo. B) espectro de frecuencias instantánea Formación Colón.

Las velocidades se determinaron a partir del promedio de lentitudes provenientes de los registros sísmicos correspondientes a cada uno de los pozos a nivel del intervalo de interés. En la tabla 4.2 se presentan los valores de resolución sísmica vertical calculada para los horizontes Colón, Socuy y Apón.

Tabla 4.2. Datos utilizados en el cálculo de la resolución sísmica vertical

Horizonte	Amplitud dominante	Velocidad promedio	Resolución vertical ( $\lambda/4$ )
Colón	20 Hz	12033.97 ft/s	150.42 ft
Socuy	18 Hz	13260.53 ft/s	184.17 ft
Apón	18 Hz	14375-04 ft/s	199.06 ft

### 4.3. Calibración sísmica pozo

Resulta de gran importancia al momento de la generación del modelo de velocidades contar con una calibración de la sísmica confiable. En el proceso de acondicionamiento de la información de pozo se seleccionaron siete pozos los cuales son mostrados en la figura 4.13.

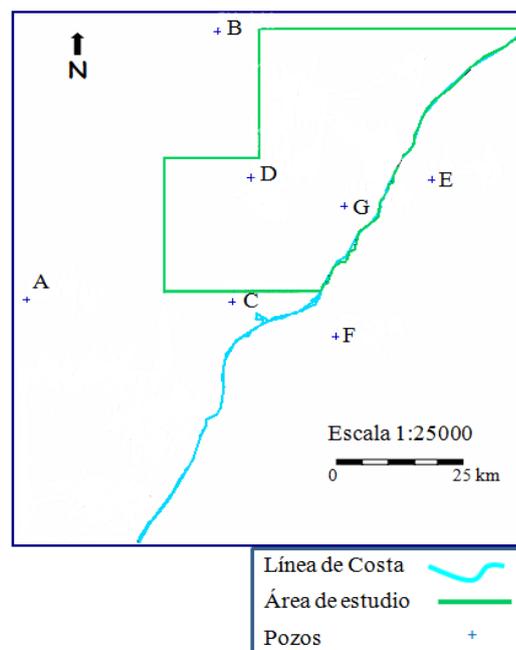


Figura 4.13. Mapa de ubicación de pozos con información de velocidades.

Para el control de calidad de los Checkshot se construyeron todas las graficas de estos, con el fin de corroborar un comportamiento concordante. Los pares profundidad-tiempo de viaje fueron obtenidos a partir de una calibración digital del sismograma sintético con la sísmica. El programa utilizado en este proceso fue Syntol aplicación de Openwork.

A partir de la construcción de sismogramas sintéticos (figura 4.15) se pudieron identificar reflectores sísmicos de interés geológico para el estudio que se relacionaron con la información litoestratigráficas en profundidad proveniente de los registros de pozos (figura 4.14).

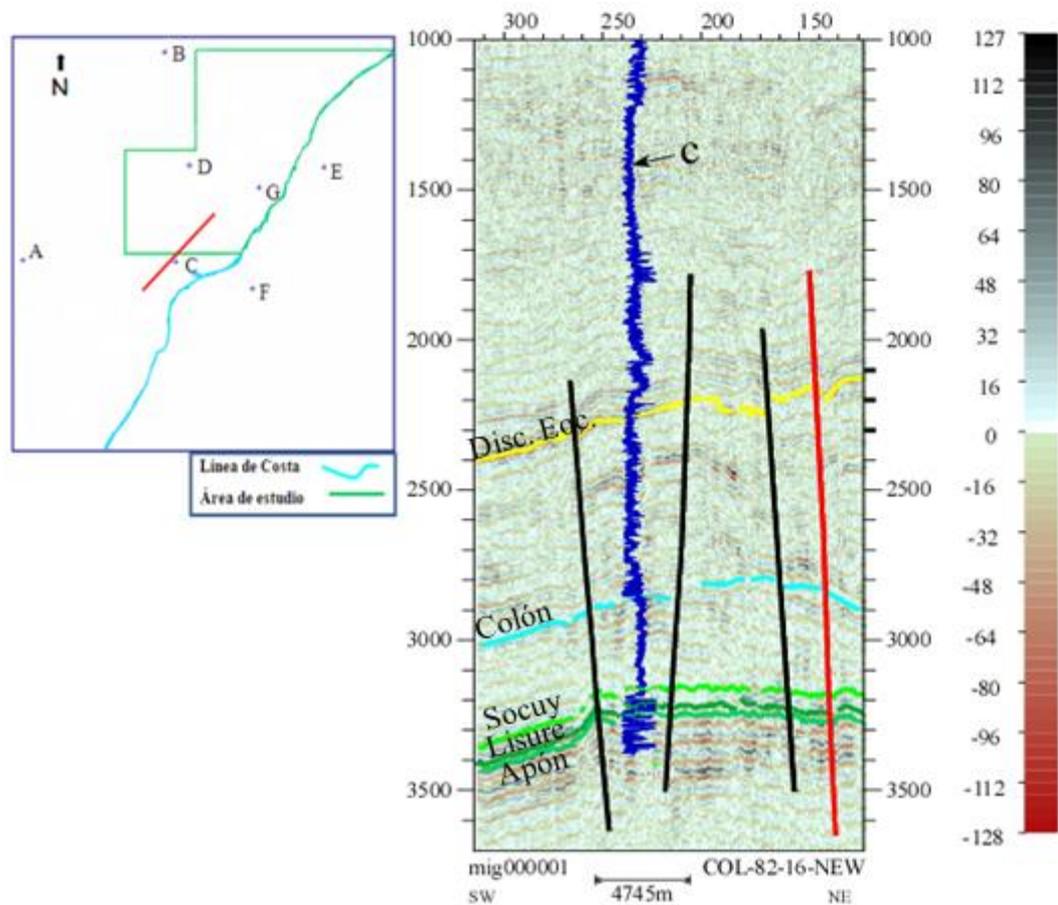


Figura 4.14. Calibración sísmica-pozo. Se muestra el registro gamma-ray del Pozo C acoplado con los horizontes interpretados.

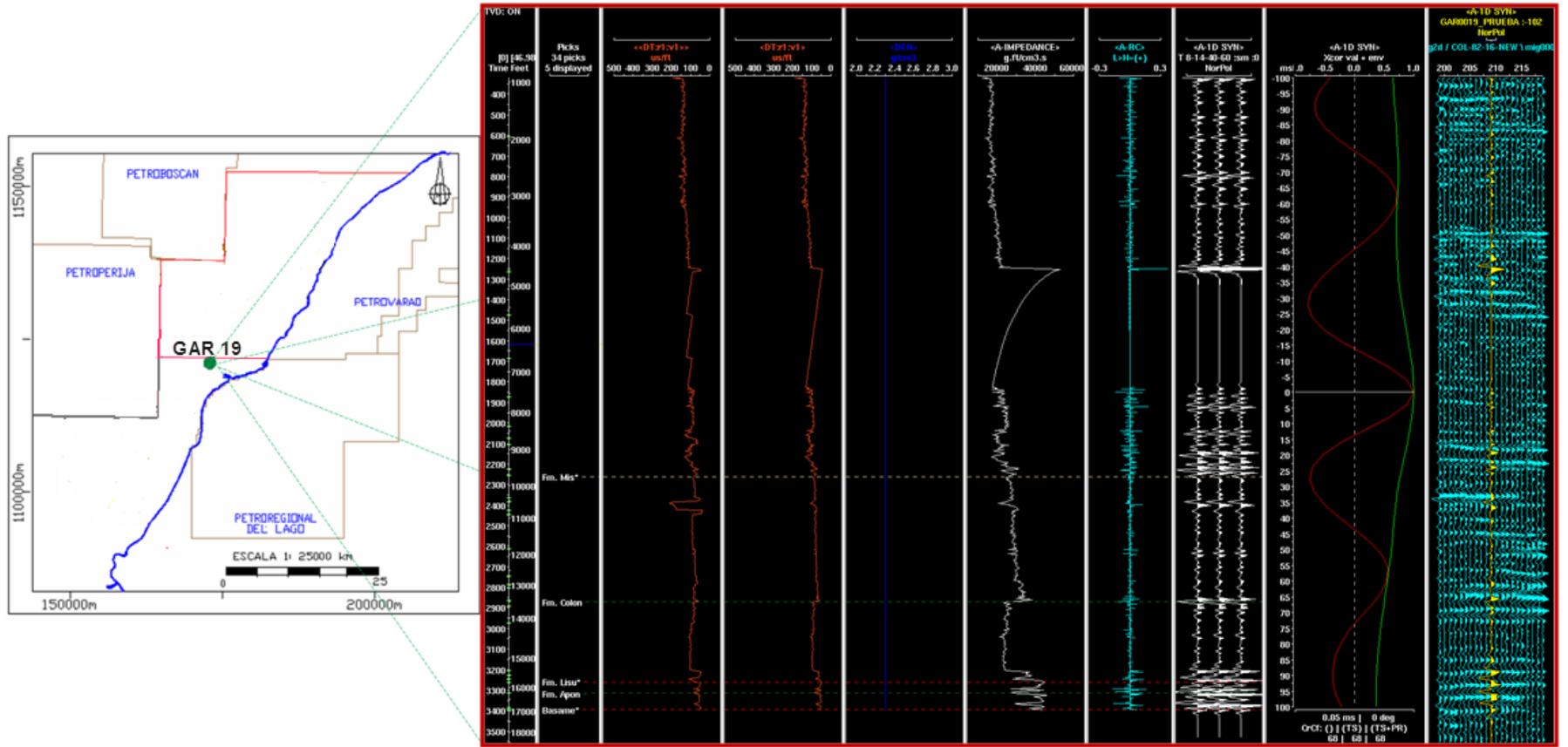


Figura 4.15. Calibración de la sísmica-pozo Gar-19, sismograma sintético (tomado de Syntol, Openwork).

#### **4.4. Interpretación estructural**

La interpretación estructural se realizó en dos fases a escalas distintas, en una primera fase se identificaron e interpretaron las principales estructuras de rasgos observables a escala regional. Posteriormente se realizó la interpretación a nivel más local. Este análisis se fundamentó en la interpretación de perfiles sísmicos de reflexión con orientaciones de N40E y N50W manteniendo un seguimiento de los reflectores y fallas. La longitud de los perfiles sísmicos 2D era bastante variable con intervalos verticales de información desde 0 hasta 4.5 s.

Los principales rasgos estructurales se identificaron a través de la interpretación de tres levantamientos sísmicos: Boscán 3D, Urdaneta 3D y Urdaneta Shell 3D. Esto permitió la identificación de las principales características estructurales y la interpretación de las fallas Boscán y Urdaneta que delimitan estructuralmente el área.

Cinco superficies estructurales fueron interpretadas a partir de su respuesta sísmica e identificación en el proceso de calibración sísmica: Discordancia Eoceno-Mioceno (SB.15), Formación Colon, Miembro Socuy, Formación Lisure y Formación Apón.

Después de la interpretación a nivel regional se estudiaron estructuralmente a detalle las trampas estructurales y posibles oportunidades.

##### **4.4.1. Interpretación de horizontes**

La selección de los horizontes a interpretar se realizó en función de su continuidad sísmica y de su importancia geológica para el estudio. La interpretación se llevó a cabo con la ayuda de los topes litoestratigráficos interpretados en los pozos, utilizando el método del mallado en los levantamientos sísmicos 3D a intervalos de 20 líneas, tanto en dirección inline como en dirección crossline (figura 4.16), para posteriormente generar las superficies utilizando la herramienta ZAP de

Seiswork aplicación de Openwork. Se corroboró el comportamiento de estas superficies desplegándolas en las ventanas de interpretación y verificando la buena concordancia con la respuesta del reflector seleccionado.

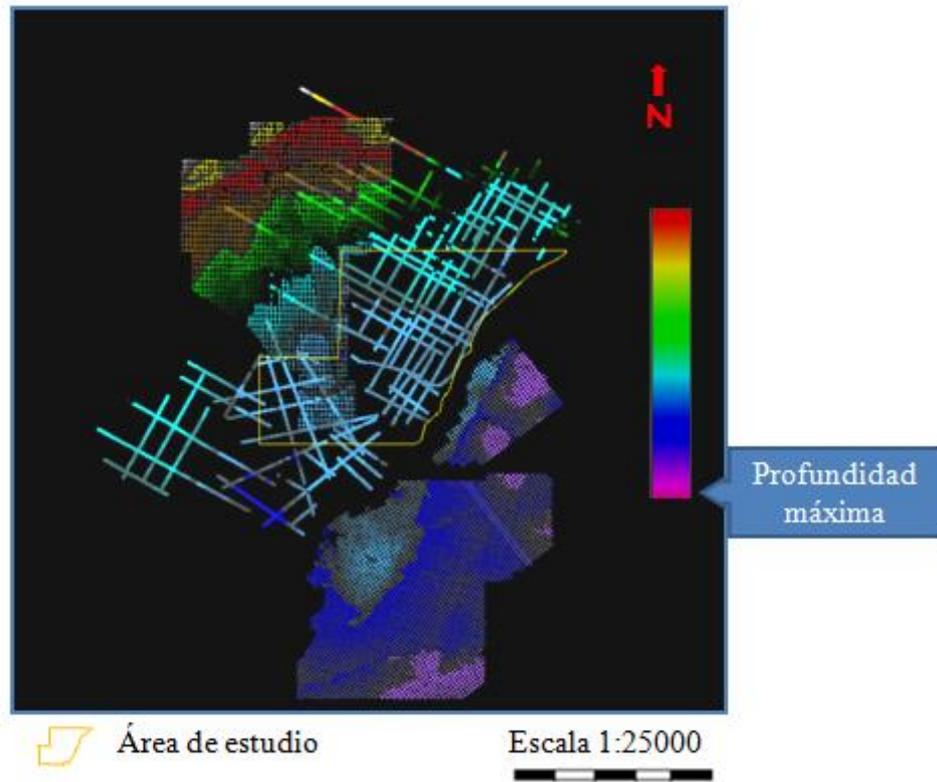


Figura 4.16. Vista en planta del mallado de interpretación del horizonte Apón.

A nivel de los levantamientos sísmicos 2D la interpretación estructural se realizó línea a línea para cada uno de los reflectores, verificando la buena concordancia del horizonte en cada una de las intersecciones o proyecciones del horizonte interpretado en otras líneas sísmicas 2D y cubos sísmicos 3D (figura 4.17).

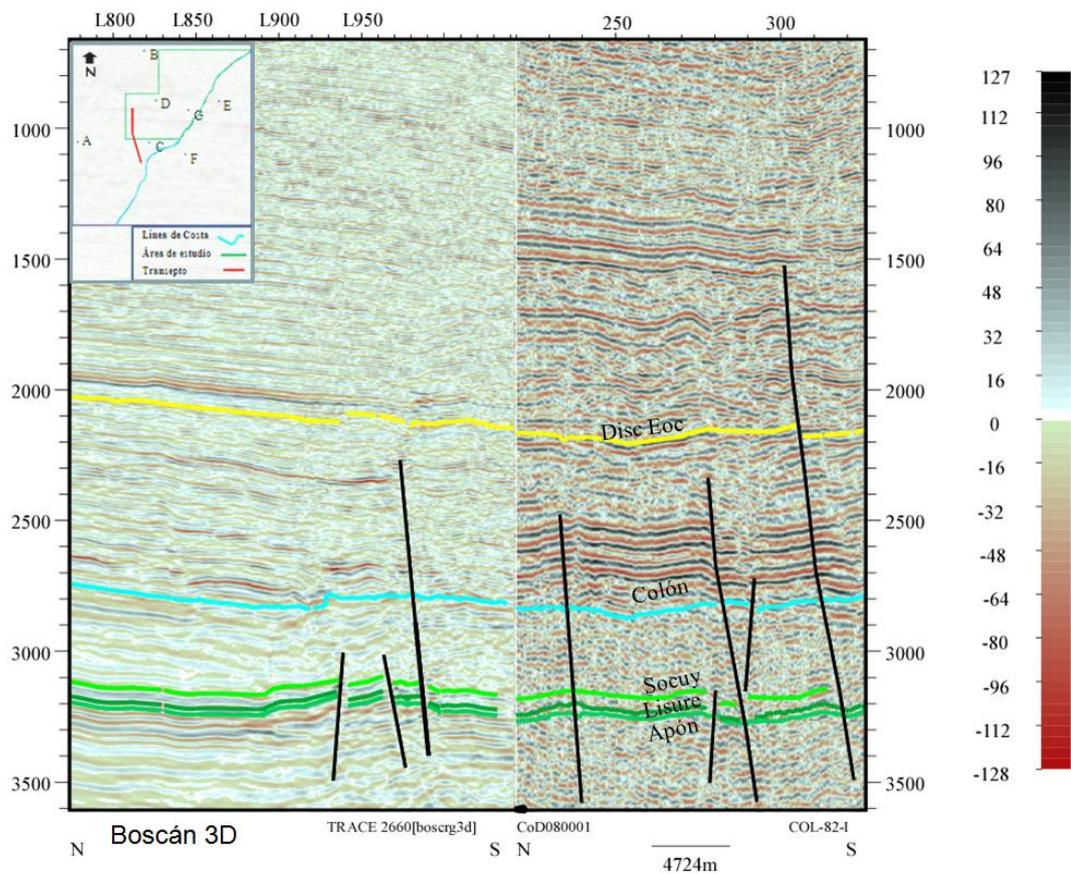


Figura 4.17. Transepto sísmico arbitrario donde se visualiza los horizontes interpretados y el empalme de la interpretación entre el levantamiento sísmico Boscán3D y la línea sísmica 2D COL-82-I.

Una vez realizado la etapa anterior se generaron las superficies en tiempo para cada uno de los horizontes. A continuación se presenta la tabla resumen de los horizontes interpretados (tabla 4.3).

Tabla 4.3. Polaridad Sísmica y rango de ubicación en tiempo de los horizontes sísmicos interpretados.

<b>Horizonte</b>	<b>Polaridad</b>	<b>Rango (tiempo ms)</b>
Discordancia del Eoceno	mínimo	369.00 - 2916.00
Formación Colón	máximo	406.47 - 3528.00
Miembro Socuy	mínimo	759.69 - 3967.60
Formación Lisure	mínimo	1844.00 - 3928.00
Formación Apón	máximo	1176.00 - 3928.00

#### **4.4.2. Interpretación de fallas**

A nivel conceptual una forma de terminación repentina de un reflector, ocurre por lo general en el encuentro con planos de fallas (Salas, 1990). El procedimiento de interpretación utilizado para la análisis de fallas fue el estándar y se realizó tanto en digital como en papel. El programa Seiswork de Openwork se utilizó en el despliegue de cortes verticales como horizontales en tiempo, brindando diferentes marcos visuales y mayor información estructural para el caso de la información sísmica 3D. El seguimiento a las intersecciones de las fallas con los horizontes interpretados en tiempo y la observación de su disposición tridimensional con la ayuda de la aplicación de Openworks, Geopro 4 sirvió como control de calidad y facilitó el proceso de interpretación.

Los parámetros utilizados en la interpretación de estructuras fueron: cambios bruscos de amplitudes sísmicas, truncamientos, cambio de buzamiento, pérdida de la continuidad y presencia de deformación en los reflectores (figura 4.18).

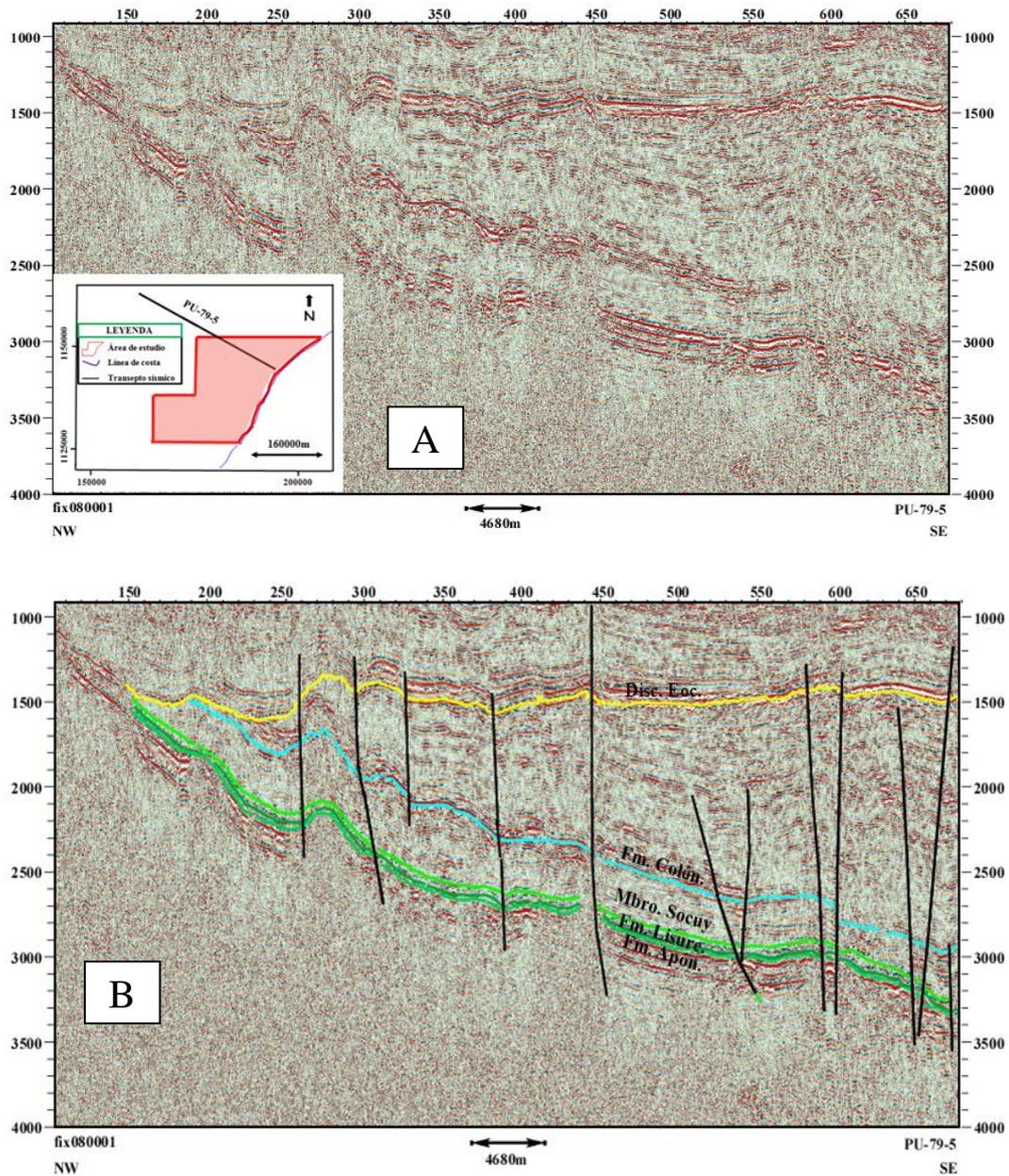


Figura 4.18. Perfil sísmico se dirección NW-SE, PU-79-5. A) perfil sin interpretar, B) perfil interpretado.

Adicionalmente el cálculo de atributos sísmicos a nivel de los intervalos interés, los cuales fueron utilizados como herramienta de ayuda para la interpretación de estructuras. En la aplicación de atributos al proyecto se utilizó los programas Seiswork y Geopro4 de OpenWork; el primero permitió la extracción de amplitudes y el segundo la generación de volúmenes de coherencia para los levantamientos sísmicos Boscán 3D y Urdaneta 3D. Cubos de atributos de semblanza se generaron a una tasa de muestreo de 70 Hz (figura 4.19), con la

finalidad de determinar rasgos estructurales y tectónicos. Los resultados obtenidos sirvieron de guía en la interpretación de las principales estructuras del área.

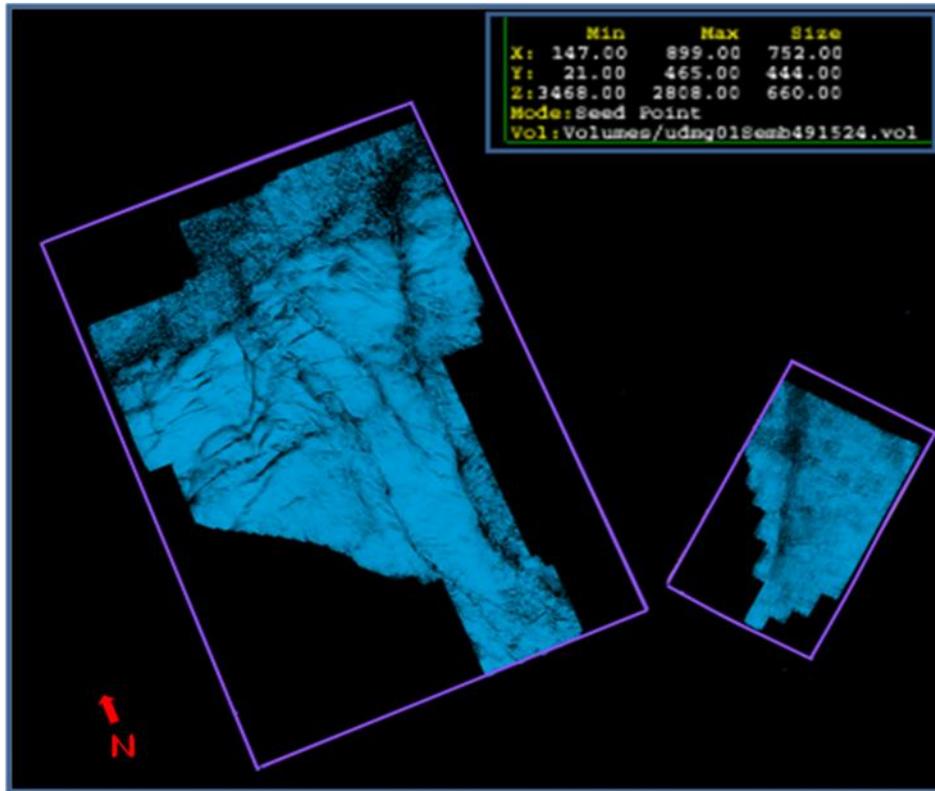


Figura 4.19. Cortes en tiempo a 2800 ms de cubos de semblanza generados para los levantamientos sísmicos Boscán 3D y Urdaneta 97 3D. Los mapas de semblanza se utilizaron en la interpretación de fallas.

#### 4.5. Generación del modelo de velocidades y conversión tiempo-profundidad

El análisis de los mapas estructurales se realizaría en profundidad por lo que fue necesaria la realización de un modelo de velocidades certero y confiable para el área. Para la construcción de este modelo se utilizó del programa Gocad9 de Paradigm<sup>TM</sup> que ofrece la ventaja de ser más susceptible a cambios abruptos de buzamiento y altos estructurales, ofreciendo modelos de velocidades más ajustado a zonas geológicamente complejas.

Se importó desde Seiswork, en formato ASCII toda la información requerida para la generación del modelo de velocidades: horizontes en tiempo y curvas tiempo-

profundidad calibradas con la información sísmica e información de topes litoestratigráficos. Se utilizaron valores de tiempo constantes como datos de entrada para generar los límites inferior y superior del modelo de velocidades.

Las velocidades provenientes de la información de las curvas tiempo-profundidad fueron convertidas a velocidades promedios. Previo al proceso de interpolación tridimensional de la velocidad es requerido por el programa la generación de un grid uniforme y de dimensiones regulares denominado Voxet, en el cual la propiedad es ubicada en el centro geométrico de cada una de las celdas (figura 4.20).

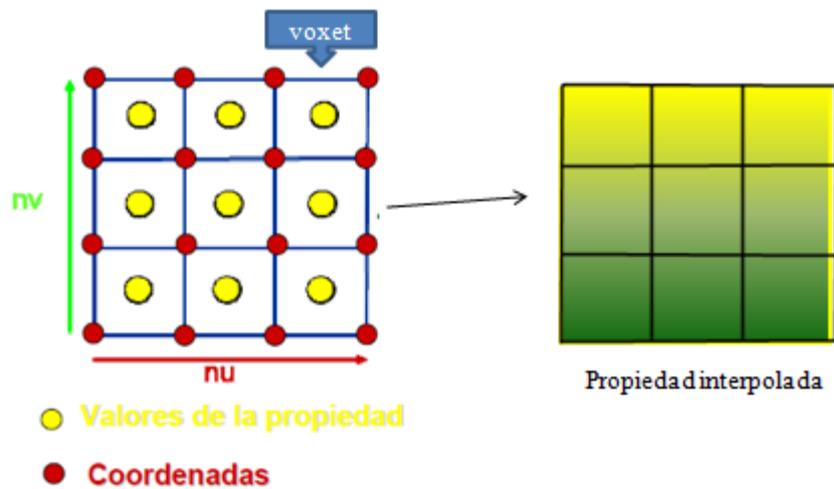


Figura 4.20. Topología de un voxel;  $nv$  y  $nu$  representan las dimensiones horizontales de la celda y determinan la resolución horizontal del modelo (modificado de Bahr, 2009).

El parámetro  $nw$  determinara la dimensión de la celda en su eje vertical. Este parámetro determina la resolución vertical del modelo y por lo tanto debe estar relacionado con la resolución vertical de la sísmica. Posterior a esto, se realizó la transferencia y asociación de las velocidades al voxel para proceder al proceso de interpolación. El resultado (figura 4.21) fue analizado y corroborado a modo de determinar si era coherente con la geología estructural del área, para esto, los marcadores en profundidad se utilizaron como correctores de verificación utilizando como parámetro la correspondencia con las superficies en profundidad.

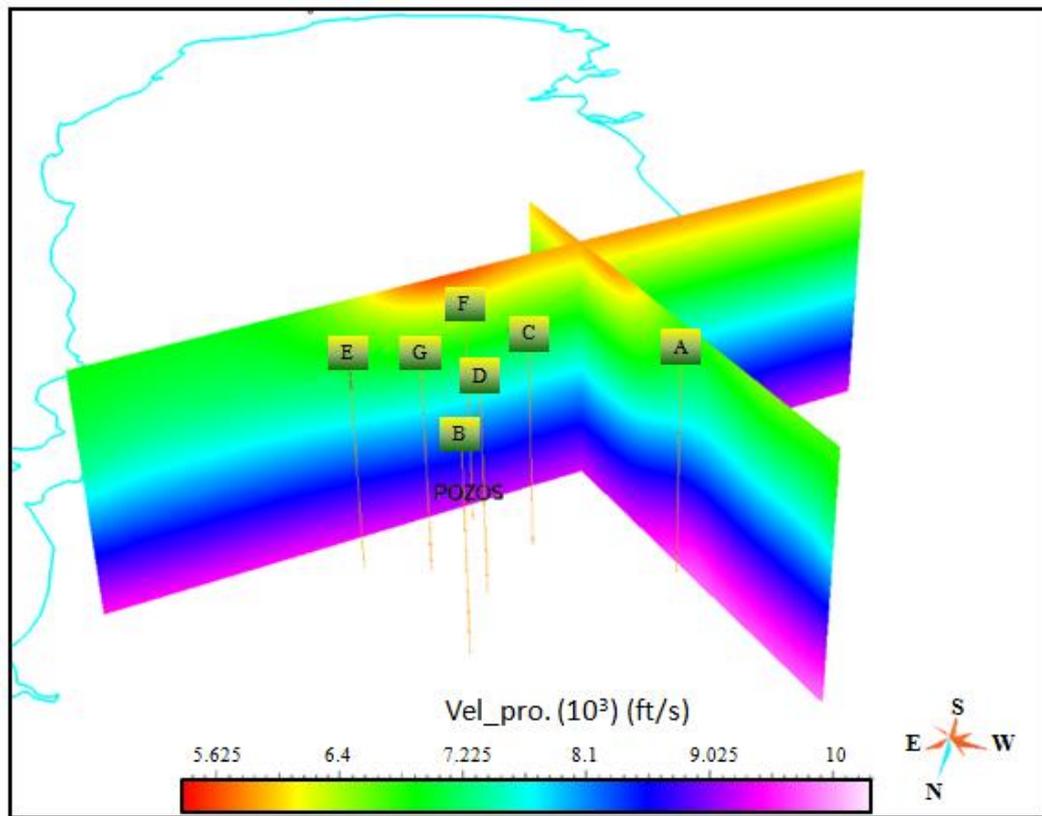


Figura 4.21. Modelo de velocidades.

Se verificó el proceso de conversión tiempo profundidad, corroborando una correcta correlación entre los eventos sísmicos en tiempo y su expresión en profundidad a través de la comparación de transectos sísmicos en ambos dominios (figura 4.22)

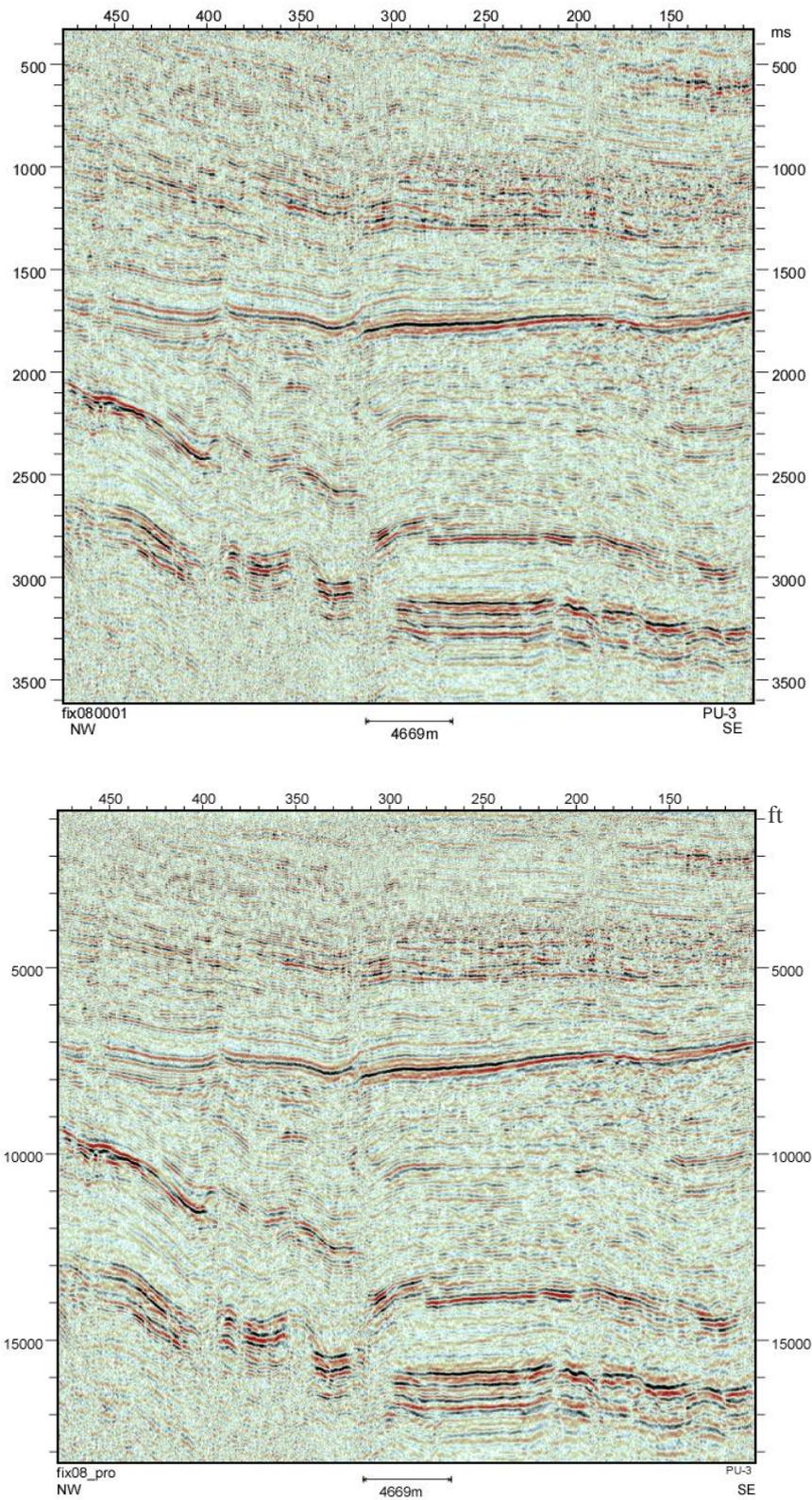


Figura 4.22. Comparación de la línea sísmica PU-3 en tiempo y en profundidad

#### **4.6. Mapas en profundidad**

Los mapas estructurales se generaron utilizando la herramienta Zmap-plus de Openwork, el contorneo de las líneas isopacas se realizó a intervalos de 200 ft y el proceso de interpolación se controló utilizando la información de topes estratigráficos correspondientes a cada uno de los horizontes.

El análisis de mapas estructurales tomo como criterio la actividad de las estructuras durante el periodo de sedimentación (Peña *et all.*, 2000). En los mapas estructurales se compararon los espesores de las formaciones en anticlinales a ambos lados de una falla. Si la diferencia de espesores existe y es positiva se puede interpretar como una falla sinsedimentaria o una cuña sedimentaria, denominándose *hanginwall* cuando el aumento es considerable y *footwall* cuando el aumento de espesores es pequeño. En caso que la diferencia de espesores sea negativa se puede interpretar una falla inversa y procesos de erosión. La conservación del espesor indica actividad de la estructura para ese periodo de tiempo.

Otra método para la interpretación de variación de espesores formacionales a ambos lados de una falla puede realizarse utilizando información de pozos, para esto se toma un pozo como marco de referencia y se comparan los cambios presentes en la secuencia y se construye una línea de tendencia; una pendiente positiva es indicativa de crecimiento para este intervalo, de ser negativa es indicio de crecimiento del otro lado de la falla.

#### **4.7. Modelo estructural 3D**

El modelado 3D se realizó utilizando el programa Petrel en su versión del año 2011. Se importó desde Seiswork toda la información correspondiente en formato ASCII: información de pozo, información topográfica, levantamientos sísmicos, horizontes y fallas en profundidad. El modelaje del volumen geológico se realiza

a partir de la construcción de un mallado tridimensional que genera el programa con información estructural de fallas.

El modelaje 3D siguió la siguiente secuencia de trabajo:

1. Generación de las superficies en profundidad para cada uno de los horizontes
2. Generación y modelaje de los planos de fallas generados a partir de los segmentos de fallas interpretados. El programa trabaja con pilares, que a su vez se componen de puntos de forma o “shape points”. La modificación de los planos de falla se realizó siguiendo los patrones estructurales identificados, respetando buzamiento, tendencia y salto de la estructura en cada uno de los horizontes.
3. Unión a través de pilares comunes de pares de fallas con intersección
4. Aplicación de tendencias estructurales y trenes de falla con la finalidad de definir patrones de guía que ayudan al programa al momento del cálculo del grid.
5. Generación del “Pillar gridding” o malla tridimensional que genera Petrel (figura 4.23) tomando como nodos los shape points de cada uno de los pilares a nivel de base, zona media y tope.
6. Generación de Horizontes con ayuda de topes estratigráficos.
7. Visualización tridimensional y mapeo.

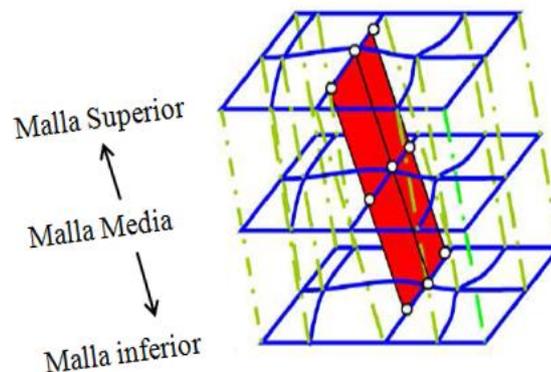


Figura 4.23. Esquema que muestra la configuración tridimensional de la constitución del Pillar Gridding: plano de falla (rojo), mallado superior, medio e inferior (azul), nodos en blanco.

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS

#### 5.1. Modelo de velocidades

Las figuras 5.1 y 5.2, muestra una vista tridimensional del modelo de velocidades generado. Se observa una tendencia al aumento de las velocidades con la profundidad, donde varían desde 5600 ft/s hasta 10000 ft/s aproximadamente. Los menores valores de velocidad se presentan a niveles someros de la zona suroeste del área abarcada, derivada de la ausencia de información de velocidades. La ausencia de capas de bajas velocidades hacia el noroeste del modelo deriva del acuñaamiento de la cobertura sedimentaria Eocena de la cuenca en esta dirección, afirmado por Escalona en 2003, y una disposición espacial más somera de las formaciones cretácicas de mayor velocidad.

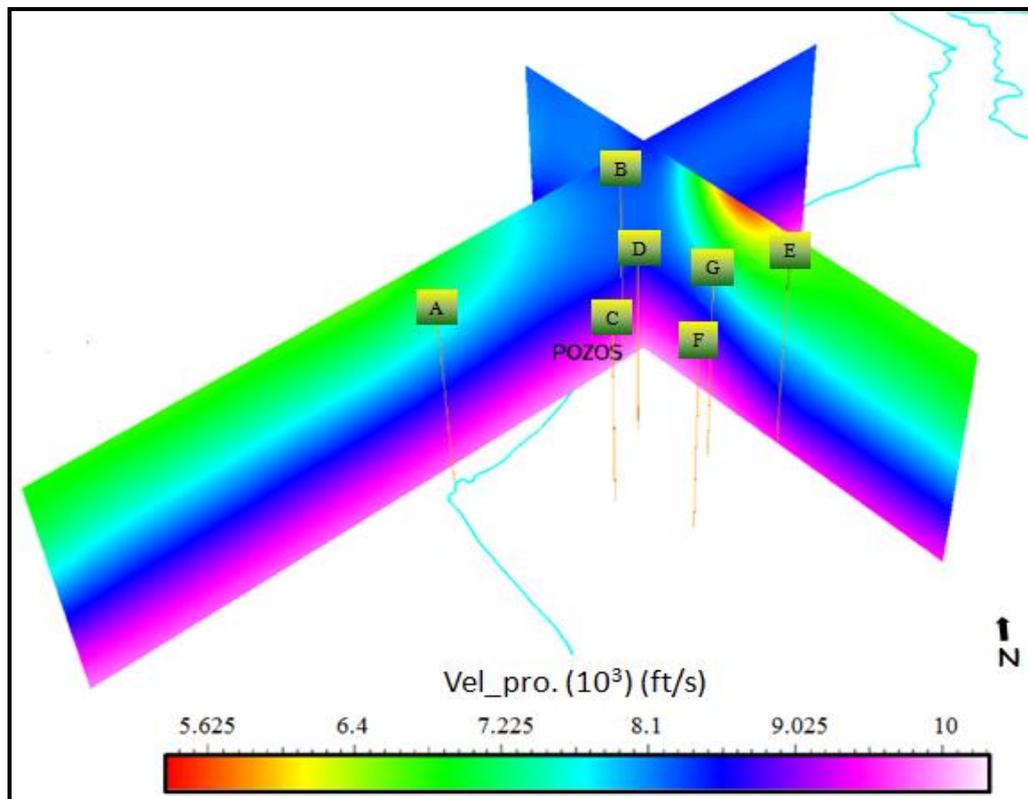


Figura 5.1. Vista tridimensional N-S de dos perfiles verticales del modelo de velocidades.

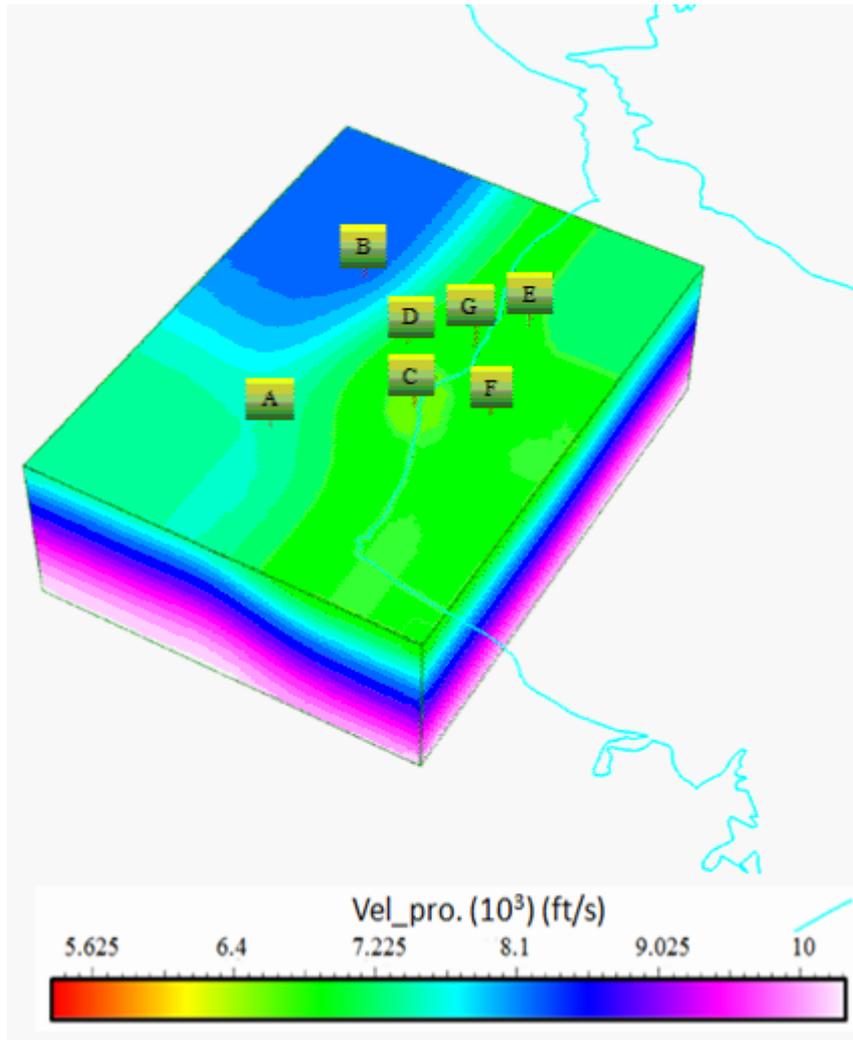


Figura 5.2. Vista tridimensional S-N del Modelo de velocidades.

## 5.2. Estructuras del área

Las estructuras interpretadas a partir de la sísmica en tiempo y luego corroboradas con la ayuda de los cubos de coherencia y semblanza se clasificaron en cuatro familias de fallas (figura 5.3), asociadas a las estructuras de deformación principales Boscán y Urdaneta Oeste:

FN1: Fallas normales de dirección NNW-SSE

FN2: Fallas normales de dirección NNE-SSO

FI1: Fallas inversas de dirección NNE-SSO

FI2: Fallas inversas de dirección NNW-SSE

### 5.2.1. Zona de la Falla Boscán

Esta falla se interpretó como una estructura normal de salto variable de mas de 1100 pies en la zona sur del área del campo García a aproximadamente 300 pies en la zona norte del Campo Boscán, donde además presenta inversión tectónica por lo que evidencia un comportamiento transtensivo en el patrón de esfuerzos.

### 5.2.2. Zona de la Falla Urdaneta Oeste

La falla Urdaneta oeste se interpretó con la ayuda del cubo sísmico Urdaneta 97 3D, como una falla inversa con componente de movimiento sinistral en “transpresión”. Esta presenta un salto variable en los diferentes niveles de la estratigrafía haciéndose más prominente a nivel de la discordancia del Eoceno con un salto promedio de 800 pies.

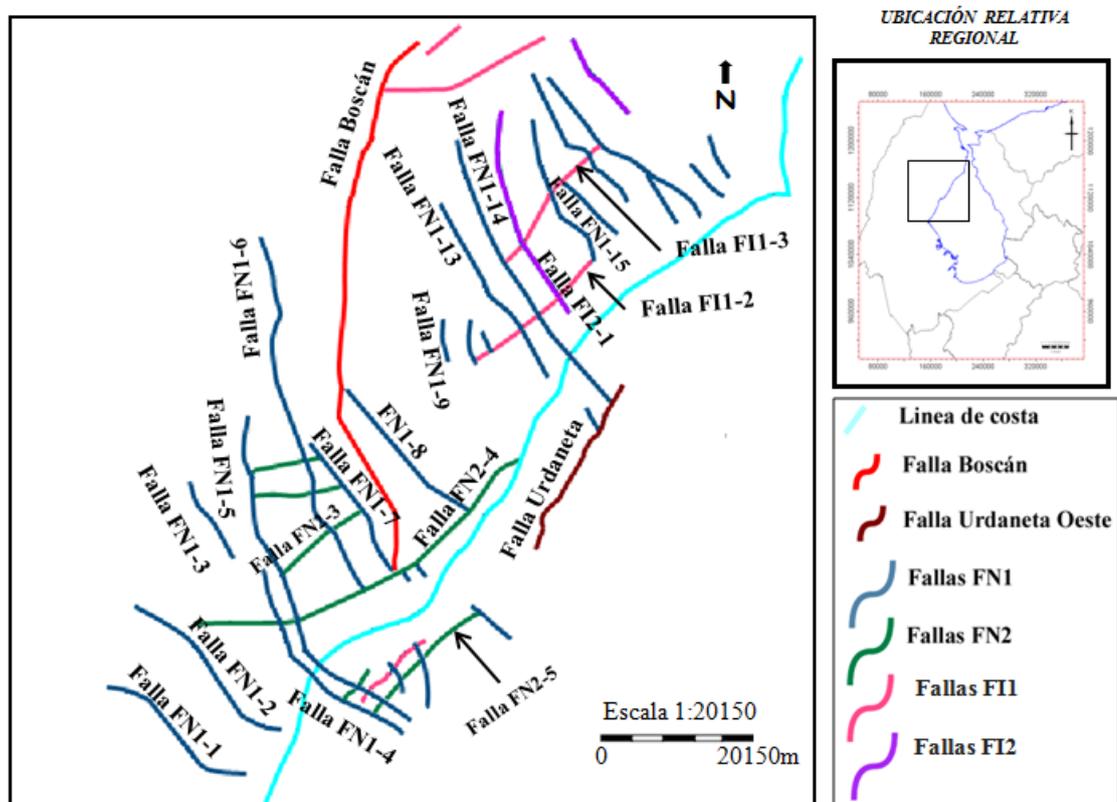


Figura 5.3. Patrones de fallas identificados dentro del área Perijá Urdaneta.

### 5.3. Mapas en tiempo

Los mapas en tiempo se generaron a partir de la data en original. Estos poseen rasgos estructurales semejantes debido a que pertenecen al intervalo cretácico poco deformado a lo largo de la evolución tectónica. Los altos anticlinales de Boscán y García son rasgos comunes a los tres horizontes en tiempo generados.

En la figura 5.4 se muestran el mapa en tiempo correspondiente al horizonte Apón con máximos y mínimos de 3550 ms y 2280 ms respectivamente. La morfología del mapa concuerda con la tendencia estructural del área, valores mínimos hacia la zona noroeste donde se acuña y eleva estructuralmente la cuenca debido a la acción tectónica del Flanco Perijanero y zonas de máximos hacia el sureste del donde la cuenca profundiza.

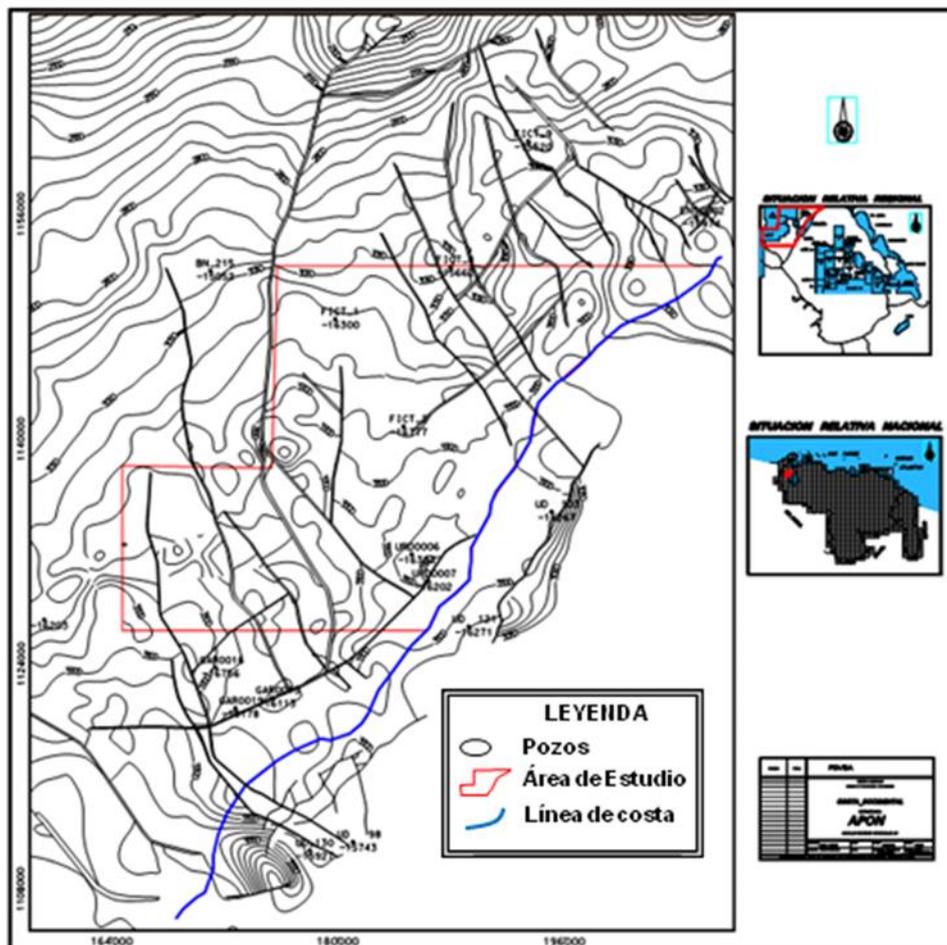


Figura 5.4. Mapa en tiempo de la Formación Apón.

La figura 5.5 muestra el mapa en tiempo correspondiente al horizonte Colón. Los máximos y mínimos locales son 2950 ms y 1700 ms, respetándose la tendencia de aumento esperada para el área. En este nivel se observan la expresión de estructuras antitéticas de formación posterior al cretácico temprano (en rojo). Algunas de estas estructuras muestran actividad hasta el Mioceno.

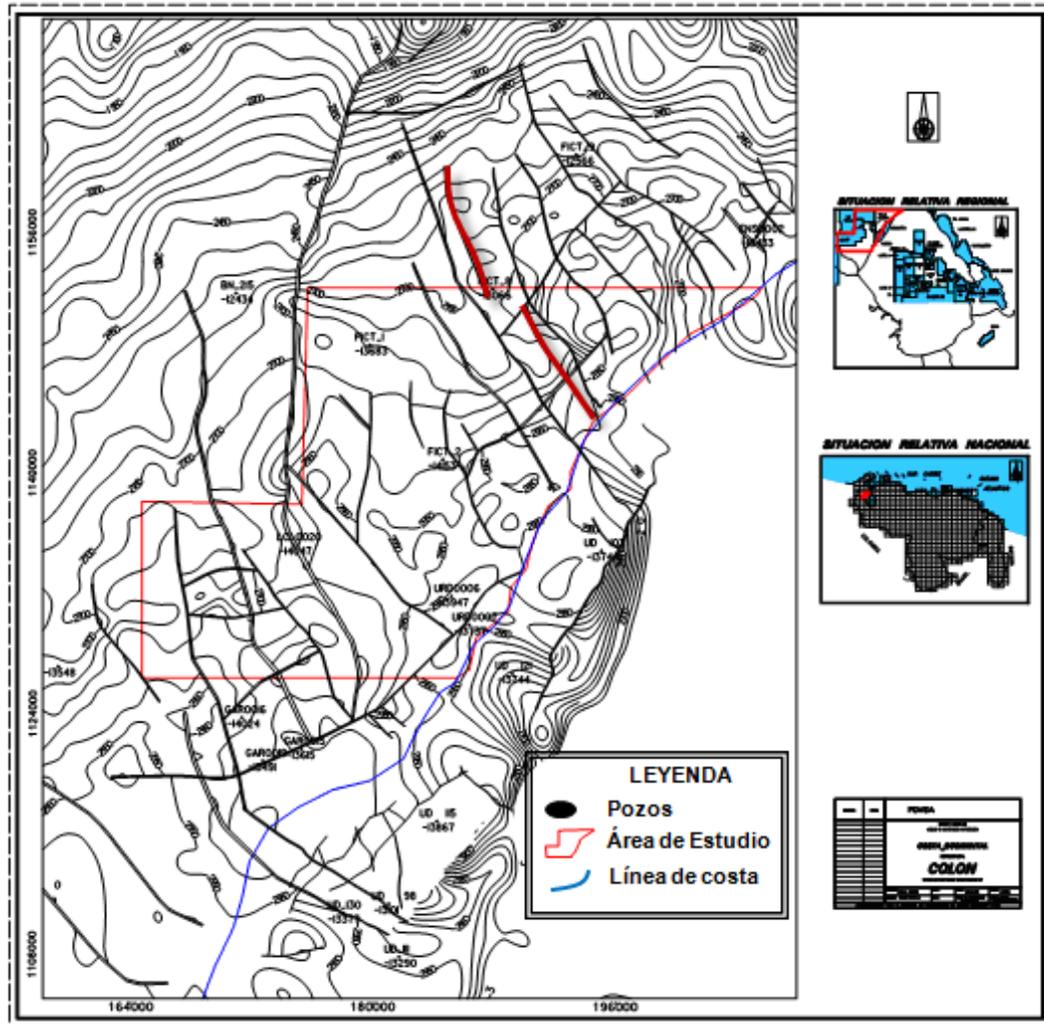


Figura 5.5. Mapa estructural en tiempo del tope de la formación Colón.

#### 5.4. Mapas estructurales en profundidad.

Las figuras 5.6 y 5.7 muestran mapas estructurales en profundidad correspondiente al horizonte Apón. Presenta máximos y mínimos locales en profundidad de 16000 y 10000 pies respectivamente. La tendencia regional del horizonte es de disminuir profundidad en la dirección Noroeste y se observa la presencia de los cuatro patrones de fallas principales definidos para el área de estudio. Las estructuras en este nivel presentan un salto de falla variable de 80 a 100 pies para el patrón FN1, 200 a 500 para la familia FN2, 130 a 200 pies para FI1 y las estructuras inversas FI2 varían su salto entre 100 y 220 pies. La falla Boscán varia su salto desde 1200 pies en su zona sur a menos 200 pies en el norte del Campo Boscán.

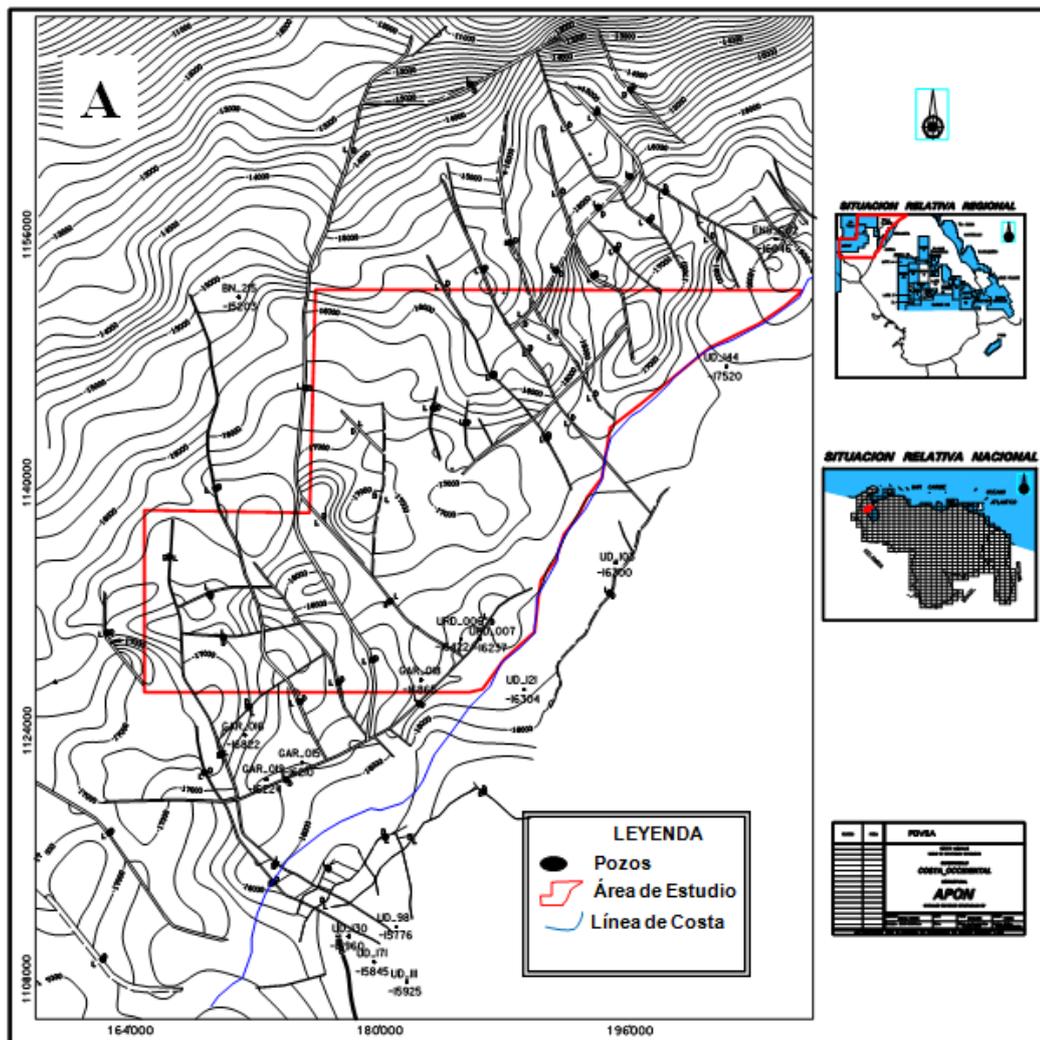


Figura 5.6. Mapa estructural isopaco, Formación Apón.

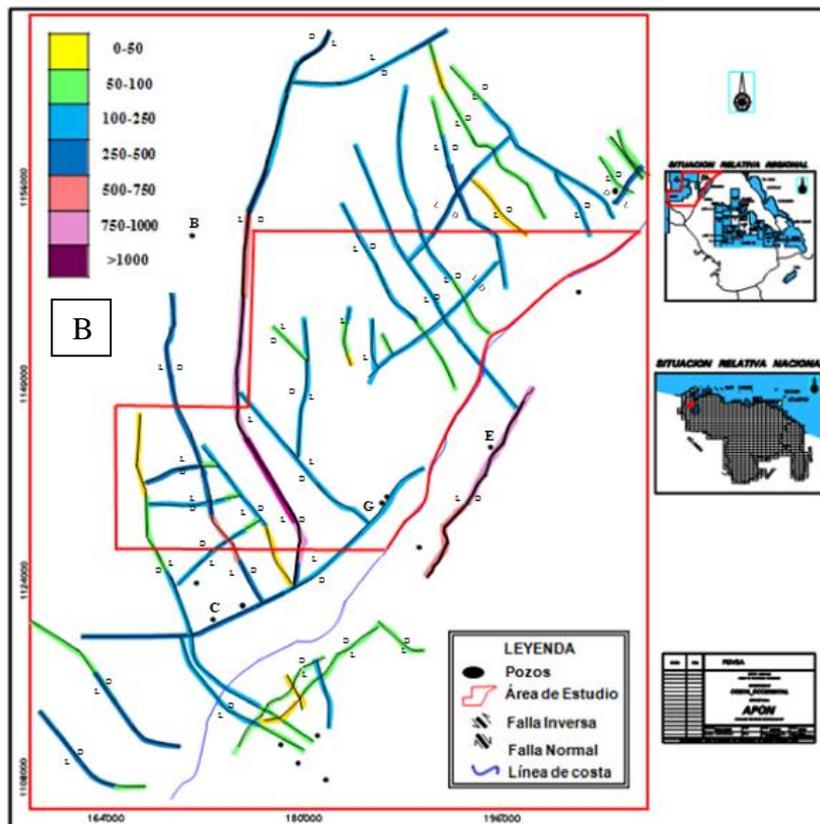
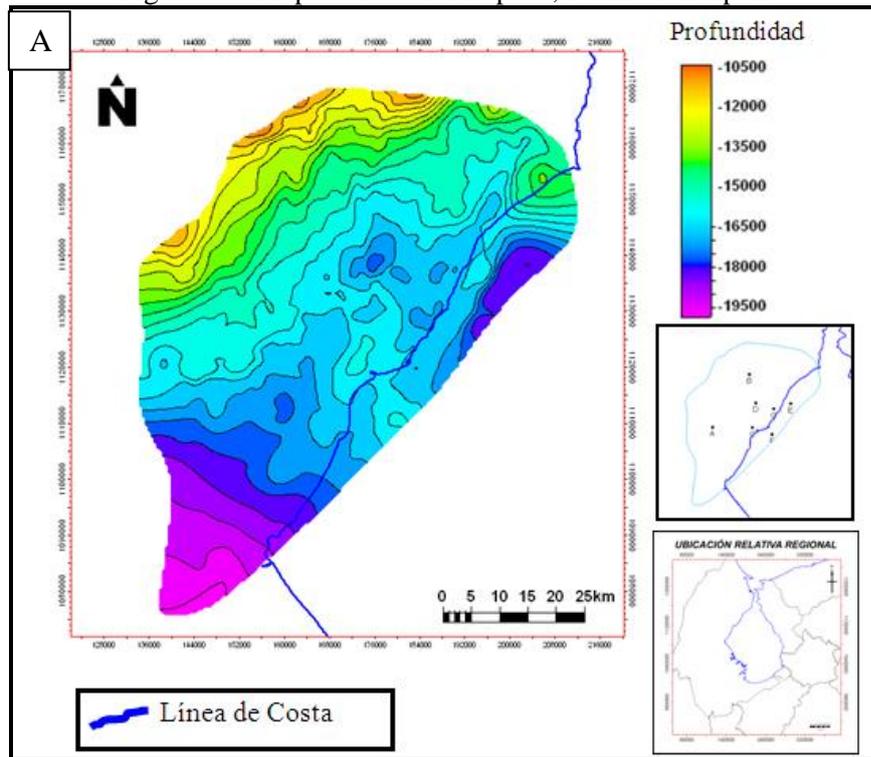


Figura 5.7. Mapa esquemático de tendencia estructural, B) Mapa de salto de falla. Formación Apón

los mapas estructurales presentados en las figuras 5.8 y 5.9, correspondiente al tope del Miembro Socuy, muestran máximos y mínimos locales de 15000 y 9000 pies respectivamente. La configuración de las estructuras es bastante parecida a la correspondiente al mapa estructural de la Formación Apón.

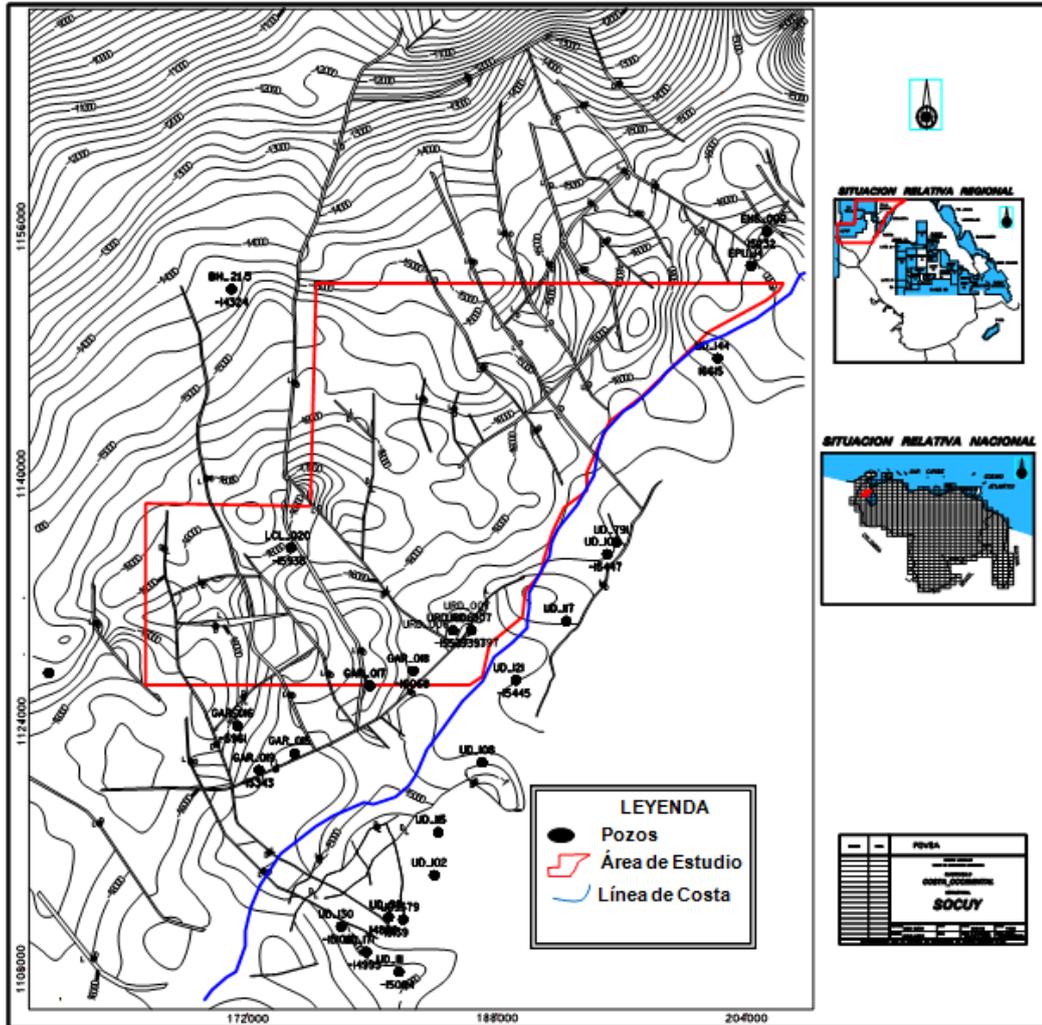


Figura 5.8. Mapa estructural isopaco, Miembro Socuy.

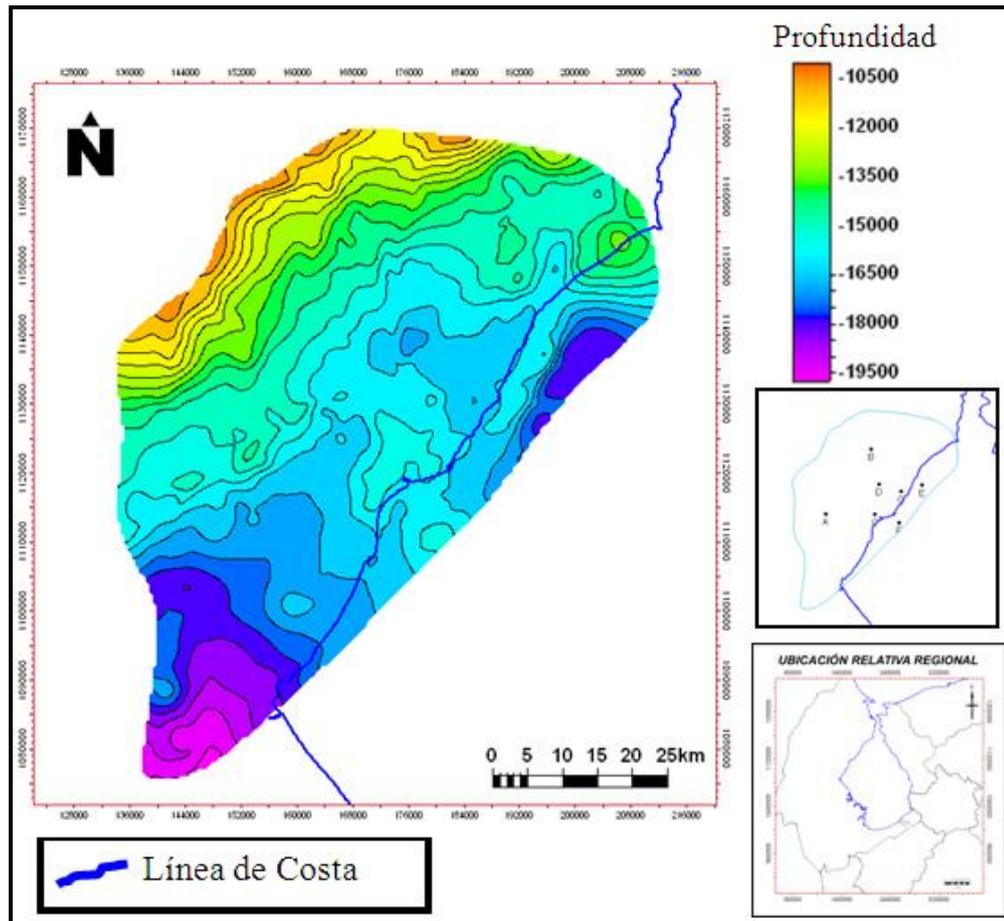


Figura 5.9. Mapa esquemático de tendencia estructural Miembro Socuy.

La figura 5.10 muestra el mapa estructural correspondiente al tope de la formación Colón. Presenta máximos y mínimos locales de 13290 y 8000 pies respectivamente. El salto de falla para las estructuras inversas posee mayor expresión variando entre 180 y 400 pies. El patrón de fallas FN1 presenta saltos variables entre 80 y 620 pies y FN2 presenta un salto no mayor a los 100 pies, menor al determinado para los mapas estructurales infrayacentes y algunas de estas fallas pasan a manifestar inversión tectónica.

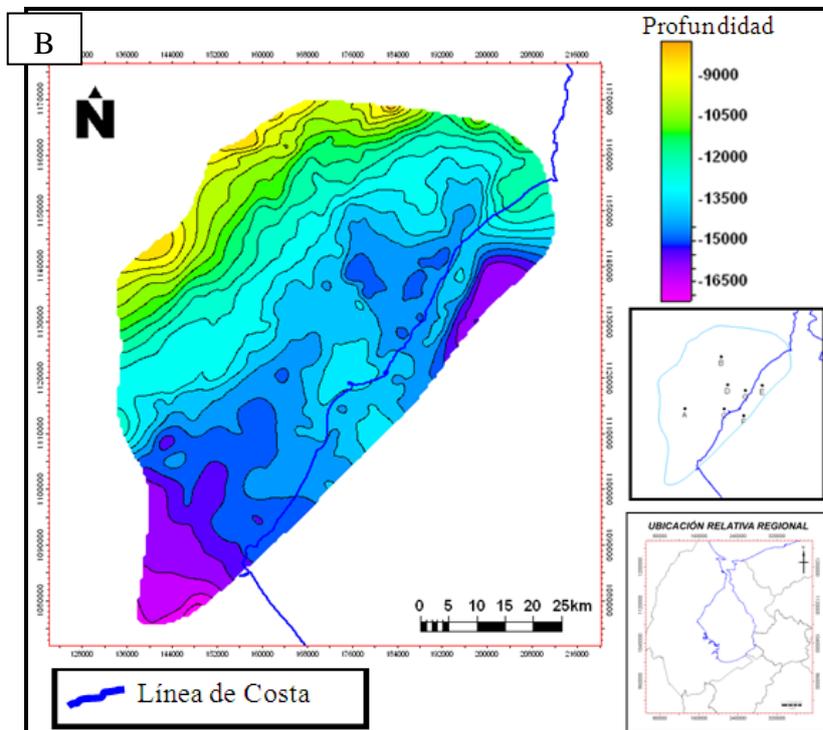
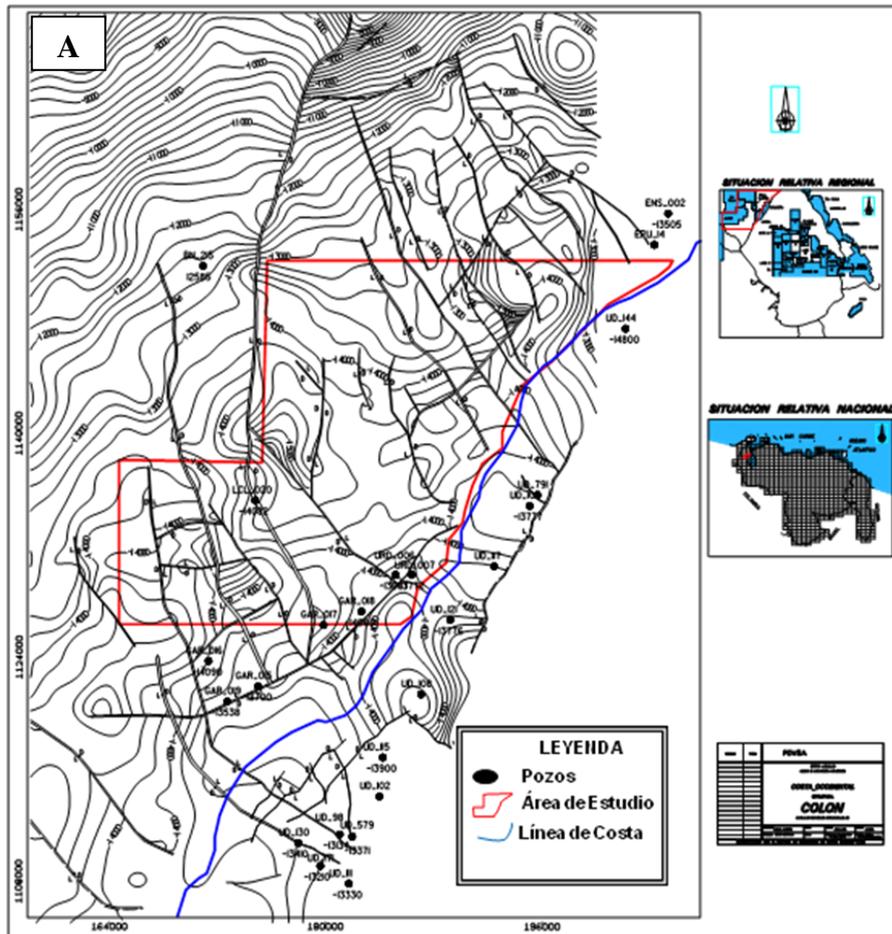


Figura 5.10. Mapas estructurales, Tope Formación Colón: A) Mapas estructural isopaco, B) Mapa esquemático de tendencia estructural.

En la tabla 5.1, se resumen los rangos de valores de salto e fallas por patrones estructurales para cada mapa estructural correspondiente a un nivel litoestratigráficos.

Tabla 5.1. Valores de salto de falla por patrón de falla y horizonte.

	<b>FN1 (ft)</b>	<b>FN2 (ft)</b>	<b>FI1 (ft)</b>	<b>FI2 (ft)</b>
Colón	[80-100]	[200-500]	[120-130]	[100-220]
Socuy	[100-350]	[100-500]	[160-240]	[100-220]
Apón	[80-620]	≈100	[140-400]	[180-260]

## **CAPÍTULO VI**

### **ANÁLISIS DE RESULTADOS**

#### **6.1. Análisis local de esfuerzo (Wilcox)**

La aplicación de los modelos teóricos de Woodcock y Schubert de 1994 a través del análisis local de esfuerzos utilizando la elipse de deformación y su aplicación ayudándose de los cubos de semblanza generados para los levantamientos sísmicos 3D se observa lo siguiente: la falla Boscán posee una componente transcurrente de movimiento dextral (figura 6.1). A este movimiento se asocia el patrón de fallas normales FN2 con dirección N40-60E, ubicado principalmente en el área del campo García y sur de Boscán. La falla inversa FI2-1 concuerda con la dirección teórica para las estructuras inversas asociadas a esta zona de cizalla. La falla Urdaneta Oeste se identificó como una falla con componentes de desplazamiento sinistral (figura 5.4). Esto último concuerda con el modelo regional manejado por Lugo y Mann, 1995; Escalona, 2003; Mann, 2006; Marx, 2009; Martínez, 2010; en el cual estructuras de dirección NNE-SSO y paralelas a la estructura Urdaneta Oeste, son interpretadas como fallas sinestrales que presentan las mayores expresiones de transcurrencia sinistral dentro de la cuenca. Resaltan dentro de este modelo la Falla Urdaneta, el Sistema de Fallas Lama-Icotea y la Falla de Pueblo Viejo.

El patrón de fallas normales FN1-1 se asocia con la dirección de fallamiento normal correspondiente al desplazamiento sinistral de Urdaneta Oeste, donde los patrones inversos de las fallas FI1 poseen direcciones paralelas a esta estructura (ver figura 6.1 y 5.3).

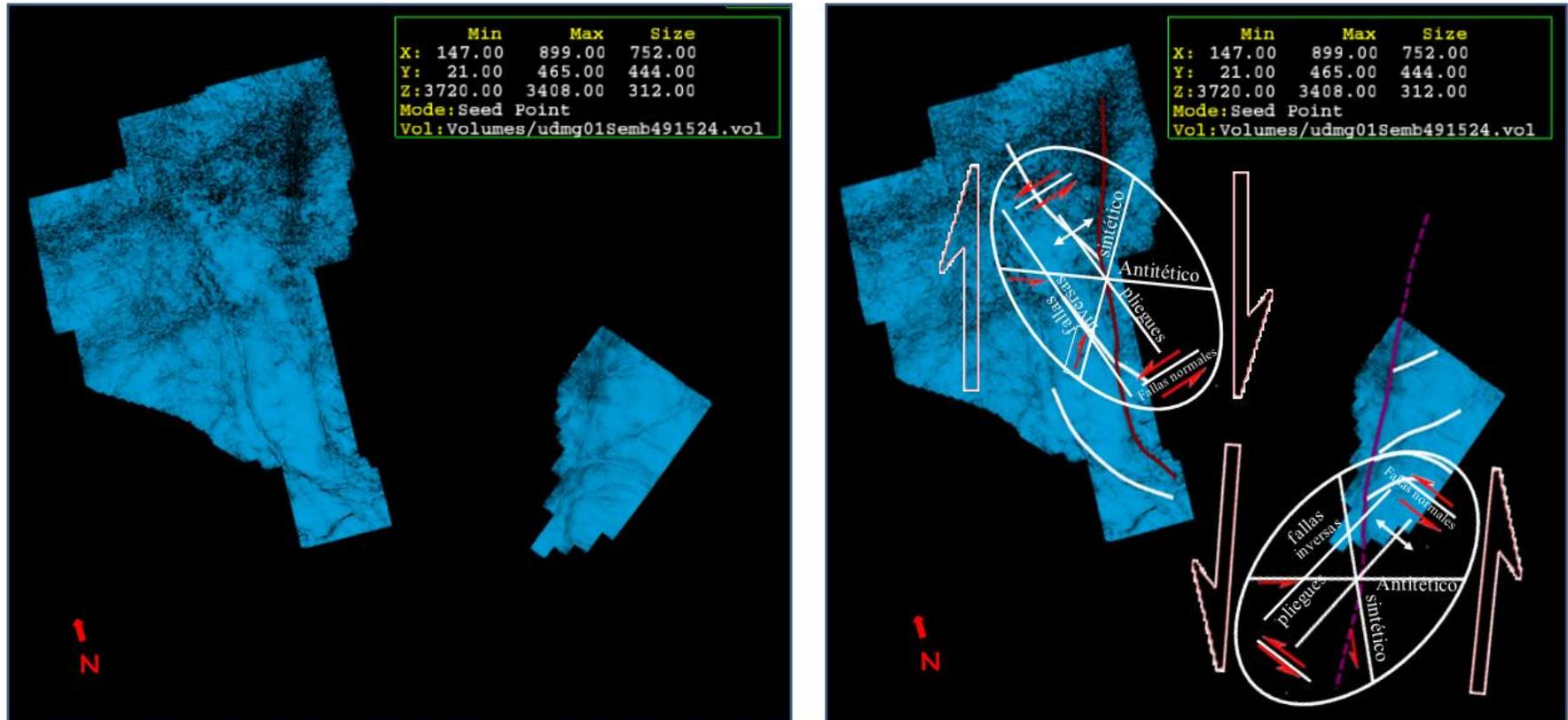


Figura 6.1. Análisis de esfuerzos de esfuerzos local. A) Cubos de semblanza sin interpretar, B) Cubos de semblanza interpretados.

## 6.2. Mapas estructurales en profundidad

El proceso extensivo del Jurásico-principios del cretácico queda evidencia en los mapas estructurales del área de estudio por la presencia de patrones predominantes de fallas normales que se pueden clasificar en dos direcciones: la primera con dirección N20-30W representa un patrón de fallas subparalelas perpendiculares a la falla Urdaneta Oeste, que manifiestan continuidad a lo largo de grandes distancia, algunas de hasta 40 km. Esta familia tiene asociado a su movimiento una componente transcurrente (ver sección de análisis de esfuerzos de deformación) y la deformación asociada afecta toda la columna cretácica y algunas se manifiestan hasta superficie. La segunda familia de fallas manifiesta una dirección N40-60E con saltos de fallas variables entre los 200 y 500 pies.

La influencia de los eventos compresivos Eoceno tardío-Oligoceno y Neógeno de la cuenca, se evidencian con la presencia de estructuras invertidas de dirección N30-40E subparalelas a la falla Urdaneta Oeste que representa la estructura de mayor inversión tectónica a nivel local. La FI2-1 representa una estructura de corrimiento que presenta un aumento del salto en los diferentes niveles estratigráficos desde el cretácico al Eoceno, reactivada posiblemente durante el Eoceno Tardío. Esta estructura posiblemente tiene continuidad hacia la zona norte del Campo Urdaneta Oeste donde se ubica el levantamiento sísmico Ambrosio 3D (Oeste del Lago de Maracaibo).

La falla Boscán es la estructura normal de mayor expresión local, atraviesa toda el área en dirección norte-sur y posee una dirección N10E, la cual varía ligeramente hacia el oeste en el campo García. Posee un buzamiento al este y su salto de falla varía de 1100 pies en su zona sur, Campo García a 300 pies en el área norte del Campo Boscán; área en la cual su buzamiento cambia levemente hacia el oeste.

### **6.3. Trampas estructurales y oportunidades**

A partir de la interpretación estructural se expone a continuación un breve análisis desde el punto de vista estructural de posibles zonas de entrapamiento de hidrocarburo.

#### **6.3.1. Estructuras a nivel del Cretácico**

##### **Oportunidad 1**

Prospecto ubicado en la zona norte del área. La estructura se define como un anticlinal a nivel Cretácico enmarcado en sus costados NE, SE por las fallas inversas FI2-1 y FI1-3 y en su costado NW por la falla normal FN1-14. Las fallas FI2-1 y FI1-3 presentan un rango de salto de 180 a 220 pies con buzamientos al sur y al norte respectivamente. La falla FN1-14 posee un salto promedio de 180 a 200 pies con buzamiento al noreste.

En la figura 6.2 se presenta la línea sísmica PU-79-J con dirección NNE-SSW donde se observa el anticlinal, ubicado al sur de la estructura invertida FI2-1 y al norte de la falla FN1-14. La presencia de dos fallas antitéticas al corrimiento marcado por la falla FI2-1 afecta la columna sedimentaria solo a partir de cretácico tardío.

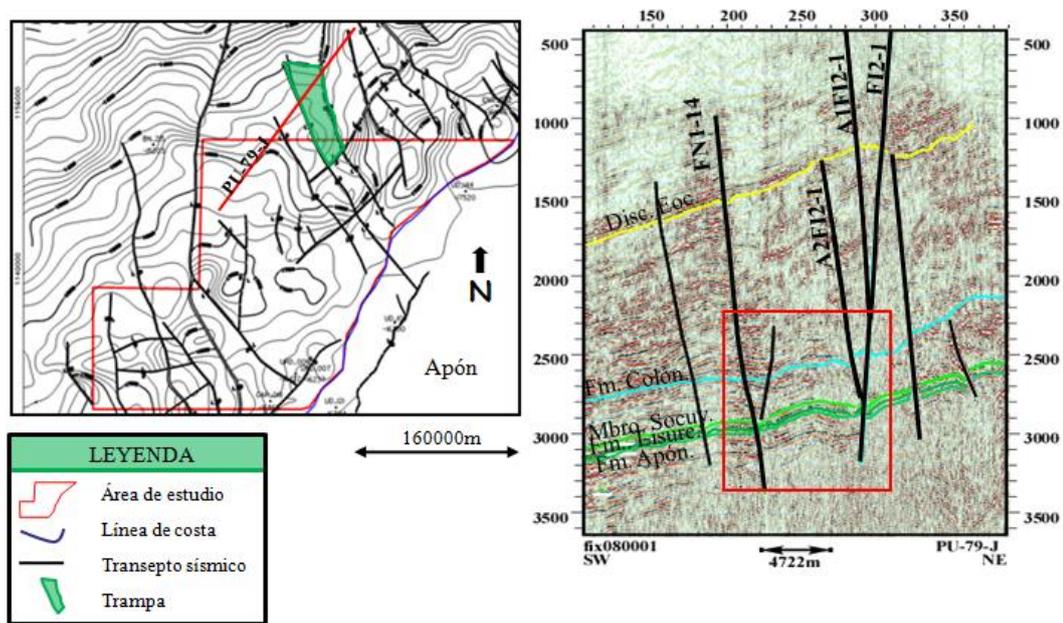


Figura 6.2. Línea sísmica PU-79-J con dirección NNE-SSW mostrando el anticlinal correspondiente a la oportunidad 1, las fallas y los horizontes interpretados. A1-FI2-1 y A2-FI2-1 se definen como dos fallas antitéticas a la estructura inversa FI2-1, estas tienen acción a partir del cretácico tardío.

## Oportunidad 2

La estructura se define como un anticlinal fallado ubicado a la altura del intervalo del Grupo Cogollo, Cretácico; limitado estructuralmente en sus flancos NE y SW por las fallas normales FN1-14 y FN1-13 con buzamiento norte y salto variable entre 180 a 200 pies y entre 160 a 240 pies respectivamente. El límite SE de la estructura es delimitado por la falla FI1-3 de buzamiento sur y valores de salto de falla alrededor de los 180 pies.

La figura 6.3 muestra un perfil sísmico de dirección NNW-SSE donde, se muestra el anticlinal correspondiente a la oportunidad 2, ubicado al oeste de la falla inversa FI1-3 y al este de la falla normal FN1-13. Es notable la presencia de una falla normal al este la FI1-3 interpretada en este transecto sísmico en específico, pero no evidencio una continuidad estructural a escala local en perfiles sísmicos paralelos al mostrado.

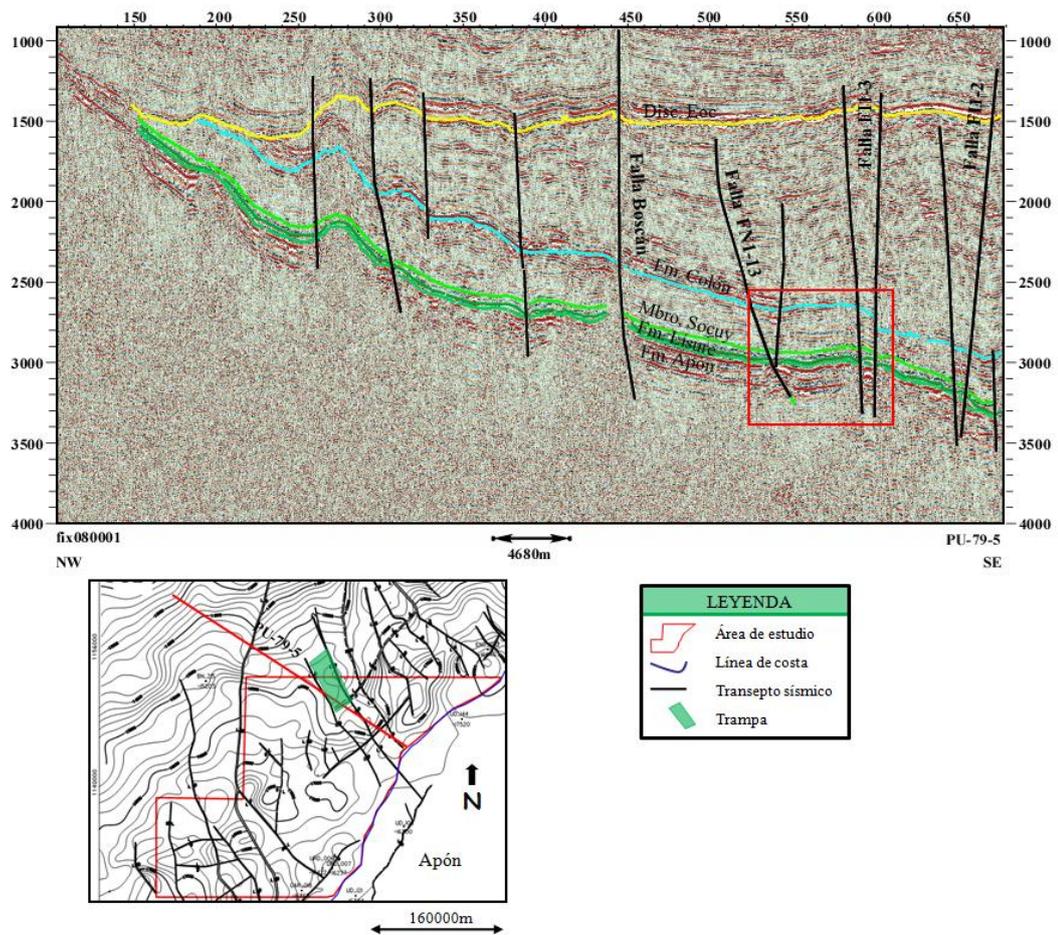


Figura 6.3. Línea sísmica PU-79-5 con dirección NNW-SSE, muestra el anticlinal correspondiente a la oportunidad 2, las fallas y los horizontes interpretados.

### Oportunidad 3

La estructura se define como un anticlinal fallado que podría ser la continuación al sur del anticlinal de Boscán. El límite estructural oeste y sur de la estructura es marcado por la falla Boscán que en esta zona posee buzamiento al este y salto de falla variable entre 700 y 1000 pies. El límite Oeste de la trampa es demarcado por la falla FN1-7 con salto variable de sur a norte de 60 a 160 pies.

En la Figura 6.4 se muestra el mapa estructural correspondiente al horizonte Apón resaltando el área correspondiente a la estructura.

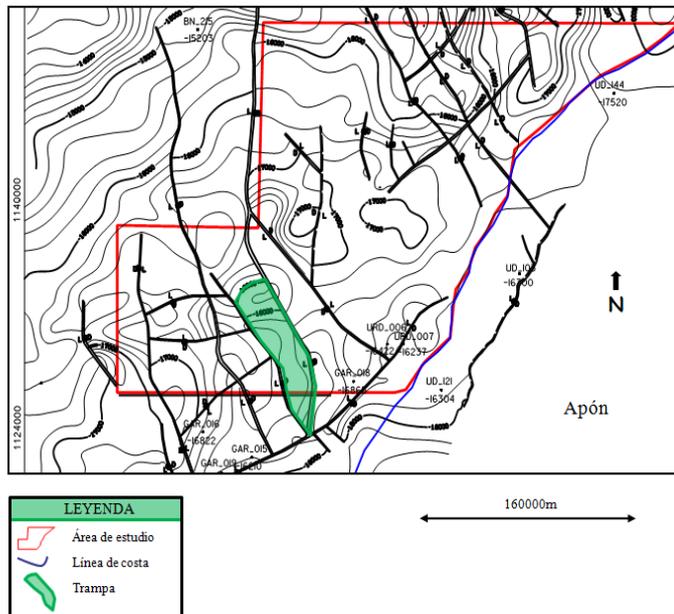
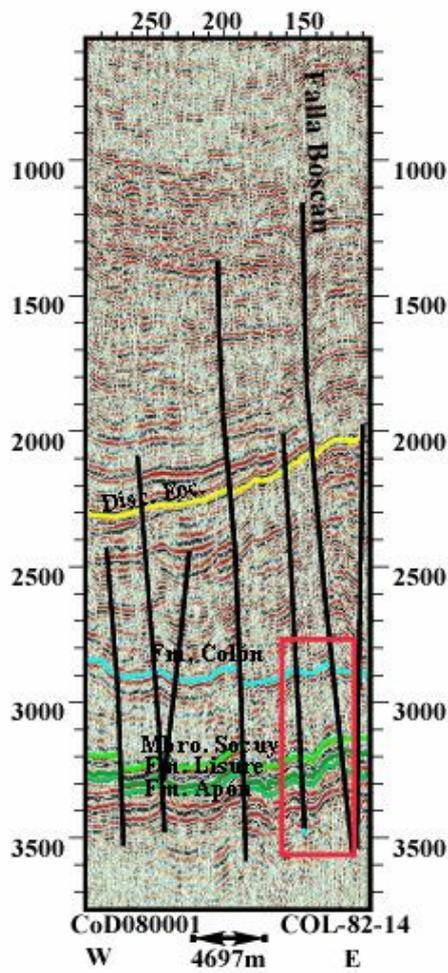


Figura 6.4. Área correspondiente a la oportunidad 3 (verde), ubicada la sur del campo Boscán y al norte del Campo García, mostrada a la altura del mapa estructural en profundidad de la Formación Apón.

#### **6.4. Modelo geológico planteado**

Las primeras secuencias cretácicas se asocian a una tectónica de margen pasivo. El rifting Jurásico-Cretácico temprano marca la aparición de estructuras extensionales (fallas normales). La generación de la cuenca se produce como una cuenca antepaís, consecuencia de la colisión oblicua de la placa Caribe con la zona norte de la placa Suramérica Audemard, 1991; Lugo y Mann, 1995 y Escalona, 2003. La posterior migración del frente de deformación y la migración de la cuenca hacia el oriente de Venezuela marca el final de este proceso de deformación en el Oligoceno.

El Eoceno marca la inversión de la Falla Urdaneta Oeste; asociado a ella se generan trenes de fallas normales con componentes de movimiento transcurrentes y de dirección perpendiculares a ella. La reactivación de la falla FI2-1 en inversión y que dio cabida a la generación de una estructura de corrimiento derivada del movimiento dextral Eoceno de Boscán, interpretado a partir de los cubos de semblanza. Este movimiento transcurrente y la componente sinistral interpretada para la Falla Urdaneta Oeste podrían ser una de las causas de la generación de anticlinales en la zona sur del área: anticlinal de García y Urdaneta.

El Neógeno acciona nuevamente procesos tectónicos compresivos derivados de la Orogénesis Andina y en especial el levantamiento de la Sierra de Perijá, que producen el adelgazamiento, levantamiento y acuñaamiento local de la cuenca hacia el Noroeste (figura 6.8 y 6.9), y trae consigo la consecución de movimientos de estructuras transcurrentes e inversas ya reactivadas en el Eoceno y la reactivación de algunas otras estructuras extensionales. Muchas de las estructuras afectan toda la columna sedimentaria, manifestándose hasta superficie como respuesta a la dirección de acortamiento actual NNW-SSE mencionado por Escalona, 2003), al efecto del límite transformante Caribe-Suramérica y a la aun activa orogénesis de la sierra de Perijá y el levantamiento Andino.

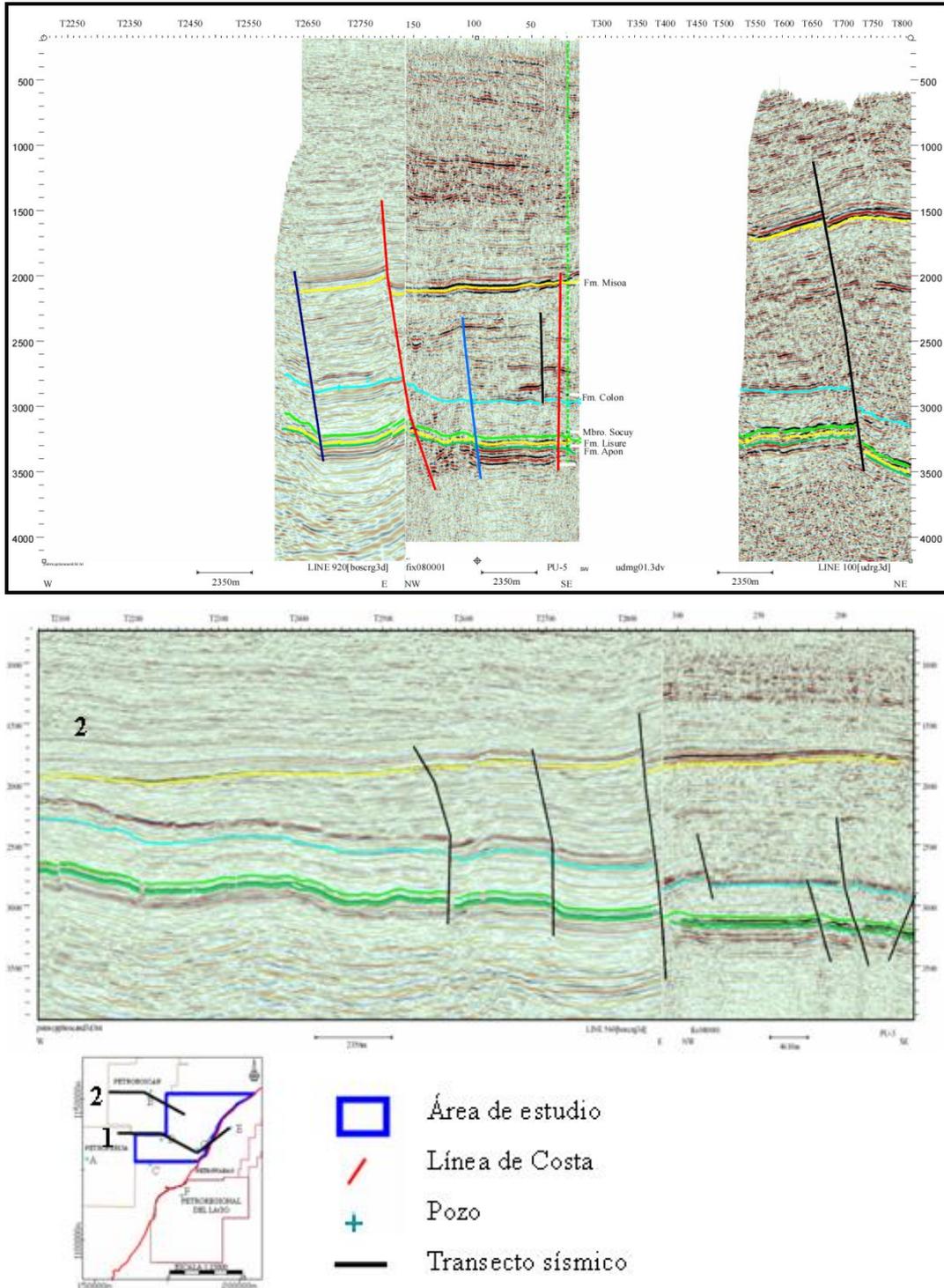


Figura 6.8. Transectos sísmicos de dirección NNW-SSE mostrando la disposición geométrica de la cuenca en el área, Acuñaamiento al noroeste y engrosamiento de la cobertura sedimentaria del Eoceno al este.

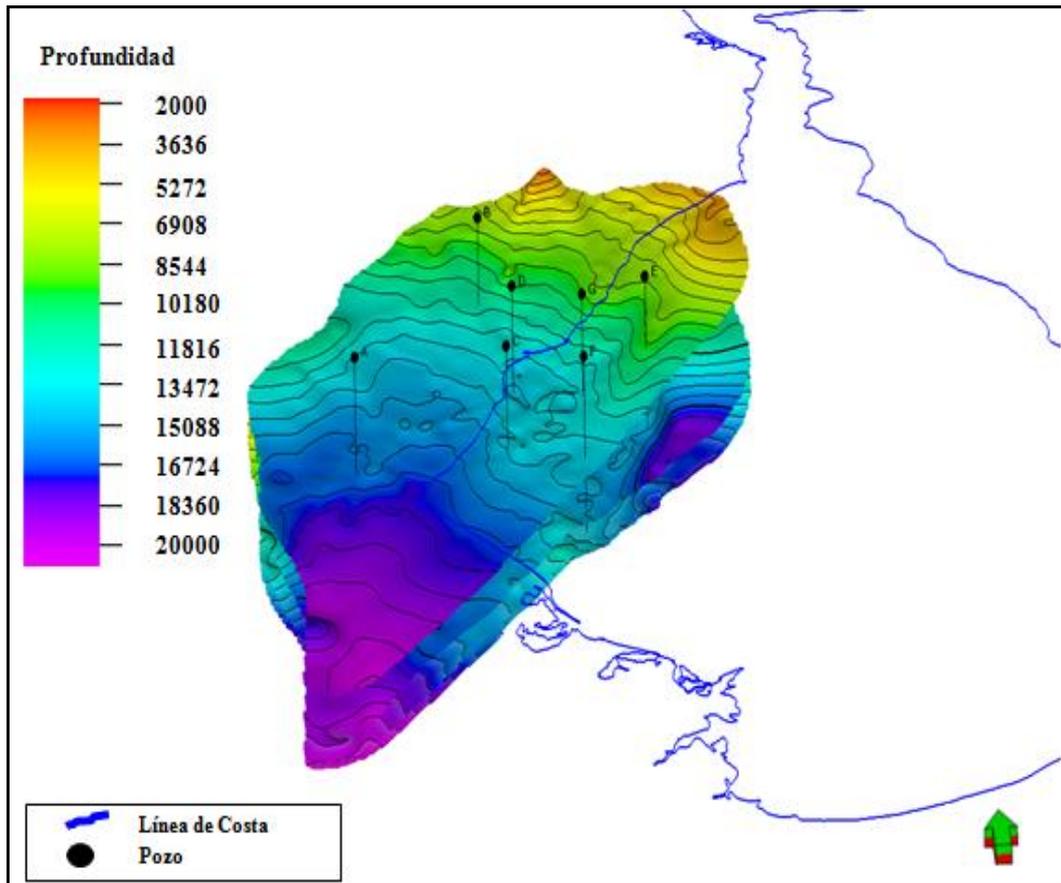


Figura 6.9. Disposición espacial de las superficies Discordancia del Eoceno, Colón, Socuy, Lisure y Apón en profundidad.

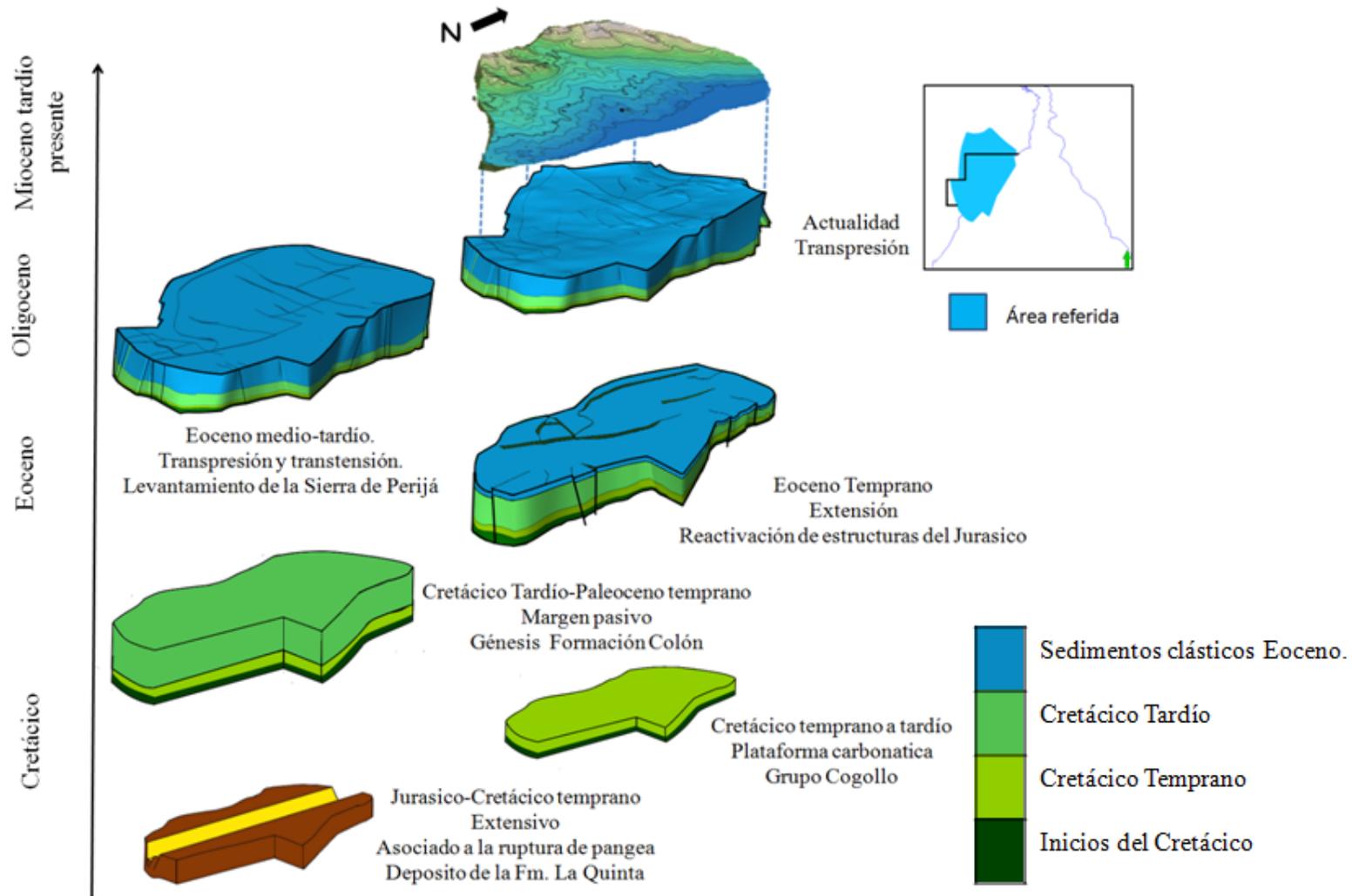


Figura 6.10. Esquema de la evolución geológica estructural del área Perijá-Urdaneta.

## CONCLUSIONES

El modelo de velocidades generado para el área Perijá Urdaneta mostró resultados satisfactorios en el proceso de conversión tiempo-profundidad. La concordancia entre los eventos convertidos en profundidad y los eventos sísmicos en tiempo fue bastante buena. Existió buena correlación entre los topes estratigráficos y las superficies convertidas a profundidad, líneas sísmicas en ambos dominios y correspondencia entre los mapas estructurales en ambos dominios.

El patrón estructural predominante del área a nivel Cretácico son estructuras extensivas asociadas al proceso extensivo Jurásico-Cretácico temprano. Muchas de éstas han sido reactivadas en las fases compresivas del Eoceno tardío y el Neógeno.

Las fallas Boscán y Urdaneta Oeste son las estructuras predominantes en el área. La falla Boscán es una falla normal que evidencia movimiento transcurrente dextral (transpresión). La falla Urdaneta Oeste es una falla inversa que evidencia movimiento sinistral (transtensión).

Al movimiento de las estructuras principales se asociaron cuatro patrones de fallamiento: las fallas normales FN2 y las fallas inversas FI2 que concuerdan al movimiento dextral de Boscán; las fallas normales FN1 se asocian al movimiento sinistral de la Falla Urdaneta Oeste. Muchas de estos patrones de fallas tienen componente de transcurrencia en su movimiento. El patrón FI1 engloba fallas inversas paralelas a las grandes estructuras de transcurrencia sinistral de la cuenca: Sistema de Fallas Lama-Icotea, Falla de Pueblo Viejo y Falla Urdaneta.

La orogénesis de la Sierra de Perijá ha sido factor predominante en la reactivación Neógena de estructuras con dirección NNE-SSW. Este evento estructural es factor predominante en la tectónica actual del área.

Los mapas estructurales en tiempo y profundidad generados poseen características estructurales comunes adecuadas a los estilos estructurales identificados en todos los niveles cretácicos revisados.

La integración de sísmica 2D y el uso de cubos sísmicos 3D permitieron realizar una descripción detallada y confiable de las estructuras presentes en el área Perijá-Urdaneta. La interpretación sísmica detallada y el análisis local de esfuerzos permitieron comprender de mejor manera la evolución tectónica y comportamiento geológico actual del área.

Las trampas estructurales más importantes a nivel del cretácico son tres: La primera ubicada al oeste de la falla Boscán en el norte del Campo García, la segunda y tercera ubicadas al norte del área, al sur de la estructura invertida FI2-1.

## **RECOMENDACIONES**

Es recomendable la elaboración de mapas estructurales a nivel del Eoceno y la evaluación de las propuestas de oportunidades para este intervalo mencionadas en este trabajo.

Se exhorta realizar campañas de exploración sísmica 3D en el área de estudio que permitan obtener mayor información para la generación de modelos estructurales a más detalle.

Se sugiere realizar la aplicación de geoestadística e inversión sísmica que permitan corroborar y deducir mayor información estructural del área.

## BIBLIOGRAFÍA

- AUDEMARD F., (1991). "*Tectonics of western of Venezuela*". Tesis de doctoral, Rice University.
- AUDEMARD F., COX J., DART R., MACHETTE M. (2000). "*Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela*". Proyecto de cooperación entre el U.S. Geological Survey (USGS), la fundación venezolana de investigaciones sísmológicas (FUNVISIS) y Petróleos de Venezuela S.A (PDVSA).
- BAHR (2009). "*Velocity modeling workshop*". Paradigm
- BARCLAY F., (2008). "*Inversión sísmica: Lectura entre líneas*". Oilfield Review, pág. 44-46.
- BARRETO J., (2011). "*Reconocimiento de litofacies aplicando atributos sísmicos y métodos de clasificación guiada en las parcelas 362-7/362/8/362-9/362-10 del Campo Jobo, área mayor de Temblador, Estado Monagas*". Universidad Central de Venezuela - Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, 111 p.
- BARRIOS, A. (2004). "*Estudio de procedencia y grado diagenético de los sedimentos de la Formación Carbonera, Lagunillas e Isnotú, ubicadas en la cuenca de Maracaibo*". Universidad Central de Venezuela - Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, 129 p.
- BARTOK P., REIJERS A., JUHASZ I., (1981). "*Lower Cretaceous Cogollo Group. Maracaibo basin, Venezuela: Sedimentology, Diagenesis and Petrophysics*". Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.
- BROWN A., (1991). "*Interpreting of three dimensional seismic data*". A.A.P.G.
- BUENO E. (1996). "*Superposed structural styles of the Maracaibo basin, Venezuela*". Third ISAG, St Malo. France.
- CAVADA J., (2000). "*Guía de prospección sísmica por refracción*". Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- CEMBRANO J., GONZÁLEZ G., ARANCIBIA G., AHUMADA I., OLIVARES V., HERRERA V., (2005). "*Strike slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile*". Tectonophysics, Vol. 400, page 100-105.
- CEPEDA R., (1996). "*Análisis secuencial estratigráfica de las formaciones Icotea, La Rosa y Lagunillas, áreas de Uradaneta, Cuenca de Maracaibo*". Universidad Central de Venezuela, Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, pág. 203

- CERON J., (2008). “*Crustal structure of the colombian caribbean basin and margins*”. Tesis de maestria, College of arts and sciences university of South Carolina, 181 p.
- CHENG F. (2003). “*Reinterpretación petrofísica de las arenas básicas de la formación Paují y Formación Misoa del Campo Barúa, Cuenca del Lago de Maracaibo, Edo. Zulia*”. Universidad Central de Venezuela - Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, 217 p.
- CHOPRA S., CASTAGNA J., AND PORTNIAQUINE O., (2006). “*Seismic resolution and thin bed reflectivity inversion*”. University of Houston, Houston.
- CHOPRA S., MARFURT K., (2005). “*Seismic attributes- a historical perspective*”. Geophysics V70 No. 5.
- CRISTALLINI E., (2007). “*Geología estructural*”. Universidad de Buenos Aires, vol. 1, capitulo 7, pág. 7-12.
- DALFSEN W., DOORNENBAL J., DORTLAND S. Y GUNNINK J., (2006). “*A comprehensive seismic velocity model for the Netherlands based on lithostratigraphic layers*”. Netherlands Journal of Geosciences.
- DE TONI B., LOUREIRO D., COLLETA B., ROURE F., (1994). “*análisis geológico integrado de las cuencas de Maracaibo y Barinas*”. Intevp. Los Teques.
- ESCALONA A. (2003). “*Tectónica regional, estratigrafía por secuencia y propiedades de los yacimientos clásicos de el Eoceno, cuenca de Maracaibo*”. The University of Texas at Austin.
- ESTEX-MARAVEN (1995).” *Síntesis geológica, marco secuencial y perspectivas exploratorias del Eoceno de la cuenca de Maracaibo*”. Gerencia de Exploración, Estudios Estratigráficos de Exploración.
- ESPESO, A. (2011). “*Guía de Interpretación Sísmica*”. Universidad Central de Venezuela, Inédito, Caracas, Venezuela.
- FERNÁNDEZ J., (2009). “*Metodología de conversión tiempo profundidad y análisis de atributos sísmicos-propiedades petrofísicas para datos del Golfo de México*”. Informe de pasantía, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- GALARRAGA M., AND HANSEN B., (2005). “*Detailed 3D seismic interpretation using HFI seismic data, fault throw, and stress analysis for fault reactivation in the Cogollo Group, lower cretaceous, Urdaneta West field, Maracaibo Basin*”. SPE, no 95060.

- GLOVER P., (2008). “*Petrophysics MSc Course Notes*”. Pag 122.
- GONZALEZ DE JUANA, C. ITURRALDE, J. M. Y PICARD, X. (1980). “*Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*”. Caracas.
- GOSH S., PESTMAN P., MELENDEZ L., BARTOK P., LORENTE M., DURAN I., PITTELLI R., RULL V., MONPART L., WHITE C., DOMINGUEZ C., OROPEZA S., TRAVAGLIO F., QUINTANA M., VILLAROEL J., (1995). “*Síntesis Geológica, Marco Secuencial y Perspectivas Exploratorias del Eoceno de la Cuenca de Maracaibo*”. Caracas: PDVSA EyP. CIT. No. 13494.
- LEÓN R., (1975). “*Intervalos productores del Cretacico, Campo Urdaneta Este, Lago de Maracaibo*”. Primeras jornadas de geología, Minería y Petróleo. Maracaibo.
- “LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA- LEV” (1999). Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN).
- LUGO A. P., (2010). “*interpretación sísmica estructural 3D del Bloque Urdaneta Oeste, EDO. Zulia, Venezuela*”. Intevep.
- LUGO J. (1991) EN ADRIANA, B. (2004). “*Estudio de procedencia y grado diagenético de los sedimentos de la Formación Carbonera, Lagunillas e Isnotú, ubicadas en la cuenca de Maracaibo*”. Universidad Central de Venezuela - Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, 129 p.
- LUGO J., AND MANN P., (1995). “*Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela*”. AAPG, memoir 62, page 699-725.
- MANN P., ESCALONA A., CASTILLO V., (2006). “*Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela*”. AAPG bulleting, V. 90, No 4.
- MARTÍNEZ, F., ROUX J., CASTILLO J., BASTARDO M., CARRASQUEL M., (2010). “*Relación de la deformación extensional y contractiva de la región centro-surde la Cuenca de Maracaibo: implicancias para el desarrollo de posibles trampas petrolíferas*”. Revista Interciencia, Vol. 35, No 12.
- Marx B., Parravano V., Morales M., Díaz N., Ramos M., Hamilton D., Acosta J., (2009). “*Reactivación de fallas en el sur del lago, Cuenca de Maracaibo, Venezuela*”. X Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas. Gerencia de Exploración Oriente, PDVSA, Puerto la Cruz, Venezuela.
- MÉNDEZ F., (2010). “*Base de recursos exploratorios occidente*”. Gerencia de exploraciones geofísicas y geodésicas, Exploración occidente, PDVSA.

- MESCHEDÉ M. AND FRISCH W., (1998). “*The evolution of the Caribbean plate and its relation to global plate motion vectors: geometrics constraints for a inter-American origin*”. University of the west Indies Press, 2002, pag. 1-14.
- PEÑA, A., LEÓN, F., SARSALEJO, S., LEÓN, K., MORALES, V., LUNA, F., DÍAZ, J., BENKOVICS, L., GALLANGO, D., ZAMBRANO, C., SORNES, G., QUINTERO, J., DE LOS RIOS, A., Y ESCANDON, L., (2000). “*Informe final del proyecto de generación de prospectos, Zulia Oriental*”. Informe técnico, EP.076,2000IT.
- PETROREGIONAL DEL LAGO., (2012). “*Informe técnico*”. PDVSA S.A.
- PINDELL J.L., AND BARRET S.F., 1990. “*Geology evolution of the Caribbean Region: a plate tectonic perspective, in Dengo G. and Case J. “The Caribbean Region, the geology of North America*”. The geology of America.
- POUPON M., GIL J., VANNAXAY D., CARITIULA B., (2004). “*Tracking Tertiary delta sands (Urdaneta West, Lake Maracaibo, Venezuela): an integrated seismic facies classification workflow*”. Shell Venezuela S.A. The Leading Edge, page 909-911.
- RODRIGUEZ D. (2009). “*Occidente con Crudo para los próximos 51 años*”. Informe técnico, PDVSA.
- SALAS J., FUENTES J., (1990). “*Fundamentos prácticos de adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos*”. Corcoven, San Tome.
- YONS, Y OSTOS, (1997). “Weg”. Schlumberger.
- SHERIFF R., (1991). “*Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*”. SEG.
- SLOSS L., EN STANLEY M., (1999). “*Earth System History*”. NewYork, W.H. freeman and Company.
- SUTTON F., (1946). “*Geology of the Maracaibo Basin*”, Venezuela: Am. Assoc. Petr. Geol., Bull.
- VAN ANDELL T. H. (1958). “*Origin and classification of cretaceous, Paleocene and Eocene Sandstones of western Venezuela*”. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.
- VEGA J., MORA A., (2009). “*Métodos de conversión tiempo-profundidad: análisis y discusión de resultados en un modelo estructural complejo*”. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.
- WESTERNGECO (2009). “*Campo Boscán 3D, merge 2000-2007*”. Informe de procesamiento, Bueno Aires, Argentina.
- WIDESS M.B., (1973). “*How thing is a thin*”. Geophysics. 38, p. 1176-1180.

WOODCOK Y SHUBERT (1994) en CRISTALLINI E., (2007). “*Geología estructural*”. Universidad de Buenos Aires, vol. 1, capítulo 7, pág. 7-12.

YILMAZ O., (2001). “*Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of seismic data*”. Society of exploration geophysicists. Volumen II.

ZAPATA I. (2001). “*Interpretación Sísmica estructural 3D y uso de atributos sísmicos en el Cretácico. Bloques IX y XIV Del Lago de Maracaibo*”. Universidad Central de Venezuela - Trabajo especial de grado, Caracas, Venezuela, 217 p.

# APÉNDICE 1

Graficas de comparación de comportamientos de velocidades checkshot-Tablas tiempo-profundidad.

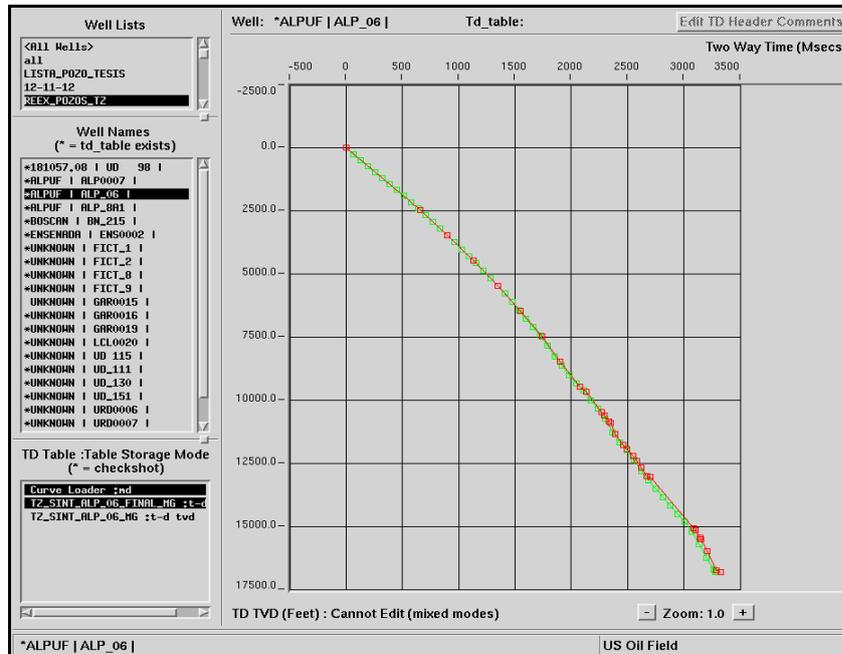


Figura A.1. Comparación Checkshot-TZ Pozo A.

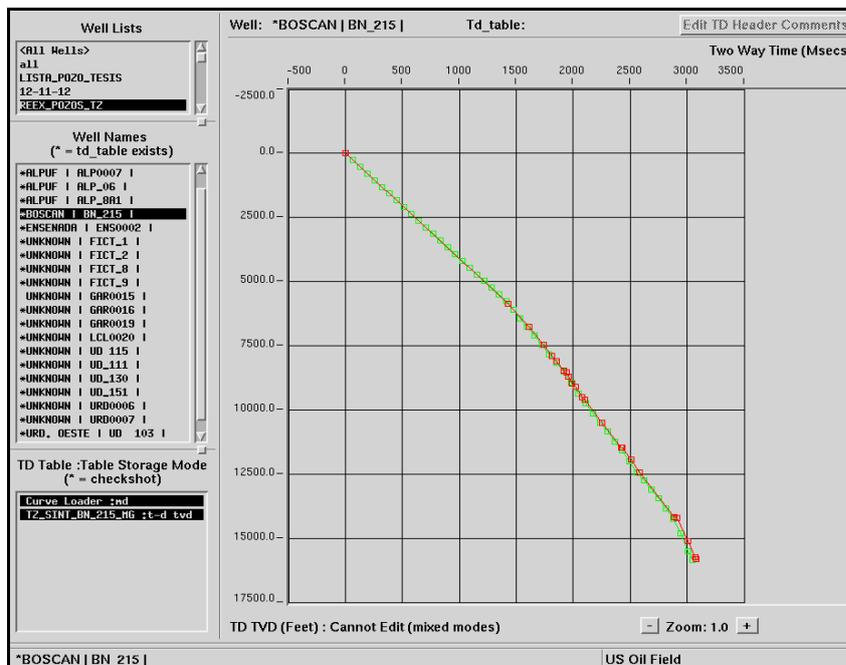


Figura A.2. Comparación checkshot-TZ Pozo B.

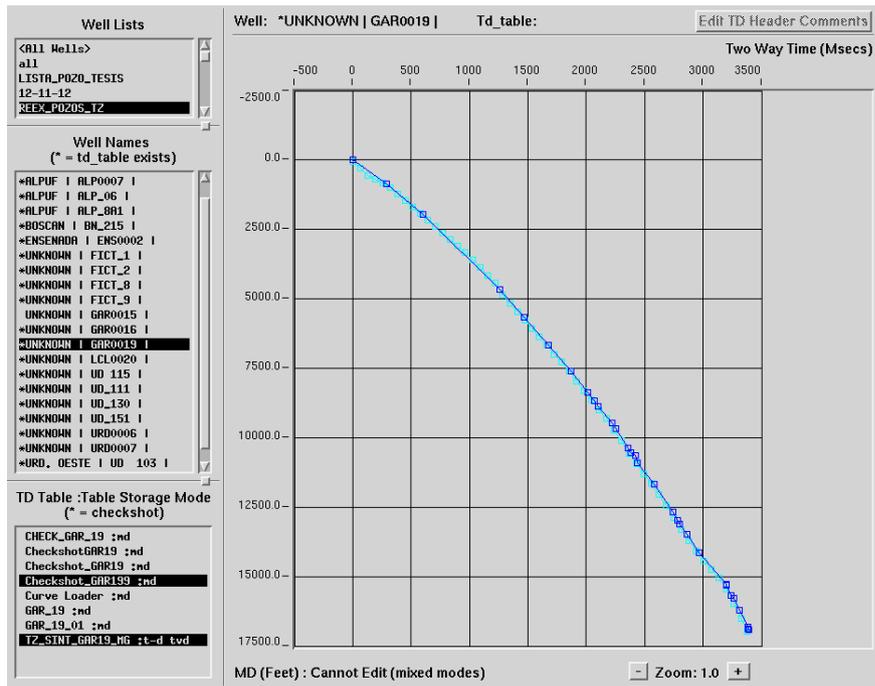


Figura A.3. Comparación checkshot-TZ Pozo D.

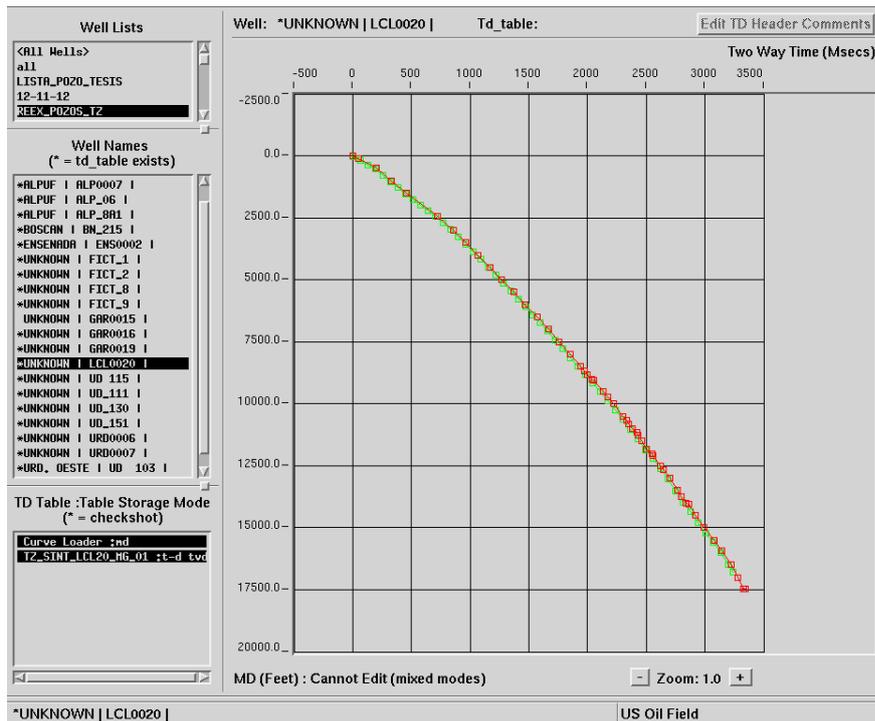


Figura A.4. Comparación checkshot-TZ Pozo E.

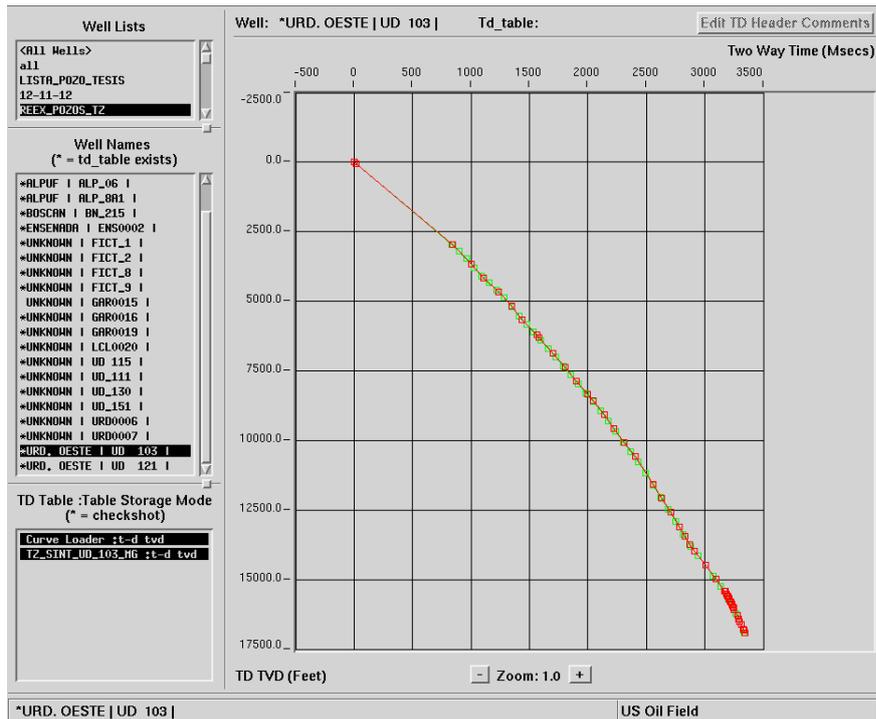


Figura A.5. Comparación checkshot-TZ Pozo E.

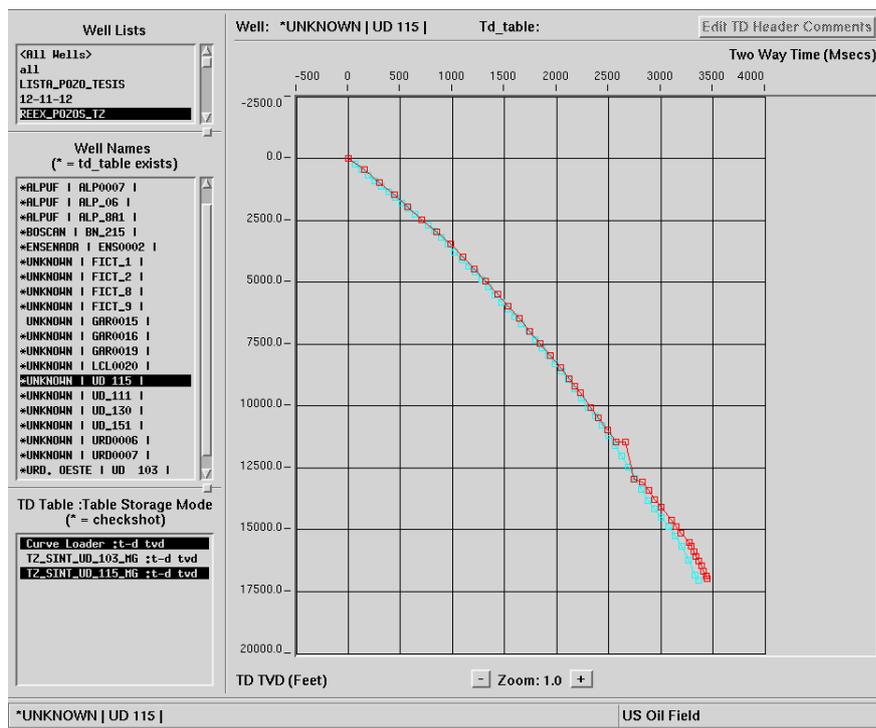


Figura A.5. Comparación checkshot-TZ Pozo F.

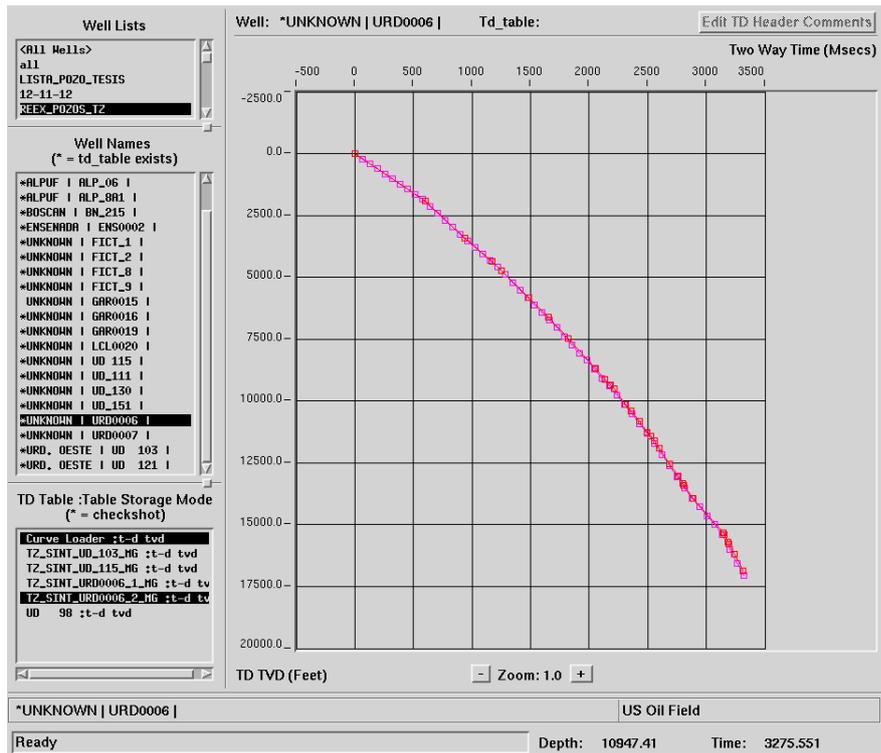


Figura A.5. Comparación checkshot-TZ Pozo G.

## APÉNDICE 2.

Tablas A.1. Petrofísica de producción de los pozos del área Perijá Urdaneta.

POZOS	TD	PERFORADO	INT. CAÑONEADOS	Pet Acum (MBIs)	Gas Acum (MPC)	Agua Acum (MBIs)	comentarios	completado en las arenas
GAR-17			16540-16550, 16438-16468 y 15875-15895	2617.2	1054.9	30.9	Poca info en documnt y en centinela.	Fm Apon
GAR-18			16540-16550, 16438-16468 y 15875-15896	2618.2	1055.9	31.9	Poca info en documnt y en centinela.	Fm Apon
GAR-19	16979'	14/06/1984	15736-15764, 15896-15912 y 16478-16496				Pozo abandonado por ser productor de crudo pesado no comercial. Rio negro fue aislado con tapon de hierro a 16790'	Objetivo: Cretacico
LCL-20	17515'	19/05/1981		S/I	S/I	S/I	No hay inf en Centinela	Cretacico
URD-6								Cretacico
URD-7								Cretacico
SOL-7	17833'	20/11/2007	16672'-16720'	S/I	S/I	S/I		Su objetivo fue calizas cretacias. Fm

Tabla A.2. Tabla de información de yacimientos oficiales en Perijá Urdaneta y áreas aledañas.

Unidad de Explotación	Campo	Yacimientos	Tipo Fluido	Edad Libro Reservas	°API	Porosidad (%)	Saturación del crudo (%)	CRUDO Factor vol. inicial (BY/BN)	Presión original (lppc)
URDANETA PESADO	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-17	MEDIANO	CRETACICO	28	4	70	1.4265	10400
URDANETA PESADO	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-21	MEDIANO	CRETACICO	26	4	70	1.3298	10100
URDANETA PESADO	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-23	MEDIANO	CRETACICO	27.6	4	70	1.6234	10500
URDANETA PESADO	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-26	MEDIANO	CRETACICO	27.2	4	70	1.5337	11000
URDANETA PESADO	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-35	LIVIANO	CRETACICO	30	4	70	1.2579	9400
S/I	URDANETA OESTE LAGO	CRETACICO-18 (RIO NEGRO)	S/I	S/I	26	S/I	S/I	1.269	10500
AREA URDANETA OESTE (PETROREGIONAL DEL LAGO, S. A.)	URDANETA ESTE LAGO	RIO NEGRO-01	LIVIANO	CRETACICO	30.3	12.3	77.4	1.1905	10600