

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO ESTRUCTURAL 2D BALANCEADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA SUBCUENCA DE MATURÍN, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Sánchez Ytanare, Gilberto José
para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas 28-10-2008

© Gilberto José Sánchez Ytanare, 2008

Hecho el Depósito de Ley

Depósito Legal lft4872008551724

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO ESTRUCTURAL 2D BALANCEADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA SUBCUENCA DE MATURÍN, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Franck Audemard

Tutor industrial: Msc. Miguel Nuñez

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Sánchez Ytanare, Gilberto José
para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas 28-10-2008



**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
COMITÉ ACADÉMICO DEL POSTGRADO EN GEOLOGÍA,
MINAS, GEOFÍSICA Y PETRÓLEO**

VEREDICTO

Quienes suscriben, Miembros del Jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y por el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado, presentado por el **Ing. Gilberto José Sánchez Ytanare**, portador de la Cédula de Identidad No.13.589.484, bajo el título: **“MODELO ESTRUCTURAL 2D BALANCEADO DE LA REGION CENTRAL DE LA SUBCUENCA DE MATURIN, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA.”** a los fines de cumplir con el requisito legal para optar al Título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los Miembros del Jurado, éste fijó el día 28 de Octubre de 2008, para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el salón Zuloaga, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió satisfactoriamente a las preguntas que le fueron formuladas por el Jurado; todo conforme a los dispuesto en los Artículos 44, 49, 50, 51 y 52 del Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa pública del trabajo, el Jurado decidió aprobarlo por considerar, sin hacerse solidario de las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado estimó que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de las Ciencias Geológicas.

En fe de lo cual se levanta la presente Acta, a los veintiocho días del mes de Octubre de 2008, dejándose también constancia de que, conforme a lo dispuesto en la normativa jurídica vigente actuó como Coordinador del Jurado el Dr. Franck Audemard .


Dra. María Verónica Castillo


Dra. Milagrosa Aldana.


Dr. Franck Audemard
Coordinador



AGRADECIMIENTOS

A PDVSA – Exploración, por darme la oportunidad de crecer profesionalmente y depositar en mí la confianza para manejar valiosos datos y herramientas de trabajo que conllevaron a este reto exploratorio.

A Jay Namson, por compartir sus conocimientos de geología estructural y por ser consejero amigo.

A Franck Audemard, por disponer de su valioso tiempo para corregir la tesis, discutirla y enseñar geología de la buena.

A mi hermosa esposa, por apoyarme y llevarme por el camino del profesionalismo.

A mis padres y hermanos por educarme con los mejores principios y por enseñarme a no decir pequeñas frases, como “**no se puede**” y “**no lo se hacer**”, que nos impiden ser personas de retos importantes en la vida.

Y por último, a la grandiosa U.C.V, por darme la oportunidad de levantar mi segundo título en el aula Magna.

RESUMEN

Sánchez Y., Gilberto J.

MODELO ESTRUCTURAL 2D BALANCEADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA SUBCUENCA DE MATURÍN, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Franck Audemard

Tutor industrial: Msc. Miguel Nuñez

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Departamento de Postgrado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2007. 143p.

Palabras Claves: Nuevo Modelo Estructural Balanceado y Evolución.

Resumen. Se generó un modelo estructural 2D balanceado de la región central de la subcuenca de Maturín, cuenca Oriental de Venezuela. Partiendo de datos sísmicos de reflexión en tiempo y de pozos, para el balanceo y restauración de secciones se aplicó la conservación de longitud de línea y el mecanismo de deformación de deslizamiento entre capas (*flexural slip*), se simularon diferentes modelos cinemáticos con las respectivas calibraciones termales y se generó la visualización en 3D. Diferentes autores han construido diversos modelos. Sin embargo a la fecha, no se han desarrollado suficientes secciones estructurales balanceadas, que permitan visualizar las variaciones laterales y la evolución estructural, generando así la apertura de nuevos retos exploratorios en Venezuela.

Se desarrollaron 9 secciones estructurales balanceadas con sus respectivas interpretaciones sísmicas, una visualización 3D del área de interés exploratorio, se restauraron dichas secciones y se calcularon los acortamientos. Se generó un mapa palinspástico al tope del Oligoceno y un esquema del bloque piso con los diferentes niveles de despegues y rampas existentes. Se simularon y analizaron varios modelos cinemáticos, y finalmente se escogió el más cónsono con los datos existentes.

El nuevo modelo estructural sugiere:

- Tres dominios estructurales.
- La existencia de un bloque no perforado ubicado por debajo del campo Orocuai tradicional, el cual genera un alto relieve estructural que controla el desplazamiento del bloque Pirital.
- Ausencia de basamento cristalino en el área de estudio, hasta profundidades de 30.000 pies al Sur y hasta 40.000 pies al Norte aproximadamente.
- El acortamiento promedio de las secciones y transectos es de 51,6%.
- Cambios del estilo estructural en el área de Jusepín.
- La evolución estructural definitiva es aquella donde los tres niveles de despegue comparten la misma superficie de falla en la parte más profunda del bloque de Pirital.
- Se establecieron los tiempos de la formación de las trampas en función de la evolución estructural.
- Por último, se propone que el borde Sur del graben de Espino está involucrado en el bloque de Pirital.

INDICE GENERAL

CARTA DE APROBACIÓN.....	III
AGRADECIMIENTOS.....	IV
RESUMEN.....	V
INDICE GENERAL	VII
CAPITULO I	
INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS.....	1
1.1.1 <i>Objetivo general</i>	1
1.1.2 <i>Objetivos específicos</i>	1
1.2 UBICACIÓN.....	1
1.2.1 <i>Ubicación Geográfica</i>	1
1.2.2 <i>Ubicación Geológica</i>	1
1.3 JUSTIFICACIÓN	2
CAPITULO II	
GEOLOGÍA REGIONAL.....	4
2.1 CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA	4
2.2 GRABEN DE ESPINO.....	9
2.3 SERRANÍA DEL INTERIOR.....	11
2.4 SUBCUENCA DE MATURÍN.....	12
CAPITULO III	
METODOLOGÍA Y DATOS.....	26
3.1. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	27
3.2. PROCEDENCIA, MANEJO Y VALIDACIÓN DE LOS DATOS.....	28
3.2.1 <i>Interpretación estratigráfica</i>	28
3.2.1.1 <i>Selección de Pozos</i>	288
3.2.1.2 <i>Revisión de datos bioestratigráficos</i>	29
3.2.1.3 <i>Validación de topes cronoestratigráficos y formacionales</i>	34
3.2.1.4 <i>Correlación estratigráfica</i>	38
3.2.2 <i>Interpretación sísmica</i>	40

3.2.2.1 Calibración sísmica.....	40
3.2.3 Conversión tiempo-profundidad	46
3.2.4 Generación de modelo estructural balanceado	48
3.2.5 Modelo cinemático.....	51
3.2.6 Modelo estructural 3D.....	55

CAPITULO IV

RESULTADOS.....	56
4.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELADO ESTRUCTURAL	56
4.1.1 Primer Domino	56
4.1.2 Segundo Dominio.....	69
4.1.3 Tercer Dominio.....	75
4.2 RESTAURACIÓN DEL MODELO ESTRUCTURAL	78
4.2.2 Mapa Restaurado.....	89
4.3 SUPERFICIES DE DESPEGUES Y RAMPAS EN EL BLOQUE PISO	90
4.4 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y MADUREZ TERMAL	91
4.5 VISUALIZACIÓN EN 3D DEL MODELO ESTRUCTURAL	91

CAPITULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS	95
5.1 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL CON TRES NIVELES DE DESPEGUE QUE COMPARTEN LA MISMA SUPERFICIE DE FALLA.	104
5.2 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL CON UN NIVEL DE DESPEGUE.	106
5.3 DISCUSIÓN Y COMPARACIÓN DE LAS EVOLUCIONES ESTRUCTURALES EXPUESTAS EN ESTE TRABAJO.	109
5.4 GENERACIÓN DEL MODELO CINEMÁTICO UTILIZANDO INGECEC.....	114
CONCLUSIONES.....	124
BIBLIOGRAFÍA.....	127
APENDICE	134

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio.	2
Figura 2.1 Hipótesis 1: Deformación con basamento involucrado. Hung (1997).	6
Figura 2.2 Hipótesis 2: Deformación con basamento por debajo de la Serranía. Pie de montaña con solo rocas sedimentarias. Hung (1997).....	6
Figura 2.3 Hipótesis 3: Cuña sedimentaria Paleozoica. Hung (1997).	6
Figura 2.4 Hipótesis 4: Graben invertido. Hung (1997).	6
Figura 2.5 Hipótesis 5: Imbricación con múltiples despegues. Hung (1997).	6
Figura 2.6 Hipótesis 6: Duplex por debajo de la Serranía. Hung (1997).	6
Figura 2.7 Mapa de ubicación. Tomado de Hung (1997).	6
Figura 2.8. Ubicación del Graben de Espino (Yoris y Ostos, 1997; WEC).....	10
Figura 2.9. Mapa de las principales fallas del Graben de Espino y de los altos estructurales, Salazar (2006).	10
Figura 2.10. Transecto regional hasta el Moho, Passalacqua et al. (1995).	13
Figura 2.11. Configuración estructural del cinturón de diapiros al este de Venezuela. Duerto (2002).	15
Figura 2.12. Modelo estructural, este de Venezuela, Roure <i>et al.</i> , (2003)	18
Figura 2.13. Modelado cinemático, este de Venezuela, Roure <i>et al.</i> , (2003)	18
Figura 2.14. Evolución tectónica, Schneider (2003).....	22
Figura 2.15. Ubicación del área de estudio. Modificado de Parnaud <i>et al.</i> (1995), en Fintina (2003).....	23
Figura 2.16. Interpretación estructural, Fintina (2003).	24
Figura 2.17. Modelado cinemático, Fintina (2003).	25
Figura 3.0 Mapa mostrando la distribución de los pozos y sísmica 2D y 3D.....	29
Figura 3.1 Resumen bioestratigráfico del pozo P1 (Lander 2002-b)	30

Figura 3.2 Resumen bioestratigráfico del pozo P15 (Lander 2002-b)	31
Figura 3.3 Resumen bioestratigráfico del pozo P21 (Lander 2002-b)	32
Figura 3.4 Resumen bioestratigráfico del pozo P36 (Lander 2002-b)	33
Figura 3.5 Mapa de ubicación de secciones estratigraficas	39
Figura 3.6 Sección estratigráfica 750.....	39
Figura 3.7 Sección estratigráfica 1400.....	39
Figura 3.8 Sección estratigráfica 2100.....	39
Figura 3.9 Sección estratigráfica 700.....	39
Figura 3.10 Comparación de velocidades del área Chaguaramal, (Generado por, Héctor Andrade).....	41
Figura 3.11. Comparación de velocidades en el campo Orocual, (Generado por, Hector Andrade).....	41
Figura 3.12. Sismograma sintético correspondiente al pozo P12, (Generado por, Héctor Andrade).....	43
Figura 3.13 Sismograma sintético correspondiente al pozo P1, (Generado por, Anahy Finno)	44
Figura 3.14 Transecto regional con dirección NO-SE. Muestra la correlación sísmica-pozo.	¡Error! Marcador no definido.
Figura 3.15 Modelo estructural y velocidades interválicas.....	47
Figura 3.16 Registro de imagen y calculo de buzamiento.	48
Figura 3.17 Inconsistencias estructurales por la cantidad de Rampas (R) (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)	50
Figura 3.18 Inconsistencias estructurales tomando en cuenta el nivel regional, ángulos de las rampas y excesos de estratos (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)	50
Figura 3.19 Inconsistencias estructurales tomando en cuenta la longitud de los despegues, desplazamiento de los bloques y geometría de las fallas (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)	51
Figura 4.1 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 750) Bloque Piritál - Cotoperí - Jusepín -El Furrial.....	57

Figura 4.2 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1000) Bloque Pirital - Cotoperí - Jusepín -El Furrial.....	58
Figura 4.3 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1250) Bloque Pirital - Chaguaramal - Jusepín -El Corozo.	59
Figura 4.4 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1400) Bloque Pirital - Cotoperí - Jusepín -El Corozo -Amarilis.	60
Figura 4.5 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1750) Bloque Pirital - Chaguaramal - Jusepín -El Corozo	61
Figura 4.6 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1900) Bloque Pirital - Orocual - Jusepín -Boquerón.	62
Figura 4.7 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 2100) Bloque Pirital - Orocual - Jusepín -Boquerón.	63
Figura 4.8 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 2300) Bloque Pirital - Orocual - Boquerón.....	64
Figura 4.9 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 2600) Bloque Pirital - Orocual - Boquerón.....	65
Figura 4.10 Modelo estructural (Traza 700) Orocual - Chaguaramal - Jusepín.	66
Figura 4.11 Interpretación sísmica y modelo estructural (Línea 1900) Bloque Pirital - Orocual (Transecto regional).	67
Figura 4.12 Modelo estructural restaurado (Línea 750) Bloque Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Furrial.....	79
Figura 4.13 Modelo estructural restaurado completo(Línea 750) Bloque Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Furrial.....	80
Figura 4.14 Modelo estructural restaurado (Línea 1000) Bloque Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Furrial.....	81
Figura 4.15 Modelo estructural restaurado (Línea 1250) Bloque Pirital - Chaguaramal - Jusepín - El Corozo.....	82
Figura 4.16 Modelo estructural restaurado (Línea 1400) Bloque Pirital - Chaguaramal - Jusepín - El Corozo - Amarilis.....	83

Figura 4.17 Modelo estructural restaurado (Línea 1750) Bloque Pirital - Chaguaramal - Jusepín - El Corozo	84
Figura 4.18 Modelo estructural restaurado (Línea 1900) Bloque Pirital - Orocual - Jusepín - Boquerón.....	85
Figura 4.19 Modelo estructural restaurado (Línea 2100) Bloque Pirital - Orocual - Jusepín - Boquerón.....	86
Figura 4.20 Modelo estructural restaurado (Línea 2300) Bloque Pirital - Orocual - Boquerón.....	87
Figura 4.21 Modelo estructural restaurado (Línea 2600) Bloque Pirital - Orocual - Boquerón.....	88
Figura 4.22. Mapa restaurado al tope del Oligoceno.	89
Figura 4.23. Superficies de Despegues y Rampas en el bloque piso.	90
Figura 4.24. Evolución estructural y madurez termal (Sección estructural 2100).	92
Figura 4.25. Visualización 3D de las principales fallas.	93
Figura 4.26. Visualización en 3D de las principales fallas y la relación con las estructuras existentes en el área.	94
Figura 5.1. Mapa de anomalía magnética, correspondiente al tope del Complejo Igneo - Metamórfico de la Sub-Cuenca de Maturín.....	96
Figura 5.2 Relación de la traza del corrimiento de Pirital restaurada con la falla de Anaco.	97
Figura 5.3 Primera evolución estructural (Línea 1400) Bloque de Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Corozo - Amarilis.....	105
Figura 5.4 Segunda evolución estructural (Línea 1400) Bloque de Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Corozo - Amarilis.....	108
Figura 5.5 Primera evolución estructural usando INGECEC (Línea 1400) Bloque de Pirital - Cotoperí - Jusepín - El Corozo - Amarilis	115
Figura 5.6 Modelo estructural regional (Línea 1900-a). Calculo de subsidencia y flexura por carga tectónica.	118
Figura A.1 Geometría de un pliegue asociado a un falla, Rich (1934).....	134

Figura A.2. Identificación de los principales elementos de un sistema de corrimiento. Modificado de Wilkerson, M. S., and Dicken, C. L., 2001	134
Figura A.3 Fault-bend fold. Tomado de Poblet 2004	135
Figura A.4 <i>Fault-bend fold</i> conocido como la Estructura de El Furrial.	135
Figura A.5 <i>Fault-propagation fold</i> ..Tomado de Poblet 2004	136
Figura A.6 <i>Fault-propagation fold</i> localizado en la carretera Puerto la Cruz-Cumaná..	136
Figura A.7 Estructura tipo <i>dúplex</i>	137
Figura A.8 Estructura tipo dúplex, Karakoram-Himalaya. Imagen copyright 1982 tomada por Vince Cronin.	137
Figura A.9 Estructura de tipo “ <i>pop up</i> ”	138
Figura A.10 Micro “ <i>pop up</i> ” localizado en El Morro, Lecherías, Edo Anzoátegui..	138
Figura A.11 Pliegue horizontal.	138
Figura A.12 Pliegue inclinado.....	138
Figura A.13 Clasificación de los pliegues según el ángulo entre los flancos.	139
Figura A.14 Cizallamiento simple de las capas incompetentes en los flancos (A y C) y flexodeslizamiento entre capas componentes adyacentes (B). Martínez (2002). ..	140
Figura A.15 Inversión tectónica simplificada de una cuenca ubicada en la región de Huckitta, territorio Norte, Central Australia. Greene (2003).	141
Figura A.16 Cuenca elevada (<i>Piggyback Basin</i>).....	142

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Seis hipótesis diferentes para un perfil regional, hechas por Hung (1997)...	5
Tabla 3.1 Pozos seleccionados para elaborar el nuevo modelo estructural. Pozos finalmente utilizados, resaltados en negrillas.....	28
Tabla 3.2 Validación de topes cronoestratigráficos y formacionales	34
Tabla 3.3 Velocidades interválicas.	46
Tabla 3.4 Datos de rumbos y buzamientos en pozos	49
Tabla 3.5 Datos geoquímicos de roca.	52
Tabla 4.1. Resumen de longitudes de las secciones estructurales deformadas, restauradas y respectivos acortamientos en kilómetros y en porcentajes.	78
Tabla 5.1. Resumen de las variaciones de velocidades en el tiempo de los diferentes bloques que integran el modelo cinemático.	116

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

El objetivo primordial de este estudio es el de generar un modelo estructural 2D balanceado, en la región central de la subcuenca de Maturín, entre los límites de los campos Carito-El Furrial y Orocual-Quiriquire (figura 1.1).

1.1.2 Objetivos específicos

1. Validación de datos sísmicos 2D-3D y de pozos.
2. Interpretación estratigráfica de la sección Cretácico-Oligoceno.
3. Interpretación estructural a partir de datos sísmicos en tiempo y registros de pozos.
4. Conversión a profundidad de la interpretación estructural.
5. Balanceo y restauración en 2D al tope del Oligoceno.
6. Generación de mapa palinspástico al tope del Oligoceno.
7. Visualización 3D del Modelo Estructural.
8. Validación del modelo estructural a través de la Calibración Termal.

1.2 Ubicación

1.2.1 Ubicación Geográfica

El área de estudio se encuentra ubicada en la región Oriental de Venezuela, específicamente en el norte y centro del estado Monagas, al noroeste de la ciudad de Maturín (Ver recuadro de color azul en el mapa de ubicación, en figura 1.1).

1.2.2 Ubicación Geológica

La zona de interés se localiza en el flanco norte de la subcuenca de Maturín, al sureste del corrimiento de Pirital, al sur de la falla San Francisco y al norte del frente de deformación. En dicha área se encuentran los campos tradicionales de El Furrial, El Corozo, Jusepín, Boquerón y Orocual (figura 1.1).

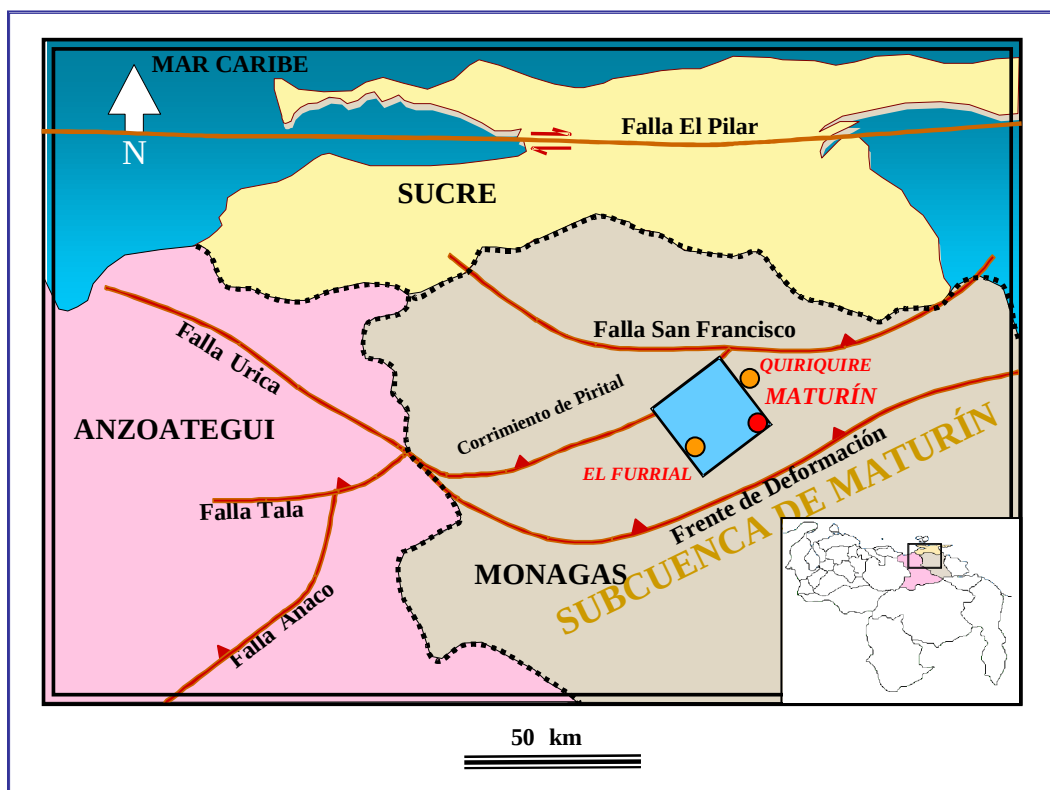


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio.

1.3 Justificación

Por la complejidad estructural del sector en estudio, descrita por muchos autores, se hace necesario aplicar técnicas más avanzadas para el análisis estructural, que contribuyan a entender en forma más detallada la evolución y deformación de la cuenca, conllevando a la apertura de nuevos retos exploratorios.

Con los nuevos datos de pozos adquiridos en los últimos años, se pretende generar un modelo estructural balanceado y la respectiva visualización en 3D, con el objeto de explicar la evolución de las estructuras principales observadas en la región central de la subcuenca de Maturín y la relación de éstas con los depósitos sintectónicos. En función del análisis que se hará a partir del nuevo modelo estructural se construirá un mapa palinspástico al tope del Oligoceno, por ser en este tiempo el inicio de la deformación compresiva en el área.

La técnica del balanceo estructural ha demostrado ser una herramienta de gran utilidad para el entendimiento del origen de los cinturones plegados y sobrecorridos,

así como para la disminución de incertidumbre sobre una serie de posibles interpretaciones estructurales. Si bien durante algunos años estuvo restringida a 2 dimensiones, el desarrollo de programas computarizados ha permitido la visualización de muchas secciones balanceadas en forma tridimensional. De esta manera se puede entender la continuidad lateral de los modelos balanceados y determinar las dimensiones reales de bloques limitados por fallas, para así generar cálculos volumétricos de las posibles acumulaciones.

Diferentes autores han construido diversos modelos estructurales en la subcuenca de Maturín tales como: Rosales (1972), Rossi (1985), Roure *et al.*, (1994, 2003), Chevalier *et al.*, (1995), Martínez (1995), Hung (1997), Duerto (2002), Schneider (2003) y Fintina (2003); y algunos de ellos incluyen la construcción de secciones balanceadas. Sin embargo, no se ha desarrollado hasta el momento el suficiente número de secciones estructurales balanceadas, restauradas y detalladas, que permitan visualizar las variaciones laterales, la evolución estructural y la visualización en 3D en el área de estudio. Dicho modelo contribuiría en gran medida a la unificación de las interpretaciones previamente desarrolladas y a mejorar el entendimiento de la evolución estructural y estratigráfica de la subcuenca.

CAPITULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Cuenca Oriental de Venezuela

La cuenca Oriental de Venezuela está dividida en la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín. Esta última contiene las reservas más importantes de hidrocarburos livianos y de gas de la región. Según muchos autores, la evolución de dicha cuenca está asociada a la convergencia oblicua entre Suramérica y el Caribe que han tenido lugar en el área a partir del Mioceno, reafirmado por Passalacqua *et al.* (1995). Dentro de ella pueden reconocerse cuatro dominios estructurales (Duerto, 2002 entre muchos otros): (1) La Serranía de la Costa, al norte de la falla de El Pilar, (2) La Serranía del Interior, al sur de la falla de El Pilar, (3) El cinturón frontal de pliegues y corrimientos, con la alineación de diapiros de lodo asociados y (4) la zona de fallas normales ubicada al Sur.

La producción de hidrocarburos ha estado asociada principalmente a trampas estructurales que forman parte del frente de corrimientos, cuyo principal yacimiento está constituido por la Formación Naricual de edad Oligoceno-Mioceno Temprano. En los últimos años ha surgido especial interés en la exploración de trampas estratigráficas, estructurales y mixtas asociadas a secuencias sedimentarias de origen turbidítico del Mioceno, las cuales en algunos casos han sido integradas al frente de deformación. Sin embargo, la comprensión de estos sistemas es aún insuficiente.

A continuación se presentan las ideas principales de muchos autores que han realizado trabajos de restauración estructural y modelos que explican la evolución de la cuenca antepaís asociada en esta área.

Hung (1997), sugiere resolver el problema del exceso de espacio disponible entre el basamento de la cuenca Oriental de Venezuela (cuenca antepaís), el espesor de las rocas subyacentes del Cretácico Temprano que están por debajo de la Serranía del Interior tomando en cuenta los rasgos estructurales que actualmente se conocen en superficie. Hung (1997), propone seis interpretaciones estructurales alternativas que

involucran basamento, cuñas sedimentarias Paleozoica, tectónica de piel delgada con grandes acortamientos e inversión de estructuras extensivas tipo graben. Estas hipótesis establecen rangos de acortamientos que varían entre 16 km y 115 km; es decir, entre 9% y 66% respectivamente (tabla 2.1).

Tabla 2.1 Seis hipótesis diferentes para un perfil regional (**figuras 2.1 hasta 2.6**), hechas por Hung (1997).

Hipótesis	Acort.	Nivel de Despegue	Edad de la Deformación	Comentarios
1. Deformación con basamento involucrado, Figura 2.1	9% 16 km	Intra-basamento	Mioceno Medio a Presente	Fallas inversas de alto ángulo.
2. Deformación involucrando basamento por debajo de la Serranía. En el Pie de montaña solo se involucra rocas sedimentarias, Figura 2.2	20% 35 km	Intra-basamento, base Pre-Barranquín y base de Carapita	Mioceno Medio a Presente	Cuñas de rocas precámbricas están juntas a la rocas sedimentarias en el pie de montaña (<i>foothills</i>). Las rampas profundas en el basamento regional hacia el norte se encuentran unidas a 35 km de profundidad con la falla El Pilar.
3. Cuña sedimentaria paleozoica, Figura 2.3	21% 37 km	Intra-Paleozoico, base Pre-Barranquín y Mioceno Inferior	Mioceno Medio a Presente	Una cuña de rocas sedimentarias del Paleozoico esta por debajo del cinturón plegado. Una rampa de bajo ángulo separa las rocas paleozoicas del basamento de la Serranía.
4. Graben invertido, Figura 2.4	21% 37 km	Intra-Basamento (Tope del Jurásico) y Mioceno Inferior	Mioceno Medio a Presente	La Serranía es el producto de un semi-graben invertido.
5. Imbricación con múltiple niveles de despegues, Figura 2.5	62% 110 km	Base Pre-Barranquín, Mioceno Inferior y Tope de Barranquín (en la Serranía)	Mioceno Medio a Presente	Rampas emergidas por corrimientos de alto ángulo. Grandes espesores son asumidos por rocas Pre-Barranquín.
6. <i>Dúplex</i> por debajo de la Serranía, Figura 2.6	66% 115 km	Base Pre-Barranquín y Mioceno Inferior	Mioceno Medio a Presente	Repetición de secuencias del margen pasivo. Múltiples anticlinales por debajo de la Serranía

Hung (1997) plantea sistemas de fallas generadas en secuencia, en la primera etapa de deformación y fuera de secuencia, para la segunda etapa de deformación, iniciando el acortamiento desde la parte más somera hacia la parte más profunda y de Norte hacia el Sur, no descartando la existencia de alguna independencia entre las estructuras someras (antiguas) de las estructuras más profundas (jóvenes). En cuanto a las deformaciones ocurridas en el Paleógeno, Sageman y Speed (2003) tratan de explicar la relación que pudo haber existido entre los depósitos carbonáticos del Miembro Tinajitas y de la Formación Peñas Blancas asociados al Eoceno con la tectónica existente para ese tiempo, específicamente con la migración del alto periférico de la cuenca antepaís (*forebulge*) generado por la interacción entre las placas Norteamericana y Suramericana. La hipótesis de la migración del alto periférico de la cuenca antepaís (*forebulge*) en el Eoceno también ha sido discutida por Luna *et al.* (1997) y Pindell *et al.* (1998).

Una premisa básica es que la secuencias cretácicas y paleógenas en la cuenca antepaís (*foreland*) fueron depositadas en el margen pasivo al norte del continente Suramericano, según lo concebido por muchos autores después de Maresch (1974) y James (1990). Las secuencias contemporáneas en el autóctono al sur de la cuenca, son plataformales y también fueron depositadas en el borde del margen pasivo. Los cálculos basados en los espesores estratigráficos en la cuenca sugieren que la subsidencia debido al enfriamiento en el Eoceno (Erikson y Pindell, 1993, en Sageman y Speed, 2003), llega a profundidades batimétricas cercanas a los 2 kilómetros, según lo estimado con los foraminíferos béticos por Galea (1985, en Sageman y Speed, 2003). Según Hedberg (1937, 1950) y Salvador y Stainforth (1968 ambos en Sageman y Speed, 2003), la secuencias de eventos geológicos del noreste de Venezuela, después de su fase de margen pasivo, incluye lo siguiente: 1.- El desarrollo de una discordancia regional del Paleoceno-Eoceno Tardío; 2.- Depósitos asociados a secuencias del Oligoceno después de la discordancia regional; 3.- Inicio de una sedimentación tipo turbidítico y molásico, simultánea a la deformación de la cuenca, relacionada a la colisión de las placas Caribe y Suramérica; 4.- Deformación neógena del margen pasivo, produciendo el borde con mayor deformación y más

activo de la cuenca antepaís correspondiente al cinturón orogénico, la cuenca antepaís y el frente de corrimientos.

En cuanto al origen de las calizas, Sageman y Speed (2003) asumen que éstas son depositadas en ambientes plataformales paralelos a la línea de costa y fueron desarrolladas en varias etapas: La **primera** se desarrolló en la parte profunda de la plataforma, donde no llegaban los sedimentos grueso y solo se depositaron sedimentos finos, generando un ambiente de fangos glauconíticos con fósiles plantónicos y algunos bénticos de aguas profundas. La **segunda** etapa se caracteriza por la disminución de la columna de agua, alcanzando la zona de fotosíntesis y un depósito de fango glauconítico pero con partículas esqueléticas gruesas. En la **tercera** y última etapa se origina la mayor disminución de la columna de agua, llegando a la marca límite de la base normal de la onda de las tormentas, en la cual se desarrollaron calizas con muchos esqueletos retrabajados, fragmentos de arcillas glauconíticas y bolsones de algas. Estas tres etapas dan indicio que las calizas se formaron después de una bajada del nivel del mar y que según el estudio batimétrico la profundidad estimada es como máximo 100 metros de transgresión en vertical.

Luego, Sageman y Speed (2003) analizaron la evolución de las calizas del Miembro Tinajitas, de la Formación Peñas Blancas y de la discordancia regional del Eoceno en un modelo batimétrico de la cuenca antepaís de Venezuela, en donde aplicaron el siguiente razonamiento: desde la Formación Vidoño hasta las calizas del Miembro Tinajitas hay un cambio batimétrico de 1500 metros como mínimo. Partiendo que la Formación Caratas tiene un espesor promedio de 300 metros a nivel regional, según Hedberg (1937, 1950; en Sageman y Speed, 2003), de igual espesor es la parte superior de la Formación Vidoño en el Eoceno (300 m) y a estos espesores se les suma los 100 metros de columna de agua generado por los cambios eustáticos máximos del nivel del mar según Haq *et al.* (1987; en Sageman y Speed, 2003), se preguntaron: ¿Y el resto del levantamiento, que es de 800 metros, a que es atribuido? En el trabajo de Sageman y Speed (2003) se estudió la estratigrafía y la sedimentología de las secuencias del Paleoceno en el este de Venezuela que fueron depositadas durante la transición del margen pasivo al margen activo. La sucesión de

litologías y faunas, geometrías alongadas de esqueletos calcáreos y la distribución regional de las discordancias ubicadas hacia el continente con respecto a las calizas del Miembro Tinajitas y de la Formación Peñas Blancas indican un cambio batimétrico mayor y una mejor acomodación de sedimentos. Entonces, estos cambios son explicados por el efecto de la migración elástica del alto periférico de la cuenca antepaís (*forebulge*). La amplitud de esta flexura fue por lo menos 800 metros, en una longitud de onda de 70 hasta 500 kilómetros en una duración de 10 a 20 m.a.. La causa de la migración elástica del alto periférico de la cuenca antepaís (*forebulge*) pudo ser por un pulso de convergencia entre las placas de Norteamérica y Suramérica para el Eoceno. Esta afirmación sugiere un incremento de la tectónica, siendo capaz de producir discordancias regionales en las cuencas sedimentarias.

2.2 Graben de Espino

El Graben de Espino ha sido reportado como una depresión en el basamento orientado en sentido NE-SO, y ENE-OSO en el área de Machete, limitada por fallas normales, y que contiene sedimentos del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Fiorillo *et al.*, 1981 en Salazar, 2006). La interpretación aeromagnética sugiere que se prolonga desde el noreste del Estado Anzoátegui hasta la Cuenca Barinas-Apure y Colombia (Feo-Codecido *et al.* 1984; en Salazar, 2006). Summa *et al.* (2003; en Salazar, 2006) y Chaplet (2005) sugieren su continuación hacia el este, por debajo de la Serranía del Interior.

Una de las tantas fallas existentes en el graben de Espino que se tomará en cuenta en este trabajo es la falla de Anaco, definida como una falla normal de rumbo aproximado N50°E que constituye el borde sureste de la región septentrional del Graben de Espino (Figuras 2.8 y 2.9) y que fue posteriormente invertida durante la compresión del Terciario (Arminio *et al.* 2001 en Salazar, 2006).

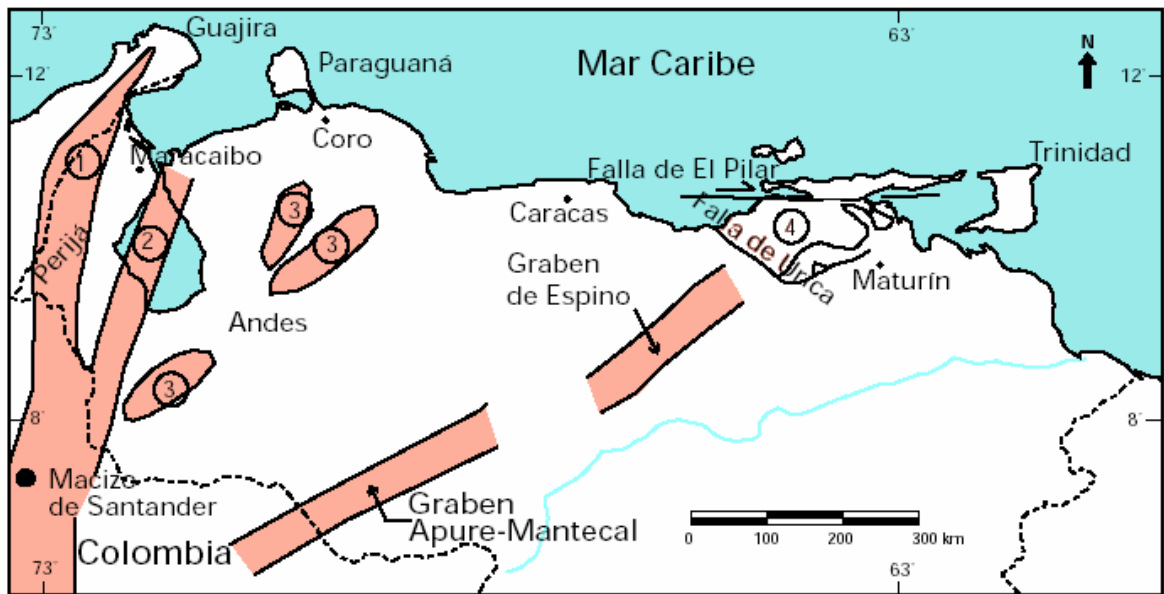


Figura 2.8. Ubicación del Graben de Espino (Yoris y Ostos, 1997; WEC)

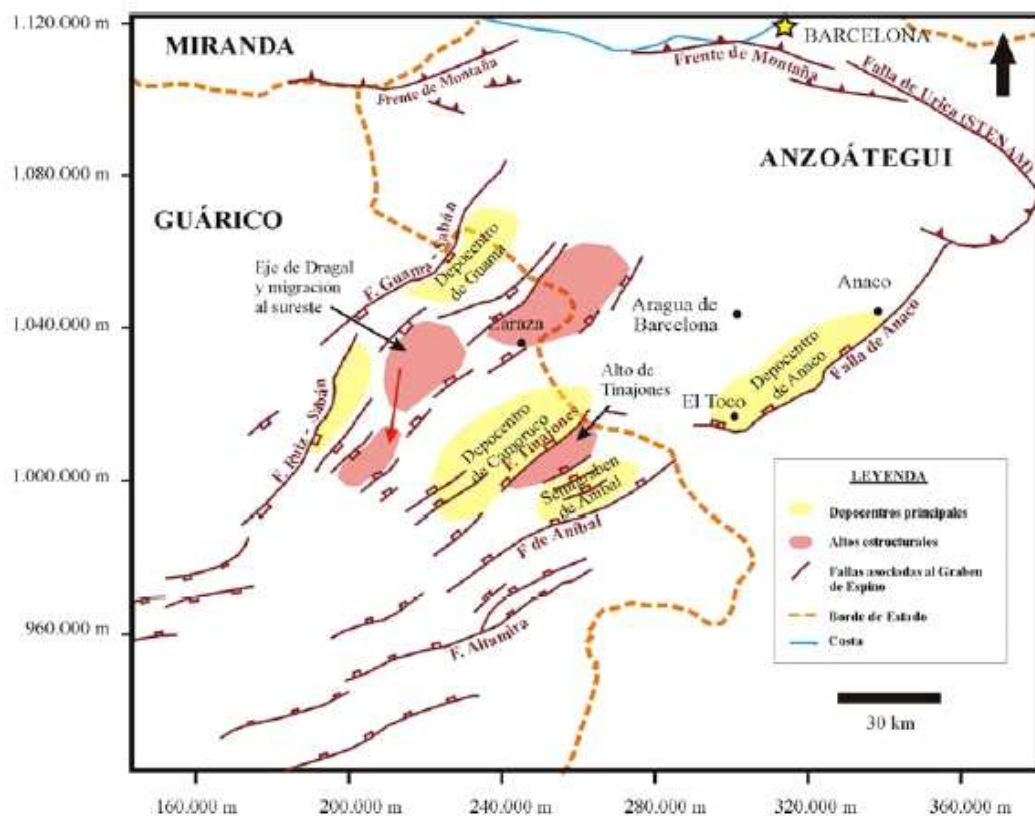


Figura 2.9. Mapa de las principales fallas del Graben de Espino y de los altos estructurales cartografiados a diferentes niveles estratigráficos (Tomado de Salazar, 2006).

2.3 Serranía del Interior

Chevalier *et al.* (1995) analizó una sección de superficie, al nivel de la Serranía del Interior, en la cual propone al norte de la Falla de San Francisco-Quiriquire la existencia de un apilamiento de estructuras anticlinales con una secuencia de progresión normal hacia el Sur. Sugiere la posible presencia de un nivel estratigráfico desconocida (Cretácico Inferior-Jurásico) de rocas poco competentes, para sustentar la hipótesis de un nivel de despegue basal. Así mismo, niveles de despegues dentro del mismo intervalo de calizas y lutitas negras de la Formación Querecual, de edad Cenomaniense-Turonense. Este primer segmento septentrional del transecto restaurado presenta un acortamiento de 25%, o sea de 19 km. El sector comprendido entre la faja diapírica y la Falla de San Francisco, en subsuelo y superficie, muestra una geometría más compleja. La interpretación estructural de los datos sísmicos lo conduce a proponer un modelo de deformación en dos períodos de plegamiento y cizallamiento. El primer acortamiento, asociado a una tectónica de piel delgada (*thin skin tectonics*), sería responsable de las estructuras tangenciales, favorecidas por la presencia de un nivel de despegue basal intra-Cretácico Inferior-Jurásico, de niveles de despegues intra-Cenomaniense y varios niveles de despegues en las lutitas del Mioceno Medio de la Formación Carapita. La edad de esta primera fase sería Mioceno Medio y su primer pulso sería post-Carapita D, post zona de *Globigerinatella insueta* (16 m.a.). El segundo evento corresponde a la reactivación de estructuras profundas pre-Cretácicas, asociado a una tectónica donde involucra basamento (*thick skin tectonics*). El alto de Pirital se genera durante este evento y la edad de esta compresión sería post-depositación de la Formación Morichito y pre-sedimentación de la Formación La Pica. Esta deformación de edad tope del Mioceno Medio involucra sedimentos aún desconocidos (Jurásico-Paleozoico?). El acortamiento de la sección que comprende desde la faja diapírica hasta la falla de San Francisco, es de 31%, es decir, de 28,5 km, con un desplazamiento, sobre este transecto regional, del corrimiento de Pirital de 6 km. Y finalmente la sección

comprendida desde la faja diapírica hasta el Sur presenta poco acortamiento (2% es decir 2,3 km).

2.4 Subcuenca de Maturín

Passalacqua *et al.* (1995) interpreta una sección geológica regional hasta el *Moho*, basada en perfiles magnéticos y gravimétricos (figura 2.10), donde el mapa de anomalía de *Bouger* muestra un mínimo de grandes proporciones que se extiende a lo largo del eje de la subcuenca de Maturín, delineando la profundización progresiva del *Moho* por debajo de la zona de estudio. El flanco sur de la cuenca está caracterizado por anomalías magnéticas producidas probablemente por intrusiones basálticas muy someras en la porción más delgada del paleo-margen o por heterogeneidades en la corteza. Para modelar el alto gravimétrico al norte de la serranía, fue necesario introducir una cuña de alta densidad; esta solución requiere una raíz profunda en la corteza por debajo del cinturón de cabalgamientos y el *Moho* de la Placa Suramericana profundizando hacia el Norte. Propone entonces un modelo geodinámico consistente, cuyas características principales es una subducción hacia el Norte de al menos 70 km de litósfera continental de la Placa suramericana (principalmente manto intracontinental y parte de la corteza inferior).

Jácome (2001) propone un modelo para explicar el proceso geodinámico responsable de la formación de la subcuenca de Maturín, determinar la contribución del peso de la Serranía del Interior en términos de la flexura y el reajuste isostático de la corteza continental del este de Venezuela e investigar la contribución de otros procesos geodinámicos como la subducción en la formación de dicha cuenca. Un nuevo modelo geodinámico cuantitativo que combina la teoría de balance geométrico y estructural, junto con la respuesta isostática flexural de la corteza al peso de los bloques emplazados, la carga de sedimentos depositados dentro de la cuenca y la erosión. Estas variables fueron integradas para concluir que el peso litosférico generado por el levantamiento de la cadena montañosa de la Serranía del Interior Oriental no es suficiente para generar la subsidencia observada en la cuenca antepaís

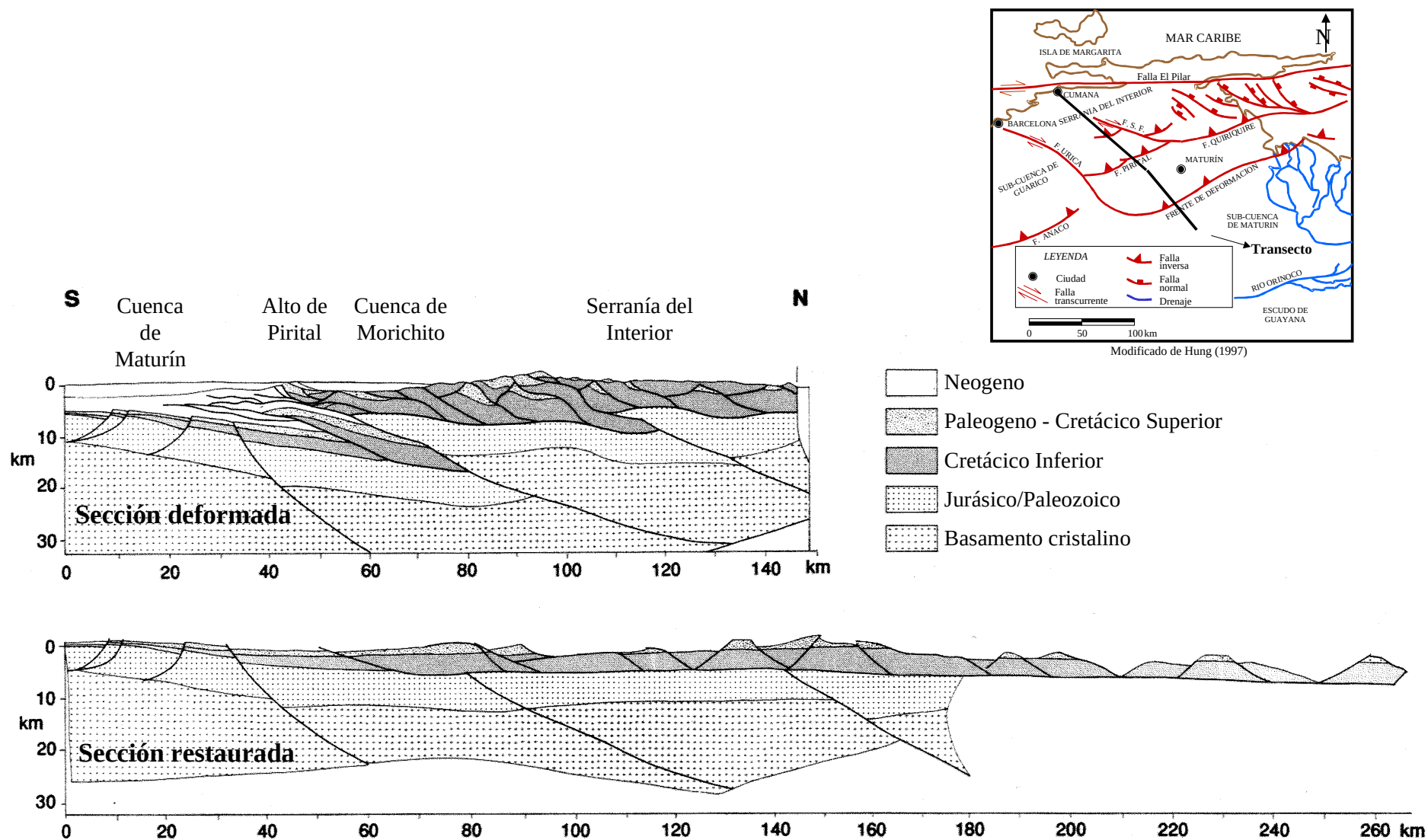


Figura 2.10. Transecto regional hasta el *Moho*, basado en perfiles magnéticos y gravimétricos. Passalacqua *et al.* (1995).

de Maturín. Basado en la información sismológica y gravimétrica se postula que la subsidencia faltante dentro de la subcuenca de Maturín es el resultado de una deflexión litosférica asociada a la subducción del arco de las islas de las Antillas Menores que afecta directamente a Trinidad y al este de Venezuela. Este modelo sugiere que el hundimiento de la Subcuenca de Maturín tiene dos componentes: El 55% se relaciona con carga tectónica de la Serranía y su sistema frontal de corrimientos y el 45% conducido por subducción continental del manto litosférico de la placa Suramericana por debajo de la placa Caribe. Comprobó que el espesor elástico de la Corteza Suramericana es 25 km, ya que este valor reproduce la extensión lateral del primer depósito sinorogénico. El nivel de despegue principal es de 25 km. Este modelo produce una correcta exhumación, erosión y topografía de las rocas de la Serranía del Interior, pero no el correcto espacio de sedimentación de la Cuenca de Maturín. El acortamiento generado por la deformación decrece de Oeste (96 km) a Este (76 km), aunque, el espesor observado de los depósitos sinorogénicos de la Cuenca de Maturín aumentan de Oeste (8 km) a Este (12 km), lo cual soporta adicionalmente que el peso de la cadena montañosa no es suficiente para generar el espacio de sedimentación observada en la Cuenca de Maturín.

Duerto (2002) interpreta la configuración estructural del cinturón de diapiros al este de Venezuela y propone un modelo evolutivo para el mismo (figura 2.11). El cinturón está compuesto de sedimentos mio-pleistocenos, turbidíticos y lutíticos, movilizados a partir del Mioceno Tardío en conexión con el desarrollo de los principales corrimientos del área. A partir de interpretación sísmica, identifica cuatro etapas evolutivas: (1) Relleno del depocentro de la cuenca (*foredeep*) por cuñas tectónicas sucesivas depositadas al frente de las escamas de corrimientos. (2) Formación de fallas normales lítricas que permitieron el escape de una parte del fluido y el flujo inicial de las arcillas. (3) Inversión inicial de las cuñas sedimentarias. (4) Fase final de plegamiento que involucró una secuencia muy espesa de rocas plio-pleistocenas y estuvo acompañada de inyección y volcanismo de lodo. La configuración del área durante este período estuvo caracterizada por la formación de mini-cuencas confinadas por el levantamiento de las estructuras diapíricas y alimentadas desde el

Norte por la erosión de la Serranía y desde el Sur por los sistemas deltáicos del “Proto- Orinoco” .

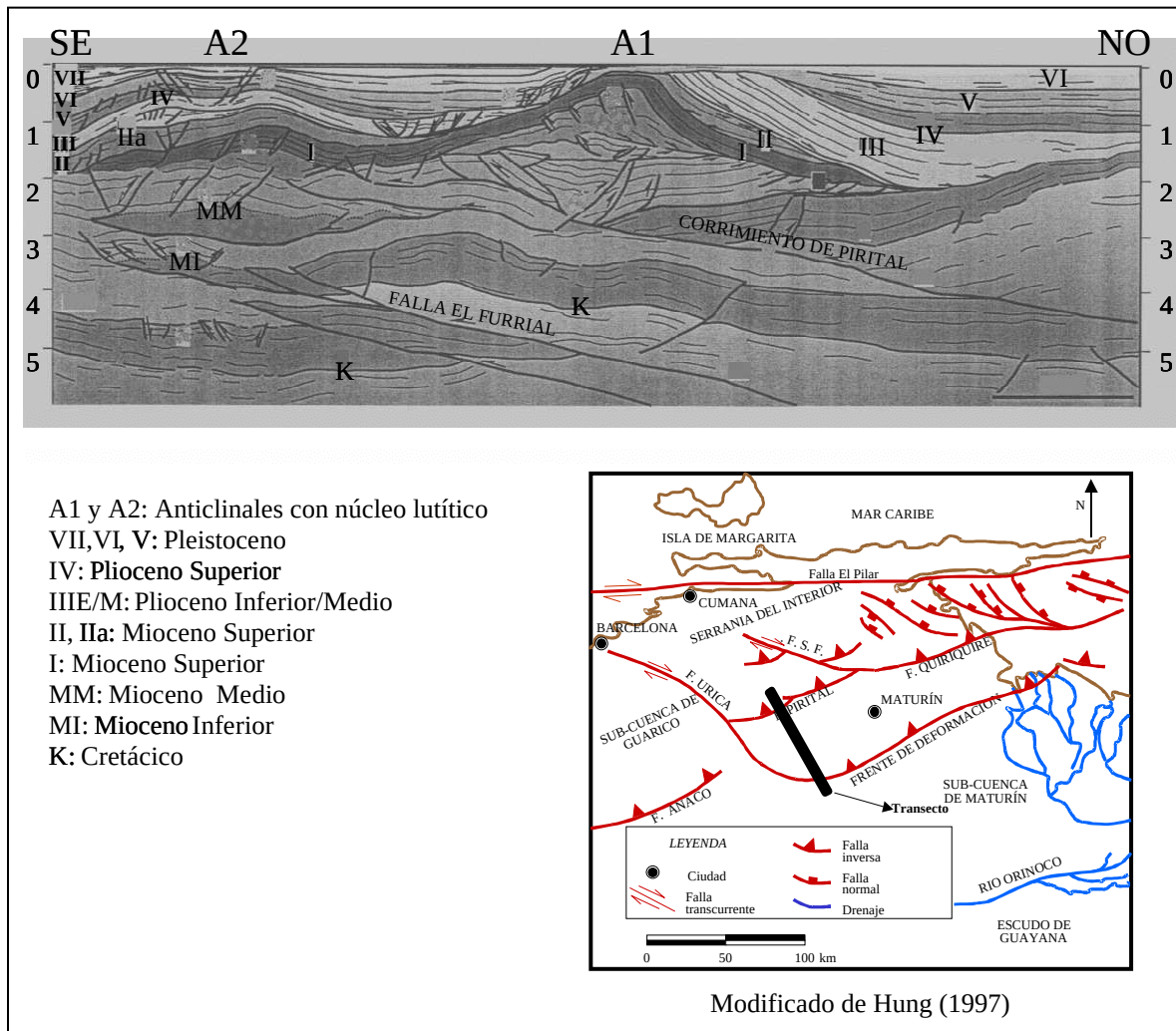


Figura 2.11. Configuración estructural de los diapiros de lodo al este de Venezuela. Duerto (2002).

Roure *et al.* (2003) describen los resultados de la integración del estudio geológico y el modelado de transectos regionales ubicados en la cuenca andina de Colombia y en el este de Venezuela. La investigación está enfocada en: 1) la geodinámica y la evolución cinemática del frente de corrimientos, 2) la sincronización de los elementos del sistema petrolífero, y 3) los parámetros que controlan las características de la rocas reservorios dentro de la cuenca antepaís, en los frentes de corrimientos profundos de mayor prospectividad.

La cuenca Oriental de Venezuela está limitada al Sur por el Río Orinoco y el macizo Precámbrico de Guayana y al Norte por la Serranía del Interior y la falla dextral de El Pilar, ubicándose en esta área el transecto estudiado en este trabajo. Dicha cuenca contiene secuencias de edades Cretácico y Paleoceno de margen pasivo, que se superponen a las secuencias del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano de manera discordante. Según Pindell y Tabbutt (1995), la secuencia *synrift* jurásica es preservada en el graben de Espino, pero nunca ha sido perforada en la subcuenca de Maturín, ni se ha encontrado expuesta en la superficie de la Serranía del Interior.

Los principales reservorios del área son depositados en ambientes marinos someros y deltaicos del Cretácico Tardío y Paleógeno. La deformación Neógena de la Serranía del Interior con vergencia sur permitió la depositación de secuencias marinas en la cuenca antepaís (Formación Carapita, Mioceno) y el desarrollo de cuencas elevadas (*piggyback basin*) rellenas por clásticos continentales (Formación Morichito; Roure *et al.*, 2003).

Una discordancia regional usualmente separa las secuencias de margen pasivo paleógenas de las denominadas secuencias de aguas profundas del Mioceno Medio, depositadas simultáneamente con la flexura de la cuenca (Formación Carapita; Roure *et al.*, 2003).

Los niveles de despegues existen en: 1) las secuencias lutíticas de edad barramiense-aptiense de la Formación Barranquín o en las hipotéticas acumulaciones de sal de edad Jurásico Tardío o Cretácico Temprano que deben existir en la base de las secuencias sedimentarias del margen pasivo, 2) las calizas bituminosas de edad Cretácico Tardío de la Formación Querecual, 3) las lutitas ubicadas en la base de la Formación Carapita. Estos niveles dúctiles controlan los despegues y la tectónica delgada observada en la Serranía del Interior y el dúplex que se ubica en el frente del corrimiento de El Furrial (Roure *et al.*, 2003).

Un nivel de despegue profundo puede existir en la base de las secuencias *synrift* del Jurásico o en el basamento cristalino que acomoda las rocas pre-cretácicas involucradas en el bloque de Pirital (Roure *et al.*, 1994; Roure y Sassi, 1995).

En la cuenca antepaís, al sur del frente de corrimiento, preexisten fallas de alto ángulo que involucran basamento, pertenecientes a la inversión del borde del Graben de Espino. También en algunas áreas se produjo en menor escala, pliegues en echelon originados por la transpresión neogena (Roure *et al.*, 2003).

A lo largo del margen sur de la cuenca (*foredeep*), se observan fallas normales heredadas de la fase *rifting* o generadas por la extensión neogena en respuesta a la flexura del borde pasivo de cuenca antepaís (Roure *et al.*, 2003) (figura 2.12).

El modelo cinemático propuesto por Roure *et al.* (2003) (figura 2.13), asume que el bloque de Pirital estuvo controlado por el desarrollo de fallas que pasan por las cretas de los bloques inclinados de basamento del margen pasivo, esto implica que las secuencias de edad Cretácico dentro de Pirital se encuentran unidas a rocas más antiguas que la Formación Barranquín, mientras que el dúplex de El Furrial está separado del bloque de Pirital por medio de un despegue ubicado entre las secuencias Cretácica, siendo posible distribuir la deformación a lo largo del tiempo y sincrónicamente en dos sistemas: la alineación de El Furrial y el frente de deformación del bloque de Pirital, tomando en cuenta el movimiento en fuera de secuencia o reactivación del alto de Pirital, el cual se encuentra registrado en las formaciones de edades cuaternarias y en el relleno de la cuenca elevada de Morichito, donde se registran discordancias que ayudan a la calibración del modelado cinemático.

Finalmente, calibró el modelado cinemático con la corrida de madurez termal, llegando a un buen ajuste, en la que se tuvo que aumentar el espesor de Carapita para el Mioceno temprano, justo al comienzo de la flexura para justificar la madurez termal presente en la materia orgánica, siendo este espesor de la Formación Carapita erosionado en su totalidad, como se muestra en el modelo estructural (Roure *et al.* (2003; figura 2.12)

Para evaluar la **sincronización de los elementos del sistema petrolífero**, Roure *et al.* (2003) trabajaron con el modelo cinemático ajustado a los datos estructurales, estratigráficos y de madurez termal, extrajeron una curva de temperatura contra el tiempo de diferentes intervalos de cada bloque tectónico (El Furrial y Pirital), la cual

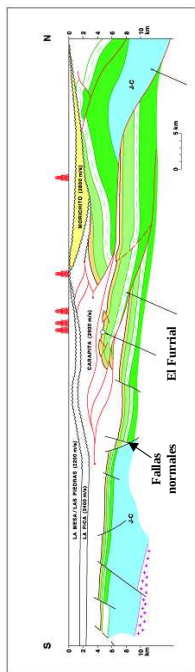


Figura 2.12. Modelo estructural, este de Venezuela, Roure *et al.*, (2003)

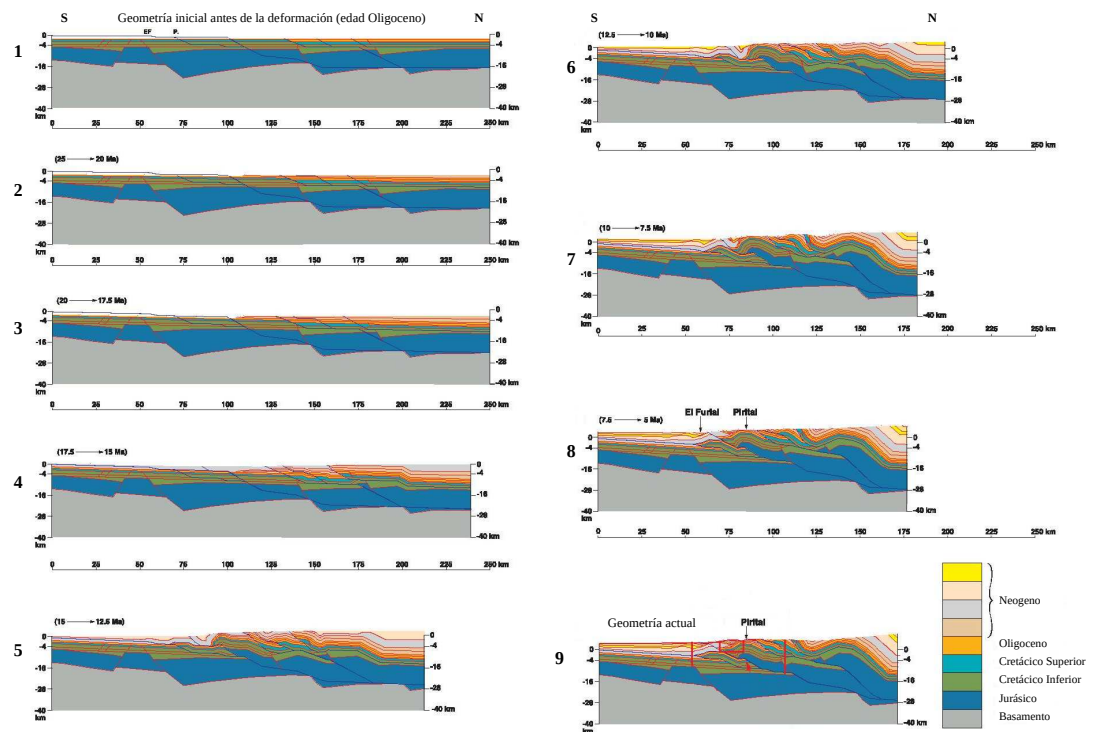


Figura 2.13. Modelado cinemático, este de Venezuela, Roure *et al.*, (2003)

fue utilizada para interpretar los fluidos en los yacimientos y evaluar la historia diagenética. Este modelado predice los distintos episodios de maduración y cambios de la migración del hidrocarburo ocurridos en diferentes tiempos. Durante el margen pasivo y en las primeras etapas de compresión, el hidrocarburo fue generado al norte de la cuenca, migrando a lo largo de 100 y 200 km, moviéndose por encima y buzamiento arriba del flanco sur de la cuenca ya flexurada, llenando las trampas estratigráficas de la Formación Oficina, de edad Mioceno, en la faja del Orinoco. Las lutitas del Mioceno de la Formación Carapita, constituyen una eficiente roca sello al norte de la cuenca, las rutas de migración se encuentran en las areniscas de las secuencias de edades oligocena y cretácica, pertenecientes al margen pasivo. La migración vertical a lo largo de las fallas normales preexistentes es comprobado, pero es de menor importancia en el área (Roure *et al.*, 2003).

Los episodios más recientes de generación de hidrocarburos son relacionados al soterramiento tectónico de la roca madre. La reactivación del bloque de Pirital en la etapa tardía, activó la generación de la roca madre, llevándola a ventana de petróleo, siendo este episodio el responsable del llenado de los bloques de El Furrial y Orocual, con un recorrido de migración entre 10 y 20 km (Roure *et al.*, 2003).

La remigración y migración vertical también ocurrió cerca del frente de deformación, con un escape progresivo de hidrocarburo a lo largo de las superficies de fallas y por los flancos de los diapiros de lodos, resultando la generación/acumulación de lagos de asfalto en superficie, Roure *et al.* (2003).

Roure *et al.* (2003) concluyen que la evolución geodinámica y la historia del sistema petrolífero en las cuencas de los Andes colombianos y de Venezuela son similares, pero existen algunas diferencias de interés en cuanto a la sincronización. Al este de la cordillera de Colombia, la deformación andina se generó entre el Cretácico Tardío y Eoceno, la cual no se ha reconocido al este de Venezuela. Los episodios de acortamientos tectónicos conducen no solo al soterramiento tectónico y sedimentario, pero también son los causantes de los pulsos de migración de hidrocarburos, ligados a los eventos de presión-disolución y cementación de cuarzo dentro de las areniscas reservorios.

En las montañas venezolanas y colombianas la roca madre dominante es la correspondiente a los intervalos lutíticos de ambiente marinos del Cretácico Tardío. Sin embargo, la sincronización de los elementos del sistema petrolífero es diacrónica, dependiendo si fueron afectados o no por la deformación andina del Eoceno Temprano.

Schneider (2003) expone que el modelado de cuencas tiene como objetivos reconstruir la evolución en el tiempo de las cuencas sedimentarias para hacer predicciones cuantitativas de los fenómenos geológicos que conducen a la acumulación de hidrocarburos. En estos análisis se tiene que considerar la compactación de los sedimentos, la transferencia térmica, generación del hidrocarburo y el flojo de líquidos por medio de los poros. Sin embargo, los clásicos modelados de cuencas manejan geometría simples, las cuales no son aplicables en áreas estructuralmente complejas. Por esta razón se ha desarrollado un prototipo numérico en un programa computarizado llamado *Ceres2D*[®] desarrollado por Schneider *et al.* (2002), donde se puede modelar fluidos en sus tres fases, dentro de secciones geológicas en 2D, tomando en cuenta el tiempo de depositación, compactación, erosión y el comportamiento de la sal o de las lutitas a lo largo de las fallas.

El clásico flujograma para realizar un estudio de este tipo, se compone de tres pasos principales. El primero, es la generación de la sección estructural, la cual se hace generalmente con los datos de la interpretación sísmica, de pozos, de afloramientos y finalmente se llevara a cabo el balanceo estructural (Schneider, 2003).

El segundo paso según, Schneider (2003) es la restauración de la sección estructural. Para balancear la sección através del tiempo se tomó en cuenta la erosión y se utiliza una herramienta que simule la cinemática del modelado, tal como *Thrustpack*[®], desarrollado por el Instituto Frances de Petroleo (IFP), este permitió construir secciones restauradas intermedias en el tiempo. El último paso, es la generación del modelado cinemático con las respectivas calibraciones numéricas y termales.

El transecto elaborado por Schneider (2003) muestra que la alineación de El Furrial tiene dos episodios de cementación de cuarzo. La primera generación de cuarzo es

producido en el proceso de solidificación de las secuencias del Oligoceno, el cual alcanza el 90 % del cemento existente. El segundo episodio de cementación se generó por un proceso absolutamente distinto, cuando los acuíferos profundos de las formaciones de edad cretácica, como Barranquín, transportados en el bloque de Pirital, transfieren lateralmente a través de la falla de Pirital los fluidos a los depósitos oligocenos que se encontraban sin deformación (figura 2.14).

Cuando se considera el origen de los fluidos de los reservorios de edades cretácica y oligocenos en la estructura de El Furrial, se tiene que tomar en cuenta las siguientes consideraciones (Schneider, 2003):

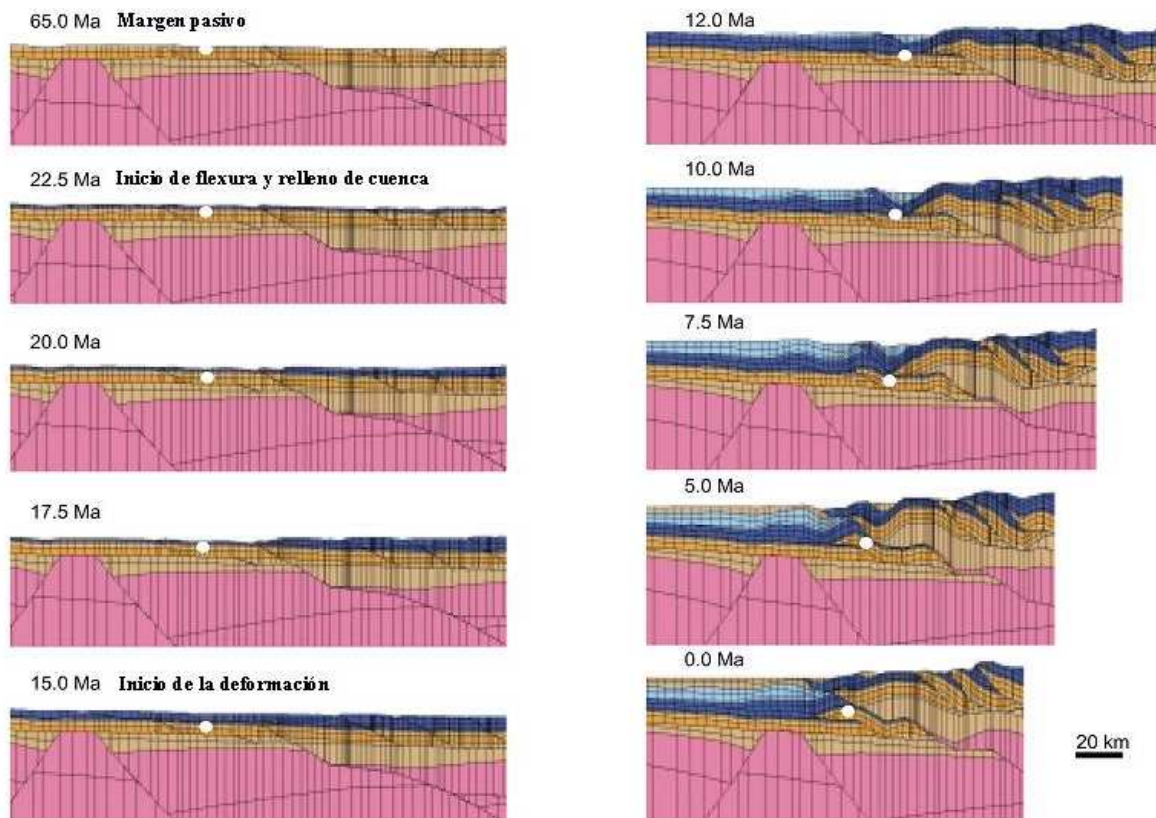
De 65 a 20 m.a.: Los fluidos están en equilibrio termal dentro de las rocas y sedimentos. Los fluidos están continuamente saliendo verticalmente hacia la superficie durante el proceso de compactación (figura 2.14).

Entre los 20 y 12 m.a.: Se genera la flexura regional por tectonismo, el relleno de la cuenca, la sedimentación de la Formación Naricual simultánea a la deformación y la migración eficiente de los fluidos desde el Norte (figura 2.14). Estos fluidos se encuentran en equilibrio termal con las areniscas del Oligoceno ubicadas al Norte, pero se ha registrado altas temperaturas en las rocas adyacentes al bloque de El Furrial. La velocidad promedio de estos fluidos disminuyen de 20 a 5 km/m.a. Este episodio es caracterizado por el aumento de la sobrepresión en las secuencias de areniscas del Oligoceno y Cretácico Superior, correlacionadas con el fracturamiento hidráulico de las lutitas negras de la Formación Carapita.

De 12 a 8 m.a.: Por el aumento de la actividad tectónica, las secuencias sedimentarias más profundas del Cretácico Temprano estuvieron en contacto con secuencias sedimentarias someras del Cretácico Tardío y Oligoceno, dando lugar a un intercambio y a una mezcla de fluidos con diferentes temperaturas y composición, teniendo como resultado, en menor escala, un episodio de precipitación de cuarzo. Esta hipótesis es consistente con la información obtenida de los análisis de los isótopos de oxígeno, (figura 2.14).

La reducción de la intensidad del fluido marca el fin de la deformación tectónica, aproximadamente a los 8 m.a., sin embargo, por la actual velocidad de los fluidos en los yacimientos de El Furrial, se concluye que el cierre de la estructura ocurrió aproximadamente a los 5 m.a..

La historia del llenado del hidrocarburo es consistente con el estudio de inclusiones fluidas, que demuestra que los hidrocarburos están presentes durante la cementación de cuarzo dentro de la Formación San Juan, pero no estaban presentes durante la cementación de cuarzo de la Formación Merecure.



2.14. Evolución tectónica, mostrando el margen pasivo (65 m.a.), flexura-relleno de la cuenca, inicio de la deformación (15 m.a.) y la configuración estructural actual, Schneider (2003).

Fintina (2003) interpretó dos transectos regionales ubicados al este de Venezuela (figura 2.15), incluyendo los bloques de Pirital - Santa Bárbara - Casupal y Cotoperí – Furrial, y generó un modelado estructural - geoquímico, con la finalidad de entender y evaluar el sistema petrolífero del área de norte de Monagas.

Fintina (2003) concluye que el evento estructural en fuera de secuencia de los corrimientos Piritál y Post Piritál con respecto al corrimiento El Furrial - Carito - Santa Bárbara, tienen implicaciones mayores en el desarrollo del sistema petrolífero. El modelado estructural (figura 2.16) permite estimar las edades de deformación, ayuda a ilustrar la evolución cinemática (figura 2.17) de las estructuras interpretadas y validar la geométrica de la interpretación propuesta.

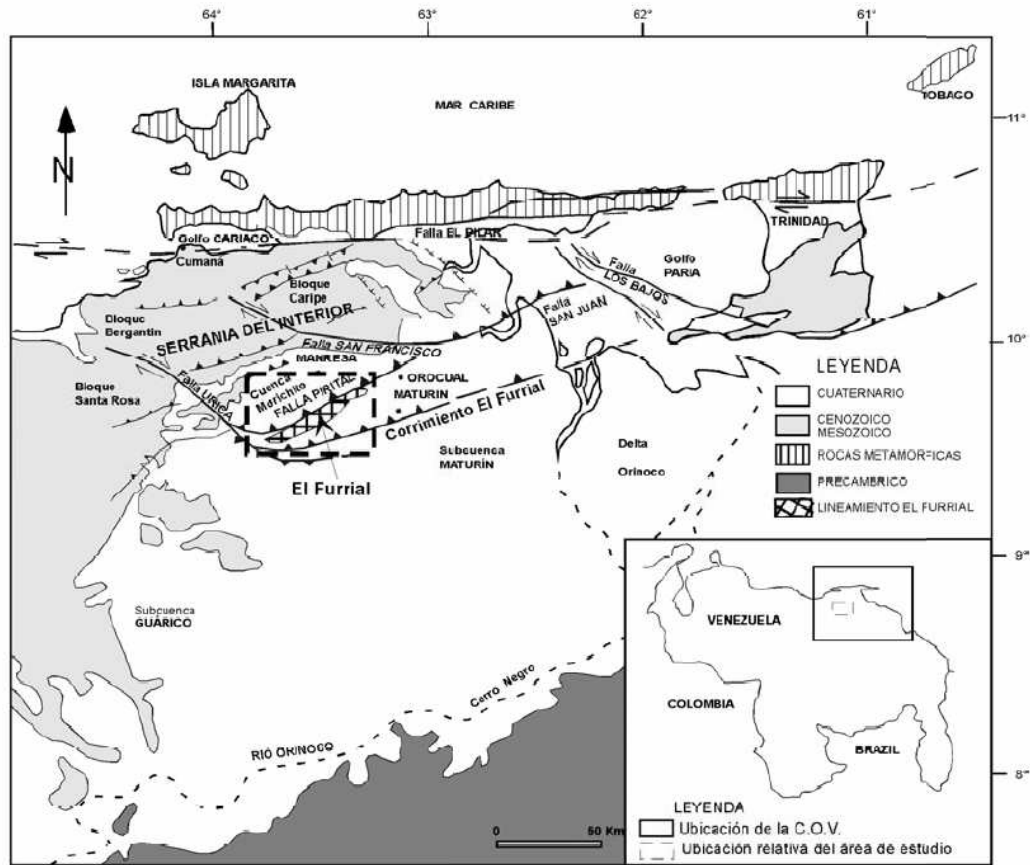


Figura 2.15. Ubicación del área de estudio (Modificado de Parnaud *et al.* (1995), en Fintina, 2003).

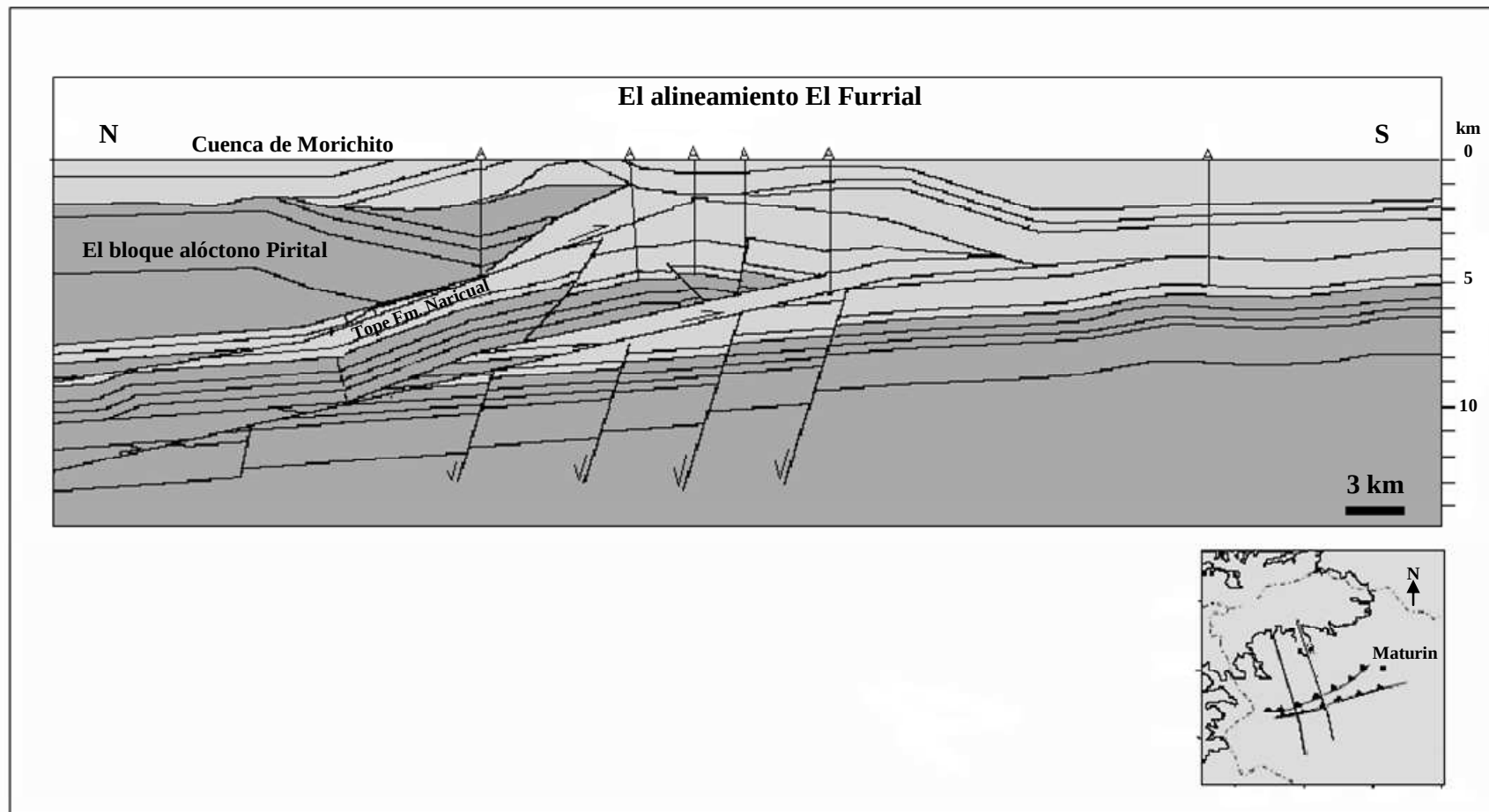


Figura 2.16. Interpretación estructural del transecto Pirital - Santa Bárbara – Casupal (según Fintina, 2003).

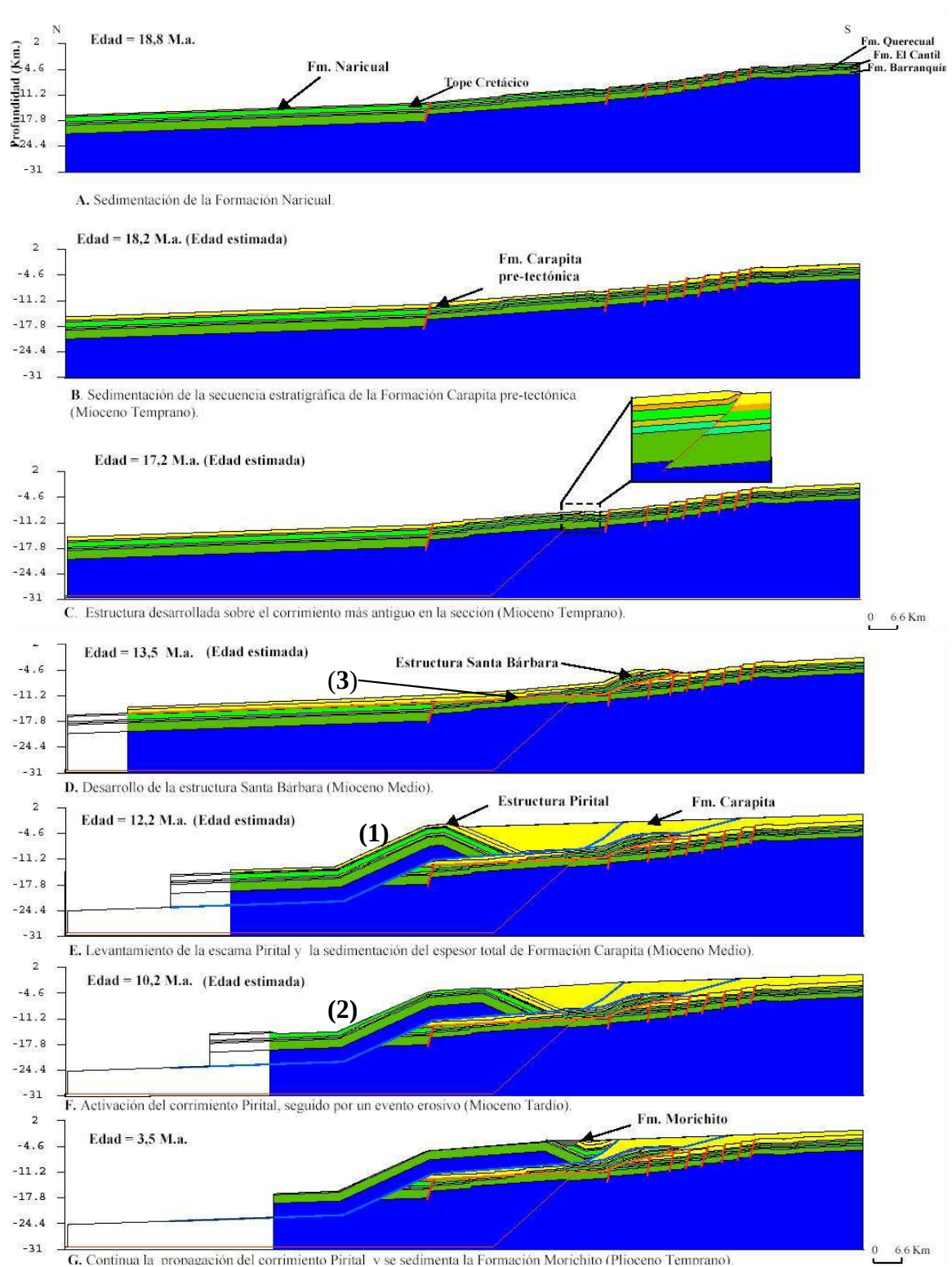


Figura 2.17. Modelado cinemático de la sección estructural Pirital - Santa Bárbara – Casupal (Tomado de Fintina, 2003).

CAPITULO III

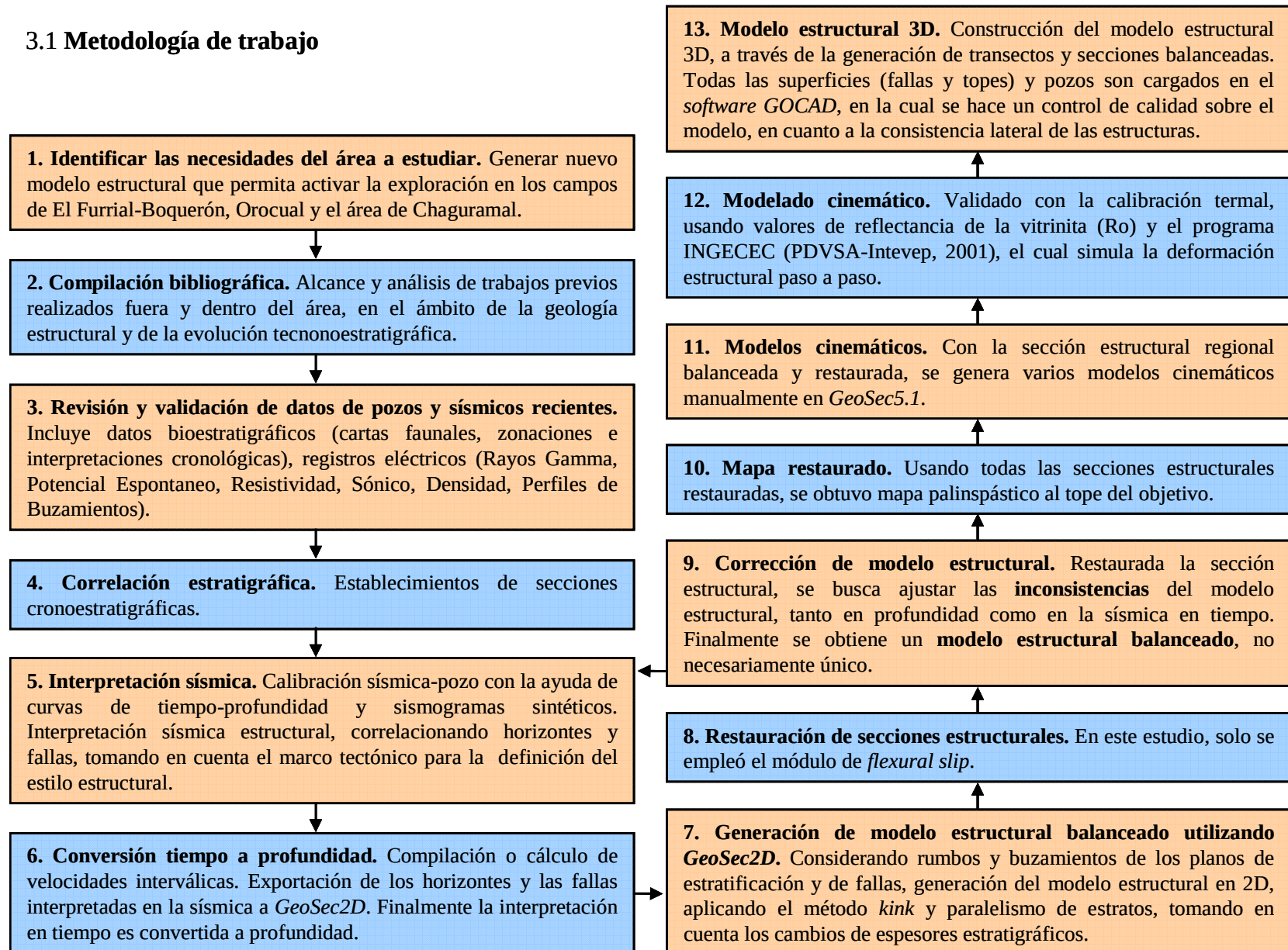
METODOLOGÍA Y DATOS

Este proyecto surge de la necesidad de generar un nuevo modelo estructural que permita identificar nuevas posibilidades exploratorias en los campos de El Furrial-Boquerón, Orocuá y el área de Chaguramal, para lo cual, se inició la búsqueda de información disponible en el área, como sísmica 2D y 3D. También se recopiló y validó la información de 66 pozos existentes en el área, los cuales se seleccionaron por su distribución equidistante (ver figura 3.0). Posteriormente, se refinó la selección de datos para conservar sólo 44 pozos con mejor calidad y cantidad de datos bioestratigráficos (cartas faunales, zonaciones e interpretaciones cronológicas) y de registros eléctricos (Rayos Gamma, Potencial Espontáneo, Resistividad, Sónico, Densidad, Perfiles de Buzamientos) que facilitaron la correlación estratigráfica y la interpretación estructural.

Este trabajo se inició con la revisión de un proyecto previo organizado por Lander *et al.*, (2002-b), de donde se adquirió el 80% de los datos bioestratigráficos y estratigráficos, los cuales permitieron construir un modelo estructural que también fue analizado y comparado con modelos teóricos y análogos de otras áreas. Seguidamente, se recopilaron datos de velocidades intervállicas de las distintas formaciones geológicas, obtenidos a partir de la sísmica de pozo, mediante tiros de verificación, las cuales se complementaron con datos de sísmica de pozos recientemente adquiridos.

A continuación se muestran la metodología y los datos que conducen a la generación del nuevo modelo estructural propuesto.

3.1 Metodología de trabajo



3.2. Procedencia, manejo y validación de los datos

3.2.1 Interpretación estratigráfica

Fue necesaria la revisión de los pozos existentes en el área (tabla 3.1) para aumentar la confiabilidad de las correlaciones estratigráficas necesarias para tener un buen amarre sísmica-pozo en el momento de la interpretación.

Tabla 3.1 Pozos seleccionados para elaborar el nuevo modelo estructural. Pozos finalmente utilizados, resaltados en negrillas.

CAMPOS Y AREAS	POZOS
BOQUERÓN	P1, P2, BOQ1
EL COROZO	P15, P31
COTOPERÍ	P16, P17, P18 , P11, P12, P37, P13, P35, P14, P30 , PG30, PC3, P35, P37
EL FURRIAL	P19, PFN, PF19 , PFC1, PF6, P20, P21, P22 , PF16, PF2
JUSEPÍN	P23, P24, P25, P26, P27, P28, P29, P30, P32, P33, P36
MANRESA	PMR1
OROCUAL	P3, P4, P5, P6 , PO56 PO58, PO59, P7, P8, P9, P10 , PO15, P38, P39 , PO52, PO57, PO60, PO63
SAN LUIS	PSLL1
SAN VICENTE	P34
TROPICAL	PTP1, PTP2
SUR DE FURRIAL	P, PEP, PCM7

3.2.1.1 Selección de Pozos

La selección de los pozos se hizo tomando en cuenta los siguientes criterios:

- Ubicación dentro y cerca del área de estudio.
- Profundidad final con alcance mayor o igual al Oligoceno.

- Existencia de información bioestratigráfica (edades) y de formaciones geológicas.
- Separación equidistante y buena distribución entre cada bloque (figura 3.0).
- Cercanía a las líneas y trazas sísmicas seleccionadas.
- Información de desviación, buzamientos y registros eléctricos.

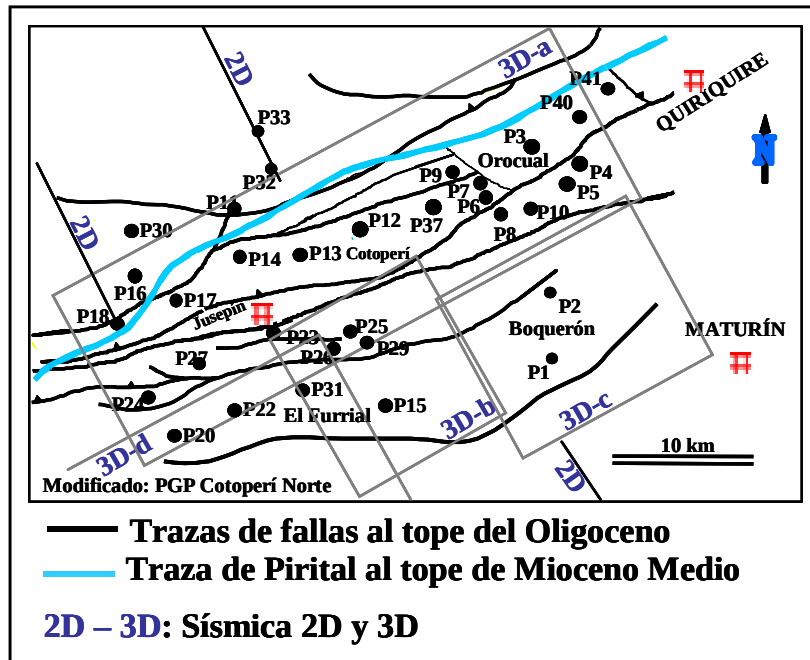


Figura 3.0 Mapa mostrando la distribución de los pozos seleccionados y sísmica 2D y 3D.

3.2.1.2 Revisión de datos bioestratigráficos

Lander *et al* (2002-b) y las nuevas revisiones realizadas por el actual Proyecto NEM (Noreste de Monagas), en conjunto con el Laboratorio El Chaure, fueron las principales fuentes de información bioestratigráfica para iniciar la nueva interpretación estructural en el área. Muy en particular, los pozos P1 y P15, que llegaron a profundidades de 19.518 y 19.235 pies respectivamente, contienen buena información de las formaciones geológicas más antiguas encontradas en la estructura de El Furrial-Boquerón, logrando una buena calibración al tope del Oligoceno y Cretácico con la ayuda de la palinología, foraminíferos y nannoplancton (bioeventos). A continuación se muestran algunas de las cartas de donde se obtuvo la validación de topes cronoestratigráficos y formacionales (figuras 3.1 a 3.4):

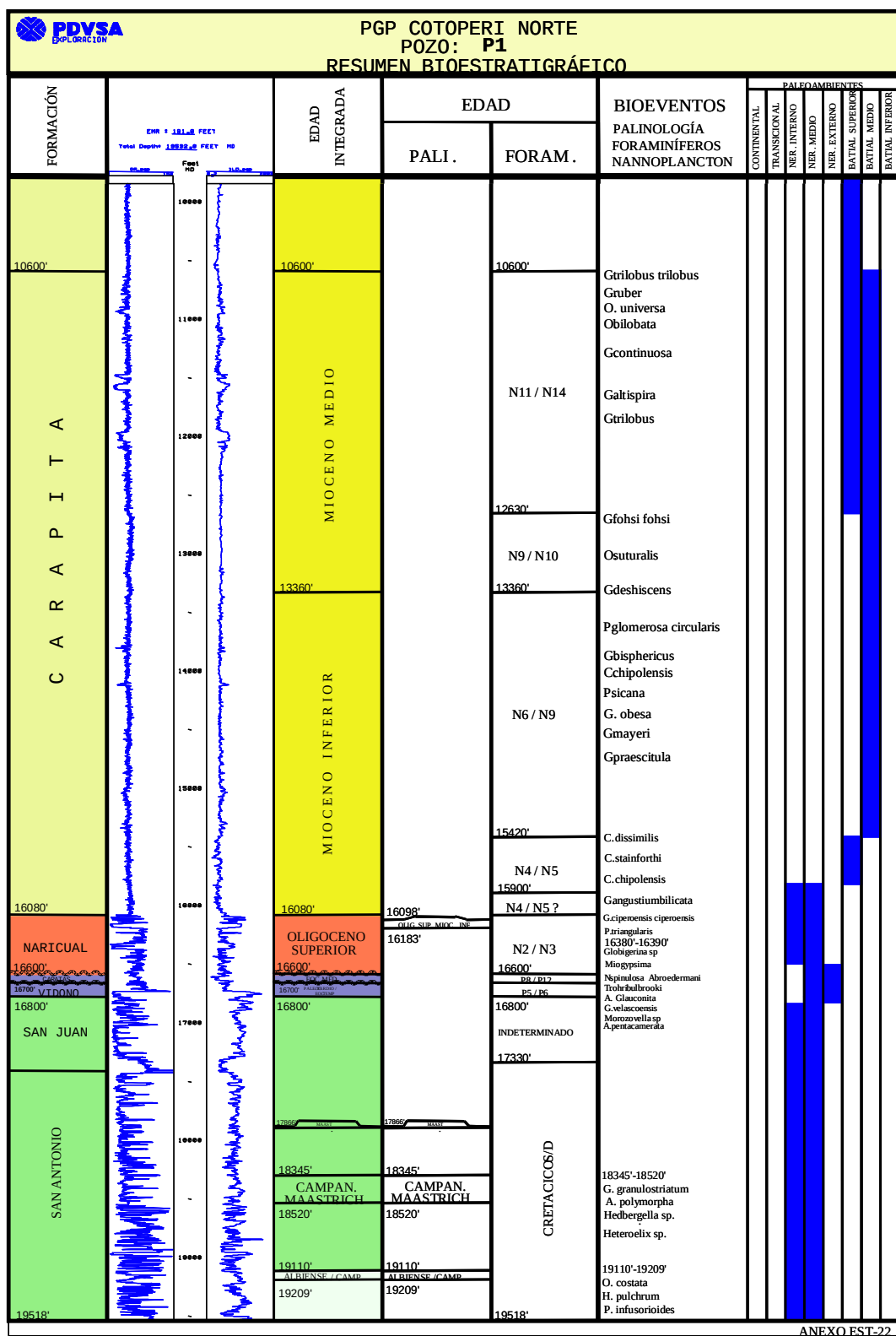


Figura 3.1 Resumen bioestratigráfico del pozo P1 (Lander *et al.*, 2002-b)

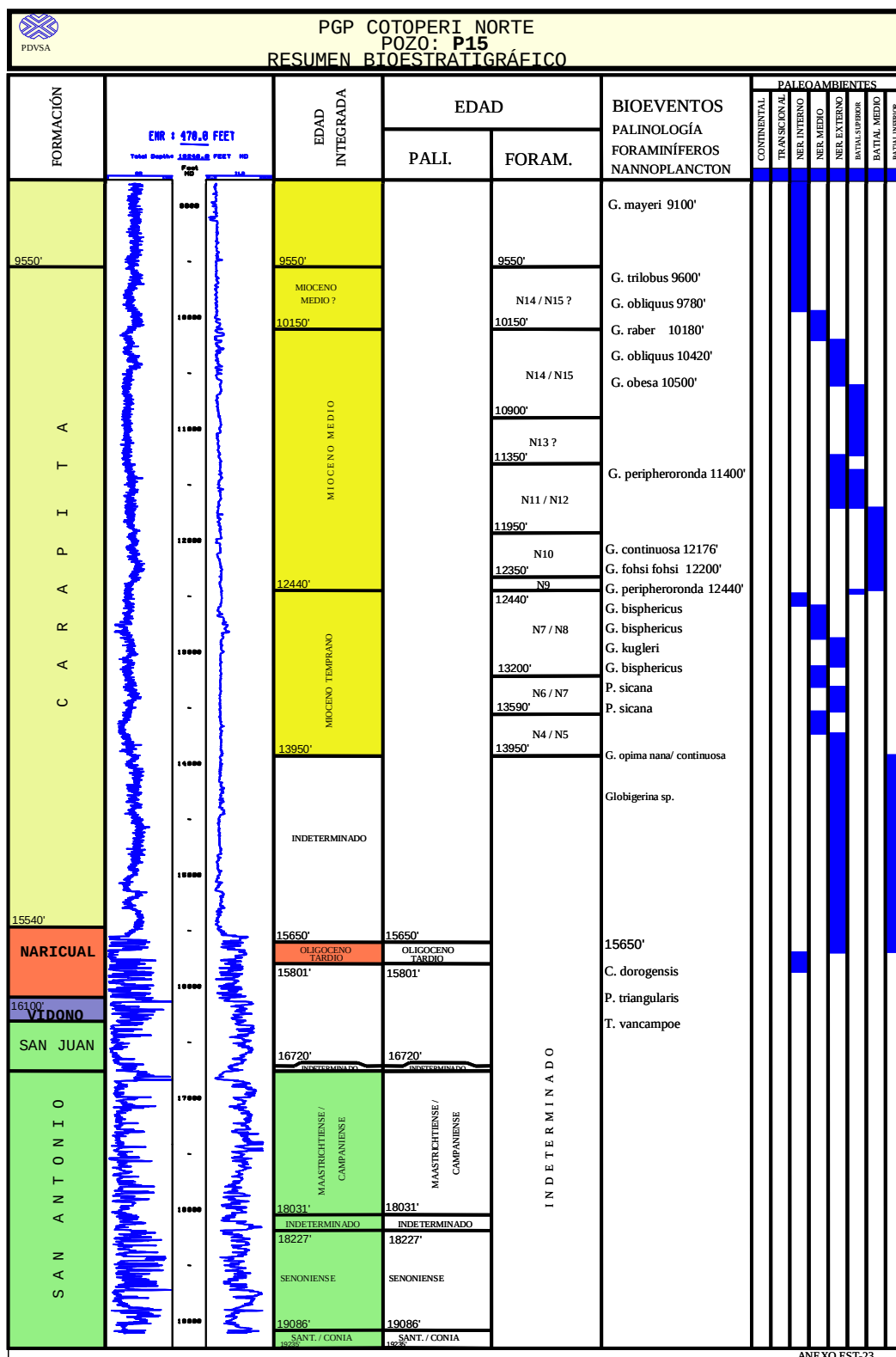


Figura 3.2 Resumen bioestratigráfico del pozo P15 (Lander *et al*, 2002-b)

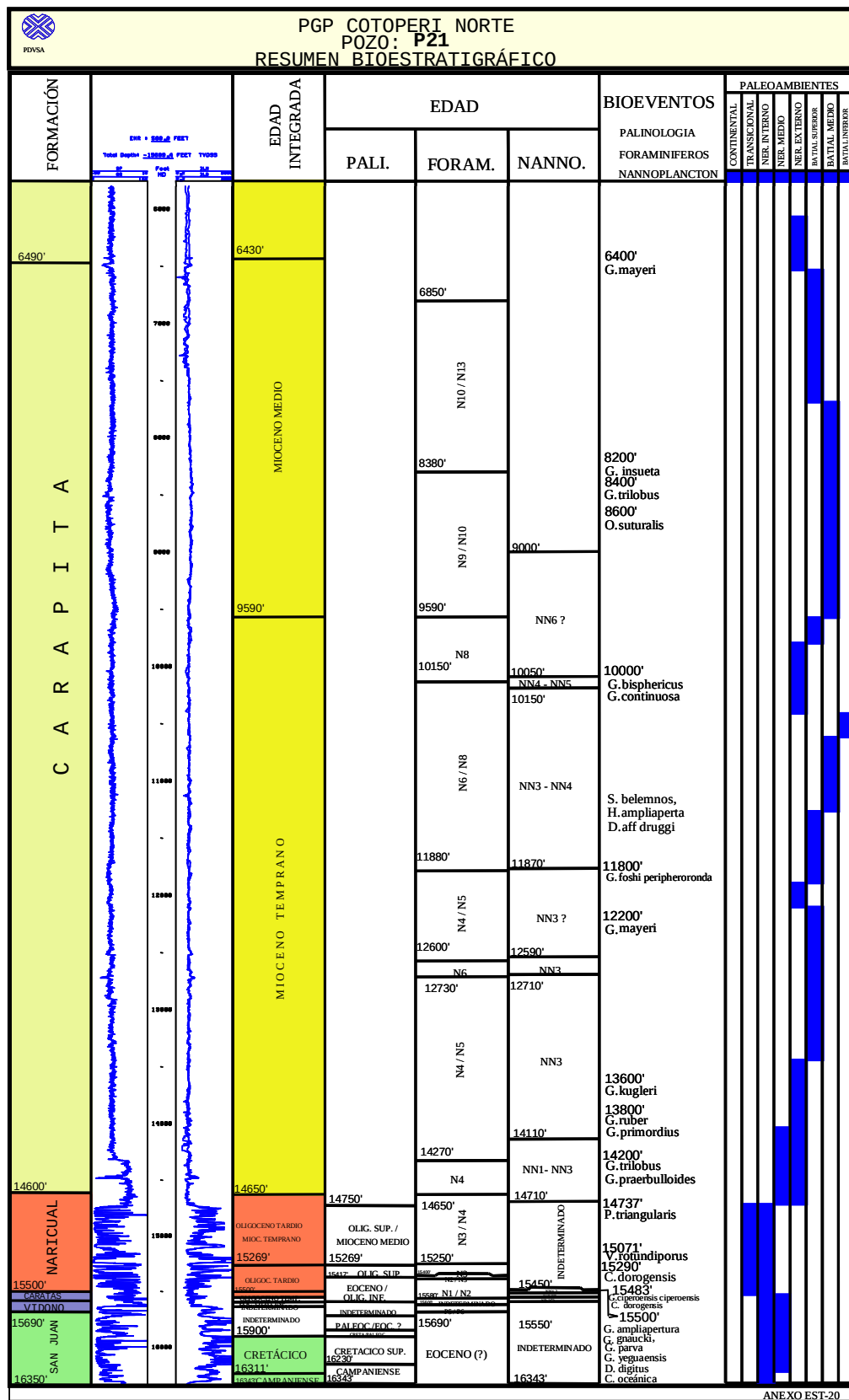


Figura 3.3 Resumen bioestratigráfico del pozo P21 (Lander *et al*, 2002-b)

3.2.1.3 Validación de topes cronoestratigráficos y formacionales

De los 44 pozos utilizados en el presente trabajo, se refinaron los siguientes 30 (tabla 3.2), tomando en cuenta datos bioestratigráficos (Cartas faunales, zonaciones e interpretaciones cronológicas) y registros (Rayos Gamma, Potencial Espontaneo, Resistividad, Sónico, Densidad). En la tabla 3.2 se muestra las profundidades ajustadas a los topes cronoestratigráficos. El significado de las siglas son las siguientes; *MD*: profundidad Medida del recorrido del pozo desde la mesa rotaria. *TVDSS*: Profundidad vertical verdadera o corregida Vs desviación del pozo con respecto al nivel del mar. *E.M.R*: Elevación de la mesa rotaria.

Tabla 3.2 Validación de topes cronoestratigráficos y formacionales

POZOS	EDADES Y TOPEs	MD (pies)	TVDSS (pies)	E.M.R (pies)
P1	OLIGOCENO	16080	-15890	190
P1	EOCENO	16600	-16410	190
P1	PALEOCENO	16700	-16510	190
P1	CRETÁCICO	16800	-16610	190
P1	Fm SAN ANTONIO	17300	-17110	190

P2	OLIGOCENO	17272	-17082	190
P2	EOCENO	17940	-17750	190
P2	PALEOCENO	18059	-17869	190
P2	CRETÁCICO	18200	-18010	190
P2	Fm SAN ANTONIO	18778	-18588	190

P3	OLIGOCENO	11922	-11065	375
P3	EOCENO	12905	-12047	375
P3	PALEOCENO	13912	-13049	375
P3	CRETÁCICO	14067	-13204	375

P4	OLIGOCENO	11709	-11210	476
P4	EOCENO	12771	-12271	476
P4	PALEOCENO	13792	-13267	476
P4	CRETÁCICO	13953	-13428	476

POZOS	EDADES Y TOPES	MD (pies)	TVDSS (pies)	E.M.R (pies)
P5	OLIGOCENO	13365	-12574	389
P5	EOCENO	14531	-13599	389
P5	PALEOCENO	15333	-14288	389
P5	CRETÁCICO	15466	-14392	389
P5	Fm SAN ANTONIO	16034	-14835	389

P6	OLIGOCENO	11250	-10553	412
P6	EOCENO	12207	-11509	412
P6	PALEOCENO	12782	-12083	412
P6	CRETÁCICO	12950	-12251	412
P6	Fm SAN ANTONIO	13586	-12887	412

P7	OLIGOCENO	11250	-10751	461
P7	EOCENO	12124	-11618	461
P7	PALEOCENO	12963	-12437	461
P7	CRETÁCICO	13121	-12588	461
P7	Fm SAN ANTONIO	13771	-13202	461

P8	OLIGOCENO	14784	-13585	428
P8	EOCENO	15572	-14346	428
P8	PALEOCENO	16151	-14916	428
P8	CRETÁCICO	16312	-15075	428
P8	Fm SAN ANTONIO	16921	-15680	428

P9	OLIGOCENO	14260	-13710	537
P9	EOCENO	15253	-14701	537
P9	PALEOCENO	16145	-15584	537
P9	CRETÁCICO	16300	-15737	537
P9	Fm SAN ANTONIO	16926	-16357	537

P10	OLIGOCENO	14009	-13515	472
P10	EOCENO	14780	-14286	472
P10	PALEOCENO	15326	-14832	472
P10	CRETÁCICO	15494	-15000	472

POZOS	EDADES Y TOPE	MD (pies)	TVDSS (pies)	E.M.R (pies)
P11	Solo perforó MIOCENO			422

P12	OLIGOCENO	12945	-12309	630
P12	EOCENO	13905	-13268	630
P12	PALEOCENO	15482	-14841	630
P12	CRETÁCICO	15742	-15101	630

P13	OLIGOCENO	14573	-13988	585
P13	EOCENO	15557	-14972	585
P13	PALEOCENO	16167	-15582	585
P13	CRETÁCICO	16339	-15754	585

P14	OLIGOCENO	15287	-14634	619
P14	EOCENO	16446	-15792	619
P14	PALEOCENO	17052	-16397	619
P14	CRETÁCICO	17201	-16546	619

P15	OLIGOCENO	15584	-15104	471
P15	EOCENO	16099	-15618	471
P15	PALEOCENO	16100	-15620	471
P15	CRETÁCICO	16178	-15698	471

P16	OLIGOCENO	9571	-8925	646
P17	OLIGOCENO	16066	-15419	574
P17	EOCENO	17387	-16725	574
P17	PALEOCENO	17817	-17144	574
P17	CRETÁCICO	17990	-17313	574

P18	OLIGOCENO	16624	-16624	
P18	EOCENO	17751	-17751	

P19	OLIGOCENO	13369	-12874	487
-----	-----------	-------	--------	-----

POZOS	EDADES Y TOPES	MD (pies)	TVDSS (pies)	E.M.R (pies)
P19	EOCENO	14080	-13584	487
P19	PALEOCENO	14133	-13636	487
P19	CRETÁCICO	14222	-13725	487

P20	OLIGOCENO	13096	-12576	513
P20	EOCENO	13906	-13386	513
P20	PALEOCENO	14027	-13507	513
P20	CRETÁCICO	14092	-13572	513

P21	OLIGOCENO	14704	-14104	566
P21	EOCENO	15457	-14834	566
P21	PALEOCENO	15563	-14938	566
P21	CRETÁCICO	15671	-15043	566

P22	OLIGOCENO	14938	-14423	515
P22	EOCENO	15678	-15163	515

P23	OLIGOCENO	16340	-15872	468
P23	EOCENO	17100	-16632	468
P23	PALEOCENO	17253	-16785	468
P23	CRETÁCICO	17378	-16910	468

P24	OLIGOCENO	17487	-16892	468
P24	EOCENO	18329	-17707	468
P24	PALEOCENO	18548	-17920	468
P24	CRETÁCICO	18704	-18072	468

P25	OLIGOCENO	17831	-17305	526
P25	EOCENO	18611	-18085	526
P25	PALEOCENO	18789	-18263	526
P25	CRETÁCICO	18934	-18408	526

P26	OLIGOCENO	16275	-15830	445
P26	EOCENO	16992	-16547	445

POZOS	EDADES Y TOPEs	MD (pies)	TVDSS (pies)	E.M.R (pies)
P26	PALEOCENO	17163	-16718	445
P26	CRETÁCICO	17295	-16850	445

P27	OLIGOCENO	16741	-16198	423
P27	EOCENO	17577	-17024	423
P27	PALEOCENO	17736	-17182	423
P27	CRETÁCICO	17906	-17350	423

P28	OLIGOCENO	17422	-16985	438
P28	EOCENO	18243	-17806	438
P28	PALEOCENO	18395	-17957	438
P28	CRETÁCICO	18523	-18085	438

P29	OLIGOCENO	17026	-16370	472
P29	EOCENO	17863	-17182	472
P29	PALEOCENO	17946	-17263	472
P29	CRETÁCICO	18058	-17371	472

P30	OLIGOCENO	6356	-5678	678
P30	EOCENO	7682	-7004	678
P30	PALEOCENO	8139	-7461	678
P30	CRETÁCICO	8317	-7639	678

3.2.1.4 Correlación Estratigráfica

Se hizo el análisis de electrofacies, combinado con datos bioestratigráficos para identificar líneas de tiempo del Oligoceno, Eoceno, Paleoceno y Cretácico. Se correlacionaron los pozos ubicados en un mismo dominio estructural y se estableció la correlación con bloques adyacentes, para finalmente elaborar secciones estratigráficas que permiten soportar las variaciones laterales de espesores del nuevo modelo estructural. A continuación, se muestran algunas de las secciones estratigráficas y su ubicación relativa (figuras 3.5 a 3.9), utilizadas para la correlación de las líneas de tiempo en la interpretación sísmica y el modelo estructural.

Secciones estratigráficas utilizadas para determinar las variaciones de espesores de las secuencias en el área de estudio.

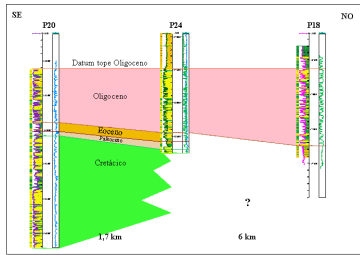


Figura 3.6 Sección estratigráfica

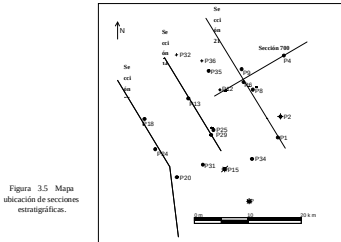


Figura 3.5 Mapa ubicación de secciones estratigráficas.

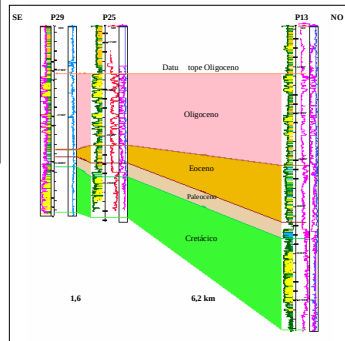


Figura 3.7 Sección estratigráfica

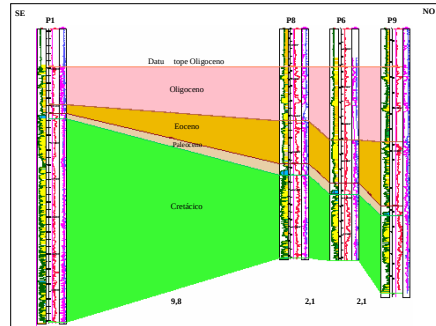


Figura 3.8 Sección estratigráfica

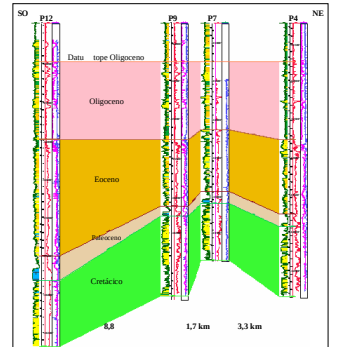


Figura 3.9 Sección estratigráfica

3.2.2 Interpretación sísmica

Para dar inicio a la interpretación sísmica-estructural, se realizó la calibración sísmica-pozo en cada uno de los bloques estructurales a interpretar, a partir de los pozos que posean registros sísmicos, densidad y perfiles sintéticos. Luego, se ejecutó el análisis tectono-estratigráfico a través de la sísmica y la interpretación de fallas principales, finalizando con la definición de los estilos estructurales y elaboración de secciones estructurales en tiempo.

3.2.2.1 Calibración sísmica

La base de datos generada por *Lander et al.*, (2002-a) sirvió como punto de partida para recopilar y validar la información de velocidades en el área. Dicha base de datos consta de 40 pozos, para los cuales se generaron curvas tiempo-profundidad y sismogramas sintéticos. Además, cada pozo posee una ficha que incluye: nombre del pozo, elevación de la mesa rotaria, profundidad final alcanzada y tiros de verificación con sus respectivos valores de profundidad, tiempo y velocidad, toda esta información reposa en "Oracle[®]" que es la base de datos de "OpenWork[®]" de la plataforma "LandMark[®]".

La elaboración de sismogramas sintéticos y la consecuente generación de tablas tiempo-profundidad permitió la correlación de los datos sísmicos con la información de pozos. La información de velocidades suministrada por los tiros de verificación, así como los registros eléctricos de pozos son utilizados para la conversión. Por lo tanto, es necesario tener una idea del comportamiento de las velocidades.

Se realizó la comparación de velocidades al oeste del área de estudio, con la finalidad de llegar a la validación, usando algunos de los pozos de la base de datos existente contra los datos obtenidos de los pozos perforados recientemente (figura 3.10). Esta comparación muestra un comportamiento uniforme de las velocidades para el 72% de los pozos correspondientes en el área de Chaguaramal y el resto de los pozos presentan un patrón de velocidades distinto al grupo de pozos (P35 y P11). La diferencia entre las velocidades obedece principalmente a las altas presiones y saturación de fluidos como consecuencia del empuje del bloque Pirital.

De igual manera se realizó la comparación de velocidades al este del área, específicamente en el campo de Orocuá utilizando 10 pozos (figura 3.11), mostrando también un comportamiento uniforme en las velocidades, excepto el pozo P9 que presenta velocidades menores en toda su trayectoria.

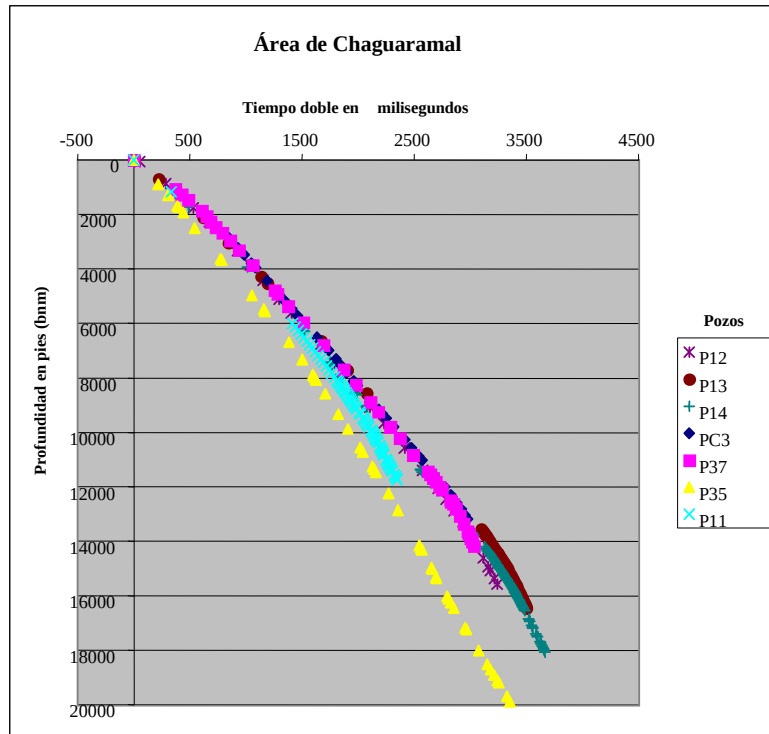


Figura 3.10 Comparación de velocidades del área Chaguaramal (Generado por Héctor Andrade)

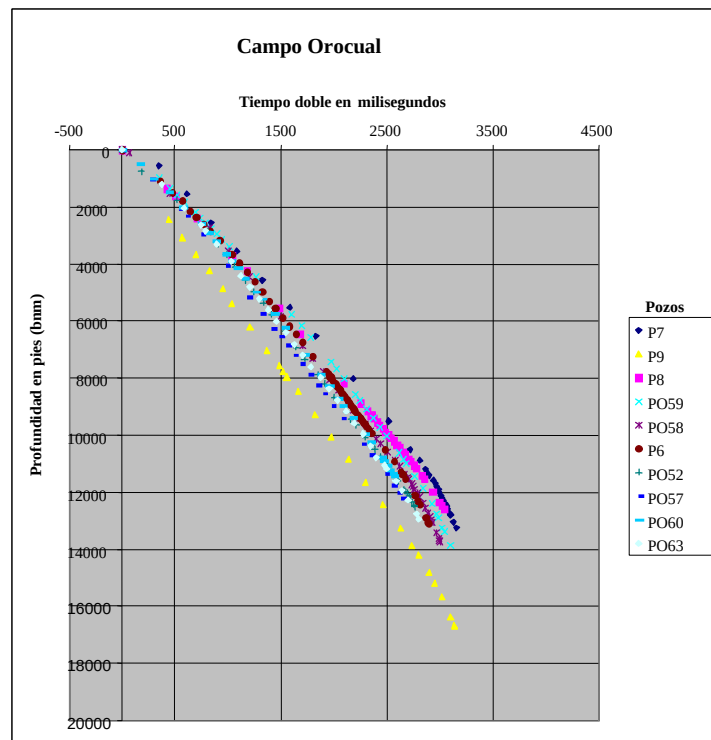


Figura 3.11. Comparación de datos de velocidades en el campo Orcual (Generado por Hector Andrade)

Se muestran sismogramas sintéticos (figuras 3.12 y 3.13), utilizados para correlacionar la información sísmica con los topes del Oligoceno y Eoceno identificados mediante los datos bioestratigráficos. Una vez correlacionada la información sísmica e identificados los reflectores correspondientes a los topes seleccionados, se procedió a la interpretación sísmica estructural (figura 3.14).

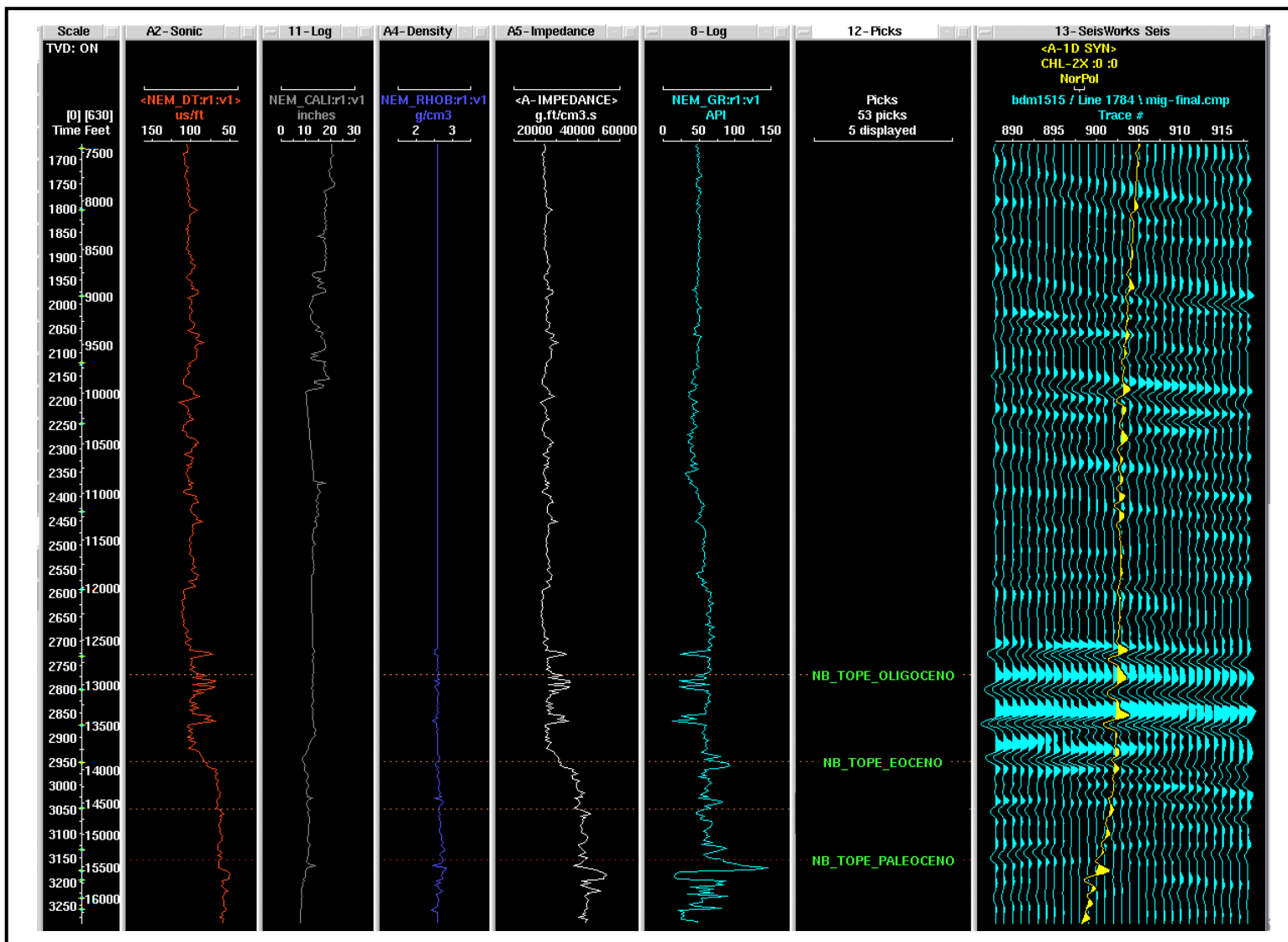


Figura 3.12. Sismograma sintético correspondiente al pozo P12, donde se observa la correlación de los eventos sísmicos asociados al tope del Oligoceno, Eoceno y Paleógeno (Generado por Héctor Andrade).

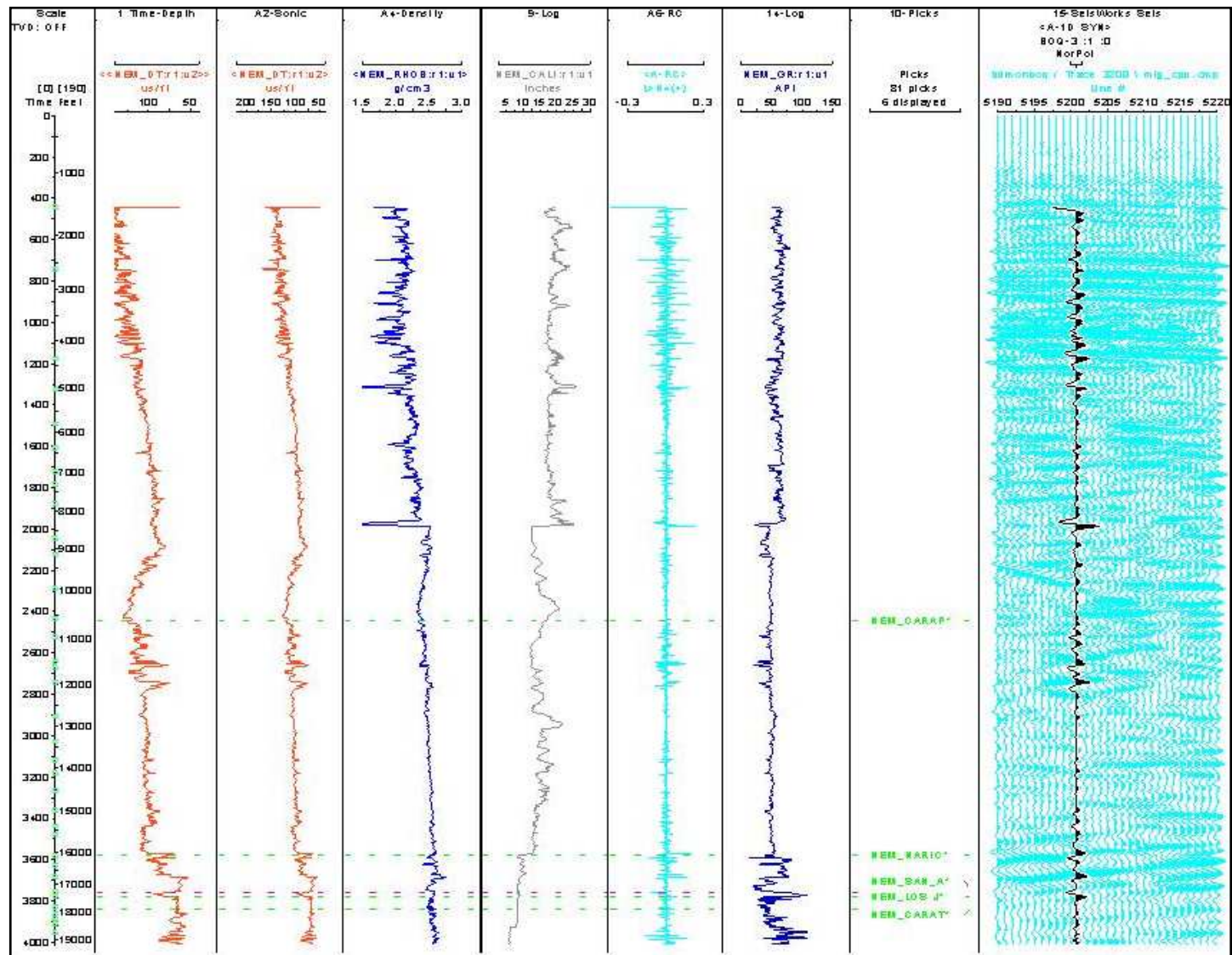


Figura 3.13 Sismograma sintético correspondiente al pozo P1, donde se observa la correlación de los eventos sísmicos asociados al tope del Oligoceno, Eoceno y Paleoceno (Generado por Anahy Finno).

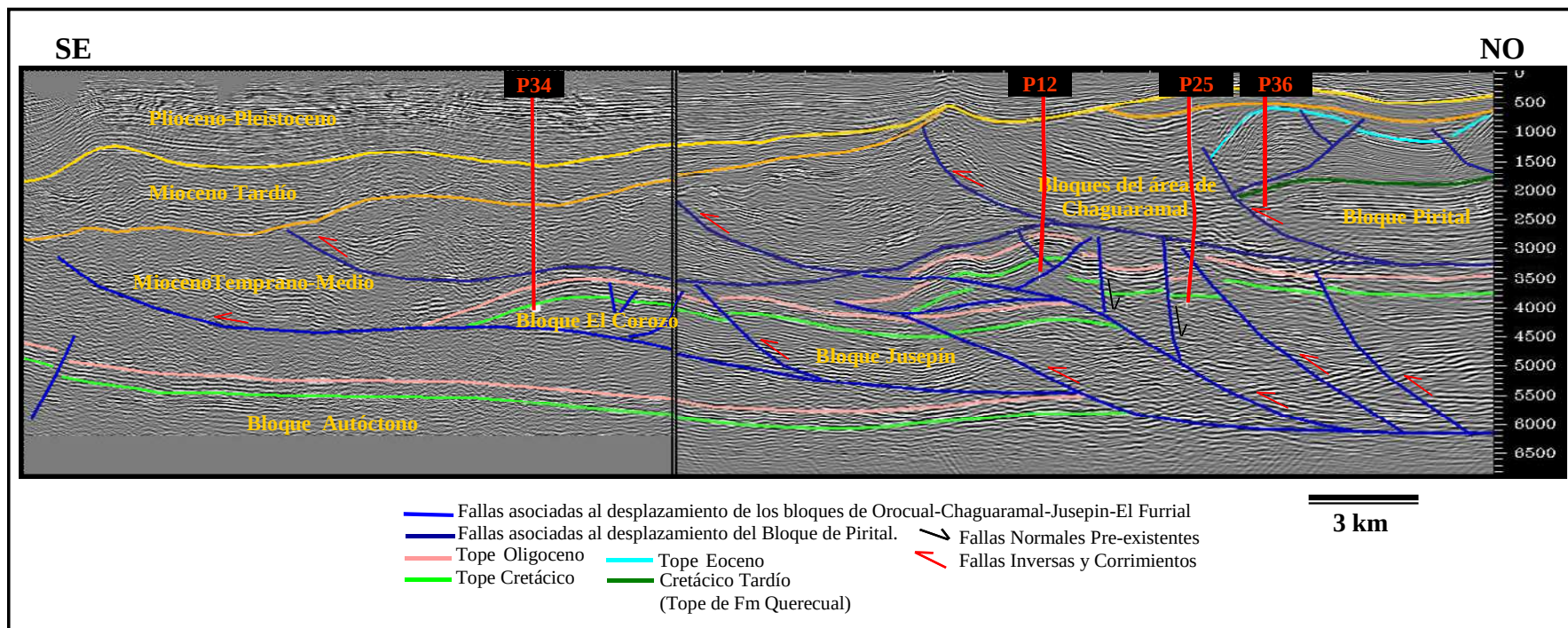


Figura 3.14 Transecto regional con dirección NO-SE. Muestra la correlación sísmica-pozo y los principales rasgos estructurales que afectan el área.

3.2.3 Conversión tiempo-profundidad

De la recopilación de información en la sísmica de pozo realizada por Lander *et al.*, (2002-a), se obtuvieron el conjunto de velocidades interválicas desde la profundidad final hasta la superficie de cada pozo, permitiendo identificar las variaciones laterales y verticales de las velocidades interválicas, con la cuales se realizó la conversión de tiempo a profundidad de todas las secciones estructurales elaboradas en el presente proyecto.

En la tabla 3.3 se muestra una columna con los rangos de velocidades interválicas usadas en cada formación.

Tabla 3.3 Velocidades interválicas.

MODELO DE VELOCIDAD INTERVÁLICA		
EDAD	FORMACIÓN	VELOCIDAD INTERVÁLICA (PIES/SEG)
PLIOCENO PLEISTOCENO	MESA / LAS PIEDRAS	5500 - 7000
	MORICHITO/ LA PICA	8500
MIOCENO	CARAPITA	8800 - 10100
	NARICUAL/AREO/ LOS JABILLOS	12700
OLIGOCENO	CARATAS/VIDOÑO	12900
EOCENO/ PALEOCENO	SANJUAN/SAN ANTONIO	13300
CRETÁCICO	QUERECUAL	14000 - 14500

La interpretación estructural realizada en la sísmica en tiempo fue transferida a *GeoSec2D*[®], con el fin de convertirla a profundidad, para generar un modelo estructural balanceado y finalmente realizar las restauraciones. En cuanto a la conversión de la interpretación estructural de tiempo a profundidad es necesario los datos de velocidades intervállicas, principalmente de aquellas formaciones que afecten significativamente el relieve estructural y los espesores, como es el caso de las formaciones Carapita, La Pica y Mesas/Las Piedras. En vista de esta necesidad, se usó la recopilación de información sísmica de pozo realizada por Lander (2002-a). Se procedió a exportar los horizontes y fallas a *GeoSec2D*[®], programa que tiene un módulo donde se cargan las velocidades intervállicas características del área y se calibran los pozos con el modelo estructural en profundidad, tomando en cuenta las variaciones laterales y verticales de velocidades intervállicas (figura 3.15).

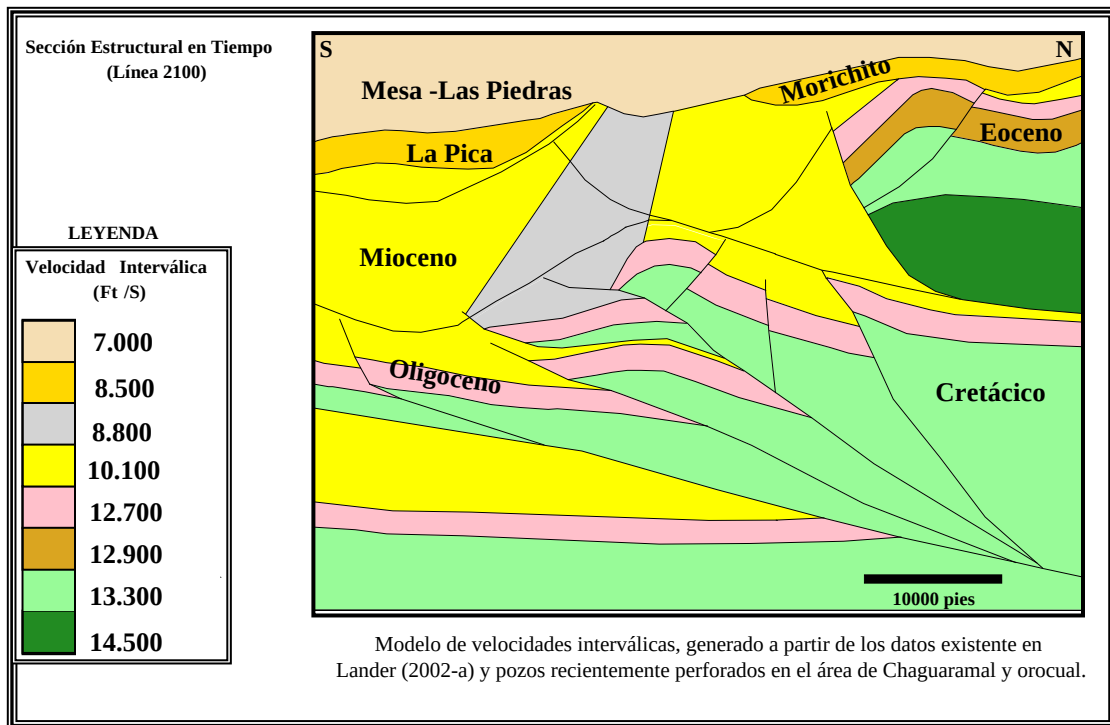


Figura 3.15 Modelo estructural y velocidades intervállicas.

3.2.4 Generación de modelo estructural balanceado

Para la generación de un modelo estructural es necesario considerar el rumbo y buzamiento de los planos de estratificación y de fallas. Estos datos son adquiridos de forma directa en pozos y luego interpretados en el registro de imagen como se muestra en la figura 3.16.

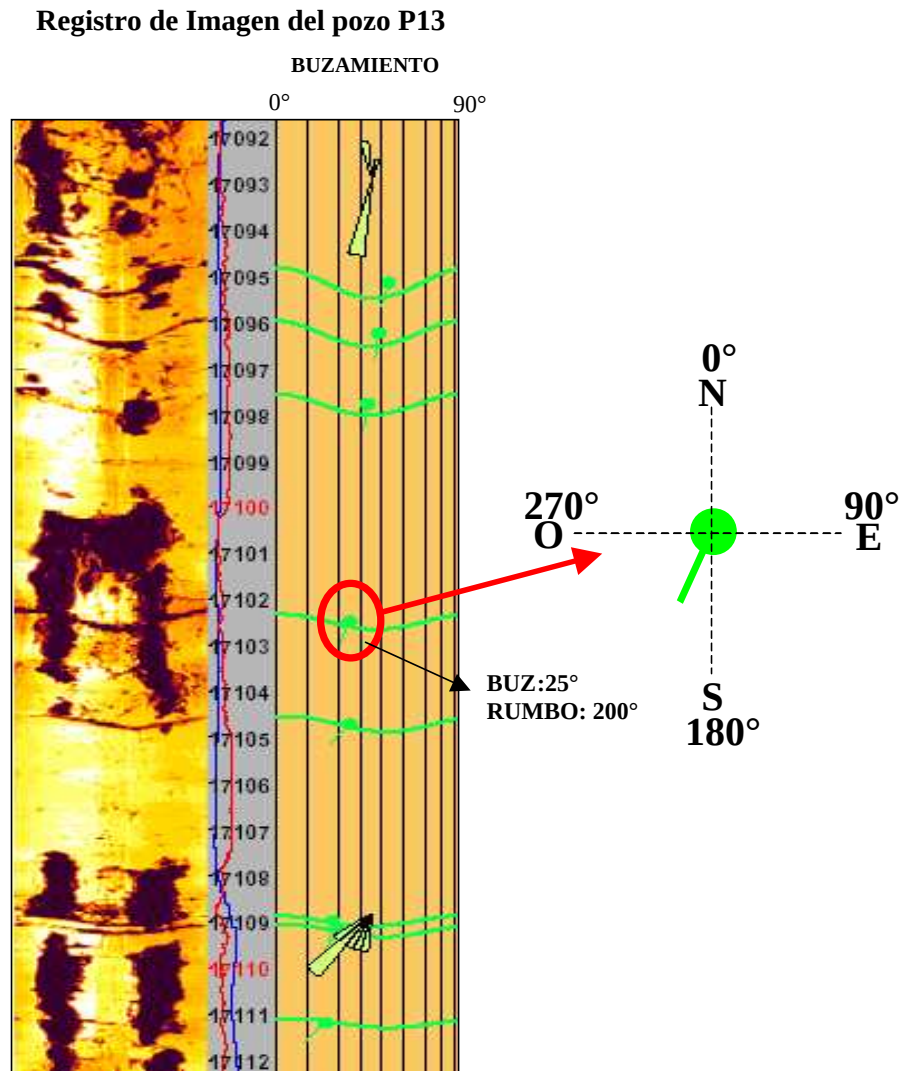


Figura 3.16 Registro de imagen y calculo de buzamiento.

Seguidamente se muestra la tabla 3.4 con datos de rumbo y buzamiento de algunos pozos utilizados en el modelado estructural.

Tabla 3.4 Datos de rumbos y buzamientos en pozos

POZOS	BUZAMIENTO (Prom.)			RUMBO (Prom.)		
	Mioceno temprano	Oligoceno	Cretácico tardío	Mioceno temprano	Oligoceno	Cretácico tardío
P13			17°			205°
P14		5°			220°	
P35		8°			330°	
P9			20°			323°
P8	27°			305°		
P6		7°			250°	
PFN		22°			335°	
PF6		22°	15°		315°	345°
P21		20°	25°		250°	0°
PF16		20°	20°		0°	345°
PF19		16°	18°		335°	320°

Se seleccionaron dos transectos regionales y siete secciones de menor longitud, tomando en cuenta la ubicación de los pozos y calidad de la sísmica, para generar el modelo estructural balanceado en 2D, en los cuales se usaron el método *kink* y paralelismo de estratos. Para la generación de las secciones restauradas solo se empleó el módulo de *flexural slip*, por ser este el mecanismo disponible en *GeoSec2D* para modelos. Es necesario un proceso iterativo entre el estado deformado (interpretación sísmica y modelo estructural) y restaurado hasta lograr que las secciones estructurales calibren con los datos existentes en el área. Es recomendable tomar en cuenta algunas de las inconsistencias estructurales publicadas por algunos autores y estas fueron consideradas en el presente trabajo, tal como se muestra en las figuras 3.17, 3.18 y 3.19.

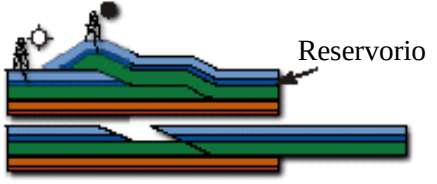
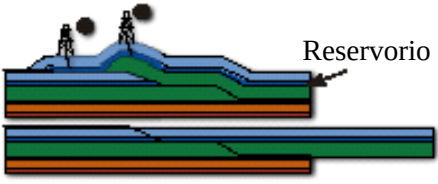
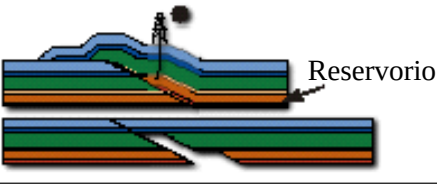
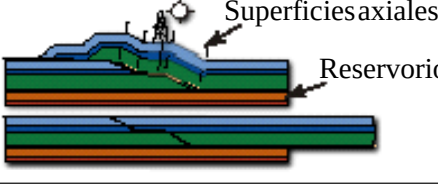
	Inconsistente	Consistente
Nº de “R” en el bloque piso > > Nº “R” en el bloque techo		
Nº de “R” en el bloque piso < < Nº “R” en el bloque techo		

Figura 3.17 Inconsistencias estructurales por la cantidad de Rampas (R) (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)

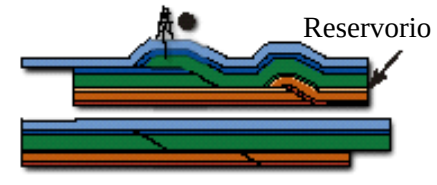
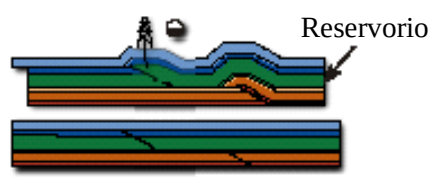
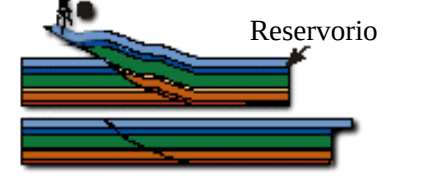
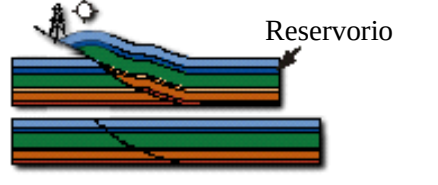
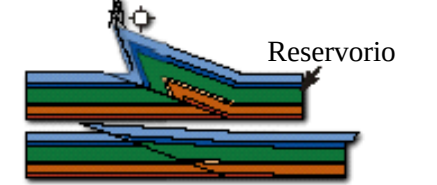
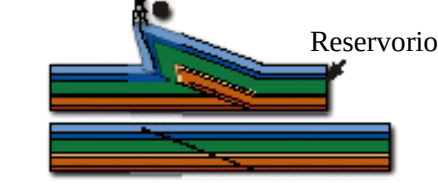
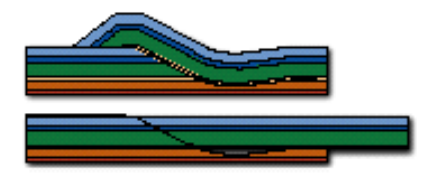
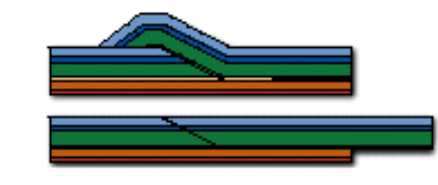
	Inconsistente	Consistente
Despegue del bloque techo > > despegue bloque piso		
Incremento abrupto del desplazamiento		
Diferentes desplazamiento a lo largo de la falla		
Falla cortando sección del bloque piso		

Figura 3.18 Inconsistencias estructurales tomando en cuenta el nivel regional, ángulos de las rampas y excesos de estratos (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)

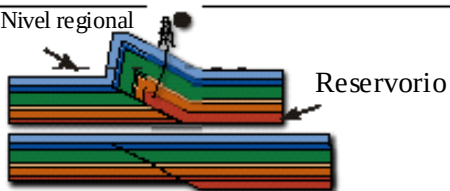
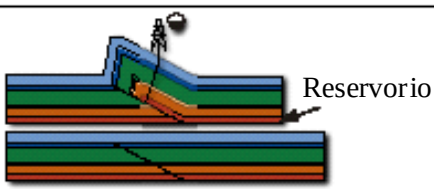
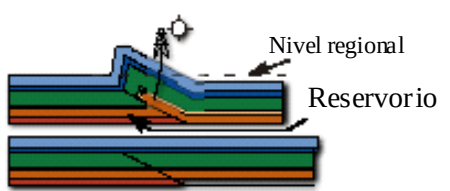
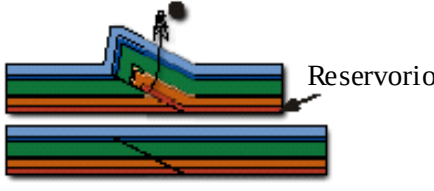
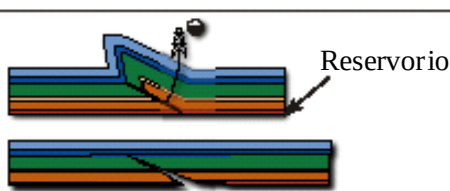
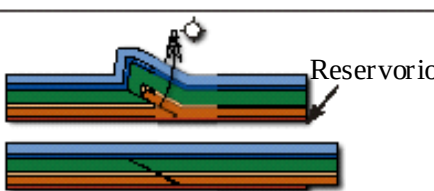
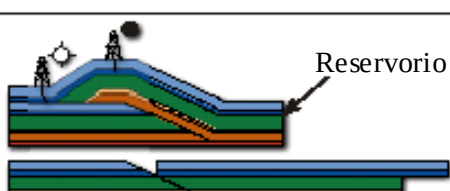
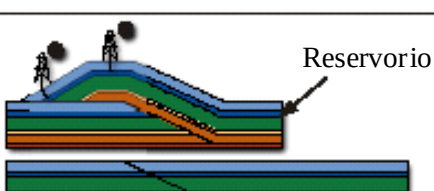
Inconsistente		Consistente	
Tope del bloque techo por encima de el nivel regional			
Tope del bloque techo por debajo de el nivel regional			
Ángulo de la rampa del bloque techo < < ángulo de la rampa bloque piso			
Rampa del bloque piso involucra más estratos que la rampa del bloque techo			

Figura 3.19 Inconsistencias estructurales tomando en cuenta la longitud de los despegues, desplazamiento de los bloques y geometría de las fallas (Modificado de Wilkerson y Dicken 2001)

Usando todas las secciones estructurales restauradas, se generó un mapa restaurado o mapa palinspástico al tope del Oligoceno, el cual servirá para la generación de modelos paleoambientales y paleogeográficos.

3.2.5 Modelo cinemático

Con ayuda de la sección estructural regional balanceada y restaurada se generó el modelo cinemático que más se ajusta a la deformación actual interpretada, siendo éste validado con la calibración termal, usando los siguientes valores de reflectancia de la vitrinita (R_o) medidos en algunos pozos del área (tabla 3.5).

Tabla 3.5 Datos geoquímicos de roca.

POZO	Prof. (pies)	Formación	Edad	COT (%)	Ro
P	7330	Carapita	Mioceno Tardío		0,17
P	7840	Carapita	Mioceno Tardío		0,17
P	10200	Carapita	Mioceno Tardío		0,17
P	10800	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	11340	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	12330	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	12850	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	13340	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	13860	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	14340	Carapita	Mioceno Medio	0,79	0,17
P	14840	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	15262	Carapita	Mioceno Medio	0,69	0,17
P	15269	Carapita	Mioceno Medio	3,45	0,17
P	15301	Carapita	Mioceno Medio	0,80	0,17
P	15340	Carapita	Mioceno Medio		0,17
P	15850	Carapita	Mioceno Medio		0,43
P	16340	Carapita	Mioceno Medio		0,43
P	16850	Carapita	Mioceno Medio		0,43
P	17340	Carapita	Mioceno Medio	1,20	0,43
P	17850	Carapita	Mioceno Medio	0,80	0,03
P	18390	Carapita	Mioceno Medio		0,49
P	18850	Carapita	Mioceno Medio	0,94	0,49
P	19410	Carapita	Mioceno Medio		0,49
PBQ1		San Antonio	Cretácico	1,54	0,70
P1	8500	La Pica	Mioceno Tardío	1,93	0,45
P1	12500	Carapita	Mioceno Medio	0,86	0,64
P1	14000	Carapita	Mioceno Temprano	1,23	0,70
P1	14500	Carapita	Mioceno Temprano	1,09	0,70
P1	15000	Carapita	Mioceno Temprano	1,14	0,73
P1	16112	Naricual	Oligoceno	3,07	0,66
P1	16114	Naricual	Oligoceno	1,79	0,67
P1	16144	Naricual	Oligoceno	1,62	0,61
P1	16147	Naricual	Oligoceno	1,66	0,50
P1	16149	Naricual	Oligoceno	2,64	0,69
P1	17333		Cretácico	0,58	0,74

POZO	Prof. (pies)	Formación	Edad	COT (%)	Ro
P1	17873		Cretácico	1,00	0,84
P1	18135		Cretácico	1,32	0,94
P1	18190		Cretácico		0,65
P1	18235		Cretácico	1,09	0,85
P1	18290		Cretácico		0,71
P1	18355		Cretácico	1,27	1,03
P1	18425		Cretácico	1,20	1,01
P1	18545		Cretácico		0,66
P1	18600		Cretácico		0,85
P1	18810		Cretácico		0,70
P1	19513		Cretácico	2,79	0,72
P15	15671	Naricual	Oligoceno		0,48
P15	15761	Naricual	Oligoceno		0,48
P15	15796	Naricual	Oligoceno		0,47
P15	15796	Naricual	Oligoceno		0,47
P15	15820	Naricual	Oligoceno		0,51
P15	15820	Naricual	Oligoceno		0,51
P15	15836	Naricual	Oligoceno		0,46
P15	15836	Naricual	Oligoceno		0,46
PF2	13427	Naricual	Oligoceno		0,51
PF2	13480	Naricual			0,45
PF2	13631				0,52
PF2	13659				0,45
PF2	13688				0,46
P20	13575	Naricual	Oligoceno		0,48
P20	13644		Oligoceno		0,48
P20	14991	San Juan	Cretácico	1,82	0,64
P20	15020		Cretácico	2,93	0,64
P21	14727		Oligoceno		0,45
P21	14773		Oligoceno		0,47
P21	14845		Oligoceno		0,46
P21	14966		Oligoceno		0,43
P21	14976		Oligoceno		0,41
P21	14977		Oligoceno		0,43
P21	15047		Oligoceno		0,5
P21	15118		Oligoceno		0,4

POZO	Prof. (pies)	Formación	Edad	COT (%)	Ro
P21	15178		Oligoceno		0,43
P21	15265		Oligoceno		0,44
P21	15676		Cretácico	1,89	0,56
P21	15693		Cretácico		0,57
P21	15693		Cretácico		0,57
P21	16314		Cretácico	0,79	0,7
P21	16340		Cretácico	1,04	0,71
P24	8427	Carapita	Mioceno Medio	0,92	0,58
P24	10100	Carapita	Mioceno Medio	2,26	0,56
P24	11220	Carapita	Mioceno Medio	1,10	0,61
P24	12860	Carapita	Mioceno Temprano	0,87	0,61
P24	15090	Carapita	Mioceno Temprano	1,10	0,63
P24	16040	Carapita	Mioceno Temprano	1,09	0,61
P24	16880	Carapita	Mioceno Temprano	1,07	0,64
P24	17695	Naricual	Oligoceno	0,67	0,78
P24	17871,1	Naricual	Oligoceno	81,49	0,6
P24	17960	Naricual	Oligoceno	8,11	0,61
P24	18080	Naricual	Oligoceno	1,34	0,67
P12	5500	Carapita	Mioceno		0,52
P12	6000	Carapita	Mioceno		0,57
P12	8500	Carapita	Mioceno		0,57
P12	9000	Carapita	Mioceno		0,57
P12	10000	Carapita	Mioceno		0,63
P12	10500	Carapita	Mioceno		0,59
P12	11000	Carapita	Mioceno		0,53
P12	13000	Naricual	Oligoceno		0,47
P12	13500	Naricual	Oligoceno		0,49
P12	16000	San Juan	Cretácico		0,52
P36	8500				0,39
P36	8810				0,61
P36	10545		Cretácico		0,4
P36	10808		Cretácico		0,41
P36	10850		Cretácico		0,47
P36	10925		Cretácico		0,41
P36	11025		Cretácico		0,48
P36	11260		Cretácico		0,43
P36	11400		Cretácico		0,46

POZO	Prof. (pies)	Formación	Edad	COT (%)	Ro
P36	11607		Cretácico		0,43
P36	11965		Cretácico		0,5
PG30	4321	Querecual	Cretácico		0,87
PG30	5310	Querecual	Cretácico		0,92
PG30	6130	Querecual	Cretácico		0,95
PG30	6235	Querecual	Cretácico		0,9
PG30	6590	Querecual	Cretácico		0,88
PG30	7140	Querecual	Cretácico		0,97
PG30	8160	Querecual	Cretácico		0,97
PG30	8240	Querecual	Cretácico		1,03
PO15	11770	Naricual	Oligoceno		0,33
PO15	11850	Naricual	Oligoceno		0,35
PO15	12020	Naricual	Oligoceno		0,36
PO15	12640	Naricual	Oligoceno		0,37
PO15	12850	Naricual	Oligoceno		0,37
PO15	13015	Naricual	Oligoceno		0,42
P38	5060	San Juan	Cretácico		0,38
P38	5170	San Juan	Cretácico		0,35
P38	5250	San Juan	Cretácico		0,33
P38	5360	San Juan	Cretácico		0,35
P38	5450	San Juan	Cretácico		0,36
P38	5540	San Juan	Cretácico		0,36
PO52	7700				0,38
PO52	9700				0,46
PO52	10700				0,46
PO52	11200				0,43
PO52	11700				0,47

3.2.6 Modelo estructural 3D

Los transectos y secciones balanceadas se utilizaron como marco de referencia para construir el modelo tridimensional y la visualización lateral en 3D de las estructuras o bloques desplazados por las diferentes fallas. Cabe destacar que todas las superficies (fallas y topes formacionales) y pozos fueron cargados en el *software GOCAD®*, en el cual se hizo un control de calidad del modelo y la correlación lateral de las estructuras.

CAPITULO IV

RESULTADOS

4.1 Interpretación sísmica y modelado estructural

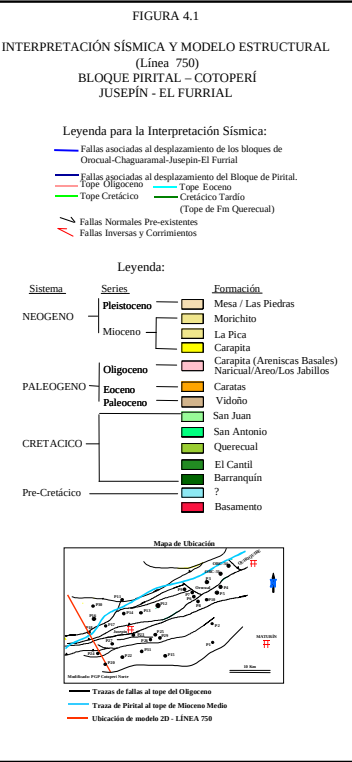
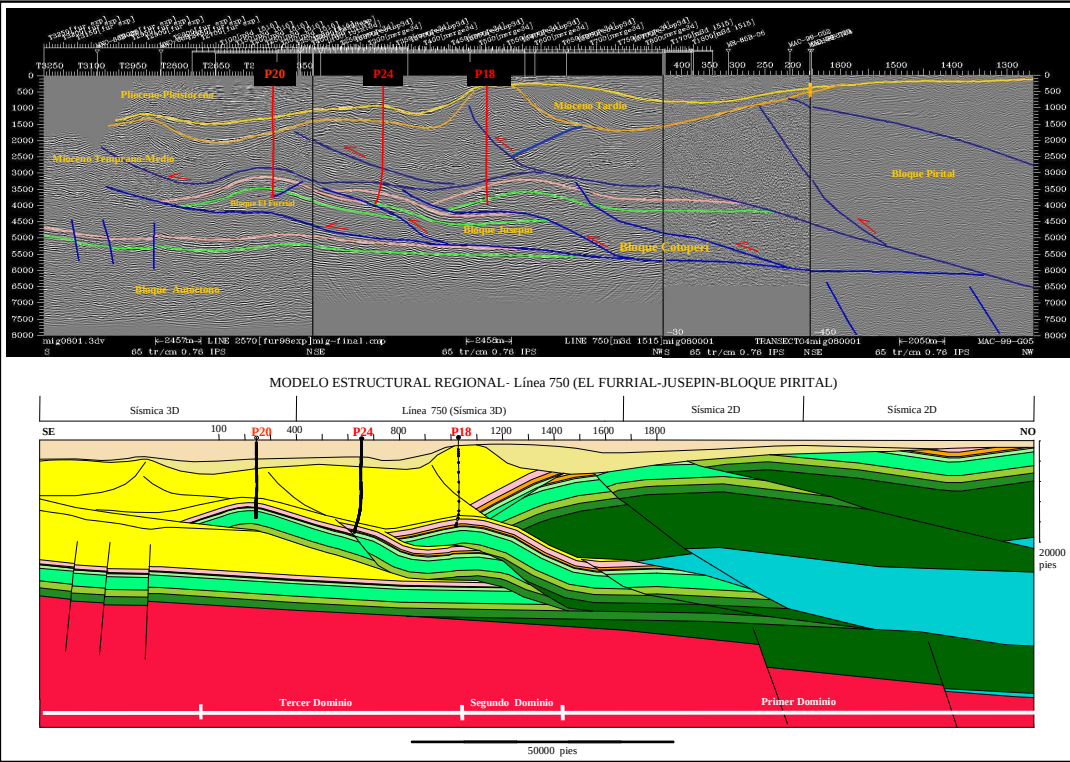
Se presenta 9 secciones estructurales con la respectiva interpretación sísmica en dirección del buzamiento, identificadas como líneas 750, 1000, 1250, 1400, 1750, 1900, 2100, 2300, 2600 (figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9 respectivamente), de las cuales dos son definidas como transectos regionales 750 y 1400 (figuras 4.1 y 4.4), utilizadas para visualizar los diferentes dominios estructurales existente en el área de estudio y siete secciones de menores longitudes, líneas 1000, 1250, 1750, 1900, 2100, 2300, 2600 (figuras 4.2, 4.3, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9). Una sección estructural en dirección del rumbo de las estructuras (figura 4.10), es utilizada para calibrar lateralmente el modelo propuesto. Y por último un transecto regional (figura 4.11) en el cual se conecta la línea 1900 con la información sísmica y de pozo del campo Casma, ubicado al sur de la subcuenca de Maturín, es presentado con la finalidad de ubicar las secuencias del Cretácico hasta el Oligoceno del flanco sur de dicha cuenca y calibrar el flanco no deformado con la deformación observada en el área.

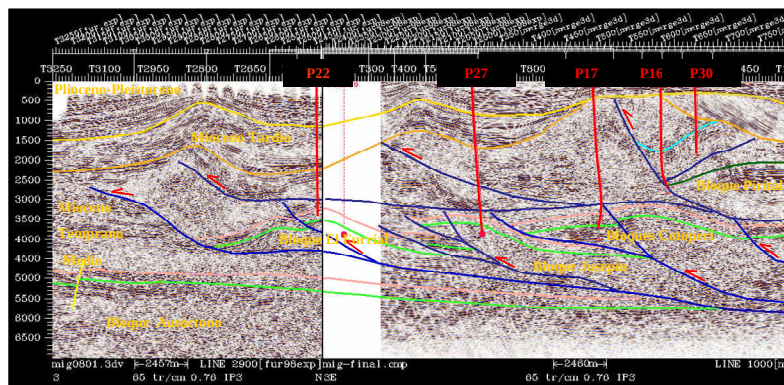
4.1.1 Primer Domino

Pirital consiste de un bloque tectónicamente desplazado al Sureste, el cual se mueve al frente del bloque Bergantín. Se caracteriza por tener una rampa de alto ángulo de buzamiento hacia el Norte y rumbo Suroeste-Noreste (figuras 4.1 y 4.4).

Interpretación sísmica:

Este dominio es interpretado con información sísmica 3D y 2D, generando dos transectos (figuras 4.1 y 4.4). En dichos transectos se observa el bloque de Pirital. La información sísmica en el transecto 750 (figura 4.1) es de baja calidad, por lo cual se tiene grados de libertad al momento de generar el modelado estructural, mientras que el transecto 1400 (figura 4.4) tiene buena calidad de la sísmica, permitiendo definir





Leyenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocuál-Chaguaramal-Jusepín-El Furrial
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Pirital
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Tope Oligoceno
- Tope Eoceno
- Tope Cretácico
- Cretácico Tardío (Tope de Fm Querecual)

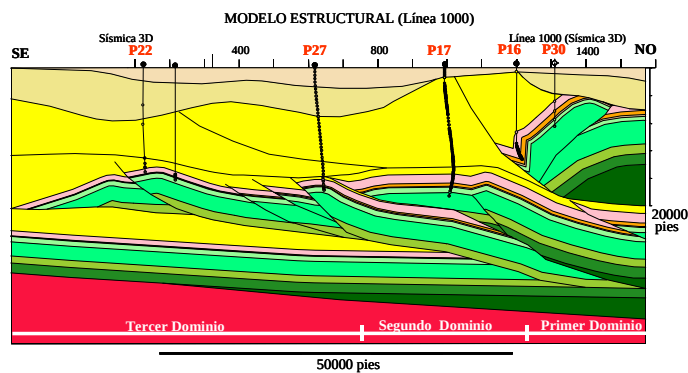
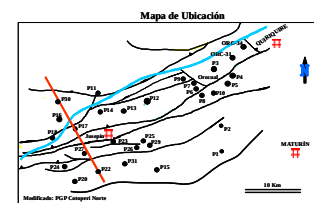


FIGURA 4.2

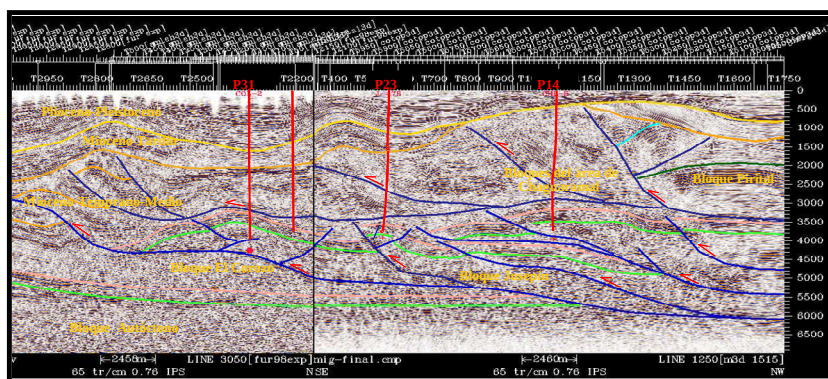
INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL
(Línea 1000)
BLOQUE PIRITAL – COTOPERÍ
JUSEPÍN - EL FURRIAL

Leyenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
		Carapita (Areniscas Basales)
PALEOGENO	Oligoceno	Naricual/Areo/Los Jabillos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidoño
		San Juan
CRETACICO		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
		?
Pre-Cretácico		Basamento



— Trazas de fallas al tope del Oligoceno
— Trazas de Pirital al tope de Mioceno Medio
— Ubicación de modelo 2D - LÍNEA 1000



Leyenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocuál-Chaguaramal-Jusepín-El Furrial
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Pirital
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Tope Oligoceno
- Tope Eoceno
- Tope Cretácico
- Cretácico Tardío (Tope de Fm Querecual)

MODELO ESTRUCTURAL (Línea 1250)

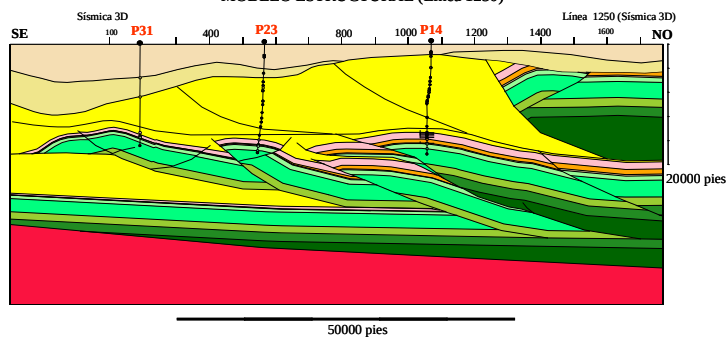
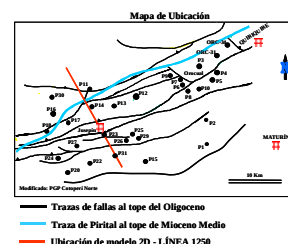


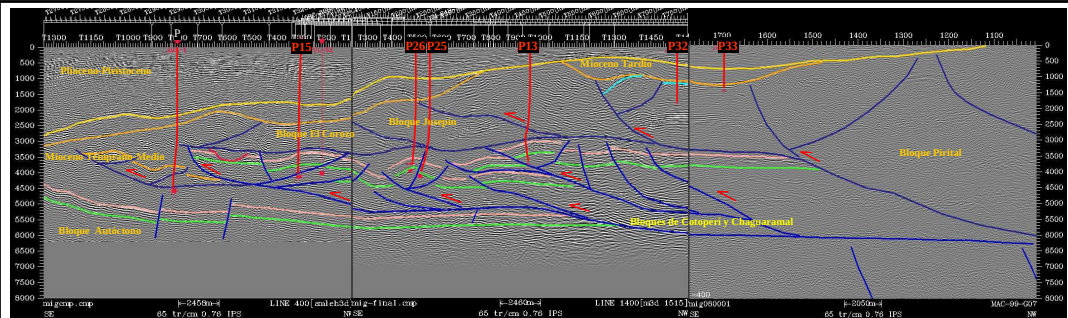
FIGURA 4.3

INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL (Línea 1250) BLOQUE PIRITAL – CHAGUARAMAL JUSEPÍN - EL COROZO

Leyenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
		Naricual/Areo/Los Jabillos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidoño
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
Pre-Cretácico		Barranquín
		?
		Basamento





Legenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Cotacual-Chaguaramal-Josepín-El Corozo
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Piritál
- Topo Eoceno
- Topo Cretácico
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Cretácico Tardío (Tope de Fin Querecual)

MODELO ESTRUCTURAL REGIONAL Línea 1400 (AMARILIS-EL COROZO-CHAGUARAMAL-PIRITAL)

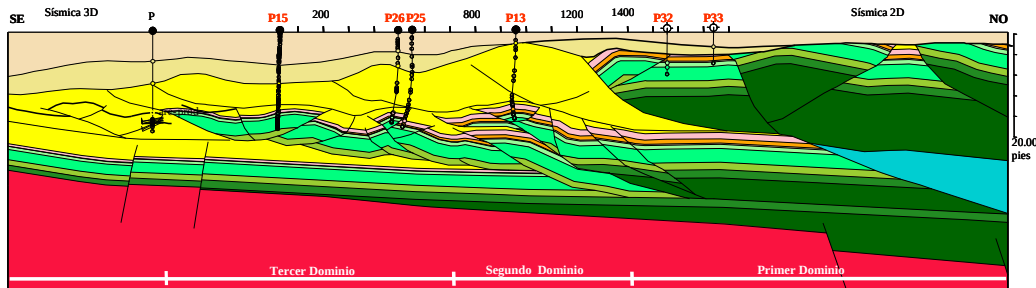
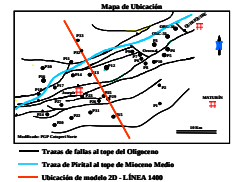


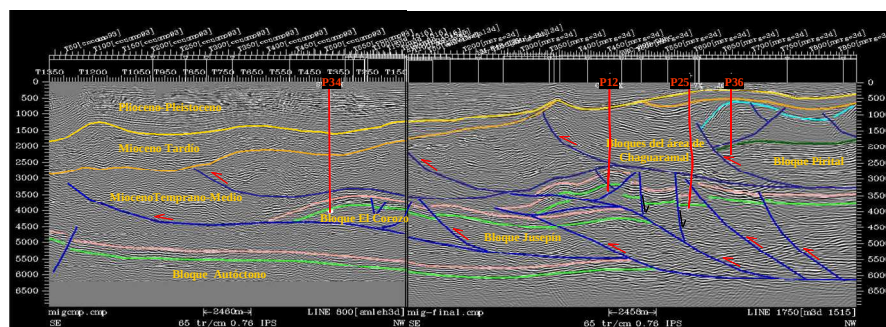
FIGURA 4.4

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL
(Línea 1400)
BLOQUE PIRITAL – COTOPERÍ
JOSEPIN – EL COROZO-AMARILIS**

Legenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
	Mioceno	Morichito
		La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Naticual/Areo/Los Jaballos
	Paleoceno	Caratas
		Vidoño
		San Juan
CRETACICO		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		Basamento





Legenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocuai-Chaguaramal-Jusepín-El Pirital
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Pirital
- Topo Oligoceno
- Topo Cretácico
- Cretácico Tardío (Topo de Fm Querecual)
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos

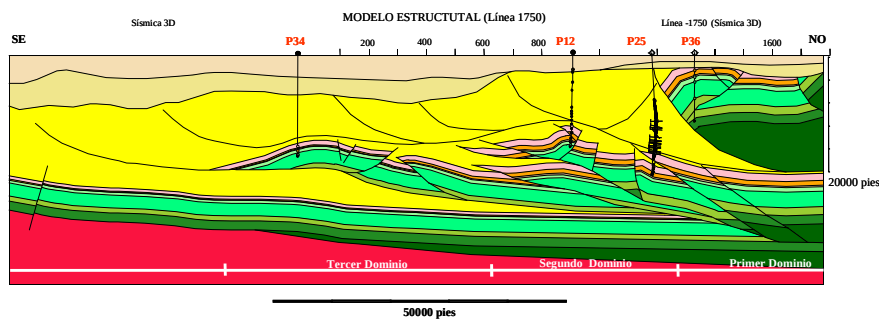
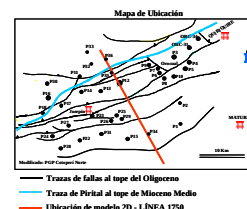


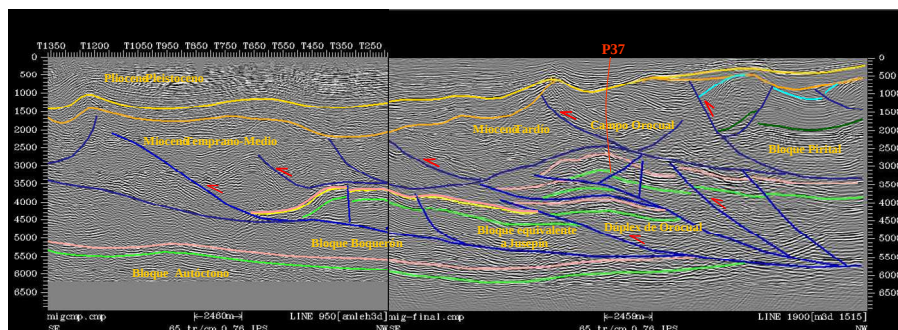
FIGURA 4.5

INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL
(Línea 1750)
BLOQUE PIRITAL – CHAGUARAMAL
JUSEPÍN – EL COROZO

Legenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
	Mioceno	Morichito
		La Pica
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Narical/Areo/Los Jaballos
		Caratas
		Vidoño
CRETACICO	Paleoceno	San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico	?	?
		Basamento





Legenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocuál-Chaguaramal-Jusepín-El Pirital
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Pirital
- Tope Oligoceno
- Tope Cretácico
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Cretácico Tardío (Tope de Fm Querecual)

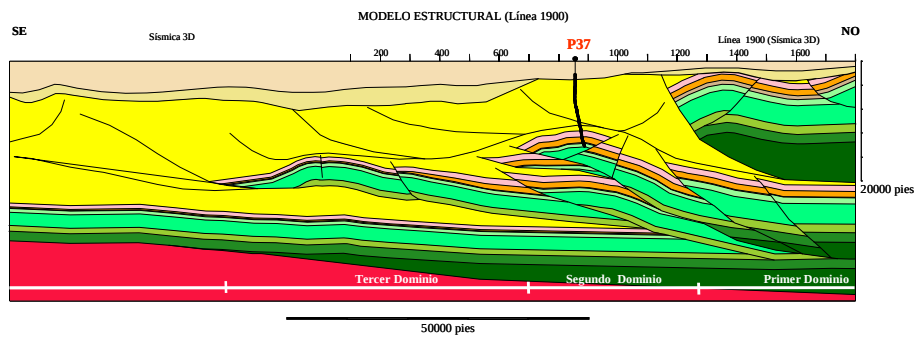
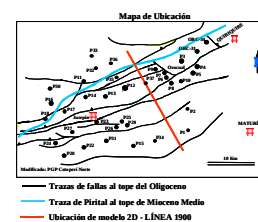


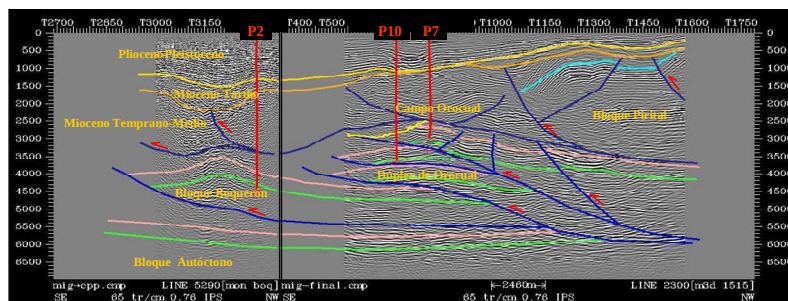
FIGURA 4.6

INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL (Línea 1900) BLOQUE PIRITAL – OROCUÁL JUSEPÍN - BOQUERÓN

Legenda:

Sistema	Series	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Naricual/Areo/Los Jabillos
	Paleoceno	Caratas
		Vidoño
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		?
		Basamento





Legenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocual-Chaguaramal-Jusepin-El Furiel
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Pirital
- Tope Oligoceno
- Tope Cretácico
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Tope Eoceno
- Cretácico Tardío (Tope de Fm Querecual)

MODELO ESTRUCTURAL (Línea 2300)

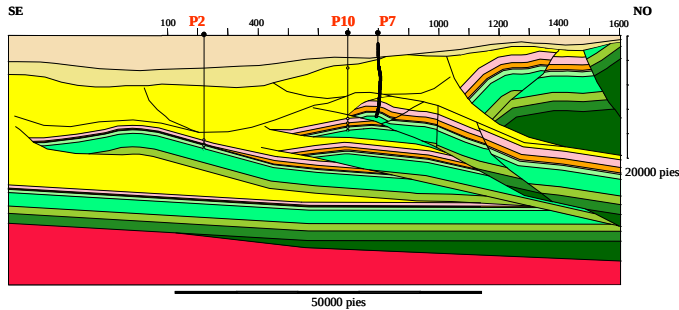
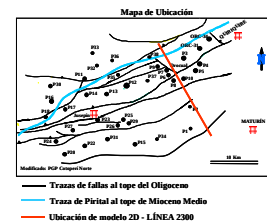


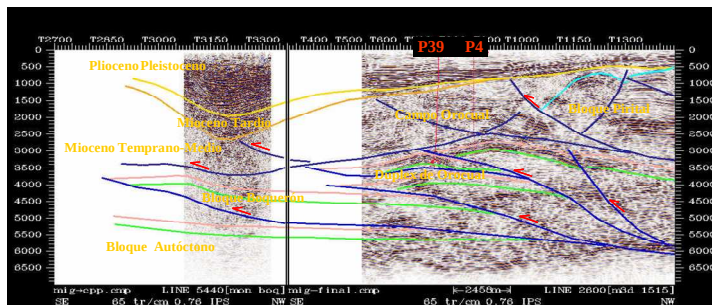
FIGURA 4.8

INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL (Línea 2300) BLOQUE PIRITAL – OROCUAL BOQUERON

Legenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Naricual/Areo/Los Jabillos
		Caratas
	Paleoceno	Vidoño
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
Pre-Cretácico		Barranquín
		?
		Basamento





Legenda para la Interpretación Sísmica:

- Fallas asociadas al desplazamiento de los bloques de Orocual-Chaguaramal-Jusepin-El Furrial
- Fallas asociadas al desplazamiento del Bloque de Piritál
- Tope Oligoceno
- Tope Eoceno
- Tope Cretácico
- Fallas Normales Pre-existentes
- Fallas Inversas y Corrimientos
- Cretácico Tardío (Tope de Fm Querecual)

MODELO ESTRUCTURAL Línea 2600

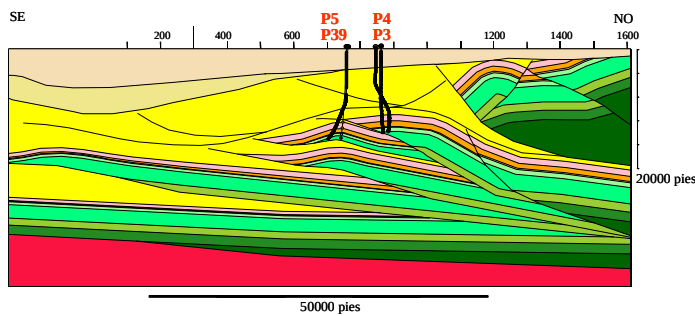
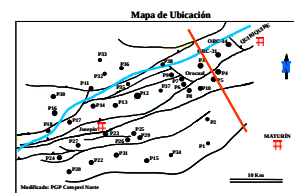


FIGURA 4.9

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL
(Línea 2600)
BLOQUE PIRITAL – OROCUAL
BOQUERON**

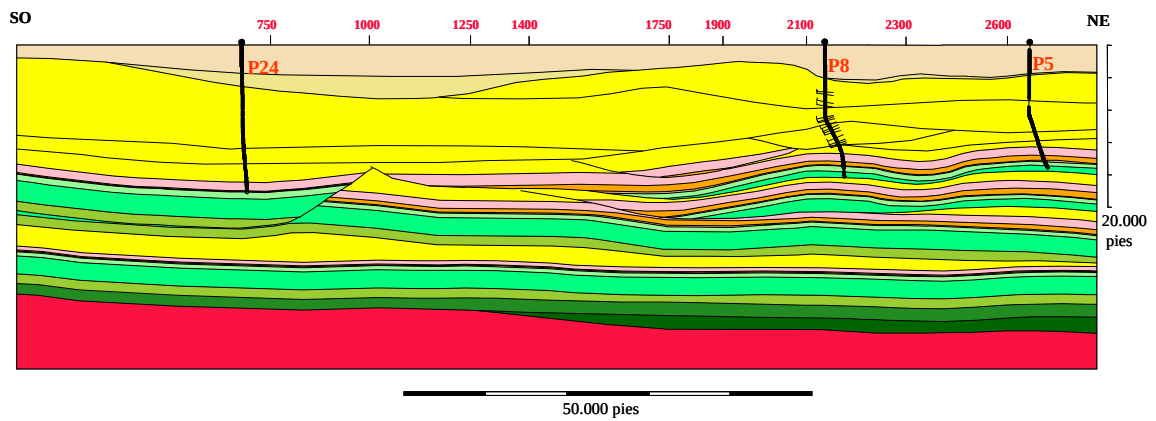
Legenda:

Sistema	Series	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
	Mioceno	Morichito
		La Pica
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita
		Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Naricual/Areo/Los Jabillos
		Caratas
	Paleoceno	Vidoño
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		?
		Basamento



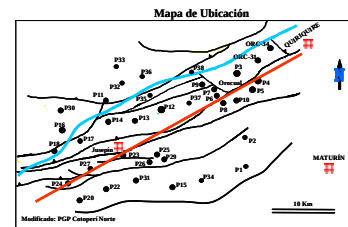
- Trazas de fallas al tope del Oligoceno
- Trazas de Piritál al tope de Mioceno Medio
- Ubicación de modelo 2D - LÍNEA 2600

FIGURA 4.10
 MODELO ESTRUCTURAL
 (Traza 700)
 OROCUAL-CHAGUARAMAL-JUSEPIN



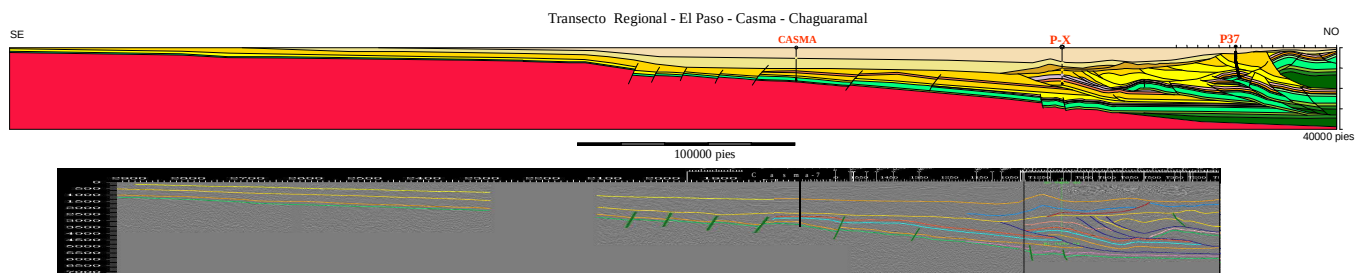
Leyenda:

Sistema	Series	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
		Naricual/Areo/Los Jabillos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidoño
		San Juan
CRETACICO		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		?
		Basamento



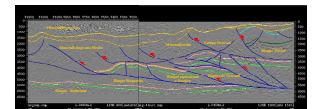
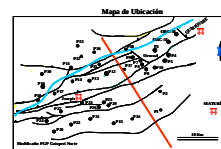
— Trazas de fallas al tope del Oligoceno
 — Trazas de Pirital al tope de Mioceno Medio
 — Ubicación de modelo 2D - TRAZA 700

FIGURA 4.11
 INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y MODELO ESTRUCTURAL
 (Línea 1900)
 BLOQUE PIRITAL - OROCUAL



Leyenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
	Mioceno	Morichito
		La Pica
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
		Nurichal/Ancor Los Jabillos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidoto
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		Basamento



estructuralmente la deformación interna desarrollada dentro del bloque de Pirital. En el transecto 1400 (figura 4.4) los datos sísmicos muestran cambios de buzamientos en los reflectores ubicados en la parte sur del bloque de Pirital, definiendo una estructura de tipo anticlinal, limitado por la rampa de alto ángulo con buzamiento al Norte y un retrocorrimiento con buzamiento al Sur. Al Norte se observa un conjunto de reflectores fuertes y planos, paralelos a la falla, definiendo una superficie de despegue por debajo del bloque de Pirital, de aproximadamente 6 km de longitud. Seguidamente al Norte se observa una rampa de alto ángulo que profundiza hacia el Norte, en el cual se desplaza un anticlinal limitado por una falla de alto ángulo, con buzamiento al Norte y otro retrocorrimiento con buzamiento al Sur. Dichas fallas inician en la unión del despegue y la rampa de alto ángulo descrito anteriormente. Sobre la mencionada rampa de alto ángulo se destaca reflectores horizontales que tienen un ángulo de 25° con respecto a la rampa. Finalmente, al norte del bloque se observa un pliegue asociado a una falla con buzamiento hacia el Norte, que posiblemente pertenezca al sistema de fallas de la Serranía del Interior. Por debajo del bloque de Pirital se encuentra otro bloque limitado al Sur, por un sistema de fallas de alto ángulo con buzamiento hacia el Norte y de pocos desplazamientos. Al norte de este segundo bloque se encuentra la rampa del bloque piso correspondiente al bloque de Pirital. Dentro de dicho bloque, un conjunto de reflectores sin deformación y casi horizontales, definen una superficie de despegue en la base de dicho bloque.

Modelado estructural:

Con la información suministrada por los pozos P32, P33, P16 y la información sísmica existente, se correlacionaron los topes formacionales del modelo estructural dentro del bloque de Pirital (figuras 4.1 y 4.4), definiendo el bloque de Pirital como un pliegue asociado a fallas tipo rampas y despegues (*fault-bend fold*) (figuras A.3 y A.4, ver apéndice) que profundiza al Norte. Internamente, se observa fallas inversas de poco desplazamiento con buzamientos tanto al Norte como al Sur, pero de mucha importancia en la configuración estructural, ya que son responsables de la reorganización de los bloques que integran el bloque de Pirital (figura 4.4).

La primera rampa de la falla del bloque Pirital esta cortando secuencias del Terciario y parte del Cretácico Temprano, pasando al despegue del bloque cabalgante dentro de la Formación Barranquín y luego sigue profundizando por medio de una segunda rampa con buzamiento al Norte, cortando la base de la Formación Barranquín y secuencias desconocidas, denominadas en este trabajo Pre-Cretácico.

Debajo del bloque de Pirital se encuentra un bloque que contiene en su base un despegue ubicado dentro de la Formación Barranquín, encontrándose en contacto con otro despegue en el bloque piso, ubicado al tope de la Formación El Cantil. En la parte más profunda de este primer dominio se infieren fallas normales asociados a eventos tectónicos más antiguos.

4.1.2 Segundo Dominio

Se encuentra al sur del bloque de Pirital, presenta una serie de corrimientos definidos por despegues y rampas con buzamientos al Norte, que generan la repetición de varios bloques, formando una estructura tipo *dúplex* (figuras A.7 y A.8, ver apéndice) creando el alto relieve estructural de el área de Chaguaramal (figura 4.5) y en los campos de Cotoperí y Orocuai (figuras 4.1 a 4.10).

Interpretación sísmica:

El segundo dominio predomina en toda el área e internamente se puede observar cambios importantes de la geometría en los distintos paquetes de reflectores sísmicos, por esta razón se realizó una descripción detallada de la información que suministra la sísmica, para poder entender lateralmente los cambios estructurales presentes.

En la interpretación sísmica se correlacionó el tope del Oligoceno y del Cretácico con ayuda de la información de pozos. La siguiente descripción esta hecha de Oeste a Este, comenzando por transecto 750 (figura 4.1). Dicho dominio se ubica al sur del bloque de Pirital, desarrollándose en esta área el campo de Cotoperí, limitado por dos fallas inversas que buzanan hacia el Norte. Se observan dos familias de reflectores, una es el resultado de la interferencia del bloque de Pirital que se encuentra al Norte, la segunda familia de reflectores permite ver al sur de este dominio, cambios geométricos significativos que separa los bloques de Jusepín y de Cotoperí por medio de una falla llamada operacionalmente falla

Cotoperí. La falla interpretada al Norte es ubicada por cambios muy sutiles observados a lo largo de la sísmica existente, por debajo del bloque de Pirital. Entre las fallas descritas, se genera un anticlinal como consecuencia de la falla de Cotoperí, donde no se observa internamente deformaciones o cambios de buzamientos en los reflectores que permita definir un reajuste interno en dicho bloque, siendo el pozo P18 clave para dicha interpretación.

Lateralmente hacia el Este se encuentra la línea 1000 (figura 4.2), donde en dicho dominio comienza a observarse cambios de buzamientos en los reflectores, que permite colocar una falla que divide el panel frontal de la estructura de Coroperí, siendo este bloque explorado por el pozo P17. Seguidamente al Este, se observa en la línea 1250 (figura 4.3), cambios importantes en la configuración estructural, tal es el caso de un nuevo bloque ubicado por debajo del bloque de Cotoperí, el cual se propone por la existencia de rasgos o paquetes sísmicos semejantes, por cambios de buzamientos y geometrías presentes en la sísmica. Se definen dos fallas inversas de bajo ángulo, que encierran bloques con diferentes grados de deformación, según la configuración de los reflectores. Con ayuda del pozo P14 se correlaciona el bloque de Cotoperí, siendo este el más deformado, el cual internamente contiene una serie de fallas secundarias de alto ángulo, mientras que, el nuevo bloque ubicado en la parte más profunda, muestra menos deformación y sin presencia de fallas en su interior.

Avanzando con la interpretación sísmica en el segundo dominio hacia el Este se describe el transecto 1400 (figura 4.4), definiendo una serie de fallas de alto ángulo con buzamiento hacia el Norte y una falla inversa con buzamiento hacia el Sur, que dividen el bloque de Cotoperí en cinco bloques claramente definidos, donde uno de los mencionados bloques esta explorado por el pozo P13, ubicado en la parte más alta de la estructura, el cual confirma la presencia de secuencias de edades Oligoceno hasta Cretácico Tardío. Por debajo del bloque de Cotoperí, se sigue observando semejanzas en los paquetes de reflectores y cambios de buzamientos que soportan la presencia de un nuevo bloque, describiendo un nuevo estilo estructural en el área, que permite proponer la repetición de secuencias del Oligoceno, Eoceno, Paleoceno y parte del Cretácico Superior, por debajo del bloque Cotoperí.

En la línea 1750 (figura 4.5) se observa por medio de los reflectores una marcada deformación y mejor definición de las estructuras presentes en el bloque Cotoperí, un sistema de fallas de alto ángulo asociadas a fallas normales, según lo observado en la sísmica y otro sistema de fallas de ángulo moderado correspondientes al fallamiento inverso. Las fallas en su mayoría tienen buzamiento hacia el Norte. Los pozos P12 y P35 confirman la presencia de secuencias de edad oligocena y de importantes fallas que definen la complejidad estructural existente en esta área. Cabe destacar que los cambios de los patrones estructurales del bloque Cotoperí, en comparación con el bloque propuesto en la parte inferior son claros para mantener la hipótesis de la presencia de un bloque por debajo de los bloques de Cotoperí y Orocual.

En las líneas 1900, 2100, 2300 y 2600 (figuras 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9, respectivamente) se observa un aumento del relieve estructural con respecto a las secciones anteriores descritas en el área de Chaguaramal - Cotoperí. Se mantiene la compartimentalización existente del bloque Cotoperí hacia el bloque de Orocual, según la comparación visual realizada en la sísmica existente. Queda por entenderse que el bloque de Cotoperí lateralmente hacia el Este toma el nombre del bloque Orocual, los cuales están separados por fallas transcurrentes que se orientan Noroeste – Sureste, pero que en estas líneas sísmicas son difíciles de identificar, por tener la misma orientación de dichas fallas. El alto relieve estructural observado en esta área se explica en la línea 2100 (figura 4.7), donde refleja la máxima duplicidad de los bloques de Orocual y el bloque más profundo propuesto en este modelo. Los pozos claves en esta sección, que correlacionan el tope del Oligoceno y del Cretácico con la sísmica es el P6, se ubica en la cresta del anticlinal de Orocual, y el pozo P8, descubre el bloque que se encuentra inmediatamente al sur del pozo P6. En la línea 2300 (figura 4.8), se ubica el pozo P10, delineador del P8, dicho pozo descubre la presencia de hidrocarburos pesados con presencia de gas, a nivel de la Formación San Juan (Cretácico Tardío).

Modelado estructural:

Las estructuras del segundo dominio están geológicamente ubicadas al sur del bloque de Pirital y al norte de la alineación estructural comprendida por los

bloques de Jusepín, El Furrial, El Corozo y Boquerón. Este dominio se caracteriza por tener una serie de corrimientos que involucran despegues y rampas de bajo ángulo con buzamientos hacia el Norte, que generan el desplazamiento de bloque con fallas normales o transcurrentes preexistentes que intensifican la complejidad del área, donde participan secuencias sedimentarias que abarcan el intervalo Mioceno Temprano hasta el tope de Cretácico Temprano.

En la línea 750 (figura 4.1), este dominio se caracteriza por tener un pliegue asociado a una falla (*fault-bend fold*), definido como un anticlinal abierto, limitado por dos fallas de bajo ángulo, conocido como el bloque de Cotoperí, que involucra secuencias de edades oligocena hasta el cretácico temprano, en el cual se utilizó el pozo P18 para la calibración de dicho bloque. Debajo de dicho anticlinal se encuentra la parte más profunda del bloque de Jusepín, involucrando secuencias Oligoceno-Cretácico Temprano, generando la repetición y un alto relieve estructural en el área.

Lateralmente hacia el Este se observa en la línea 1000 (figura 4.2), la aparición de una falla inversa de alto ángulo e incipiente que cambia la configuración del bloque Cotoperí, modificando el buzamiento en el panel frontal del anticlinal, generando un anticlinal suave de menor escala en la cresta de la estructura de Cotoperí. Se sigue manteniendo la repetición de las secuencias del Oligoceno y Cretácico en el área.

Siguiendo el comportamiento lateral de este segundo dominio, de igual manera en la línea 1250 (figura 4.3) aparece modelado el bloque Cotoperí, en el cual se muestra internamente hacia el Sur una falla inversa de bajo ángulo con buzamiento hacia el Norte, definida por una rampa, un despegue en la parte inferior de la Formación San Juan y otra rampa, separando un bloque que sólo involucra secuencias del Oligoceno-Cretácico Tardío. En cuanto a la geometría del bloque Cotoperí, se mantiene relativamente igual, pero la falla que se mostró en la anterior sección (figura 4.2) la cual deformaba el panel frontal del anticlinal, en la sección 1250 (figura 4.3) esta finalizando el desplazamiento y no genera una expresión estructural relevante. Por debajo del bloque Cotoperí aparece una importante falla de bajo ángulo definida por una rampa y un despegue en la base de la Formación Querecual, que secciona la parte trasera y profunda del bloque de

Jusepín, generando un anticlinal suave que nunca antes se había propuesto en el área. A partir de esta sección 1250 (figura 4.3) este segundo dominio cambia de un simple anticlinal producido por una falla (*fault-bend fold*), a una estructura más compleja llamada geológicamente *dúplex*, donde dos bloques que involucran las mismas secuencias sedimentarias, se encuentran repetidos uno por encima del otro, por medio de una falla de tipo rampa y despegue, compartiendo la misma geometría y ejes axiales de deformación.

La línea 1400 (figura 4.4) está definida como un transecto semiregional donde se observa mayor información en la dirección de la deformación. Se utilizó varios pozos que permitieron aumentar la confiabilidad en la correlación de los pozos con el nuevo modelo estructural. Para el modelado estructural en este segundo dominio, fue clave el pozo P13, permitiendo con su información calibrar los topes formacionales y líneas de tiempos geológicos. En esta área el segundo dominio aumenta la complejidad estructural, al norte del bloque Cotoperí se observa una serie de fallas de alto ángulo con buzamientos al Norte que cortan la secuencia de Oligoceno-Cretácico Temprano. Estas fallas tienen pocos desplazamientos, unas con componente inversa y otras con componente normal. Al sur del bloque Cotoperí se observan dos bloques de menor tamaño, uno está perforado por el pozo P13 y se define estructuralmente un bloque emergido (*pop-up*)(figura A.9 en apéndice) generado por un retrocorrimiento (*backthrust*) de alto ángulo con buzamiento al Sur y el corrimiento del bloque Cotoperí, equivalente lateral del corrimiento del bloque Orocual. El segundo bloque ubicado al sur del pozo P13, se desplaza por medio de esta falla definida por una rampa, un despegue en la parte inferior de la Formación San Juan y otra rampa, involucrando secuencias de edades oligocena hasta cretácico tardío. Por debajo del bloque de Cotoperí, se sigue observando el mismo bloque menos deformado, que define hacia el Este la continuidad de la estructura de tipo *dúplex*.

En la línea 1750 (figura 4.5) se ubican los pozos P12 y P35, siendo estos claves en la definición del estilo estructural en este dominio. El pozo P35 permite reafirmar la presencia del conjunto de fallas de alto ángulo con buzamiento hacia el Norte, ubicadas por debajo del bloque de Pirital, dicho pozo encuentra repeticiones de secuencia de edad oligocena. El tope del Oligoceno más profundo lo consigue a

una profundidad de 20.000 pies aproximadamente, reafirmando también la presencia de fallas normales en el área que involucran secuencias sedimentarias que abarcan desde el Oligoceno hasta Cretácico Temprano. Entre los pozos P12 y P35, existen fallas de alto ángulo o casi verticales que reflejan un comportamiento normal y que pone en duda la génesis de la falla inversa con buzamiento al Sur que levanta el bloque perforado por el pozo P12. El bloque ubicado más al Sur, cambia su geometría con respecto a la descripción hecha en la sección 1400 (figura 4.4), teniendo sólo una rampa que corta la secuencia Oligoceno-Cretácico Tardío. Por debajo de los bloques y fallas ya descritas dentro del campo Cotoperí, se sigue observando un bloque con menos deformación, que define la continuidad de la estructura de tipo *dúplex*, el cual está limitado por dos fallas principales, al Norte la falla Cotoperí y al Sur la falla que genera la deformación de dicho bloque.

Las líneas 1900, 2100, 2300 y 2600 (figuras 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9, respectivamente) muestran las estructuras en el área de Orocuál, las cuales están geológicamente ubicada al sur del bloque de Pirital y al norte de la alineación estructural, comprendido por los bloques de Jusepín y Boquerón. Ésta se caracteriza por una serie de corrimientos que involucran despegues y rampas de bajo ángulo con buzamientos hacia el Norte, generando la repetición de bloques que forman una estructura tipo *dúplex*, donde participan secuencias sedimentarias desde el Mioceno Temprano hasta el tope de Cretácico Tardío.

La nueva estructura propuesta en el área de Orocuál representa un reto en el ámbito de la exploración petrolera, ya que corresponde al bloque más profundo que se observa en este dominio estructural, el cual está por debajo de los bloques perforados por los pozos P10, P8, P6, P5, entre otros. Dicha estructura se define como la combinación de un pliegue asociado a una falla (*fault-bend fold*) (figuras A.3 y A.4, ver apéndice) y pliegues por propagación de fallas (*fault-propagation fold*) (figuras A.5 y A.6, ver apéndice), donde el mecanismo de deformación principal que permite esta combinación es el deslizamiento entre capas (*flexural slip*) (figura A.14, ver apéndice).

En la línea 700 (figura 4.10) se observa el segundo dominio del nuevo modelo estructural en dirección Oeste-Este, apreciando al Oeste el bloque de Jusepín

donde se ubica el pozo P24, que se desplaza hacia el Sur por medio de un despegue que se ubica en la base de la Formación Querecual e involucra secuencias del Oligoceno hasta Cretácico Tardío y que finaliza hacia el Este en una rampa lateral. Seguidamente al Este se presenta una alta complejidad estructural, comenzando por las múltiples fallas que cortan las secuencias de edad miocena (Formación Carapita), donde se observa la nariz de un bloque que involucra solo secuencia del Oligoceno y Eoceno, ubicado al oeste del pozo P8, siendo este el anticlinal perforado por el pozo P6. Profundizando, se ubica el bloque perforado por los pozos P8 y P5, el cual está cortado al Oeste por una rampa lateral, seguido por un despegue en la base de la formación San Juan. Cabe destacar que este bloque esta compartimentalizado por múltiples fallas transcurrentes y normales que se orientan perpendiculares y paralelas a esta línea, pero en este modelo por razón de escala y detalle no son modeladas. Éstas son las responsables de la presencia de los diferentes yacimientos que han localizado en campo Orocual. Aún más profundo, se ubica el nuevo bloque que presenta el nuevo estilo estructural definido para el campo Orocual, la estructura tipo *dúplex*. Este bloque se desplaza por un despegue ubicado en la base de la Formación Querecual pero en esta sección solo se visualiza la rampa.

Los ejes de los pliegues tanto del bloque inferior como superior se encuentran plegados, definiendo pliegues de doble vergencia, lo cual ocasiona la división de los bloques en dos altos estructurales tipo anticlinal.

En la parte más profunda del sistema de corrimientos se observa un despegue regional en la base de la Formación Querecual, correspondiente a la falla de El Furrial que se extiende con buzamiento suave hacia el Norte. Y por último se visualiza el nivel regional o sección no deformada del área, involucrando parte del Mioceno Temprano hasta el Cretácico Temprano-Basamento.

4.1.3 Tercer Dominio

Este dominio corresponde a las alineaciones de El Furrial, El Corozo, Jusepín, San Vicente y Boquerón. Involucran secuencias desde el Oligoceno hasta el Cretácico, presentando el mayor transporte hacia el Sur a través de un despegue regional ubicado en la base de la Formación Querecual.

Interpretación Sísmica:

La línea sísmica 750 (figura 4.1), presenta cambios de buzamientos permitiendo separar los bloques de Jusepín y de El Furrial por medio de una falla inversa de bajo ángulo y con buzamiento hacia el Norte. Según los datos sísmicos en el interior de dichos bloques, no se observa una alta complejidad estructural. Con la calibración sísmica - pozos, se diferencia el paquete de reflectores correspondiente a las secuencias paleógenas, limitadas por las líneas rosadas y verde, topes del Oligoceno y Cretácico respectivamente. A partir del tope del Cretácico hacia abajo, se observa un conjunto de reflectores de menos intensidad correspondiente a secuencias del Cretácico, limitadas por la falla de El Furrial.

Seguidamente hacia el Este, en la línea 1000 (figura 4.2), a pesar de la poca información sísmica, se aprecia el aumento de la complejidad estructural de las áreas de Jusepín y El Furrial, identificando fallas que dividen las principales estructuras de este dominio. En las líneas 1250 y 1400 (figuras 4.3 y 4.4 respectivamente) se aprecia buena calidad en la sísmica, mostrando en cambio de estilo estructural en los bloques de El Furrial, El Corozo y Jusepín, en los cuales aparece múltiples fallas inversas pero con buzamiento hacia el Sur, siendo éstas las responsables de la alta complejidad estructural observada y una marcada compartimentalización en esta área. Seguidamente hacia el Este se ubican las líneas 1750, 1900 y 2100 (figuras 4.5, 4.6 y 4.7, respectivamente), las cuales muestran una disminución de la complejidad estructural según los datos sísmicos. La alineación de la estructura de El Furrial pasa a ser lateralmente hacia el Este la estructura de Boquerón. Hacia el flanco trasero de la estructura de Boquerón los reflectores aun reflejan cambios de buzamiento que indican la continuidad de la estructura de Jusepín hacia el Este, pero mucha más profunda y con poca información sísmica. En las líneas 2300 y 2600 (figuras 4.8 y 4.9 respectivamente), por la ausencia de información sísmica, apenas se define la estructura de Boquerón.

En cada una de las líneas sísmicas y por debajo de la falla de El Furrial se interpretó parte de la secuencia del Mioceno (Formación Carapita), en donde se ubica una rampa de bajo ángulo con buzamiento hacia el Norte. Por último, se interpreta los topes del Oligoceno y Cretácico correspondientes al bloque no

deformado, correlacionado con pozos ubicados al Sur, pertenecientes a los campos de Onado y Casma (ver figura 4.11, transecto regional 1900).

Modelado Estructural:

Este dominio esta conformado por las estructuras del Campo Jusepín y la alineación de Boquerón y El Furrial, donde participan secuencias del Oligoceno, Eoceno, Paleoceno y Cretácico. En las líneas 750 y 1000 (figuras 4.1 y 4.2 respectivamente), el estilo estructural se caracteriza por tener múltiples pliegues asociados a fallas de tipo rampa y despegue con buzamiento suave hacia el Norte (*fault-bend fold*), ubicando el despegue del bloque cabalgante en la base de la Formación Querecual y la rampa de bajo ángulo del bloque cabalgado dentro de la Formación Carapita. El bloque desplazado a través de dicha falla, está afectado internamente por fallas inversas de poco desplazamiento con buzamiento hacia el Norte pero que modifican la configuración estructural. A partir de las líneas 1250 hasta la 1750 (figuras 4.3, 4.4 y 4.5, respectivamente) el estilo estructural sufre algunos cambios, donde se modelan retrocorrimientos (*backthrust*) o fallas inversa de alto ángulo con buzamiento al Sur de poco desplazamientos, pero que contribuyen en el aumento vertical del relieve estructural, generando un bloque emergente (*pop up*) (figura A.9, ver apéndice), tal como se muestra en la línea 1400 (figura 4.4), justo en el campo Jusepín (pozos P25 y P26). En las siguientes secciones estructurales, líneas 1900, 2100, 2300 y 2600 (figuras 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9, respectivamente), el estilo estructural disminuye en cuanto a la complejidad, dando origen a típicos pliegues asociados a una falla (*fault-bend fold*), en el cual se ubica el campo Boquerón. Con la ayuda de la información suministrada por pozos de los campos Onado y Casma, se logró modelar el bloque no deformado, por debajo de la alineación de El Furrial – Boquerón, donde participan las secuencias desde el Oligoceno hasta Cretácico, con aumentos de espesores hacia el Norte.

4.2 Restauración del modelo estructural

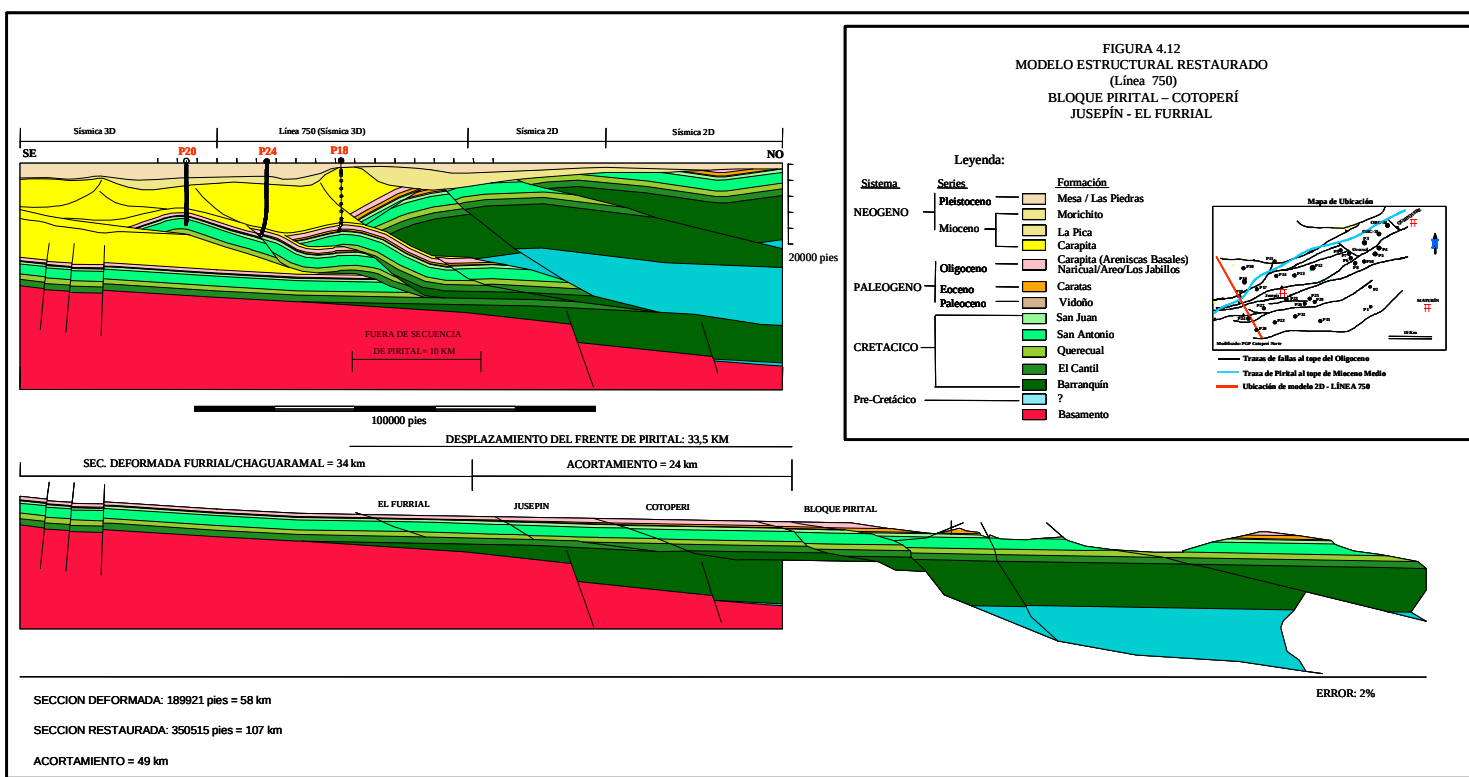
Se presenta las restauraciones de las 9 secciones estructurales, identificadas como modelos estructural restaurados, líneas 750, 1000, 1250, 1400, 1750, 1900, 2100, 2300, 2600, (figuras 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19, 4.20 y 4.21 respectivamente), los cuales garantizan el balanceo del nuevo modelo estructural en el área. En el modelo restaurado 750 (figura 13) se completó el material faltante y se interpretó el sistema de fallas normales ubicadas por debajo del bloque de Pirital, siendo estas las fallas que se relacionan con el graben de Espino, las cuales serán discutidas en el análisis de resultados.

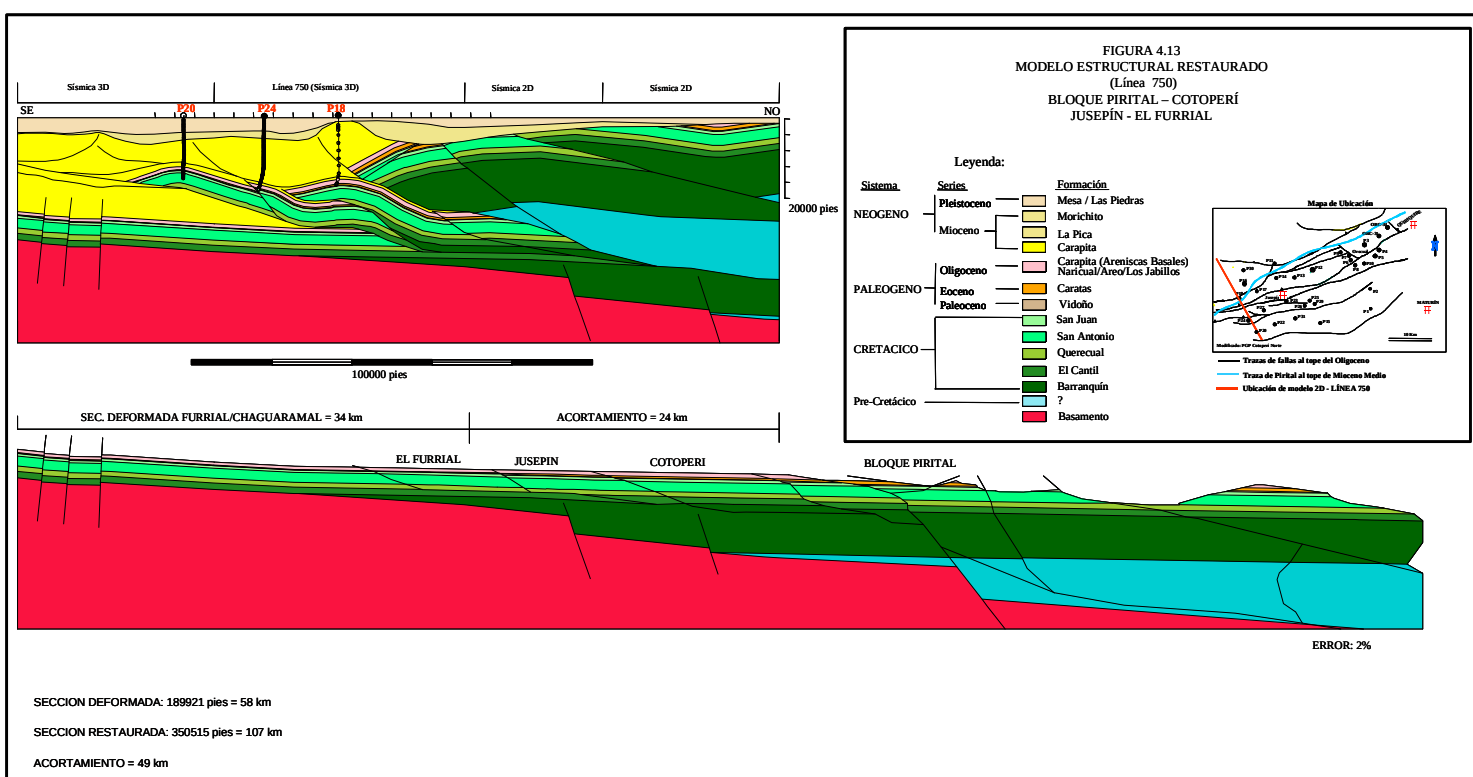
4.2.1 Secciones Restauradas

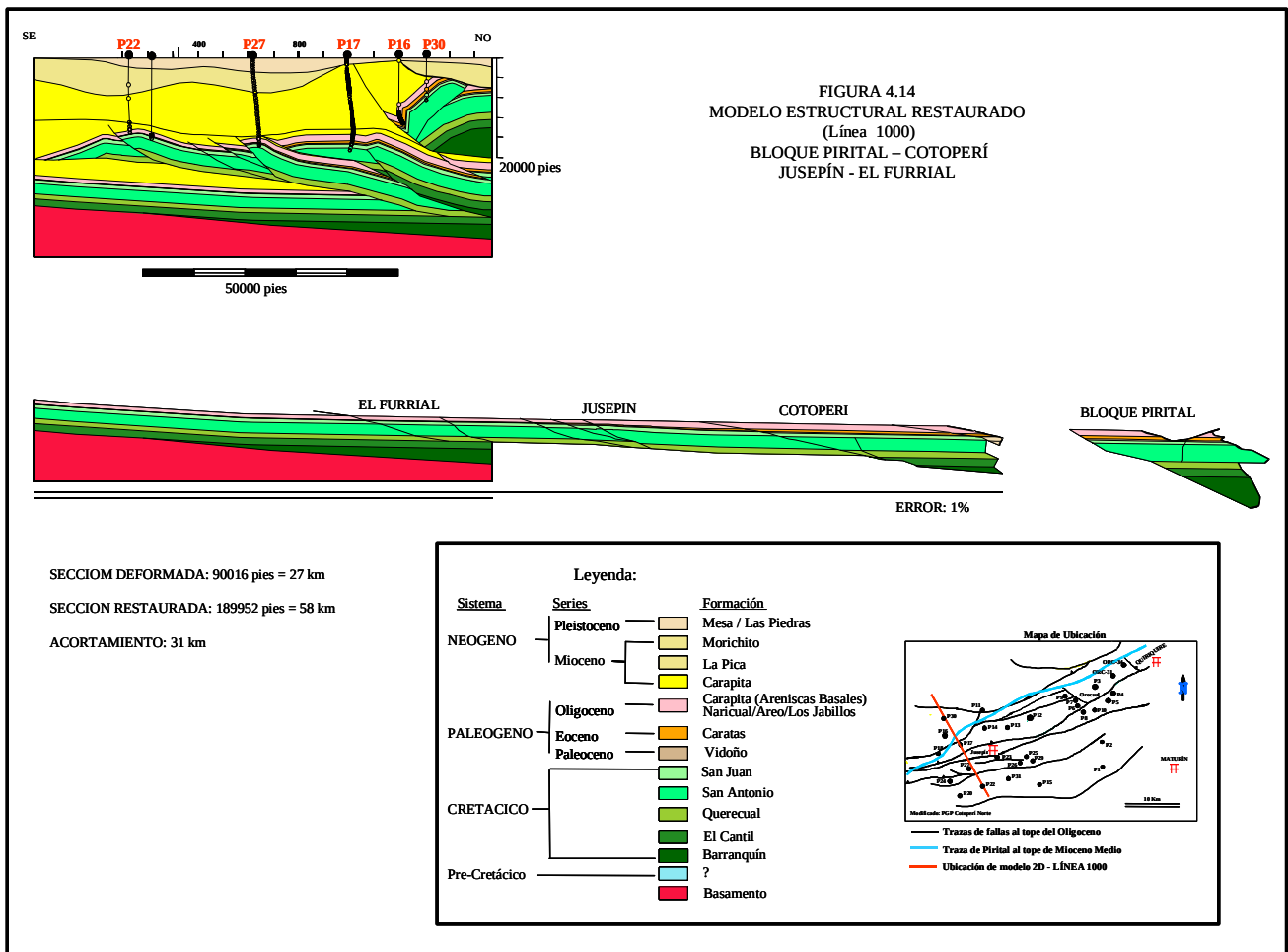
De las secciones restauradas se obtuvo una tabla donde se resume los resultados obtenidos de la restauración y que luego se discutirán en el análisis de resultados. Ver Tabla 4.1.

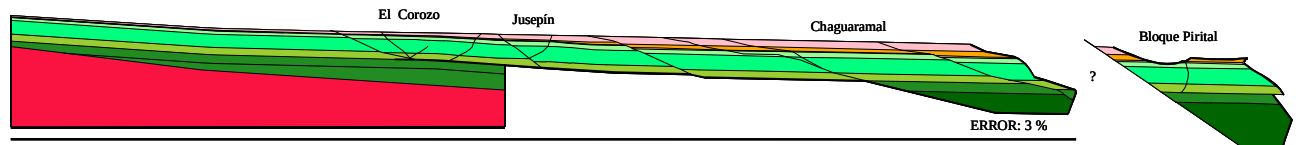
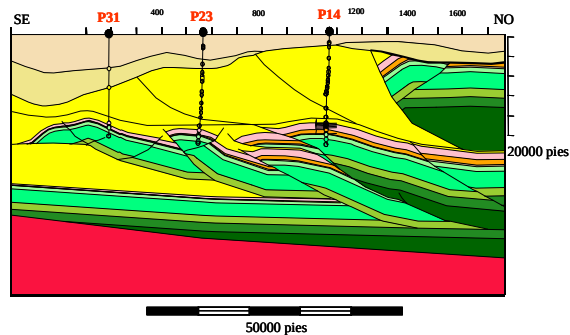
Tabla 4.1. Resumen de longitudes de las secciones estructurales deformadas, restauradas y respectivos acortamientos en kilómetros y en porcentajes.

Sección Estructural	Sec. Deformada km	Sec. Restaurada km	Acortamiento km	% Acortamiento
750	58	107	49	45,79
1000	27	58	31	53,45
1250	29,5	63,5	34	53,54
1400	59	117	58	49,57
1750	42,4	79	36,6	46,33
1900	43	80	37	46,25
2100	30,3	69	38,7	56,09
2300	30,5	72	41,5	57,64
2600	28	64	36	56,25
				Prom. 51,6%

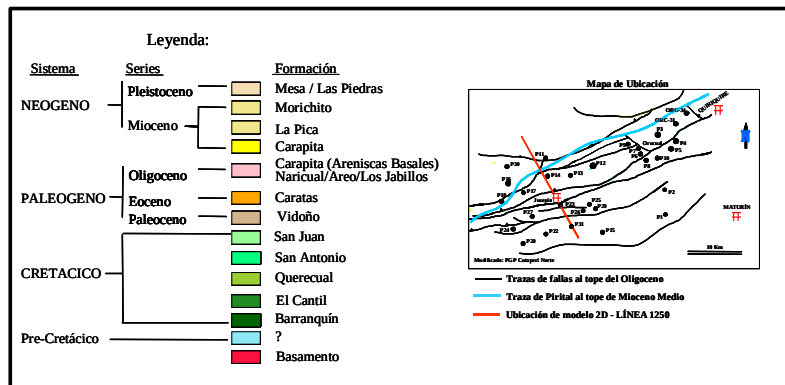


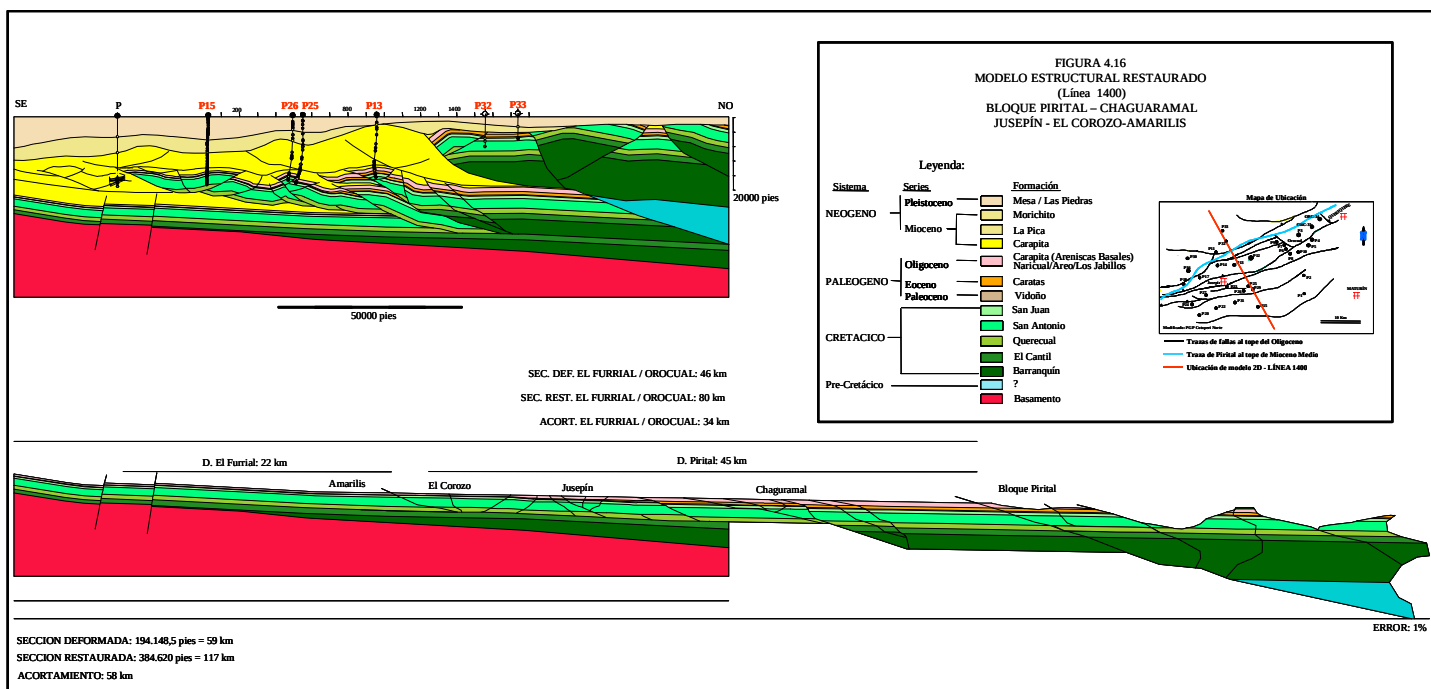






SECCION DEFORMADA: 96890 pies = 29,5 km
 SECCION RESTAURADA: 208926 pies = 63,5 km
 ACORTAMIENTO: 34 km





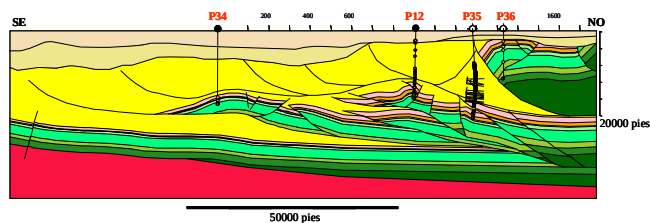
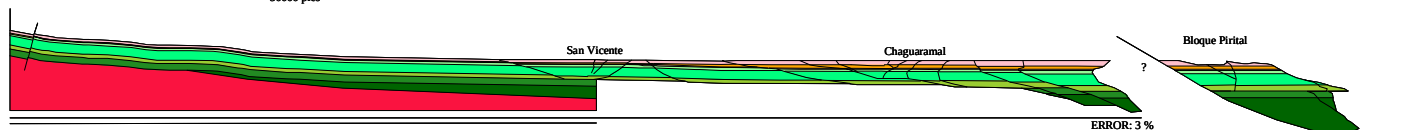
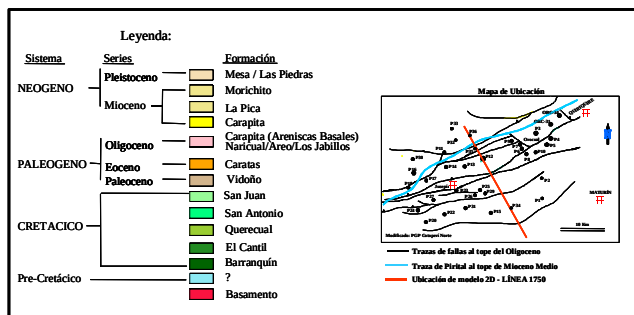
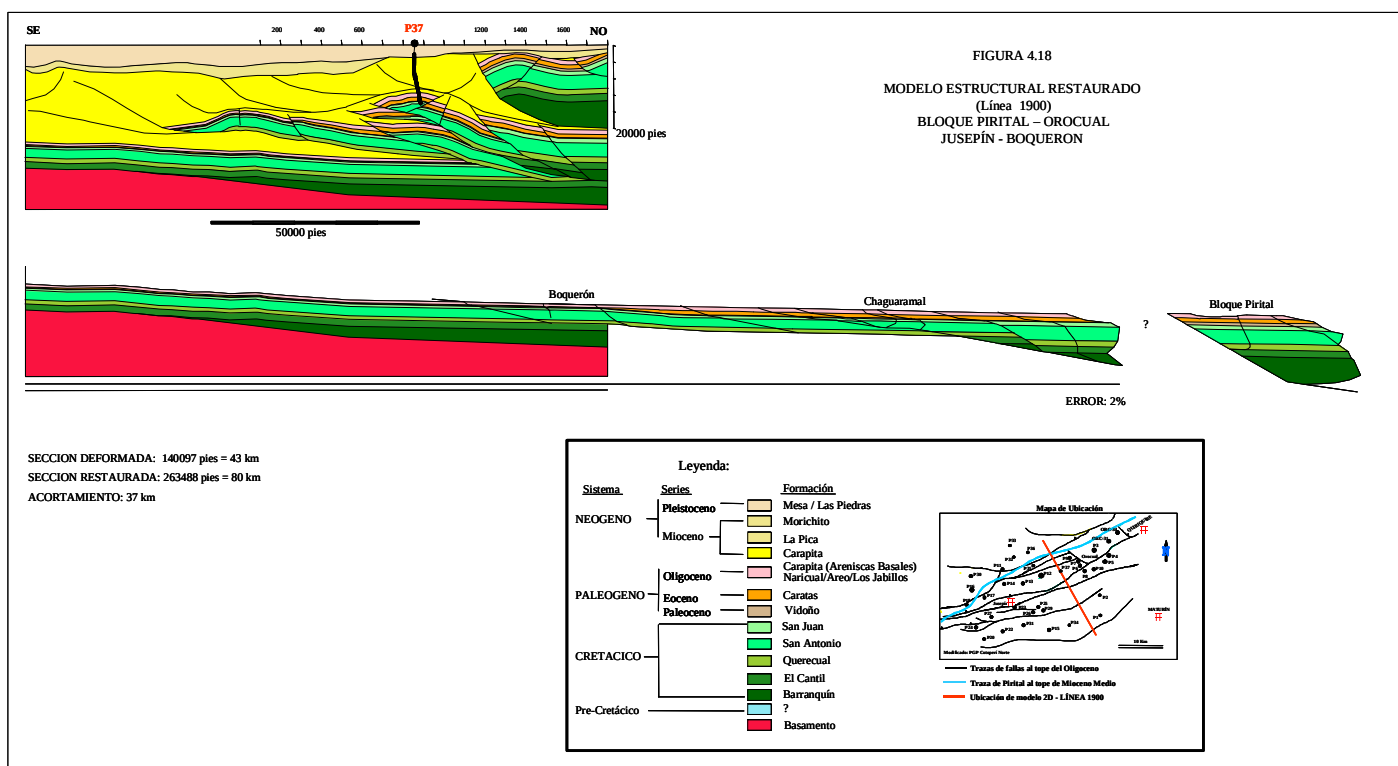


FIGURA 4.17
MODELO ESTRUCTURAL RESTAURADO
(Línea 1750)
BLOQUE PIRITAL – CHAGUARAMAL
JUSEPÍN – EL COROZO



SECCION DEFORMADA: 139017 pies = 42,4 km
SECCION RESTAURADA: 258746 pies = 79 km
ACORTAMIENTO: 36,6 km





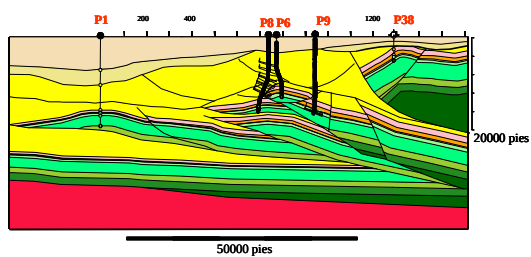
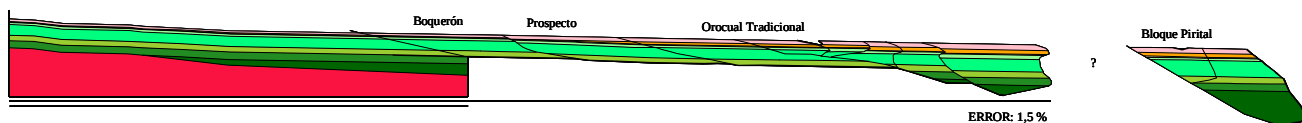
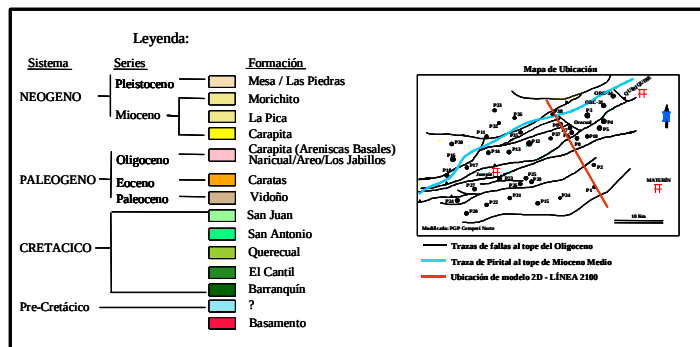


FIGURA 4.19
 MODELO ESTRUCTURAL RESTAURADO
 (Línea 2100)
 BLOQUE PIRITAL – OROCUAL
 JUSEPÍN - BOQUERON



SECCIÓN DEFORMADA: 99516 pies = 30,3 km
 SECCIÓN RESTAURADA: 226026 pies = 69 km
 ACORTAMIENTO: 38,7 km



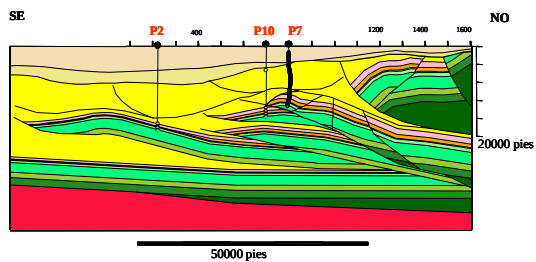
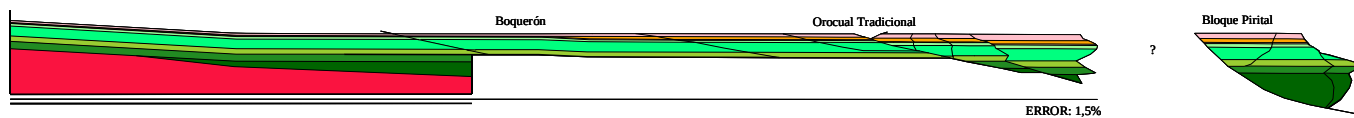
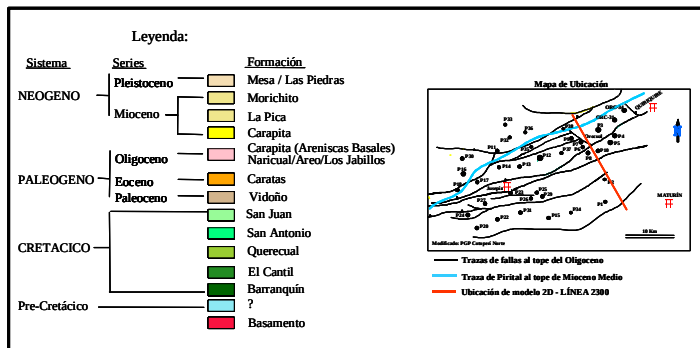


FIGURA 4.20
MODELO ESTRUCTURAL RESTAURADO
(Línea 2300)
BLOQUE PIRITAL – OROCUAL
BOQUERON



SECCION DEFORMADA: 100131 pies = 30,5 km
SECCION RESTAURADA: 235891 pies = 72 km
ACORTAMIENTO = 41,5 km



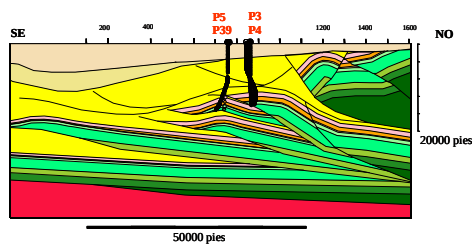
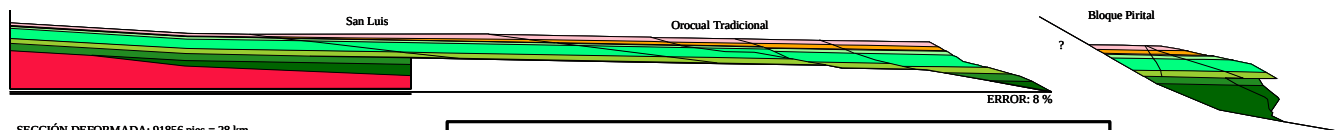
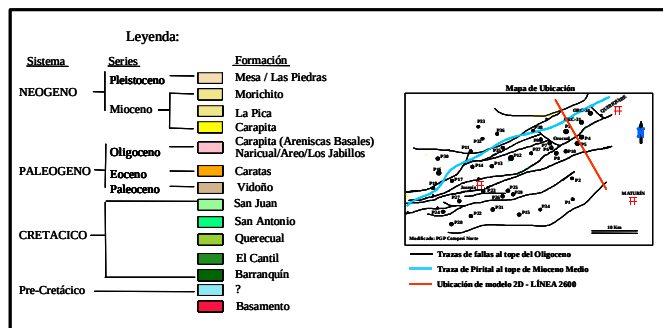


FIGURA 4.21
MODELO ESTRUCTURAL RESTAURADA
(Línea 2600)
BLOQUE PIRITAL – OROCUAL
BOQUERON



SECCIÓN DEFORMADA: 91856 pies = 28 km
SECCIÓN RESTAURADA: 210330 pies = 64 km
ACORTAMIENTO: 36 km



Para la generación de las secciones restauradas solo se empleó el módulo de *flexural slip* (en *GeoSec2D*[®]), por ser este el mecanismo de deformación el más común en cinturones plegados. Fue necesario un proceso iterativo entre el estado deformado (interpretación sísmica y modelo estructural) y restaurado hasta lograr que las secciones estructurales calibren con los datos existentes en el área.

4.2.2 Mapa Restaurado

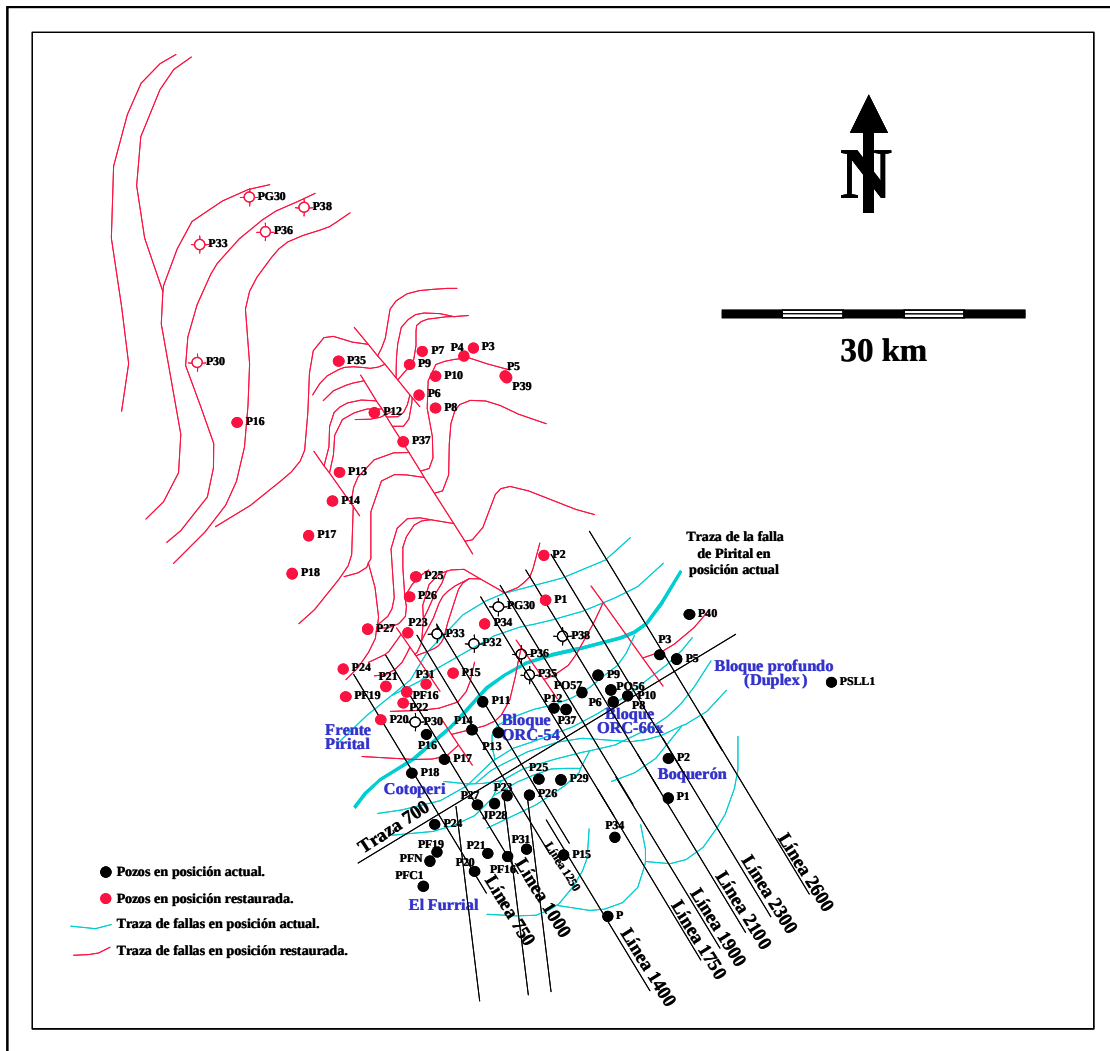


Figura 4.22. Mapa restaurado al tope del Oligoceno.

Con las secciones estructurales restauradas se generó un mapa restaurado al tope del Oligoceno (figura 4.22), periodo geológico en el cual finaliza un marco tectónico

estable en la Cuenca Oriental de Venezuela, con inicio en el Cretácico Temprano. Este mapa permite visualizar la configuración de los bloques que conforman el modelo estructural propuesto antes de la deformación tectónica. Permite además ubicar la estratigrafía vista por cada pozo, en la posición en la cual fueron depositados los sedimentos en la cuenca, pudiendo generar un modelo sedimentológico que soporte las posibles columnas de rocas por encontrar en el área de estudio.

4.3 Superficies de despegues y rampas en el bloque piso

El siguiente esquema (figura 4.23), permite visualizar en 3D: - La geometría de las superficies de despegue y rampas en el bloque piso, - La relación lateral del desplazamiento y las longitudes de los despegues, - La profundización hacia el Norte de la falla principal, por medio de diferentes conjuntos de rampas, - Y la ubicación de los niveles de despegues con respecto a las formaciones geológicas.

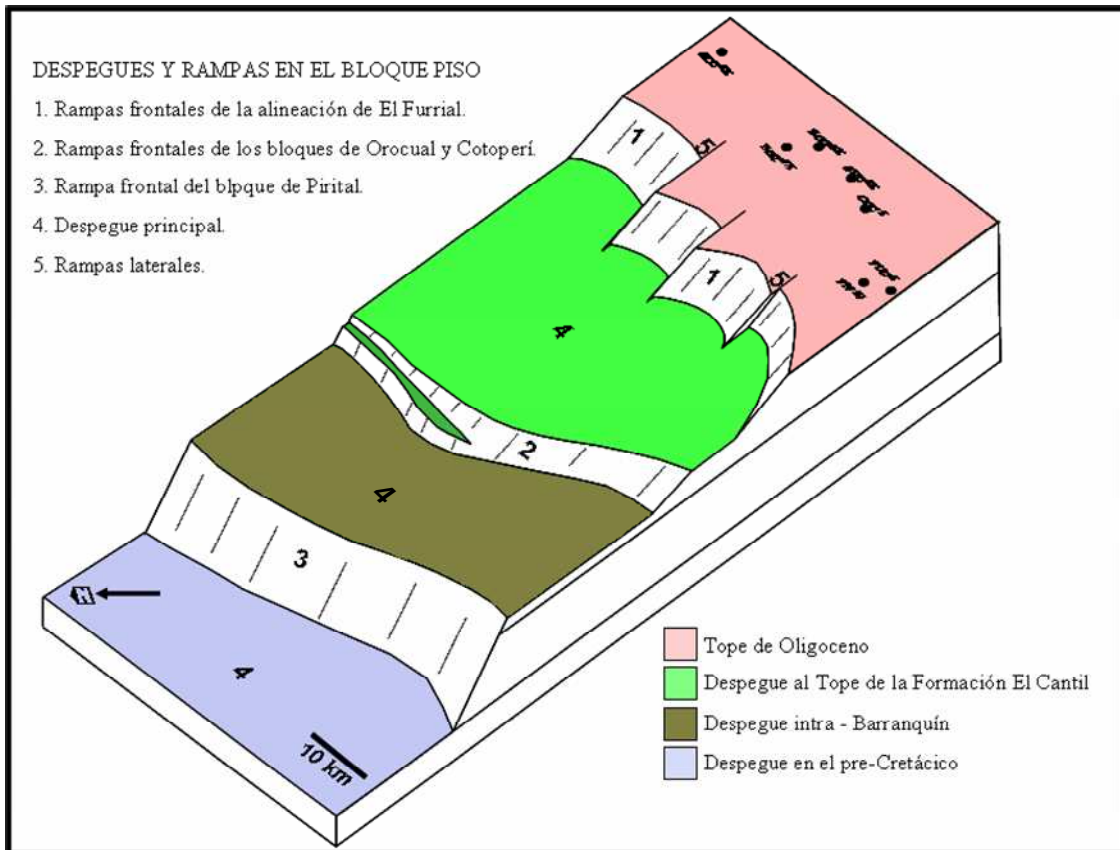


Figura 4.23. Superficies de Despegues y Rampas en el bloque piso.

4.4 Evolución estructural y madurez termal

A partir de una sección estructural restaurada 1400 (figuras 4.16), la configuración estratigráfica, tasa de sedimentación, tasa de movimiento de los bloques y datos geoquímicos se generó y se validó usando el *software* INGECEC[®], un modelado cinemático con la respectiva calibración geoquímica, para verificar la existencia de un nuevo prospecto, en este modelo estructural, ubicado por debajo del campo Orocuál (figura 4.24), aunque más adelante en el análisis de resultado este modelado sufrió algunos ajustes en la cinemática por la presencia de nuevas evidencias.

4.5 visualización en 3D del modelo estructural

Uno de los objetivos en este trabajo es entender espacialmente la configuración de las principales fallas y bloques deformados en el área, para lo cual se genera un modelo en 3D construido a partir de las secciones estructurales balanceadas. En la figura 4.25 se visualiza la continuidad lateral de las fallas y la relación que existen entre ellas. La figura 4.26 muestra fallas de color rojo asociadas a las alineaciones más importantes del área, tales son las estructura de Orocuál Tradicional, seguido por la falla que genera el *dúplex* de Orocuál y por último, la rampa y despegue por donde se desplazan los bloques de Boquerón, El Corozo y El Furrial, mientras las fallas con tonalidades azules y amarillas están asociadas al desplazamiento del bloque de Pirital. Las fallas de color amarillo se encuentran cortando secuencias del Mioceno pero se asocian con el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital.

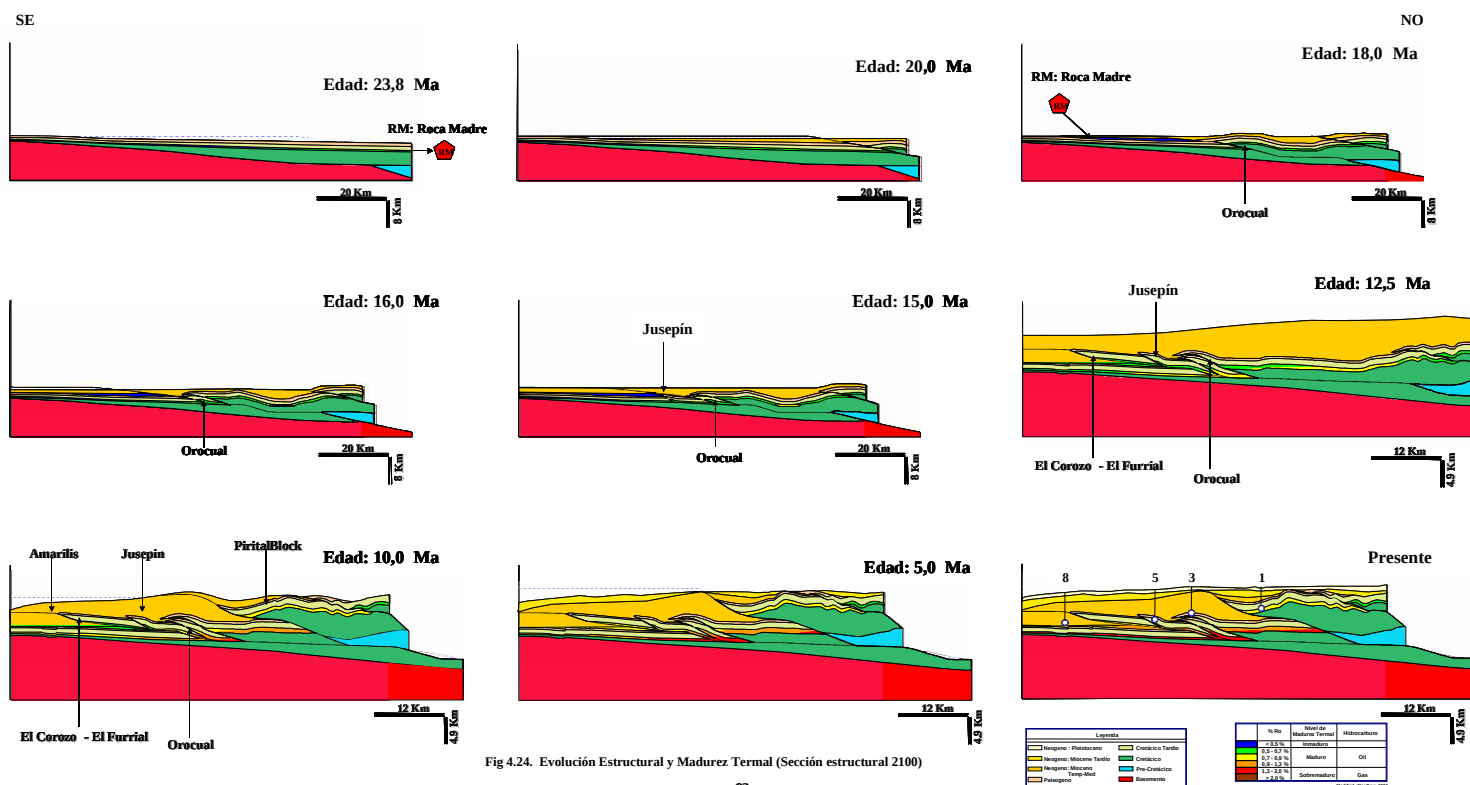


Fig 4.24. Evolución Estructural y Madurez Termal (Sección estructural 2100)

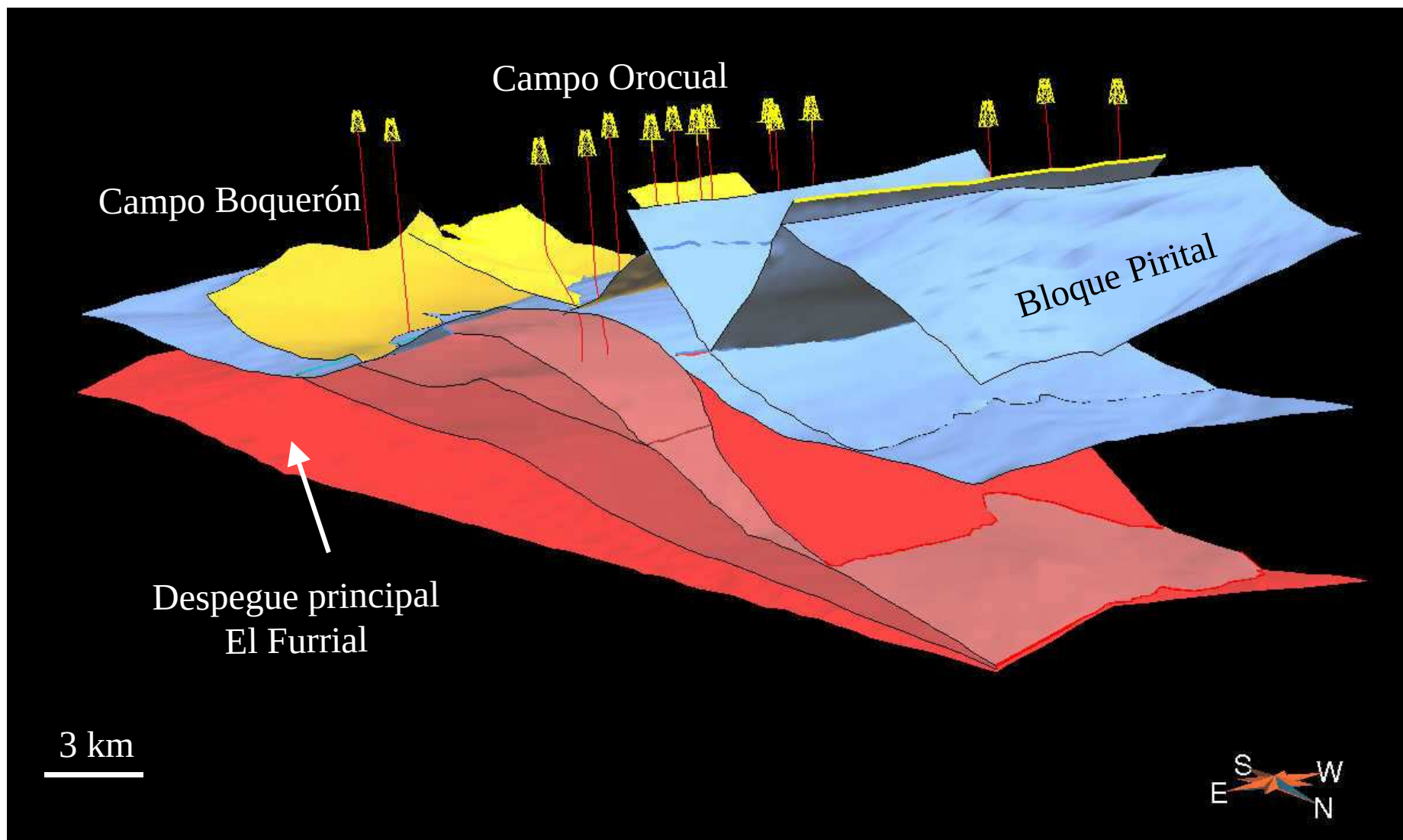


Figura 4.25. Visualización en 3D de las principales fallas interpretadas en el área.

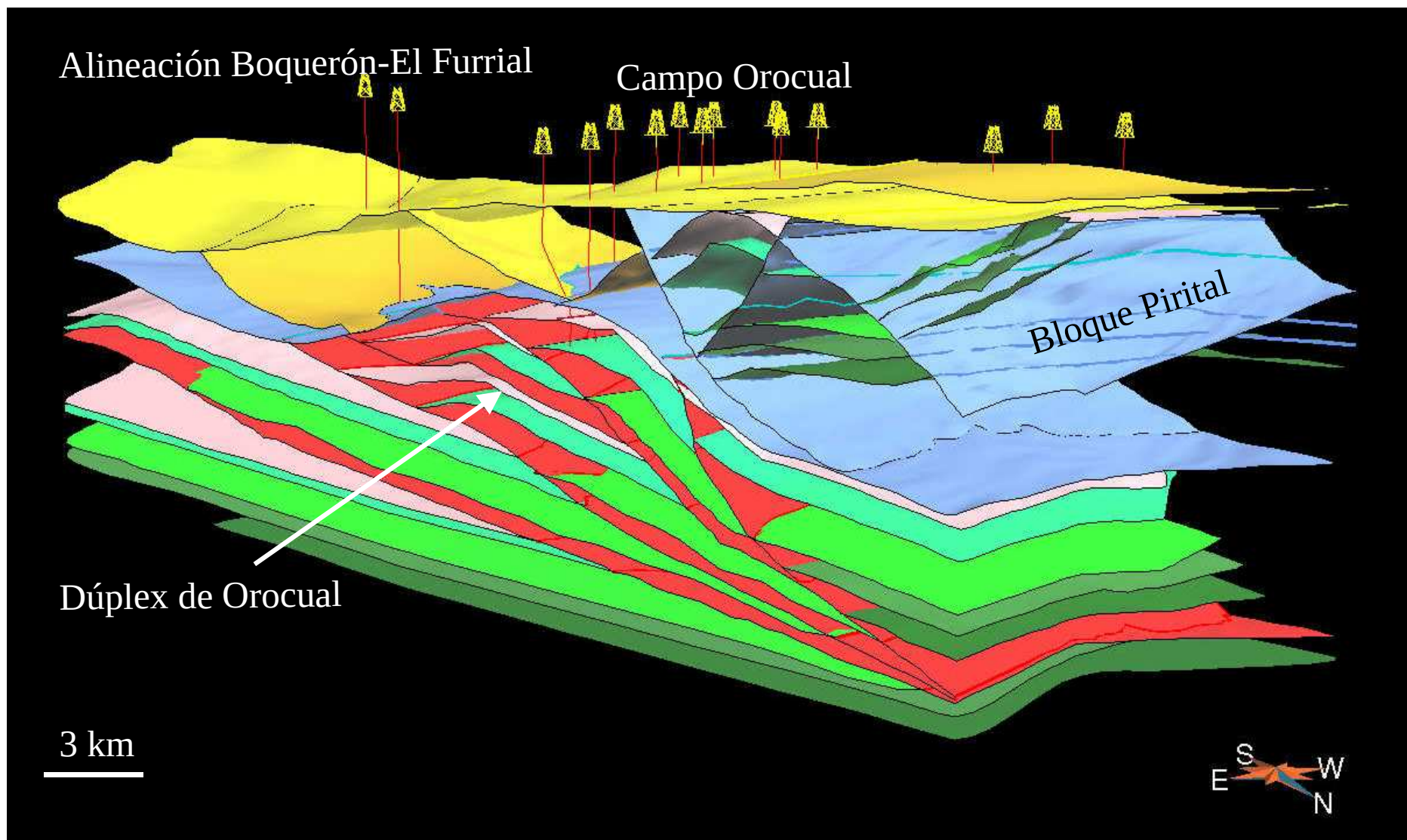


Figura 4.26. Visualización en 3D de las principales fallas y la relación con las estructuras existentes en el área.

CAPITULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Hasta el presente una de las incógnitas por resolver en la región de estudio es la existencia o no de basamento cristalino en el bloque de Pirital. En muchos trabajos definen el bloque de Pirital como un bloque generado a partir de tectónica de piel gruesa, implicando que dentro del bloque está involucrado el basamento cristalino (basamento ígneo – metamórfico). No obstante, según mapa generado a partir del levantamiento aeromagnético realizado por MENEVEN (1983) (figura 5.1), al menos en los transectos regionales 750 y 1400 (figuras 4.1 y 4.4 respectivamente) no es posible la presencia de basamento cristalino, sino una espesa columna de roca sedimentaria posiblemente pre-cretácica. El mapa de anomalía magnética permitió calibrar las profundidades del basamento cristalino y bajar el ángulo de la falla de Pirital de tal manera que no cortase dicho basamento, ubicando el despegue mas profundo del bloque de Pirital dentro de las secuencias sedimentarias pre-cretácicas. Este estilo estructural rechaza la hipótesis número 2 (figura 2.1) y apoya a la hipótesis número 3 (figura 2.2) propuestas por Hung (1997), el cual describe una cuña sedimentaria Paleozoica que se desplaza sobre tres niveles de despegue, siendo el primero intra–Paleozoico, el segundo en la base de la Formación Barranquín y el más somero en el Mioceno Inferior.

Dentro del bloque de Pirital, se interpreta una falla inversa de alto ángulo con buzamiento hacia el Norte, pero de poco desplazamiento, esta falla marca el inicio del aumento del espesor de la columna sedimentaria observada en dicho bloque, específicamente de la Formación Barranquín y las secuencias pre-cretácicas, como se muestra en los transectos 750 y 1400 (figuras 4.1 y 4.4, Primer Dominio). Este aumento de espesor se le atribuye a la existencia de una cuenca con mucho espacio, que existió al momento de la depositación de las mencionadas secuencias, siendo este gran depocentro el llamado Graben de Espino. Es probable que esa falla inversa de alto ángulo, ubicada dentro del bloque de Pirital sea una falla normal perteneciente al borde sur del Graben de Espino, la cual fue invertida, y luego cortada por la falla

inversa que permitió el desplazamiento de todo el bloque de Pirital (*shortcut*), existiendo entonces una inversión de cuenca tipo graben como lo manifestó Hung (1997) en la hipótesis número 4 y Salazar (2006). Schneider (2003) no toma en cuenta los cambios de espesores y explica la falla de Pirital como la absoluta inversión de una falla normal preexistente del Jurásico, pero cuando el bloque de Pirital es restaurado en la posición inicial, dicha falla tiene un menor ángulo de buzamiento con respecto al resto de la fallas normales, mientras que en el presente estudio la falla de Pirital es una falla inversa que corta (*shortcut*) a un sistema de fallas normales ubicadas en el margen sur del llamado Graben de Espino, aunque no se tiene suficiente evidencia para colocar en el modelo estructural los cambios de espesor que indiquen

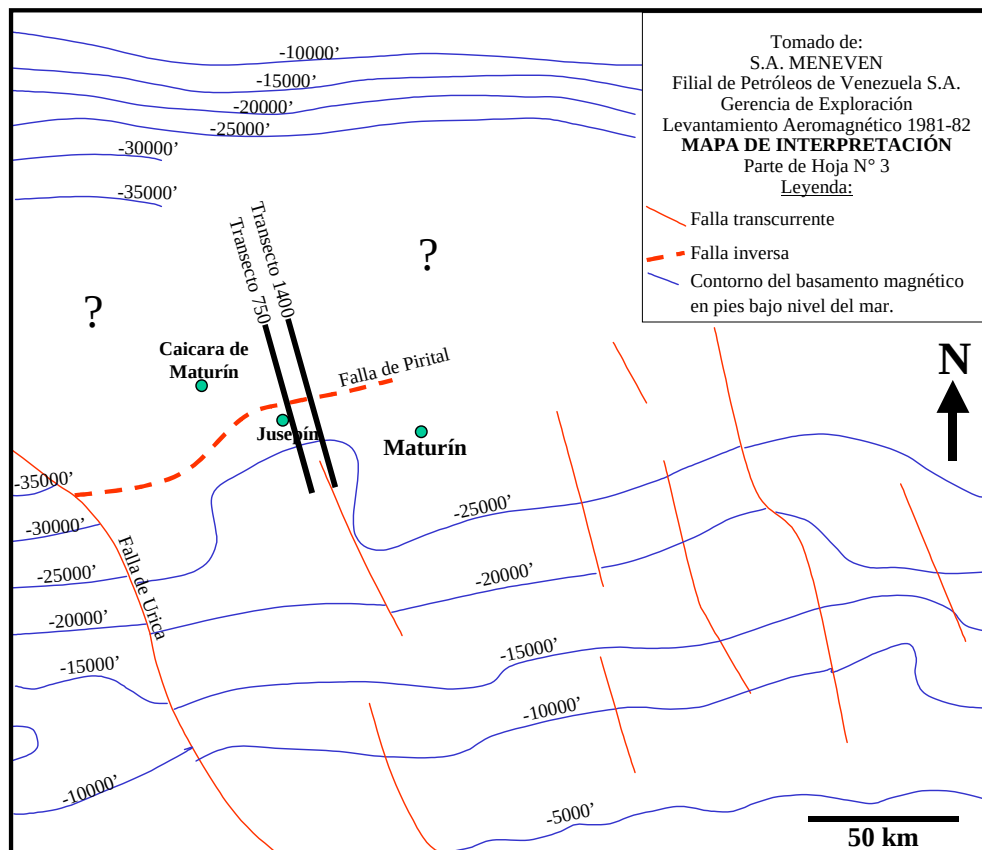


Figura 5.1. Mapa de anomalía magnética, correspondiente al tope del Complejo Igneo - Metamórfico de la Sub-Cuenca de Maturín.

fallas normales preexistentes antes de la deformación compresiva. Esto muestra la profundidad que alcanzó el graben de Espino y que el relieve estructural presente en el área es la respuesta de la inversión de cuenca.

Como se mencionó anteriormente en los Transectos 750 y 1400 (figuras 4.1 y 4.4), dentro del Bloque de Pirital existe una falla inversa de alto ángulo y de poco desplazamiento, con buzamiento hacia el Norte, restaurados dichos transectos, se calcularon unos desplazamientos totales del bloque de Pirital de 34 y 45 km respectivamente. A pesar de la poca información que se tiene de las variaciones de espesores estratigráficos dentro del bloque de Pirital, al momento de llevar estas fallas a su posición restaurada, como se muestra en el mapa restaurado (figura 4.22), es posible relacionar dicha falla con el conjunto de fallas que integran la falla de Anaco, si ésta se proyecta con su mismo rumbo hacia el Noreste (Ver figuras 2.8, 2.9 y 5.2).

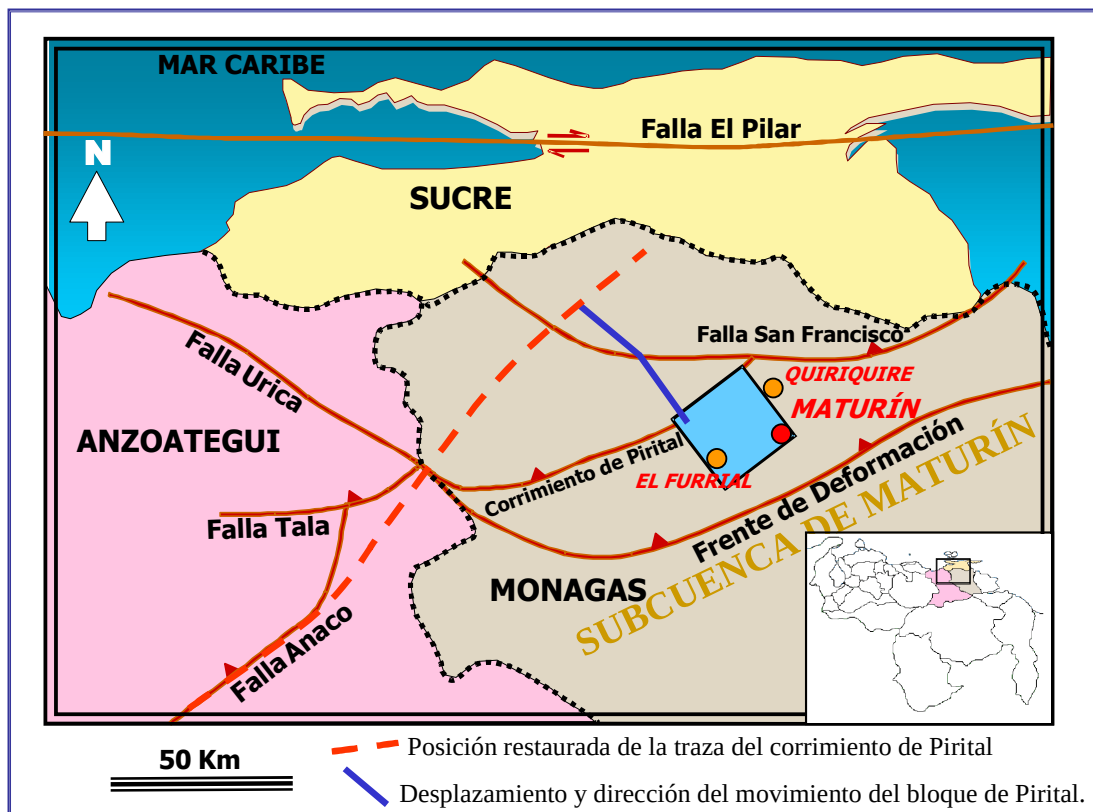


Figura 5.2 Relación de la traza del corrimiento de Pirital restaurada con la falla de Anaco.

Las fallas normales interpretadas por debajo del bloque de Pirital también se asocian al margen sur del graben de Espino, siendo éstas las que generan la profundización al norte de dicho graben.

La geometría de la rampa superior del Bloque de Pirital guarda estrecha relación con el relieve estructural existente en el Campo de Orocual (Segundo Dominio), donde se observa que el Bloque de Pirital no sobrecorrió por encima del alto estructural de Orocual (ver secciones), lo que significa que las estructuras de Orocual controlaron el desplazamiento del bloque de Pirital, razón por la cual la presencia de una curvatura de la traza de la falla de Pirital hacia el Norte en posición actual, siendo esta una evidencia más, del movimiento en fuera de secuencia del Bloque de Pirital (ver mapa restaurado, figura 4.22).

Al oeste del área de estudio, Parra (2006) generó un modelo estructural, donde el bloque de Pirital tiene un desplazamiento con respecto al bloque inferior de aproximadamente 20 km. Por otro lado, las observaciones hechas por Chevalier *et al.*, (1995) en el contacto del bloque de Bergantín con el bloque de Caripe, específicamente en la falla San Francisco, calcula un desplazamiento al bloque de Pirital de 6 km. Para este estudio, el desplazamiento observado en el presente modelo, correspondiente solamente al movimiento fuera de secuencia del bloque de Pirital, es aproximadamente de 10 km en los transectos 750 y 1400 (figuras 4.1 y 4.4, Primer Dominio), sabiendo que estas secciones se ubica en el centro de los mencionados trabajos, lo cual quiere decir que el movimiento en fuera de secuencia de Pirital disminuye de Oeste hacia el Este, hasta encontrarse con la falla de San Francisco, donde se transfiere movimiento del bloque de Bergantín hacia el bloque de Caripe.

El segundo dominio se inicia a partir de la sección 750 (figura 4.1), definiéndose un anticlinal suave generado por una rampa de bajo ángulo (*fault-bend fold*), con mucho efecto de deformación entre capas (*flexural slip*). En este dominio, la falla principal, llamada El Furrial, comienza a profundizar a partir de la base de la Formación Querecual, atravesando la Formación El Cantil y finaliza en un despegue en la parte superior de la Formación Barranquín. En la sección 1000 (figura 4.2) cambia la configuración del pliegue, marcándose un eje activo que separa el panel frontal del

anticlinal suave mencionando anteriormente en la sección 750 (figura 4.1). Dicho eje activo es la respuesta de nuevas estructuras que comienzan a aparecer hacia el Este. En la sección 1250 (figura 4.3) aparece un nuevo bloque con poco desplazamiento, ubicado por debajo de la estructura correspondiente al área de Chaguaramal, donde actualmente hay producción en secuencias del Oligoceno (Formación Naricual, pozo P14).

En la sección 1750 (figura 4.5) se ubican los pozos P12 y P35, siendo estos claves en la definición del estilo estructural en este segundo dominio. Cerca del pozo P35, se interpreta un conjunto de fallas de alto ángulo con buzamiento hacia el Norte ubicadas por debajo del bloque de Pirital. En dicho pozo se encuentran repeticiones de secuencia del Oligoceno. El tope del Oligoceno más profundo se consigue a una profundidad de 20.000 pies, reafirmando también la presencia de fallas normales en el área que involucran secuencias sedimentarias de edades Oligoceno hasta Cretácico Tardío.

El modelo estructural previo en el área de Orocuál fue desarrollado por Lander (2002-b), quien interpretó un relieve estructural importante, pero el estilo estructural definido no permite mucho acortamiento, explicando esta deformación con fallas de alto ángulo, mientras que en el nuevo modelo estructural propuesto, el nivel de despegue se ubica en la base de la Formación Querecual (Cretácico Tardío), a partir del cual se desarrollan rampas de bajo ángulo, que a su vez justifican el relieve estructural observado respecto al acortamiento. Esta relación permite introducir un nuevo bloque, por debajo de las escamas que actualmente producen hidrocarburos en el campo Orocuál (Ver líneas 1400, 1750, 1900, 2100, 2300 y 2600, ó figuras 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9 respectivamente, Segundo Dominio) definiendo entonces el alto de Orocuál, como una estructura tipo *dúplex*, ubicada al sur del bloque de Pirital, donde se presentan una serie de corrimientos definidos por despegues y rampas con buzamientos al Norte, que generan la repetición de múltiples bloques, generando un alto relieve estructural en las áreas de Chaguaramal – Orocuál. Hacia los flancos traseros de estas estructuras, se observan antiguas fallas normales y algunas invertidas.

En este segundo dominio se encuentra la alineación estructural Cotoperí - Orocual, que hacia el Oeste se ubica por debajo del bloque de Pirital y hacia el Este va aumentando el relieve estructural hasta alcanzar un estilo estructural tipo *dúplex*, que muestra su mayor altura por debajo del campo de Orocual.

Cuando se compara el relieve estructural observado en el área de Orocual, que es aproximadamente de 10.000 pies, es equivalente a la elevación de la Serranía del Interior, el cual es el producto de múltiples repeticiones de las secuencias cretácicas-terciarias, ubicando los niveles de despegues en la base de la Formación Querecual (Chevalier *et al.*, 1995). Se puede decir, que el relieve estructural es muy parecido, por lo tanto en el área estudiada, específicamente en el área de Orocual, tiene que existir múltiples fallas o niveles de despegues que generen dicho relieve estructural. Aquí es donde reside la diferencia principal de este modelo estructural con modelos previos.

El nivel de despegue en este nuevo modelo estructural se ubica en la base de la Formación Querecual, desplazándose un espesor aproximado de 5.000 pies de secuencia cretácico-paleógena. Su repetición explica el relieve estructural de 10.000 pies desarrollado en el área de Orocual, lo cual genera una estructura tipo *dúplex*, donde el bloque más profundo está aun sin perforar.

En la sección 2300 (figura 4.8), se ubica el pozo P10, delineador del P8, el cual descubrió hidrocarburos pesados con presencia de gas, a nivel de la Formación San Juan (Cretácico), indicando la existencia de una fuente de gas, posiblemente asociados a yacimientos más profundos. Con dicha evidencia y en conjunto a la buena calidad de la sísmica, que permite observar paquetes de reflectores semejantes, correlacionables entre sí y geometrías que indican que los bloques de Orocual, en comparación con el bloque inferior presenta diferentes grados de deformación, quedando por asentado la existencia de un nuevo bloque aun sin perforar.

El tercer dominio, se caracteriza por múltiples pliegues asociados a un despegue con buzamiento suave hacia el Norte (*fault-bend fold*), ubicando el despegue del bloque cabalgante en la base de la Formación Querecual y la rampa de buzamiento suave del bloque cabalgado dentro de la Formación Carapita. El bloque desplazado a través de

dicha falla, está afectado internamente por fallas inversas y retrocorrimientos de poco desplazamiento, pero que modifican significativamente el relieve estructural. En este dominio se encuentra ubicado hacia el norte el Campo Jusepín y hacia el sur la alineación de Boquerón y El Furrial. En las secciones 750, 1750, 1900, 2100, 2300 y 2600 (figuras 4.1, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9 respectivamente) se interpretan pliegues asociados a rampas y despegues con buzamiento suave hacia el Norte (*fault-bend fold*), mientras que en las secciones 1000, 1250 y 1400 (figuras 4.2, 4.3 y 4.4), el tercer dominio sufre drásticos cambios en cuanto al estilo estructural, probablemente por cambios litológicos, específicamente el aumento en el porcentaje de areniscas, el cual imposibilita la movilización de bloques por el aumento de la fricción en los contactos de fallas. Como consecuencia se generan pliegues asociados a rampas y despegues, pero internamente se encuentran modificados por retrocorrimientos con poco desplazamiento y con buzamientos hacia el Sur, siendo este estilo característico de las estructuras correspondientes al campo Jusepín.

La complejidad estructural del tercer dominio en el transecto 1400 (figura 4.4) es el producto de la transferencia de movimiento del bloque El Corozo hacia el bloque Boquerón, interpretando una rampa lateral o una falla transcurrente que permite el desplazamiento relativo entre las estructura.

Sageman & Speed (2003) propone una flexura de la Cuenca Oriental de edad Paleoceno-Eoceno causada por la interacción entre las placas de Norteamérica y Suramérica. Esta hipótesis esta evidenciada por los cambios de espesores encontrados en el área, reflejados en el presente modelo estructural, pudiendo decir, que el paleo-alto periférico (*paleo-forebulge*) Paleoceno-Eoceno está representado por la disminución del espesor de las secuencias Paleoceno-Eoceno observadas en las estructuras de El Furrial - Boquerón (Ver todas las secciones).

En cuanto a la prospectividad del área según este nuevo modelo estructural, surge la posibilidad de perforar un bloque profundo, correspondiente al *dúplex* de Orocuál, con la finalidad de encontrar acumulaciones de gas o petróleo liviano tanto en secuencias del Oligoceno, Eoceno y Cretácico (Ver sección 2100, figura 4.7), mientras que en la sección 1000 (figura 4.2), justo al frente de la estructura de El

Furrial, se encuentra un pliegue tipo anticlinal nunca antes perforado, asociado a la rampa de la falla de El Furrial.

En general, existe una relación entre los aumentos de espesor de las secuencias hacia el Norte, los diferentes tipos de litologías involucradas, el buzamiento que tenía la cuenca antes y durante la deformación del Oligoceno-Mioceno, que controlan los diferentes estilos estructurales y niveles de despegues expuestos en el presente trabajo.

La Sección Regional 1900 (figura 4.11) está unida con un transecto ubicado al Sur, que pasa por la estructura de El Paso y por el campo Casma, con el fin de amarrar el flanco sur no deformado de la cuenca con el nuevo modelo estructural. Este tipo de transecto permitió analizar la relación tectónica/sedimentación de la cuenca, para luego realizar una evolución cinemática ajustada a los datos existentes. Al sur del área de El Paso se encuentra el campo Casma que es medianamente productor de gas y de baja producción de crudo mediano. Al norte del campo Casma cabe la posibilidad de encontrar trampas estratigráficas – estructurales, donde se observan algunos acúñamientos estratigráficos asociado a fallas normales que cortan secuencias del Cretácico hasta el Mioceno medio, pudiéndose encontrar acumulaciones de hidrocarburo.

Con el nuevo modelo estructural y las respectivas restauraciones en 2D se puede hacer los siguientes análisis:

- En el transecto restaurado 750, plasmado en la figura 4.13, se puede decir que el bloque de Pirital se ha desplazado, desde el inicio de la deformación 34 km aproximadamente, mientras que, el movimiento en fuera de secuencia del mismo bloque es 10 km, siendo este movimiento el causante de la reactivación del despegue regional observado en la base de la formación Carapita y por encima de las alineaciones de Cotoperí, Jusepín y El Furrial. En cuanto al desplazamiento de El Furrial se estima 18 km, pero en general la sección total deformada es de 58 km que al ser restaurada alcanza 107 km. Entonces, el acortamiento de esta sesión es de 49 km, correspondiente a aproximadamente 46% de acortamiento.

- Una de las evidencias que soporta el acortamiento propuesto en este modelo, es la presencia de un cambio en los ambientes de depositación de las unidades litoestratigráficas, siendo éste el caso de la Formación San Juan, cuando son comparados entre el bloque de Pirital y los bloques de Orocuál y Boquerón. La Formación San Juan se caracteriza en Orocuál y Boquerón por tener secuencias arenosas, depositadas en ambientes someros de tipo plataformal a continental, mientras que, la Formación San Juan encontrada en el bloque de Pirital contiene secuencias turbidíticas arenosas depositadas en ambiente de talud, según Lander (2002-b). Tomando en cuenta que la plataforma para el Cretácico era de ángulo bajo, alrededor de $0,5^\circ$, se estima que existió una plataforma de aproximadamente 40 km, coincidiendo esta distancia con el acortamiento que resulta de la restauración del transecto 1400 (figura 4.16).

- El mayor impacto en este nuevo modelo estructural, en el caso que se compruebe la existencia del *dúplex* de Orocuál, es que se estaría descubriendo un campo parecido al campo de Orocuál en cuanto a las condiciones de trampa estructural y yacimiento (ver modelo 3D, figura 4.26). La restauración permite visualizar la posición de cada uno de los bloques y predecir las secuencias sedimentarias existentes antes de la deformación tectónica, donde el bloque profundo ubicado por debajo del bloque tradicional del campo de Orocuál queda en posición restaurada, entre el campo Boquerón y el bloque perforado por los pozos P8 y P10, lo cual es un aspecto favorable, debido que los yacimientos asociados a los bloques perforados adyacentes tienen actualmente buena producción (ver sección restaurada 2100, figura 4.19).

- Analizando los datos ubicados en la tabla 4.1, donde se muestran las longitudes de los valores de acortamientos en kilómetros y solo tomando en cuenta los valores de las secciones estructurales de menor escala (secciones 1000, 1250, 1750, 1900, 2100, 2300, 2600 ó figuras 4.14, 4.15, 4.17, 4.18, 4.19, 4.29 y 4.21 respectivamente), se puede decir que las alineaciones de El Furrial - Boquerón, Jusepín y Orocuál sufren mayor acortamiento hacia el Este. Como consecuencia de esta variación, se produce el mayor relieve estructural en el campo de Orocuál, ubicado al este de la zona de estudio. De igual manera ocurre esta variación en los transectos restaurados 750 y

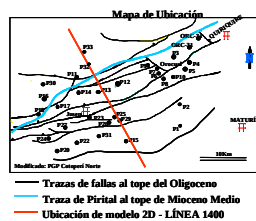
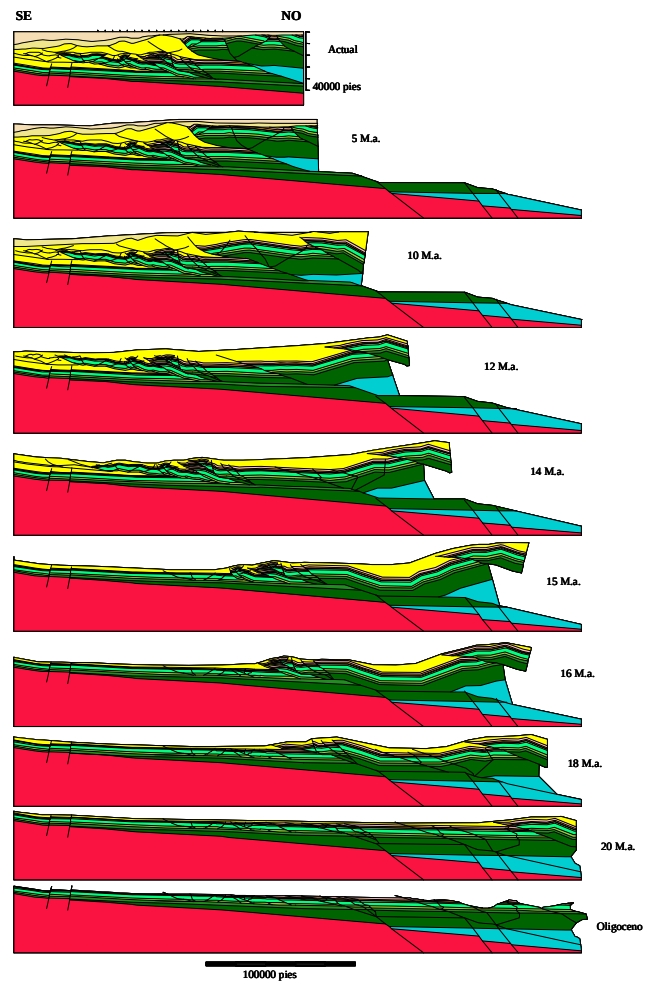
1400 (figuras 4.13 y 4.16). Entonces, relacionando este aumento de acortamiento hacia el Este, con la hipótesis de que las fallas interpretadas dentro del bloque de Pirital están asociadas al borde sur del graben de Espino y de la falla de Urica, se puede interpretar una rotación en sentido horario de 10° grados aproximadamente, observable en la figura 5.2, donde se visualiza la relación de la traza del corrimiento de Pirital restaurada (línea segmentada en color rojo) con la falla de Anaco.

- A partir del análisis de los resultados y con los múltiples datos existentes en el área de estudio se pudieron generar dos posibles evoluciones estructurales usando el transecto restaurado 1400 (figura 4.16), siendo la primera evolución la que mejor se ajusta a los resultados y a los datos existentes, la cual se caracteriza por tener tres niveles de despegue que comparten la misma superficie de falla, involucrando una rampa de alto ángulo generada por el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital. Por el contrario, la segunda evolución inicia con un solo nivel de despegue en la base de la Formación Querecual y luego dicho despegue es cortado por la falla generada por el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital. Cabe destacar que estas evoluciones son la continuación del primer intento a la generación de un modelado estructural, con su respectiva calibración termal, generado por Sánchez *et al.* (2006), que luego fue modificada y mejorada. A continuación se describen detalladamente las evoluciones con sus respectivas edades de deformación:

5.1 Evolución estructural con tres niveles de despegue compartidos en la misma superficie de falla por debajo del Bloque de Pirital

La siguiente evolución estructural, plasmada en la figura 5.3 (transecto 1400), fue realizada: a) sin tomar en cuenta los diferentes tipos de subsidencia, b) el basamento cristalino interpretado se mantiene sin sufrir flexura y c) la plataforma sedimentaria oligocena - cretácica se mantiene con el buzamiento calculado en la área de Casma, existente en la actualidad.

FIGURA 5.3
PRIMERA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL
(Línea 1400)
BLOQUE PIRITAL – COTOPERÍ
JUSEPÍN - EL COROZO-AMARILIS



Leyenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita (Areniscas Basales)
PALEOGENO	Oligoceno	Naticual/Areo/Los Jabalitos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidolito
		San Juan
CRETACICO		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
		Barranquín
Pre-Cretácico		?
		Basamento

Al norte del bloque de Pirital se han formado varias estructuras pertenecientes al flanco sur de la Serranía del Interior, que no fueron interpretadas en este trabajo por la ausencia de datos sísmicos y de superficie. Se observa con dificultad una estructura tipo anticlinal que, para esta evolución estructural, se formó al inicio del Mioceno Temprano. La falla responsable de dicho pliegue tuvo que aflorar en la superficie debido a la poca sedimentación y roca existente para el Mioceno Temprano en el área de estudio. Se propone que sobre las estructuras ubicadas en el área de estudio para el Mioceno Temprano, se ubicaba un depocentro amplio donde se depositó una espesa secuencia de sedimento y roca del Mioceno Temprano, permitiendo que la deformación de la Serranía haya generado un despegue al tope de las secuencias de edad Oligoceno, pero que por el levantamiento del bloque de Pirital se haya erosionado la evidencia.

De manera secuencial, se propone que la presente evolución consta de las siguientes etapas: A los 18 m.a., se generó el pliegue correspondiente al bloque de Orocuál y al mismo tiempo se sigue moviendo el bloque de Pirital sobre la misma falla, el cual profundiza al Norte. Seguidamente a los 16 m.a., se genera en forma secuencial un pliegue de tipo anticlinal que se ubica por debajo del bloque de Orocuál, para formar el *dúplex* de Orocuál. Entre el flanco trasero de la estructura de Orocuál y el panel frontal del bloque de Pirital se forma una minicuenca, donde se depositaron sedimentos marinos. Simultáneamente a este proceso, el depocentro principal migra al Sureste, donde se depositan sedimentos de ambiente marino profundo y turbidíticos. A los 15 m.a., se encuentra formada las estructuras correspondientes al campo Jusepín y se inicia el movimiento de la estructura correspondiente a los campos El Furrial-El Corozo, rellenándose la cuenca con una espesa secuencia durante el Mioceno Temprano, que por sus características litológicas (Formación Carapita), se convierte en la roca sello por excelencia de los yacimientos de la Formación Naricuál. A los 14 m.a., el bloque de El Furrial-El Corozo tiene un 50% del desplazamiento y a los 12 m.a. el 90 %.

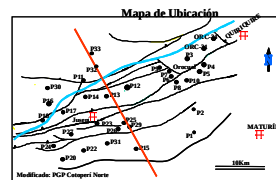
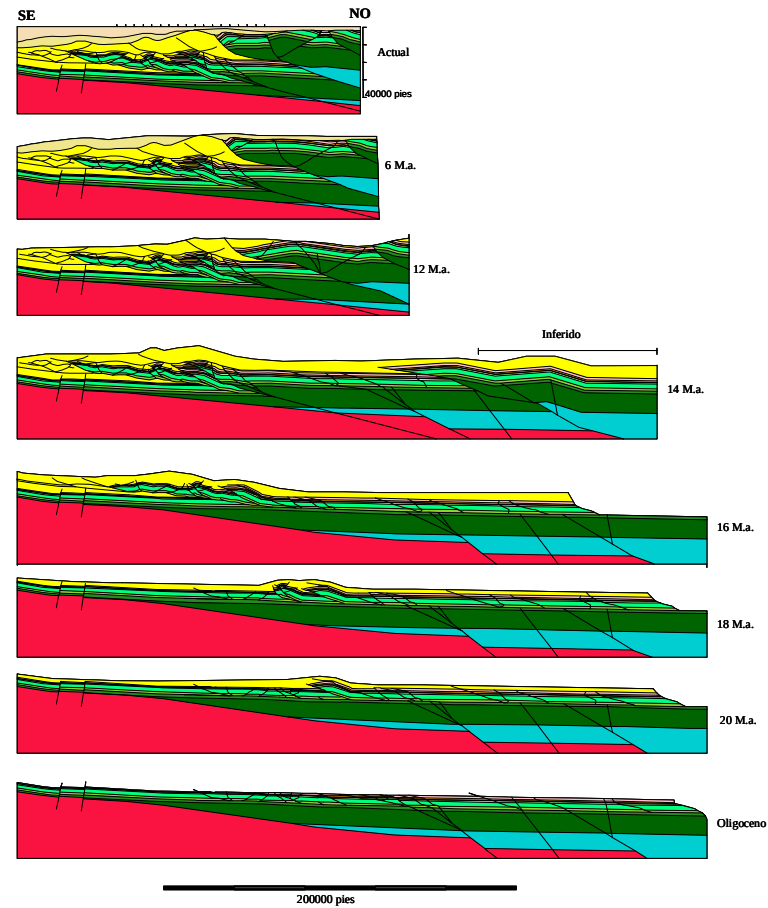
Se destaca nuevamente que el bloque de Pirital se desplaza junto a las estructuras mencionadas y que a la vez se mueve sobre la misma falla, pero a partir de los 11

m.a., el Bloque de Pirital comienza a moverse en fuera de secuencia generando una rampa de alto ángulo que atraviesa las secuencias del Mioceno Temprano-Medio (Formación Carapita), deformando las secuencias del Mioceno Tardío (Formaciones Morichito y La Pica) y el Plioceno-Pleistoceno (Formación Mesas- Las Piedras). Se asume que por la carga de sedimentos existentes en el frente de deformación, el sistema de la alineación de El Furrial-El Corozo es retenido y simultáneamente se genera el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital; como consecuencia de este proceso, se genera un aumento rápido de la carga tectónica y una aceleración en el proceso de la madurez termal de la roca madre. A los 10 m.a., el avance del bloque de Pirital es significativo (8 km aproximadamente) y genera por el levantamiento una discordancia al tope de la Formación Carapita. Entre 10 y 5 m.a., se depositan sobre dicha discordancia secuencias marinas de la Formación La Pica, ubicada al sur de Pirital y secuencias de ambientes transicional y continental de la Formación Morichito sobre el Bloque de Pirital; razón por la cual muchos autores definen donde se depositó la Formación Morichito como una cuenca elevada (*piggyback*) (figura A.16 ver apéndice) justo por encima del bloque de Pirital (Ver sísmica y modelos en los transectos 750 y 1400 presentados en figuras 4.1 y 4.4, respectivamente). El último estado representa la deformación actual del área, donde se destaca que las secuencias de las formaciones Morichito y La Pica están deformadas hasta su tope, indicando que el sistema estuvo activo después de los 5 m.a. siendo este el tiempo cuando se depositó la Formación Mesa/Las Piedras.

5.2 Evolución estructural con un nivel de despegue

En esta segunda evolución estructural, reproducida en la figura 5.4 (transecto 1400), hay que destacar que el despegue principal se encuentra en la base de la Formación Querecual, el cual se extiende hacia el norte del bloque de Pirital, siendo este despegue probablemente el causante de las múltiples estructuras observadas sobre el bloque de Pirital y en el flanco sur de la Serranía del Interior. En esta evolución

FIGURA 5.4
SEGUNDA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL
(Línea 1400)
BLOQUE PIRITAL – COTOPERÍ
JUSEPÍN - EL COROZO-AMARILIS



— Trazas de fallas al tope del Oligoceno
— Trazas de Pirital al tope de Mioceno Medio
— Ubicación de modelo 2D - LÍNEA 1400

Leyenda:

Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
		Naricual/Areo/Los Jabillos
	Eoceno	Caratas
	Paleoceno	Vidofo
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
Pre-Cretácico		Barranquín
		?
		Basamento

estructural no se modela dichas estructuras por no tener la suficiente información sísmica ni datos de superficie. No se considera tampoco ningunos de los tipos de subsidencia. Por esta razón, se mantiene el buzamiento interpretado del basamento cristalino en cada una de los estados deformados y la pendiente calculada para la plataforma sedimentaria existente para el Oligoceno-Cretácico, conforme a la zona de menor deformación observada en el área de Casma.

Asumiendo que la deformación existente para el Oligoceno es mínima, aún cuando se sabe que al Norte y Noroeste del área de estudio, la Placa Caribe ya había iniciado la interacción transpresiva sobre la cuenca Oriental de Venezuela, la evolución estructural es iniciada a finales del Oligoceno, con total estabilidad tectónica.

Las estructuras del área de Orocuai se han formado aproximadamente a los 20 m.a., con sus respectivas fallas normales preexistentes o fallas transcurrentes. Las estructuras de Jusepín se generan a los 18 m.a. con un estilo estructural diferente al estilo estructural observado en el resto de las secciones a pesar de compartir el mismo nivel de despegue regional, debiéndose probablemente a cambios litológicos, que aumentan la fricción entre las secuencias involucradas en la deformación. A los 17 m.a., aproximadamente, se inicia el movimiento de la estructura de El Furrial-El Corozo, que a los 16 m.a. se encuentra en un 50% de su desplazamiento total. Dicha estructura cabalga sobre secuencias del Mioceno Temprano y en el panel frontal, se generan múltiples fallas que cortan hasta la superficie, generando pliegues y estructuras de crecimiento dentro de la Formación Carapita. A los 14 m.a. finaliza la deformación de las alineaciones de El Furrial-El Corozo, desplazándose en un total de 22 km y activándose al Sur un nuevo tramo del despegue regional dentro de la Formación Carapita, donde se producen las estructuras más recientes en el frente de deformación, tales como, Amarilis y El Paso. También se inician los movimientos en fuera de secuencia, el reajuste de bloque por medio de fallas más profundas observadas en el *dúplex* de Orocuai y la aparición del bloque de Pirital, desplazado por una rampa compuesta por diferentes buzamientos. El proceso de deformación hasta los 16 m.a. se desarrolla dentro de la parte más profunda y estrecha de la cuenca (*foredeep*) y la generación del movimiento en fuera de secuencia trae como

consecuencia una cuenca más estrecha y la migración del depocentro hacia el Sureste. A los 14 m.a. se asume que por la carga de sedimentos existentes en el frente de deformación, el sistema de la alineación de El Furrial – El Corozo es retenido y simultáneamente se genera el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital; como consecuencia de este proceso, se generó un aumento rápido de la carga tectónica y una aceleración en el proceso de la madurez termal de la roca madre cretácica. A los 12 m.a. el bloque de Pirital se ha desplazado aproximadamente 8 km en fuera de secuencia, simultáneamente se produce un rápido levantamiento y una fuerte erosión que genera la discordancia al tope de la Formación Carapita, dándole paso a la depositación de secuencias marinas de la Formación La Pica en el depocentro principal (*foredeep*) y depositación de secuencias transicionales – continentales de la Formación Morichito en la cuenca ubicada por encima del bloque de Pirital (*piggyback basin*, figura A.16, ver apéndice). A partir de los 12 m.a. dichas secuencias fueron depositadas en un régimen tectónico activo por presentar plegamientos internos y deformación del tope de las formaciones La Pica y Morichito (6 m.a.). Finalmente se depositó la Formación Mesa-Las Piedras que presenta evidencias de deformación y una estratigrafía controlada por la tectónica que permite inferir, que el bloque de Pirital estuvo en movimiento en el Plioceno-Pleistoceno (Ver sección sísmica 750, en figura 4.1).

5.3 Discusión y comparación de las evoluciones estructurales expuestas en este trabajo

De las dos evoluciones estructurales anteriormente expuestas, la primera evolución estructural (Evolución estructural con tres niveles de despegue compartiendo la misma superficie de falla. Figura 5.3, Transecto 1400), es la que más se ajusta a los datos de pozos y sísmica disponible.

Las evidencias que conllevan a decidir que la primera evolución es la mejor son:

1) La ausencia del despegue principal en la base de la Formación Querecual dentro del bloque de Pirital, siendo este despegue el elemento clave para que funcione la segunda evolución estructural propuesta. Cabe destacar que en la sismica es difícil determinar la presencia de una fallas tipo despegue cuando la poca información sísmica disponible refleja paralelismo en los reflectores, pero no es argumento suficiente para decir que no existe dicha falla. Se conocen varios pozos que atraviesan la Formación Querecual dentro del bloque de Pirital y no se ha podido observar una evidencia de fallas tipo despegue. EL pozo M1 perforó hasta los 18020 pies, atravesando la Formación Barranquín y descubriendo más de 9500 pies de una secuencia arenosa, limolitas rojo-violeta, conglomerados con fragmentos de rocas volcánicas, parecida a las secuencias de la Formación La Quinta, que la han denominado Formación Macal y asignado al Jurásico?, según Aquino (2006), pero sin reporte evidencia de una falla dentro de este bloque. No obstante, el nivel de limolitas de color rojo-violeta, pudiese contener un nivel de despegue, pero esto no soportaría la existencia de la segunda evolución estructural, pero sí la primera evolución estructural, porque los despegues son compartidos por una misma falla, que a su vez profundiza al Norte por debajo del bloque de Pirital.

2) La configuración que tiene las secuencias depositadas durante el Mioceno, específicamente la Formación Morichito, ubicada por encima del bloque de Pirital (ver transecto sísmico 750 y 1400, en figura 4.1 y 4.4), sugiere la existencia de una minicuenca de tipo *piggyback* (figura A.16, ver apéndice). En consecuencia, tenía que existir una deformación o levantamiento del panel frontal del bloque de Pirital, el cual se origina a los 18 m.a., cuando la rampa del bloque de Pirital se monta en el despegue Intra-Barranquín del bloque cabalgado(Ver primera evolución estructural, figura 5.3). Esta configuración descarta por completo la segunda evolución estructural, por lo tanto, para la ejecución del modelado cinemático se utilizó la primera evolución estructural.

En el presente trabajo compartimos los resultados expuestos por Roure *et al.* (2003), en cuanto a la existencia de tres niveles de despegues y la no participación del

basamento cristalino dentro del bloque de Pirital. Sin embargo, la siguiente interrogante sobre este modelado cinemático generado por Roure *et al.* (2003), amerita plantearse: ¿por que se detiene la subsidencia a lo 12,5 m.a.? (figura 2.13). De hecho, a partir de esa edad, se inicia la reactivación de muchos bloques que conforman la Serranía del Interior, generando el aumento del relieve estructural, por lo cual, debería aumentar la subsidencia por carga tectónica.

Roure *et al.* (2003) comienzan el movimiento de la estructura de El Furrial en el Mioceno Medio (entre 15 y 12,5 m.a.; figura 2.13), mientras que, en el presente trabajo se propone a finales del Mioceno Temprano, evidenciado por cuñas sedimentarias en crecimiento en los flancos trasero y delantero de la estructura de El Furrial (figuras 4.3, 4.5, 5.3 y 5.5). Caso similar es observado en el bloque de Pirital, para el cual Roure *et al.* (2003) inician el movimiento a los 15 m.a., mientras que en este trabajo se propone entre 19 y 18 m.a.. Finalmente, al comparar la sincronización de los elementos del sistema petrolífero en ambos trabajos, los resultados son totalmente diferentes, específicamente en las edades de formación y reactivación de las trampas estructurales.

Cabe destacar que el trabajo de Fintina (2003) es uno de los primeros donde se intenta generar un modelado cinemático usando INGECEC[®] (figura 2.17) y el respectivo análisis geoquímico. El modelo estructural (figura 2.16) está adaptado al estilo Suppe y por ser tan rígido geométricamente, obvia muchas deformaciones que ocurren en la realidad y que son observadas en la sismica.

En cuanto al modelado cinemático hay que mencionar los avances a los que se han llegado en los últimos estudios en el área y en el presente trabajo, tal es el caso del manejo de la subsidencia y la tasa de sedimentación. Por ejemplo, en el modelado cinemático generado por Fintina (2003; figura 2.17), no se reflejó la subsidencia y la sedimentación en el flanco trasero de Pirital no fue incorporada (**1**; en figura 2.17), siendo esta carga sedimentaria importante para la maduración de la roca madre y respectiva expulsión del hidrocarburo, sumado al peso tectónico. Por otra parte, la erosión es otro proceso que interviene en la evolución de las cuencas, siendo en su mayoría generada en las fases de paroxismo tectónico, registrando los intervalos de

tiempo en los cuales el orógeno fue activo. Fintina (2003) genera una erosión en el flanco trasero del bloque de Pirital entre los 12 y 3,5 m.a., dicha erosión también se produce en la parte baja del bloque (**2**; en figura 2.17), pero si se toma en cuenta el marco geológico regional de la cuenca, para ese tiempo, esa zona estuvo por debajo del nivel del mar, siendo muy difícil que por procesos subacuáticos se generase la remoción de un volumen de roca de esa magnitud. Por el contrario, se estuvo depositando una diversidad de sedimentos durante el Mioceno, desde ambientes batial hasta transicional-continental, típicos de cuencas en procesos de levantamientos (*Piggyback basin*). Fintina (2003) propone dos niveles de despegue principales, el primero es ubicado en la base de la Formación Carapita (**3**; en figura 2.17), pero hacia el Sur corta secuencias del Oligoceno hasta el Cretácico. Sin embargo, estando los despegues controlados por la estratigrafía y encontrando resistencia de la roca, tienden a subir, generando una rampa hacia la superficie o a otro nivel estratigráfico superior de menor resistencia de fricción, por lo cual es difícil que este primer despegue propuesto en el modelado cinemático funcione. Por su parte, el segundo nivel de despegue lo propone en la base del bloque de Pirital, el cual no justifica el pronunciado relieve estructural existente en la Serranía y en el mismo Pirital. Por último, Fintina (2003) modela el levantamiento del bloque de El Furrial en el Mioceno Medio sin formar estructuras al Norte y luego genera el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital, donde en el presente estudio, todos los bloques se mueven simultáneamente, y el movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital está definido por el aumento de la velocidad del mismo cuando las alineaciones de Furrial y Orocual son retenidas por la carga de sedimentos depositadas en la cuenca.

Schneider (2003) establece la edad de flexura de 22,5 m.a., y el inicio de movimiento de los bloques de Pirital y de El Furrial a los 12 y 10 m.a., respectivamente (figura 2.14). En este trabajo, se propone una flexura Oligoceno Tardio-Mioceno Temprano con el inicio de la deformación de los bloques de Pirital y el Furrial simultáneamente a los 18 m.a., utilizando la misma falla, que profundiza al Norte en forma de rampa-

despegue-rampa, y un movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital causado por el aumento de velocidad de dicho bloque

5.4 Generación del modelo cinemático utilizando INGECEC[®]

Se generó y se validó la primera evolución estructural (figura 5.5) usando el *software* INGECEC[®] diseñado para desarrollar modelos cinemáticos y calibración geoquímica a partir de una sección estructural restaurada, la configuración estratigráfica, la posición de las fallas antes de la deformación, tasa de sedimentación, tasa de movimiento de los bloques, datos de subsidencia y geoquímicos.

Con el módulo de modelado cinemática perteneciente a INGECEC[®] y usando como base la primera evolución estructural, donde los tres niveles de despegue son compartidos en la misma superficie de falla, (figura 5.3, transecto 1400). Se generó un cuadro resumen (tabla 5.1), donde se pueden analizar las variaciones de velocidad en el modelo cinemático, la tasa de sedimentación y la subsistencia de los bloques que componen el modelo estructural.

Básicamente la cinemática generada en INGECEC[®] es la misma en comparación con la configuración estructural propuesta en la primera evolución estructural, el cambio más significativo que se descubre utilizando este programa, es que muchas de los bloques se tienen que mover simultáneamente, pero con velocidades diferentes, tal es el caso de los bloques de Pirital y El Furrial en comparación con el resto de los bloques. Se toma en cuenta que la deformación es en secuencia y que la velocidad de un bloque es transferida al bloque siguiente aumentando su velocidad. Los movimientos en fuera de secuencias no son explicados por la generación de una nueva falla por detrás del frente de deformación, sino por el aumento de velocidad de un bloque que se encontraba en movimiento, tal es el caso del movimiento en fuera de secuencia observado en el bloque de Pirital entre los 16 y 11,6 m.a.

FIGURA 5.5

PRIMERA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL
(Línea 1400)
BLOQUE PIRITAL – COTOPERÍ
JUSEPÍN - EL COROZO-AMARILIS

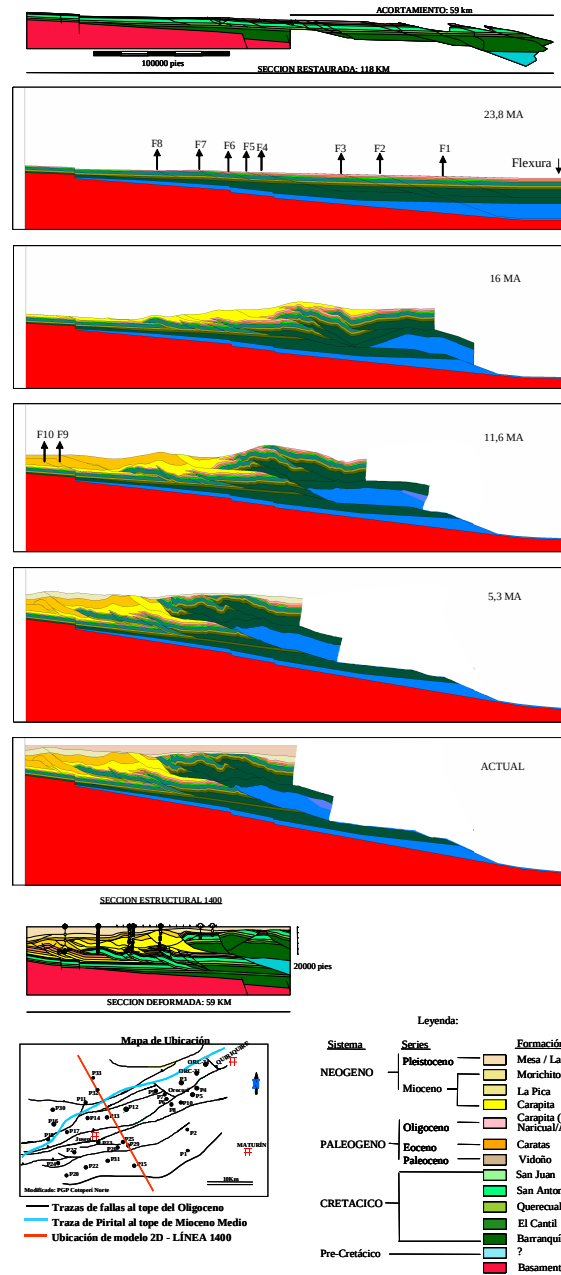


Tabla 5.1. Resumen de las variaciones de velocidades en el tiempo de los diferentes bloques que integran el modelo cinemático.

Inter. Edad en m.a.	V. F1 mm/año	V. F2 mm/año	V. F3 mm/año	V. F4 mm/año	V. F5 mm/año	V. F6 mm/año	V. F7 mm/año	V. F8 mm/año	V. F9 mm/año	V. F10 mm/año	Subsidencia en metros	Tasa de Sedim. mm/año
23,0-20,0	1,2	0,8	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	390	0,3
20,0-18,0	1,2	0,8	1,0	0,0	1,5	1,2	0,5	1,3	0,0	0,0	260	0,3
18,0-16,0	0,0	0,0	2,2	0,0	1,5	1,2	0,0	1,6	0,0	0,0	260	0,6
16,0-11,6	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	280	0,6
11,6-9,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,4	1,0	1500	0,4
9,0-5,3	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,2	0,3	790	0,4
5,3-0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,2	0,2	300	0,4

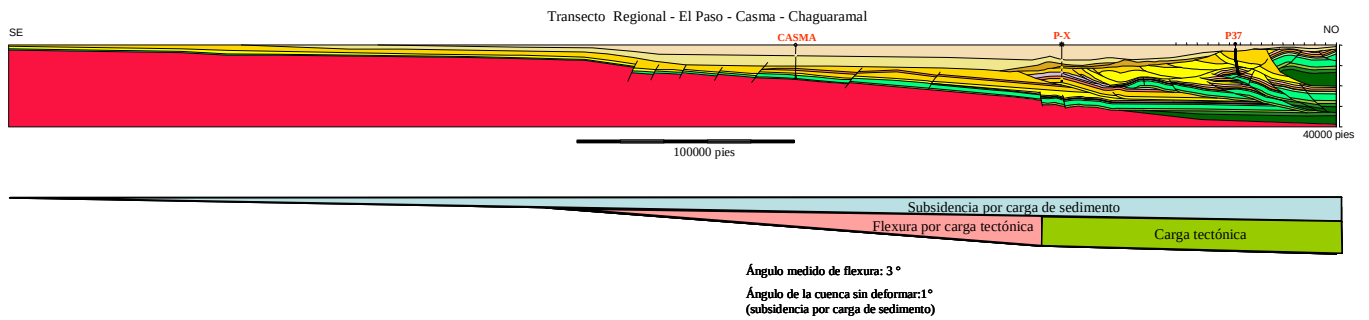
V.F#: Velocidad del bloque sobre la Falla #. F1 y F2: fallas intra-Pirital. F3: falla Pirital. F4: falla de Orocual. F5: falla Orocual Sur. F6: falla generadora del dúplex de Orocual. F7: falla principal de Jusepín. F8: falla El Furrial. F9: falla Amarilis. F10: falla El Paso.

En este modelado cinemático fue posible establecer parámetros de flexura, subsidencia y tasa de sedimentación. En la sección modelada, se calculó el ángulo de flexura total por carga tectónica generada desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad resultando en un ángulo de aproximadamente 4° , un aumento en la subsidencia de Sureste a Noroeste de 4 km hasta 8 km de profundidad y tasa de sedimentación de 0,3 a 0,6 mm/año.

En el transecto regional 1900-a (figura 5.6), se midió la subsidencia de la cuenca a partir de la plataforma del Oligoceno, ubicada en el margen no deformado, dando como resultado 1° de inclinación. Y la subsidencia por carga tectónica produjo un ángulo de 3° de inclinación, el cual generó parte del espacio para que se depositara las secuencias del Mioceno Tardío (Formación La Pica, ver transecto 1900, figura 4.11).

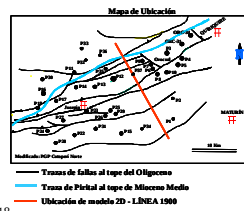
FIGURA 5.6

MODELO ESTRUCTURAL REGIONAL (LÍNEA 1900-A).
CÁLCULO DE SUBSIDENCIA Y FLEXURA POR CARGA TECTÓNICA
BLOQUE PIRITAL – OROCUAL JUSEPÍN - BOQUERON

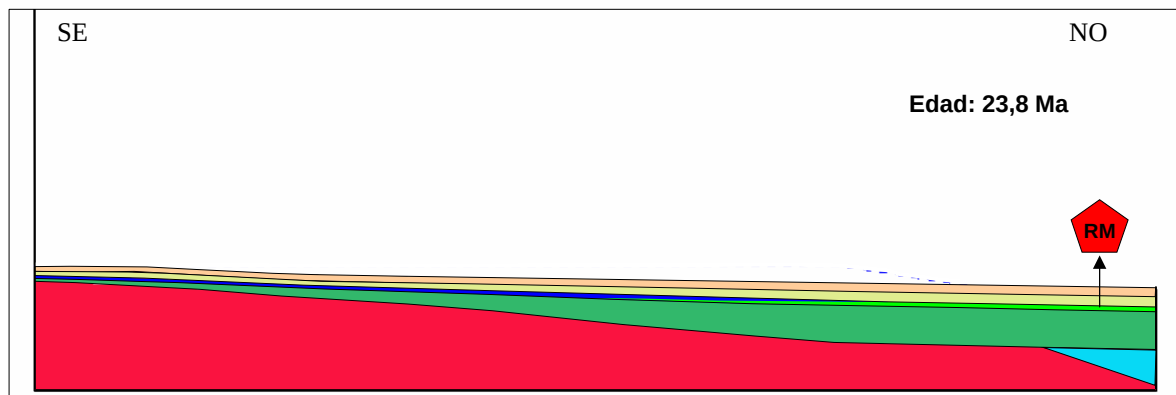


Leyenda:

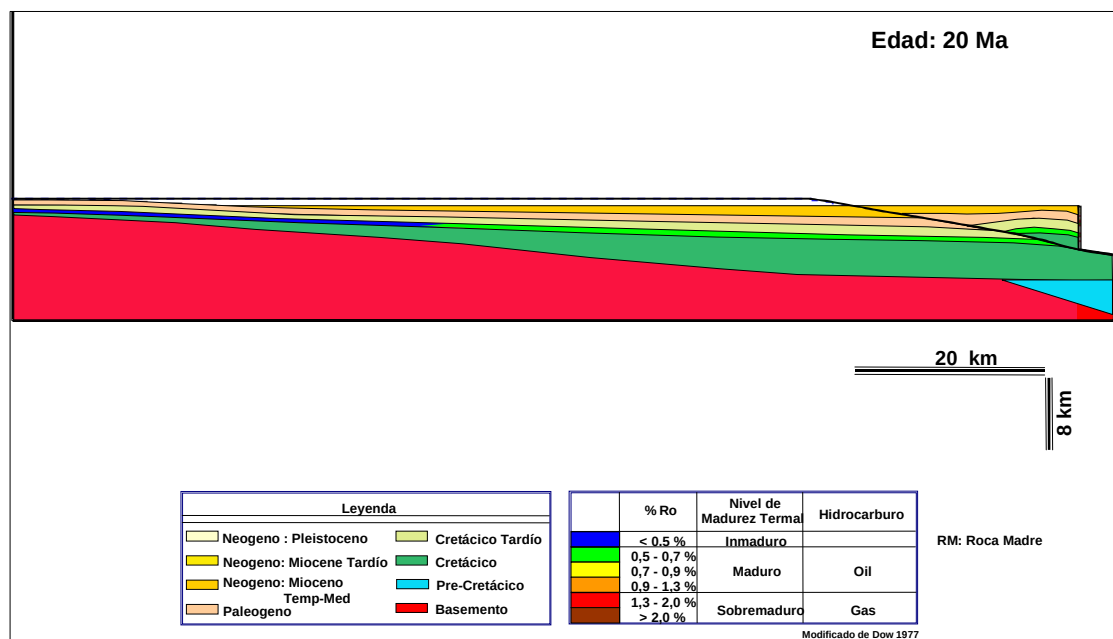
Sistema	Serie	Formación
NEOGENO	Pleistoceno	Mesa / Las Piedras
		Morichito
	Mioceno	La Pica
		Carapita
PALEOGENO	Oligoceno	Carapita (Areniscas Basales)
	Eoceno	Naricual/Areco/Los Jabalitos
	Paleoceno	Caracas
		Vidallo
CRETACICO		San Juan
		San Antonio
		Querecual
		El Cantil
Pre-Cretácico		Barranquín
		?
		Basamento



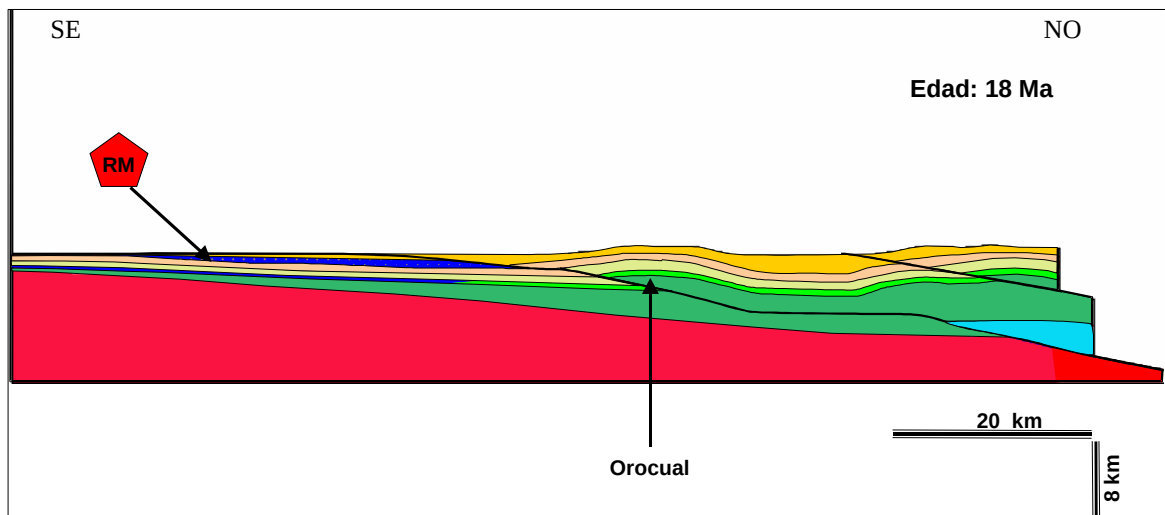
En vista de la importancia en el ámbito exploratorio, se presenta a continuación el análisis de la evolución estructural y madurez termal de la roca madre (Fm. Querecual: **RM**), en la sección estructural 2100 (ver figuras 4.7 y 4.19), ubicando el bloque profundo no perforado por debajo de bloque tradicional del campo Orocual:



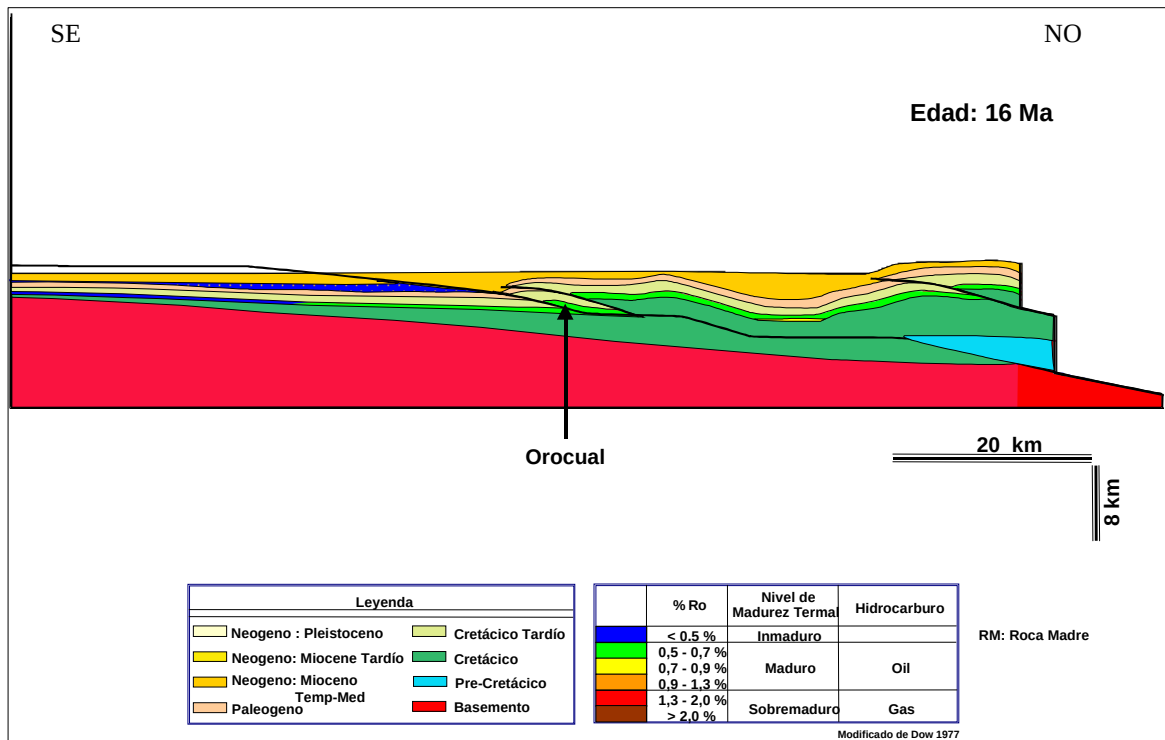
Asumiendo que la deformación en el área para el Oligoceno es mínima, aún cuando se sabe que al noroeste ya la Placa Caribe inició la interacción transpresiva sobre la cuenca Oriental de Venezuela, el modelo cinemático es iniciado a los 23,8 m.a., con total estabilidad tectónica y con una roca madre (Formación Querecual) inmadura hacia el Sur (<0,5% Ro) e inicio en ventana de petróleo (0,5 – 0,7%



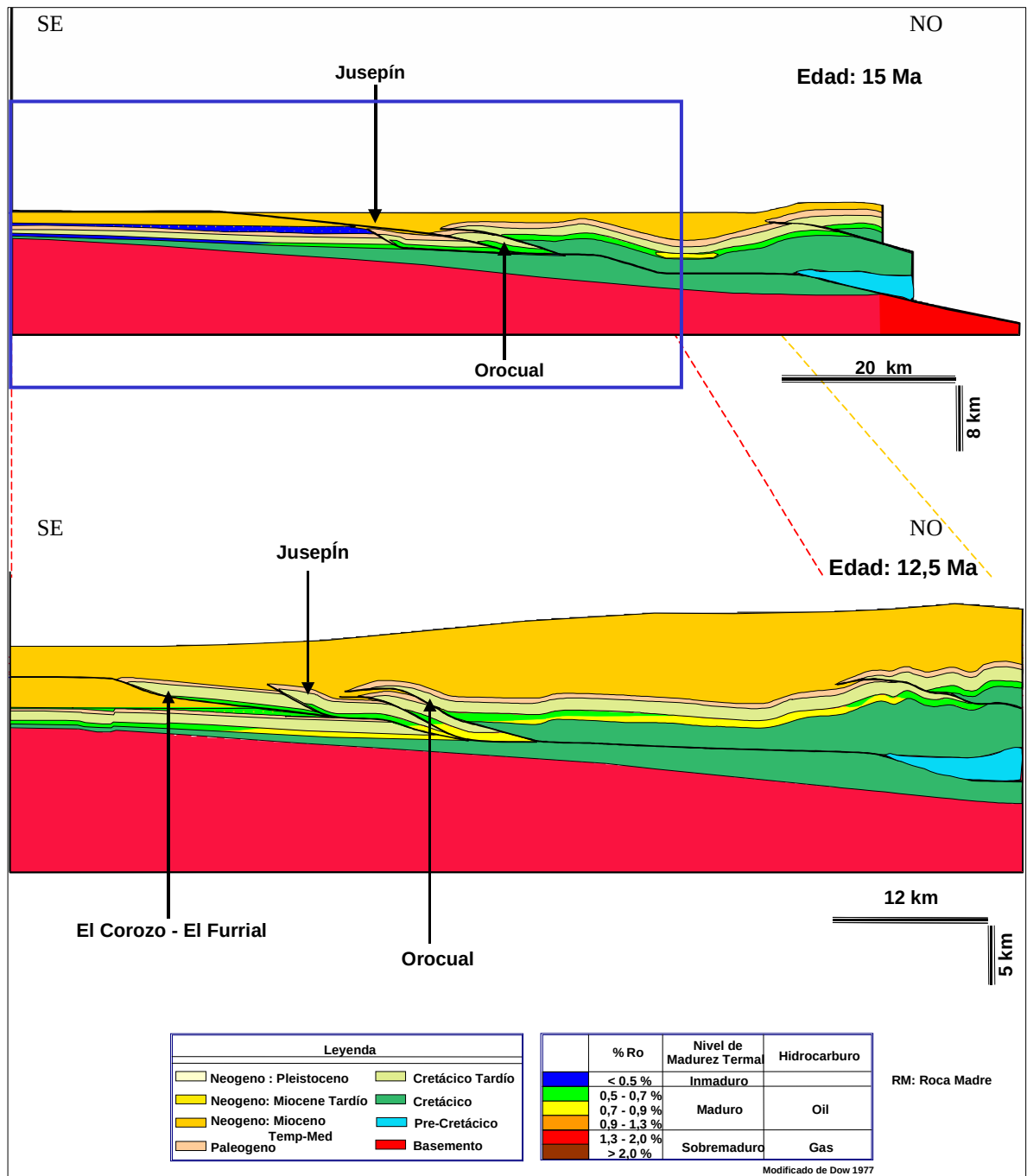
Ro) hacia el Norte. En la sísmica se observa un sutil cambio de espesor de Sur a Norte del Mioceno inferior con respecto al tope del Oligoceno, indicando la flexura de la cuenca como consecuencia del inicio de la deformación al Norte. Entonces, a los 20 m.a. se muestra la generación de una estructura que pertenece al sistema de la Serranía del Interior. La madurez de la roca madre se mantiene en inicio de ventana de petróleo (0,5 – 0,7% Ro) hacia el Norte.



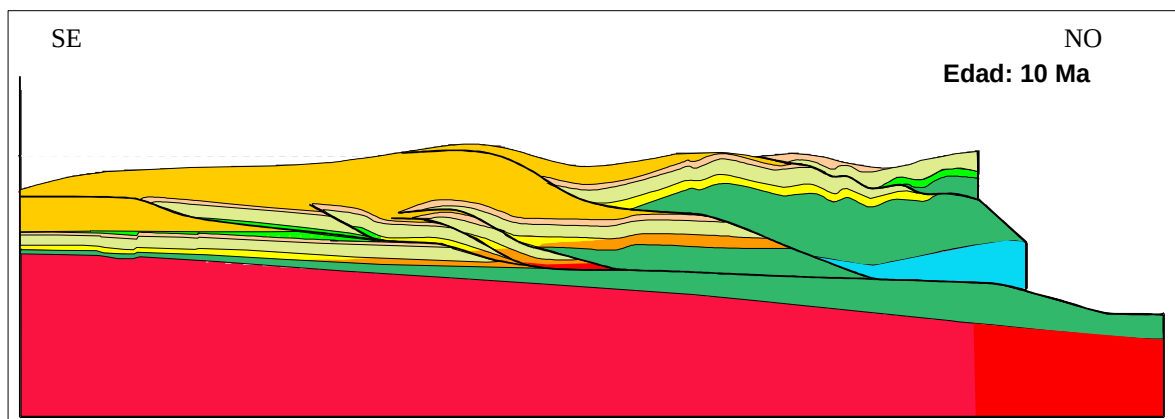
A los 18 m.a., inicia la deformación en el área de Orocuál. Es importante destacar que en este modelo se comparte el despegue de El Furrial-Orocuál con la falla del bloque de Pirital, generando una geometría de rampa-despegue-rampa, siendo este el sistema principal por dónde se desplazan todas las estructuras. Para esta edad, en la sección casi el 80% de la roca madre se encuentra en inicio de ventana de petróleo. Adicionalmente se propone una roca madre Mioceno, que para este tiempo está totalmente inmadura.



A los 16 m.a., el bloque de Pirital junto con la estructura de Orocuál, avanza sobre una misma falla, y a la vez se genera la escama profunda propuesta, por debajo del bloque de Orocuál. La roca madre del Cretácico se encuentra en inicio de ventana de petróleo (0,5 – 0,7% Ro), y la roca madre Mioceno se mantiene inmadura.

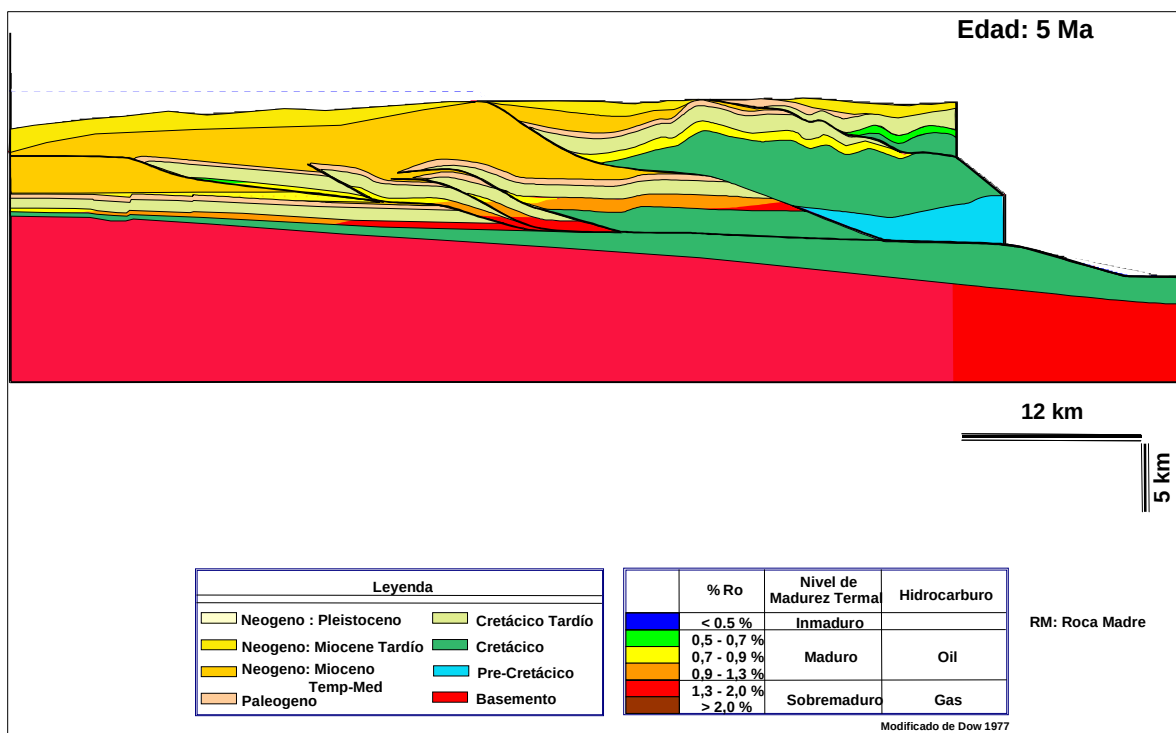


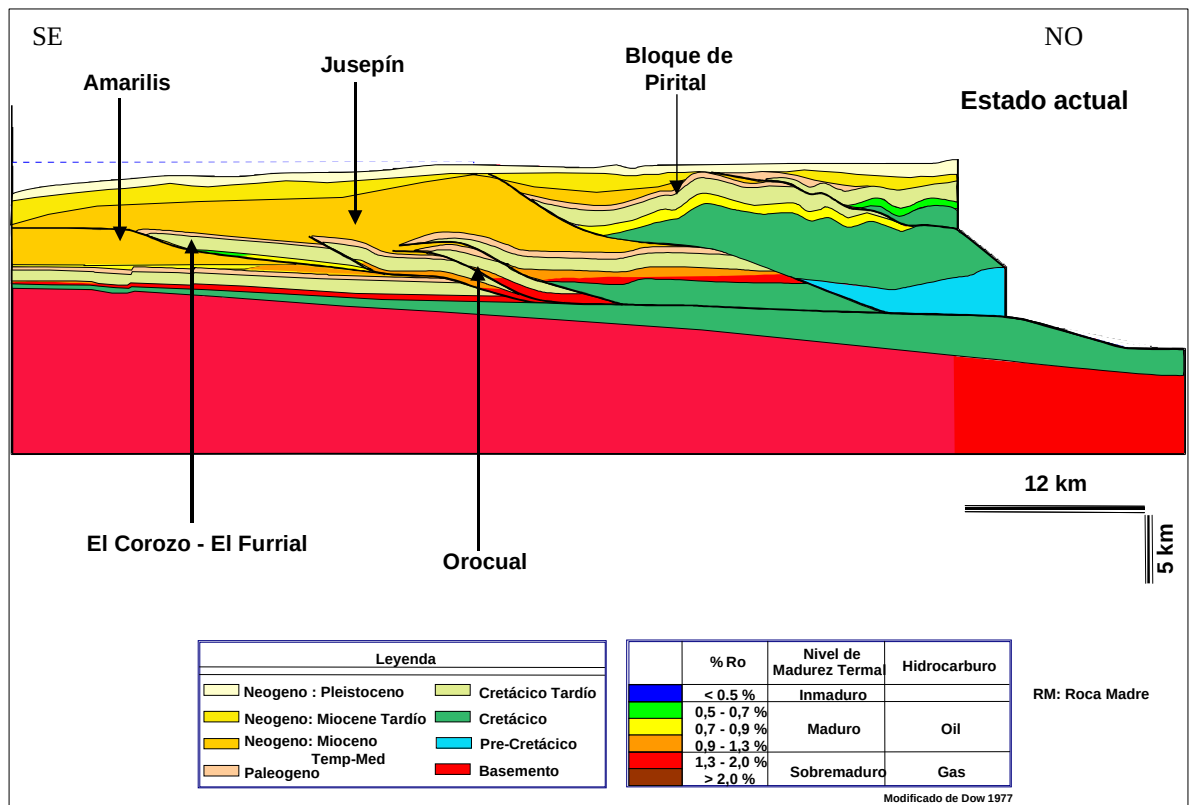
Formado el *dúplex* de Orocuál, entre los 15 y 12,5 m.a. comienzan los pulsos tectónicos de importancia que deforman las áreas de Jusepín y El Furrial, formando un largo despegue y la conocida estructura de El Furrial-Boquerón. Gracias a esta fuerte deformación, todas las estructuras ya se encuentran preparadas para almacenar hidrocarburo y más aun cuando la sobrecarga tanto tectónica como sedimentaria aumentan el grado de madurez de la roca madre de edad Cretácico a ventana de petróleo (0,7 – 0,9% Ro), momento óptimo para la expulsión de hidrocarburo.



Seguidamente entre 12,5 y 10 m.a., se asume que por la carga de sedimento existentes en el frente de deformación, el sistema de la alineación de El Furrial es retenido y simultáneamente se genera el fuera de secuencia del bloque de Pirital; como consecuencia de este proceso, se genera un aumento rápido de la madurez termal en la roca madre, pasando a un máximo de generación (0,9 – 1,3% Ro) y de expulsión de petróleo.

Entre 10 y 5 m.a., se depositan sobre una importante discordancia las formaciones La Pica al sur de Pirital y Morichito sobre el Bloque de Pirital, aumentando la sobrecarga por sedimentos, trayendo como consecuencia un aumento de la madurez de la roca madre.





El último estado representa la deformación actual del área, donde es importante destacar que las secuencias de las formaciones Morichito y La Pica están deformadas hasta su tope, indicando que el sistema estuvo activo después de los 5 m.a., siendo este el tiempo de depositación de la Fm. Mesa/Las Piedras.

Sánchez *et. al.* (2006) realizaron un modelado cinemático y calibración termal en esta misma sección estructural, pero sin tomar en cuenta el bloque de Pirital, el cual afecta y genera cambios importantes en la sincronización de todos los elementos del sistema petrolífero.

Con esta calibración termal se confirmó que la primera evolución estructural es la más aceptada, porque la madurez termal obtenida en la Formación Querecual dentro del bloque de Pirital ($0,5 < Ro < 0,9$), es menor en comparación con la madurez termal registrada en el frente de deformación ($0,9 < Ro < 2,0$), tal como lo muestra el modelado, permite decir que el bloque de Pirital no estuvo sometido a grandes cargas de columnas de rocas o a bloque desplazados tectónicamente, sino que se levantó antes de la depositación de las formaciones Carapita y Morichito.

CONCLUSIONES

El nuevo modelo estructural sugiere tres marcados dominios estructurales: El primer dominio conformado por el bloque de Pirital, consiste de un bloque tectónicamente desplazado al Sureste, el cual se desplaza en el frente del bloque Bergantín, y está caracterizado por tener una rampa de alto ángulo de buzamiento hacia el Norte y rumbo SO-NE. El segundo dominio se ubica al sur del bloque de Pirital, presenta una serie de corrimientos definidos por despegues y rampas con buzamientos al Norte, que generan la repetición de varios bloques, formando una estructura tipo dúplex, creando el alto relieve estructural de las áreas de Chaguaramal – Orocual. Y el tercer dominio corresponde a las alineaciones de El Furrial, El Corozo, Jusepín, San Vicente y Boquerón, asociadas a una rampa y a un largo despegue con buzamiento hacia el Norte ubicado en la base de la Formación Querecual.

La reinterpretación sísmica 3D sugiere la existencia de una escama de corrimiento no perforada, que se extiende por debajo del campo Orocual tradicional. El estilo estructural definido en este nuevo modelo estructural balanceado, propone una estructura de tipo dúplex, donde no se ha perforado el bloque más profundo. Este estilo estructural justifica el relieve estructural observado en el área, respecto al acortamiento calculado, generando una nueva ventana exploratoria, justo por debajo del campo Orocual tradicional, con excelentes expectativas de petróleo y de gas.

En el área de estudio no es posible la presencia de basamento cristalino, sino una espesa columna de roca sedimentaria posiblemente pre-cretácica dentro del bloque de Pirital, descartando la posibilidad de una tectónica de piel gruesa.

El acortamiento total promedio de todas las secciones y transectos es de 51,6%. El acortamiento promedio de los Transecto 750 y 1400 es de 47,7% y el acortamiento promedio de las secciones de menor tamaño es de 52,8%.

Fuertes cambios en el estilo estructural observados en el área de Jusepín, probablemente por las variaciones laterales en la litología, en este caso un aumento en el porcentaje de areniscas, el cual imposibilita la movilización de bloques por el aumento de la fricción en los contactos de fallas, se generan pliegues asociados a rampas y despegues, que internamente se encuentran modificados por retrocorrimientos con poco desplazamiento y con buzamientos hacia el Sur.

La deformación generada por el mecanismo de deslizamiento entre capas (flexural slip) involucrado dentro de las estructuras o pliegues, afectan considerablemente el tamaño de las rampas del bloque cabalgante, siendo éstas de menor longitud en comparación con la rampa correspondiente al bloque cabalgado.

El dúplex de Orocuál controló el desplazamiento del bloque de Pirital, lo cual justifica la curvatura observada en la traza de la falla de Pirital hacia el Norte en posición actual, siendo ésta una evidencia más del movimiento en fuera de secuencia del bloque de Pirital.

De las dos evoluciones estructurales expuestas, se acepta la primera evolución estructural, donde los tres niveles de despegue son compartidos en la misma superficie de falla.

El tiempo de la generación de las trampas en función de la evolución estructural (figura 5.5 y tabla 5.1), es el siguiente:

De 23,8 a 16 m.a. (Mioceno Temprano) 70 % de las estructuras formadas.

De 16 a 11,6 m.a. (Mioceno Medio) 90 % de las estructuras formadas.

Y de 11,6 m.a. hasta la actualidad (Mioceno Tardío – Plioceno / Pleistoceno) formación total de las trampas estructurales (100 %).

Por los datos calculados para la generación del modelado cinemática (figura 5.5, transecto 1400) y las mediciones hechas en el transecto 1900-a (figura 5.6), la subsidencia total existente desde el Mioceno Temprano hasta la actualidad, de Sur a Norte, es de 4 km a 8 km respectivamente, asociada a una flexura en el borde no deformado entre 3° y 4° con buzamiento hacia el Norte.

La proyección de la falla de Anaco hacia el Noreste, coincide con la ubicación de la falla que se encuentra dentro y al sur del bloque Pirital en su posición restaurada, lo cual sugiere que el borde sur del graben de Espino está involucrado en el bloque de Pirital. (Ver figura 4.22).

BIBLIOGRAFÍA

- AQUINO R. (2006). **Sedimentología de las capas rojas del pozo MCA-1X, Estado Monagas**. Propuesta de una nueva unidad estratigráfica: La Formación Macal. Petróleos de Venezuela, Inf. Interno, Puerto La CRUZ.
- ARMINIO, J., AUDEMARD, F. Y SERRANO I. (2001). **The Espino - San Fernando Mesozoic Rift Basin**: New Exploration Concepts. AAPG Hedberg Research Conference: New Technologies and New Play Concepts in Latin America, Mendoza, Argentina.
- BUCHANAN, P. G. & MCCLAY, K. R. (1991). **Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems**. Tectonophysics, 188, p. 97-115.
- CHAPLET, M. (2005). **La Serranía del Interior y su relación estructural con la fosa de Espino: Estratigrafía comparativa y Tectónica**. Informe Interno PDVSA. 77 p.
- CHEVALIER, Y., GONZÁLEZ, G., MATA, S., SANTIAGO, N., & SPANO, F. (1995). **Estratigrafía Secuencial y Tectónica del Transecto El Pilar–Cerro Negro, Cuenca Oriental de Venezuela**. Lagoven, S.A, p. 115-125.
- COOPER, M. A. & WILLIAMS, G. D. (1989). **Inversion Tectonics**. Geological Society, London, Special Publication, p. 44.
- DAHLSTROM, C.D.A., (1970). **Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains**. Boletín de AAPG N° 18, 332 – 406 p.
- DI DROCE, J., BALLY, A.W., & VAIL, P., (1999). **Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin**. Caribbean Basin. Sedimentary Basin of the World, 4 edited by P. Mann, p. 419-476.
- DOW, W.G., (1977). **Kerogen studies and geological interpretations**: Journal of Geochemical Exploration, v. 7, p. 79–99.
- DUERTO, L. (2002). **Structure and Evolution of the Eastern Venezuelan Diapiric Belt**. Thesis Doctoral, Universidad de Londres, Inglaterra, 250 p.

- ERIKSEN, J. P., AND J. L., PINDELL, (1993), **Analysis of subsidence in northeastern Venezuela as a discriminator of tectonic models for northern South America**: *Geology*, v. 21, p. 945–948.
- FEO CODECIDO, G., F.D. SMITH, N. ABOUD & E. DI GIACOMO (1984). **Basement and Paleozoic Rocks of the Venezuelan Llanos Basin**, in Bonini W., R.B. Hargraves and R. Shagam (eds). *The Caribbean – South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memoir 162, p. 175 – 187.
- FINTINA, C., (2003). **Modelo Estructural-Geoquímico en 2D del frente de deformación de la Serranía del Interior**. Tesis de Maestría. Universidad Central de Venezuela. p. 112.
- FIORILLO, G., ORTEGA, J., RAMOS C., GOWEN, K. & BASS, I. (1981). **Revisión Geológica-Geofísica de la Faja Petrolífera del Orinoco**. Reporte Interno PDVSA, p. 305.
- GALEA, F., (1985). **Biostratigraphy and depositional environment of the Santa Anita Group**, in C. Espejo, J. H. Rios, and N. P. de Bellizzia, eds., *Estratigrafía, paleontología y sedimentación: Memorias de VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela, September 29–October 6, v. 6, no. 1–2, p. 703–721.
- GALEA, F., MORALES, M., VIVAS, M., UZCÁTEGUI, O., COLMENARES, O., & NOVOA, E., (2002). **INGECEC, Versión 6.5**. PDVSA INTEVEP, S.A. - Instituto Francés del Petróleo (IFP).
- GREENE, D., (2003). **Laramide-Style Basement Block Faulting and Fault Inversion During the Mid-Paleozoic Intraplate Alice Springs Orogeny, Huckitta Region, Northern Territory, Central Australia**. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 2003, v. 34, no. 7, p. 344.
- HAQ, B., HARDENBOL, J., & VAIL, P. R., (1987). **The chronology of fluctuating sea-level since the Triassic**: *Science*, v. 235, p. 1156–1167. *American Geology*, v. H, p. 405–432.

- HEDBERG, H. D., (1937). **Stratigraphy of the Río Querecual section of northeastern Venezuela:** Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 1971–2024.
- HEDBERG, H. D., (1950). **Geology of the eastern Venezuela basin:** Geological Society of America Bulletin, v. 61, p. 1173–1216.
- HUNG, E. (1997). **Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturín Sub-Basin, Eastern Venezuela Basin.** Thesis of Magister, Universidad de Rice, Houston, Texas, p. 204.
- JÁCOME, M.I., (2001). **The Formation of the Monagas Foreland Basin: Eastern Venezuela.** Thesis Doctoral, Universidad de Liverpool, Inglaterra, p. 204.
- JAMES, K. H., (1990). **The Venezuelan hydrocarbon habitat, in J. Brooks, ed., Classic petroleum provinces:** The Geological Society (London), Special Publications, v. 50, p. 9–35.
- LANDER, R., SERRANO, O., FINNO, A., & FUENTES, J. (2002-A). **Recopilación de Información en Sísmica de Pozo. PGP Cotoperí Norte. Norte de Monagas.** Inf. Interno PDVSA.
- LANDER, R., SERRANO, O., FINNO, A., FUENTES, J., AQUINO, R., BENAVIDEZ, J., DE LA PEÑA, B., ESPINOZA, A., GIFFUNI, G., GIL, E., GONZÁLEZ, A., GUERRA, C., HIDALGO, M., MÓNACO, M., MORALES, M., MOYA, Y., PRIETO, M., RODRÍGUEZ, O., SALAZAR, M., & SERRANO, O., (2002-B). **Informe final del Proyecto Generador de Prospecto Cotoperí Norte, estado Monagas (PGP Cotoperí Norte).** Inf. Interno PDVSA.
- LUNA, F., PILLOUD, A., CRUX, J., & FARIAS, A., (1997). **Estudio Bioestratigráfico con Nanofosiles Calcáreos del Paleógeno en las secciones Río Aragua y Quebrada la Gallina, Oriente de Venezuela:** Memorias de VIII Congreso Geológico Venezolano, Noviembre 16–19, 1997, Sociedad Venezolano del Geológico, v. 1, p. 491–498. p. 347–359.
- MCCLAY, K.R., (1992). **Glossary of thrust tectonics terms.** Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London, Surrey, England.

- MARESCH, W. V., (1974). **The plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of northern South America**: Discussion and Proposal: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 669–682.
- MARTÍNEZ, J.A. (1995). **A geological and geophysical study of structural style along a transect of the Maturin subbasin, eastern Venezuela Basin**. University of South Carolina. Thesis of Master.
- MARTÍNEZ, J. R., (2002). **Tema 6- Comportamiento dúctil**. Universidad de Salamanca. Curso 2002/2003. p 104.
- MENEVEN (1983). **Levantamiento Aeromagnético 1981–1983 (002248)**. MENEVEN, informe interno sin autor, Ottawa.
- PARRA, M., (2006). **Modelo Estructural y Restauración de la Región Noroccidental de la Subcuenca de Maturín**. Trabajo de Grado. Universidad Simón Bolívar. Maestría en Ciencias de la Tierra. p 126.
- PASSALACQUA, H., FERNANDEZ, F., GOU, Y., & ROURE, F. (1995). **Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges**. AAPG Memoria 62, p. 667-679.
- PINDELL, J. L., & TABBUTT, K. D. (1995). **Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional controls on Hydrocarbon Systems**, in A. J. Tankard, R. Suarez-Soruco, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 101–128.
- PINDELL, J. L., HIGGS, R., & DEWEY, J. F., (1998). **Cenozoic Palinspastic Reconstruction, Paleogeographic Evolution and Hydrocarbon setting of the northern margin of South America**, in J. L. Pindell and C. L. Drake, eds., Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication no. 58, p. 63–82.
- POBLET J., (2004). **Geometría y Cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos**. Universidad de Oviedo, 24: p. 127-146.

- RICH, J.L., (1934). **Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia**, Kentucky & Tennessee: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 118, p. 1584-1596
- ROSALES, H., (1972). **La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela: IV** Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1969, Memorias Boletín de Geología, Caracs, v.5,p.2322-2336.
- ROSSI, T., (1985). **Contribution á L'étude Géologique de la Frontié Sud-Est de la Plaque Caribe : La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le Transect Cariaco-Maturín**, Univ. Bretagne Occidentale, (Ph.D Thesis), Brest, p. 338.
- ROURE, F., CARNEVALI, J., GOU, Y., & SUBIETA, T., (1994). **Geometry and kinematics of the North Monagas thrust belt (Venezuela)**. Marine and Petroleum Geology, 11, p. 347-362.
- ROURE, F., R. SWENNEN, & D. G. HOWELL, (2000). **Subthrust reservoir appraisal (Extended Abs.):** 16th World Petroleum Congress, Calgary, Alberta, Canada.
- ROURE, F., N. BORDAS-LEFLOCH, J. TORO, C. AUBOURG, N. GUILHAUMOU, E. HERNANDEZ, S. LECORNEC-LANCE, C. RIVERO, P. ROBION, & W. SASSI, (2003). **Petroleum systems and reservoir appraisal in the sub-Andean basins (eastern Venezuela and eastern Colombian foothills)**, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 750–775.
- SAGEMAN, B.B. AND SPEED, R.C., (2003). **Upper Eocene limestones, associated sequence boundary, and proposed Eocene tectonics in eastern Venezuela**, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: AAPG Memoir 79, p. 1– 17.
- SALAZAR, M., (2006). **Evolución Estructural e Implicaciones Tectónicas del Graben de Espino**. Trabajo de Grado. Universidad Simón Bolívar. Maestría en Ciencias de la Tierra. Capitulo IV.

- SALVADOR, A., & STAINFORTH, R., (1968). **Clues in Venezuela to the geology of Trinidad, and vice versa**, in J. B. Saunders, ed., *Memorias: IV Conferencia Geologica del Caribe*, Trinidad, p. 31–40.
- SÁNCHEZ, G., FINNO, A., NAMSON, J., HERNÁNDEZ, J., MONTILLA, L., HERNÁNDEZ, L., & BAPTISTA, N., (2006). **Hydrocarbon Potential of a Duplex Interpretation below the Giant Orocual Oil Field of the Eastern Venezuela Basin**. AAPG Annual Meeting. April 9-12, 2006, Houston, Texas.
- SÁNCHEZ, G., FINNO, A., NAMSON, J., HERNÁNDEZ, J., MONTILLA, L., HERNÁNDEZ, L., & BAPTISTA, N., (2006). **New 2-D Regional Structural Model, Restoration and Geochemical Calibration of the Maturín Sub-Basin, Eastern Venezuelan**. AAPG Annual Meeting. April 9-12, 2006, Houston, Texas.
- SCHNEIDER, F., DEVOITINE, H., FAILLE, I., FLAURAUD, E., & WILLIEN, F., (2002). **Ceres2D: A Numerical Prototype for HC Potential Evaluation in Complex Area**. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, Vol. 57, N° 6, p. 607-619
- SCHNEIDER, F., (2003). **Basin Modeling in Complex Area: Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills**. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, Vol. 58 (2003), No. 2, p. 313-324
- SUMMA, L.L., GOODMAN, E.D., RICHARDSON, M., NORTON, I.O., & GREEN, A.R., (2003). **Hydrocarbon systems of Northeastern Venezuela: plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela Basin**. *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) p. 323–349
- SUPPE, J., (1983). **Geometry and Kinematics of fault-bent folding**. *American Journal of Science* 283 (7), p. 684-721.
- WILKERSON, M. S., & DICKEN, C. L., (2001). **Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in contractional settings**, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, p. 10.
- WILLIAMS, G. D., POWELL, C.M. & COOPER, M.A. (1989). **Geometry and kinematics of inversion tectonics**. In: Cooper, M. A. & Williams, G. D (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, p. 44.

- WOODCOCK, N.H., & FISCHER, M., (1986). **Strike-slip duplexes:** J. Structural Geology, v. 25, p. 725-735.
- YORIS, F., & OSTOS, M., (1997). **Geología de Venezuela:** Geología General y Cuencas Petrolíferas. En Singer, J., ed., WEC 1997. Evaluación de Pozos: Schlumberger – Surencó C.A. 1ra., ed., Español; Jolley Printing, Texas, Capítulo 1.

APENDICE

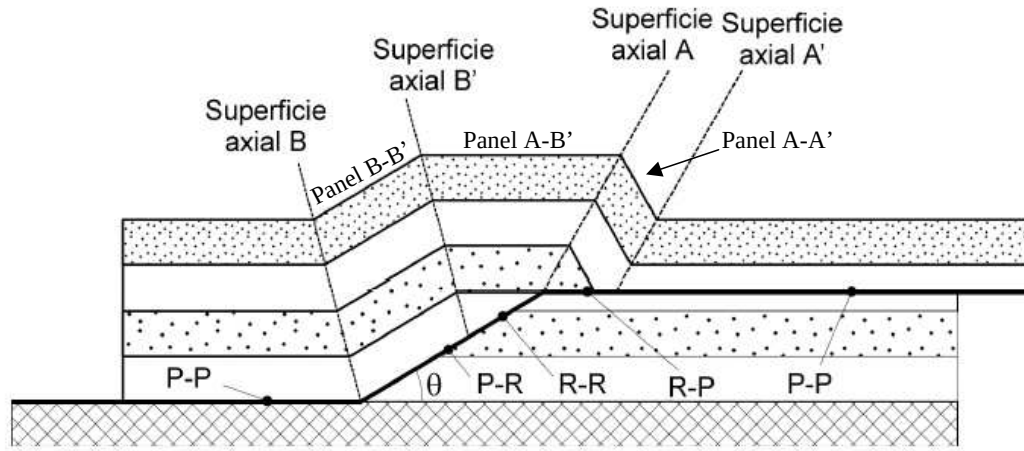


Figura A.1 Geometría de un pliegue asociado a una falla, Rich (1934).

Panel A-A': Panel frontal del pliegue. Panel B-B': Panel trasero del pliegue. P-P: Despegue sobre despegue. R-P: Rampa sobre despegue. R-R: Rampa sobre rampa. P-R: Despegue sobre rampa. Rich (1934).

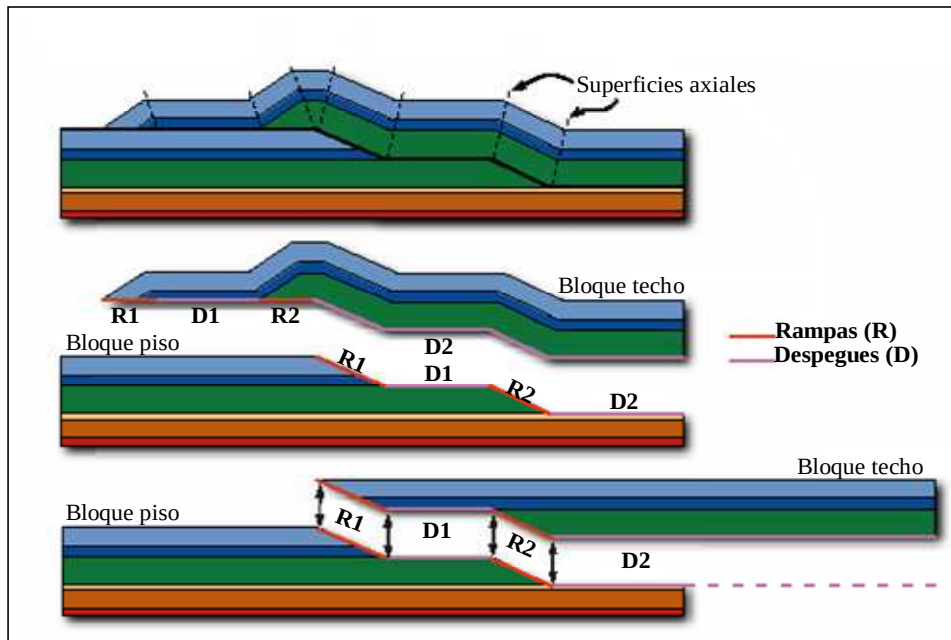


Figura A.2. Identificación de los principales elementos de un sistema de corrimiento. Modificado de Wilkerson, M. S., and Dicken, C. L., 2001

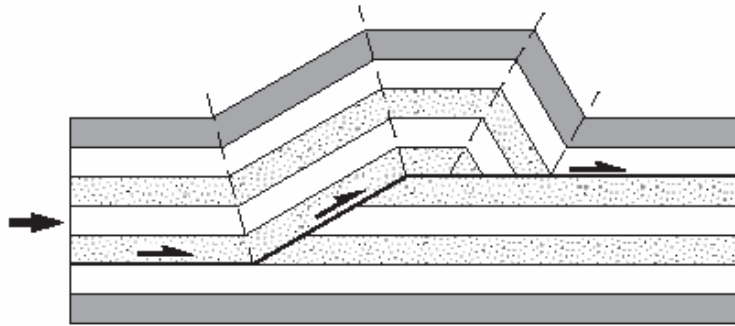


Figura A.3 *Fault-bend fold*. Tomado de Poblet 2004

Figura A.3 *Fault-bend fold*. Son pliegues asociados al desplazamiento de un bloque por una falla. Los limbos del pliegue se generan como consecuencia de los cambios de buzamiento de la falla (despegue-rampa-despegue) (Rich, 1934) y su tamaño es proporcional a su recorrido (Suppe, 1983)

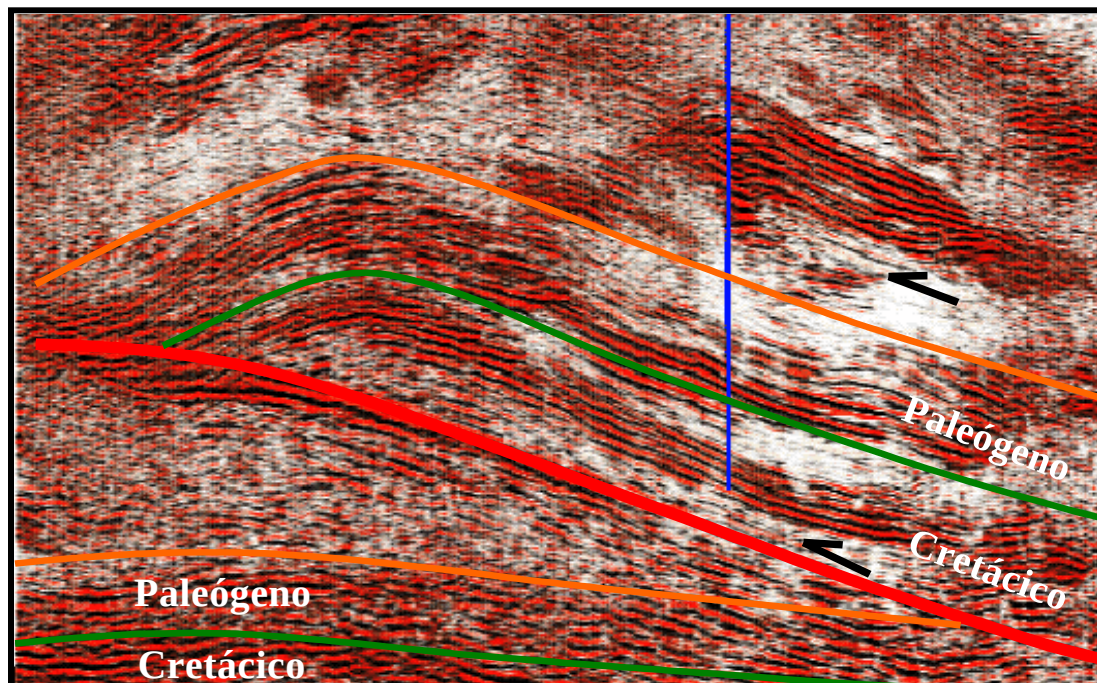


Figura A.4 *Fault-bend fold* conocido como la Estructura de El Furrial.

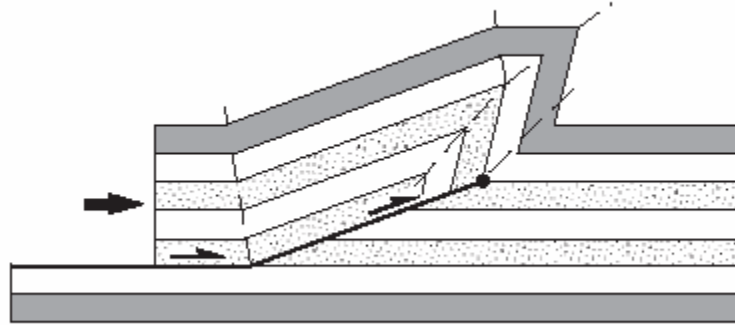


Figura A.5 *Fault-propagation fold*. Tomado de Poblet 2004

Figura A.5 *Fault-propagation fold*. Son aquellos pliegues que se forman contemporáneamente a la propagación de una falla en situación de rampa a través de una serie de estratos, de forma que el acortamiento da lugar a la formación de un pliegue en la zona próxima a su terminación. (Dahlstrom, 1970)

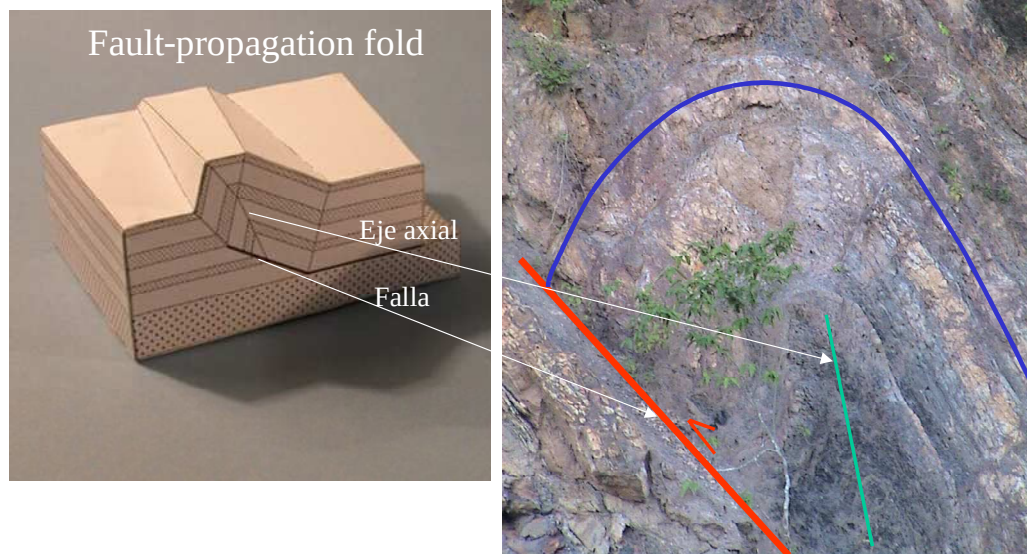


Figura A.6 *Fault-propagation fold* localizado en la carretera Puerto la Cruz-Cumaná. Foto tomada por: Gilberto Sánchez 2006.

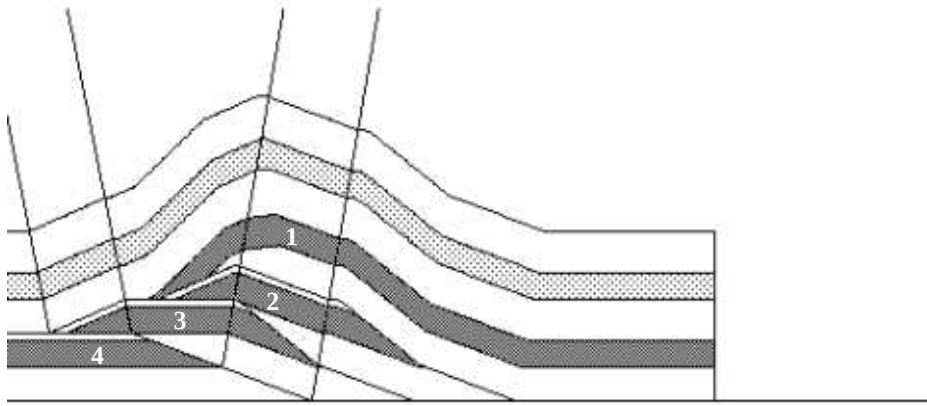


Figura A.7 Estructura tipo *dúplex*.

La estructura tipo dúplex es una secuencia de bloques aplicados limitados por fallas inversas tanto en la base como en el tope de cada bloque. Dichas fallas deben estar unidas al despegue principal.

La presencia de inflexiones y saltos a lo largo de una falla promueve la formación de estructuras denominadas *dúplex* (Woodcox y Fischer, 1986). Las rocas que se encuentran dentro de la zona de influencia de una inflexión o salto se pueden fallar progresivamente (fallas menores paralelas a la dirección de la inflexión) generando sistemas imbricados en relación a la falla principal. Por otra parte en el caso de fallas de traza recta, la formación de un *dúplex* puede originarse a través del desarrollo de fracturas de riedel.



Figura A.8 Estructura tipo dúplex, Karakoram-Himalaya. Imagen copyright 1982 tomada por Vince Cronin.

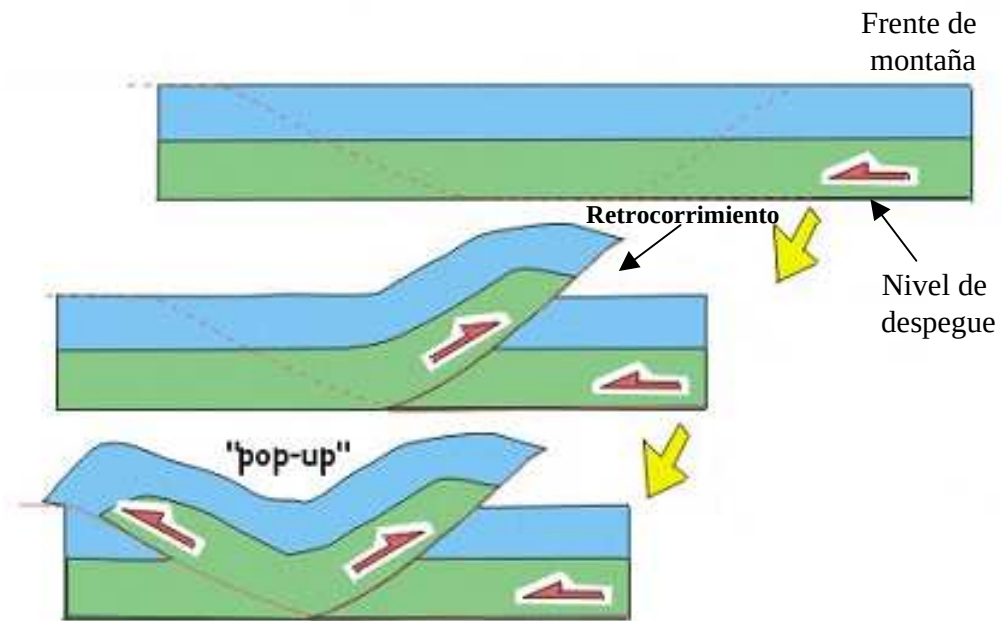


Figura A.9 Estructura de tipo "pop up"

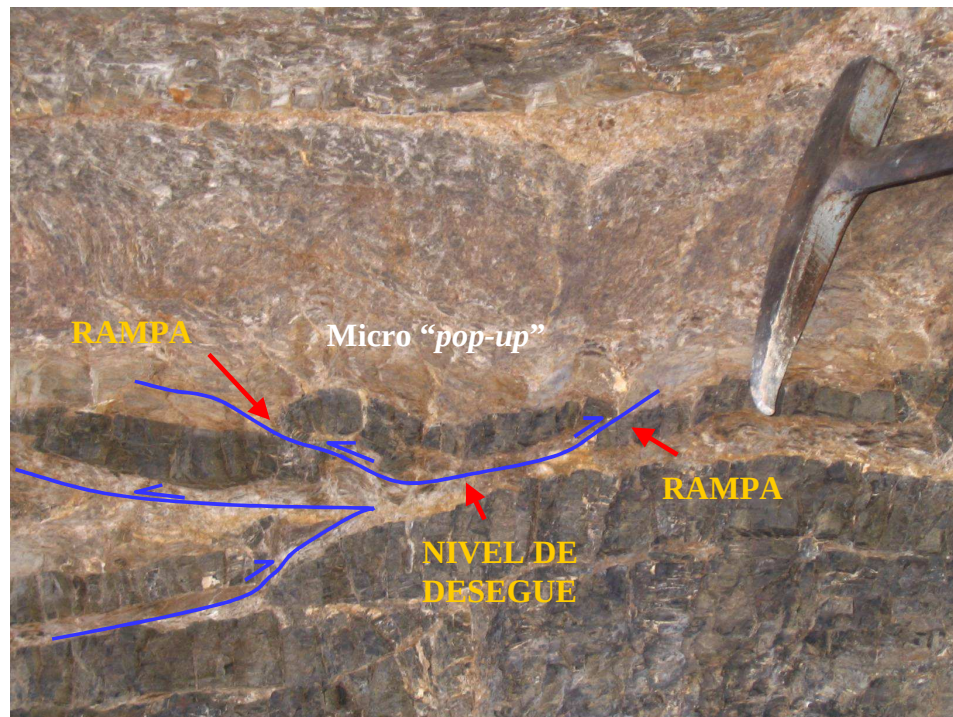


Figura A.10 Micro "pop up" localizado en El Morro, Lecherías, Edo Anzoátegui. Foto tomada por Marien Parra. 2006.

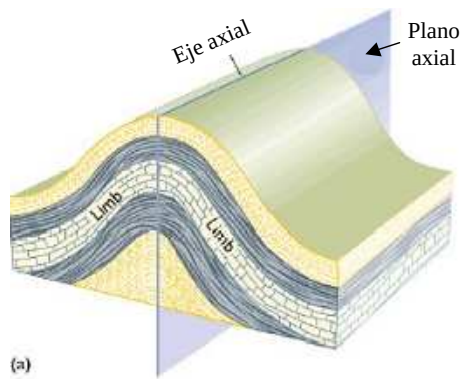


Figura A.11 Pliegue horizontal.

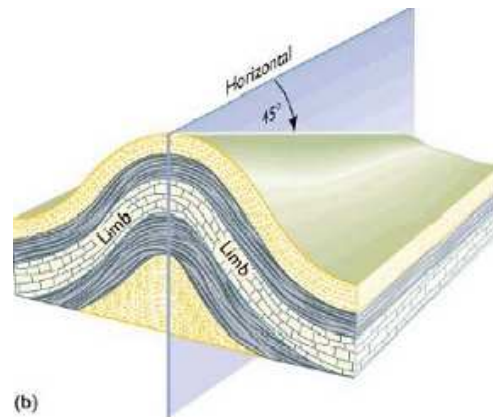


Figura A.12 Pliegue inclinado.

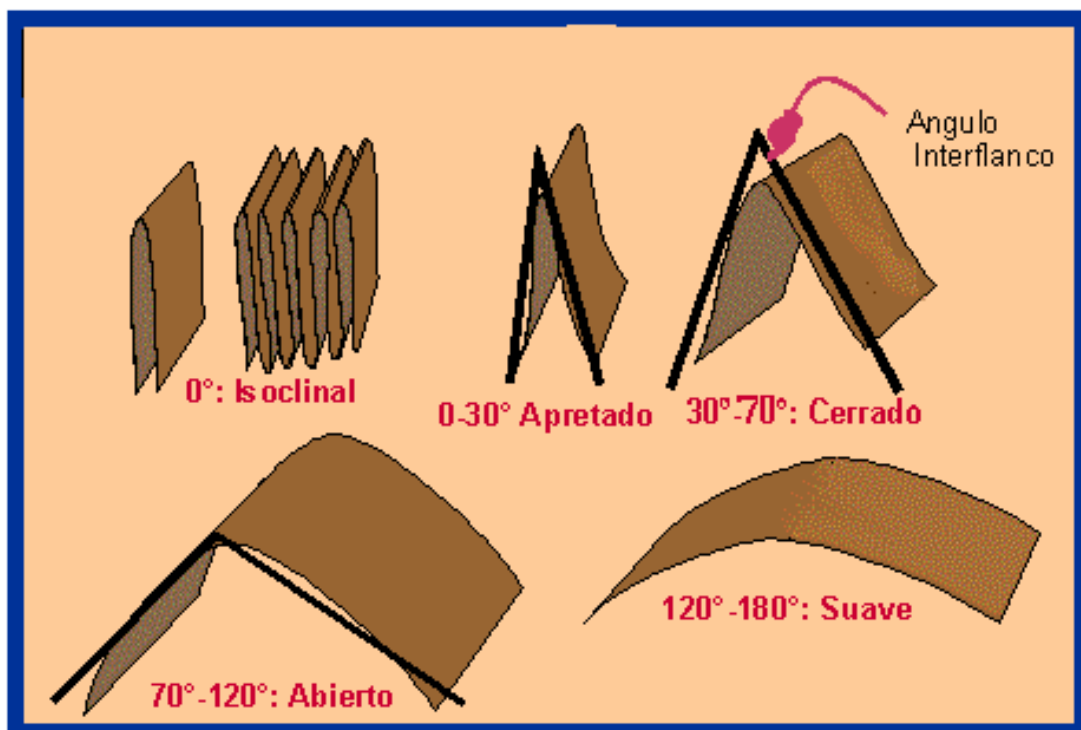


Figura A.13 Clasificación de los pliegues según el ángulo entre los flancos.

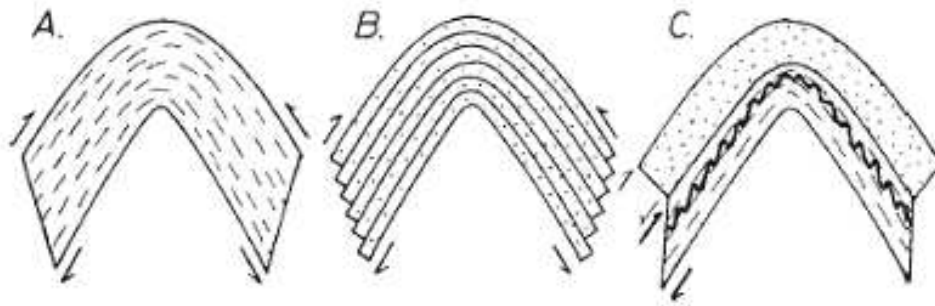
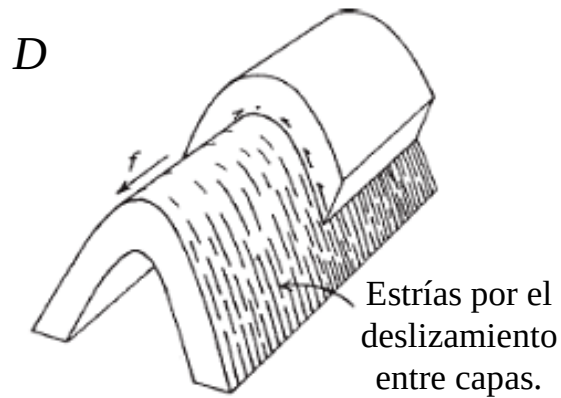


Figura A.14 Cizallamiento simple de las capas incompetentes en los flancos (A y C) y flexodeslizamiento entre capas componentes adyacentes (B). Martínez (2002).

Al producirse los pliegues en las capas competentes, las incompetentes que se encuentran intercaladas entre ellas se ven forzadas a adaptarse a la forma cambiante de las otras. Al principio, las competentes transmiten esfuerzos aproximadamente perpendiculares a las superficies de estratificación, por lo que las incompetentes se deforman por combadura o *bending*. Sin embargo, cuando los pliegues se amplifican, se produce un desplazamiento general relativo entre capas competentes contiguas, lo cual induce un cizallamiento de las incompetentes paralelamente a los límites de capa (Figura A.14. Figuras A y C). Si en las capas incompetentes existían intercalaciones más viscosas que habían desarrollado pliegues menores, estos serán cizallados, con lo cual su asimetría se verá exagerada en los flancos (Figura A.14. Figura C). Esta es la razón de que los pliegues menores sean asimétricos en los flancos incluso cuando los

pliegues mayores son simétricos, lo que permite deducir la geometría de los pliegues mayores. Cuando no hay niveles incompetentes entre las capas competentes, éstas deslizan directamente unas sobre otras durante la flexión (Figura A.14. Figura B). Este es el proceso denominado flexodeslizamiento, que produce en las superficies de estratificación estructuras similares a las de las fallas, esencialmente Figura D. Estrías producidas por flexodeslizamiento estrías y fibras (Figura A.14. Figura D), que son más largas en la parte media de los flancos y no se forman en la zona de charnela. Martínez (2002).

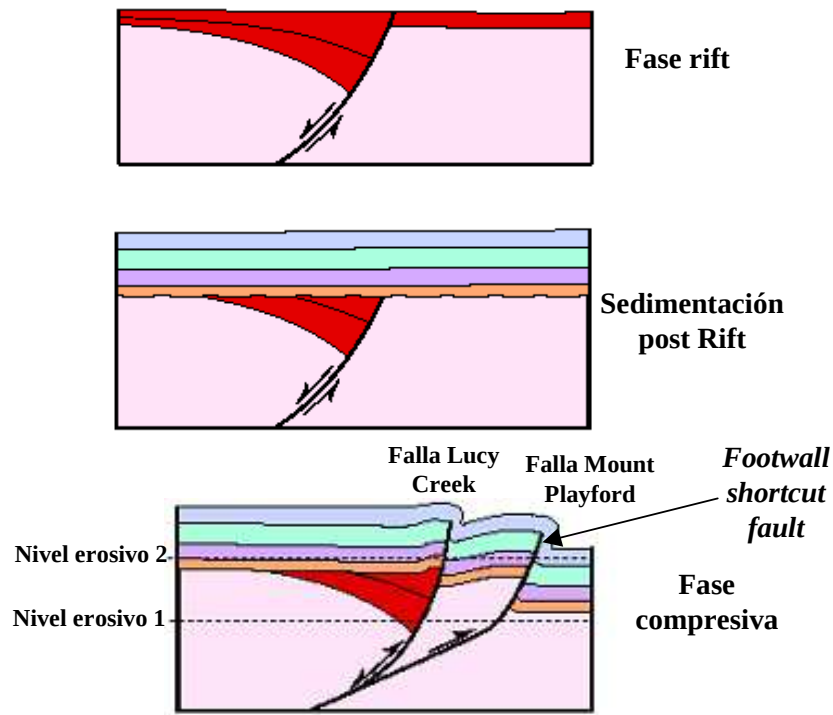


Figura A.15 Inversión tectónica simplificada de una cuenca ubicada en la región de Huckitta, territorio Norte, Central Australia. Greene (2003).

La inversión tectónica (Figura A.15) se define como un cambio de elevación estructural relativo al nivel regional por su fase subsecuente de deformación (Cooper *et. al.*,1989). Una inversión tectónica positiva ocurre cuando las fallas extensivas que limitan las cuencas sedimentarias cambian en sentido de movimiento durante la

tectónica compresiva y las cuencas resultas elevadas en diferentes grados (Williams *et al.*, 1989).

Las geometrías que resultan del proceso de inversión tectónica son razonablemente conocidas: 1) anticlinales sobre el alto estructural de las fallas reactivadas; 2) desplazamiento de los depocentros desde una posición adyacente a la falla a lejos de la falla; 3) arqueamiento y elevación de la sección transversa de la cuenca; 4) giro del sentido del basculamiento de los bloques rotados sobre fallas; 5) formación de retrocabalgamientos en el bloque superior de la falla inversa; 6) estructura de tipo “*pop up*” desarrolladas en el área del bloque superior adyacente a la falla extensiva; 7) expulsión de material por cabalgamientos hacia fuera del graben debido a problemas volumétricos; 8) estructuras en flor; 9) estructuras de tipo arpón que resulta de la inversión parcial de un semigraben; 10) fallas de *bypass* de bloque superior.

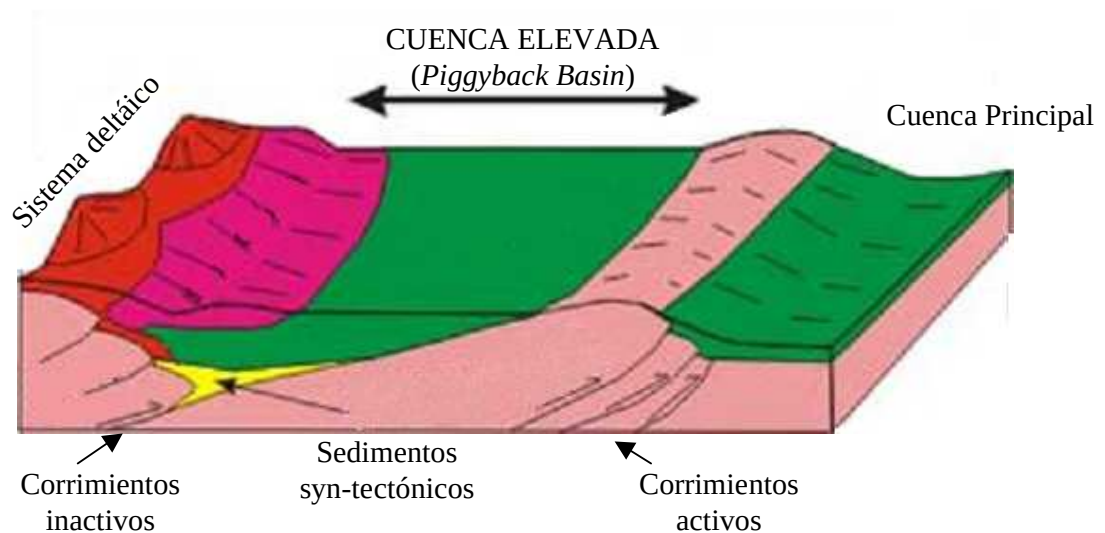


Figura A.16 Cuenca elevada (*Piggyback Basin*)

Una Cuenca elevada (*Piggyback Basin*), esta formada entre dos alineaciones estructurales, un frente de corrimiento activo y otro frente de corrimiento inactivo o en fase terminal. Dicha cuenca es elevada por el efecto tectónico existente entre el frente de deformación y el frente de montaña. Los sedimentos que la conforman son variados, desde marino somero y transicional - continental predominantemente.