

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO ESTRUCTURAL DE LA SECUENCIA EOCENA DEL
ÁREA NORTE DEL BLOQUE I CAMPO LAGOMAR DEL LAGO
DE MARACAIBO MEDIANTE SÍSMICA 3D**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Lic. Mammana P., Giuseppe A
Para optar al Título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO ESTRUCTURAL DE LA SECUENCIA EOCENA DEL ÁREA NORTE DEL BLOQUE I CAMPO LAGOMAR DEL LAGO DE MARACAIBO MEDIANTE SÍSMICA 3D

TUTOR ACADÉMICO (LUZ): Dr. Giuseppe Malandrino.
CO-TUTOR ACADÉMICO (UCV): Dr. Franck Audemard.
TUTOR INDUSTRIAL (PDVSA): MSc. Laura Briceño.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Lic. Mammana P., Giuseppe A
Para optar al Título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2015

Caracas, Junio, 2015

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Licenciado Giuseppe Mammana, titulado:

**“MODELO ESTRUCTURAL DE LA SECUENCIA EOCENA DEL
ÁREA NORTE DEL BLOQUE I CAMPO LAGOMAR DEL LAGO
DE MARACAIBO MEDIANTE SÍSMICA 3D”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Magíster en Ciencias Geológicas, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el (los) autor (es), lo declaran APROBADO.

Prof. (nombre y apellido)
Jurado

Prof. (nombre y apellido)
Jurado

Prof. Dr. Giuseppe Malandrino.
Tutor Académico (LUZ).

Prof. Dr. Franck Audemard.
Co-Tutor Académico (UCV).

MSc. Laura Briceño.
Tutora Industrial (PDVSA).

DEDICATORIA

A Dios por darme vida y salud,
A mis queridos Padres:
Carmela Palermo y Antonio Mammana,
a mi hermana Maria Angela y su hijo Lorenzo.

AGRADECIMIENTOS

Primero que nada le quiero dar gracias a Dios “Todo Poderoso” por darme salud, constancia, dedicación e iluminar el camino para culminar este trabajo.

A nuestra Ilustre Universidad Central de Venezuela, por permitirme realizar los estudios de Post-Grado en sus instalaciones.

A mis tutores, en especial al Prof. Frank Audemard que participo como Co-Tutor Académico, por transmitir sus sabias experiencias y recomendaciones en materia geológica, y a Laura Briceño por su constante ímpetu para que se llegara a finalizar este trabajo.

A mi prestigiosa empresa Petróleos de Venezuela, S. A., por facilitarme todo el apoyo con la data y el material necesario para desarrollar el tema.

A mi hermosa e incansable madre Carmela Palermo, por estar siempre pendiente de absolutamente todo, impulsando con sus consejos y sabiduría a ser siempre positivos y optimistas para alcanzar los mejores retos y objetivos en la vida.

Mammana P, Giuseppe A.

**MODELO ESTRUCTURAL DE LA SECUENCIA EOCENA DEL
ÁREA NORTE DEL BLOQUE I CAMPO LAGOMAR, DEL LAGO
DE MARACAIBO, MEDIANTE SÍSMICA 3D**

Tutor Académico: Dr. Giuseppe Malandrino (LUZ), Dr. Franck Audemard (Co-Tutor UCV). Tutor Industrial: Msc. Laura Briceño (PDVSA). Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica-Mestria. Año 2014, 350 p.

Palabras Claves: Tectónica, Estructura, Fallamiento, Transcurrencia, Transpresión, Distensión, Esfuerzo, Deformación, Compresión, Estructura en Flor Positiva, Inversión Estructural, Eoceno, Sísmica, Atributo Sismo-Estructural.

Resumen. En la actualidad la recuperación de petróleo y gas de los yacimientos que lo contienen en la Cuenca de Maracaibo se hace cada día más difícil, debido a su ubicación en estructuras geológicas altamente complicadas, que han sido desarrolladas por sucesivas fases de deformaciones y eventos tectónicos en el pasado, eventualmente producidos por la colisión y movimiento de la Placa del Caribe con la de Suramérica. Estas estructuras han formado trampas geológicas, tanto estratigráficas como estructurales, e inclusive mixtas, donde consecuentemente se podría ubicar gran parte de este hidrocarburo, que aún se encuentran dentro de ellas, y que requiere de mecanismos e investigaciones de forma mas detallada para poder extraerlo con una mayor eficiencia, sin alterar la producción y naturaleza original del campo. Este trabajo tiene la finalidad de desarrollar un modelo estructural utilizando sísmica 3D para contribuir a la explotación de las reservas remanentes de hidrocarburos dentro del Campo Lagomar en la Unidad geológica C-4, ubicada al norte del Bloque I de edad eocena, aportando de manera más eficiente la ubicación de nuevas localizaciones potenciales que produzcan el petróleo que actualmente no ha sido reconocido, ya que no se cuenta con un modelo actualizado dentro de esta área. Este modelo estructural puede desarrollar un mejor entendimiento de la evolución de sistemas transpresivos como la falla Lama-Icotea de transcurrencia sinestral, la cual es considerada como la estructura mas importante del área, separando el Bloque I en dos Flancos: Flanco Oeste y Este, permitiendo el desarrollo de la inversión estructural a finales del Eoceno Tardío donde fueron removidos gran parte de los sedimentos de la Fm. Misoa bajo sistemas compresivos. La sísmica 3D permitió analizar estructuras del tipo “Pop-up” involucradas también con la falla del Ático e Icotea desarrollada en una etapa de compresión-transpresión, permitiendo el deslizamiento y expulsión de sus bloques (inversión), formando compartimientos con gran potencial de almacenamiento de hidrocarburos, las cuales son eficientemente extraíbles con este tipo de estudio.

INDICE

CAPITULO I	Pag.
INTRODUCCIÓN.....	1
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
ANTECEDENTES.....	6
OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	7
GENERAL.....	7
ESPECÍFICOS.....	7
UBICACIÓN Y LÍMITES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	9
CAPITULO II. MARCO TEORICO DE LA CUENCA DE MARACAIBO	
2.1. Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo.....	12
2.1.1. Geología Regional. Breve síntesis histórica.....	12
2.1.2. Tectónica de Placas.....	20
2.1.3. Pre-Triásico.....	23
2.1.4. Rift Triásico-Jurasico.....	26
2.1.5. Jurásico-Cretácico. Tectónica de Retro-Arco y Margen Pasivo.....	28
2.1.6. Paleoceno. Tectónica de Antefosa.....	31
2.1.7. Paleoceno Tardío-Eoceno. Emplazamiento de las Napas de Lara.....	34
2.1.8. Tectonismo causado por las Napas de Lara.....	35
2.1.9. Tectonismo durante el Eoceno.....	38
2.1.10. Evolución del Oligoceno.....	41
2.1.11. Evolución del Mioceno.....	42

2.1.12. Evolución del Plioceno.....	45
2.2. Migración de hidrocarburo y trampas estructurales.....	49
2.2.1. Rocas generadoras de hidrocarburo.....	50
2.2.2. Sedimentación asociada a las rocas generadoras de la Formación La Luna.....	51
2.2.3. Roca Reservorio.....	53
2.2.4. Migración y Entrampamiento.....	58
2.3. Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo.....	68
2.3.1. Paleozoico.....	70
2.3.2. Mesozoico.....	71
2.3.2.1. Jurásico.....	73
2.3.2.2. Cretácico.....	74
2.3.3. Cenozoico.....	81
2.3.3.1. Paleoceno.....	81
2.3.3.2. Eoceno.....	83
2.3.3.3. Oligoceno.....	97
2.3.3.4. Mioceno.....	97
2.3.3.5. Mioceno Tardío-Plioceno.....	99
2.3.3.6. Pleistoceno.....	101
2.4. Campos de esfuerzos al norte de Suramérica.....	102
2.4.1. Tensores de Esfuerzo en Venezuela.....	109
2.5. Tectónica formada por fallamiento transtensivo. Modelo de cuenca Pull-Apart al sur del Bloque I.....	116
2.5.1. Mecanismos de evolución de cuencas por transtensión.....	122

2.6. Tectónica formada por fallamiento transpresivo (compresional-transcurrente). Modelos experimentales que pueden estar asociados al fallamiento de la Cuenca de Maracaibo.....	132
2.7. Geología y estratigrafía del yacimiento C-4 (Bloque I). Área de estudio.....	145
2.7.1. Geología.....	145
2.7.2. Estratigrafía.....	167

CAPITULO III. GEOFISICA APLICADA A LOS YACIMIENTOS DE HIDROCARBURO

3.1. Ondas sísmicas.....	182
3.2. Métodos sísmicos.....	183
3.3. Impedancia acústica.....	187
3.4. Coeficiente de reflexión.....	187
3.5. Ondícula sísmica.....	188
3.6. Tiros de verificación (Check-Shots).....	189
3.7. Sismogramas sintéticos.....	190
3.8. Resolución sísmica vertical.....	191
3.9. Atributos sísmicos en la caracterización de yacimientos.....	192

CAPITULO IV. METODOLOGIA APLICADA

4.1. Recopilación de información: trabajos previos, datos sísmicos y geológicos...	197
4.1.1. Documentación previa.....	197
4.1.2. Carga de datos.....	202
4.1.3. Incorporación de cubos sísmicos.....	205

4.2. Análisis y calibración sísmica-pozo.....	206
4.2.1. Construcción de sismogramas sintéticos.....	206
4.2.2. Determinación del espectro de amplitud y frecuencia.....	209
4.2.3. Resolución sísmica vertical.....	212
4.3. Interpretación sísmica estructural.....	214
4.3.1. Interpretación de fallas estructurales.....	216
4.3.2. Interpretación de horizontes.....	218
4.3.3. Generación de atributos sísmicos estructurales.....	220
4.3.4. Análisis de esfuerzo en el Bloque I. Campo Lagomar.....	223
4.3.5. Elaboración de secciones estructurales y estratigráficas.....	228
4.3.6. Construcción de mapas estructurales en tiempo.....	230
4.3.7. Elaboración del modelo de velocidad y conversión tiempo-profundidad.....	231

CAPITULO V. RESULTADOS

5.1. Reconocimiento de reflectores sismo-estratigráficos de la secuencia sedimentaria del área.....	240
5.2. Fallamiento de la unidad productora C-4 del Eoceno.....	242
5.3. Identificación de fallas geológicas con posibilidad de entrapamiento de hidrocarburos.....	244
5.4. Sistema de falla Lama-Icotea.....	244
5.5. Campos de esfuerzos.....	247
5.6. Mapas en tiempo, profundidad y atributos sísmicos.....	247

5.7. Propuesta de localizaciones potenciales de extracción de hidrocarburo según el nuevo modelo estructural.....	254
CAPITULO VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	255
CONCLUSIONES.....	318
RECOMENDACIONES.....	324
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	327

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO I

Pag.

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la cuenca del Lago de Maracaibo con los campos de producción petrolera en el Bloque I y el área utilizada para la interpretación estructural. Tomado del Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos. PDVSA Exploración y Producción (1999).....10

Figura 1.2. Mapa de ubicación del levantamiento sísmico de la Unidad de Explotación Lagomar en conformidad con cada uno de sus bloques de producción (I, II y XII) y los límites con los campos más cercanos. Tomado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo. PDVSA Exploración y Producción (1999).....11

CAPITULO II

Figura 2.1. Mapa de ubicación de la cuenca del Lago de Maracaibo limitada por el bloque triangular de fallas estructurales: al norte por la falla de Oca, al sur por la falla de Boconó y al oeste por la falla de Bucaramanga. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....13

Figura 2.2. Línea sísmica 709 en dirección O-E del Modelo Estructural Compresivo-Extensional del Bloque V de la Unidad de Explotación Lagocinco ubicado en la región central del Lago de Maracaibo. Tomado del Análisis Sísmico-Estructural de Estudios Integrados Lago-Norte y Lago-Sur de la Unidad de Explotación Lago-Cinco (2008).....15

Figura 2.3. Mapa geológico actual de superficie de la región de la Cuenca de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).....17

Figura 2.4. A) Mapa topográfico y batimétrico de la tectónica del margen Norte de Suramérica. (Modificado de Stephan, 1985 y Escalona, 2003). B) Imagen de gravedad por satélite con las seis franjas tectónicas y mapa en profundidad del basamento y de los principales depocentros de rocas sedimentarias cretácicas-cenozoicas. Tomado de Escalona (2003).....19

Figura 2.5. A) Provincias corticales en la región del Caribe. B) Posición inferida del frente del Gran Arco (los números indican millones de años): 90 Ma-Cretáceo Tardío; 60 Ma-Paleoceno; 50 Ma-Eoceno; 35 ma-Oligoceno; 15 ma-Mioceno; 0 ma-Reciente. Modificado de Lugo y Mann (1995).....21

Figura 2.6. A) Movimiento relativo de las velocidades tomadas por GPS de placas tectónicas que interactúan en la región entre Norteamérica, Suramérica y la Cuenca del Lago de Maracaibo. B) Sistema de subducción de las placas. Tomado de Backé et al. (2006).....22

Figura 2.7. Configuración y distribución del rift Triásico-Jurásico en la Cuenca de Maracaibo junto a la zona de sutura de la falla Lama-Icotea. Tomado de Meléndez et al. (1996).....23

Figura 2.8. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica donde existen rocas precámbricas (Modificado de Angulo, 2006. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....25

Figura 2.9. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica donde existen rocas paleozoicas Modificado de Angulo, 2006. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	25
Figura 2.10. Rocas jurásicas en Venezuela. (1) Aflorando en la Sierra de Perijá, (2) parte del basamento en la cuenca de Maracaibo, (3) los Andes, (4) Cuenca de Barinas-Apure y Oriental. Modificado de Bartok (1993); Lugo y Mann (1995).....	27
Figura 2.11. Imagen tridimensional del sistema de ritf Jurásico en la Cuenca de Maracaibo (círculo punteado en azul) y sus alrededores. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	28
Figura 2.12. Imagen tridimensional de la tectónica de Retro-Arco y Margen Pasivo en la Cuenca de Maracaibo (círculo punteado en blanco). Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	29
Figura 2.13. A) Reconstrucción tectónica del Cretácico-Tardío de aproximadamente 88 Ma (Coniaciano). Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).....	30
Figura 2.14. Desarrollo esquemático de fallas normales y listricas en relación a las antefosas Paleocena, Eocena y el Alto Periférico. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	32
Figura 2.15. A) Reconstrucción tectónica del Paleoceno-Medio de aproximadamente 60 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).....	33
Figura 2.16. Imagen tridimensional de la tectónica en el Paleoceno-Tardío en la Cuenca de Maracaibo (círculo punteado en verde). Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	34
Figura 2.17. Imagen de radar de la Cuenca de Maracaibo con el sistema de fallas principales: Boconó, Valera, Burro Negro, Tigre, Icotea, Pueblo Viejo y Oca. Modificado de Escalona (2003).....	37
Figura 2.18. Imagen tridimensional de la tectónica del Eoceno-Tardío en la Cuenca de Maracaibo donde se aprecian las zonas que pudieron haber sido afectadas por la discordancia del Eoceno. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	39
Figura 2.19. A) Reconstrucción tectónica del Eoceno-Medio, a aproximadamente 44 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).....	40
Figura 2.20. A) Reconstrucción tectónica del Oligoceno, a aproximadamente 30 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).....	41
Figura 2.21. A) Reconstrucción tectónica del Mioceno Medio, a aproximadamente 14 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).....	43
Figura 2.22. Imagen tridimensional de la tectónica del Plioceno al presente encontrada en la Cuenca de Maracaibo donde se aprecian las zonas levantadas del sistema de la Cordillera de Los Andes y la Sierra de Perijá al oeste de la cuenca. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	45

Figura 2.23. Línea sísmica de alta resolución de dirección O-E mostrando las características tectonosecuenciales regionales de la Cuenca de Maracaibo. Modificado de Cuenas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	47
Figura 2.24. Línea sísmica de alta resolución de dirección N-S mostrando las características tectonosecuenciales regionales de la Cuenca de Maracaibo. Modificado de Cuenas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	48
Figura 2.25. Principales campos petroleros asociado al sistema de fallas principales de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).....	50
Figura 2.26. Ejemplos de cuatro yacimientos de hidrocarburos Sub-Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Estos depósitos se encuentran localizados en rocas del basamento metamórfico profundamente enterrados y en las rocas sedimentarias fracturadas del Cretácico y el Paleoceno (> 5 km de profundidad). El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).....	55
Figura 2.27. Ejemplos de yacimientos de hidrocarburos del Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Las rocas clásticas del Eoceno son los reservorios más prolíficos en la Cuenca de Maracaibo y se concentran principalmente en las zonas central y noreste de la cuenca a lo largo de fallas pronunciadas de dirección NE-SO. El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).....	56
Figura 2.28. Ejemplos de yacimientos de hidrocarburos Mioceno-Holoceno en la cuenca de Maracaibo. Estos depósitos se encuentran principalmente en las zonas norte y noreste del la Cuenca de Maracaibo. Los embalses más prolíficos se encuentran a lo largo de la costa noreste del actual Lago de Maracaibo (Costa Bolívar) y a lo largo de la traza de falla de Burro Negro. El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).....	57
Figura 2.29. Resumen de cuatro fases tectónicas principales que controlan el sistema petrolífero de la Cuenca de Maracaibo. A) Plataforma carbonática, B) Cuenca antepaís, C) Rebote isostático y D) Fase del sinclinal Maracaibo. Tomado de Escalona y Mann (2006c).....	59
Figura 2.30. A) Línea sísmica interpretada de este a oeste en la Cuenca de Maracaibo. La sección presenta las principales características estructurales y estratigráficas de la cuenca y su sistemas petrolero (véase la Figura 2.25 para la ubicación). Las rutas de migración desde la roca reservorio (Cretáceo) se localizan a lo largo de las fallas principales de la cuenca (por ejemplo, Icotea, Pueblo Viejo, y las fallas A, B, E). Los yacimientos de hidrocarburos se concentran en altos estructurales bajo la discordancia del Eoceno y el Mioceno en los flancos norte y este del sinclinal de Maracaibo. B) Línea sísmica interpretada norte-sur en la cuenca de Maracaibo (véase la Figura 2.25 para la ubicación). Los yacimientos de hidrocarburos en el Mioceno se concentran buzamiento arriba de la cuña clástica del Mioceno. Las turbiditas del Eoceno proporcionan buenos objetivos de exploración al norte de la falla de Burro Negro. Tomado de Escalona y Mann (2006c).....	62
Figura 2.31. Interpretación estructural de dirección este-oeste en la Cuenca de Maracaibo con los espesores de las formaciones depositadas entre el Pre-Cretácico hasta finales del Cenozoico. Las flechas de color azul representa la migración del hidrocarburo desde la roca madre del Cretáceo por vía de los planos de fallas hasta llegar a su entrapamiento a finales del Eoceno-Mioceno. Tomado de Escalona (2003).....	63

Figura 2.32. Secciones transversales donde se muestra el comportamiento estructural diseñado por Lugo y Ochoa (1994) para los sistemas de fallas Lama-Icotea y Pueblo Viejo junto a la migración y entrapamiento del petróleo en el área. Los números se refieren a la historia de la migración del hidrocarburo y se explican en el texto. A) Transecto B-B' de dirección NE-SO semi-ortogonal al tren de fallas Lama-Icotea. B) Transecto C-C' de dirección NO-SE semi-ortogonal al tren de fallas Lama-Icotea y Pueblo. Modificado de Lugo y Ochoa (1994).....	65
Figura 2.33. Posible migración y entrapamiento del hidrocarburo lateralmente desde los yacimientos inferiores (Formación La Luna) en el Campo Urdaneta al oeste del Lago de Maracaibo. Las flechas indican la dirección de migración hacia los yacimientos superiores. Modificado de Pöppelreiter et al. (2004).....	67
Figura 2.34. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo. A) Tomado de González de Juana et al. (1980), Parnaud et al. (1995). B) Flanco Norandino. Tomado de González de Juana et al. (1980).....	69
Figura 2.35. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante en Mesozoico-Tardío. A) Distribución de facies sedimentarias del Cretáceo-Temprano al norte del Cratón de Guayana. B) Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretáceo-Tardío. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).....	72
Figura 2.36. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Aptiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	75
Figura 2.37. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Albiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	76
Figura 2.38. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Cenomaniense Tardío-Campaniense Temprano. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	78
Figura 2.39. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Campaniense Tardío-Maestrichtiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	80
Figura 2.40. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Maestrichtiense Tardío- Paleoceno Temprano. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	82
Figura 2.41. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Paleoceno Temprano-Eoceno. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	84
Figura 2.42. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Eoceno Medio. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	87
Figura 2.43. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 54-51,5 Ma (representativo de TST 52,5 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).....	88
Figura 2.44. Mapa paleogeografico del Eoceno en el intervalo 51,5-49,5 Ma (TST 50,3 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).....	89
Figura 2.45. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 49,5-44 Ma (TST 48 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).....	91
Figura 2.46. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 44-42,5 Ma (TST 43 Ma). Tomado de Ghosh et al. (1996).....	92

Figura 2.47. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 42,5-39,5 Ma (TST 41,2 Ma). Tomado de Ghosh et al. (1996).....	94
Figura 2.48. Registros del pozo W12 (GR-yayos Gamma, ILD-inducción profunda y RHOB densidad) con descripción de facies y ambientes basados en el análisis de núcleos de la derecha (B, C y D). B y C) Facies heterolíticas presentan las siguientes estructuras sedimentarias que indican la influencia de mareas: laminaciones flaser, cobertura de arcilla y estratificación de cola de pescado o “herringbone”. D) Areniscas de grano fino a medio son interpretadas como canales distributarios. Tomado de Escalona y Mann (2006b).....	95
Figura 2.49. A) Respuesta de parasecuencias en registro de pozos. B) Patrones de apilamiento de grupos de parasecuencias y respuesta en registro de pozos. Modificado de Van Wagoner et al. (1990).....	96
Figura 2.50. Mapa de las unidades que suprayacen a la discordancia posteocena. Tomado de Pestman et al. (1996).....	98
Figura 2.51. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Mioceno Medio-Pleistoceno. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	100
Figura 2.52. Geodinámica general simplificada del sur del Caribe. La región está sujeta a una tectónica de bloque compleja. La descomposición del vector de convergencia a la subducción de Nazca puede explicar el cambio del deslizamiento a lo largo del sistema de falla Romeral. Equivalencia de las siglas utilizadas para los Bloques: Bonaire (BB), Choco (CB), Maracaibo (MTB), Norandina (NAB) y Panamá (PB); Andes de Mérida (MA) y Indentor de Pamplona (PI). Algunas fallas mayores también son reportadas: Algeciras (AF), Boconó (BF), El Pilar (EPF), Guaicaramo (GF), Romeral (RFS), Santa Marta-Bucaramanga (SMBF), San Sebastián (SSF) y Oca-Ancon (OAF), y otras características, así: Subducción de las Antillas (LAS), Canyon de Los Roques (LRC), Cinturón de Deformación al Norte de Panamá (NPDB), y la deformación del Cinturón de Sur del Caribe (SCDB). Tomado de Audemard et al. (2005).....	103
Figura 2.53. Mapa del fallamiento estructural de Venezuela en el Cuaternario. Tomado de Audemard et al. (2005).....	105
Figura 2.54. Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Occidental de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2003) y modificadas por Audemard et al. (1999 a y b). Algunos pozos están representados por elipses o breakouts (ejemplo: la letra A al NO de la Ciudad de Maracaibo es analizada por Sánchez et al. (1999) donde el esfuerzo máximo es indicado por los ejes o una fractura abierta a causa del fracturamiento hidráulico o ambas representaciones. Modificado de Audemard et al. (2005).....	110
Figura 2.55. Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Central de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2005) y modificadas por Audemard et al. (1999b). Modificado de Audemard et al. (2005).....	111

- Figura 2.56.** Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Oriental de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2003) y modificadas por Audemard et al. (1999b). Algunos pozos están representadas por elipses o breakouts (ejemplo: letra B, C y D, la data obtenida en B y C esta dada por Muñoz, (2002) y en D por Willson et al. (1999) donde el esfuerzo máximo es indicado por los ejes o una fractura abierta a causa del fracturamiento hidráulico o ambas representaciones. Modificado de Audemard et al. (2005).....112
- Figura 2.57.** Trayectoria de los esfuerzos horizontales en el norte de Suramérica, basados en la data neotectónica, indicadores cinemáticos de los planos de fallas y soluciones de los mecanismos focales Audemard, (2002). Leyenda: BF: Falla de Boconó, SAS: Subducción de las Antillas Sotavento, FOA: Falla de Oca-Ancón, SFR: Sistema de Falla Romeral, FSMB: Falla de Santa Marta-Bucaramanga. Modificado de Audemard (2002).....115
- Figura 2.58.** A) Mapa isócrono del tope de la discordancia del Paleoceno. La depresión asimétrica y las áreas levantadas pueden ser reconocidas en el mapa. B) Mapa de detección de límites (“Edge Detection”) del tope de la secuencia de la discordancia del Paleoceno: dos familias de fallas son observadas, NNE-SSO y NO-SE. C) Mapa isócrono de la secuencia C (Eoceno): Una secuencia espesa de rocas sedimentarias de edad Eoceno forma el relleno de la depresión o sub-cuenca de Icoetea interpretada en la Figura 2.58A. Las rocas eocenas se adelgazan sobre las áreas levantadas, y en general el espesor se incrementa hacia el NE. Tomado de Escalona (2003).....117
- Figura 2.59.** A) Línea sísmica 3000 sin interpretar. B) Línea sísmica interpretada: 1) Modelo del sistema de fallas de la cuenca “pull-apart” de Icoetea limitada por la falla de Icoetea y la falla VLE-400; 2) Reflexiones pre-cretácicas truncadas por la secuencia B; y 3) Deformación en la parte inferior de la secuencia D. Modificado de Escalona (2003).....118
- Figura 2.60.** Rasgos estructurales más resaltantes de la zona central de la cuenca del Lago de Maracaibo. A) Línea sísmica regional E-O sin interpretar. B) Línea sísmica interpretada mostrando los principales elementos estructurales y estratigráficos en el área del Lago de Maracaibo: 1) Plataforma estable mixta carbonática-clástica de edad cretácico-paleocena; 2) Falla de Icoetea; 3) Sub-cuenca de Icoetea; 4) Falla de Pueblo Viejo; 5) Sub-cuenca parcialmente invertida de Pueblo Viejo; 6) Falla invertida, transcurrencia oblicua y 7) Discordancia Eoceno Temprano-Medio. Tomado de Escalona (2003).....120
- Figura 2.61.** Diagramas esquemáticos tridimensionales mostrando la evolución estructural y estratigráfica de forma general del área central de la Cuenca de Maracaibo cercana a los eventos tectónicos que se produjeron dentro del Bloque I Lagomar y que conforman el fallamiento que se ha estudiado en esta área. Tomado y modificado de Escalona (2003).....121
- Figura 2.62.** Características generales de una cuenca pull-apart con desplazamiento dextral. A) Transcurrencia pura con $\alpha = 0^\circ$. B) Movimiento transtensional $0^\circ < \alpha \leq 45^\circ$. Modificado de Wu et al. (2008).....123
- Figura 2.63.** Vista en planta de la geometría de la placa base utilizada en el experimento transtensional de la cuenca pull-apart. Modificado de Wu et al. (2008).....124
- Figura 2.64.** Vista en planta de la evolución de una cuenca “pull-apart” con transcurrencia pura. El modelo experimental ilustra: A) Fotografía del área en el lapso de tiempo en que se desarrolló el experimento, B) Observación con laser de la subsidencia formada a medida que se produce el movimiento, C) Fotografía de la cuenca al final del experimento. El color azul representa las zonas más profundas. Modificado de Wu et al. (2008).....125

- Figura 2.65.** Vista en planta de la evolución de una cuenca “pull-apart” con movimiento de transtensión, el modelo experimental ilustra: A) Fotografía del área en el lapso de tiempo en que se desarrolló el experimento, B) Observación con laser de la subsidencia formada a medida que se produce el movimiento. C) Fotografía de la cuenca al final del experimento. El color azul representa las zonas más profundas. Modificado de Wu et al. (2008).....126
- Figura 2.66.** Geometría tridimensional de una fase inicial idealizada de una cuenca “pull-apart” desarrollada con 5° de rotación (sistema transtensional) basa en los resultados del modelo. Tomado de Wu et al. (2008).....127
- Figura 2.67.** Evolución 4D del fallamiento de un sistema de cuenca “pull-apart” transtensional. A) Etapa temprana de la evolución de la cuenca formada entre planos de fallas sub-verticales “en échelon”. B) Etapa avanzada de la evolución con suave y fuertes fallamientos de forma concava hacia arriba y en echelon junto a la iniciación de nuevos planos de fallas. Fraccionamiento de la deformación la cual provoca fallamiento extensional o transcurrente. Tomado de Wu et al. (2008).....128
- Figura 2.68.** Visualización 3D de la reconstrucción del modelo de cuenca “pull-apart”. A) Modelo de transurrencia pura, y B) Modelo transtensional. La parte superior representa la secuencia pre-cinemática. Tomado de Wu et al. (2008).....130
- Figura 2.69.** Visualización 3D de la arquitectura de fallas de los modelos desarrollados en cuenca “pull-apart”. A) Transurrencia pura. B) Transtensión. Tomado de Wu et al. (2008).....131
- Figura 2.70.** Tectónica asociada a sistemas de fallas transcurrentes. Tomado de Cunningham y Mann (2007).....133
- Figura 2.71.** Ejemplo de cizallamiento tipo Riedel para un sistema de falla transcurrente. A) Movimiento dextral y B) Movimiento sinistral. Modificado de Katz et al. (2002).....135
- Figura 2.72.** Modelo de caja de arena con sistema de movimiento transtensivo. A) Evolución del fallamiento visto en planta con el elipsoide de deformación y la rotación de la base de aluminio que soporta el modelo. B) Secciones a lo largo de la trayectoria del tren de fallas del sistema transtensivo observado en la sección vista en planta (parte A). Modificado de Ustaszewski et al. (2003).....137
- Figura 2.73.** Modelo de caja de arena con sistema de movimiento de compresión (transpresivo). A) Evolución del fallamiento visto en planta con el elipsoide de deformación y la rotación de la base de aluminio que soporta el modelo. B) Secciones a lo largo de la trayectoria del tren de fallas del sistema transpresivo con la inversión de las estructuras observado en la sección vista en planta (parte A). Modificado de Ustaszewski et al. (2003).....138
- Figura 2.74.** Características generales de un sistema de fallas transcurrente con vista en planta. A) Curvatura con subsidencia o levantamiento (arriba y abajo respectivamente). B) Relevo entre dos sistemas de fallas produciendo una cuenca pull-apart. Modificado de McClay y Bonora (2001).....140
- Figura 2.75.** Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 30°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001)....141

Figura 2.76. Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 90°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001)...	142
Figura 2.77. Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 150°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001).....	143
Figura 2.78. Ejemplos de estructuras del tipo “pop-up” para un régimen de fallas transcurrentes. La fase romboidal es claramente definida tanto en las secciones A1 y B1 donde el sistema interior de fallas define una zona de mayor elevación asociadas a fallas inversas. Modificado de McClay y Bonora (2001).....	144
Figura 2.79. Ubicación del Bloque I del Campo Lagomar en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado del Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos. PDVSA Exploración y Producción (1999).....	145
Figura 2.80. Ubicación del sistema de rift Jurásico en el Bloque I junto al sistema de fallas Lama-Icotea. Tomado de Link et al. (1999).....	146
Figura 2.81. Esquema conceptual de la deformación producida por la subducción de la Placa del Caribe que afectó las estructuras del Bloque I. Tomado de Bueno y Pinto (1997).....	148
Figura 2.82. Interpretación y reconstrucción estructural de la línea sísmica 820 en dirección O-E en el Bloque I incluyendo el fallamiento local del Campo Lagomar y la depositación de sus yacimientos en la secuencia del Eoceno C y B. Tomado de Mammana (2005).....	149
Figura 2.83. Calizas cretácicas antes y después de la colisión y rotación de los bloques producido por la deformación que realizó la Placa del Caribe contra la de Suramérica. Tomado de Bueno y Pinto (1997).....	150
Figura 2.84. Evolución del graben centro-occidental del Lago de Maracaibo e inversión estructural. Tomado de Bueno y Pinto (1997).....	152
Figura 2.85. Corte estructural O-E en tiempo de la Cuenca de Maracaibo entre la Serranía de Perijá hasta el levantamiento de la Serranía de Trujillo. Tomado de Parnaud et al. (1995).....	153
Figura 2.86. Modelo estructural transpresivo del sistema de fallas Lama-Icotea y Ático Tomado de Rouré et al. (1996).....	155
Figura 2.87. Línea sísmica 733 O-E en tiempo mostrando un corte estructural del sistema de fallas Lama-Icotea, Ático, Área del Pilar y el sistema de fallas Lama-Este con la depositación del Eoceno (verde), Paleoceno (rojo), Cretácico (azul) y Basamento (azul claro). Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	157
Figura 2.88. Cubo sísmico de semblanza con time-slice a 1728 ms (Eoceno) donde se muestran los sectores segmentados del Campo Lagomar con sus alineamientos estructurales más importantes sin interpretar. Tomado de Mammana (2008).....	159

Figura 2.89. Interpretación del cubo sísmico de semblanza con time-slice a 1728 ms (Eoceno) donde se muestran los sectores segmentados del Campo Lagomar con sus alineamientos estructurales más importantes. Tomado de Mammana (2008).....	159
Figura 2.90. Cubo sísmico de semblanza con time-slice superior de 2860 ms a nivel del Cretácico (Grupo Cogollo) mostrando los alineamientos estructurales del sistema Lama-Icotea y Lama-Este. Tomado de Mammana (2008).....	161
Figura 2.91. Interpretación estructural del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo), mostrando los alineamientos estructurales del sistema Lama-Icotea y Lama-Este en sísmica 3D. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	162
Figura 2.92. Visualización estructural 3D desde el Flanco Oeste del Bloque I del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo) concentrando los alineamientos del sistema Lama-Icotea, Lama-Este con el gran salto de falla entre los bloques del Flanco Oeste y Pilar. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	163
Figura 2.93. Mapa estructural tipo Edge del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo) de todo el Campo Lagomar donde se reflejan los alineamientos del sistema Lama-Icotea y Lama-Este. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	164
Figura 2.94. Ubicación de las diferentes estructuras del Campo Lagomar con el mapa de atributos estructurales del Tope de Socuy y la superficie interpretada en 3D. Se evidencian los alineamientos del sistema Lama-Icotea, Lama-Este y el conjunto de fallas normales de sus alrededores tales como Flanco Oeste, Pilar y Flanco Este. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	165
Figura 2.95. Interpretación sísmica 3D del yacimiento C-7 del área UD-LAMA al SO del Bloque I. A) Imagen 3D del Tope de C-7 mostrando la estructura local. B) Acercamiento de la superficie C-7, visualizando el gran salto de falla Lama-Icotea (2700 pies). Tomado de Mammana (2010).....	166
Figura 2.96. Columna estratigráfica del área del Bloque I con la sección del área de estudio, delimitada con líneas en rojo, indicando la sección de las arenas C de la Formación Misoa. Tomado de Estratigrafía del Bloque I entre el Mioceno y el Pre-Triásico (2000).....	181

CAPITULO III

Figura 3.1. Tipos de ondas sísmicas encontradas en el subsuelo producidas por una fuente de energía y su forma de movimiento. A) Ondas P. B) Ondas S. C) Ondas Rayleigh y D) Ondas Love. Modificado de Regueiro (1997).....	184
Figura 3.2. Propagación de ondas sísmicas en el subsuelo, cambiando de un medio a otro mediante los procesos físicos de refracción y reflexión, emanadas de una fuente de energía y recepción para su posterior procesamiento. Tomado de Análisis de Datos Sísmicos (2005).....	185
Figura 3.3. Ilustración de los tiros de verificación (Check-Shots) para la construcción de la tabla T-Z que asocia el Tiempo [T] de los datos sísmicos con la Profundidad del pozo [Z]. Los Check-Shots son utilizados para la calibración de los sísmogramas sintéticos ayudados con la información de los topes de las formaciones geológicas. Tomado de Análisis de Datos Sísmicos (2005).....	190

Figura 3.4. Sismograma Sintético. A) Modelo convolucional de la traza sísmica para la elaboración del ajuste sísmica-pozo B) Elaboración de un sismograma sintético tipo en la cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).....191

CAPITULO IV

Figura 4.1. Ubicación y límites del Proyecto de Estudios Integrados del Área VLA-6/9/21 al norte del Bloque I, y que comprende solo el Flanco Este de la Falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).....198

Figura 4.2. Ubicación y límites del Proyecto de Estudios Integrados del Área VLA-31/243/245 al sur del Bloque I y que comprende solo el Flanco Oeste de la Falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).....199

Figura 4.3. Ubicación en planta de los Flancos Este y Oeste de la falla Lama-Icotea dentro del Bloque I del Campo Lagomar y los límites de las áreas productivas que involucran el estudio (Área VLA-031, VLA-062, VLA-16/33, VLA-6/9/21 y VLA-31/243/245). Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).....200

Figura 4.4. Ubicación de los pozos en las áreas VLA-031, VLA-062, VLA-16/33 y VLA-31/243/245 que incluye la zona donde se efectuó el trabajo. En total son 426 pozos activos. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).....203

Figura 4.5. Cubo sísmico en HFI (High Frequency Imaging) del área Lagomar donde se incluye el Bloque I del área de estudio. Imagen tomada de la herramienta Geoprobe (visualizador 3D) de la Plataforma Landmark.....206

Figura 4.6. Sismograma sintético realizado al pozo VLA-0233 (Flanco Oeste), indicando los marcadores geológicos a nivel del Eoceno y la característica particular de la traza sísmica a nivel de la Unidad productora C-4, la cual presenta una respuesta sísmica con polaridad negativa. Imagen tomada de la herramienta Syntool de la Plataforma Landmark para los ajustes sísmica-pozo.....208

Figura 4.7. Sismograma sintético realizado al pozo VLA-1548 (Flanco Este), indicando los marcadores geológicos a nivel del Eoceno y la característica particular de la traza sísmica a nivel de la Unidad productora C-4, la cual presenta una respuesta sísmica con polaridad negativa. Tomado del Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-6/9/21 Estudios Integrados-Lagomar (2008).....209

Figura 4.8. Promedio del espectro en frecuencia del área de estudio en la línea sísmica 737 asociado al levantamiento sísmico 3D en HFI. Tanto la imagen superior como inferior muestran los espectros en frecuencia dominante y fase del área de la Falla Lama-Icotea del sector más y menos deformado (Flanco Este) respectivamente. Las líneas punteadas en blanco denotan las zonas donde se realizó el cálculo de la frecuencia. El valor cuantitativo de la misma se encuentra en el orden de aproximadamente 50 Hz. Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el cálculo de frecuencia.....210

Figura 4.9. Espectro en frecuencia del área de estudio en la línea sísmica 736 del cubo sísmico de baja frecuencia *prstk08.3dv*. Las líneas punteadas en blanco denotan las zonas donde se realizó el cálculo de la frecuencia. El valor cuantitativo de la misma se encuentra entre 20-25 Hz aproximadamente. Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el cálculo de frecuencia. Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el cálculo de frecuencia.....211

Figura 4.10. Esquema de posibles arenas inmersas dentro de un horizonte sísmico y que no pueden ser observadas por debajo de su resolución sísmica vertical. Tomado de Mammana (2009).....	213
Figura 4.11. Línea sísmica 820 en dirección O-E dentro del área de estudio, indicando la posición estructural de los pozos a nivel del Eoceno y el ajuste de los marcadores de la Discordancia del Paleoceno y el Tope de Socuy (Cretáceo). Tomado de Mammana (2005).....	215
Figura 4.12. Línea sísmica orientada ONO-ESE ortogonalmente a la falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).....	217
Figura 4.13. Corte en tiempo a 1440 ms del cubo sísmico 3D en HFI de la Unidad de Explotación Lagomar, donde se puede apreciar la tendencia de las fallas más resaltantes del Bloque I. Imagen tomada de la herramienta Geoprobe de la Plataforma Landmark para la visualización 3D.....	217
Figura 4.14. Interpretación del horizonte sísmico equivalente al tope de la Unidad C-4, según los datos de la calibración sísmica-pozo generada por los sismogramas sintéticos, a lo largo del área de estudio.....	218
Figura 4.15. Ampliación de la interpretación del horizonte sísmico equivalente al tope de la Unidad C-4, donde se aprecia la cercanía entre líneas y trazas sísmicas para un mejor control de la estructura. La abertura en el centro de la interpretación representa la tendencia de la falla Lama-Icotea, la cual se encuentra señalada.....	220
Figura 4.16. Ejemplos de imágenes de atributos sísmicos a nivel del Tope de Socuy en Cretáceo dentro del área Lagomar, que incluye los Bloques I, II y XII. A) Atributo de buzamiento y B) Atributo de amplitud. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).....	222
Figura 4.17. Flujo de trabajo para la construcción del Modelo Geomecánico MEM. Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).....	224
Figura 4.18. Dirección de esfuerzos en formaciones terciarias dentro del Bloque I (Lagomar). Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).....	226
Figura 4.19. Dirección de esfuerzos en formaciones cretácicas de Lagomar dentro del Bloque I (Lagomar). Consistente con dirección NO-SE. Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).....	227
Figura 4.20. Sección estructural al sur del Bloque I con pozos del Flanco Oeste (VLA-0912) y Flanco Este (VLA-0428) para ilustrar el salto de la falla Lama-Icotea con aproximadamente 2200 pies y comprobar el levantamiento tectónico al cual fue sometido el área del Pilar del Flanco Este. Modificado de Markovich (2006).....	228
Figura 4.21. Sección estratigráfica donde se observan pozos en la región del Ático con pérdida de sección (líneas punteadas en verde) lo que evidencia que estos bloques fueron expuestos a la erosión del Eoceno, mientras que las líneas punteadas en color naranja evidencian los pozos que atravesaron la falla Lama-Icotea. Estos pozos perforan las arenas C-1 y C-2 del Flanco Oeste (cortan la falla Icotea) y llegan a las arenas C-6 o C-7 del Flanco Este. Modificado de Mammana (2011).....	229

Figura 4.22. Ejemplo de un mapa estructural en tiempo del tope del yacimiento C-5 al sur-oeste del Bloque I (Area Lagomar). Los colores amarillo y rojo denotan las estructuras más altas, mientras que el color verde, azul celeste y azul oscuro las estructuras más bajas. Tomado de archivos de la empresa. Modificado de Mammana (2010).....	230
Figura 4.23. Pozos con Check-Shot en el Bloque I y su ubicación en ambos flancos de la falla Lama-Icotea (Oeste y Este).....	232
Figura 4.24. Pozos con curvas Tiempo-Profundidad en el Bloque I.....	233
Figura 4.25. Ilustración del cálculo para la construcción del modelo de velocidades para el tope del yacimiento C-4 del área de estudio del Bloque I. Se tomó como ejemplo el pozo Cretáceo VLA-711 del Flanco Oeste de la Falla Lama-Icotea, identificándose (en el mapa de contornos) un tiempo más cercano de 1900 ms a una profundidad de 7811 pies correspondiente al punto visualizado en el reflector sísmico del yacimiento C-4, interpretado en la línea sísmica 837.....	237
Figura 4.26. Mapa en velocidad del tope del yacimiento C-4 al norte del Bloque I (Área Lagomar). Los colores en azul celeste denotan las estructuras más altas, mientras que el color azul oscuro las estructuras más bajas. Los pozos en color rojo se encuentran en el Flanco Oeste y los de color verde en el Este.	238

CAPITULO V

Figura 5.1. Línea sísmica 784 de dirección O-E con la ubicación de los reflectores sísmicos relacionados con las diferentes secuencias sedimentarias encontradas (Discordancia del Eoceno y Paleoceno, tope y base del yacimiento C-4 y el marcador de Socuy en el Cretáceo).....	241
Figura 5.2. Modelo estructural del yacimiento C-4 en el área del Bloque I.....	242
Figura 5.3. Modelo en 3D de la superficie interpretada del yacimiento C-4 donde se aprecia la tendencia estructural y su relación con el levantamiento e inversión estructural de los bloques existentes dentro del área de estudio.....	243
Figura 5.4. Línea sísmica 733 en dirección O-E en alta frecuencia (HFI), donde se aprecia el resultado obtenido de la traza de falla Lama-Icotea (segmento vertical de color azul claro) que divide el Bloque I en dos Flancos (Oeste y Este) junto a la secuencia sedimentaria asociada a cada uno.....	245
Figura 5.5. Visión en 3D de la traza del plano de falla Lama-Icotea vista desde el suroeste a nivel del yacimiento C-4, donde se aprecia la dirección de su movimiento sinistral y el levantamiento estructural del Área del Pilar del Flanco Este con respecto al Flanco Oeste por inversión tectónica.....	246
Figura 5.6. Configuración del sistema de campos de esfuerzos para el Eoceno en el área del Bloque I donde se encuentra el análisis del área de estudio. Dirección de esfuerzo tomada del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).....	248
Figura 5.7. Configuración del sistema de campos de esfuerzos para el Cretáceo en el área del Bloque I donde se encuentra el análisis del área de estudio. Dirección de esfuerzo tomada del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).....	249

Figura 5.8. Mapa estructural del Campo Lagomar del Bloque I con los polígonos de fallas en unidades de tiempo [ms] del tope del yacimiento C-4 interpretado con la licencia de SeisWork, bajo el ambiente Linux de la plataforma Landmark.....	250
Figura 5.9. Mapa estructural en profundidad del yacimiento C-4 en el área de estudio. Las zonas en rojo representan las estructuras más elevadas (Ático y Pilar) del Flanco Este, las verdes las intermedias y las de color azul las más bajas como el Graben del Flanco Oeste.....	251
Figura 5.10. Resultado de la extracción de atributos sísmicos de amplitud a la interpretación realizada del yacimiento C-4 para una de las arenas productoras de la zona próxima al tope de esta unidad....	252
Figura 5.11. Atributo estructural tipo Edge donde se resalta la tendencia estructural de las fallas principales del tope del yacimiento C-4.....	253
Figura 5.12. Localizaciones potenciales ubicadas según el nuevo modelo estructural del yacimiento C-4, tanto en el Flanco Oeste con en el Este de la falla Lama-Icotea.....	254

CAPITULO VI

Figura 6.1. Corte en tiempo (time-slice) a 2100 ms en el cubo estructural (structure-cube) para identificar la trayectoria de las fallas principales. A) Time-slice sin interpretar con los alineamientos de fallas. B) Interpretación de las fallas más resaltantes en el Bloque I y sus alrededores.....	257
Figura 6.2. Ubicación de transectos A-A', B-B', C-C' perpendiculares a los diferentes sistemas de fallas encontrados, y la línea sísmica 784 de dirección O-E. A) Visualización en el time-slice a 2100 ms. B) Cobertura de transectos en el modelo estructural a nivel del yacimiento C-4.....	258
Figura 6.3. Mapa estructural de contornos del yacimiento C-4 interpretado con sísmica 3D. Cada sistema de fallas se ha numerado de la siguiente forma: falla Lama-Icotea (1), falla Lama-Este (2), fallas normales área de El Pilar (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 15), fallas Ático (16) e Intra-Ático (17), fallas inversas vecinas a Lama-Icotea Flanco Oeste (18, 19, 20, 21, 22, 23 y 24), fallas inversas Flanco Oeste (32,33 y 34), fallas normales Flanco Oeste (25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 35, 36, 37, 38, 39, 40 y 41).....	259
Figura 6.4. Línea sísmica 784 (O-E) mostrando las estructuras principales interpretadas en el área, su secuencia sedimentaria entre el Cretáceo y el Neógeno y la etapa de inversión estructural en el Eoceno. Los números en las fallas corresponden a los observados en la Figura 6.3.....	261
Figura 6.5. Reconstrucción estructural del Bloque I. A) Paleoceno-Temprano, B) Paleoceno Medio-Tardío y C) Eoceno-Temprano.....	265
Figura 6.6. Reconstrucción estructural del Bloque I. D) EocenoTemprano-Medio. E) Eoceno-Tardío y F) Mioceno-Tardío; Actual.....	266
Figura 6.7. Registro sedimentario de la perforación de los pozos vecinos a la falla Lama-Icotea evidenciando la pérdida de sección. A) Pozos en el Ático VLA-0137 y VLA-0459. B) Pozos VLA-1599 con perforación en Flanco Oeste y objetivo final en Flanco Este (Arenas C-7).....	269

Figura 6.8. Evidencias de la inversión estructural dentro del área de estudio apreciándose el estilo estructural conformado por el anticlinal de la falla Lama-Icotea (línea azul) y los truncamientos de los reflectores sísmicos del yacimiento C-4 (línea en rojo) contra la discordancia del Eoceno (líneas punteadas en amarillo).....	270
Figura 6.9. Ubicación tridimensional con un cubo sísmico de semblanza de los sistemas estructurales alrededor del pozo VLA-1599 donde se observa el corte con el plano de falla Lama-Icotea tanto en el Flanco Oeste como en el Este y levantamiento estructural del yacimiento C-7 por efecto de la inversión tectónica. A) Vista superficial 3D desde planta. B) Rotación del cubo sísmico para observar el corte del pozo VLA-1599 desde el Flanco Este.....	271
Figura 6.10. Anticlinal fallado de la región del Ático con su relación estratigráfica. A) Sección estratigráfica con pozos mostrando el acuñamiento contra el alto estructural del Ático al oeste de El Pilar. B) Evidencias de inversión tectónica en el Flanco Este observadas por los truncamientos de las capas de C-4 (línea roja) contra la discordancia del Eoceno (línea punteada amarillo).....	274
Figura 6.11. Ubicación de los transectos F-F', G-G', H-H' y I-I' en el time-slice de 2100 ms y perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (24, 32 y 33); para observar la dirección del anticlinal (estructura en "Flor Positiva") en el área de estudio y cotejarlo con la dirección principal de estas fallas.....	276
Figura 6.12. Línea sísmica 784 (O-E) con los cortes en tiempo (time-slice) a 1300, 1700, 2100, 2700 y 3000 ms, ubicando las intersecciones con las fallas principales: Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Este (16, 17) y Flanco Oeste (19, 32 y 33).....	277
Figura 6.13. Corte estructural en tiempo (time-slice) a 1300 y 1700 ms para determinar las fallas en el área de estudio y analizar su trayectoria a través de la secuencia sedimentaria que es atravesada por las mismas.....	278
Figura 6.14. Corte estructural en tiempo (time-slice) a 2700 y 3000 ms para determinar las fallas en el área de estudio y analizar su trayectoria a través de la secuencia sedimentaria que es atravesada por las mismas.....	279
Figura 6.15. Transectos F-F', G-G' (ver Figura 6.11 para ubicación) perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), falla del Ático (16), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (23, 24, 32, 33 y 34). Con estos transectos se demuestra el rumbo NNE-SSE de estas fallas principales y del anticlinal (estructura en "Flor Positiva") del Bloque I.....	280
Figura 6.16. Transectos H-H', I-I' (ver Figura 6.11 para ubicación) perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (18, 32, 33 y 42). Con estos transectos se demuestra el rumbo NNE-SSE de estas fallas principales y del anticlinal (estructura en "Flor Positiva") del Bloque I.....	281
Figura 6.17. Transecto A-A' en el bloque estructural del Flanco Oeste (ver Figura 6.3 para ubicación) con el sistema de fallas normales formadas por distensión que atraviesa la columna sedimentaria del Eoceno y Cretáceo.....	283
Figura 6.18. Transectos B-B' sobre el anticlinal (estructura en "Flor Positiva") del Flanco Oeste (ver Figura 6.3 para ubicación) con el sistema de fallas normales formadas por distensión que atraviesa la columna sedimentaria del Eoceno.....	284

- Figura 6.19.** Sistema distensivo encontrado en el Flanco Este en el área de El Pilar (ver Figura 6.3 para ubicación) con su relación estratigráfica. A) Sección estratigráfica con pozos, mostrando el acuífero del yacimiento C-4 al SE. B) Fallas normales bajo régimen distensivo con evidencias de inversión estructural.....285
- Figura 6.20.** A) Sistema de fallas en el Bloque I interpretadas por Link et al. (1999). B) Interpretación estructural propuesta para el área de estudio del Bloque I.....287
- Figura 6.21.** Relación del campo de esfuerzo regional en la Cuenca de Maracaibo asociado a la interpretación estructural del área de estudio. A) Dirección del campo de esfuerzos horizontal máximo (σ_{Hmax}) analizados por Kellogg (1984), Audemard et al. (1999b, 2005) y Taboada et al. (2000). B) Interpretación en 3D del área de estudio con inversión estructural asociada a los esfuerzos. C) Relación de la cuenca “Pull-Apart” de Escalona y Mann (2003) bajo el efecto tijera de la falla Lama-Icotea comparada con las estructuras en el Bloque I (ambas áreas sujetas a inversión tectónica).....290
- Figura 6.22.** Dirección del esfuerzo máximo horizontal y su descomposición en componente tangencial y normal a las fallas transcurrentes en el Bloque I. A) Reconstrucción en 3D del levantamiento del área y su asociación con los esfuerzos. B) Mapa estructural del área con el σ_{Hmax} en el yacimiento C-4.....291
- Figura 6.23.** A) Modelo aproximado de áreas compartimentalizadas y sus niveles estratigráficos de las Arena B y C interpretadas por Planchart et al. (2002). B) Interpretación 3D del área de estudio con posibles zonas con compartimientos estructurales.....292
- Figura 6.24.** A) Trayectoria NNE-SSO de anticlinales y fallas principales como Lama-Icotea, Pueblo Viejo y Urdaneta en la Cuenca del Lago de Maracaibo analizadas por Lugo (1991). Modificado de Lugo (1991). B) Time-slice a 2100 ms mostrando la similitud encontrada en la sísmica del tren de fallas principales en el área de estudio con lo visualizado por Lugo (1991). C) Modelo estructural de fallas actuando como planos de deslizamiento inverso teniendo en cuenta como plano central la falla de Bocono bajo influencia de movimientos transpresivos sinestrales (Schreurs y Colletta, 1998). D) Modelo estructural del área de estudio bajo un régimen transpresivo sinestral teniendo en cuenta como plano central la falla Lama-Icotea (color azul).....294
- Figura 6.25.** A) Modelo del régimen distensivo planteado para el Bloque I (Eoceno Temprano-Medio). B) y C) Vista en planta con cortes verticales en los modelos experimentales con cajas de arenas desarrollados por Ustaszewski et al. (2003) bajo efectos distensivos, respectivamente.....295
- Figura 6.26.** A) Modelo del régimen compresivo planteado en el Bloque I (Eoceno Temprano-Medio). B) y C) Vista en planta con cortes verticales en los modelos experimentales en cajas de arenas desarrollados por Ustaszewski et al. (2003) bajo efectos compresivos, respectivamente.....296
- Figura 6.27.** Ejemplos de modelos en cajas de arenas realizados por Lowell (1995). A) Movimiento sinestral (left lateral) en una caja con arcilla. Los aros son circunferencias en su estado original y se transforman en elipses a medida que el movimiento se produce. B) Elipses de deformación y desarrollo de fallas sintéticas sinestrales y antitéticas dextrales. Las zonas oscuras corresponden a fosas (Grabenes) y las más claras a pilares (Horsts). C) Creación de anticlinales y fallas de corrimiento por transpresión. D) Evolución del fallamiento en sistemas tectónicos con fallas del tipo transcurrente sinestral. E) Analogía aproximada entre las diferentes fallas encontradas dentro del modelo estructural del yacimiento C-4 del Bloque I y las estructuras formadas con los experimentos de arena bajo el movimiento de transcurrente sinestral. Tomado y modificado de Lowell (1995).....298

Figura 6.28. Relación del fallamiento encontrado en el Bloque I del Campo Lagomar con los experimentos en cajas de arena realizados por Lowell (1995). A) Interpretación estructural en tiempo [ms] del tope del yacimiento C-4 indicando los polígonos de fallas a ese nivel. B) Evolución experimental de fallas normales e inversas en sistemas tectónicos del tipo transcurrente sinistral con formación de anticlinales bajo los efectos de movimiento transpresivo estudiados por Lowell (1995). C) Línea sísmica 784 de dirección O-E con el levantamiento anticlinal del área de estudio similar a los encontrados en los experimentos de arena.....299

Figura 6.29. Comparación entre el modelo estructural interpretado en el área de estudio con otro de los experimentos de cajas realizados por Lowell (1995). A) Mapa estructural del tope del yacimiento C-4 indicando las fallas interpretadas. B) Formación de diferentes sistemas de fallas (normal, inversa) bajo la influencia del movimiento transpresivo sinistral desarrollado por Lowell (1995), comparados con los transectos A-A', B-B', C-C' ubicados en el mapa estructural del yacimiento C-4.....301

Figura 6.30. Comparación de la interpretación estructural del tope del yacimiento C-4 con los modelos experimentales de McClay y Bonora (2001). A) Interpretación estructural del área de estudio del Bloque I. B) Sistema formado por fallas normales e inversas en los experimentos de McClay y Bonora (2001). C) Movimiento transcurrente sinistral y formación de fallas normales por distensión y fallas inversas por compresión (McClay y Bonora, 2001).....303

Figura 6.31. “Pop-up” formado en el Cerro de la Mica (Norte de Chile), constituido por el sistema de fallas de Atacama. A) Mapa estructural del Cerro de la Mica, conformado por fallas inversas y un sistema transpresivo sinistral. B) Imagen satelital del levantamiento del Cerro de la Mica (McClay y Bonora, 2001). C) Diagrama 3D de la geometría transpresiva sinistral de un “Pop-up” en los modelos de McClay y Bonora (2001).....304

Figura 6.32. A) Mapa de contornos estructurales del tope del Cretáceo (Top Muddy) en la Cuenca de Laramie en Wyoming (USA) con un sistema transpresivo sinistral (Modificado de Stone, 1995). B) Estructura en “Flor Positiva” resultante del movimiento de los bloques conformados por las fallas F1 y F2 por transpresión (Modificado de Stone, 1995).....305

Figura 6.33. Evolución del sistema de fallas en la región norte de Omán (Montañas de Omán) situado en la península Arábiga para el Cretáceo-Tardío, en un régimen de movimiento transpresivo sinistral producido por un campo de esfuerzo horizontal máximo de dirección NO-SE bajo la interacción entre la Placa de India con la Placa Arábiga (Modificado de Filbrandt et al., 2006).....307

Figura 6.34. Evolución estructural de la Cuenca de Viena en Austria (Hinsch et al., 2005 a, b; Arzmuller et al., 2006) . A) Ubicación geográfica de la cuenca que se extiende entre República Checa, Eslovaquia y Hungría. B) Formación de una cuenca “pull-apart” por distensión. C) Mapa estructural del sistema de fallas señalando los depocentros. D) Interpretación estructural del transecto A-A'. F) Análisis en cajas de arena desarrollados por Wu et al. (2008), con fallamiento similar a los encontrados en la Cuenca de Viena y los análisis hechos para el Bloque I en el Eoceno Temprano-Medio.....309

Figura 6.35. Sistema estructural interpretado en la cuenca antepaís del Mar Adriático al este de Italia, formado por la colisión entre el sistema de bloques África/Ádria y la Placa Europea (Scisciani, 2009). A) Ubicación geográfica de la cuenca con los transectos A-A' y B-B'. B) Transecto sísmico A-A' al norte de la cuenca del Mar Adriático. C) y D) Transecto sísmico B-B' al sur de la cuenca del Mar Adriático influenciado por fallamiento inverso por transcurrancia compresiva e inversión estructural. Modificado de Scisciani (2009).....311

Figura 6.36. A) Mapa estructural en el área del Sistema Ibérico al noreste de Madrid (España), donde se aprecia el sistema de fallas inversas formadas por la colisión oblicua entre la Placa Ibérica y la Placa Europea a finales del Cenozoico. Modificado de De Vicente et al. (2009). B) Transecto A-B mostrando las estructuras en “Flor Positiva” en el área de Masegosa y el Alto del Tajo formadas por movimiento transpresivo. Modificado de De Vicente et al. (2009).....	312
Figura 6.37. Atributo sísmico de amplitud que representa las zonas mas deformadas de una de las arenas productoras del yacimiento C-4, indicando su distribución espacial por espesores y las discontinuidades laterales dentro del sistema de fallas de Lama-Icotea (recuadro punteado en blanco).....	313
Figura 6.38. Atributo estructural tipo Edge con análisis de frecuencia donde se resaltan las estructuras más importantes las cuales pueden ser ubicadas directamente en los mapas y líneas sísmicas, ayudando a la elaboración del modelo estructural dentro del yacimiento.....	315
Figura 6.39. Atributos estructurales del tipo Dip-Azimut construido dentro del visualizador 3D para ubicar las fallas más importantes en la interpretación estructural. Aquí se pueden observar los alineamientos y tendencias del fallamiento local y ajustarlos con la interpretación sísmica en el área.....	316
Figura 6.40. Comparación entre la interpretación estructural oficial y la actual del tope del yacimiento C-4 del área de estudio del Bloque I. A) Interpretación oficial realizada con sísmica 2D y data de pozo (Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos, 1999). B) Interpretación estructural actualizada con sísmica 3D.....	317

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Cálculo de las velocidades interválicas para el yacimiento C-4, con los pozos de interés en el Flanco Oeste del área de estudio para contribuir, a la construcción del modelo de velocidad.....235

Tabla 2. Cálculo de las velocidades interválicas para el yacimiento C-4, con los pozos de interés en el Flanco Este del área de estudio, para contribuir a la construcción del modelo de velocidad.....236

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Durante muchos años, la Cuenca de Maracaibo ha aportado un número considerable de barriles de petróleo y gas asociado para el desarrollo de nuestro país. Sin embargo, en el presente se ha hecho más difícil el recobro de hidrocarburo ya que gran parte del petróleo ha sido extraído, por lo que se deben realizar estudios más detallados en las áreas donde se encuentren trampas desarrolladas por los movimientos tectónicos y estimar con más exactitud la ubicación del petróleo remanente mediante técnicas avanzadas de interpretación geológica y sísmica de yacimientos.

Existen numerosos autores (Audemard, 1991a; Lugo y Mann, 1995; Castillo, 2001; Escalona, 2003; Castillo y Mann, 2006b; Martínez et al., 2007; etc.), que han desarrollado trabajos muy importantes que describen la evolución tectónica, estructural, sedimentológica y estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo, definiéndose como una de las cuencas con mayor grado de complejidad causada por la colisión entre la Placa del Caribe y la de Suramérica. Tales eventos tectónicos dieron origen a un gran número de fallas geológicas muy reconocidas en la literatura, tales como: Falla de Pueblo Viejo, Burro Negro, Oca, Boconó, Valera, Bucaramanga e Icotea (Lugo, 1992; Bueno et al., 1993; Martín et al, 1994 a, b); considerándose ésta última como una de las más importantes del área central de la cuenca, y que precisamente ha sido monitoreada y controlada con información de pozos en el Campo de Explotación Lagomar del Bloque I.

El Campo Lagomar tiene una superficie de 360 km² y está conformado por tres Bloques (I, II y XII). Su mayor producción petrolera proviene de las “Arenas C” de edad eocena y del Grupo Cogollo del Cretáceo; ubicándose en el área Centro Norte de la cuenca.

Se ha comprobado por datos de producción que los pozos ubicados al norte del Bloque I, sobre todo en el anticlinal estructural de la Falla Lama-Icotea (Martín et al, 1994b; Tecno-SINERGIA C. A, 2002; Escalona y Mann, 2003; Proyecto de Estudios Integrados del Área VLA-6/9/21 al norte del Bloque I, Flanco Este de la Falla Lama-Icotea, 2008), han acumulado mayores volúmenes de petróleo en los últimos años, posiblemente por entrapamiento de fluido contra esta falla, producto de la intensa deformación estructural y el carácter sellante de la misma (2500 pies de salto aproximadamente). En consecuencia, es necesario estudiar las áreas que presenten alta deformación tectónica y estructural, ya que abren un mundo de posibilidades para conocer mejor el tipo de deformación asociadas a los campos de esfuerzos en el pasado y presente (Audemard et al., 2005) que dieron origen a la migración y entrapamiento del hidrocarburo.

La falla Lama-Icotea es considerada uno de los elementos estructurales más importantes de la Cuenca de Maracaibo y del área de estudio, con comportamiento transcurrente sinistral, la cual divide el área en dos flancos estructurales que son de suma importancia: Flanco Oeste (“Graben”) y Flanco Este o Área del Pilar (“Horst”), conformada esta última por la falla del Ático (Martín et al, 1994a). Ambas estructuras se encuentran asociadas a eventos tectónicos complejos entre el Jurásico y el Neógeno-Cuaternario (Martín et al, 1994a). Esta investigación ha sido dirigida a reconocer mediante los datos sísmicos y geológicos los planos de fallas de las mismas, el fallamiento general del área, así como también las evidencias de sistemas transpresivos y de inversión estructural, las cuales están asociadas con la dinámica de la evolución tectónica de la cuenca; considerando además comparaciones con modelos en cajas de arenas (McClay y Bonora, 2001), importantes para la comprensión de estos mecanismos.

Actualmente, según análisis de yacimiento en el área, existen reservas remanentes de petróleo en la Unidad C-4 de alrededor de 150 millones de barriles que no han sido explotadas (Base de Datos del Libro de Reservas PDVSA Occidente, 2010). Un modelo estructural actualizado permitirá garantizar de manera confiable la

ubicación estratégica de nuevos pozos de petróleo. Es por ello que surge la necesidad de estudiar con más detalle las distintas estructuras que conforman esta área. De esta forma, se podría contribuir sustancialmente en la extracción y optimización de las reservas de petróleo de manera eficiente.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Cuenca del Lago de Maracaibo se caracteriza por tener una evolución tectónica compleja desde sus inicios y una producción petrolera muy importante para el desarrollo energético de nuestro país. Por tal motivo es necesario realizar estudios detallados de las diferentes estructuras geológicas que se encuentran asociadas a los numerosos eventos tectónicos que tuvieron lugar en la cuenca, y que marcaron una nueva era en búsqueda de mejores tecnologías para la extracción de hidrocarburos.

La información sísmica 3D ha abierto un mundo de posibilidades para caracterizar estructuralmente los yacimientos de petróleo, optimizando gradualmente la ubicación de los diferentes prospectos potenciales en el recobro de hidrocarburos con mejor precisión, proporcionando además nuevos modelos estáticos que han representado un gran avance para la extracción de las reservas de hidrocarburos remanentes en sitio, que anteriormente no podían ser extraídas debido a que no se contaban con modelos estructurales actualizados que brindaran la suficiente información sobre el área.

En este trabajo se asocian la geología de los yacimientos con la información adquirida en la sísmica 3D, dando una combinación de herramientas importantes para extraer un modelo estructural adecuado en el Campo Lagomar a nivel de la Unidad productora C-4 y poder puntualizar con más exactitud las deformaciones frágiles locales, representadas por un sistema de fallas complejo (debido a la alta deformación que fue sometida toda la cuenca), creando pequeños bloques estructurales donde podría existir entrapamiento de petróleo.

Cabe destacar que el Bloque I aporta el 70 % de la producción de petróleo del Campo Lagomar, tanto del Cretáceo como del Eoceno, proveniente de estructuras con un alto grado de complejidad, por lo que la construcción de este nuevo modelo estático mediante el análisis de atributos sísmicos 3D permitirá visualizar con más detalle las áreas potencialmente prospectivas limitadas por el componente estructural, disminuyendo el grado de incertidumbre que se tiene actualmente en el área, debido a

que no se cuenta con una actualización integrada de un modelo estructural ajustado a los eventos tectónicos naturales que ocurrieron en las diferentes edades geológicas de la cuenca y que pueden ser detectados mediante los datos sísmicos procesados y actualizados.

ANTECEDENTES

Los trabajos realizados referente a interpretaciones estructurales previas en el área del Campo Lagomar y sus alrededores fueron de gran aporte para la realización de este trabajo, ameritando mención:

- Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-6/9/21 Estudios Integrados-Lagomar. (2008). Fugro-Jason y PDVSA Exploración y Producción.
- Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-31/243/245 Estudios Integrados-Lagomar. (2009). Fugro-Jason y PDVSA Exploración y Producción.
- Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo. (2009). Elaborado por convenio PDVSA-PetroVietnam.
- Evidencias de Inversión Estructural a partir del reconocimiento de Estructuras complejas del tipo “Pop-Up” a lo largo de la falla transcurrente Lama-Icotea, en la región del Ático, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. (2009). Por: Ing. Alejandro Jaramillo.
- Interpretación sísmica estructural 3D de los Bloques I, II y XII, en la Cuenca del Lago de Maracaibo. (2011). Por: Ing. Gustavo Zerpa.
- Revisión del Modelo Estructural de la Formación Misoa (Eoceno) en las áreas marginales del Bloque I de la Unidad de Explotación Lagomar. (2008). Por: Ing. David Contreras.

OBJETIVOS

GENERAL

Desarrollar un Modelo Estructural de la secuencia eocena (Unidad C-4) utilizando la interpretación sísmica 3D basada en la información reprocesada del “Merge” del Campo de Explotación Lagomar al Norte del Bloque I (flanco este-oeste) de la Cuenca de Maracaibo, en un área aproximada de 230 Km², ajustada con la información proveniente de aproximadamente 350 pozos.

ESPECÍFICOS

1. Reconocer en las secciones sísmicas y en los check-shot (tiros de verificación) los niveles geológicos de interés, equivalentes a la Unidad C-4 (tope, base, arenas objetivo) y las discordancias del Eoceno y Paleoceno para un mejor ajuste sísmica-pozo a lo largo de la columna estratigráfica.
2. Definir el comportamiento, la orientación y la geometría de las fallas de la unidad productora C-4 del Eoceno.
3. Identificar fallas geológicas que puedan estar asociadas a trampas estructurales con posibilidad de acumulación de hidrocarburos, relacionada con los eventos tectónicos de la cuenca.
4. Establecer el estilo y la evolución estructural de la Falla Lama-Icotea, caracterizada como uno de los eventos estructurales relevantes dentro del área de estudio y de la Cuenca de Maracaibo.
5. Analizar los esfuerzos que dieron origen al fallamiento del área, asociados con la nueva interpretación estructural.
6. Analizar los atributos sísmicos con la finalidad de validar el modelo estructural y la elaboración de mapas en tiempo, velocidad, profundidad y de atributos para la Unidad C-4.

7. Identificar áreas con nuevas trampas potenciales.

UBICACIÓN Y LÍMITES DEL AREA DE ESTUDIO

La Cuenca Petrolífera de Maracaibo se encuentra ubicada al Noroeste de Venezuela, perteneciendo su producción petrolera estrictamente a territorio venezolano. Ésta se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del lago y los terrenos planos o suavemente ondulados que se encuentran a su alrededor y que de modo general pueden delimitarse de la manera siguiente: al oeste-noroeste por el piedemonte de la Sierra de Perijá, al Oeste-Suroeste por la frontera colombiana limitando puntualmente sobre el Río Guarumito (12,5 km), al sureste por el piedemonte andino desde el punto mencionado hasta el Río Motatán, al este-noreste por la zona del piedemonte occidental de la Sierra de Trujillo y una línea imaginaria dirigida al norte hasta encontrar la frontera del estado Zulia y Falcón. La extensión superficial de la Cuenca de Maracaibo está calculada en unos 50.000 km², la cual corresponde en su mayoría al estado Zulia y extensiones menores a los Estados Táchira, Mérida y Trujillo.

El área de estudio se encuentra ubicada al centro-norte de la Cuenca del Lago de Maracaibo, específicamente en el Bloque I de la Unidad de Explotación Lagomar (Flanco Este y Oeste). Dicha Unidad esta conformada por 3 bloques de producción petrolera: Bloque I, II y XII, abarcando una superficie de 420 km² aproximadamente. En particular se hizo énfasis en la interpretación estructural del norte del Bloque I a nivel de la unidad C-4 cubriendo una superficie aproximada de 230 km², lo cual es un área suficiente para modelar el componente estructural local del área de estudio. El Flanco Este y Oeste están separados por la Falla Lama-Icotea. La Figura 1.1 muestra la posición de la Cuenca del Lago de Maracaibo, los distintos campos petroleros asociados y el área de estudio en el recuadro derecho.

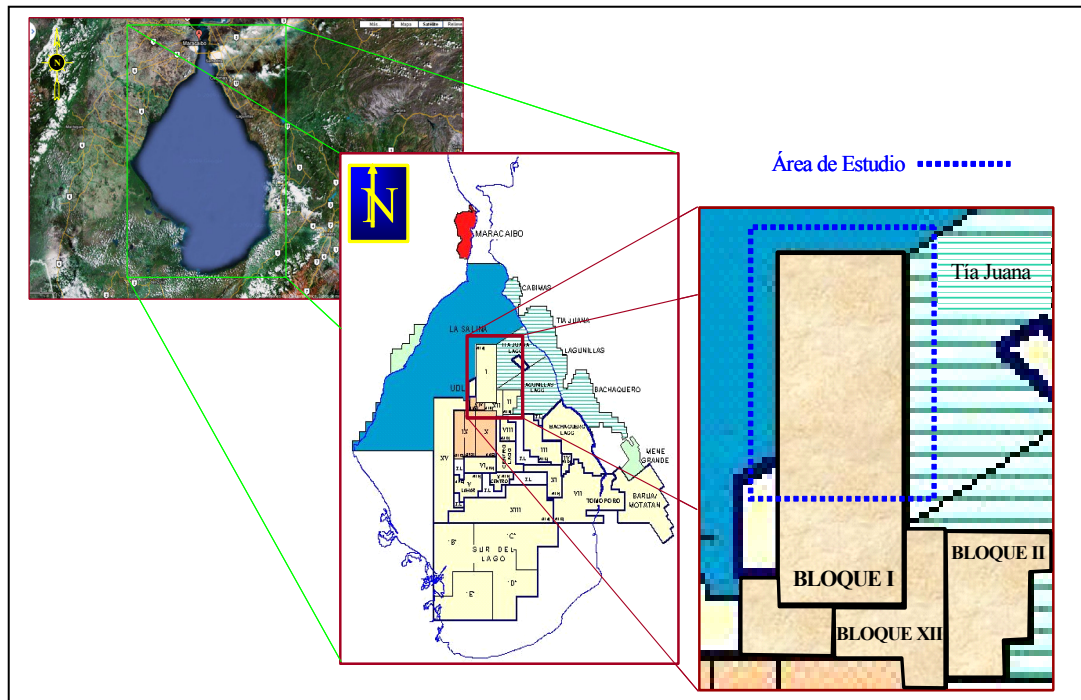


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la cuenca del Lago de Maracaibo con los campos de producción petrolera en el Bloque I y el área utilizada para la interpretación estructural. Tomado del Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos. PDVSA Exploración y Producción (1999).

Los límites del levantamiento sísmico de la Unidad Lagomar se ubican al Norte con el Campo la Salina, al Este con Tía Juana Lago, al Sur con Lagomedio y al Suroeste con el Bloque UD-Lama arrojando una extensión superficial de 400 km². Esta cubierto entre las líneas sísmicas “Inline” 30-1176 y las trazas sísmicas “Crossline” 27-993, con un intervalo de tiempo vertical entre 500-4500 ms, lo cual permite visualizar los datos en tiempo entre el Mioceno al Cretáceo. Estas líneas y trazas sísmicas se encuentran separadas entre sí por una distancia de 30 m cada una. Este levantamiento incluye toda la Unidad de Explotación Lagomar (Bloques I, II y XII).

En la imagen de la Figura 1.2, se puede apreciar los límites del levantamiento sísmico y la zona donde esta enmarcada toda la interpretación del área de estudio. Los límites de los bloque de producción están representados por líneas en color azul, la línea en negro se refiere a los limites del levantamiento sísmico, mientras que los

círculos del mismo color se refieren a los Shotpoints o Puntos de Tiros. El área de estudio se demarcó en líneas punteadas en color rojo de forma aproximada.

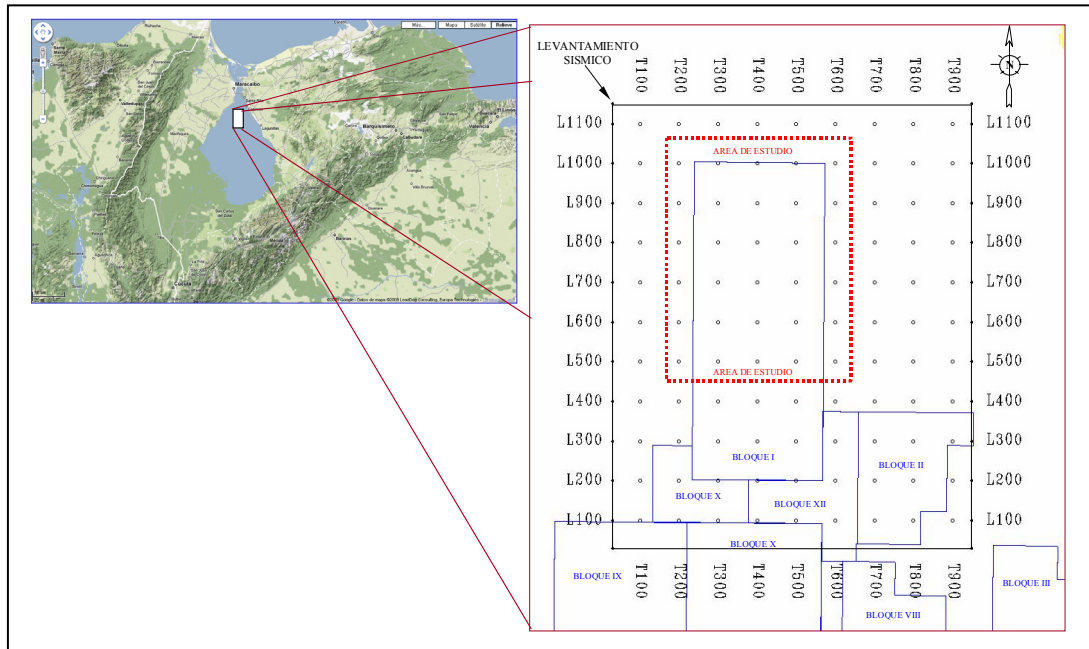


Figura 1.2. Mapa de ubicación del levantamiento sísmico de la Unidad de Explotación Lagomar en conformidad con cada uno de sus bloques de producción (I, II y XII) y los límites con los campos más cercanos. Tomado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo. PDVSA Exploración y Producción (1999).

CAPÍTULO II

MARCO TEORICO DE LA CUENCA DE MARACAIBO

2.1. Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo

2.1.1. Geología Regional. Breve síntesis histórica

La evolución tectónica y geológica de la Cuenca de Maracaibo ha sido reconocida como compleja debido al desarrollo de los diferentes eventos geológicos y estructurales que se originaron desde sus inicios (Orogénesis Herciniana) hasta el presente; por esta razón la caracterización de los yacimientos de hidrocarburos en su interior es considerado un gran reto para los diferentes estudios dentro y fuera de la industria petrolera.

Entre las estructuras tectónicas más importantes que delimitan los alrededores de la Cuenca de Maracaibo se encuentran la falla de Boconó en los Andes de Mérida, la falla de Santa Marta en Colombia y la falla de Oca en la parte norte de la cuenca formando un triángulo conocido como Bloque de Maracaibo, el cual se muestra en la Figura 2.1.

En un principio el norte de Suramérica registró una apertura continental (“rift”) en el Jurásico-Tardío entre el sur de Norteamérica y el Bloque de Yucatán, seguido por una subsidencia prolongada de margen pasivo durante el Cretáceo (Pitman, 1978; Pindell y Barrett, 1990; Bartok, 1993; Müller et al., 1999; Mann, 1999a). Este margen pasivo fue interrumpido por la colisión oeste-este del Arco del Caribe con el margen pasivo en el Cretáceo-Tardío en Colombia (Lugo y Mann, 1995); en el Paleógeno en la región de la Cuenca de Maracaibo (Pindell y Barret, 1990; Bradley y Kidd, 1991; Lugo y Mann, 1995); y en el Neógeno en el este de Venezuela y Trinidad (Erlich y Barrett, 1992; Babb y Mann, 1999; Di Croce et al., 1999).

La presencia de estos grabenes jurásicos por debajo de las rocas cretácicas influenciaron marcadamente en la evolución tectónica de la cuenca. Se asumió que

luego de una etapa de relativa calma tectónica durante el Cretáceo y el Paleoceno, volvía una fase tensional durante el Eoceno, la cual habían reactivado los antiguos grabenes y semi-grabenés jurásicos. Sin embargo, si bien la fase tensional del Jurásico ofrecía un ambiente adecuado para la formación de grabenes tipo “rift”, durante el Eoceno tuvo lugar la colisión oblicua de la Placa del Caribe y la de Suramérica, lo cual favorecía más bien la presencia de una fase compresional en dirección NO-SE. Este esquema se complica con la llegada de las Napas de Lara al Bloque de Maracaibo, causando la formación de una cuenca antepaís (foreland) (Crampton y Allen, 1995). El modelo propuesto por Bueno (1995), está enfocado en una deformación compresiva en sentido NO-SE asociado con un modelo tensional en sentido opuesto, considerando dicha cuenca eocena como una cuenca antepaís, perisural y sinorogénica, cuya antefosa está situada en la parte NE del Bloque de Maracaibo y su alto periférico, tanto en la parte central del Lago de Maracaibo actual, como en la parte noroccidental de la cuenca.

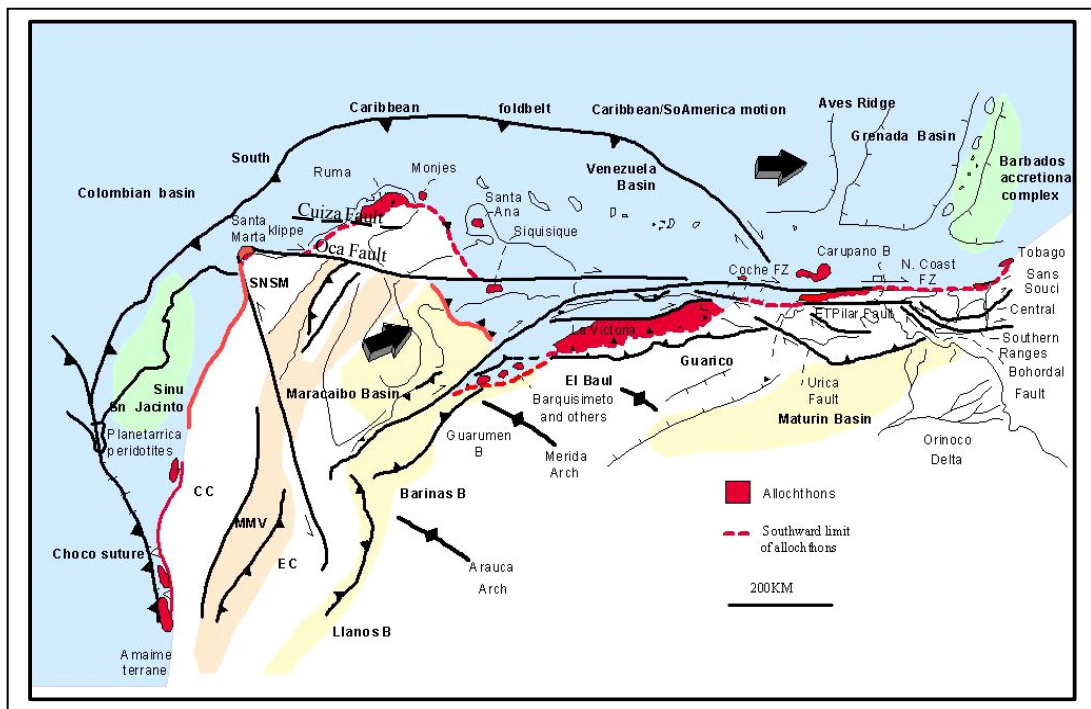


Figura 2.1. Mapa de ubicación de la cuenca del Lago de Maracaibo limitada por el bloque triangular de fallas estructurales: al norte por la falla de Oca, al sur por la falla de Boconó y al oeste por la falla de Bucaramanga. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

La deformación en dirección NE-SO es mayormente tensional, mientras que en la dirección NO-SE, una fase de deformación compresional causó el acortamiento tectónico e inversión estructural. El modelo compresional propuesto por Bueno (1995) está basado en el acortamiento, el cual produjo la propagación de corrimientos a lo largo de los bordes de las estructuras tensionales previas, es decir, de los antiguos grabenes y semi-grabenés jurásicos de orientación NNE-SSO a NS, lo cual contribuyó a la generación de espacio en sus flancos deprimidos.

Cabe destacar que los bloques limitados por las fallas principales (Oca, Bucaramanga y Boconó, Figura 2.1) experimentaron una rotación horaria, lo cual provocó transcurrancia sinistral a lo largo de las fallas principales, tal es el caso de la falla Lama-Icotea, caracterizada como uno de los eventos tectónicos más importantes de la cuenca (Bueno et al., 1993). Dentro de la influencia compresional también existe un sistema de eventos tensionales que representan una serie de fallas normales de rumbo mayormente ONO-ESE. El modelo tensional así originado se debe a la cuenca antepaís instalada en el Bloque de Maracaibo, luego de la llegada de las napas de Lara (Stephan, 1977) en su parte nororiental. La carga de la napas provocó ajustes isostáticos regionales que se observan en forma de pliegues flexurales, causando así el combamiento de los estratos y favoreciendo al fallamiento normal, cuyo rumbo va cambiando de NNO-SSE, en la parte noroccidental de la cuenca, a ONO-ESE, en la parte central del lago, y E-O a ENE-OSO al sureste de la cuenca. Las fallas normales forman estructuras escalonadas del tipo dominó o denominadas comúnmente en “échelon”; éstas pueden verse como ejemplo en la Figura 2.2 de la interpretación sísmica del área sur del Bloque V de la Unidad de Explotación Lagocinco de la Cuenca de Maracaibo.

Por otro lado, la Cuenca de Maracaibo es la cuenca petrolífera más importante de Venezuela, donde su roca madre por excelencia es la Formación La Luna de edad Cretáceo Tardío, cuyas facies se extendieron por toda Venezuela Occidental hasta la región de Colombia (Castillo y Mann, 2006a). Podemos recalcar que se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en los grupos Cogollo (Miembro

Machiques de la Formación Apón) y Orocuere. El volumen de sedimentos de dicha cuenca se encuentra en el orden de 250.000 km³ con un espesor máximo de sedimentos de 11.000 m entre el Cretácico y Post-Cretácico. Según las actividades de exploración y posterior producción, se han descubierto unos 40 campos petrolíferos, entre los cuales 8 de ellos se pueden considerar como gigantes, estimándose una producción individual final de 500 millones de barriles provenientes también de unos 700 yacimientos activos (Escalona, 2003).

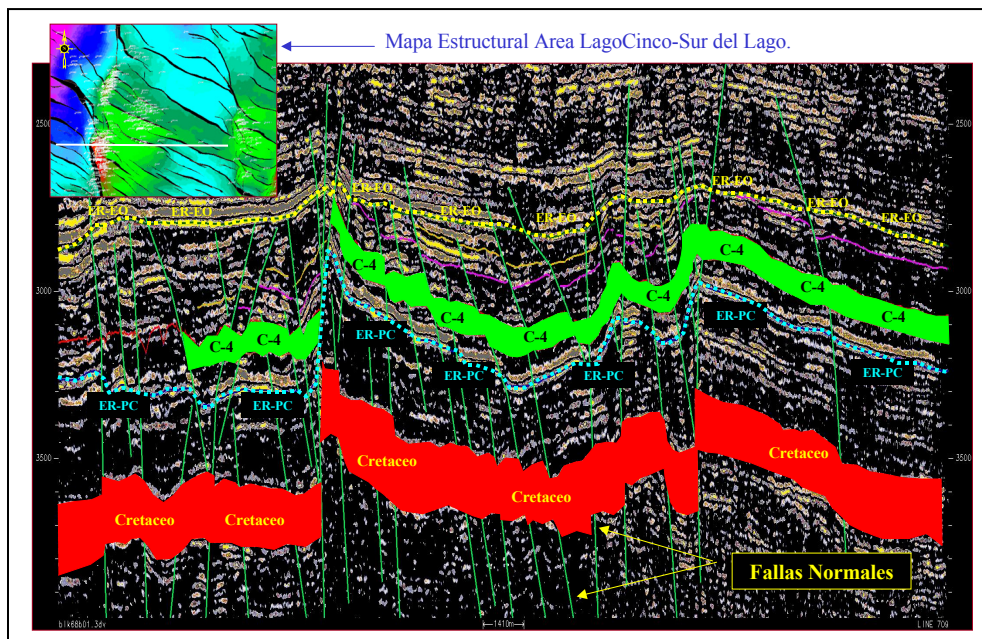


Figura 2.2. Línea sísmica 709 en dirección O-E del Modelo Estructural Compresivo-Extensional del Bloque V de la Unidad de Explotación Lagocinco ubicado en la región central del Lago de Maracaibo. Tomado del Análisis Sísmico-Estructural de Estudios Integrados Lago-Norte y Lago-Sur de la Unidad de Explotación Lago-Cinco (2008).

El petróleo fue generado, migrado y acumulado en diversos pulsos siendo el más importante el ocurrido en el levantamiento andino. Las principales rocas yacimiento clásticas son las formaciones Río Negro y Aguardiente (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador-Misoa (Eoceno), Lagunillas y La Rosa (Mioceno). Las calizas (fracturadas) del Grupo Cogollo (Cretáceo-Temprano) constituyen los yacimientos carbonáticos más relevantes, mientras que los sellos regionales más importantes son las Formaciones Colón (Cretáceo-Tardío) y Paují del Eoceno

(Escalona y Mann, 2006c). Localmente, los sedimentos depositados a nivel del Eoceno representan sellos importantes para la acumulación de petróleo, combinado con la formación de diferentes estilos estructurales a través de toda la columna estratigráfica (Escalona y Mann, 2006c).

Por otra parte, las invasiones y regresiones marinas fueron determinantes para la sedimentación, tanto de rocas madres generadoras de hidrocarburos como de recipientes adecuados para almacenarlos, y como resultado de varios periodos de orogénesis y epirogénesis que produjeron las trampas adecuadas para retenerlos hasta los momentos actuales (Escalona y Mann, 2006c).

La colisión oblicua entre la Placa del Caribe y el noroeste de la Placa de Suramérica durante el Paleoceno-Tardío y el Eoceno produjo una cuña paleógena compleja de sedimentos clásticos y terrenos acrecionales en el noreste de la Cuenca de Maracaibo (Kellogg, 1984; Lugo, 1991; Audemard, 1991a; Parnaud et al., 1995; Mann, 1999b). Esta colisión oblicua diacrónica de oeste a este, modificó severamente la configuración de los sistemas depositacionales del margen pasivo de Suramérica. La Cuenca de Maracaibo formó un espeso depocentro al NNO de la cuenca actual. La configuración de las rocas sedimentarias Post-Eocena fue influenciada por el levantamiento de las principales serranías desde el Oligoceno hasta el presente, donde se incluyen los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá.

La Figura 2.3 ilustra la configuración geológica actual de la Cuenca de Maracaibo, siendo esta una depresión intra-montañosa alongada y limitada por los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá con rumbo N45°. Mann, (1999a) propone varios ejemplos de fallas de desgarramiento o fallas transcurrentes producto de la colisión del Arco del Caribe con el continente. Él utiliza el término “rampa lateral” para describir rasgaduras entre las partes colisionadas y no colisionadas de la franja de corrimientos plegada y diacrónica del Circun-Caribe.

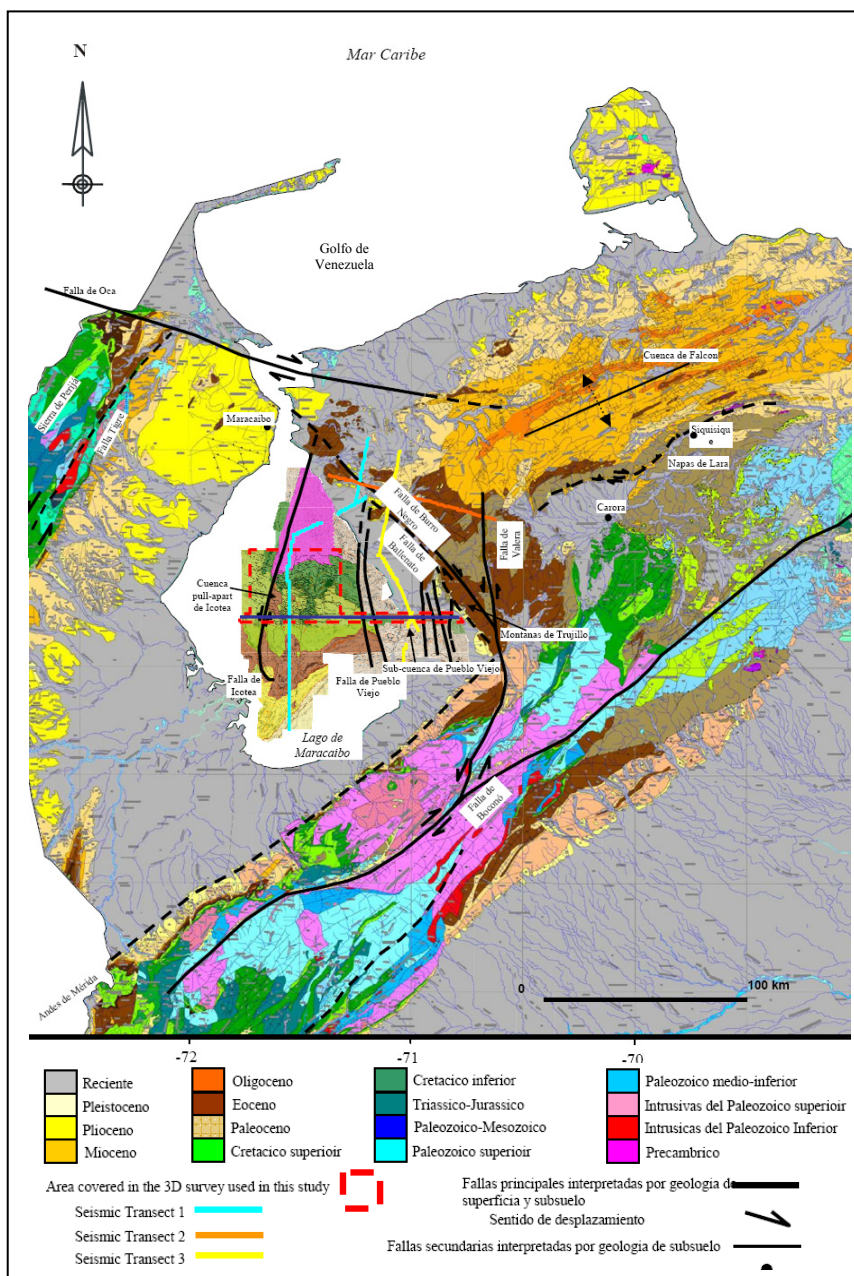


Figura 2.3. Mapa geológico actual de superficie de la región de la Cuenca de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).

Los Andes de Mérida limitan la cuenca hacia el sur y su eje topográfico está controlado por la falla de Bocono, interpretada como una falla transcurrente dextral (Kellogg, 1984). La falla de Oca también es interpretada siguiendo el mismo patrón de movimiento que la falla de Boconó, la cual se acomoda (Falla de Oca) entre 20 a

100 km aproximadamente de deslizamiento lateral desde el Oligoceno hasta el presente (Rod, 1956; Kellogg, 1984). Hacia el este, la depresión de Maracaibo es limitada por la serranía de Trujillo, ubicadas al este de las fallas de Burro Negro y Ballenato. Estas fallas tienen rumbo NO-SE y terminan cerca de la falla de Valera. Hacia el este de la serranía de Trujillo, están las Napas de Lara, las cuales forman un anticlinorio con rumbo NE-SO (Stephan, 1977, Kellogg, 1984, Mathieu, 1989). Las Napas de Lara están compuestas por areniscas y arcillas paleocenas y eocenas, olistolitos ígneos y bioclásticos de edad cretácica (Mathieu, 1989). El análisis del campo de esfuerzo (Kellogg, 1984) revela que el occidente de Venezuela está sometido a acortamiento en la dirección NO-SE como resultado de la convergencia entre las placas del Caribe y Suramérica.

La Figura 2.4A muestra el mapa topográfico y batimétrico en el cual se observan las 6 franjas tectónicas del margen norte de Suramérica (Stephan, 1985, Babb y Mann, 1999 y Escalona, 2003). Del 1 al 6 se identifican como: 1) Cuenca de Venezuela, 2) Alto de Aves, 3) Cuenca de Granada, Cuenca Volcánica de Bonaire, Cuenca de Falcón, 4) Arco Volcánico Antillas Menores, Cordillera de la Costa, 5) Cuenca de Tobago-Cuenca de Carúpano, 6) Prisma acrecionario de Barbados, Sub-Cuenca de Maturín y Guarico y la Cuenca de Maracaibo con las principales cuencas sedimentarias durante el Cenozoico, fallas de corrimiento principales, rampa laterales y fallas transcurrentes formadas durante la colisión oblicua entre las placas del Caribe y Sur América. Se muestran también las rampas laterales principales: A) Falla de Burro Negro; B, C y D) rampas laterales de la Cordillera de la Costa; E) Falla de Urica; F) Fallas de San Francisco; G) Falla de el Soldado; y H) Falla de Los Bajos. La sección de la Figura 2.4B muestra una imagen de gravedad por satélite donde se indican las seis franjas tectónicas y rampa de profundidad del basamento y los principales depocentros de rocas sedimentarias cretácico-cenozoicas (Escalona, 2003).

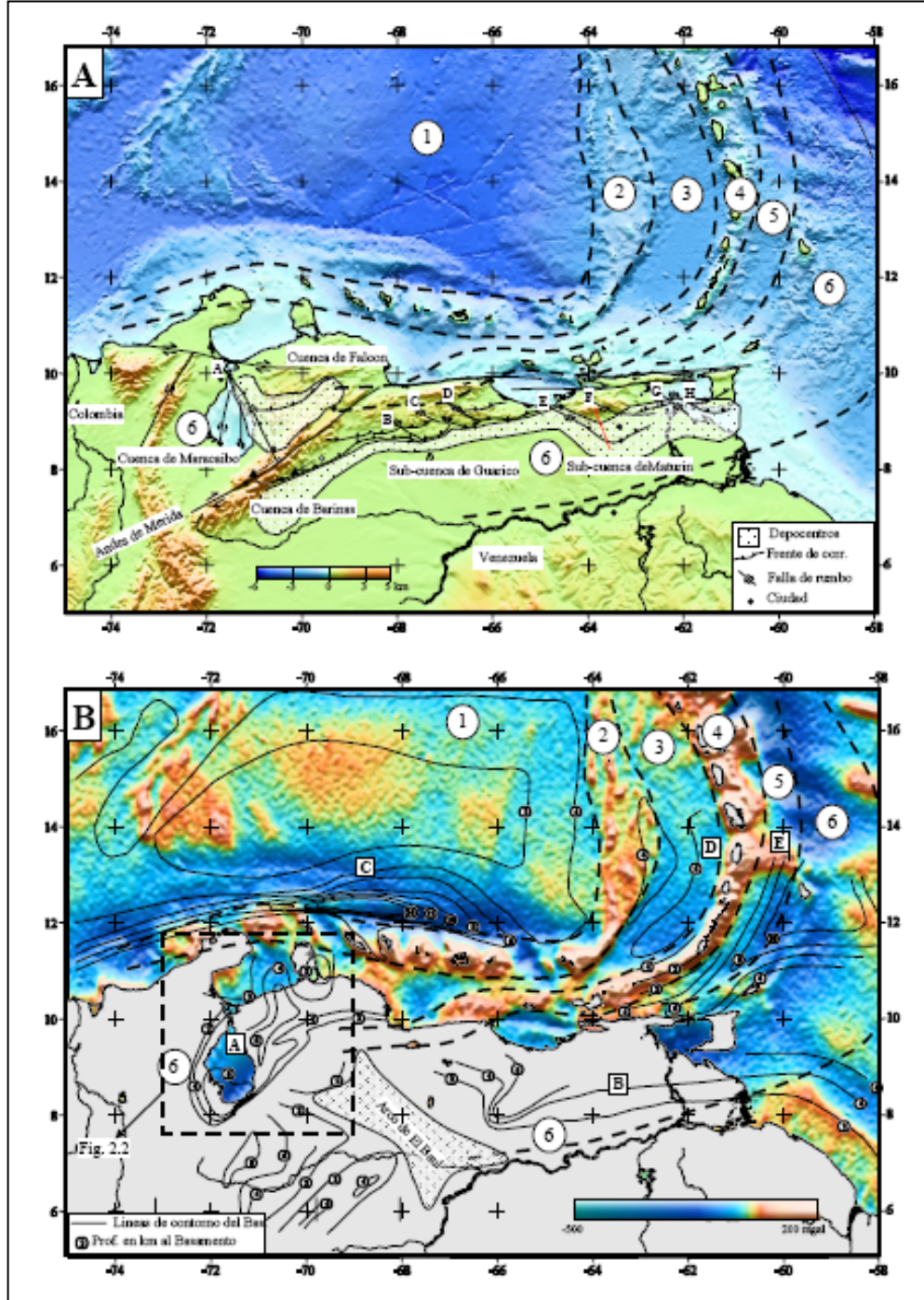


Figura 2.4. A) Mapa topográfico y batimétrico de la tectónica del margen Norte de Suramérica. (Modificado de Stephan, 1985 y Escalona, 2003). B) Imagen de gravedad por satélite con las seis franjas tectónicas y mapa en profundidad del basamento y de los principales depocentros de rocas sedimentarias cretácicas-cenozoicas. Tomado de Escalona (2003).

2.1.2 Tectónica de Placas

La cuenca de Maracaibo es dominada por las interacciones del Mesozoico-Cenozoico entre las placas de Norteamérica, Suramérica, Caribe y Nazca. La cuenca registra la evolución desde la separación y apertura tipo rift entre Norteamérica y Suramérica durante el Jurásico, seguido por la migración de la placa del Caribe a su posición actual desde el Paleoceno Tardío (Lugo y Mann, 1995).

La mayoría de los investigadores aceptan que la región del Caribe se origino en el Pacífico Oriental y fue transportada a su posición actual entre las placas de Norte y Suramérica a lo largo de desplazamientos de fallas transcurrentes y zonas de subducción oblicua (Pindell y Barrett, 1990; Mann, 1999a). La edad de la deformación colisional y el solapamiento sedimentario entre la placa del Caribe y el margen pasivo del sur de Norteamérica y el norte de Suramérica es diacrónico, con una deformación más antigua de edad cretácea temprana-paleocena en el Oeste de Colombia, y la península de Yucatán en México, y una deformación más joven del Oligoceno-Reciente en el este y noreste de Suramérica.

Se ha considerado notoriamente que el mayor pulso de deformación de subsidencia tectónica inducida en el margen central y oriental de la Cuenca de Maracaibo ocurrió durante la colisión oblicua entre la placa del Caribe y Suramericana (Pindell y Barrett, 1990; Lugo, 1991; Lugo y Mann, 1995; Castillo, 2001). Anterior al evento colisional, el margen era un margen pasivo, caracterizado por subsidencia termal lenta posterior a la apertura tipo rift jurásica entre Norte y Sur América, interpretada por la presencia de rocas tipo rift en la Cuenca de Maracaibo (Audemard, 1991a; Lugo, 1991; Lugo y Mann, 1995; Roure et al., 1997). La Figura 2.5 muestra los detalles de las diferentes placas tectónicas al norte de Suramérica y las provincias corticales en la región del Caribe. La Figura 2.6 señala el movimiento relativo de los bloques de placas al norte de Suramérica mediante análisis vectorial y sistemas de cálculos por GPS (Perez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002; Backé et al., 2006).

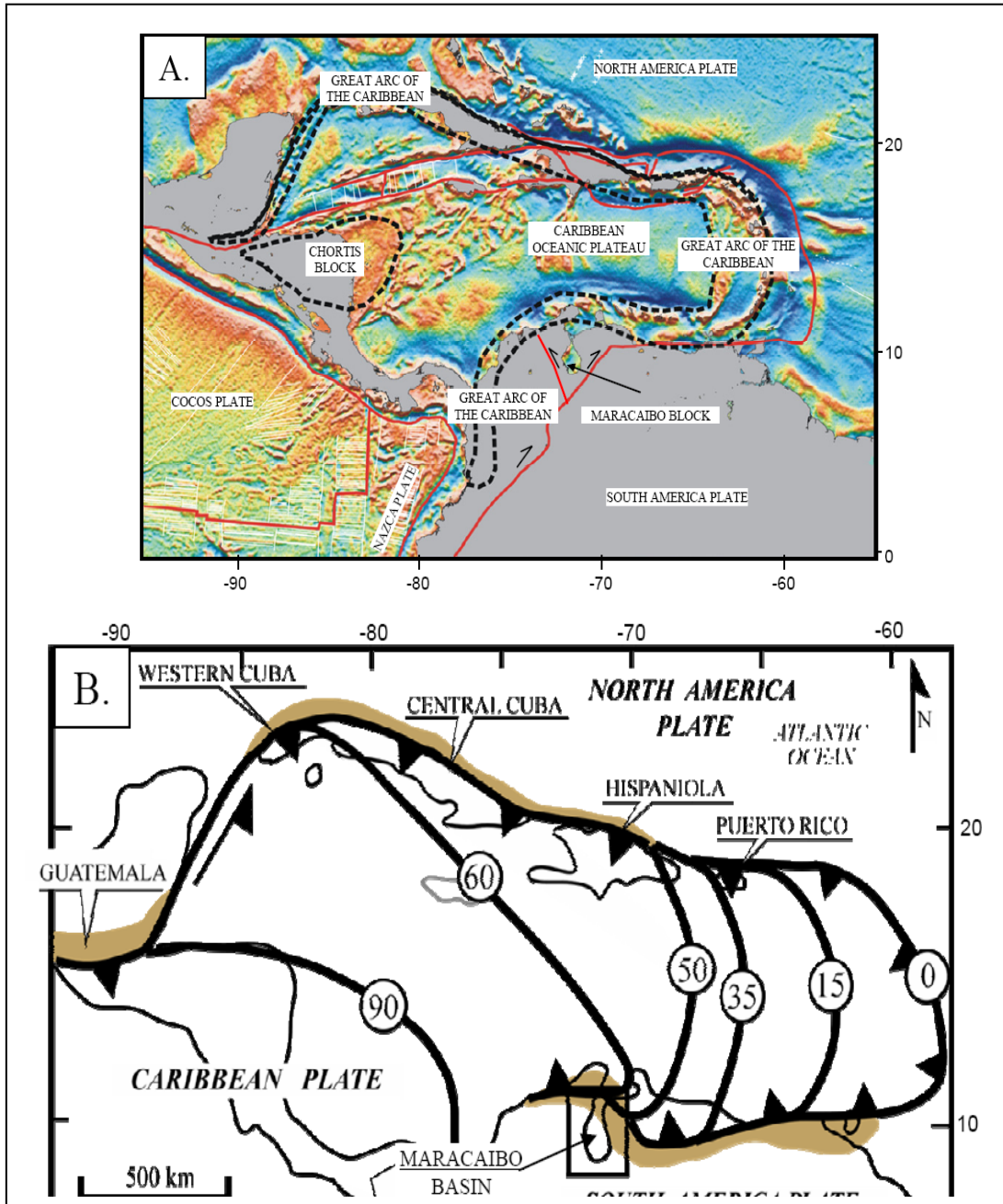


Figura 2.5. A) Provincias corticales en la región del Caribe. B) Posición inferida del frente del Gran Arco (los números indican millones de años): 90 Ma-Cretáceo Tardío; 60 Ma-Paleoceno; 50 Ma-Eoceno; 35 ma-Oligoceno; 15 ma-Mioceno; 0 ma-Reciente. Modificado de Lugo y Mann (1995).

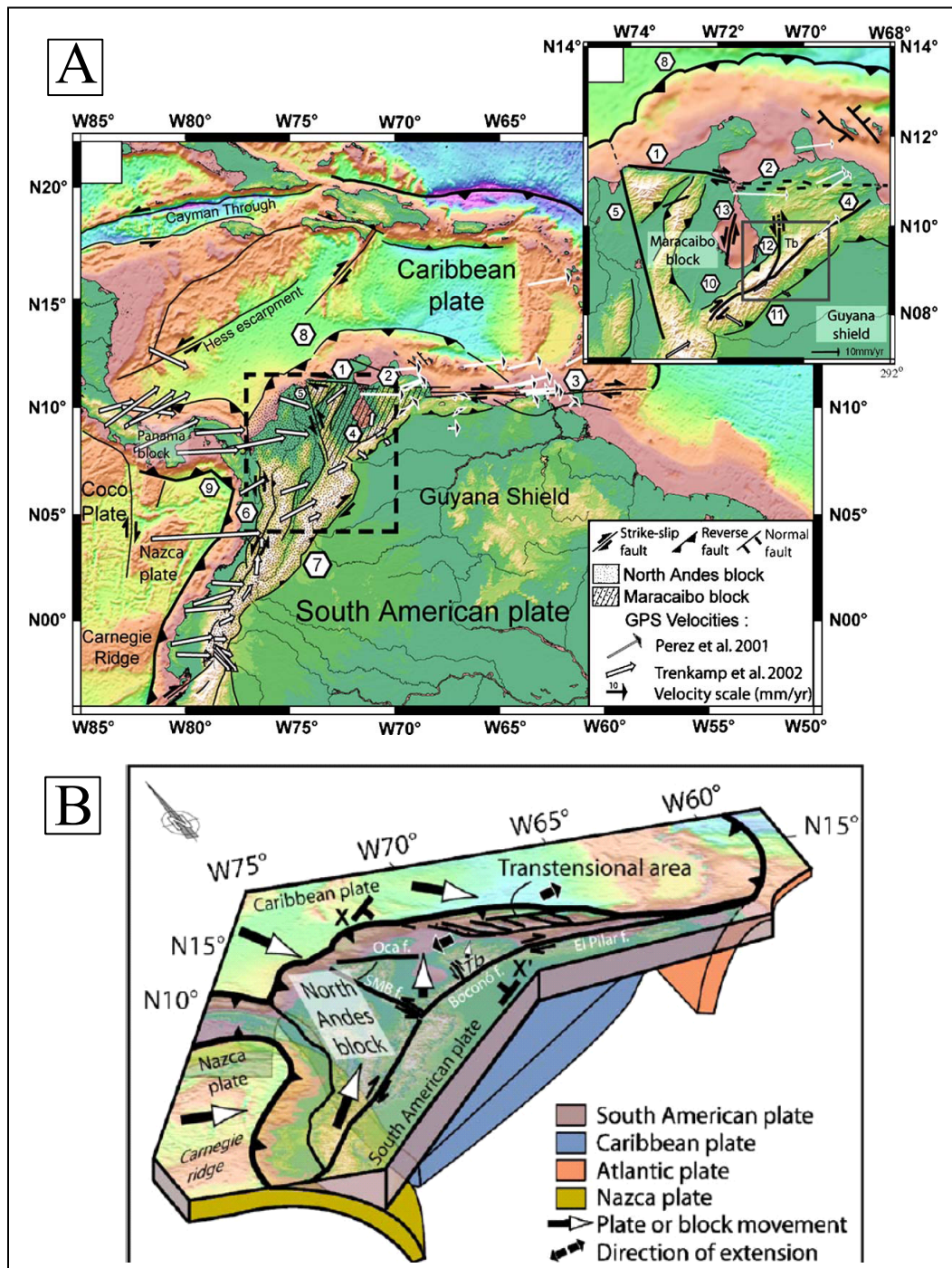


Figura 2.6. A) Movimiento relativo de las velocidades tomadas por GPS de placas tectónicas que interactúan en la región entre Norteamérica, Suramérica y la Cuenca del Lago de Maracaibo. B) Sistema de subducción de las placas. Tomado de Backé et al. (2006).

2.1.3. Pre-Triásico

El Pre-Triásico de la Cuenca de Maracaibo se puede dividir en dos provincias tectónicas:

- 1.- Sierra de Perijá-Urdaneta y
- 2.- Lago Centro-Flanco Norandino.

La línea divisoria entre las dos provincias sería la zona de falla de Icotea/Urdaneta (Figura 2.7) que pudiera representar la línea de sutura entre Laurasia y Gondwana durante la convergencia permo-carbonífera (Bartok, 1993). Es importante destacar que las diferencias existentes entre las dos provincias habrán de ejercer un control significativo sobre la deformación posterior en la cuenca.

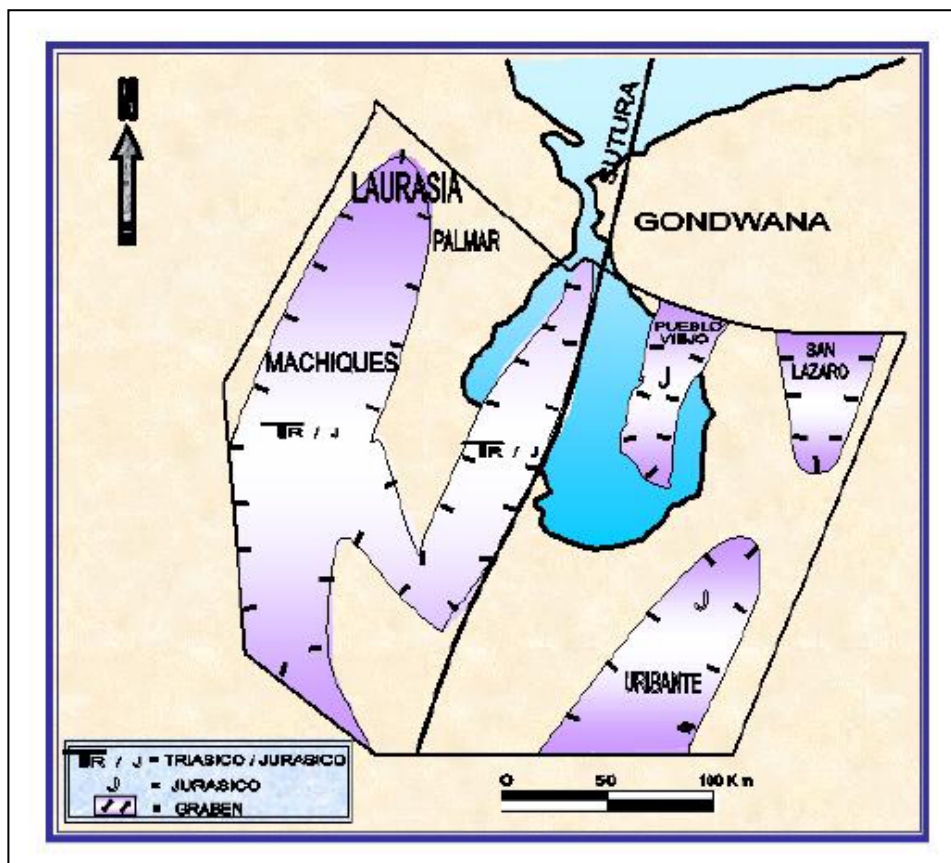


Figura 2.7. Configuración y distribución del rift Triásico-Jurásico en la Cuenca de Maracaibo junto a la zona de sutura de la falla Lama-Icotea. Tomado de Meléndez et al. (1996).

Para este período donde se involucra la Orogénesis Herciniana o evento tectono-termal permo-triásico (225 m.a.) se desarrolló un metamorfismo y el plagamiento andino, intrusiones ígneas, formación del Arco de Mérida y el levantamiento de la región central del Lago de Maracaibo precursora de la subsiguiente Plataforma de Maracaibo. El borde continental se levanta produciendo retirada general de los mares de Venezuela Occidental. Se fija además los caracteres petrológicos del mayor porcentaje de rocas que se encuentran actualmente en el substrato de la Cuenca del Lago Maracaibo.

Desde el punto de vista geológico, las rocas paleozoicas representadas en esta época (Pre-Triásico) se agrupan en terrenos autóctonos o alóctonos a Suramérica. La cuenca del Lago de Maracaibo se encuentra conformada principalmente por terrenos alóctonos que se soldaron al autóctono del Paleozoico-Inferior, durante el Ordovícico-Silúrico. Aquellos donde hay rocas paleozoicas y que se adosaron en el Paleozoico-Inferior, se reconocen ahora como parte del basamento de los terrenos incorporados durante la historia tectónica del Caribe. Como parte de la historia de la acreción del alóctono del Paleozoico Superior contra el Inferior (previamente suturado), se reconocen rocas graníticas producto de la subducción por debajo del borde norte de la Placa Suramericana. La Figura 2.8 representa el mapa de terrenos alóctonos en el Norte de Suramerica donde se evidencia también la presencia de rocas precámbricas, y la Figura 2.9 muestra también los terrenos aloctonos de rocas paleozoicas suturados secuencialmente a la cuenca autóctona del Paleozoico-Inferior, durante el Ordovícico-Silurico, durante el Carbonífero, y desde finales del Mesozoico hasta el presente.

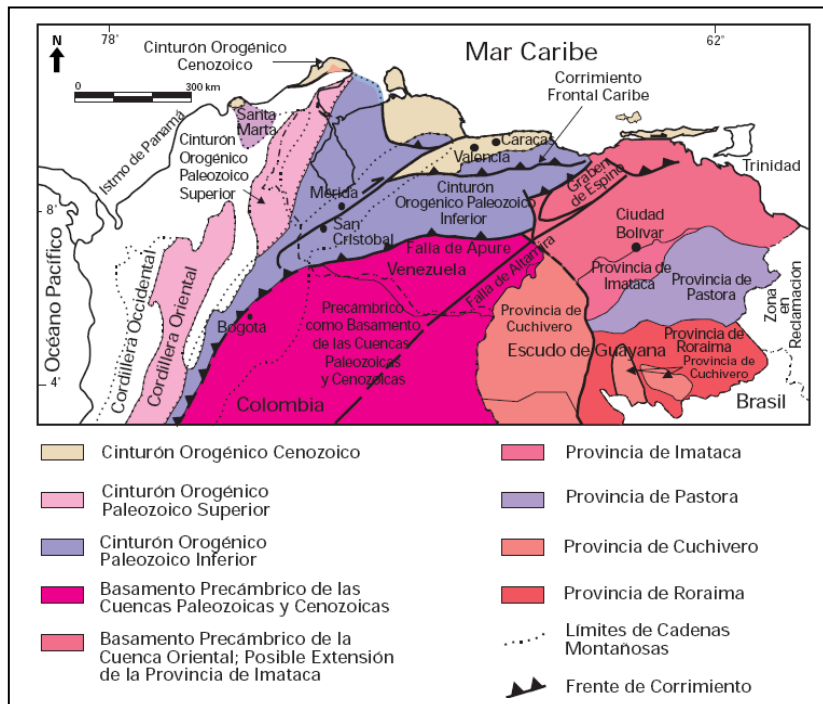


Figura 2.8. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica donde existen rocas precámbricas (Modificado de Angulo, 2006. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

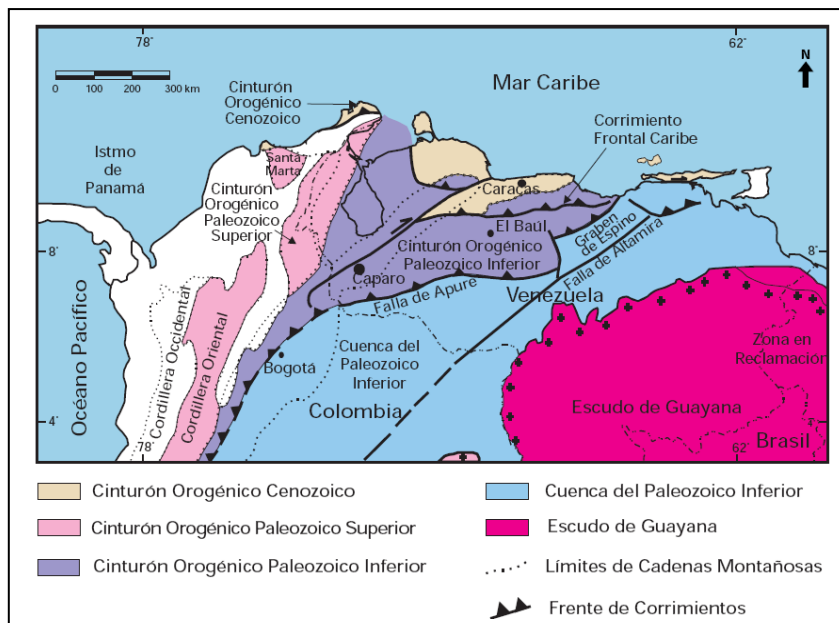


Figura 2.9. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica donde existen rocas paleozoicas Modificado de Angulo, 2006. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

2.1.4. Rift Triásico-Jurásico.

Luego de la convergencia del Pérmico, se inició una etapa de relajamiento y dos fases de *rifting* con sus capas rojas en la región de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Ésta se inicia en el Triásico y continúa hasta el Jurásico-Superior. El *rifting* jurásico se debe tanto a la apertura del Océano Atlántico, como a la extensión de la zona de retroarco, al este de la Cordillera Central colombiana la cual comenzaba a formarse (Castillo y Mann, 2006a). Los *rifting* triásicos-jurásicos se limitan a la zona de Machiques (Perijá), Centro del Lago (Urdaneta, Rosario) y Uribante-San Lázaro (Andes). Varios autores han sugerido la presencia de un cuarto *rift* al este de la falla de Pueblo Viejo basado en la historia termal de la región (Bueno, 1995). Este no ha sido confirmado por pozos, pero en el área de Ceuta se observan reflectores sísmicos semejantes a los de Urdaneta por lo que no se descarta la posibilidad de este rift pre-cretáceo.

La Figura 2.9 muestra la distribución de las rocas jurásicas en Venezuela y dentro de la Cuenca de Maracaibo. Estas rocas no presentan evidencias concretas, sólo las volcánicas de la Sierra de Perijá (La Ge) y Guacamaya (El Baúl) que antecedieron a la sedimentación de las capas rojas de la Formación La Quinta; esta última equivalente a las volcánicas de El Totumo en Perijá y a todo el proceso de expansión que estuvo relacionado a la apertura del Golfo de México o Proto-Caribe.

De manera general el rift de Pangea produjo varios tipos de estructuras importantes en las cuencas petrolíferas de Venezuela y que influyeron notoriamente en su evolución, sobre todo en la Cuenca de Maracaibo. La apertura del Proto-Caribe indujo el desarrollo de valles de extensión o grabenes (Figura 2.10) con una tendencia noreste, en los que se incluyen los grábenes de los Andes, Perijá y el del Lago de Maracaibo. Todos estos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas, existiendo evidencia de ello en las penínsulas de La Guajira (grupos Cojoro y Cocinas), en la Formación La Quinta (Occidental) e incluso en el subsuelo de la Cuenca Oriental (Formación Ipire).

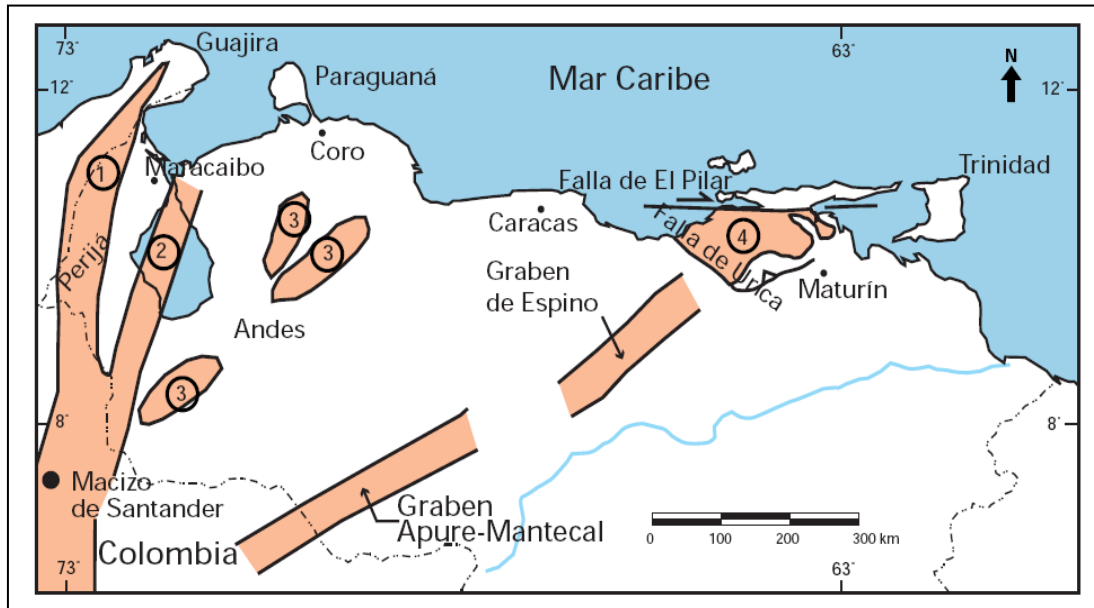


Figura 2.10. Rocas jurásicas en Venezuela. (1) Aflorando en la Sierra de Perijá, (2) parte del basamento en la cuenca de Maracaibo, (3) los Andes, (4) Cuenca de Barinas-Apure y Oriental. Modificado de Bartok (1993); Lugo y Mann (1995).

Por otra parte, se ha considerado en algunos estudios en la Cuenca de Maracaibo (Ghosh et al., 1996) que existen tres aspectos relevantes del sistema *rifts*:

- 1.- Las fallas de borde de los *rifts* persistieron como zonas de debilidad a través del tiempo y controlaron la sedimentación preferencial en las depresiones, como puede verse en la Figura 2.11 de forma tridimensional.
- 2.- La presencia de los *rifts* triásico-jurásico tendrán un impacto significativo sobre la historia termal en la cuenca en las áreas afectadas, ya que las zonas de *rift* son áreas de alto flujo de calor.
- 3.- En las mencionadas zonas se observan grandes rasgos de inversión, entre los cuales están los levantamientos perijanero, andino y los asociados con las fallas de Icotea y Pueblo Viejo.

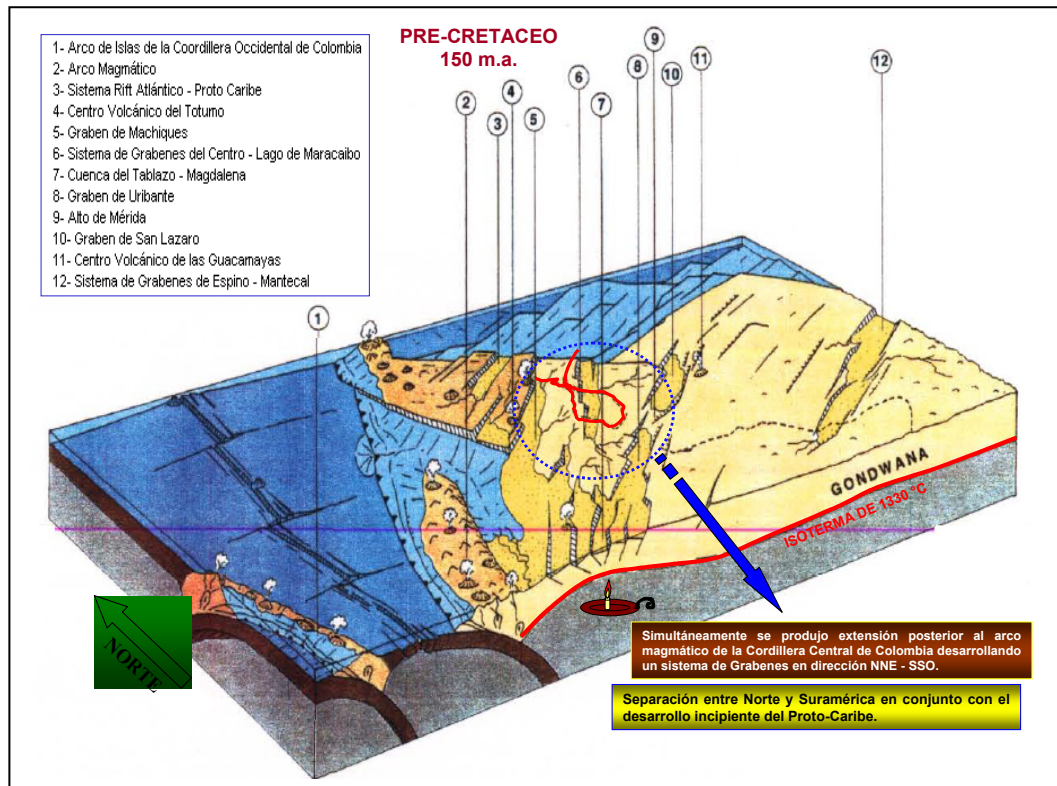


Figura 2.11. Imagen tridimensional del sistema de rift Jurásico en la Cuenca de Maracaibo (círculo punteado en azul) y sus alrededores. Modificado de Cuenas Petrolíferas de Venezuela (2007).

2.1.5. Jurásico-Cretácico. Tectónica de Retro-Arco y Margen Pasivo

Posteriormente al inicio de la separación de Norteamérica y Suramérica en el Jurásico, la costa del Pacífico de Colombia pasó de ser, un margen pasivo, a uno activo. Como consecuencia de la subducción en la costa del Pacífico, ocurre el levantamiento de la Cordillera Central de Colombia. Al este de la Cordillera Central se desarrolló una cuenca de retroarco (*backarc basin*) con un relleno de clásticos continentales. Durante el Jurásico-Tardío y Cretáceo-Temprano, la Cuenca de Maracaibo formó parte del retroarco (Figura 2.12). Sin embargo, debido a su ubicación relativamente distal con respecto al eje del retroarco, la sedimentación cretácea en la Cuenca de Maracaibo es más parecida a la de un margen pasivo tal como en Venezuela Oriental (Lugo y Mann, 1995). En este margen pasivo se

desarrolla la sedimentación de la secuencia cretácea que va desde la Formación Río Negro hasta el Grupo Cogollo, alcanzando su máximo nivel de paleobatimetría durante la sedimentación de la Formación La Luna, y luego se someriza hasta el Paleoceno cuando se desarrolla una gran plataforma carbonática sobre la cual se depositaron las formaciones Guasare y Marcelina.

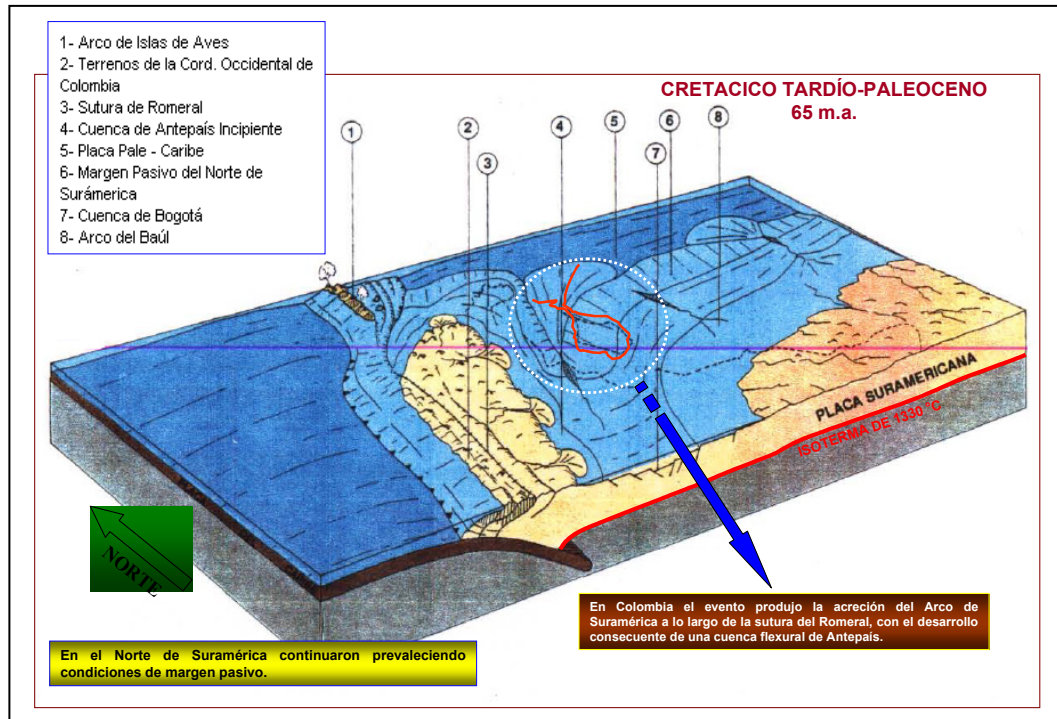


Figura 2.12. Imagen tridimensional de la tectónica de Retro-Arco y Margen Pasivo en la Cuenca de Maracaibo (circulo punteado en blanco). Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

Antes del periodo Coniaciano, el rifting jurásico-tardío entre Norte y Sudamérica fue creando 1.800 kilómetros de ruta marítima entre el Norte y América del Sur, la cual es comúnmente conocido como la “Ruta marítima del Proto-Caribe” (Pindell y Barrett, 1990; Bartok, 1993). El margen pasivo del norte de América del Sur se caracteriza por una amplia plataforma mixta de carbonatos en la que se depositaron una extensa plataforma de grano fino, y rocas ricas en materia orgánica que formaron la principales rocas generadoras de hidrocarburos en el norte de

Suramérica (La Formación Luna-Querecual) (Cooper et al, 1989; Escalona y Mann, 2006c). Las rocas de esta formación son particularmente extendidas en la zona oeste y al suroeste del actual Lago de Maracaibo, y por esa razón, se ha inferido una ensenada de esa región de margen pasivo (Figura 2.13). El margen pasivo se acorta en dirección hacia el este (Erllich y Barrett, 1992) y se curva bruscamente hacia el sureste cerca de Trinidad en el presente (Di Croce et al, 1999).

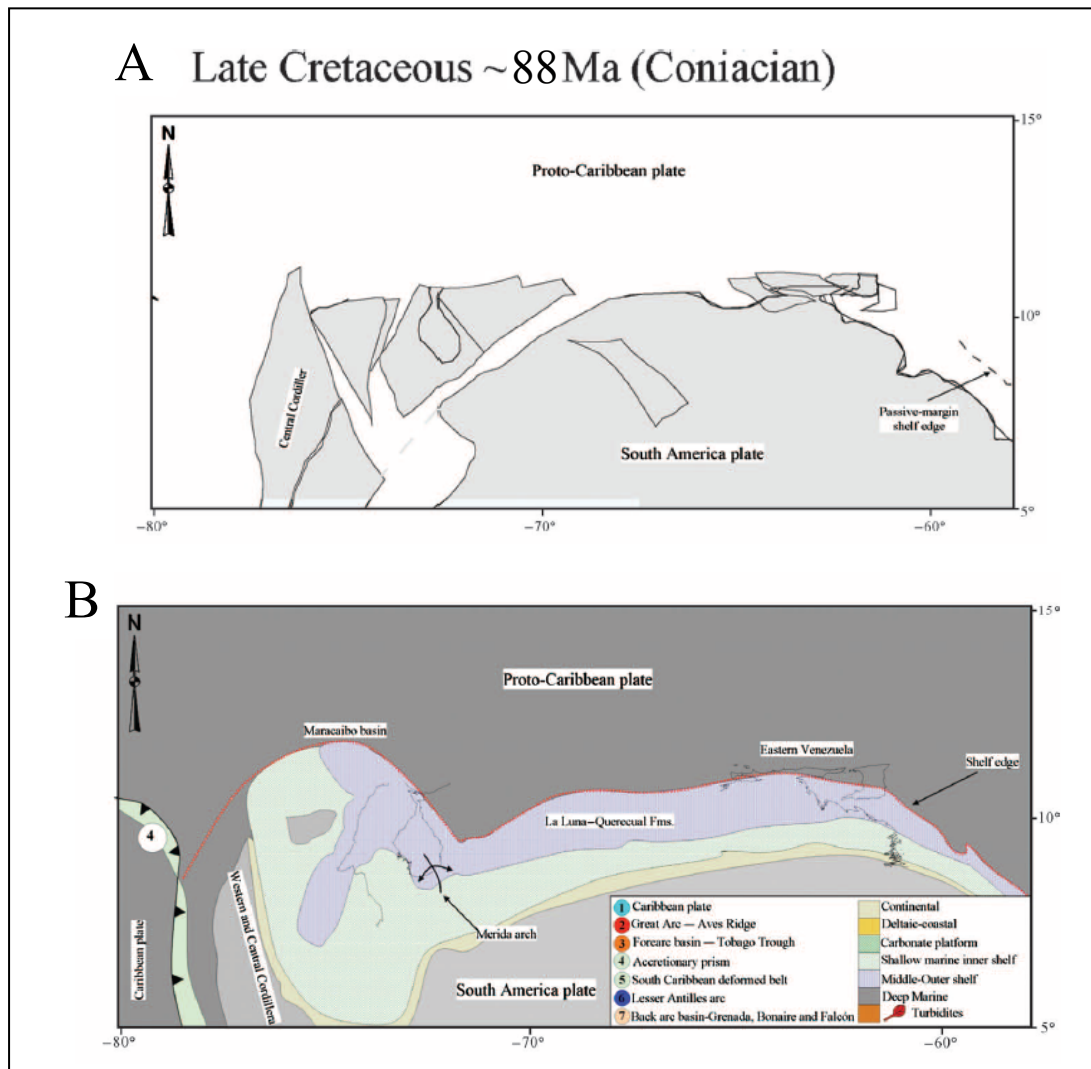


Figura 2.13. A) Reconstrucción tectónica del Cretácico-Tardío de aproximadamente 88 Ma (Coniaciano). Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).

En la parte superior de la reconstrucción tectónica de la Figura 2.13 se tomaron los bloques del basamento en forma de placas para ser analizadas por el programa computarizado diseñado por Mann et al. (2006). Cada bloque del basamento se ha definido en función de su edad radiométrica, la composición litológica, volcánica, geoquímica y facies sedimentarias. Los espacios entre cada bloques representan las áreas de la corteza posterior al acortamiento que se han sido estimados a partir de estudios de afloramiento y de reflexión sísmica. En el lado inferior de la Figura 2.13, las secuencias de la cubierta sedimentaria para los bloques del basamento han sido recopilados de la literatura (Mann et al., 2006).

2.1.6. Paleoceno. Tectónica de Antefosa

En el límite Cretáceo-Paleoceno se acentúa la subsidencia al Oeste de la Cuenca de Maracaibo, debido al continuo levantamiento de la Cordillera Central de Colombia y por consiguiente el margen pasivo/retroarco cretáceo se convierte en una cuenca de antepaís (*foreland basin*). Esto tuvo como consecuencia en la región occidental de la cuenca un incremento en los espesores de las formaciones Colón, Mito Juan, Marcelina y el Grupo Orocué; donde las fuentes principales de los sedimentos son el escudo de Guayana y la Cordillera Central de Colombia (Meléndez et al., 1996).

El efecto estructural se visualiza en la Figura 2.14 donde se detalla la antefosa Paleocena hacia el SO así como la flexura o formación de un “alto periférico” con dirección NNO-SSE. Esta flexura originó un fallamiento normal con buzamiento a la antefosa de Orocué (SSO) en Colombia.

Para el Paleoceno, el Gran Arco se encuentra moviéndose al este del Caribe comenzado a subducir a la corteza oceánica mesozoica del Proto-Caribe abriendo camino a las facies sedimentarias en la parte norte de la Cuenca de Maracaibo (Pindell y Barrett, 1990; Lugo y Mann, 1995; Escalona y Mann, 2006b). Este Arco barre de manera diacrónica desde el oeste al este a través del margen pasivo, mostrando subsidencia flexural inicial en Venezuela registrada por la sedimentación

clástica del Paleógeno en la cuenca antepaís de Maracaibo. El Gran Arco es una estructura compuesta que incluye: un arco posterior, arco volcánico, arco delantero y prisma de acreción, tal como se identifican en la Figura 2.15 (Mann, 1999a).

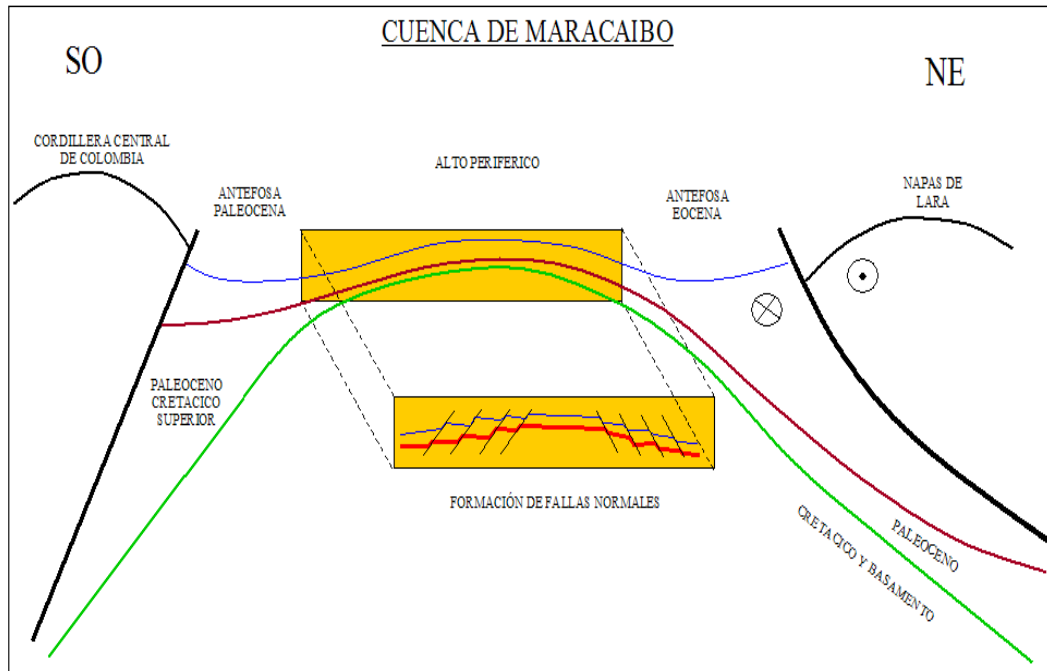


Figura 2.14. Desarrollo esquemático de fallas normales y listricas en relación a las antefosas Paleocena, Eocena y el Alto Periférico. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

La colisión del Gran Arco en Suramérica marca el final de la fase del margen pasivo en la Cuenca Maracaibo y el comienzo de la cuenca antepaís, la cual es de gran importancia para la formación de rocas reservorio y la maduración de la roca fuente del margen pasivo (Escalona y Mann, 2006c). Antes de esta colisión, la mayor parte del área de la Cuenca de Maracaibo mantuvo una plataforma carbonática somera estable. La colisión del Arco del Caribe comienza a deformarse en el NNE de la plataforma por debajo de fallas inversas y de desgarre formando una mayor cuenca antepaís de edad paleoceno tardío-eoceno temprano (Lugo y Mann, 1995; Escalona y Mann, 2006b). El relleno sedimentario de la cuenca antepaís, los ríos del Proto-Maracaibo drenando el área continental al sur desde las montañas más altas, y

el empuje desde el norte, actúan como yacimientos de alta calidad para futuros hidrocarburos en la cuenca (Escalona et al., 2004). La Figura 2.16 muestra el efecto tridimensional de subducción de la Placa del Caribe contra la de Suramérica para este periodo del Paleoceno-Tardío.

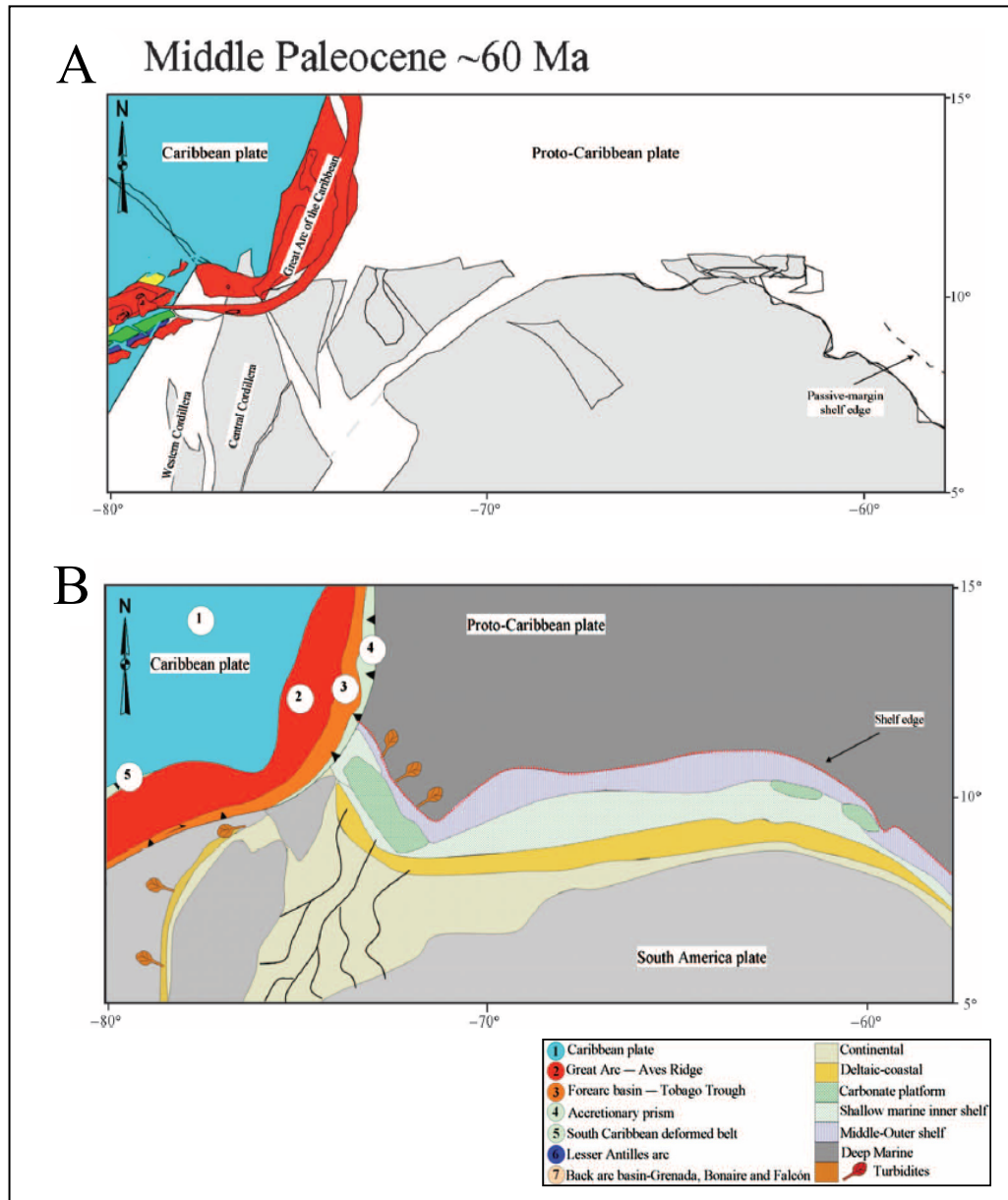


Figura 2.15. A) Reconstrucción tectónica del Paleoceno-Medio de aproximadamente 60 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).

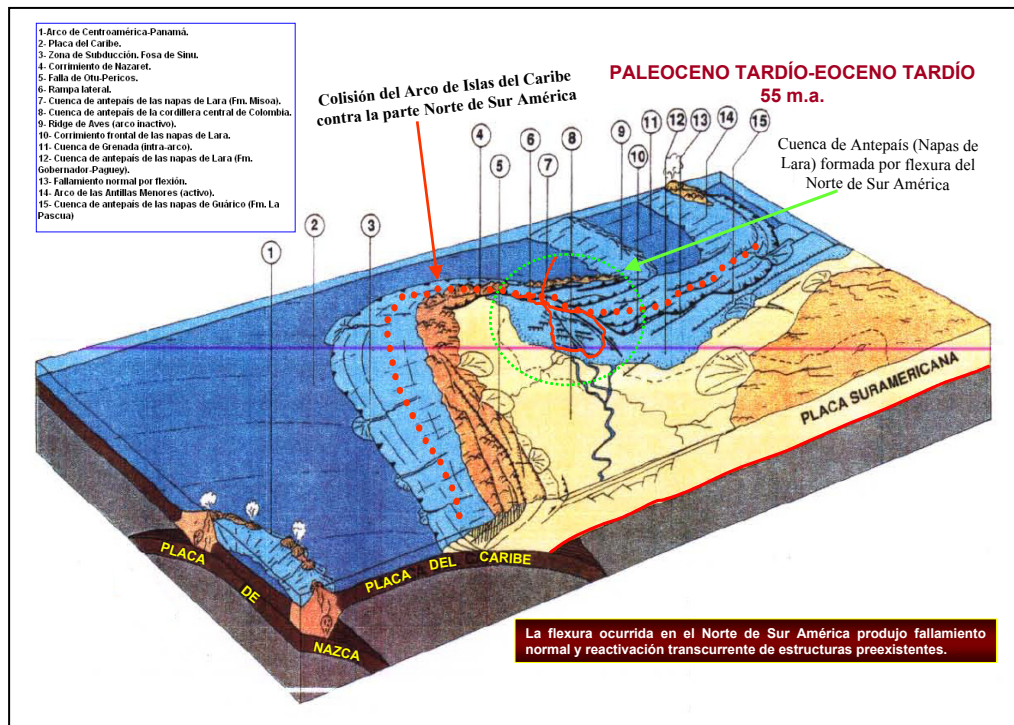


Figura 2.16. Imagen tridimensional de la tectónica en el Paleoceno-Tardío en la Cuenca de Maracaibo (círculo punteado en verde). Modificado de Cuenas Petrolíferas de Venezuela (2007).

2.1.7. Paleoceno Tardío-Eoceno. Emplazamiento de las Napas de Lara

Durante el Eoceno persiste el sistema de compresión regional de oeste a este, que originó en un principio la antefosa de Orocuere. Sin embargo, el elemento estructural que controlará la tectónica de la región nororiental es el emplazamiento de las Napas de Lara (Meléndez et al., 1996). Estas comienzan su entrada en el Paleoceno-Tardío, iniciando así la colisión contra el continente y su emplazamiento. El límite occidental de las napas probablemente coincide con la falla de Lagarto en Falcón, puesto que el área con evidencias para la presencia de napas está delimitada hacia el oeste por una línea que conecta, aproximadamente, la Plataforma de Barbacoa, Dabajuro (Falla de Lagarto), y la parte septentrional de la península de la Guajira (Falla de Cuiza).

2.1.8. Tectonismo causado por las Napas de Lara

El emplazamiento de las Napas de Lara origina tres patrones estructurales:

- 1.- Una antefosa en Zulia Oriental y Nororiental.
- 2.- Reactivación de la flexura o alto periférico en la zona central de la cuenca.
- 3.- Fallas normales con buzamiento hacia el NNE, así como fallas preexistentes reactivadas entre las cuales destacan las de Tigre/Cachiri, La Paz, Urdaneta Oeste, Urdaneta, Icotea, Pueblo Viejo y Begote (Melendez et al., 1996).

Antefosa en Zulia Oriental

La antefosa en Zulia Oriental persiste en el tiempo desde el Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Medio Tardío. Durante el Eoceno la extensión de la antefosa coincide de manera general con la zona de mayor espesor.

En realidad se debe mencionar que el termino “antefosa” no es del todo correcto, puesto que se trata de una depresión a lo largo de la rampa lateral de las napas, y no de una depresión en el frente de las mismas. El límite occidental de la antefosa está formado por el sistema de fallas de Tía Juana Oeste-Burro Negro-Begote. La respuesta sedimentaria al emplazamiento de las napas lo constituyen las facies de la fm. Trujillo (Meléndez et al., 1996).

Alto Periférico

El emplazamiento de las Napas de Lara parece haber causado un levantamiento flexural o la reactivación del alto generado por la antefosa paleocena en varias áreas de la Cuenca de Maracaibo. Este alto parece tener una orientación NO-SE, pasando desde el alto de Mérida hasta el alto del Palmar. Su geometría no se conoce con exactitud; sin embargo, parece no haber sido continuo. En el área del Campo Urdaneta, por ejemplo, no se ha detectado su presencia. Las grandes fallas de la cuenca pueden haber causado saltos y/o desplazamientos abruptos del mismo (Meléndez et al., 1996).

Algunas evidencias adicionales corroboran la presencia de un alto eoceno en el centro del actual Lago de Maracaibo. Los gradientes geotérmicos actuales son menores sobre la región del alto periférico. Las porosidades, a su vez afectadas por el gradiente geotérmico, son mas altas en el área sobre el alto periférico (Meléndez et al., 1996).

Otro elemento indicativo de su existencia y además de importancia para el entrapamiento de hidrocarburo es que; como consecuencia de la flexión en el alto periférico, se desarrollan una serie de fallas normales y lístricas sobre el mismo. Generalmente, los planos de estas fallas tienden a buzarse hacia el norte-noreste, aunque también, se han observado fallas normales en sentido opuesto. Las mencionadas fallas se extienden desde Perijá (Alto de Totumo y límite noroccidental del alto periférico) hasta Barua-Motatan y el Alto de Bobures. Otro indicio sobre la existencia del alto periférico es la ausencia de sedimentos de edad entre aprox. 62 Ma y 54 Ma sobre la plataforma (Zambrano, 1995); es decir en el área del Lago y por consiguiente del alto periférico. Hacia el oeste el hiatus es menor: entre aprox. 58 Ma y 54 Ma. Sin embargo, la confirmación de estas ideas sobre este levantamiento flexural o alto periférico requiere de mas estudios en detalle.

La Figura 2.17 muestra una imagen de radar en la Cuenca de Maracaibo donde se aprecia el sistema de fallas principales más importante de sus alrededores: Boconó, Valera, Burro Negro, Tigre, Icotea, Pueblo Viejo y Oca.

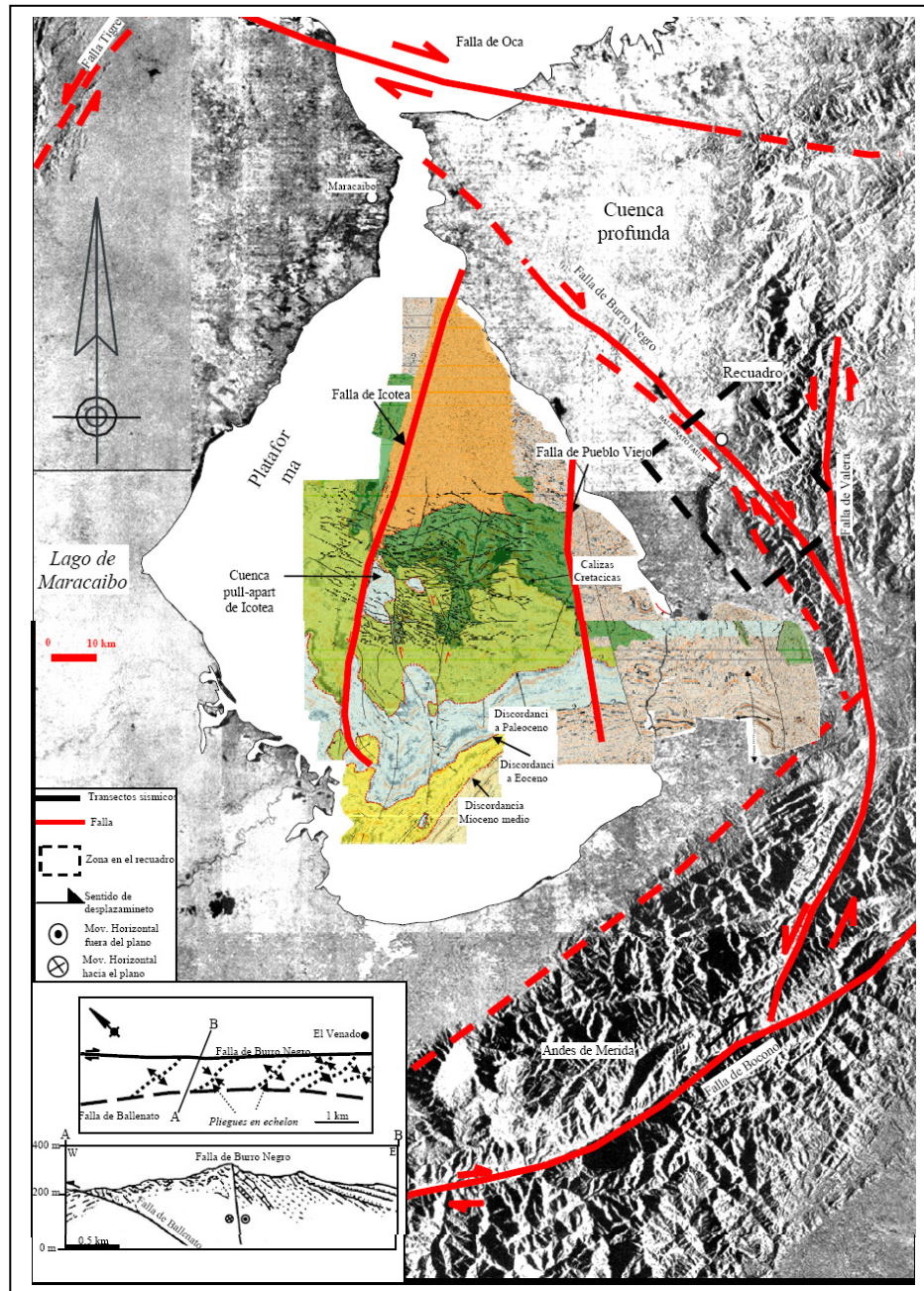


Figura 2.17. Imagen de radar de la Cuenca de Maracaibo con el sistema de fallas principales: Boconó, Valera, Burro Negro, Tigre, Icotea, Pueblo Viejo y Oca. Modificado de Escalona (2003).

2.1.9. Tectonismo durante el Eoceno

A partir del Eoceno-Temprano durante la depositación de la Formación Misoa, la tendencia de la Placa del Caribe fue migrando hacia el sureste y con ella también la antefosa, la cual constituía el depocentro de la cuenca flexural. La flexura cortical creó además un posible alto estructural de rumbo noroeste-sureste (Pestmann et al., 1996). El empuje ejercido por la Placa del Caribe causó en la Cuenca de Maracaibo una rotación horaria. La reactivación de las antiguas estructuras jurásicas con movimientos transcurrentes sinestrales facilitó la rotación de los bloques. Dichas fallas transcurrentes de rumbo nor-noreste, entre las que se encuentran el sistema de fallas Lama-Icotea, eran más bien transcurrentes oblicuas o transpresivas (*oblique slip*) porque presentaban también una componente vertical inversa. Se estima que durante el Eoceno se produjo una dualidad estructural en la cuenca, presentando una fase tensional y otra transpresiva, las cuales ocurrieron prácticamente al mismo tiempo.

Al inicio del Eoceno-Medio empezó la transcurrencia a lo largo de las fallas N-S debido también a la continua compresión, entre la Cordillera Central de Colombia y las Napas de Lara. Siempre que existe transcurrencia se observan zonas muy lineales con evidencia de transpresión y transtensión. A lo largo de la falla Icotea se han observado los dos aspectos. Un bloque relacionado a la transpresión, se ha observado en el Bloque I, mientras que la transtensión se ve con claridad en los grabenes de Lama y Lago Centro, con la formación además de cuencas pull-apart hacia la región central de la cuenca (Escalona, 2003). El movimiento de la falla Icotea es sinistral, pero el desplazamiento transcurrente eoceno ha sido muy limitado.

En el Eoceno-Medio, partes del Gran Arco comienza a cabalgar la pendiente norte del margen pasivo. En el área de Maracaibo, el acortamiento relacionado a la colisión llevó al empuje y emplazamiento de las Napas de Lara (Stephan, 1977, 1982, 1985). Este acortamiento culminó a finales del Eoceno-Oligoceno con el levantamiento y la erosión en las áreas de la cuenca y la formación de la prominente

discordancia del Eoceno (Figura 2.18), la cual se destaca por tener un contacto altamente angular en algunas localidades (Escalona y Mann, 2006b).

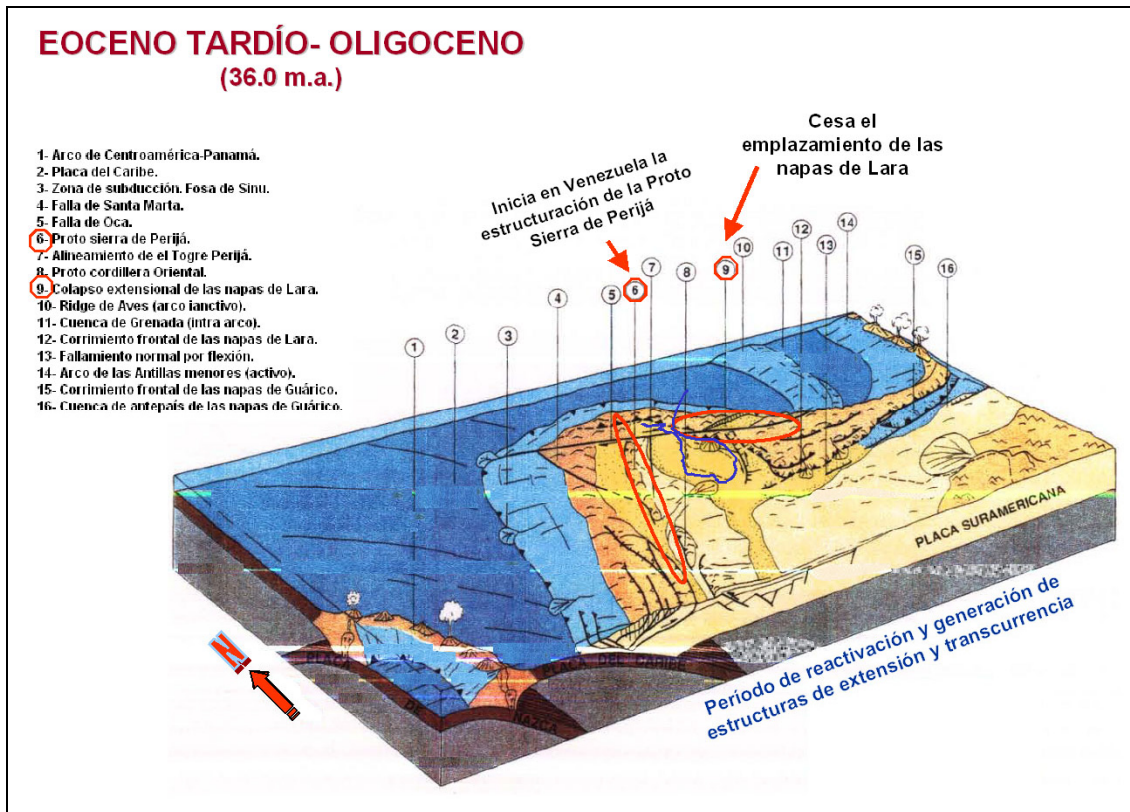


Figura 2.18. Imagen tridimensional de la tectónica del Eoceno-Tardío en la Cuenca de Maracaibo donde se aprecian las zonas que pudieron haber sido afectadas por la discordancia del Eoceno. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

Mann et al. (2006) diseñó una reconstrucción tectónica para este periodo (Eoceno-Medio, 44 Ma, aproximadamente), donde explica que una amplia zona de la corteza oceánica del Proto-Caribe subduce por bajo del borde noroeste de América del Sur. Esto se observa en la Figura 2.19 en las áreas azules visibles entre los bloques de la corteza. La zona lacustre de hoy en día se convirtió en el sitio de un litoral deltaico complejo que alimentó una amplia zona costa afuera de sedimentación marina profunda que relleno el arco delantero (forearc) y las áreas detrás del arco (back-arc) pasando por el Gran Arco (Figura 2.19).

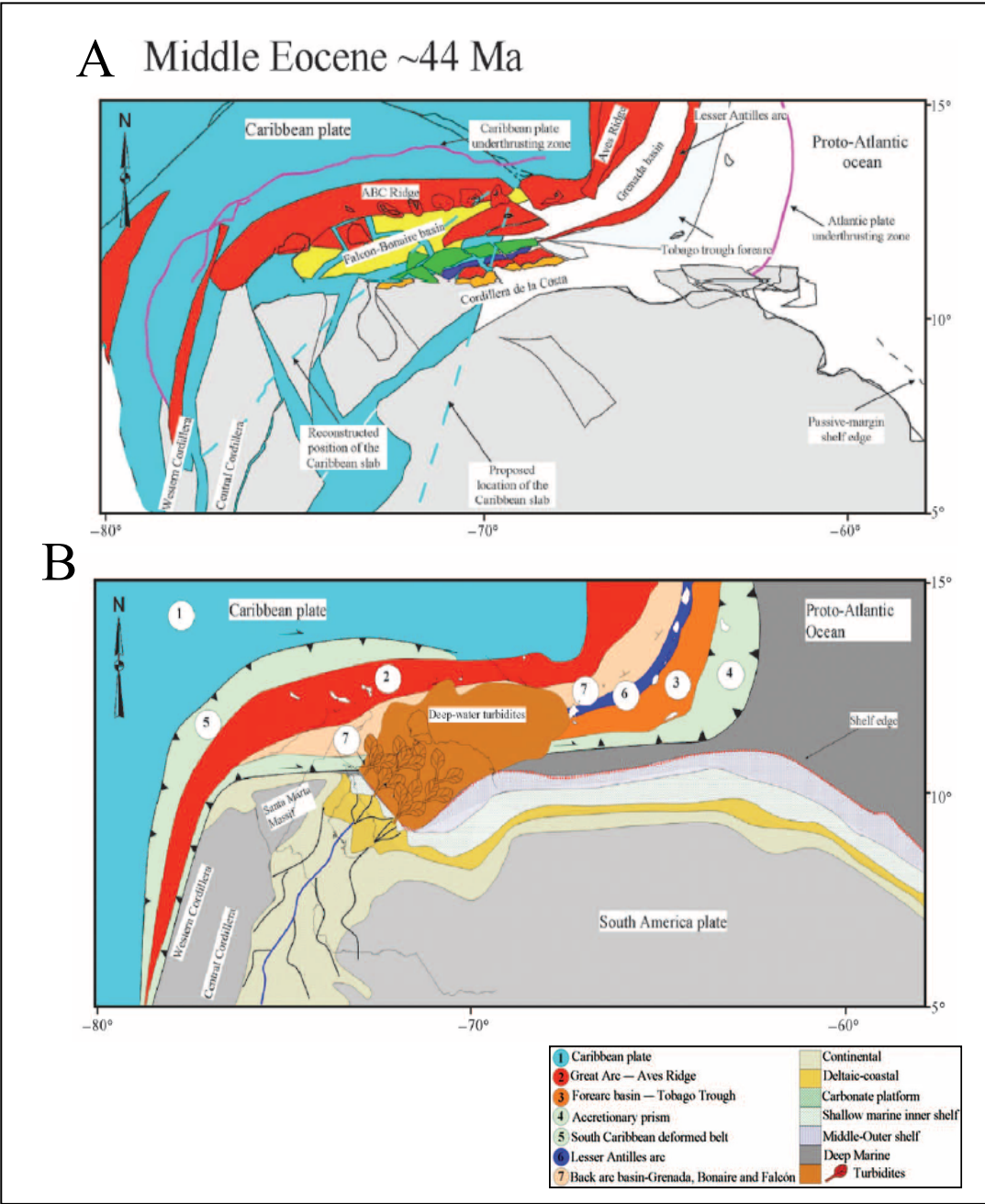


Figura 2.19. A) Reconstrucción tectónica del Eoceno-Medio, a aproximadamente 44 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).

2.1.10. Evolución del Oligoceno

Durante el Oligoceno, el Gran Arco continuó su colisión con el margen pasivo y comenzó a formar la cuenca oriental antepaís venezolana por el mismo proceso tectónico que formó la cuenca antepaís de Maracaibo en el Paleógeno (Pindell y Barrett, 1990; Erlich y Barrett, 1992). La Figura 2.20 muestra la reconstrucción tectónica según Mann et al. (2006) para este periodo.

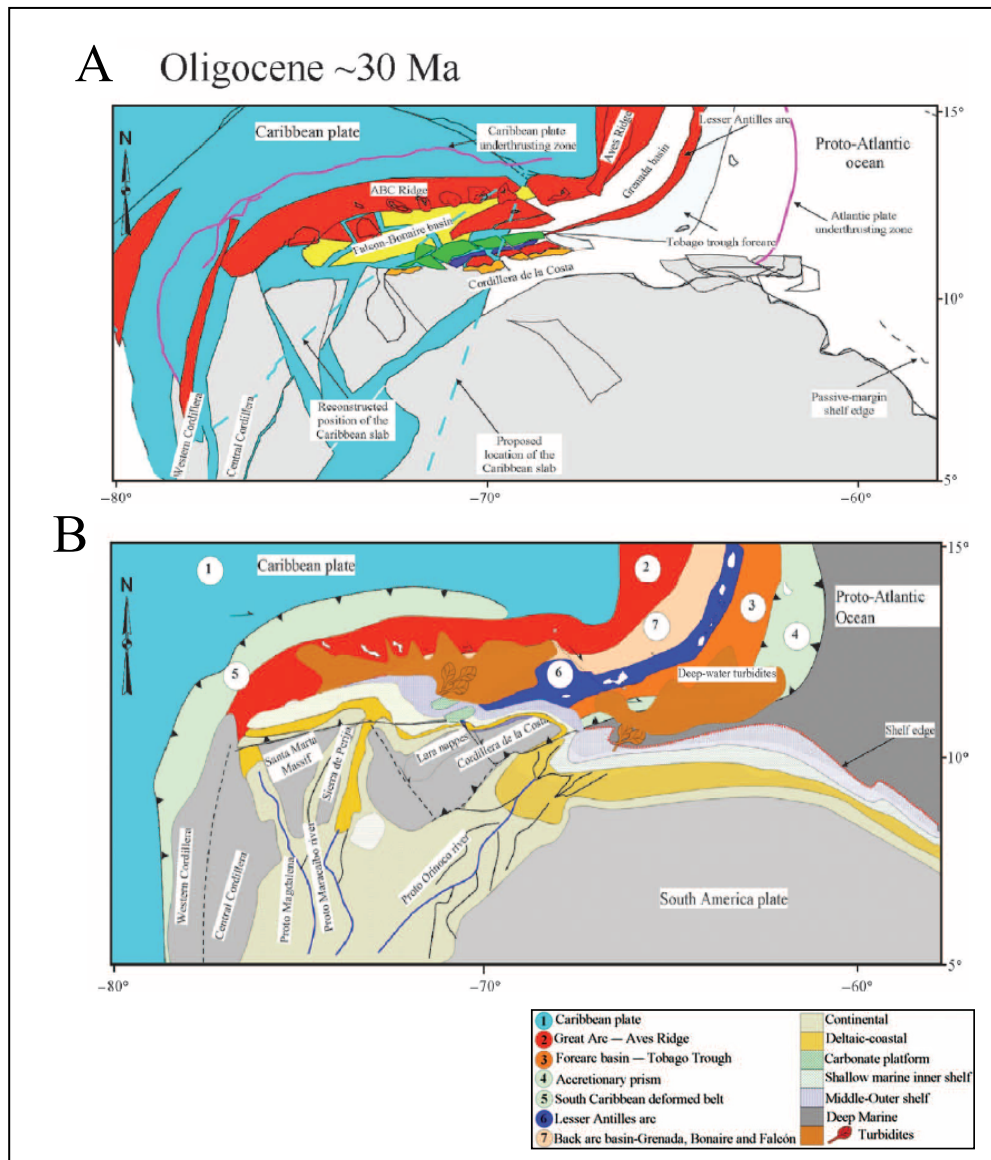


Figura 2.20. A) Reconstrucción tectónica del Oligoceno, a aproximadamente 30 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).

En la Cuenca de Maracaibo, la sedimentación fluvial del río proto-Maracaibo (proto-Maracaibo River) fue desviado por el levantamiento de los Andes de Colombia, y el río Orinoco forma más sedimentos fluviales hacia el este a lo largo del margen (Díaz de Gamero, 1996; Escalona et al., 2004).

El levantamiento regional en el área de Maracaibo-Falcón esta relacionado a la continua convergencia y rebote isostático cambiando la posición del borde de la plataforma mucho más al norte (Guzmán y Fisher, 2006). El levantamiento de la Sierra de Perijá al oeste de la Cuenca de Maracaibo se produjo en este momento y se reconoce por una gran cuña clástica que rellenó la cuenca del oeste. La elevación de la Sierra de Perijá puede estar relacionada con la subducción superficial de la corteza del Caribe y la formación del levantamiento del basamento en la placa de Suramérica principalmente (Kellogg, 1984; Van der Hilst y Mann, 1994; Taboada et al., 2000).

2.1.11. Evolución del Mioceno

Uno de los eventos significativos en la Cuenca de Maracaibo es la erosión post-Eocena la cual está relacionada con la deformación e inversión parcial de la cuenca. Dicha erosión removió una parte importante de la secuencia eocena, incluyendo la secuencia del Eoceno-Superior en grandes áreas de la misma. La alta madurez termal de materia orgánica en estratos inmediatamente debajo de la discordancia post-eocena corroboran esta conclusión (Meléndez et al., 1996).

Hacia unos 14 Ma, la cuenca antepaís de Venezuela Oriental fue sometida a una máxima subsidencia como resultado de la colisión oblicua del Gran Arco y la formación de un cinturón plegado de empuje en la Serranía del Interior (Erlich y Barrett, 1992; Roure et al., 1997). El plegamiento relacionado a los efectos de la deformación ocurrieron hacia el este tal como en Trinidad, produciendo una importante discordancia regional que abarca el intervalo del Mioceno-Medio en gran parte de esta área (Tyson, 1990). La sedimentación en la cuenca de Maracaibo muestra el comienzo del levantamiento de los Andes de Mérida al este del lago (Castillo y Mann, 2006b; Guzmán y Fisher, 2006) (Figura 2.21).

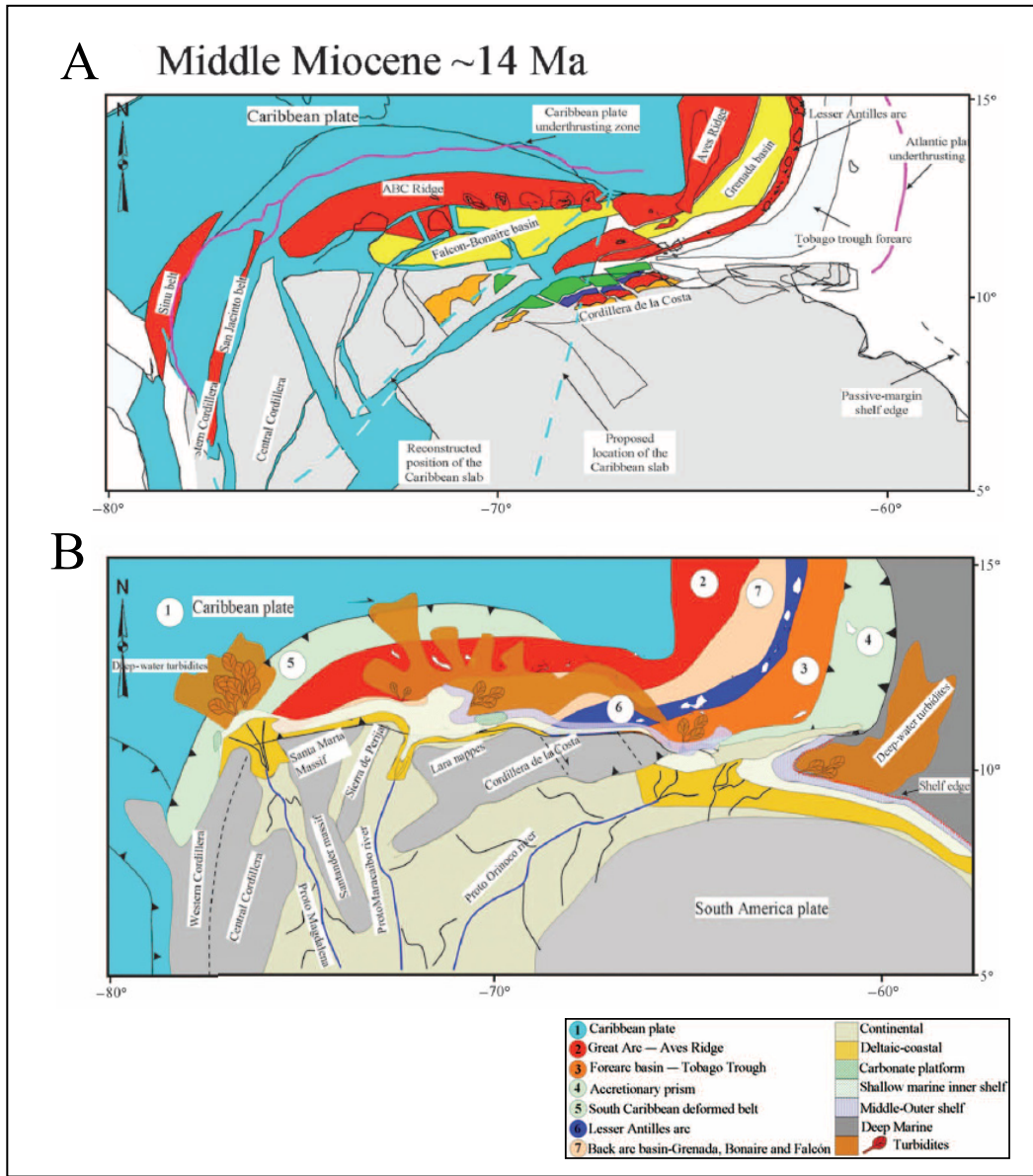


Figura 2.21. A) Reconstrucción tectónica del Mioceno Medio, a aproximadamente 14 Ma. Las áreas en blanco representan el futuro acortamiento. B) Mapa paleogeográfico para este periodo. Modificado de Mann et al. (2006).

En este período del Mioceno-Medio, la Cuenca de Maracaibo fue rellenada por un sistema fluvio-deltaico del Río del proto-Maracaibo drenando desde los Andes hacia el sur de la cuenca (Escalona et al., 2004). Guzmán y Fisher (2006) discuten el

estrecho que conecta el Río del proto-Maracaibo en la Cuenca de Maracaibo a un área marina más abierta.

En el Mioceno empezó una nueva fase de actividad de fallas transcurrentes en la Cuenca de Maracaibo. Estudios más recientes demuestran que los movimientos a lo largo de las fallas de Icotea y Ceuta son de transcurrencia. La falla de Boconó comenzó a existir en el Mioceno-Tardío, donde ocurrió también en este periodo una marcada transcurrencia a lo largo de la falla de Santa Marta de la Cordillera Central de Colombia (Meléndez et al., 1996).

El mecanismo causante de la transcurrencia es la continua compresión este-oeste entre las cordilleras colombianas y el cratón de Suramérica, la cual al parecer no es absorbida completamente por la orogénesis andina. Los esfuerzos resultan en la reactivación de las grandes fallas de Santa Marta-Bucaramanga y la formación de la falla de Boconó. A su vez los ajustes internos del Bloque de Maracaibo requieren de fallas transcurrentes adicionales (Meléndez et al., 1996).

El movimiento dextral de Boconó y sinistral de Santa Marta-Bucaramanga causa un desplazamiento hacia el norte del Bloque de Maracaibo. Se genera la zona de compresión en el Caribe denominado la Cresta de Curazao (Curacao Ridge), la cual es básicamente un prisma de acreción, y ocurre la subducción de la placa del Caribe por debajo del Bloque de Maracaibo. Esto no fue causado tanto por el desplazamiento de la placa del Caribe hacia el sur, sino del bloque de Maracaibo hacia el norte (Meléndez et al., 1996).

Los cambios en la dirección principal de compresión soportan los movimientos de transcurrencia oeste-este durante el Oligoceno-Mioceno, donde el frente de corrimientos se desplaza hacia el oriente de Venezuela, y aunado a esto la sedimentación sintectónica ocurre en las subcuencas formadas por los plegamientos de rumbo NE, al este de la falla de Burro Negro, y al oeste de la falla de Icotea (Meléndez et al., 1996).

Uno de los eventos significativos y de importancia para el periodo del Oligoceno al presente es el levantamiento de los Andes de Mérida. El levantamiento andino formó un depocentro en el sur de la cuenca, cambiando la ubicación del depocentro del noreste-este durante el Eoceno hacia el sur durante el Mioceno (Melendez et al., 1996).

2.1.12. Evolución del Plioceno

A principios del Plioceno (5 Ma, aproximadamente), la región se veía muy similar a su aspecto actual (Figura 2.22). La deformación fue más intensa en el extremo este cerca de Trinidad, donde la colisión entre el borde delantero de la Placa del Caribe y el margen pasivo continúa hasta nuestros días (Babb y Mann, 1999; Boettcher et al, 2003).

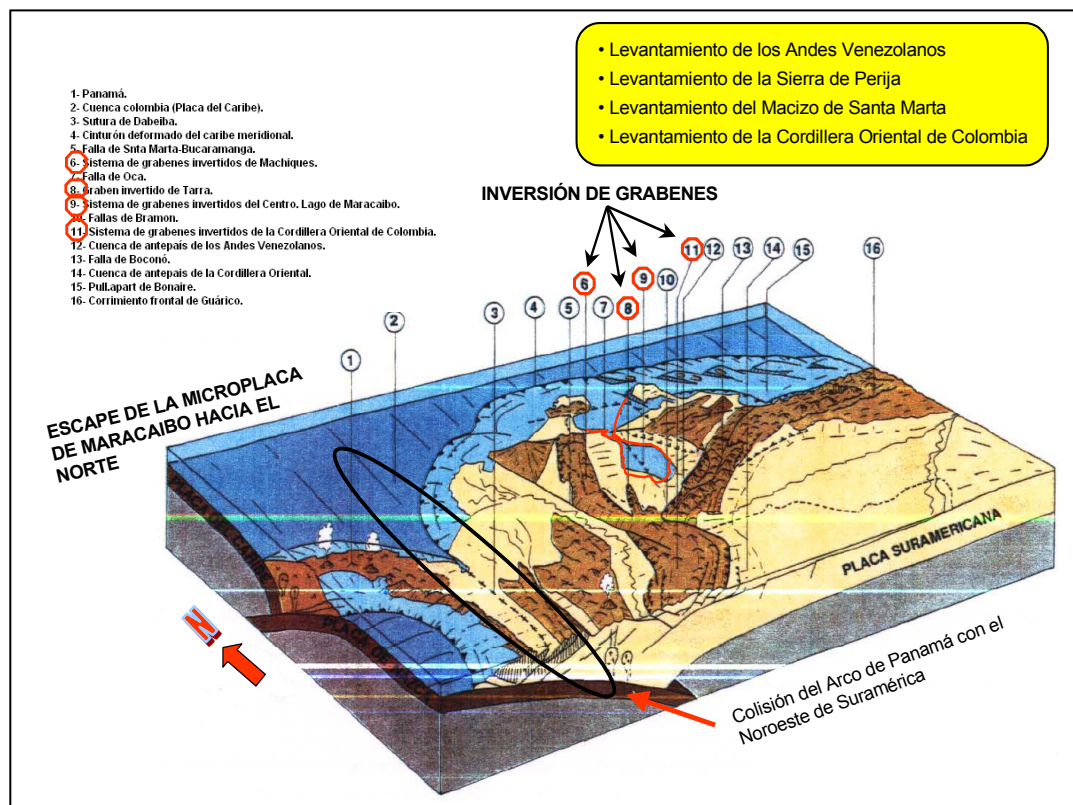


Figura 2.22. Imagen tridimensional de la tectónica del Plioceno al presente encontrada en la Cuenca de Maracaibo donde se aprecian las zonas levantadas del sistema de la Cordillera de Los Andes y la Sierra de Perijá al oeste de la cuenca. Modificado de Cuenas Petrolíferas de Venezuela (2007).

El fallamiento transcurrente a lo largo de varias fallas limita el borde del bloque de Maracaibo y la zona de falla de El Pilar en las etapas terminales de los bordes de la placa convergente (Trenkamp et al., 2002). Para el Plioceno Temprano, toda la sedimentación fluvial se concentró en el río Orinoco, la cual recientemente rellenó rápidamente la cuenca antepaís Columbus formada al este de Trinidad (Di Croce et al., 1999; Wood, 2000).

Las Figuras 2.23 y 2.24 muestran la configuración regional de la cuenca del Lago de Maracaibo mediante sísmica de alta definición donde se aprecia la tectónica comentada anteriormente junto a los levantamientos estructurales más resaltantes del periodo evolutivo de la cuenca, como lo son: La Sierra de Perijá al oeste, el levantamiento de los Andes de Mérida al sur y la Serranía de Trujillo al este.

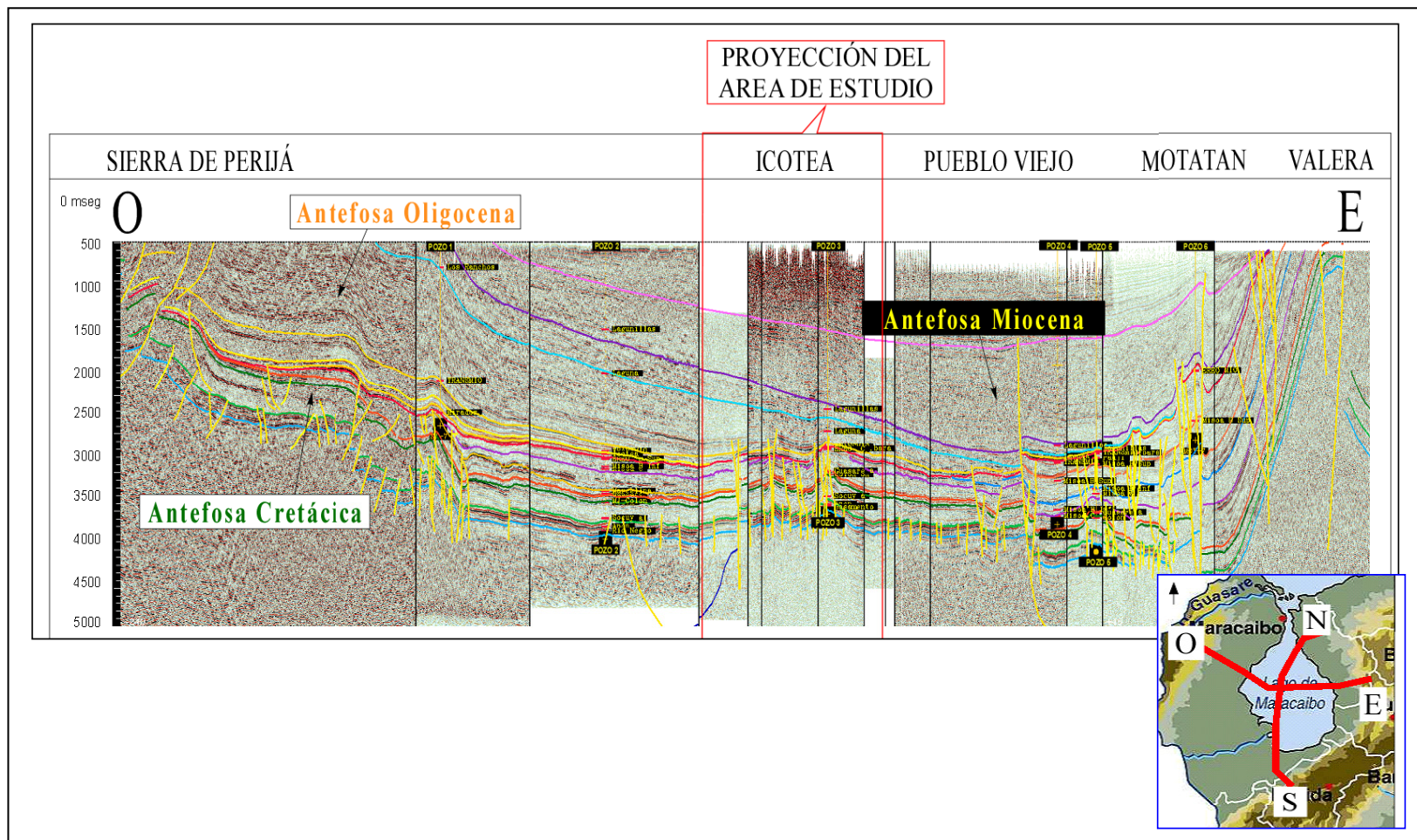


Figura 2.23. Línea sísmica de alta resolución de dirección O-E mostrando las características tectonosecuenciales regionales de la Cuenca de Maracaibo. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

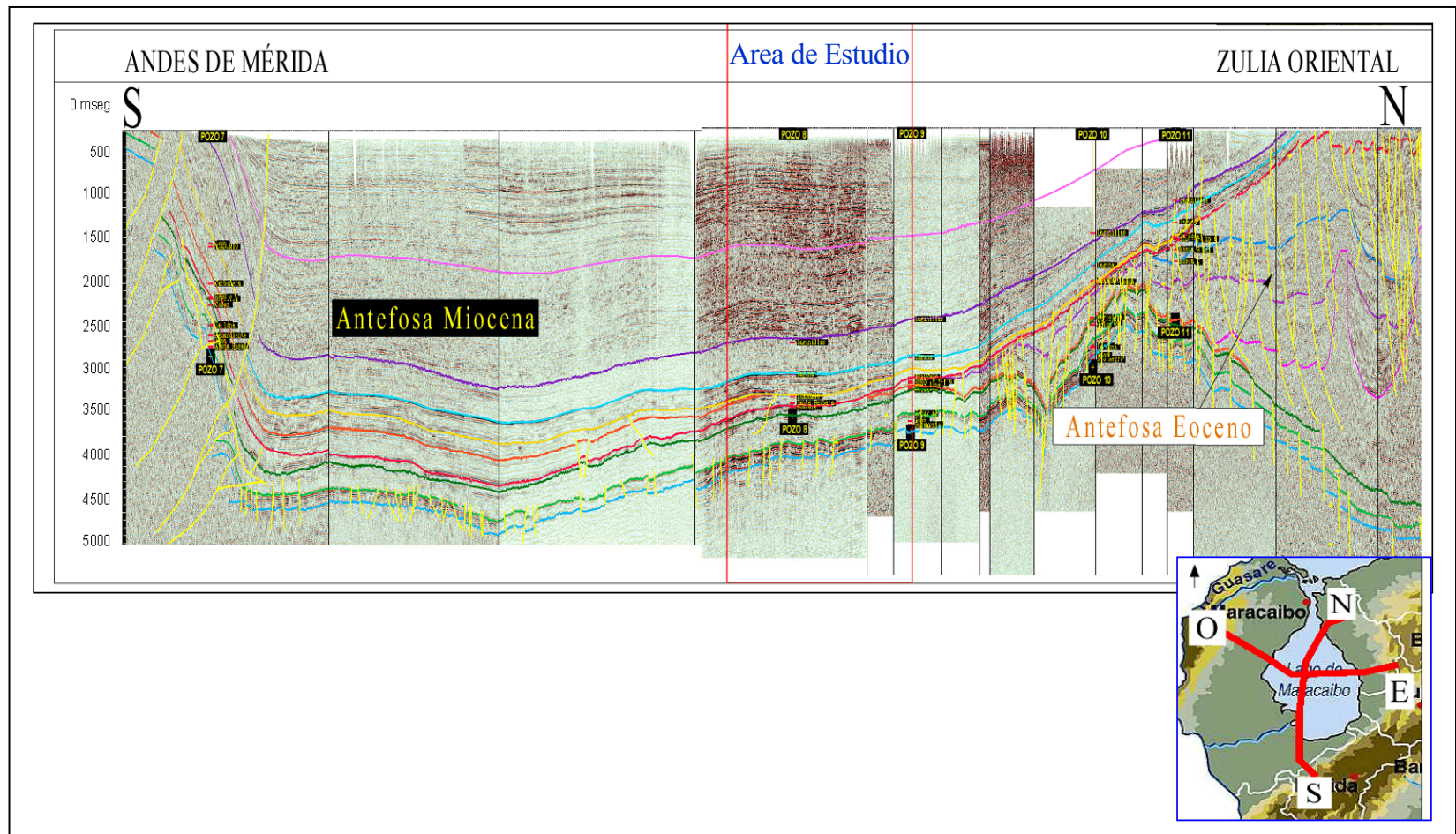


Figura 2.24. Línea sísmica de alta resolución de dirección N-S mostrando las características tectonosecuenciales regionales de la Cuenca de Maracaibo. Modificado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

2.2. Migración de hidrocarburo y trampas estructurales

La configuración tectónica de los sistemas petrolíferos en Venezuela se puede considerar de carácter complejo. Entre estos eventos incluyen: arco volcánico, formación de cuencas de retroarco, fallamiento con rampas laterales, cuenca antepaís etc: todos ellos producidos por la convergencia oblicua diacrónica entre los terrenos del Arco del Caribe y el Margen Continental Estadounidense desde los inicios del Cretácico-Tardío (Lowell, 1985; Babb y Mann, 1999; Mann, 1999a). Cada una de estas etapas dieron origen a grandes eventos estratigráficos y estructurales que marcaron la evolución de los sistemas petrolíferos, no solo de la región central de la Cuenca de Maracaibo, sino del mundo.

El entrapamiento de hidrocarburo en la Cuenca de Maracaibo se ha desarrollado en múltiples facetas influenciadas directamente por el tectonismo ocurrido durante los periodos Cretáceo Superior y Plioceno y que dieron lugar al fracturamiento de las rocas Cretáceas donde se sostenía la mayor acumulación de petróleo en la mayoría de nuestras áreas. Este hidrocarburo migró a lo largo de un gran número de fracturas y planos de fallas producto de la tectónica distensiva, y que fue acumulándose a niveles del Eoceno-Medio y Superior donde hoy día se ha extraído notablemente una gran cantidad de hidrocarburo.

La Figura 2.25 muestra la distribución de los yacimientos petrolíferos en la Cuenca de Maracaibo (Zambrano et al., 1971). Esta ubicación coincide en su gran mayoría con los sistemas de fallas con un alto contenido de complejidad estructural (Ej: fallas Icotea, Pueblo Viejo, Urdaneta y Burro Negro) y buen entrapamiento de petróleo. La distribución de la roca madre (Fm. La Luna), vías de migración y trampas de hidrocarburos en la cuenca son el resultado de la evolución estructural y estratigráfica en cada uno de sus yacimientos. Estos yacimientos varían en edad, las cuales se encuentran comprendidas desde el Cretácico, Eoceno y Mioceno.

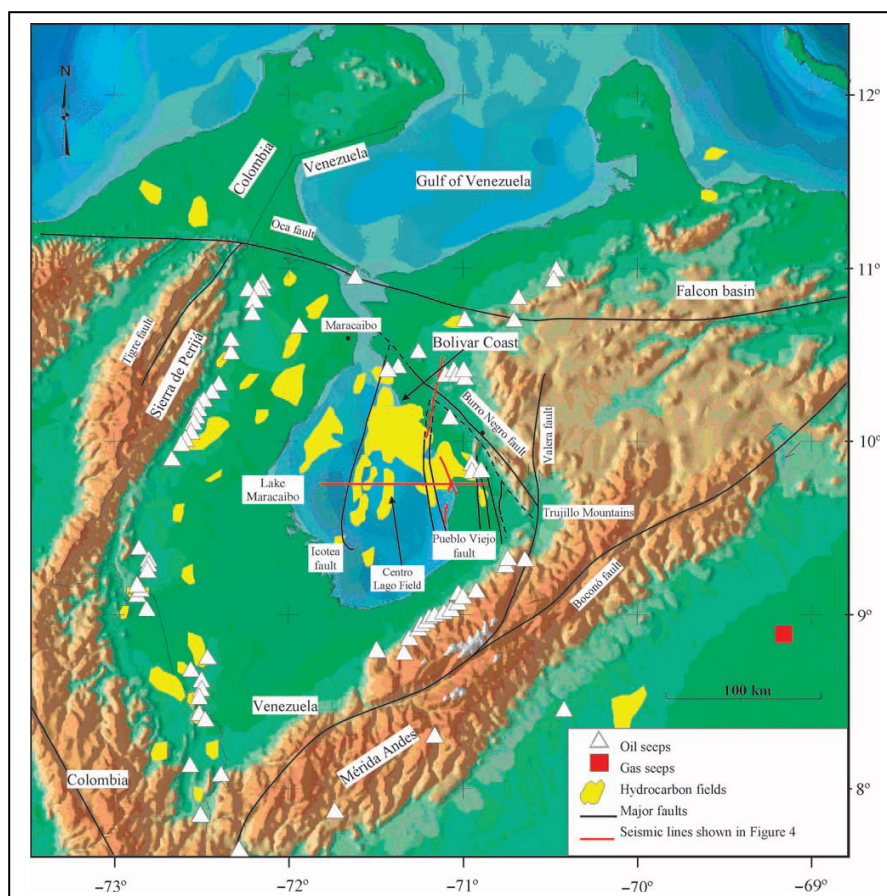


Figura 2.25. Principales campos petroleros asociado al sistema de fallas principales de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).

2.2.1. Rocas generadoras de hidrocarburo

Las principales rocas generadoras de hidrocarburos en la Cuenca de Maracaibo son las rocas carbonáticas marinas del Cretácico-Superior (lutitas calcáreas, calizas arcillosas) que componen la Formación La Luna del Cenomaniense-Campaniense. Algunos estudios geoquímicas anteriores muestran que la Formación La Luna es la fuente del 98% del total de las reservas de petróleo que se encuentran en la Cuenca de Maracaibo (Zambrano et al., 1971; Young et al., 1977; Renz, 1981; Talukdar et al., 1986; Talukdar y Marciano, 1994). Un 2% adicional de la cantidad total de reserva de petróleo se deriva de carbonatos no marinos y lutitas de la Formación Orocué (Paleoceno), los cuales se encuentran en la parte suroeste de la

cuenca (Talukdar y Marcano, 1994). González de Juana et al. (1980) ha propuesto que las rocas fuentes de origen Eoceno y Mioceno, ahora profundamente enterradas en la parte sur de la cuenca, pueden actuar como una roca fuente adicional de la Formación La Luna. Los análisis geoquímicos de las rocas sedimentarias del Terciario indican que no hay potencial de hidrocarburos importante asociado a las lutitas del Eoceno y Mioceno, ni tampoco existe ninguna evidencia de hidrocarburos relacionados a este tipo de rocas generadoras (Talukdar y Marcano, 1994; Tocco y Margarita, 1999).

2.2.2. Sedimentación asociada a las rocas generadoras de la Formación La Luna

La Formación La Luna ha sido el tema de muchos estudios anteriores desde el inicio de la exploración petrolera en la Cuenca del Lago de Maracaibo, a principios del siglo XX. Estos estudios han descrito la depositación y la composición de la Formación La Luna de manera detallada. Uno de los pioneros es el trabajo realizado por Renz (1981), y más recientes los realizados por Pérez-Infante et al. (1996), Erlich et al. (1999; 2000) y Bralower y Lorente, (2003).

La Formación La Luna fue depositada en un período de aproximadamente 20 Ma, que se extiende desde el Cenomaniense-Superior al Campanéense-Superior. Su espesor varía desde 60 m (196 pies) en la parte sur de la cuenca a 150 m (492 pies) en la parte norte (Renz, 1981; Lugo y Mann, 1995; Bralower y Lorente, 2003). La Formación La Luna fue depositada en condiciones de un ambiente marino anoxico en el fondo marino entre la plataforma y el talud (Pérez-Infante et al., 1996), influenciada por episodios de flujos de escombros turbidíticos y fallamiento (Macotay et al., 2003; Zapata et al., 2003).

La configuración estructural de la cuenca durante el Cretácico Tardío fue posiblemente influenciada por la elevación de la Cordillera Central de Colombia (Renz, 1981; Erlich et al., 1999; Macotay et al., 2003). Renz (1981), utilizó secciones transversales de los afloramientos a lo largo de la cordillera que limitan la Cuenca de Maracaibo, identificando paleoambientes en el basamento (ejemplo: Arco

de Mérida) y cuencas (ejemplo Machiques, Uribante y Barquisimeto) en las áreas que rodean la cuenca de Maracaibo. Estos paleoambientes producen las variaciones en el espesor de los sedimentos del margen pasivo del Cretácico, incluyendo La Formación La Luna en el sur y el suroeste de áreas de la cuenca (Renz, 1981).

La más controversial de estas características geológicas hoy en día es el arco de Mérida en las regiones sur y central de la Cuenca de Maracaibo (Salvador, 1986). La existencia y la orientación del arco de Mérida es importante para el sistemas petrolero debido a su probable control sobre la distribución y el espesor de la roca madre cretácica debajo de la Cuenca de Maracaibo. Escalona y Mann (2006a), propusieron dos orientaciones para el Arco de Mérida: 1) Un arco perpendicular a la tendencia de los Andes de Mérida en el presente y 2) Un arco paralelo a la tendencia de los Andes de Mérida y que no afecta la zona de la Cuenca de Maracaibo.

Pequeños cambios en el espesor de las rocas del margen pasivo entre 10 y 20 m (33 y 66 pies) en el centro-sur de las áreas del Lago de Maracaibo podrían atribuirse a cambios de facies o procesos sedimentarios y no a un relieve. Es necesario la integración de los datos de afloramientos y subsuelo en ambos flancos: Cordillera de Mérida y el sur del Lago de Maracaibo, para resolver paulatinamente y con mayor precisión la orientación del Arco de Mérida en la Cuenca Maracaibo. Los datos geológicos utilizados para la interpretación del Arco de Mérida se han limitado a afloramientos en los Andes de Mérida (Renz, 1981, Salvador, 1986) o el uso de pozos muy dispersos y líneas sísmicas bidimensionales en el sur de la misma (Audemard, 1991a; Lugo, 1991).

A partir del Santoniano hubo un cambio en el ambiente depositacional de La Formación Luna a aguas más oxigenadas (miembro Tres Esquinas), lo cual sugiere la llegada de la actividad tectónica (Erlich et al., 2000; Bralower y Lorente, 2003; Parra et al., 2003; Zapata et al., 2003). La actividad tectónica en el Cretácico Tardío se encuentra posiblemente relacionada con la reactivación de las fallas por debajo de la cuenca o la convergencia regional de la placa al oeste de Colombia, la cual causó cambios abruptos en la paleotopografía y el paleoclima en condiciones de margen

pasivo. Un incremento en la oxigenación de las aguas de la plataforma del norte de Suramérica puede estar relacionado a: (1) la migración de la placa de Suramérica hacia la zona de convergencia intertropical cretácica (Villamil, 1999), (2) un incremento del flujo de agua dulce producido por el emergente Cordillera Central de Colombia (Erlich et al., 2000), y (3) el establecimiento de ciclos de la paleobatimetría en las corrientes oceánicas (Erlich et al., 2000).

2.2.3. Roca Reservorio

Es de gran importancia el entendimiento de la arquitectura de los yacimientos para optimizar la producción de hidrocarburos fundamentalmente. En principio, las rocas clásticas del Eoceno en la Cuenca de Maracaibo contienen una de las reservas más prolíficas de petróleo mediano y liviano del mundo. Estos yacimientos de edad Eocena están caracterizados por compartimientos y trampas (estratigráficas y estructurales) de forma muy compleja debido a los múltiples eventos tectónicos que se han suscitado en la cuenca.

Desde el punto de vista estructural, las trampas de petróleo están formadas por fallas normales e inversas sobre la placa continental plegada (Harding y Tuminas, 1989; Escalona y Mann, 2003), pliegues deformados dentro de la cuenca antepaís, y a lo largo de las fallas transcurrentes con anticlinales de rumbo N-S. Todos estos tipos de trampas recibieron hidrocarburos que migraron o remigraron de la roca madre de edad cretácica infrayacente (Zambrano et al., 1971; Gonzalez de Juana et al., 1980; Talukdar y Marcano, 1994; Erlich et al., 1999). Las trampas estratigráficas incluyen sistemas deltaicos dominados por procesos fluviales y de marea altamente heterogéneos que están definidos en ciclos regresivos y transgresivos en la plataforma Eocena de Maracaibo (Guzmán y Fisher, 2006). Las principales facies de los yacimientos se encuentran en canales distributarios apilados y barras de marea con una variabilidad lateral que depende de la unidad estratigráfica a la cual pertenecen (Maguregui, 1990; Escalona, 2003). Los yacimientos de hidrocarburos se pueden clasificar en tres tipos principales:

1.- Yacimientos Sub-Eoceno: Estos yacimientos se encuentran localizados en las calizas cretácicas soterradas profundamente (Figuras 2.26 y 2.27), en las areniscas del Paleoceno en el centro y sur de la Cuenca de Maracaibo (Figura 2.26 A y D), y en las rocas del basamento Cretácico soterradas al noroeste de la cuenca. Estos yacimientos incluyen rocas fracturadas (basamento y caliza cretácea) asociada con la reactivación de fallas transcurrentes norte-sur, fallas normales NO-SE y el empuje (Figuras 2.26 A y C) relacionado con la elevación de los Andes de Mérida (Castillo y Mann, 2006a).

2.- Depósitos del Eoceno: Estas son las rocas reservorio más prolíficas en la Cuenca de Maracaibo (Figuras 2.27 y 2.28). Se caracterizan por trampas estructurales asociadas con anticlinales formados por fallas transcurrentes con reactivación nortee-noreste (por ejemplo: las fallas Icotea, Pueblo Viejo y sus fallas normales asociadas NO-SE; Escalona y Mann, 2003). Estas trampas también se encuentran en los ambientes fluvio-deltaicos (influencia de marea) con facies de arenisca truncados por la discordancia del Eoceno (Figuras 2.27 E, H y 2.28 K, L). Los yacimientos más productivos del Eoceno se encuentran en la región central y noreste de la Cuenca de Maracaibo (Escalona y Mann., 2006a).

3.- Yacimientos del Mioceno: Estos forman los segundos yacimientos más prolíficos en la Cuenca de Maracaibo (Figura 2.28). Estos yacimientos son principalmente en facies de areniscas fluviales ubicados en anticlinales de principios del Mioceno (reactivación de las estructuras del Eoceno, Figura 2.28 J, L) y cuñas estratigráficas debajo de la discordancia del Eoceno (Figura 2.28 I). Estas producciones ocurren a lo largo del borde noreste del Lago de Maracaibo, cerca de la traza de la falla de Burro Negro (Escalona y Mann, 2006a).

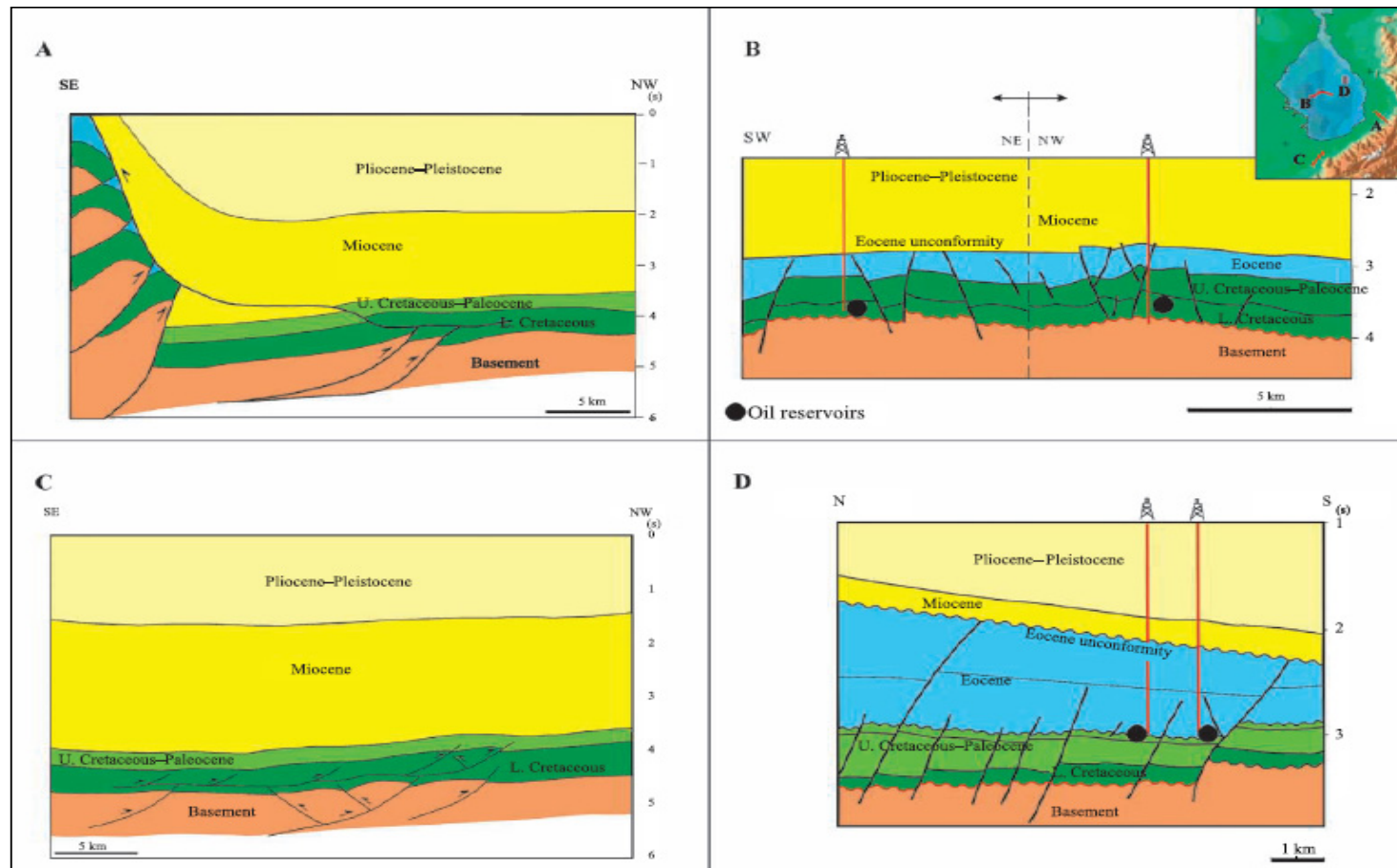


Figura 2.26. Ejemplos de cuatro yacimientos de hidrocarburos Sub-Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Estos depósitos se encuentran localizados en rocas del basamento metamórfico profundamente enterrados y en las rocas sedimentarias fracturadas del Cretácico y el Paleoceno (> 5 km de profundidad). El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).

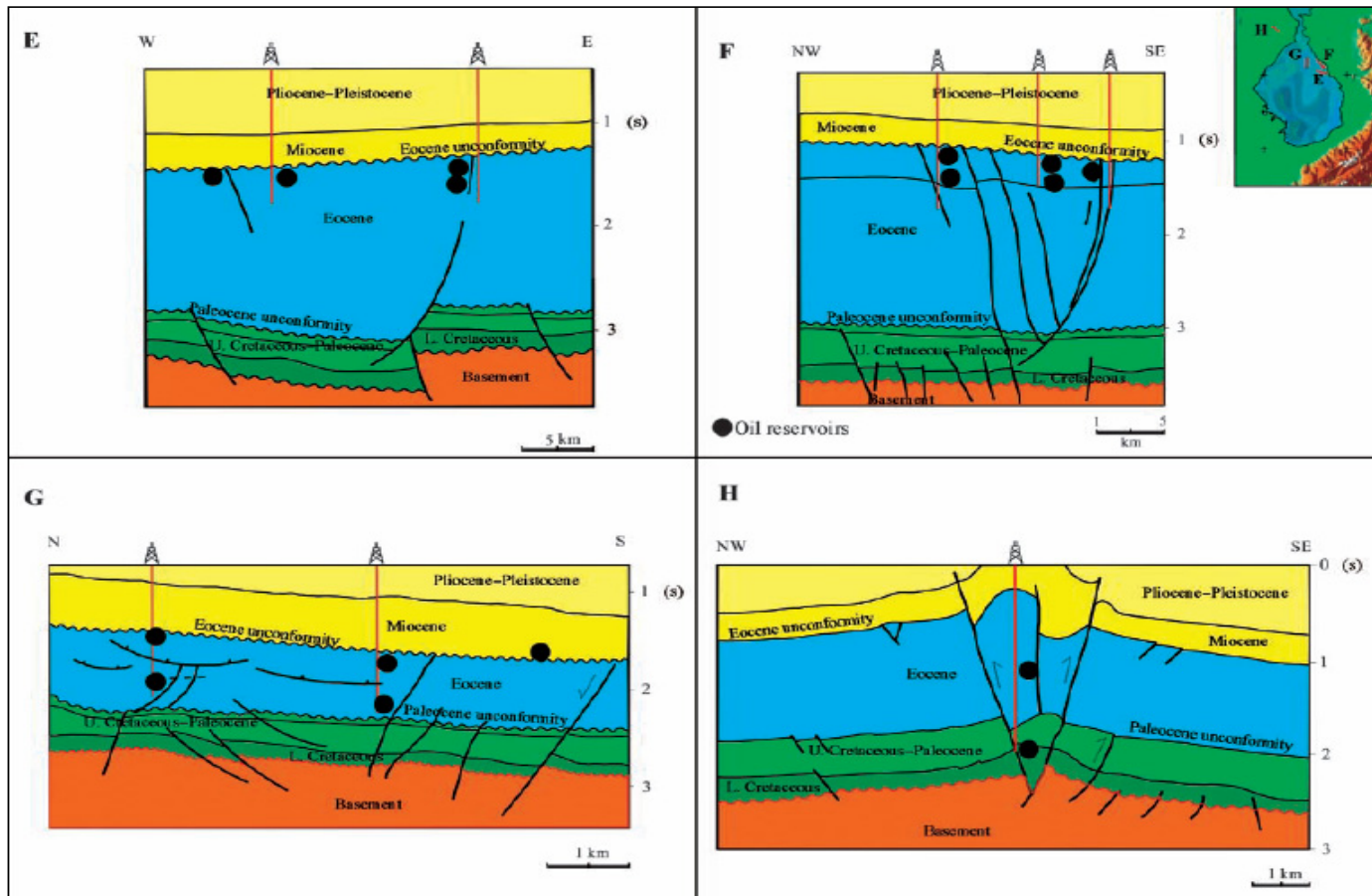


Figura 2.27. Ejemplos de yacimientos de hidrocarburos del Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Las rocas clásticas del Eoceno son los reservorios más prolíficos en la Cuenca de Maracaibo y se concentran principalmente en las zonas central y noreste de la cuenca a lo largo de fallas pronunciadas de dirección NE-SO. El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).

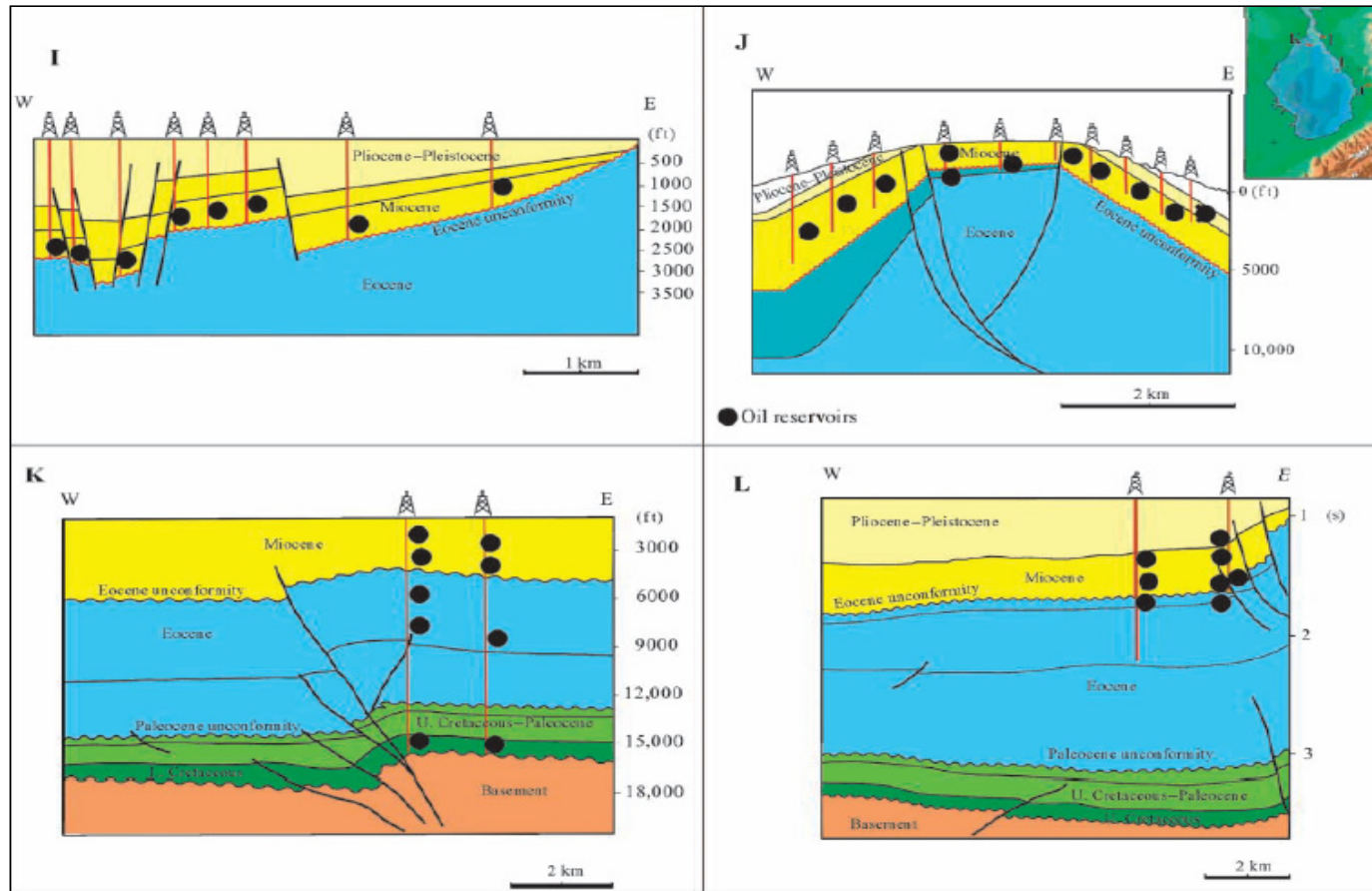


Figura 2.28. Ejemplos de yacimientos de hidrocarburos Mioceno-Holoceno en la cuenca de Maracaibo. Estos depósitos se encuentran principalmente en las zonas norte y noreste del la Cuenca de Maracaibo. Los embalses más prolíficos se encuentran a lo largo de la costa noreste del actual Lago de Maracaibo (Costa Bolívar) y a lo largo de la traza de falla de Burro Negro. El mapa del recuadro en la esquina superior derecha proporciona la ubicación de las secciones. Tomado de Escalona y Mann (2006c).

2.2.4. Migración y Entrampamiento

La evolución del sistema petrolífero de la Cuenca de Maracaibo se puede resumir en cuatro fases como se muestran en las secciones transversales dadas por la Figura 2.29 (A-D). Principalmente ocurrió de dos maneras: migración y entrampamiento, la cual fue controlado por la tectónica, tal como lo han propuesto Zambrano et al. (1971), Boesi, (1978), Gonzalez de Juana et al. (1980), Talukdar et al. (1986) y Talukdar y Marcano, (1994). A continuación se describen las cuatro fases a través de secciones transversales simplificadas:

1.- Fase de Plataforma Carbonática (Cretácico Superior-Paleoceno): Durante esta fase, la roca generadora de la Formación La Luna se depositó en un ambiente de margen pasivo de plataforma de pendiente poco profunda (Figura 2.29A). El índice de espesor varía de 40 a 150 m (131-492 pies). Las variaciones de espesor de carbonato fueron controlados por el relieve del basamento subyacente a las estructuras pre-Cretácico, como el Arco de Mérida (Escalona y Mann, 2006c).

2.- Cuenca Antepaís (Eoceno Temprano): La colisión oblicua entre la Placa del Caribe y Suramérica forma una cuña asimétrica fluvio deltaica en el Eoceno (Figura 2.29B), depositada en una cuenca antepaís (Lugo y Mann, 1995; Escalona y Mann, 2006a). Las rocas fuente del Cretácico fueron llevadas a profundidades de 5 km al NNE de la Cuenca de Maracaibo alcanzando la ventana de hidrocarburo. Una cuenca pull-apart controlada por la reactivación de fallas NNE del Jurásico fue formada en la parte central de la Cuenca de Maracaibo (Sub-cuenca de Icotea; Escalona y Mann, 2003). Las fallas de salto vertical, proveen las vías de migración de hidrocarburos procedentes de las rocas cretácicas (Formación La Luna) a las areniscas de los yacimientos del Eoceno.

La cuenca pull-apart de Icotea proporciona una configuración alternativa para la generación de hidrocarburos por encima de las rocas del Cretácico (Figura 2.29 B y C; Escalona y Mann, 2003). El desplazamiento vertical de las grandes fallas de despegue que limitan la cuenca pull-apart permite la yuxtaposición de la rocas generadoras del Cretácico y la rocas de los yacimientos del Eoceno.

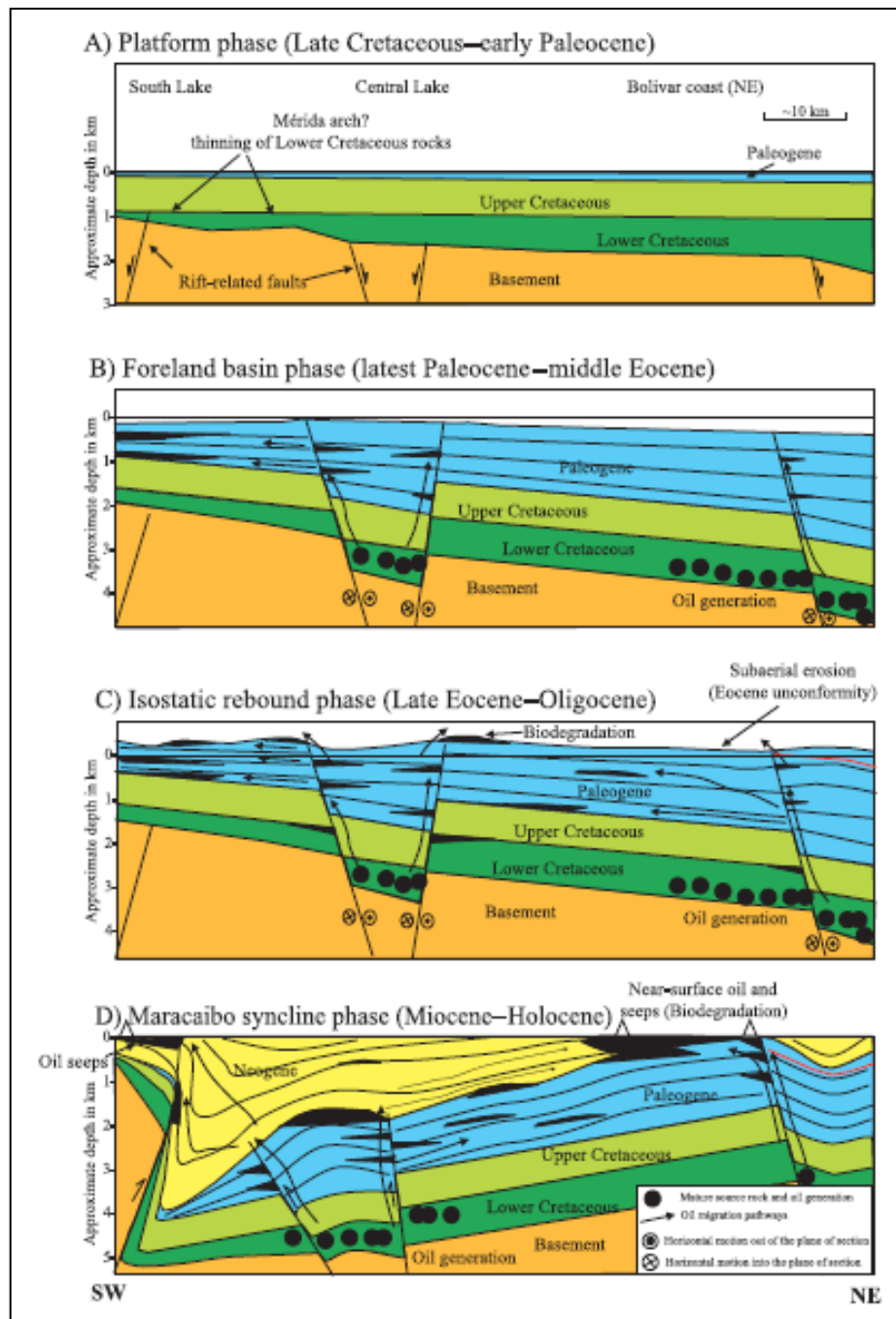


Figura 2.29. Resumen de cuatro fases tectónicas principales que controlan el sistema petrolífero de la Cuenca de Maracaibo. A) Plataforma carbonática, B) Cuenca antepaís, C) Rebote isostático y D) Fase del sinclinal Maracaibo. Tomado de Escalona y Mann (2006c).

La trampas anticlinales formadas durante la creación de la cuenca pull-apart son selladas por la discordancia del Eoceno (Escalona y Mann, 2003). El buzamiento regional NNE de la cuenca ha contribuido a la migración del petróleo buzamiento arriba hacia las áreas centrales de la Cuenca de Maracaibo, donde se encuentran presente los yacimientos con la mayor calidad de facies fluviales y deltaica (Escalona, 2003; Escalona y Mann, 2006c). El entrampamiento por debajo de la discordancia del Eoceno en el área sur y central de la cuenca también se produjo en yacimientos fluviales de edad Eoceno (Escalona y Mann, 2006b) (Figura 2.27).

3.- Rebote Isostático (finales del Eoceno-Oligoceno): Durante el Oligoceno, la mayor parte de la Cuenca de Maracaibo fue expuesta y erosionada por rebote isostático (Figura 2.29 C) que siguió al final de la convergencia de la cuenca antepaís. Este período de rebote y erosión duró aproximadamente 20 Ma en la parte central de la cuenca y se caracteriza por la pérdida de hidrocarburos hacia la superficie (Talukdar y Marcano, 1994). Además, la biodegradación del hidrocarburo ocurrió a causa de la invasión de las aguas meteóricas superficialmente soterradas en los yacimientos del Eoceno (Bockmeulen et al, 1983; Talukdar y Marcano, 1994) (Figura 2.29 C).

4. Sinclinal de Maracaibo (Mioceno-Holoceno): Esta fase de desarrollo de la cuenca fue caracterizada por la elevación de la Sierra de Perijá y los Andes Merida (Figura 2.29 D), la formación del sinclinal de Maracaibo con tendencia norte-sur (Castillo y Mann, 2006b), y la inversión de las estructuras del Eoceno en el Mioceno-Temprano en la parte central de la cuenca. En contraste con el Eoceno, el depocentro del Neógeno fue localizado al sur de la Cuenca de Maracaibo, donde las facies continentales se encuentran hacia el este-noreste para formar grandes trampas estratigráficas de hidrocarburo (Figuras 2.28).

La migración de los depocentros del noreste de la cuenca durante el Eoceno al sur-sureste en el Mioceno-Holoceno contribuyó a un segundo pulso de la maduración de las rocas reservorio de la Formación La Luna de origen Cretáceo en la zona central y sur de la cuenca de Maracaibo. Este nuevo período de generación de hidrocarburo

abasteció los yacimientos de edad Eoceno y Mioceno. Para las rocas de yacimiento más jóvenes del Eoceno, la migración de hidrocarburos se produjo a lo largo de las zonas de falla que atravesaron la discordancia del Eoceno (Figura 2.29). Estas diversas rutas de flujo permiten la migración del hidrocarburo buzamiento arriba desde la parte profunda de la cuenca a los yacimientos superiores del Mioceno (Figuras 2.29 D). En los yacimientos del Mioceno, los hidrocarburos se encuentran atrapados principalmente por: 1) estructuras invertidas (Figura 2.28 I, L; Figura 2.29 D); 2) cuñas estratigráficas hacia el noreste (Guzman y Fisher, 2006) (Figura 2.28), y 3) canalización hacia el este, oeste y sur del sinclinal de Maracaibo (Zambrano et al., 1971; Gonzalez de Juana et al., 1980).

Las Figuras 2.30 y 2.31 ilustran el atrapamiento de hidrocarburo en las estructuras principales de la Cuenca del Lago de Maracaibo, extendiéndose hacia los yacimientos superiores, viajando a través de los diferentes planos de fallas formados por la tectónica compresiva y distensiva, a la cual fue sometida la cuenca afectando las rocas de la Formación La Luna del Cretáceo. Esta dinámica estuvo también asociada con los diferentes campos de esfuerzos que ayudaron a conformar lo que es hoy día el sistema de fallas regional (ej: falla Lama-Icotea, Pueblo Viejo, Burro Negro y Urdaneta), sirviendo estas fallas como vías de escape para el flujo y movimiento del petróleo hacia la superficie.

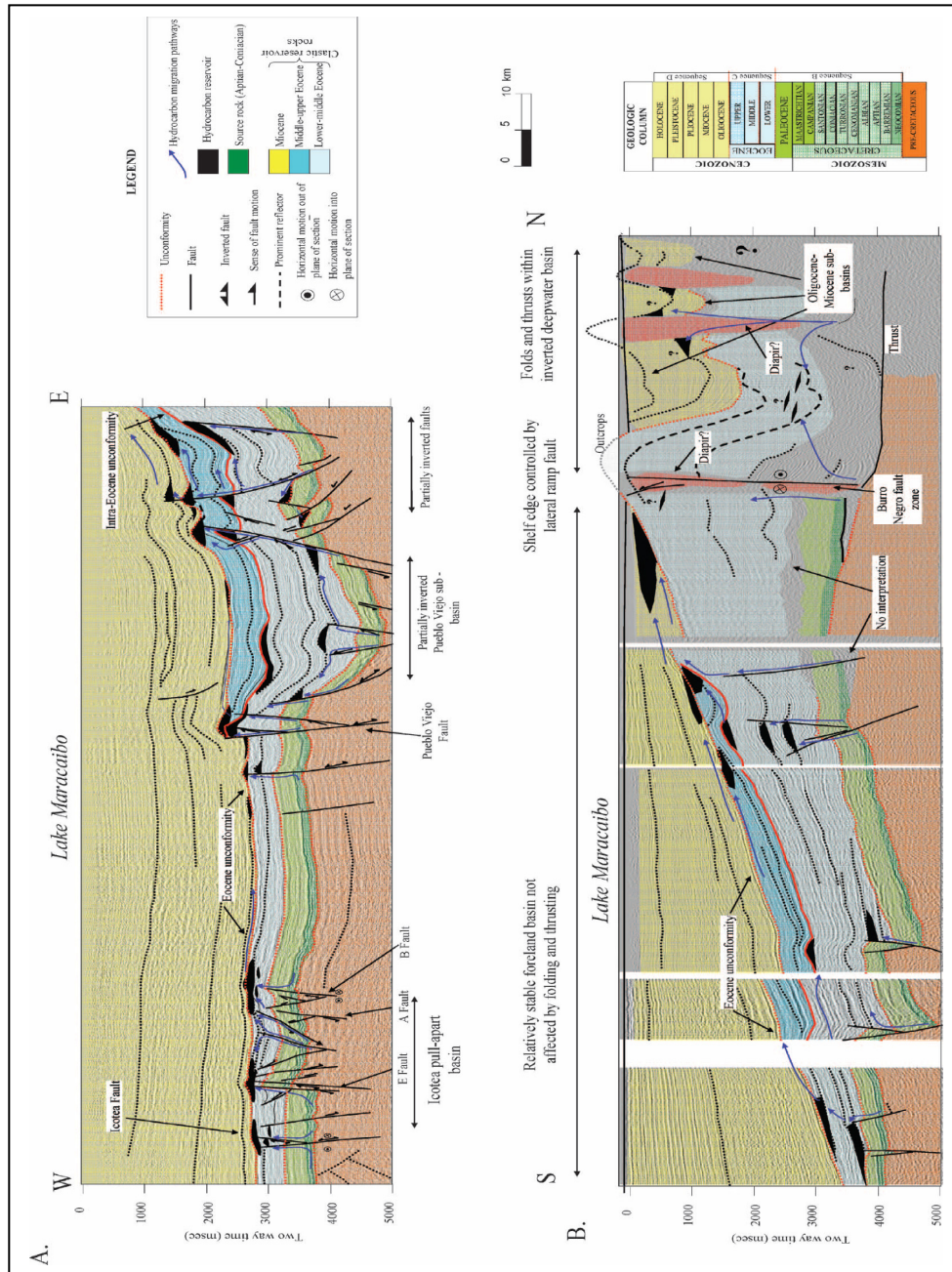


Figura 2.30. A) Línea sísmica interpretada de este a oeste en la Cuenca de Maracaibo. La sección presenta las principales características estructurales y estratigráficas de la cuenca y sus sistemas petrolero (véase la Figura 2.25 para la ubicación). Las rutas de migración desde la roca reservorio (Cretáceo) se localizan a lo largo de las fallas principales de la cuenca (por ejemplo, Icoitea, Pueblo Viejo, y las fallas A, B, E). Los yacimientos de hidrocarburos se concentran en altos estructurales bajo la discordancia del Eoceno y el Mioceno en los flancos norte y este del sinclinal de Maracaibo. B) Línea sísmica interpretada norte-sur en la cuenca de Maracaibo (véase la Figura 2.25 para la ubicación). Los yacimientos de hidrocarburos en el Mioceno se concentran buzamiento arriba de la cuña clástica del Mioceno. Las turbiditas del Eoceno proporcionan buenos objetivos de exploración al norte de la falla de Burro Negro. Tomado de Escalona y Mann (2006c).

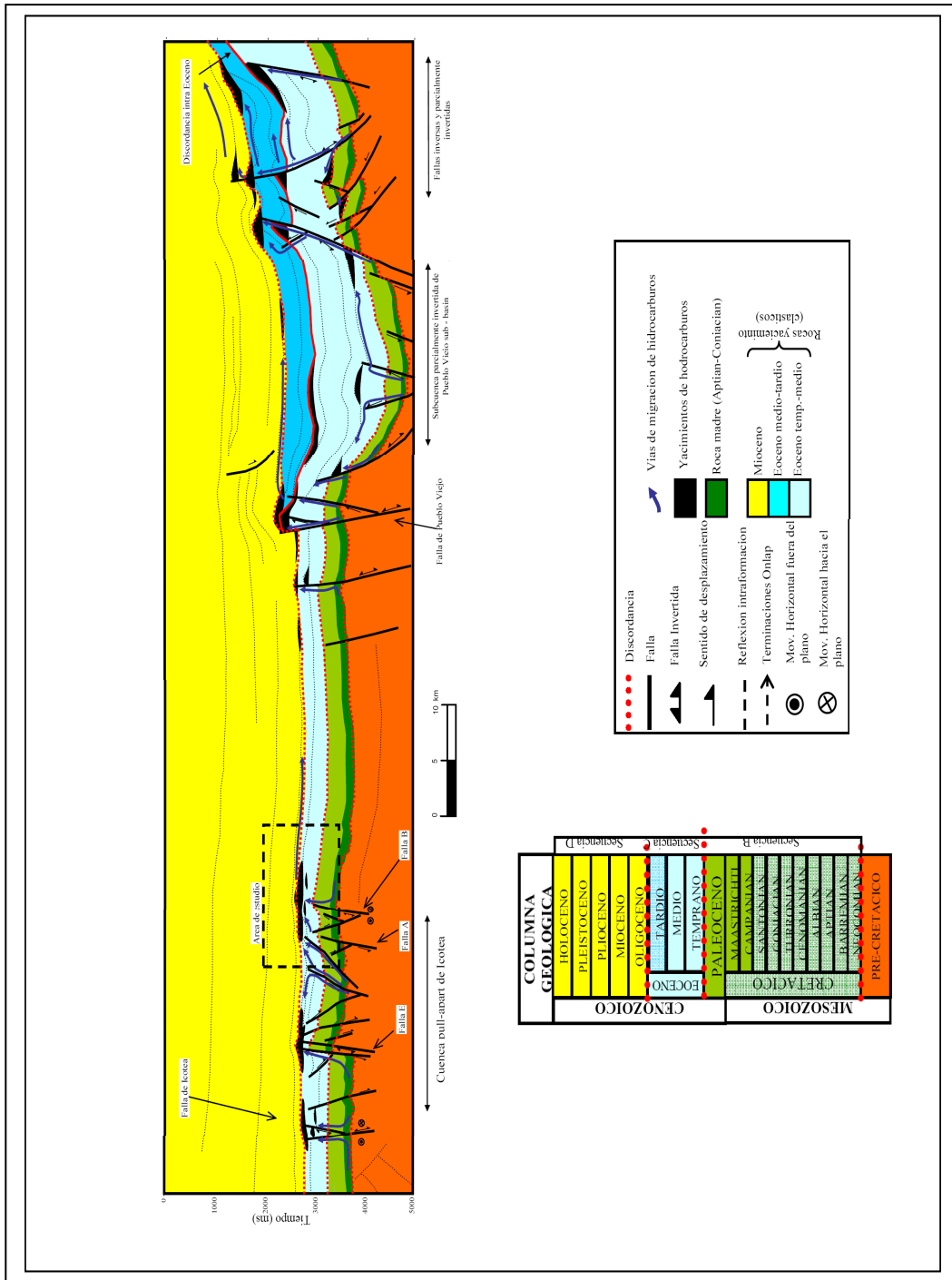


Figura 2.31. Interpretación estructural de dirección este-oeste en la Cuenca de Maracaibo con los espesores de las formaciones depositadas entre el Pre-Cretácico hasta finales del Cenozoico. Las flechas de color azul representa la migración del hidrocarburo desde la roca madre del Cretáceo por vía de los planos de fallas hasta llegar a su entrapamiento a finales del Eoceno-Mioceno. Tomado de Escalona (2003).

El planteamiento realizado por Lugo y Ochoa (1994) involucra también (al igual que Escalona y Mann, 2006c) que la migración del petróleo y posterior entrapamiento se produjo a través de los diferentes planos de fallas y sistemas estratigráficos respectivamente (Fig. 2.32 A y B); sobre todo aquellas fallas en las cuales se consideran que su actividad tectónica ha sido considerable desde los inicios del Jurásico (ejemplo: Lama-Icotea, Pueblo Viejo, Burro Negro, Urdaneta, etc.).

La mayoría de los estudios geoquímicos realizados en la Cuenca de Maracaibo, seleccionan a las calizas del Cretácico de la Formación La Luna como la roca fuente principal de casi todos los hidrocarburos atrapados en la cuenca (Lugo y Ochoa, 1994).

Para el Eoceno-Tardío (Fig. 2.32 A y B), la ventana de hidrocarburo se encuentra en una franja angosta cerca de la costa este del lago. Esta ventana de maduración de hidrocarburos está asociada con las tasas máximas de subsidencia en el Eoceno-Temprano-Medio (Lugo y Ochoa, 1994). El petróleo migró hacia los altos estructurales en este lapso de tiempo. Este hidrocarburo almacenado en los yacimientos carbonáticos del Cretáceo (Numero 1 en las Figuras 2.32 A y B) y las arenas C (Numero 2 en las Figuras 2.32 A y B) a lo largo del lado este del Pilar (“horts”) de Lama. También se acumuló en las arenas B y C a lo largo de la estructura de la Falla Lama-Icotea (Numero 3 en las Figuras 2.32 B y C). Se considera que el petróleo procedente de la ventana de migración de la discordancia del Paleoceno a través de las fallas normales continuó buzamiento arriba hacia los niveles estructurales más altos quedando atrapado (en combinación con las trampas estructurales y estratigráficas) dentro de las arenas C con los onlap de la discordancia del Eoceno. Esto es así si se cumplen dos condiciones: 1) las lutitas intercaladas con las arenas C deben ser lo suficientemente gruesas para proporcionar un sello en la parte superior y prevenir la migración vertical, y 2) la discordancia del Paleoceno debe ofrecer un sello debajo de ella. Las lutitas de las arenas C pueden actuar como un sello vertical de manera regional, donde también pueden suministrar un sello lateral en trampas conformadas por cierres de fallas, donde el desplazamiento de la

falla es lo suficientemente grande como para yuxtaponer las lutitas contra el yacimiento (Lugo y Ochoa, 1994).

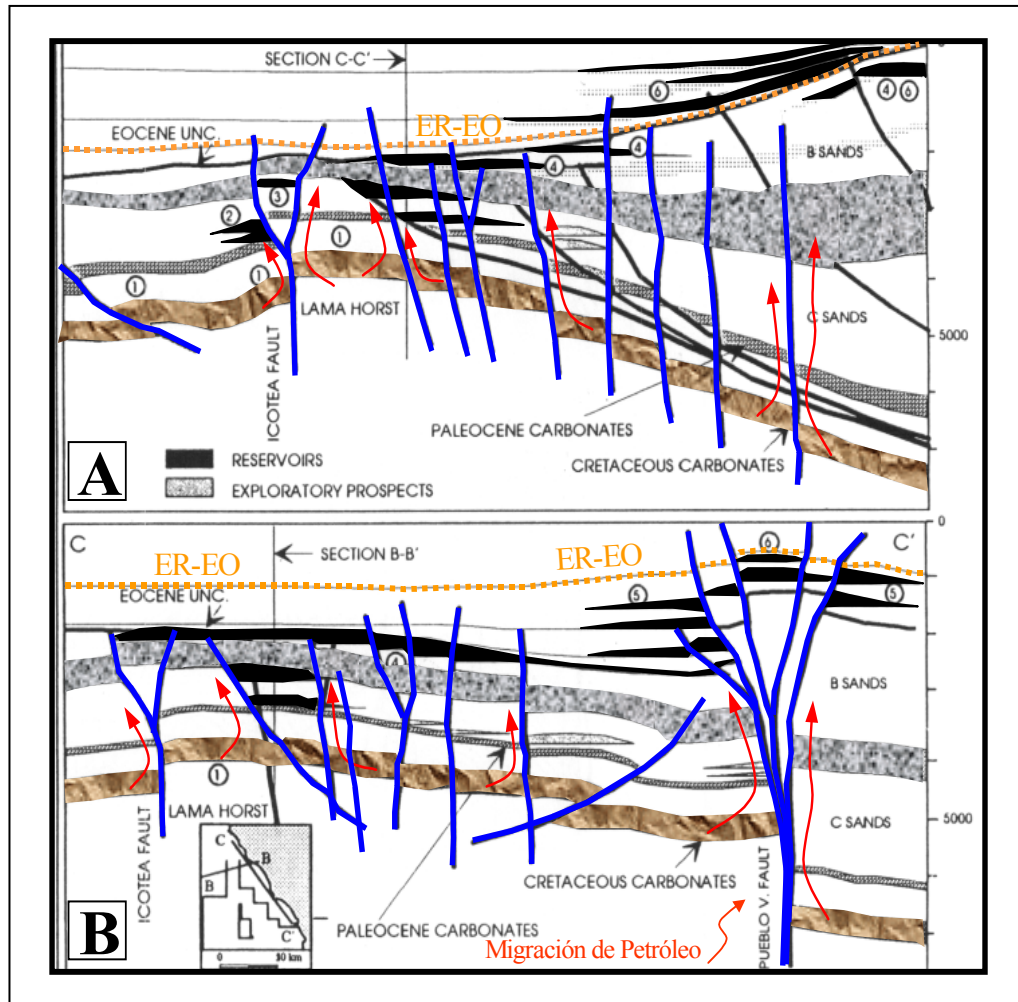


Figura 2.32. Secciones transversales donde se muestra el comportamiento estructural diseñado por Lugo y Ochoa (1994) para los sistemas de fallas Lama-Icoatea y Pueblo Viejo junto a la migración y entrapamiento del petróleo en el área. Los números se refieren a la historia de la migración del hidrocarburo y se explican en el texto. A) Transecto B-B' de dirección NE-SO semi-ortogonal al tren de fallas Lama-Icoatea. B) Transecto C-C' de dirección NO-SE semi-ortogonal al tren de fallas Lama-Icoatea y Pueblo. Modificado de Lugo y Ochoa (1994).

Para el Mioceno Medio-Tardío (Figura 2.32B) la ventana de petróleo se había movido hacia el suroeste (Lugo y Ochoa, 1994). Esta ventana ocupada anteriormente en el Eoceno se convirtió en zonas demasiado maduras para ese tiempo, lo cual fue una fuente de gas condensado (Lugo y Ochoa, 1994). Durante esta etapa, los grandes

volúmenes de crudo liviano y condensado fueron expulsados y atrapados en la principales estructuras (Lugo y Ochoa, 1994). Parte del petróleo previamente atrapado en las arenas C pudo haber remigrado hacia las arenas B, quedando atrapados estratigráficamente por debajo de la discordancia del Eoceno (Figura 2.32 B y C), o estructuralmente atrapado cerca del alto de Pueblo Viejo (Numero 5 en la Figura 2.32 B y C) (Lugo y Ochoa, 1994).

En la actualidad la ventana de generación de petróleo se está moviendo hacia el sur por el levantamiento de los Andes. Grandes áreas de la Formación La Luna están generando y expulsando petróleo liviano (Lugo y Ochoa, 1994). El marco estructural de la cuenca de Maracaibo se puede utilizar para predecir las trampas estructurales y las principales rutas de migración de petróleo. La compresión de dirección NNO involucra fallas inversas debido al nuevo levantamiento a lo largo de la Serranía de Trujillo en esta parte de la cuenca. Esta deformación resulta en la remigración de los hidrocarburos previamente atrapados por debajo de la discordancia del Eoceno. Esta migración es reorientada hacia el este-noreste de la cuenca y a través de la reactivación de las fallas del en “echelon” para quedar atrapado dentro de los yacimientos post-Eoceno (Numero 6 en la Figura 2.32 B y C).

Por otra parte, Pöppelreiter et al. (2004) también plantean para el campo de explotación Urdaneta una distribución y migración lateral del hidrocarburo por vía de planos de fallas a partir de la roca madre del Cretáceo (Figura 2.33) y que pudo ser controlado por la diagénesis de los carbonatos (Hickman et al., 2003). Esto es reconocido como un factor importante en los yacimientos carbonáticos (Esteban y Taberner, 2003; Laubach y Milliken, 2004). Desde el punto de vista estructural, la diagénesis inducida puede ser un componente importante en la generación de yacimientos claves de hidrocarburos incluso a gran profundidad (Scholle y Halley, 1985).

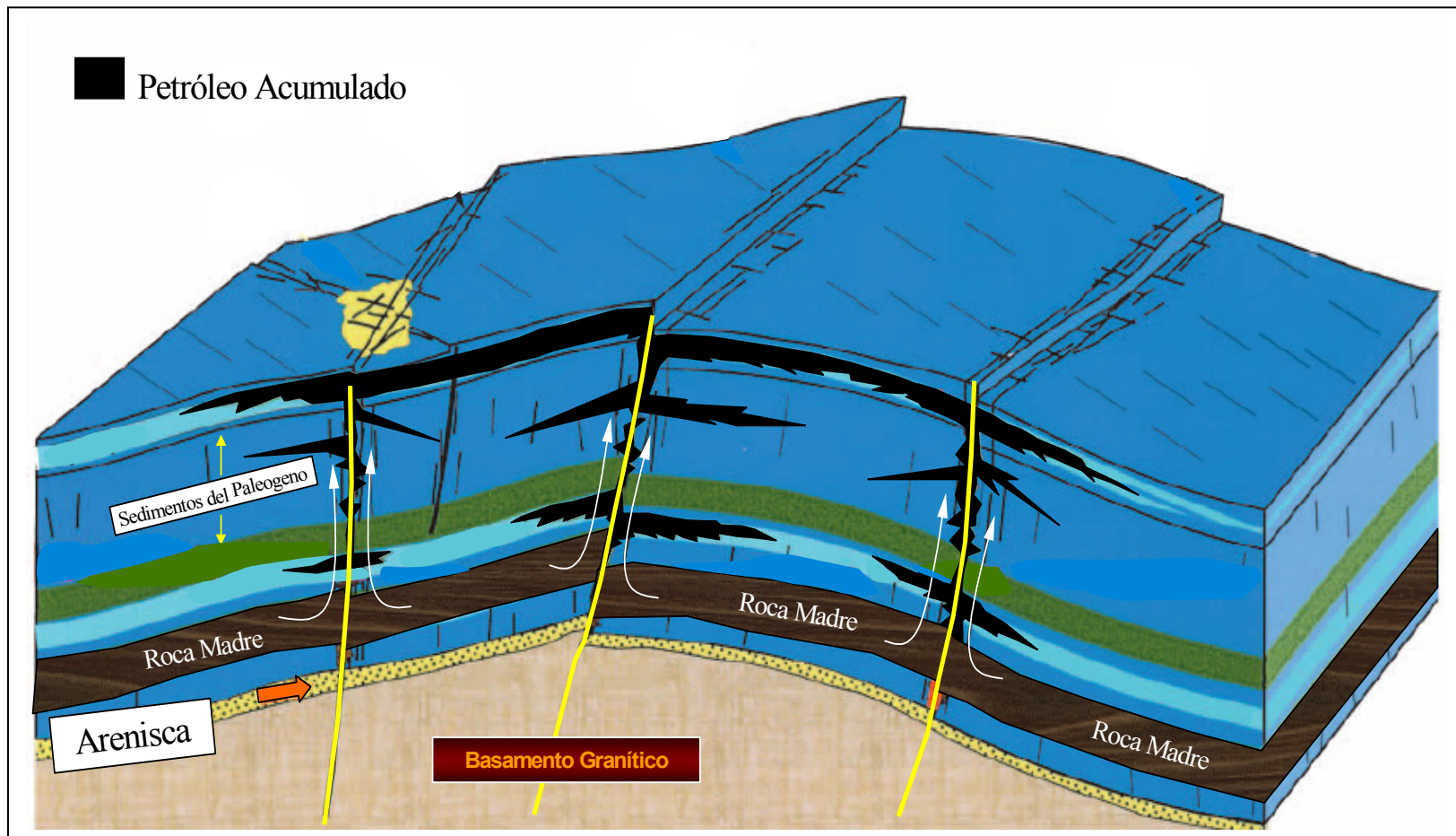


Figura 2.33. Posible migración y entrapamiento del hidrocarburo lateralmente desde los yacimientos inferiores (Formación La Luna) en el Campo Urdaneta al oeste del Lago de Maracaibo. Las flechas indican la dirección de migración hacia los yacimientos superiores.
Modificado de Pöppelreiter et al. (2004).

2.3. Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo

La construcción del modelo estratigráfico de la Cuenca de Maracaibo ha sido complicado en vista de los numerosos eventos tectónicos involucrados desde sus inicios hasta el presente (Galloway, 1989; Driscoll y Diebold, 1999), siendo posible su construcción con el análisis de la data suministrada por un gran número de pozos que hoy día manifiestan su evolución y que a su vez arrojan mejor información de las posibles trampas estructurales de hidrocarburos asociadas con los eventos tectono-sedimentarios de sus alrededores.

En el subsuelo de la cuenca se encuentra un basamento ígneo-metamórfico directamente debajo de formaciones cretáceas y pre-cretácicas. La presencia de rocas paleozoicas fosilíferas, en diversas áreas andinas, permite postular la presencia de formaciones paleozoicas sobre las plataformas, pero su distribución inicial es todavía hipotética. Igualmente sucede con las rocas representativas del Mesozoico Temprano-Medio (Formación La Quinta). Dichas formaciones pre-cretáceas afloran en diversas partes de Los Andes, en la Sierra de Perijá y en la Península de la Guajira; muchas de ellas se encuentran metamorfizadas. Se conocen algunas secciones de la Formación La Quinta en partes de la Plataforma de Maracaibo.

Al final del Triásico-Jurásico se desarrollaron movimientos intensos que acompañados de la erosión configuran los elementos estructurales sobre los cuales se va a producir la transformación marina del Cretáceo, que cubrió todo el Occidente de Venezuela. En este período se produce metamorfismo, plegamiento andino e intrusiones ígneas, formación del Arco de Mérida, levantamiento de la región central de la cuenca, la cual fue precursora de la subsiguiente Plataforma de Maracaibo. El borde continental se levanta produciendo retirada general de los mares de Venezuela Occidental. Luego en este mismo periodo se produce sedimentación continental concentrada al noreste y al sureste del Arco de Mérida y en la Sierra de Perijá. La Figura 2.34 muestra la columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Maracaibo.

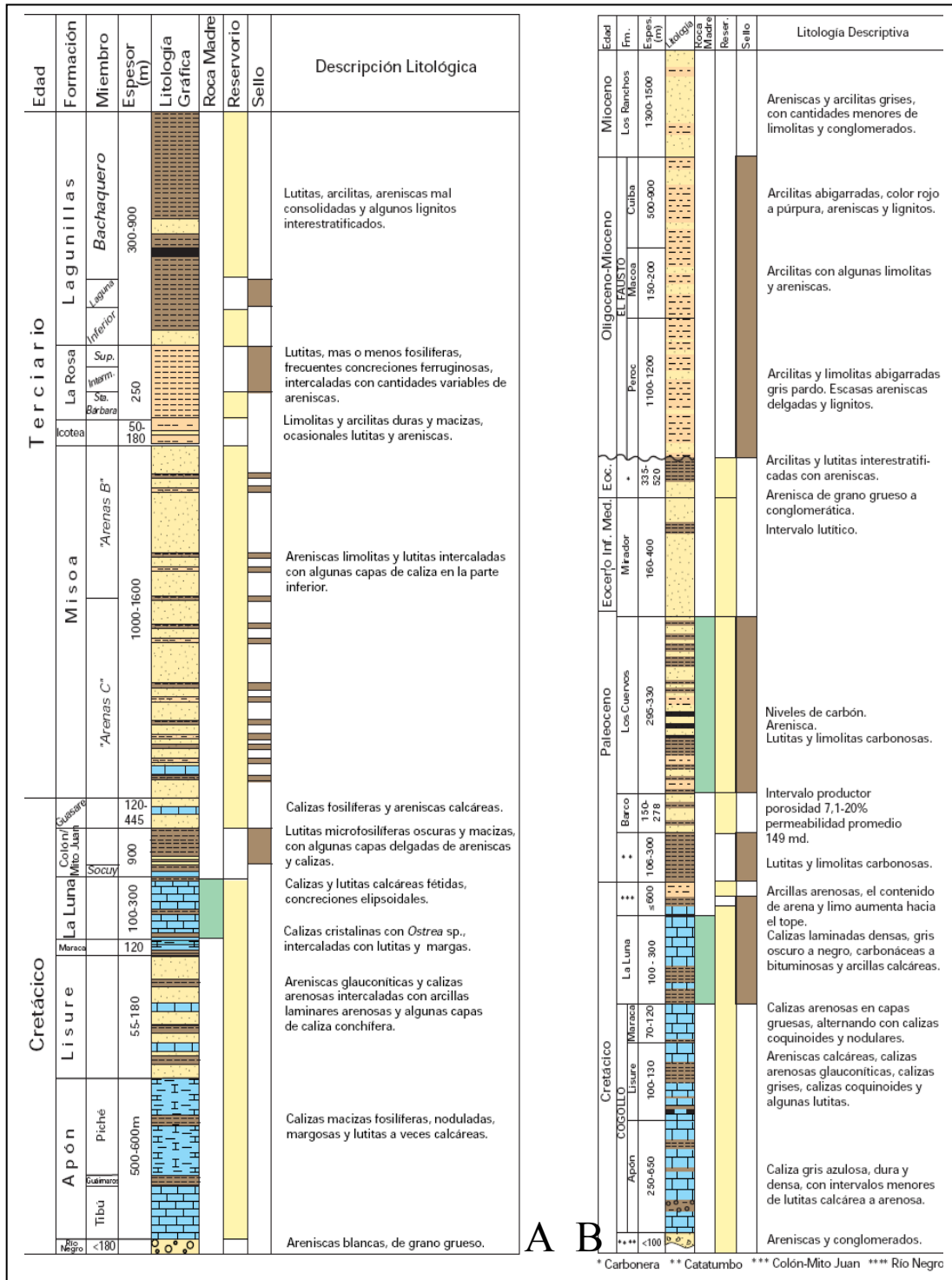


Figura 2.34. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo. A) Tomado de González de Juana et al. (1980), Parnaud et al. (1995). B) Flanco Norandino. Tomado de González de Juana et al. (1980).

2.3.1. Paleozoico

En particular las secuencias depositadas durante el Paleozoico se han identificado en diversas áreas tales como: el Escudo de Guayana, Los Andes de Mérida, Cuenca de Maracaibo y la Serranía de Perijá.

En el flanco meridional de Los Andes de Mérida, el Paleozoico Temprano está constituido por limolitas fosilíferas de las formaciones Caparo y El Horno del Ordovícico y Silúrico, respectivamente. El Paleozoico-Medio está representado por el Grupo Río Cachimí en la Sierra de Perijá. Este grupo consiste de rocas sedimentarias de plataforma marina ricas en faunas bénticas tales como braquiópodos y pelecípodos. Estratigráficamente, el Paleozoico-Tardío en Los Andes de Mérida es muy variable. La Formación Mucuchachí registra inundaciones marinas, la Formación Sabaneta muestra un episodio de depositación continental, mientras que la Formación Palmarito evidencia un evento marino al final de este período. En la Sierra de Perijá, el Paleozoico-Tardío está representado por dos intervalos: uno inferior, que incluye las formaciones Caño del Noroeste, Caño Indio y Río Palmar, las cuales se consideran equivalentes a la Formación Sabaneta en Los Andes de Mérida; y otro intervalo superior, más joven, que contiene la Formación Palmarito compuesta de facies arenosas y calizas marinas de plataforma interna. En el Occidente de Venezuela, ningún pozo ha penetrado este nivel estratigráfico (Parnaud et al., 1995).

Actualmente se conoce muy poco acerca del potencial petrolífero de la secuencia paleozoica. Estudios han demostrado que la materia orgánica contenida en muestras de la Formación Palmarito tiene un elevado grado de madurez, lo cual impide una evaluación exacta de su verdadero potencial petrolífero original.

2.3.2. Mesozoico

El desarrollo evolutivo del Mesozoico es el resultado de una fase de *rift* Jurásico atribuida a la fragmentación de Pangea y a la colisión entre las placas de Sudamérica y Norteamérica. Ghosh et al. (1996), han definido tres megasecuencias para el Mesozoico:

1. *Rifting* Jurásico asociado por un lado a la apertura del Océano Atlántico, y por el otro, ligado a la tectónica extensional operante en un escenario de retroarco detrás de la Cordillera Central de Colombia.
2. Cuenca de retroarco (*back arc basin*)/margen pasivo en el Cretácico Temprano con un relleno de clásticos continentales limitados por las depresiones preexistentes.
3. Cuenca de antepaís (*foreland basin*) en el Cretáceo-Tardío lo cual originó una transgresión intermitente y la depositación de secuencias retrogradacionales.

Los diferentes “*graben*es” que se suscitaron en la época jurásica fueron rellenos por sedimentos continentales tipo “capas rojas” volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas, existiendo evidencia de ello en la Península de la Guajira (grupos Cojoro y Cocinas) y Paraguaná (Formación Pueblo Nuevo), en la Formación La Quinta de Venezuela Occidental e incluso en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela (Formación Ipire). La Figura 2.35 (A y B) muestran la sedimentación y la estratigrafía del Mesozoico-Tardío.

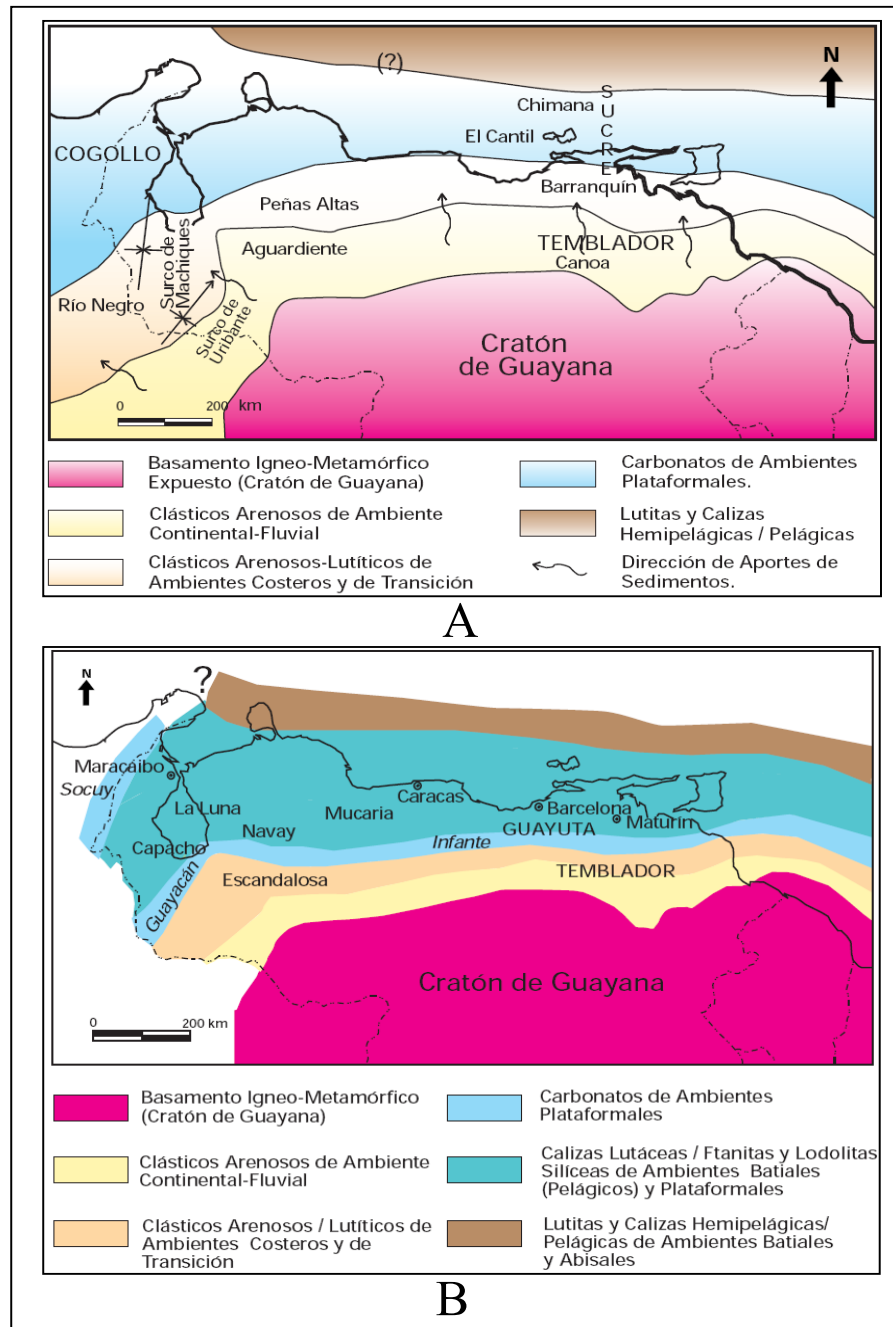


Figura 2.35. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante en Mesozoico-Tardío. A) Distribución de facies sedimentarias del Cretáceo-Temprano al norte del Cratón de Guayana. B) Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretáceo-Tardío. Tomado de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2007).

2.3.2.1. Jurásico

En Perijá, el Jurásico está evidenciado por rocas del Grupo La Gé, la cual está conformada por las formaciones Tinacoa, Macoíta y La Quinta. Estas formaciones reflejan una sedimentación continental con aporte local de material volcánico (tal como cenizas volcánicas). En Los Andes de Mérida, esta secuencia jurásica está representada por la Formación La Quinta.

La Formación La Quinta en su parte basal está compuesta por capas tobáceas vítreas de color violeta a rosado; la parte media consiste de una espesa secuencia de limolitas verde-rojizas, areniscas interestratificadas con tobas, y localmente algunas calizas. La sección superior consiste de limolitas, y areniscas rojas con estratificación cruzada y rizaduras. Las capas rojas de La Quinta fueron evidentemente depositadas en un ambiente continental e indican claramente también, un origen fluvial y de abanicos aluviales para los sedimentos en una cuenca molásica de *rifting* (Ghosh et al., 1996).

De acuerdo con las interpretaciones de Parnaud et al. (1995), en el subsuelo del Lago de Maracaibo, al Oeste de la alineación estructural Icotea, se observa un semi-graben en las secciones sísmicas con una falla principal que buza hacia el Este. En esta zona no se reconoce la base de la secuencia jurásica, pero su parte superior está marcada por reflectores truncados. Los registros de pozos indican que esta secuencia corresponde a la Formación La Quinta.

Debido a la aparente ausencia de rocas madres y malas características de yacimiento, la secuencia jurásica tiene poco potencial petrolífero. En todo el occidente no hay producción a partir de niveles jurásicos.

2.3.2.2. Cretácico

Durante el período Cretáceo comienza en la Cuenca de Maracaibo una fuerte transgresión marina, la cual se correlaciona con los grandes cambios eustáticos que ocurrieron a nivel mundial (Cortis et al., 2001). Se identificaron tres grandes surcos importantes: surco de Machiques, Uribante y Barquisimeto, presentando sedimentación gruesa clástico-feldespática que se extiende en forma diacrónica y con pequeño espesor sobre la plataforma: Formación Río Negro.

Barremiense

La transgresión comenzó con la sedimentación de la Formación Río Negro, cuando factores como la subsidencia y el aporte de sedimentos condicionaron las paleopropiedades y el desarrollo de los ambientes. Durante este período los surcos de Machiques y Uribante (áreas de mayor subsidencia que rodeaban a la Plataforma de Maracaibo) recibieron grandes volúmenes de sedimentos fluviales correspondientes a la Formación Río Negro (Ghosh et al., 1996).

Esta secuencia constituye la componente continental basal de la cuenca de margen pasivo durante el Cretáceo, y aunque está ampliamente distribuida, su edad no está bien definida; las evidencias disponibles sugieren una edad Neocomiense-Aptiense (Ghosh et al., 1996).

La Formación Río Negro consiste de conglomerados oligomíticos y areniscas que descansan discordantemente sobre formaciones más antiguas tales como la Formación La Quinta y las asociaciones Mucuchachí/Tostosa. Los conglomerados de Río Negro tienden a mostrar un carácter de afinamiento hacia el tope y pueden terminar en lutitas impuras laminadas (Ghosh et al., 1996).

Aptiense-Albiense

La depositación continental de la Formación Río Negro culminó debido a la transgresión marina que inundó la plataforma cratónica de Guayana (Parnaud et al., 1995). A comienzos del Aptiense (Figura 2.36), las aguas marinas progresaron

cubriendo extensas áreas donde se desarrollaron ambientes marinos someros representados por las calizas del Grupo Cogollo, subdividido éste en las formaciones Apón, Lisure y Maraca (Parnaud et al., 1995).

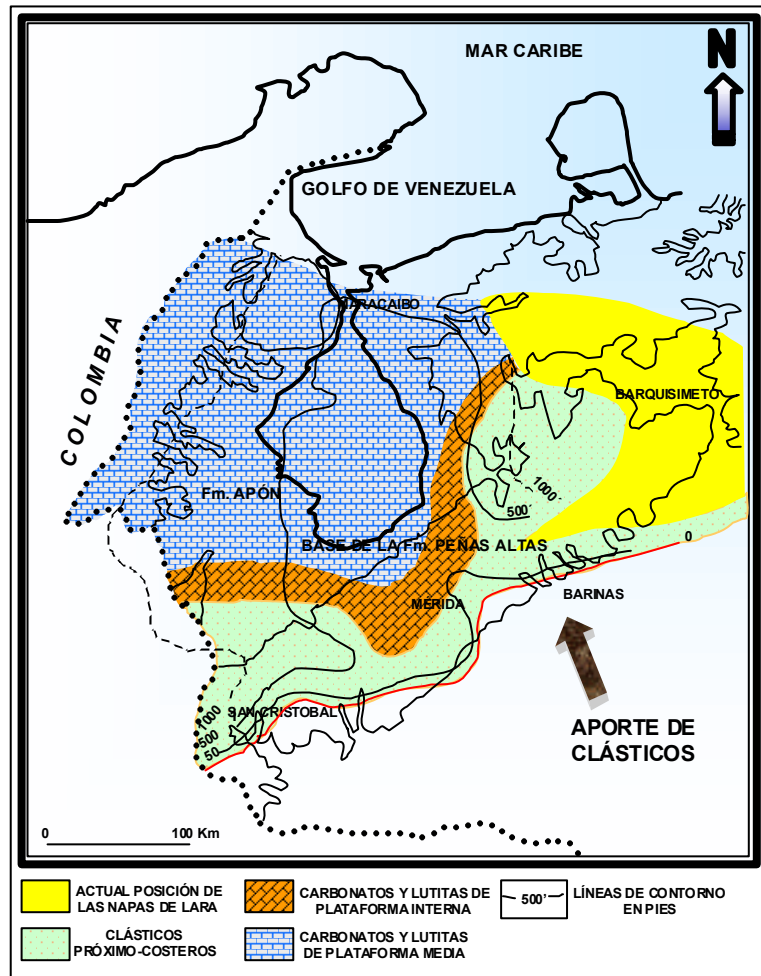


Figura 2.36. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Aptiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).

La región de la Guajira, Machiques y la plataforma de Maracaibo se caracterizan por una facies de calizas que disminuye hacia el sur dando lugar a facies arenosas en Los Andes, parte de la cuenca de Barinas y la depresión del Táchira, donde el predominio de clásticos es notorio (Parnaud et al., 1995). El ambiente de plataforma calcárea que se desarrolló durante el Aptiense-Albiense, sugiere que hubo un balance entre la subsidencia y el aporte de sedimentos (Ghosh et al., 1989). Para el

Aptiense predominaron en el área los ambientes francamente marinos, en donde se sedimentan calizas nodulares con intercalaciones de lutitas negras, pertenecientes a la Formación Apón, la cual está subdividida en cuatro miembros: Tibú, Guáimaros, Machiques y Piché (Parnaud et al., 1995).

Como continuación de la transgresión durante el Albiense, la parte sur de la cuenca fue invadida por sedimentos detríticos correspondientes a la Formación Aguardiente. La sedimentación clástica decrece progresivamente hacia el norte donde la Formación Aguardiente (1600 pies en Táchira, 150 pies en el Arco de Mérida), pasa a su equivalente lateral calcáreo y detrítico de la Formación Lisure (Figura 2.37).

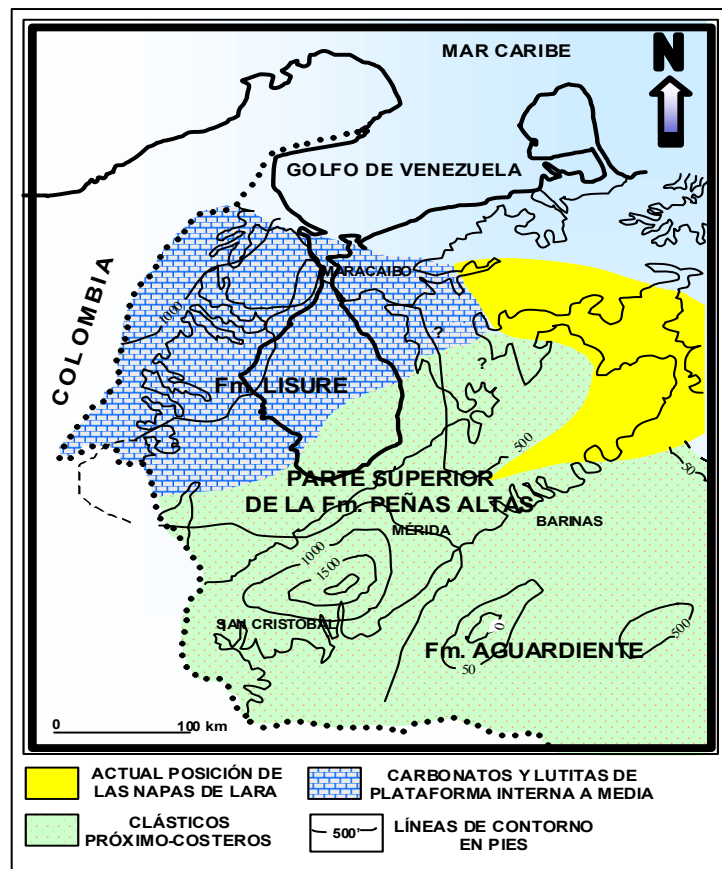


Figura 2.37. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Albiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).

La Formación Lisure consiste en areniscas glauconíticas de grano medio a fino, de color gris azulado a gris verdoso, calizas arenosas glauconíticas laminadas, areniscas micáceas que alternan con lutitas arenoso-arcillosas de color gris azulado, calizas glauconíticas y algunas calizas lutíticas (Parnaud et al. 1995). Según González de Juana et al. (1980), la presencia de areniscas y glauconita es el principal elemento que la diferencia del resto de las formaciones del Grupo Cogollo.

Durante el Albiense-Tardío, en todo el occidente de Venezuela se sedimentó una caliza poco espesa, de ambiente marino y facies de aguas llanas correspondientes a la Formación Maraca. El carácter más distintivo de esta formación lo constituyen las calizas bioclásticas coquinoideas macizas, con algunas intercalaciones de capas delgadas de margas y lutitas de color gris y ocre claros (González de Juana et al., 1980). También puede presentar ooides y granos cubiertos, y algunos granos angulares de cuarzo, fosfato y pirita (Parnaud et al., 1995). Las calizas se asemejan a la de los miembros Piché y Tibú de la Formación Apón (Parnaud et al., 1995).

Cenomaniense-Campaniense

El tope de la Formación Maraca marca el comienzo de una subsidencia regional que se traduce en cambios litológicos resaltantes, como la sedimentación de calizas negras, intercaladas con lutitas marinas de la Formación La Luna. Esta formación representa ambientes más profundos, la cual según Zambrano et al. (1971), ha sido ubicada dentro de la Provincia Pelágica, indicando a su vez el límite máximo de la transgresión cretácea (Ghosh et al., 1989).

Luego de la sedimentación del Cretáceo Temprano, el alabeo de las “tierras de antepaís” originó una transgresión intermitente durante el Cenomaniense Tardío-Campaniense Temprano y la depositación de tres secuencias retrogradacionales (Parnaud et al., 1995). Estas secuencias se presentan en la Sierra de Perijá y Lago de Maracaibo como la Formación La Luna; en Los Andes de Mérida abarcan las formaciones Capacho y La Luna; y en la cuenca de Barinas-Apure como las formaciones Escandalosa y Navay (Figura 2.38).

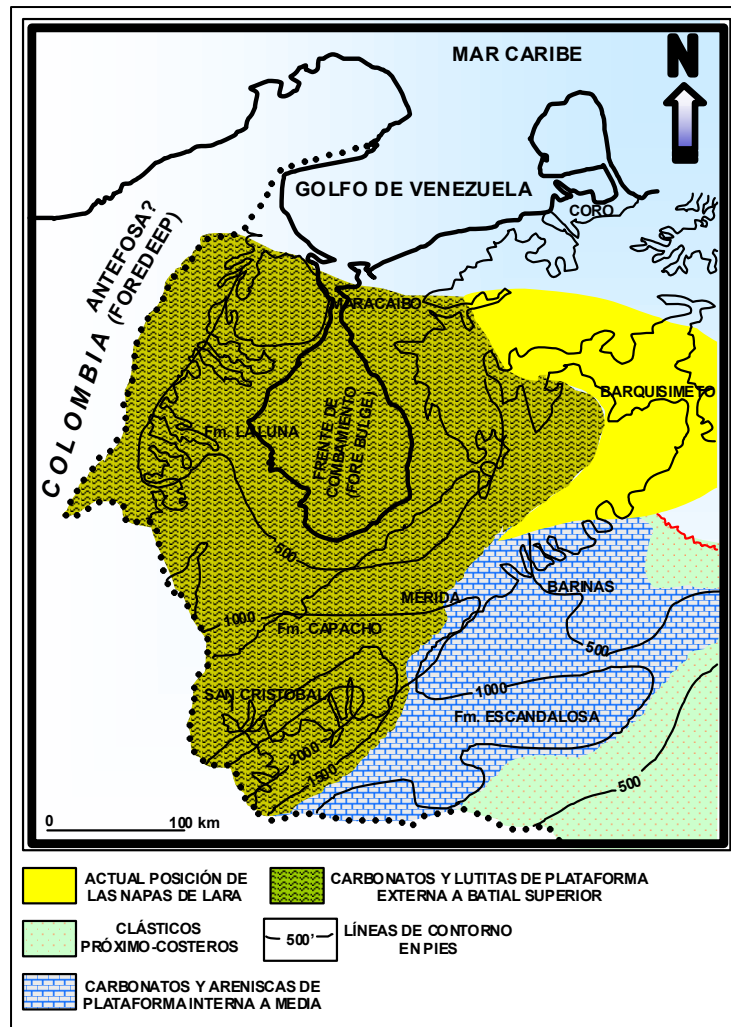


Figura 2.38. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Cenomaniense Tardío-Campaniense Temprano. Tomado de Parnaud et al. (1995).

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas densas de color gris oscuro a negro; la fanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 centímetros de diámetro, son características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento (Parnaud et al., 1995). Muchas de las concreciones tienen amonites y otros macrofósiles en su interior

(Parnaud et al., 1995). En el contacto La Luna-Colón, por debajo de las lutitas características de la Formación Colón, se presenta una extensa zona glauconítica y fosfática (Miembro Tres Esquinas), que localmente infrayace a una caliza fosilífera (Miembro Socuy de la Formación Colón) (Parnaud et al., 1995).

El Miembro Tres Esquinas constituye una secuencia condensada típica, cuya paleobatimetría pudo haber estado entre 300 y 500 m según De Romero y Galea (1995). De Romero y Galea (1995) también han sugerido que Tres Esquinas consiste en realidad de múltiples MFS (*Maximum Flooding Surfaces*, o Superficies de Máxima Inundación) y mencionan un hiatus de unos 8 Ma entre esta capa y la suprayacente Formación Colón.

Patrones de engrosamiento muy diferentes de la Formación La Luna (Cenomaniense a Campaniense) y de las formaciones Colón-Mito Juan sugieren una tendencia diacrónica (Coniaciense-Tardío a Campaniense-Tardío) en la edad del tope de la Formación La Luna que se hace más joven hacia el Occidente de la cuenca (Cooney y Lorente, 1997). Este hiatus entre el tope de la Formación La Luna y la base de Colón-Mito Juan, varía entre 13 Ma hacia el este y menos de 1 Ma en el Oeste. Este hiatus podría estar, al menos parcialmente, controlado por el Arco de Mérida sometido a un proceso de rejuvenecimiento a partir del Coniaciense Tardío (Cooney y Lorente, 1997). Particularmente, para el Santoniense parece haber habido un período significativo de estructuración, levantamiento y no deposición o erosión local, que podría estar relacionado a un período de obducción del arco de islas del Pacífico (*Terreno Amaime*) en la Placa Caribe original, sobre la Placa de Suramérica (Cooney y Lorente, 1997).

Campaniense Tardío-Maestrichtiense

En el Cretáceo Tardío, la evolución tectónica estuvo marcada por la fase de colisión entre el arco volcánico del Pacífico y la Placa de Suramérica. Esta colisión transformó el margen pasivo en un cinturón activo, creando una cuenca de antepaís acompañada de una antifosa al oeste (Perijá) y un alto en el área de Barinas. No

obstante hacia el norte y noreste, se mantuvo el carácter de margen pasivo hasta el emplazamiento de las napas y el frente de corrimiento de Lara (Cooney y Lorente, 1997).

Esta historia indica un cierre tipo tijera para el margen pasivo durante el Cretáceo Tardío y Paleoceno Temprano. Esta transición se caracterizó por una gran regresión que comenzó en la parte temprana del Cretáceo-Tardío. Simultáneamente, al oeste, la colisión del arco volcánico del Pacífico formó una antifosa dentro de la cual se depositaron las facies lutíticas de la Formación Colón (Parnaud et al., 1995) (Figura 2.39).

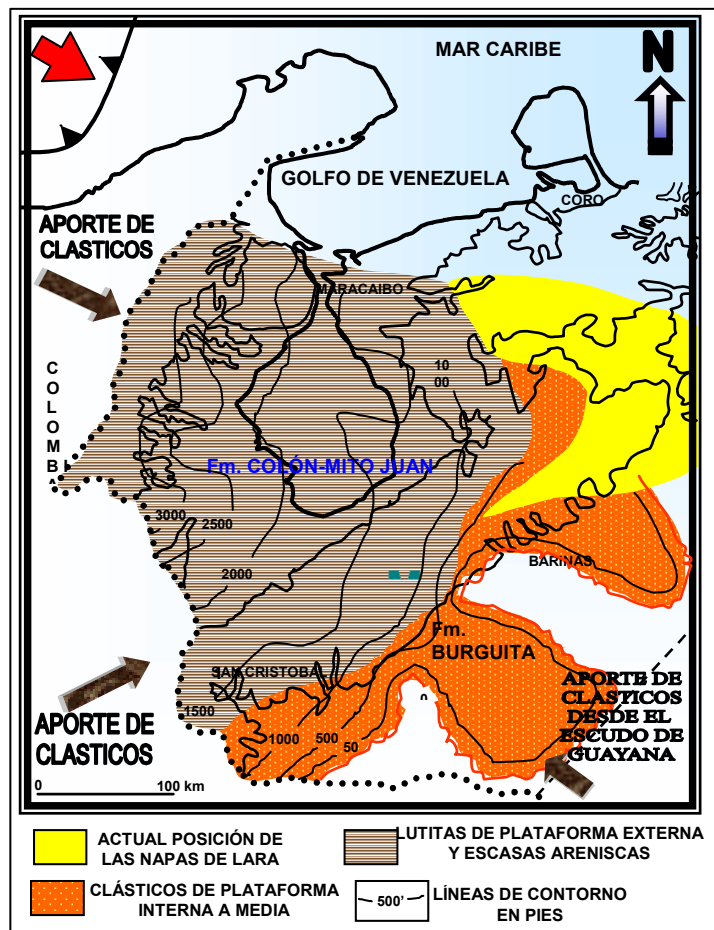


Figura 2.39. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Campaniense Tardío-Maestrichtiense. Tomado de Parnaud et al. (1995).

Durante este momento de la historia geológica ocurre un período de sedimentación reducido el cual está representado en el área por las capas glauconíticas del Miembro Socuy de la Formación Colón, las cuales comienzan a ser cubiertas por las lutitas marinas de la Formación Colón que se extienden sobre la mayor parte del Occidente de Venezuela. La sedimentación de la Formación Colón fue rellenando la cuenca hasta el Maestrichtiense Tardío donde comienzan a aparecer los intervalos arenosos de la Formación Mito Juan (Parnaud et al., 1995).

Con la finalización del ciclo de subsidencia uniforme de la cuenca y las facies de mar abierto (lutitas) de la Formación Colón, se cumple el ciclo de relleno final de la misma (González de Juana *et al.*, 1980). Por lo general, las unidades lutíticas de la Formación Colón son interpretadas como estratos transgresivos y la estratigrafía más arenosa de la Formación Mito Juan como un sistema progradacional de nivel alto (Parnaud et al., 1995).

2.3.3. Cenozoico

Al final del Cretáceo, la antifosa de Perijá fue rellenada con los sedimentos de nivel alto de la Formación Mito Juan, cuya fuente de aportes se encontraba hacia el Oeste. Las capas superiores de esta unidad se encuentran erosionadas, sugiriendo una pulsación tectónica en el área de Perijá a fines del Cretáceo. Este evento lo asocian con la acreción de terrenos exóticos en el margen Pacífico y a una reactivación de elementos tales como el Arco de Mérida (Cooney y Lorente, 1997).

2.3.3.1. Paleoceno

Durante el Paleoceno se individualizan tres provincias sedimentarias diferentes (Figura 2.40), alineadas en sentido SO-NE (Parnaud et al., 1995):

- Una *Provincia Deltaica* al SO (Perijá, distritos Colón y Catatumbo, y Táchira). La sedimentación en esta provincia corresponde al Grupo Orocué y la Formación Marcelina. El Grupo Orocué se halla representado por las formaciones Catatumbo, Barco y Los Cuervos, compuesta por una secuencia alterna de lutitas

carbonosas, areniscas, capas de carbón y limolitas. La Formación Marcelina por su parte, representa un ambiente sedimentario de tipo paludal, originado por el avance deltaico del Paleoceno sobre los ambientes de plataforma de la Formación Guasare; la litología más representativa de esta formación la constituyen la intercalación de areniscas, lutitas, lutitas arenosas y capas de carbón (Pinto, 1991).

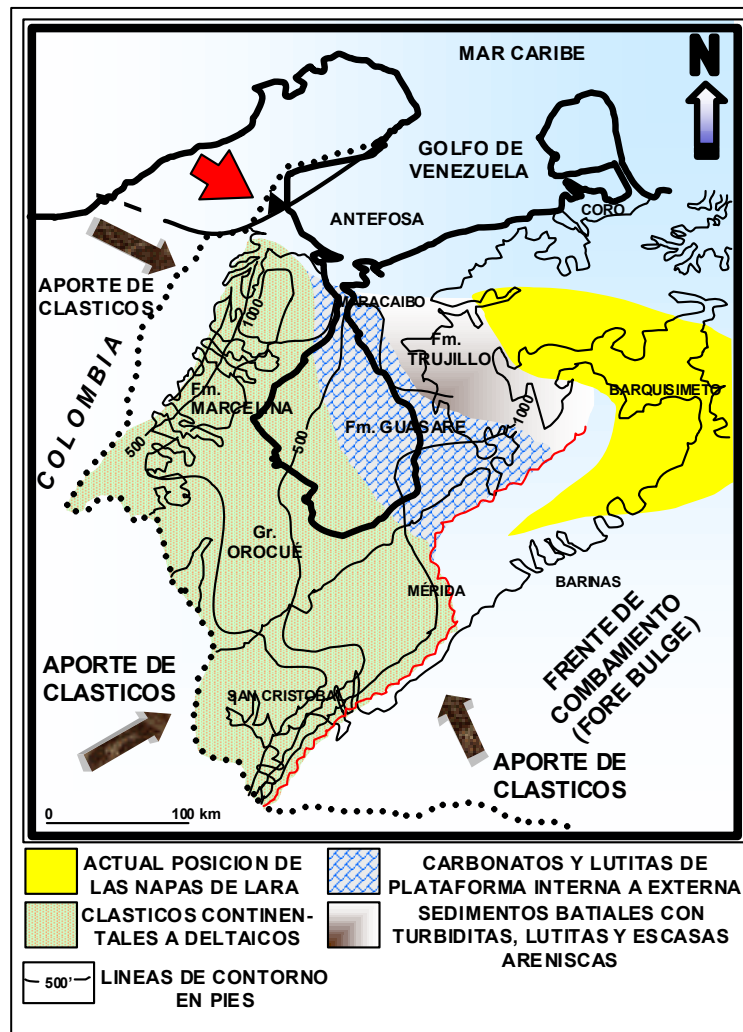


Figura 2.40. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Maestrichtiense Tardío-Paleoceno Temprano. Tomado de Parnaud et al. (1995).

- Una *Provincia de Plataforma* en la región del actual Lago de Maracaibo, donde la sedimentación está representada por la Formación Guasare de ambiente marino nerítico, el cual estuvo sujeto a influencias de tipo deltaico, especialmente hacia el Suroeste, donde se observa la interdigitación de la típica litología de Guasare con los sedimentos del Grupo Orocué. Su litología consiste principalmente en lutitas gris oscuro, arenosas, macizas o laminadas, areniscas calcáreas y glauconíticas, limolitas y arcilitas, y en menor proporción caliza arenosa gris y algunas capas muy delgadas de carbón; esta litología es representativa de la transición lateral, a los sedimentos deltaicos del Grupo Orocué (González de Juana et al., 1980).
- Una *Provincia Foredeep* (Fosa): localizada al Este-Noreste del Lago en la cual la sedimentación está representada por la Formación Trujillo, típica de turbiditas y sedimentos batiales reflejando ambientes más profundos; dicha unidad está compuesta por interestratificaciones de areniscas y lutitas limolíticas oscuras (González de Juana et al., 1980).

Posterior al Paleoceno, ocurre un levantamiento suave y las formaciones paleocenas, especialmente en el Lago de Maracaibo, se erosionan parcialmente (González de Juana, et al., 1980).

Hacia el Paleoceno-Tardío se inicia el emplazamiento de las napas de Lara al Norte de la cuenca de Maracaibo. Estas avanzaron paulatinamente hacia el Este, dando como resultado la formación de nuevas cuencas de antepaís. El reflejo de esta deformación flexural es una serie de ciclos transgresivos y regresivos de edad Eoceno (Pinto, 1991).

2.3.3.2. Eoceno

En líneas generales se puede decir que se conservan las tres provincias de facies descritas en el Paleoceno (González de Juana, et al., 1980)..

En este sentido, durante el Eoceno-Temprano continúa la regresión del Paleoceno, y comienza a formarse un gran sistema deltaico en la cuenca (Parnaud et

al., 1995).. La sedimentación durante este ciclo es predominantemente fluvial hacia el Suroeste, depositándose la Formación Mirador caracterizada por espolones aluviales, canales entrelazados y zonas lagunares (Parnaud et al., 1995).. La ausencia en/o cerca del tope de Mirador, de conjuntos de polen representativos del Eoceno Medio establecidas en el Lago de Maracaibo, indica un período de condiciones estables de planicie fluvial, y erosión intensa o ausencia de sedimentación perdurable en el tope de la Formación Mirador hasta depositarse las capas transgresivas de las formaciones Carbonera-La Sierra (Parnaud et al., 1995). Según González de Juana et al. (1980), la formación se caracteriza por areniscas blancas de grano fino a medio con capas delgadas de gránulos o guijarros de cuarzo; toda la sección presenta material carbonáceo, observándose algunas intercalaciones de lutitas en su tercio superior (Figura 2.41).

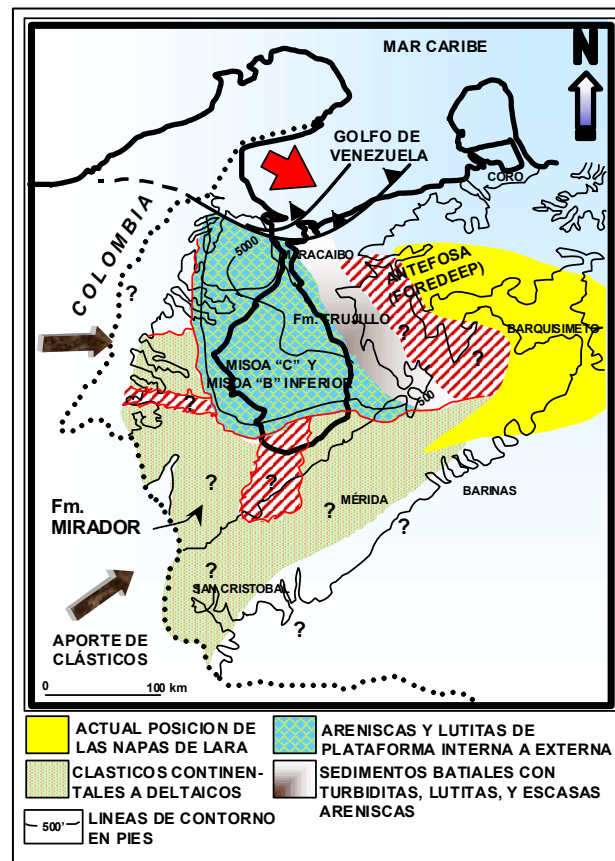


Figura 2.41. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Paleoceno Temprano-Eoceno. Tomado de Parnaud et al. (1995).

Hacia el centro y noreste de la cuenca, los ambientes pasan transicionalmente a un plano deltaico donde se desarrollan los canales distributarios, barras de desembocaduras, bahías, depósitos de frentes deltaicos y prodelta de la Formación Misoa (Parnaud et al., 1995).

La Formación Misoa, tradicionalmente considerada como deltaica, ha sido recientemente reinterpretada como marino somero principalmente (Parnaud et al., 1995). El escenario depositacional para la Formación Misoa según las reinterpretaciones de Higgs (1997), fue el de una plataforma con buzamiento al NE. Higgs (1997), señala también que los depósitos de esa plataforma de Misoa deben pasar al SO en un cinturón (diacrónico) de depósitos costeros solapados por debajo del actual borde Suroccidental del Lago de Maracaibo.

Estos depósitos costeros más jóvenes en el SO son predominantemente más arenosos, sugiriendo un cinturón costero de corrientes entrelazadas, o tal vez ríos meandreados con poca preservación de facies de desborde (*overbank facies*) debido a la migración de las corrientes (Higgs, 1997). En los campos petrolíferos del Lago, la secuencia de arenas y lutitas de la unidad, ha sido subdividida según diversos esquemas informales por las empresas operadoras Higgs (1997). El más aceptado, generalmente, es el de “Arenas B” (B-1 a B-9) y “Arenas C” (C-1 a C-7), basado en las características de los registros eléctricos de los pozos Higgs (1997). Las características de los sedimentos de la Formación Misoa, dependen de su posición en la cuenca, del ambiente de sedimentación, de la distancia entre ellos y de la fuente de los mismos. Hacia el noreste hay más lutitas y areniscas de grano fino, mientras que hacia el Sur y Sureste el porcentaje de arena aumenta al 80 y 90% de la sección, y los granos se hacen más gruesos Higgs (1997).

Para distinguir de una manera sencilla las “Arenas B” de las “Arenas C” podemos seguir el esquema de (Maguregui, 1997). Según el autor, tres secuencias estratigráficas se depositaron durante la sedimentación de la Formación Misoa en el Eoceno Temprano y Medio en la Cuenca de Maracaibo:

- La secuencia estratigráfica más vieja fue depositada durante un fuerte ciclo progradacional seguido por un ciclo retrogradacional y corresponde en el subsuelo a las “Arenas C” (C-7 a C-1) del Eoceno-Temprano. En los perfiles eléctricos se aprecian patrones tabulares (*blocky motif*) de bancos regionales de arena y tendencias de sedimentación generalmente con afinamiento hacia el tope, conteniendo pequeños sistemas de engrosamiento y afinamiento hacia el tope interpretados como grandes parasecuencias de 3er. Orden (0.5 a 3 Ma) (Higgs, 1997).
- La secuencia estratigráfica intermedia fue depositada durante el pulso progradacional más vigoroso de la Formación Misoa y alcanzó la presente Costa Oriental del Lago de Maracaibo. Esta secuencia corresponde a la parte inferior de las “Arenas B”, específicamente desde la subunidad B-9 en la base, a la subunidad B-6 en el tope. La respuesta que prevalece en los perfiles eléctricos para esta secuencia es la de un engrosamiento hacia el tope entre B-9 y B-7, y a nivel de B-6 un patrón tabular pertenecientes a bancos de arenas (Maguregui, 1997; Higgs, 1997).
- La secuencia estratigráfica superior fue también predominantemente progradacional. Esta secuencia abarca desde B-5 hasta B-1 con una tendencia general de engrosamiento hacia el tope, con sistemas subordinados de afinamiento y engrosamiento más pequeños (Maguregui, 1997; Higgs, 1997).

La reinterpretación de la Formación Misoa como depósitos de plataforma dominados por marea ha tenido importantes implicaciones en la exploración y producción de hidrocarburos ya que permite predecir mejor la geometría de los yacimientos y hace factible una mejor visualización acerca de la distribución de las arenas en el tiempo y en el espacio. Hacia el Eoceno Medio-Tardío comienza un ciclo transgresivo evidenciado por una gruesa sección lutítica de carácter marino que se depositó en aguas limpias y profundas, de talud superior y medio que representa a la Formación Paují, la cual se encuentra mejor preservada en el Flanco Norandino que

en el centro del Lago donde fue removido por la erosión (Ghosh et al., 1989) (Figura 2.42). La sedimentación de Paují constituye una transgresión marina desde el este-noreste, solapando sobre la Formación Misoa.

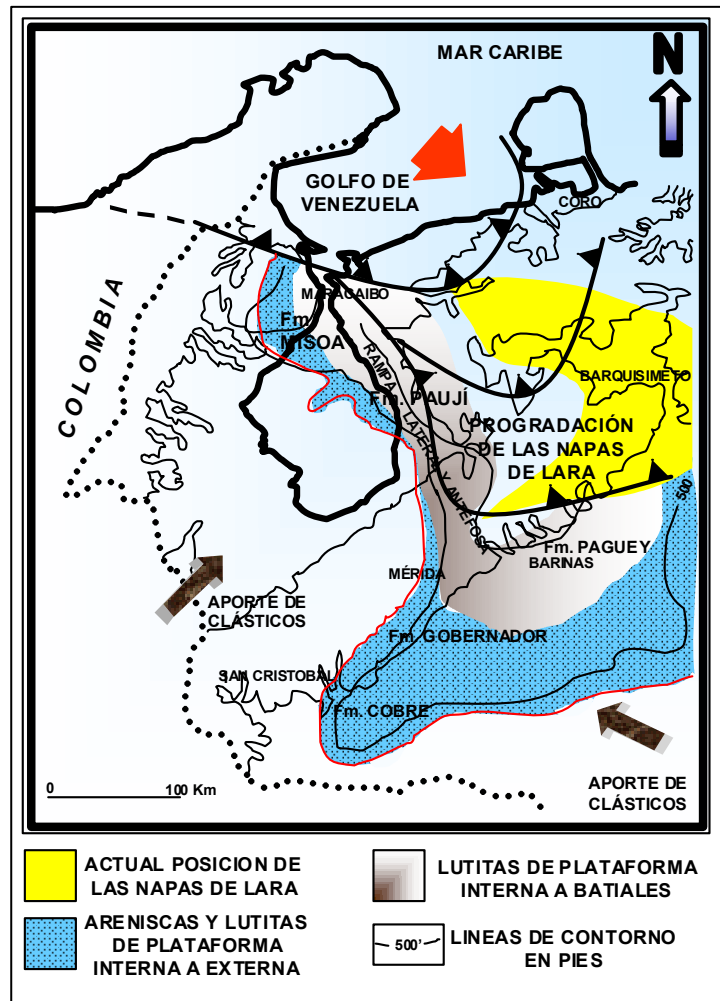


Figura 2.42. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Eoceno Medio. Tomado de Parnaud et al. (1995).

Según los estudios realizados por Ghosh et al. (1996) se identificaron cinco Sequence Boundary (SB) en el Eoceno de la cuenca del Lago de Maracaibo: SB 54-51,5 Ma, SB 51,5-49,5 Ma, SB 49,5-44 Ma, SB 44-42,5 Ma y SB 42,5-39,5 Ma. Esta información fue basada en datos sedimentológicos, bioestratigráficos y sísmicos. Las secuencias mencionadas son descritas a continuación (Ghosh et al., 1996):

Secuencia SB: 54-51.5 Ma.

El paleoambiente descrito en esta sección se refiere a la parte inicial de un sistema Transgressive System Track (TST) del periodo 54-51,5 Ma y abarca la sedimentación de bajo nivel y transgresiva, tal como lo muestra la Figura 2.43. La orientación de las franjas paleoambientales va desde el plano aluvial en el extremo suroeste, pasando sucesivamente al noreste por ambientes plano costero deltaico, plano costero deltaico bajo, nerítico y al paleoambiente batial en el extremo noreste. En general, el porcentaje de arena disminuye al acercarse a los ambientes marinos.

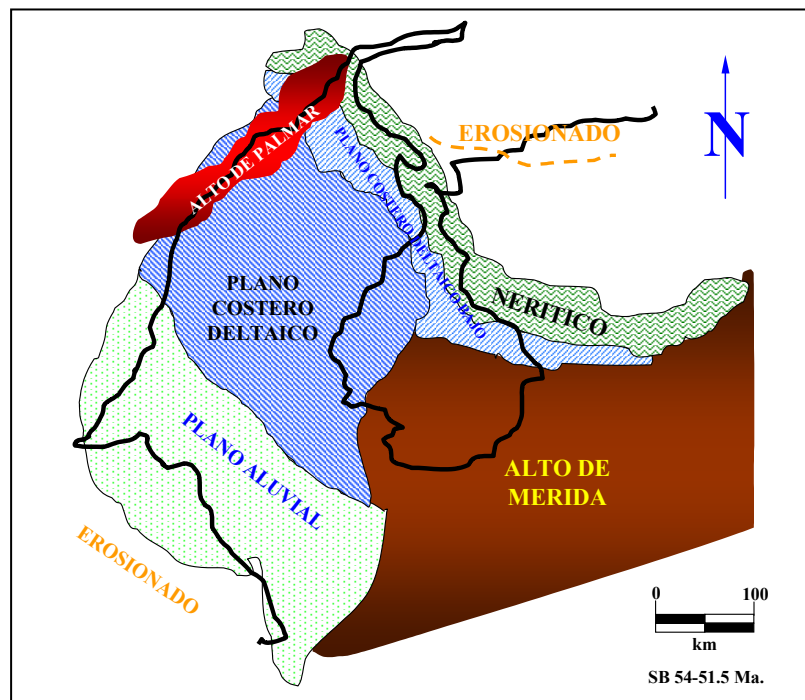


Figura 2.43. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 54-51,5 Ma (representativo de TST 52,5 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).

Dentro de la Formación Misoa las arenas siguen generalmente apiladas y tabulares, algunos estudios como los de Rull (1993) indican ambientes de llanura costera. Estas areniscas pueden representar barras marinas de origen de prisma de bajo nivel (Low System Track: LST) y/o transgresivas (Ghosh et al., 1989). En el área noroeste del lago el estilo de sedimentación cambia bruscamente de un lado a

otro de la falla de Boscán (Catlin y Stredel, 1994). Mientras la secuencia SB 54-51,5 en los pozos al oeste de la falla de Boscán (Catlin y Stredel, 1994) tienen un patrón de tipo tabular, y la presencia de carbón o niveles carbonáceos, los pozos al este de la falla suelen mostrar patrones con evidencias marinas (Barbeito et al., 1985; Catlin y Stredel, 1994).

Secuencia SB 51,5-49,5 Ma

El paleoambiente definido a continuación se refiere a la fase inicial (Transgressive System Track: TST) del periodo 51.5-49.5 Ma, la cual se encuentra definida en la Figura 2.44, donde se identifica la distribución de facies sedimentarias durante la mitad superior del Eoceno-Inferior. Las áreas positivas al sur y al oeste del lago siguen existiendo. Igualmente el aporte principal de sedimentos desde el suroeste continua durante este intervalo, evidenciado por el carácter tabular de los perfiles eléctricos en los pozos a lo largo del eje principal (Ghosh et al., 1996).

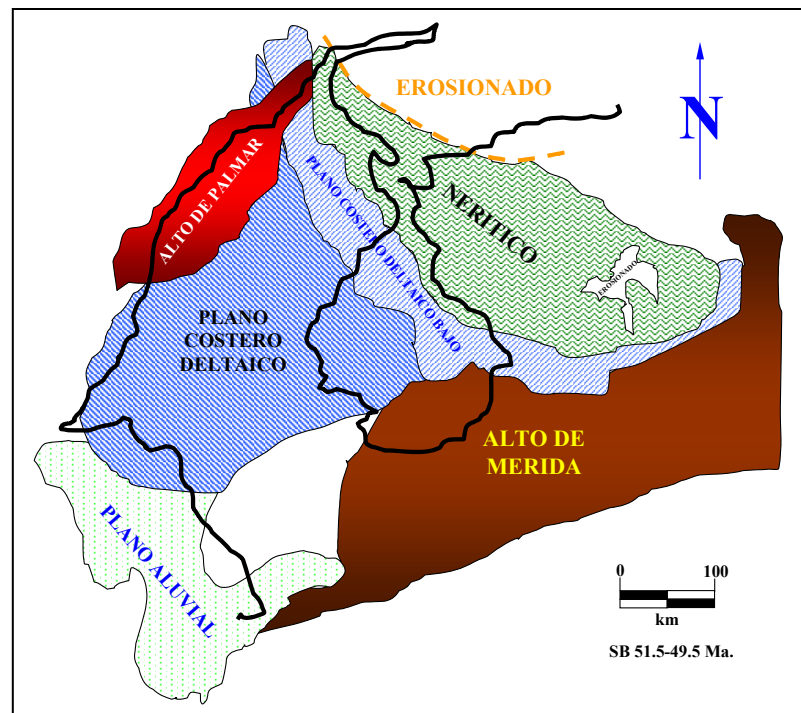


Figura 2.44. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 51,5-49,5 Ma (TST 50,3 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).

El plano costero durante este tiempo se observa bastante ancho; el plano costero deltaico bajo generalmente coincide con bajo porcentaje de arena ($\ll 40\%$). Solo en el area de Ceuta el plano costero inferior es muy arenoso, probablemente por estar muy cerca de la fuente de sedimentos al Sur (alto de Mérida). En contraste, un área que incluye parte de los Campos Urdaneta y Lagunillas, y parte del Bloque I, esta caracterizada por ser muy lutitica (arena menos del 20 %), posiblemente un estuario lodoso o una laguna (Ghosh et al., 1996).

Secuencia SB 49,5-44 Ma

Este paleoambiente se refiere a todo el periodo 49,5-44 Ma, basado principalmente en la sedimentación del sistema transgresivo dado en la Figura 2.45. El patrón paleoambiental luce similar a el del Eoceno inferior aunque se evidencia mas los rasgos de una regresión fuerte. Las dos áreas positivas de El Palmar y Mérida siguen presentes aunque su extensión precisa se desconoce debido a la erosión de 44 Ma y/o la posteocena (Ghosh et al., 1996).

En comparación con el intervalo inferior, las arenas tipo tabular están más restringidas en este intervalo, estando presentes solo en el suroeste de la cuenca, hasta los pozos SOL y SLC (Ghosh et al., 1996). En el resto de la cuenca, el patrón dominante desde el ambiente costero-deltaico hasta el ambiente marino-nerítico, es de gruesas secuencias granocrecientes con lutitas espesas en la base. Esto se debe al hecho de que durante la face de transgresión (TST), la sedimentación de arenas estuvo restringida a las áreas continentales al suroeste, alejadas de la costa: Suroeste del Lago y en menor grado en el sur del lago (Ghosh et al., 1996). Durante el sistema de alto nivel (High System Track: HST), posterior a la sedimentación de las areniscas transgresivas se hace notorio el desarrollo de arenas tipo granodecreciente, indicando sedimentación en ríos meandriformes en gran parte de lo que actualmente es el Lago de Maracaibo.

La actividad tectónica tiene un efecto apreciable sobre la sedimentación durante esta etapa. La propagación de sedimentos fluviodeltaicos-costeros sobre áreas marinas de tiempos anteriores puede ser un efecto combinado de tectonismo

(levantamiento en el área fuente de los sedimentos), como una retirada del mar (bajada eustática del nivel del mar, Vail et al., 1977; Haq et al., 1988; Abreu y Anderson, 1998). El tectonismo probablemente estuvo relacionado con la face compresiva del Eoceno-Medio (Ghosh et al., 1996). Estas secuencias de engrosamiento al tope ilustra claramente la marcada progradación debido a la regresión durante la parte inferior del Eoceno-Medio.

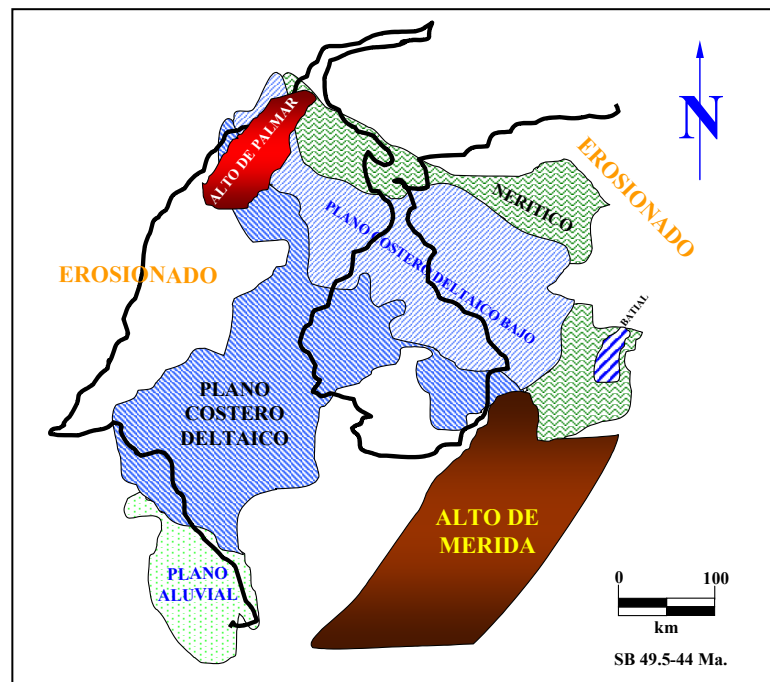


Figura 2.45. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 49,5-44 Ma (TST 48 Ma). Modificado de Ghosh et al. (1996).

Secuencia SB 44-42,5 Ma

El paleoambiente descrito a continuación se refiere a la face inicial del periodo 44-42,5 Ma, y abarca la sedimentación del sistema de bajo nivel y transgresivo, como lo muestra la Figura 2.46. La disposición de las franjas de diferentes paleoambientes continua similar a la del resto del Eoceno. La zona de marino nerítico ocurre más al este de la zona de plano costero bajo a marino marginal. Los datos bioestratigráficos en numerosos pozos (Zambrano, 1995) validan

esta síntesis paleoambiental. El patrón de perfiles varía desde tabular en la base hasta patrones más característicos de granos crecientes y decrecientes, generalmente con abundantes intercalaciones lutíticas. La sedimentación ocurrió, en general, como barras marinas, lutitas marinas plataformales y raras veces, como la parte superior de estuarios, representados por arenas tabulares bien desarrolladas. Las frecuentes secuencias con intercalaciones de lutitas pueden ser interpretadas como canales submareales. Las menos frecuentes secuencias granocrecientes pueden representar barras marinas de la fase progradante en un sistema encadenado de High System Track (HST). La zona nerítica generalmente coincide con el área de la cuenca donde la secuencia SB 44-42,5 tiene un contenido de arena de 20 a 40 % (Ghosh et al., 1996).

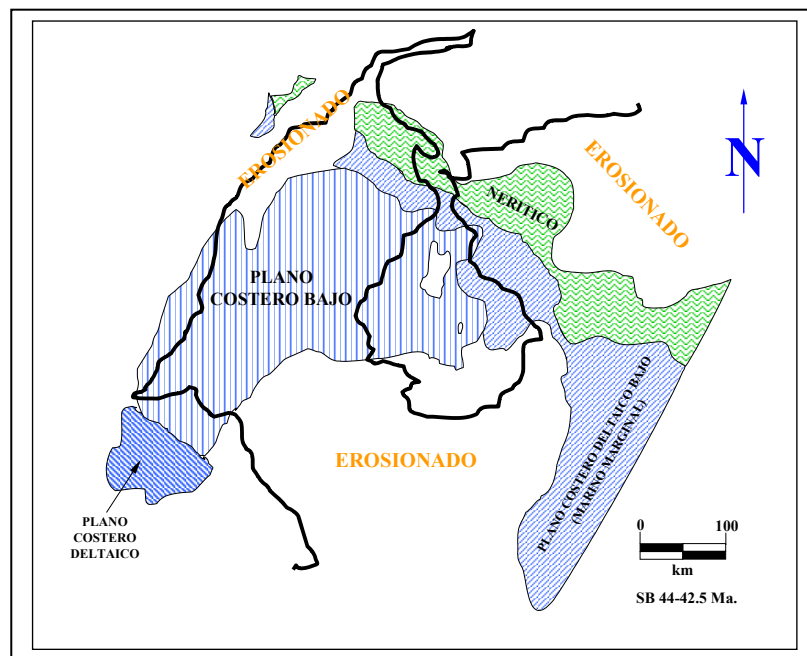


Figura 2.46. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 44-42,5 Ma (TST 43 Ma). Tomado de Ghosh et al. (1996).

Es de suma importancia el significado de la arenisca basal de SB 44-42,5 Ma ya que en el periodo de 44 Ma se produjo un levantamiento que causó una fuerte regresión del mar, con un claro avance de facies hacia la cuenca y el aporte de

grandes cantidades de sedimentos. Los primeros sedimentos a depositarse por encima de la discordancia SB-44 son areniscas extensas: B-6 y sus equivalentes laterales. Este yacimiento B-6 marca el TST, y localmente pudiera ser el LST de la secuencia. En B-6 se encuentran granos gruesos hasta en Zulia Oriental, lo que confirma el desplazamiento hacia la cuenca de las facies. La mineralogía de B-6 es inmadura, lo que indica que no hubo mucho retrabajo de las arenas C, sino más bien hubo levantamiento del área fuente (Ghosh et al., 1996).

Secuencia SB 42,5-39,5 Ma

Este paleoambiente se refiere a la face inicial (TST) del periodo 42,5-39,5, cuando todavía había depositación de la Fm. Misoa en el área del Lago de Maracaibo. La distribución actual de la Fm. Pauji, la cual es netamente marina, se observa en la Figura 2.47.

Al igual que en los intervalos anteriores la disposición de las franjas paleoambientales va desde el oeste hacia el este-noreste. El plano costero-deltaico y el plano costero inferior están mejor representados en el área de García y Urdaneta (Ghosh et al., 1996). Aquí se observan patrones de arenas tabulares en ambos subambientes, aunque son más delgados en el plano costero inferior. En esta área se puede interpretar ejes arenosos que van desde el oeste hacia el este.

Una franja angosta de paleoambiente marino costero pasa desde el noroeste hacia el sureste, a lo largo de la costa oriental del lago. Toda esa zona desde Sibucara (Mara-Maracaibo) hasta Duaras (Flanco Norandino) pertenece a esta franja paleoambiental.

Toda el área al este de la costa oriental del Lago de Maracaibo pertenece a la zona marina nerítica. Las secuencia de cuarto orden en el ambiente nerítico están caracterizadas por cuerpos sedimentarios con patrones granocrecientes. Estos pueden ser barras marinas. También existen canales submareales en la zona nerítica somera.

La secuencia SB 42,5-39,5 se caracteriza por la gradual transgresión del mar, que causó un cambio de sedimentación en el este de la cuenca: de arenoso (fm.

Misoa) a lutítico (formaciones Pauji y Jarillal). Ambas formaciones lutíticas representan sedimentación desde la plataforma marina hasta profundidades batiales (Ghosh et al., 1996).

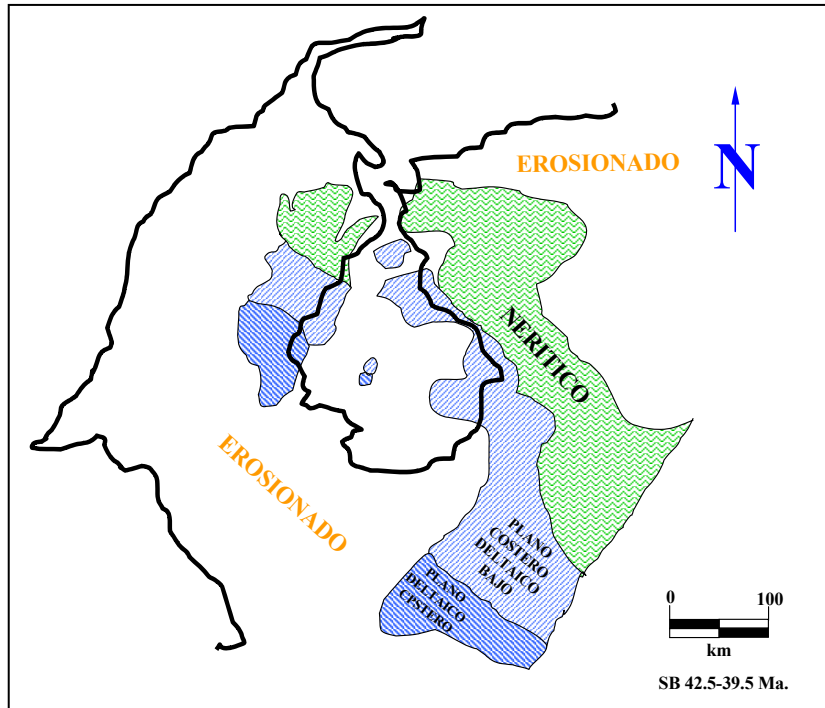


Figura 2.47. Mapa paleogeográfico del Eoceno en el intervalo 42,5-39,5 Ma (TST 41,2 Ma). Tomado de Ghosh et al. (1996).

Las Figuras 2.48 y 2.49 muestran un análisis de descripción de facies y ambientes sedimentarios y la respuesta de parasecuencia realizada por Escalona, (2003) y Van Wagoner et al. (1990) respectivamente para el Eoceno. El análisis de facies observado en la Figura 2.48 se encuentra localizado en la región central de la cuenca del Lago de Maracaibo, la cual se estudió con un pozo modelo donde se tiene suficiente información de núcleo para desarrollar un adecuado análisis secuencial en el Eoceno principalmente.

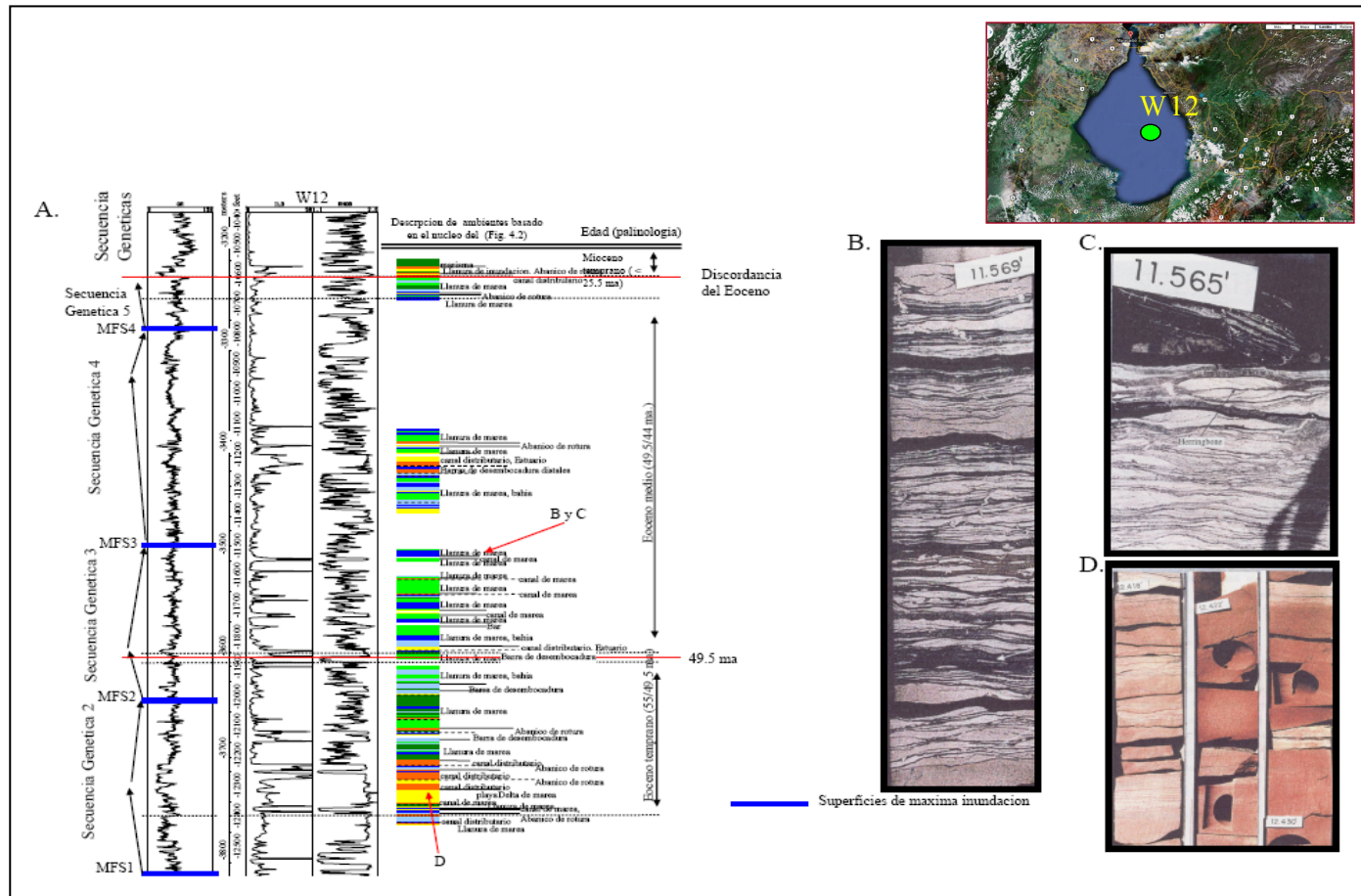


Figura 2.48. Registros del pozo W12 (GR-yayos Gamma, ILD-inducción profunda y RHOB densidad) con descripción de facies y ambientes basados en el análisis de núcleos de la derecha (B, C y D). B y C) Facies heterolíticas presentan las siguientes estructuras sedimentarias que indican la influencia de mareas: laminaciones flaser, cobertura de arcilla y estratificación de cola de pescado o “herringbone”. D) Areniscas de grano fino a medio son interpretadas como canales distributarios. Tomado de Escalona y Mann (2006b).

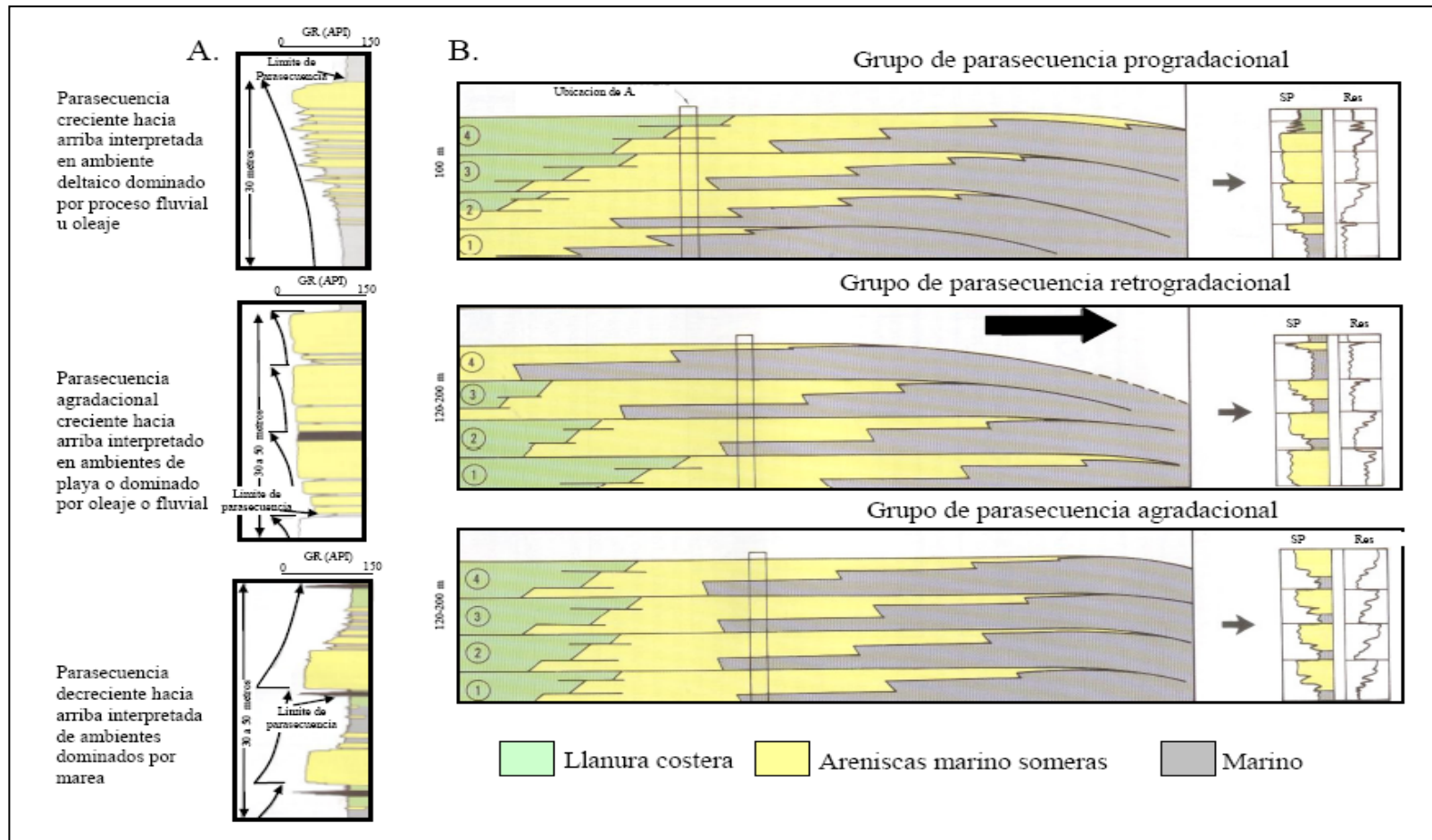


Figura 2.49. A) Respuesta de parasecuencias en registro de pozos. B) Patrones de apilamiento de grupos de parasecuencias y respuesta en registro de pozos. Modificado de Van Wagoner et al. (1990).

2.3.3.3. Oligoceno

Los sedimentos oligocenos se caracterizan, en general, por haberse depositado sobre formaciones previamente erosionadas. En las partes deprimidas de la penillanura post-eocena se produce la sedimentación esporádica de la Formación Icotea, la cual está compuesta por arenas y lutitas moteadas, principalmente de ambiente no marino. Algunos autores atribuyen a la Formación Icotea un origen eólico con sedimentación subsiguiente en pantanos y lagunas; el espesor de dicha unidad es mayor en las áreas deprimidas, siendo más delgado o ausente en las zonas elevadas de la superficie erosional pre-Miocena. Hacia el oeste y el sur se depositan las formaciones La Sierra (areniscas) y León (lutitas).

2.3.3.4. Mioceno

Durante el Mioceno-Medio un tectonismo compresional a gran escala provocó el mayor levantamiento del Macizo de Santander, Sierra de Perijá y la Cordillera de Los Andes (Audemard, 2001). La Orogénesis de Los Andes de Mérida culminó en el Plio-Pleistoceno (Figura 2.50). Este evento de formación de montañas y la consecuente deformación de las zonas en vías de levantamiento originó la separación o aislamiento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. La historia tectónica durante este período está registrada en varias discordancias halladas en los contrafuertes de Los Andes septentrionales y meridionales (Parnaud et al., 1995).

El levantamiento fue rápido y estuvo acompañado por sedimentación molásica a lo largo del margen norte y sur de la Cordillera Andina. En la Cuenca de Maracaibo persistió la sedimentación marina, pero su paleogeografía cambió gradualmente a continental ya que los ambientes marinos migraron hacia el norte (Parnaud et al., 1995). En la Cuenca de Maracaibo comenzó una nueva fase transgresiva durante el Mioceno Medio lo que origina la sedimentación de la Formación La Rosa, la cual representa un marcador marino que puede extenderse en toda la cuenca (Ghosh et al., 1989), aunque no se tiene suficiente evidencia al Sur de la misma. La transgresión es seguida por progradación regresiva y contracción de la influencia marina, sedimentándose la Formación Lagunillas (Ghosh et al., 1989). En términos generales,

la Formación Lagunillas consiste en areniscas poco consolidadas, arcillas, lutitas y algunos lignitos. Las características individuales de los miembros reflejan el cambio de ambiente marino somero, a deltáico y fluvial (Ghosh et al., 1989).

El marco geológico durante la sedimentación de la Formación La Rosa corresponde a una cuenca baja rodeada al este, oeste y sur por un relieve más alto. El tiempo de la Formación La Rosa fue aquel para la transición de la cuenca; al comienzo, una superficie erosionada e inclinada (Formación Misoa), con algunos restos de sedimentos de edad Oligoceno (Formación Icotea) comenzó a cubrirse con lutitas y arenas continentales, los cuales llegaron a convertirse en Basal La Rosa (Miembro Santa Bárbara) (Parnaud et al., 1995).

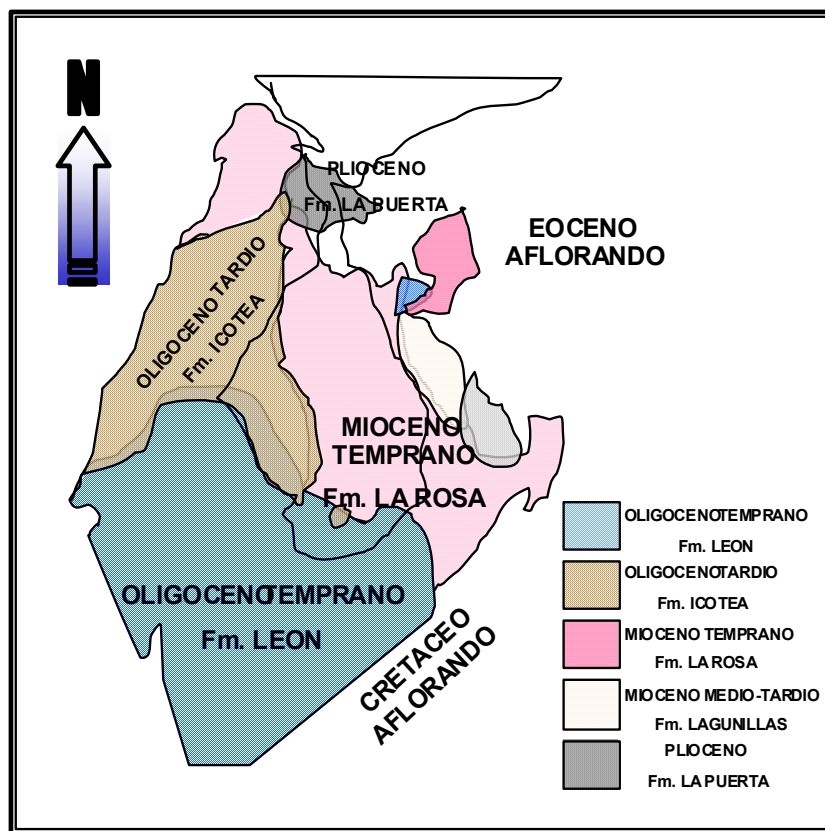


Figura 2.50. Mapa de las unidades que suprayacen a la discordancia posteocena. Tomado de Pestman et al. (1996).

La arena Basal La Rosa constituye la parte más vieja de la Formación La Rosa y había sido interpretada tradicionalmente como depósitos marinos, pero en realidad representa la sedimentación durante un sistema encadenado de nivel bajo. En algunos casos estas arenas están depositadas sobre arenas eocenas produciendo un efecto coalescente. La Formación La Rosa, incluye hacia la parte media y superior la lutita de La Rosa, una unidad depositada en un ambiente marino profundo como parte de un evento transgresivo (Parnaud et al., 1995).

El equivalente en el Flanco Andino de estas dos formaciones (La Rosa y Lagunillas) está representado por las formaciones Palmar e Isnotú, cuyas facies regresivas son de abanicos aluviales, ríos entrelazados, abanicos fluviales y llanuras de inundación señalando el tope del Terciario Tardío en el área (Parnaud et al., 1995). Algunos autores atribuyen la sedimentación del tope de la Formación Palmar como representativa de una molasa incipiente, estableciendo de esta manera un carácter plenamente molásico para la Formación Isnotú y la suprayacente Formación Betijoque.

2.3.3.5. Mioceno Tardío-Plioceno

Los sedimentos molásicos de la Formación Betijoque fueron depositados a lo largo de la cadena andina (Parnaud et al., 1995). La zona central del Lago de Maracaibo fue dominada por ambientes de agua dulce, reflejado en los depósitos de las formaciones La Puerta y Los Ranchos (Figura 2.51). En la cuenca Barinas-Apure contemporáneamente se depositaron las formaciones Parángula (molásica) y Río Yuca (Parnaud et al., 1995).

La Formación La Puerta se caracteriza por arcillas moteadas, areniscas de grano fino y arcillosas, subgrauvacas y en menor proporción se encuentran areniscas en parte conglomeráticas y limolitas gris verdosas muy poco consolidadas (Parnaud et al., 1995). En cuanto al paleoambiente los fósiles son escasos, excepto algunos macrofósiles indicativos de aguas salobres, un nivel de restos de peces y foraminíferos redepositados.

Por encima de los depósitos de La Puerta, se consigue discordantemente una secuencia de sedimentos jóvenes de carácter no marino en las partes sur y central de la Cuenca de Maracaibo correspondientes a la Formación Onia (Plioceno), la cual consiste de base a tope de areniscas y limolitas abigarradas, gris verdoso, de grano grueso a fino, arcillosas, micáceas y friables, localmente con capas calcáreas delgadas de color amarillo (Parnaud et al., 1995).

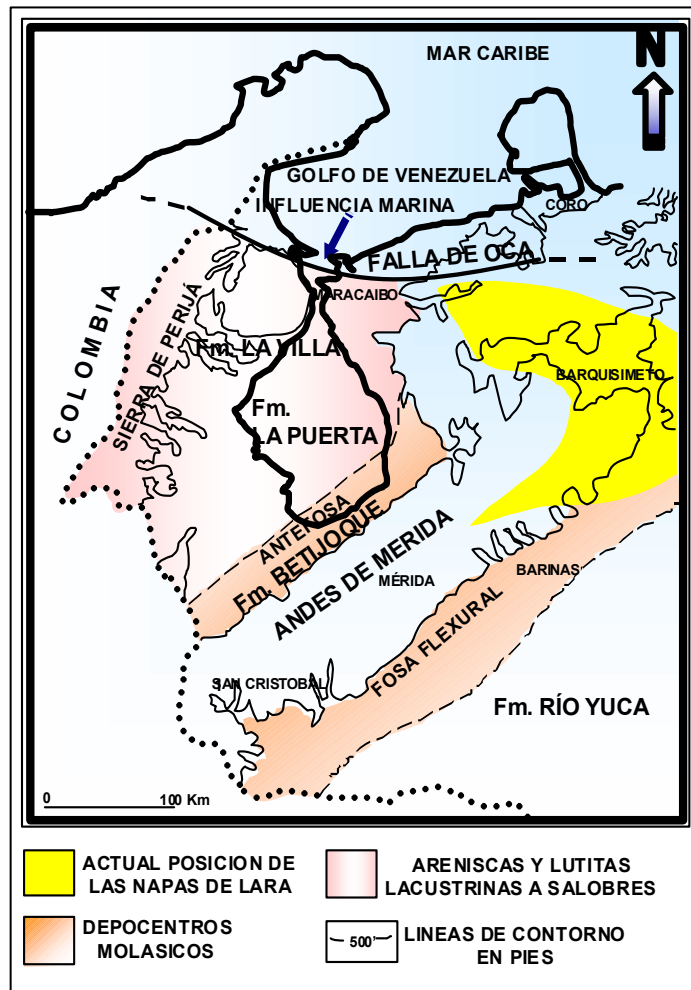


Figura 2.51. Paleogeografía de la secuencia depositacional durante el Mioceno Medio-Pleistoceno. Tomado de Parnaud et al. (1995).

2.3.3.6. Pleistoceno

En contacto concordante y gradacional por encima de la Formación Onia se encuentran los sedimentos de la Formación El Milagro, con facies de aguas dulces y llanas, depositados a una distancia considerable del área fuente. Algunos autores consideran que el ambiente de sedimentación de la Formación El Milagro es fluvio-deltaico y lacustrino marginal depositados sobre un amplio plano costanero y de poco relieve, y estuvieron expuestos a la meteorización y anegamiento por lo menos tres veces durante el Cuaternario (González de Juana et al., 1980). Estas condiciones facilitaron la acción eólica y algunas capas de la formación pueden representar dunas (González de Juana et al., 1980).

La formación consiste de arenas friables muy micáceas, finas a gruesas, limos micáceos interestratificados con arcillas arenosas, y lentes lateríticos bien cementados. Hay dos capas de arcillas arenosas y limosas, con abundantes fragmentos y troncos de madera silicificada. Estas capas cubren horizontes caracterizados por abundantes nódulos de hierro y formación laterítica, que fueron interpretados como paleosuelos. El paleosuelo superior separa la gruesa unidad inferior de la sección arenosa, característica de la Formación El Milagro. El paleosuelo inferior está desarrollado sobre el centro del arco, y separa la Formación El Milagro de una unidad verdosa, posiblemente equivalente a la Formación Onia (González de Juana et al., 1980).

2.4. Campos de esfuerzos al norte de Suramérica

El comportamiento geodinámico activo que corresponde a la tectónica de Venezuela se encuentra relacionado con la interacción entre las placas del Caribe, Suramérica y Nazca junto a la compleja geodinámica al norte de Colombia, la cual incluye un número considerable de bloques tectónicos o microplacas (Bell, 1972; Malfait y Dinkelman, 1972; Jordan, 1975; Pindell y Dewey, 1982; Sykes et al., 1982; Wadge y Burke, 1983; Eva et al., 1989; Freymueller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995; entre muchos otros). Esto puede ser representado en la Figura 2.52. Un amplio consenso establece que la Placa del Caribe se mueve hacia el este, con relación a la placa de Suramérica, pero no es un límite de placas transcurrente sencillo (Soulas, 1986; Beltrán, 1994) ya que es una zona de deformación transpresional (compresiva-transcurrente) de más de 100 km de ancho (Audemard, 1993, 1998; Singer y Audemard, 1997). El movimiento relativo de estas placas se encuentra fuertemente apoyado por los resultados de los últimos estudios de GPS (Freymueller et al., 1993; Kaniuth et al., 1999; Weber et al., 2001a; Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002).

Los relieves importantes (la serranía de la Costa y el Interior, tanto en el centro como en oriente) se encuentran asociados con estos límites de placas septentrionales de orientación este-oeste (Pérez et al., 2001). Este cinturón de deformación compresivo-transcurrente se extiende hacia el SO a lo largo de los Andes de Mérida, donde ambos piedemontes y la cadena en sí son acortados transversalmente en dirección NO-SE, mientras que la falla de Boconó (ubicada aproximadamente en posición axial en el centro de la cadena) acomoda el movimiento transcurrente dextral (Audemard, 2003). La partición de las *deformaciones (o de los esfuerzos)* tanto en los Andes venezolanos como en la serranía del Interior nororiental fue propuesta por Rod (1956) y otros autores, mucho antes que se definiera el concepto. De forma similar, este mecanismo ocurre en Venezuela norcentral y nororiental, donde respectivamente el orógeno es acomodado en dirección NNO-SSE, mientras las fallas de San Sebastián y El Pilar se desplazan dextralmente (Soulas, 1986; Beltrán, 1994).

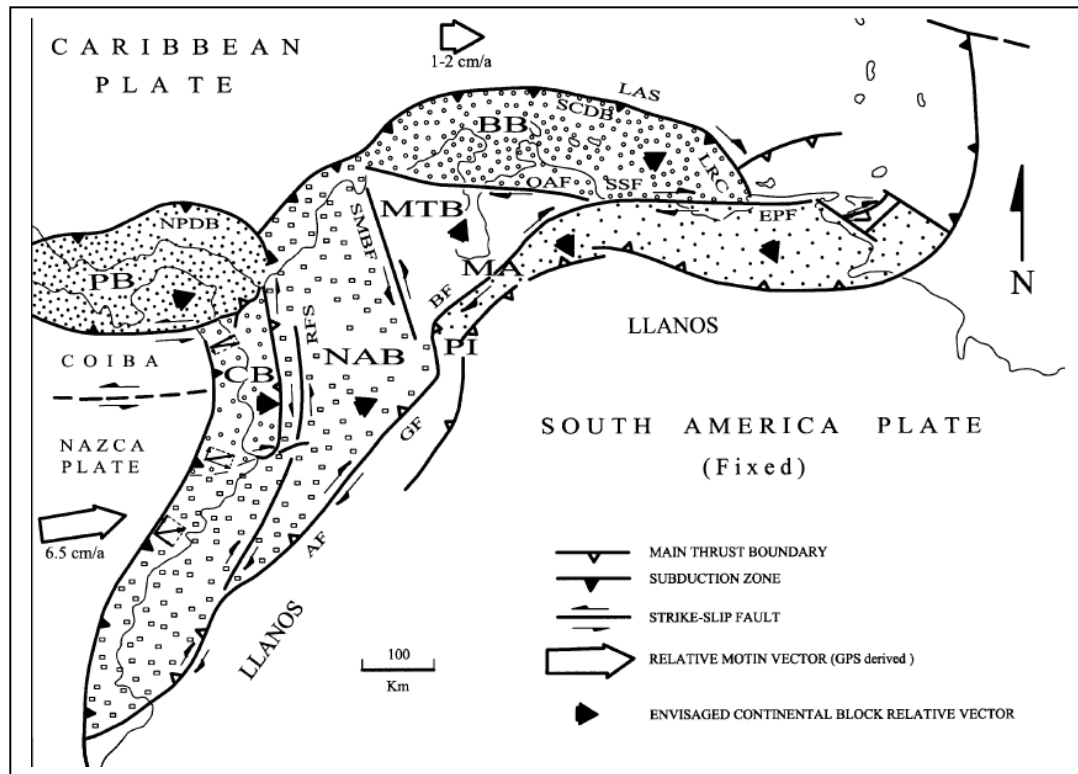


Figura 2.52. Geodinámica general simplificada del sur del Caribe. La región está sujeta a una tectónica de bloque compleja. La descomposición del vector de convergencia a la subducción de Nazca puede explicar el cambio del deslizamiento a lo largo del sistema de falla Romeral. Equivalencia de las siglas utilizadas para los Bloques: Bonaire (BB), Choco (CB), Maracaibo (MTB), Norandina (NAB) y Panamá (PB); Andes de Mérida (MA) y Indentor de Pamplona (PI). Algunas fallas mayores también son reportadas: Algeciras (AF), Boconó (BF), El Pilar (EPF), Guaicaramo (GF), Romeral (RFS), Santa Marta-Bucaramanga (SMBF), San Sebastián (SSF) y Oca-Ancon (OAF), y otras características, así: Subducción de las Antillas (LAS), Canyon de Los Roques (LRC), Cinturón de Deformación al Norte de Panamá (NPDB), y la deformación del Cinturón de Sur del Caribe (SCDB).
Tomado de Audemard et al. (2005).

Por otra parte, el cinturón de deformación activo venezolano (el cual comprende los Andes y las serranías de La Costa Interior en el centro y oriente; y podría hacerse extensivo al Anticlinorio de Falcón, aunque hoy en día es un accidente subordinado dentro del proceso de deformación) pertenece a un tipo de orógenos de distribución mundial caracterizados por la partición de *deformaciones o esfuerzos*, tales como: Los Alpes de Nueva Zelanda (con la falla Alpina), Sumatra (con la Gran Falla Sumatrana), Japón central-Isla de Honshu (con la Línea Tectónica Media-Median Tectonic Line) y hasta inclusive los Andes meridionales de Suramérica (con

la falla de Atacama) (Audemard, 1993; 1997). El régimen compresivo-transcurrente a lo largo de la totalidad del sector norte del país resulta de un *vector de convergencia oblicuo* entre las placas Caribe y Suramericana de orientación ONO-ESE (N 75° O según Minster y Jordan, 1978), responsable del mecanismo de *partición de esfuerzo* o deformaciones imperante, donde la transcurrencia es acomodada por las fallas mayores (Oca-Ancón, San Sebastián y El Pilar) y sus Riedels sintéticos (R: Urumaco, Rio Seco, fallas NO-SE de la costa oriental falconiana, Rió Guárico, Táchata, Piritu, San Mateo, Úrica y San Francisco, entre muchas otras fallas activas), mientras el acortamiento transversal es distribuido entre las fallas inversas (cabalgamientos) de los bordes sur de la Cordillera de la Costa (por ejemplo: Cantagallo) y de la Serranía del Interior (Piritu, entre otros; en asociación con plegamiento bien desarrollado y activo); así como en Falcón por un intenso plegamiento y fallamiento inverso de dirección ENE-OSO (Audemard, 1993; 1997). El mapa de la Figura 2.53 muestra el conjunto de fallas estructurales que gobierna principalmente la tectónica de Venezuela.

Hacia el oeste de Venezuela, la frontera de placas alcanza unos 600 Km de ancho y comprende un conjunto de bloques tectónicos que se acomodan y se reajustan entre las placas más grandes (Caribe, Suramérica y Nazca; Figura 2.52), entre los cuales el Bloque Triangular de Maracaibo resalta (Audemard, 2000). Este bloque está limitado por la falla sinistral de Santa Marta-Bucaramanga (SMBF) en Colombia de orientación NNO-SSE y la falla dextral de Boconó (BF) en Venezuela de dirección NE-SO y separado en el norte del Bloque de Bonaire por la falla dextral de Oca-Ancón (OAF) de orientación este-oeste (Figura 2.52). Ambos bloques de Maracaibo y Bonaire están siendo expulsados hacia el NNE con respecto a Suramérica, induciendo que sobrecorran la placa del Caribe al norte de las Antillas Holandesas de sotavento (SAS), donde una joven subducción plana amalgámica y de polaridad sur se ha estado formando en los últimos 5 Ma (Audemard, 1993; 2000), a la cual se asocia un prisma de acreción denominado cinturón de deformación sur caribeño.

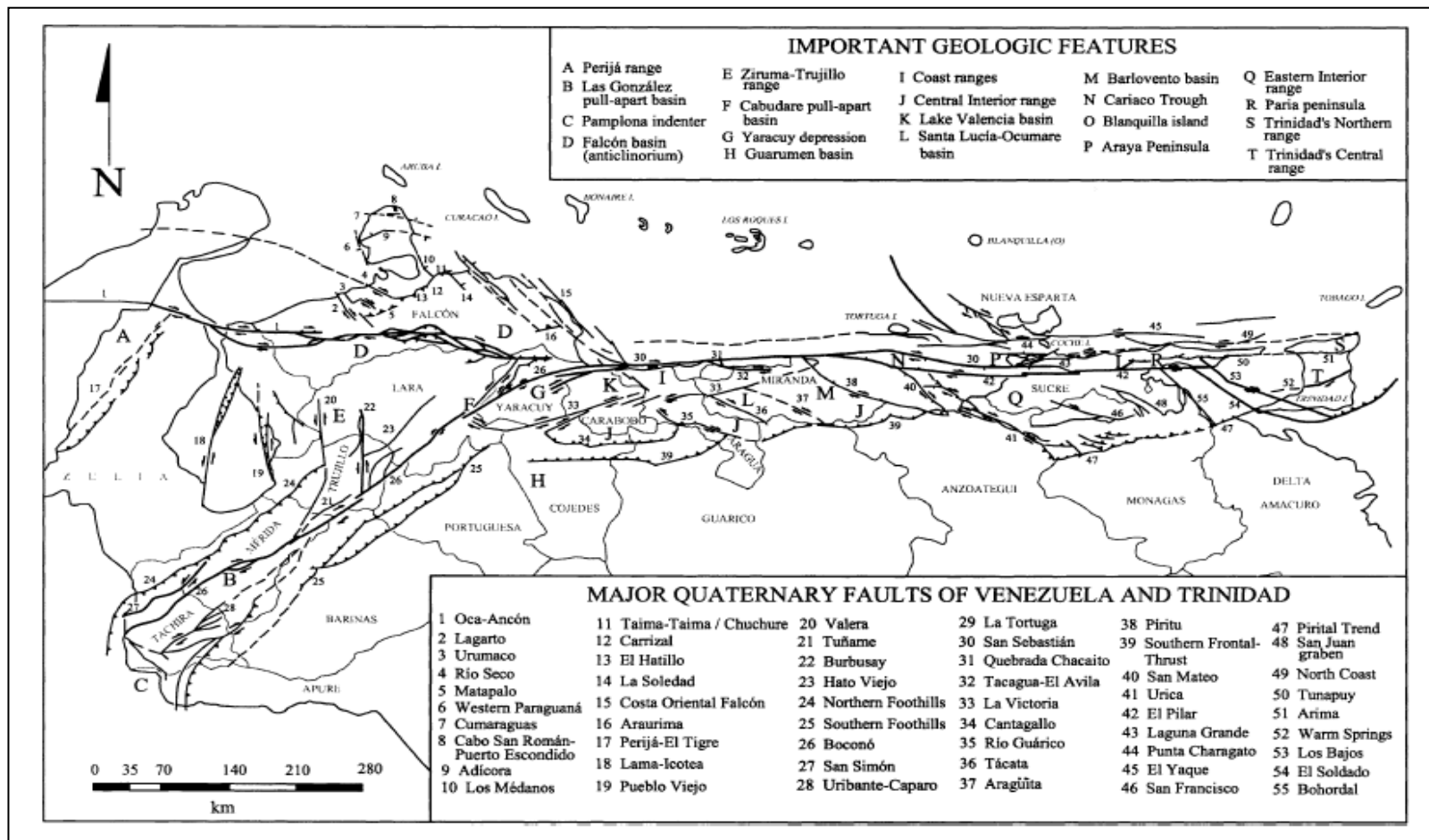


Figura 2.53. Mapa del fallamiento estructural de Venezuela en el Cuaternario. Tomado de Audemard et al. (2005).

La extrusión de estos bloques estructurales (Maracaibo y Bonaire) se encuentran íntimamente relacionados a la colisión del arco de Panamá contra la fachada pacífica del noroeste de Suramérica y su posterior suturación (Audemard, 1993; 1998; Figura 2.52). El escape de ambos Bloques hacia el NNE con respecto a las placas contiguas ha sido confirmado recientemente por estudios de cinemática de placas por GPS (Freymueller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995; Kaniuth et al., 1999). Este proceso adiciona convergencia a la convergencia de las Américas, a nivel del cinturón de deformación sur caribeño, al norte de las Antillas Holandesas de sotavento (Audemard, 2003).

La tectónica activa en Venezuela continental, la cual resulta de la partición de los esfuerzos, se encuentra caracterizada bajo los siguientes aspectos transcurrentes (Audemard, 2003):

a) La deformación neotectónica no se reparte en forma homogénea en todo el territorio nacional, sino que se organiza en franjas, donde se concentran los desplazamientos. El cinturón principal del fallamiento transcurrente y plegamiento corresponde ampliamente a los sistemas montañosos mayores (Andes, serranías de la Costa e Interior centrales y orientales). Igualmente, hay otras zonas móviles secundarias: las serranías de Falcón con el sistema E-O dextral de Oca-Ancón, franja NO-SE del oriente de Falcón con pliegues y fallas inversas asociadas al fallamiento transcurrente y franja NO-SE del Cañón de Los Roques, cuyas fallas presentan una componente vertical del tipo normal.

b) La zona de mayor movilidad, donde ocurren las principales deformaciones, la constituyen el cinturón de unos 100 Km de ancho, desarrollados en los dos bloques contiguos separados por los accidentes dextrales de primer orden de Boconó (NE-SO), San Sebastián y El Pilar (ambos E-O). Desde la frontera con Colombia hasta Trinidad, estos tres accidentes se concatenan para formar un sistema continuo de más de 1200 Km de largo, donde se concentra lo esencial del movimiento relativo dextral entre Caribe y Suramérica o el Bloque Triangular de Maracaibo y Caribe, constituyendo así el límite transcurrente principal dentro del cinturón de deformación.

De hecho este sistema tiene una velocidad promedio de 1 cm/a, cuando las demás fallas superan escasamente 1 mm/a (Oca-Ancón, Valera, Burbusay, La Victoria localmente), y por lo general tienen velocidades por debajo de este último valor (Audemard, 2000). Esta alta tasa de desplazamiento, asociada con la gran longitud del sistema Boconó-San Sebastián-El Pilar, se traduce por una marcada actividad sísmica.

c) El sistema principal Boconó-San Sebastián-El Pilar presenta numerosas complicaciones estructurales de escala kilométrica, en particular en transtensión (cuencas “pull-apart” de San Juan de Lagunillas, Apartaderos, Cabudare, Cariaco; entre otras), o en transpresión (Cerros de Caigüire, en Cumaná, y de Guarapiche; ambos en el Estado Sucre y en asociación con la falla de El Pilar). El enfrentamiento entre el Bloque Norandino y Suramérica es evidenciado por el movimiento inverso-sinistral sufrido por las fallas este de Pamplona y de Morro Negro. La terminación transtensiva de las Antillas menores debe adquirir un significado transformante, o estar ligada a una estructura más profunda de tales características pero no aflorante, puesto que dos provincias sismotectónicas bien diferentes están puestas en contacto, gruesamente alineada con la costa sur de Paria y del Delta del Orinoco.

d) El Bloque Triangular de Maracaibo, delimitado por la falla sinistral de Bucaramanga, y las dextrales de Boconó y Oca-Ancón, se caracteriza por estar en un sector más oriental compartimentalizado en bloques de eje mayor norte sur a NE-SO, los cuales están separados por fallas esencialmente sinestrales (con componentes verticales secundarias inversas), tales como: Icotea, Valera, Burbusay, Hato Viejo, entre otras. Esta estructuración mayor resulta de un mecanismo de estantería de libros generada a consecuencia de la cizalla dextral introducida por las fallas de Boconó y Oca-Ancón. Este caso particular es atípico puesto que ambas fallas no son paralelas entre sí; y más bien presentan una relación angular de 45°, lo cual genera deformaciones particulares; así como cambio de sentido de transcurrencia de algunas fallas en el tiempo.

Por otra parte, el norte y oeste del país están fuertemente afectados por accidentes compresivos, la cual se pueden recalcar los siguientes aspectos:

a) Los sistemas montañosos mayores (Andes, serranía de la Costa e Interior centrales y orientales) están asociados al sistema de transcurrencia principal, los cuales igualmente evidencian plegamiento, fallamiento inverso, levantamiento tectónico y/o deformación dúctil a escala regional y cortical. De manera similar se muestra el anticlinorio de Falcón, la Sierra de Perijá y las serranías de Trujillo, Ziruma y otras menores internas al Triangulo Oca-Valera-Boconó, aunque no estén directamente ligados a los efectos mayores de la transcurrencia (Audemard y Audemard, 2002).

b) Los Andes venezolanos, al igual que la serranía del Interior oriental, exhiben las mejores evidencias superficiales de frentes inversos limítrofes activos: en ambos flancos para los Andes (Soulas, 1985; Audemard, 1999) y en el frente inverso de vergencia sur de la serranía del Interior (Singer et al., 1998). El anticlinorio de Falcón muestra una configuración similar a esta ultima en Falcón central pero de vergencia norte, acomodada por el corrimiento de Taima-Mina de Coro-Chuchure (Audemard, 1993; 1997; 2001).

c) El levantamiento de los orógenos se encuentra igualmente soportado por evidencia morfológicas (basculamientos, incisión de la red de drenaje, levantamiento de elementos planares costeros o aluviales, etc.; para los Andes referirse a Audemard, 2003, así como por la generación de depósitos molásicos correlativos. No obstante, las evidencias más contundentes son extraídas de la interpretación de miles de kilómetros de líneas sísmicas financiadas por la industria petrolera (Audemard y Audemard, 2002).

2.4.1. Tensores de Esfuerzo en Venezuela

Audemard et al. (2005), desarrolló una integración de los tensores de esfuerzos en el Cuaternario derivados de la recopilación de data geológica (microtectónica) a escala regional. Todo esto con el fin de determinar la última y aún activa fase tectónica. Esta integración solo incluye tensores de esfuerzos asociados a rocas sedimentarias del Plio-Cuaternario. Los datos fueron presentados de dos maneras diferentes pero de forma complementaria: 1) los tensores de esfuerzos se caracterizaron numéricamente de acuerdo a cada zona (cada numeración específica el análisis de los tensores de esfuerzo (Audemard et al., 2005). Los aspectos relevantes tales como la ubicación del análisis microtectónico, la interpretación del análisis, la calidad de los datos, el tamaño del conjunto de datos, la edad de la deformación o de la secuencia sedimentaria distribuida también fueron dados (Audemard et al., 2005); y 2) los tensores de esfuerzo derivados de la data microtectónica, así como los datos de pozos son mostrados en la Figuras 2.54, 2.55 y 2.56, las cuales representan cada una de las regiones del país, comenzando desde la parte oeste y terminando en el oriente.

Este análisis de los tensores de esfuerzo desarrollado por Audemard et al. (2005) es de suma importancia para poder comprender el desarrollo del fallamiento del área de estudio, bajo los diferentes estados tectónicos estructurales en el Neógeno-Cuaternario.

Alguno de estos tensores derivados de la data de pozo en sitio (fracturamiento hidráulico o breakouts) también son incorporados en el análisis realizado por Audemard et al. (2005). De las Figuras 2.54, 2.55 y 2.56 se puede extraer información importante para los tensores de esfuerzo de manera regional en Venezuela:

1) El norte de Venezuela, la cual cubre la cuenca de Falcón, la costa central y este y las serranías del Interior de oeste a este, está caracterizado por un tensor Plio-Cuaternario de rango uniforme y de orientación constante a lo largo de estas áreas. Las orientaciones predominantes de este tensor es NO-SE a NNO-SSE (145° - 170°) para el esfuerzo máximo horizontal (σ_{max}) y una dirección NE-SO a ENE-OSO para

el esfuerzo horizontal mínimo (σ_{min}). Por lo tanto, existe una buena consistencia entre los tensores de esfuerzo a escala regional. Además, estos tensores derivados de la data microtectónica y los datos de pozo también concuerdan bien entre ellos (Audemard et al., 2005).

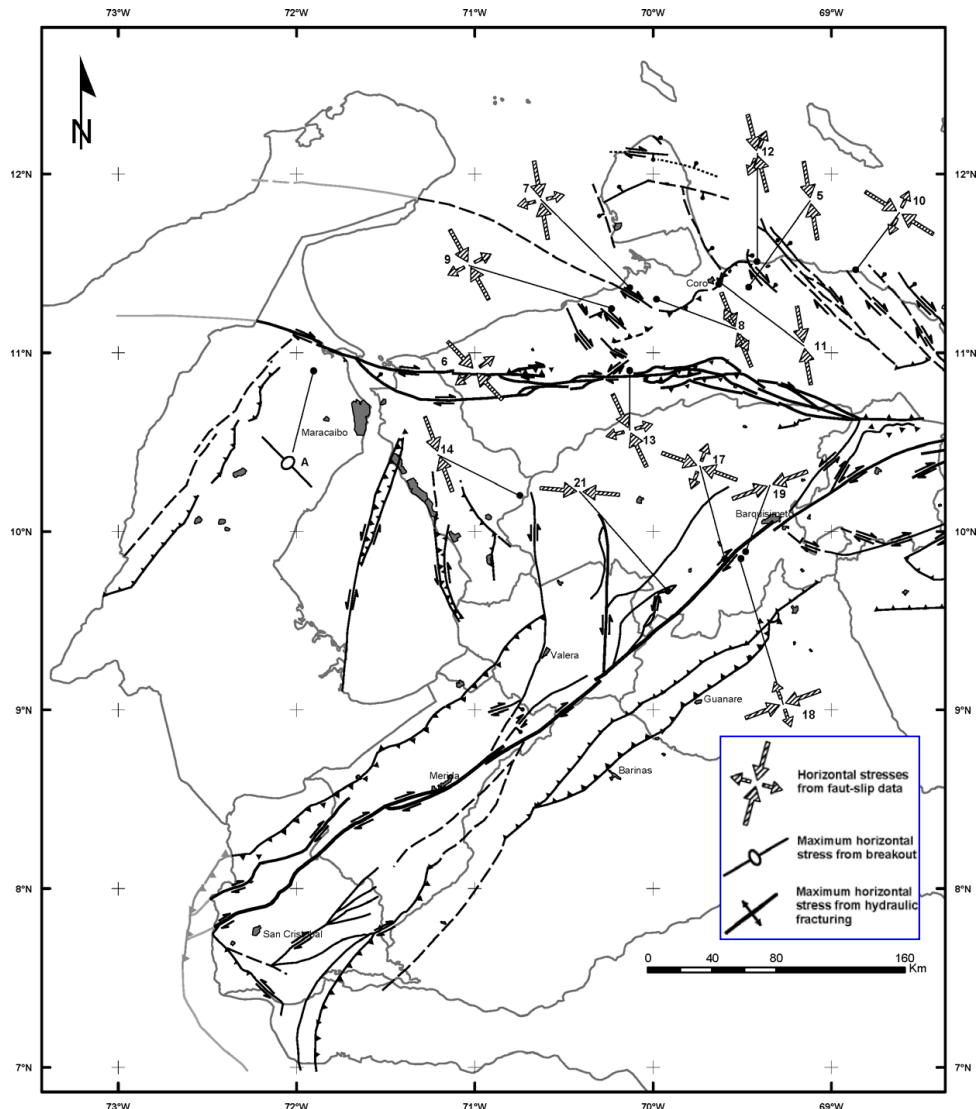


Figura 2.54. Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Occidental de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2003) y modificadas por Audemard et al. (1999 a y b). Algunos pozos están representados por elipses o breakouts (ejemplo: la letra A al NO de la Ciudad de Maracaibo es analizada por Sánchez et al. (1999) donde el esfuerzo máximo es indicado por los ejes o una fractura abierta a causa del fracturamiento hidráulico o ambas representaciones.

Modificado de Audemard et al. (2005).

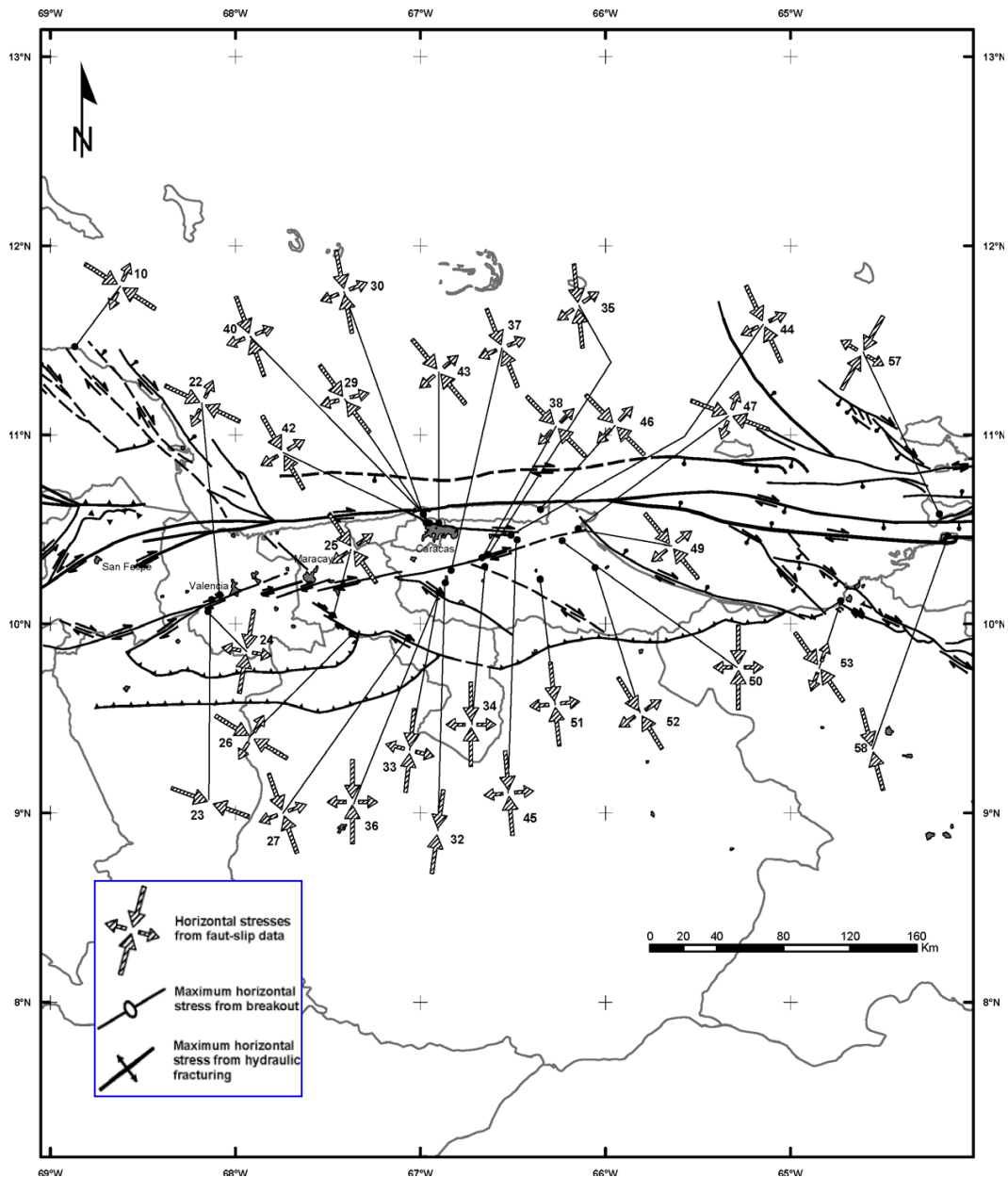


Figura 2.55. Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Central de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2005) y modificadas por Audemard et al. (1999b). Modificado de Audemard et al. (2005).

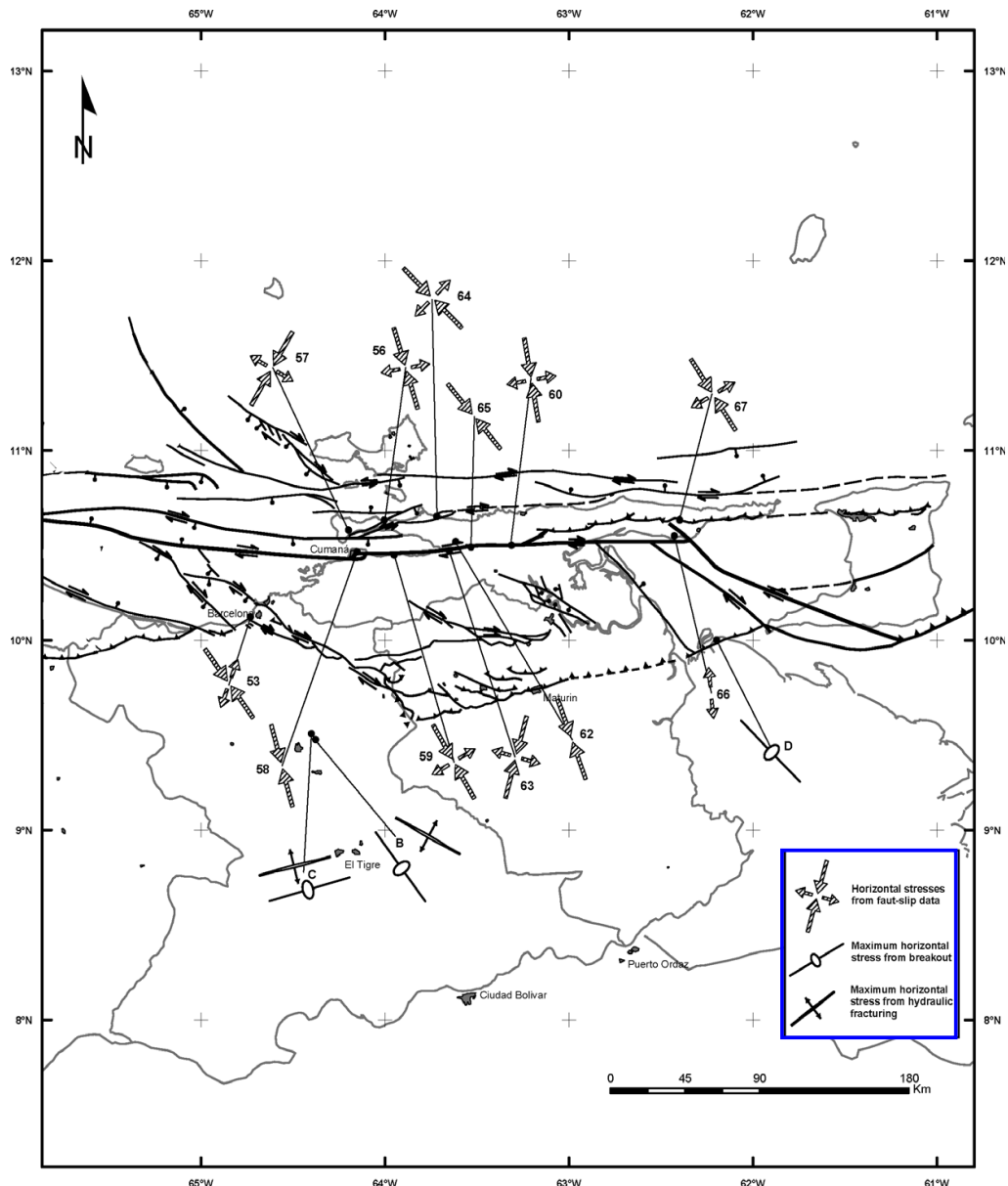


Figura 2.56. Mapa de los tensores de esfuerzo del Plio-Cuaternario de la región Oriental de Venezuela. Cada una de las zonas numeradas con la dirección de los esfuerzos están recopiladas y descritas por Audemard et al. (2003) y modificadas por Audemard et al. (1999b). Algunos pozos están representadas por elipses o breakouts (ejemplo: letra B, C y D, la data obtenida en B y C esta dada por Muñoz, (2002) y en D por Willson et al. (1999) donde el esfuerzo máximo es indicado por los ejes o una fractura abierta a causa del fracturamiento hidráulico o ambas representaciones. Modificado de Audemard et al. (2005).

Estos tensores de esfuerzos derivados geológicamente caracterizan un régimen transcurrente (esfuerzo intermedio en posición vertical). Donde el método de Etchecopar et al. (1981) fue aplicado, tal como en la región de Falcón, el régimen de esfuerzo puede ser constituido de la mejor manera y es del tipo transcurrente compresivo (Audemard, 1991a, 1993, 1997, 2001). Este tensor es altamente oblicuo a la tendencia general este-oeste de las grandes fallas al norte de Venezuela (Oca-Ancón, San Sebastian y El Pilar). Esta gran oblicuidad es responsable, en gran parte, de las particiones existentes (transcurrencia lateral derecha a lo largo del tren de fallas este-oeste y el acortamiento transversal NNO-SSE).

2) El tensor de esfuerzos calculado, ya sea por el método automatizado de Etchecopar et al., (1981) o por el método diedro de Angelier y Mechler (1977), representan el campo de esfuerzos para la cinemática actual de siete grandes familias de fallas activas a lo largo de norte de Venezuela: a) fallas laterales derecha este-oeste, b) fallas NO-SE con movimiento lateral derecho, sintética a las fallas este-oeste, c) fallas normales NNO-SSE, d) fallas normales dextrales NO-SE a NNO-SSE a fallas dextrales normales, e) fallas laterales izquierdas Norte-Sur a NNE-SSO, antitéticas a las fallas este-oeste, f) fallas de cizalla laterales derecha ENE-OSO a este-oeste, y g) fallas inversas ENE-OSO, paralela al eje plegado, el cual es también activo. La configuración espacial de estas estructuras tectónicas frágiles indican que la región está experimentando un régimen transpresional (compresión-transcurrente) que cumple con el modelo de corte simple propuesto por Wilcox et al. (1973).

La configuración regional estructural está relacionada con la convergencia ligeramente oblicua entre la placa del Caribe y Suramérica en el oeste con un casi perfecto desgarre en el este de Venezuela con algunos sistemas de transtensión (Pérez et al., 2001 y Weber et al., 2001 a y b), que son directamente responsable de la tendencia dextral a lo largo del norte de Venezuela. En el noreste de Venezuela, la aparente inconsistencia entre los vectores de deslizamiento derivados del GPS tanto de Pérez et al., (2001) como de Weber et al., (2001a), parecen apoyar alguna

transtensión al norte de la falla de El Pilar, y los tensores de esfuerzos aquí presentados, aparentemente sustentan una coherente transpresión a nivel regional.

c) σ_H en el norte de los Andes de Mérida (Estado Lara), cuando se acerca a la falla de Boconó, tiende a adquirir una orientación este-oeste, el cual permite el funcionamiento simultáneo notable de las fallas dextrales (ej: Boconó, Caparo, San Simón), al igual que a lo largo de las fallas inversas tanto en los Andes de Mérida como en las fallas sinestrales norte-sur (ej: Valera y Burbusay, entre muchas otras, Fig. 2.53 y 2.54).

d) El campo de esfuerzo en el bloque de Maracaibo (MTB) y al sur de la falla de Oca-Ancón pasa progresivamente en sentido anti-horario, de una tendencia NNO-SSE en el norte (Beltrán y Giraldo, 1989) hacia una este-oeste al sur. El campo de esfuerzo en esta región se asemeja a un abanico plegable con el vértice apuntando hacia el SE (Audemard y Audemard, 2002). La orientación de este campo de esfuerzo regional al oeste de Venezuela resulta de la superposición de las orientaciones de los esfuerzos horizontales máximos de dos intraplacas cercanas (σ_H): aproximadamente de este a oeste la tendencia del esfuerzo a través de la subducción tipo B de Nazca-Suramérica a lo largo de la Costa del Pacífico de Colombia y la tendencia NNO-SSE a través de la frontera sur del Caribe (Audemard, 2000; Figura 2.53). Por lo tanto, el bloque de Maracaibo es al mismo tiempo acortado a lo largo de la dirección NO-SE (expresado por el crecimiento vertical del bloque de Santa Marta y Perijá y la cordillera de Mérida) y expulsado aproximadamente hacia el NNE (Audemard, 1993, 1998, 2000; Audemard y Audemard, 2002).

La Figura 2.57 resume la trayectoria del tensor de esfuerzo principal σ_H para el norte de Suramérica como se ha comentado anteriormente. Nótese como a medida que las líneas punteadas se acercan al bloque de Maracaibo comienzan a ubicarse con una orientación NNO-SSE, la cual muestra la incidencia oblicua de un vector de campo de esfuerzo máximo sobre la Cuenca de Maracaibo. Mientras que el esfuerzo mínimo toma la dirección ENE-OSO. La incidencia de estos esfuerzos han hecho posible también el movimiento de los bordes de placa. Esta tendencia provocó la

mayoría de las deformaciones de las estructuras encontradas en el área de estudio, sobre todo desde el punto de vista transpresivo (Audemard et al., 2005).

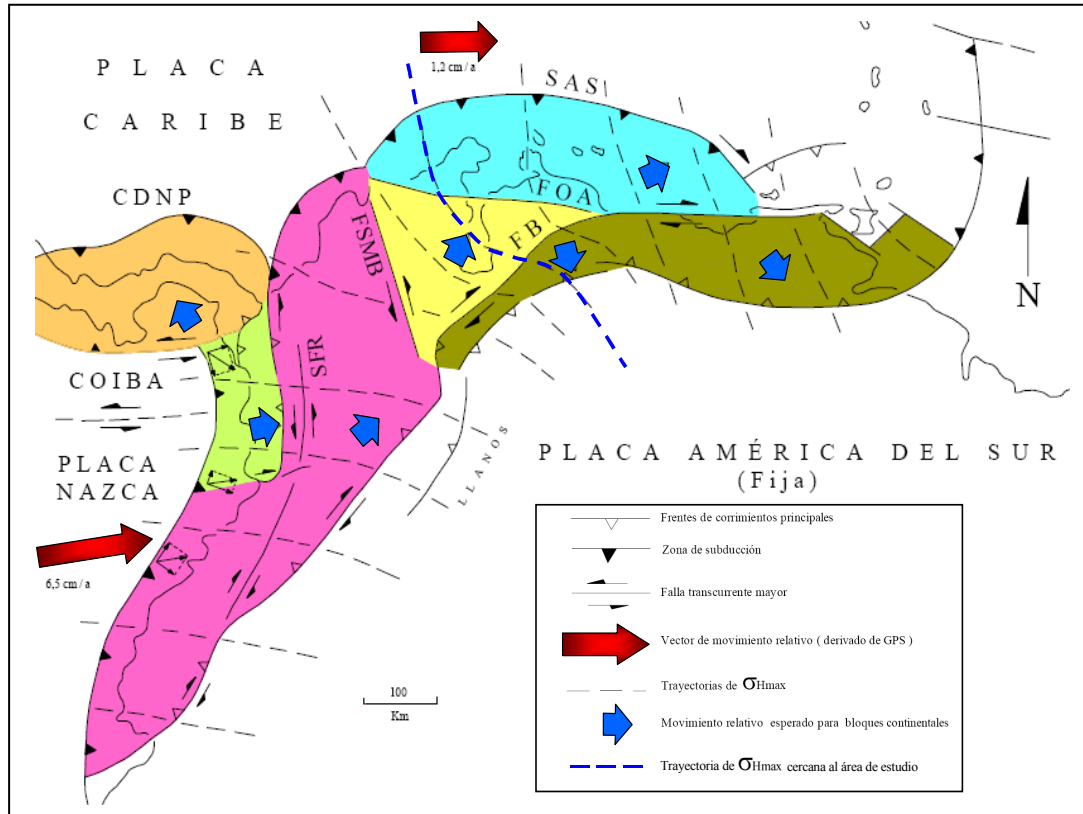


Figura 2.57. Trayectoria de los esfuerzos horizontales en el norte de Suramérica, basados en la data neotectónica, indicadores cinemáticos de los planos de fallas y soluciones de los mecanismos focales Audemrad, (2002). Leyenda: BF: Falla de Boconó, SAS: Subducción de las Antillas Sotavento, FOA: Falla de Oca-Ancón, SFR: Sistema de Falla Romeral, FSMB: Falla de Santa Marta-Bucaramanga. Modificado de Audemard (2002).

2.5. Tectónica formada por fallamiento transtensivo. Modelo de cuenca Pull-Apart al sur del Bloque I

Escalona (2003) propone la formación de una cuenca en tracción (“pull-apart”) al este de la Falla Lama-Icotea en el periodo Eoceno-Temprano y posiblemente se extendió hasta el Eoceno Medio y Tardío, debido a la interacción de la sedimentación del Eoceno Medio en la cuenca, que posteriormente fueron removidos, como evidencia la discordancia del Eoceno. Esta area se encuentra ubicada al Sur del Bloque I (área de estudio), específicamente en el área de Lagomedio (Bloque X), la cual lo separa una distancia de 25 km aproximadamente con respecto a nuestra área, por lo que es de interés tratarla para efectos de visualizar con mayor detalle y entendimiento los eventos tectónicos involucrados en esta interpretación y que están vinculados con algunas de estas áreas vecinas.

En la Figura 2.58 (A) se muestra un mapa estructural en tiempo de la discordancia del Paleoceno donde se observa una depresión asimétrica (cuenca pull-apart de Icotea), y una zona levantada elongada al norte y este de la sub-cuenca, la cual se encuentran limitadas por fallas transcurrentes. En su interpretación, Escalona (2003) observa tres familias de fallas en el área de la cuenca “pull-apart”, las cuales describen su comportamiento y que son resaltadas por el mapa de atributos sísmicos tipo “Edge Detection” (Detección de Límites) de la secuencia de fallamiento de la discordancia del Paleoceno (Figura 2.58 B, Escalona, 2003):

- Fallas de rumbo NNE-SSO (Fallas de Icotea, A, B, C, D, E).
- Fallas de rumbo NE-SO, solo evidentes en el tope de las Calizas Cretácicas.
- Fallas de rumbo NO-SE (falla F).

El mapa de atributos sísmicos entre las Calizas Cretácicas y la discordancia del Paleoceno refleja un espesor en tiempo constante, pero las áreas a lo largo de las fallas de rumbo NO-SE muestran variaciones en el espesor. Esta observación sugiere que la cuenca fue deformada durante el Paleoceno-Tardío por las fallas de rumbo NE-SO (Escalona, 2003), las cuales probablemente fueron formadas durante la

extensión causada por la flexura del basamento debido a carga tectónica (Castillo, 2001).

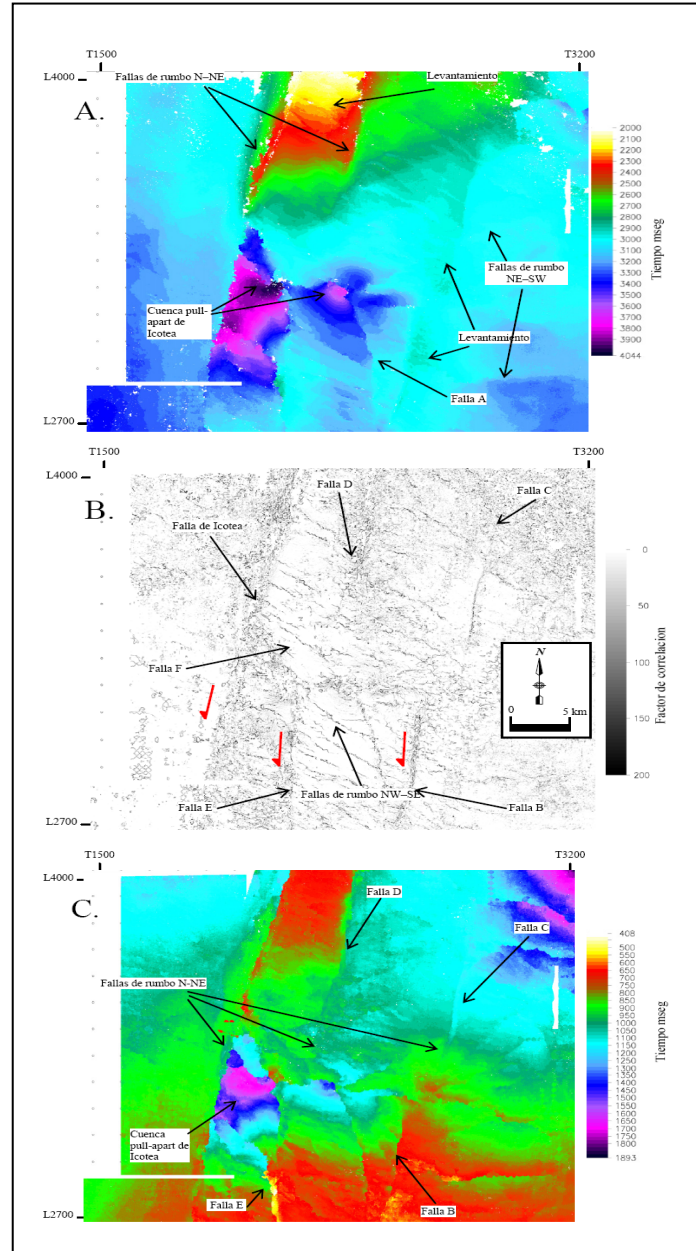


Figura 2.58. A) Mapa isócrono del tope de la discordancia del Paleoceno. La depresión asimétrica y las áreas levantadas pueden ser reconocidas en el mapa. B) Mapa de detección de límites (“Edge Detection”) del tope de la secuencia de la discordancia del Paleoceno: dos familias de fallas son observadas, NNE-SSO y NO-SE. C) Mapa isócrono de la secuencia C (Eoceno): Una secuencia espesa de rocas sedimentarias de edad Eoceno forma el relleno de la depresión o sub-cuenca de Icoatea interpretada en la Figura 2.58A. Las rocas eocenas se adelgazan sobre las áreas levantadas, y en general el espesor se incrementa hacia el NE. Tomado de Escalona (2003).

La configuración de la línea sísmica 3000 de dirección perpendicular al tren de fallas Lama-Icotea y VLE-400 de la Figura 2.59 describe el comportamiento de esta cuenca “pull-apart” para el Bloque X de la Unidad de Explotación Lagomedio.

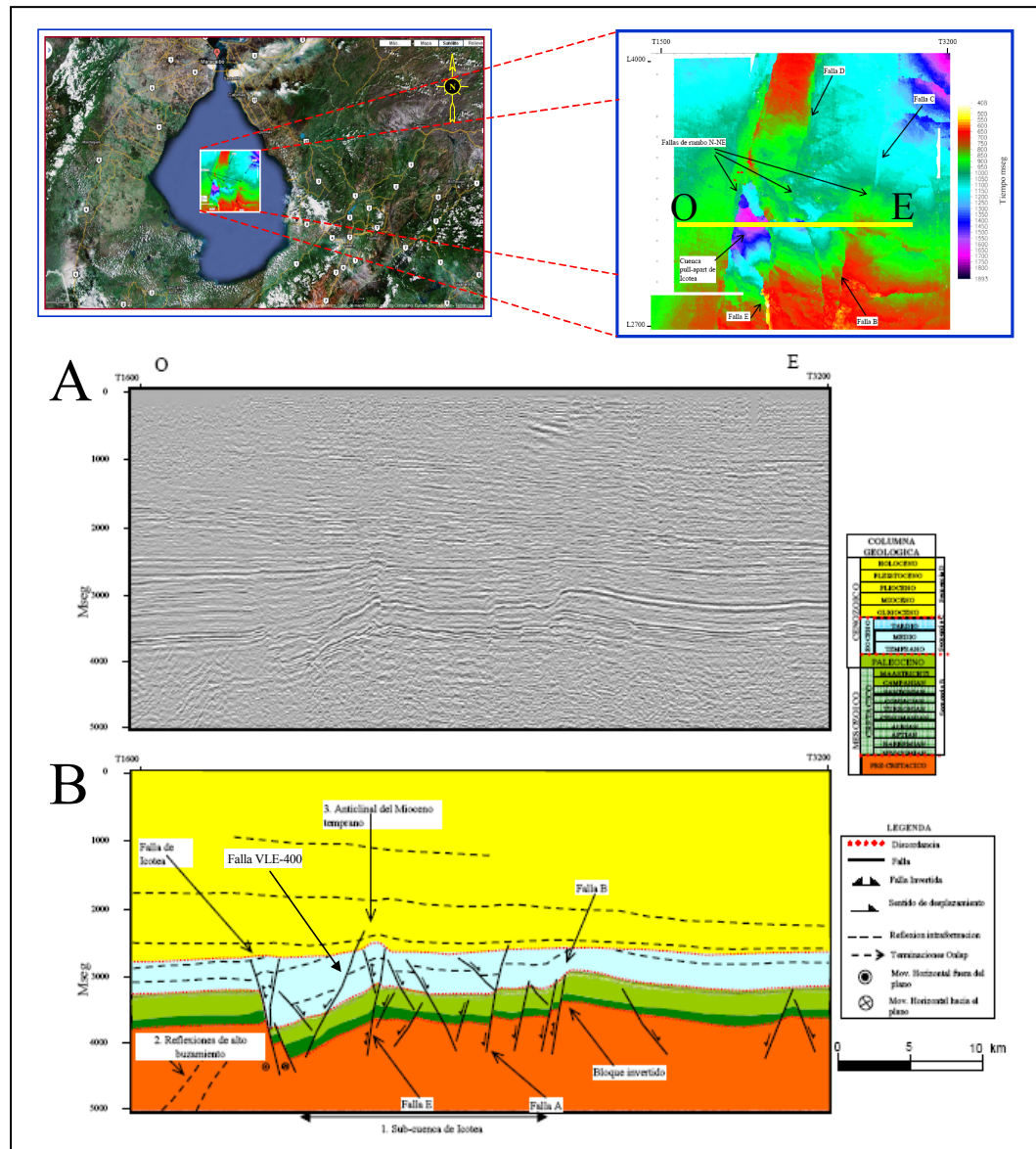


Figura 2.59. A) Línea sísmica 3000 sin interpretar. B) Línea sísmica interpretada: 1) Modelo del sistema de fallas de la cuenca “pull-apart” de Icoatea limitada por la falla de Icoatea y la falla VLE-400; 2) Reflexiones pre-cretácicas truncadas por la secuencia B; y 3) Deformación en la parte inferior de la secuencia D. Modificado de Escalona (2003).

Se han propuesto varios periodos para la edad y sentido de desplazamiento de la falla de Icotea. Lugo (1991) utilizó los datos sísmicos 2-D e interpretó la cuenca de Icotea como una cuenca “pull-apart” formada por desplazamiento sinistral de la falla Icotea y la falla E. En este estudio realizado por Escalona (2003) la cuenca pull-apart de Icotea es limitada por las fallas de Icotea, la falla de Icotea al oeste y por la falla B al este, tal como fue interpretada en las secciones sísmicas horizontales en tiempo. El proceso que formó la sub-cuenca de Icotea en la parte central de la cuenca de Maracaibo durante el Paleógeno fue el desplazamiento transcurrente sinistral de la falla de rumbo NNE (fallas de Icotea, A, B, Escalona, 2003).

La compresión-transpresión causo inversión estructural en la cuenca, la cual indujo el levantamiento y expulsión parcial hacia arriba de la misma (Cooper et al., 1989). Se estima que existe una compresión oblicua que ayudó a la inversión, y es dependiente del cambio de azimut de la componente principal del esfuerzo compresional y de la dirección original de la cuenca en el tiempo (Lowell, 1995).

El desarrollo de algunas zonas levantadas dentro de la Cuenca de Maracaibo está también relacionado al cambio gradual de transpresión a compresión producido eventualmente por la migración de la convergencia desde el norte hacia el sureste. Estos bloques estructurales que fueron levantados, se convirtieron en grandes zonas positivas que fueron sujetas a erosión en las áreas alrededor de la cuenca “pull-apart” y en zonas como las del Bloque I del Campo Lagomar.

La imagen de la Figura 2.60 muestra la depresión formada al este de la falla Lama-Icotea colocándola como un “graben” para el Flanco Este y un “horst” para el Oeste. Sin embargo, este sistema es observado al norte del Bloque I pero de manera contraria; el Flanco Este representa un levantamiento estructural “horst” y el Flanco Oeste un “graben”, induciendo que hubo una evidente inversión estructural, la cual pudo haber estado influenciada por los planos de despegue de la falla VLE-400 y la falla Lama-Icotea. La Figura 2.61 resume mediante dibujos ilustrativos las diferentes etapas tectónicas y sedimentarias ocurridas en la cuenca “pull-apart”.

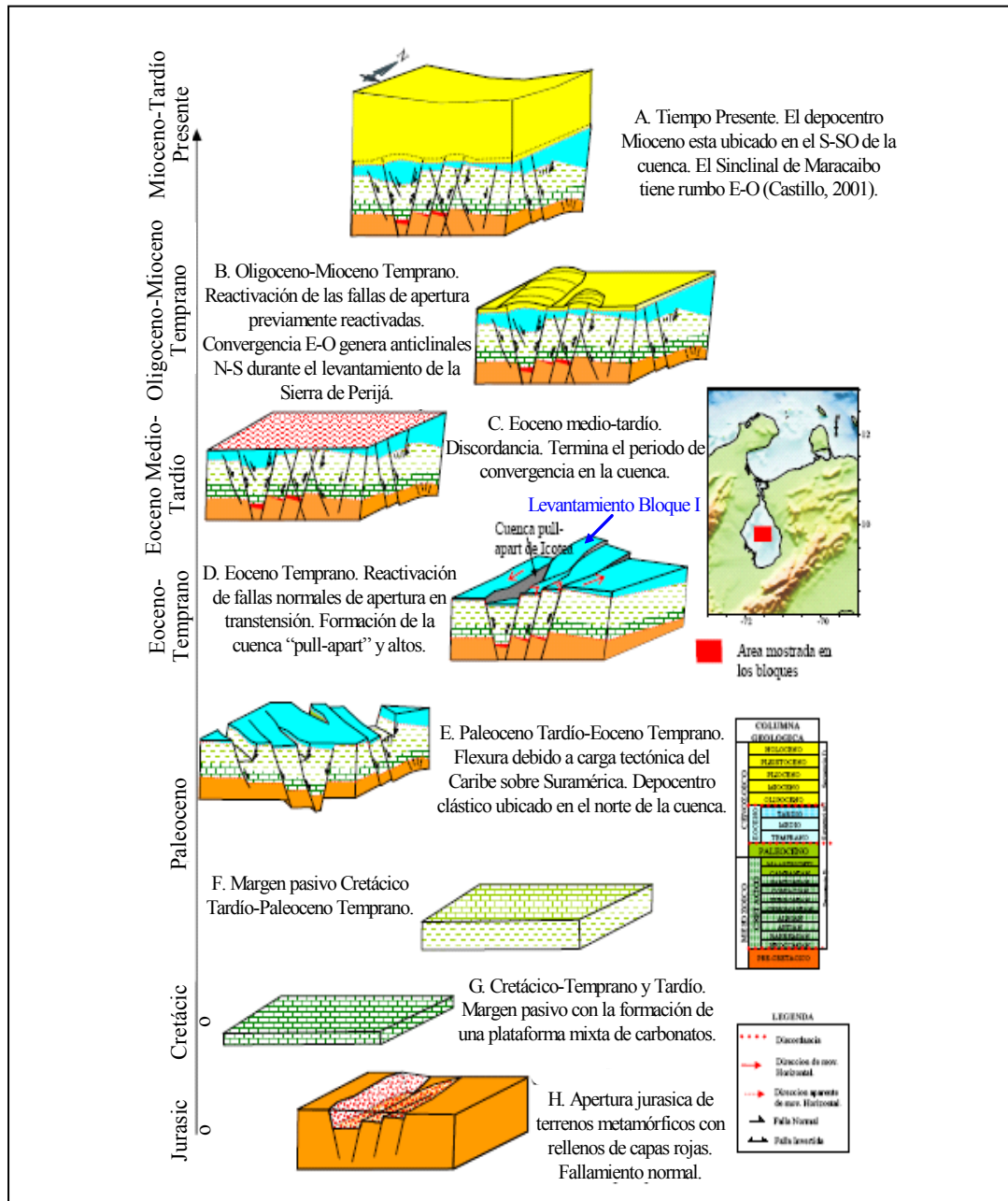


Figura 2.61. Diagramas esquemáticos tridimensionales mostrando la evolución estructural y estratigráfica de forma general del área central de la Cuenca de Maracaibo cercana a los eventos tectónicos que se produjeron dentro del Bloque I Lagomar y que conforman el fallamiento que se ha estudiado en esta área. Tomado y modificado de Escalona (2003).

2.5.1. Mecanismos de evolución de cuencas por transtensión

Las cuencas “pull-apart” son depresiones topográficas que se forman por la relajación de las estructuras o fallas con cercanía a los sistemas de fallas transcurrente del basamento. Los modelos tradicionales de cuencas “pull-apart” suelen mostrar una depresión rombica desarrollada entre dos segmentos de fallas transcurrentes paralelas verticales, también conocido como zonas principales de desplazamiento (Wu et al., 2008). La cuenca está delimitada longitudinalmente por un sistema transversal de fallas oblicuas extensionales, denominado "cuenca lateral de fallas" (basin sidewall faults), que se enlazan con los límites principales del desplazamiento (ej: Burchfiel y Stewart, 1966; Crowell, 1974; Mann et al., 1983; Christie-Blick y Biddle, 1985; Woodcock y Fischer, 1986; Sylvester, 1988; Ben-Avraham y Zoback, 1992, Mann, 2007). El desplazamiento rápido según el rumbo de las fallas causa una subsidencia también veloz, con lo que se desarrolla una fase inicial de fuerte profundización. En cambio, la subsidencia tardía esta determinada por el efecto de la carga sedimentaria.

El movimiento relativo de los bloques de la corteza que participan en un sistema “pull-apart” pueden estar asociados paralelamente a los límites de las zonas de desplazamiento principal (transcurrencia pura) u oblicuos y divergentes a la dicha zona (transtensional). Sin embargo, los modelos tradicionales de cuencas “pull-apart” generalmente sólo toman en cuenta el caso del movimiento de transcurrencia pura (ej: Crowell, 1974; Mann et al., 1983; Christie-Blick y Biddle, 1985). Garfunkel (1981) propone que se producen cambios significativos cuando el límite transcurrente continental del sistemas de fallas se abren con el movimiento transtensional. La transtensión introduce una nueva área de superficie a través del estiramiento de los bordes de placa, y un deslizamiento fraccionado de la falla dentro de la transcurrencia y componentes transversales extensionales causando complejas cuencas “pull-apart” desarrollando zonas con límites anchos. El modelado tridimensional elástico dado por Ten Brink et al. (1996) muestra que una pequeña componente de 5° de transtensión produce una zona de subsidencia de 2 a 3 veces más ancha en la superficie comparada con la transcurrencia pura.

Una cuenca “pull-apart” se desarrolla con desplazamiento transtensional en las zonas de desplazamiento principal, las cuales son de gran importancia económica porque puede contener yacimientos de hidrocarburos de gran magnitud (por ejemplo: Campo Matzen, Cuenca de Viena; Fuchs y Hamilton, 2006), mineralización significativa (ej: Escondida, Chile; Richards et al., 2001) y campos geotérmicos (Campo Geotérmico de Coso, California; Monastero et al., 2005). Todos ellos generalmente son zonas de intensa fracturación (ej: la Cuenca de Viena; Connolly y Cosgrove, 1999), elevado flujo de calor (Cuenca de Bohai; Hu et al., 2001) y elevada sismicidad (Mar de Mármara; Armijo et al, 2002). La Figura 2.62 muestra el tipo de comportamiento de una cuenca “pull-apart” con transcurrancia pura (Figura 2.62A) y movimiento transtensional (Figura 2.62B). El experimento de transtensión fue diseñado según el esquema desarrollado en la Figura 2.63.

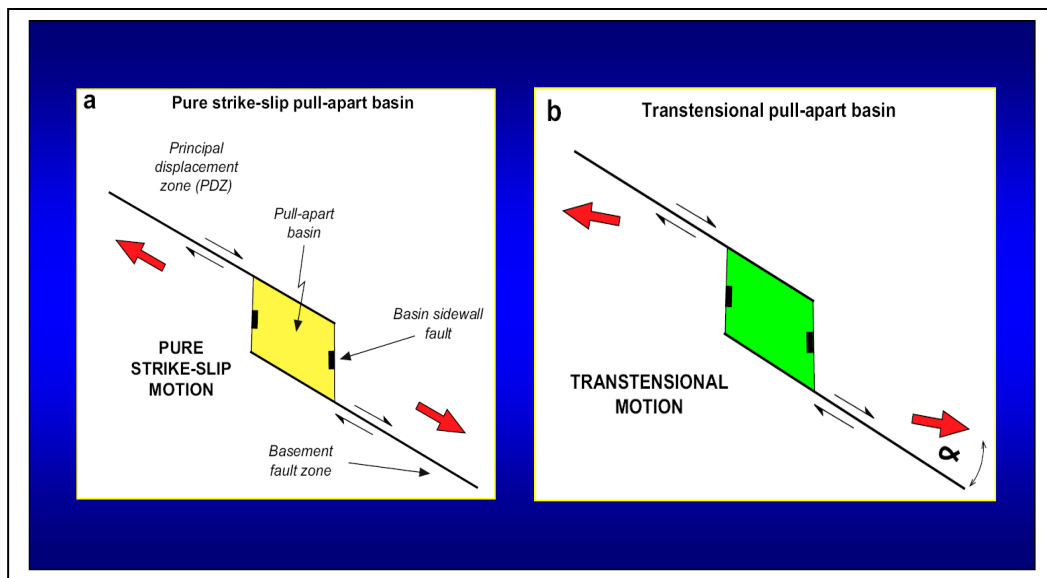


Figura 2.62. Características generales de una cuenca pull-apart con desplazamiento dextral.
 A) Transcurrancia pura con $\alpha = 0^\circ$. B) Movimiento transtensional $0^\circ < \alpha \leq 45^\circ$.
 Modificado de Wu et al. (2008).

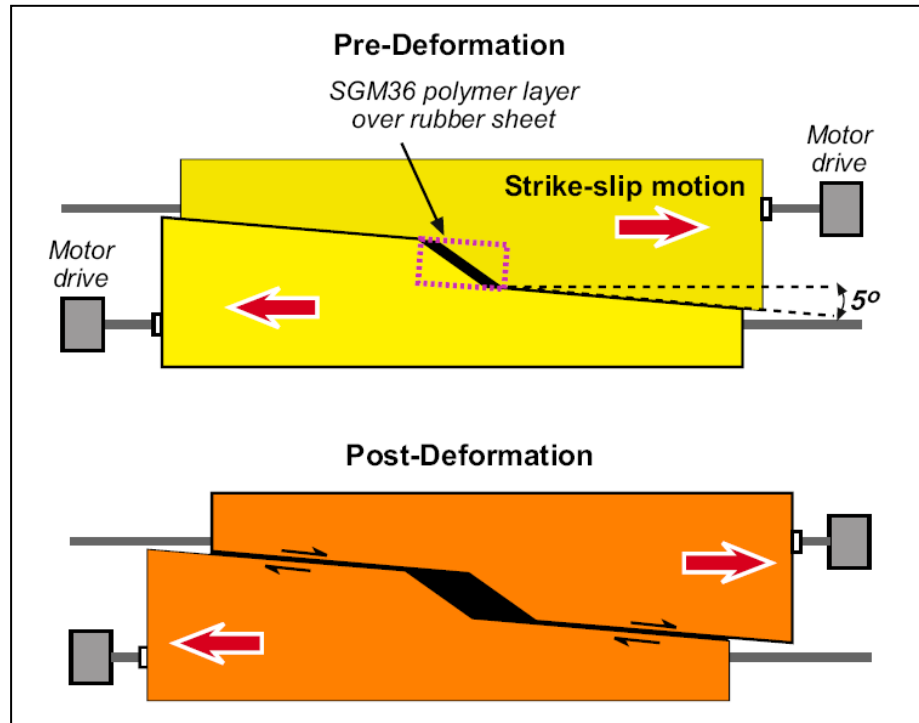


Figura 2.63. Vista en planta de la geometría de la placa base utilizada en el experimento transcurrencial de la cuenca pull-apart. Modificado de Wu et al. (2008).

Esta serie de mecanismos pudieron dar origen a los eventos de la cuenca “pull-apart” estudiada por Escalona (2003) y que posiblemente condicionaron la posterior tectónica de inversión de la cuenca, asociada al fallamiento transcurrente de la falla Lama-Icotea en el Eoceno Tardío-Oligoceno, correspondiente al área norte del Bloque I donde se encuentra el área de estudio.

La Figura 2.64 ilustra la secuencia y desarrollo que se observaron en el experimento de transcurrencia pura utilizando fotografías y mapas isópacos de la subsidencia, generados a partir del escaneado láser de las superficies del modelo y la interpretación de fallas. Durante las fases iniciales de la formación de la cuenca “pull-apart”, se observa a la izquierda un desplazamiento “en échelon” dextral de tipo cizalla que se propaga por encima de la zona principal de deslizamiento. Esto dio origen a la formación de fallas oblicuas extensionales que limitan la forma de subsidencia (Wu et al., 2008).

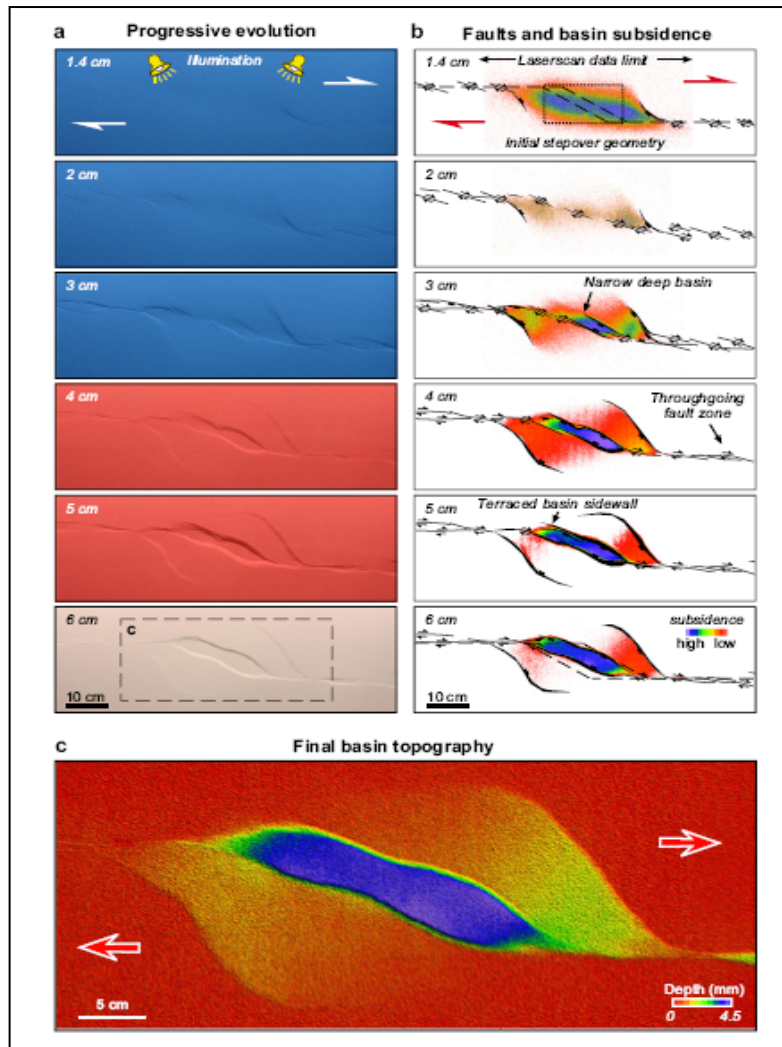


Figura 2.64. Vista en planta de la evolución de una cuenca “pull-apart” con transcurrancia pura. El modelo experimental ilustra: A) Fotografía del área en el lapso de tiempo en que se desarrolló el experimento, B) Observación con laser de la subsidencia formada a medida que se produce el movimiento. C) Fotografía de la cuenca al final del experimento. El color azul representa las zonas más profundas. Modificado de Wu et al. (2008).

Una vez que se imprime rotación al sistema de fallas principales (sistema transtensional), no solo se produce un sistema de fallas romboidales como en la transcurrancia pura, sino también un fallamiento “en echelon” conformado por fallas oblicuas extensionales, las cuales se caracterizan por tener un sistema más amplio para la depositación de sedimentos, ya que la rotación produce mayor expansión entre

los bloques sometidos por dichas fallas extensionales. En la Figura 2.65 podemos apreciar la evolución de una cuenca pull-apart por transtensión.

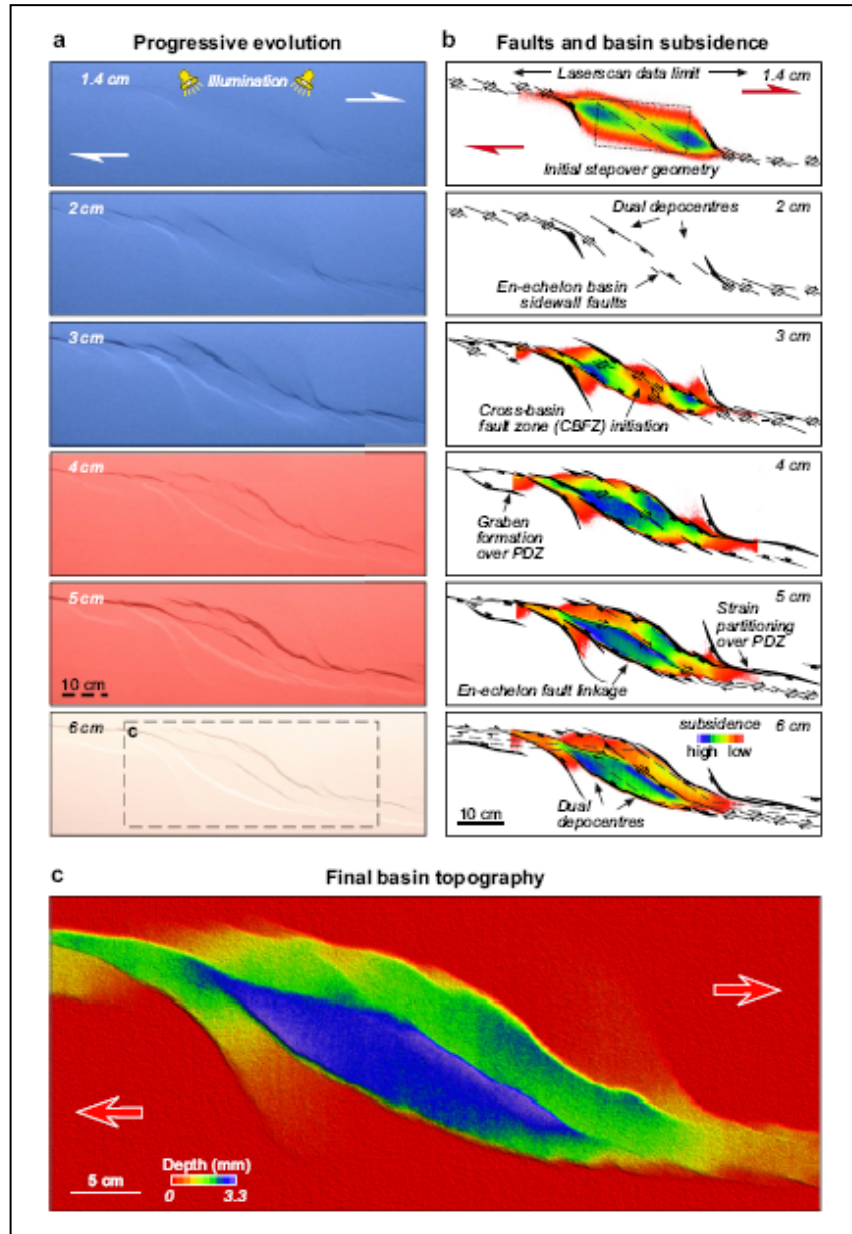


Figura 2.65. Vista en planta de la evolución de una cuenca “pull-apart” con movimiento de transtensión, el modelo experimental ilustra: A) Fotografía del área en el lapso de tiempo en que se desarrolló el experimento, B) Observación con laser de la subsidencia formada a medida que se produce el movimiento. C) Fotografía de la cuenca al final del experimento. El color azul representa las zonas más profundas. Modificado de Wu et al. (2008).

La partición de la deformación en estos sistemas de fallas (transtensión) es caracterizada por los sistemas de deslizamiento oblicuo y pueden ser explicados a raíz de la propagación hacia arriba de una falla en el basamento o zona de cizalla en profundidad (Bowman et al., 2003). Bowman et al. (2003) también mostró que el campo de esfuerzo estático por encima de una falla de transcurrencia pura en profundidad es un simple esfuerzo de transcurrencia dentro del campo, mientras que una falla de desplazamiento oblicuo en general, su propagación en profundidad es una combinación de una zona de fallas normales discretas y un fallamiento inverso transcurrente Wu et al. (2008). La Figura 2.66 muestra el efecto en 3D de un sistema de cuencas “pull-apart” bajo un régimen de movimiento transtensivo basado en los estudios realizados por Wu et al. (2008). La Figura 2.67 presenta el estado de evolución y los sistemas de fallas asociados a la transtensión en una fase temprana y avanzada del movimiento.

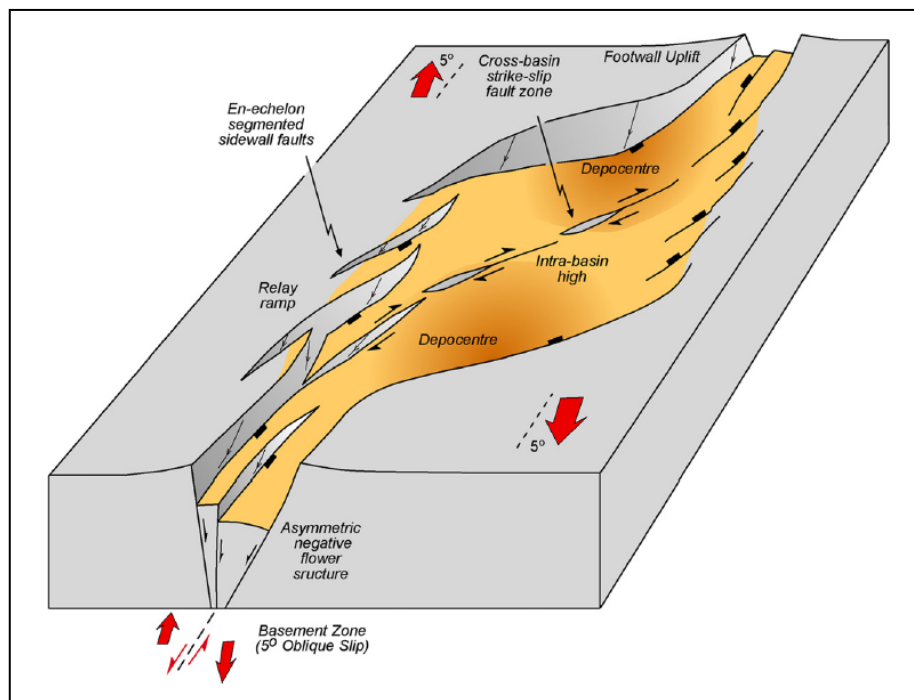


Figura 2.66. Geometría tridimensional de una fase inicial idealizada de una cuenca “pull-apart” desarrollada con 5° de rotación (sistema transtensional) basada en los resultados del modelo. Tomado de Wu et al. (2008).

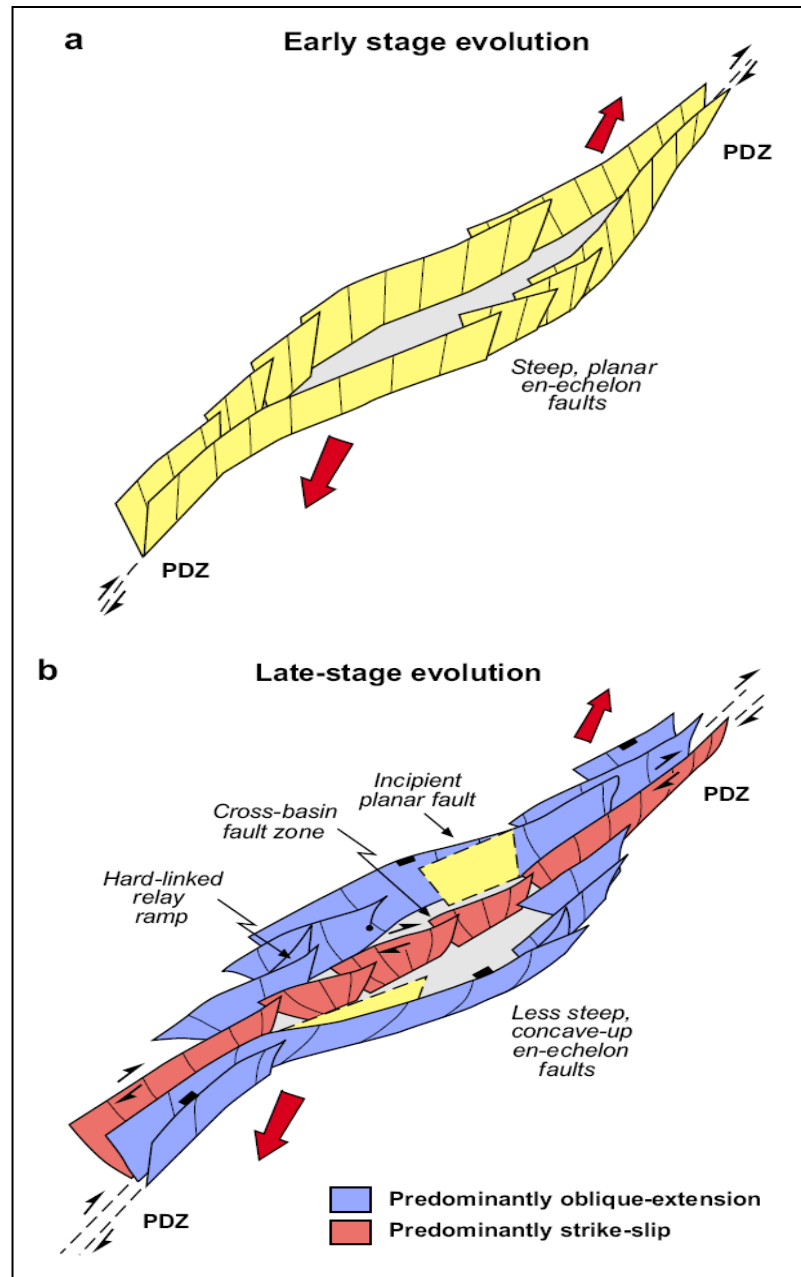


Figura 2.67. Evolución 4D del fallamiento de un sistema de cuenca “pull-apart” transtensional.
 A) Etapa temprana de la evolución de la cuenca formada entre planos de fallas sub-verticales “en échelon”. B) Etapa avanzada de la evolución con suaves y fuertes fallamientos de forma concava hacia arriba y en echelon junto a la iniciación de nuevos planos de fallas. Fraccionamiento de la deformación la cual provoca fallamiento extensional o transcurrente.
 Tomado de Wu et al. (2008).

La reconstrucción total de cada una de las etapas de evolución de estos sistemas de cuenca (transcurrencia pura y transtensional) en los modelos de cajas de arena pueden ser observados en la Figura 2.68, la cual ilustra en la etapa de transcurrencia pura una serie de secciones verticales para reconstruir la geometría interna del modelo. Sobre la zona de desplazamiento principal del basamento se presenta el desarrollo de un graben con un fallamiento simple formado por una estructura en flor negativa constituidas por un conjunto de fallas sub-verticales con buzamientos entre 65° y 90° . La ligera concavidad de estas fallas se encuentran vinculadas longitudinalmente con esta zona de desplazamiento principal y el borde dúctil de la cuña en profundidad (Wu et al., 2008). A lo largo de estas fallas se forma un estrecho graben profundo conformado en sus alrededores por la asimetría de estas fallas con buzamiento altos.

En el caso de cuencas “pull-apart” transtensionales también se forma una serie de estructuras tipo graben que a diferencia de la secuencia con transcurrencia pura, se forma otro graben por rotación de los bloques, la cual representa un sistema más complejo de fallas cuando se imprime un movimiento lateral al sistema. Estas fallas también presentan ángulos altos al igual que en la falla de transcurrencia pura.

Ambos modelos también son observados en forma tridimensional en la Figura 2.69, donde se muestra sus diferentes planos de fallas para cada caso y el buzamiento de las mismas con las secciones longitudinales para diferentes posiciones del experimento.

Por otra parte, las secciones transversales de la Figura 2.68 muestra también los diferentes escenarios del desarrollo de la cuenca “pull-apart” mediante un efecto transtensivo. En los márgenes de la cuenca, se forma un nuevo sistema de fallas sub-verticales iniciadas en el centro del graben. El engrosamiento del estrato muestra la cinemática de estas nuevas fallas. En el centro de la cuenca, las fallas fuertemente inclinadas del sistema de desgarre transversal inician tanto un régimen antitético como sintético dentro de los límites de la misma (Wu et al., 2008).

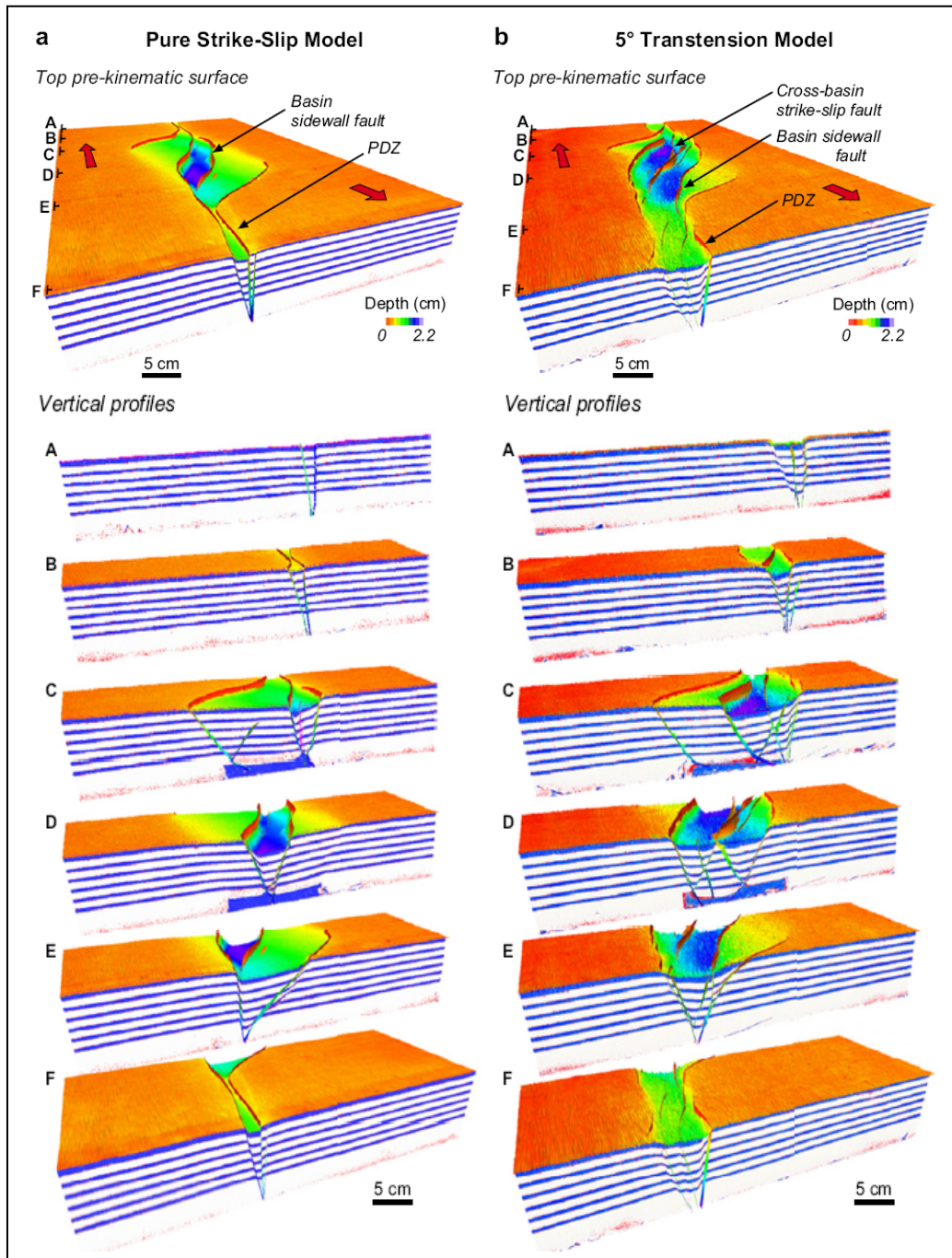


Figura 2.68. Visualización 3D de la reconstrucción del modelo de cuenca “pull-apart”. A) Modelo de transcurrencia pura, y B) Modelo transtensional. La parte superior representa la secuencia pre-cinemática. Tomado de Wu et al. (2008).

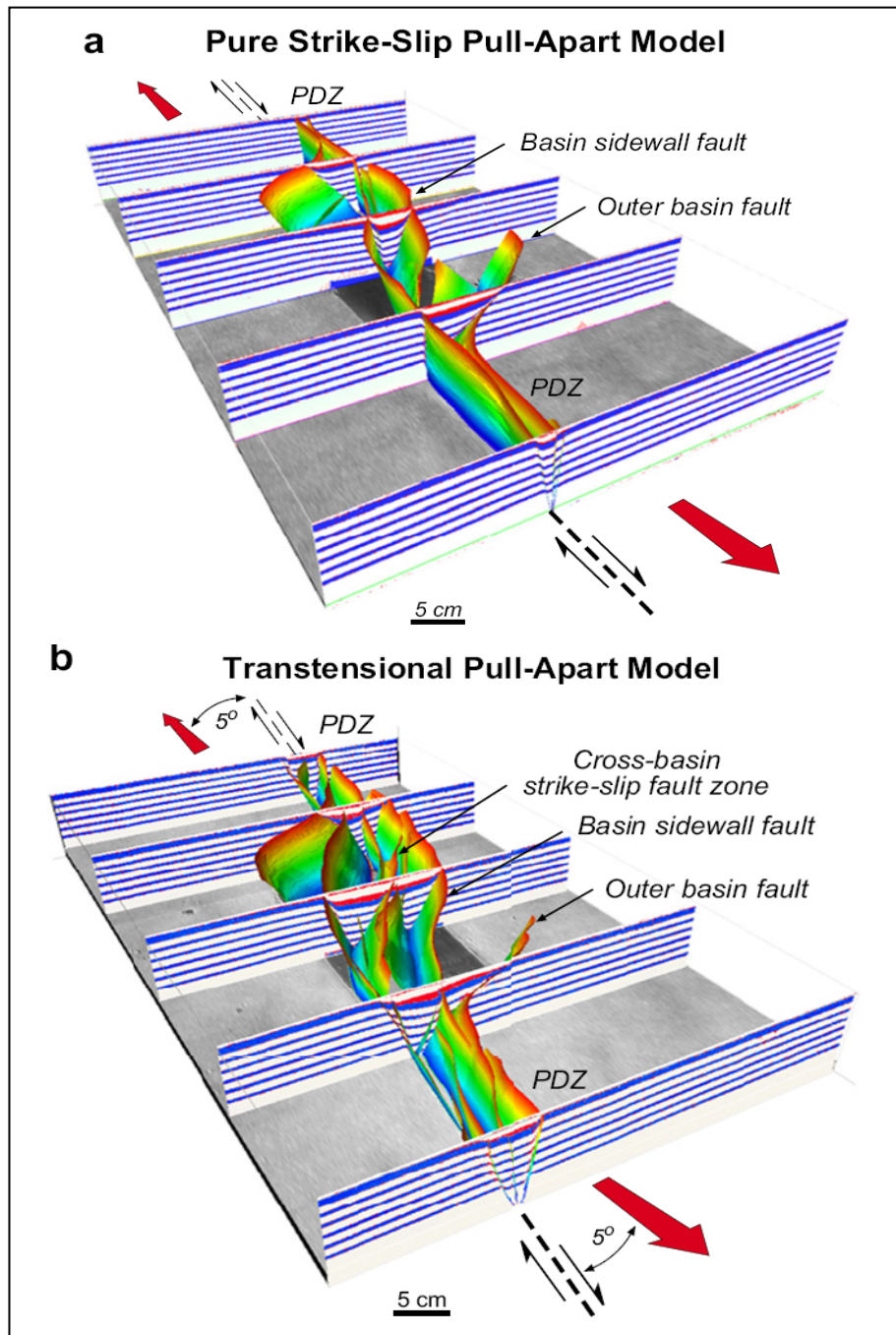


Figura 2.69. Visualización 3D de la arquitectura de fallas de los modelos desarrollados en cuenca “pull-apart”. A) Transcurrencia pura. B) Transtensión. Tomado de Wu et al. (2008).

2.6. Tectónica formada por fallamiento transpresivo (compresional-transcurrente). Modelos experimentales que pueden estar asociados al fallamiento de la Cuenca de Maracaibo

Una de las notables características tectónicas de la corteza de la Tierra es la presencia generalizada en su entorno de fallas transcurrentes de forma prominente y geomorfológicamente rectas que son consecuencia del movimiento cinemático a gran escala de las placas tectónicas alrededor de la Tierra (Wilson, 1965). Las fallas transcurrentes se forman en límites de placas transformantes continental y oceánica; en los bordes de una intraplaca continental como una respuesta de la colisión de la misma (Cunningham y Mann, 2007). Estas fallas también pueden presentarse en zonas de transferencia de fallas normales en los sistemas de rift y fallas de cabalgamiento en cinturones plegable (Woodcock, 1986; Sylvester, 1988; Yeats et al., 1997; Marshak et al., 2003). Este tipo de fallamiento también es muy común en la subducción oblicua convergente donde la deformación intraplaca se encuentra particionada en zonas de arco paralelo (arc-parallel) dentro de la región fuera del arco (fore-arc) o dentro del arco (back-arc) (Beck, 1983; Jarrard, 1986; Sieh y Natawidjaja, 2000).

Cuando las fallas transcurrentes se inician naturalmente con parámetros experimentales, éstas normalmente consisten en fallas “en échelon” y segmentos plegados (Cloos, 1928; Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973). Con el incremento del desplazamiento lateral, independiente de su escala (Tchalenko, 1970), segmentos de falla y las áreas vinculadas a lo largo de la “zona de desplazamiento principal”, estas pueden ser definidas alternando áreas de convergencia y divergencia localizadas a lo largo de la longitud del sistema de falla transcurrente (Crowell, 1974; Christie-Blick y Biddle, 1985; Gamond, 1987).

Las zonas transcurrente también se localizan en los bordes con deformación transpresiva y transtensiva, por lo tanto, son caracterizadas por una deformación oblicua que es en última instancia controlada por el movimiento de placas, actuando de una u otra forma de manera simple, a lo largo de los límites intraplaca o actuando

a través de zonas más complejas como en los bordes de placas donde la deformación de las fallas tienden a ser más corta, menos continua y más arqueada (Garfunkel, 1981; Mann et al., 1983; Bilham y Williams, 1985; Bilham y King, 1989). La Figura 2.70 muestra los diferentes estilos estructurales que pueden ser encontrados con los sistemas de fallas transcurrentes asociados también a los eventos transpresivos y compresivos.

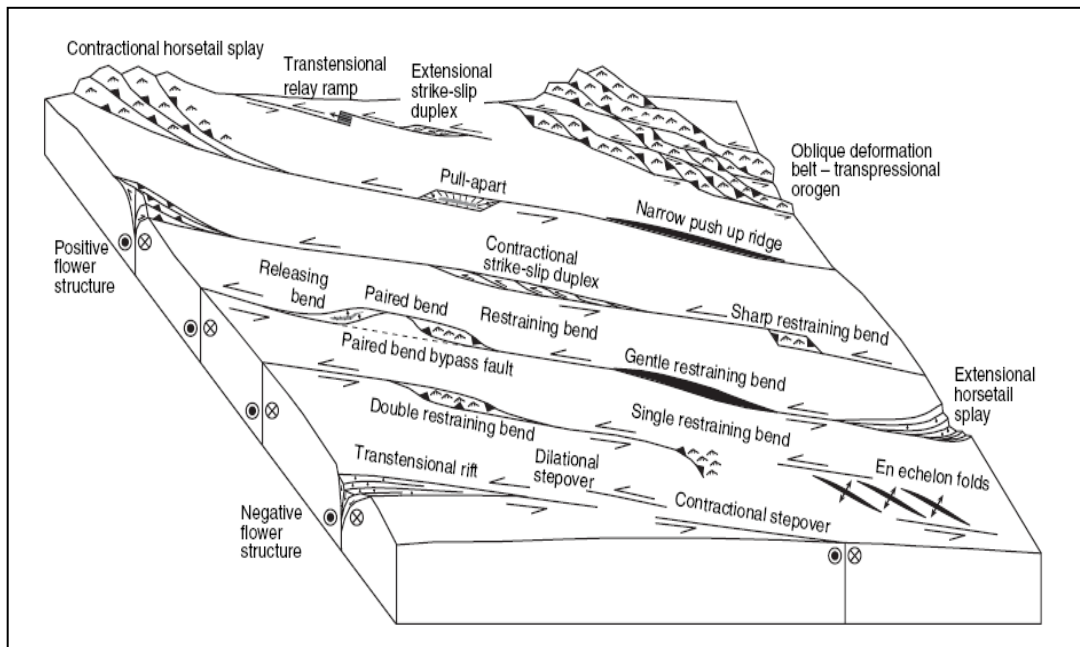


Figura 2.70. Tectónica asociada a sistemas de fallas transcurrentes.
Tomado de Cunningham y Mann (2007).

La orientación del esfuerzo máximo horizontal (σ_{Hmax}) en relación con el límite de la zona de deformación, influirá fuertemente en el grado de transpresión o transtensión dentro de la región de las fallas transcurrentes (Tikoff y Teyssier, 1994). Estos esfuerzos que se encuentra orientados con alto ángulo a la zona de deformación tenderá a desarrollar grandes desplazamientos, formando de esta manera grandes elevaciones de las montañas (Karlik Tagh Range, China, Cunningham et al., 2003) o grandes cuencas profundas. (Ej: Mar de Japón, Jolivet et al., 1994).

Cuando existen cambios en los movimientos de placa regionales, se conduce también a cambios en la configuración de los campos de esfuerzos en el límite transformante, la cual produce cambios fundamentales en el fallamiento en las zonas de interacción. Los campos de esfuerzos pueden ocasionar fallamiento progresivo, compartimentalización estructural e incremento en la interacción mecánica entre las fallas del sistema (Müller y Aydin., 2004; Cunningham y Mann, 2007).

A continuación se citarán algunos autores, los cuales han hecho investigación sobre los posibles eventos tectónicos que son encontrados bajo los efectos del fallamiento transcurrente y que son producidos eventualmente por el movimiento de las placas, todos ellos posiblemente relacionados al modelado estructural de la Cuenca de Maracaibo y al área de estudio:

En los sistemas de fallamiento transcurrente se pueden producir zonas de cizallamiento de corte la cual inducen fallamiento interno del material, comúnmente denominados “Zonas de Cizalla tipo Riedel” bajo los efectos de los movimientos dextrales y sinestrales de las fallas principales. Estos eventos fueron observados y estudiados por Katz et al. (2002) en algunos afloramientos. La Figura 2.71 muestra el comportamiento dextral y sinistral y las posibles fallas internas encontradas en la roca, donde además se nota las direcciones de fallamiento tanto NE-SO como NO-SE bajo los efectos transtensivos con presencia de la rotación de sistema. Katz et al. (2002) observa que las estructuras bajo los efectos de cizallamiento son numerosas en la naturaleza. Esto puede estar relacionado originalmente bajo los efectos de las propiedades de la roca, estados de esfuerzos, temperatura o presión de poro durante su desarrollo.

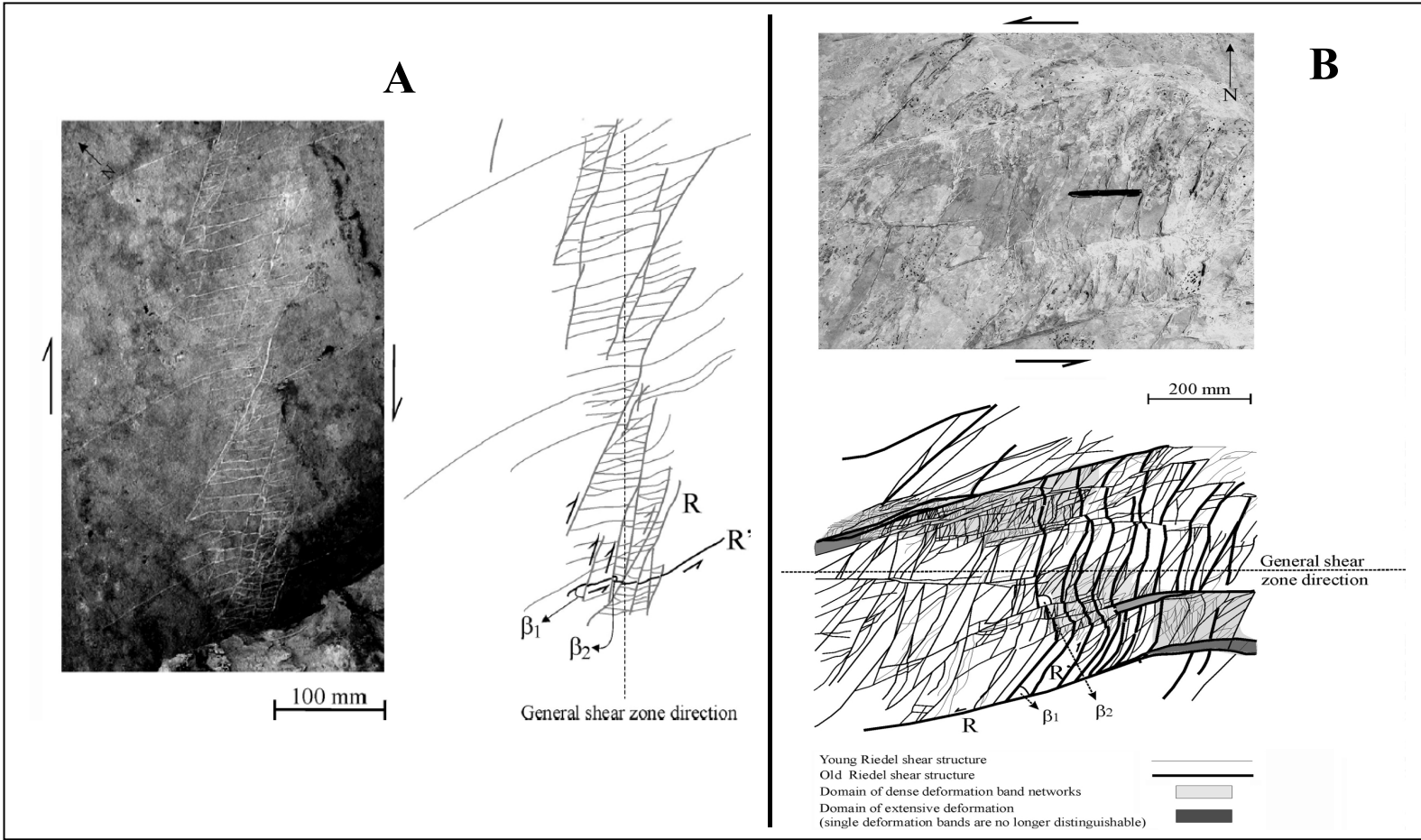


Figura 2.71. Ejemplo de cizallamiento tipo Riedel para un sistema de falla transcurrente. A) Movimiento dextral y B) Movimiento sinistral. Modificado de Katz et al. (2002).

Ustaszewski et al. (2003) han estudiado mediante modelos de cajas los mecanismos de deformación que se producen también en un sistema de fallas transcurrentes influenciado por movimientos de tensión y compresión, los cuales pueden convertir a este sistema de fallas en transtensivos y compresivos. Estos experimentos son de gran importancia ya que permiten observar los diferentes procesos involucrados en la geodinámica y tectónica de la cuenca del Lago de Maracaibo.

Las estructuras con fallamiento principal mostraron una inversión estructural luego de constituir un graben y que posteriormente fueron reactivadas mediante procesos transpresivos que dieron no solo la elevación de las estructuras sino también la evolución y continuidad de fallas inversas dentro del sistema de las mini-cuencas experimentales (Ustaszewski et al., 2003).

La Figura 2.72 muestra la evolución experimental de un sistema transtensional con cajas rellenas de arcillas. El experimento está diseñado para que pueda rotar la base del basamento donde reposa el sedimento, la cual se le va proporcionando un cierto ángulo a medida que se desarrolla el movimiento transcurrente. Se formaron una serie de fallas normales con dirección semi-paralela al fallamiento principal (Figura 2.72 A), las cuales son mostradas en cada uno de los cortes experimentales de la Figura 2.72 B.

Una vez realizado el evento transtensivo, se implementó un nuevo esquema a compresivo, transformado el sistema en uno con movimiento de transpresión. Esto obligó a que la mayoría de las estructuras que se encontraban formando un graben (por fallamiento normal), pasaran a ser estructuras invertidas asociadas al evento compresional. Esto puede ser observado en la Figura 2.73 A y B.

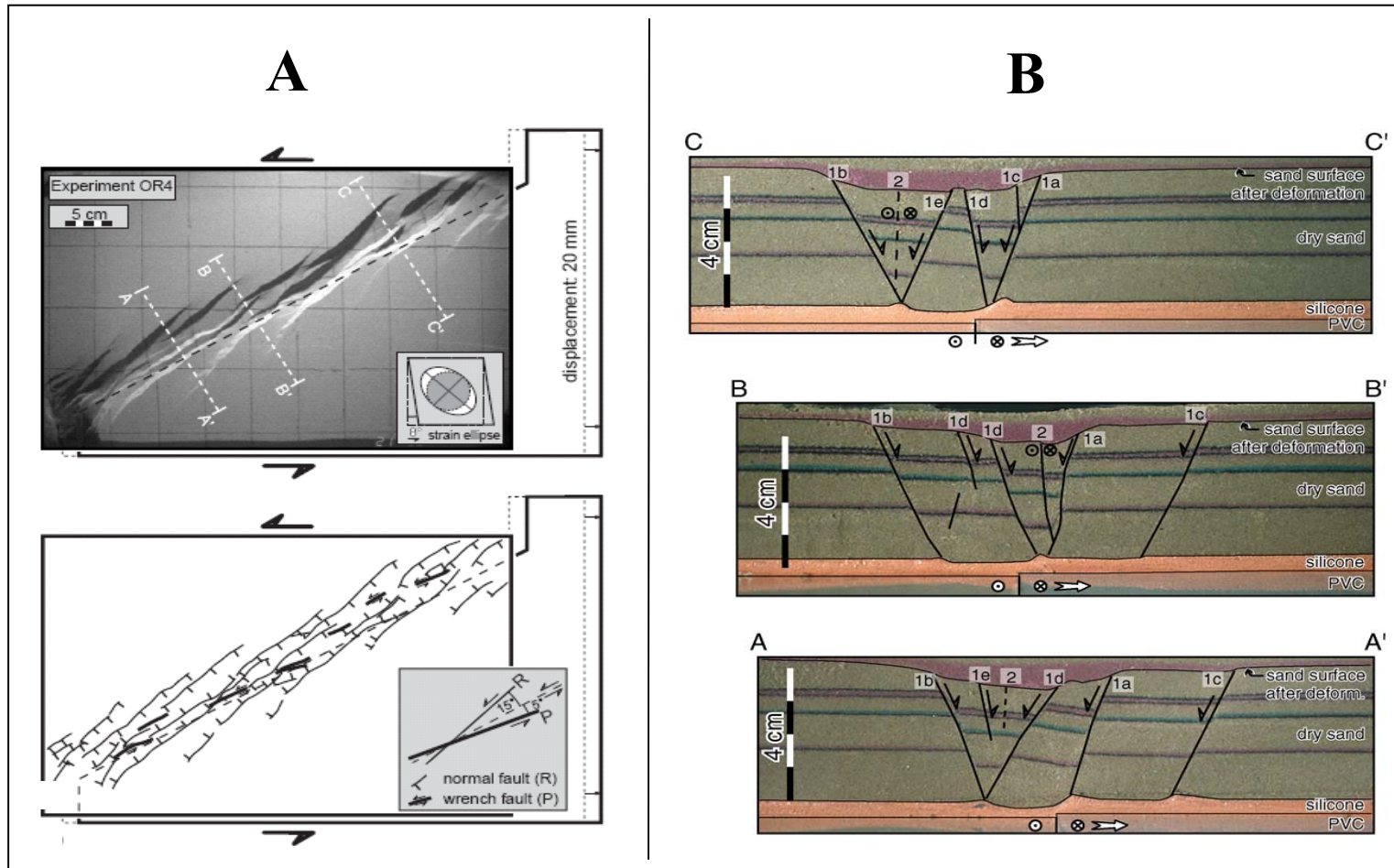


Figura 2.72. Modelo de caja de arena con sistema de movimiento transensivo. A) Evolución del fallamiento visto en planta con el elipsoide de deformación y la rotación de la base de aluminio que soporta el modelo. B) Secciones a lo largo de la trayectoria del tren de fallas del sistema transensivo observado en la sección vista en planta (parte A). Modificado de Ustaszewski et al. (2003).

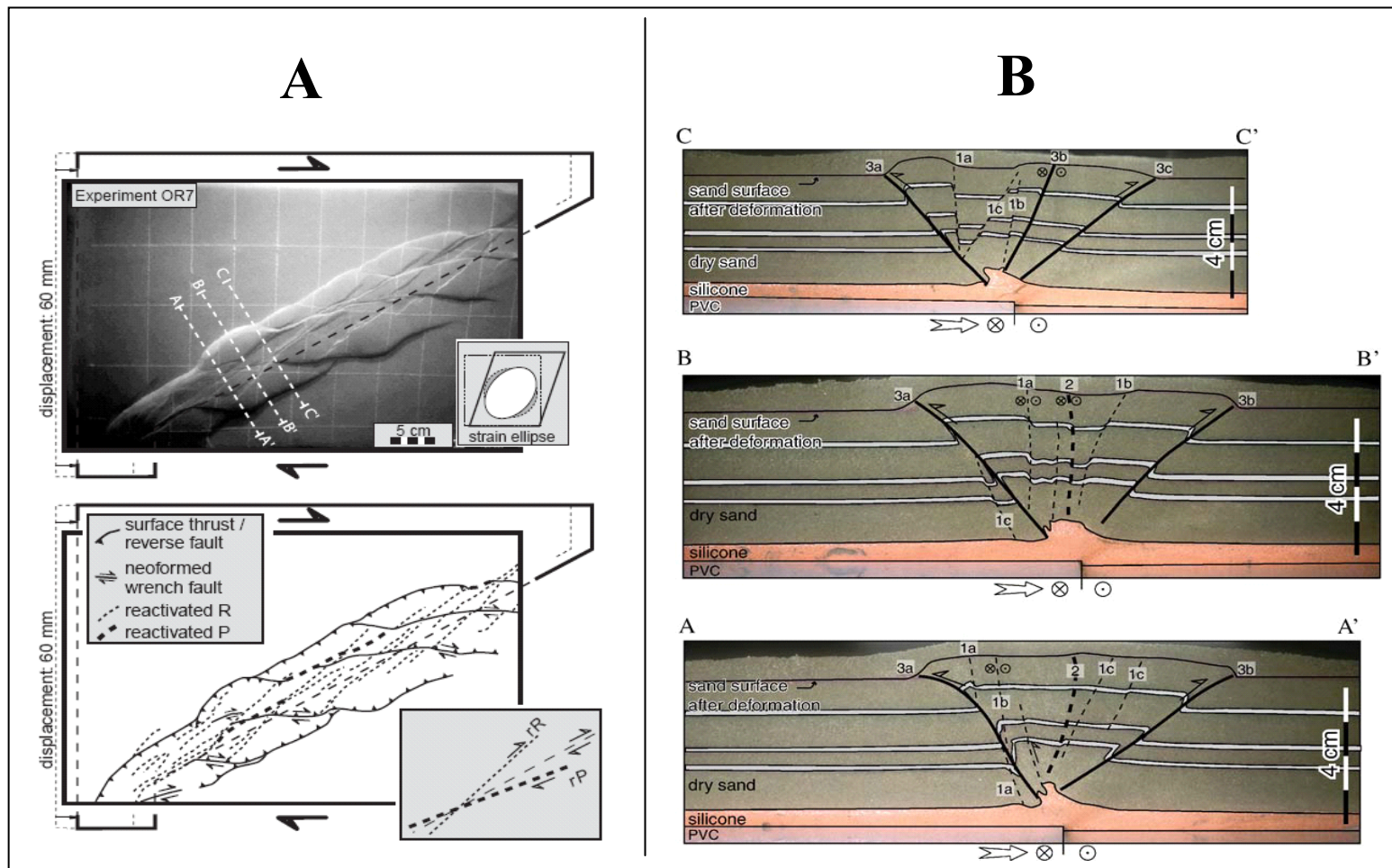


Figura 2.73. Modelo de caja de arena con sistema de movimiento de compresión (transpresivo). A) Evolución del fallamiento visto en planta con el elipsoide de deformación y la rotación de la base de aluminio que soporta el modelo. B) Secciones a lo largo de la trayectoria del tren de fallas del sistema transpresivo con la inversión de las estructuras observado en la sección vista en planta (parte A). Modificado de Ustaszewski et al. (2003).

Los modelos de McClay y Bonora, (2001) pueden considerarse un clásico ejemplo ilustrativo de la formación de cuencas pull-apart, estructuras en flor positivas, “pop-up” (Kramer et al., 2004; Nassima, 2005), anticlinales fallados (formados por compresión), etc; todos ellos desarrollados mediante los eventos de sistemas extensivos y compresivos, bajo los efectos del movimiento de fallas transcurrente tanto dextrales como sinestrales.

El análisis e interpretación de estructuras complejas en forma tridimensional (3D) en la superficie es uno de los estudios mas importantes en la exploración y explotación de hidrocarburos a nivel mundial. Las imágenes sísmicas han ayudado contundentemente al análisis del comportamiento de los eventos estructurales bajo los efectos del movimiento de las fallas transcurrentes (Harding, 1990; Sylvester, 1988). Los modelos análogos experimentales (cajas de arenas) han desarrollado técnicas muy importantes para el entendimiento y manejo de la geometría, la cinemática de estas estructuras complejas en 3D que forman cuencas sedimentarias (estructuras extensionales: Withjack y Jamison, 1986; Serra y Nelson, 1989; McClay, 1990; Withjack et al., 1990; Tron y Brun, 1991; Vendeville, 1991; McClay, 1995 a, b; McClay y White, 1995; estructuras contraccionales: Lallemand et al., 1992; Calassou et al., 1993; Malavieille et al., 1993; y estructuras transcurrentes: Naylor et al., 1986; Mandl, 1988; Richard et al., 1989, 1991, 1995; Richard y Cobbold, 1990; Richard, 1991; Schreurs, 1994; McClay y Dooley, 1995; Dooley y McClay, 1997).

Los levantamientos (anticlinales o “pop-up”) producidos por movimientos transpresionales son una parte integral de las zonas de fallas transcurrentes en márgenes interplaca e intraplaca (Sylvester y Smith, 1976; Christie-Blick y Biddle, 1985; Harding et al., 1985; Lowell, 1985; Sylvester, 1988; Zolnai, 1991; Harding, 1974, 1990). Estos anticlinales se forman comúnmente en el plegamiento de las capas en zonas de fallas transcurrentes con rampa de despegue formando estructuras en “flor positivas” debido al movimiento transpresivo de estas estructuras principales (Sylvester y Smith, 1987).

Las curvaturas (bends) y el salto (stepovers) en las zonas de desplazamiento de los sistemas de fallas transcurrente generalmente producen otras zonas de extensión (cuencas “pull-apart” o stepovers, Christie-Blick y Biddle, 1985), regiones de compresión, levantamientos, o estructuras del tipo “pop-up” (incluyendo estructuras en flor positiva). La Figura 2.74 muestra este tipo de estructuras caracterizada por fallamiento transcurrente.

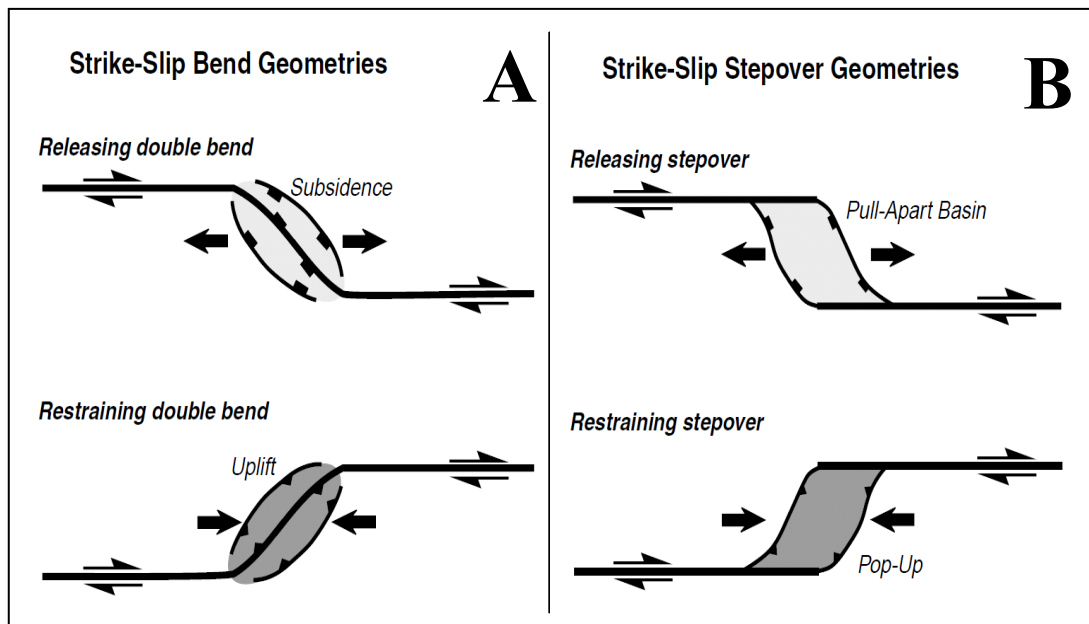


Figura 2.74. Características generales de un sistema de fallas transcurrente con vista en planta. A) Curvatura con subsidencia o levantamiento (arriba y abajo respectivamente). B) Relevé entre dos sistemas de fallas produciendo una cuenca pull-apart. Modificado de McClay y Bonora (2001).

Las Figuras 2.75, 2.76, 2.77 y 2.78 muestran ejemplos de un sistema de fallas transcurrente sinistral con sobrecorrimiento y compresión, formadas estas fallas en el basamento. Se observa el levantamiento limitado por fallas inversas oblicuas. A medida que avanza la deformación se forma finalmente un “pop-up” de forma romboidal en la parte superior de cada uno de los experimentos.

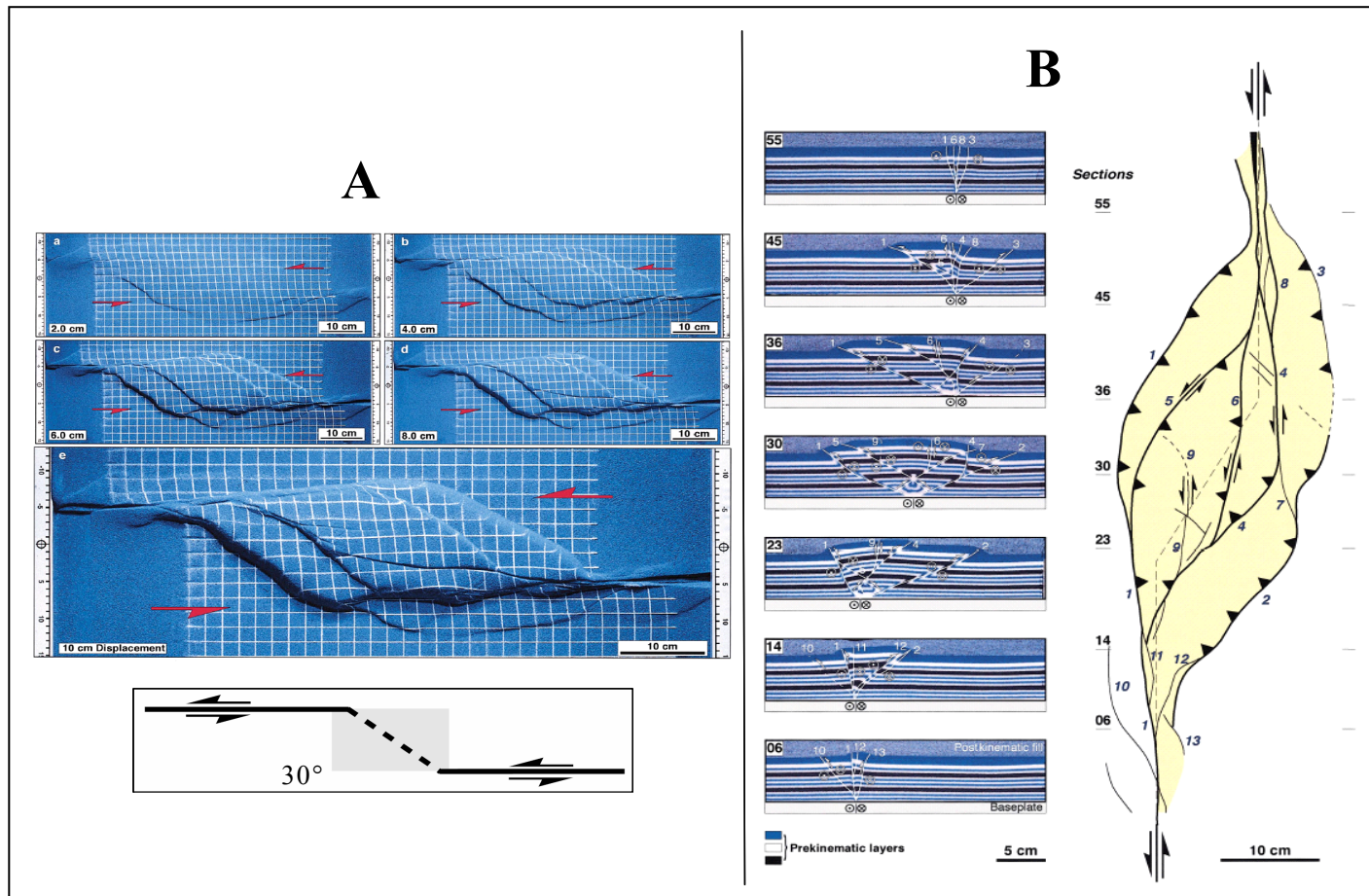


Figura 2.75. Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 30°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001).

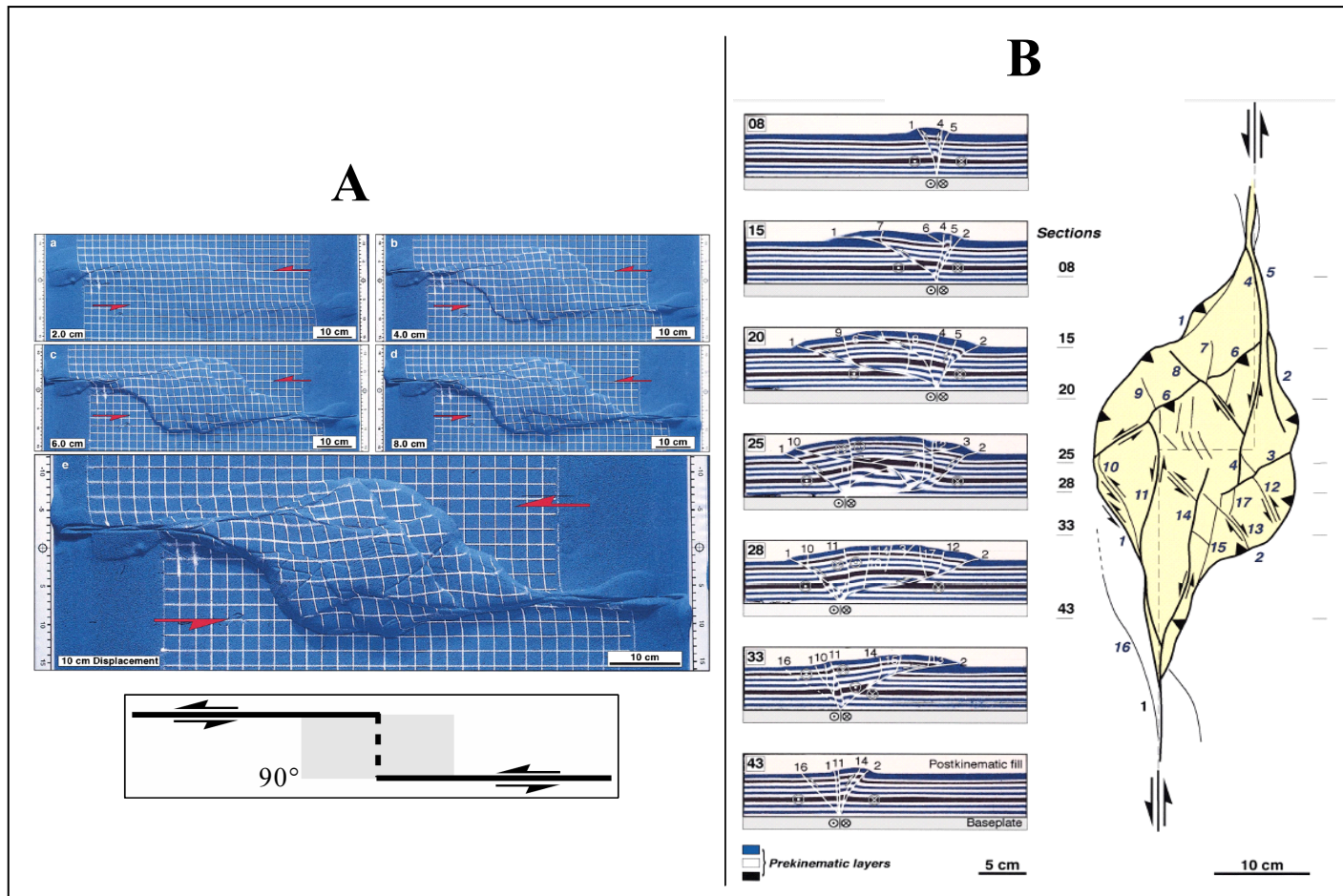


Figura 2.76. Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 90°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001).

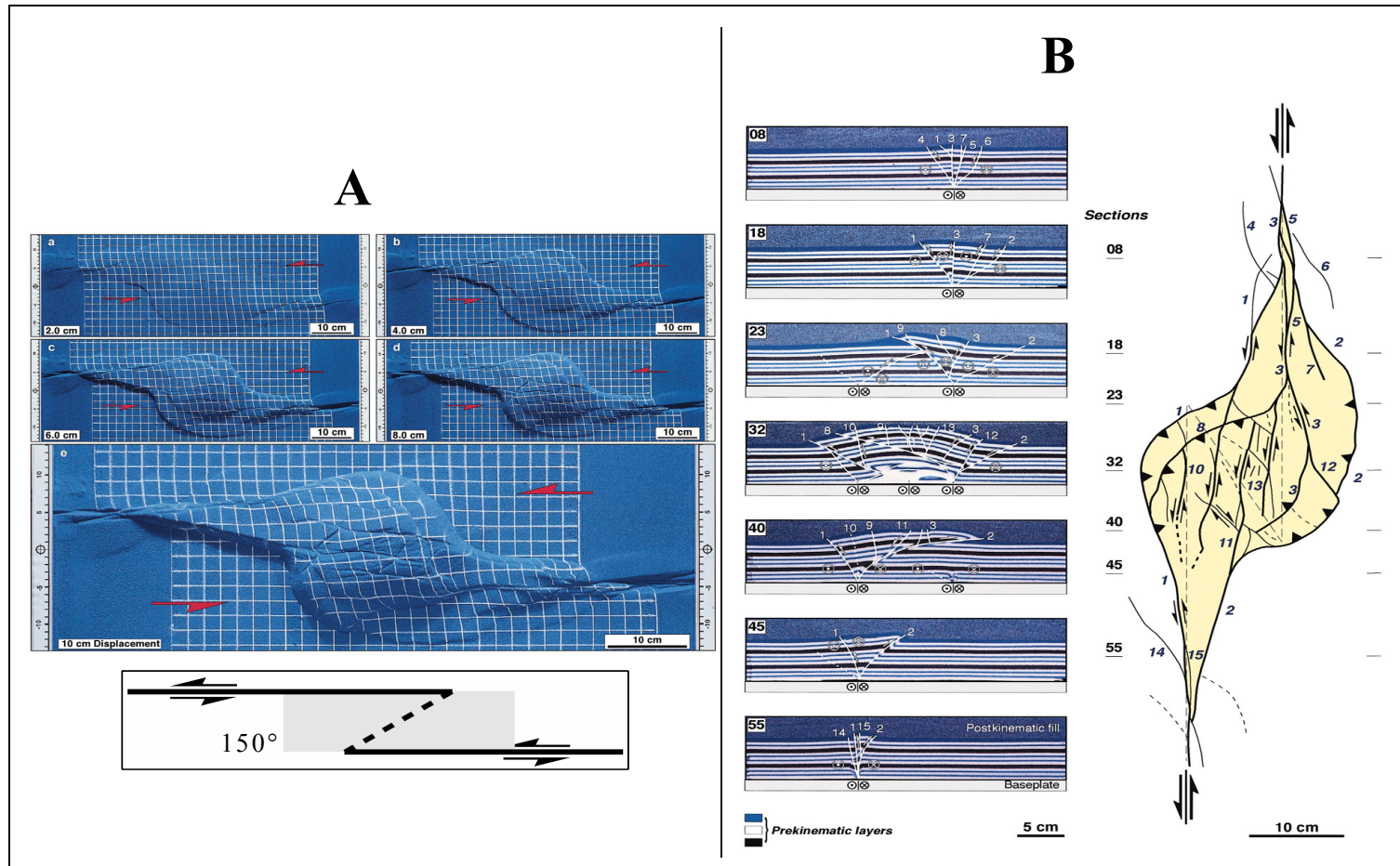


Figura 2.77. Modelo en cajas de arenas de fallas transcurrentes con relevo transpresivo a 150°. A) Evolución cinemática cada 2 cm hasta finalmente llegar a 10 cm. Se observa la formación del anticlinal en el centro del experimento compuesto de fallas inversas. B) Serie de cortes verticales en cada una de las zonas deformadas del experimento donde se aprecia donde comienzan y finalizan el conjunto de fallas inversas que conforman el anticlinal. Modificado de McClay y Bonora (2001).

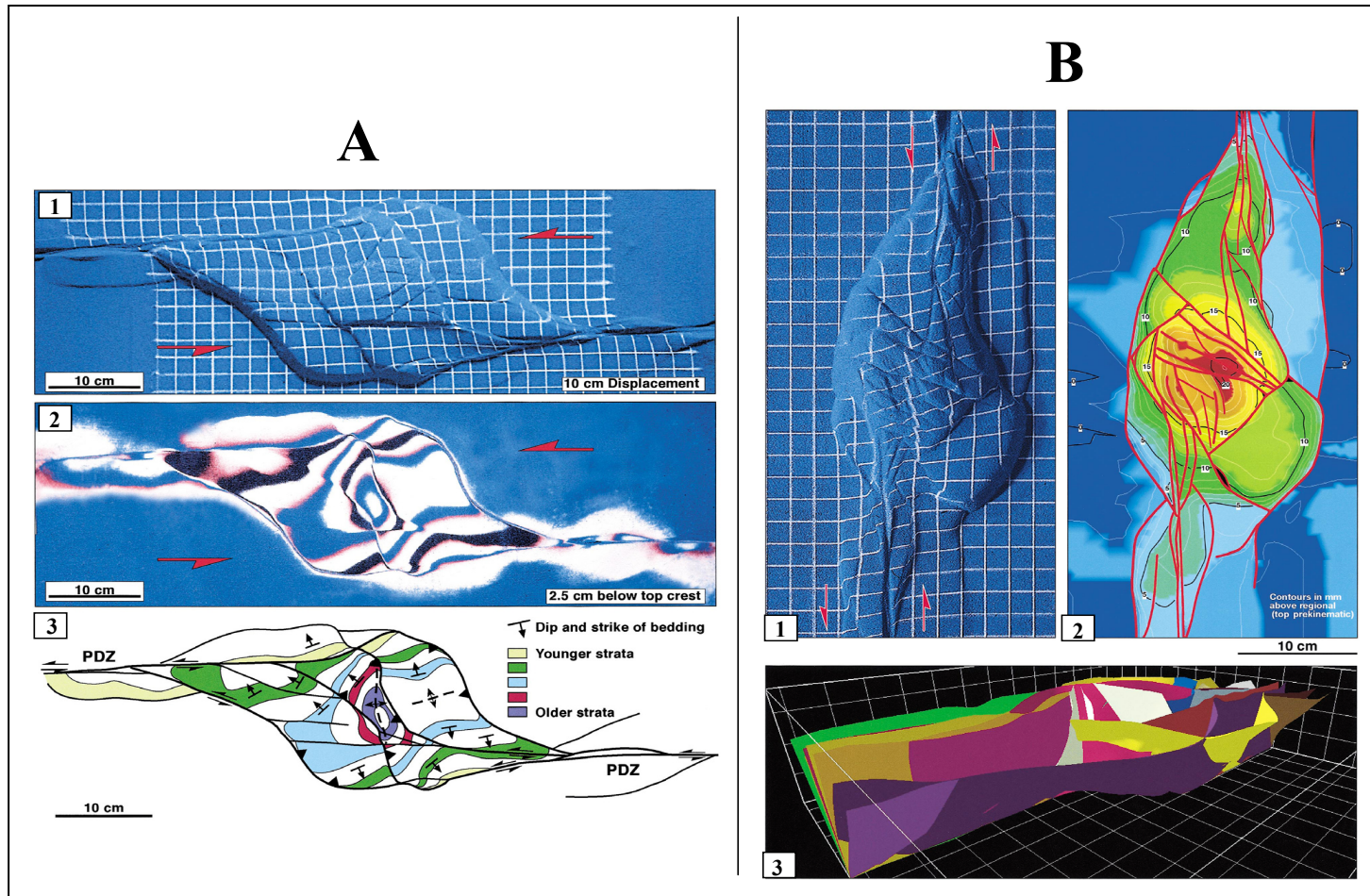


Figura 2.78. Ejemplos de estructuras del tipo “pop-up” para un régimen de fallas transcurrentes. La fase romboidal es claramente definida tanto en las secciones A1 y B1 donde el sistema interior de fallas define una zona de mayor elevación asociadas a fallas inversas. Modificado de McClay y Bonora (2001).

2.7. Geología y estratigrafía del yacimiento C-4 (Bloque I). Área de estudio

2.7.1. Geología

Para facilitar el entendimiento del fallamiento y la geología local del Bloque I, es necesario conocer las diferentes fases de evolución tectónica que marcaron el origen estructural del área. Estas fases pueden ser descritas brevemente en los siguientes términos: Fase de Rift, Margen Pasivo, Margen Activo, Dualidad Estructural Eocena: Fase Tensional y Rotación de bloques, Fase Compresiva e Inversión Estructural. La imagen de la Figura 2.79 muestra la ubicación del Bloque I en la Cuenca de Maracaibo.

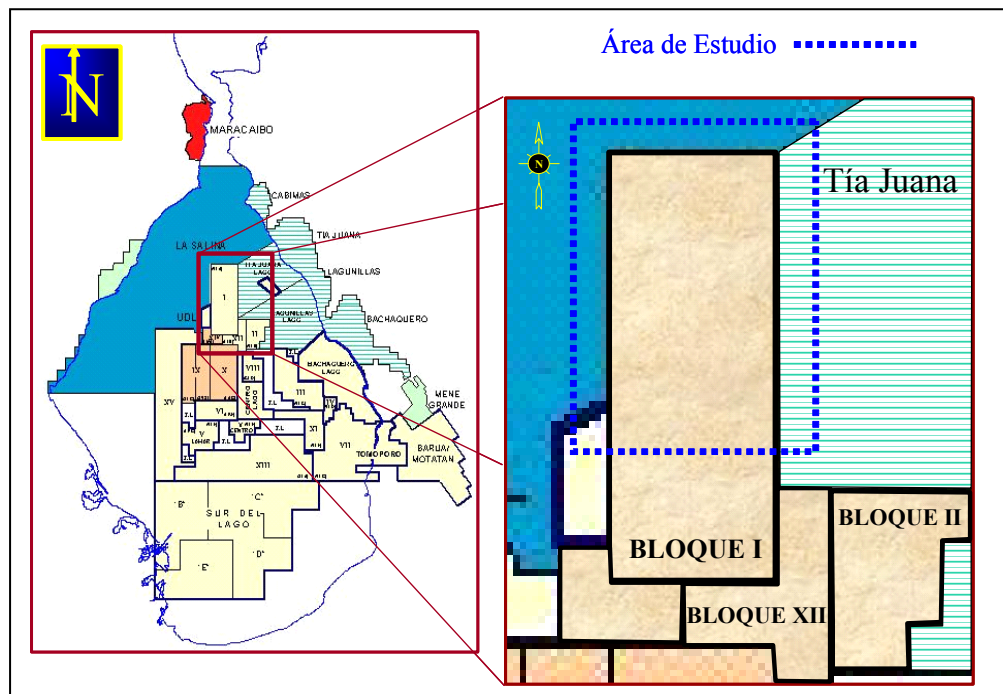


Figura 2.79. Ubicación del Bloque I del Campo Lagomar en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado del Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos. PDVSA Exploración y Producción (1999).

Fase Tensional de Rift.

La estructura en el Campo Lagomar surgió en el Triásico-Jurásico, durante la separación de los continentes de Norteamérica y Suramérica (e.g., Pindell y Barrett,

1990), cuando se formó un graben limitado por los alineamientos estructurales de las fallas de Urdaneta, Lama-Icotea y Lama-Este, denominado Graben Central, donde se depositó el sistema volcano-sedimentario de la Formación La Quinta de edad jurásica. El graben presenta espesores máximos cercanos a los 10.000 pies aproximadamente. La Figura 2.80 muestra la posición del sistema de graben que afectó el Bloque I.

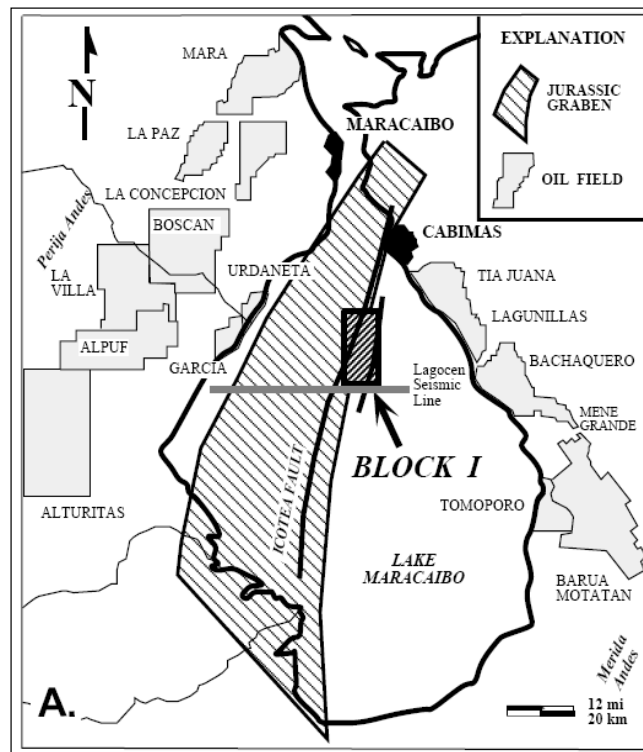


Figura 2.80. Ubicación del sistema de rift Jurásico en el Bloque I junto al sistema de fallas Lama-Icotea. Tomado de Link et al. (1999).

Margen Pasivo

Durante la fase compresiva del Post-Rifting en el Cretácico-Temprano, las capas presumiblemente fueron plegadas, falladas, erosionadas y peneplanizadas. Sobre una superficie peneplanizada y en ambiente de margen pasivo (Pindell y Barrett, 1990) comenzó el desarrollo de una sedimentación con predominio de carbonatos, donde después de una arena basal (Formación Río Negro) se depositaron

las calizas del Grupo Cogollo. Se desarrolló una plataforma extensa en una relativa calma tectónica, con algunas excepciones, como el levantamiento del Arco de Mérida. Durante el Cretácico-Tardío, en un ambiente de cuenca de retroarco donde se depositó la Formación La Luna, la cual contiene la principal roca madre de hidrocarburos de la Cuenca de Maracaibo y que ha sido fuente principal de la mayoría de las acumulaciones de petróleo dentro de los yacimientos del Eoceno en el Bloque I del Campo Lagomar (Bueno y Pinto, 1997).

Margen Activo

El ciclo Cretáceo culminó con las lutitas de la Formación Colón, el espeso sello de los sedimentos (cuya depositación tuvo lugar en una fase tensional), provoca la formación de un graben en la zona situada entre los alineamientos de Lama-Icotea y Lama-Este del Bloque I, donde actualmente hay un espesor mayor de sedimentos de la Formación Colón. Esto se debe presumiblemente a la acreción de terrenos exóticos en el margen Pacífico y al desarrollo de la Cordillera Occidental de Colombia (Case et al., 1984).

En el Paleoceno irrumpió la Placa del Caribe al noroeste de la Cuenca (Stephan, 1982). La carga de las napas que arrastraba la placa, provocó la formación de una antifosa y por ende una cuenca flexural donde se depositaron las formaciones Mito Juan y Guasare. Esta última fue truncada por una superficie discordante, la cual es conocida como Discordancia del Paleoceno.

Dualidad Estructural Eocena: Fase Tensional y Rotación de Bloques

Durante el Eoceno se depositaron los sedimentos deltaicos de la Formación Misoa, la cual ha sido a su vez truncada por una superficie discordante. En el Alto de Icotea, parte del miembro informal Misoa C de edad Eoceno-Temprano ha sido preservado por la erosión, mientras que el miembro Misoa B (Eoceno Medio-Tardío) ha sido completamente erosionado a excepción de un remanente en el extremo sur del Alto.

En el Eoceno-Temprano, durante la depositación de la Formación Misoa, la Placa del Caribe migró gradualmente hacia el sureste y con ella la antifosa (Lugo y Mann, 1995), la cual constituía el depocentro de la cuenca flexural. Para adecuarse a la nueva situación planteada, la antigua plataforma cretácica tuvo que combarse, creando para ello una serie de fallas normales escalonadas descendiendo hacia dicha antifosa. En forma sinsedimentaria, esas fallas estuvieron activas durante todo el Eoceno-Temprano. La flexura cortical creó además un posible alto periférico (Pestmann et al., 1996) de rumbo NE-SO, que atraviesa la parte central del Bloque I, en una sección longitudinal paralela a la Falla de Icotea, donde previamente debe hacerse abstracción del basculamiento post-eoceno. Ese alto es tal vez demasiado grande para ser un simple alto periférico, motivo por el cual no se descarta la posibilidad de que sea el efecto de un cuerpo de subducción de la Placa del Caribe que de acuerdo con Van der Hilst y Mann (1994), se encuentra por debajo de la Cuenca de Maracaibo (Figura 2.81).

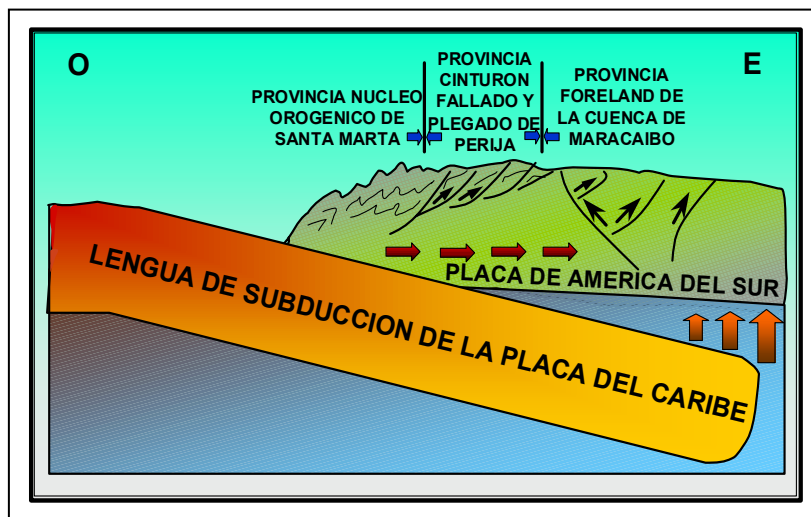


Figura 2.81. Esquema conceptual de la deformación producida por la subducción de la Placa del Caribe que afectó las estructuras del Bloque I. Tomado de Bueno y Pinto (1997).

El alto periférico a lo largo del Campo Lagomar, específicamente en el Bloque I, está constituido también por estructuras del tipo “Flor Positiva”, tal como se muestra en el esquema de la línea sísmica 820 de dirección O-E al norte del Bloque I

contenido en la Figura 2.82. Se presume que esta deformación se haya realizado principalmente por el tectonismo compresivo producido por la subducción de la Placa del Caribe con la de Suramérica y el efecto traspresivo en las vecindades del plano de la falla Lama-Icotea donde se encuentra básicamente este tipo de estructuras. La imagen de la Figura 2.82 representa la reconstrucción tectónica de los eventos estructurales y los yacimientos existentes para la posición de esta línea sísmica dentro del Campo Lagomar. Aquí podemos notar la configuración siguiente: sedimentos del Paleoceno, Arenas C (C-1 a C-7) y Arenas B del Eoceno, junto a la discordancia angular del Eoceno, así como también el componente estructural conformado por fallas inversas al oeste de la falla Lama-Icotea y al este la falla del Ático. Cabe destacar que las estructuras más importantes como el sistema de fallas Lama-Icotea y Ático serán descritas mas adelante en este trabajo.

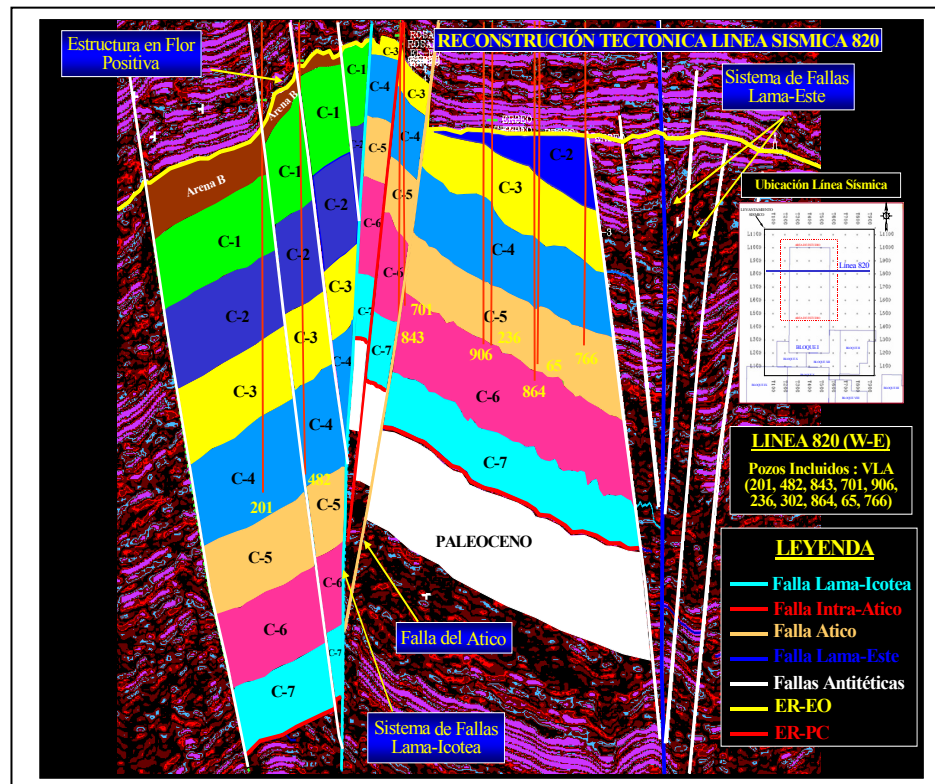


Figura 2.82. Interpretación y reconstrucción estructural de la línea sísmica 820 en dirección O-E en el Bloque I incluyendo el fallamiento local del Campo Lagomar y la deposición de sus yacimientos en la secuencia del Eoceno C y B. Tomado de Mammana (2005).

En cuanto al depocentro de la cuenca flexural eocena, cuya deformación estructural fue tensional, con fallas normales de rumbo ONO-ESE, fue además objeto de otro tipo de deformación, ya que el empuje ejercido por la Placa del Caribe causó en la Cuenca de Maracaibo una rotación horaria, también conocida como “rotación de bloques” (Malavé y Suárez, 1995; Bueno y Pinto, 1997; Audemard et al., 1999b). La reactivación de las antiguas estructuras jurásicas con movimientos transcurrentes sinestrales facilitó la rotación de bloques en forma similar a un estante de libros cuya plancha superior se desploma, o sea el mecanismo “bookshelf” (Mandl, 1988). Esto puede ser visualizado en la imagen de la Figura 2.83.

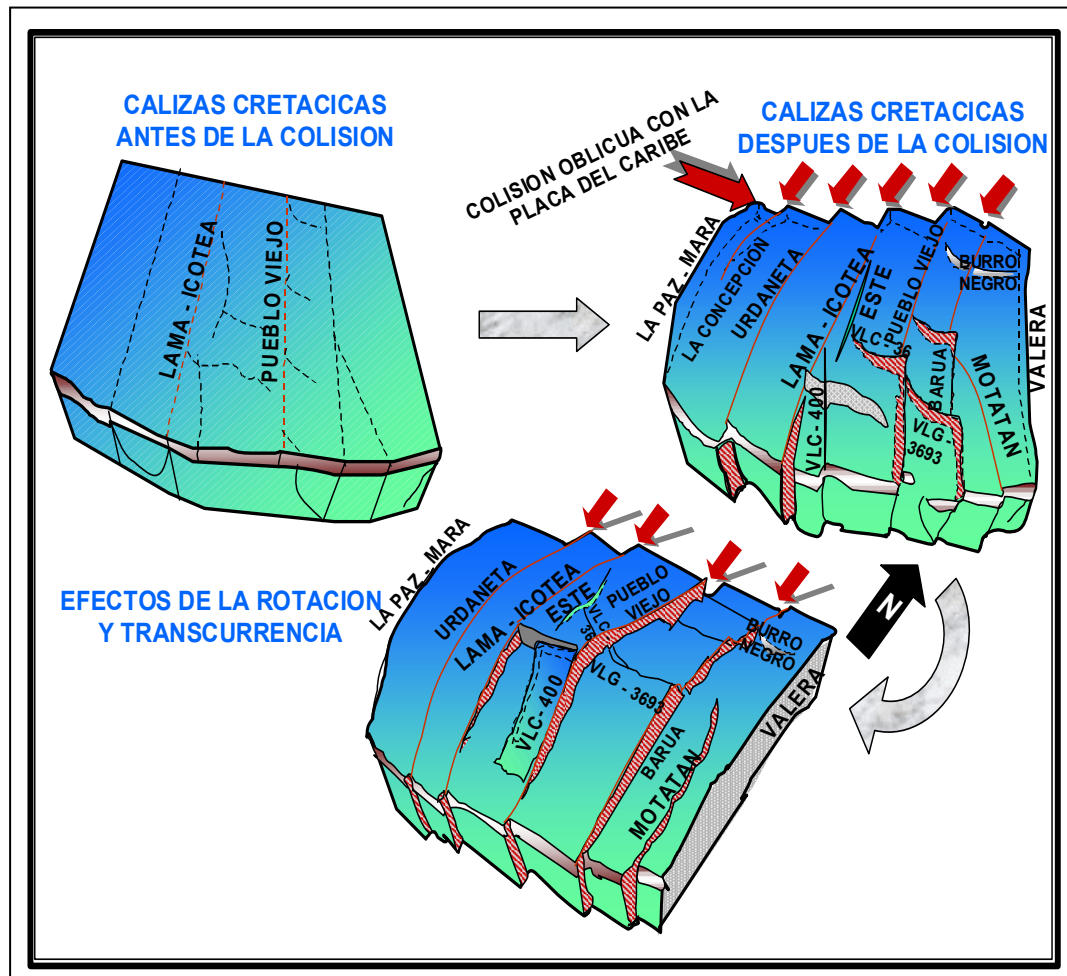


Figura 2.83. Calizas cretácicas antes y después de la colisión y rotación de los bloques producido por la deformación que realizó la Placa del Caribe contra la de Suramérica.
Tomado de Bueno y Pinto (1997).

Dichas fallas transcurrentes de rumbo NNE, entre las que se encuentran las fallas de Lama-Icotea y Lama-Este eran más bien transcurrentes oblicuas o transpresivas (*oblique slip*) porque presentaban también una componente vertical inversa. Esta última cortó las rocas competentes del pre-Cretácico y Cretácico. Pero al llegar a los sedimentos del Eoceno se convirtió en sistemas de Riedels sintéticos y antitéticos (Bueno y Pinto, 1997).

Fase Compresiva e Inversión Estructural

Durante el Eoceno Medio-Tardío tuvieron lugar los primeros pulsos del levantamiento de Los Andes, lo cual repercutió en la Cuenca de Maracaibo bajo pulsos episódicos que causaron una deformación compresional, cuyo eje principal estuvo orientado en dirección ONO-ESE. Esta fase compresiva era intermitente, ya que luego de cada pulso episódico volvía a reinar el ambiente tensional. De esta manera se llevaron a cabo inversiones estructurales involucrando solo las estructuras perpendiculares al eje de compresión, o sea los alineamientos de Lama-Icotea, la falla del Ático y la falla Lama-Este; esta última ubicada al este de la falla Lama-Icotea y del Bloque I.

Visto de otra manera, estas fallas inversas podrían ser simplemente el resultado de la inversión estructural del bloque situado entre los alineamientos de Lama-Icotea y Lama-Este (ver Figura 2.84), el cual constituía un graben durante el Cretácico-Tardío (Bueno y Pinto, 1997) en el área del Bloque I. Por consiguiente, la deformación que ocurrió durante el Eoceno se caracterizó por una dualidad estructural causada por una fase tensional y otra transpresional, las cuales ocurrieron prácticamente al mismo tiempo. La secuencia de inversión estructural de la cuenca puede ser observada en el esquema representado de la Figura 2.84.

Estudios demuestran que la inversión estructural empujó hacia el este al bloque situado al oeste del alineamiento Lama-Icotea. Originalmente eso se llevó a cabo a lo largo de la falla Lama-Icotea, pero luego el despegue prefirió continuar a lo

largo de una falla sintética o falla del Ático, con lo cual se dio por terminado el movimiento de la falla de Icotea.

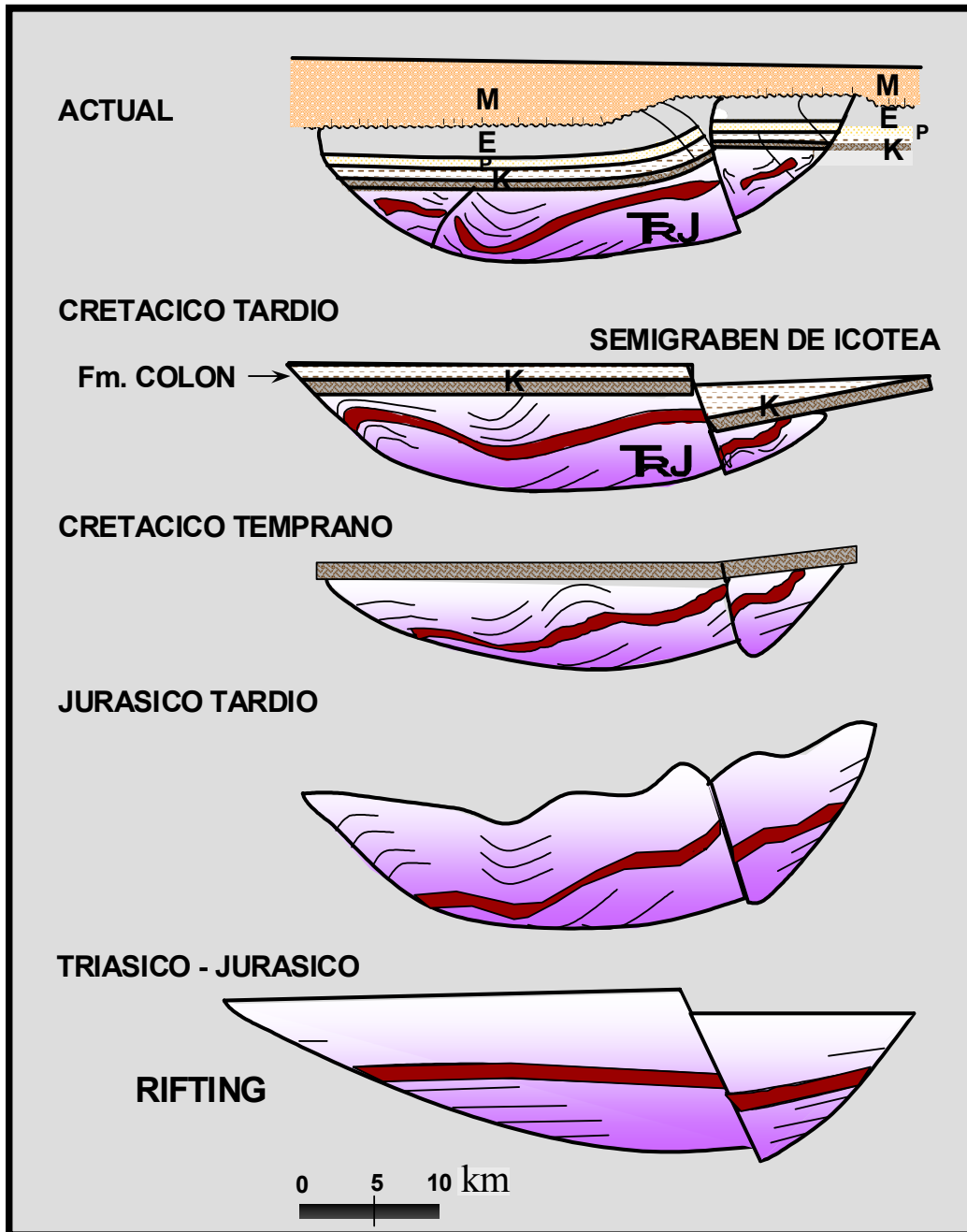


Figura 2.84. Evolución del graben centro-occidental del Lago de Maracaibo e inversión estructural. Tomado de Bueno y Pinto (1997).

Aplicación de la sismica 3D para el análisis estructural del Bloque I

La sismica 3D ha sido una de las herramientas más poderosas para definir los diferentes modelos estructurales de un yacimiento de hidrocarburo, ya que permite delinear el sistema de fallas al cual fue sometido y su composición estratigráfica hasta donde permita el grado de resolución vertical y lateral. La Figura 2.85 muestra un transecto de forma muy generalizada con un corte estructural en tiempo entre la región de la Sierra de Perijá al NO, la Cuenca de Maracaibo al centro y la Serranía de Trujillo al SE, donde se aprecia el levantamiento de Perijá por efecto de la compresión oblicua de la Placa del Caribe con la de Suramérica y la inversión estructural de la Cuenca de Maracaibo con el desarrollo de anticlinales a lo largo del tren de fallas de Lama-Icotea por efectos transpresivos, que progresivamente dieron lugar a la formación de las estructuras internas del Bloque I entre el Eoceno y Mioceno dentro del Campo Lagomar y sus alrededores.

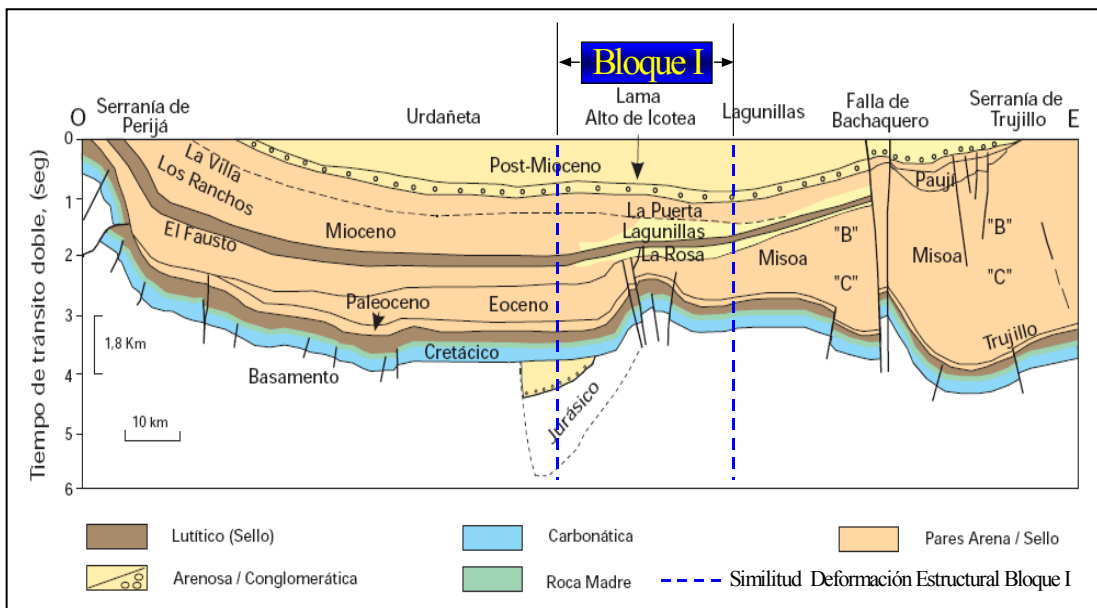


Figura 2.85. Corte estructural O-E en tiempo de la Cuenca de Maracaibo entre la Serranía de Perijá hasta el levantamiento de la Serranía de Trujillo. Tomado de Parnaud et al. (1995).

Van der Hilt y Mann (1994) han estudiado la evolución tectónica del Bloque de Maracaibo, lo cual lo definen como una pieza triangular que avanza hacia el norte

a lo largo de fallas transcurrentes como respuesta a la interacción de la Placa de Nazca, Arco de Panamá y la Placa del Caribe. El cinturón deformado al norte constituye el límite entre dicho bloque y la Placa del Caribe (Freymueller et al., 1993). Existen alineamientos principales dentro del Bloque de Maracaibo con orientación NNE como los del sistema de falla Lama-Icotea la cual tiene su formación junto al conjunto de grabenes relacionados con la apertura continental que comenzó en el Jurásico (Audemard, 1991b; Lugo, 1992).

A finales del Eoceno estos grábenes cambiaron su comportamiento debido a los nuevos regímenes de esfuerzos ONO (Mathieu, 1989) como respuesta a la interacción entre las Placas del Caribe, Nazca, Suramerica y el Arco de Panamá. Las fallas que limitaban estos grábenes, entre ellas la falla de Lama-Icotea, pasaron a un régimen transpresivo sinistral que ocasionó la inversión tectónica de las mismas en dos pulsaciones importantes durante el Eoceno-Tardío y el Mioceno Medio a Tardío dentro del Bloque I. La relación de esfuerzos vinculada a estos movimientos relativos junto a las estructuras asociadas a la transpresión dentro del sistema Lama-Icotea han sido descritas por Rouré et al. (1997).

Existen evidencias paleomagnéticas de la rotación del Bloque de Maracaibo en sentido horario (Lugo, 1992) junto con su avance hacia el norte (Van der Hilst y Mann, 1994), la cual justifican en parte la componente sinistral de reactivación de las fallas limitantes de estos grábenes. Estas fallas a su vez limitan bloques internos dentro del Bloque de Maracaibo donde el sistema de falla Lama-Icotea y Ático se encuentran presentes, así como también otras estructuras como el sistema de fallas Lama-Este.

La falla del Ático es otra de las estructuras importantes del Bloque I que ha permitido en gran medida el entrapamiento de hidrocarburo en el área, constituyendo la falla oriental limítrofe inversa del sistema de fallas de Icotea y consiste generalmente de un segmento alineado subparalelamente a este sistema principal con rumbo NE-SO. El origen del bloque del Ático pudo haber estado asociado con un período tardío de contracción y sobrecorrimiento o con un

fallamiento inverso de la parte occidental del pilar tectónico. Estos sistemas de fallas principales han servido como entes controladores de estructuras más jóvenes formadas a consecuencia de los diferentes patrones de esfuerzos a los cuales la cuenca ha sido sometida. Cabe destacar que muchas de las estructuras eocenas y miocenas de la cuenca están directamente relacionadas con estructuras jurásicas-cretácicas correspondientes a la apertura/extensión continental. Rouré et al. (1997) propone un modelo estructural que define el comportamiento deformacional del sistema de fallas Lama-Icotea y Ático, tal como lo indica la Figura 2.86, donde se observa además el carácter transpresivo sinistral de los bloques estructurales que conforman este sistema de fallas en la cuenca.

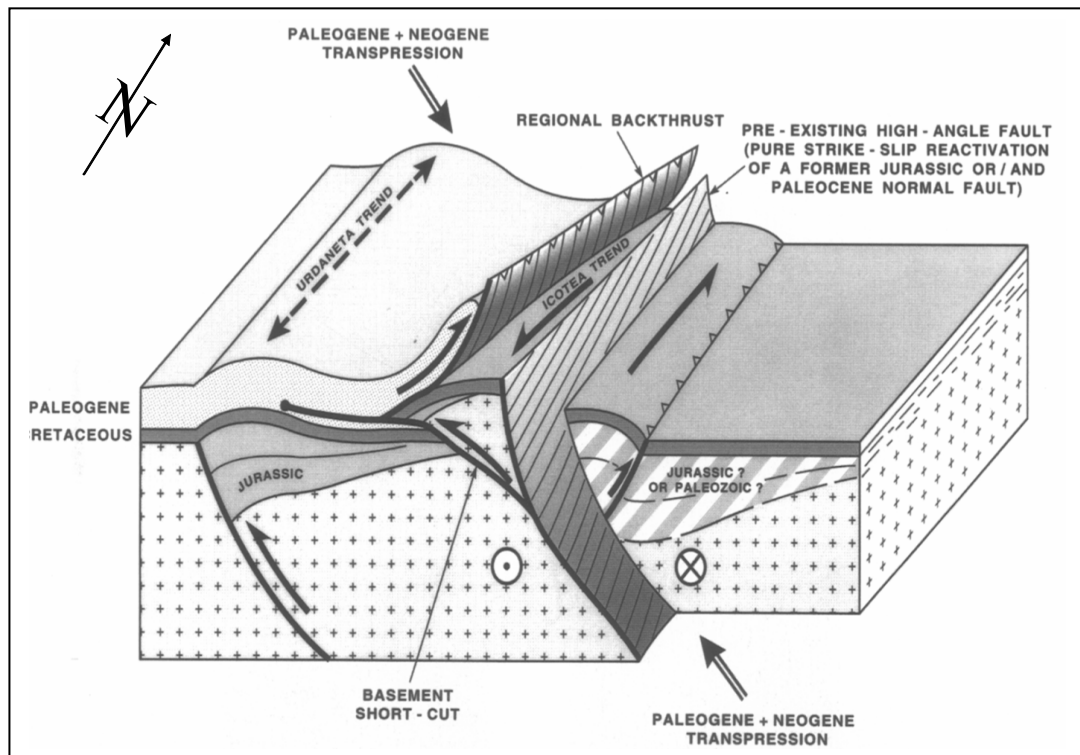


Figura 2.86. Modelo estructural transpresivo del sistema de fallas Lama-Icotea y Ático
Tomado de Rouré et al. (1996).

Los efectos de la deformación estructural del sistema de fallas Lama-Icotea sobre el control de la secuencia de depositación del Eoceno (Fm. Misoa) son

considerables, producto de los diferentes movimientos tectónicos de la cuenca en general, asimismo, la complejidad de las estructuras asociada a los distintos movimientos del sistema de fallas Lama-Este, la cual se incrementa en la cercanía de esta y se atenúa hacia sus flancos. El sistema de fallas Lama-Icotea divide el Bloque I en dos dominios estructurales diferentes: un graben hacia el oeste denominado comúnmente como “Flanco Oeste” y un alto estructural hacia el este (Área del Pilar) conocido también como “Flanco Este” (Link et al., 1999). El límite Este del Área del Pilar se encuentra bien definido por el segundo sistema principal, el cual denominamos sistema de fallas Lama-Este cuyas características son muy similares a las del sistema de Icotea pero con un nivel de deformación de menor intensidad (Link et al., 1999).

El área denominada El Pilar (Flanco Este) está constituida por uno de los dominios de menor profundidad en la secuencia Eocena (Fm. Misoa) del Bloque I y dentro de la región central del Lago de Maracaibo, es por ello que algunos autores lo denominan Alto de Icotea (González de Juana et al., 1980). Su configuración estructural comprende dos alineamientos principales con orientación preferencial NNE-SSO representados por los sistemas de fallas Icotea y Lama-Este (Link et al., 1999). De forma semi-ortogonal entre ambos sistemas se orientan una serie de familias de fallas normales de ajuste desarrolladas por esfuerzos distensivos y escalonadas entre sí, las cuales se truncan lateralmente hacia las estructuras mayores y verticalmente hacia la discordancia del Eoceno, su buzamiento en la región Norte de El Pilar es de tendencia NE y hacia el Sur, su buzamiento preferencial de estas familias de fallas es hacia el SO; el ángulo de inclinación promedio de este sistema de fallas secundario es de alrededor de 70° y su salto varía entre cada una de las estructuras, pero no exceden un rango de 150 pies aproximadamente (Link et al., 1999).

La Figura 2.87 muestra la línea sísmica 733 en tiempo con dirección O-E en el área central del Bloque I del Estudio Integrado sísmico-estructural realizado en el Cretácico-Eoceno-Mioceno en el Campo Lagomar, donde se resume las

características estructurales locales comentadas anteriormente; allí podemos observar las siguientes estructuras: el sistema de fallas Lama-Icotea con su gran salto de aproximadamente 2500 pies (ver colores rojo en Paleoceno y azul en Cretáceo entre ambos lados de la falla), el área principal de la falla del Ático, la región del Pilar donde se forman la serie de fallas normales, el sistema de fallas Lama-Este, la secuencia de depositación entre el Basamento, Cretáceo, Paleoceno y Eoceno, así como también el carácter angular que existe entre la secuencia eocena y su cobertura miocena, la cual evidencia una exposición y erosión en algún instante de la historia geológica de la cuenca entre el Eoceno y el Mioceno, lo cual quedó registrado como una discontinuidad estratigráfica angular post-eoceno (ER-EO, líneas punteadas en blanco), representando una superficie de tiempo clave para establecer el amarre sísmico de toda el área de estudio.

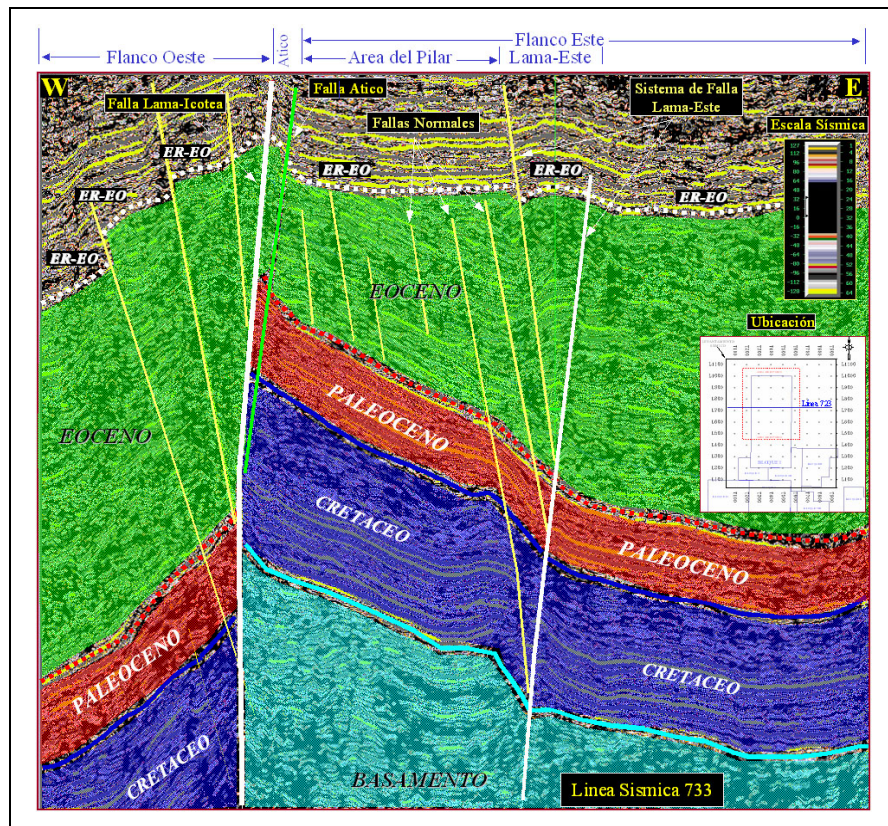


Figura 2.87. Línea sísmica 733 O-E en tiempo mostrando un corte estructural del sistema de fallas Lama-Icotea, Ático, Área del Pilar y el sistema de fallas Lama-Este con la depositación del Eoceno (verde), Paleoceno (rojo), Cretáceo (azul) y Basamento (azul claro). Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

La interpretación del área del Pilar (Figura 2.88) se ha desarrollado de manera generalizada enfocándola geológicamente como un gran anticlinal asimétrico cuyo flanco largo buza hacia el este, un eje de orientación N10°E y una inmersión hacia el norte (Link et al., 1999). Dicho anticlinal se encuentra truncado por los sistemas de fallas principales hacia sus flancos y erosionado en su parte superior en toda el área debido a los efectos de la erosión post-eocena. Esta estructura separa dos semi-grábenes, uno al este y el otro al oeste (Link et al., 1999).

La estructura geológica del Campo Lagomar, específicamente la del Bloque I (área de estudio), es considerada por los estudios realizados a lo largo de su producción petrolera como una de las estructuras más complejas del norte de la Cuenca de Maracaibo ubicándose sobre el margen oriental de la gran cuenca jurásica infrayacente, la cual presenta una orientación de fallamiento norte-sur. En definitiva, como ya hemos mencionado, existen ciertos alineamientos estructurales que dan origen a una gran prospectividad de hidrocarburo debido a su entrapamiento con grandes fallas de características netamente sellantes, tal es el caso del sistema de fallas Lama-Icotea (2500 pies de salto).

La Figura 2.88 muestra la imagen de un cubo sísmico 3D en baja frecuencia (sin interpretar) con atributos de semblanza a un nivel (time-slice) de 1728 ms (milisegundos) donde se puede apreciar en el Eoceno la tendencia estructural de los sistemas de fallas principales en el levantamiento sísmico del Campo Lagomar, incluyendo los Bloques I, II y XII. En la imagen se ha dividido la configuración del campo en tres sectores, los cuales se denotaron con líneas punteadas en diversos colores: rojo para identificar el Flanco Oeste, blanco para el sistema de fallas Lama-Icotea y verde para el Pilar y el sistema de fallas Lama-Este. Es fundamental resaltar que la zona de fallamiento de Lama-Icotea, Ático y el sistema de fallas Lama-Este muestran cierta distorsión debido a la deformación estructural existente, donde la propagación de las ondas acústicas presentan una relativa disipación de la energía, por lo que eventualmente se observan pequeñas aberturas que no necesariamente son bloques estructurales y que deben ser corroborados con las interpretaciones en líneas

y trazas sísmicas. La Figura 2.89 muestra el posible conjunto de fallas observado en esta área y que son visibles mediante este tipo de atributo sísmico estructural que resalta sus tendencias.

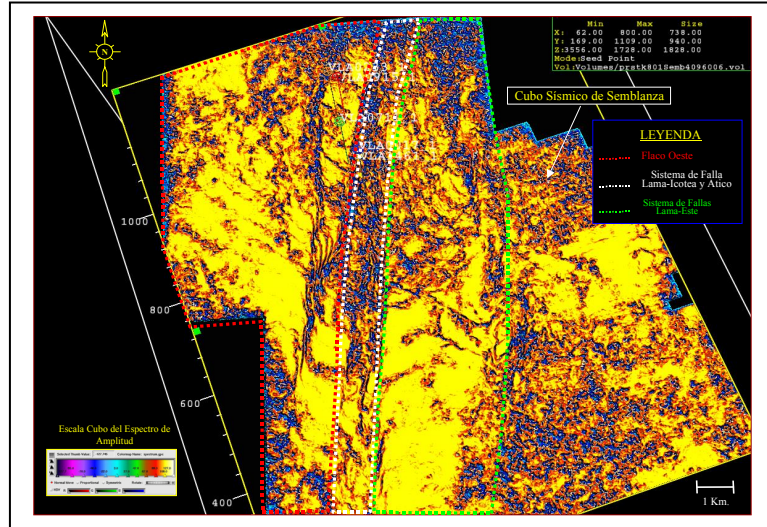


Figura 2.88. Cubo sísmico de semblanza con time-slice a 1728 ms (Eoceno) donde se muestran los sectores segmentados del Campo Lagomar con sus alineamientos estructurales más importantes sin interpretar. Tomado de Mammana (2008).

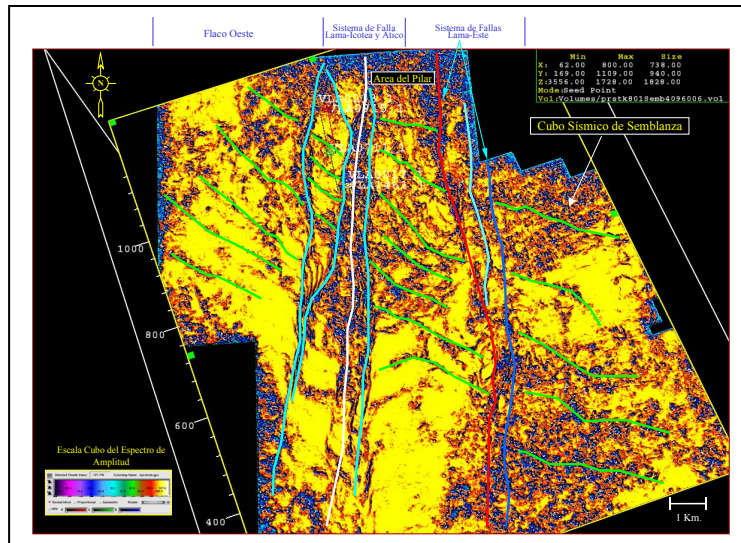


Figura 2.89. Interpretación del cubo sísmico de semblanza con time-slice a 1728 ms (Eoceno) donde se muestran los sectores segmentados del Campo Lagomar con sus alineamientos estructurales más importantes. Tomado de Mammana (2008).

Es importante mencionar, que la falla Lama-Icotea está considerada en la literatura y en los estudios realizados en la Cuenca de Maracaibo como un sistema complejo de fallas con una larga historia de deformación estructural que data desde el Jurásico y se encuentra estrechamente relacionada con la etapa de rifting, que inicialmente se comportaba como una falla normal que luego sería reactivada durante el Eoceno-Temprano, convirtiéndola en un sistema rumbo-deslizante debido a la transpresión generada por el proceso de inversión estructural de la cuenca. La transpresión generó también una inversión a lo largo de una estrecha zona ubicada en el eje del sistema de fallas, resultando en anticlinales y sinclinales (Williams et al., 1989; Bueno y Pinto, 1997). En tal sentido, algunos autores definen su interpretación como una falla normal con comportamiento rumbo-deslizante (Lugo, 1992), como un corrimiento (Delgado, 1992), y una estructura de inversión (Roberto et al., 1993).

La zona de falla de Lama-Icotea presenta movimientos verticales y laterales, sinestrales y con evidencias de transpresión (Link et al., 1994). Es una falla lineal y angosta (0.5 a 1 km de ancho y algo más de 150 km de longitud) dependiendo de su recorrido a lo largo de toda la Cuenca de Maracaibo con pliegues anticlinales y sinclinales a lo largo de su rumbo; donde se observa un desplazamiento vertical entre 1 y 2 km hacia el oeste en el Flanco Oeste. No se ha podido determinar el desplazamiento lateral isorrumbado a lo largo de Icotea en Bloque I, sin embargo, algunas estimaciones de 2 km están basadas en dislocamientos topográficos en superficie y en cartografía del subsuelo. Lugo (1992) postula también inversión local a lo largo de Icotea, y fallas relacionadas con una rotación de 15° en sentido de las agujas del reloj en los bloques delimitados por la falla de Icotea, debido a esfuerzos de compresión en el Mioceno.

Al este del Bloque I, se desarrolló un sistema de fallas denominado sistema de fallas Lama-Este, el cual está representado y evidenciado también en los levantamientos sísmicos 3D que actualmente se manejan en la cuenca (Link et al., 1999). Este tipo de fallamiento presenta gran similitud con el sistema de fallas Lama-Icotea pero a menor escala de complejidad en cuanto a deformación estructural se

refiere, pero que tuvo gran influencia en la tectónica dentro del Bloque I (Link et al., 1999).

Entre el área del Ático y el sistema de fallas del este se desarrollan un grupo de fallas menores de carácter normal en el Eoceno con rumbo NO-SE y buzamiento al norte producto de los esfuerzos distensivos. Estas fallas en su mayoría nacen entre la falla Lama-Este y se truncan en los alineamientos principales tales como la falla del Ático, donde generalmente el salto de estas fallas no excede los 200 pies y no sobrepasa los límites de la discordancia del Eoceno. Este modelo de fallamiento puede ser observado también a nivel de la columna estratigráfica del Cretácico con estudios sismo-estructurales realizados en el Campo Lagomar, tal como lo muestra el cubo sísmico 3D de semblanza a baja frecuencia de la Figura 2.90, tomando en cuenta el nivel de tiempo (time-slice) a 2860 ms (Cretácico-Grupo Cogollo). Las líneas punteadas en blanco representa la alineación de Lama-Icotea, el sistema de falla Lama-Este en color rojo y las fallas normales en color verde. Algunas zonas del cubo sísmico se ven distorsionadas sobre todo en la cercanía a los alineamientos de fallas mayores debido a la deformación estructural.

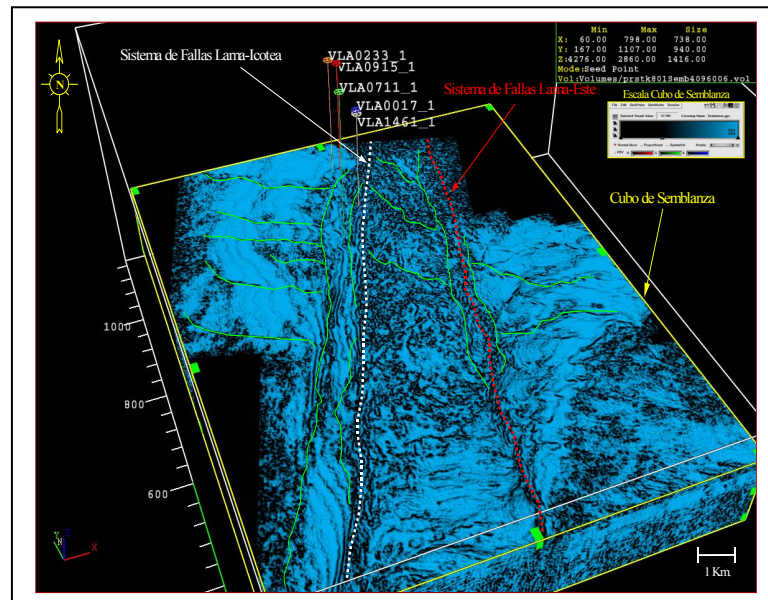


Figura 2.90. Cubo sísmico de semblanza con time-slice superior de 2860 ms a nivel del Cretácico (Grupo Cogollo) mostrando los alineamientos estructurales del sistema Lama-Icotea y Lama-Este. Tomado de Mammana (2008).

A lo largo de los estudios integrados realizados en el Bloque I se han desarrollado modelos estructurales a niveles inferiores a la columna eocena, tal es el caso del yacimiento Cretácico donde se encuentra la principal roca madre (La Formación La Luna), que mediante sus sistemas de fracturamiento y fallamiento han permitido la migración de petróleo entre sus planos de fallas a niveles superiores, como el Eoceno, donde se concentra la mayor producción de petróleo del Campo Lagomar y del Bloque I. Se han realizado interpretaciones para el tope del Miembro Socuy, el cual presenta una buena continuidad lateral y vertical en amplitud del marcador sísmico (reflector), dando como resultado una evidente visualización del conjunto de fallas presentes para la secuencia estratigráfica del Grupo-Cogollo donde se encuentra reflejado los sistemas de fallas Lama-Icotea y Lama-Este, dando a su vez la evidente inversión estructural que reinó en el área. Las Figura 2.91, muestra la interpretación del tope de Socuy donde se aprecia en diferentes direcciones del cubo sísmico 3D el salto pronunciado del sistema de fallas Lama-Icotea (2700 pies aprox.), lo que evidencia la relación con la teoría de evolución estructural general de la Cuenca de Maracaibo asociada a un sistema de fallas transpresivo.

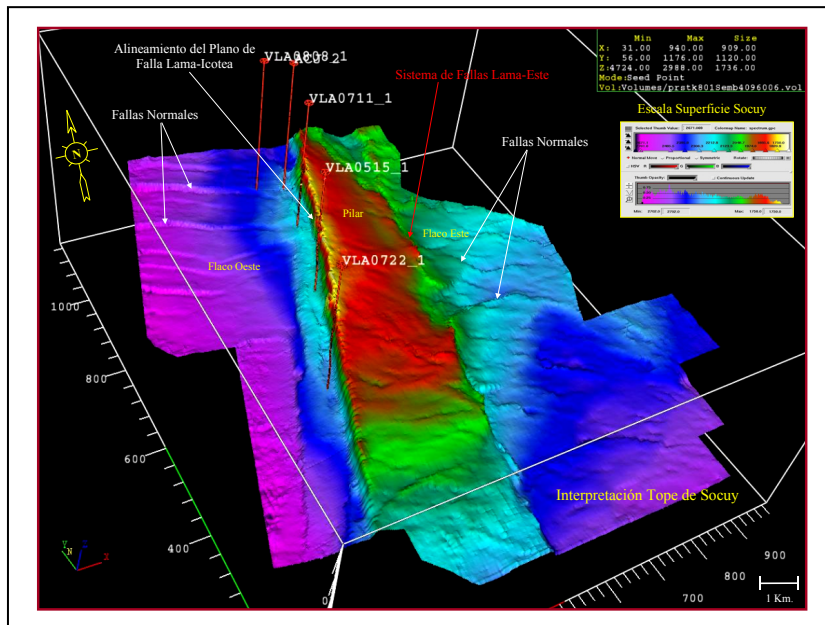


Figura 2.91. Interpretación estructural del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo), mostrando los alineamientos estructurales del sistema Lama-Icotea y Lama-Este en sísmica 3D. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

La imagen sísmica en 3D de la Figura 2.92 evidencia la tendencia estructural del levantamiento del bloque del Pilar con respecto al Flanco Oeste producido al momento de la inversión estructural de la cuenca a finales del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Podemos observar además el gran salto estructural de la falla Lama-Icotea, la cual se estima en unos 2500-2700 pies para la interpretación del Tope de Socuy y la mayoría de los yacimientos del Eoceno. Esto corrobora además las investigaciones realizadas por Roberto et al., (1993), donde interpreta la falla Lama-Icotea como una estructura de inversión y que en sus inicios en el periodo del rift jurásico se comportó como una falla normal.

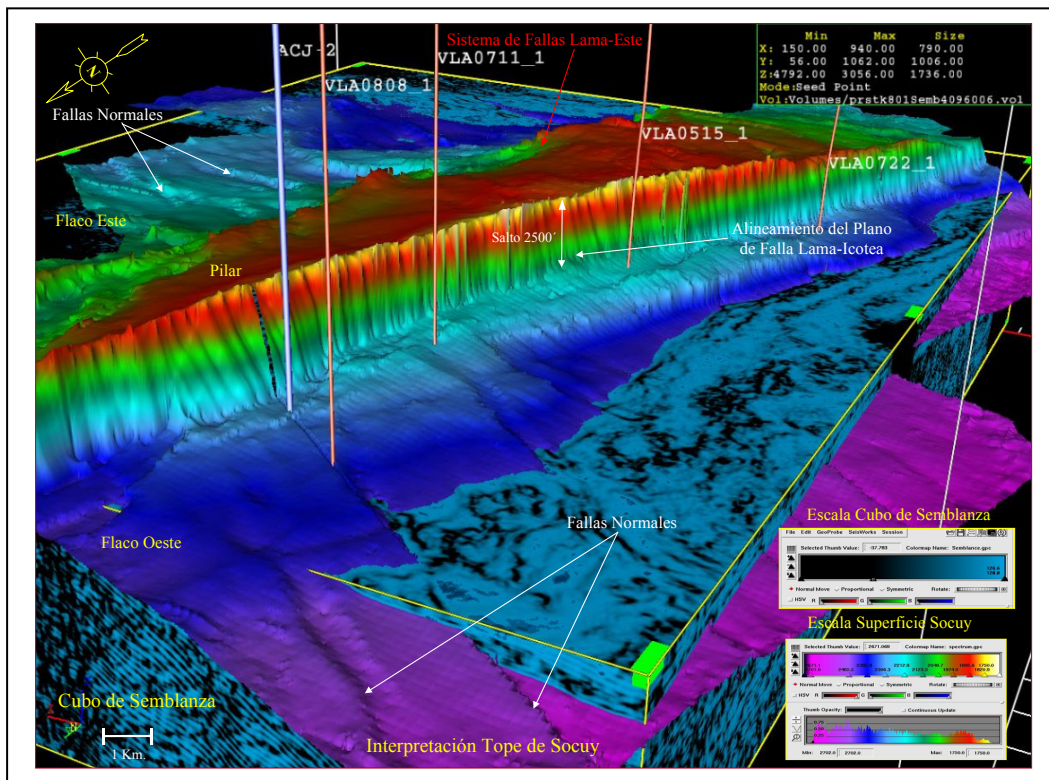


Figura 2.92. Visualización estructural 3D desde el Flanco Oeste del Bloque I del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo) concentrando los alineamientos del sistema Lama-Icotea, Lama-Este con el gran salto de falla entre los bloques del Flanco Oeste y Pilar.
Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

Para corroborar el rumbo de este sistema principal de fallas y su tendencia estructural, se realizan los análisis de atributos sísmicos estructurales del tipo Edge para la interpretación del Tope de Socuy (Grupo Cogollo), lo cual se considera de suma importancia para el amarre de los yacimientos superiores del Eoceno donde se encuentra el área de estudio de este trabajo. Estos atributos se muestran en el mapa de la Figura 2.93, y posteriormente en la Figura 2.94, se hace la comparación de los mismos con las imágenes 3D.

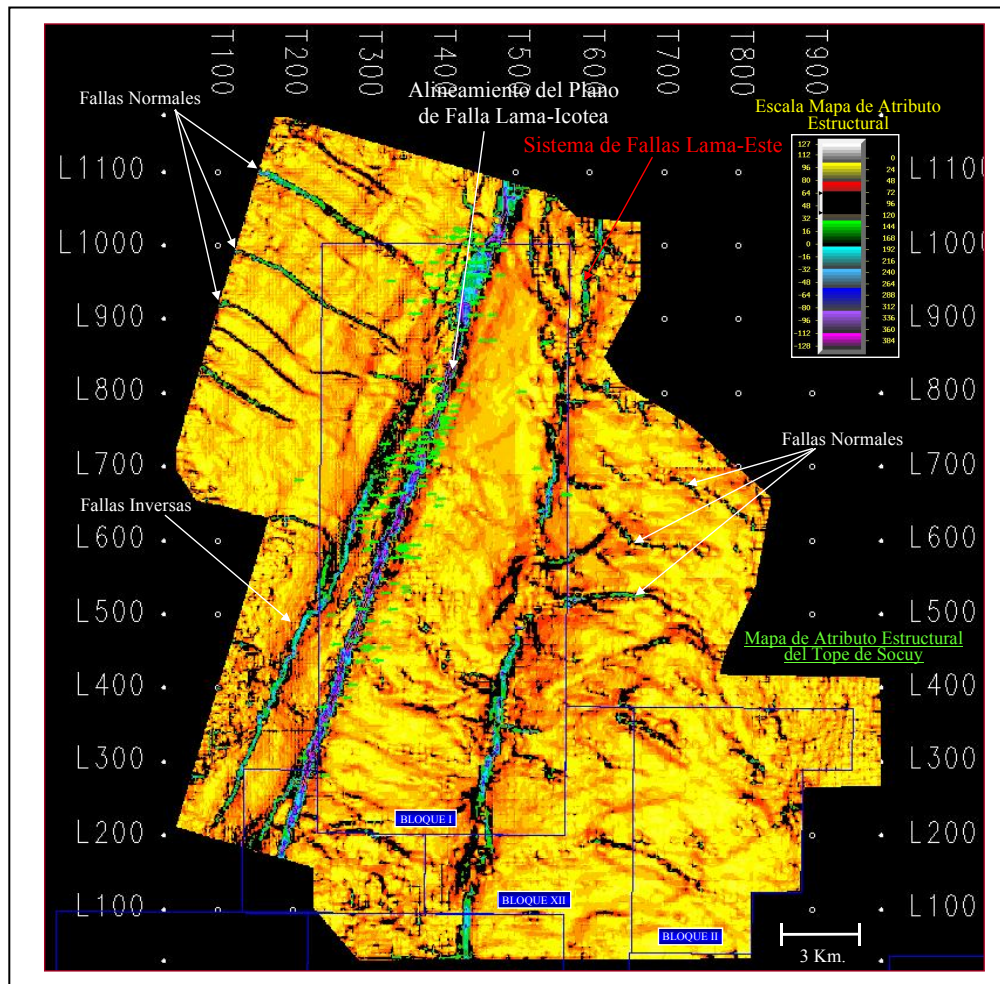


Figura 2.93. Mapa estructural tipo Edge del Tope de Socuy-Cretácico (Grupo Cogollo) de todo el Campo Lagomar donde se reflejan los alineamientos del sistema Lama-Icotea y Lama-Este. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

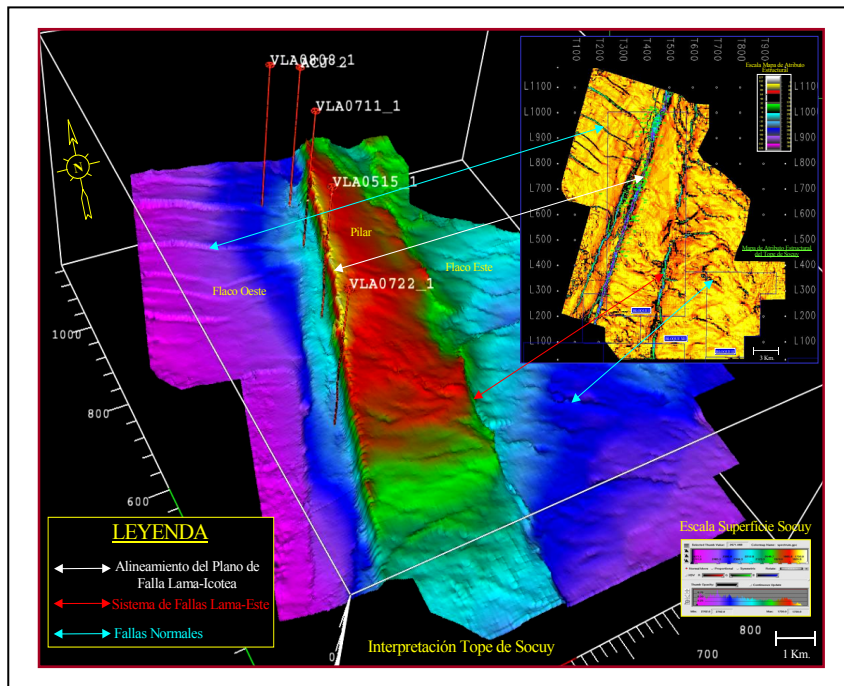


Figura 2.94. Ubicación de las diferentes estructuras del Campo Lagomar con el mapa de atributos estructurales del Tope de Socuy y la superficie interpretada en 3D. Se evidencian los alineamientos del sistema Lama-Icotea, Lama-Este y el conjunto de fallas normales de sus alrededores tales como Flanco Oeste, Pilar y Flanco Este. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

Otros de los estudios integrados realizados recientemente en nuestros yacimientos del Campo Lagomar ha sido orientado al Flanco Oeste del Bloque I, específicamente en dirección SO para toda la columna del Eoceno, con el fin de proporcionar un mejor soporte para el drenaje de hidrocarburos en zonas complicadas estructuralmente. Por ende, se considera importante mostrar algunas interpretaciones sísmicas que arrojan información de gran valor en cuanto a estructura para comprender la evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo. Dichas estructuras en el Eoceno guardan gran similitud con las imágenes en sísmica 3D mostradas anteriormente sobre la evolución estructural en el Cretácico. La imagen de la Figura 2.95A, refleja la interpretación sísmica del yacimiento C-7 al SO del Bloque I en el área UD-LAMA, donde podemos apreciar también el componente estructural y el levantamiento del sistema de falla Lama-Icotea para este yacimiento en particular, donde eventualmente también se puede apreciar el gran salto de la falla Lama-Icotea

(Figura 2.95B) con un acercamiento (zoom) a la interpretación de este yacimiento, dando así otro ejemplo adicional (al igual que en el Cretácico) del levantamiento estructural asociado al Bloque I del Campo Lagomar.

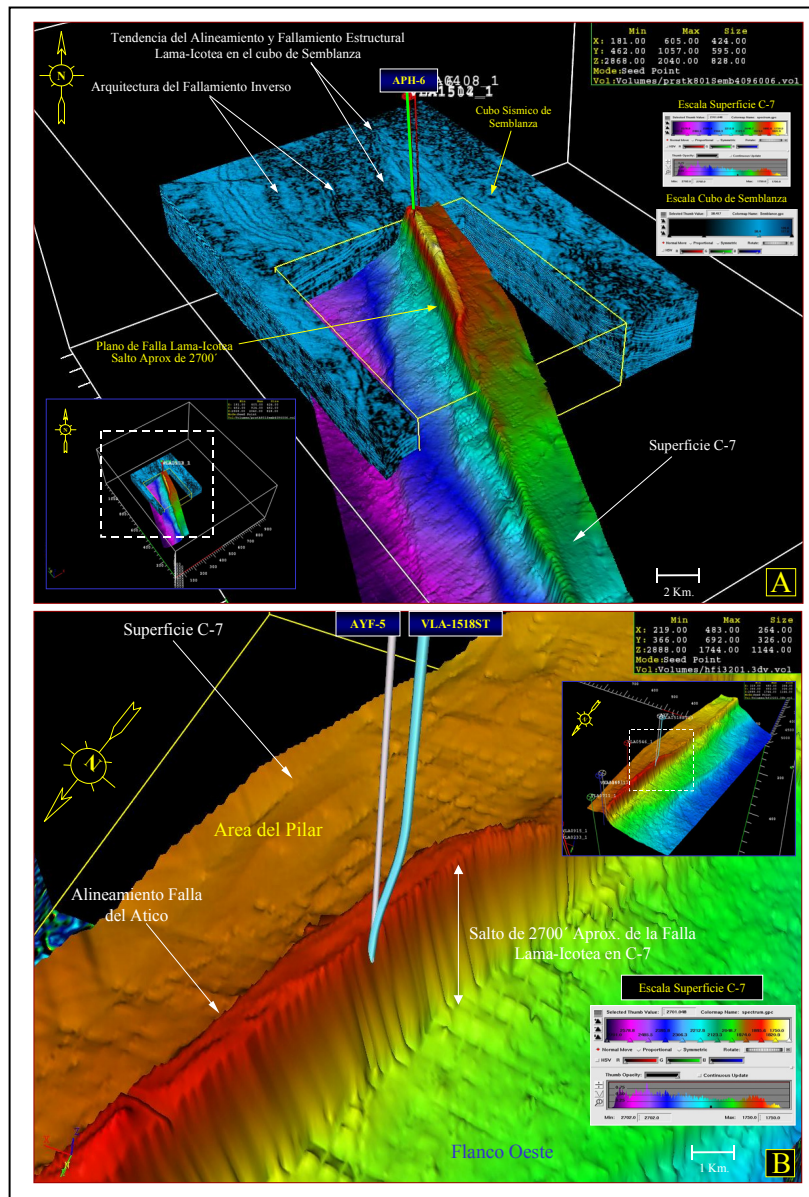


Figura 2.95. Interpretación sísmica 3D del yacimiento C-7 del área UD-LAMA al SO del Bloque I. A) Imagen 3D del Tope de C-7 mostrando la estructura local. B) Acercamiento de la superficie C-7, visualizando el gran salto de falla Lama-Icotea (2700 pies). Tomado de Mammana (2010).

2.7.2. Estratigrafía

La Estratigrafía del Bloque I de la Cuenca de Maracaibo, está representada, desde lo más antiguo hasta lo más reciente, con rocas del Pre-Triásico, el gráben jurásico de la Formación La Quinta, rocas cretácicas pertenecientes a la Formación Río Negro, Grupo Cogollo con las formaciones La Luna, Colón y Mito Juan, la Formación Guasare del Paleoceno, la Formación Misoa del Eoceno (área de estudio, Unidad C-4), las formaciones La Rosa y Lagunillas del Mioceno, La Puerta y Onia del Plioceno, culminando con la Formación El Milagro del Cuaternario (Emery y Myers, 1996).

La descripción estratigrafica del area de estudio, que aquí presentamos, es extraída del manual técnico: Estratigrafía del Bloque I entre el Mioceno y el Pre-Triásico (2000), abarcando las características de las secuencias depositacionales entre estos periodos geológicos.

Pre-Triásico

Las rocas pre-triásicas están representadas por la Asociación Mucuchachí, asignadas al Carbonífero Superior (Pennsylvaniense), y presentan un metamorfismo regional variable entre las facies de los esquistos verdes y estauroлита-anfibolita; litológicamente está compuesta por pizarras con tendencia lutítica y brillo sericítico, fosilíferas, pizarras de color gris oscuro a verdoso y pizarras similares de tendencia filítica, bandas de metareniscas. Aparecen calizas recristalizadas duras, de color gris azulado a pizarras calcáreas intercaladas en la secuencia filítica; litología que generalmente es la predominante. Esta asociación muestra características de un ambiente de sedimentación marino, por debajo del nivel base de las olas; la pirita y el material carbonáceo sugieren condiciones anaeróbicas, ya sea en cuencas aisladas con acceso restringido a los mares abiertos o en aguas muy profundas sin corrientes de fondo (González de Juana et al., 1980; Shagam et al., 1984).

Gráben Jurásico

Sobre las rocas de la Formación Mucuchachí, se presentan los sedimentos jurásicos de naturaleza continental pertenecientes a La Formación La Quinta, la cual se constituye de conglomerados de color rojo a veces con material tobáceo interestratificado con areniscas arcillosas en su parte inferior, predominantemente lutítico-limosa en la parte media y de areniscas rojas con estratificación cruzada en la parte superior (Schubert et al., 1979).

Cretácico

Formación Río Negro

Suprayacente a la Formación La Quinta, se depositó la secuencia sedimentaria de relleno de surcos y de ambiente predominantemente fluvial, conocida como Formación Río Negro; su característica litológica más distintiva es la presencia de areniscas arcóscas y arcosas, asperones, conglomerados y espesores menores de arcillitas y limolitas de colores brillantes. Esta formación se caracteriza, unas veces por sedimentos de origen fluvial con areniscas conglomeráticas y otras, por arcosas de grano grueso con acanaladuras y lentes de conglomerados, frecuentemente con estratificación cruzada e intercalaciones de lutitas (Hedberg y Saas, 1937; González de Juana et al., 1980). La edad de esta formación corresponde al Cretácico (Barremiense).

Formación Apón

De forma progresiva con la Formación Río Negro, se encuentra la caliza transgresiva inferior del Grupo Cogollo, de edad Cretácico (Aptiense-Albiense), perteneciente a la Formación Apón. Esta formación se compone de una caliza gris azulada, dura, densa, en capas gruesas, generalmente fosilífera, con intervalos menores de lutitas que varían de calcáreas a arenosas (Sutton, 1946).

Formación Lisure

Sobre la Formación Apón, se encuentra la unidad media del Grupo Cogollo denominada Formación Lisure, la cual está caracterizada por areniscas glauconíticas de grano medio a fino, areniscas laminares, intercalaciones de calizas glauconíticas, arenosas y coquinoideas y algunas lutitas (Rod y Maync, 1954).

La Formación Lisura, constituye un marcador estratigráfico sobresaliente dentro de los depósitos calcáreos, tanto en superficie como en subsuelo. La formación es concordante en su base con la Formación Apón en contacto abrupto. Se considera como una posible disconformidad en la sedimentación. En el tope, es transicional con la Formación Maraca y su contacto se establece en la primera caliza sin glauconita, aunque algunas de estas capas pueden encontrarse en niveles más altos dentro de Maraca. La formación es rica en macrofósiles constituidos por pelecípodos y equinoideos de edad Albiense Medio a Superior (Rod y Maync, 1954).

Formación Maraca

La Formación Maraca consiste de pocas areniscas glauconíticas y calcáreas hacia la base, en transición con la Formación Lisure infrayacente, pero el carácter más distintivo lo constituyen las calizas bioclásticas coquinoideas macizas, formadas predominantemente por *Ostreas* y *Trigonia* con algunas intercalaciones de capas delgadas de margas y lutitas de color gris y ocre claros. También puede presentar ooides y granos cubiertos, y algunos granos angulares de cuarzo, fosfato y pirita. Las calizas se asemejan a la de los miembros Piché, y Tibú de la Formación Apón (Rod y Maync, 1954).

Formación La Luna

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro; la ftanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a

discoidales de 10 a 80 cm de diámetro, son características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento. Las Fracturas frescas de las calizas tienen olor característico y fuerte a bitumen. Otra unidad que algunos consideran como miembro de la Formación La Luna es el Chert (Ftanita) de Táchira.

Los espesores en la La Formación La Luna de la Cuenca de Maracaibo varían entre 100 y 300 m, con tendencia a aumentar de sur a norte. En la localidad tipo se midieron 129 m en una sección fallada, estimaron casi 300 m para la misma sección. El espesor se reduce sobre el arco de Mérida. En la concesión Barco (Colombia) varía entre 43 a 86 m. En la región del Lago de Maracaibo, en general suprayace concordantemente a la Formación Maraca, la más alta de las calizas conchíferas del Grupo Cogollo, e infrayace, también concordantemente, a la Formación Colón. Sin embargo, hacia el sur la unidad grada lateralmente a la Formación Capacho y su contacto inferior se define por la variación en sentido descendente a una alternancia de tipos variables de lutita y caliza.

En el contacto La Luna-Colón, por debajo de las lutitas características de la Formación Colón, se presenta una extensa zona glauconítica (Miembro Tres Esquinas), que localmente infrayace a una caliza fosilífera (Miembro Socuy). Los primeros autores abrigaron dudas en cuanto a la formación incluyente de estas dos subunidades. Actualmente se considera a la caliza de Socuy como miembro de la Formación Colón, y al Miembro Tres Esquinas como límite superior e incluido en la Formación La Luna. La edad de la Formación La Luna es Cretáceo: Cenomaniense a Campaniense.

Miembro Socuy

El Miembro Socuy consta de 40 m de caliza margosa de colores claros con intercalaciones muy escasas de lutitas, que suprayace 2 a 3 m de caliza glauconítica, considerado como el Miembro Tres Esquinas. Las calizas del miembro en sección fina, muestran matrices de grano muy fino y calcilitíticas, con conjuntos de foraminíferos tanto pelágicos como béntonicos. Las calizas del Miembro Socuy se

distinguen de las calizas de la Formación La Luna por la presencia de foraminíferos bentónicos, el color más claro de la matriz y la ausencia de laminación. La edad del Miembro Socuy fue establecida como Mastrichtiense Temprano o Campaniense Tardío, basándose en la edad de la Formación La Luna infrayacente.

Formación Mito Juan-Colón

La Formación Mito Juan se caracteriza por arcillas laminares, verdosas o grises, areniscas en capas delgadas intercaladas con bancos de caliza arenosa, por encima de una serie de 600 m de espesor, las llamadas arcillas de Colón. La litología de la Formación Mito Juan se caracteriza por arcillas grises, gris verdosas y negras, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente y en cuya parte superior se encuentran a veces capas delgadas de calizas y areniscas. En la parte inferior de la formación hay algunas arcillas laminares grises que son indistinguibles litológicamente de las arcillas de Colón. Son particularmente comunes concreciones discoidales de arcilla ferruginosa formando capas delgadas. Las arenas se clasifican en el grupo de las grauvacas y subgrauvacas y en el grupo de las areniscas cuarzosas en el flanco noreste de Mérida, incluyen en esta región los granos de ftanita como fragmentos de roca.

La formación Mito Juan varía entre 100 y 150 m donde su desarrollo máximo ocurre en la parte sur de la cuenca, en el estado Táchira los espesores varían desde 215 a 755 m. El contacto entre las formaciones Mito Juan y Colón es de transición. Está marcado lo más cerca posible para que coincida con el cambio de arcillas laminares grises con una fauna abundante de foraminíferos calcáreos por debajo, a arcillas laminares arenosas gris verdoso, con una fauna de foraminíferos arenáceos, por encima. Señala como criterio principal el marcado cambio de las faunas de foraminíferos. En los sitios donde la unidad infrayace a la Formación Guasare, se utiliza la prominente arenisca inferior extrema de esta última para definir el contacto superior. Según el conjunto faunal indica una edad Mastrichtiense Superior.

Paleoceno

La sedimentación del Paleoceno se ubica en la parte final regresiva del ciclo Cretácico que alcanzó su máximo de transgresión en el Cenomaniense con la depositación de la Formación La Luna. Desde un punto de vista areal, el Paleoceno está compuesto por distintas facies cuyos atributos cambian según su ubicación. En Bloque I, se encuentra representado por los sedimentos de la Formación Guasare que suprayacen en continuidad a las lutitas de la Formación Colón de edad Maestrichtiense. Hacia el tope, se ve afectado fuertemente por el efecto erosivo del Paleoceno; poniendo en contacto discordante suprayacente a la Formación Misoa, que en ésta área representa la secuencia del Eoceno y de forma general en la Cuenca, el tope representa el contacto transicional con la Formación Marcelina en Perijá y costa occidental del lago.

Formación Guasare

La Formación Guasare representa la sedimentación de plataforma, desarrollada en la porción central de la cuenca de Maracaibo durante el Paleoceno. Su litología y contenido fosilífero, corresponden a un ambiente marino nerítico, el cual estuvo sujeto a influencias de tipo deltaico, especialmente hacia el SO, donde se observa la interdigitación de la típica litología de Guasare con los sedimentos del Grupo Orocué. Los sedimentos que constituyen la Formación son areniscas finas, limolitas, arcillas carbonosas y todo tipo de carbonatos, desde calizas oolíticas, con textura Grainstone, hasta micritas con todos los intervalos posibles entre estas texturas.

Por lo general las areniscas se ubican hacia la base de la formación y de esta forma siguen las arenas del Miembro Mito Juan (cuando están presentes en la parte occidental del Lago). Las calizas se presentan hacia el tope de la formación (aunque pudieran aparecer también areniscas hacia la parte oeste del lago) y son esencialmente representadas por carbonatos bioclasticos de textura Wackstone dentro

de los cuales, a veces se individualizan oolitas, granos de cuarzo, de feldespatos, glauconita, fosfatos y siderita.

En algunas zonas del Bloque I, se ha observado hacia el tope una lutita o lutita carbonática, con un espesor de 15 a 30 pies, y luego aparecen margas, areniscas calcáreas, areniscas con intercalaciones de limolitas y calizas de color beige a marrón, con una calcimetría que comienza en un 13 % hasta alcanzar incluso 70 %.

En la sección tipo ésta formación alcanza un espesor de 120 m. En el área central de la Cuenca de Maracaibo, el espesor alcanza unos 300 a 500 pies, sin embargo por efectos de la Erosión Paleocena, pudiera encontrarse un menor espesor en el área. Su prospectividad no se conoce, ya que no se ha completado pozos del área a este nivel estratigráfico.

Formación Misoa (Área de Estudio)

Las características de los sedimentos de la Formación Misoa dependen de su posición en la cuenca, del ambiente de sedimentación, de la distancia entre ellos a la fuente de los mismos. Hacia el noreste hay más lutitas y areniscas de grano fino, mientras que hacia el sur y sureste, el porcentaje de arena aumenta al 80 y 90% de la sección, y los granos se hacen más gruesos. Se encuentran areniscas, limolitas y lutitas intercaladas en distintas cantidades, en toda la sección y hacia el este, en la sierra de Zaruma-Trujillo, algunas capas de caliza en la parte-inferior.

Las areniscas presentan tamaños variados de grano, pero en general, son de grano fino y gradan a limolitas y luego a lutitas. Son generalmente auras, micáceas, frecuentemente carbonáceas y generalmente bien estratificadas a macizas. Se presentan en unidades compuestas, con espesores normales de varias decenas de metros. En el subsuelo, estas mismas arenas forman yacimientos múltiples verticales con distribución lateral de decenas de kilómetros. Las lutitas tienen composición variable, casi siempre son micáceas, arenosas a limolíticas, con abundantes estratos delgados, estrías y películas de arena, limo y material carbonáceo (incluyendo restos de hojas), que les imprimen un aspecto laminado con estructura "flaser". Se presentan

tanto en forma de intercalaciones menores en las unidades compuestas de arenisca-limolita, como en secuencias que alcanzan varios centenares de metros de espesor.

Las lutitas han sido depositadas en ambientes de prodelta, de aguas someras, e interdeltaico, principalmente, y son diferenciables por las delgadas capas de lignito y por el material carbonáceo que contienen. Las calizas son escasas y se presentan en la base de la formación, en la región suroriental y en el subsuelo del lago. Se describen como de colores grises a gris azulado, duras, con espesores de menos de un metro a varios metros, arenosas, gradando a areniscas calcáreas. En su tope, la Formación Misoa está en contacto concordante con la Formación Paují; el contacto puede ser abrupto o transicional.

Hacia el este, se presenta a veces un intervalo glauconítico (Formación o Miembro Caús) en el límite formacional superior. En el subsuelo del Lago de Maracaibo, la unidad suprayace discordantemente a las Formaciones Guasare o Marcelina. Al norte del Campo Urdaneta, el contacto es con la Formación Trujillo. El contacto con el Paleoceno se coloca en la primera capa de caliza o carbón, presente por debajo de la arenisca compuesta inferior extrema, de la Formación Misoa.

En general, las lutitas y las areniscas carecen de fósiles, con excepción de escasos foraminíferos de poco interés stratigráfico. La edad de los macroforaminíferos se considera como Eoceno medio inferior. Señalaron una edad Eoceno inferior a medio, para unidades incluidas hoy en la Formación Misoa. A base de evidencias paleontológicas y palinológicas, determinó la edad Eoceno inferior a medio. Así pues, la evidencia concuerda indirectamente con las edades Paleoceno y Eoceno medio, atribuidas respectivamente a las unidades infrayacentes (formaciones Guasare-Marcelina) y suprayacente (Formación Paují).

Descripción de las Subunidades de la Formación Misoa (Arenas C-7 a C-1)

Unidad C-7

Representa la base de la secuencia eocena, la cual fue depositada durante un importante ciclo retrogradacional seguido de un ciclo progradacional, evidenciado por los patrones de sedimentación identificados en el área. Estos sedimentos descansan discordantemente sobre los sedimentos paleocenos de la Formación Guasare e infrayacen concordantemente bajo los sedimentos de la unidad superior C-6. La relación litológica con predominio de facies arenosas equivale a ambientes de sedimentación que han sido interpretados dentro de los sistemas fluvio-deltáicos (predominio fluvial), consistiendo en apilamientos de areniscas (canales) que alcanzan gran desarrollo hacia la base y tope de la unidad, los cuales se encuentran separados por lentes lutíticos que en muchos casos se comportan como sellos a la comunicación vertical de fluidos.

Unidad C-6

Las Unidades C-6-S/M y C-6-I se reconocen como marcadores estratigráficos depositados en un ambiente fluvio-deltáico con influencia de mareas. La sección inferior de C-6-I muestra un carácter predominante de areniscas limpias. La interpretación y análisis de electrofacies sugiere la configuración de canales, de distribución con influencia de mareas y cuerpos arenosos con geometría de canales, separados por otros cuerpos con geometría de barras litorales. Con base en las características sedimentológicas, los sedimentos predominantes son las areniscas de grano fino a medio, de bien a muy bien escogida. La parte superior de ésta unidad es predominantemente arcillosa, y no se estima prospectividad en ésta unidad completa, ya que la corta la falla del Ático en la cercanía del tope de la misma, y penetra en la estructura del Pilar donde en pozos del área se ha interpretado una alta saturación de agua.

Unidad C-5

Caracterizada por una sucesión de arenas de espesor de 500 pies aproximadamente con intercalaciones de lutitas y limolitas depositadas en un ambiente deltáico dominado por mareas correspondientes a un ciclo retrogradacional (transgresivo) (Maguregui, 1990) con variaciones que oscilan entre un ambiente de plataforma de marea hasta depósitos de canales influenciados por marea, no existe gran prospectividad aquí. Esta Unidad se caracteriza por ser de granos finos a muy finos, en ocasiones medios, subredondeados a redondeados, buena selección, matriz arcillosa, cemento silíceo de buena consolidación con inclusiones carbonosas, piritas, y trazas de glauconitas. La fluorescencia es buena hacia el tope, color amarillo ocre, corte rápido con color blanco lechosos a verdoso. Las lutitas son de color gris oscuro a marrón, en bloques, moderada a bien compactada, limosa, micropirítica, micácea, carbonosa, no calcárea.

Unidad C-4

Esta unidad tiene un espesor promedio de 600 pies y está constituida por cinco (5) unidades genéticas principales limitadas cada una de ellas por superficies de inundación marina y separadas en unidades genéticas menores (16 subunidades). Estas unidades, identificadas de tope a base como C4-U1, C4-U2, C4-U3, C4-M y C4-L, fueron depositadas fundamentalmente en un ambiente de sedimentación deltáico dominado por mareas, con variaciones que oscilan entre un ambiente de llanura deltaica baja (C4-L), y frente deltáico (depósitos de canales y barras de mareas, C4-U3).

Se caracteriza por tener hacia el tope un mayor predominio de areniscas con cuarzos cristalinos, de color blanquecino a gris claro, de granos finos a medios, subredondeados a redondeados, regular a buena selección, matriz arcillosa, cemento silíceo, moderadamente consolidada, con inclusiones carbonosas y micropirítica. Las lutitas conforman mayormente la base, son de color marrón claro a gris oscuro, en bloques, con inclusiones micropirítica y carbonosas.

Unidad C-3

Localmente esta unidad, desde el punto de vista sedimentológico, no presenta desarrollo prospectivo de importancia, se distingue un amplio predominio lutítico en la secuencia. Las electrofacies presentan una morfología aserrada que puede ser interpretada como depósitos de frente deltáico distal a prodelta. Su espesor promedio es de 600 pies y localmente presenta desarrollos de arenas con regulares propiedades petrofísicas, siendo de mayor importancia el cuerpo de arenisca desarrollado hacia el tope de la unidad. Está compuesta por arenisca, de grano fino a medio, subredondeados a redondeados, de regular a buena selección, con matriz arcillosa y cemento silíceo.

Unidad C-2

De acuerdo con los análisis de electrofacies realizado a los pozos vecinos en el área del Bloque I Norte, esta unidad esta conformada principalmente por un cuerpo de arena con numerosas intercalaciones arcillosas; caracterizado por una secuencia de afinamiento hacia el tope (tipo campana). Esta Unidad tiene un espesor promedio de unos 800 pies, no obstante, en esta área disminuye su espesor hacia el Norte a causa de la erosión del Eoceno. Se observa también una litología de color gris a marrón claro, blanquecina, de granos finos a medios, subangular a subredondeadas, de regular a buena selección, matriz arcillosa, cemento silíceo, moderada consolidación, con inclusiones de pirita, no presentan fluorescencia ni corte. La Lutita es de color marrón claro a gris oscuro, en bloques, en parte sublaminaar, limosa, con inclusiones micropiriticas y carbonosas.

Unidad C-1

Es una sección esencialmente lutítica de 150 pies de espesor aproximado, con delgados lentes de arena, desarrollados a lo largo de su sección geológica, sin buena continuidad lateral y prospectividad.

Descripción de las Subunidades de la Formación Misoa (Arenas B-9 a B-5)

Unidad B-9

Con un espesor promedio de 460 pies, la unidad B-9 está conformada litológicamente por intercalaciones de areniscas y lutitas, con una tendencia granocreciente hacia el tope característico de depósitos de barras. Esta unidad no presenta prospectividad en algunas zonas.

Unidad B-8

Litológicamente esta unidad está conformada por intercalaciones de areniscas y lutitas, con una tendencia granocreciente hacia el tope característico de depósitos de barras. Esta unidad no presenta prospectividad en el área.

Unidad B-7

La unidad B-7 conforma un espesor promedio de unos 170 pies aproximadamente en el área. Presenta continuidad lateral a través de toda la sección, y está definida por una secuencia de paquetes de areniscas limpias, sin prospectividad, la respuesta en electrofacies corresponde a una secuencia de grano homogéneo tipo cilindro que representa un apilamiento de canales.

Unidad B-6

La unidad B-6 conforma un espesor promedio de unos 110 pies. Esta secuencia consta de un paquete de arenisca bastante limpia sin prospectividad, la respuesta en electrofacies es de grano homogéneo tipo cilindro que corresponde a depósitos de canales, el amplio desarrollo de arenas se asocia con un apilamiento de canales durante el proceso de sedimentación. La continuidad lateral a través de toda la sección, se ve afectada por la Erosión del Eoceno.

Unidad B-5

Debido a la erosión causada por la discordancia del Eoceno, el tope del intervalo B-5 se encuentra erosionado en la mayor parte del área del Bloque I.

Miembro Santa Bárbara

El ambiente que representa este miembro sedimentario se caracteriza por patrones de sedimentación granodecrecientes hacia el tope referidos a canales fluviales y/o distributarios y en la parte basal granodecrecientes hacia la base, referidos a barras de meandro y/o barras de desembocadura.

El Miembro Santa Bárbara muestra buena continuidad lateral en dirección E-O y representa la primera etapa de la invasión marina sobre la superficie erosionada del Eoceno, la cual de acuerdo a la morfología de las electrofacies muestra el desarrollo de dos cuerpos de arenas entre 10 y 15 pies, separados por un intervalo arcilloso de menor espesor. Localmente estos cuerpos suprayacen a través de un contacto discordante en la secuencia eocena a nivel de la Unidad C-2 en el flanco Oeste de Bloque I.

Formación La Rosa

Uno de los registros estratigráficos más consistentes en la cuenca del Lago de Maracaibo corresponde al tope de la Formación La Rosa, que representa una transgresión marina de extensión regional, pero de corta duración evidenciada con la sedimentación de finos, correspondiente a una importante unidad lutítica, que ha servido como excelente roca sello y es buen marcador geológico en el Mioceno del Occidente de Venezuela, sin embargo, presenta dos arenas intermedias de parcial extensión areal y de poco espesor, éstas representan el proceso de pulsos regresivos que en el área no muestran prospectividad, hacia la base de la formación se encuentra un cuerpo de arena que se ha definido estratigráficamente como miembro Santa Bárbara y que fue definido anteriormente.

Formación Lagunillas

Es una unidad del subsuelo del Lago de Maracaibo cuya área tipo es el campo petrolífero de Lagunillas en el Distrito Bolívar del Estado Zulia. Se extiende en el subsuelo del Lago y aflora parcialmente al Este del mismo. Según Sutton (1946) la Formación es resultado de sedimentación en ambientes con cambios rápidos de aguas salobres a no marinas y de nuevo a aguas dulces. La Formación se compone principalmente de una intercalación de lutitas, arcillitas, arenas, areniscas mal consolidadas y algunos lignitos. Hacia el tope se observan arcillitas, arenas, y lignitos. El tope se coloca en la base de las lutitas fosilíferas del Miembro Laguna.

La Figura 2.96 muestra la columna estratigráfica del área del Bloque I, donde se realza con líneas rojas la sección de las arenas C de la Formación Misoa.

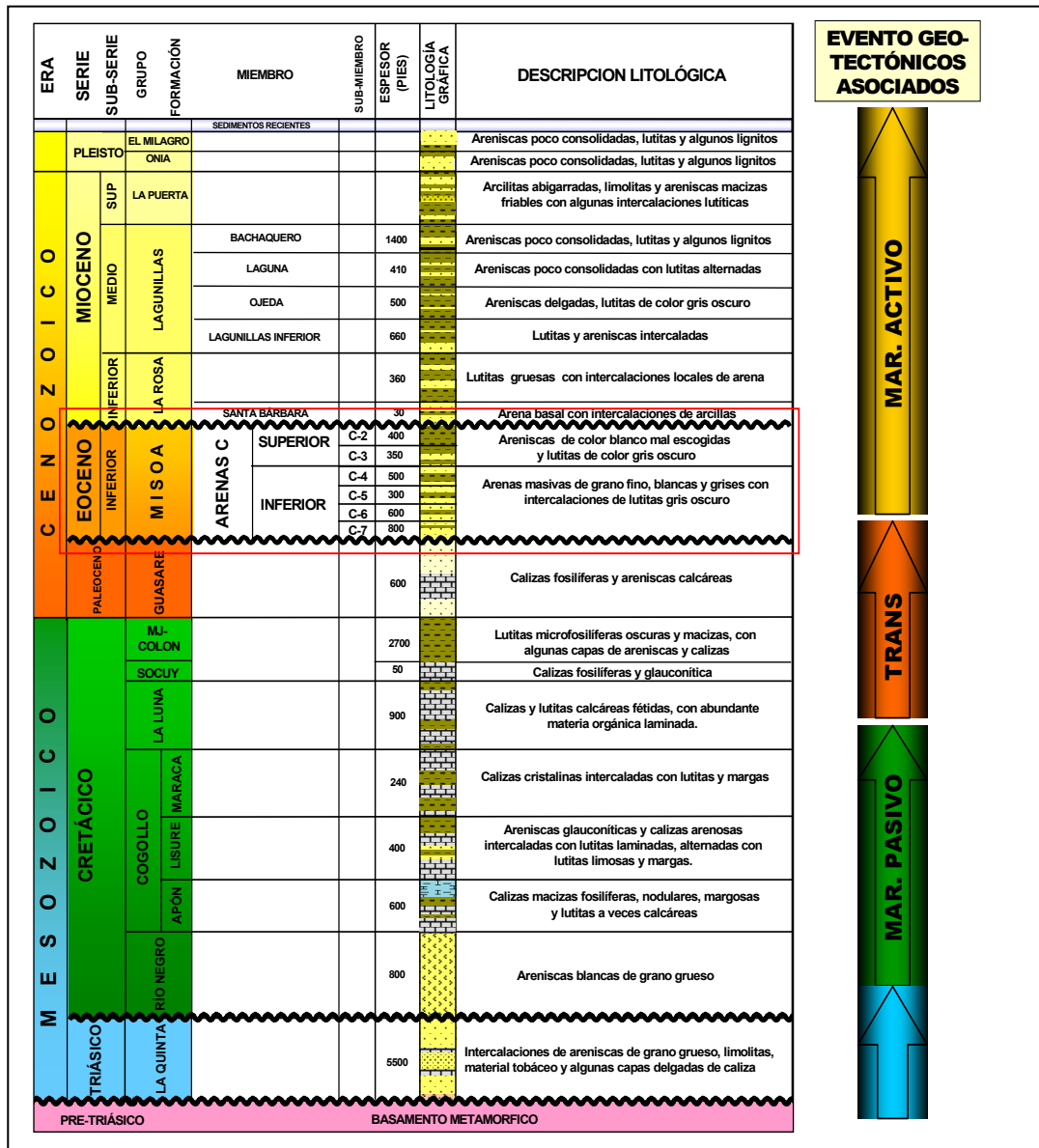


Figura 2.96. Columna estratigráfica del área del Bloque I con la sección del área de estudio, delimitada con líneas en rojo, indicando la sección de las arenas C de la Formación Misoa. Tomado de Estratigrafía del Bloque I entre el Mioceno y el Pre-Triásico (2000).

CAPÍTULO III

GEOFISICA APLICADA A LOS YACIMIENTOS DE HIDROCARBURO

3.1. Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son un tipo de onda elástica consistentes en la propagación de perturbaciones temporales del campo de tensiones que generan pequeños movimientos (diferenciales de volúmenes) en un medio determinado. Estas ondas pueden ser generadas, no solo por movimientos sísmicos, sino también artificialmente con el uso de explosivos o camiones (vibroscis).

Cuando se produce la ruptura de una roca, se generan ondas que se propagan a través de la Tierra, tanto en su interior como en su superficie. Básicamente existen dos tipos de ondas llamadas *Ondas Corpóreas*, las cuales suelen llamarse *ondas P* y *S*.

Las *ondas P* (primarias o *primae* del vocablo griego) son ondas longitudinales o compresionales, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación (Figura 3.1A) (Regueiro, 1997). Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1,73 veces de las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material líquido o sólido. Sus velocidades típicas son 1450 m/s en el agua y cerca de 5000 m/s en el granito (Regueiro, 1997).

Las *ondas S* (secundarias o *secundae*) son ondas en las cuales el desplazamiento es transversal a la dirección de propagación. Su velocidad es menor que la de las ondas primarias. Debido a ello, éstas aparecen en el terreno algo después que las primeras (Figura 3.1B) (Regueiro, 1997). Estas ondas son las que generan las oscilaciones durante el movimiento sísmico y las que producen la mayor parte de los daños. Sólo se propagan a través de elementos sólidos (Regueiro, 1997). La ecuación matemática 3.1 que la define es:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

Donde λ es la longitud de onda y μ el modulo de corte.

Existe un tercer tipo de ondas, llamadas *ondas superficiales* debido a que sólo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra, decreciendo su amplitud con la profundidad (Regueiro, 1997). Dentro de este tipo de ondas se pueden diferenciar dos modalidades, denominadas ondas Rayleigh y ondas Love en honor a los científicos que demostraron teóricamente su existencia. Su expresión matemática (3.2) esta dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

Las ondas Rayleigh se forman en la superficie de la Tierra y hacen que las partículas se desplacen según una trayectoria elíptica retrógrada (Figura 3.1C) (Regueiro, 1997). En cambio, las ondas Love se originan en la interface de dos medios con propiedades mecánicas diferentes; en este caso el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación, similar a las ondas S, pero solo ocurre en el plano de la superficie terrestre (Figura 3.1D) (Regueiro, 1997).

3.2. Métodos sísmicos

Los métodos sísmicos, se caracterizan en su totalidad por ser una técnica geofísica que contiene un gran poder de resolución capaz de estudiar el subsuelo (de manera profunda) mediante la propagación de ondas acústicas. Estas técnicas geofísicas son unas de las más utilizadas en el mundo para la búsqueda y posterior producción de hidrocarburos (Regueiro, 1997). También se pueden emplear para definir acuíferos, y en ingeniería civil se usan fundamentalmente para calcular la profundidad a la que se encuentra la roca firme.

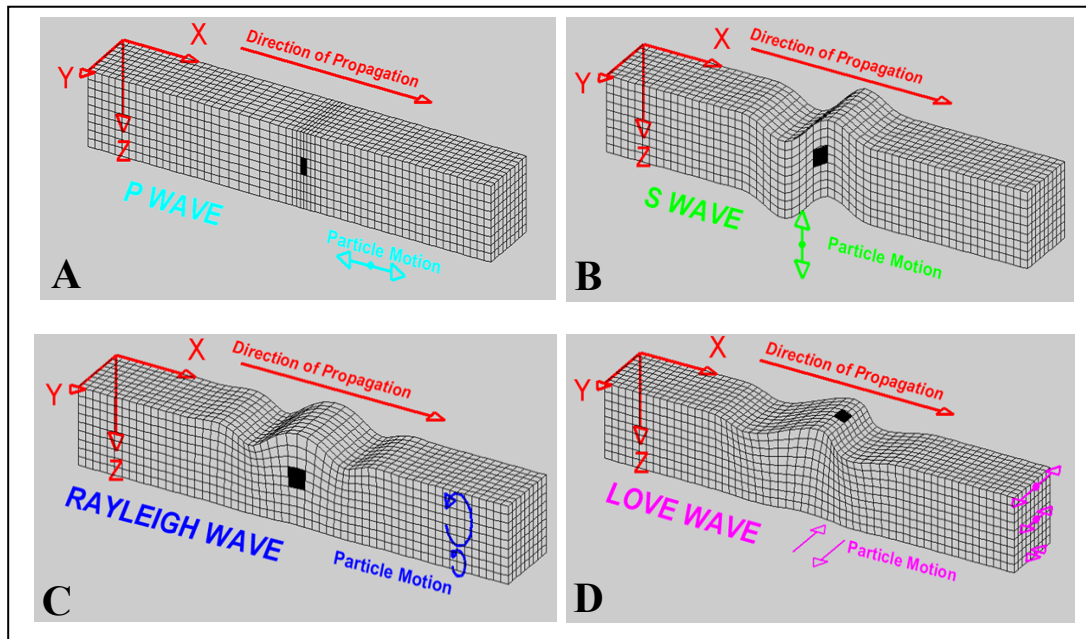


Figura 3.1. Tipos de ondas sísmicas encontradas en el subsuelo producidas por una fuente de energía y su forma de movimiento. A) Ondas P. B) Ondas S. C) Ondas Rayleigh y D) Ondas Love. Modificado de Regueiro (1997).

Las ondas sísmicas empleadas en estos métodos son producidas utilizando una fuente de muy alta energía (explosivos, vibraseis, entre otros) para luego medir con equipos de grabación el tiempo transcurrido desde la generación de la onda hasta que es recibida por los receptores (geófonos) en superficie (Regueiro, 1997).

Esta técnica usa la reflexión de ondas acústicas para crear una representación del subsuelo (Regueiro, 1997). Tomando los tiempos de llegada y conociendo las velocidades de propagación de las ondas, se puede reconstruir la trayectoria de estas; el tiempo de recorrido depende de las propiedades físicas de las rocas y de la forma como se encuentran dispuestas en el subsuelo (densidad, porosidad) (Regueiro, 1997). El objetivo de los métodos sísmicos es el de reconstruir la estructura que se encuentra por debajo de la superficie y sus características físicas, como litologías y fluidos presentes, a partir de la información grabada (tiempo, amplitud, cambios de fase y frecuencia) (Regueiro, 1997). Un ejemplo de ello es el mostrado en la Figura

3.2, donde se aprecia la propagación de estas ondas sísmicas en el interior del subsuelo. Tal como indica Regueiro (1997), los métodos sísmicos se basan en tres grandes fases principales que son: 1) Adquisición, 2) Procesamiento y 3) Interpretación.

La *Adquisición* es la generación y registro artificial de datos sísmicos. Una fuente sísmica se considera como una explosión de dinamita, una pistola de aire comprimido o una unidad vibradora, genera energía que viaja dentro de la Tierra como distintos diferenciales de volúmenes que vibran y pasan a través de las capas de roca subterráneas. Diferentes tipos de roca filtran las ondas sísmicas y parte de la energía regresa a la superficie debido a la refracción o reflexión proveniente de las superficies entre las distintas capas de roca (Regueiro, 1997), como puede ser apreciado en la Figura 3.2.

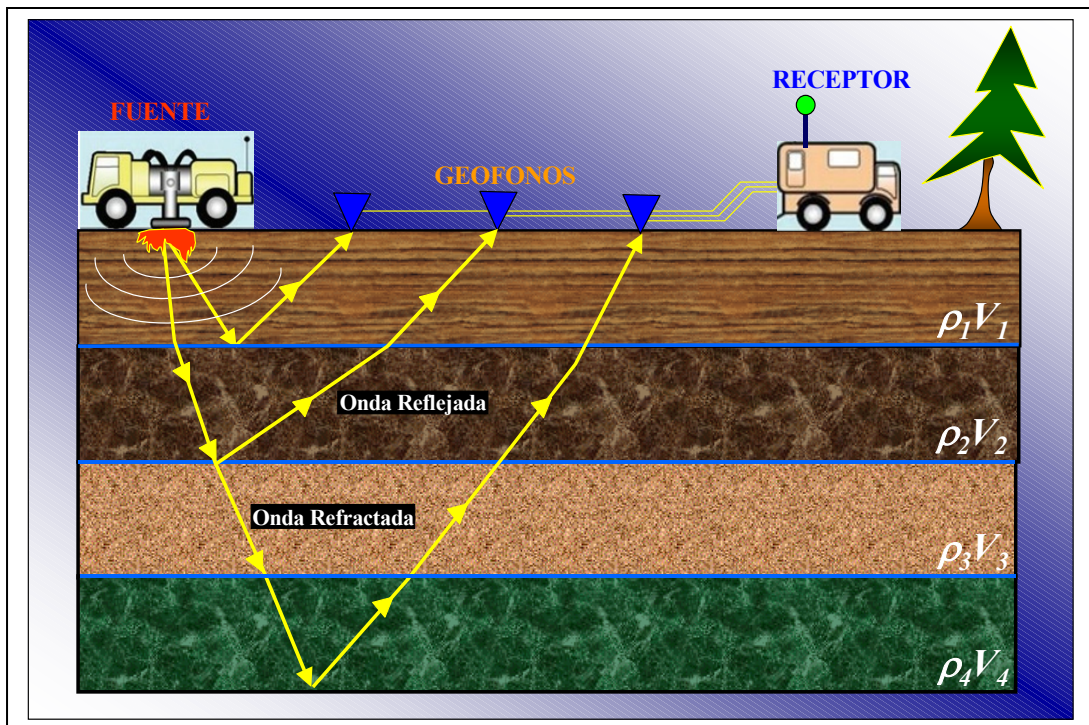


Figura 3.2. Propagación de ondas sísmicas en el subsuelo, cambiando de un medio a otro mediante los procesos físicos de refracción y reflexión, emanadas de una fuente de energía y recepción para su posterior procesamiento. Tomado de Análisis de Datos Sísmicos (2005).

Las ondas sísmicas (producidas por la fuente de energía) que regresan se miden con receptores, los cuales registran las señales sísmicas en forma de ondas electrónicas. Los geófonos son un tipo de receptor, que se utiliza en la tierra, en el suelo marino o dentro de una perforación de pozo (como en un perfil sísmico vertical) para registrar las señales sísmicas. Los geófonos utilizan una bobina o imán móvil, como el que se usa en los micrófonos, para medir pequeñas vibraciones. Los hidrófonos son otro tipo de receptor que se utilizan para medir los cambios en la presión conforme el sonido viaja a través del agua. Asimismo, el formato de los receptores está diseñado para minimizar el efecto del ruido que de otro modo puede ocultar la señal sísmica (Regueiro, 1997).

El *Procesamiento* consiste en la elección y posterior aplicación de los parámetros y algoritmos de tratamiento adecuados a los datos sísmicos adquiridos en el campo (datos brutos) con el fin de obtener secciones sísmicas de calidad. El objetivo fundamental de todo procesado multiseñal es aislar en los registros las reflexiones de los otros eventos sísmicos que se superponen a ellas (ruido ambiental, GR, onda aérea, etc.). Actualmente, debido al gran incremento del volumen de datos (mayor capacidad instrumental) y al desarrollo de nuevos algoritmos (mayor potencia de cálculo), el dominio de las técnicas de procesado es el pilar básico de la prospección geofísica (Regueiro, 1997).

Luego de ejecutados los pasos anteriores (adquisición y procesamiento), se generan los diferentes cubos sísmicos, los cuales requieren de su interpretación tanto estructural como estratigráfica. Con la *interpretación* de la sísmica 3D, estos datos se despliegan en una representación de tres dimensiones que permite a los usuarios explorar los datos de diversas maneras. También pueden proporcionar información sobre la zona circundante que puede no ser evidente con otras técnicas de mapeo (Regueiro, 1997).

3.3. Impedancia acústica

La impedancia acústica Z es el producto de la velocidad de la onda P (V_p) y la densidad de la roca (ρ) (ver ecuación 3.3), ambos parámetros pueden ser medidos directamente mediante registros de pozo.

$$Z = \rho V_p \quad (3.3)$$

Algunas de las ventajas que pueden ser recopiladas de la impedancia acústica son (Regueiro, 1997):

- Un modelo de impedancia acústica de buena calidad, contiene la información de los datos sísmicos y la información esencial de los registros de pozo, siendo este modelo de impedancia una vía para la integración de datos.
- La impedancia está estrechamente relacionada con propiedades como: la porosidad, la litología, el tipo de fluido de la roca, entre otros; por esta razón es común encontrar relaciones empíricas entre la impedancia acústica y una o más de las propiedades de las rocas. El modelo de impedancia acústica puede proporcionar la base para la generación de modelos de facies 3-D y modelos de propiedades petrofísicas 3-D.
- Debido a que la impedancia acústica es una propiedad de la capa, permite realizar un mejor análisis de secuencias estratigráficas. Se atenúan los lóbulos de las ondículas, eliminando falsos efectos estratigráficos.
- Los datos de impedancia ayudan a una rápida y precisa interpretación del volumen base, permitiendo la delineación rápida de los cuerpos objetivos dentro de un yacimiento de hidrocarburo.

3.4. Coeficiente de Reflexión

El coeficiente de Reflexión esta relacionado con las amplitudes de la onda reflejada y la incidente (Regueiro, 1997). La serie de reflectividad es una secuencia de coeficientes de reflexión (R_i) ordenados por profundidad, debido a que la propagación de las ondas en la tierra se rigen por parámetros elásticos de la misma

(Regueiro, 1997). Dichos coeficientes se encuentran en términos de la densidad (ρ_i) y la velocidad compresional (V_{p_i}) para cada interfase a una determinada profundidad (Regueiro, 1997). Además simula una grabación de una reflexión sísmica como incidencia normal, con una fuente y receptor en la superficie, a partir de una estructura geológica que consiste en dos estratos horizontales planos, de una composición homogénea e isotrópica (Regueiro, 1997). Para ello, el coeficiente de reflexión en el límite entre dos capas i y $i+1$, considerando que la capa i suprayace a la capa $i+1$, viene dado por:

$$R = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - \rho_iV_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + \rho_iV_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (3.4)$$

Para la Figura 3.2 se tendría una expresión matemática para el Coeficiente de Reflexión de la forma: $R = (\rho_2V_2 - \rho_1V_1) / (\rho_2V_2 + \rho_1V_1)$, esto es para la primera interfase relacionada con las impedancias acústicas ρ_1V_1 y ρ_2V_2 .

Cuando la incidencia de las ondas sísmica no son de forma normal, el coeficiente de reflexión depende de otros parámetros, como las velocidades de ondas S y es función del ángulo de incidencia en las ecuaciones de Zoeppritz (Regueiro, 1997). Pero esta serie se obtiene en profundidad, por lo tanto es necesario convertir la escala a tiempo doble de viaje de las ondas para poder ser convolucionada con una ondícula fuente y así generar el sismograma sintético que posteriormente es correlacionado con las secciones sísmicas (Regueiro, 1997).

3.5. Ondícula Sísmica

La ondícula sísmica es considerada como un pulso unidimensional, que representa la forma de la reflexión en el dominio del tiempo de un reflector positivo en el caso de incidencia normal, la cual es definida por su espectro de amplitud (amplitud vs. frecuencia) y su espectro de fase (fase vs. frecuencia) (Análisis de Datos Sísmico, 2005).

La ondícula sísmica es originada por un paquete de energía proveniente de una determinada fuente (dinamita, vibroseis, cañón de aire, etc.), con un origen en un tiempo específico, y que regresa a los receptores como una serie de eventos distribuidos en tiempo y energía. La distribución de los eventos es función de los cambios de velocidad y densidad en el subsuelo, y la posición relativa de la fuente y el receptor (Análisis de Datos Sísmicos, 2005).

La energía que regresa a los receptores no debe exceder a la que fue introducida en el subsuelo, debido a que la misma decae con el tiempo en cada geófono que capta la ondícula cuanto más estratificado esté el medio. Las ondículas también pierden energía debido a la disipación de calor durante la propagación (Análisis de Datos Sísmicos, 2005).

3.6. Tiros de Verificación (Check-Shots)

Es un registro que indica la medición del tiempo de viaje desde la superficie hasta una profundidad conocida (Análisis de Datos Sísmicos, 2005). La velocidad de la onda P es medida directamente en cada formación de interés haciendo uso de geófonos, generando un pulso de energía en la superficie y grabando la señal resultante de la misma (Análisis de Datos Sísmico, 2005). A partir de estos registros se generan las curvas T-Z, es decir, las curvas Tiempo-Profundidad. Dichas curvas dan valores directos de velocidad promedio, al dividir la profundidad por el tiempo correspondiente. Esto puede ser representado en la Figura 3.3 (Análisis de Datos Sísmicos, 2005).

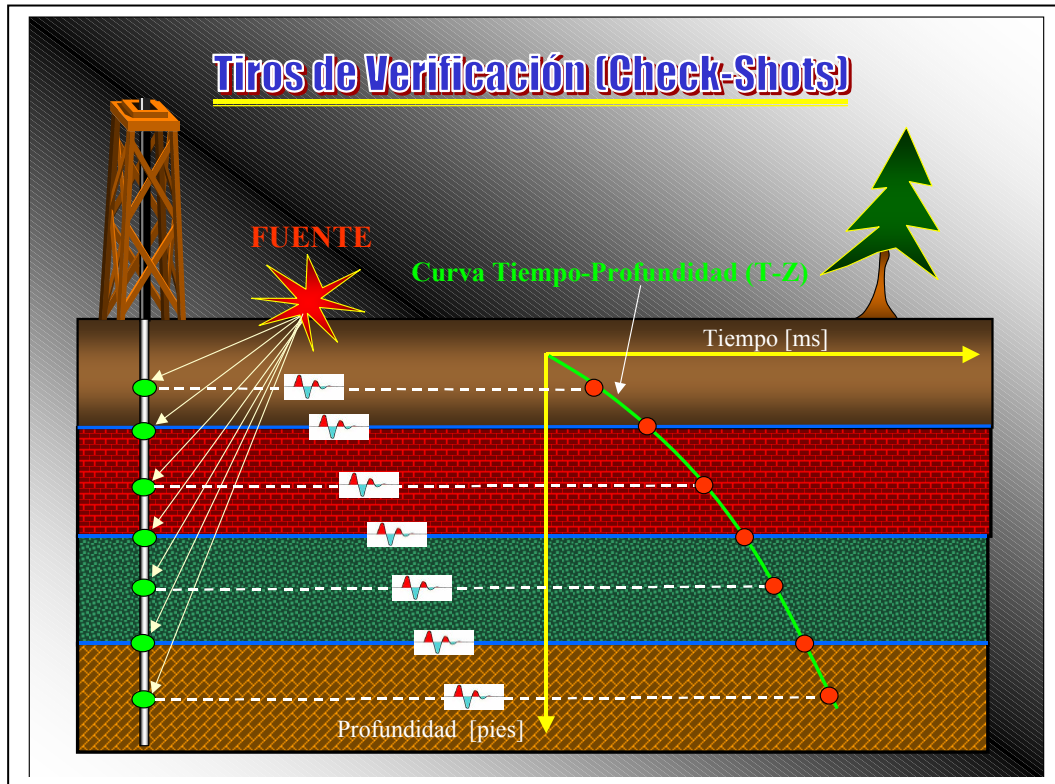


Figura 3.3. Ilustración de los tiros de verificación (Check-Shots) para la construcción de la tabla T-Z que asocia el Tiempo [T] de los datos sísmicos con la Profundidad del pozo [Z]. Los Check-Shots son utilizados para la calibración de los sismogramas sintéticos ayudados con la información de los toques de las formaciones geológicas. Tomado de Análisis de Datos Sísmicos (2005).

3.7. Sismogramas Sintéticos

Es la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante la convolución de la serie de reflectividad generada por el subsuelo y la ondícula fuente (Análisis de Datos Sísmicos, 2005). Esto se conoce como modelo convolucional de la serie de reflectividad (Regueiro, 1997), la cual viene dada por la ecuación 3.5:

$$S(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (3.5)$$

Donde: $S(t)$ es la traza sísmica, $w(t)$: la ondícula, $r(t)$: serie de reflectividad, $n(t)$: ruido aditivo. Figura 3.4A muestra la manera de elaborar un sismograma sintético mediante el modelo convolucional y la Figura 3.4B un análisis típico en la cuenca del Lago de Maracaibo con los registros de pozos convencionales: sonico, rayos gamma y densidad.

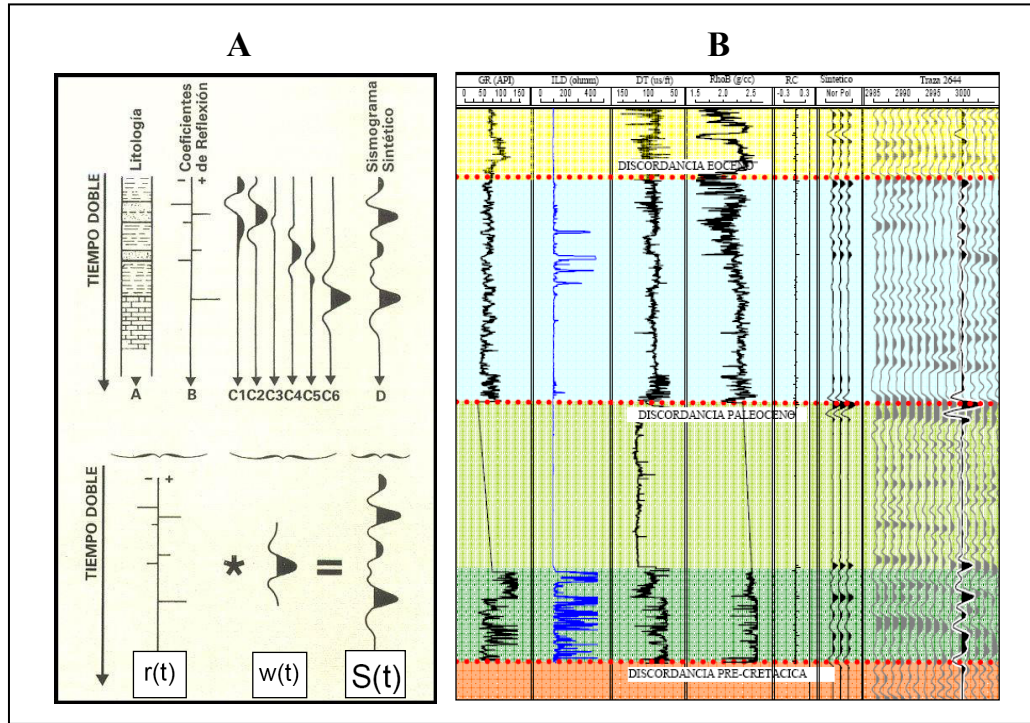


Figura 3.4. Sismograma Sintético. A) Modelo convolucional de la traza sísmica para la elaboración del ajuste sísmica-pozo B) Elaboración de un sismograma sintético tipo en la cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Escalona (2003).

3.8. Resolución sísmica vertical

La resolución sísmica vertical está definida como la menor distancia vertical entre dos interfaces litológicas que produce dos reflexiones discretas, las cuales pueden separarse visualmente. Ésta se deriva de la longitud de la onda y depende en gran parte del contenido de frecuencia de la señal, velocidad de propagación acústica y de la resolución señal-ruido (Análisis de Datos Sísmicos, 2005).

Cuando se habla de la ubicación o caracterización de una arena en particular productora de hidrocarburo o un estrato, es importante definir el criterio de resolución sísmica vertical, donde la misma concierne al espesor mínimo de una capa, en la cual las reflexiones provenientes de su tope y de su base pueden ser distinguidas. Con base en el criterio utilizado por Rayleigh, dos interfaces son resueltas si existe como mínimo una distancia de $\lambda/2$ entre ellas, (λ la longitud de la onda), siendo esta la cantidad que definiría la resolución sísmica (Análisis de Datos Sísmicos, 2005). Para capas cuyo espesor es menor a $\lambda/2$, las reflexiones del tope y la base se solapan en tiempo y no pueden ser separadas.

En una relación señal/ruido alta, la resolución sísmica puede mejorar (alta frecuencia), definiendo un espesor de $\lambda/4$, en el cual la última mitad de la reflexión del tope se solapa con la primera mitad de la reflexión de la base (Análisis de Datos Sísmicos, 2005). Esto se le conoce como espesor de entonación, y lleva a una reflexión muy pronunciada, con el doble de la amplitud de una reflexión normal (Análisis de Datos Sísmicos, 2005). A medida que las capas se hagan más delgadas que $\lambda/4$, la forma de la onda se mantiene más o menos igual, pero la amplitud disminuye al igual que el espesor. Para un espesor cero, no existe respuesta alguna. Su expresión viene dada por:

$$R_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{V}{4f} \quad (3.6)$$

donde R_v es la resolución vertical; λ la longitud de onda; V la velocidad de propagación de la onda y f ; la frecuencia de oscilación.

3.9. Atributos sísmicos en la caracterización de yacimientos

En años anteriores se consideraba que los datos sísmicos eran utilizados convencionalmente para la interpretación geológica-estructural. Sin embargo, Telford et al. (1976) es sus estudios asoció los cambios en las respuestas sísmicas con contrastes y/o características litológicas, geológicas y con los patrones de

sedimentación. Por otra parte Taner et al. (1979), expresa que la traza sísmica puede ser vista como la parte real de una traza sísmica compleja, lo cual permite la separación entre la envolvente de la amplitud y la información de fase, además permite el cálculo de las frecuencias instantáneas.

De manera general los atributos sísmicos son medidas específicas de características geométricas, cinemática, dinámicas o estáticas provenientes de los datos sísmicos de pre-apilamiento o post-apilamiento. Los atributos pueden presentar información fundamental de la data sísmica: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación (Telford et al., 1976).

El objetivo de trabajar con los atributos sísmicos es el de extraer de la sísmica suficiente información que permita al interprete mejorar el análisis y caracterización del yacimiento.

Existen atributos que pueden reflejar fenómenos físicos explicables (amplitudes, tiempo de tránsito, frecuencia, etc.), mientras que otros no pueden ser definidos como procesos físicos aceptables (promedio de la frecuencia instantánea, amplitudes combinadas de varios eventos, etc.) y/o procesos de presentación gráfica de la información (Telford et al., 1976). En la práctica se analizan ambos tipos, buscando una correlación entre estos y propiedades petrofísicas estimadas de registros de pozos. A continuación se pueden mencionar algunos tipos de atributos descritos en el Análisis de Datos Sísmicos (2005):

Amplitud Sísmica: esta función lee el valor de la amplitud de la traza a un horizonte en tiempo o profundidad. El cálculo del atributo es realizado en el horizonte interpretado, a un tiempo fijo o ajustando el horizonte a un evento (pico, valle, corte en amplitud). Permite observar cambios litológicos importantes, discontinuidades y límites asociados a cambios significativos. Los cambios laterales muy marcados pueden estar asociados a fallamiento o a la presencia de hidrocarburos. Este atributo es utilizado para identificar puntos brillantes “bright spots” y puntos tenues “dim spots” asociados a acumulaciones de gas.

Descomposición Espectral: La descomposición espectral representa una poderosa herramienta al momento de trabajar en campos que poseen capas muy delgadas y difícilmente pueden ser detectadas con métodos de interpretación sísmica convencional. Este método permite detectar las características estratigráficas y estructurales sutiles sobre una gama de frecuencias, además permite identificar estructuras que sirven de trampa para hidrocarburo y las capas delgadas debajo del espesor de sincronización sísmica bajo una resolución determinada.

Este tipo de atributos sísmicos utilizan ventanas de tiempo fijas (número de muestras fijas y determinable), para la cual es posible usar filtros para un determinado rango de frecuencia en lugar de filtros para rango de tiempo, y de esta manera fijar el rango de frecuencias que se desea utilizar para posteriores análisis.

Los métodos basados en la “Ondícula”, es un tipo especial de transformada de Fourier que representa una señal en términos de versiones trasladadas y dilatadas de una onda finita (denominada ondula madre). La efectividad de este método depende fuertemente de la ondícula seleccionada como base. Entre estos métodos se podrían mencionar la transformada continua de ondículas, la cual escala la ondícula base y luego la convolucionada con una señal a través de una ventana de diferentes dimensiones; la transformada discreta de ondículas que se caracteriza por usar dos ventanas, una de altas y otra de bajas frecuencias que permiten alcanzar niveles deseados de descomposición a través de un proceso cíclico entre las dos ventanas; y la descomposición por búsqueda por ajuste, mejora la limitada resolución temporal y mantiene la alta precisión de los métodos de su tipo por medio de la búsqueda del mejor ajuste entre la composición lineal de ondículas básicas de un diccionario y la señal.

Cuadratura de la Amplitud: Representa la parte imaginaria de la traza sísmica y es encontrada usando la transformada de Hilbert sobre la traza real. Se aplica para identificar puntos brillantes y en análisis AVO (Variación de la amplitud con respecto a la distancia fuente-receptor).

Intensidad de la reflexión: La amplitud de la traza compleja es conocida como la intensidad de la reflexión o también como la función envolvente. Este atributo es regularmente usado para identificar puntos brillantes “bright spots”, puntos tenues “dim spots” y puntos lisos “flat spots” u otros cambios laterales de litología, contenido de fluidos o cambios estratigráficos.

Fase Instantánea: Es definida como la fase de la traza compleja y es independiente de la intensidad de la reflexión, por lo tanto puede resaltar la continuidad de un evento, si la señal es muy ruidosa. Se usa para mostrar patrones depositacionales: acuñamientos, discordancias angulares, zonas de engrosamiento y afinamiento, solapamiento regresivo “offlap”, solapamiento transgresivo “onlap”, difracciones y la interferencia de eventos con diferente buzamiento.

Frecuencia Instantánea: Puede suministrar información sobre la frecuencia característica de los eventos, efectos de absorción, fracturamiento y espesores depositacionales. La superposición de reflexiones individuales puede generar un modelo de frecuencia que caracteriza a la reflexión compuesta, y su carácter variará gradualmente así como la litología o el espesor en la secuencia de estratos. Los acuñamientos y los bordes de interfaces de fluidos (agua-petróleo), por lo general cambian rápidamente su frecuencia instantánea.

Atributo Sísmico de Buzamiento (Dip): Un mapa de buzamiento muestra la magnitud del gradiente tiempo. Se construye comparando cada muestra del horizonte en dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales.

Atributo Sísmico de Rumbo (Azimuth): Este atributo muestra la dirección de la máxima pendiente. El mapa de rumbo se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales.

Atributo Sísmico de Segunda Derivada (Edge): La segunda derivada enfatiza las discontinuidades en una imagen, detecta los cambios de buzamiento en un horizonte, usando un algoritmo distinto al usado para calcular mapas de buzamiento.

La segunda derivada implica la comparación de puntos alrededor de una sola muestra puntual en una imagen original.

Cubo de Coherencia: La técnica del cubo coherente se aplica para la detección de la discontinuidad de los acontecimientos de las ondas sísmicas, para la identificación de fallas. Es una medida basada en la similitud entre las formas de las ondas o trazas sísmicas. Este atributo mide los cambios entre las trazas vecinas. Dichos cambios pueden estar asociados a términos de frecuencia, amplitud y fase, producidos por los contrastes de impedancia acústica. Alta coherencia simboliza continuidad, mientras que baja coherencia indica fracturas o fallas en los sedimentos depositados (Marfurt y Chopra, 2007).

CAPITULO IV

METODOLOGIA APLICADA

4.1. Recopilación de información: trabajos previos, datos sísmicos y geológicos

4.1.1. Documentación previa

Para el desarrollo de esta investigación se tomó en cuenta la información existentes en la base de datos de la empresa (PDVSA, S.A), donde se hizo gran hincapié en la recopilación de la data existente en pozos productores con análisis geológico e información de registros eléctricos, trabajos previos en el área bajo la supervisión de PDVSA (Estudios Integrados), interpretaciones sísmicas 2D y 3D en los levantamientos existentes junto al análisis de cubos sísmicos, dando lugar así con los requerimientos que soportaron las interpretaciones sísmico-estructurales en este estudio.

Es importante mencionar que en el área de estudio del Bloque I Lagomar se cuenta con poca información referente a trabajos realizados anteriormente, solo se tienen dos Estudios Integrados de manera local, y que fueron desarrollados por la empresa Fugro-Jason, bajo supervisión de Petróleos de Venezuela, S.A entre los años 2007-2009 y que abarcó toda la columna estratigráfica del Eoceno. Por otro lado existen algunos trabajos como los de Contreras, (2008); Jaramillo, (2009) y Zerpa, (2011) que han aportado valiosas interpretaciones en algunas zonas pertenecientes al Bloque I, analizándolos cuidadosamente para establecer un mejor ajuste de todas las interpretaciones estructurales desarrolladas en este estudio.

Las áreas mayormente estudiadas del Bloque I son VLA-6/9/21 (Figura 4.1) y VLA-31/243/245 (Figura 4.2). Solo el área VLA-6/9/21 del Flanco Este colinda con el Flanco Oeste, donde este último no tiene interpretación sísmica. Por tanto, se considera importante realizar la unificación de las dos áreas en búsqueda de prospectividad.

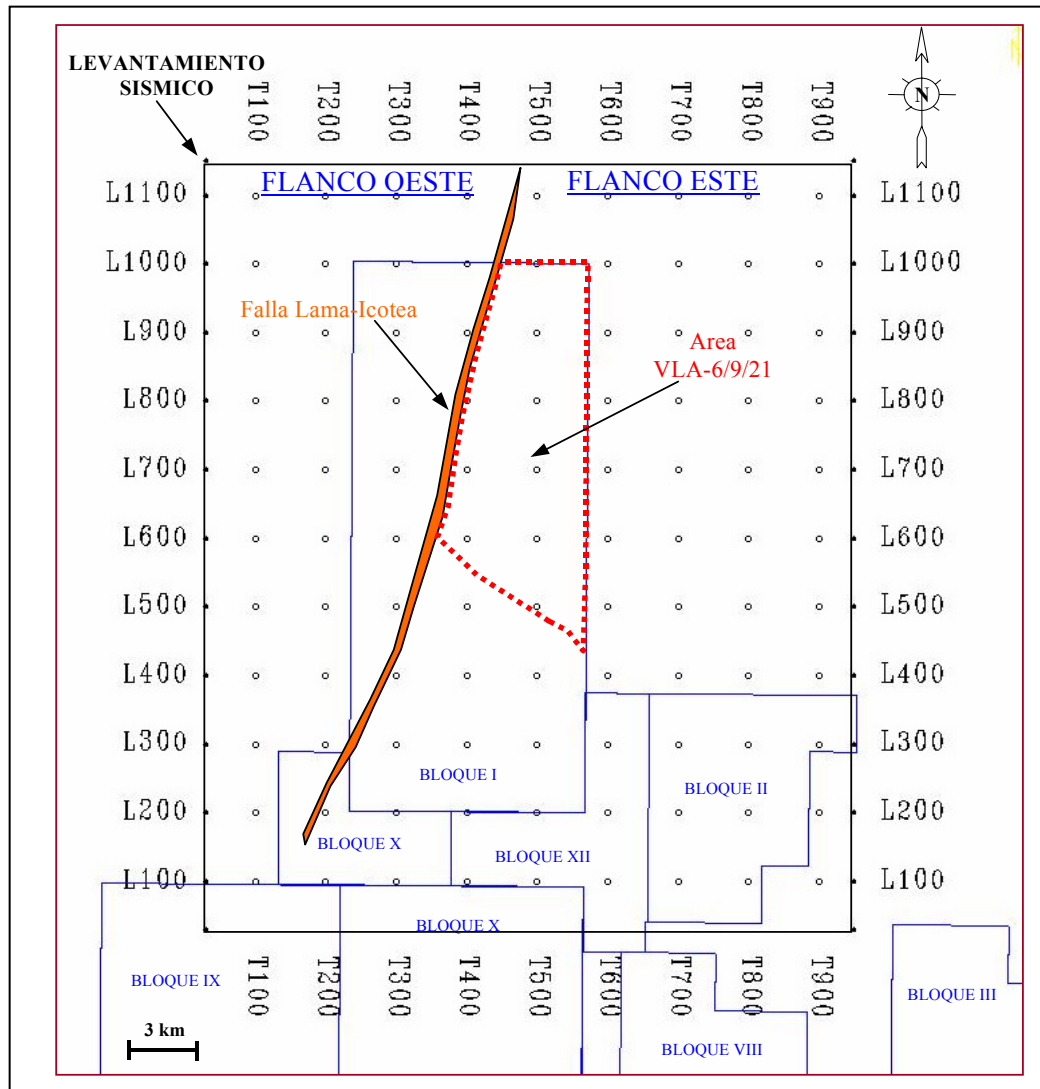


Figura 4.1. Ubicación y límites del Proyecto de Estudios Integrados del Área VLA-6/9/21 al norte del Bloque I, y que comprende solo el Flanco Este de la Falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).

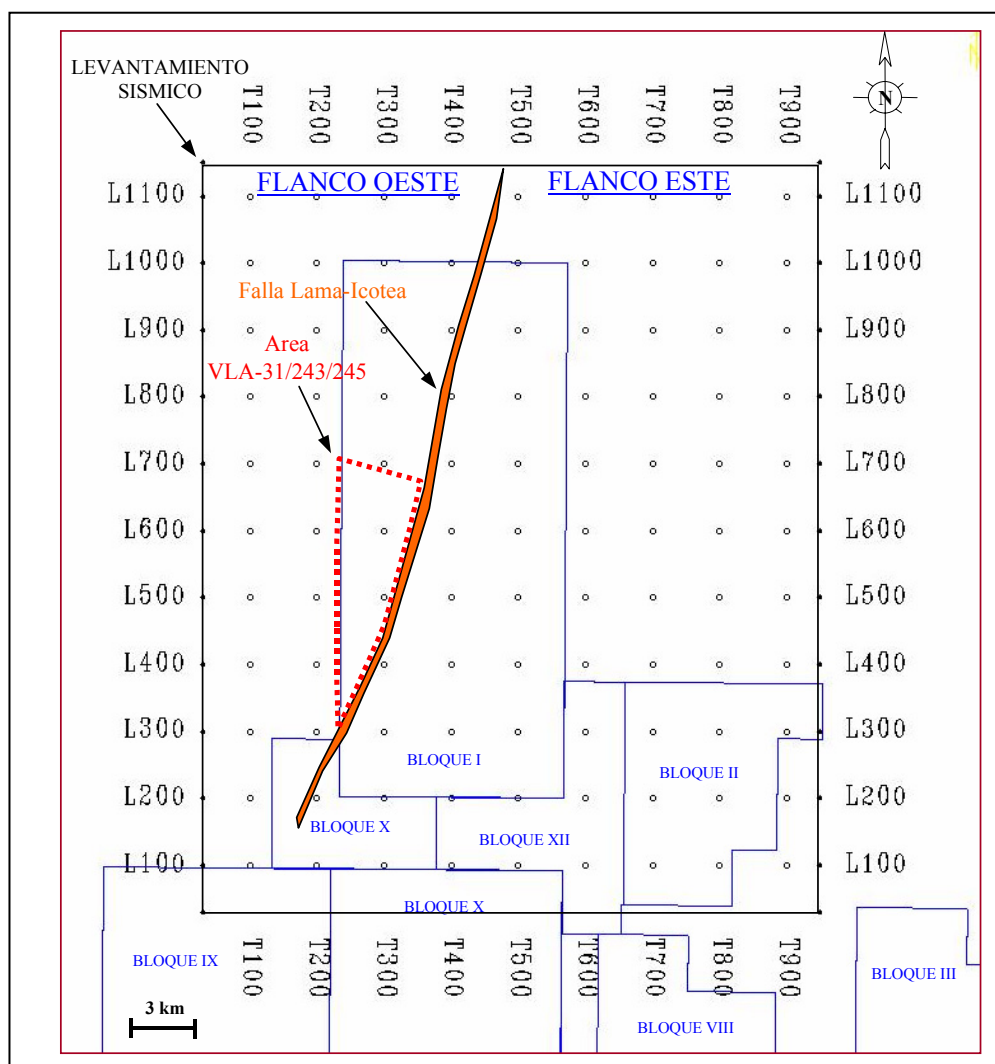


Figura 4.2. Ubicación y límites del Proyecto de Estudios Integrados del Area VLA-31/243/245 al sur del Bloque I y que comprende solo el Flanco Oeste de la Falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).

Uno de los aportes adicionales del presente trabajo es unificar e integrar la interpretación sísmica-estructural de ambos Flancos de la falla Lama-Icotea. Estos flancos a las cuales hacemos referencia, son divididos por dicha falla en el Bloque I de la Unidad de Explotación Lagomar, las cuales son denominados como Flanco Oeste (sector deprimido “graben”) y Flanco Este (sector levantado “horst”) (ver Figura 4.3, para su ubicación en planta).

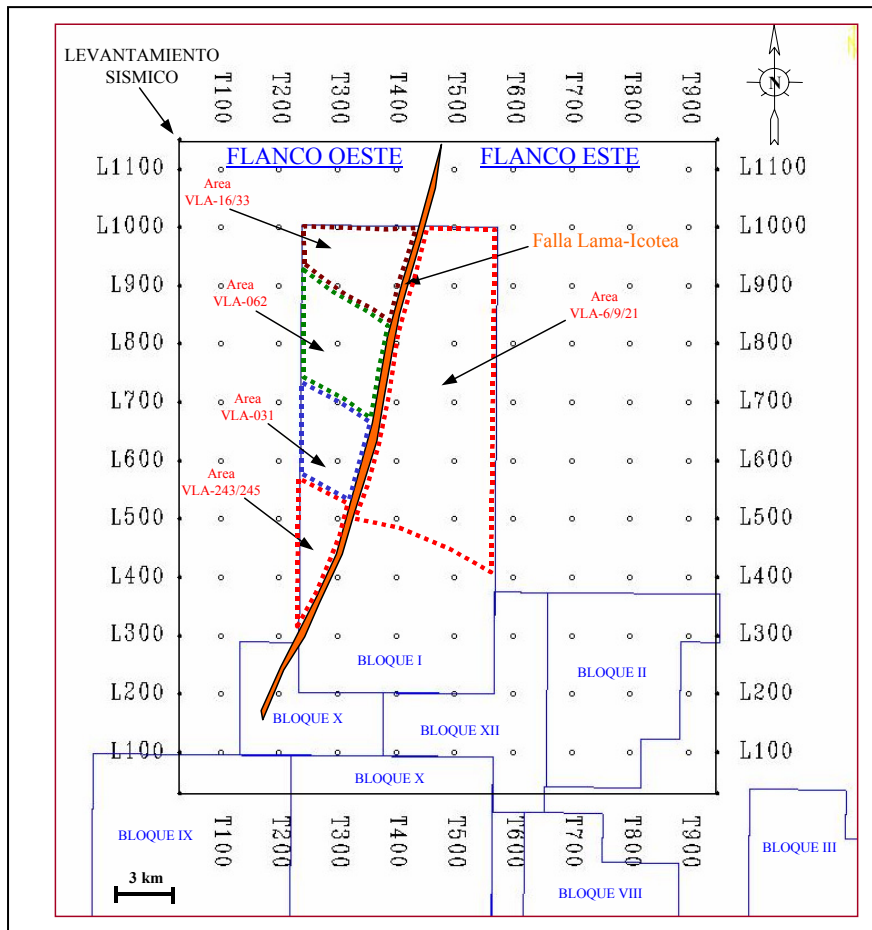


Figura 4.3. Ubicación en planta de los Flancos Este y Oeste de la falla Lama-Icotea dentro del Bloque I del Campo Lagomar y los límites de las áreas productivas que involucran el estudio (Area VLA-031, VLA-062, VLA-16/33, VLA-6/9/21 y VLA-31/243/245). Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).

Para desarrollar este trabajo se recopiló la información existente y necesaria, ya que no se cuenta con un modelo estructural del área norte del Bloque I, más específicamente del área oeste (VLA-062, VLA-16/33, ver Figura 4.3). Por ende, es necesario estudiar el comportamiento tectónico de esta zona para promover el desarrollo de la misma y evaluar mediante el modelado sísmico 3D el comportamiento de sus estructuras, su fallamiento principal; unificando además la data obtenida en los proyectos de Estudios Integrados VLA-6/9/21 y VLA-031/243/245 para verificar la existencia de la inversión estructural de la cuenca.

Estos proyectos fueron desarrollados en el ala oeste y sur-oeste del Bloque I respectivamente (ver líneas punteadas en rojo de las Figuras 4.1 y 4.2), tomando en cuenta toda la columna sedimentaria del Eoceno (ver Figura 2.96), estando limitada entre la Discordancia del Eoceno (ER-EO) y la Discordancia del Paleoceno (ER-PC).

Por otro lado, es de suma importancia mencionar que no se cuenta en el área con la suficiente información para determinar y analizar un estudio geomecánico en la zona (análisis de esfuerzo) y estimar con gran exactitud la magnitud y dirección de los esfuerzos máximos y mínimos en sitio, sin embargo, existe un trabajo importante que ha sido utilizado para estudiar estos campos de esfuerzos, junto a la información de algunos pozos con registros especiales (imágenes acústicas, caliper de 6 brazos), el cual es enfocado en la columna sedimentológica del Eoceno-Inferior y Cretáceo (Grupo-Cogollo). Este trabajo se titula: Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009), el cual fue desarrollado en las instalaciones de PDVSA, S.A con el apoyo de Petro-Vietnam. El estudio de este proyecto abarca toda el área del Bloque I y XII (Unidad de Explotación Lagomar), incluyendo una gran parte de los Bloques IX y X que colindan con la Unidad Lagomar y que pertenecen a la Unidad Lagomedio.

Para el análisis del campo de esfuerzos y la interpretación sísmica-estructural en el área de Lagomar se usaron los siguientes pozos que contenían la información mas importante: UD-0779, VLA-0233, VLA-0710, VLA-0711, VLA-0722, VLA-0724, VLA-0734, VLA-0808, VLA-0810, VLA-0915, VLA-1402, VLA-1453, VLA-1489, VLA-1499, VLA-1546, VLA-1548, VLA-1555, VLA-1556 y VLA-1562. El resto de la mayoría de los pozos en el área de estudio fueron utilizados en gran medida para el ajuste de la discordancia del Eoceno y tope-base del yacimiento de interés C-4. Pocos pozos atravesaron toda la columna sedimentaria del Bloque I, sin embargo, los pozos UD-0779, VLA-0710, VLA-0711, VLA-0722, VLA-0808, VLA-0810, VLA-1453, VLA-1402 y VLA-1562 llegaron hasta la Formación Río Negro de edad cretácica, considerándolos de suma importancia para el ajuste de los marcadores sísmicos de los niveles superiores (Paleoceno-Eoceno).

4.1.2. Carga de datos

Para la elaboración de este estudio se usó una estación de trabajo bajo ambiente LINUX, utilizando un software especializado de la Plataforma Landmark conocido con el nombre OpenWorks. Estas estaciones de trabajo tienen la capacidad de manejar y almacenar la información para el despliegue de las diferentes líneas sísmicas; tanto líneas, trazas y líneas arbitrarias en diferentes direcciones de interpretación, manejar fácilmente el despliegue de atributos sísmicos y además la visualización del modelo sísmico-estructural en 3D, permitiendo un mejor análisis de los diferentes estilos estructurales encontrados durante el estudio.

Los datos con la información geológica de pozos, tales como: registros eléctricos, topes geológicos, tiros de verificación (checkshot) etc, fueron cargados en un proyecto geológico denominado “*LMA_VLA_ATICO*”, el cual se encuentra asociado directamente a un proyecto sísmico de nombre “*hfi_lma*” que contiene toda la información de la data sísmica 3D de la Unidad de Explotación Lagomar, que contiene los Bloques I (área de estudio), II y XII, incluyendo el volumen de los datos sísmicos en baja frecuencia (cubo *prstk.3dv*) y alta frecuencia (cubo *hfi32.3dv*). Aquí se utilizaron ambos cubos sísmicos para llevar un mejor seguimiento y control de las interpretaciones de fallas y horizontes.

Se creó una lista de pozos llamada “*GM-VLA-62-6921*” donde se procedió a cargar todos los pozos que involucraban las áreas de estudio tales como: VLA-031/243/245, VLA-6/9/21, VLA-062 y VLA-16/33. En estas áreas se involucró tanto los pozos someros como profundos, con la finalidad de garantizar una mayor exactitud en los amarres sísmica-pozo con las diferentes discordancias (Eoceno-Paleoceno) y también eventos pertenecientes al Cretáceo, como el tope de Socuy. Todo esto para ajustar con mayor precisión la Unidad productora C-4 de Edad Eoceno, la cual pertenece al área de estudio. La Figura 4.4 muestra los pozos que fueron tomados en consideración para los análisis del trabajo.

En este estudio se utilizaron particularmente los topes oficiales de los pozos que fueron obtenidos directamente de los ya perforados, los cuales son incorporados

una vez que se hacen los respectivos análisis del muestreo de “ripios” que llegan a la superficie durante la construcción del mismo; evidentemente con personal especializado en esta rama geológica, y que pueden dar una buena aproximación de la ubicación de la formación o evento estratigráfico en sitio, analizando directamente las muestras de canal proveniente de los rипios.

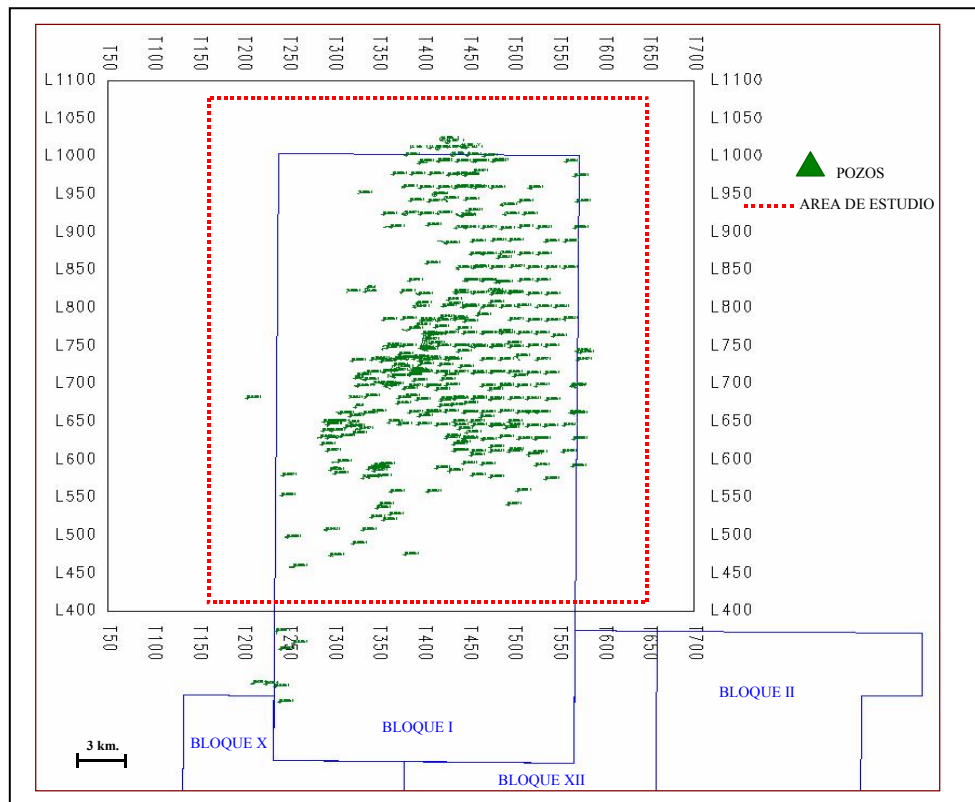


Figura 4.4. Ubicación de los pozos en las áreas VLA-031, VLA-062, VLA-16/33 y VLA-31/243/245 que incluye la zona donde se efectuó el trabajo. En total son 426 pozos activos. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).

Todos los datos fueron cargados de manera específica y con sumo cuidado en los sistemas computarizados de servidores y sistemas remotos de red bajo ambiente UNIX y LINUX, siendo este último el utilizado en este trabajo. Cabe destacar que a estos programas se les puede atribuir un alto rendimiento, desempeño y fluidez para el manejo de un gran volumen de datos, sobre todo en las interpretaciones sísmica 3D

y sus análisis de atributos, los cuales fueron estudiados, y que requieren gran capacidad de memoria.

Por otro lado, los paquetes operativos o software para ejecutar el proyecto son los de la Plataforma Landmark ya disponibles en la empresa, entre los que ameritan mención: SeisWorks, Syntool, Geoprobe, TDQ, PostStack/PAL, Stratwork y Z-MAP Plus/PowerView, todos ellos bajo el ambiente computarizado LINUX. A continuación se describirá brevemente el uso de cada una de estas herramientas:

OpenWorks: consiste en una base de datos que tiene la particularidad de manejar varios proyectos de Estudios Integrados con gran volumen de información, entre los cuales se destacan: interpretación de datos sísmicos, carga de registros de pozos, datos sísmicos procesados y de navegación, información de mapas, análisis geológico, datos de producción y perforación, etc.

SeisWorks: esta aplicación se encuentra diseñada para la interpretación de datos sísmicos 2D y 3D, la cual fue una de las herramientas más utilizadas para la elaboración de este trabajo, permitiendo: la interpretación de horizontes sísmicos dentro del volumen 3D y las fallas geológicas junto a sus polígonos que caracterizan su dirección y buzamiento, la interpolación de horizontes luego de la elaboración del mallado, la generación de atributos sísmicos estructurales, entre otras actividades dentro del trabajo.

Syntool: esta herramienta permitió la elaboración de sismogramas sintéticos para la calibración sísmica-pozo, ya que nuestra data sísmica viene dada en tiempo y la de pozo en profundidad, estableciendo además el cálculo de la ondícula adecuada al área donde se desarrolló la interpretación.

Geoprobe: permite visualizar las interpretaciones sísmicas en 3D para obtener una mejor perspectiva de la evolución tectónica de un área determinada, comparando dicha interpretación con la arrojada por el volumen sísmico. Además, dentro del mismo programa se pueden desarrollar atributos sísmicos y estructurales para todo el cubo sísmico utilizado en un área determinada. Esta aplicación tiene la ventaja de

rotar el volumen de la interpretación tridimensional en cualquier dirección en el espacio, lo que permite ubicar con mayor exactitud los prospectos a explotar.

TDQ: se utiliza para la conversión tiempo-profundidad de las interpretaciones de fallas y horizontes.

PostStack/PAL: se utiliza para el cálculo de la frecuencia dominante utilizada en la estimación de la resolución vertical de la sísmica.

Stratwork: esta aplicación esta diseñada para la interpretación geológica, y se utilizó para la elaboración de las secciones estructurales.

Z-MAP Plus/PowerView: se utilizó para la corrección de los mapas estructurales en profundidad junto a los topes de los pozos del área.

4.1.3. Incorporación de cubos sísmicos

Para este trabajo se utilizaron los datos del procesamiento sísmico natural (cubo de baja frecuencia) de campo y el reprocesamiento sísmico elaborado por la empresa Geotrace y aplicado al cubo sísmico de baja frecuencia adquirido en el año 1990 por Petróleos de Venezuela, S.A (PDVSA). Este reprocesamiento fue identificado como HFI (High Frequency Imaging), mejorando notoriamente la resolución vertical y lateral de la sísmica 3D para el análisis estructural y estratigráfico. Se estima interpretar aquellos horizontes equivalentes a la Unidad C-4 (tope, base y arenas objetivo), los cuales serán correlacionados con la información geológica mediante el amarre sísmica-pozo haciendo uso de los CheckShot y sismogramas sintéticos; tomándose en consideración los cubos sísmicos de baja frecuencia *prstk08.3dv* (adquirido por PDVSA, S.A) y alta frecuencia *hfi_lma.3dv* (reprocesado por Geotrace). Estos horizontes serán mapeados con el objetivo de visualizar y definir el marco estructural del área. La Figura 4.5 muestra un ejemplo del cubo sísmico utilizado de alta frecuencia en el visualizador 3D (Geoprobe), el cual permite desplegar en diferentes ángulos las interpretaciones sísmicas en distintas direcciones. Con esta herramienta se pueden ubicar de manera más fácil y confiable

los pozos que drenarían las reservas remanentes de petróleo, una vez que se ha desarrollado y analizado la interpretación sísmica-estructural del área.

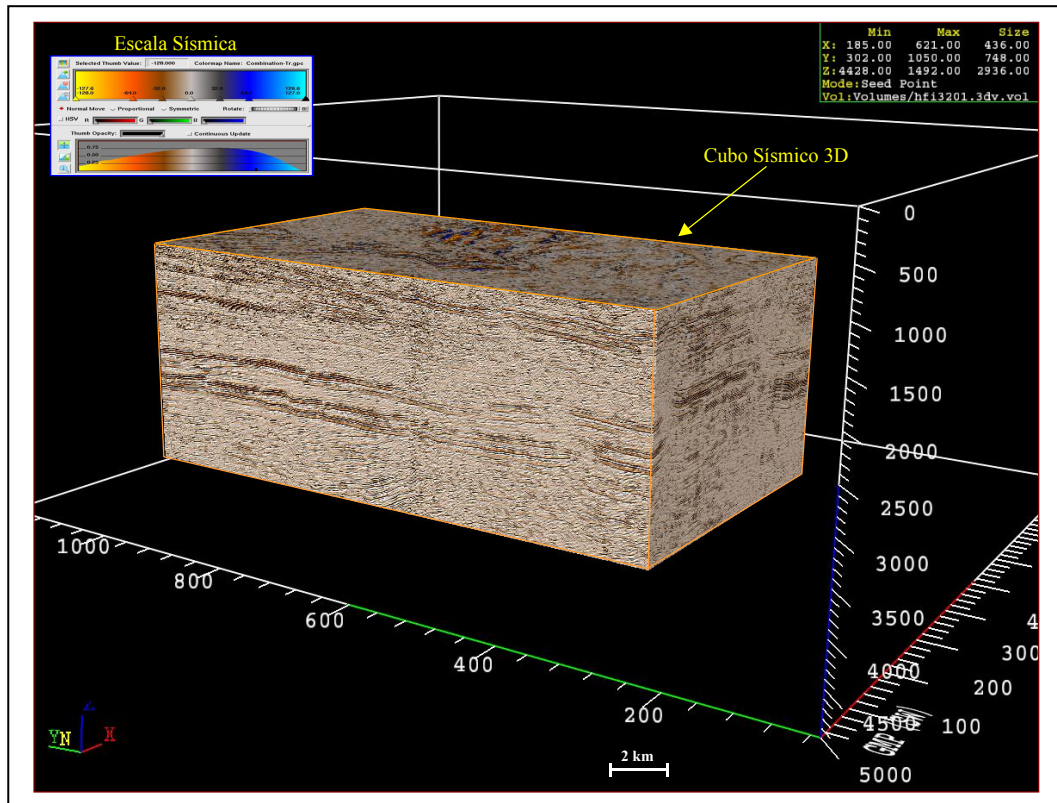


Figura 4.5. Cubo sísmico en HFI (High Frequency Imaging) del área Lagomar donde se incluye el Bloque I del área de estudio. Imagen tomada de la herramienta Geoprobe (visualizador 3D) de la Plataforma Landmark.

4.2. Análisis y calibración sísmica-pozo

4.2.1. Construcción de sismogramas sintéticos

Cabe recordar que el sismograma sintético permite relacionar la escala vertical de las líneas y trazas sísmicas (expresadas en tiempo doble de la onda sísmica), con la data de los pozos tomada en profundidad, es decir, la correlación de los datos sísmicos con los registros de pozos. Esta relación entre ambos datos se conoce tradicionalmente como “ajuste tiempo-profundidad o sísmica-pozo”. Es necesario e

indispensable entonces el trabajo directo entre la geología y la sísmica, por lo que estas disciplinas deben estar unidas a la hora de caracterizar una asociación de estratos o la secuencia de capas depositadas dentro de un yacimiento.

Es de suma importante mencionar en este trabajo que nuestros yacimientos a nivel de los diferentes eventos tectónicos y estratigráficos de la Cuenca de Maracaibo (Mioceno-Eoceno-Cretaceo) son esencialmente muy heterogéneos, lo cual significa que los topes geológicos de los diferentes pozos utilizados para la calibración sísmica-pozo, y que fueron ajustados a los diferentes niveles estratigráficos de dichas formaciones, se deben denotar como “equivalentes”; esto se debe a que siempre existe un margen de error entre la sísmica y el pozo que podría oscilar entre un 10% y 20%. Este tipo de resultado es de esperarse ya que estamos hablando de unidades de medición físicamente diferentes y que además existen fenómenos en sísmica como efectos de bordes, atenuación, disipación y pérdidas de energía de las ondas P y S dentro de la adquisición, que pueden afectar directamente la ubicación exacta de las capas desde el punto de vista sísmico, lo que representaría una interpretación sísmica aproximada a ese nivel o capa en particular. Por tales razones, se habla de reflectores sísmicos “equivalentes” o aproximados a su nivel geológico correspondiente.

Los ajustes tiempo-profundidad realizados con los sismogramas sintéticos se desarrollaron de manera rigurosa para tratar de obtener una mejor precisión entre ambos valores. Esta calibración también se encuentra asociada a las variaciones areales (lateral y vertical) en las propiedades de la roca (velocidad de propagación, densidad, espesores, fluidos etc.) dentro de la columna del Eoceno (área de estudio), ya sea por las deformaciones tectónicas o por los efectos de la Erosión post-eocena, la cual se identificó a escala regional.

La Figura 4.6 muestra un ejemplo de uno de los sismogramas sintéticos tipo realizado al pozo VLA-0233 (Flanco Oeste), donde se indica el amarre con las diferentes trazas sísmicas y registros eléctricos asociados al evento geológico equivalente dentro del Eoceno y que posteriormente son correlacionados con los reflectores sísmicos.

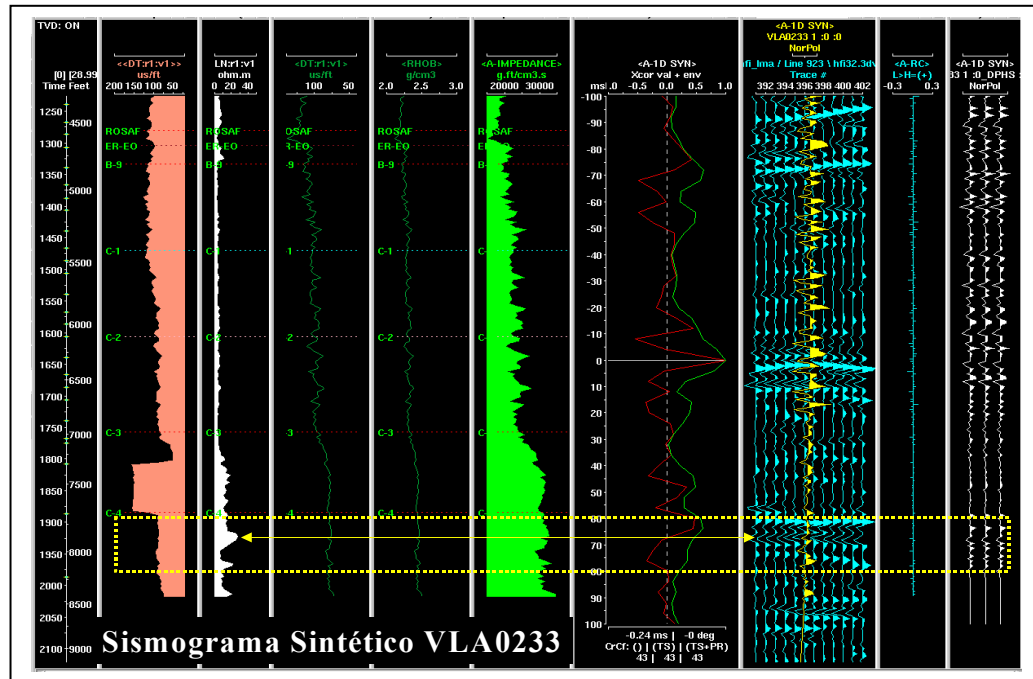


Figura 4.6. Sismograma sintético realizado al pozo VLA-0233 (Flanco Oeste), indicando los marcadores geológicos a nivel del Eoceno y la característica particular de la traza sísmica a nivel de la Unidad productora C-4, la cual presenta una respuesta sísmica con polaridad negativa. Imagen tomada de la herramienta Syntool de la Plataforma Landmark para los ajustes sísmica-pozo.

Por otro lado, fueron utilizados adicionalmente los datos de la calibración sísmica-pozo desarrollada por la empresa contratista Fugro-Jason (en conjunto con la supervisión de PDVSA, S.A), en una de nuestras áreas del Bloque I Lagomar, específicamente el área VLA-6/9/21 y que pertenece al Flanco Este, limitada esta área a su vez por la falla Lama-Icotea al oeste y al este por la Falla del Este. El pozo VLA-1548 es utilizado como ejemplo para el ajuste en el Flanco Este (Figura 4.7). Allí se extrajo la mejor estimación de ondícula para la interpretación de las diferentes secuencias estratigráficas de toda la columna del Eoceno, incluyendo tope y base de la Unidad C-4 (área de estudio), la discordancia del Eoceno y Paleoceno. Cabe destacar que la calibración sísmica del tope y base de C-4 mediante el método

utilizado por dicha contratista, se aproxima bastante bien con los topes ajustados por el programa OpenWorks (Syntool).

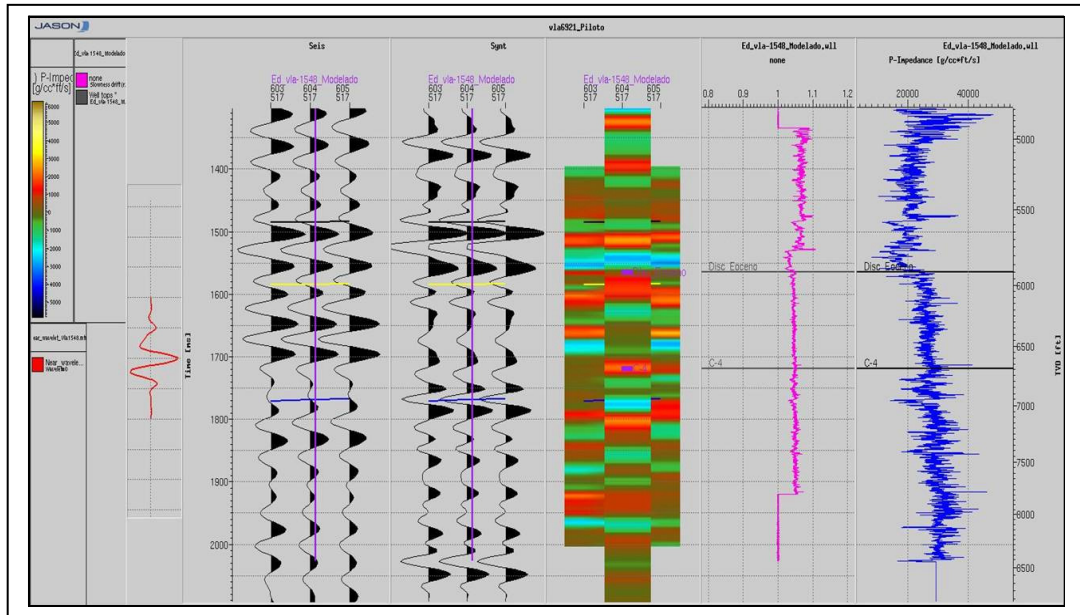


Figura 4.7. Sismograma sintético realizado al pozo VLA-1548 (Flanco Este), indicando los marcadores geológicos a nivel del Eoceno y la característica particular de la traza sísmica a nivel de la Unidad productora C-4, la cual presenta una respuesta sísmica con polaridad negativa. Tomado del Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-6/9/21 Estudios Integrados-Lagomar (2008).

4.2.2. Determinación del espectro de amplitud y frecuencia

Dentro de las interpretaciones sísmicas es muy importante determinar los valores de amplitud y frecuencia dominante, ya que estos datos nos permiten estimar hasta donde se puede extraer información de los levantamientos sísmicos a la hora de desarrollar cualquier interpretación dentro de un Estudio Integrado de yacimiento.

Para el área norte del Bloque I de la unidad de explotación Lagomar, se procedió a realizar un análisis de amplitudes y frecuencia de la data sísmica mediante las aplicaciones SynTool y PostStack/PAL pertenecientes a la Plataforma Landmark, la cual pueden determinar el espectro (amplitud y frecuencia) de la ventana de tiempo seleccionada en el intervalo correspondiente en una sección sísmica del área. Se seleccionaron estratégicamente líneas sísmicas que favorecieran los dos flancos de la

falla Lama-Icotea (Oeste y Este), de tal forma que los valores involucrados sean de zonas altamente deformadas y poco deformadas, pudiendo así calcularse un promedio de estos datos. La Figura 4.8, muestra el espectro de frecuencia tomado de la línea sísmica 737 que atraviesa toda la estructura tipo del área de estudio en dirección O-E. Allí se puede observar que la frecuencia dominante para el cubo de HFI (Alta Frecuencia) oscila aproximadamente en 50 Hz.

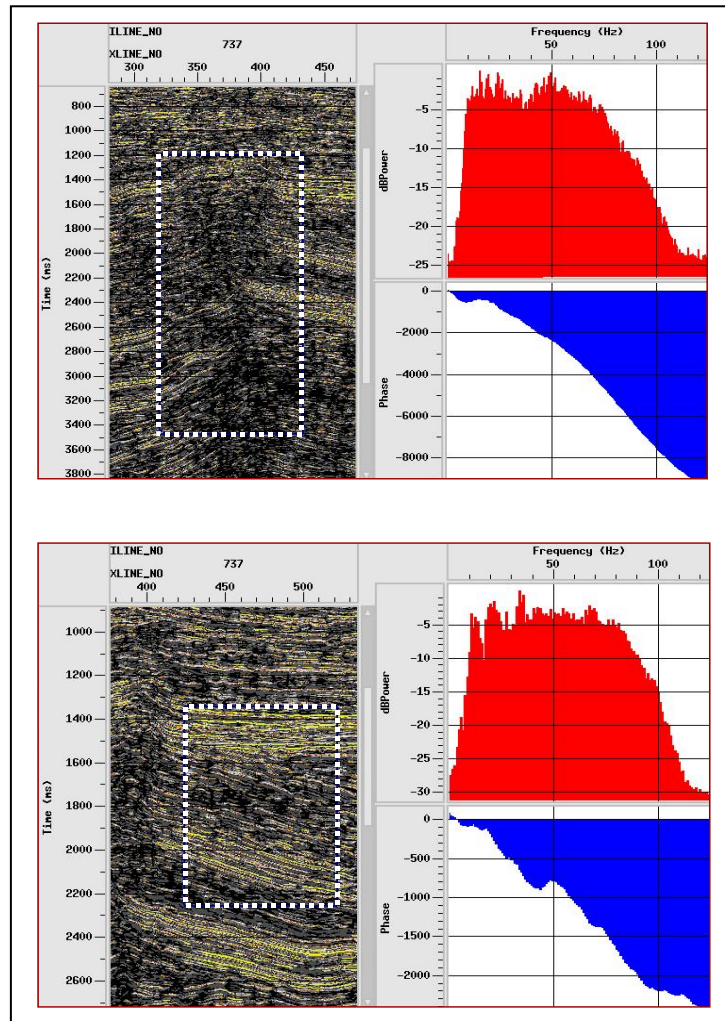


Figura 4.8. Promedio del espectro en frecuencia del área de estudio en la línea sísmica 737 asociado al levantamiento sísmico 3D en HFI. Tanto la imagen superior como inferior muestran los espectros en frecuencia dominante y fase del área de la Falla Lama-Icotea del sector más y menos deformado (Flanco Este) respectivamente. Las líneas punteadas en blanco denotan las zonas donde se realizó el cálculo de la frecuencia. El valor cuantitativo de la misma se encuentra en el orden de aproximadamente 50 Hz. Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el cálculo de frecuencia.

El promedio de esta frecuencia es tomado justamente en el área central de la interpretación, donde se mantiene el corredor estructural de la Falla Lama-Icotea junto al anticlinal en forma de estructura en flor positiva ubicado en el sector.

También se determinó la frecuencia dominante del cubo sísmico de baja frecuencia, el cual fue utilizado dentro de la interpretación sísmica para estimar la tendencia de algunos espesores de capas donde se observaban discontinuidades laterales con el modelo de alta frecuencia. Esto es importante tomarlo en cuenta ya que los datos del cubo sísmico *prstk08.3dv* de baja resolución (adquirido por PDVSA, S.A) son los datos de la adquisición original del levantamiento sísmico con su respectiva frecuencia dada en el campo. La frecuencia dominante observada para este cubo sísmico oscila entre 20-25 Hz aproximadamente; esto puede ser observado en el gráfico del espectro en frecuencia de la Figura 4.9.

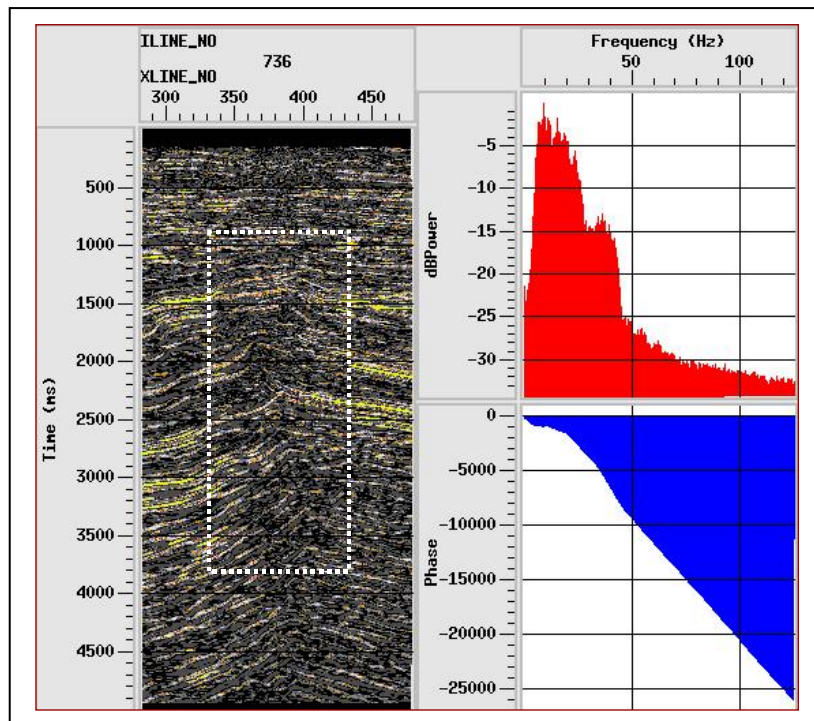


Figura 4.9. Espectro en frecuencia del área de estudio en la línea sísmica 736 del cubo sísmico de baja frecuencia *prstk08.3dv*. Las líneas punteadas en blanco denotan las zonas donde se realizó el cálculo de la frecuencia. El valor cuantitativo de la misma se encuentra entre 20-25 Hz aproximadamente. Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el calculo de frecuencia.

Imagen tomada de la herramienta Post/Stack/PAL de la Plataforma Landmark para el calculo de frecuencia.

4.2.3. Resolución sísmica vertical

La resolución sísmica vertical es uno de los parámetros más importantes para dar inicio a la interpretación sísmica y caracterización de un yacimiento de hidrocarburo. Este valor cuantitativo permite estimar hasta donde se puede extraer la información necesaria de la sísmica para dar respuesta al modelado de los eventos tectónicos y estratigráficos que fueron consecuencia de la evolución de una cuenca sedimentaria. Para este trabajo se tomó en consideración la frecuencia dominante (F_{dom}) del espectro de frecuencia discutido en el punto anterior y las velocidades intervállicas (V_{int}) en los sedimentos depositados de edad eocena; todo ello con la finalidad de calcular la longitud de onda (λ) proveniente de la ondícula del nivel mencionado. Recordemos que la resolución vertical de los datos sísmicos es aproximadamente ($\lambda/4$, ver ecuación 3.6), lo cual quiere decir, que es el mínimo valor en espesor que se puede interpretar dentro de una adquisición sísmica tanto de baja como de alta frecuencia. La ecuación de esta resolución sísmica puede ser expresada en función de la velocidad intervállica V_{int} según la ecuación 4.1:

$$R_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{V_{int}}{4F_{dom}} \quad (4.1)$$

Donde:

V_{int} , es la velocidad intervalica del área de estudio y

F_{dom} , es la frecuencia dominante en el intervalo de interés.

Para determinar el valor aproximado de la velocidad intervállica (V_{int}) se utilizaron los tope y base promedio del yacimiento de la Unidad productora C-4, junto a los valores de tiempo correspondiente (también aproximados) para cada uno de estos puntos. La ecuación de la velocidad intervalica (V_{int}) que relaciona dichas cantidades viene dada por la relación:

$$V_{\text{int}} = \frac{Z_2 - Z_1}{T_2 - T_1} \quad (4.2)$$

Donde:

Z_1 y Z_2 son los topos geológicos en pies y

T_1 y T_2 son los tiempos en milisegundos [ms] correspondientes a los topos tomados de la sísmica.

Entonces para una velocidad intervalica en el Eoceno de 9500 pies/seg a una frecuencia dominante de 50 Hz, tendríamos una resolución sísmica vertical R_V de aproximadamente 50 pies para altas frecuencia y aproximadamente 100 pies para las bajas frecuencias de 25 Hz. Esto se puede ilustrar con el ejemplo de la Figura 4.10 la cual simula tener 3 pozos con diferentes registros de resistividad y todos ellos dando una respuesta resistiva de hidrocarburo dentro de un reflector sísmico (color rojo). Si estas arenas (identificadas por los registros) son menores a los 50 pies (Ej.: Basal La Rosa, Oligoceno) de resolución vertical, pues entonces no serán observadas en sísmica lo cual aumenta el grado de incertidumbre para interpretar su seguimiento.

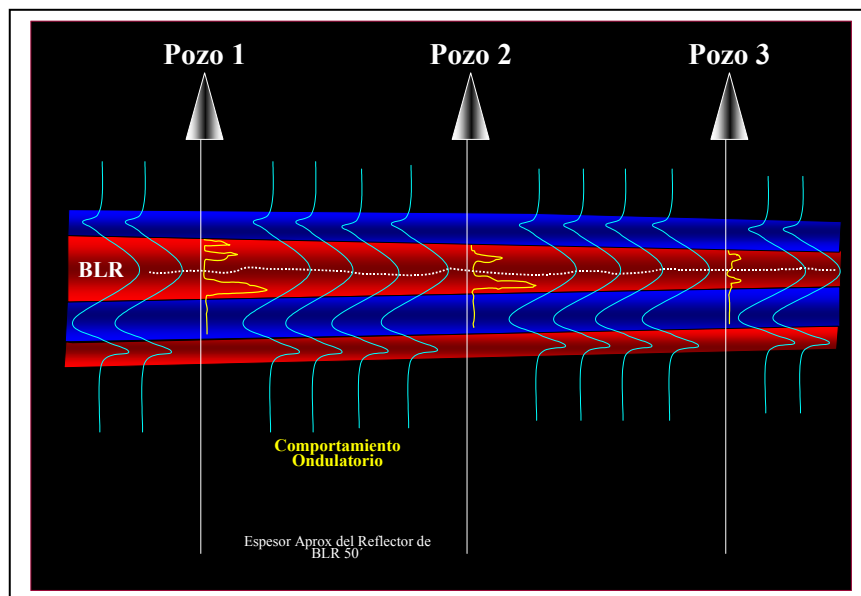


Figura 4.10. Esquema de posibles arenas inmersas dentro de un horizonte sísmico y que no pueden ser observadas por debajo de su resolución sísmica vertical. Tomado de Mammana (2009).

4.3. Interpretación sísmica estructural

Para dar inicio a la interpretación sísmica-estructural dentro del área de estudio, se correlacionaron geológicamente tope y base de los pozos con información de registros eléctricos (densidad, resistividad, rayos gamma y sonico) para la Unidad productora C-4, siendo validados por los topes oficiales disponibles en el servidor especializado de la Plataforma Landmark. Además, se tomaron en cuenta el ajuste con los marcadores geológicos de la Discordancia del Eoceno (ER-EO), Discordancia del Paleoceno (Formación Guasare) y Cretaceo (Socuy), con la finalidad de amarrar con mayor exactitud los diferentes eventos (reflectores) sísmicos asociados a la columna geológica, dentro de la Unidad C-4 (Eoceno), Paleoceno y Cretáceo. Para la calibración sísmica del área se utilizaron los pozos: VLA-0001, VLA-0054, VLA-0233, VLA-0721, VLA-0722, VLA-0724, VLA-0730, VLA-0732, VLA-0734, VLA-0745, VLA-0749, VLA-0765, VLA-0771, VLA-0833, VLA-0915, VLA-0978, VLA-1147, VLA-1489, VLA-1499, VLA-1546, VLA-1548, VLA-1555 y VLA-1556; y los pozos con data geológica del Cretáceo: UD-0779, VLA-0710, VLA-0711, VLA-0722, VLA-0808, VLA-0810, VLA-1402, VLA-1453 y VLA-1562,. La Figura 4.11 muestra una imagen sísmica de dirección O-E indicando el ajuste con alguno de los pozos vecinos del área. Cada uno de los colores indica los espesores promedio de los yacimientos presentes en el área. Este método permite identificar los diferentes bloques estructurales asociados al sistema de fallas y los compartimientos dentro de las mismas.

Por otra parte es importante mencionar que dentro de la base de datos OpenWorks existen muchos intérpretes geológicos, las cuales han hecho correlaciones según su criterio geológico en el área de Lagomar. Sin embargo, el promedio con los topes utilizados para la interpretación sísmica fue bastante aceptable comparados con dichos intérpretes, ajustando en buena aproximación con el yacimiento de la Unidad de producción C-4 y el resto de los marcadores sísmicos que fueron utilizados para su amarre e interpretación, tales como: Erosión del Eoceno (ER-EO), Erosión del Paleoceno (ER-PC) y el Miembro Socuy (Cretáceo).

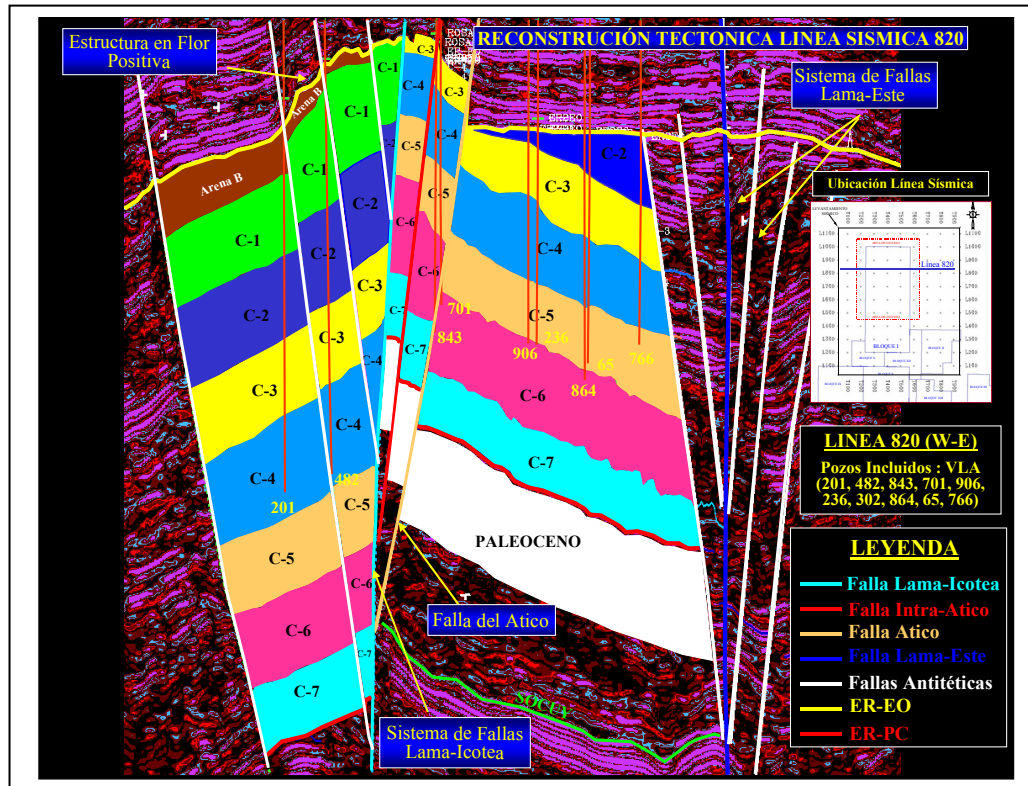


Figura 4.11. Línea sísmica 820 en dirección O-E dentro del área de estudio, indicando la posición estructural de los pozos a nivel del Eoceno y el ajuste de los marcadores de la Discordancia del Paleoceno y el Tope de Socuy (Cretáceo). Tomado de Mammana (2005).

Las interpretaciones de los reflectores sísmicos equivalentes a las principales discordancias del área tales como Eoceno y Paleoceno, fueron realizadas con el propósito de obtener un mejor control de la secuencia estratigráfica de la zona y de los eventos de interés en la columna geológica del Eoceno (Unidad C-4). De allí surge también la idea de asociar la impedancia acústica del reflector del Cretáceo (Socuy) a este trabajo, caracterizado este último como uno de los mejores reflectores sísmicos a nivel de la Cuenca de Maracaibo, y que además cuenta con una buena visualización de su continuidad lateral y vertical de manera regional. Estas tres correlaciones Eoceno, Paleoceno y Cretáceo, junto a la data sintética de los pozos y su información geológica, son de gran ayuda para el seguimiento e interpretación por espesores en las zonas altamente deformada como es el caso particular del anticlinal

formado dentro del Bloque I por el sistema de fallas Lama-Icotea y Ático con dirección NE-SO, y que se extiende a lo largo del área estudio.

4.3.1. Interpretación de fallas estructurales

Para la interpretación del fallamiento estructural local dentro del área de estudio, se tomó en consideración la evolución tectónica de la cuenca a nivel regional, con la finalidad de verificar el sentido geológico de la reconstrucción del mismo. Específicamente dentro de la Unidad de Explotación de Lagomar (Bloque I), se encuentra presente una gran deformación de la estructura, con presencia de fuertes buzamiento de los estratos junto con anticlinales y plegamientos que han dado en algunos casos gran distorsión en la sísmica, lo que hizo posible que la interpretación de las fallas se tornara con mayor complejidad a la hora de establecer su seguimiento dentro de las líneas sísmicas manejadas en el levantamiento sísmico 3D.

La construcción y seguimiento de las fallas se hizo utilizando líneas y trazas sísmicas que favorecieran la orientación y dirección de las mismas, es decir, colocando dichas líneas perpendiculares a los planos de estas fallas, pudiendo observar de esta manera la actitud de las mismas, tanto el rumbo como su buzamiento (Figura 4.12).

Por otra parte, se tomó en consideración los cubos sísmicos en el procesador de datos sísmicos 3D (Geoprobe), para verificar que el comportamiento y dirección del fallamiento estuviese acordes con los diferentes niveles tectónicos entre el Cretáceo-Eoceno-Mioceno. Esto se desarrolló con una técnica denominada “time-slice” (corte en tiempo), la cual consiste en seccionar un cubo sísmico a un determinado tiempo, con la finalidad de verificar en planta las diferentes fallas y estructuras que pueden ser apreciadas en dicha sísmica, dependiendo por su puesto de la calidad de los datos y su resolución. La Figura 4.13 representa un corte en tiempo a 1440 ms, donde se puede ver el tren de fallas en el cubo sísmico. Este procedimiento también puede ser utilizado para identificar en superficie la secuencia del fallamiento de un área, en particular cuando las estructuras son complicadas de visualizar dentro de las líneas y trazas sísmicas.

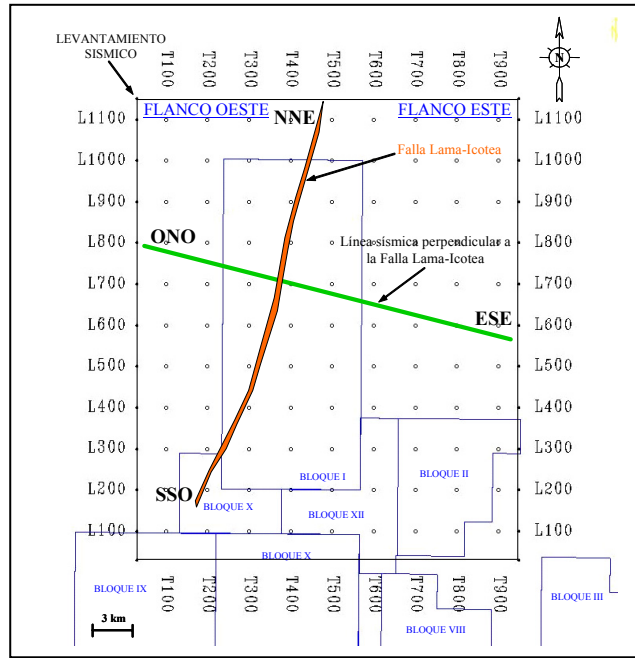


Figura 4.12. Línea sísmica orientada ONO-ESE ortogonalmente a la falla Lama-Icotea. Modificado del Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo (1999).

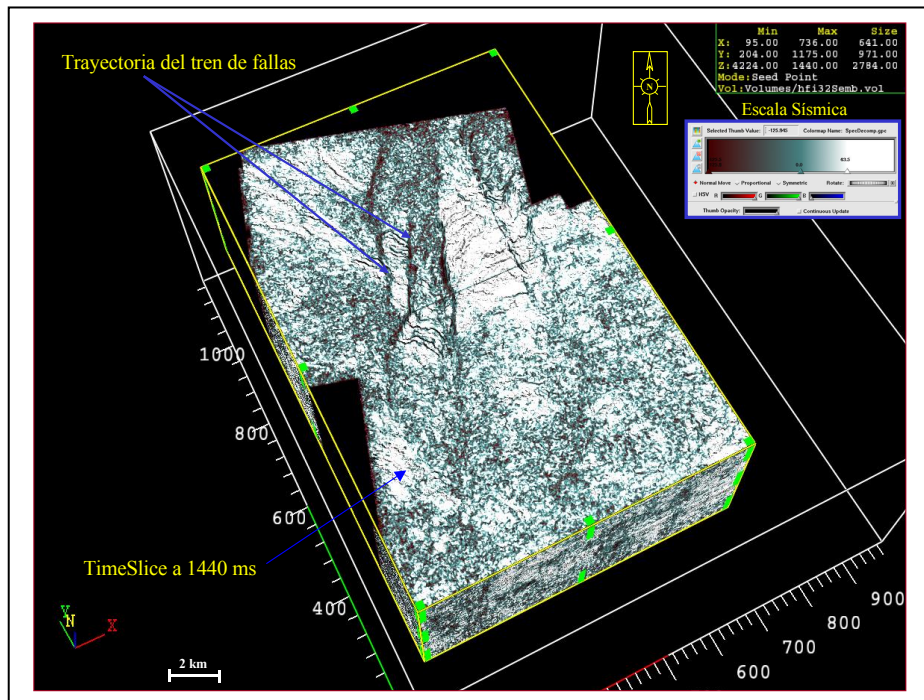


Figura 4.13. Corte en tiempo a 1440 ms del cubo sísmico 3D en HFI de la Unidad de Explotación Lagomar, donde se puede apreciar la tendencia de las fallas más resaltantes del Bloque I. Imagen tomada de la herramienta Geoprobe de la Plataforma Landmark para la visualización 3D.

4.3.2. Interpretación de horizontes

Luego de realizar la calibración sísmica-pozo mediante la conversión tiempo-profundidad en las diferentes áreas donde se contaba con dicha información, se procede a identificar mediante los topes geológicos, los sismogramas sintéticos y los CheckShots, aquellos horizontes geológicos equivalentes a la Unidad productora C-4 siguiendo un patrón definido para la construcción del mallado con líneas y trazas sísmicas en tiempo de 30x30 m² para zonas con alta deformación estructural y 150x150 m² para las áreas poco deformadas. La Figura 4.14 ilustra un ejemplo de como se realizó la interpretación del mallado equivalente al tope de la Unidad C-4 a lo largo del área de estudio, tomando en consideración el ajuste con los sismogramas sintéticos.

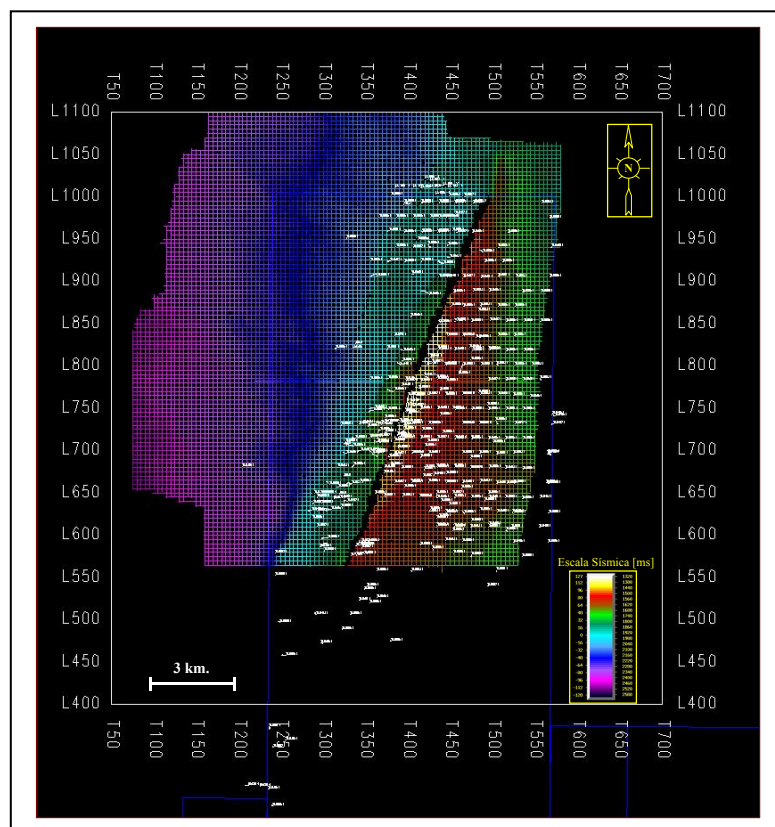


Figura 4.14. Interpretación del horizonte sísmico equivalente al tope de la Unidad C-4, según los datos de la calibración sísmica-pozo generada por los sismogramas sintéticos, a lo largo del área de estudio.

En este procedimiento se utilizaron líneas arbitrarias en distintas direcciones del levantamiento, la cual tiene como finalidad corroborar que la superficie interpretada coincidiera exactamente tanto en líneas sísmicas este-oeste y trazas sísmicas norte-sur. Estas líneas arbitrarias son de mucha utilidad solamente en los cubos sísmicos 3D ya que proporcionan información sísmica en cualquier posición o zona específica del cubo. Se debe acotar que las líneas sísmicas (Inline) están orientadas dentro del levantamiento sismo 3D de la Unidad de Explotación Lagomar con una dirección preferencial O-E, mientras que las trazas están N-S.

Las interpretaciones realizadas para los demás horizontes se desarrollaron bajo el mismo esquema que se utilizó en la Unidad C-4, incluyendo también los reflectores sísmicos pertenecientes a la Erosión del Eoceno (ER-EO), Erosión del Paleoceno (ER-PC) y el Tope de Socuy (Cretáceo). Cabe destacar que estas últimas superficies son eventos regionales, y por ende pueden ser interpretadas con una mayor facilidad debido a su nitidez, a diferencia del tope y la base de C-4 (Eoceno Medio) donde se empleó mas cuidado debido a que la estructura se encuentra sísmicamente distorsionada como consecuencia de los eventos tectónicos, la cual se traduce en pérdida de energía en la propagación de las ondas, proporcionando ruido en cada una de la imágenes de las líneas y trazas sísmicas, tanto en los cubos sísmicos de baja como alta frecuencia. La Figura 4.15 muestra una ampliación de la interpretación de la Unidad C-4, particularmente hacia el flanco noreste del Bloque I; allí se muestra también un ejemplo en particular de cómo se podrían orientar las líneas y trazas sísmicas.

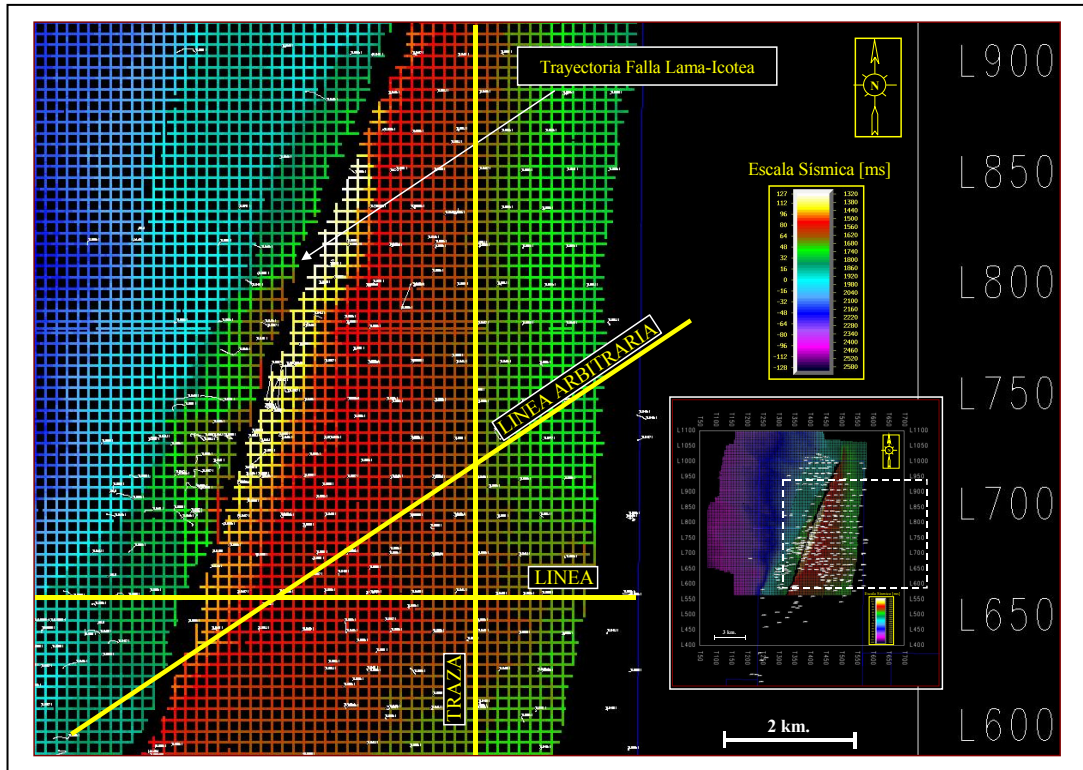


Figura 4.15. Ampliación de la interpretación del horizonte sísmico equivalente al tope de la Unidad C-4, donde se aprecia la cercanía entre líneas y trazas sísmicas para un mejor control de la estructura. La abertura en el centro de la interpretación representa la tendencia de la falla Lama-Icotea, la cual se encuentra señalada.

4.3.3. Generación de atributos sísmicos estructurales

Para desarrollar este punto en el trabajo es necesario realizar toda la interpretación sísmica del área, de manera tal de construir los diferentes atributos sísmicos y estructurales, los cuales pueden verificar el patrón de fallamiento definido en el área, así como también los diferentes estilos de fallas que serán analizados individualmente mediante la selección del plano de falla, para chequear la conformidad de las estructuras entre horizontes.

Los atributos sísmicos desempeñan un papel importante dentro de cualquier interpretación sísmica, ya que nos permiten extraer información de los datos sísmicos,

que a su vez están asociados con los eventos tectónico-estratigráficos de una cuenca sedimentaria, como el caso de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Se analizaron mapas de atributos sísmicos estructurales asociados con los horizontes interpretados con el fin de verificar la interpretación de fallas y complementar el desarrollo de las interpretaciones del área. Se generaron atributos de amplitud de la traza sísmica, buzamiento (Dip), segunda derivada (Edge) y de rumbo (Azimut). Estos atributos sísmicos fueron elaborados mediante el módulo Map Análisis utilizando la herramienta Map View de Landmark. Algunos ejemplos de este tipo de atributos se pueden ver en la Figura 4.16 donde se aprecia el Tope de Socuy a nivel del Cretáceo con los atributos de buzamiento (Figura 4.16A) y amplitud (Figura 4.16B). Este horizonte, perteneciente a los eventos geológicos del Cretáceo (como se menciona anteriormente), fue utilizado también como amarre estructural de la columna estratigráfica del Eoceno desde el punto de vista sísmico.

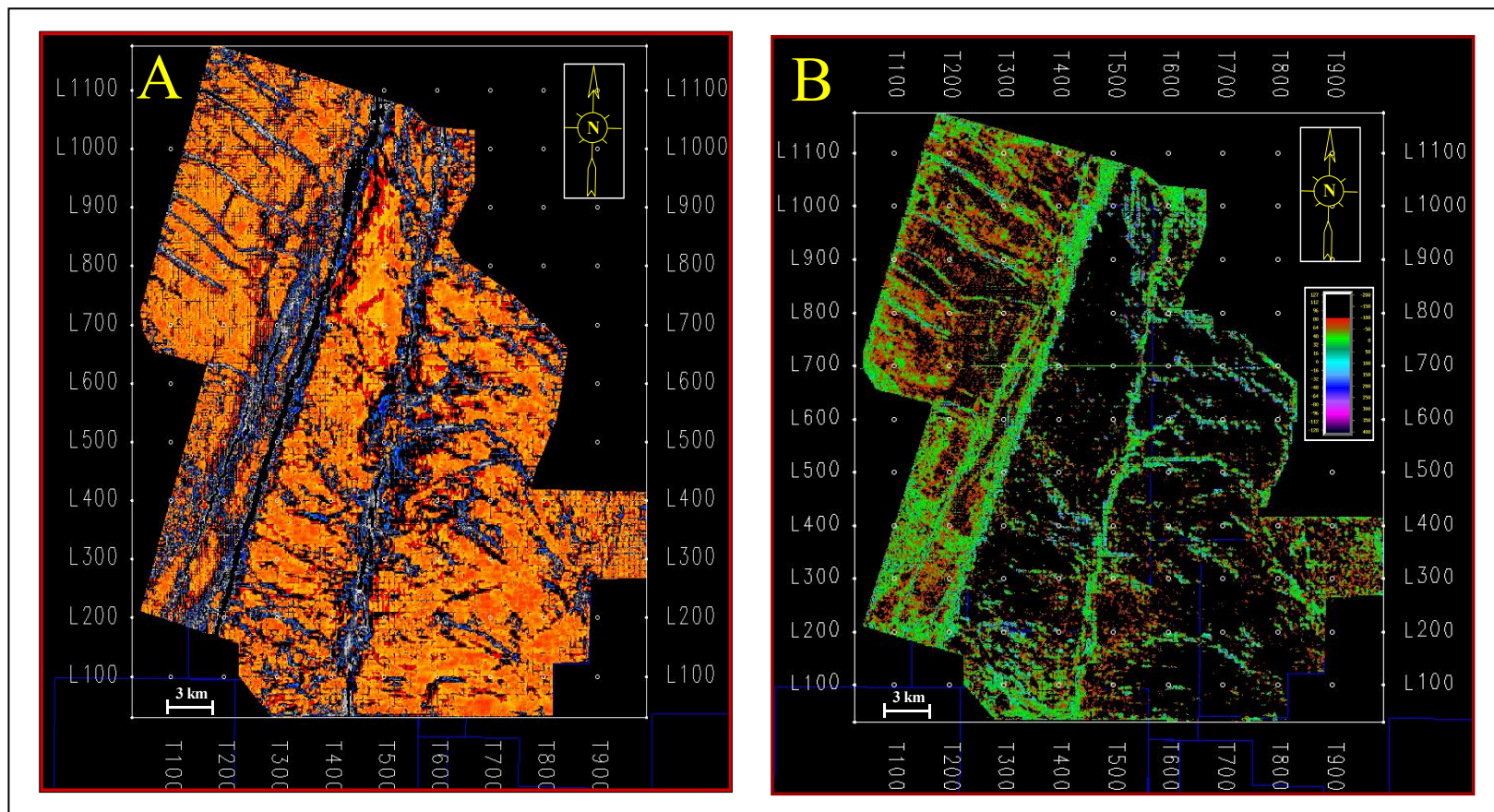


Figura 4.16. Ejemplos de imágenes de atributos sísmicos a nivel del Tope de Socuy en Cretáceo dentro del área Lagomar, que incluye los Bloques I, II y XII. A) Atributo de buzamiento y B) Atributo de amplitud. Tomado de Gamarra y Mammana (2006).

4.3.4. Análisis de esfuerzo en el Bloque I. Campo Lagomar

En este punto en particular, fue de gran ayuda la elaboración del estudio integrado en las área de los Campos Lagomar y Lagomedio referente al Modelo Geodinámico Eoceno-Cretáceo, el cual fue desarrollado en las instalaciones de PDVSA, S.A con el apoyo de la empresa Petro-Vietnam. La data perteneciente a este trabajo geodinámico se utilizó sustancialmente en este estudio, debido a la gran información adquirida en el mismo, a nivel del Cretáceo y la Formación Misoa; esta última analizada a nivel del Eoceno-Temprano (Ej.: arenas C-7), donde se disponían de los datos necesarios para su estudio. A continuación se mencionarán algunos aspectos resaltantes de la metodología utilizada para desarrollar el mencionado modelo geodinámico.

Para comienzo del año 2008, PDVSA y Petro-Vietnam decidieron llevar a cabo estudios en diferentes campos del Lago de Maracaibo para ayudar en la comprensión de la problemática de perforación y riesgos de producción encontrados en sus áreas operativas. Estas áreas de atención fueron posteriormente reducidas (en el año 2009), a dos campos primarios: Lagomar (área de estudio) y Lagomedio, este último limitado al sur con Lagomar. La perforación de pozos en estos campos ha sido costosa debido a las significativas pérdidas de circulación, rampas de presión de poro, alargamientos severos del hoyo, hoyo apretado y las pérdidas de dispositivos en el fondo del mismo. Se propuso la construcción de modelos geomecánicos (Mechanical Earth Model, MEM) para caracterizar y minimizar los riesgos asociados con la exploración consecuente de estos campos (Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo, 2009).

En la construcción de este modelo geodinámico se usaron registros calibrados obtenidos a partir de múltiples fuentes (Ej: mediciones disponibles de núcleos, eventos de perforación y otros registros como caliper de 6 brazos, FMI donde se observan los breakout, Imagen Resistiva, etc.) para calcular los campos de esfuerzos. Estos datos están asociados directamente con el área de estudio, abarcando los Bloques I (área de estudio), II y XII del Campo Lagomar. Para la construcción de este

Modelo Geomecánico se utilizaron diez (10) pasos, las cuales se esquematizan en la Figura 4.17.

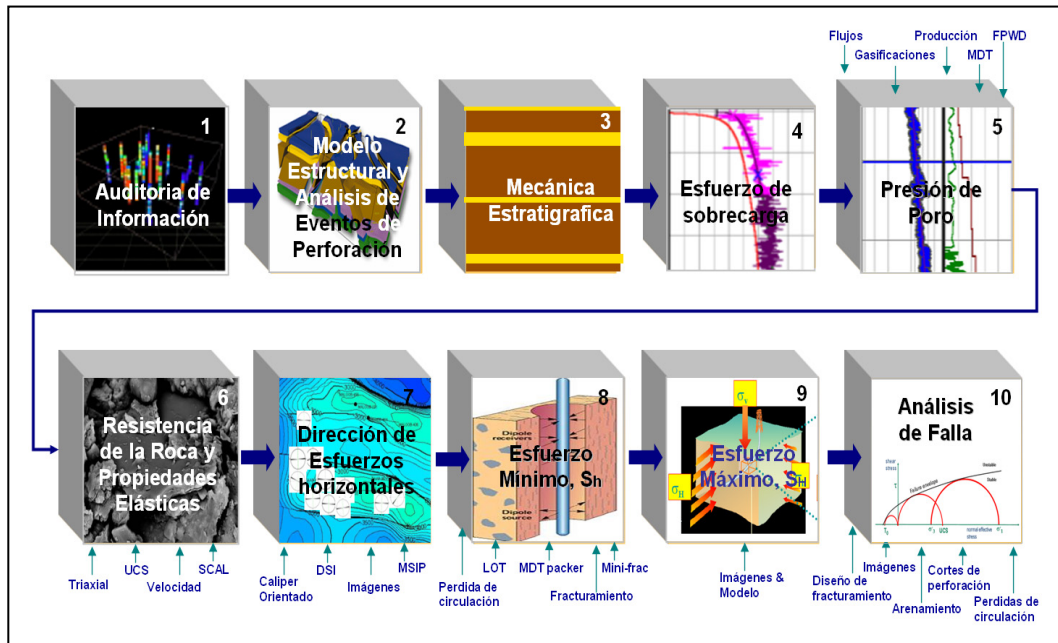


Figura 4.17. Flujo de trabajo para la construcción del Modelo Geomecánico MEM. Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).

El Modelo Geomecánico MEM (Mechanical Earth Model) es una descripción de datos relevantes que están directamente relacionados con: la presión de poro, estado de los esfuerzos, y propiedades mecánicas, tales como resistencia de la roca para la sección estratigráfica total penetrada por los pozos. Adicionalmente, el modelo (MEM) captura información relacionada a la composición de la roca y la estructura geológica, lo cual también es importante para la estabilidad del hoyo y la comprensión del yacimiento. Un MEM, una vez construido y calibrado, es una ventaja significativa dentro del área estudiada para la construcción de pozos y puede proveer datos importantes para planes futuros que sustenten perforaciones, completaciones y trabajos posteriores durante la vida útil del yacimiento (Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo, 2009). Este modelo MEM desarrollado en nuestras áreas

(especialmente en Lagomar), es considerado de mucha importancia en este trabajo en cuanto al aporte relacionado con el análisis de esfuerzos efectuado en el área de estudio.

En algunos pozos, la dirección de los esfuerzos se obtuvo a partir de análisis de anisotropía en sísmicos dipolares. En las zonas donde existe la anisotropía de los esfuerzos horizontales, es posible obtener un azimut de corte rápido a través de un procesamiento posterior de los datos sísmicos. El azimut de la onda rápida de corte es la dirección del esfuerzo horizontal máximo. Se debe tener en cuenta que en las formaciones terciarias menos rígida la dirección de los esfuerzos es más variable. Esto es probablemente a la proximidad a fallas locales y a la ductilidad del material. Las direcciones de esfuerzos en el Cretácico son muy consistentes en la dirección NNE-SSO para la dirección del esfuerzo horizontal mínimo, y NO-SE para esfuerzo horizontal máximo.

Las Figuras 4.18 y 4.19 representan un resumen de la dirección de los esfuerzos máximos y mínimos en el área de Lagomar, luego de analizar los datos suministrados por los pozos del Bloque I que contenían información relevante. Los pozos a los cuales se le realizó el análisis de esfuerzos son: VLA-1402, VLA-1489, VLA-1499, VLA-1546, VLA-1548, VLA-1555, VLA-1556, VLA-1562, y UD-0799.

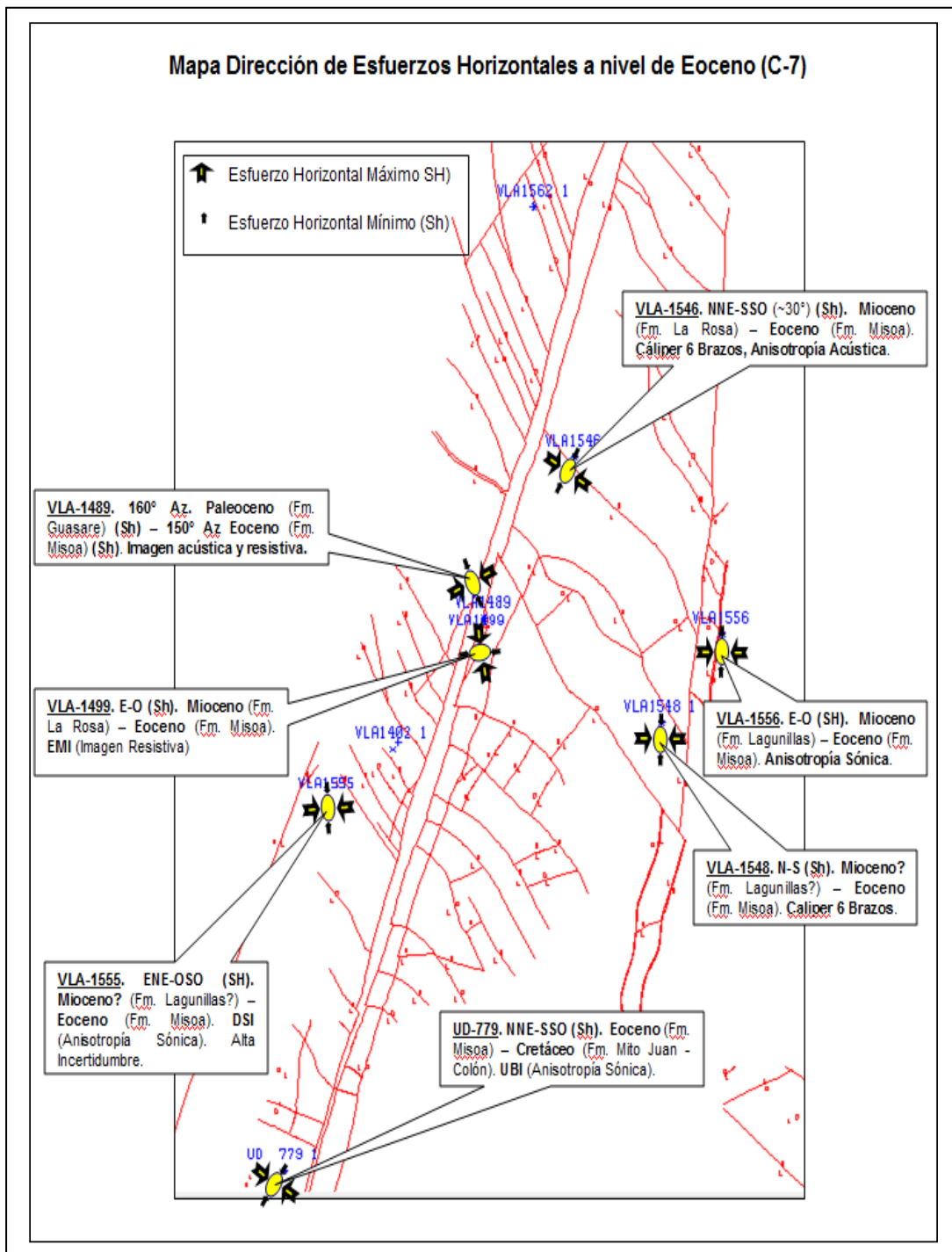


Figura 4.18. Dirección de esfuerzos en formaciones terciarias dentro del Bloque I (Lagomar). Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).

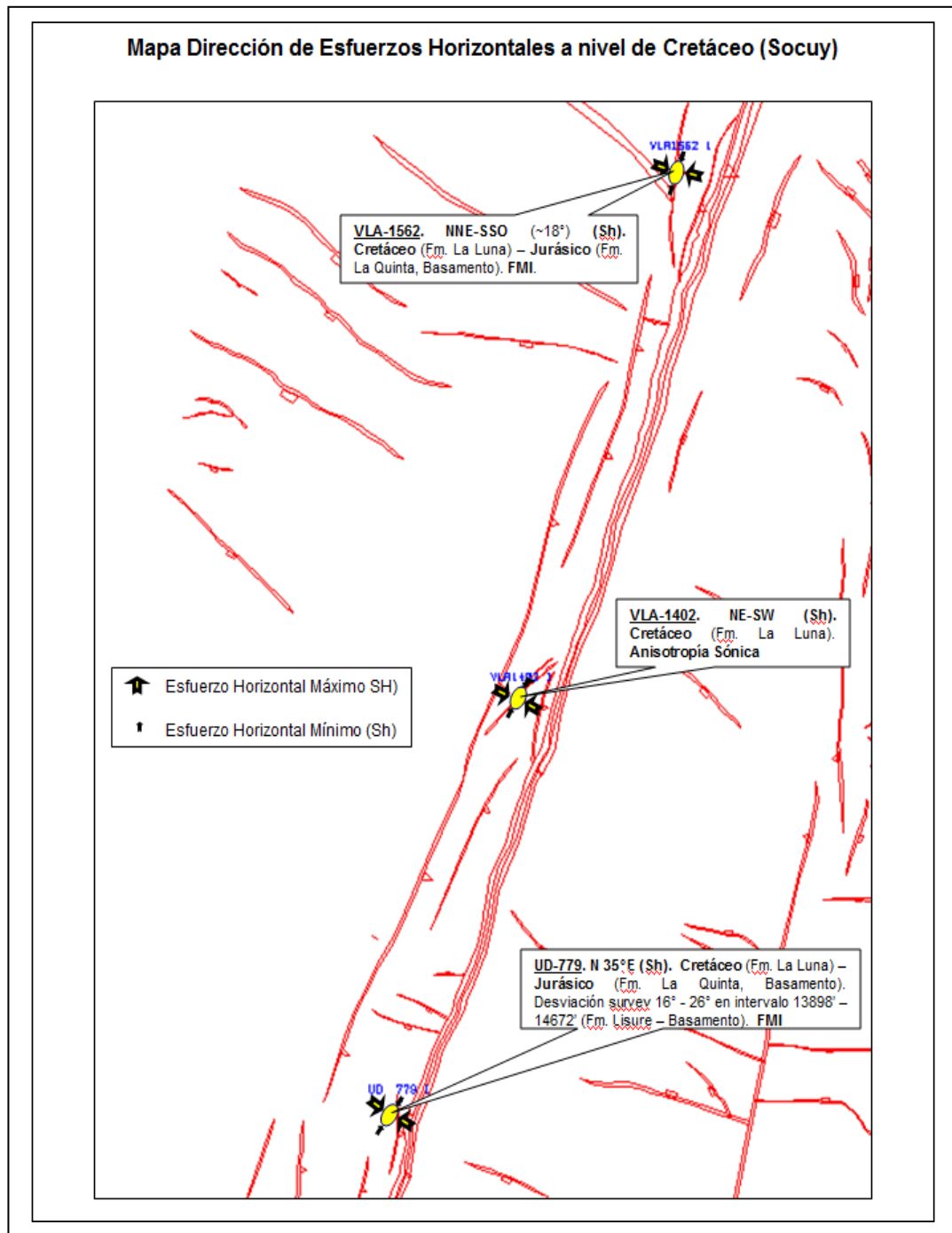


Figura 4.19. Dirección de esfuerzos en formaciones cretácicas de Lagomar dentro del Bloque I (Lagomar). Consistente con dirección NO-SE. Tomado del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).

4.3.5. Elaboración de secciones estructurales y estratigráficas

Se realizaron secciones estructurales a lo largo del Bloque I para visualizar el comportamiento de las fallas principales sobre todo la falla Lama-Icotea y secciones estratigráficas donde se evidencia la pérdida de sección en el área levantada del Pilar, la cual fue afectada por la inversión estructural y la posterior erosión del Eoceno. La Figura 4.20 muestra una sección estructural y la Figura 4.21 una estratigráfica.

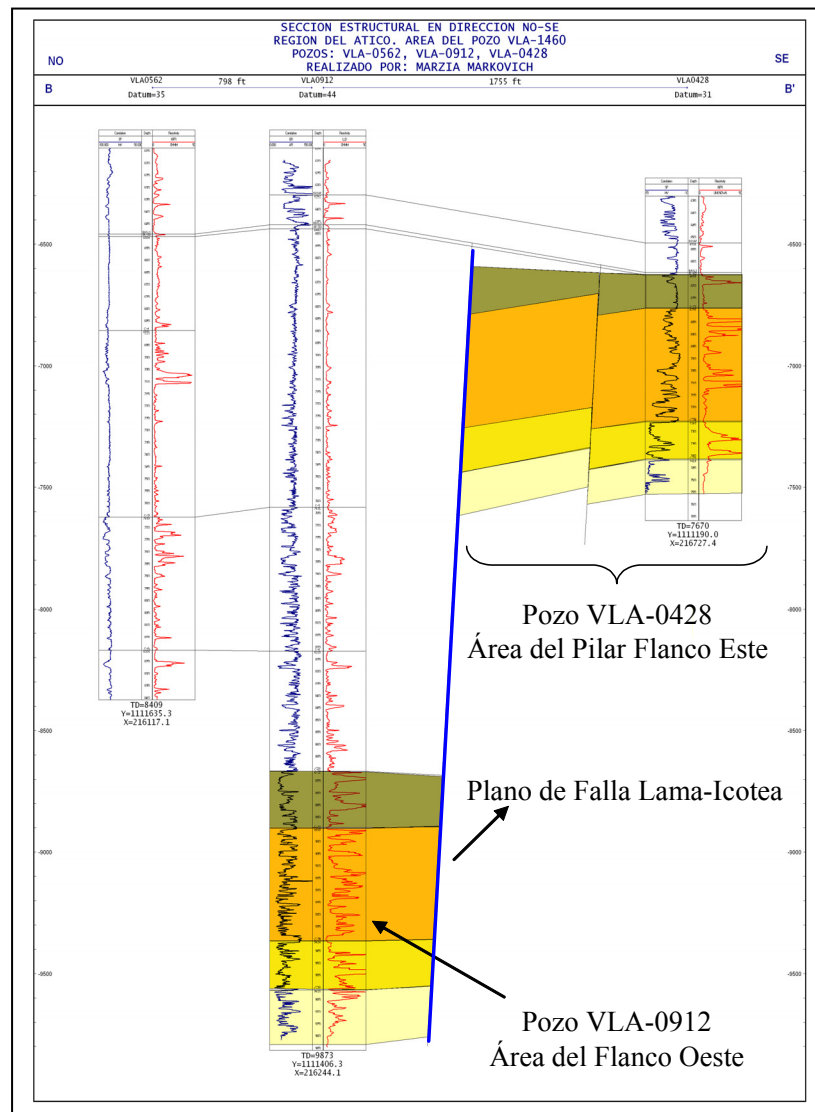


Figura 4.20. Sección estructural al sur del Bloque I con pozos del Flanco Oeste (VLA-0912) y Flanco Este (VLA-0428) para ilustrar el salto de la falla Lama-Icotea con aproximadamente 2200 pies y comprobar el levantamiento tectónico al cual fue sometido el área del Pilar del Flanco Este. Modificado de Markovich (2006).

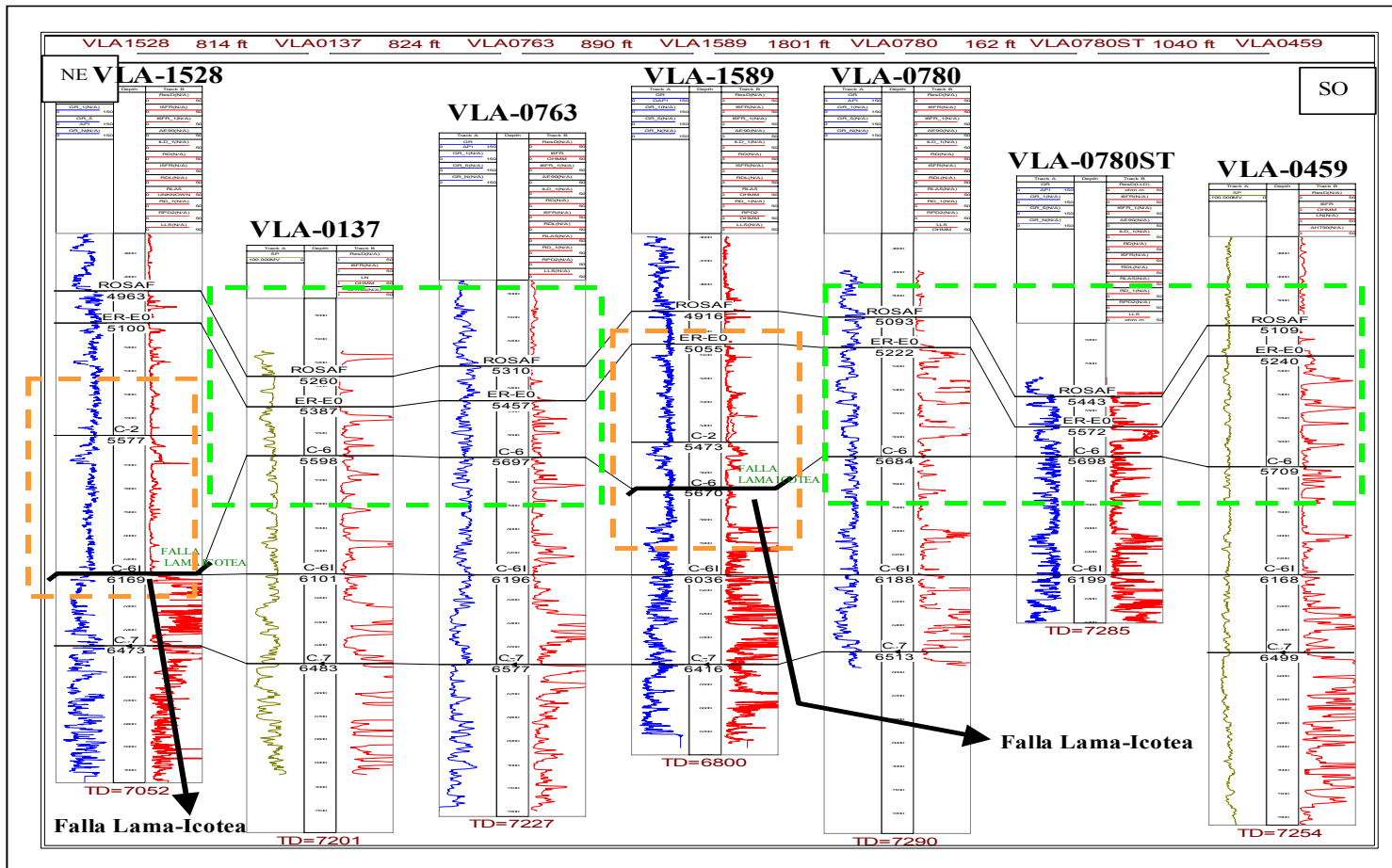


Figura 4.21. Sección estratigráfica donde se observan pozos en la región del Ático con pérdida de sección (líneas punteadas en verde) lo que evidencia que estos bloques fueron expuestos a la erosión del Eoceno, mientras que las líneas punteadas en color naranja evidencian los pozos que atravesaron la falla Lama-Icotea. Estos pozos perforan las arenas C-1 y C-2 del Flanco Oeste (cortan la falla Icotea) y llegan a las arenas C-6 o C-7 del Flanco Este. Modificado de Mammana (2011).

4.3.6. Construcción de mapas estructurales en tiempo

Los mapas estructurales en tiempo, elaborados en este trabajo, representan la interpretación realizada del horizonte o reflector sísmico en unidades de milisegundos (ms) dentro del cubo sísmico. Este tiempo corresponde al tiempo doble de la señal acústica. La interpretación de estos marcadores fueron hechos siguiendo la tendencia de la traza sísmica, conforme dicha traza se ajustaba a la capa estratigráfica, la cual fue identificada con el ajuste sísmica-pozo. En la Figura 4.22 se aprecia un ejemplo de un modelo de mapa estructural en tiempo, donde los altos y bajos estructurales están identificados con colores distintos; por ejemplo, el color amarillo está asociado a los levantamientos mas pronunciados de la estructura y los de color azul a los más bajos. La visualización de estos mapas en esta forma nos identifica más fácilmente la distribución areal de la superficie interpretada y la diferencia de niveles asociados a la misma.

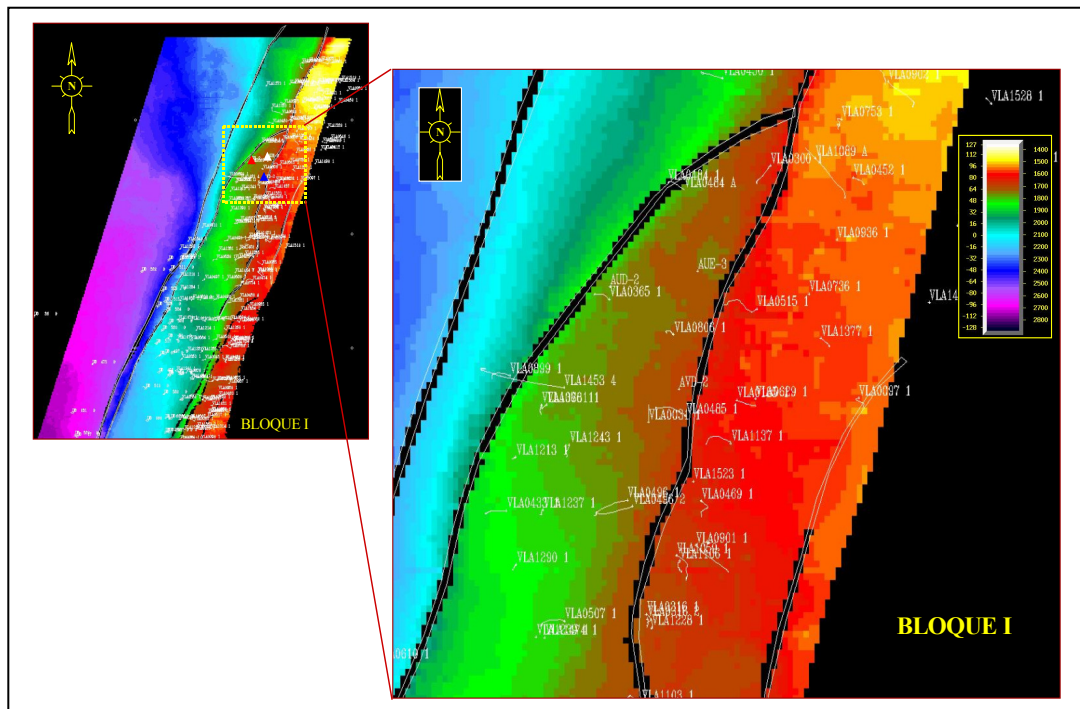


Figura 4.22. Ejemplo de un mapa estructural en tiempo del tope del yacimiento C-5 al sur-oeste del Bloque I (Area Lagomar). Los colores amarillo y rojo denotan las estructuras más altas, mientras que el color verde, azul celeste y azul oscuro las estructuras más bajas. Tomado de archivos de la empresa. Modificado de Mammana (2010).

Es importante mencionar que estas interpretaciones tienen su margen de error, ya que se está trabajando en dos unidades físicamente diferentes tales como: tiempo (sísmica) y profundidad (pozo), y además sumado a esto nuestros yacimientos son altamente heterogéneos. Sin embargo, con la ayuda de los datos de pozos, las secciones sísmicas donde se aprecia los truncamientos de la discordancia del Eoceno y la calibración sísmica-pozo, se pudo realizar una interpretación sísmica que honra con muy buena aproximación tanto la secuencia de las capas como las estructuras donde se asocia el sistema de fallas dentro del área de estudio.

Se utilizó una herramienta llamada ZAP! dentro de la Plataforma SeisWork (Landmark), la cual tiene como objetivo interpolar (unir) los espacios vacíos entre cada línea y traza sísmica dentro del mallado que se construye en la interpretación de un horizonte en particular. Esta interpolación se encuentra diseñada para seguir un patrón de ondícula correspondiente a las trazas sísmicas apiladas en el interior del cubo sísmico. En vista de que el mallado o construcción de los horizontes se encuentran separados a pocos metros de distancia (30x30 m), el efecto de la interpolación se torna mucho más precisa, modelando así la forma de los estratos que se encuentran depositados en los diferentes bloques estructurales donde se haya realizado las diferentes interpretaciones sísmicas.

4.3.7. Elaboración del modelo de velocidad y conversión tiempo-profundidad

El modelo de velocidad fue elaborado tomando en consideración algunos pozos que cubrieran tanto el área del Flanco Oeste de la falla Lama-Icotea como el Flanco Este de la misma (Figura 4.23), y que evidentemente contarán con la información de velocidades tales como: registros CheckShot o tablas Tiempo-Profundidad, conocidas como T-Z. Una vez que se tiene el mapa estructural en tiempo junto a sus contornos que definen la tendencia y forma superficial de la capa o reflector sísmico interpretado, se procede a calcular las velocidades interválicas de dicho evento estratigráfico, utilizando la sencilla ecuación de velocidades para el movimiento y desplazamiento en física: $V = D/T$, donde D es la profundidad del pozo

y T es el tiempo doble de la señal acústica o el tiempo que tarda la onda sísmica en llegar al sub-suelo y retornar a la superficie.

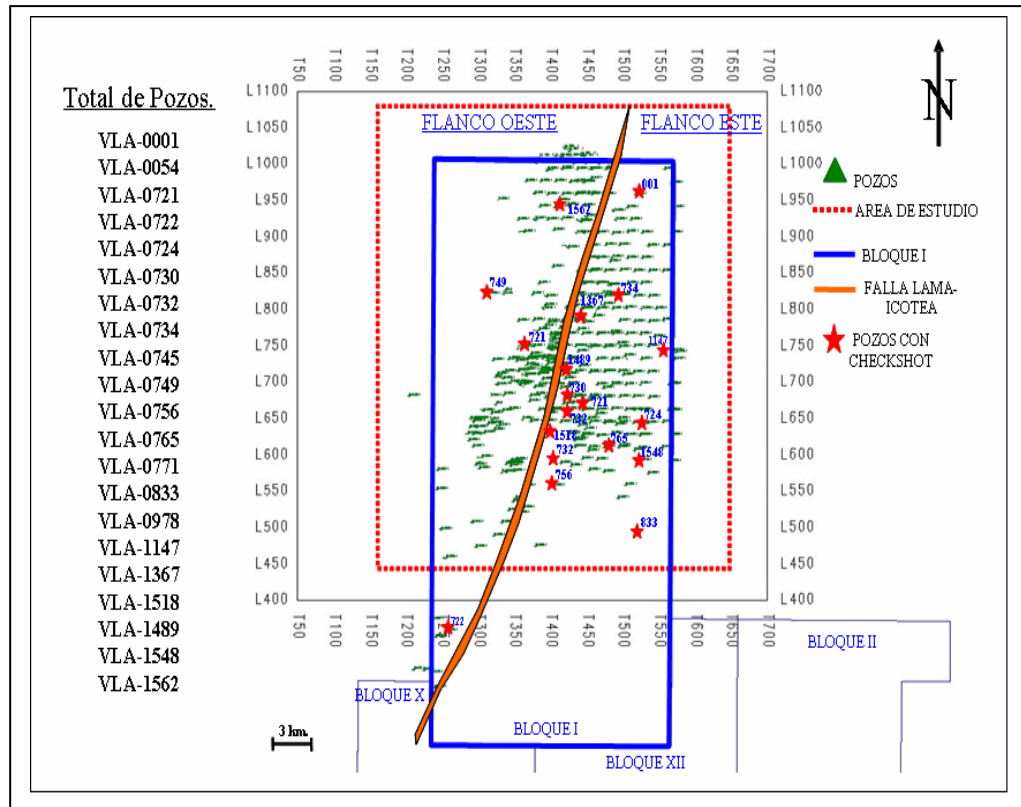


Figura 4.23. Pozos con Check-Shot en el Bloque I y su ubicación en ambos flancos de la falla Lama-Icotea (Oeste y Este).

Los pozos seleccionados mantienen un comportamiento relativamente similar de sus velocidades como lo muestra la Figura 4.24, indicando que permanecen prácticamente en un rango constante. En realidad no hubo inconveniente con el ajuste de la data, ya que el área esta provista de suficientes pozos que pueden dar muy buena información de las secuencias sedimentarias.

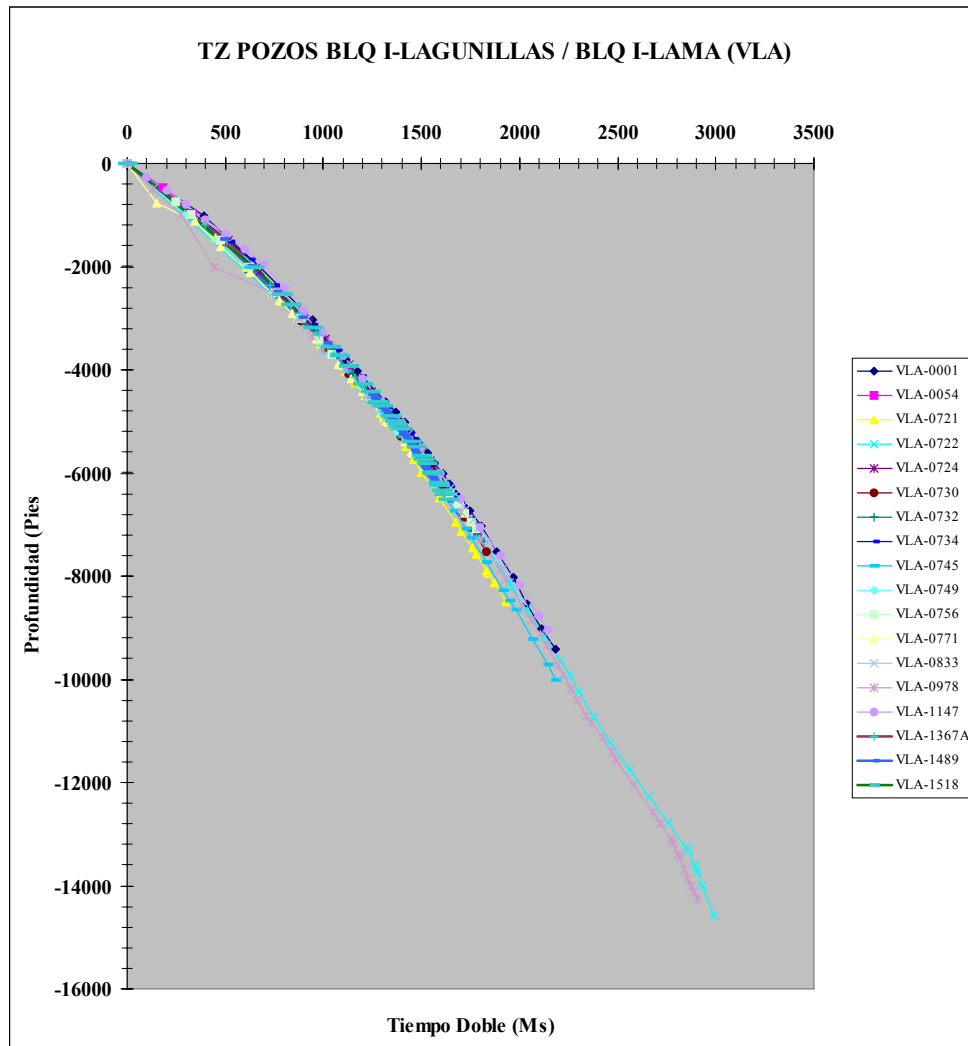


Figura 4.24. Pozos con curvas Tiempo-Profundidad en el Bloque I.

Las Tablas 1 y 2 muestran los pozos utilizados del Flanco Oeste y Este respectivamente, dentro del Bloque I del Campo Lagomar, con la finalidad de calcular los diferentes puntos alrededor del área de estudio que tienen que ver con la construcción del modelo de velocidades para la elaboración del mapa en velocidad.

Cada punto de velocidad en el mapa esta asociado al contorno más cercano en tiempo y el tope geológico medido exactamente donde pasa la interpretación del horizonte dentro del cubo sísmico. Este procedimiento puede ser observado una vez

que se despliega el MapView en la aplicación de SeisWorks, la cual fue utilizada para elaborar toda la interpretación sísmica dentro de los cubos sísmicos 3D del campo Lagomar.

El desarrollo de este sistema nos conduce a reducir el error de cálculo con dichas velocidades, ya que permite tener un mejor control de las áreas donde se requiere. Se decide tomar una nube de pozos (tanto del Flanco Oeste y Este) que permita tener un mejor amarre en las estructuras complicadas del área, sobre todo en las vecindades a la falla Lama-Icotea donde las estructuras presentan mayor deformación.

La Figura 4.25, describe un ejemplo del procedimiento utilizado para obtener los resultados en este calculo de velocidades (Ej: Pozo VLA-711, ver Tabla 1). En primer lugar se toma el valor más cercano al contorno del mapa estructural en tiempo (1900 ms) donde se muestra el pozo dentro del MapView, y luego se ubica la profundidad del pozo donde corta justo en la interpretación sísmica del horizonte en la línea sísmica correspondiente. En el caso que nos concierne, seria el tope del yacimiento C-4 (7811 pies).

Una vez realizado los pasos anteriores se calcula el cociente entre esta profundidad medida y dicho tiempo (tiempo doble de la onda) para obtener el valor de velocidad aproximado al ajustado con el tope del pozo (8222 pies/s). Este cálculo se repite para cada pozo seleccionado, desarrollando finalmente el mapa en velocidad para ambos Flancos de la falla Lama-Icotea (Oeste y Este), tal como lo muestran las Tablas 1 y 2, correspondiente a cada sector.

POZOS FLANCO OESTE (VLA)	Profundidad [pies]	Tiempo 2T [ms]	Velocidad [pies/s]
16	7638	1914	7981
62	7941	1985	8001
71	8365	2006	8340
91	7713	1947	7923
112	5680	1530	7425
140	5361	1457	7359
172	8177	2075	7881
175	7653	1900	8056
201	7747	1928	8036
210	7250	1861	7792
233	7614	1900	8015
323	7680	1890	8127
368	7875	1918	8212
413	7521	1820	8265
416	7562	1867	8101
444	7719	1885	8190
448	7756	1945	7975
451	7721	1920	8043
467	7595	1892	8029
475	4925	1380	7138
482	7206	1833	7863
503	7596	1912	7946
540	7701	1925	8001
603	7632	1920	7950
604	7810	2000	7810
634	7833	2001	7829
711	7811	1900	8222
808	8693	2068	8407
810	7883	1952	8077
834	6345	1677	7567
843	5080	1400	7257
851	8384	2001	8380
861	6641	1747	7603
910	6606	1737	7606
914	6362	1674	7601
915	7723	1910	8087
940	7328	1860	7880
941	6617	1681	7873
944	7407	1867	7935
1032	6048	1684	7183
1151	7149	1840	7771
1191	4765	1376	6926
1251	6776	1800	7529
1461	5865	1647	7122

Tabla 1. Cálculo de las velocidades interválicas para el yacimiento C-4, con los pozos de interés en el Flanco Oeste del área de estudio para contribuir, a la construcción del modelo de velocidad.

POZOS FLANCO ESTE (VLA)	Profundidad [pies]	Tiempo 2T [ms]	Velocidad [pies/s]
28	6530	1750	7463
41	6050	1610	7516
43	5910	1579	7486
51	6590	1700	7753
53	5460	1440	7583
66	6300	1690	7456
82	6200	1660	7470
90	6445	1707	7551
99	6340	1650	7685
111	6050	1620	7469
152	5475	1480	7399
156	5919	1575	7516
161	5700	1490	7651
169	5980	1560	7667
187	6194	1645	7531
189	5094	1430	7124
229	5594	1502	7449
231	5712	1536	7438
244	5934	1591	7459
296	5806	1547	7506
338	6340	1680	7548
342	5538	1498	7394
351	5730	1540	7442
434	6084	1627	7479
461	5221	1411	7400
477	5641	1505	7496
541	6340	1640	7732
620	6247	1654	7554
657	5879	1583	7428
701	5090	1510	6742
709	5837	1516	7701
744	6625	1700	7794
758	6400	1660	7711
765	6020	1600	7525
783	5222	1394	7492
788	5670	1550	7316
807	5255	1422	7391
817	4875	1370	7117
821	5589	1625	6879
830	6519	1739	7497
839	6820	1680	8119
862	6539	1722	7595
873	6070	1626	7466
882	6569	1736	7568
906	5894	1585	7437
931	6712	1752	7662
1114	5174	1472	7030
1271	5855	1560	7506
1285	5772	1540	7496

Tabla 2. Cálculo de las velocidades interválicas para el yacimiento C-4, con los pozos de interés en el Flanco Este del área de estudio, para contribuir a la construcción del modelo de velocidad.

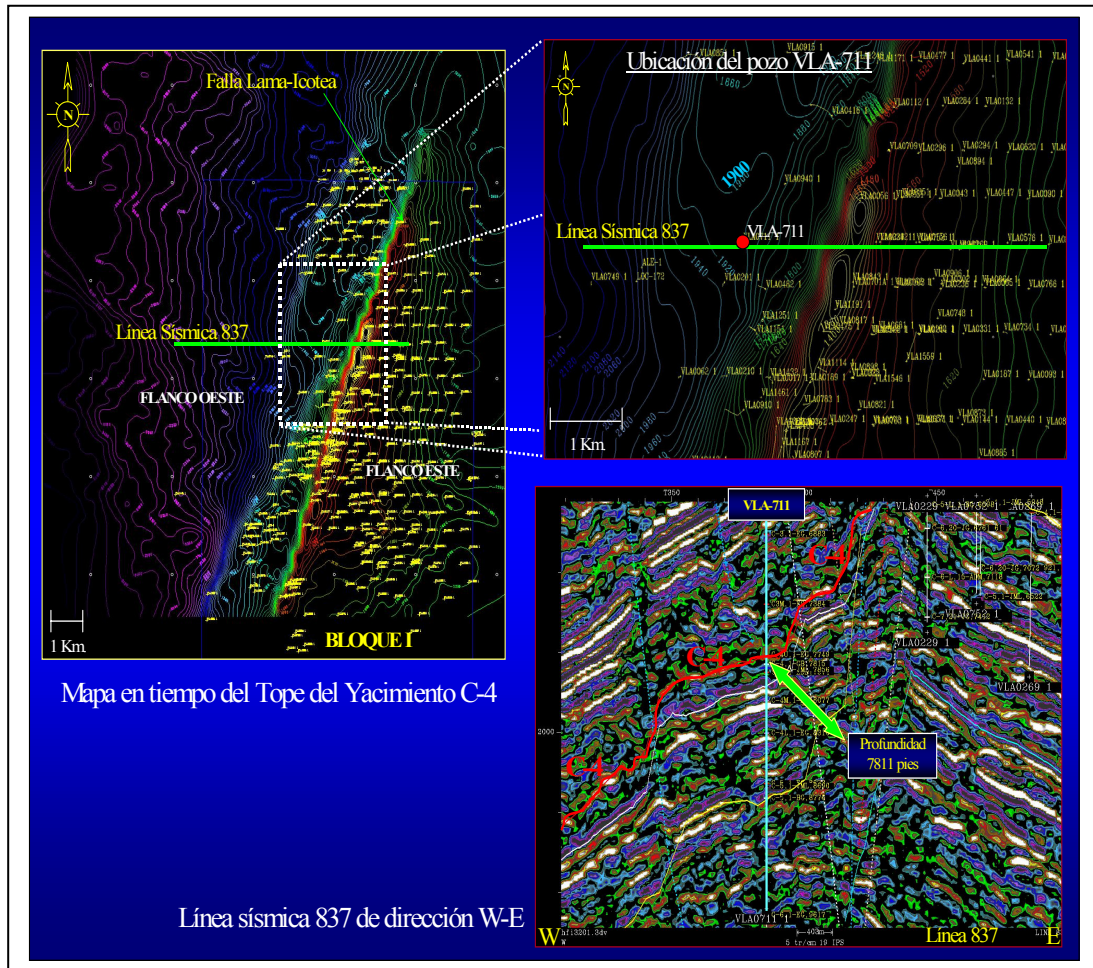


Figura 4.25. Ilustración del cálculo para la construcción del modelo de velocidades para el tope del yacimiento C-4 del área de estudio del Bloque I. Se tomó como ejemplo el pozo Cretáceo VLA-711 del Flanco Oeste de la Falla Lama-Icotea, identificándose (en el mapa de contornos) un tiempo más cercano de 1900 ms a una profundidad de 7811 pies correspondiente al punto visualizado en el reflector sísmico del yacimiento C-4, interpretado en la línea sísmica 837.

En la Figura 4.26 se aprecia el mapa correspondiente al modelo de velocidades, ubicando también todos los pozos que fueron utilizados para el amarre y construcción de este modelo. Los pozos en color verde corresponden a los del Flanco Este mientras que los rojos al Flanco Oeste. Estos pozos fueron seleccionados con cuidado a fin de garantizar el mejor ajuste en las velocidades.

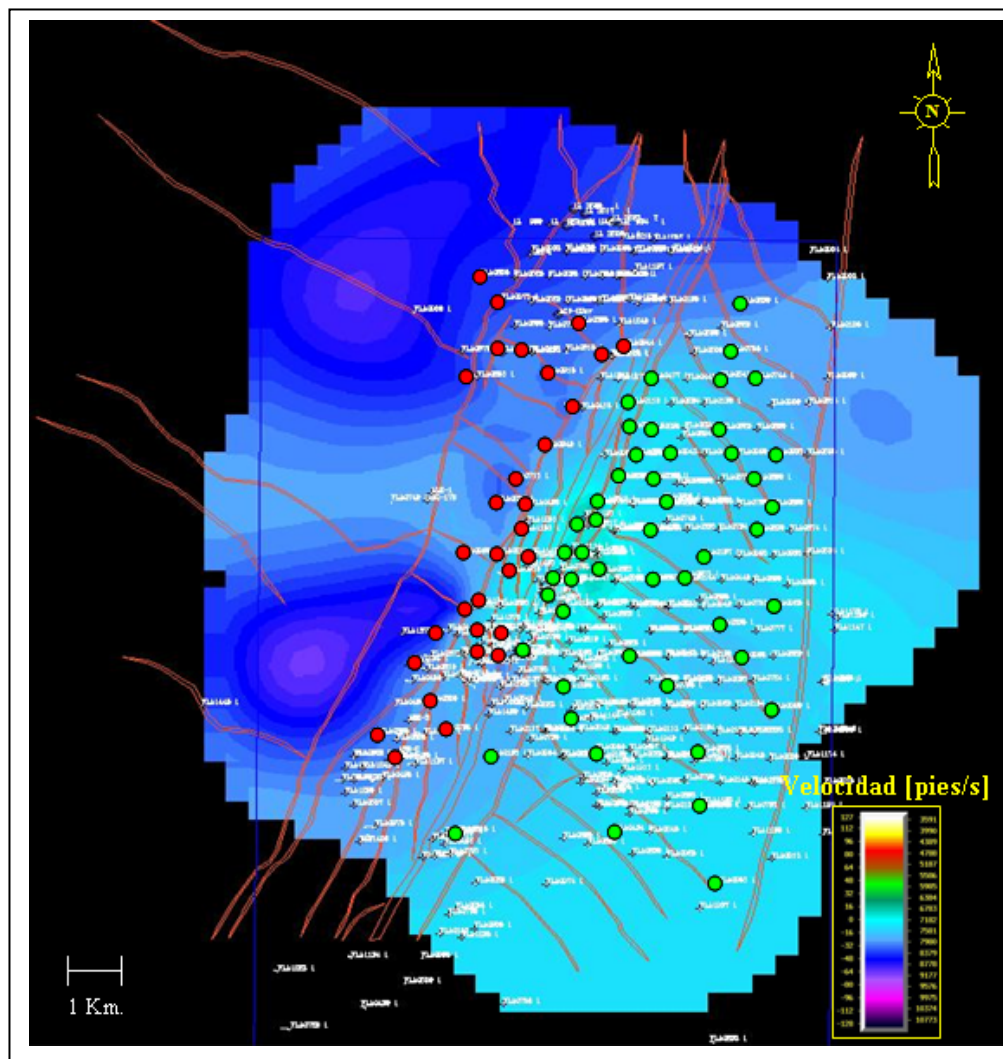


Figura 4.26. Mapa en velocidad del tope del yacimiento C-4 al norte del Bloque I (Área Lagomar). Los colores en azul celeste denotan las estructuras más altas, mientras que el color azul oscuro las estructuras más bajas. Los pozos en color rojo se encuentran en el Flanco Oeste y los de color verde en el Este.

Es de suma importancia destacar que las velocidades en el Campo Lagomar pueden tener ligeras variaciones en algunas áreas, sobre todo si contamos con estructuras elevadas y bloques expulsados donde las ondas acústicas llegan mas rápido en estos flancos donde se observan los “Horst” que en las estructuras deprimidas como en el Flanco Oeste (“Graben”). Por otra parte, también existen

discontinuidades a lo largo de las estructuras con grandes saltos como la falla Lama-Icotea que pueden afectar la propagación y transmisión de las ondas acústicas en sus planos de desgarre alterando su velocidad en cada una de las capas.

Otra forma de obtener estos mapas en profundidad es mediante la herramienta TDQ, también de la plataforma Landmark, la cual consiste en transformar la interpretación en tiempo a profundidad con el uso directo de las tablas Tiempo-Profundidad (T-Z) de los pozos. Este método es más rápido a la hora de calcular interpretaciones de superficies que superan los miles de kilómetros cuadrados y que se requieren resultados de forma inmediata. Es importante para este método en particular, utilizar solamente una tabla T-Z que haya sido controlada a lo largo de toda la estructura y que sus velocidades involucren una relativa concordancia y homogeneidad con el área estudiada. También se podría transformar todo el cubo sísmico 3D, que viene dado en tiempo a profundidad e interpretar directamente en esta unidad, pero el volumen de datos generado por este procedimiento requería mucho espacio en los discos duros de los servidores, por ende se decidió elaborar el trabajo utilizando el primer procedimiento explicado, la cual arrojó muy buenos resultados en las interpretaciones de los diferentes horizontes que fueron incluidos para la elaboración de este trabajo.

La conversión a profundidad se realizó una vez obtenido los mapas de velocidad para cada horizonte en particular. El procedimiento fue realizado mediante la sección de SeisWorks con el visualizador del Map View, dentro de una subdivisión llamada Computations, que permite eventualmente realizar operaciones matemáticas entre horizontes.

CAPITULO V

RESULTADOS

Según los objetivos planteados en el trabajo, se obtuvieron los siguientes resultados:

5.1. Reconocimiento de reflectores sísmo-estratigráficos de la secuencia sedimentaria del área

La data sísmica y de pozo permitió reconocer los marcadores estratigráficos (reflectores sísmicos) en todo el área, tal como lo muestra un ejemplo en la línea sísmica 784 de dirección O-E de la Figura 5.1. Se identificaron cuatro secuencias sedimentarias importantes (Cretáceo, Paleoceno, Eoceno y Mioceno), incluyendo los horizontes sísmicos equivalentes a sus formaciones geológicas. Estos horizontes encontrados han sido identificados de la siguiente manera (de mas reciente a mas viejo): Discordancia del Eoceno (ER-EO, color amarillo punteado), el tope del yacimiento de interés C-4 (color rojo), arena productora en C-4 (color blanco), la base del yacimiento C-4 ó tope de C-5 (color naranja), la Discordancia del Paleoceno (ER-PC, color azul claro) y el tope de Socuy (color verde), este último perteneciente al Grupo Cogollo de Edad Cretáceo. El Mioceno, Paleoceno y Cretáceo no corresponden al intervalo estudiado (Eoceno), sin embargo, su evolución estructural es tomada en cuenta en este trabajo. La ubicación de la línea sísmica 784 en el Bloque I se observa en la parte superior izquierda de la Figura 5.1.

Es importante señalar que antes de identificar las secuencias sedimentarias mencionadas anteriormente se construyó el fallamiento del área (Cretáceo-Mioceno), ubicando mayormente los diferentes planos de fallas para proceder a la interpretación por bloques (yacimiento C-4), sobre todo en las vecindades de la falla Lama-Icotea donde la sísmica presenta dificultades de impedancia acústica, resultando muy complicado interpretar en estas zonas con gran deformación estructural.

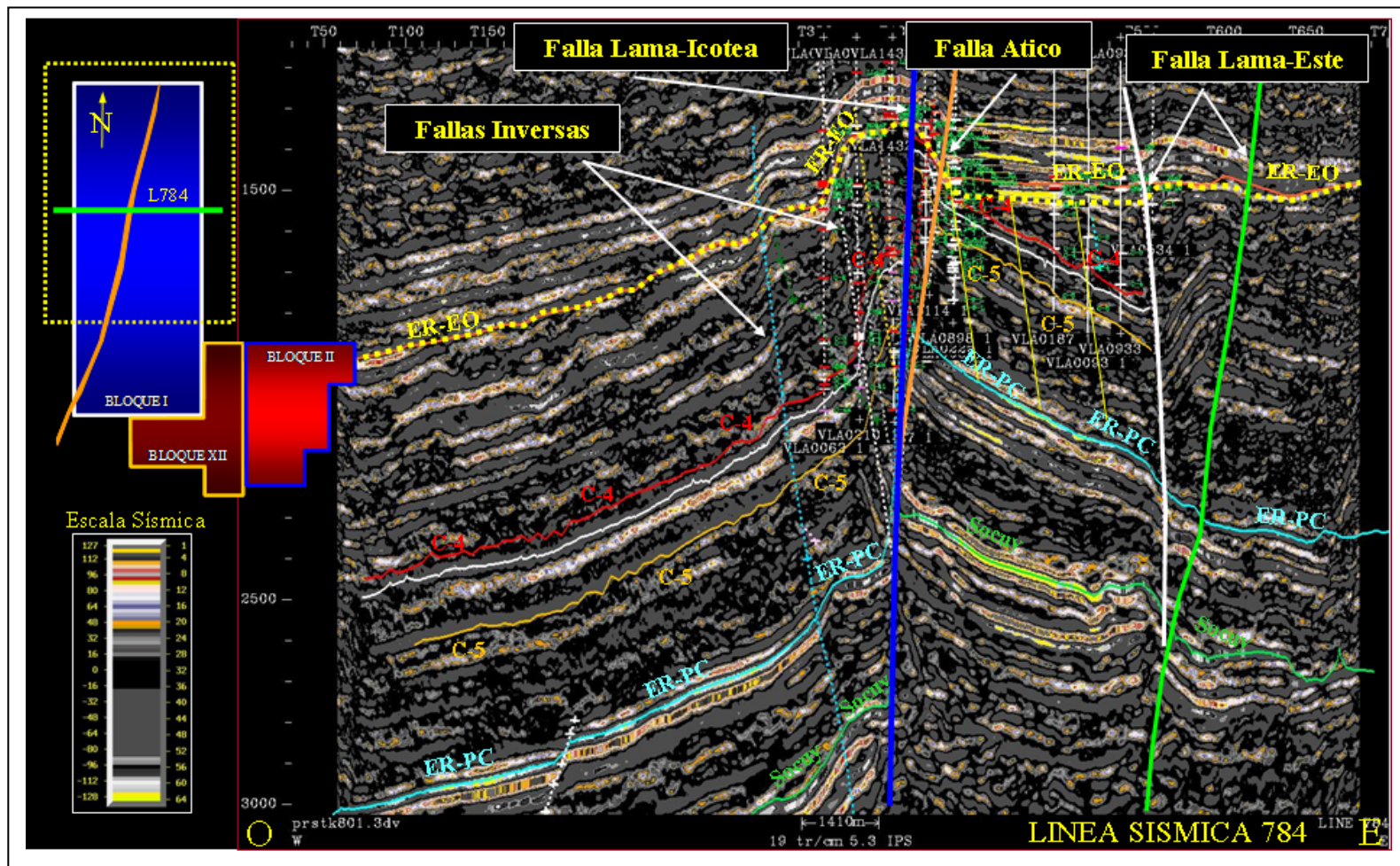


Figura 5.1. Línea sísmica 784 de dirección O-E con la ubicación de los reflectores sísmicos relacionados con las diferentes secuencias sedimentarias encontradas (Discordancia del Eoceno y Paleoceno, tope y base del yacimiento C-4 y el marcador de Socuy en el Cretáceo).

5.2. Fallamiento de la unidad productora C-4 del Eoceno

El fallamiento encontrado en el área esta representado por los polígonos de fallas del mapa estructural de la Figura 5.2 a nivel del yacimiento C-4 de Edad Eoceno. En la Figura 5.1 se observa la falla Lama-Icotea (color azul), la falla del Ático (color naranja) y el sistema de falla Lama-Este (fallas de color blanco y verde). Todas estas fallas presentaron un rumbo NNE-SSO, formando una estructura anticlinal (“Flor Positiva”) con un contenido de fallas inversas paralelas al sistema de fallas principales, además de una serie de fallas normales con rumbo NO-SE (Ver Figura 5.2).

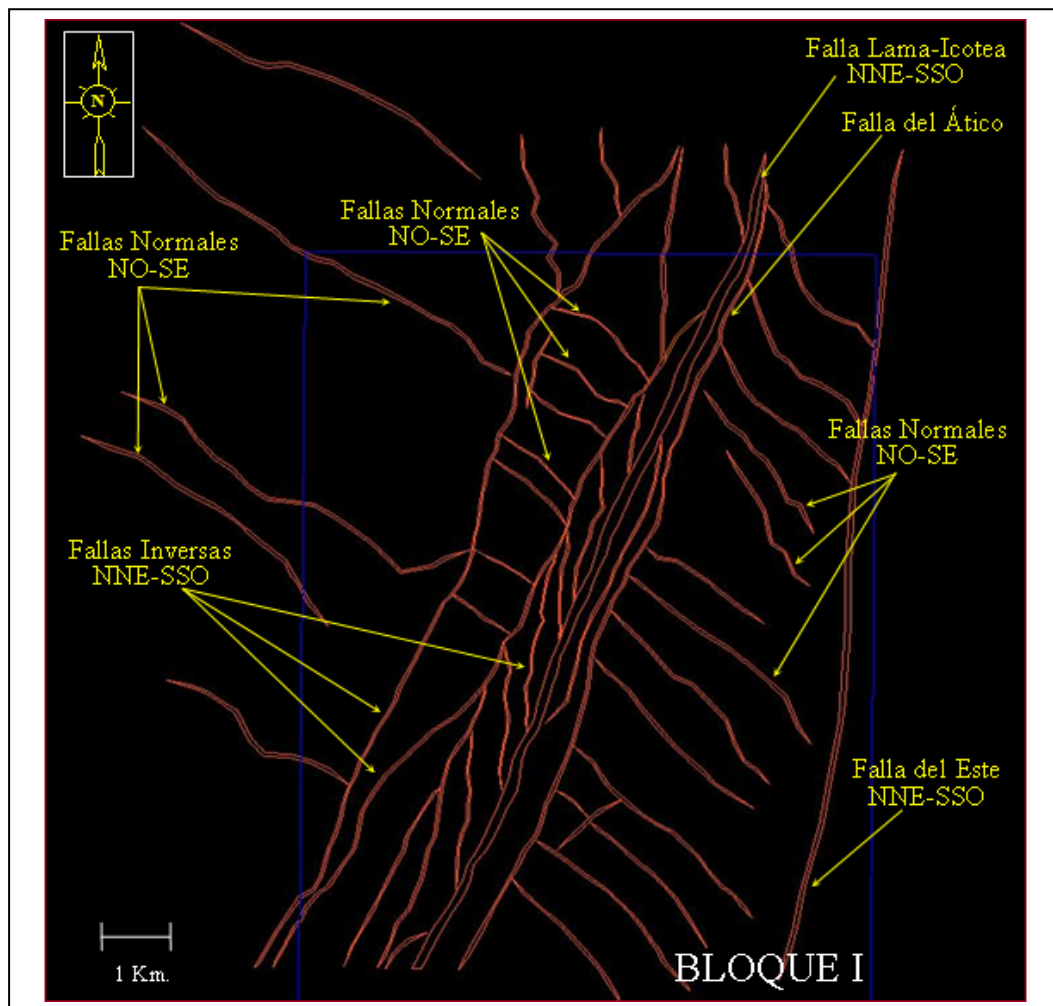


Figura 5.2. Modelo estructural del yacimiento C-4 en el área del Bloque I.

Se observo un fallamiento complejo, relacionado con sistemas distensivos, compresivos, transtensivos y transpresivos, asociados a la tectónica de la Cuenca del Lago de Maracaibo entre el Cretáceo y el Mioceno. Este fallamiento esta compuesto también por inversión tectónica, reconocido en las diferentes secciones sísmicas. Existe la posibilidad que muchas de las fallas normales e inversas estén asociadas al efecto de dualidad estructural en el Eoceno (distensión y compresión). La Figura 5.3 muestra el resultado obtenido en 3D de la interpretación sísmica del yacimiento C-4. Aquí se aprecia el Flanco Este de la falla Lama-Icotea como una estructura levantada (color rojo y amarillo) y el Flanco Oeste (violeta, azul oscuro, azul claro y verde) como deprimida, efecto ocurrido por la inversión estructural.

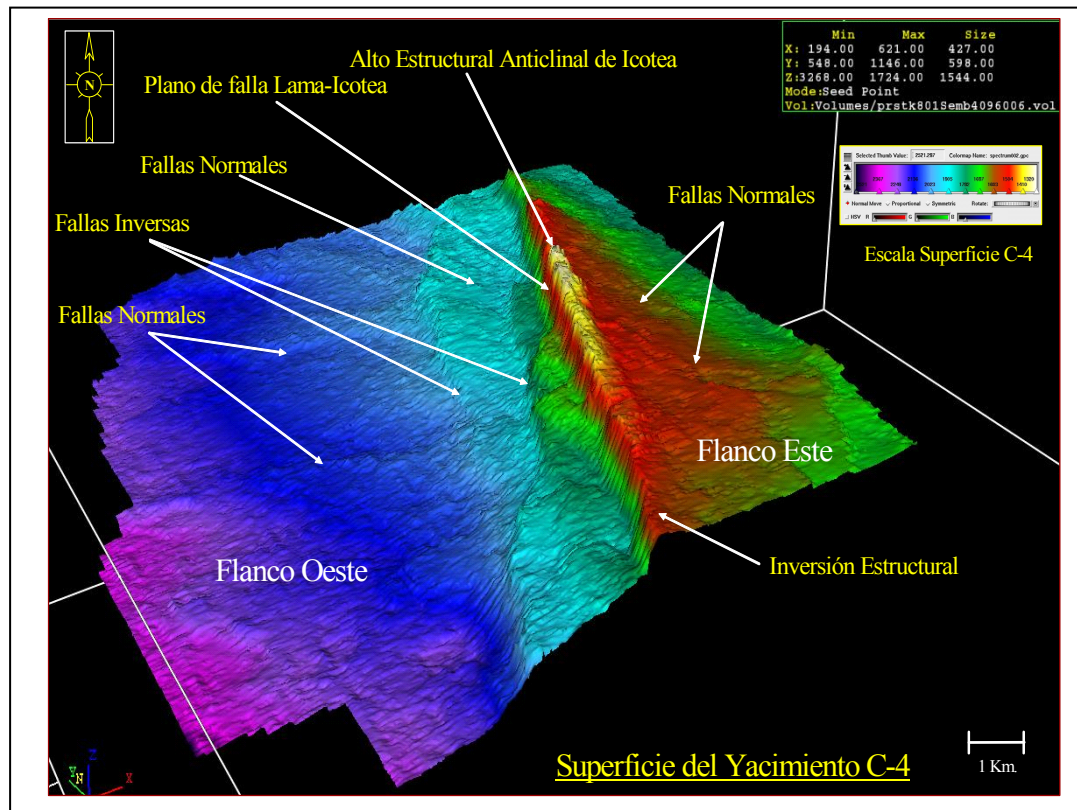


Figura 5.3. Modelo en 3D de la superficie interpretada del yacimiento C-4 donde se aprecia la tendencia estructural y su relación con el levantamiento e inversión estructural de los bloques existentes dentro del área de estudio.

5.3. Identificación de fallas geológicas con posibilidad de entrapamiento de hidrocarburos

Se identificaron fallas geológicas con cierres estructurales (en planta y profundidad) contra el plano de falla Lama-Icotea donde existe la probabilidad de entrapamiento de hidrocarburo. Estas fallas menores son inversas, de rumbo NNE-SSO (Ver Figura 5.2), buzamiento al oeste y sub-paralelas al sistema de fallas Lama-Icotea; tales como la falla del Ático e Intra-Ático formada por movimientos transpresivos. Esto será discutido con más detalles en el Capítulo VI de Discusión de Resultados.

5.4. Sistema de falla Lama-Icotea

La Figura 5.4 muestra un corte sísmico de la línea 733 donde se observa la estructura general del plano de falla Lama-Icotea entre el Cretáceo, Paleoceno y Eoceno y la división secuencial entre cada una de estas edades. La falla Lama-Icotea divide el Bloque I en dos flancos (Oeste y Este), presenta un salto entre 1800-2500 pies (Eoceno), por lo que se considera de carácter sellante. El Flanco Oeste y Este están formados por un “Graben” y un “Horst” respectivamente. El plano de dicha falla es prácticamente vertical (80° aproximadamente) y su movimiento es transcurrente sinistral con dirección preferencial NNE-SSO, al igual que la tendencia del anticlinal fallado en forma de estructura en “Flor Positiva”, formado en su nivel superior por movimientos transpresivos comprendidos entre el Eoceno-Tardío y el Neógeno. Todo esto bajo la geomecánica del campo de esfuerzos dado por algunos pozos en el área.

Se encontró que la falla Lama-Icotea ejerció control en la sedimentación en el Bloque I por lo que se considera de carácter sinsedimentaria. En la sísmica se observó que su plano pudo servir como zona de desplazamiento vertical para invertir los bloques estructurales que la conforman en el proceso de inversión tectónica. También se identificó el sistema estructural de la Falla del Este, ubicada al este de esta falla (Icotea), la cual se comporta de forma similar, pero con menor nivel de deformación.

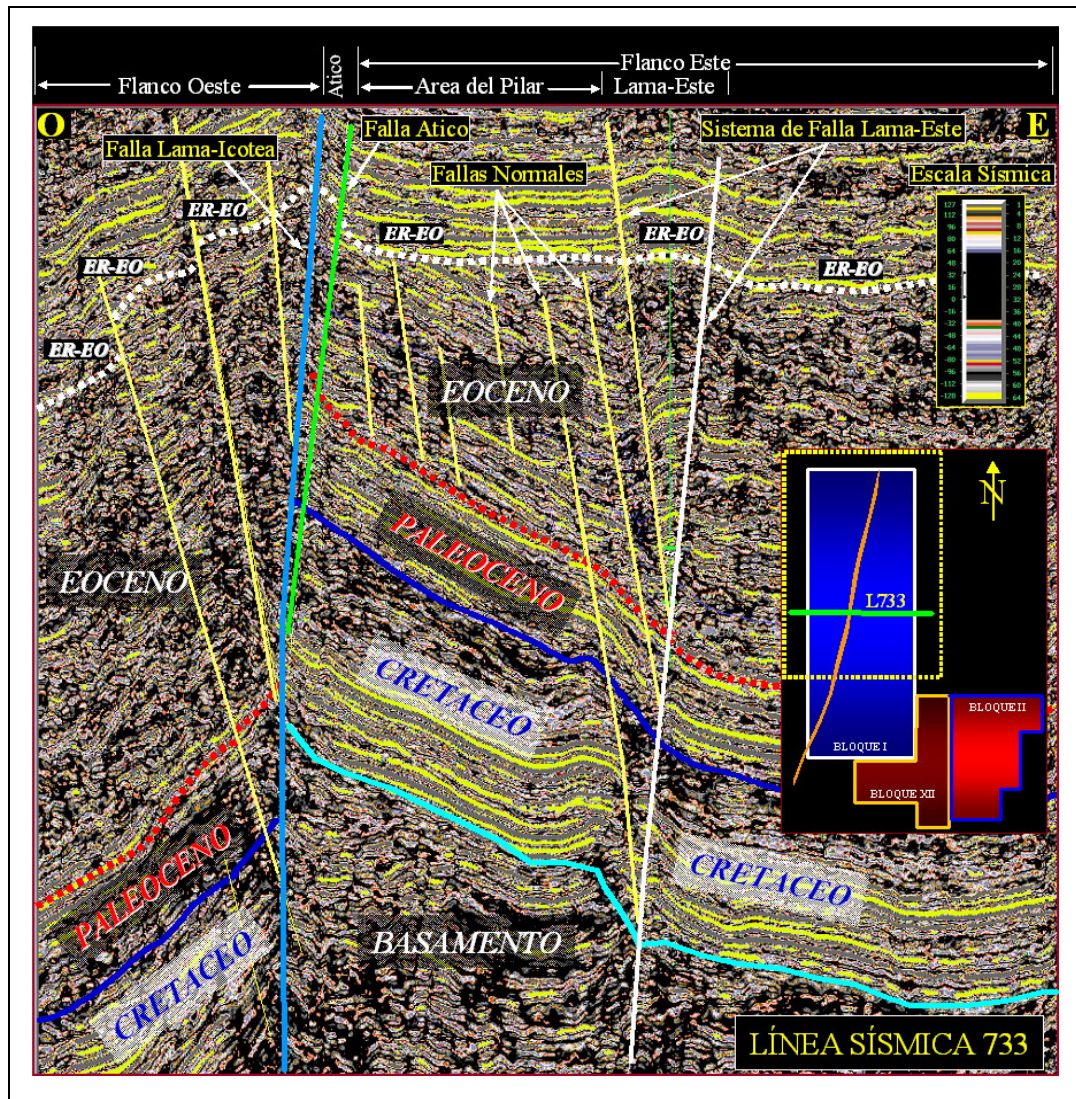


Figura 5.4. Línea sísmica 733 en dirección O-E en alta frecuencia (HFI), donde se aprecia el resultado obtenido de la traza de falla Lama-Icotea (segmento vertical de color azul claro) que divide el Bloque I en dos Flancos (Oeste y Este) junto a la secuencia sedimentaria asociada a cada uno.

La imagen de la Figura 5.5 muestra el resultado de la interpretación estructural en 3D de la tectónica del Bloque I para el yacimiento C-4 con la perspectiva de la traza del plano de falla Lama-Icotea. Se puede apreciar en dicha imagen los efectos del levantamiento e inversión estructural en el espacio tridimensional a la cual fue objeto el bloque del Flanco Este (“Horst”, Área del Pilar) con respecto al Flanco Oeste (Graben), separados por esta falla principal.

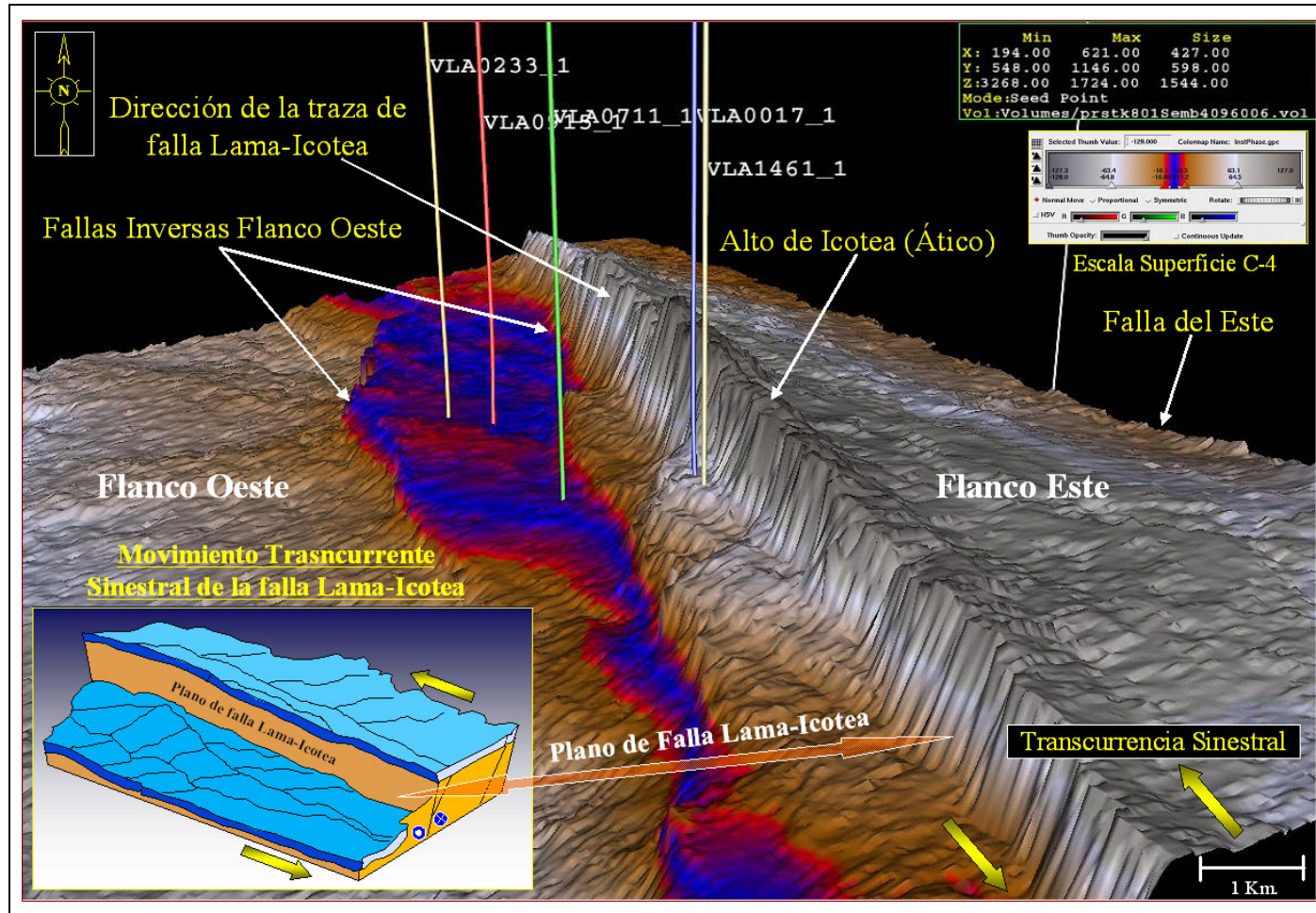


Figura 5.5. Visión en 3D de la traza del plano de falla Lama-Icotea vista desde el suroeste a nivel del yacimiento C-4, donde se aprecia la dirección de su movimiento sinistral y el levantamiento estructural del Área del Pilar del Flanco Este con respecto al Flanco Oeste por inversión tectónica.

5.5. Campos de esfuerzos

En general para el Bloque I, la dirección del esfuerzo máximo horizontal principal (σ_{Hmax}) es NO-SE (oblicuo), presentando dos componentes: una perpendicular que produjo la compresión en los bloques estructurales alrededor de la falla Lama-Icotea, y otra tangencial que conllevó al movimiento sinistral de la misma, por lo tanto su movimiento final es transpresivo. Esto corrobora la dirección NNE-SSO de este sistema de falla principal al igual que la dirección del anticlinal. Este resultado fue determinado bajo el análisis geomecánico en el Eoceno y Cretáceo (Figuras 5.6 y 5.7). Estos esfuerzos son los responsables de impulsar la tectónica del Bloque I del Campo Lagomar.

5.6. Mapas en tiempo, profundidad y atributos sísmicos

El mapa estructural en tiempo [ms] para el yacimiento C-4 está dado en la Figura 5.8. Este resultado es obtenido luego de interpretar cuidadosamente toda el área. Esta sección permite mostrar también los polígonos de fallas y su rumbo dentro del sistema tectónico del área de estudio. Este mapa es capaz de modelar el nivel de deformación de la capa interpretada en base a sus diferentes colores, bajo el efecto de los tiempos de llegada de la onda acústica. El color amarillo representa las zonas más elevadas, las rojas y verdes las intermedias y el azul y violeta las más profundas.

Finalmente, se obtuvo el mapa estructural en profundidad mostrado en la Figura 5.9, utilizando el modelo de velocidades calculado en el área, la cual se explica en el Capítulo IV de la metodología.

La tecnología para calcular atributos sísmicos es importante en este trabajo, ya que permitió extraer información de los reflectores sísmicos interpretados, arrojando como resultado una mejor visión de la distribución de las arenas productoras del yacimiento y corroborar la tendencia del fallamiento del área. Las Figuras 5.10 y 5.11 muestran los resultados de los mapas de atributos sísmicos de amplitud y estructural respectivamente.

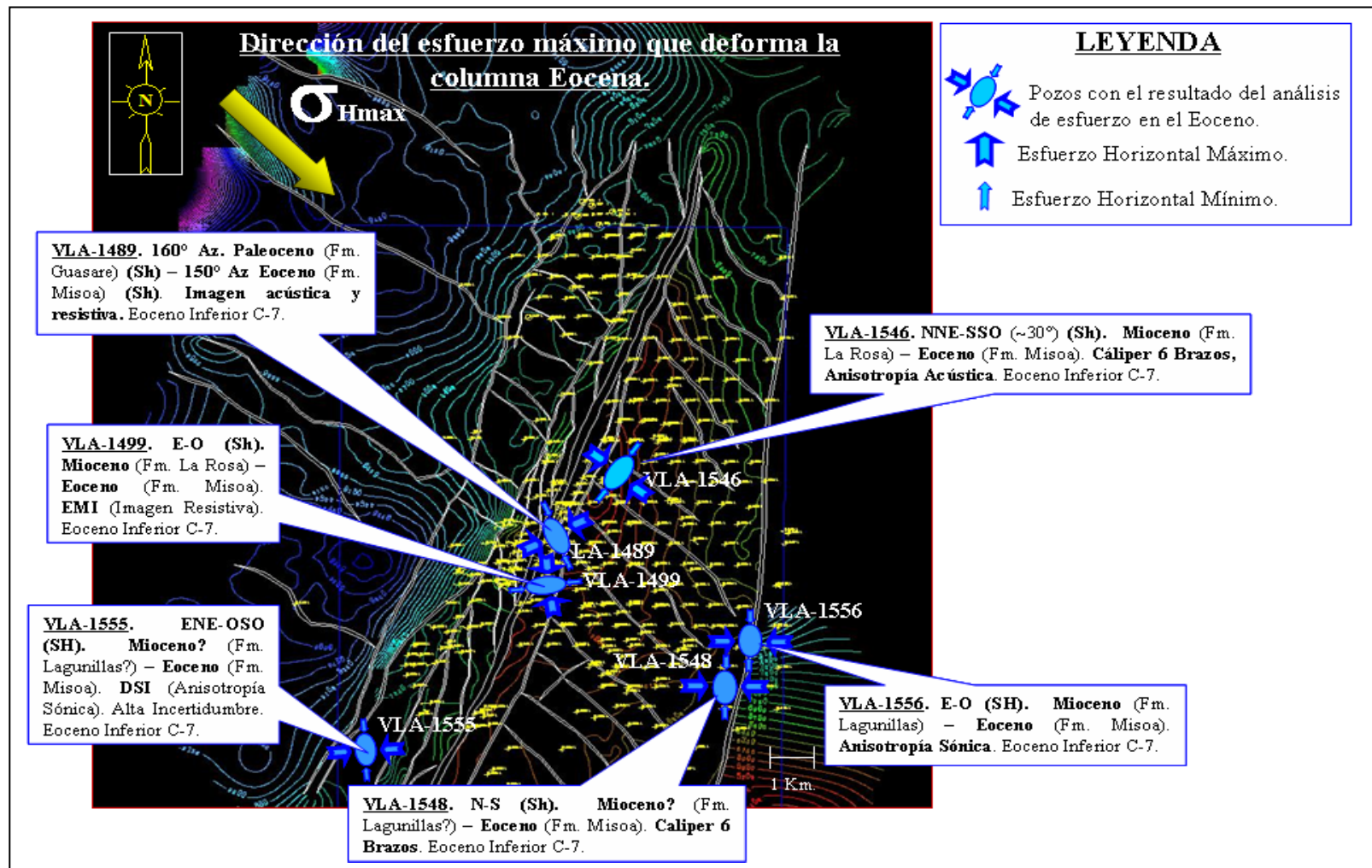


Figura 5.6. Configuración del sistema de campos de esfuerzos para el Eoceno en el área del Bloque I donde se encuentra el análisis del área de estudio. Dirección de esfuerzo tomada del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).

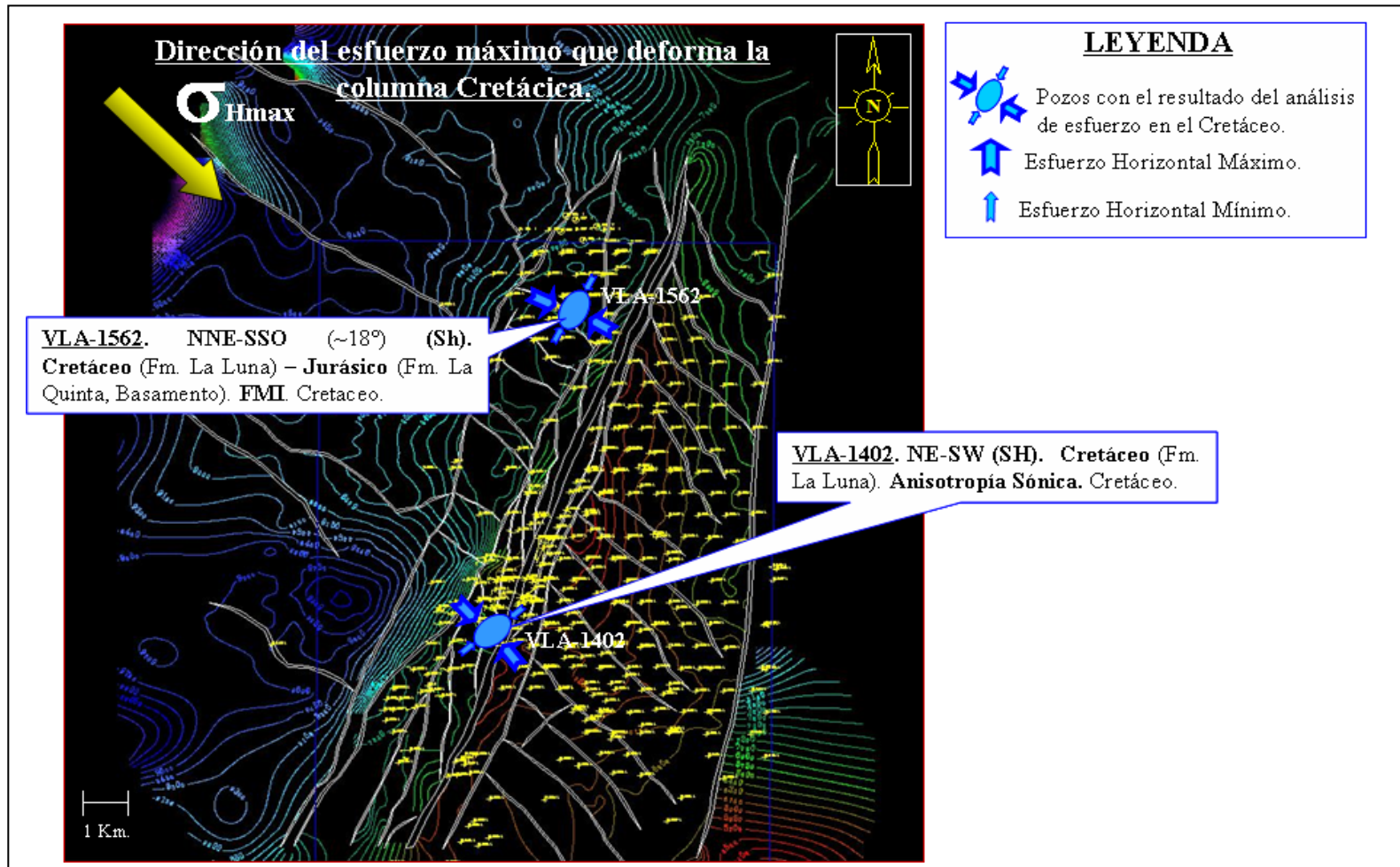


Figura 5.7. Configuración del sistema de campos de esfuerzos para el Cretáceo en el área del Bloque I donde se encuentra el análisis del área de estudio. Dirección de esfuerzo tomada del Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo (2009).

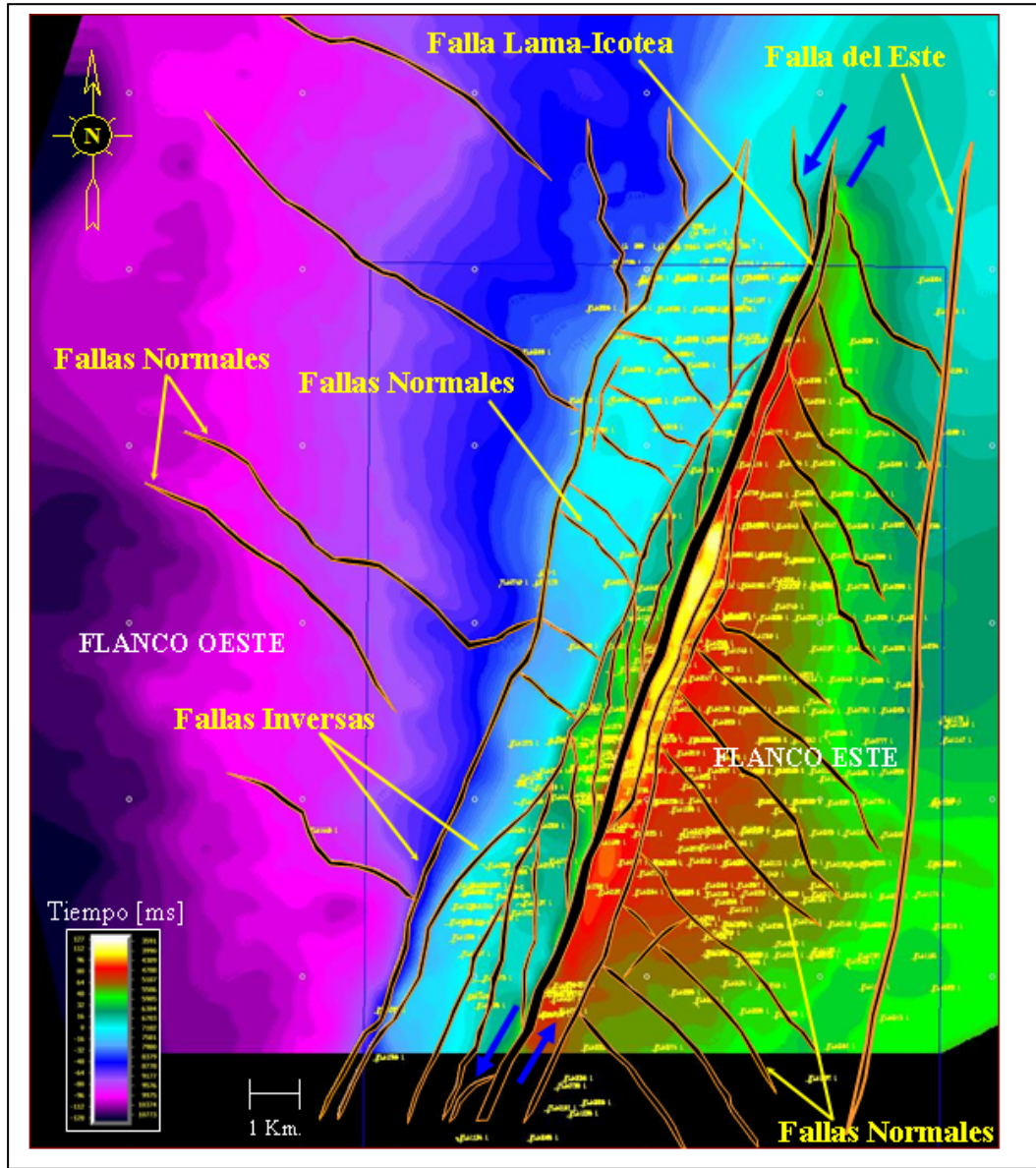


Figura 5.8. Mapa estructural del Campo Lagomar del Bloque I con los polígonos de fallas en unidades de tiempo [ms] del tope del yacimiento C-4 interpretado con la licencia de SeisWork, bajo el ambiente Linux de la plataforma Landmark.

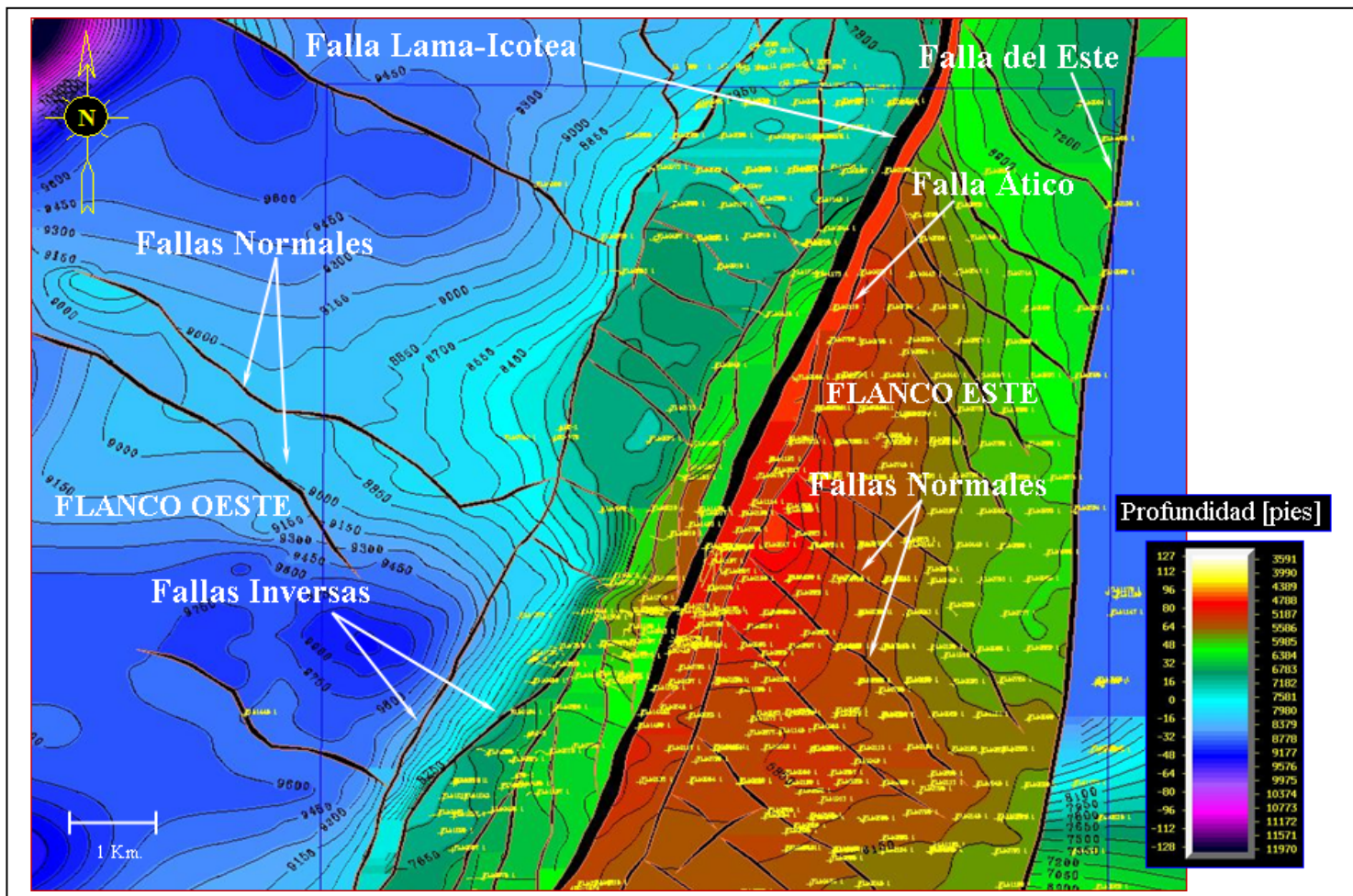


Figura 5.9. Mapa estructural en profundidad del yacimiento C-4 en el área de estudio. Las zonas en rojo representan las estructuras más elevadas (Ático y Pilar) del Flanco Este, las verdes las intermedias y las de color azul las más bajas como el Graben del Flanco Oeste.

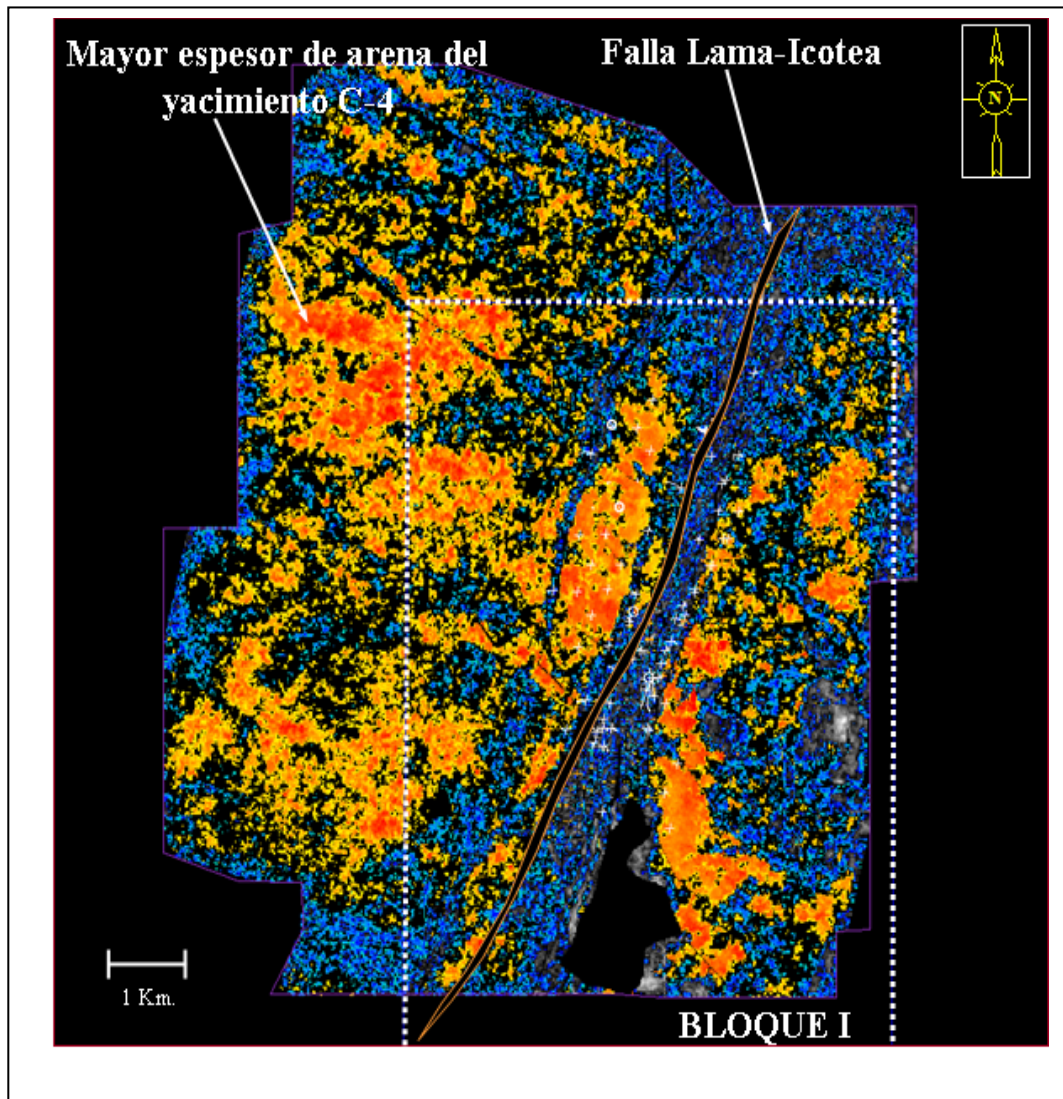


Figura 5.10. Resultado de la extracción de atributos sísmicos de amplitud a la interpretación realizada del yacimiento C-4 para una de las arenas productoras de la zona próxima al tope de esta unidad.

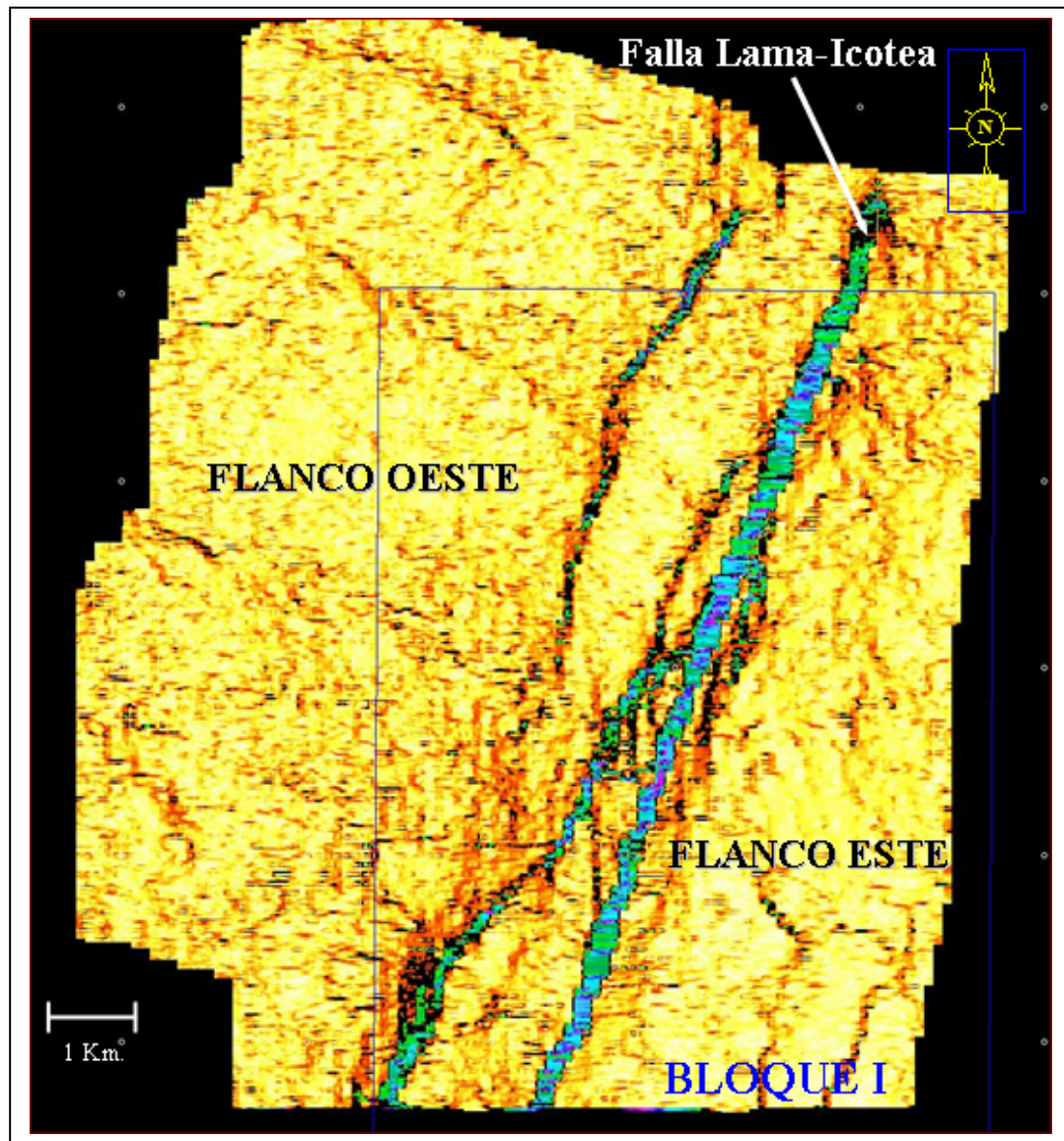


Figura 5.11. Atributo estructural tipo Edge donde se resalta la tendencia estructural de las fallas principales del tope del yacimiento C-4.

5.7. Propuesta de localizaciones potenciales de extracción de hidrocarburo según el nuevo modelo estructural

Con el nuevo modelo estructural desarrollado en este trabajo, se propusieron tres localizaciones en el Flanco Oeste cercanas a la falla Lama-Icotea y dos en el Flanco Este dentro de la región del Ático. Estos pozos se ubicaron tomando en cuenta el criterio de producción de los pozos vecinos, las nuevas fallas encontradas y el buzamiento de las capas (estructura arriba) donde se estima encontrar mayor acumulación de petróleo (Figura 5.12).

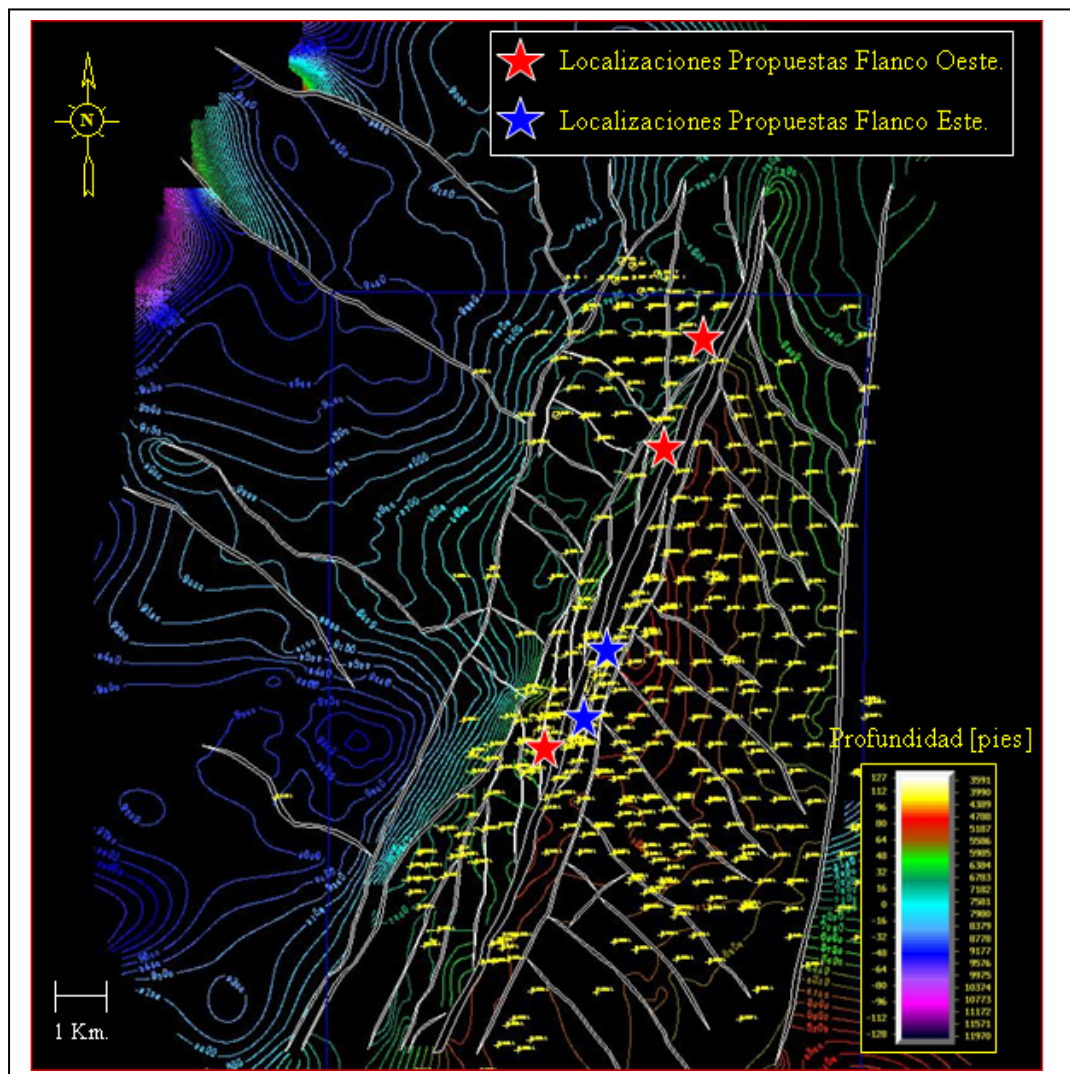


Figura 5.12. Localizaciones potenciales ubicadas según el nuevo modelo estructural del yacimiento C-4, tanto en el Flanco Oeste como en el Este de la falla Lama-Icotea.

CAPITULO VI

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La Cuenca del Lago de Maracaibo se ha caracterizado por un sistema tectónico altamente complicado desde el punto de vista estructural y estratigráfico, por lo que es necesario conocer el origen, evolución y comportamiento de los diferentes eventos geológicos involucrados en su desarrollo. Estos sistemas o rasgos estructurales asociados al fallamiento interpretado en el área de estudio no involucran un único régimen tectónico, sino una serie de etapas que se caracterizan por alterar y deformar las estructuras, asociadas éstas a la apertura continental del Océano Atlántico y a la deformación causada por la colisión oblicua de la Placa del Caribe contra la de Suramérica.

Para el análisis de resultados de este trabajo es de suma importancia tener en cuenta los eventos que tuvieron lugar en el desarrollo de las estructuras asociadas al sistema tectónico del área del Bloque I, la cual comprende el Jurásico-Cuaternario. Para el período Jurásico no fue posible identificar sus estructuras ya que no se cuenta con una sísmica a esta profundidad. Por lo tanto, se identificaron tres sucesiones de fases o eventos tectónicos que marcaron la configuración estructural del Bloque I en base a los datos sísmicos 3D adquiridos en el área; estos pueden estructurarse de la siguiente forma:

- 1.- Eventos tectónicos de Margen Pasivo del Cretáceo Inferior-Paleoceno Tardío.
- 2.- Distensión y compresión durante el Eoceno, conocido como Dualidad Estructural.
- 3.- Fase transcurrente y compresiva (sistema transpresivo en el Neógeno).

Todo el marco estructural y la secuencia estratigráfica fueron desarrollados e interpretados dentro del campo de visualización sísmica, la cual se encuentra estimada en los datos que actualmente se manejan con una escala de resolución sísmica vertical de aproximadamente 50-60 pies para la sísmica de alta frecuencia (HFI), y 100-120 pies para la sísmica de baja frecuencia. Ambos datos fueron

utilizados para corroborar la interpretación de horizontes y el modelo estructural del área de estudio. Por debajo del límite de la resolución sísmica vertical y lateral permitido, no fue posible el análisis e interpretación de ningún reflector sísmico o secuencia estratigráfica que ajustara con la data geológica del campo, ya que se podría incurrir en resultados que no son acordes con la depositación natural de los estratos a lo largo de la evolución tectónica y estratigráfica de la cuenca.

Se debe tomar en cuenta que los ajustes sísmica-pozo de todos los horizontes interpretados en el trabajo son correlacionados de manera aproximada y equivalentes, lo que quiere decir, que puede existir un margen de error mínimo (10-20 %), ya que se están ajustando valores de diferentes magnitudes físicas, tales como: tiempo [ms] y profundidad [pies]; sin embargo la data manejada y procesada en la empresa (PDVSA) es de entera confiabilidad y ha dado excelentes resultados en la construcción de pozos verticales y horizontales para diferentes yacimientos.

Para demostrar y verificar el conjunto de fallas y su dirección específica en el área de estudio se construyó un cubo sísmico estructural (structure-cube) basado en los datos existentes en alta frecuencia (HFI). Esta tecnología permitió identificar con mayor claridad las trazas de los principales sistemas de fallas evidenciado a lo largo de todas las secciones sísmicas (líneas, trazas y líneas arbitrarias), en las diferentes secuencias sedimentarias observadas. Con ello se da mayor soporte a las imágenes que mostraremos más adelante.

La Figura 6.1 (A) muestra un ejemplo de un corte en tiempo (time-slice) a 2100 ms del cubo estructural (structure-cube), con la finalidad de observar en planta la forma del fallamiento más relevante en todo el Campo Lagomar, mientras que la Figura 6.1 (B) contiene la interpretación a este nivel. Obsérvese que los alineamientos más predominantes (Lama-Icotea y Lama-Este) presentan una zona muy caótica que la diferencia del resto, permitiendo identificar mejor los rumbos de las mismas. La Figura 6.2 (A) contiene la ubicación de varios transectos (A-A', B-B', C-C' y la línea sísmica 784, O-E) en el cubo estructural, ubicándolos exactamente en el mapa estructural de polígonos de fallas a nivel del yacimiento C-4 en la Figura 6.2 (B).

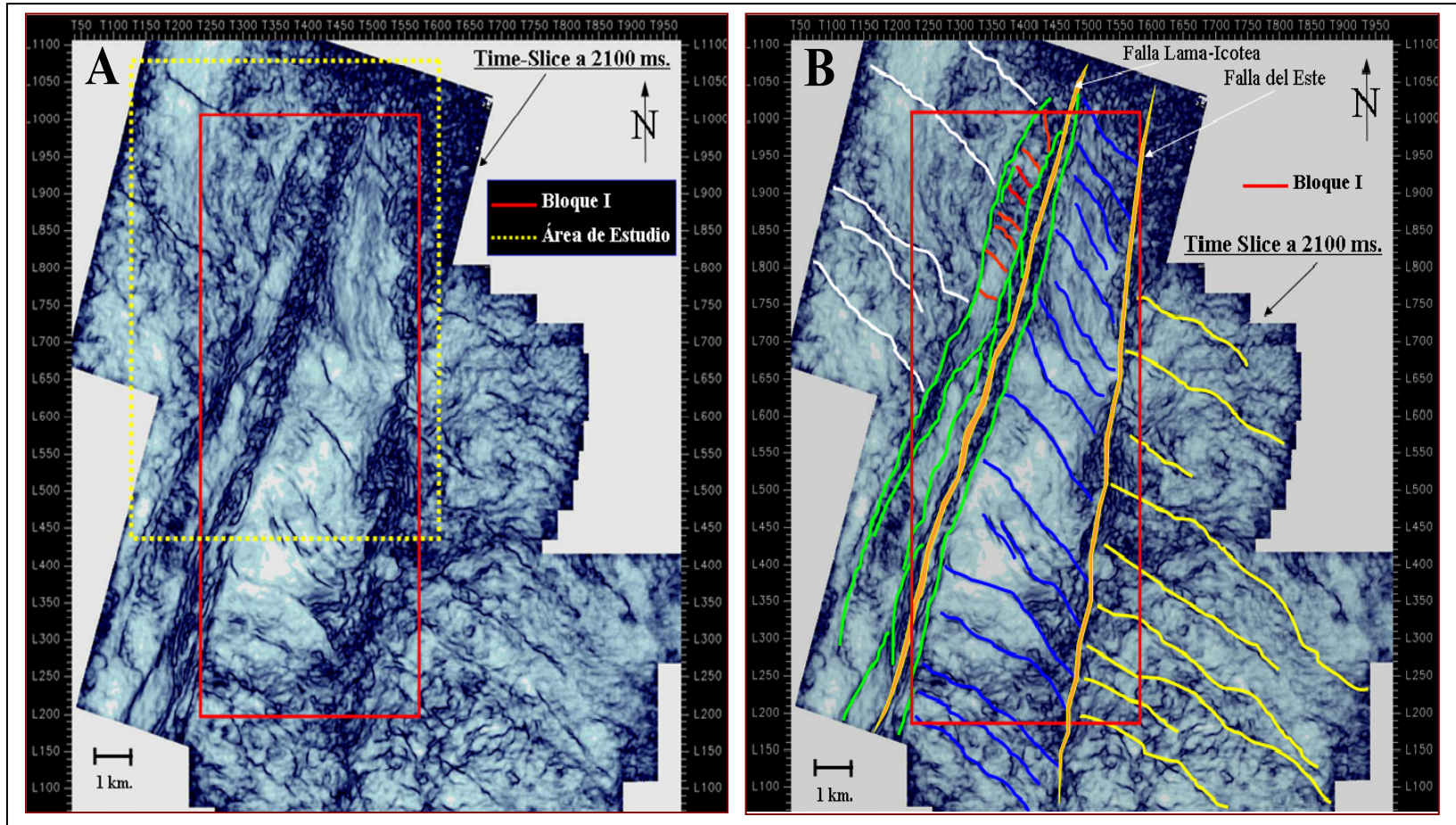


Figura 6.1. Corte en tiempo (time-slice) a 2100 ms en el cubo estructural (structure-cube) para identificar la trayectoria de las fallas principales. A) Time-slice sin interpretar con los alineamientos de fallas. B) Interpretación de las fallas más resaltantes en el Bloque I y sus alrededores.

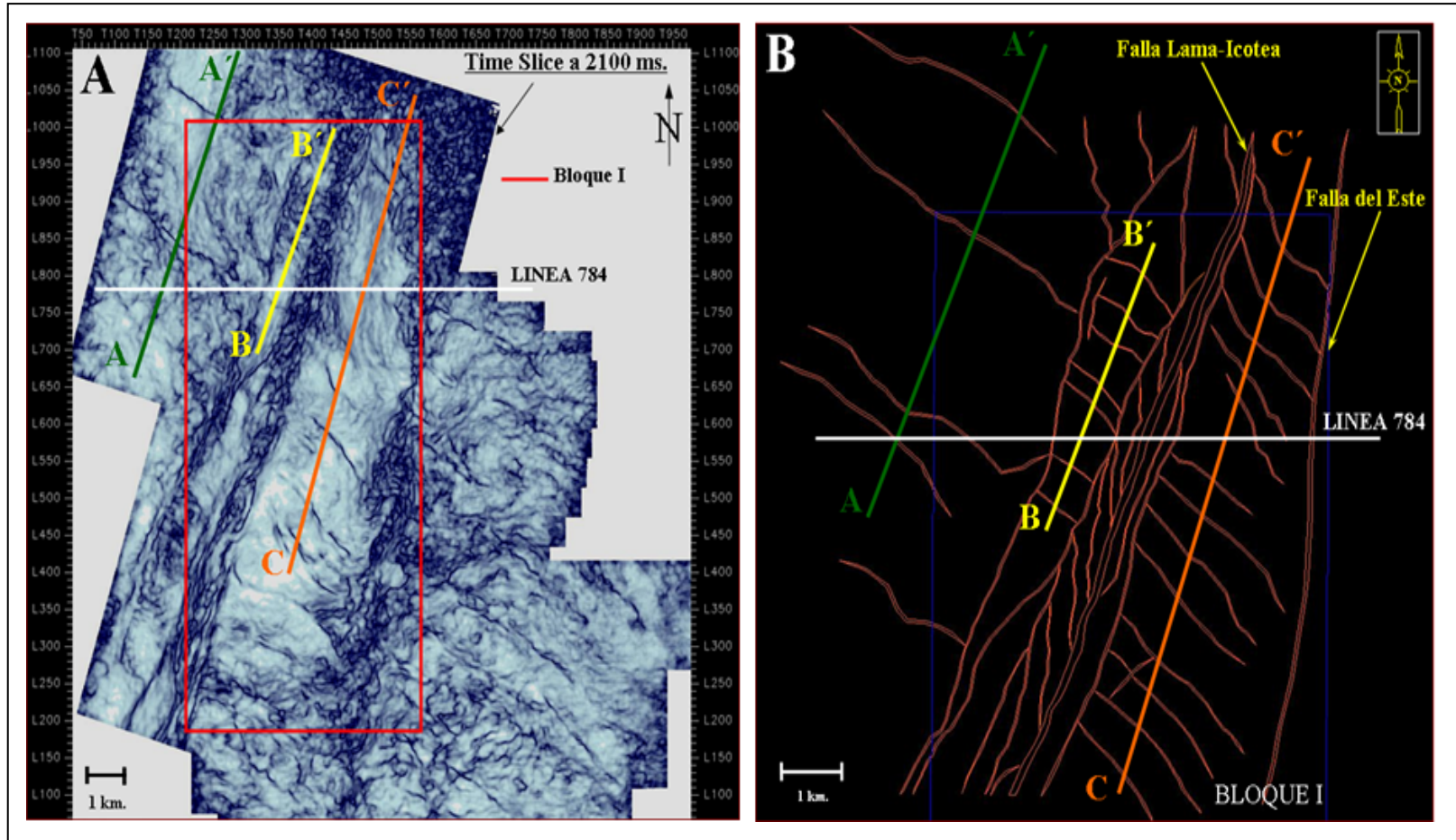


Figura 6.2. Ubicación de transectos A-A', B-B', C-C' perpendiculares a los diferentes sistemas de fallas encontrados, y la línea sísmica 784 de dirección O-E. A) Visualización en el time-slice a 2100 ms. B) Cobertura de transectos en el modelo estructural a nivel del yacimiento C-4.

Cada una de las fallas interpretadas se le asignó una numeración (Figura 6.3) con la finalidad de identificarlas y reconocerlas mejor en cada uno de los transectos de la Figura 6.2, cuando se haga referencia a ellos. Estos transectos están estratégicamente ubicados en las zonas del área de estudio donde ha ocurrido deformación, para describir con más facilidad las fases o eventos tectónicos involucrados en su desarrollo. La Figura 6.3 también muestra la dirección del campo de esfuerzo principal (σ_{Hmax}) en sentido NO-SE que deformó la columna Cretácica y Eocena (adquiridos por análisis geomecánico de pozos), la cual es responsable del movimiento transcurrente sinistral de la falla Lama-Icotea.

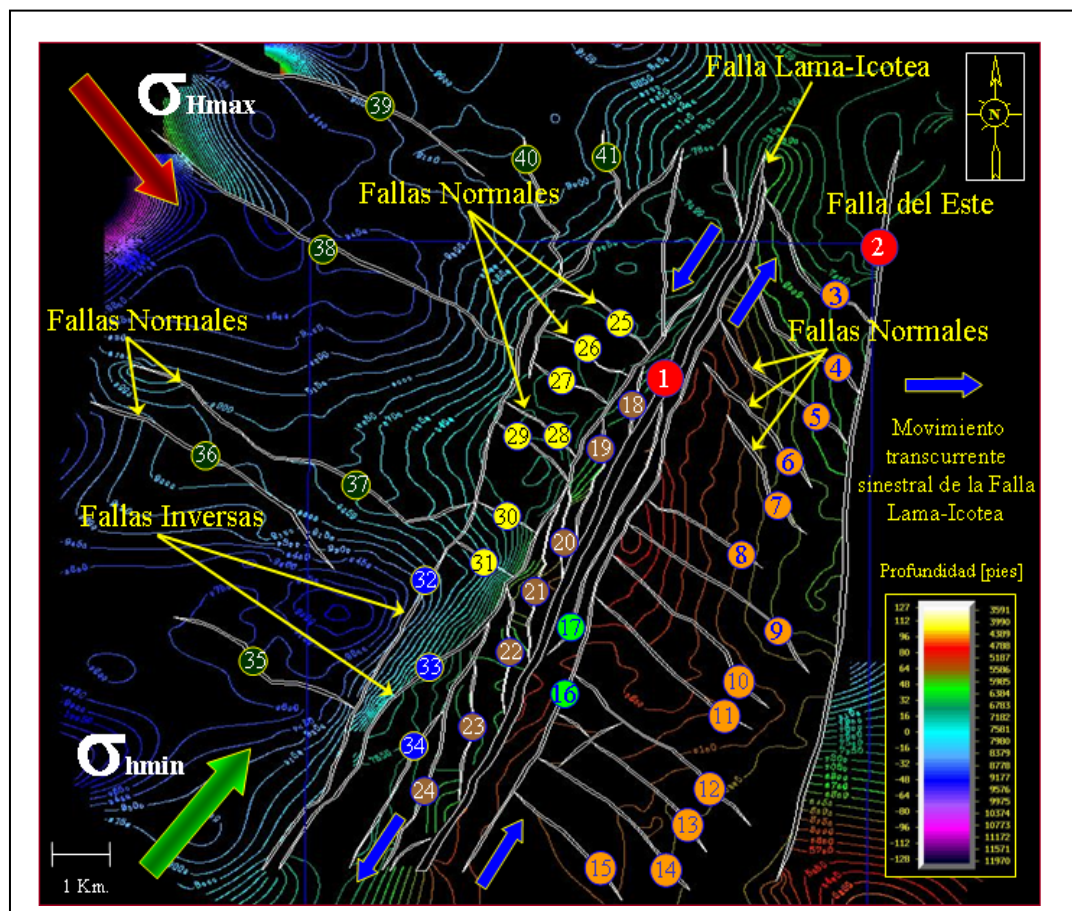


Figura 6.3. Mapa estructural de contornos del yacimiento C-4 interpretado con sísmica 3D. Cada sistema de fallas se ha numerado de la siguiente forma: falla Lama-Icotea (1), falla Lama-Este (2), fallas normales área de El Pilar (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 15), fallas Ático (16) e Intra-Ático (17), fallas inversas vecinas a Lama-Icotea Flanco Oeste (18, 19, 20, 21, 22, 23 y 24), fallas inversas Flanco Oeste (32,33 y 34), fallas normales Flanco Oeste (25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 35, 36, 37, 38, 39, 40 y 41).

La secuencia sedimentaria con su relación de espesores y el fallamiento del Bloque I se muestran en la línea sísmica 784 (O-E) de la Figura 6.4 (ver Figura 6.2 B y 6.3 para ubicación y numeración respectivamente). En este transecto sísmico se identifican cuatro paquetes sedimentarios entre el Mesozoico y Cenozoico bien definidos, los cuales son: Cretáceo (amarillo), Paleoceno (azul), Eoceno (área de estudio, rojo) y Mioceno (evento post-Eoceno, Neógeno); todos ellos deformados de alguna u otra forma por el tectonismo causado por la colisión oblicua entre la Placa del Caribe y Suramérica. Esta colisión oblicua ocasionó un campo de esfuerzo (NO-SE) en la zona que impulsó los movimientos y cambios estructurales que dieron origen a sistemas distensivos y transpresivos que desarrolló: una falla principal denominada Lama-Icotea (1), la Falla del Este (2), la falla del Ático (16) y la falla Intra-Ático (17); todas ellas con rumbo NNE-SSO, formando una estructura en “Flor Positiva” con fallas inversas por compresión (18-24, 32-34, 16 y 17), además de un sistema de fallas normales a su alrededor (3-15 y 35-41) y en la cresta de la misma (25-31) por distensión con rumbo NO-SE. Los esfuerzos también provocaron inversión estructural en toda la secuencia sedimentaria.

En la parte superior de la línea 784 de la Figura 6.4, se identificaron las zonas asociadas al sistema estructural principal del Bloque I con respecto a la falla Lama-Icotea. Estas zonas están identificadas de la siguiente forma: el oeste de la falla Lama-Icotea (color azul) se ha denominado “Flanco Oeste” conformado por una depresión o “Graben” y la mitad de una estructura en “Flor Positiva”, mientras que al este de dicha falla se encuentra el “Flanco Este”, conformado también por el resto de la misma estructura en “Flor Positiva” donde se encuentra asociado el “Ático” (definido por la falla del Ático) y el “Área del Pilar”. El corte horizontal en tiempo (línea horizontal blanca) de la línea 784 constituye el time-slice a 2100 ms de la Figura 6.1. Esta manera de interpretar las fallas es de gran utilidad ya que nos permite amarrar los eventos estructurales, tanto en planta como en secciones sísmicas verticales.

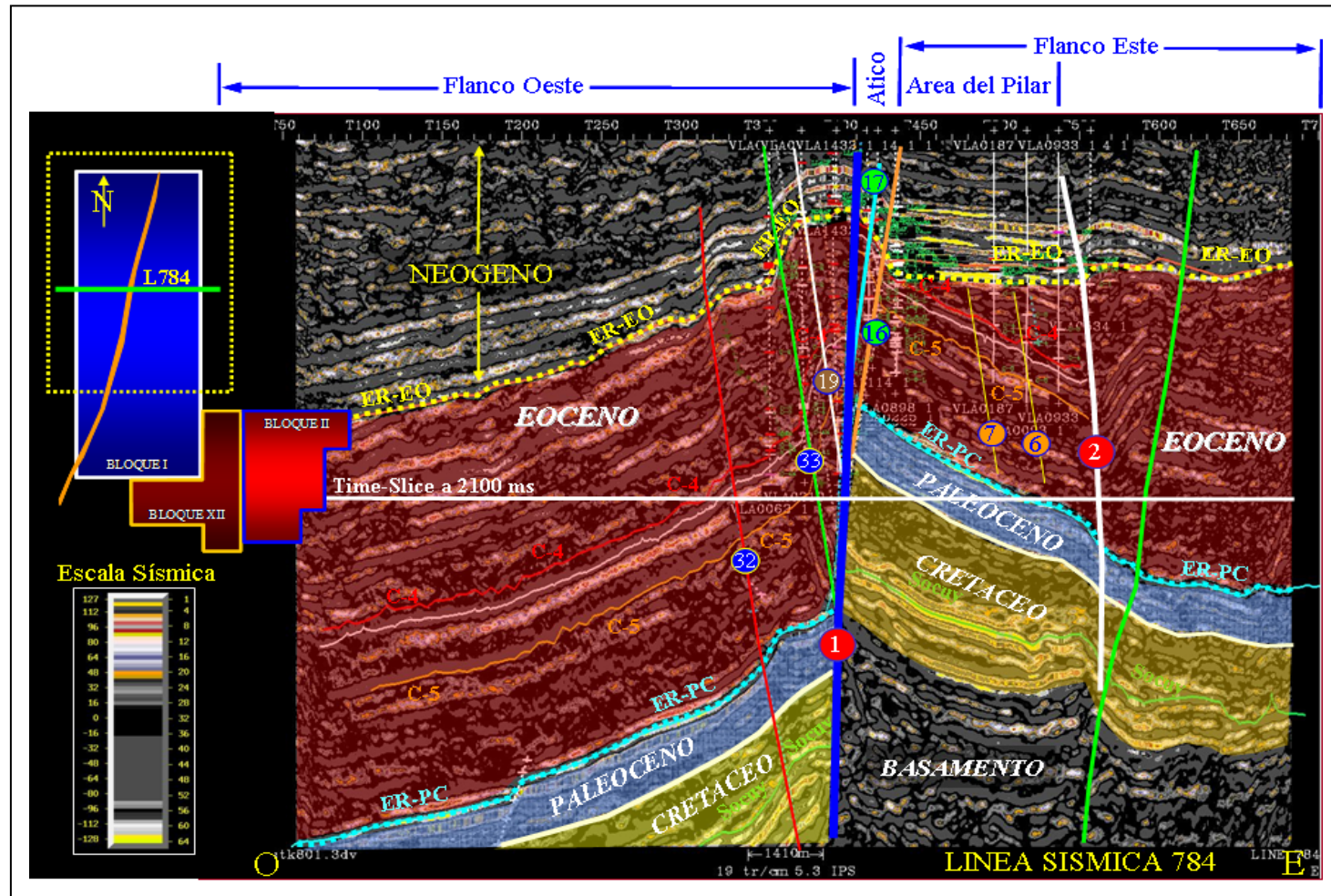


Figura 6.4. Línea sísmica 784 (O-E) mostrando las estructuras principales interpretadas en el área, su secuencia sedimentaria entre el Cretáceo y el Neógeno y la etapa de inversión estructural en el Eoceno. Los números en las fallas corresponden a los observados en la Figura 6.3.

Para comprender y analizar los resultados de las estructuras observadas en la sísmica del Bloque I (Figuras 6.1 y 6.4), es necesario realizar una reconstrucción cronológica de sus etapas geológicas para comparar luego con otros trabajos de la literatura al final de este capítulo. Esta cronología se puede asociar a tres etapas: Margen Pasivo y Activo en el Cretáceo-Paleoceno, Dualidad Estructural en el Eoceno y transpresión en el Neógeno. De estas tres fases, las más representativas en la sísmica es la inversión estructural en el Eoceno-Tardío (color rojo del Flanco Este, Figura 6.4) y la etapa compresiva en el Neógeno (“Flor Positiva”, ver Figura 6.4). Las Figuras 6.5 y 6.6 resume la posible reconstrucción tectónica de forma general en este trabajo, y su descripción viene dada de la siguiente forma:

a) Fase de Margen Pasivo y Activo (Cretáceo-Paleoceno)

Una vez terminada la fase de rift en el Jurásico, dejando con ello la formación de fallas normales como la Lama-Icotea, se produce en el Cretáceo-Temprano una etapa de margen pasivo con eventos distensivos. Alguno de los planos de fallas ya existentes fueron reactivados y atravesaron la columna estratigráfica hacia el Cretáceo-Tardío (Figura 6.5 A).

El margen activo se inicia con la subducción de la Placa del Caribe contra la de Suramérica al oeste de la cuenca. Es en este momento cuando se depositan las unidades del Paleoceno y una vez que dicha placa comienza a migrar hacia el sureste, comienza la carga de las napas. Este resultado afecta a la plataforma del Paleoceno desarrollando un frente de elevación que llega a exponer los sedimentos de esta formación por flexión, dando lugar a su remoción parcial por erosión. Es allí donde se produce la llamada Discordancia del Paleoceno (ER-PC). Este también es un período de crecimiento del sistema de fallas normales a nivel de las rocas del Cretáceo, cuya estructura se encuentra vinculada con el reacomodo de la cuenca posterior a la etapa de colisión. Esta discordancia removió buena parte de la depositación de la Formación Guasare (Paleoceno) dentro del área de estudio (ver Figura 6.5 B).

b) Dualidad estructural Eocena (Distensión-Compresión)

Distensión

En el Eoceno-Temprano, la Placa del Caribe sigue su colisión contra la de Suramérica, ocasionando una relativa flexura cortical y una antefosa que sirvió como base para la depositación de los sedimentos de la Fm. Misoa. Aquí continuó el desarrollo de estructuras de carácter normal, por lo tanto puede inferirse que para el Eoceno Temprano-Medio ocurrió una fase extensiva-transtensiva. Se estima que para este período también hubo reactivación de las principales fallas como la Lama-Icotea, debido a la convergencia oblicua de la Placa del Caribe contra la de Suramérica, donde el movimiento inducido sobre esta falla fue de carácter transcurrente sinistral en toda la cobertura de depositación clástica del Eoceno. Se puede decir que el crecimiento de esta falla principal estuvo condicionada con la sedimentación que ocurrió en ese momento, la cual podría tratarse de una falla sinsedimentaria (Figura 6.5 C). Probablemente en su período de reactivación pudo afectar la depositación de los clásticos de la columna sedimentaria del Eoceno.

Aunado a la continua sedimentación clástica y al régimen tectónico distensivo, reaparecieron nuevas estructuras de carácter normal bajo un esquema sinsedimentario, que llegaron a truncarse contra la falla Lama-Icotea en profundidad. Una de estas estructuras pudo ser la falla del Ático junto a otras fallas en el Flanco Oeste y las del sistema conjugado de fallas Lama-Este ubicado al este de la falla Lama-Icotea (Figura 6.6 D).

Compresión

A comienzos del Eoceno-Tardío la Cuenca de Maracaibo sufrió una fuerte tectónica compresiva que provocó el levantamiento de un número significativo de estructuras, llevando consigo un proceso de inversión estructural. La mayoría de estas fallas con comportamiento normal, que estuvieron asociadas a la falla principal Lama-Icotea, cambiaron su sistema evolutivo para pasar a un comportamiento inverso bajo el régimen asociado de compresión-transtensión con efecto además de la

rotación de bloques que permitió inclusive el llamado efecto “tijera” en fallas como la Lama-Icotea en zonas conocidas como la cuenca “pull-apart” (Escalona, 2003) en el campo de Explotación Lagomedio al suroeste del Campo Lagomar.

Estos procesos de inversión estructural trajo como consecuencia la formación de estructuras en “Flor Positiva” dentro del Bloque I (Figura 6.6 E) y que por efecto de la evolución transpresiva en sentido horario le dio a estas estructuras una dirección NNE-SSO. Estos plegamientos con elevación hicieron posible la formación de estructuras como las del Ático y de menor escala la del sistema de falla Lama-Este.

c) Eventos compresivos con etapa de transcurrencia (transpresivos) en el Neógeno

A finales del Cenozoico se produce un movimiento de transcurrencia dextral de la falla de Oca por efecto de la Placa del Caribe contra la de Suramérica (Escalona, 2003), por lo tanto las estructuras que fueron desarrolladas bajo los efectos de flexión y tensión pasaron a evolucionar de transpresión a transcurrentes sinestrales. El campo de esfuerzo en el sistema de fallas Lama-Icotea paso a ser NO-SE por efecto de la continua compresión oblicua de la Placa del Caribe durante el Neógeno. Este esquema final de la evolución estructural del Bloque I es mostrado en la Figura 6.6 (F), donde se representa la configuración actual observada en los datos sísmicos 3D que se manejaron en la elaboración de este trabajo.

La transcurrencia sinestral del sistema de fallas Lama-Icotea en este período pudo definir la configuración actual del fallamiento del Bloque I, convirtiendo al bloque este de esta falla en un “Horst” y un depocentro o “Graben” al bloque oeste de la misma. Es probable que la falla Lama-Icotea con su gran salto estructural (1800-2500 pies entre el Cretáceo y Eoceno) y la del Ático (300 pies) hayan servido como una especie de rampa lateral de despegue para que muchas de estas estructuras fueran deslizadas a través de los mismos por efecto de transpresión.

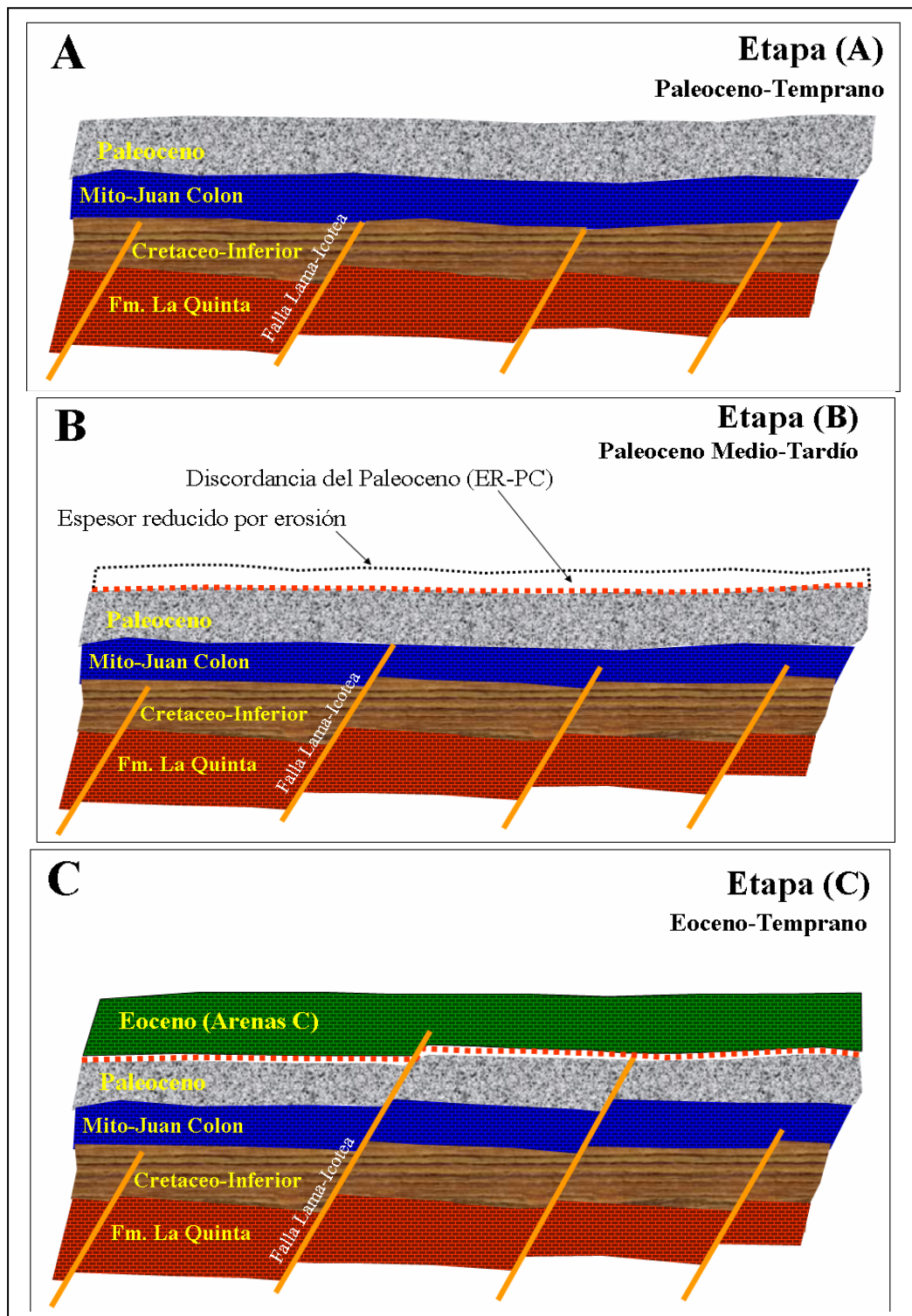


Figura 6.5. Reconstrucción estructural del Bloque I. A) Paleoceno-Temprano, B) Paleoceno Medio-Tardío y C) Eoceno-Temprano.

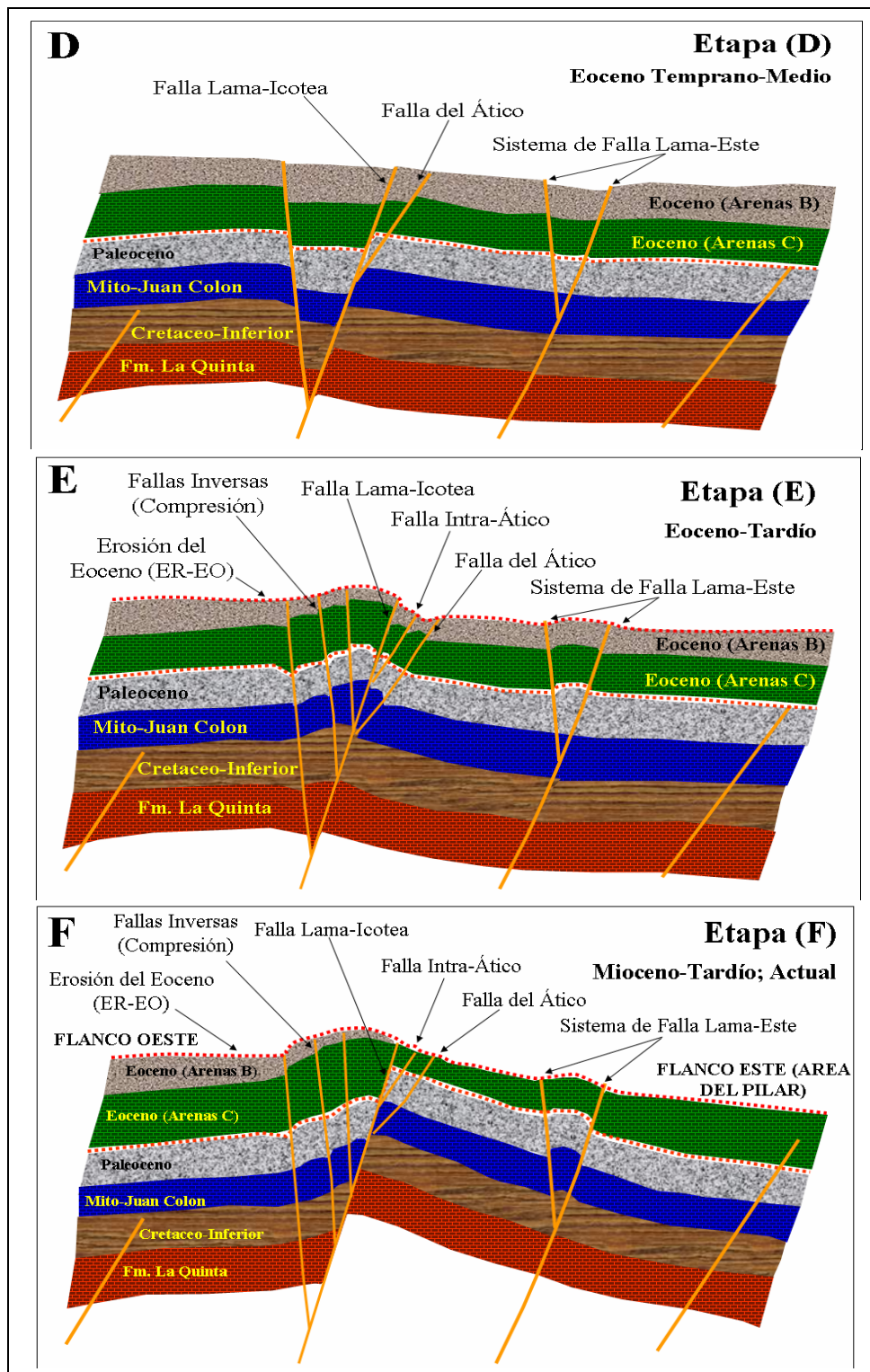


Figura 6.6. Reconstrucción estructural del Bloque I. D) Eoceno Temprano-Medio. E) Eoceno-Tardío y F) Mioceno-Tardío; Actual.

La falla Lama-Icotea (1) se considera la estructura principal del área y la que propició la formación del resto del fallamiento. Esta estructura es considerada como una de las más antiguas y resaltante de la Cuenca de Maracaibo, la cual pudo haberse formado en el período de la apertura continental del Océano Atlántico durante el Jurásico, simultáneo a la formación del rift (Lugo y Mann, 1995; Castillo, 2001). La Figura 6.5 (A) muestra la etapa inicial en el Cretáceo de su posible evolución. El criterio y análisis utilizado en la sísmica para su interpretación y seguimiento a lo largo del Bloque I fue el siguiente (ver Figura 6.4):

- Evidencia de un gran salto estructural en la secuencia Cretácica y Paleocena de aproximadamente 2200 pies apreciable en la línea sísmica 784. Aquí observamos que los reflectores sísmicos entre los Flancos Oeste y Este tienen cierta similitud a pesar de su salto, lo que hace posible pensar que allí existe un gran plano de falla que los separa (ver también Figura 5.1, ER-PC y Socuy).

- Se observó una tendencia o alineación muy marcada en los time-slice que se comporta con distorsión de manera continua. Este tipo de falla regional crea eventos muy caóticos en las estructuras con movimiento transcurrente que han sido sometidas a grandes deformaciones (Escalona, 2003: ver time-slice a 2100ms, Figura 6.1 A y B).

- Fuerte cambio de buzamiento de los estratos entre ambos Flancos de la falla (Oeste y Este), indicando estar en presencia de una estructura intermedia que los separa.

- Una clara evidencia de inversión estructural en los sedimentos del Eoceno en el área de El Pilar o Flanco Este (secuencia en rojo, Figura 6.4). Podemos observar en la lámina de las Figuras 6.4 y 5.1 los truncamientos (top-lap) contra la discordancia del Eoceno y la disminución considerable de espesor de esta secuencia sedimentaria. Posiblemente, para que esto sucediera, fue necesario un plano de falla que cortara toda la secuencia sedimentaria y que sirviera como plano de deslizamiento, que aunado a los movimientos transpresivos, logro expulsar el bloque de El Pilar por inversión (ver Flanco Este, Figura 5.5 en 3D), para ser removidos sus sedimentos debido a la erosión del Eoceno (ER-EO).

- El control con pozos fue otro factor determinante para ubicar esta falla. La profundidad de los topes geológicos para el Flanco Este (secuencia Eocena) es mucho menor que las del Flanco Oeste con una diferencia entre 1800-2000 pies en promedio. Por otro lado, por medio de sus registros se observó la pérdida de sedimentos en el área de El Pilar (Flanco Este) por efectos erosivos, mientras que en el Flanco Oeste la secuencia Eocena se conserva con mayor espesor indicando menos exposición. Esto permitió intuir, en principio, un importante plano de falla que separa ambos bloques.

Los pozos VLA-0137, VLA-0459 y la perforación reciente del pozo VLA-1599 mostrados en la Figura 6.7 A y B, dan evidencia de lo anteriormente expuesto. Nótese en los registros de los pozos (VLA-0137 y VLA-0459, Figura 6.7 A), que al atravesar la discordancia del Eoceno en el Flanco Este, pasa directamente a una arena C-5 (parcialmente erosionada) considerada de edad Eoceno-Medio, lo cual indica que fueron erosionadas totalmente las Arenas B del Eoceno-Tardío y los yacimientos C-1, C-2, C-3 y C-4. Aquí se manifiesta, por data de pozo, como en el momento de esta deformación el bloque de El Pilar (Flanco Este, “Horst”) se encontraba por encima del bloque del Flanco Oeste (“Graben”), permitiendo que la erosión en el Eoceno (ER-EO) removiera dicho registro sedimentario, corroborando además la inversión de estas estructuras.

Por otro lado, el pozo VLA-1599 (Figura 6.7 B) muestra la perforación de ambos lados de la falla Lama-Icotea tanto en el Flanco Oeste (ligeramente erosionado el tope de las Arenas C) como el Flanco Este (parcialmente erosionado en las Arenas C y totalmente en las B). Si observamos el registro, este muestra en el Flanco Oeste: la erosión del Eoceno (ER-EO) con C-2 parcialmente erosionado, seguidamente C-3 y luego atraviesa el sistema de fallas Lama-Icotea (aprox. en 5700 pies) y llega directamente a C-7 pero del Flanco Este (Área del Ático). Este efecto demuestra también los rasgos de inversión estructural del área y la posición del plano de falla Lama-Icotea, junto con la fuerte erosión que fueron objeto estas estructuras. La Figura 6.8 y 6.9 muestran la evidencia en sísmica y en 3D del pozo VLA-1599 cuando atraviesa el plano de falla Lama-Icotea (color azul), respectivamente.

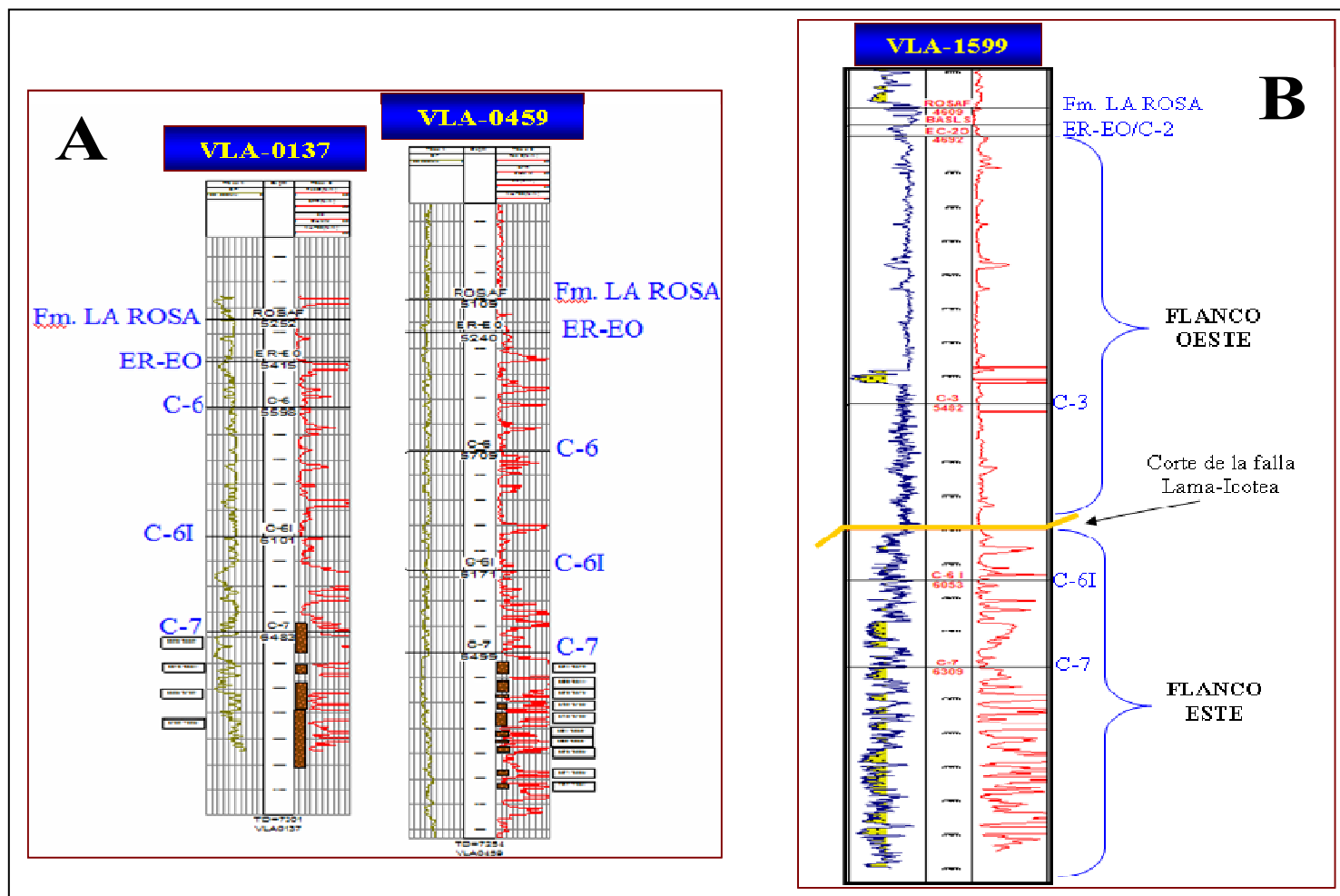


Figura 6.7. Registro sedimentario de la perforación de los pozos vecinos a la falla Lama-Icoete evidenciando la pérdida de sección. A) Pozos en el Ático VLA-0137 y VLA-0459. B) Pozos VLA-1599 con perforación en Flanco Oeste y objetivo final en Flanco Este (Arenas C-7).

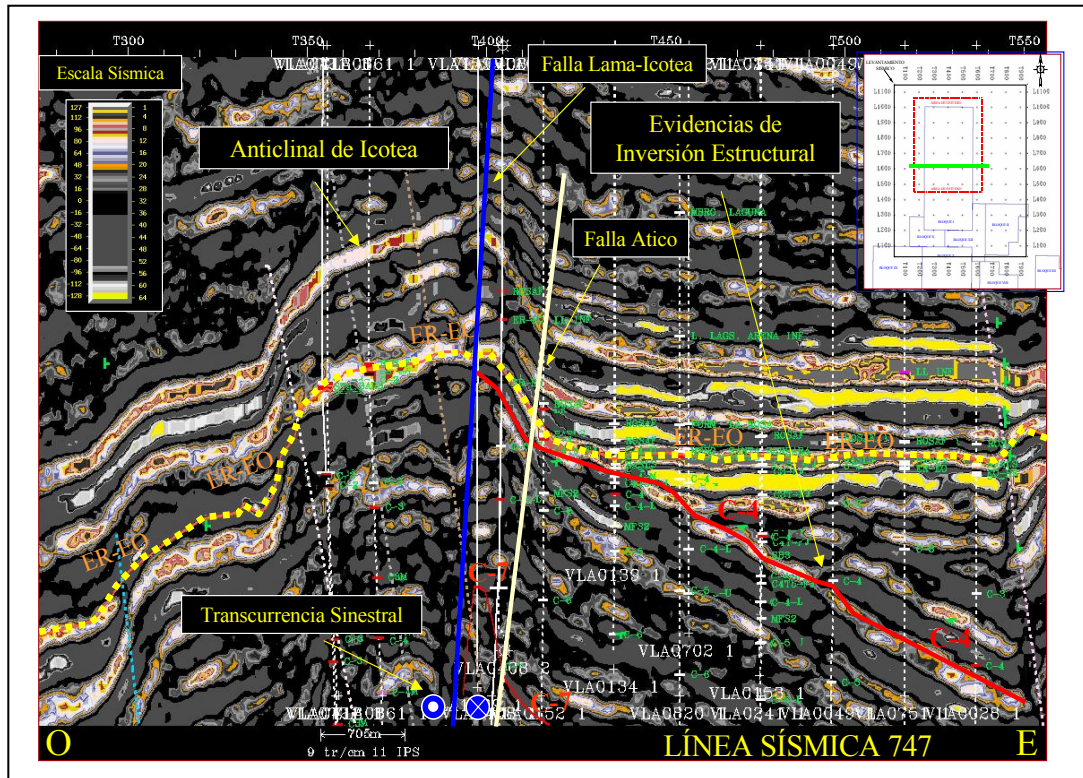


Figura 6.8. Evidencias de la inversión estructural dentro del área de estudio apreciándose el estilo estructural conformado por el anticlinal de la falla Lama-Icoatea (línea azul) y los truncamientos de los reflectores sísmicos del yacimiento C-4 (línea en rojo) contra la discordancia del Eoceno (líneas punteadas en amarillo).

La inversión estructural en el área del Bloque I fue producida por el campo de esfuerzo, inducido por la colisión oblicua de la Placa del Caribe con la de Suramérica. Según los estudios geomecánicos en el Bloque I, se determinó que el vector de campo de esfuerzo máximo presenta una dirección NO-SE, es decir, actúa de forma oblicua a las estructuras principales como Lama-Icoatea (Figura 6.3), la cual le imprimió a esta falla un movimiento transcurrente sinistral (ver flechas azules, Figura 6.3) y compresivo, dando finalmente un movimiento transpresivo entre el Eoceno-Tardío y el Neógeno (“Pop-up”, Figuras 6.4 y 6.8). Esto permitió que el bloque estructural del Flanco Oeste se moviera hacia el sur y el del Flanco Este hacia el norte. Por este motivo, la mayoría de las estructuras principales como Lama-Icoatea, la Falla del Este y las fallas inversas del anticlinal (“Pop-up”) presentan una dirección NNE-SSO como se muestra en la Figura 6.3 del mapa estructural final del yacimiento C-4.

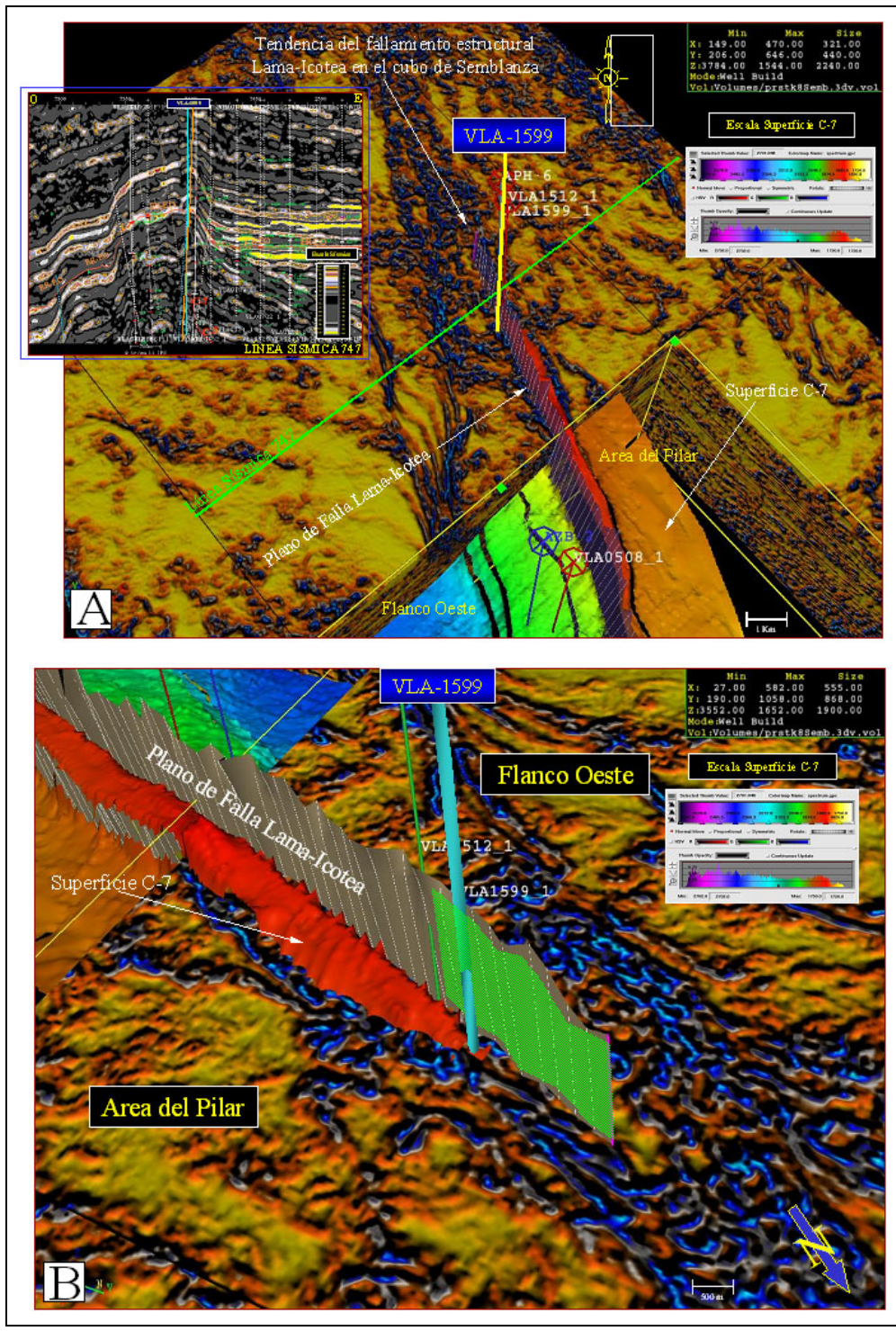


Figura 6.9. Ubicación tridimensional con un cubo sísmico de semblanza de los sistemas estructurales alrededor del pozo VLA-1599 donde se observa el corte con el plano de falla Lama-Icotea tanto en el Flanco Oeste como en el Este y levantamiento estructural del yacimiento C-7 por efecto de la inversión tectónica. A) Vista superficial 3D desde planta. B) Rotación del cubo sísmico para observar el corte del pozo VLA-1599 desde el Flanco Este.

Algunos rasgos de inversión tectónica positiva pueden estar relacionados con los siguientes eventos tectónicos entre el Eoceno-Tardío y el Neógeno en la Cuenca de Maracaibo: a) Truncamiento de capas contra la discordancia del Eoceno en el Eoceno-Tardío, evidenciando exposición área, b) El escape del Bloque de Maracaibo hacia el norte a partir del Mioceno-Tardío, producto de la colisión Arco de Panamá y el noroeste de Suramérica, y por la subducción de ángulo bajo de la Placa del Caribe debajo del noroeste de Suramérica (Colmenares y Zoback, 2003) y c) La Orogénesis Andina en el Mioceno-Temprano, la actúa como un pistón que levanta bloques deprimidos desde el Jurásico en la cuenca, producto del acortamiento propagado en el Mioceno-Temprano desde el SE y SO hacia los márgenes más meridionales de la Cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002). Probablemente el sobrecorrimiento de las Napas de Lara al este pudo ayudar al empuje y levantamiento parcial de algunas de estas estructuras.

Una vez interpretada la falla Lama-Icotea y reconstruir los eventos sedimentarios (línea 784, Figura 6.4) nos damos cuenta que las rocas del Cretáceo (amarillo) y Paleoceno (azul) en el Flanco Este están frente a las rocas del Eoceno (rojo) del Flanco Oeste, dando evidencia de un gran desplazamiento de ambos bloques con posible sello estructural. También las arenas del Eoceno-Inferior (C-7) del Flanco Este están frente a las arenas del Eoceno-Medio (C-4) del Flanco Oeste, corroborando también un sello estructural a nivel del Eoceno. El comportamiento de producción en ambos flancos de esta falla también es diferente, por ende este efecto se asocia a una barrera que impide el paso de fluido (Análisis de yacimientos en el Eoceno, 2014). Por tales razones esta falla es considerada sellante en el área de estudio. Con estas evidencias en sísmica, el plano de la misma se observa casi vertical (80° aproximadamente), la cual es típico de las fallas con movimiento transcurrente.

Con respecto a la falla del Ático (16) e Intra-Ático (17) podemos comentar lo siguiente: con el proceso de inversión estructural que tuvo lugar en el Eoceno-Tardío comienza una fuerte etapa compresiva (esfuerzo principal oblicuo, NO-SE), permitiendo que el bloque correspondiente al área del Pilar alcanzara una mayor

elevación con respecto a las áreas adyacentes (ver truncamiento por erosión Figura 6.10 B), así como la evolución de la falla Lama-Icotea y demás fallas asociadas a un sistema de fallas con desplazamiento inverso bajo un régimen de compresión-transpresión, provocando así el ascenso de los bloques delimitados por la falla del Ático e Intra-Ático de dirección NNE-SSO, y por consiguiente el levantamiento de la región del Ático (estructura en “Flor Positiva”) del área de El Pilar en relación a la secuencia ubicada en el Flanco Oeste (“Graben”). Según lo observado en sismica la falla del Ático corta sedimentos del Paleoceno y cierra al norte de Lama-Icotea, pudiendo ser una trampa estructural de acumulación de hidrocarburo. La falla Intra-Ático solo trunca en profundidad con el Eoceno-Temprano. La sección estratigráfica de la Figura 6.10 (A), demuestra con data de pozo, la disminución de espesor de las arenas superiores del Eoceno por efectos erosivos al oeste del bloque de El Pilar, la cual se ajusta con lo observado en la sismica (Figura 6.10 B).

En el área de estudio, específicamente en el “Horst” del Pilar (Flanco Este), la cuña estratigráfica formada en el Ático como prisma de acreción y en forma de “Pop-up” fue desarrollada probablemente por desgarramiento y fallamiento inverso entre la falla Lama-Icotea y la falla del Ático bajo los efectos del movimiento de transpresión. Esta falla del Ático pudo haberse formado como una falla secundaria y sintética al desplazamiento inicial normal que tenía la falla Lama-Icotea en las etapas finales de su reactivación en el Eoceno-Tardío, la cual sostuvo una reactivación inversa durante los procesos de inversión estructural. Con la tectónica de compresión se activo un relativo control del proceso erosivo al este de la falla Lama-Icotea (región del Ático), donde las áreas positivas fueron mayormente afectadas.

La región del Ático es una de las zonas que alcanzó mayor erosión debido a que estuvo más expuesta a la superficie (Figura 6.10 B), por lo que gran parte de los yacimientos de la Formación Misoa, específicamente entre las arenas B-1 a B-9 y C-1 a C-4, fueron removidas quedando parcialmente erosionadas las arenas C-5 (ver registros de pozos de la Figura 6.7 A).

Para demostrar con la sísmica que la falla Lama-Icotea fue afectada por sistemas transcurrentes y compresivos (transpresivos), se tomo en cuenta el campo de esfuerzo y la construcción de varios transectos perpendiculares (F-F', G-G', H-H' y I-I', ver Figura 6.11 para ubicación) a lo largo de su trayectoria en el cubo estructural (structure-cube); aunado a esto, también se hicieron time-slice a 1300, 1700, 2100, 2700 y 3000 ms con la finalidad de corroborar si efectivamente las fallas principales atravesaban parcialmente o totalmente toda la columna sedimentaria Cretáceo-Eoceno. La Figura 6.12 muestra la línea sísmica 784 (O-E) con la ubicación de cada time-slice, mientras que estos niveles en tiempo están representados en la Figura 6.13 (1300 y 1700 ms) y la Figura 6.14 (2700 y 3000 ms) con las fallas de igual numeración y color que en las líneas sísmicas de las Figuras 6.3 y 6.10, para ubicarlas mejor.

Nótese en los transectos F-F' y G-G' dados en la Figura 6.15, y los transectos H-H' y I-I' en la Figura 6.16 que todo el tren de fallas y el anticlinal se desplazan progresivamente hacia el este de la lámina. Por su puesto, para ver el efecto completo del movimiento estructural, necesariamente tenemos que observar la interpretación en planta de todos los time-slice (1300, 1700, 2100, 2700 y 3000 ms), dándole seguimiento con la numeración de cada falla. Aquí se observa que tanto el anticlinal (estructura en "Flor Positiva") como las fallas toman una dirección NNE-SSO. Esto ocurre por la influencia del vector campo de esfuerzo principal que interactuó de forma oblicua (NO-SE, ver Figura 6.3), deformando estas estructuras por efecto de la interacción oblicua de la Placa del Caribe con la de Suramérica. Este esfuerzo mantuvo dos componentes: una perpendicular al tren de fallas que causó la compresión y la otra tangencial que causo el movimiento al sur del Bloque del Flanco Oeste y al norte el del Flanco Este. La combinación de estos eventos causó finalmente los movimientos transpresivos entre el Eoceno Tardío-Neógeno y la transcurrancia sinistral de la falla Lama-Icotea, dando posiblemente una reactivación de la misma en el Neógeno, ya que los reflectores sísmicos se observan deformados después de la discordancia del Eoceno (Mioceno, Figura 6.10).

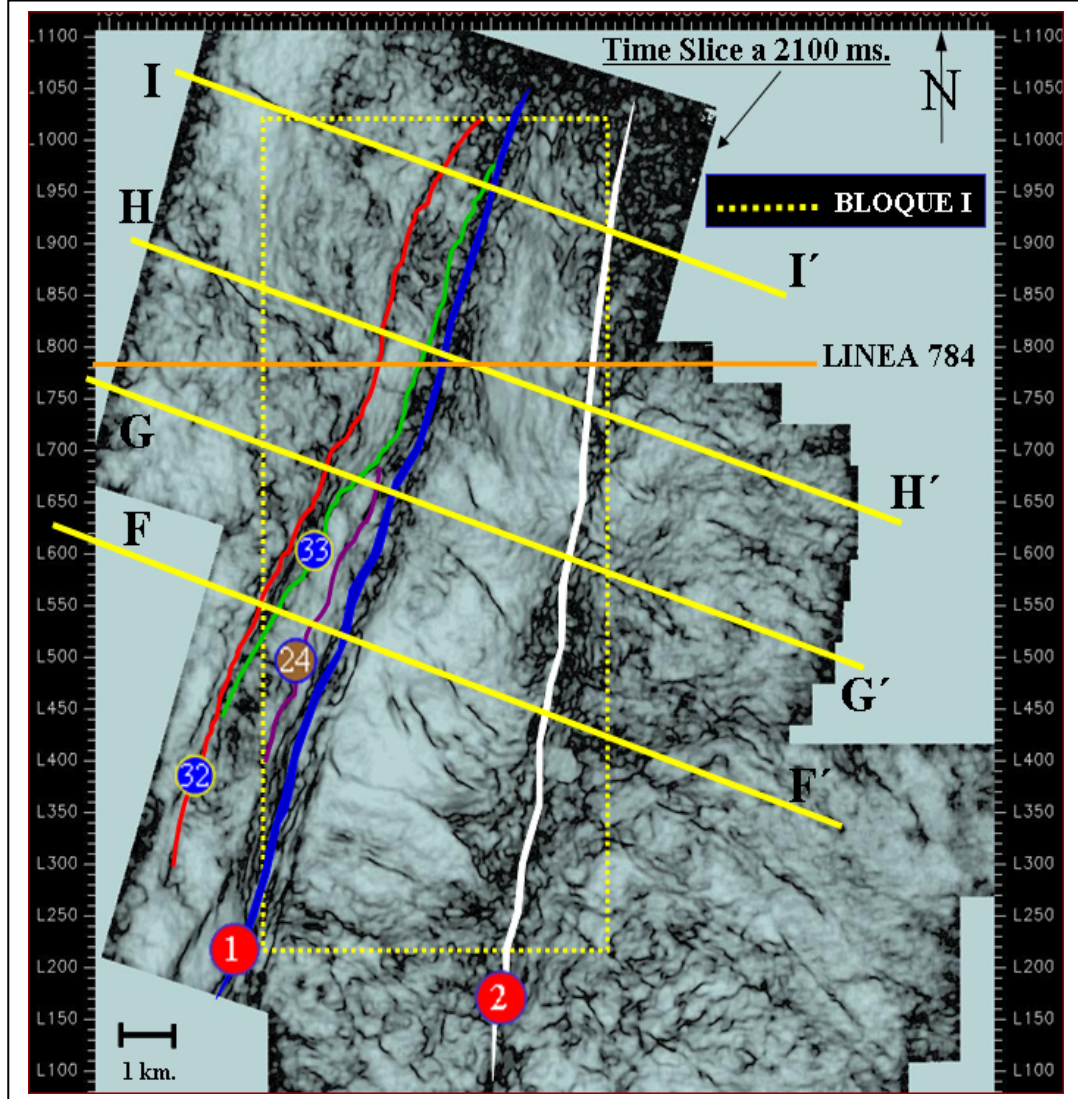


Figura 6.11. Ubicación de los transectos F-F', G-G', H-H' y I-I' en el time-slice de 2100 ms y perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (24, 32 y 33); para observar la dirección del anticlinal (estructura en “Flor Positiva”) en el área de estudio y cotejarlo con la dirección principal de estas fallas.

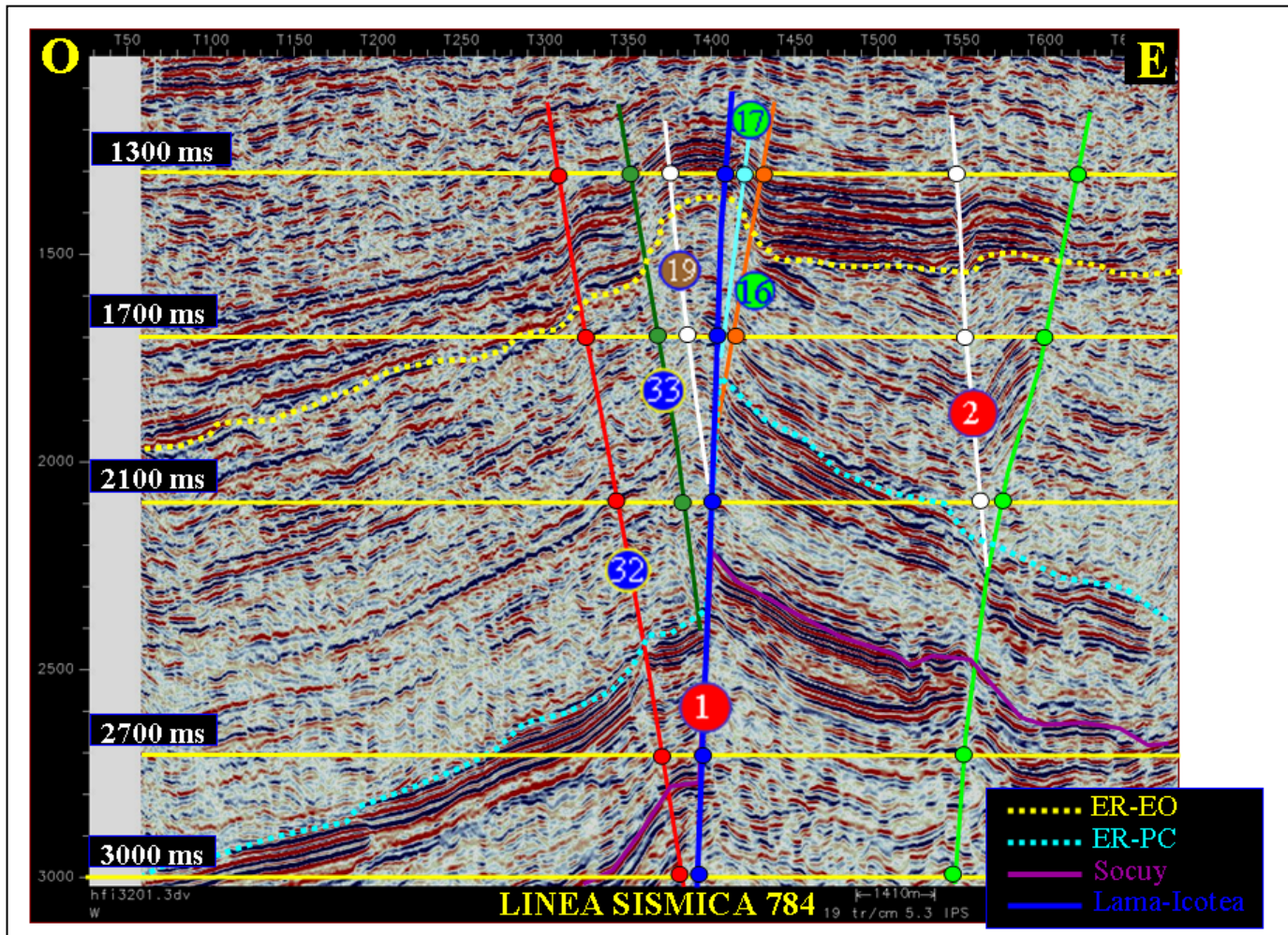


Figura 6.12. Línea sísmica 784 (O-E) con los cortes en tiempo (time-slice) a 1300, 1700, 2100, 2700 y 3000 ms, ubicando las intersecciones con las fallas principales: Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Este (16, 17) y Flanco Oeste (19, 32 y 33).

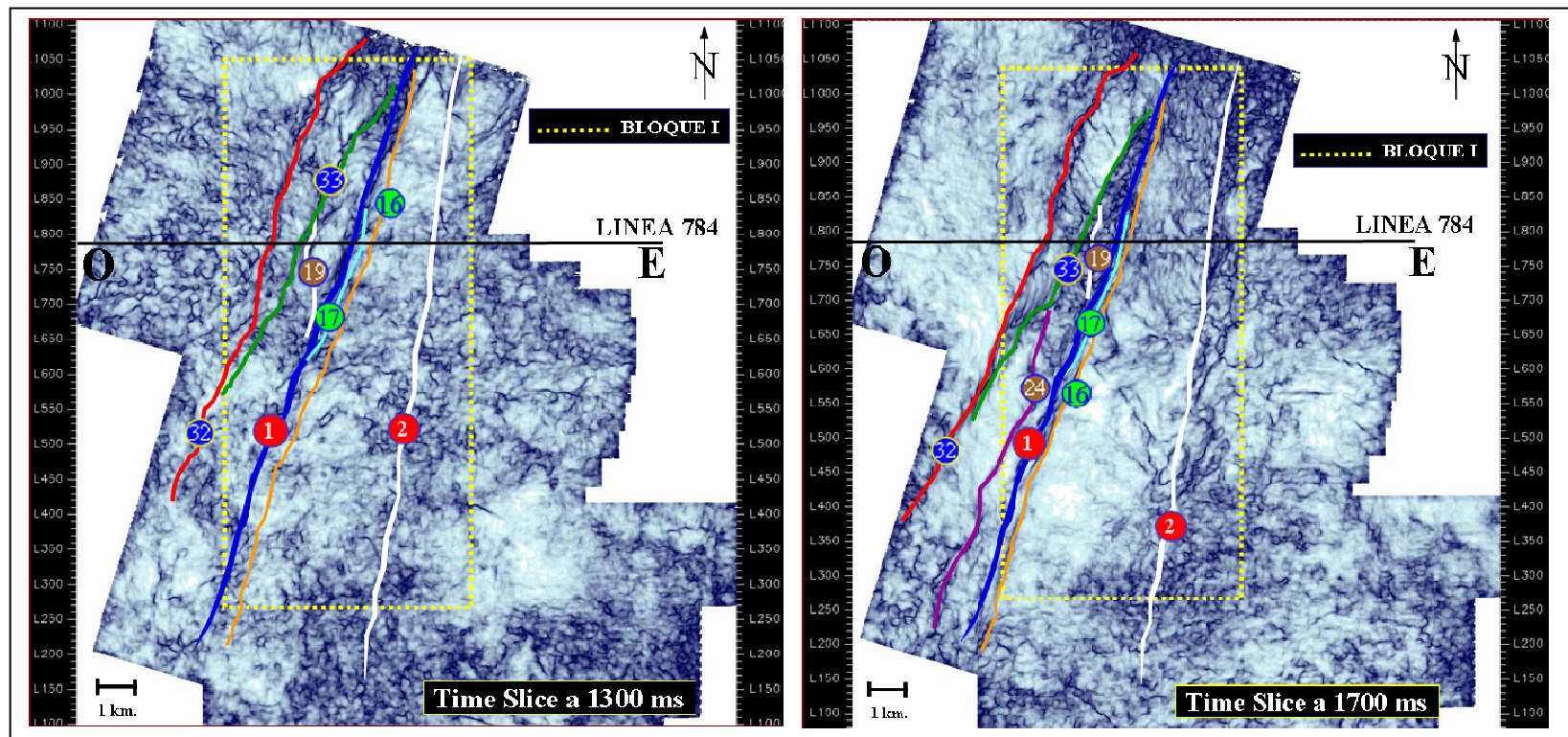


Figura 6.13. Corte estructural en tiempo (time-slice) a 1300 y 1700 ms para determinar las fallas en el área de estudio y analizar su trayectoria a través de la secuencia sedimentaria que es atravesada por las mismas.

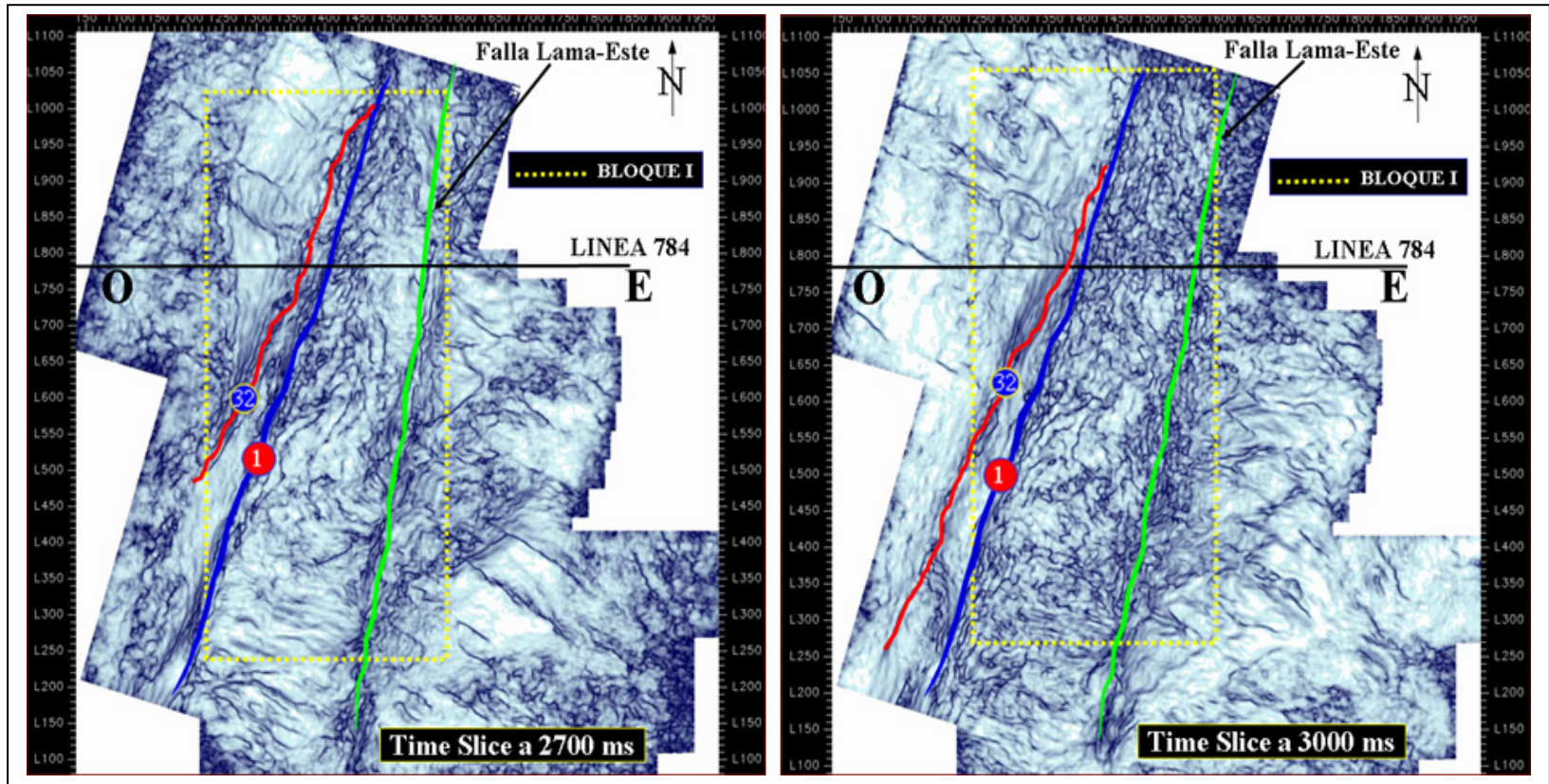


Figura 6.14. Corte estructural en tiempo (time-slice) a 2700 y 3000 ms para determinar las fallas en el área de estudio y analizar su trayectoria a través de la secuencia sedimentaria que es atravesada por las mismas.

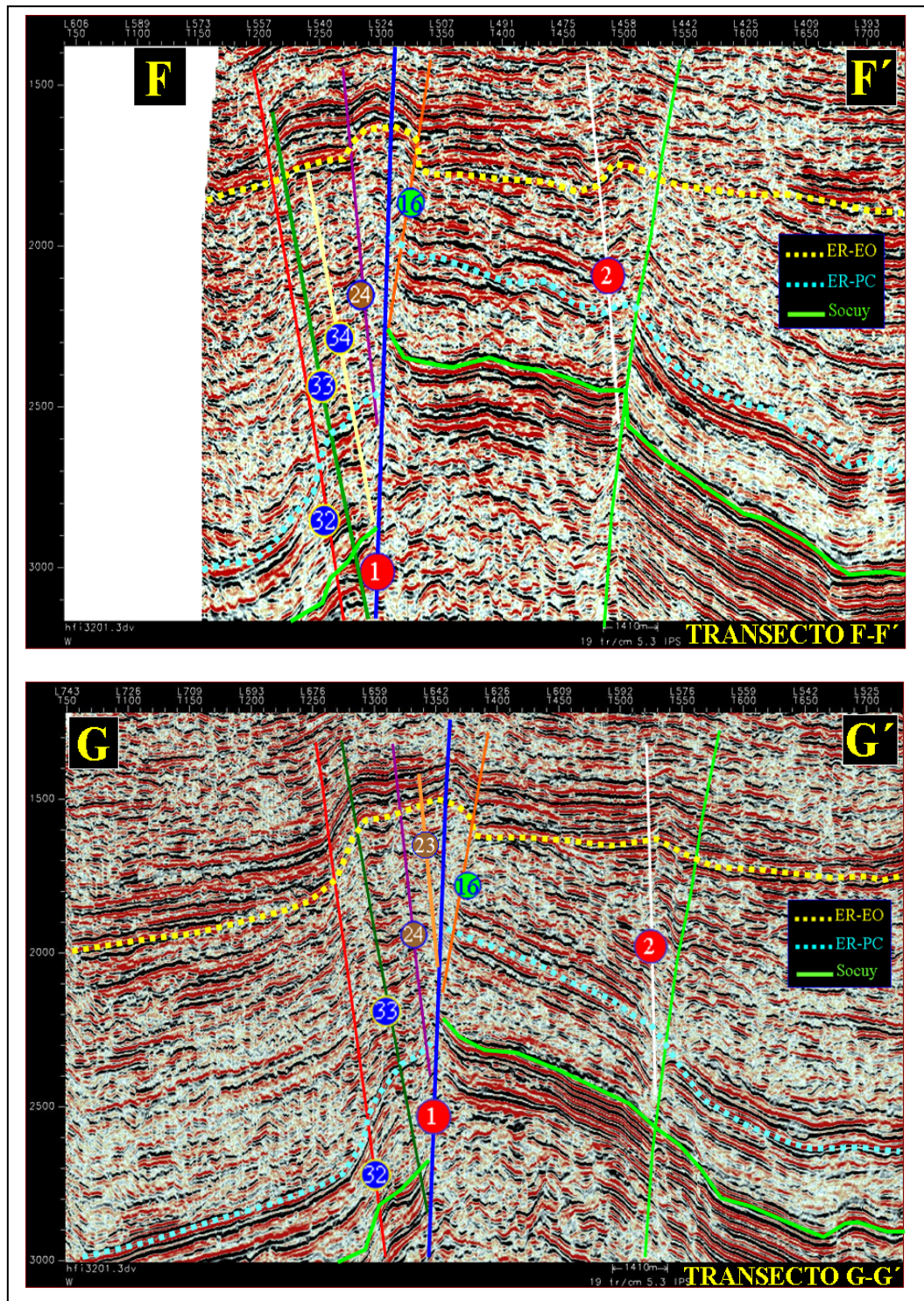


Figura 6.15. Transectos F-F', G-G' (ver Figura 6.11 para ubicación) perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), falla del Ático (16), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (23, 24, 32, 33 y 34). Con estos transectos se demuestra el rumbo NNE-SSE de estas fallas principales y del anticlinal (estructura en “Flor Positiva”) del Bloque I.

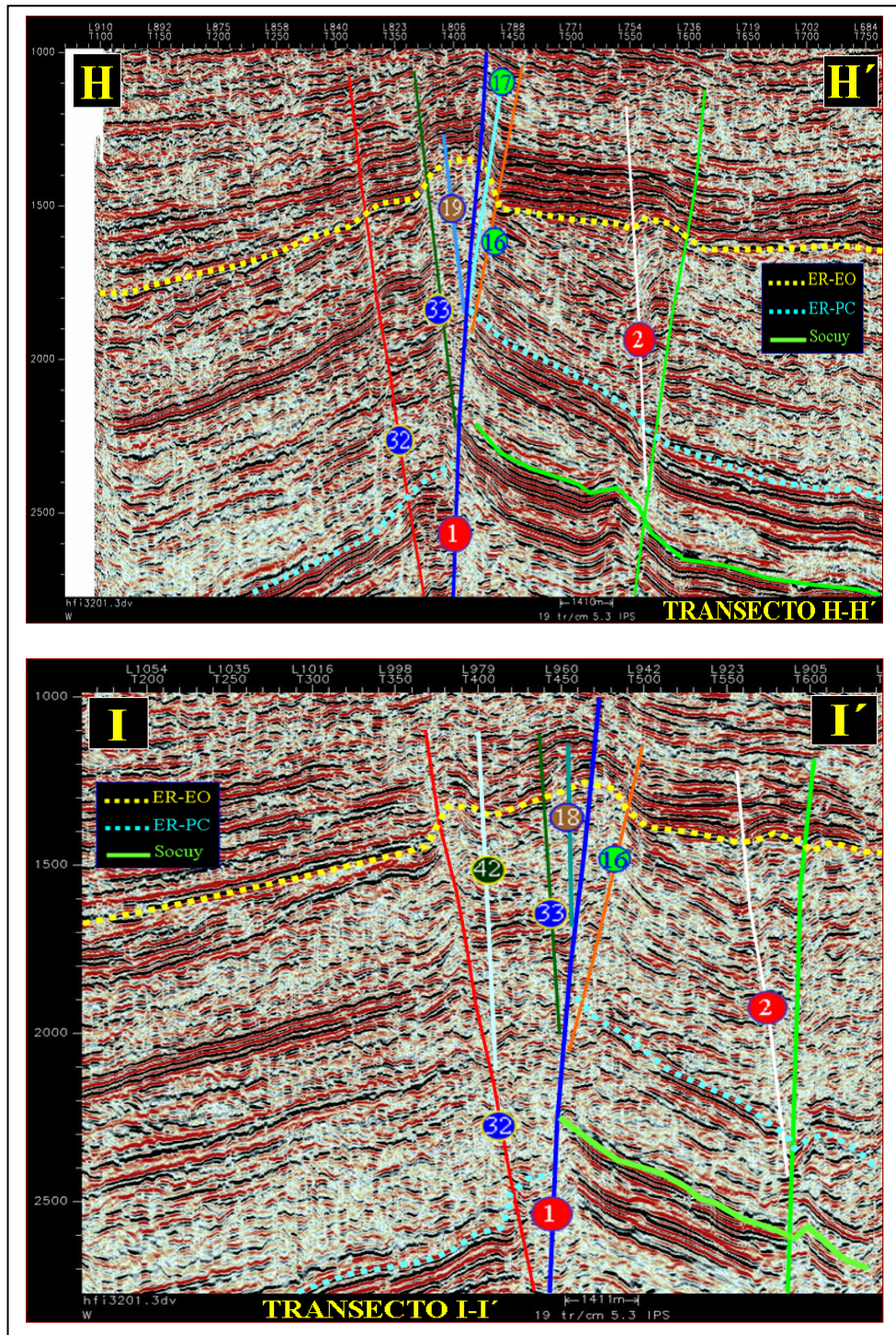


Figura 6.16. Transectos H-H', I-I' (ver Figura 6.11 para ubicación) perpendiculares al tren de fallas Lama-Icotea (1), Falla del Este (2) y las fallas inversas del Flanco Oeste (18, 32, 33 y 42). Con estos transectos se demuestra el rumbo NNE-SSE de estas fallas principales y del anticlinal (estructura en “Flor Positiva”) del Bloque I.

Algunos autores como Castillo (2001) han propuesto que la formación de fallas normales es una respuesta de la flexura de la placa Suramericana debido a la carga tectónica de la placa del Caribe durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio. Por otro lado, Bradley y Kidd (1991) concluyeron que estas fallas normales se formaron como deformación de flexura extensional, resultando en un plegamiento de curvatura convexo de la litósfera en situaciones de colisión.

En la Figura 6.3 del mapa estructural del yacimiento C-4 se encontraron una serie de fallas normales en el área de El Pilar del Flanco Este (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 15), en el alto de la estructura en “Flor Positiva” hacia el Flanco Oeste (25, 26, 27, 28, 29, 30 y 31) y al oeste de las fallas inversas del Flanco Oeste (35, 36, 37, 38, 39, 40 y 41), que no solo se le puede atribuir su formación a la carga flexural, sino también, al efecto transpresivo que tuvo lugar en los bloques delimitados por la falla Lama-Icotea que causó fallamiento distensivo (normal) en “echelon” en los laterales de dichos bloques. Esto puede verse en los transectos A-A’, B-B’ y C-C’ (Figura 6.2 para ubicación) y mostrados en las Figuras 6.17, 6.18 y 6.19 (B), respectivamente. Los saltos de estas fallas encontradas en estos transectos no superan los 150 pies de forma general, por lo que se consideran no sellantes o parcialmente sellantes para el yacimiento C-4.

En la Figura 6.19 (A) se muestra una sección estratigráfica en la misma dirección del transecto C-C’ que contiene la data de pozo en el área de El Pilar (Figura 6.19 B). Como podemos observar, esta data de pozo coteja con lo observado en la sísmica, donde el acuñamiento del horizonte C-4 se torna evidente hacia la discordancia del Eoceno, corroborando también con este transecto el levantamiento del Bloque de El Pilar por efecto de la inversión tectónica. Como estas fallas no cruzan la discordancia del Eoceno, se estima que su formación data a finales de este período. El buzamiento de estas estructuras es de aproximadamente 60° al NE con un rumbo NO-SE. Este comportamiento se observó también de forma similar para las fallas normales encontradas en los transectos A-A’ y B-B’. Las fallas en los transectos están numeradas y corresponden a las observadas en la Figura 6.3.

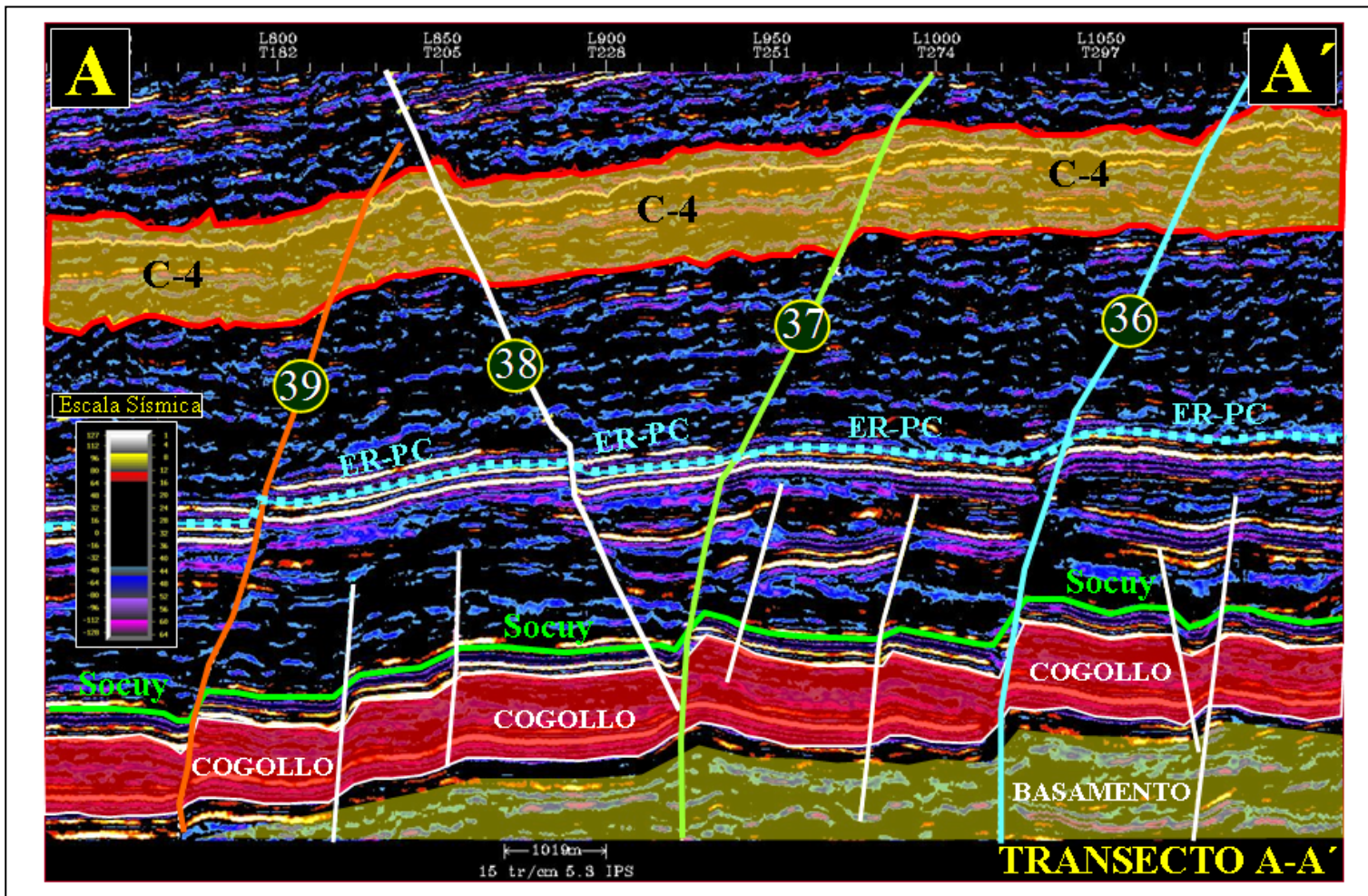


Figura 6.17. Transecto A-A' en el bloque estructural del Flanco Oeste (ver Figura 6.3 para ubicación) con el sistema de fallas normales formadas por distensión que atraviesa la columna sedimentaria del Eoceno y Cretáceo.

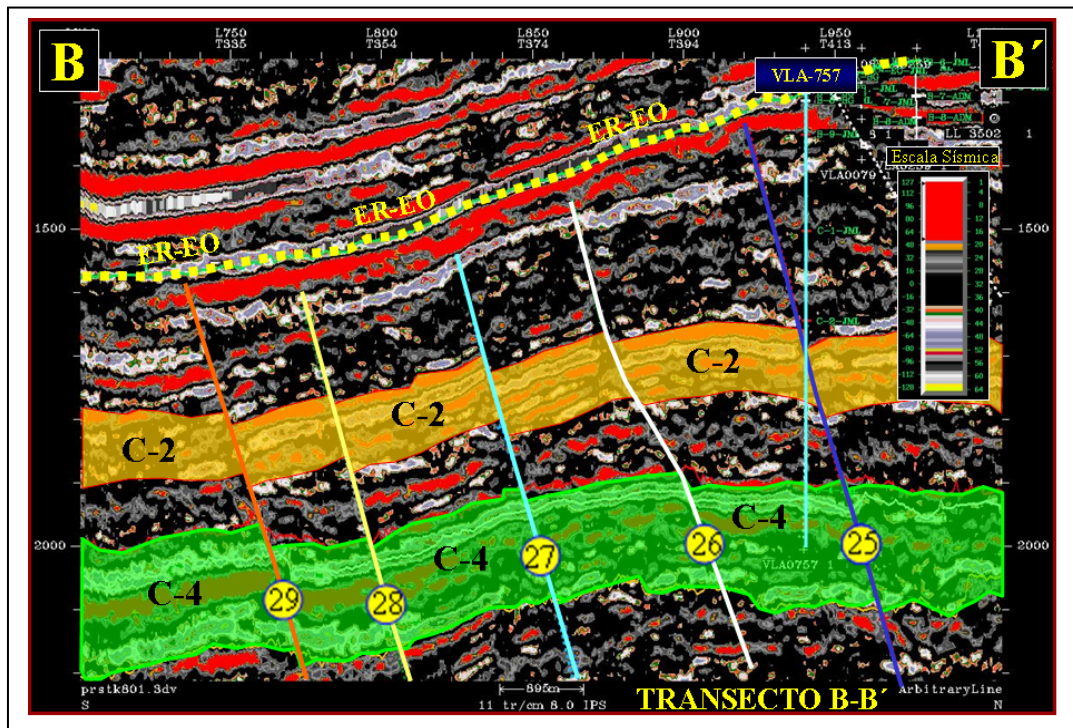


Figura 6.18. Transectos B-B' sobre el anticlinal (estructura en “Flor Positiva”) del Flanco Oeste (ver Figura 6.3 para ubicación) con el sistema de fallas normales formadas por distensión que atraviesa la columna sedimentaria del Eoceno.

Posiblemente, el período de formación de estas fallas normales (Figuras 6.17, 6.18 y 6.19 B) pudo ser contemporáneo al “Pop-up” o “Flor Positiva”, es decir, entre el Eoceno Tardío-Mioceno, bajo un régimen distensivo producto del movimiento transpresivo de Lama-Icotea. Todas estas fallas tienen un rumbo NO-SE, extendiéndose algunas en profundidad hasta el Cretáceo y contrarias a la dirección NNE-SSO de las fallas inversas y principales (Lama-Icotea), corroborando así, que el modelo estructural presentado en este trabajo respeta los modelos de Wilcox et al. (1973) y Tchalenko (1970).

La ruptura de la roca madre en el Grupo Cogollo (Fm. La Luna), tanto por estas fallas normales e inversas, como por la falla Lama-Icotea, propiciaron las vías de migración de hidrocarburo a través de sus planos, originando la acumulación de petróleo en los niveles más altos como el Eoceno y estructuras como el Ático.

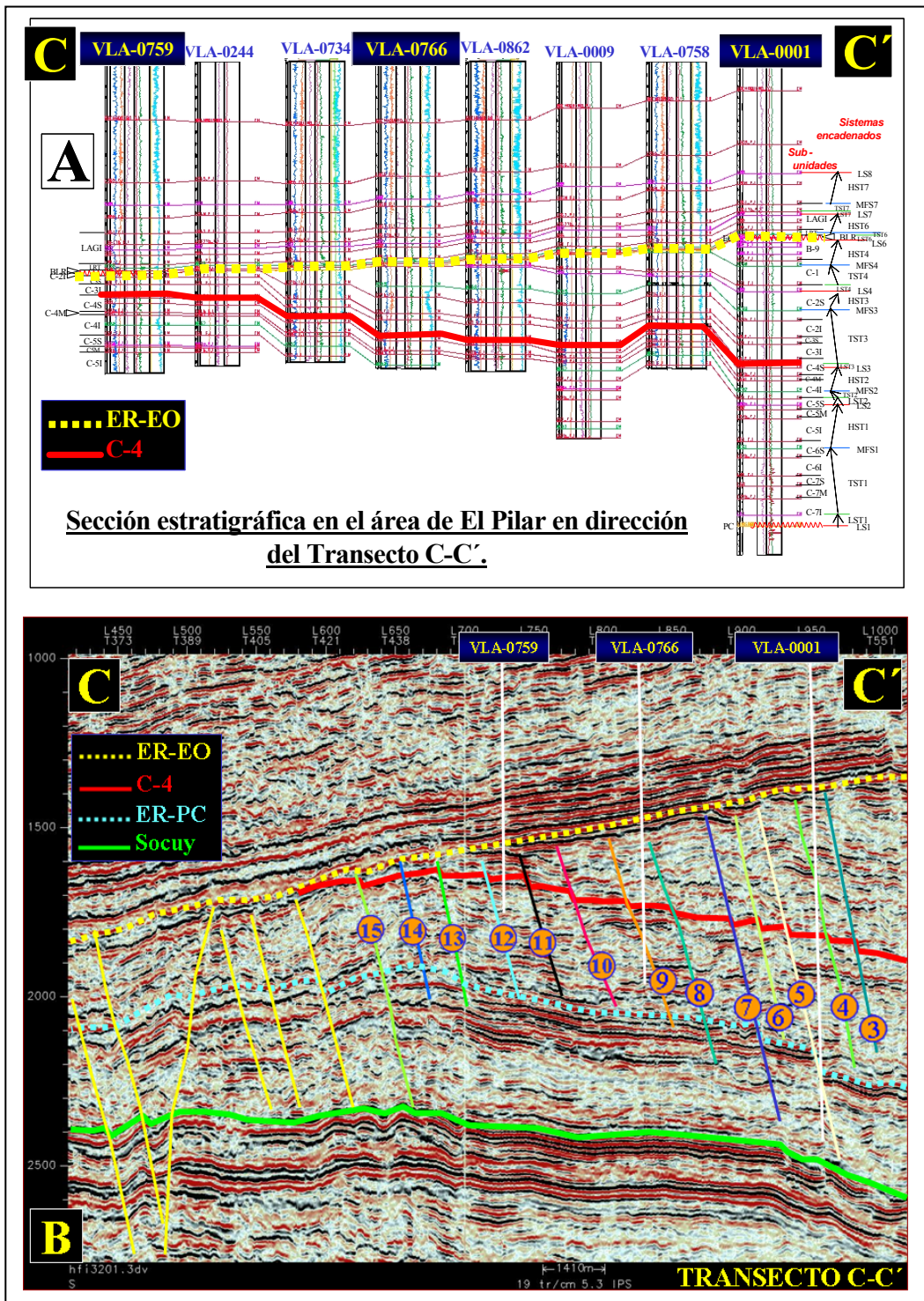


Figura 6.19. Sistema distensivo encontrado en el Flanco Este en el área de El Pilar (ver Figura 6.3 para ubicación) con su relación estratigráfica. A) Sección estratigráfica con pozos, mostrando el acuñamiento del yacimiento C-4 al SE. B) Fallas normales bajo régimen distensivo con evidencias de inversión estructural.

Link et al. (1999) desarrolló un modelo tectónico en el Bloque I como lo muestra la Figura 6.20 (A). Allí podemos visualizar una sección sísmica conformada básicamente por las mismas estructuras observadas en nuestro estudio. Este autor interpreta la falla Lama-Icotea (color negro) como dos planos semi-verticales interrumpidos por una falla lístrica que la denominó Ático (color rojo) a nivel del Cretáceo. Esta interpretación es respetable, mas no es compartida con la interpretación encontrada en este trabajo.

En primer lugar nuestro plano de falla Lama-Icotea (1) (Figura 6.20 B) no se ve truncado ni interrumpido por otra estructura, sino que es prácticamente vertical por los comentarios anteriormente expuestos en la identificación e interpretación de la misma. Por otro lado, una de las razones para interpretar casi vertical este plano de falla, es el control con la perforación de los pozos a nivel del Cretáceo en el Flanco Oeste (Base de Datos del Libro de Reservas y Perforación de Pozos, 2010). Estos pozos han sido perforados muy cercano a la falla Lama-Icotea buscando mayor fracturamiento, atravesando toda la columna sedimentaria del Eoceno, Paleoceno y Cretáceo Superior, para finalmente encontrar Socuy, por ejemplo, a 15.000 pies sin repetir sección alguna de esta formación a esta profundidad. Sin embargo, si usáramos el modelo de Link et al. (1999), lo mas seguro que se repitiera sección a nivel de Socuy (color verde), ya que perforaríamos estos sedimentos en el Flanco Este y luego de varios pies los volveríamos a encontrar nuevamente, tal como lo muestra el Pozo A en la Figura 6.20 (A). Cabe destacar que ningún pozo Cretáceo en el área de estudio ha presentado estas características, ni tampoco a cruzado una falla lístrica. El proceso de inversión tectónica en el modelo de Link et al. (1999) si concuerda con el presentado en este estudio.

Por otro lado, si seguimos el modelo de Link et al. (1999) para la falla del Ático, seguramente se tendría un cabalgamiento sobre el Mioceno por efecto del plano lístrico de esta falla, la cual serviría como plano de deslizamiento o despegue. Por lo tanto, sería un tanto difícil formar la estructura en “Flor Positiva”, observada en la sísmica del área, ya que la misma se forma bajo el esquema de un movimiento transpresivo y no un cabalgamiento.

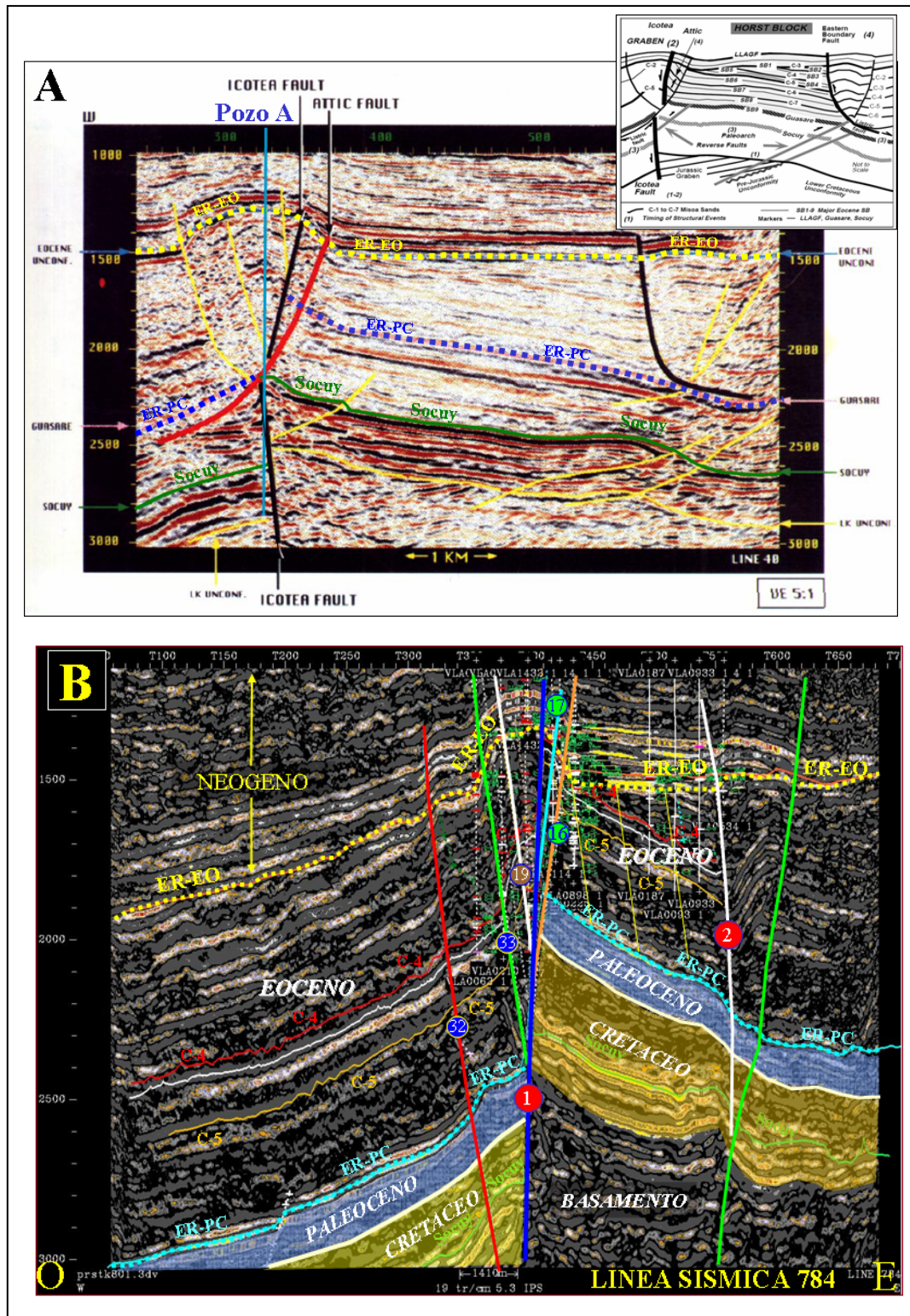


Figura 6.20. A) Sistema de fallas en el Bloque I interpretadas por Link et al. (1999). B) Interpretación estructural propuesta para el área de estudio del Bloque I.

Kellogg (1984), Audemard et al. (1999b, 2005) y Taboada et al. (2000) analizaron el marco geodinámico que afecta el oeste de Venezuela por influencia de la Placa del Caribe y Nazca contra la de Suramérica, la cual es considerado como un sistema complejo. Estos estudios arrojaron que para finales del Eoceno-Tardío y principios del Neógeno, el campo de esfuerzos horizontal máximo (σ_{Hmax}) es un vector de convergencia oblicua (NO-SE, ver Figura 6.21 A, flechas azules) que deformó gran parte de las estructuras, causando movimiento sinistral y transpresivo a la mayoría de las fallas importantes de la Cuenca de Maracaibo como Lama-Icotea, Burro Negro, Ceuta y Pueblo Viejo.

Los análisis geomecánicos de pozos, realizados en este estudio, arrojaron también un campo de esfuerzo de dirección NO-SE (Figura 5.6 y 5.7), lo cual concuerda con los encontrados por los autores Kellogg (1984); Audemard et al. (1999b, 2005) y Taboada et al. (2000), corroborando así la compatibilidad de estos trabajos con los resultados observados en este estudio.

Por otra parte, bajo la premisa de este sistema de esfuerzos transpresivos, no se descarta la posibilidad que el levantamiento estructural observado en el Bloque I (específicamente en el área del Pilar por efectos de inversión estructural en la falla Lama-Icotea, sector amarillo y rojo, ver Figura 6.21 B) pudo ser ayudado por el plano de despegue de la falla VLE-400 ubicada al sur del Bloque I que engloba los estudios realizados por Escalona y Mann (2003), la cual se observa en la Figura 6.21 (C). Es notorio hacer referencia a esto porque observamos el efecto tijera de la falla Lama-Icotea al sur del área de estudio, que a diferencia del Bloque I, el área de Lagomedio presenta un depocentro o “Graben” en el Flanco Este y un “Horst” en el Flanco Oeste (Figura 6.21 C), ya que justo al truncarse la falla VLE-400 contra la falla Lama-Icotea al este, comienza el levantamiento estructural del Bloque I del Campo Lagomar, por lo tanto sería interesante estudiar si existe una relación tectónica entre ambas áreas (Lagomar y Lagomedio).

Las estructuras interpretadas aquí se pueden considerar acordes con la dirección de los máximos esfuerzos estudiados en la cuenca, siendo la principal fuente de su formación la colisión oblicua de la Placa del Caribe contra la de Suramérica, por lo tanto, para formar el tipo de estructura observadas en el Bloque I bajo los efectos de transcurrencia, compresión, rotación de bloques (transpresión) e inversión estructural, la incidencia de σ_{Hmax} debió ser necesariamente de forma oblicua al sistema de fallas principal Lama-Icotea y no netamente perpendicular. En consecuencia, si este esfuerzo hubiese sido O-E, existiría solo compresión sobre estas fallas sin rotación NNE. Aquí se demostró por sísmica (Figuras 6.13, 6.14, 6.15 y 6.16) que hubo una componente tangencial que impulso el movimiento transcurrente, dando finalmente un movimiento transpresivo sinestral al sistema de falla Lama-Icotea y Lama-Este, teniendo como resultado final una dirección NNE-SSO. En la Figura 6.22 (A y B) se dibuja el campo de esfuerzo encontrado para este análisis en el Bloque I.

Este sistema de campos de esfuerzos también produjo áreas muy compartimentalizadas como las encontradas por Planchart et al. (2002), dadas en la Figura 6.23 (A). Aquí el autor muestra un conjunto de pequeños bloques estructurales y compartimientos fracturados con los niveles secuenciales del Eoceno, Paleoceno y Cretáceo en el Bloque I, donde se aprecia la gran deformación que existe dentro de los yacimientos productores y la evidente inversión estructural para los sedimentos del Flanco Este (Área del Pilar). Esto puede ser comparado con el comportamiento tectónico ubicado en la imagen sísmica 3D del yacimiento C-4 de la Figura 6.23 (B) en el área estudiada, apreciándose el “Horst” del área de El Pilar en el Flanco Este y el “Graben” en el Oeste. En la Figura 6.23 (B) las zonas en color amarillo representan los sectores más altos como el Ático, las rojas las zonas intermedias y las verdes las más bajas como el Flanco Oeste.

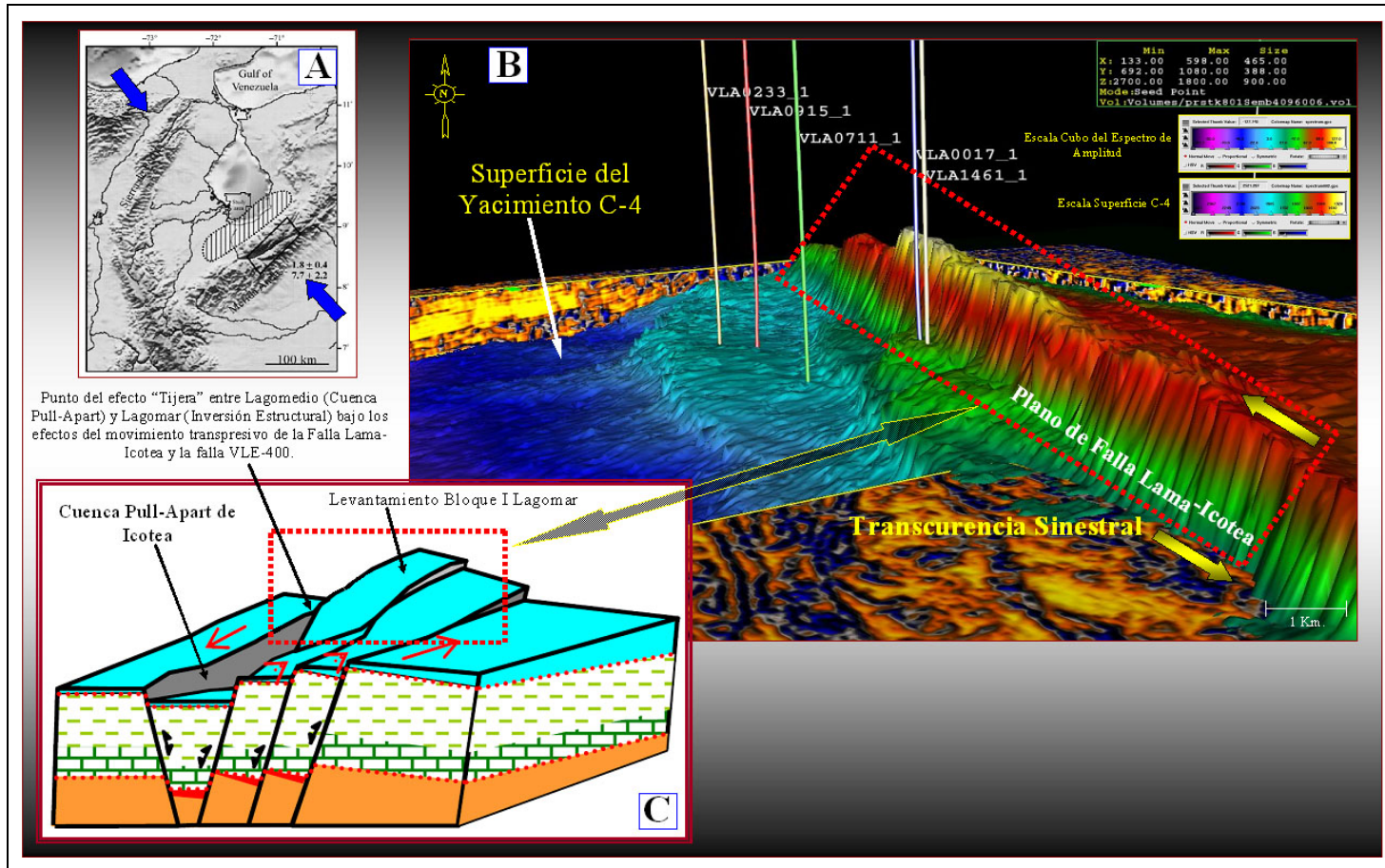


Figura 6.21. Relación del campo de esfuerzo regional en la Cuenca de Maracaibo asociado a la interpretación estructural del área de estudio. A) Dirección del campo de esfuerzos horizontal máximo (σ_{Hmax}) analizados por Kellogg (1984), Audemard et al. (1999b, 2005) y Taboada et al. (2000). B) Interpretación en 3D del área de estudio con inversión estructural asociada a los esfuerzos. C) Relación de la cuenca "Pull-Apart" de Escalona y Mann (2003) bajo el efecto tijera de la falla Lama-Icotea comparada con las estructuras en el Bloque I (ambas áreas sujetas a inversión tectónica).

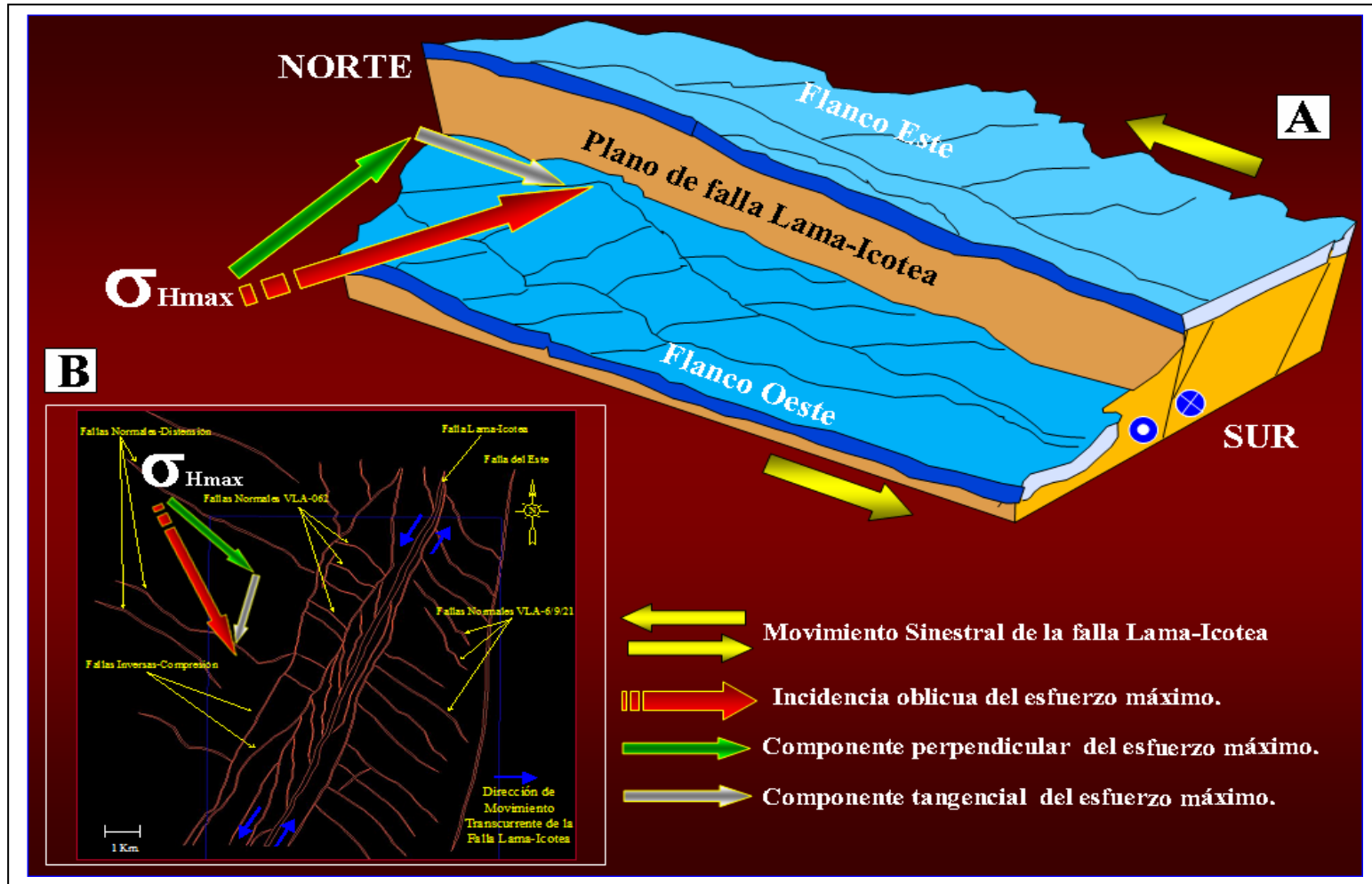


Figura 6.22. Dirección del esfuerzo máximo horizontal y su descomposición en componente tangencial y normal a las fallas transcurrentes en el Bloque I. A) Reconstrucción en 3D del levantamiento del área y su asociación con los esfuerzos. B) Mapa estructural del área con el σ_{Hmax} en el yacimiento C-4.

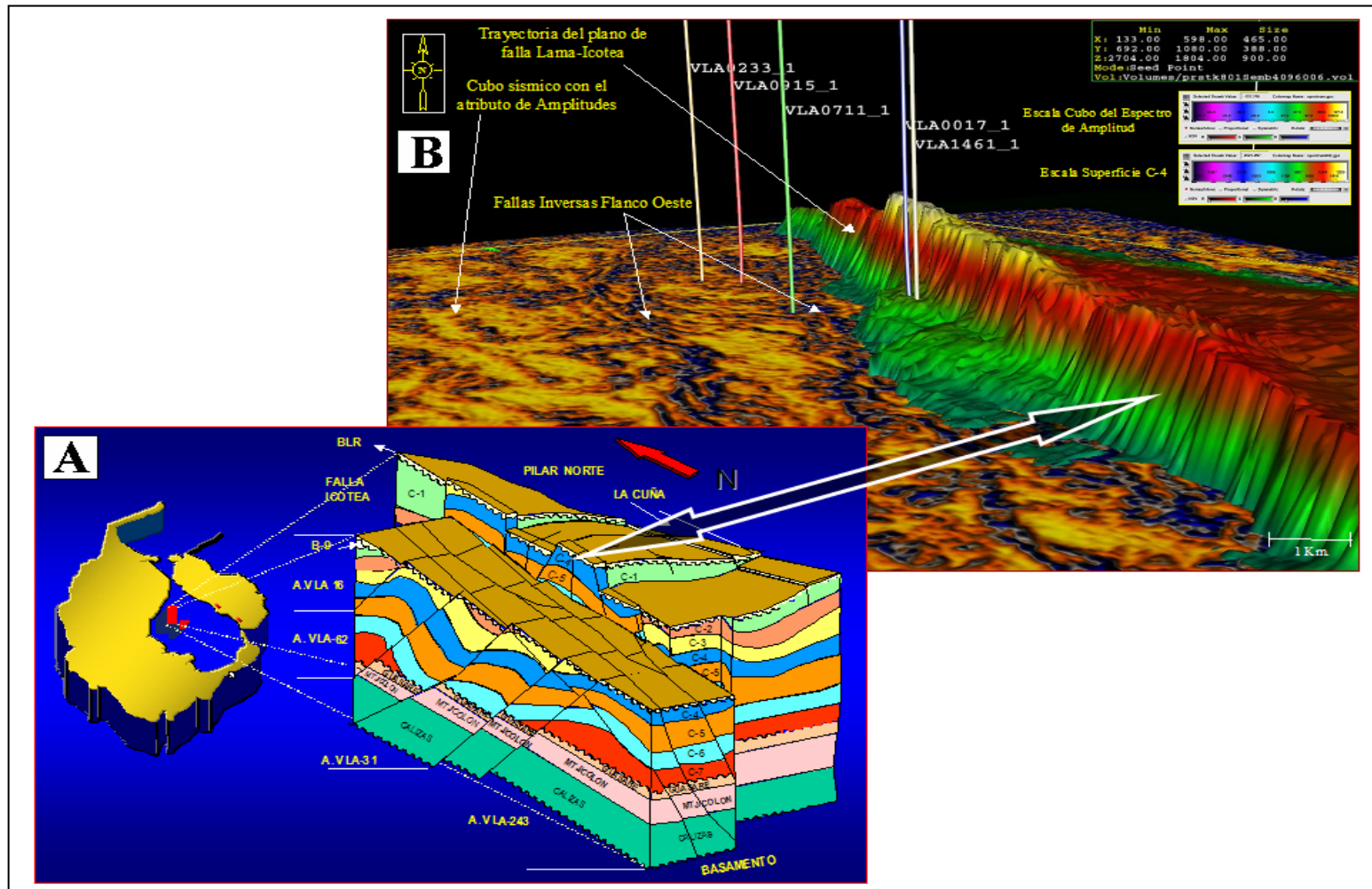


Figura 6.23. A) Modelo aproximado de áreas compartimentalizadas y sus niveles estratigráficos de las Arena B y C interpretadas por Planchart et al. (2002). B) Interpretación 3D del área de estudio con posibles zonas con compartimientos estructurales.

Las principales fallas (Lama-Icotea, Ático y Este) y el anticlinal deformado del área de estudio, guardan relación con lo planteado por Lugo (1991) en su análisis estructural de la Cuenca de Maracaibo entre el Cretáceo-Neógeno, donde observa que la mayoría de los alineamientos de fallas principales y anticlinales poseen una dirección NNE-SSO (zonas en color marrón claro, Figura 6.24 A). Estos alineamientos tienen similitud con las evidencias estructurales encontradas en el cubo estructural (structure-cube) de la Figura 6.24 (B) y el mapa estructural del yacimiento C-4 de la Figura 5.2 y 6.3.

Schreurs y Colletta (1998) también desarrollaron un análisis estructural en zonas de fallas con movimiento transpresivo y transtensivo entre las localidades Maracaibo, Bocono y Barinas, donde plasman la elevación de bloques estructurales a través de planos de fallas inversos en sistemas transcurrentes sinestrales afectados por movimientos del tipo transpresivo, teniendo en cuenta una falla principal (Boconó) en el centro del anticlinal (Figura 6.24 C). Esto se relaciona con los eventos estructurales encontrados en este trabajo, donde los planos de fallas como el Ático y la falla Intra-Ático sirvieron como sistemas deslizantes para elevar los bloques que conforman esta área, junto con la transpresión ejercida por la falla principal Lama-Icotea (Figura 6.24 D). Por lo tanto, este régimen transpresivo afectó toda la Cuenca del Lago de Maracaibo no solo a nivel local, sino también regional.

La dualidad estructural en el Eoceno (distensión-compresión) encontrada en el sistema estructural del Bloque I que formó fallas normales en el Eoceno Temprano-Medio (distensión), para que luego se reactivasen como inversas en el Eoceno-Tardío, puede ser explicado con los modelos en cajas de arenas realizados por Ustaszewski et al. (2003) en las Figuras 6.25 y 6.26. Estos modelos podrían soportar la explicación dada en las Figuras 6.6 (D y E) de la posible evolución estructural del Bloque I en sus etapas distensivas-compresivas desde el punto de vista experimental.

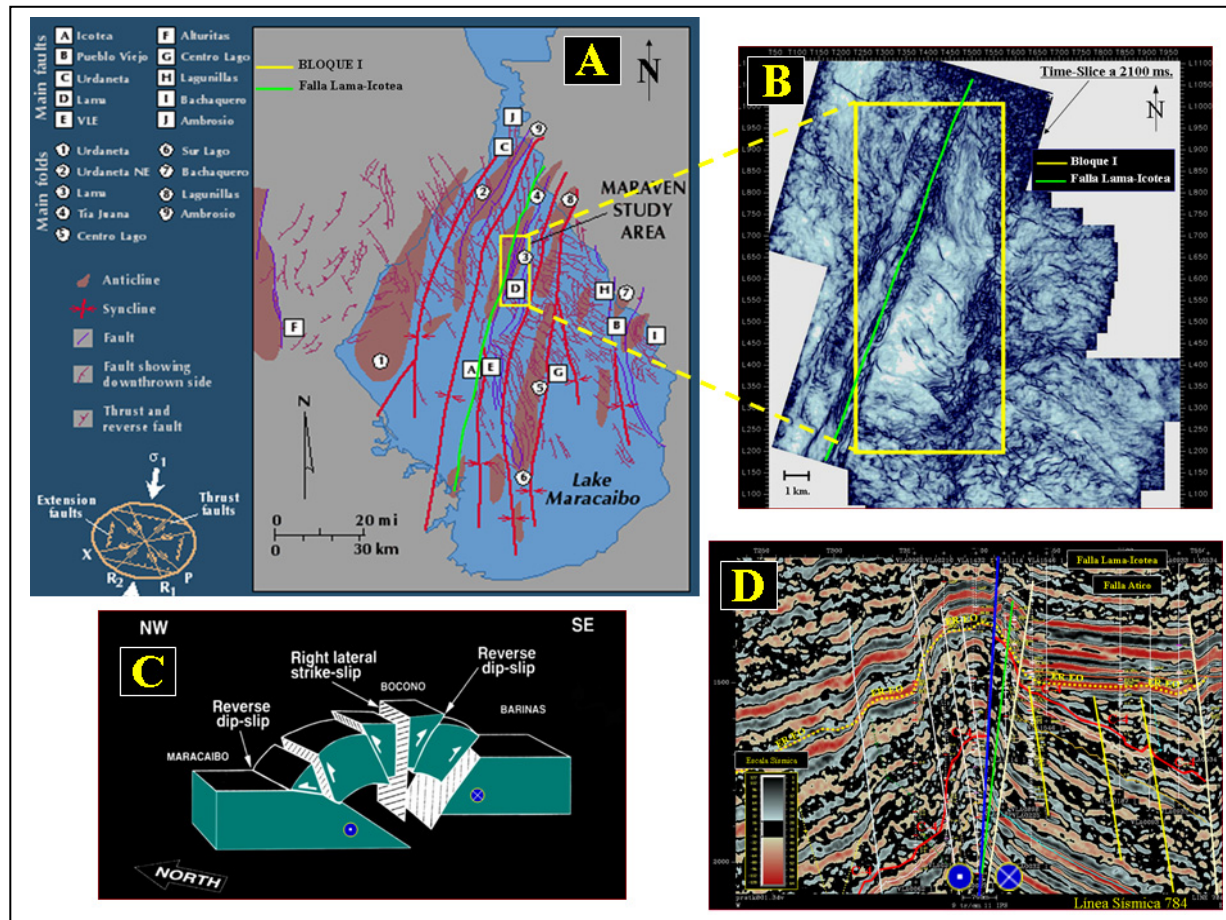


Figura 6.24. A) Trayectoria NNE-SSO de anticlinales y fallas principales como Lama-Icotea, Pueblo Viejo y Urdaneta en la Cuenca del Lago de Maracaibo analizadas por Lugo (1991). Modificado de Lugo (1991). B) Time-slice a 2100 ms mostrando la similitud encontrada en la sísmica del tren de fallas principales en el área de estudio con lo visualizado por Lugo (1991). C) Modelo estructural de fallas actuando como planos de deslizamiento inverso teniendo en cuenta como plano central la falla de Bocono bajo influencia de movimientos transpresivos sinestrales (Schreurs y Colletta, 1998). D) Modelo estructural del área de estudio bajo un régimen transpresivo sinistral teniendo en cuenta como plano central la falla Lama-Icotea (color azul).

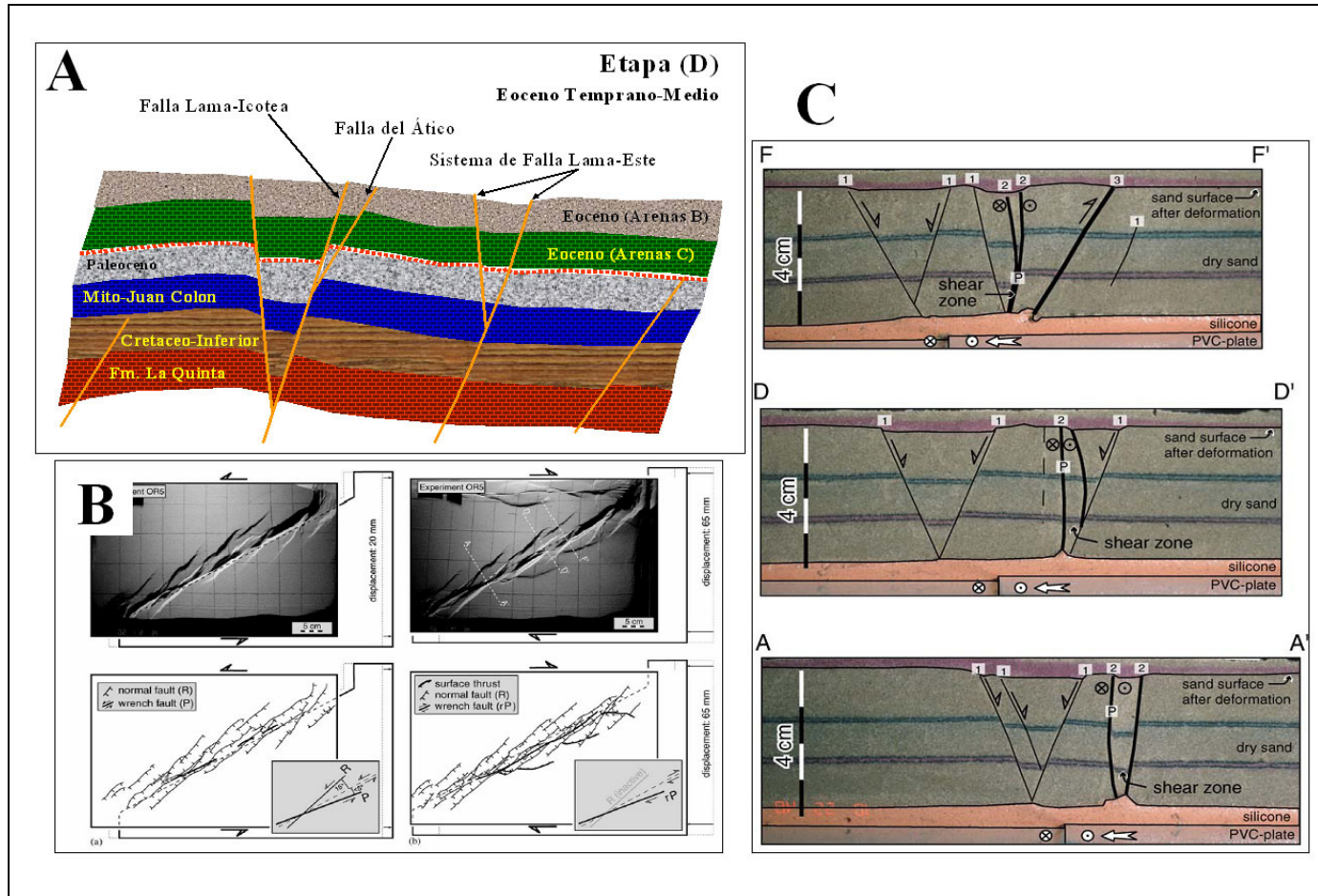


Figura 6.25. A) Modelo del régimen distensivo planteado para el Bloque I (Eoceno Temprano-Medio). B) y C) Vista en planta con cortes verticales en los modelos experimentales con cajas de arenas desarrollados por Ustaszewski et al. (2003) bajo efectos distensivos, respectivamente.

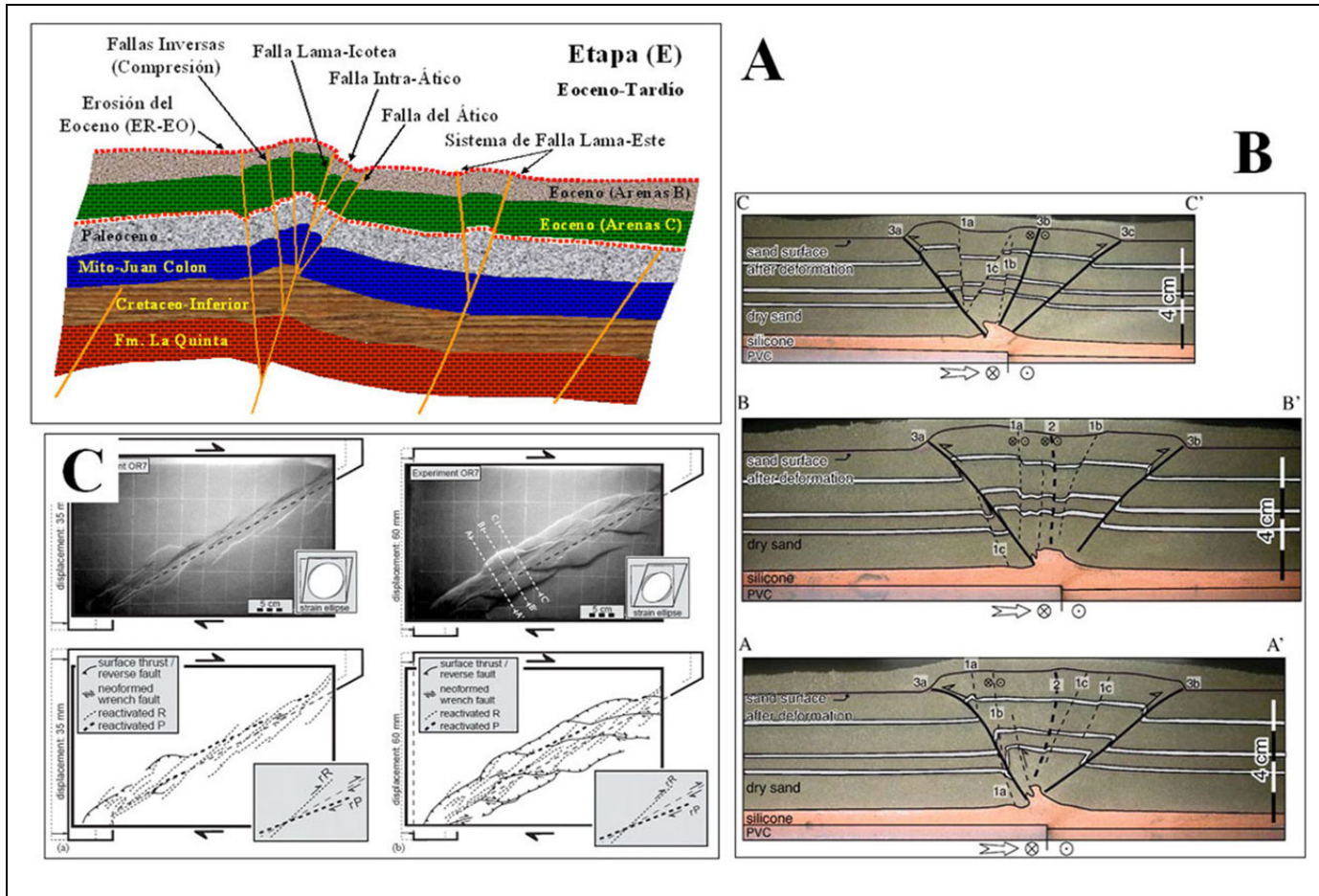


Figura 6.26. A) Modelo del régimen compresivo planteado en el Bloque I (Eoceno Temprano-Medio). B) y C) Vista en planta con cortes verticales en los modelos experimentales en cajas de arenas desarrollados por Ustaszewski et al. (2003) bajo efectos compresivos, respectivamente.

El mapa que contiene el modelo estructural de la Figura 6.3, construido para este trabajo, puede ser comparado con algunos experimentos con cajas de arena/arcilla, como los realizados por Lowell (1995), el cual resalta los diferentes episodios de la formación del fallamiento (junto con el elipsoide de deformación) en una estructura determinada bajo los efectos de un sistema transcurrente sinistral como el que representa la falla Lama-Icotea. La Figura 6.27, resume algunos ejemplos realizados por Lowell (1995) que incluyen estos experimentos con arena/arcilla y que pueden ser comparados relativamente con el fallamiento encontrado en este trabajo.

En la Figura 6.27 (A), se muestran las elipses de deformación y la formación de fallas sintéticas sinestrales y antitéticas dextrales dentro del experimento con arena. Las zonas más oscuras se encuentran asociadas a fosas (Grabenes) y las más claras corresponden a pilares (Horsts) o zonas levantadas. También son observadas la formación de pliegues y fallas en “échelon” y fracturas sintéticas y antitéticas (Figura 6.27 B). Las lonjas de Pilares (Horsts) y Fosas (Grabenes) se forman a lo largo de zonas de fallas transcurrentes como las encontradas en la interpretación estructural en el Bloque I del Campo Lagomar bajo los efectos del movimiento de los bloques de la falla Lama-Icotea conformados por el alto estructural del El Pilar (Flanco Este) y el Graben del Flanco Oeste.

Dentro de estos experimentos las estructuras formadas por transcurrencia fueron creadas por movimiento transcurrente sinistral convergente entre las dos piezas de la mesa (Figura 6.27 C). Primero se forman pliegues anticlinales paralelos al eje más largo de la elipse de deformación y posteriormente se desarrolla el fallamiento por transpresión. En lo que avanza la deformación se produce un levantamiento paralelo a la zona de transcurrencia bajo la cobertura. Los bordes sobre el levantamiento son claramente sobrecorridos. La Figura 6.27 (D y E) también muestran otro ejemplo de generación de este tipo de estructuras en modelos con cajas de arenas desarrollados por Lowell (1995).

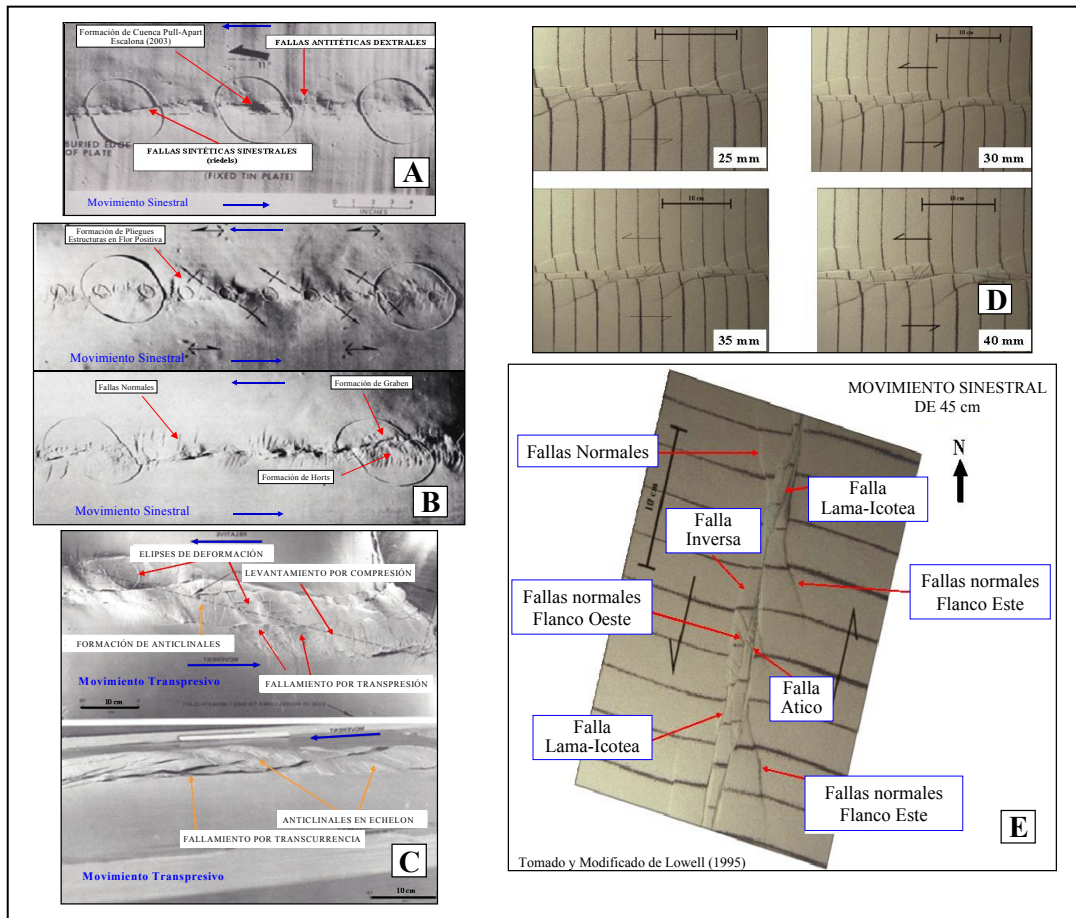


Figura 6.27. Ejemplos de modelos en cajas de arenas realizados por Lowell (1995). A) Movimiento sinistral (left lateral) en una caja con arcilla. Los aros son circunferencias en su estado original y se transforman en elipses a medida que el movimiento se produce. B) Elipses de deformación y desarrollo de fallas sintéticas sinestrales y antitéticas dextrales. Las zonas oscuras corresponden a fosas (Grabenes) y las más claras a pilares (Horsts). C) Creación de anticlinales y fallas de corrimiento por transpresión. D) Evolución del fallamiento en sistemas tectónicos con fallas del tipo transcurrente sinistral. E) Analogía aproximada entre las diferentes fallas encontradas dentro del modelo estructural del yacimiento C-4 del Bloque I y las estructuras formadas con los experimentos de arena bajo el movimiento de transcurrente sinistral. Tomado y modificado de Lowell (1995).

El marco estructural mostrado en la Figura 6.28 (A) representa una comparación entre la tectónica encontrada en la interpretación del área con los experimentos en cajas de arena realizados por Lowell (1995). Las diferentes fallas normales e inversas formadas alrededor de la falla Lama-Icotea, debido a su movimiento transpresivo, son observadas en la interpretación sísmica del mapa

estructural en tiempo, la cual muestra cierta similitud con la Figura 6.28 (B), donde se ilustra un levantamiento de la estructura (realizadas con arenas bajo movimientos transpresivos) formando una serie de fracturas y fallas en “échelon” para los niveles superiores debido a un movimiento similar al desarrollado en el Bloque I del área de estudio, lo que evidencia la formación de anticlinales fallados de rumbo NE-SO debido a la compresión y la transcurrencia, tal como se aprecia en la línea sísmica 784 de dirección O-E de la Figura 6.28 (C), que demuestra el pliegue (anticlinal) formado en el Mioceno, también bajo los efectos del levantamiento compresivo de la Sierra de Perijá.

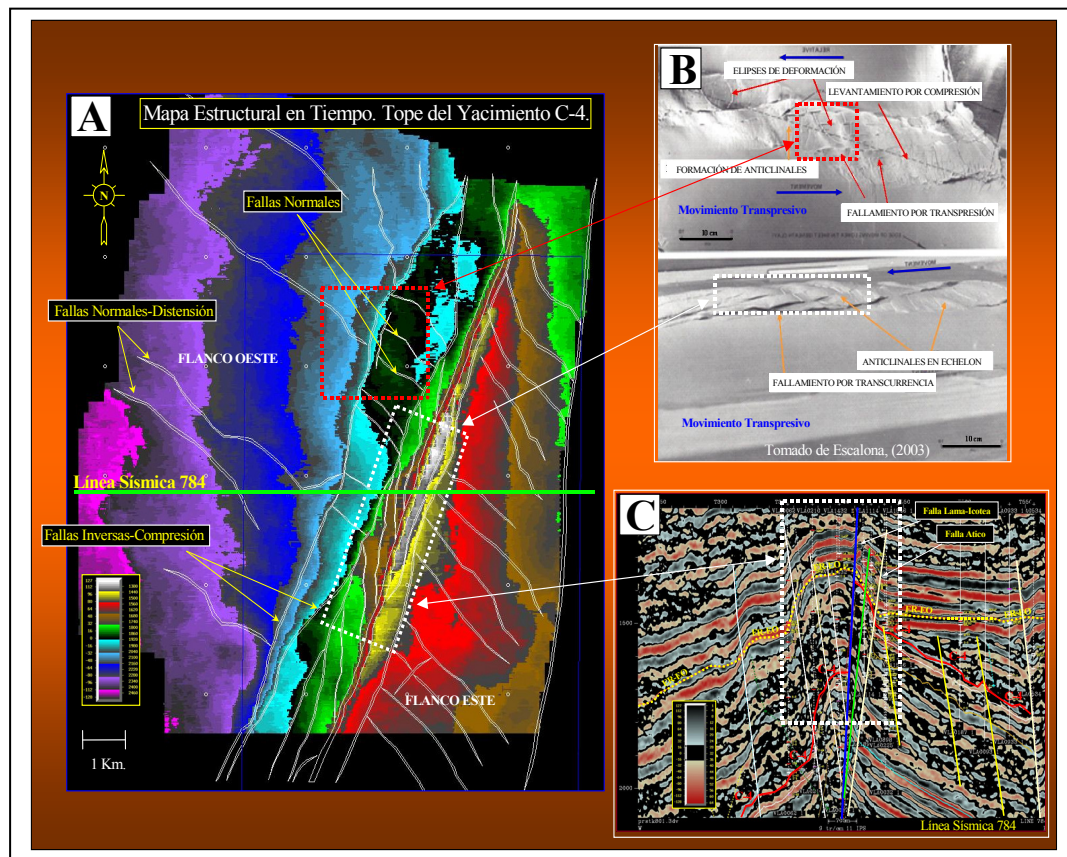


Figura 6.28. Relación del fallamiento encontrado en el Bloque I del Campo Lagomar con los experimentos en cajas de arena realizados por Lowell (1995). A) Interpretación estructural en tiempo [ms] del tope del yacimiento C-4 indicando los polígonos de fallas a ese nivel. B) Evolución experimental de fallas normales e inversas en sistemas tectónicos del tipo transcurriente sinistral con formación de anticlinales bajo los efectos de movimiento transpresivo estudiados por Lowell (1995). C) Línea sísmica 784 de dirección O-E con el levantamiento anticlinal del área de estudio similar a los encontrados en los experimentos de arena.

Comparar estos mecanismos experimentales con el marco tectónico desarrollado en este estudio ha sido de suma importancia, ya que se torna un tanto difícil el entendimiento de la dinámica regional involucrada para formar los movimientos sinestrales y la evolución de los sistemas de fallas Lama-Icotea y Lama-Este, asociado a los diferentes regímenes tectónicos a los cuales han sido sometida estas estructuras.

Las áreas en los recuadros punteados en blanco y rojo tratan de relacionar cada una de las imágenes de la Figura 6.28 (A, B y C) entre sí, con la idea de poder establecer una similitud entre las estructuras formadas en los experimentos de arena con las visualizadas en los mapas estructurales y las líneas sísmicas interpretadas en este trabajo.

Lowell (1995), también observó la formación de estructuras bajo sistemas de régimen distensivo y transpresivo dadas en la Figura 6.27 (E). Estas pueden ser comparadas con el modelo estructural de este trabajo tal como lo especifica la Figura 6.29, donde se indica los diferentes sistemas estructurales que se forman tanto en el mapa estructural interpretado en la Figura 6.29 (A) con los transectos A-A', B-B' y C-C', como en los modelos de arenas de la Figura 6.29 (B), comparando entre sí, la falla Lama-Icotea, la falla del Ático, las fallas normales e inversas y la dirección de movimiento transcurrente sinistral.

El recuadro amarillo punteado (por ejemplo), muestra un sector del área local, específicamente sobre la estructura en "Flor Positiva" del Flanco Oeste (transecto B-B'), interpretada en el mapa de la Figura 6.29 (A), y la relación con el modelo de caja de la Figura 6.29 (B), donde este tipo de estructuras están asociadas a fallas normales (formadas por distensión), como las interpretadas también en los transectos A-A' y C-C' (mostradas en la parte inferior de la lámina), relacionándose sus inicios por efecto de los movimientos transpresivos sinistral en los bloques que conforman la falla Lama-Icotea. Obsérvese la similitud del rumbo de cada una de estas fallas normales con las formadas en los experimentos de Lowell (1995) de la Figura 6.29 (B).

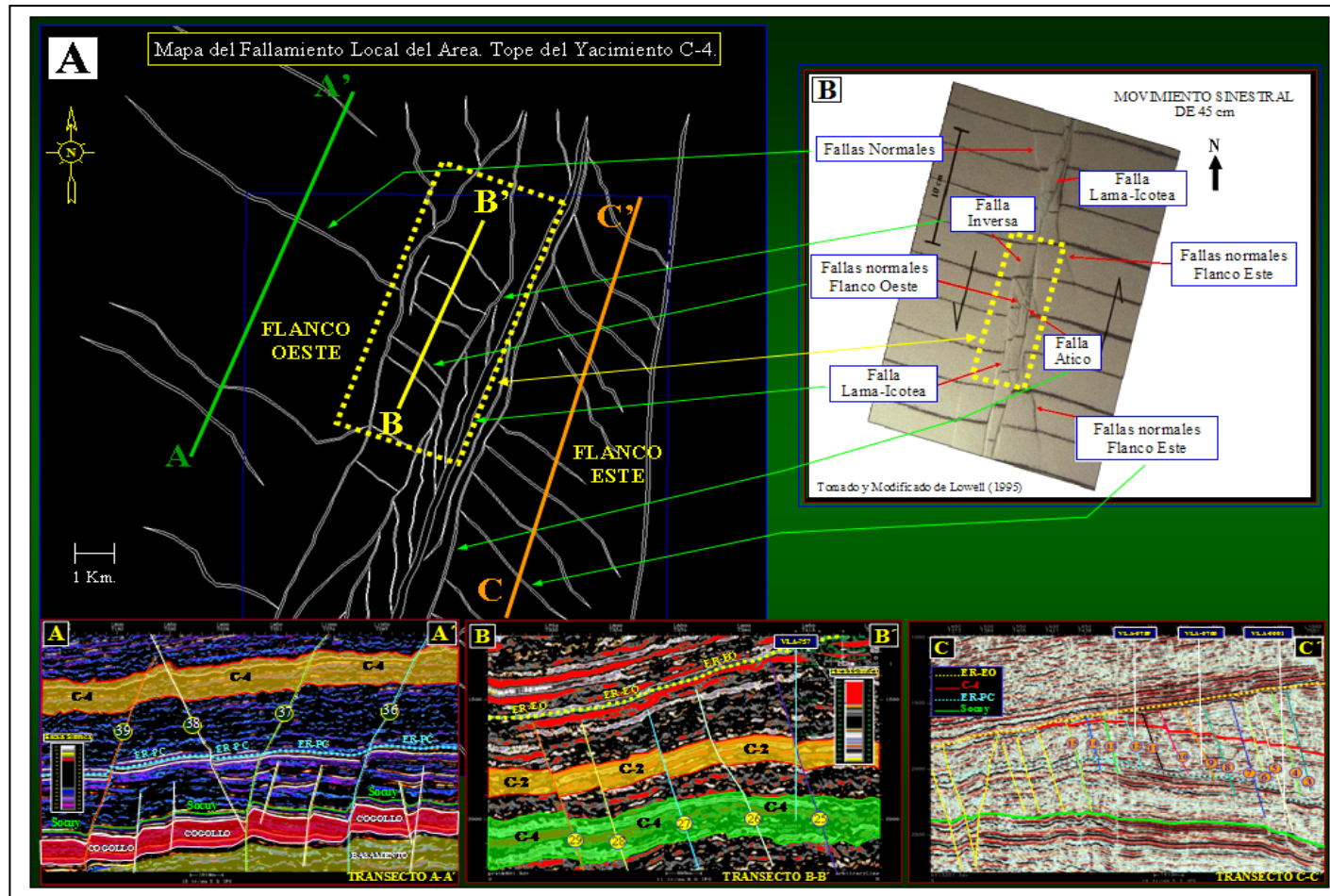


Figura 6.29. Comparación entre el modelo estructural interpretado en el área de estudio con otro de los experimentos de cajas realizados por Lowell (1995). A) Mapa estructural del tope del yacimiento C-4 indicando las fallas interpretadas. B) Formación de diferentes sistemas de fallas (normal, inversa) bajo la influencia del movimiento transpresivo sinistral desarrollado por Lowell (1995), comparados con los transectos A-A', B-B', C-C' ubicados en el mapa estructural del yacimiento C-4.

Los trabajos realizados por McClay y Bonora (2001) también resumen una analogía de experimentos realizados en sistemas de fallas transcurrentes con movimiento sinistral y transpresivo que se pueden comparar con los resultados obtenidos en este trabajo, dados en la Figura 6.30. Podemos visualizar como los niveles de arena adquieren un plegamiento en forma de estructura en “Flor Positiva” (Figura 6.30 B y C), la cual presenta gran similitud con las encontradas en la interpretación sísmica del Bloque I en este trabajo (Figura 6.30 A).

Es importante destacar que estas comparaciones con los diferentes modelos de experimentos en cajas de arenas son esencialmente para ilustrar algunas de las estructuras que se formaron dentro de un régimen transpresivo con efecto de movimiento sinistral, por lo tanto no necesariamente se deben parecer exactamente las fallas encontradas en el modelo estructural de este trabajo a las formadas en dichos experimentos.

El comportamiento estructural observado en las Figuras 6.30 (A, B y C) demuestra lo complejo que puede ser el tectonismo de una cuenca bajo los efectos deformantes de sus capas producido por el dominio de esfuerzos transpresivos como el caso encontrado en área de estudio, que a diferencia de un experimento de laboratorio, dichos esfuerzos fueron provocados por el movimiento y subducción de la Placa de Nazca, la colisión del Arco de Panamá y la colisión oblicua de la Placa del Caribe contra la de Sudamérica, para finalmente producir el fallamiento de toda la cuenca.

McClay y Bonora (2001), también hacen referencia en su trabajo a la formación de un “Pop-up” en el Cerro de la Mica (Norte de Chile), constituido por el sistema de fallas de Atacama (Figura 6.31 A y B). Los autores comparan este tipo de estructuras (dadas en la naturaleza) con sus experimentos en cajas de arenas. Este levantamiento se produce por el movimiento entre dos fallas inversas que actúan con movimiento transpresivo sinistral logrando una elevación montañosa de 800 m sobre el nivel del mar. La Figura 6.31 (C) es el resultado del experimento de estos autores.

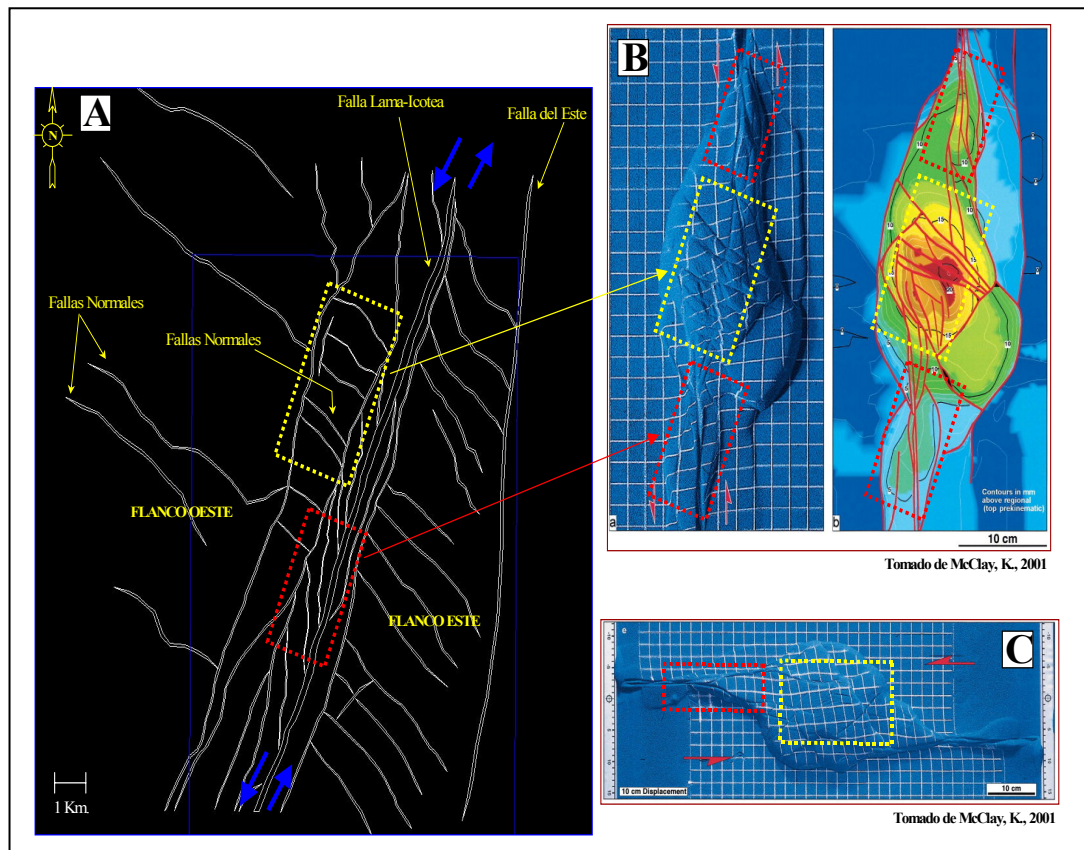


Figura 6.30. Comparación de la interpretación estructural del tope del yacimiento C-4 con los modelos experimentales de McClay y Bonora (2001). A) Interpretación estructural del área de estudio del Bloque I. B) Sistema formado por fallas normales e inversas en los experimentos de McClay y Bonora (2001). C) Movimiento transcurrente sinistral y formación de fallas normales por distensión y fallas inversas por compresión (McClay y Bonora, 2001).

Stone (1995), realizó estudios en el Domo de Quealy (Cuenca Laramie) en el estado de Wyoming (USA), la cual fue utilizada por McClay y Bonora (2001) como un ejemplo real para sus modelos (Figura 6.32). Este levantamiento se produce por el movimiento transcurrente sinistral compresivo entre dos fallas (F1 y F2), causando una elevación tipo “Pop-up” o estructura en “Flor Positiva”, considerando que este mecanismo pudo levantar rocas del basamento (Pre-Cambrico); al igual que el deslizamiento a través de la falla Lama-Icotea del bloque del Flanco Este, que impulso la elevación de toda la columna sedimentaria desde el Cretáceo, por inversión estructural y el levantamiento del Ático, por movimientos transpresivos.

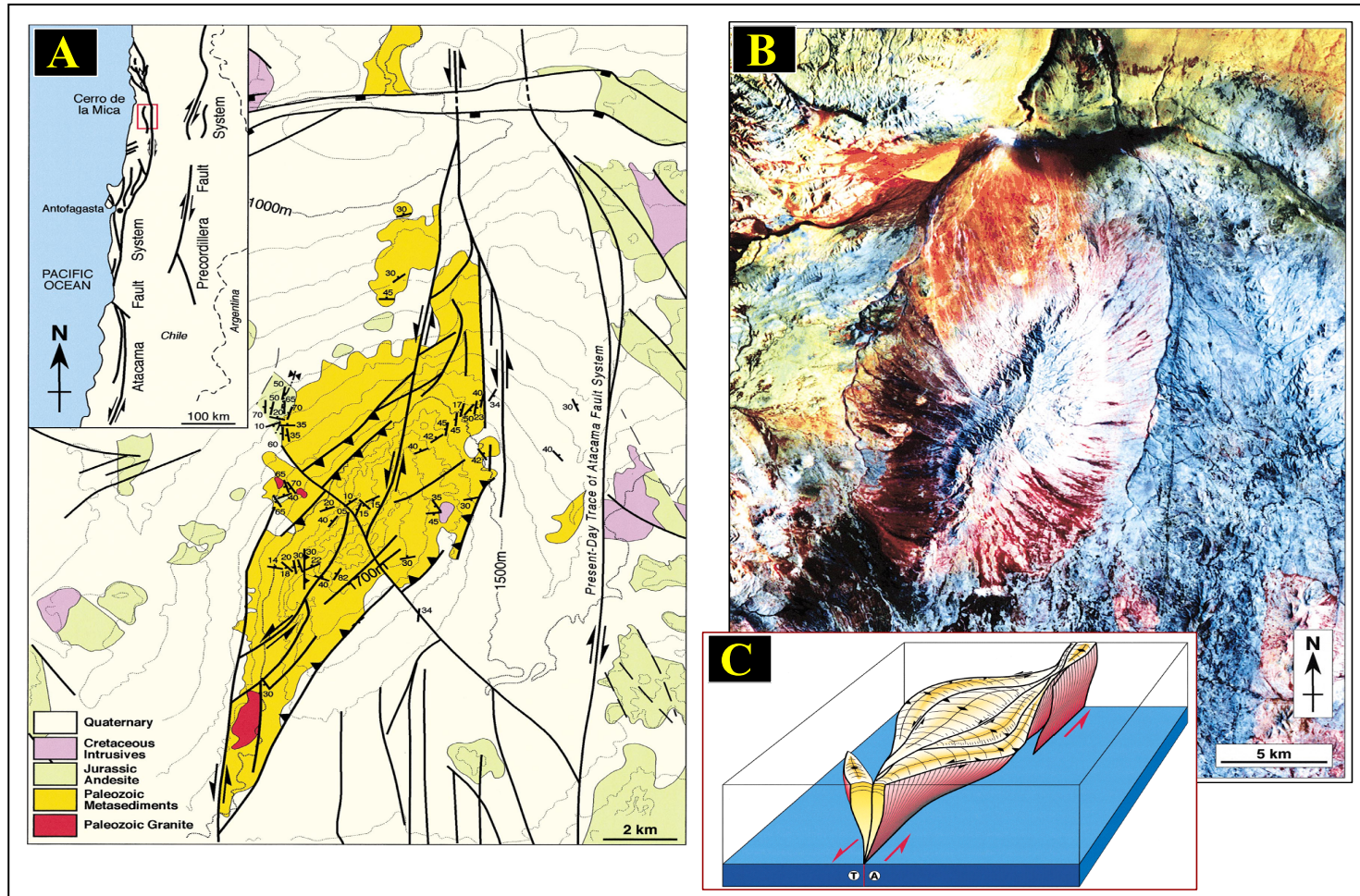


Figura 6.31. “Pop-up” formado en el Cerro de la Mica (Norte de Chile), constituido por el sistema de fallas de Atacama. A) Mapa estructural del Cerro de la Mica, conformado por fallas inversas y un sistema transpresivo sinistral. B) Imagen satelital del levantamiento del Cerro de la Mica (McClay y Bonora, 2001). C) Diagrama 3D de la geometría transpresiva sinistral de un “Pop-up” en los modelos de McClay y Bonora (2001).

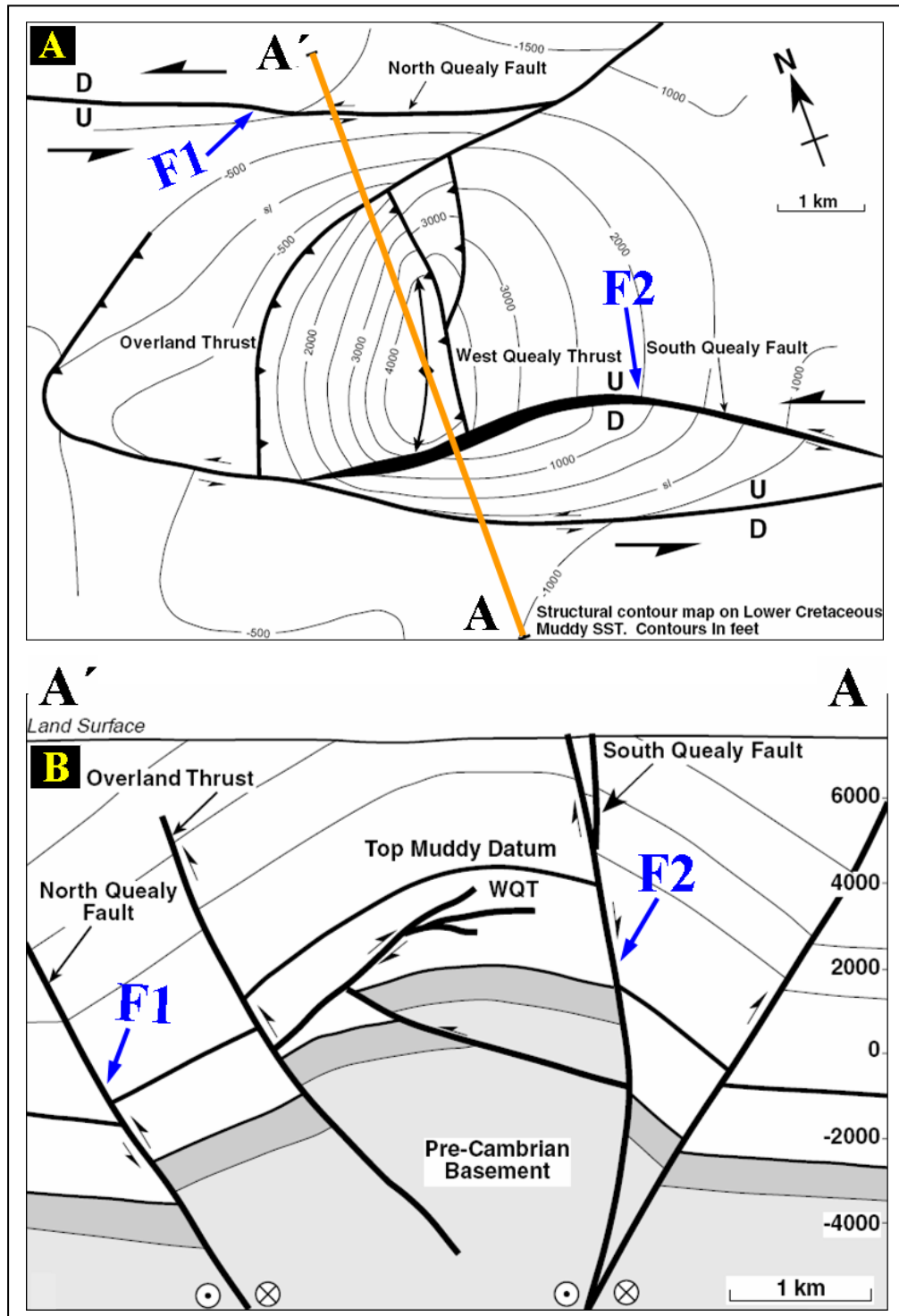


Figura 6.32. A) Mapa de contornos estructurales del tope del Cretáceo (Top Muddy) en la Cuenca de Laramie en Wyoming (USA) con un sistema transpresivo sinistral (Modificado de Stone, 1995). B) Estructura en “Flor Positiva” resultante del movimiento de los bloques conformados por las fallas F1 y F2 por transpresión (Modificado de Stone, 1995).

Filbrandt et al. (2006) realizó estudios de la evolución del sistema de fallas en la región norte de Omán situado en las montañas de Omán de la península Arábiga para el Cretáceo-Tardío (Figura 6.33).

Los indicadores cinemáticos de los datos del subsuelo, junto con la edad de las fallas de crecimiento, proporcionaron la base para interpretar que el esfuerzo máximo horizontal en la región se orientó NW-SE (flechas en rojo) durante el Campaniano. El control tectónico dominante en la formación del sistema de estas fallas se cree que ha sido una "colisión" oblicua de la Placa de India con la Placa Árabe durante el Santoniano-Campaniano. Esta colisión oblicua produjo un movimiento transpresivo sinistral que causó inversión estructural, elevando los sedimentos de la Formación Natih (Filbrandt et al., 2006), tal como lo muestra el corte sísmico a la derecha de la lamina (Figura 6.33).

Podemos observar que los resultados del estudio realizado en el Bloque I con los encontrados por Filbrandt et al. (2006) guardan gran similitud, inclusive hasta en la posición casi vertical de la falla F1, que podría compararse con la falla Lama-Icotea con movimiento sinistral, la falla F2 con la falla de Ático y la falla F3 con las fallas inversas encontradas en el Flanco Oeste. Se aprecia en la sísmica de la Figura 6.33 una estructura en "Flor Positiva" que pudo ser controlada por el movimiento transpresivo sinistral de la falla F1, donde también se aprecia el gran salto que posee la Fm. Natih entre el NE y el SO, tal cual a lo observado en el Bloque I entre el Flanco Este y Oeste entre el Cretáceo y el Eoceno. Por otra parte se encontró igualdad entre los campos de esfuerzo entre las dos regiones (Bloque I y Omán). La inversión estructural también se aprecia en la sísmica presentada por Filbrandt et al. (2006) en el tope de la Fm. Natih en sus Flancos NE y SO, guardando un gran parecido con la interpretación del yacimiento C-4 (Flanco Oeste y Este).

Considerando lo anterior, el sistema tectónico encontrado en el Bloque I, también puede ser asociado con otras áreas en el mundo, como la encontrada en la interacción oblicua entre la Placa de India con la Placa Arábiga.

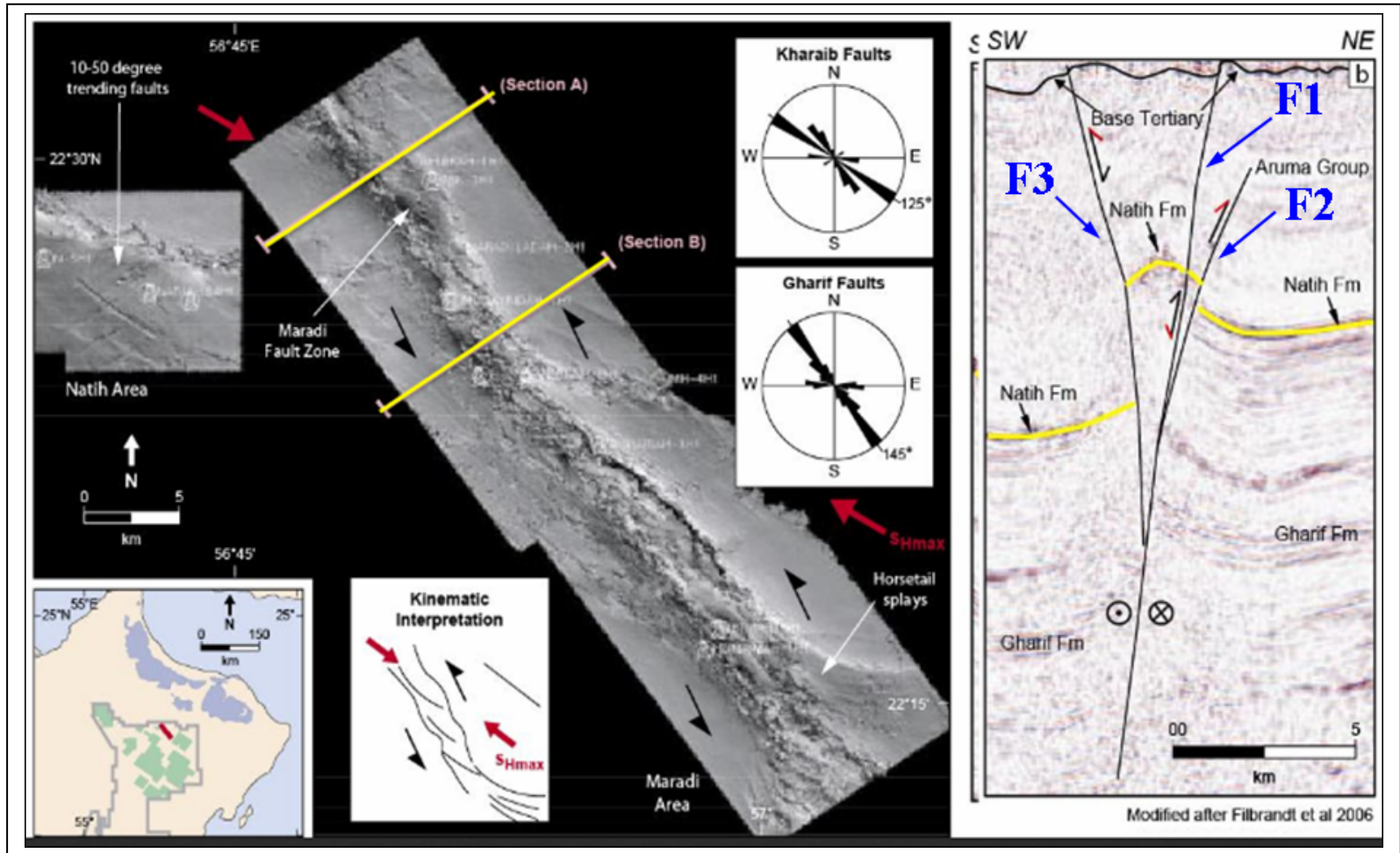


Figura 6.33. Evolución del sistema de fallas en la región norte de Omán (Montañas de Omán) situado en la península Arábiga para el Cretáceo-Tardío, en un régimen de movimiento transpresivo sinistral producido por un campo de esfuerzo horizontal máximo de dirección NO-SE bajo la interacción entre la Placa de India con la Placa Arábiga (Modificado de Filbrandt et al., 2006).

Hinsch et al. (2005 a, b) y Arzmuller et al. (2006) analizaron el sistema de fallas formado en la Cuenca de Viena (Austria) que se extiende entre los países República Checa, Eslovaquia y Hungría (Figura 6.34 A y B). El sistema tectónico de esta cuenca fue impulsado por un régimen de transcurrancia sinistral que causó la formación de fallas normales a lo largo de la misma. Los autores narran que es un sistema de cuenca “pull-apart” originado por distensión, debido al desprendimiento de la cuña orogénica de los Alpes-Cárpatos (Alpine-Carpathian) formando fallas en “échelon” como lo muestra la Figura 6.34 (C).

Aunque el modelo presentado por Hinsch et al. (2005 a, b) y Arzmuller et al. (2006) de la Cuenca de Viena no se relaciona a nuestro modelo transpresivo directamente, pues podemos hacer cierta analogía a lo que sucedió en el Bloque I para principios del Eoceno Temprano-Medio (Figura 6.6 D) donde reinó un régimen de fallamiento normal por distensión con el mismo régimen de transcurrancia sinistral, y que luego paso a compresivo, invirtiendo gran parte de las estructuras.

Como podemos observar en la Figura 6.34 (D), la interpretación sísmica realizada por Hinsch et al. (2005) guarda semejanza con lo presentado en la Figura 6.6 (D), que asocia al Bloque I la primera etapa de la dualidad estructural en el Eoceno (etapa distensiva). Es probable, que si hubiese reinado un periodo de transpresión para la Cuenca de Viena (al final de su formación), puede que muchas de las estructuras mostradas en el transecto A-A' de la Figura 6.34 (D) pasarían a ser estructuras gobernadas por sistemas de fallas inversas formando anticlinales en forma de “Flor Positiva” o “Pop-up” y algunos bloques invertidos, como sucedió al final del Eoceno y principios del Neógeno en la Cuenca de Maracaibo y en el área de estudio.

En los modelos con cajas de arenas de Wu et al. (2008), se describe el sistema de fallas normales por distensión en un movimiento transtensivo. Este autor toma como ejemplo natural la Cuenca de Viena para comparar sus resultados (Figura 6.34 F); siendo también comparable con la evolución estructural para el área de estudio. Esto demuestra que experimentalmente se pueden estudiar todos estos modelos estructurales que se ajustan a lo realmente encontrado en la naturaleza.

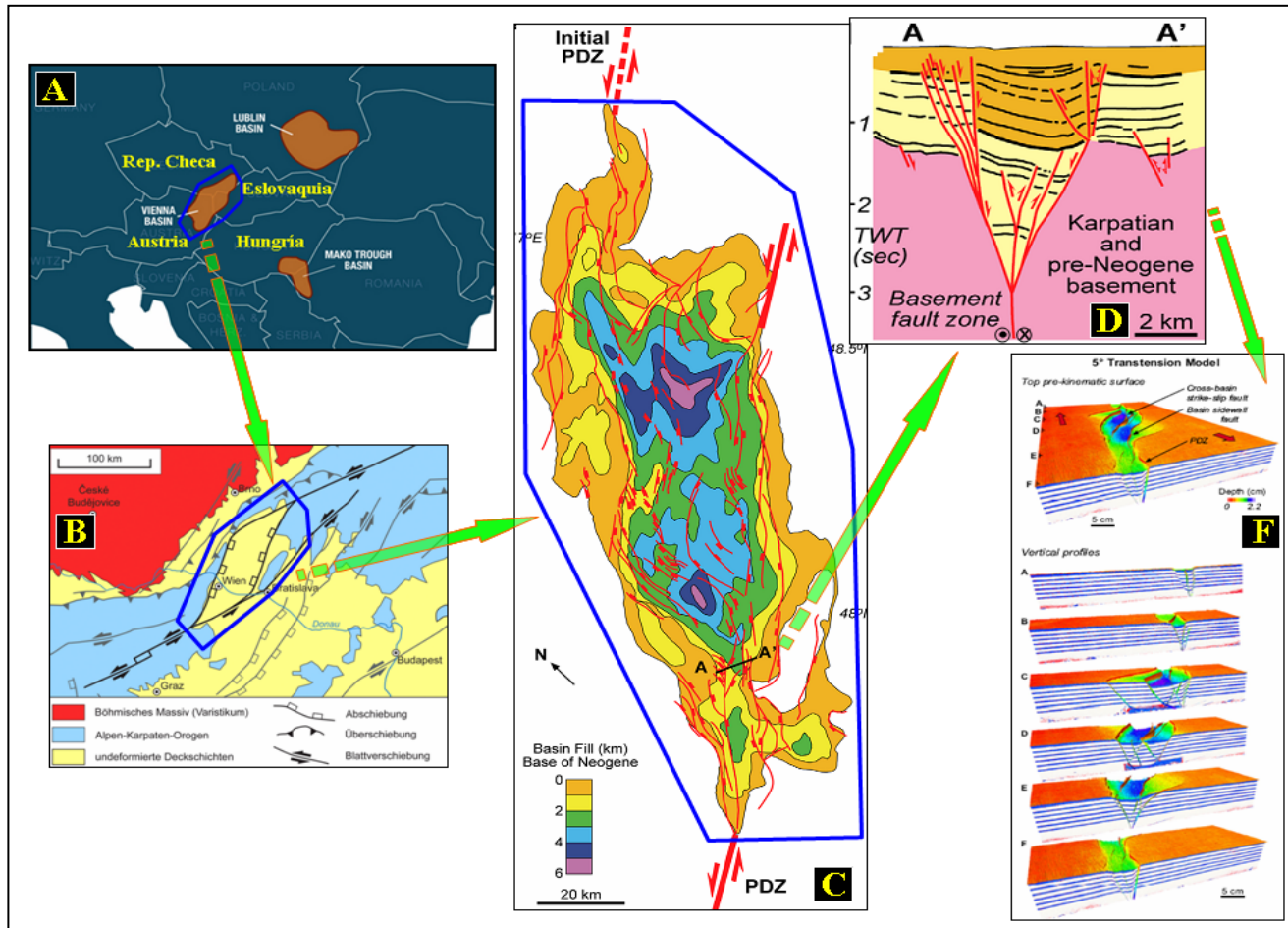


Figura 6.34. Evolución estructural de la Cuenca de Viena en Austria (Hinsch et al., 2005 a, b; Arzmuller et al., 2006) . A) Ubicación geográfica de la cuenca que se extiende entre República Checa, Eslovaquia y Hungría. B) Formación de una cuenca “pull-apart” por distensión. C) Mapa estructural del sistema de fallas señalando los depocentros. D) Interpretación estructural del transecto A-A'. E) Análisis en cajas de arena desarrollados por Wu et al. (2008), con fallamiento similar a los encontrados en la Cuenca de Viena y los análisis hechos para el Bloque I en el Eoceno Temprano-Medio.

Scisciani (2009), realizó estudios de la Cadena Montañosa de los Apeninos (Italia) y las estructuras que conforman la cuenca antepaís del Mar Adriático al este de Italia. Este sistema estructural fue formado por la colisión entre los bloques de África/Ádria y la Placa Europea, donde a partir del Cretáceo hasta el Mioceno se produjeron diferentes eventos tectónicos distensivos y compresivos que dieron lugar a la formación de fallas normales con posterior reactivación a fallas inversas, formando estructuras levantadas (positivas) por inversión.

Las estructuras que conforman la cuenca del Mar Adriático están ilustradas en los transectos sísmicos A-A' y B-B' de las Figuras 6.35 (A, B y C, ubicación Figura 6.35 A), donde se observan los distintos anticlinales o "Pop-up" formados por movimientos transpresivos entre el Neógeno-Cuaternario (Scisciani, 2009). La Fase III del transecto B-B' de la Figura 6.35 (C) evidencia un levantamiento por inversión y transpresión, los cuales pueden asociarse con los eventos que se observaron en la sísmica del Bloque I.

De Vicente et al. (2009), visualizo la deformación estructural del Sistema Ibérico al noreste de Madrid (España), causada por la colisión N-S entre la Placa Ibérica y la Placa Europea entre el Cretáceo-Mioceno, comportándose a finales del Cenozoico con colisión oblicua, dando lugar a un sistema de fallas inversas formadas por movimientos transpresivos, logrando evidenciar estructuras del tipo "Flor Positiva" en el área de Masegosa y el Alto del Tajo, tal como lo muestra el transecto A-B de la Figura 6.36 (B), junto al mapa estructural de la Figura 6.36 (A).

El estilo estructural de inversión y transpresión sugiere principalmente desplazamientos de desgarre a lo largo de fallas normales de dirección NO-SE, desarrolladas en su mayoría durante el Mesozoico, siendo reactivadas como fallas inversas a finales del Neógeno por transpresión (Figura 6.36 A). Para demostrar lo anterior fue necesario el análisis de paleoesfuerzos (De Vicente et al., 2009). Esta tectónica también tiene similitud con algunas fallas inversas estudiadas en el Bloque I, la cual fueron reactivadas por movimientos transpresivos a finales del Neógeno.

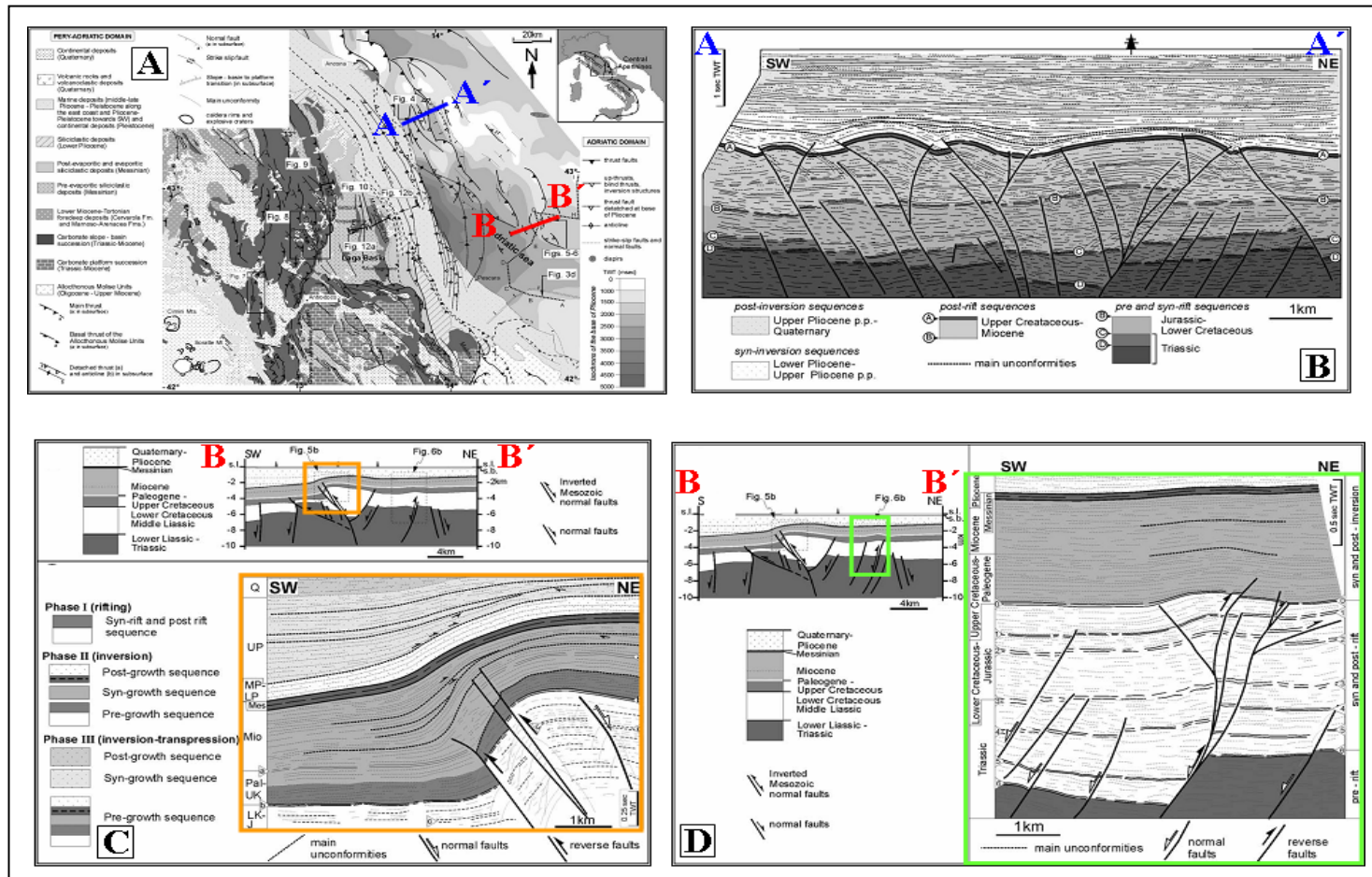


Figura 6.35. Sistema estructural interpretado en la cuenca antepaís del Mar Adriático al este de Italia, formado por la colisión entre el sistema de bloques África/Ádria y la Placa Europea (Scisciani, 2009). A) Ubicación geográfica de la cuenca con los transectos A-A' y B-B'. B) Transecto sísmico A-A' al norte de la cuenca del Mar Adriático. C) y D) Transecto sísmico B-B' al sur de la cuenca del Mar Adriático influenciado por fallamiento inverso por transurrencia compresiva e inversión estructural. Modificado de Scisciani (2009).

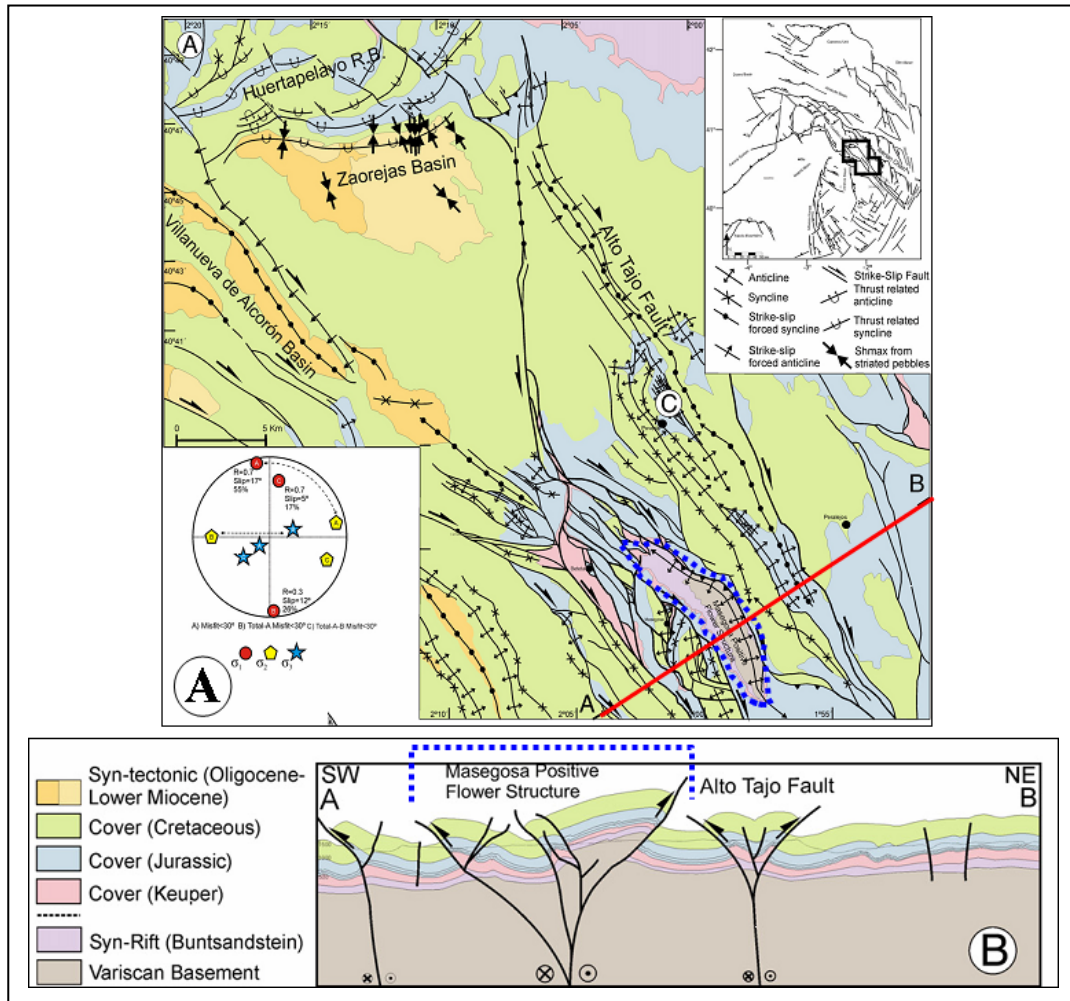


Figura 6.36. A) Mapa estructural en el área del Sistema Ibérico al noreste de Madrid (España), donde se aprecia el sistema de fallas inversas formadas por la colisión oblicua entre la Placa Ibérica y la Placa Europea a finales del Cenozoico. Modificado de De Vicente et al. (2009). B) Transecto A-B mostrando las estructuras en “Flor Positiva” en el área de Masegosa y el Alto del Tajo formadas por movimiento transpresivo. Modificado de De Vicente et al. (2009).

Al analizar los resultados de los atributos sísmicos (Figura 6.37), podemos observar la distorsión de las amplitudes en las vecindades de la falla Lama-Icotea (recuadro en blanco punteado), lo que corrobora que en estas zonas existen cambios muy bruscos en las capas de los reflectores sísmicos debido a los eventos tectónicos que se desarrollaron alrededor de su plano. Esto hace que se torne más difícil la interpretación sísmica en este tipo zona, sin embargo, allí podrían existir compartimientos estratigráficos con gran acumulación de hidrocarburo que deben ser estudiados cuidadosamente con análisis de presión en pozos, para saber si existen estructuras o fallas, que separen estas zonas como potenciales trampas. Aquí se puede apreciar el nivel del contacto agua petróleo (CAPO) aproximadamente a una profundidad de 8440 pies estimado por data de producción de pozos vecinos. Este dato es de suma importancia para verificar las zonas en las que el agua ha alcanzado los niveles de las estructuras, pudiendo ubicar con mejor precisión nuevas localizaciones en la parte más alta de las mismas.

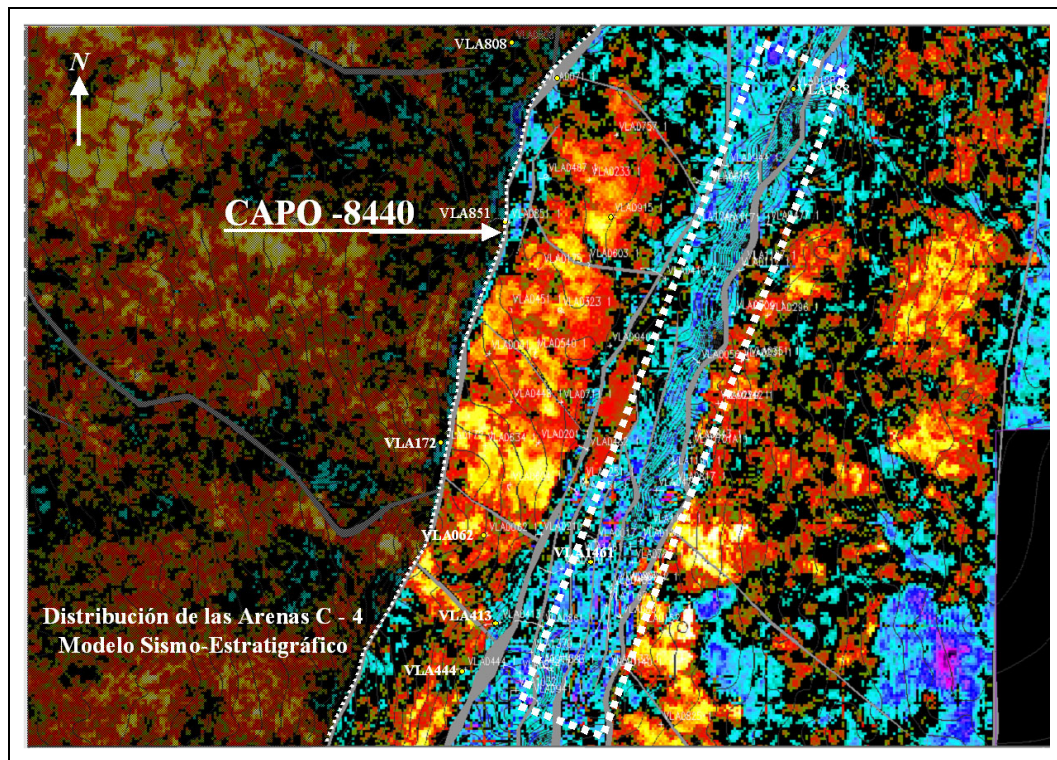


Figura 6.37. Atributo sísmico de amplitud que representa las zonas más deformadas de una de las arenas productoras del yacimiento C-4, indicando su distribución espacial por espesores y las discontinuidades laterales dentro del sistema de fallas de Lama-Icotea (recuadro punteado en blanco).

Los atributos estructurales tipo Edge definen la tendencia estructural de la interpretación sísmica de un yacimiento donde se requiera modelar las zonas de fallas a lo largo de un estudio de yacimiento. La Figura 6.38 es un ejemplo de este tipo de atributo desarrollado sobre el tope del yacimiento C-4, donde se resaltan las estructuras con rasgos más predominantes en el Bloque I del Campo Lagomar. Se observa que sin construir los polígonos de fallas, se nota una tendencia del modelo estructural de la zona, lo cual ayuda significativamente a su análisis. Estos datos estructurales que conforman el fallamiento también fueron ajustados con atributos sísmicos del tipo Dip-Azimut dentro del visualizador 3D, tal como se muestra en la Figura 6.39.

La interpretación estructural oficial que se maneja en PDVSA (Figura 6.40 A), se estima que fue desarrollada bajo una adquisición sísmica 2D donde las líneas y trazas sísmicas estaban muy separadas entre sí (3-5 km, aproximadamente), por lo que a la hora de realizar cualquier interpretación sísmica era un tanto difícil dar continuidad lateral a dicha interpretación, arrojando finalmente mucha inconsistencia e incertidumbre en todas las interpretaciones estructurales y estratigráficas, quedando a riesgo cualquier propuesta de perforación de pozo (localización), sobre todo en áreas donde las estructuras presentan cierto grado de complejidad como las estudiadas en este trabajo.

En consecuencia y dando razón a todo lo expuesto anteriormente era de suma importancia desarrollar la interpretación estructural de esta área (Figura 6.40 B) con la nueva tecnología de sísmica 3D para generar y garantizar una mejor optimización en la recuperación del hidrocarburo, sobre todo en zonas donde se sospecha que existen algunas trampas estructurales con una mayor acumulación de petróleo. Como puede verse, estos modelos presentan gran diferencia uno del otro, debido a que fueron creados con tecnología distintas con 30 años de diferencia aproximadamente, siendo el más actualizado el que se ha desarrollado en el presente trabajo y que toma en cuenta los procesos geológicos dentro de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

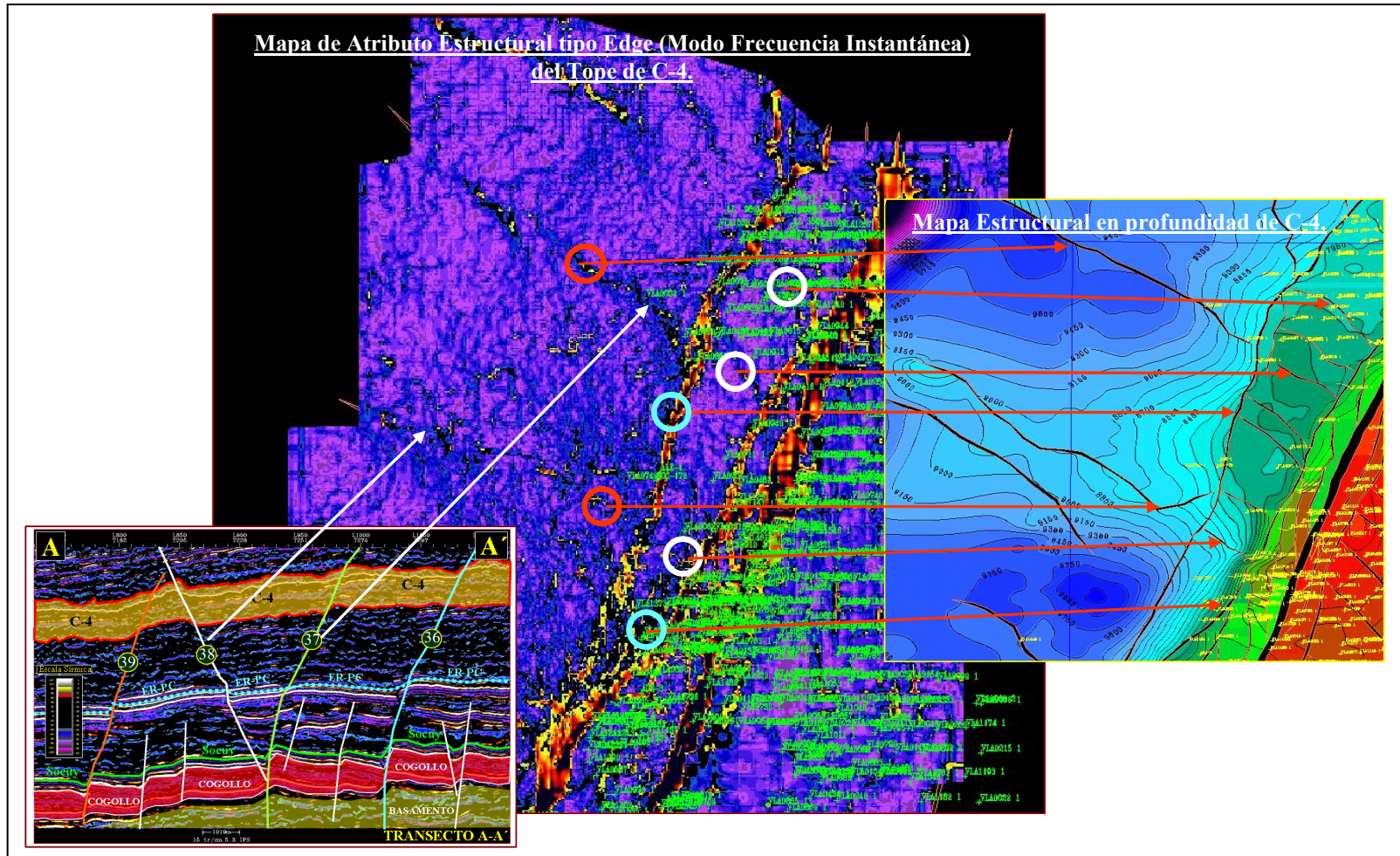


Figura 6.38. Atributo estructural tipo Edge con análisis de frecuencia donde se resaltan las estructuras más importantes las cuales pueden ser ubicadas directamente en los mapas y líneas sísmicas, ayudando a la elaboración del modelo estructural dentro del yacimiento.

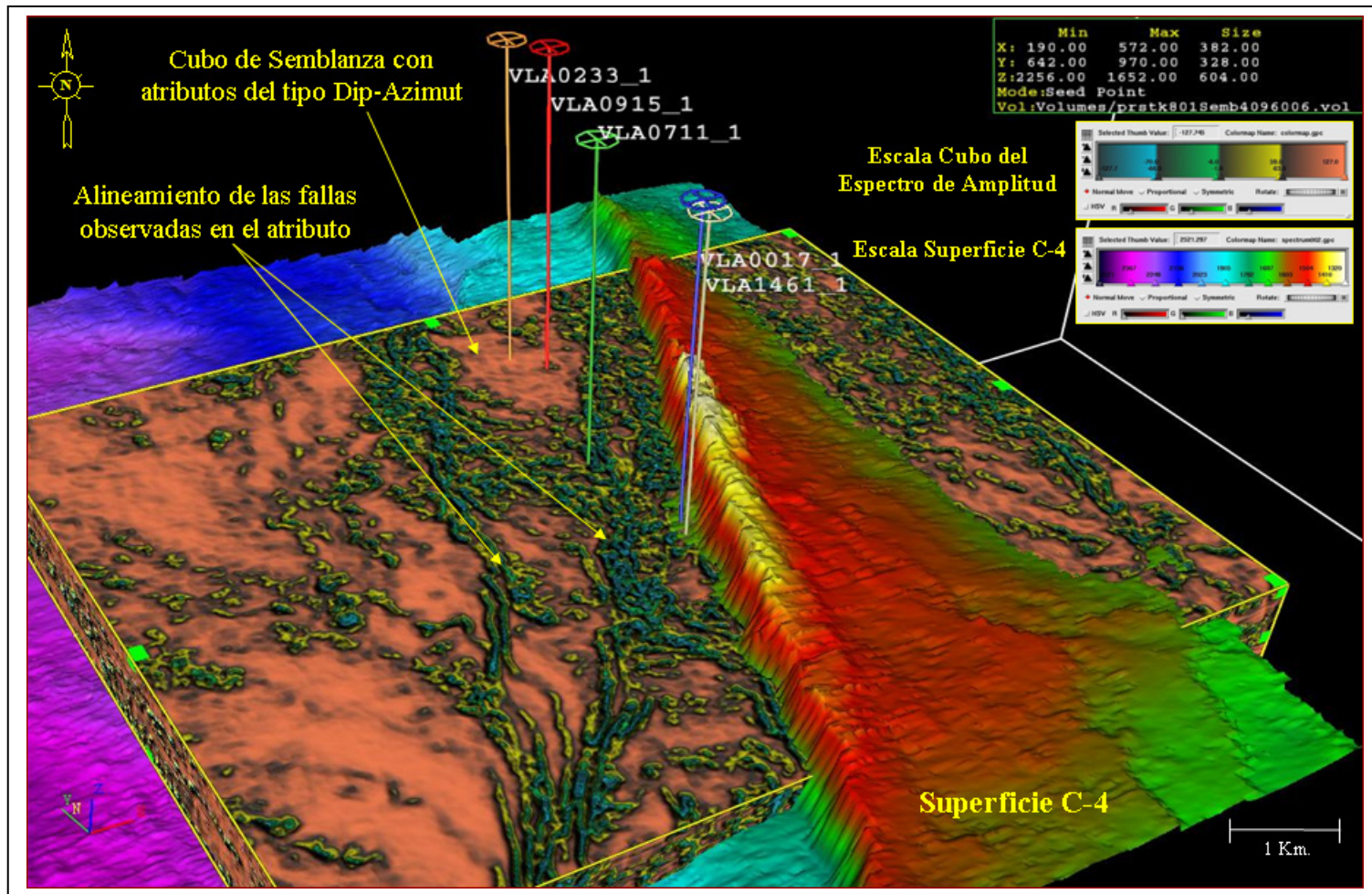


Figura 6.39. Atributos estructurales del tipo Dip-Azimuth construido dentro del visualizador 3D para ubicar las fallas más importantes en la interpretación estructural. Aquí se pueden observar los alineamientos y tendencias del fallamiento local y ajustarlos con la interpretación sísmica en el área.

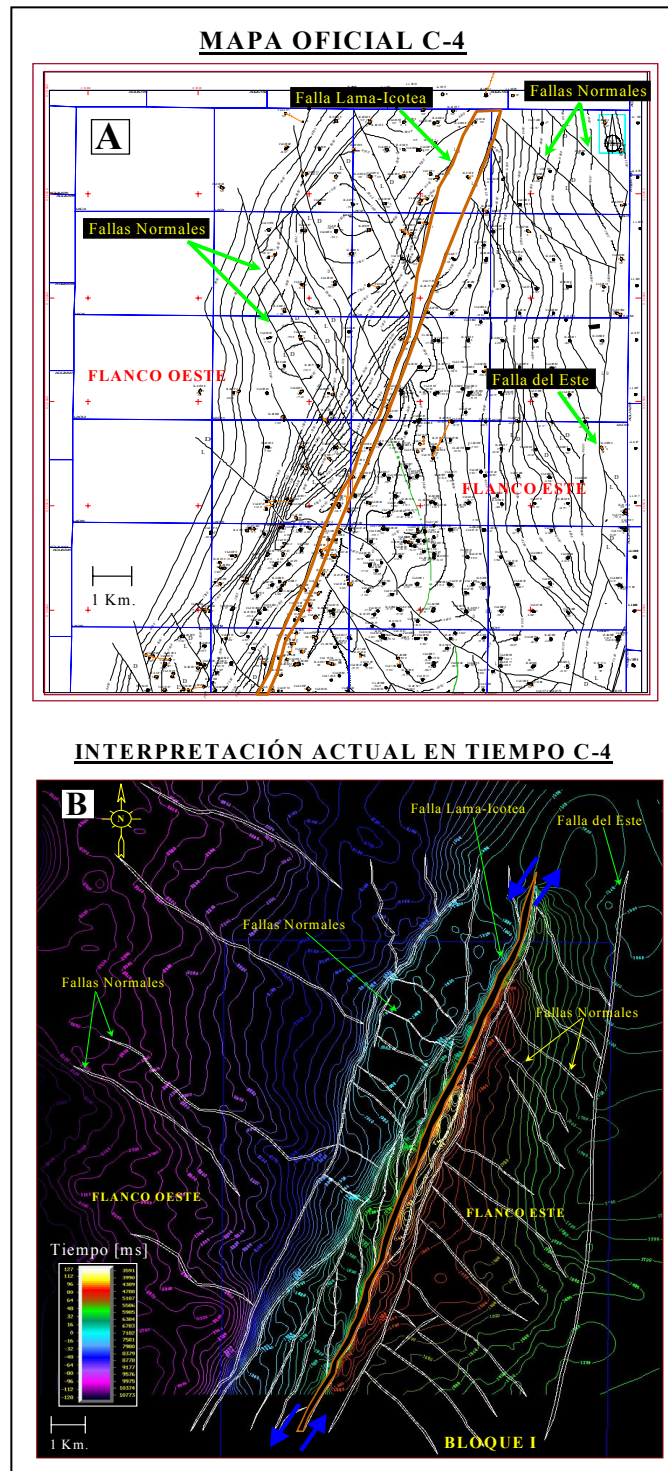


Figura 6.40. Comparación entre la interpretación estructural oficial y la actual del tope del yacimiento C-4 del área de estudio del Bloque I. A) Interpretación oficial realizada con sísmica 2D y data de pozo (Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos, 1999). B) Interpretación estructural actualizada con sísmica 3D.

CONCLUSIONES

La interacción entre la Placa del Caribe y Nazca contra la Placa de Suramérica (Tectónica de Placa) influyó en la formación del fallamiento estructural, tanto regional como local, que hoy en día se encuentra dentro del Bloque I del Campo Lagomar en la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Con respecto al primer objetivo del trabajo, la sísmica de alta y baja frecuencia permitió identificar los diferentes reflectores sísmicos asociados a los eventos geológicos dominantes en la Cuenca de Maracaibo tales como: Discordancia del Eoceno (ER-EO), Discordancia del Paleoceno (ER-PC), Tope y Base de la Unidad productora C-4 y el marcador de Socuy (Cretáceo). Este último también fue de gran interés para observar los cambios y deformaciones del fallamiento estructural del área que afectaron directamente toda la columna estratigráfica entre el Cretáceo y el Mioceno.

Se logró caracterizar la interpretación sísmo-estructural equivalente al yacimiento C-4 correspondiente; incluyendo el levantamiento estructural de la falla Lama-Icotea asociada a la inversión de la cuenca, el levantamiento y expulsión de la región de la falla del Ático y sus alrededores y el desarrollo de un “Graben” y “Horst” en el Flanco Oeste y Este del sistema de fallas Lama-Icotea.

La compleja tectónica del Bloque I se encuentra enmarcada por dos fases de evolución estructural: la primera asociada a una fase activa de extensión y transtensión (Paleógeno) y la segunda a una fase de inversión estructural de compresión y transpresión (Neógeno).

La reconstrucción del fallamiento del área se desarrolló respetando los eventos depositacionales observados en sísmica en la columna que se extiende entre el Cretácico y el Mioceno, dominada por una fase distensiva (fallas normales) y compresiva (fallas inversas) en el Eoceno; estas fallas presentan direcciones preferenciales NO-SE y NNE-SSO respectivamente, lo que corrobora la teoría de la

evolución tectónica de la cuenca para estos períodos. Estas dos fases se conocen como dualidad estructural del Eoceno.

El amarre de los datos sísmicos permitió definir los cierres estructurales de las fallas del Ático hacia el norte del Bloque I y el comienzo y cierre de la falla Intra-Ático, ambas de dirección NNE-SSO. Estas fallas se registraron con saltos de 350 pies y posiblemente se formaron en los periodos distensivos del Eoceno-Temprano y reactivadas como fallas inversas en el Eoceno Tardío-Oligoceno debido a la transpresión.

Las fallas normales de dirección NO-SE formadas en la cresta del anticlinal o “Pop-up” y las formadas en ambos flancos de la falla Lama-Icotea (Flanco Oeste y Este), inclusive las que cortan los sedimentos del Cretáceo, podrían tener sus inicios a principios del Eoceno Tardío-Neógeno debido a los procesos distensivos que se formaron a raíz del movimiento transpresivo sinistral de los bloques estructurales de la falla Lama-Icotea. No se descarta la posibilidad que alguna de estas fallas normales, se hayan formado en la etapa distensiva a principios del Eoceno-Temprano y posteriormente continuaron su trayectoria con reactivación en el Eoceno-Tardío bajo los efectos de transpresión y rotación de bloques. Estas estructuras en general cumplen con lo establecido en los modelos de Tchalenko (1970) y Wilcox et al. (1973).

Se presume que el yacimiento C-4 puede extenderse al norte de esta interpretación, ya que no se encontró en la sísmica un límite de roca o un fallamiento de gran salto que pudiera servir como sello y diagnosticar un yacimiento separado de los yacimientos o campos vecinos como los de Tía Juana al norte del Bloque I.

La falla Lama-Icotea se considera la estructura de mayor importancia en el área y divide el Bloque I en dos flancos; Flanco Oeste y Este. Esta falla se observó en sísmica con claridad en las unidades del Cretáceo y con cierta atenuación en el Eoceno, dificultando su interpretación debido a la pérdida de energía de las ondas acústicas en materiales dúctiles y poco consolidados para este último periodo geológico. Esta falla pudo desarrollarse como una falla de crecimiento en la etapa

distensiva en el Eoceno-Temprano a Medio por lo que se considera de carácter sinsedimentario por la continua depositación de sedimentos para esa época. Esta estructura ejerció un control diferencial en los espesores de la Formación Misoa para ambos flancos.

Se estima que el espacio del polígono del plano de falla Lama-Icotea entre ambos flancos (Oeste y Este) se encuentre en el orden de los 100 metros aproximadamente observado en la sísmica, por lo que se debe tener en cuenta su verticalidad a la hora de colocar en sus alrededores un pozo productor. La inclinación de dicho plano es en promedio de 80° con buzamiento al oeste para toda el área, la falla es de carácter sellante y con movimiento transpresivo sinistral. En algunas líneas sísmicas se observa atravesando el Oligoceno-Mioceno, por lo que se infiere que existió una posible reactivación en este período, asociado a la deformación transpresiva del Neógeno. Esta estructura, por su carácter sellante y su salto de aproximadamente 2500 pies se considera (en sus alrededores) como una de las mejores fuentes de entrapamiento y acumulación de petróleo, no solo en el Eoceno sino también en áreas más profundas como el Cretáceo.

Se determinó que los fuertes rasgos de estructuras con levantamiento positivo impulsados por la inversión tectónica en el Bloque I, están relacionados con el escape del Bloque de Maracaibo hacia el norte, producto de la colisión Arco de Panamá con el noroeste de Suramérica, y por la subducción de ángulo bajo de la Placa del Caribe debajo del noroeste de Suramérica, asociados también a la Orogénesis Andina del Mioceno-Temprano que actuó como un pistón que levantó gran parte de las estructuras deprimidas cercana a planos de fallas rumbodeslizantes (Lama-Icotea, Pueblo Viejo, Urdaneta, etc). La inversión tectónica fue visualizada a través del plano de la falla Lama-Icotea, el cual pudo servir como plano vertical de deslizamiento de toda la columna sedimentaria a partir del Cretáceo, en base a la información de los datos sísmicos.

La inversión tectónica se evidencia en el bloque levantado del Flanco Este a raíz de los fuertes movimientos registrados en el Eoceno-Tardío, lo que indica que la

falla Lama-Icotea pasó de un comportamiento normal en la fase distensiva del Eoceno Temprano-Medio, a un comportamiento inverso en la fase compresiva del Eoceno-Tardío, afectando también el conjunto de fallas normales asociadas a la misma por efectos de compresión-transpresión. Esta inversión de la cuenca provocó la expulsión de bloques estructurales como El Pilar, que bajo efectos traspresivos originó el movimiento de la estructura del Ático con su eje anticlinal a lo largo de la dirección NNE-SSO donde aparece finalmente una estructura en “Flor Positiva” o anticlinal, la cual se encuentra relacionada con los movimientos de transcurrencia de la falla principal (Icotea) con dirección NNE-SSO, quedando dicho bloque expuesto mayormente a los efectos de la erosión durante Eoceno. Esta deformación se observó en todo el Bloque I y se extiende también al sur de la cuenca.

Mediante los análisis de esfuerzos en el área (data de pozo), se pudo corroborar una dirección preferencial NO-SE (ligeramente oblicua) del máximo esfuerzo horizontal principal (σ_{Hmax}), lo que es conforme con el rumbo NNE-SSO del anticlinal en el Bloque I, la transcurrencia sinistral de la falla Lama-Icotea, la formación de una estructura en “Flor Positiva” o “Pop-up” conformadas por fallas inversas y el fallamiento normal reactivado por distensión; todo ello bajo los efectos de los movimientos de transcurrencia y compresión (traspresivos) dados en el Neógeno.

El levantamiento del bloque del Pilar del Flanco Este (“Horst”) se asocia a la inversión estructural a finales del Eoceno y Oligoceno, donde fue removida toda la columna estratigráfica de las Arenas B (B-1 a B-9) y gran parte de las Arenas C (C-1 a C-5), debido a la erosión del Eoceno, también relacionada con los cambios eustáticos del nivel del mar, provocando una retrogradación a finales del Oligoceno, quedando muchas de estas estructuras expuestas a la superficie.

El ligero incremento de espesor en el Eoceno-Inferior del Flanco Oeste (“Graben”) con respecto al “Horst” del Área del Pilar se asocia posiblemente a mayor espacio de acomodación de sedimentos por encontrarse en un bloque deprimido, el

cual fue controlado por el conjunto de fallas normales e inversas asociadas al sistema de fallas Lama-Icotea.

El sistema tectónico encontrado en el Bloque I, conformado por: fallas transcurrentes, normales, inversas y anticlinales fallados, ayudo a la migración del petróleo a través de sus planos a partir de la roca madre (Fm. La Luna) en el Cretáceo, con su posterior entrampamiento hacia las zonas más altas como el Ático en el Eoceno. Este entrampamiento también fue controlado, desde el punto de vista estructural, por el sistema de fallas Lama-Icotea.

La elaboración de los mapas estructurales en tiempo y profundidad, y el modelo tridimensional de la sísmica 3D, mostraron como resultados que las zonas más levantadas se encuentran en la parte centro-norte del Bloque I, la cual es coherente con los resultados geológicos mostrados por los registros de pozos en esta zona.

El modelo estructural actual (construido con sísmica 3D) presenta gran diferencia con respecto al fallamiento dado por los mapas oficiales que en su gran mayoría fueron construidos con sísmica 2D y data de pozo, por lo que ahora si se cuenta con un modelo que está acorde con la geología estructural regional de la cuenca, corroborado además mediante atributos sísmicos estructurales, con los cuales se pudo observar las mejores zonas prospectivas para la ubicación de nuevos pozos de petróleo.

Finalmente, de toda la información obtenida de este estudio se pudo apreciar que: la presencia de anticlinales fallados, cierres estructurales como el Ático, grandes saltos de fallas como Lama-Icotea, discordancias angulares como la del Eoceno, estructuras invertidas que solapan trampas estratigráficas que actúan como sello en la migración y escape de fluido y algunas estructuras extensionales que se preservan parcialmente en los niveles profundos de la cuenca, hacen una realidad evidente; que la asociación entre la deformación extensional y compresiva es sin lugar a duda un factor muy llamativo para la creación de grandes yacimientos de hidrocarburo, la cual

se torna muy atractiva a la hora de realizar modelos estructurales que sustenten la explotación de sus reservas petrolíferas.

RECOMENDACIONES

A fin de mejorar el conocimiento de área, proponemos:

- Extender la interpretación sísmica al sur y al norte del Bloque I para ubicar si existe algún cierre estructural conformado por algún tipo de falla sellante o límite de roca, la cual podría brindar un mejor conocimiento del yacimiento desde el punto de vista sísmico-estructural y verificar hasta donde podría llegar el petróleo migrado y acumulado a nivel del yacimiento C-4 del Campo Lagomar.

- Desarrollar una sísmica 4D para reubicar el frente de migración de fluido dentro del área y poder estimar con mayor exactitud nuevos puntos de drenaje en algunas estructuras complicadas en el Bloque I, como en el corredor estructural del sistema de falla Lama-Icotea con dirección NNE-SSO y el levantamiento estructural del Ático, donde podría ubicarse petróleo entrampado contra este sistema de fallas.

- Incentivar una campaña para la toma de núcleo en áreas como la región del Ático (en las vecindades de Lama-Icotea), en aras de establecer un patrón sedimentológico de sus yacimientos y corroborar los diferentes tipos de secuencias depositacionales y estratigráficas junto con los datos sísmicos presentes en estas zonas altamente complicadas, donde se torna muy difícil interpretar las diferentes facies sísmicas.

- Desarrollar un modelo de velocidad en 3D para toda la columna del Eoceno y extenderlo a nivel del Cretáceo, que permita relacionar y evaluar el campo de velocidades cercano a las fallas más importantes como la falla Lama-Icotea, Ático y la falla del Este; de esta manera se podría caracterizar con más detalle las variaciones y discontinuidades laterales de velocidad y obtener un cubo sísmico en profundidad para el Campo Lagomar.

- Se sugiere interpretar toda la columna estratigráfica del Eoceno, con base en la interpretación del yacimiento C-4 en este trabajo, tanto en el Bloque I como en los bloques que se encuentran en sus alrededores (Bloque II y XII) con el propósito de

unificar criterio, lo cual facilitaría trabajos de investigación tales como: proyectos de inyección, reparación de pozos y nuevas zonas prospectivas de producción.

- El modelo presentado en este trabajo arrojó algunas zonas nuevas con características de perforación, sin embargo, se recomienda un estudio sedimentológico y petrofísico en el área para ubicar con mejor exactitud los diferentes elementos depositacionales que permitan revelar trampas estratigráficas dentro del sistema transpresivo que formó la estructura en “Flor Positiva” del Ático limitado al Oeste por la falla Lama-Icotea, utilizando el fallamiento construido en este trabajo. La creación de mapas sedimentológicos y de facies en este punto serían de gran utilidad para ser asociados con la data sísmica, con el fin de reubicar cuerpos arenosos previamente amarrados con la data de registros y de producción de los pozos.

- Unificar las interpretaciones sísmicas realizadas en el Bloque I y las desarrolladas en otras unidades cercanas de explotación como Lagomedio (sur del Bloque I), con el fin de estudiar con más detalle: la evolución tectónica de la falla Lama-Icotea y sus alrededores con imágenes tridimensionales, el efecto de inversión de la cuenca y la formación de la cuenca “Pull-Apart” de Icotea en el Campo Lagomedio. Con este modelo a gran escala se podría establecer con más claridad los patrones tectónicos que estuvieron involucrados en la formación de este tipo de fallas y que en los actuales momentos representan una gran oportunidad para seguir explotando los yacimientos en las zonas vecinas a estas estructuras.

- Desarrollar de manera computarizada un programa que permita reconstruir por bloques lo que sucedió alrededor de la cuenca desde la separación de los continentes, que incluyera datos de la apertura del Océano Atlántico, desarrollo del Rift Jurásico, entrada y avance de la Placa del Caribe desde el Paleoceno al Neógeno junto a la rotación del Bloque de Maracaibo que afectó la transcurrencia de las fallas principales como la Lama-Icotea; todo ello ajustado con data geológica de pozos con el objetivo de dar una visión más detallada de los procesos dinámicos que permitieron el desarrollo estructural de la cuenca.

- Por último, se podrían diseñar varios experimentos de laboratorio en cajas de arenas (Ej: Laboratorio de Geomecánica o Física de Rocas) que reposaran sobre plataformas planas móviles con libertad de imprimir efectos de movimientos transcurrentes y de compresión lateral, con el propósito principal de monitorear experimentalmente los diferentes cambios y procesos que le ocurrirían a estas capas bajo este tipo de movimientos y tratar de asociarlos con los cambios estructurales que se observaron a lo largo del desarrollo tectónico de la cuenca. Esto puede ayudar en gran medida a comprender experimentalmente lo que posiblemente sucedió geológicamente en la Cuenca del Lago de Maracaibo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, V. y Anderson, J. (1998). Glacial eustasy during the Cenozoic: Sequence stratigraphic implications. In: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 82, p. 1385-1400.

Análisis de Datos Sísmicos. (2005). Informe Técnico. PDVSA-Occidente. 150 p.

Análisis de yacimientos en el Eoceno. (2014). Informe Técnico. PDVSA-Occidente. 300 p.

Análisis Sísmico-Estructural de Estudios Integrados Lago-Norte y Lago-Sur de la Unidad de Explotación Lago-Cinco. (2008). Informe Técnico. PDVSA-Occidente. 80 p.

Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalemt utilisable en tectonique et seismologie: la methode des diedres droits. Bulletin de la Societe Geologique de France 19 (6), p. 1301– 1318.

Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. y Barka, A. (2002). Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. Terra Nova 14 (2). p. 80-86.

Arzmuller, G., Buchta, S., Ralbovsky, E. y Wessely, G. (2006). The Vienna Basin. In: Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.), The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. AAPG Memoir 84, p. 191-204 (Chapter 5).

Audemard, F. A. (1991a). Proyecto suministro Falcón–Zulia (SUFAZ): Actividad cuaternaria y caracterización sismogénica de las fallas de Lagarto y Rio Seco. Afinamiento de las características sismogénicas del sistema de fallas de Oca-Ancón y de Urumaco. Unpublished Funvisis report for Maraven; 91 pp + appendices.

Audemard, F. E. (1991b). Tectonics of Western Venezuela. Unpublished PhD dissertation, Rice University, Houston, 245 p.

Audemard, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d’Oca-Ancón). PhD thesis, Université Montpellier II, France, 369 pp + appendix.

Audemard, F. A. (1997). Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. Proceedings VIII Congreso Geológico Venezolano, Porlamar, vol. 1, p. 93-100.

Audemard, F. A. (1998). Evolution Géodynamique de la Facade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. Proceedings XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad, 1995, vol. 2, p. 327-340.

Audemard, F. A. (1999). Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118, p. 1-18.

Audemard, F. A. (2000). Major Active Faults of Venezuela. Proceedings 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 4pp. (extended abstract; in CD-Rom).

Audemard, F. A. (2001). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcon Basin, Northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology* 23, p. 431-453.

Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Merida Andes, Venezuela. *Quaternary International* (in press).

Audemard, F. A. (2005). Ruptura de los grandes sismos historicos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporanea. *Funvisis. Memorias. XI Congreso Venezolano de Geofisica.* p. 1-8.

Audemard, F. E. y Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *In: Tectonophysics*, v. 345, p. 299-327.

Audemard, F. A., Bousquet, J. y Rodríguez, J. A. (1999a). Neotectonic and paleoseismicity studies on the Urumaco fault, northern Falcón basin, northwestern Venezuela. *In: Tectonophysics*, v. 308, p. 23-35.

Audemard, F. A., Romero, G. y Rendon, H. (1999b). Sismicidad, Neotectónica y Campo de Esfuerzos del Norte de Venezuela. Unpublished Funvisis report for PDVSA-CVP, 221 p.

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

Babb, S. y Mann P. (1999). Structural and sedimentary development of a Neogene transpressional plate boundary between the Caribbean and South America plates in Trinidad and the Gulf of Paria, in P. Mann, ed., *Caribbean basins: Sedimentary basins of the world: Amsterdam, Elsevier Science B. V.*, v. 4, p. 495-557.

Backé, G., Dhont D. y Hervouët, Y. (2006). Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: Clues for Plio-Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics* 425. p. 25-53.

Barbeito, P. J., Pittelli, R. y Evans, A. M. (1985). Estudio estratigráfico del Eoceno en el área de Mara-Maracaibo, Venezuela Occidental, basado en interpretaciones paleontológicas y palinológicas. *Memorias del VI Congreso Venezolano de Geología*. p. 109-139.

Bartok, P. (1993). Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean; its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. In: *Tectonics*, v. 12, p. 441-459.

Base de Datos del Libro de Reservas y Perforación de Pozos. (2010). PDVSA Occidente. Documentación Interna. PDVSA-Occidente. 450 p.

Beck, M. E., Jr. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, p. 1-11.

Bell, J. (1972). Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Memoir-Geological Society of America* 132. p. 369-386.

Beltrán, C. (1994). Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. *Proceedings VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas*. p. 541-547.

Beltrán, C. y Giraldo, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. *Proceedings VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto*, vol. 3, p. 1000-1021.

Ben-Avraham, Z. y Zoback, M. (1992). Transform-normal extension and asymmetric basins: An alternative to pull-apart models. *In: Geology*, v. 20, p. 423-426.

Bilham, R. y King, G. (1989). The morphology of strike-slip faults: examples from the San Andreas fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 10204-10216.

Bilham, R. y Williams, P. (1985). Sawtooth segmentation and deformation processes on the southern San Andreas fault, California. *Geophysical Research Letters*, 12, p. 557-560.

Bockmeulen, H., Barker, C. y Dickey, P. (1983). Geology and geochemistry of crude oils, Bolivar coastal fields, Venezuela: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 242-270.

Boesi, T. (1978). Resumen sobre el origen de las acumulaciones de hidrocarburos en la Fm. Misoa. Area del Lago de Maracaibo. Maraven, S.A., internal report. 120 p.

Bowman, D., King, G. y Tapponnier, P. (2003). Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth. *Science* 300, p. 1121-1123.

Bradley, D. y Kidd, W. (1991). Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *In: Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 1416-1438.

Bralower, T. y Lorente, M. (2003). Paleogeography and stratigraphy of the La Luna Formation and related Cretaceous anoxic depositional systems: *Palaios*, v. 18, p. 301-304.

Bueno, E. (1995). Dualidad Estructural en la Cuenca Eocena de Maracaibo. Informe Interno Maraven. 44 p.

Bueno, E. y Pinto, J. (1997). Geología Estructural del Alto de Icotea, Lago de Maracaibo. Memorias VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos. Tomo I, p. 133-140.

Bueno, E., Zubizarreta, J. y Pinto, J. (1993). Interpretación Estructural de la Falla Lama-Icotea en el Lago de Maracaibo. 23 p.

Burchfiel, B. C. y Stewart, J. H. (1966). Pull-apart origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 77. p. 439-442.

Calassou, S., Larroque, C. y Malavieille, J. (1993). Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study: *Tectonophysics*, v. 221, p. 325-344.

Case, J., Hebrard, T. y Martin, R. (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region. *Geological Society of America. Mem.* 162. p. 1-30.

Castillo, M. V. (2001). Structural analysis of Cenozoic fault systems using 3D seismic data in the southern Maracaibo Basin, Venezuela: (unpublished Ph. D. dissertation) The University of Texas at Austin, Austin, p. 189.

Castillo, M. V. y Mann, P. (2006a). Cretaceous to Holocene structural and stratigraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data: *AAPG Bulletin*, v. 90. p. 529-565.

Castillo, M. V. y Mann, P. (2006b). Deeply buried, Early Cretaceous paleokarst terrane, southern Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, v. 90, N° 4. p. 567-579.

Catlin, T. J. y Stredel, M. (1994). Identification and characterisation of prospective areas based on the sequence analysis of the Eocene stratigraphy, west of Lake Maracaibo. Informe interno Maraven.

Christie-Blick, N. y Biddle, K. T. (1985). Deformation and basin formation along strikeslip faults. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, vol. 37, p. 1-35.

Cloos, H. (1928). Experimente zur inneren Tektonik. *Centralblatt für Mineralogie*, 1928B, p. 609-621.

Colmenares, L. y Zoback M. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31: p. 721-724.

Connolly, P. y Cosgrove, J. (1999). Prediction of fracture-induced permeability and fluid flow in the crust using experimental stress data. *AAPG Bulletin* 83 (5). p. 757-777.

Contreras, D. (2008). Revisión del Modelo Estructural de la Formación Misoa (Eoceno) en las áreas marginales del Bloque I de la Unidad de Explotación Lagomar. Documentación Interna. PDVSA-Occidente. 120 p.

Cooney, P. M. y Lorente, M. A. (1997). Implicaciones tectónicas de un evento estructural en el Cretácico superior (Santoniense-Campaniense) de Venezuela occidental. Mem. VIII Congreso Geológico Venezolano, p. 195-204.

Cooper, M. A., Williams, G. D., De Gracinsky, P. C., Murphy, R.W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. P., Turner, J. P. y Ziegler, P. A. (1989). Inversion tectonics-A discussion, *in* Cooper, M. A. and Williams, G. D., eds., *Inversion Tectonics*, Geological Society, Special Publication 44, p. 335-347.

Cortis, A. L., Asyee, W. H., Borgomano, J., Foster, K. A., Godfrey, S., Harris, K., Lawati, M., Massafiero, J. L., Konijnenburg, J. y Vizamora, A. (2001). Comparative Seismo-Stratigraphic Architecture of Two Cretaceous Carbonate Platform Sequences: Influence of Local Tectonics and Sea-Level Fluctuations on Development of Reservoir Architecture. SPE 68145. SPE Middle East Oil Show held in Bahrain.

Crampton, S. L. y Allen, P. A. (1995). Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: Example from the north Alpine foreland basin. *In: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 1495-1514.

Crowell, J. C. (1974). Sedimentation along the San Andreas fault, California. In: Dott, R.H., Shaver, R.H. (Eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Paper, vol. 19, p. 292-303.

Cuencas Petrolíferas de Venezuela. (2007). Informe Técnico. PDVSA-Occidente. 120 p.

Cunningham, W. D. y Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications, v. 290. p. 1-12.

Cunningham, W. D., Owen, L. A., Snee, L. y Li, J. (2003). Structural framework of a major intracontinental orogenic termination zone: the easternmost Tien Shan, China. Journal of the Geological Society, London, 160, p. 575-590.

De Romero, I. y Galea, A. F. (1995). Campanian Bolivinoïdes and microfacies from the La Luna Formation, western Venezuela. Marine Micropaleontology, 26. p. 385-404.

Delgado, I. (1992). Lama Field-Venezuela, Maracaibo Basin, Zulia State, *in* N. H. Foster and E. Q. Beaumont, eds., Structural Traps III, Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil & Gas Fields: AAPG, p. 271-294.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J. D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., y Fernández-Lozano, J. (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. Tectonophysics. p. 224-242.

Diaz de Gamero, M. (1996). The changing course of the Orinoco River during the Neogene: A review: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 123, p. 385-402.

Di Croce, J., Bally, A. y Vail P. (1999). Sequence stratigraphy of the Eastern Venezuela Basin, *in* P. Mann, ed., Caribbean basins. Sedimentary basins of the world: Amsterdam, Elsevier Science B. V., v. 4, p. 419-476.

Dooley, T. y McClay, K. R. (1997). Analog modelling of strike-slip pull-apart basins: AAPG Bulletin, v. 81, p. 804-826.

Driscoll, N. W. y Diebold, J. B. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the eastern Caribbean: New constraints from multichannel seismic data, *in* Mann, P., ed., Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World, 4, Amsterdam, Elsevier Science B. V., p. 591-626.

Emery, D. y Myers, K. J. (1996). Sequence Stratigraphy, Blackwell Science Ltd, 297 p.

Erlich, R. y Barrett, S. (1992). Petroleum geology of the Eastern Venezuela Basin, *in* R. Macqueen and D. Leckie, eds., Foreland basins and fold belts: AAPG Memoir 55, p. 341-362.

Erlich, R., Macsotay, O., Nederbragt, A. y Lorente, M. (1999). Palaeology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 153, p. 203-238.

Erlich, R., Macsotay, O., Nederbragt, A. y Lorente, M. (2000). Birth and death of the Late Cretaceous "La Luna Sea", and origin of the Tres Esquinas phosphorites: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 21-45.

Escalona, A. (2003). Regional tectonics, sequence stratigraphy and reservoir properties of Eocene clastic sedimentation, Maracaibo Basin, Venezuela: Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin, Austin, 222 p.

Escalona, A. y Mann, P. (2003). Three-dimensional structural architecture and evolution of the Eocene pull-apart basin, central Maracaibo basin, Venezuela. Marine and Petroleum Geology 20. p. 141-161.

Escalona, A. y Mann, P. (2006a). Tectonic controls of the right-lateral Burro Negro tear fault on Paleogene structure and stratigraphy, northeastern Maracaibo Basin: AAPG Bulletin, v. 90, p. 479-504.

Escalona, A. y Mann, P. (2006b). Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. AAPG Bulletin, v. 90, no. 4. p. 581-623.

Escalona, A. y Mann, P. (2006c). An overview of the petroleum system of Maracaibo Basin. AAPG Bulletin, V. 90, N° 4. p. 657-678.

Escalona, A., Mann, P. y The Bolivar Group. (2004). Tectonic reconstructions of sedimentary basins associated with the proto-Maracaibo and proto-Orinoco rivers: New constraints from BOLIVAR and GULFREX seismic data (abs.): American Geophysical Union Annual Meeting, San Francisco, CD-ROM.

Esteban, M. y Taberner, C. (2003). Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines: Journal of Geochemical Exploration, v. 78-79, p. 355-359.

Estratigrafía del Bloque I entre el Mioceno y el Pre-Triásico del Campo Lagomar. (2000). Manual Técnico. PDVSA Exploración y Producción Occidente. 250 p.

Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology 3, p. 51-65.

Eva, A. N., Burke, K., Mann, P. y Wadge, G. (1989). Four phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean: *Marine and Petroleum Geology*, v. 6, p. 9-21.

Filbrandt, J. B., Al-Dhahab, S., Al-Habsy, A., Harris, K., Keating, J., Al-Mahruqi, S., Ozkaya, S. I., Richard, P. D. y Robertson, T. (2006). Kinematic interpretation and structural evolution of north Oman, Block 6, since the Late Cretaceous and implications for timing of hydrocarbon migration into Cretaceous reservoirs. *GeoArabia*, v. 11, no. 1, p. 97-140.

Freymueller, J. T., Kellogg, J. N. y Vega, V. (1993). Plate motions in the north Andean region. *Journal of Geophysical Research* 98, p. 21853-21863.

Fuchs, R. y Hamilton, W. (2006). New depositional architecture for an old giant: the Matzen Field, Austria. In: Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*. AAPG Memoir 84, p. 205-219 (Chapter 6).

Galloway, W. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *In: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 125-142.

Gamarra, R. y Mammana, G. (2006). Estudio del sistema de fallas Lama-Icotea y Lama-Este entre el Eoceno y Cretáceo para la ubicación de nuevas localizaciones potenciales. Bloque I. Campo Lagomar. Informe Técnico. PDVSA Exploración y Producción Occidente. 120 p.

Gamond, J. (1987). Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9, p. 609-620.

Garfunkel, Z. (1981). Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics* 80. p. 8-108.

Ghosh, S., Di Croce, J., Isea, A. y Gonzalez, C. (1989). Relaciones de facies, soterramiento y diagenesis en areniscas del Eoceno, Cuenca de Maracaibo. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Tomo II. p. 699-724.

Ghosh, S., Pestman, P., Melendez, L. y Zambrano, E. (1996). El Eoceno en la Cuenca de Maracaibo: Facies Sedimentarias y Paleogeografía. Memorias VIII Congreso Venezolano de Geofísica. p. 1-8.

González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. y Picard Cadillat, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas; (Vols. I, II). Foninves, Caracas, Venezuela, p. 1031.

Guzmán, J. y Fisher, W. L. (2006). Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela: AAPG Bulletin, v. 90, p. 625-655.

Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of relative sea level change, *in* Wilgis, C., Hastings, B., Kendall, C., Posamentier, H., Ross, and Van Wagoner, J., eds., Sea level changes: An integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 3-17.

Harding, T. P. (1974). Petroleum traps associated with wrench faults: AAPG Bulletin, v. 58, p. 1290-1304.

Harding, T. P. (1990). Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls: AAPG Bulletin, v. 74, p. 1590-1609.

Harding, T. y Tuminas, A. (1989). Structural interpretation of hydrocarbon traps sealed by basement normal block faults at stable flank of foredeep basins and at rift basins. *In*: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 812-840.

Harding, T. P., Vierbuchen, R. C. y Christie-Blick, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults, *in* K. T. Biddle and N. Christie-Blick, eds., Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: SEPM Special Publication v. 37, p. 51-78.

Hedberg, H. D. y Sass, L. C. (1937). Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la Cuenca de Maracaibo, Venezuela: Caracas, Boletín Geología y Minas, t. 1, p. 77-120.

Hickman, R. G., Kent, W., Odegard, M., Henshaw, N. y Martin, J. (2003). Hydrothermal dolomite reservoirs-A play whose time has come (abs.): AAPG Annual Meeting Program, v. 12, p. A76.

Higgs, R. (1997). Sequence stratigraphy and sedimentology of the Misoa Formation (Eocene), lake Maracaibo, Venezuela. Mem. I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, I: 325-333.

Hinsch, R., Decker, K. y Peresson, H. (2005a). 3-D seismic interpretation and structural modeling in the Vienna Basin: implications for Miocene to recent kinematics. Austrian Journal of Earth Sciences 97, p. 38-50.

Hinsch, R., Decker, K. y Wagreich, M. (2005b). 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. Quaternary Science Reviews 24, p. 321-336.

Hu, S., O'Sullivan, P. B., Raza, A. y Kohn, B. P. (2001). Thermal history and tectonic subsidence of the Bohai Basin, northern China: a Cenozoic rifted and local pull-apart basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126 (3). p. 221-235.

Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-6/9/21 Estudios Integrados-Lagomar. (2008). Fugro-Jason y PDVSA Exploración y Producción. Informe Interno. 650 p.

Informe Final de la Fase II del Proyecto VLA-31/243/245 Estudios Integrados-Lagomar. (2009). Fugro-Jason y PDVSA Exploración y Producción. Informe Interno. 670 p.

Jaramillo, A. (2009). Evidencias de Inversión Estructural a partir del reconocimiento de Estructuras complejas del tipo "Pop-Up" a lo largo de la falla transcurrente Lama-Icotea, en la región del Atico, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. IX Congreso Geológico Venezolano. p. 1-12.

Jarrard, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of fore-arc slivers. *Geology*, 14, p. 780-783.

Jolivet, L., Tamaki, K. y Fournier, M. (1994). Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis *Journal of Geophysical Research*, 99, p. 22237-22260.

Jordan, T. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal of Geophysical Research* 80, p. 4433-4439.

Kaniuth, K., Drewes, H., Stuber, K., Temel, H., Hernandez, J. N., Hoyer, M., Wildermann, E., Kahle, H. G. y Geiger, A. (1999). Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean-South American plate boundary derived from CASA GPS project. General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U.K. Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy.

Katz, Y., Weinberger, R. y Aydin, A. (2002). Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 26 (2004). p. 491-501.

Kellogg, J. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins, in W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir* 162, p. 239-261.

Kellogg, J. y Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Special Paper-Geological Society of America* 295, p. 75-90.

Kramer, D., List, D., Tillman, L., Jagiello, K. y Gould, T. (2004). Seismic and Geologic Evidence of Complex “Positive Flower” Structures Along Confining Bends in Strike Slip Faults, Lake Maracaibo, Venezuela. SPE 86996, Asia Pasific Conference on Integrated Modelling for Asset Management held in Kuala Lumpur, Malaysia. p. 1-11.

Lallemand, S., Malavieille, J. y Calassou, S. (1992). Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: *Tectonics*, v 11, p. 1301-1313.

Laubach, S. E. y Milliken, K. L. (2004). Opportunities for interdisciplinary studies in sedimentary basins: An introduction to the Hedberg Conference on structural diagenesis (abs): AAPG Hedberg Conference, Austin, Texas, unpaginated, www.searchanddiscovery.com/documents/abstracts/hedberg2004austin/index.htm.

Link, M., Taylor, C., Muñoz, N., Bueno, E. y Muñoz, P. (1999). 3-D Seismic Examples from Central Lake Maracaibo, Maravens Block I Field, Venezuela. American Association of Petroleum Geologists. Bolletín No 42. p. 69-82.

Lowell, J. D. (1985). Structural styles in petroleum exploration: Tulsa, Oil and Gas Consultants International, 460 p.

Lowell, J. (1995). Mechanism of basin inversion from worldwide examples., *in* Buchanan, J. and Buchanan, P., eds., Basin inversion, Geological Society, Special Publication 88, p. 39-57.

Lugo, J. (1991). Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela: Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin, Austin, 219 p.

Lugo, J. (1992). Historia tectónica a lo largo de los sistemas de fallas Icotea y Pueblo Viejo. Cuenca de Maracaibo. VI Congreso de Geofísica, p. 118-124.

Lugo, J. y Ochoa, E. (1994). Sequence stratigraphic analysis of northeastern Maracaibo Basin, Venezuela Lagoven, S.A., Departamento de Geología, Apartado 889, Caracas IOIO-A, Venezuela.

Lugo, J. y Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, *in* Tankard, A., Suarez, S and Welsink, H., eds., Petroleum basins of South América, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 699-725.

Macsotay, O., Erlich, R. y T. Peraza. (2003). Sedimentary structures of the La Luna, Navay and Querecual formations, Upper Cretaceous of Venezuela: *Palaíos*, v. 18, p. 334-348.

Maguregui, J. (1990). Evolution and reservoir rock properties of middle Eocene tidedominated deltaic sandstones in eastern Lagunillas field, Maracaibo basin, Venezuela: (unpublished M.Sc. thesis) The University of Texas at Austin, Austin, 172 p.

Maguregui, J. (1997). Arquitectura de facies en secuencias genéticas progradantes de las arenas B-7-X/B-8-X (Fm. Misoa) del Eoceno Medio en el Campo Lagunillas, Lago de Maracaibo. Memorias. I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, p. 409-416.

Malavé, G. y Suárez, G. (1995). Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics* 14 (3), p. 617-628.

Malavieille, J., Calassou, S. y Larroque, C. (1993). Modelisation experimentale des relations tectonique sedimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion: *Compte Rendu Academie des Sciences*, v. 316, p. 1131-1137.

Malfait, B. y Dinkelman, M. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin* 83 (2). p. 251-272.

Mammana, G. (2005). Análisis Sismo-Estructural del pozo Diposal AHL-2 (Inyector de Agua). Área del VLA-351. Bloque I. Campo Lagomar. PDVSA Exploración y Producción Occidente. Informe Técnico. 80 p.

Mammana, G. (2008). Análisis de Atributos sísmicos en el Eoceno. Bloque I. Campo Lagomar. PDVSA Exploración y Producción Occidente. Informe Técnico. 50 p.

Mammana, G. (2009). Interpretación de Facies Sísmicas para el Yacimiento Basal La Rosa (BLR) mediante atributos sísmicos de amplitud. Área de los pozos VLA-0718 y VLA-0830. Bloque I. Campo Lagomar. PDVSA Exploración y Producción Occidente. Informe Técnico. 130 p.

Mammana, G. (2010). Interpretación Sísmica y Estructural del Yacimiento C-7 entre el Flanco Oeste y Este de la Falla Lama-Icotea. Área del Pozo VLA-1512. Bloque I. Campo Lagomar. PDVSA Exploración y Producción Occidente. Informe Técnico. 130 p.

Mammana, G. (2011). Interpretación Sísmica y Estructural en la Región del Atico para la Localización APH-6 del Yacimiento C-7. Área del Pozo VLA-1512. Bloque I. Campo Lagomar. PDVSA Exploración y Producción Occidente. Informe Técnico. 130 p.

- Mandl, G. (1988). *Mechanics of tectonic faulting*: Netherlands, Elsevier, 407 p.
- Mann, P. (1999a). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present, in P. Mann, ed., *Caribbean basins. Sedimentary basins of the world*: Amsterdam, Elsevier Science B. V., v. 4, p. 3-31.
- Mann, P. (1999b). Tectonic and exploration significance of lateral ramp faults in the circum- Caribbean region. *In*: American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Expanded Abstract, p. A-88.
- Mann, P. (2007). Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: Cunningham, W.D., Mann, P. (Eds.), *Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 290, p. 13-142.
- Mann, P., Escalona, A. y Castillo M. V. (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, v. 90, no. 4. p. 445-477.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C. y Burke, K. (1983). Development of pull-apart basins. *Journal of Geology* 91. p. 529-554.
- Manual de Ubicación de los Levantamientos Sísmicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo. (1999). PDVSA Exploración y Producción Occidente. Unidad de Producción Occidente. Gerencia Técnica. 130 p.
- Manual de Ubicación Geográfica de Yacimientos y Prospectos. PDVSA Exploración y Producción. (1999). Unidad de Producción Occidente. Mapas Oficiales. Gerencia Técnica. 150 p.
- Marfur, K. y Chopra, S. (2007). Seismic Attributes for prospect identification and reservoir characterization. SEG, Geophysical developments series, N° 11, Tulsa, OK, USA.
- Markovich, M. (2006). Caracterización Geológica de la Secuencia Eocena en la Región del Ático en el Área del Pozo VLA-1460 al Suroeste del Bloque I en la Cuenca de Maracaibo. Tesis de Grado. Universidad de Los Andes y PDVSA Exploración y Producción Occidente. 180 p.
- Marshak, S., Nelson, W. y McBride, J. (2003). Phanerozoic strike-slip faulting in the continental interior platform of the United States: examples from the Laramide orogen, mid-continent, and Ancestral Rocky Mountains. In: STORTI, F., HOLDSWORTH, R. & SALVINI, F. (eds) *Intraplate Strike-slip Deformation Belts*, Geological Society, London, Special Publications, 210, p. 159-184.

Martín, H., Chirstopher, T., Bueno, E., Nicolas, M. y Pedro, M. (1994a). 3-D seismic example from Central Lake Maracaibo, Maraven's Block I Field, Venezuela, in P. Weimer and T. L. Davis, eds., AAPG Studies in Geology N°. 42 and SEG Geophysical Developments Series N°. 5, AAPG/SEG, Tulsa, p. 69-82.

Martín, H., Chirstopher, T., Bueno, E. y Robert, M. (1994b). Structure stratigraphy and sequence stratigraphy, Maraven's Block I: a seismic perspective, Maracaibo Basin, Venezuela. VI Congreso Venezolano de Geofísica, p. 401-408.

Martínez, J., Castillo., F. y Bastardo, M. (2007). Nuevas Evidencias de Inversión Tectónica Positiva a Nivel de Secuencias Cretácicas en el Área Bloque "VIII" Cuenca de Maracaibo-Venezuela. *Interciencia*, Vol. 33, N° 6, p. 424-428.

Mathieu, X. (1989). La Serranía de Trujillo-Ziruma aux confins du bassin de Maracaibo, de la Sierra du Falcón et de la Chaîne Caraïbe. Lithostratigraphie, tectonique (surfacesubsurface) et evolution geodynamique: (unpublished Ph.D dissertation) L'Universite de Bretagne Occidentale, Bretagne, 264 p.

McClay, K. R. (1990). Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems, *in* E. H. Rutter and R. J. Knipe, eds., Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Geological Society Special Publication 54, p. 445-454.

McClay, K. R. (1995a). The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies, *in* J. G. Buchanan and P. G. Buchanan, eds., Inversion tectonics: Geological Society Special Publication 88, p. 97-118.

McClay, K. R. (1995b). 2-D and 3-D analogue modelling of extensional fault structures: templates for seismic interpretation: *Petroleum Geoscience*, v. 1, p. 163-178.

McClay, K. y Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems, *AAPG Bulletin*, 85, 2, p. 233-260.

McClay, K. y T. Dooley. (1995). Analog models of pull-aparts: *Geology*, v. 23, p. 711-714.

McClay, K. R. y White, M. J. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 137-151.

Meléndez, L., Ghosh, S., Pestman, P. y Zambrano, E. (1996). El Eoceno en la Cienca de Maracaibo: Evolución Tectonosedimentaria. *Memorias VIII Congreso Venezolano de Geofísica*. p. 1-8.

Minster, J. y Jordan, T. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research* 83, p. 5331-5354.

Modelo Geomecánico del Campo Lagomar y Lagomedio a nivel de los yacimientos Eoceno-Inferior y Cretáceo. (2009). Elaborado por convenio PDVSA-PetroVietnam. 450 p.

Monastero, F. C., Katzenstein, A. M., Miller, J. S., Unruh, J. R., Adams, M. C. y Richards-Dinger, K. (2005). The Coso geothermal field: a nascent metamorphic core complex. *Bulletin of the Geological Society of America* 117, p. 1534-1553.

Muñoz, M. (2002). Evaluación geomecánica para la estimación de los esfuerzos (dirección-magnitud) in-situ del Domo de Santa Rosa, en las formaciones San Juan y San Antonio (Cretácico), Merecure (Oligoceno) y Oficina (Mioceno), area Mayor de Anaco (AMA), Edo. Anzoátegui, en el desarrollo de la perforación. Undergraduate thesis, Universidad Central de Venezuela. 134 p.

Müller, J. R. y Aydin, A. (2004). Rupture progression along discontinuous oblique fault sets: implications for the Karadere rupture segment of the 1999 Izmit earthquake, and future rupture in the Sea of Marmara. *Tectonophysics*, 391, p. 283-302.

Müller, D., Roger, J. Y., Cande, S., Roest, W. y Maschenkov, S. (1999). New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean, in P. Mann, ed., *Caribbean basins. Sedimentary basins of the world: Amsterdam, Elsevier Science B. V.*, v. 4, p. 33-59.

Nassima, A. (2005). Development of Pull-Apart basins and associated structures by the riedel shear mechanism: insight from scaled clay analogues models. *Der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften*. p. 1-67.

Naylor, M. A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C. H. K. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states: *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 737-752.

Parnaud, Y., Gou, Y., Pascual, J., Capello, M. A., Truskowski, I. y Passalacqua, H. (1995). Stratigraphic synthesis of Western Venezuela, *in* Tankard, A., Suarez, S. and Welsink, H., eds., *Petroleum basins of South America*, The American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62, p. 681-698.

Parra, M., Moscardelli, L. y Lorente, M. (2003). Late Cretaceous anoxia and lateral microfacies changes in the Tres Esquinas Member, La Luna Formation, western Venezuela: *Palaios*, v. 18, p. 321-333.

Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Hernández, N., Hoyer, M., Velandia, J., Moncayo, C. y Kozuch, M. (2001). Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia* 26 (2), p. 69-74.

Pérez-Infante, J., Farrimond, P. y Furrer, M. (1996). Global and local controls influencing the deposition of the La Luna Formation (Cenomanian–Campanian), western Venezuela: *Chemical Geology*, v. 130, p. 271-288.

Pestman, P., Ghosh, S., Melendez, L. y Zambrano, E. (1996). El Eoceno en la Cuenca de Maracaibo: Incógnitas por resolver. *Memorias VIII Congreso de Geofísica*. p. 165-172.

Pindell, J. L. y Barret, S. F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective, in Dengo, G. And Case, J. E., eds., *The Caribbean Region, The Geology of North America: The Geology of North America*, p. 405-432.

Pindell, J. y Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.

Pinto, J. (1991). Sequence stratigraphic interpretation of upper Paleocene-middle Eocene rocks: Block III, Lake Maracaibo: (unpublished M.Sc. thesis) The University of Texas at Austin, Austin, 150 p.

Pitman, W. C. (1978). Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *In: Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1389-1403.

Planchart, C., Sulbaran, F., Acosta, J., Dias, F y Muñoz, P. (2002). Walkaway VSP y Offset VSP en Lagomar, Venezuela. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas-Venezuela. p. 1-6.

Pöppelreiter, M., Balzarini, M., De Sousa, P., Stephan, E., Galarraga, M., Hansen, B., Marquez, X., Morell, J., Nelson, R. y Rodríguez, F. (2004). Structural control on sweet-spot distribution in a carbonate reservoir: Concepts and 3-D models (Cogollo Group, Lower Cretaceous, Venezuela). *AAPG Bulletin*, v. 89, N°. 12. pp. 1651-1676.

Regueiro, J. (1997). *Sísmica para ingenieros y Geólogos de Yacimiento. El Método Sísmico de Reflexión. Presentación e Informe Técnico*. PDVSA Exploración y Producción Occidente. 130 p.

Renz, O. (1981). Venezuela, in R. Reymont and P. Bengstone, eds. *Aspects of mid Cretaceous regional geology*: New York, Academic Press, p. 197-220.

Richard, P. D. (1991). Experiments on faulting in a two layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique (normal-wrench or reverse-wrench) slip: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 459-469.

Richard, P. D. y Cobbold, P. R. (1990). Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones: *Annales Tectonicae*, v. 4, p. 35-44.

Richard, P. D., Moquet, B. y Cobbold, P. R. (1991). Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault: *Tectonophysics*, v. 188, p. 133-141.

Richard, P. D., Naylor, M. A. y Koopman, A. (1995). Experimental models of strike-slip tectonics: *Petroleum Geoscience*, v. 1, p. 71-80.

Richards, J. P., Boyce, A. J. y Pringle, M. S. (2001). Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology* 96 (2). p. 271-305.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 1929B, p. 354-368.

Roberto, M., Duval, B. y Cramez, C. (1993). Inversión tectónica en el área de Maracaibo, Venezuela: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 343.

Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 40, p. 457-476.

Rod, E. y Maync, W. (1954). Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela: *AAPG Bulletin*, v. 38, p. 193-282.

Roure, F., Colletta, B., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H. y Gou, Y. (1997). Withinplate deformations in the Maracaibo and east Zulia basins, western Venezuela. *In: Marine and Petroleum Geology*, v. 14, p. 139-163.

Rull, V. (1993). Contribución palinológica a la cronología, paleoambientes, paleoecología y estratigrafía secuencial del Terciario en el pozo SLA-4-2X, con énfasis en la Formación Misoa. Informe interno Maraven.

Salvador, A. (1986). Comments on "Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America: Continental applications of the finite difference method" by J. F. Dewey and J. L. Pindell: *Tectonics*, v. 5, p. 697-701.

Sánchez, M., Vásquez, A., Van Alstine, D., Butterworth, J., García, J., Carmona, R., Poquioma, W. y Ramones, M. (1999). Application of geomechanics in the development of the naturally fractured carbonates of the Mara Oeste field, Venezuela. 1999 SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference, Caracas, Venezuela, SPE-54008.

Scholle, P. E. y Halley, R. B. (1985). Burial diagenesis: Out of sight, out of mind, in E. Beaumont and N. H. Foster, eds., Reservoirs III: Treatise of Petroleum Geology Reprint Series, v. 5, p. 294-319.

Schreurs, G. (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation: *Geology*, v. 22, p. 567-570.

Schreurs, G. y Colletta, B. (1998). Analogue modeling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 135, p. 59-79.

Schubert, C., Sifontes, R. S., Padrón, V. E., Vélez, J. R. y Loaiza, P. A. (1979). Formación La Quinta (Jurásico) Andes Merideños: Geología de la sección tipo: *Acta Científicas Venezolana*, v. 30, p. 42-55.

Scisciani, V. (2009). Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*. p. 1-19.

Serra, S. y Nelson, R. A. (1989). Clay modelling of rift asymmetry and associated structures: *Tectonophysics*, v. 153, p. 307-312.

Shagam, R., Kohn, B., Banks, P., Dasch, L., Vargas, R., Rodriguez, G. y Pimentel, N. (1984). Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission-track ages from rocks of the circum-Maracaibo Basin region of western Venezuela and eastern Colombia, in W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., *Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162*, p. 385-412.

Sieh, K. y Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 105, p. 295-326.

Singer, A. y Audemard, F. A. (1997). Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico. *Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas 33*, p. 25-38.

Singer, A., Beltrán, C. y Rodríguez, J. (1998). Evidencias geomaofologicas de actividad neotectonica a lo largo de los corrimientos frontales de la serrania del Interior en el occidente venezolano. Mem. XIV Conferencia Geologica del Caribe, Port of Spain, Trinidad, 1995, (1): p. 205-213.

Soulas, J. P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. Proceedings VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1985, vol. 10, p. 6639-6656.

Stephan, J. F. (1977). El contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y el Tocuyo (Edo. Lara): Observaciones sobre el estilo y la edad de las deformaciones Cenozoicas en el occidente Venezolano. *In: V Congreso Geológico Venezolano*, p. 789-815.

Stephan, J. F. (1982). Evolution geodynamique du domaine Caraibe, Andes et chaîne Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela): Ph.D. thesis, University of Paris, 512 p.

Stephan, J. F. (1985). Andes et Chaîne Caraibe sur La Transversal de Barquisimeto (Venezuela), Evolution geodynamique: Geodynamique des Caraibes, Symposium: Paris, Editions Technip, p. 505-529.

Stone, D. S. (1995). Structure and kinematic genesis of the Quealy wrench duplex: transpressional reactivation of the Precambrian Cheyenne belt in the Laramie basin, Wyoming: AAPG Bulletin, v. 79, p. 1349-1376.

Sutton, F. (1946). Geology of Maracaibo Basin, Venezuela: AAPG Bulletin, v. 30, p. 1621-1741.

Sykes, L., McCann, W. y Kafka, A. (1982). Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research* 87 (B 13), p. 10656-10676.

Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100, p. 1666-1703.

Sylvester, A. G. y Smith, R. R. (1976). Tectonic transpression and basement-controlled deformation in the San Andreas fault zone, Salton trough, California: AAPG Bulletin, v. 60, p. 74-96.

Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, v. 19, p. 787-813.

Talukdar, S., Gallango, O. y Chin-A-Lien, M. (1986). Generation and migration of hydrocarbons in the Maracaibo Basin, Venezuela: An integrated basin study, in D. Leythaeuser and J. Rullkotter, eds., *Advances in organic geochemistry 1985: Part I: Organic Geochemistry*, v. 10, p. 201-279.

Talukdar, S. y Marcano, F. (1994). Petroleum systems of the Maracaibo Basin, Venezuela, in L. Magoon and W. Dow, eds., *The petroleum system From source to trap: AAPG Memoir 60*, p. 463-481.

Tanner, M., Koehler, F. y Sheriff, R. (1979). *Complex seismic trace analysis*. Geophysics.

Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society America Bulletin*, 81, p. 1625-1640.

Tecno-SINERGIA, C. A. (2002). *Actualización e Interpretación de los Modelos Estáticos: Mioceno Santa Bárbara/Eoceno C-4 y C-5 y Simulación Numérica Fase III, Área VLA-6/9/21, Pilar Norte, Bloque I. Unidad de Explotación Lagomar. Lago de Maracaibo*, 350 p.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. y Keys, D. (1976). *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, New York.

Ten Brink, U. S., Katzman, R. y Lin, J. (1996). Three-dimensional models of deformation near strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research* 101 (B7), p. 16025-16220.

Tikoff, B. y Teyssier, C. (1994). Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, p. 1575-1588.

Tocco, R. y Margarita, A. (1999). Geochemical study of Misoa Formation crude oils, Centro Lago field, Lake Maracaibo, Western Venezuela basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 16, p. 135-150.

Trenkamp, R., Kellogg J., Freymueller, J. y Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 157-171.

Tron, V. y Brun, J. P. (1991). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems: *Tectonophysics*, v. 188, p. 71-84.

Tyson, L. (1990). Middle Miocene tectonics and its effects on late Miocene sedimentation in Trinidad: *Transactions of the Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago*, Trinidad, p. 26-40.

Ustaszewski, K., Schumacher, M., Schmid, S. y Nieuwland, D. (2003). Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems-dynamically scaled analogue models and application to the Rhine-Bresse transfer zone. *Quaternary Science Reviews* 24, p. 365-382.

Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Todd, R. G. y Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5, chronostratigraphic significance of seismic reflections, *in* Payton, C. E., ed., *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, The American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 26, p. 49-212.

Van der Hilst, R. D. y Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America: *Geology*, v. 22, p. 451-454.

Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K. y Rahmanian, V. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies: *Methods in Exploration series*, v. 7, The American Association of Petroleum Geologists, 55 p.

Vendeville, B. (1991). Mechanisms generating normal fault curvature: a review illustrated by physical models, *in* A. M. Roberts, G. Yielding, and B. Freeman, eds., *The geometry of normal faults: Geological Society Special Publication* 56, p. 241-250.

Villamil, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 153, p. 239-275.

Wadge, G. y Burke, K. (1983). Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics* 2 (6), p. 633-643.

Weber, J., Dixon, T., DeMets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R. y Pérez, O. (2001a). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology* 29 (1), p. 75-78.

Weber, J., Ferrill, D. y Roden-Tice, M. (2001b). Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *Journal of Structural Geology* 23, p. 93-112.

Wilcox, R., Harding, T. y Seely, D. (1973). Basic wrench tectonics. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 57, p. 74-96.

Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, p. 343-347.

Williams, G. D., Powell, C. M. y Cooper, M. A. (1989). Geometry and kinematics of inversion tectonics, *in* M. A. Cooper, and G. D. Williams, eds., *Inversion Tectonics: Geological Society London Special Publication 44*, p. 3-15.

Willson, S. M., Last, N. C., Zoback, M. D. y Moos, D. (1999). Drilling in South America: a wellbore stability approach for complex geologic conditions. 1999 SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference, Caracas, Venezuela, SPE 53940.

Withjack, M. O. y Jamison, W. R. (1986). Deformation produced by oblique rifting: *Tectonophysics*, v. 126, p. 99-124.

Withjack, M. O., Olson, J. y Peterson, E. (1990). Experimental models of extensional forced folds: *AAPG Bulletin*, v. 74, p. 1038-1045.

Wood, L. (2000). Chronostratigraphy and tectonostratigraphy of the Columbus basin, eastern offshore Trinidad: *AAPG Bulletin*, v. 84, p. 1905-1928.

Woodcock, N. (1986). The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 317, p. 13-29.

Woodcock, N. H. y Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology* 8, p. 725-735.

Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P. y Dooley, T. (2008). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, p. 1-16.

Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C. (1997). *The Geology of Earthquakes*, Oxford University Press, New York and Oxford, 568 p.

Young, A., Monaghan, P. y Schweisberger, R. (1977). Calculation of ages of hydrocarbon oils-Physical chemistry applied to petroleum geochemistry I: *AAPG Bulletin*, v. 61, p. 573-600.

Zambrano, E. (1995). Síntesis geológica, marco secuencial y perspectivas exploratorias del Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Informe interno Maraven, p. 57.

Zambrano, E., Vásquez, E., Duval, B., Latreille, M. y Coffinieres, B. (1971). Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela. *In: Cuarto Congreso Geológico Venezolano*, p. 483-552.

Zapata, E., Padron, V., Madrid, I., Kertzus, V., Truskowski, I. y Lorente, M. (2003). Biostratigraphic, sedimentologic, and chemostratigraphic study of the La Luna Formation (late Turonian-Campanian) in the San Miguel and Las Hernandez sections, western Venezuela: *Palaios*, v. 18, p. 367-377.

Zerpa, G. (2011). Interpretación sísmica estructural 3D de los Bloques I, II y XII, en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Documentación Interna. PDVSA-Occidente. 120 p.

Zolnai, G. (1991). Continental wrench-tectonics and hydrocarbon habitat, 2d ed: AAPG Continuing Education Course Notes 30, unpaginated.