



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

ISSN: 2145-8553

Universidad Industrial de Santander

Rossello, Eduardo A.; Lopez-Gamundi, Oscar R.; Mozetic, Marcos E.
Modelo del entrapamiento de hidrocarburos mio-plioceno del Bloque Oritupano-Leona (Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela): una revisión
Boletín de Geología, vol. 45, núm. 3, 2023, Septiembre-Diciembre, pp. 95-118
Universidad Industrial de Santander

DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n3-2023006>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349676170006>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

UDEM
redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso
abierto

Modelo del entrapamiento de hidrocarburos mio-plioceno del Bloque Oritupano-Leona (Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela): una revisión

Eduardo A. Rossello^{1*} ; Oscar R. López-Gamundi² ; Marcos E. Mozetic³ 

¹Departamento de Ciencias Geológicas, IGEBA-CONICET, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. (*) ea_rossello@yahoo.com.ar

²P1Consultants, Houston, USA. olopez-gamundi@p1consultants.com

³Consultor independiente. Madrid, España. memozetic@gmail.com

Resumen

El Bloque Oritupano-Leona (BOL) está localizado en la prolífera Subcuenca de Maturín perteneciente a la Cuenca Oriental de Venezuela en el flanco sur de la plataforma de antepaís cercana al Río Orinoco. A partir de la interpretación sísmica disponible, se reconoce un modelo estructural 3D relacionado sintectónicamente con la secuencia del Mioceno Inferior-Plioceno a partir de tres sistemas de fallas de crecimiento formadas por segmentos subordinados en el Mioceno Inferior (17,3 Ma), Mioceno Medio (15,35 Ma) y Mioceno Superior-Plioceno. El estilo estructural exhibe fallas normales de rumbo E-O inclinadas al Norte (fallamiento sintético) o al Sur en contrapendiente regional (fallamiento antitético) conformando pilares tectónicos y pliegues de arrastre asociados afectados por fallas transpresivas dextrales de rumbo NE-SO inclinadas al NO con extremos solapados por propagación lateral y vertical. Los fallamientos generan ambientes propicios para el acomodamiento de volúmenes sinsedimentarios con potencias variables entre los tramos intermedios y centrales de los segmentos de fallas que contienen los principales entrapamientos de los niveles de las formaciones Oficina y Merecure, responsables de los recursos hidrocarbúferos del BOL. Las morfologías estructurales se vinculan con un escenario transtensivo dextral relacionado con un levantamiento flexural durante los tiempos Oligoceno-Mioceno por la traslación oriental de la placa Caribe a lo largo del límite septentrional de la placa Sudamérica. El presente análisis aporta criterios estructurales que contribuyen con la definición de estrategias para la exploración y desarrollo de objetivos exploratorios remanentes.

Palabras clave: Fallas de crecimiento; Pliegues de arrastre; Transcurrencia; Trampas de hidrocarburos; Tectosedimentación.

The Mio-Pliocene model for hydrocarbon entrapment of the Oritupano-Leona Block (Maturín Sub-Basin, Eastern Basin of Venezuela): a review

Abstract

The Oritupano-Leona Block (BOL) is located along the southern margin of the prolific Maturín Sub-Basin (Eastern Basin of Venezuela). From the available seismic interpretation, a 3D structural model for the Lower Miocene-Pliocene sequence is proposed based on three growth fault systems formed by subordinate segments in the Lower Miocene (17.3 Ma), Middle Miocene (15.35 Ma), and Late Miocene-Pliocene. The structural style is characterized by E-W synthetic normal faults dipping to the North or to the South in a regional counterslope (antithetic faulting) forming tectonic

Forma de citar: Rossello, E.A.; López-Gamundí, O.R.; Mozetic, M.E. (2023). Modelo del entrapamiento de hidrocarburos mio-plioceno del Bloque Oritupano-Leona (Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela): una revisión. *Boletín de Geología*, 45(3), 95-118. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n3-2023006>

pillars and associated drag folds affected by NE-SW oriented, dextral transpressive faults dipping to the NW with overlapping ends due to lateral and vertical propagation. The faults generated the accommodation for growth strata synsedimentary-with variable strengths between the intermediate and central sections of the fault segments, where traps were formed for the sandstones of the Oficina and Merecure formations. The structural morphologies are linked to a dextral transtensive system related to a flexural uplift during Oligocene-Miocene times due to the eastern translation of the Caribbean plate along the northern limit of the South American plate. This analysis provides structural criteria that contribute to the definition of strategies for exploration and development of remaining exploratory targets.

Keywords: Growth faults; Drag folds; Transcurrent system; Hydrocarbon traps; Tectosedimentation.

Introducción

El Bloque Oritupano-Leona (BOL) se localiza en el sector de Oficina al oriente de la Subcuenca de Maturín de la Cuenca Oriental de Venezuela (COV) (Renz *et al.*, 1958; Lugo y Audemard, 1997; Beaumont y Foster, 2000). La actual configuración de la cuenca corresponde a una cuenca de antepaís con un margen norte, a lo largo del flanco oriental de la Serranía del Interior (Figura 1), caracterizado por una faja corrida y plegada, con importantes acumulaciones de hidrocarburos (Prieto y Valdes, 1992; James, 2000b), contiguo a una antefosa que alberga más de 12 km de sedimentos y un margen sur adyacente al Escudo de Guyana (Figura 1). González de Juana *et al.* (1980) describe una importante historia temprana de producción de campos en esta cuenca como Quiriquire (descubierto en 1925), Pedernales (1933), Jusepín (1938) y Orocuál (1933), junto con los campos de las Mercedes Mayores (1941), Anaco (1937) y Oficina (1937). En el campo Pedernales, ubicado en el extremo oriental de la cuenca se extrajo asfalto a fines del siglo XIX (James, 2000a, 2000b). Está asociado, al igual que en el margen Caribeño Colombiano (Rossello *et al.*, 2022), con una faja de diapirismo arcilloso de los depósitos del Mio-Plioceno. Sobre el margen sur de la cuenca se encuentra la Faja Petrolífera del Orinoco que contiene una de las mayores reservas mundiales de hidrocarburos con sus principales niveles productores de hidrocarburos en areniscas de ambientes estuarinos, deltaicos a marinos someros de las formaciones Oficina (Mioceno temprano) y Merecure (Oligoceno) dispuestas sobre rocas del Cretácico, que incluyen la roca generadora de la cuenca (Martínez, 1987; Talukdar *et al.*, 1987; Chigne *et al.*, 1995; James, 2000a). Las areniscas de la Formación Oficina tienen porosidades entre 10 y 30% y permeabilidades que exceden 1 Darcy (Erlich y Barrett, 1992; James, 2000a).

En el BOL, los más de 12 campos petroleros actualmente identificados, han producido más de 450 MMbbls desde su descubrimiento en la década de 1940 al año 2002 proveniente de trampas estructurales donde múltiples

niveles de reservorio exhiben cierres contra fallas normales y pliegues de arrastres tanto en los bloques hundidos como colgantes (Porrás *et al.*, 2003). El campo Oficina (descubierto en 1937), originalmente definido por mediciones de gravedad como una estructura anticlinal, fue el primer campo venezolano en ser descubierto utilizando métodos sísmicos (Hedberg *et al.*, 1947; Corfield, 1948; Mencher *et al.*, 1953). El origen de estas estructuras se asoció con el levantamiento flexural durante el Oligoceno-Mioceno debido a la traslación oriental de la Placa del Caribe con respecto a la Placa Suramericana (Erlich y Barret, 1990; Stephan *et al.*, 1990; Pindell y Barret, 1991; Graf, 1998).

A lo largo del margen sur de la cuenca se encuentra la extensa Faja Petrolífera del Orinoco caracterizada por fallas normales con tendencia principalmente N60°E (González de Juana *et al.*, 1980; Isea, 1987; Parnaud *et al.*, 1995). La Subcuenca de Maturín presenta abundantes evidencias superficiales.

La interpretación sísmica 3D distinguió diversos pliegues longitudinales con respecto al fallamiento que incluyen pliegues de arrastre normal e inverso, estructura de pliegue compuesto y pliegues relacionados con flujo plástico (Mencher *et al.*, 1953; González de Juana *et al.*, 1980; Azálgara *et al.*, 2000b; Porrás *et al.*, 2003). Los pliegues de arrastre normal forman las más grandes trampas, con reservorios extendidos en bloques hundidos de fallas normales maestras (Azálgara *et al.*, 2000b), mientras que los pliegues de arrastre inverso proporcionan el cierre estructural para atrapar en la pared colgante, especialmente en el campo Leona (Porrás *et al.*, 2003). Salazar *et al.* (2005) confirmaron este modelo estructural incorporando el concepto de transcurrancia a partir de la identificación de diferentes fallamientos de crecimiento (Dawers y Anders, 1995; Eisbacher, 1996), basada en la descripción geométrica y genética detallada de fallas normales y pliegues longitudinales de crecimiento relacionados con el progresivo amalgamamiento por propagación lateral y en profundidad de estas fallas.

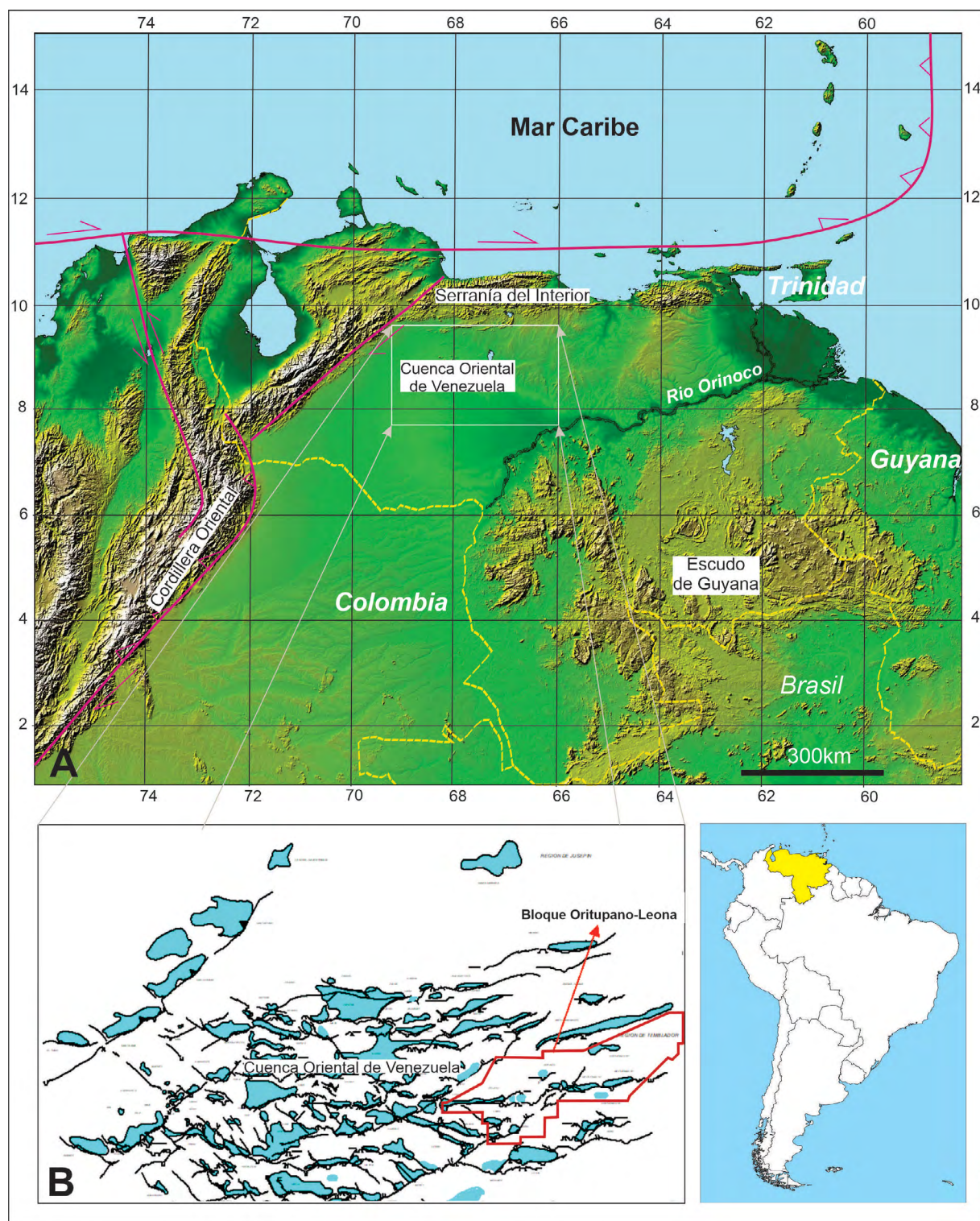


Figura 1. A. Mapa de localización del Campo Oritupano-Leona dentro de la Subcuenca de Maturín. Cuenca Oriental de Venezuela (COV). B. Distribución de los principales campos con reservorios de la Formación Oficina con indicación del área correspondiente al Bloque Oritupano-Leona (BOL).

El objetivo de la presente contribución es consolidar el modelo estructural de [Salazar et al. \(2005\)](#) con la incorporación de los campos de esfuerzos responsables en la interpretación estructural del BOL. De este modo, el análisis dinámico de la deformación que produjo la transcurrencia se basa en la información disponible de capturas de sísmica 3D de alta resolución con sus correspondientes amarres estratigráficos de pozos. Así, se propone un modelo tectosedimentario de las principales trampas de hidrocarburos focalizado en el intervalo Mioceno Medio al Plioceno que contribuye con el conocimiento de los sectores remanentes con recursos potenciales subexplorados.

Marco geológico

El relleno sedimentario de la Cuenca Oriental de Venezuela resulta de la interacción meso-cenozoica entre las placas litosféricas Caribe y Sudamérica relacionada con la evolución desde un ambiente de rift o apertura de Pangea durante el intervalo Triásico a Jurásico Superior, la segunda de margen pasivo ocurrida en el Cretácico-Oligoceno y la tercera de margen activo desde el Mioceno Inferior hasta el Presente.

La Cuenca Oriental de Venezuela se dispone con mayor extensión ENE a lo largo del flanco norte del Escudo Proterozoico de Guyana ([Figura 1](#)), con levantamientos aislados formados por rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno de la Cordillera Interior y metasedimentos del Jurásico-Cretácico de

la Cordillera de la Costa ([Algar y Erikson, 1995](#)). La cuenca exhibe levantamiento y erosión en el oeste y se profundiza hacia el este donde los espesores sedimentarios superan los 12 km, aunque aún no se ha verificado la profundidad exacta del basamento en la parte norte de la cuenca ([James, 2000a](#)). También, se desconoce el grado en que la Cordillera Interior sobrepasa la profundidad de la parte más potente de la sección cenozoica debajo del Delta Amacuro.

La Cuenca Oriental de Venezuela está subdividida en las subcuencas occidental (Guarico) y oriental (Maturín) por la Falla Anaco-Altamira que tuvo una actividad considerable reemplazando la Falla de Urica, que originalmente se tomó como el límite entre las subcuencas. El antepaís de Maturín, al norte del alineamiento, es una cuenca sedimentaria que continúa hacia el norte hasta el piedemonte de la Cordillera Interior caracterizado por anticlinales de cabalgamiento separados por fallas transcurrentes. El antepaís de Maturín, se encuentra comprendido entre el frente de deformación y el Escudo de Guyana y está caracterizado por fallas normales ([Figura 1](#)).

Estratigrafía

Una breve caracterización litológica de las principales unidades de la sucesión sedimentaria de la cuenca que descansa sobre el basamento cristalino metamórfico del Escudo de Guyana (basada en [Di Croce et al., 1999](#); [James, 2000a](#); [Salazar y Ostos, 2005](#); [Contreras y de Castro, 2013](#)), se describe a continuación ([Figura 2](#)).

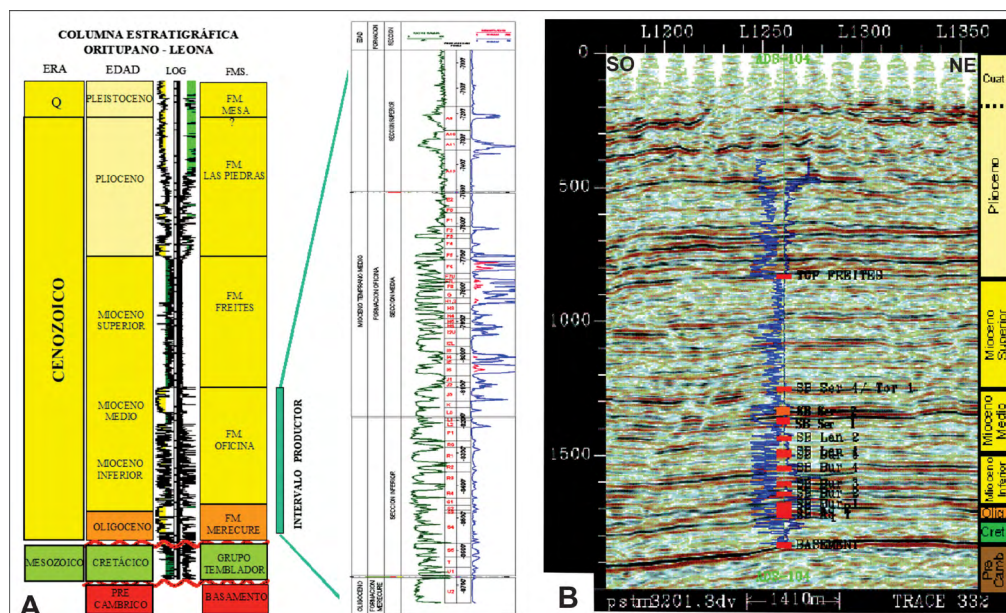


Figura 2. A. Columna estratigráfica de la Subcuenca de Maturín (tomada de [Salazar et al., 2005](#)). Nótese la amplia distribución de arenas de origen fluvial-marino somero (estuarino-deltaico) en la Formación Oficina. Curvas verdes indican rayos gamma y la azul resistividad. B. Columna estratigráfica sobre una línea sísmica en tiempo del BOL característica de orientación SO-NE ajustada con un perfil eléctrico.

La Megasecuencia Triásico-Jurásico (siguiendo la nomenclatura de [Hardenbol et al., 1998](#)): consiste de sedimentos continentales tipo capas rojas, intercaladas con lavas basálticas (162 Ma), eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas. Esta secuencia fue depositada en un periodo de apertura del Proto-Caribe, la cual está asociada a la ruptura (rifting) del súper-continente de Pangea y que indujo al desarrollo de valles de extensión o grábenes (de Espino, en el Oriente, y de Apure-Mantecal, en el occidente).

La Megasecuencia Cretácico-Oligoceno: consiste de rocas marinas clásticas y carbonáticas, depositadas en un margen pasivo tipo Atlántico a lo largo de los territorios de Colombia y Venezuela, por una gran transgresión que se inició durante el Neocomiense-Albiense Superior y que alcanza su máxima cobertura en el Albiense-Cenomaniense con el desarrollo de ambientes euxínicos y su máxima extensión en las cercanías del curso actual del Río Orinoco ([Macellari, 1995](#)). En el Maastrichtiano, se desarrolla un periodo de lenta subsidencia, el influjo de sedimentos ha sido suficiente para permitir que la costa prograda hacia el norte, depositando sedimentos pertenecientes a un ambiente fluvio – deltaico y litoral. Durante el Cretácico la proveniencia de los sedimentos es desde el Escudo de Guyana, zona positiva para esa época. La plataforma nororiental de Venezuela formó parte de un extenso margen pasivo abierto hacia el norte y noreste sobre el Tetis Atlántico, y a partir del Albiense superior sobre el Atlántico Ecuatorial ([Aguasuelos Ingeniería, 1991](#)).

Esta megasecuencia ha sido subdividida por [James \(2000a\)](#) en cinco ciclos transgresivo-regresivos de segundo orden delimitados por un límite de secuencia de 131 Ma (Cretácico basal), cuatro superficies de inundación máxima con la edad inferida del Aptiano temprano (111 Ma), finales del Albiano (98 Ma), Cenomaniano medio (95 Ma), Turoniano medio (91,5 Ma) y un límite de secuencia del Paleoceno tardío (58,5 Ma). Un ciclo de segundo orden del Paleoceno tardío al Eoceno (58,5 Ma-36 Ma) es seguido por el Oligoceno, que se subdivide en dos ciclos de tercer orden delimitados por límites de secuencia de 36 Ma, 30 Ma y 25,5 Ma. Los límites de la secuencia de segundo orden reflejan las fluctuaciones del nivel del mar que se superponen a un margen pasivo que se hunde térmicamente. Durante esta última etapa, la deformación transpresiva sobre el límite septentrional de la placa Sudamericana debido a la traslación de la Placa Caribe avanzó diacrónicamente hacia el oriente ([Pindell y Barret, 1991](#); [Lugo y Mann, 1995](#)). Así, se desarrolló la faja plegada de la Serranía del Interior y la cuenca

de antepaís COV, dividida en dos subcuencas por el sistema de fallas de Anaco, en la Subcuenca de Guárico, al oeste, y la Subcuenca de Maturín, al este. Esta última está limitada hacia el sur por el Escudo de Guyana, al este por el Delta del Orinoco, y al norte por el sistema montañoso de la Serranía del Interior ([Figura 1](#)).

Megasecuencia Neógeno: desde finales del Cretácico se desarrolló un periodo prolongado de erosión a partir del cual sobre una discordancia regional se emplazó el ciclo sedimentario del Cenozoico que sostiene los principales niveles productores de hidrocarburos provenientes del Cretácico ([James, 2000a](#)). Fue depositada durante una fase de antepaís (*foredeep*), donde dominaron cambios abruptos en las tasas de subsidencia. Se identificaron tres direcciones de transporte de sedimentos, la más importante tiene dirección oeste-este, otra dirección parte desde el sur y la fuente principal es el Escudo de Guyana y limitado al noroeste por un suministro de sedimentos que proviene desde la Serranía del Interior ([Di Croce et al., 1999](#)). Pozos perforados en la cuenca han reportado más de 6000 m de rocas sedimentarias que varían de depósitos arenosos y lutíticos de un ambiente marino somero a lutitas marinas de talud hacia el extremo este de la cuenca ([Figura 1 y 2](#)).

Basamento Ígneo-Metamórfico: fue alcanzado en varios pozos donde se atravesaron intervalos identificados como rocas ígneas de carácter básico a partir de análisis mineralógicos de muestras de pared y de canal ([Parnaud et al., 1995](#)). En el BOL, no hay registros de pozos que lo hayan alcanzado.

Formaciones Hato Viejo y Carrizal (Paleozoico): estas formaciones comprenden sedimentos de ambientes deltaicos y de planicies costeras depositadas discordantemente sobre superficies erodadas del basamento. Datos de pozo y de sísmica 3D en el campo revelan la presencia de una sección de espesor constante (unos 70 pies) y de buena continuidad lateral, depositada bajo el régimen de margen pasivo que sobreyace al basamento metamórfico y subyace a los sedimentos de antepaís.

Grupo Temblador (Cretácico): a partir de la Orogénesis Herciniana se inicia un prolongado periodo de erosión seguido por un ciclo sedimentario cretácico, transgresivo y discordante sobre el Basamento Paleozoico-Precámbrico que ocasiona el levantamiento del borde cratónico y el retiro de los mares hacia el Norte. Desarrolló un intervalo arenoso basal de origen continental (Formación Canoa) que es sustituido por areniscas y calizas de origen marino nerítico-costero

(Formación Tigre). En algunos sectores, como en el pozo ADS-104, ubicado en el sector central del BOL, el análisis bioestratigráfico de muestras de canal no indica la presencia de una sección cretácica entre las arenas U de la Formación Merecure y el Basamento Ígneo.

Formación Merecure (Oligoceno-Mioceno Inferior): está constituida por intervalos potentes de areniscas masivas intercalados por delgados niveles de lutitas carbonosas y pelitas de poca continuidad lateral. A partir de la falta de continuidad de los niveles pelíticos y la difícil correlación de los niveles de areniscas podrían indicar que esta unidad se depositó en un ambiente fluvial de alta energía que grada lateralmente a un ambiente deltaico. La sección superior constituye en toda el área de estudio un desarrollo de arenas correspondientes a depósitos de canal de alta sinuosidad con un carácter marcadamente lenticular que favorece el entrapamiento estratigráfico para los reservorios arenosos de U1 y U2 (James, 2000a).

Formación Oficina (Mioceno Temprano a Mioceno Medio): está integrada por una alternancia de areniscas, limolitas, arcilitas y capas de carbón. En la sección basal, se interpreta un ambiente de depositación transicional con fuerte influencia fluvial deltaica; en tanto, para las secciones media y superior, se interpretan ambientes marinos someros dominados por mareas. Hacia el depocentro de la cuenca, las secuencias gradan lateralmente a facies de ambiente marino distal de la Formación Carapita. Los aproximadamente 2500 m de sedimentos siliciclásticos de edad Mioceno Temprano hasta el presente, sobreyacen la discordancia basal del Cenozoico. En conjunto, la formación está representada por, al menos, ocho secuencias depositacionales cuya dirección predominante de transporte local de sedimentos fue de O-SO a E-NE.

Abundantes niveles de pelita presentan una distribución areal regional que han sido interpretadas como superficies de inundación limitantes de conjuntos de parasecuencias mayormente arenosas relativamente fáciles de correlacionar. Las múltiples parasecuencias de la Formación Oficina se depositaron sobre una superficie de escasa pendiente extensamente afectada por un evento transgresivo mayor, con oscilaciones menores de gran amplitud que reflejan un balance entre las tasas de sedimentación y de subsidencia (James, 2000b). Sobre la base de la presencia de niveles pelíticos regionales interpretados como superficies de inundación, la Formación Oficina puede ser subdividida informalmente en tres secciones, superior, media e inferior. Más del 95% de la acumulada total de petróleo

del BOL, corresponde a esta formación donde la sección más productora es la media, seguida de las secciones inferior y superior respectivamente, que se describen a continuación (James, 2000b).

- La sección inferior: está comprendida entre la lutita K y el tope de la Formación Merecure que por lo general corresponde a un paquete pelítico con alta resistividad ubicado entre las arenas T y U o entre las arenas U1 y U2. Hacia el N-NE esta sección manifiesta un incremento de su potencia por el apilamiento de arenas. Hacia el límite sudoccidental, los volúmenes arenosos disminuyen su espesor y se encuentran intercalados por niveles continuos de pelitas y capas de lignito. Exhibe una distribución areal amplia en cuanto a número de yacimientos y espesores de arena neta petrolífera sobre todo en los campos de Oritupano Sur.
- La sección media: se encuentra comprendida entre el tope de las arenas E y el marcador K. Si bien presenta un buen desarrollo arenoso que aumenta en los sectores centro y SO del área a lo largo de un eje coincidente con el bloque deprimido de la falla de Junta-Merey (Figura 3). Presenta la mayor distribución en cuanto a número de yacimientos y espesores de arena neta petrolífera.
- La sección superior: está comprendida entre el tope de la Formación Oficina y el tope de las arenas E. El máximo desarrollo arenoso de esta sección se encuentra en el sector SO y decrece hacia los extremos N y NE del área reemplazado casi totalmente por pelitas. Las acumulaciones de hidrocarburos de esta sección se encuentran concentrada en el campo Oritupano Sur y en forma parcial en Leona Este y Oeste entre otros, en donde las trampas son estructurales.

Formación Freitas (Mioceno Medio a Superior): esta unidad, suprayace en concordancia a la Formación Oficina y está depositada mayormente en ambiente marino somero, nerítico-costero, con sedimentación predominantemente pelítica y con algunas intercalaciones arenosas en su base en el extremo SO del área.

Formación Las Piedras (Mioceno Superior a Plioceno Inferior): está depositada concordantemente sobre la Formación Freitas y consiste en areniscas finas, limolitas, limolitas carbonosas, arcilitas y niveles carbonosos de ambiente marino nerítico-costero con tendencia regresiva.

Formación Mesa (Pleistoceno): suprayace en forma concordante y transicional a la Formación Las Piedras y consiste en areniscas, conglomerados, limolitas y arcilitas de ambiente continental fluvio-deltaico. Con la depositación de esta formación culmina la regresión iniciada durante la depositación de la Formación Las Piedras.

Las formaciones Merecure, Oficina, Freites y la base de la Formación Las Piedras, fueron depositadas en una cuenca tipo rampa (en el sentido de [Cobbold et al., 1993](#)) de carácter marcadamente agradacional, mientras que la sección restante de la última formación mencionada y la Formación Mesa, fueron depositadas en una cuenca de talud; este cambio paleogeográfico se evidencia con un límite de secuencia que separa ambas megasecuencias ([James, 2000b](#)).

Marco tectónico

El marco tectónico regional del margen occidental de Venezuela se inició en el Paleoceno Tardío y continúa hasta el Presente por la migración de la placa del Caribe en dirección oriental con respecto al margen septentrional de la placa Sudamérica ([Pindell y Barret, 1991](#); [Erlich y Barret, 1992](#); [Di Croce et al., 1999](#);

[Cobbold et al., 2007](#)). Este contexto transpresional afectó progresivamente la región oriental de Venezuela y Trinidad durante el Oligoceno Tardío - Mioceno Medio ([Di Croce et al., 1999](#)), originando la Faja Plegada de la Serranía del Interior y su antepaís asociado de la Cuenca Oriental ([Figura 3](#)).

La Cuenca Oriental de Venezuela se profundiza hacia el Golfo de Paria Trinidad y la Plataforma Atlántica ([Figura 4](#)), donde la secuencia de sedimentos del Mio-Plioceno al Reciente alcanza una potencia de 14 km ([Erlich y Barret, 1990](#)). [James \(2000a\)](#) considera que el flanco austral de la Cuenca Oriental de Venezuela está estructurado por un sistema conjugado de fallas normales de tendencia NO y NE que inclinan preferentemente hacia el sur como respuesta al empuje desde el norte, generada por la transpresión entre las placas Caribe y Sudamericana. Estos esfuerzos compresivos afectan la cuenca al menos hasta el tramo con diapirismo arcilloso que va de Maturín a Trinidad y han producido las estructuras invertidas del tramo Piedritas. En la parte oriental de la Subcuenca de Maturín, las fallas lítricas con dirección norte y buzamiento hacia el este afectan la sección potente del Mioceno-Pleistoceno.

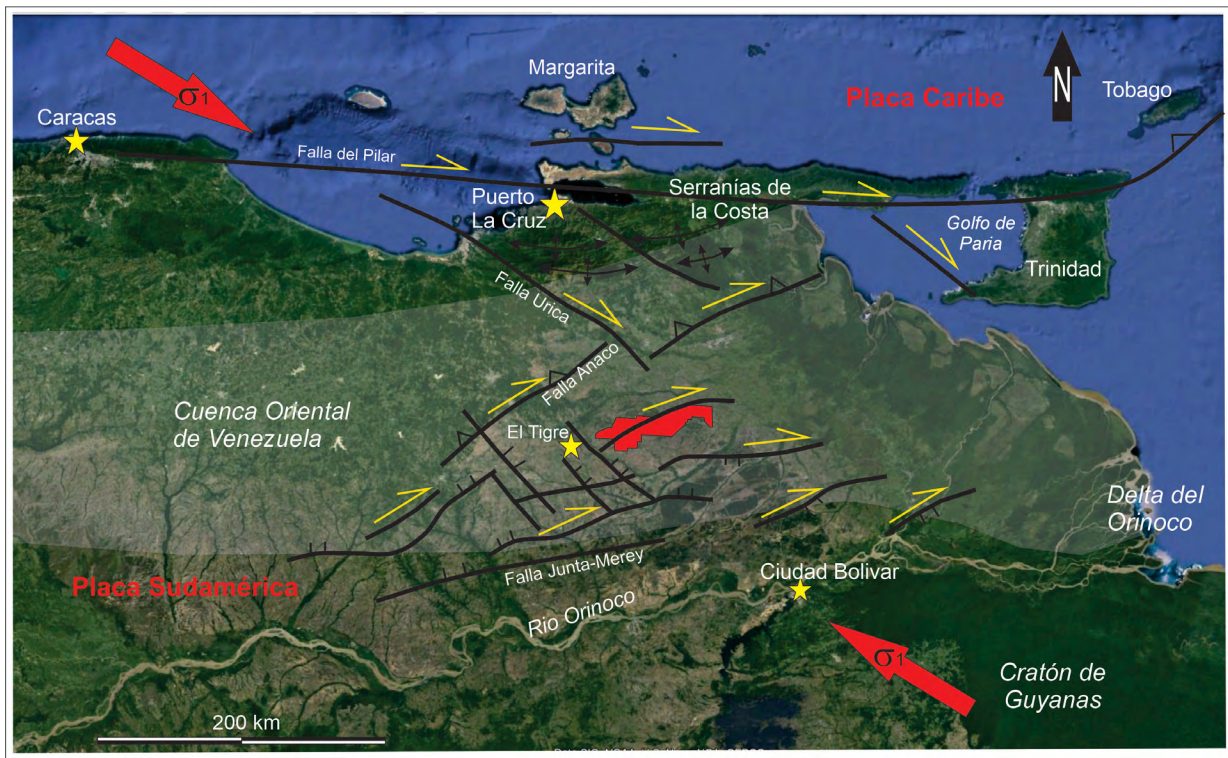


Figura 3. Esquema tectónico regional relacionado con los campos de esfuerzos generados por la traslación hacia el oriente de la placa Caribe con respecto a la Sudamérica. Los elementos estructurales están basados en [Porras et al. \(2003\)](#). Campos del BOL en rojo.

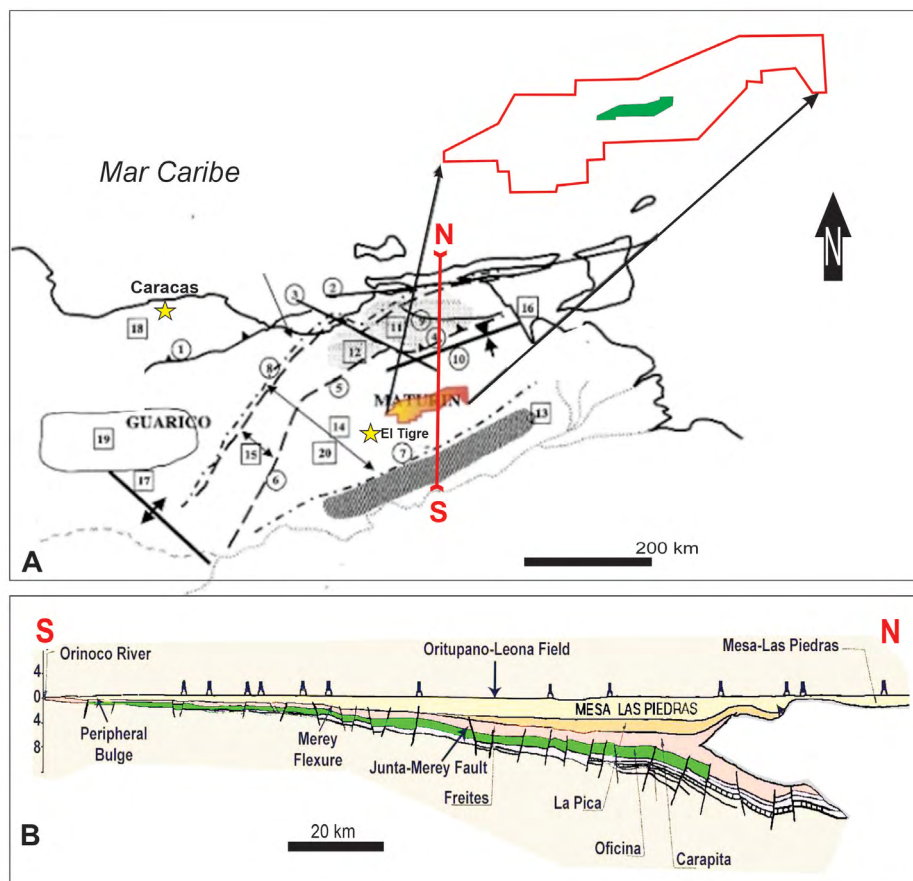


Figura 4. A. Ubicación del área analizada de Oritupano-Leona con respecto a los principales elementos tectónicos regionales (modificado de [Erlich y Barret \(1992\)](#) y [Bartok \(2003\)](#)). Corrimiento de Guarico (1), Falla del Pilar (2), Falla Urica (3), Falla Erica (4), Falla Inversa Anaco (5), Falla Altamira-Tijones (6), Falla Junta-Merrey (7), Falla Saban-Ruiz (8), Falla San Francisco (9), Alto de Tonoro (10). Provincias estructurales: Serranía del Interior (11 y 12), Faja petrolífera (petróleos pesados) del Orinoco (13), Graben Espino Paleozoico (14), Graben Espino Jurásico (15), Eje de la Cuenca Oriental de Venezuela (16), Levantamiento de Monasterio (17), Cordillera de la Costa (18), Campo Mayor de Oficina (20). **B.** Sección estructural esquemática de la Subcuenca de Maturín ([Parnaud et al., 1995](#)) donde se muestran los elementos estructurales que componen al domamiento (*peripheral bulge*) de la cuenca ([Allen y Allen, 1990](#); [Bartok, 2003](#)) y la ubicación del BOL con respecto a estos elementos.

El BOL ocupa una posición intermedia en el flanco austral de la Subcuenca de Maturín ([Figura 4](#)), con una profundización regional suave de entre 2 y 6° en dirección NE, limitado por el fallamiento de Anaco al Norte y por la Faja del Orinoco y el Escudo de Guyana al Sur ([Laubscher, 1956](#)). En este sector, se reconocen dos eventos distensivos principales ([James, 2000b](#); [Salazar et al., 2005](#)):

- El primero, expresado por las fallas de Lido, Junta-Merrey y de Libro correspondiente a lineamientos regionales que afectan toda la columna estratigráfica desde el basamento hasta los sedimentos depositados previamente al Mioceno Inferior con rumbo NE-SO con evidencias de desplazamiento lateral e inclinaciones al NO.

- El segundo, creador de las principales trampas para los hidrocarburos, de rumbo E-O con planos de falla inclinados al norte (fallamiento sintético) o al sur en contrapendiente regional (fallamiento antitético) determinante de pilares tectónicos constituidos por las formaciones Merecure, Oficina, Freites y Las Piedras afectados por el sistema NE-SO con reactivaciones del basamento. Este evento distensivo reconoce a su vez los siguientes dos eventos principales y complejos de fallas normales y pliegues asociados.

Asociados a estos sistemas de fallas ocurren pliegues tanto en los bloques elevados (pliegues longitudinales) como en los deprimidos (pliegues longitudinales o transversales). En sectores del campo Oritupano Sur se

reconoció también un evento compresivo representado por fallas inversas de alto ángulo con anticlinales asimétricos en los bloques elevados (Porrás *et al.*, 2003).

Metodología

Para la realización de este trabajo se contó con información de subsuelo (capturas de perfiles sísmicos 2D y pozos) disponible a partir del trabajo de Salazar *et al.* (2005) que permitió visualizar la evolución tectosedimentaria del entrapamiento del BOL en el intervalo Mioceno Medio-Plioceno a partir de la interpretación de superficies cronoestratigráficas basada en datos bioestratigráficos y su integración con la interpretación de sísmica 3D (Figura 5).

Las características diagnósticas utilizadas para definir evidencias de transcurencia o participación de la misma en sistemas tectónicos de naturaleza extensiva o compresiva se basa en la disposición espacial de estructuras multiescalares genéticamente asociadas (Walsh y Watterson, 1987; Rossello, 2001):

- Arreglo espacial en bandas o fajas escalonadas de las estructuras continuas y discontinuas, alineadas

donde se concentra la deformación.

- Evidencias de deformación rotacional progresiva que suele incrementarse en las porciones centrales de las zonas transcurrentes.
- Presencia de diferentes tipos de estructuras continuas y discontinuas superpuestas espacial y temporalmente, pero respetando la relación espacial con los campos de esfuerzos que las generaron.
- Reconocimiento de una superficie de desplazamiento de rumbo que puede corresponder con las zonas de debilidad mecánica temprana que controlan las deformaciones tectónicas tardías.
- Identificación de estructuras con desplazamientos horizontales que puedan ser relacionados con una evolución rotacional (juegos de fracturas de Riedel, 1929).
- Presencia de anomalías topográficas alineadas con depresiones que actúan como depocentro y elevaciones como áreas de aporte de materiales asociados a zonas longitudinales de deformación.
- Acomodamiento de las estructuras determina movimientos en la horizontal y vertical, donde pequeños movimientos horizontales pueden generar cambios importantes en la componente vertical.

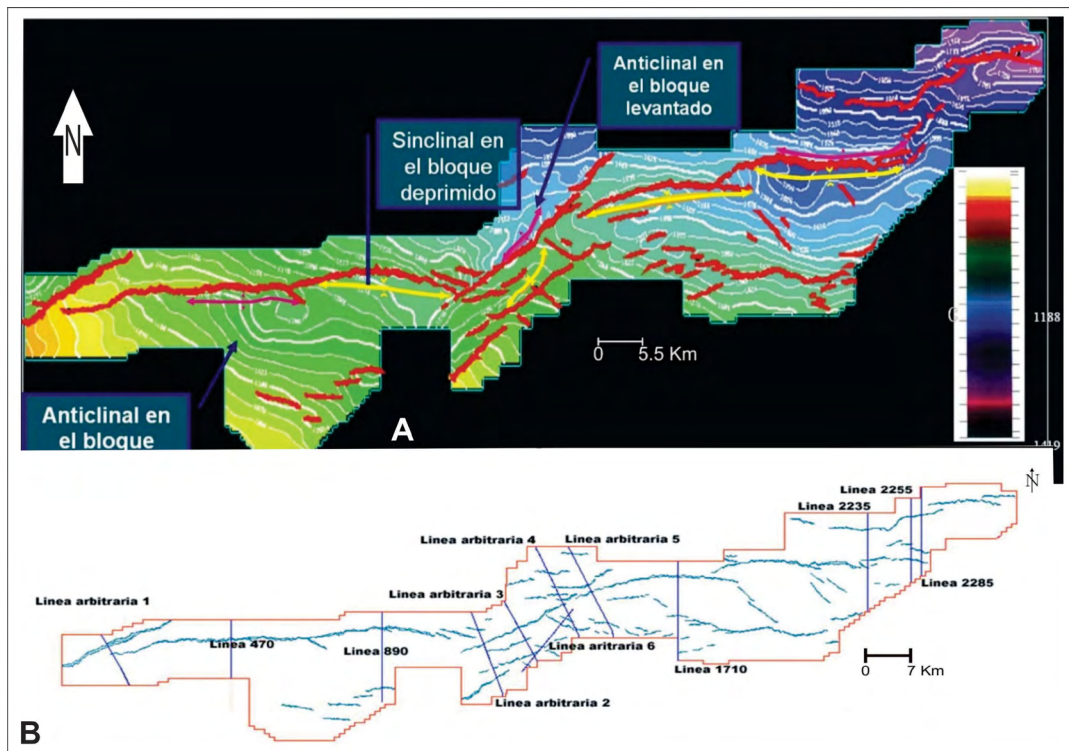


Figura 5. Información de subsuelo disponible en el BOL. **A.** Mapa estructural del tope de la Formación Oficina, donde se aprecian pliegues longitudinales y transversales asociados a bloques deprimidos y levantados de sistemas de fallas normales en Oritupano-Leona. **B.** Mapa de fallas a nivel de la Formación Oficina y la ubicación de las transectas sísmicas analizadas en este estudio (adaptado de Salazar *et al.*, 2005).

La secuencia de las actividades realizadas para interpretar el modelo estructural del BOL fue la siguiente:

- Interpretación y análisis de horizontes sísmicos, sistemas de fallas y pliegues en la sísmica 3D reprocesado en 1998, con migración en tiempo preapilamiento y DMO ajustado con perfiles eléctricos y análisis bioestratigráfico de pozos antiguos y recientes.
- Construcción de mapas estructurales en tiempo para cada horizonte sísmicos interpretado.
- Identificación de marcadores cronoestratigráficos, tales como superficies de máxima inundación (MFS) y límites de secuencias (SB) (Vail y Mitchum, 1979) en pozos con datos litoestratigráficos (abundancia y diversidad de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo).
- Correlación de los datos obtenidos con la Carta de Ciclos Globales (*Cenozoic Sequence Chronostratigraphy* establecida por Hardenbol *et al.*, 1998), con la finalidad de asignarle edades a cada una de las superficies previamente analizadas.
- Integración de los datos anteriores con los resultados del análisis cronoestratigráfico con finalidad de establecer las edades tentativas de los sistemas de fallas y de los eventos estructurales en

el área de estudio y construcción de un modelo de evolución tectónica.

Resultados

La columna estratigráfica del Bloque Oritupano-Leona comprende una sucesión del orden de los 5 km de espesor compuesta por depósitos de edad oligocena a cuaternaria. A través de la interpretación detallada de horizontes sísmica, y tomándose en consideración aquellos previamente interpretados en la sección subyacente por otros autores y su correlación con los datos cronoestratigráficos, se determinó la configuración estructural y las edades relativas de la deformación en el intervalo Mioceno Medio a Plioceno en el área Oritupano-Leona.

Estructuralmente, consiste de dos rasgos importantes: fallas normales y pliegues de arrastre de origen extensivo, los cuales guardan una estrecha relación entre la orientación de sus ejes y la orientación del rumbo de las fallas asociadas.

A partir del análisis estructural de la información de subsuelo disponible se reconocieron distintos arreglos de fallas que se expresan separadamente (Figura 6).

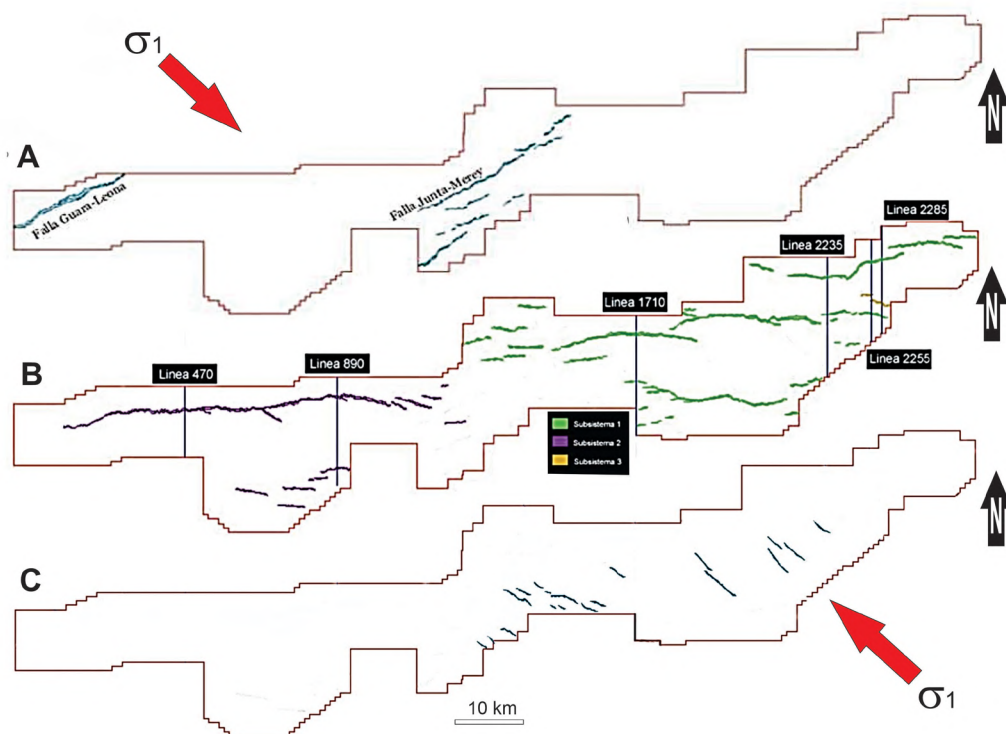


Figura 6. A. Zona de transferencia constituida por el sistema de fallas 1 de rumbo NE-SW (Falla Guara-Leona y Junta-Merey) con inclinación al NW, generadas a partir de los 17,3 Ma. B. Ubicación del sistema de fallas 2, constituido por fallas sintéticas y antitéticas sinsedimentarias. C. Ubicación del sistema de fallas 3 de rumbo NW-SE con inclinación al SE.

Sistema de falla 1: Zona de Transferencia

Este sistema se encuentra ubicado en el noroeste y parte central del área de estudio, conocidas como falla Guara-Leona (Porrás *et al.*, 2003) y falla Junta-Merey respectivamente (Azálgara *et al.*, 2000a, 2000b), se caracterizan por una geometría rectilínea con rumbo predominante N60°E y buzamiento entre 40°-70°N (Figura 6A), su desplazamiento máximo vertical varía de 60 a 120 mseg, mientras que la longitud es de 7 a 15 km e involucran al basamento. A lo largo de este sistema de fallas los espesores varían encontrándose en el bloque deprimido la mayor sección depositada, el cual varía de 15 a 25 mseg a partir del horizonte sísmico Bur 4 (Figura 7A) hasta depósitos superiores, evidenciando el control que este sistema tuvo durante la sedimentación y permitiendo definir a este sistema como sinsedimentario, y a través del cual se establece que este sistema se inicia a partir del Mioceno Inferior (17,3 Ma).

Este conjunto de fallas ha sido descrito como fallas de transferencias (Azálgara *et al.*, 2000a, 2000b), las cuales se segmentan en profundidad, y consisten principalmente de segmentos de fallas sintéticas con crecimiento cuyos extremos se solapan. Cada segmento de falla presenta, en el bloque deprimido, un sinclinal relativamente abierto, cuyo eje se orienta transversalmente a la falla y anticlinales apretados con orientación similar a la de los sinclinales, adyacentes a la zona de solapamiento de las fallas. Al propagarse lateralmente las fallas segmentadas se conectan y forman una sola falla. Se aprecia una atenuación de estas estructuras hacia niveles más someros, lo cual está asociado con un cambio en el dominio litológico de la sección estudiada, permitiendo así interpretar que de base a tope se pasa de un dominio dúctil donde predominan sedimentos lutíticos a un dominio frágil en donde predominan los sedimentos más arenosos.

Sistema de fallas 2: Fallas de Crecimiento

Este sistema es el más prominente, constituido por fallas sintéticas y antitéticas con rumbo predominante E-W y buzamiento al sur y norte respectivamente (Figura 6B). También otro conjunto de fallas con el mismo rumbo, pero sin evidencias de variaciones de espesores en profundidad. Estas características han permitido subdividir a este sistema en tres subsistemas que se describen a continuación:

Subsistema 2.1: este subsistema se encuentra localizado en el cuadrante este del área, constituido por un conjunto de fallas de geometría semicurva que cortan

a toda la sección depositada e involucran al basamento, orientadas en sentido E-W y buzamiento al Sur, con un desplazamiento máximo vertical que varía de acuerdo a donde se ha medido, según esto el salto promedio de las fallas se encuentra entre 15 mseg en sus extremos a 100 mseg en la parte central (Figura 7B). Estas fallas se segmentan en profundidad, y consisten principalmente de segmentos de fallas normales que al propagarse sus extremos se solapan y forman una sola falla, lo cual permite definir las como fallas de crecimiento. Cada segmento de falla presenta, en el bloque deprimido, un sinclinal relativamente abierto, cuyo eje se orienta longitudinalmente a la falla y anticlinales apretados con orientación similar, adyacentes a la zona de solapamiento de las fallas. La variación de espesores entre las secuencias depositadas en ambos bloques de falla, es aproximadamente entre 15 a 30 mseg, a partir del horizonte sísmico Ser 1 hasta depósitos Plioceno, lo cual le otorga a este subsistema un carácter sinsedimentario el cual inicia su formación a partir del Mioceno Medio (14,5 Ma).

Subsistema 2.2: este se encuentra localizado en el cuadrante oeste del área de estudio, está constituido por un conjunto de fallas con geometría semicurva, de rumbo E-W, e igualmente buzando al sur (Figura 7C). Presenta un desplazamiento máximo vertical que varía entre 50 y 100 mseg, encontrándose el menor rasgo de desplazamiento a niveles más someros a lo largo de la falla. Su geometría también permite definirla dentro de las fallas de crecimiento, aunque sus evidencias son mínimas. Se diferencia del subsistema 1, en que en este sistema no se observan diferencias de espesores, pero igualmente están involucrando igualmente al basamento que evidencia que la formación de este subsistema es posterior a la sedimentación de la secuencia depositada.

Subsistema 2.3: este se encuentra localizado en el cuadrante Este del área, específicamente al sur de subsistema 1 (Figura 7D), se caracteriza por presentar una geometría semicurva orientada en sentido E-W con buzamiento hacia el norte (antitética), su desplazamiento máximo vertical es de aproximadamente 0-10 en sus extremos mientras que en su parte central el desplazamiento máximo es de 50 mseg. En profundidad existe una variación de espesor entre los bloques, encontrándose la mayor sección en el bloque deprimido, esta diferencia oscila entre los 5 y 15 mseg a partir del horizonte sísmico Ser 3 hasta depósitos Plioceno (Figura 7D), lo cual demuestra que estas fallas son generadas a partir del Mioceno Medio (12,7 Ma).

Sistema de fallas 3

Está constituido por un conjunto de fallas ubicadas en el cuadrante este del área, específicamente al sur del subsistema de fallas 2 (Figura 6C). El rasgo más característico de este sistema es su geometría rectilínea orientada al noroeste/sureste y buzamiento al noreste (Figura 7E). Con un desplazamiento máximo vertical que varía entre los 5 y 10 mseg. Este sistema corta a toda la secuencia depositada pero no involucra al basamento. A lo largo de este sistema se observan variaciones de espesor, encontrándose la mayor parte de sección en el bloque deprimido (fallas sinsedimentarias), a partir del horizonte Lan 2 hasta la sección superior, esta diferencia oscila entre 1 a 20 mseg. Indicando que el fallamiento se inicia a partir del Mioceno Medio (12,4 Ma).

Pliegues asociados al fallamiento normal

Además de los sistemas de fallas normales, las estructuras más importantes en el área de estudio son los pliegues de arrastre de origen extensivo los cuales son el producto de la propagación vertical y lateral de una falla normal (Schlische, 1991, 1995). Estos plegamientos se caracterizan por tener una importante relación geométrica y genética con las fallas normales (Figura 7F), los ejes de los pliegues son paralelos al rumbo de las fallas, y se les ha denominado pliegues longitudinales de arrastre normal, pero también estos pliegues se truncan en los extremos de las fallas y son diferentes tanto en ambos de la falla asociada, encontrándose un anticlinal en el bloque levantado, mientras que en bloque deprimido un sinclinal (Figura 7F). Este tipo de pliegues se origina cuando la falla se propaga lateralmente produciendo un flexuramiento inicial de las capas suprayacentes, al alcanzar el punto de ruptura y fallarse, la flexura queda dividida por el plano de falla. La magnitud del flexuramiento es directamente proporcional al desplazamiento de la falla, es decir, en los extremos de la misma, donde los desplazamientos se atenúan hasta hacerse cero, no se produce flexura y por lo tanto se cierra el pliegue, formándose así una potencial trampa de hidrocarburo (Azálgara et al., 2000a, 2000b; Porras et al., 2003).

También, se observan pliegues transversales de arrastre normal (Salazar y Ostos, 2005), cuyos ejes forman ángulos oblicuos con respecto a la orientación de las fallas adyacentes (Figura 5), asociados específicamente al sistema de falla 1. Igualmente, en el bloque deprimido del sistema de falla mencionado se observan sinclinales amplios, mientras que en el bloque levantado los anticlinales son estrechos. Pliegues longitudinales de arrastre con características inversas, donde presentan en

el bloque deprimido un anticlinal y en el levantado un sinclinal, los cuales están genéticamente relacionado con los cambios en la inclinación de la falla en profundidad (Figura 7C), produciéndose un mayor espacio para el acomodo de sedimento. Estos pliegues afectan a los niveles Lan 2 - Ser 1 (Mioceno Medio).

Otros tipos de pliegues han sido reportados por Porras et al. (2003), tales como: pliegues compuestos de arrastre los cuales están asociados a la interacción de dos sistemas de fallas que se intersectan formando un cierre estructural. Este tipo de pliegues está formado por la intersección o solape del sistema de fallas 1 (zona de transferencia) y con fallas de rumbo E-W, en el bloque deprimido se localiza un anticlinal asociado al arrastre en un segmento de fallas que declinan hacia el sureste, mientras que en el bloque levantado se localiza un alto estructural que es el remanente de una topografía residual entre dos sinclinales, pertenecientes al sistema de fallas 1 (Porras et al., 2003). Y pliegues por flujo plástico, son estructuras onduladas muy raras en el área de estudio, presentes principalmente a niveles de edad Mioceno, y como su nombre indica son originados por deformación de plástica (derrumbe y deslizamiento de sedimentos), donde la deformación es dominada por la densidad de los sedimentos más competentes.

Evolución tectónica

El estudio de la información disponible (Figura 5) ha permitido definir un modelo tectosedimentario evolutivo de la deformación para el Mioceno Medio al Plioceno donde se han reconocido las siguientes tres etapas de deformación principales a partir de la actividad de las diferentes etapas del fallamiento (Figura 6).

Mioceno Inferior (17,3 Ma): se inicia el desarrollo del antepaís en dirección noroeste-sureste y profundizándose la cuenca hacia el noroeste. Comienzan a generarse las fallas noreste-suroeste y buzamiento al noroeste del sistema de fallas 1 (Figura 7A).

Mioceno Medio (15.35 Ma): regionalmente continua la migración del antepaís hacia el sureste, localmente se inicia la migración del antepaís hacia el noreste y se activan las fallas que de rumbo noroeste-sureste con buzamiento al noreste (Figura 7B). A partir de los 14,8 Ma existen dos direcciones de extensión hacia el noroeste y noreste respectivamente y se inicia la formación de las fallas de rumbo este-oeste. Hacia el noreste del área de estudio, se comienza a generar un alto estructural asociado a la formación de un domamiento periférico (*peripheral bulge*) que se propaga diacrónicamente hacia el este (Salazar et al., 2005). A los 13.6 Ma continua la

migración de este domamiento hacia el este, continúan activas las fallas sintéticas del subsistema 1 (sistema 2) y se desactivan las fallas del sistema 3.

Mioceno Superior-Plioceno: durante esta etapa continúan activas las fallas sintéticas del sistema de

falla 2. Se reactiva nuevamente el sistema de falla 3 de rumbo NW-SE (Figura 6C). También, se generan las fallas antitéticas del sistema de fallas 2, producida para el reacomodo de la carga sedimentaria al sur del domamiento que continúa migrando diacrónicamente hacia el sur-este hacia el Delta del Orinoco.

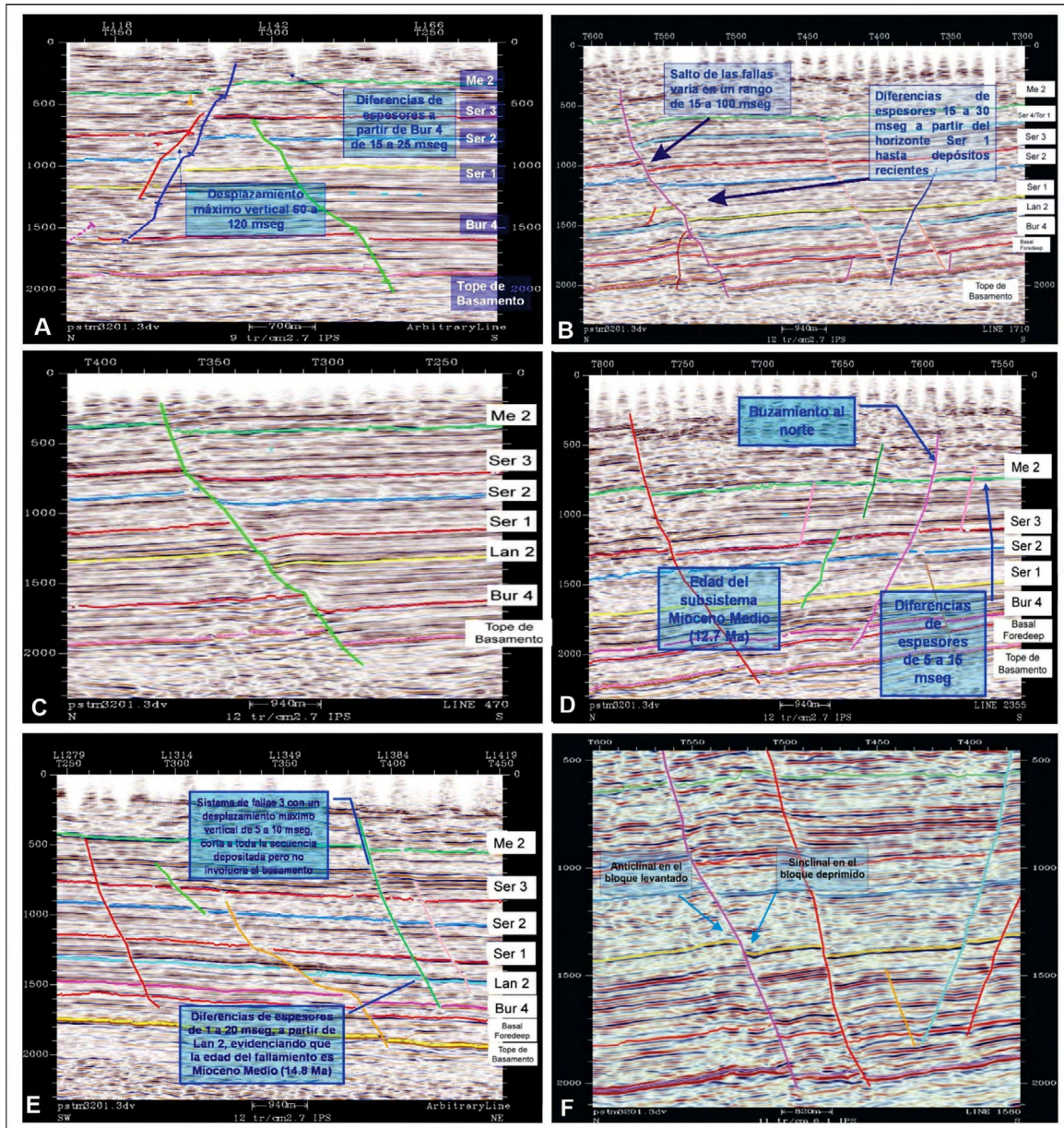


Figura 7. Líneas sísmicas interpretadas, localizadas en la Figura 5 (tomadas de Salazar *et al.*, 2005). **A.** Línea arbitraria 1. Se observa el carácter sinsedimentario de este sistema de fallas cuyo buzamiento es hacia el NW, cantidad de desplazamiento y diferencias de espesores a partir del horizonte sísmico Bur 4. **B.** Línea sísmica 1710 donde se observa el buzamiento al sur del subsistema 1, las diferencias de espesores a partir del SB Ser 2 (>14,5 Ma) que estratigráficamente corresponde a la Formación Oficina, reservorio en el área. **C.** Línea sísmica 470 donde se muestra la geometría del subsistema 2 en profundidad, no existen diferencias de espesores importantes a lo largo de su trayectoria donde se observan pliegues de arrastre inverso, donde se presenta un anticlinal en el bloque deprimido. **D.** Línea sísmica 2355. Fallas antitéticas del sistema de fallas 2. **E.** Línea arbitraria 6 donde se muestra el sistema de fallas 3. **F.** Línea 1580, donde se muestra los pliegues de arrastre, anticlinal en el bloque levantado y sinclinal en el bloque deprimido.

Basado en los criterios para el análisis del antepaís establecidos por [Allen y Allen \(1990\)](#), donde se sugiere que el punto de deflexión máxima (1) está localizado a lo largo del depocentro de la cuenca, donde existe la máxima flexura litosférica y por consiguiente los mayores espesores de sedimentos, un punto donde la deflexión es cero o nodo flexural (2) y la localización del domamiento periférico (3) con un alto topográfico definido, [Bartok \(2003\)](#) estableció que (1) está localizado al sur del Cinturón de Tonoro, (2) coincide con falla de Merey, y (3) se localiza al sur de la Falla de Merey ([Figura 5](#)). Si se compara estos resultados con los obtenidos en el presente trabajo, se puede observar que la localización del domamiento periférico coincide, evidenciando así la confiabilidad de los mismos.

Comparando estas características con las estructurales presentes, se puede asegurar que el área de estudio forma parte de un sistema transcurrente dextral, cuyo esfuerzo generador principal viene ejercido por la convergencia oblicua-dextral de la placa Caribe contra la Placa Sudamericana ([Figura 4](#)), que vino acompañada de la generación en la región norte de la Cuenca Oriental de Venezuela, de fallas inversas, corrimientos y demás estructuras geológicas de carácter compresivo ([Erlich y Barret, 1990](#)), que permiten definir a esta zona como transpresiva ([Rossello, 2001](#)), mientras que en la región sur, donde se ubica el campo Oritupano-Leona la transcurrencia evolucionó hacia una expansión, originándose fallas normales sintéticas, de carácter sin sedimentario, que reflejan la tectónica extensiva propia de una zona de transtensión ([Rossello, 2001](#)).

No obstante, la presencia de fallas de rumbo NE-SO definidas como sistemas de transferencia cuyo origen está asociado con la migración hacia el sureste del depocentro y que sufrieron varios periodos de reactivación a lo largo de su historia, evidencian la componente rotacional horaria que es subparalela al esfuerzo principal. La existencia de dos direcciones de extensión durante el Mioceno Medio, una orientada al noroeste y otra al noreste, produjeron las fallas de rumbo este-oeste. También se produce la formación del domamiento al oeste, el cual se propaga diacrónicamente hacia el sur-este, lo cual también comprueba el carácter dilatante de la transcurrencia en esta zona, expresado con estiramientos subhorizontales y aumentos topográficos por un aparente incremento volumétrico. La presencia de pliegues longitudinales y transversales cuyo origen están directamente relacionado con la evolución de las fallas, la presencia de anomalías topográficas como el

depocentro de Merey, además altos estructurales cuyos rumbos se disponen subparalelamente al esfuerzo máximo principal son evidencias claras que el área de estudio forma parte de un sistema transcurrente dextral.

Características del entrapamiento

El entrapamiento implica un sistema conjugado de fallas normales con vergencia hacia la cuenca y el cratón. Posteriormente, se encontraron una treintena de acumulaciones más en el Área Mayor de Oficinas donde múltiples niveles de areniscas en la Formación Oficina fueron depositados como cuerpos de arena de canales fluvio-deltaicos. Las porosidades son 10-30% y permeabilidades 50-1,000 mD. Las areniscas tienen un espesor de 1 a 30 m y hay hasta 70 m. La mayoría de las acumulaciones de petróleo tienen niveles superiores con concentración de hidrocarburos livianos (gasolina). Los petróleos de Oficina generalmente son más pesados en las partes más profundas y arenosas de la formación y hay una disminución general de la gravedad hacia el sur ([Talukdar, 1992](#)). La presencia de crudos cerosos y altos GOR indica una fuerte mezcla de petróleos de origen Cretácico y Cenozoico. [Rabasso-Vidal \(1985\)](#) señaló que la mayoría de los cuerpos de arena son depósitos de canal, alargados de norte a sur. Los cuerpos costeros o litorales estarían orientados de este a oeste y deberían ofrecer oportunidades de captura estratigráfica. De manera similar, [Funes e Itriago \(1994\)](#) estudiaron campos en las áreas de Oficina y Anaco, y estimaron que el 13% de las reservas están atrapadas estratigráficamente, lo que sugiere que aún quedan importantes reservas por descubrir en trampas similares en el área.

A principios de 1994 se anunció el descubrimiento de una nueva provincia al este de la Subcuenca de Maturín dispuesta con rumbo E-O de 300 km de largo de estructuras suavemente invertidas, conocida como Las Piedritas/Acema Casma, muestra que la contracción andina ha penetrado profundamente en el antepaís. Las estructuras ocurren en asociación con fallas de gravedad someras que tienden de N-S a E-O, fallando hacia el este ([Daza y Prieto, 1990](#)). El petróleo se encuentra en arenas transgresivas del Mioceno Inferior selladas por lutitas marinas profundas del Mioceno Medio ([Barrios e Iusco, 1997](#)). Las arenas, a unos 4.500 m de profundidad, tienen un espesor medio de 61 m, y porosidades y permeabilidades que oscilan entre el 12 y el 15% y entre los 50 y los 1.000 mD, respectivamente.

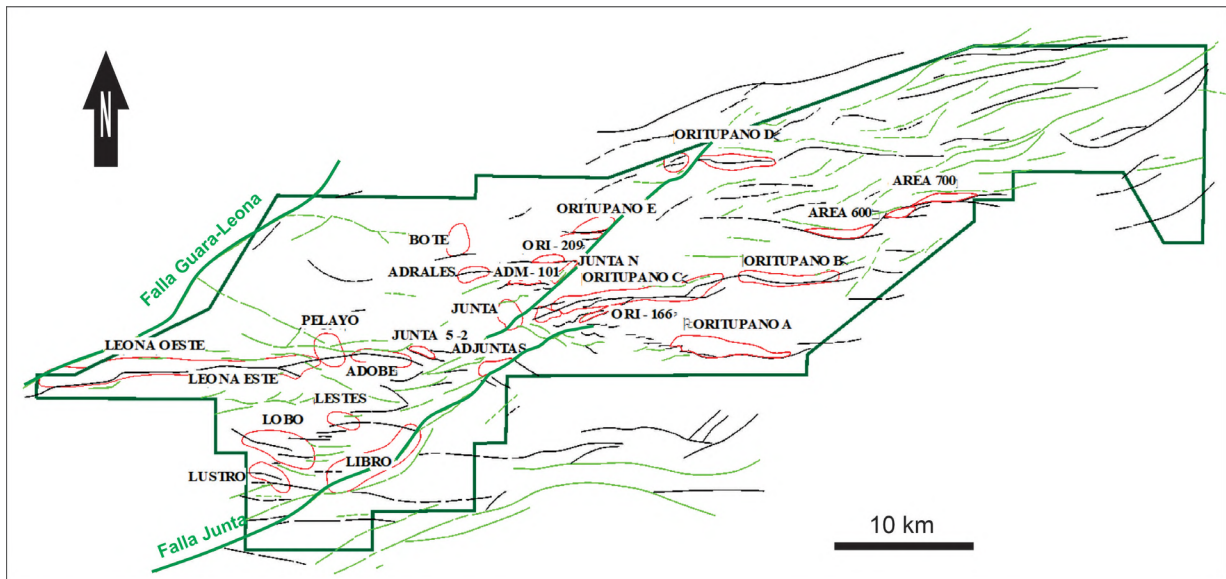


Figura 8. Sistemas principales de trampas producidas por fallamientos normales y pliegues. Polígonos rojos: zonas de trampas. En verde: fallas sintéticas. En negro: fallas antitéticas (modificada de [Porras et al., 2003](#)).

[Morley et al. \(1990\)](#) y [Calassou et al. \(1993\)](#) han definido a los sistemas de transferencias este como accidentes tectónicos que describen un desplazamiento subhorizontal entre pares de estructuras que pueden ser continuas y discontinuas sintéticas o antitéticas que suelen provocar el acomodamiento de la carga sedimentaria ([Anders et al., 1992](#); [Dawers y Anders, 1995](#); [Cartwright et al., 1995](#); [Marchal et al., 1998](#)). Según [Larsen \(1988\)](#) es una zona de conexión entre el bloque levantado y deprimido de una zona de falla, donde la cantidad de desplazamiento se transfiere entre los segmentos fallados. Geométricamente estas fallas forman estructuras en “Pata de Perro” ([Porras et al., 2003](#); [Salazar et al., 2005](#)). La reorientación de la estratificación frecuentemente produce rampas de transferencia, las cuales acomodan el desplazamiento transferido desde un segmento de falla a otro, manteniendo siempre la continuidad del bloque levantado y deprimido de la zona de falla ([Peacock y Sanderson, 1991](#)).

Los sistemas de fallas descriptos determinan un sistema de bloques donde la yuxtaposición de rocas sello y reservorio controlan las acumulaciones de hidrocarburos en el área de Oritupano-Leona tal cual ocurre en el área Mayor de Oficina ([Figura 9](#)). Estos sistemas están formados por segmentos de tamaño subordinado que, al propagarse lateralmente, sus extremos se solapan, produciéndose el incremento

en las longitudes de las mismas con patrones de desplazamientos variables en profundidad y de forma individual entre segmentos ([Figura 9](#)). Así, se determina una relación desplazamiento-longitud (D-L) que indica que la magnitud del desplazamiento lateral ocurrió entre las zonas de enlace y la porción central de los segmentos de fallas, donde se muestran respectivamente las menores y mayores intensidades ([Anders et al., 1992](#); [Dawers y Anders, 1995](#); [Cartwright et al., 1995](#)). Estos sistemas tectónicos extensivos crean espacios para la acomodación sintectónica de la carga sedimentaria ([Leeder y Gawthorpe, 1987](#); [Schlische, 1991](#); [Contreras et al., 1997](#); [Gawthorpe y Leeder, 2000](#); [Noll y Hall, 2006](#)).

[Peacock y Sanderson \(1991\)](#) sugieren que este tipo de fallamientos presenta desplazamientos sintéticos y antitéticos, las fallas sintéticas son las que dominan en la zona, mientras que las fallas antitéticas están asociadas al doblamiento de las fallas de transferencia y al levantamiento del bloque deprimido (reverse drag). Estos modelos basados en la distribución de los patrones de desplazamiento, sugieren que la propagación y solapamiento de los segmentos de fallas, ocurre gradualmente desde la propagación de la falla, incremento en la longitud y del desplazamiento acumulado, durante el desarrollo de la cuenca ([Walsh y Watterson, 1987](#); [Schlische, 1991](#); [Cowie y Scholz, 1992](#); [Noll y Hall, 2006](#)).

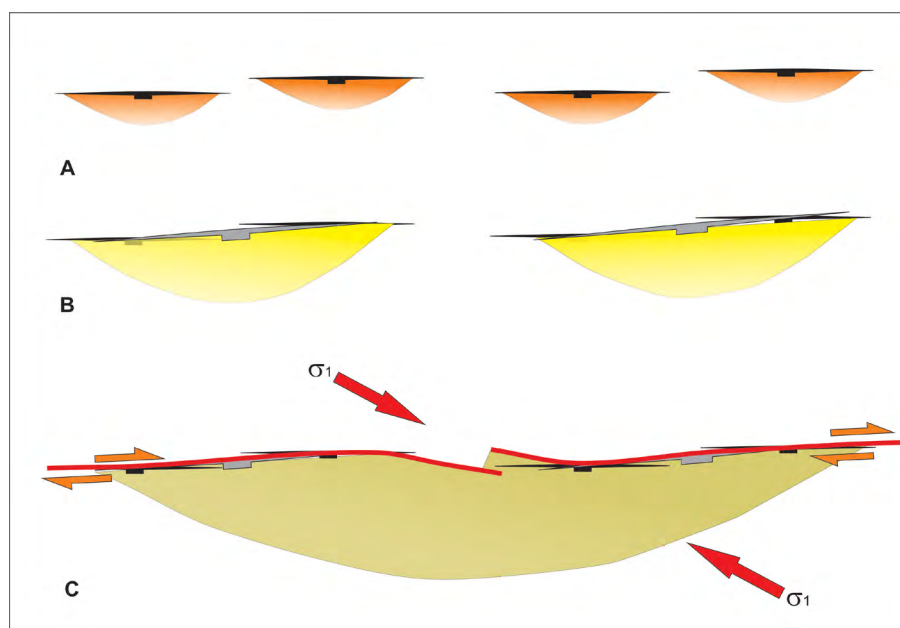


Figura 9. Etapas de evolución de las fallas de crecimiento (modificado de Noll y Hall, 2006). En su etapa inicial (A) se observan segmentos de fallas aisladas que se propagan radialmente. En la siguiente etapa (B) la propagación es más lateral y los segmentos de fallas interactúan solapándose y amalgamándose, hasta que finalmente (C) en un escenario transcurrente dextral se unen y forman una sola falla con desplazamiento acumulado y que además queda registrado por secuencias sinsedimentarias.

Migración y carga de las trampas

Según Talukdar *et al.* (1987), las formaciones Querecual y San Antonio de la Subcuenca de Maturín del este de Venezuela generaron petróleo debajo de los cabalgamientos sucesivos de la Serranía del Interior desde el Mioceno Superior hasta el Reciente, cargando diferentes reservorios del Cretácico al Plioceno en trampas estructurales y estratigráficas de los campos. De acuerdo con Blanc y Connan (1994) estos residuos de hidrocarburos muy alterados en algunos de estos campos pueden ser restos de petróleos migrados tempranamente (Cassani *et al.*, 1988). Rocas madre dispuestas en el colgante de los cabalgamientos generaron petróleo en el Mioceno Temprano-Medio. Este petróleo de “Cocina Guayuta” migró hacia arriba y hacia el sur a través de las areniscas de la Formación San Juan hasta las areniscas de la Formación Jabillos y luego, según George y Socas (1994), a través de areniscas basales de la Formación Merecure-Oficina, por encima de las discordancias del Oligoceno y Mioceno al pinch-out de la Formación Oficina (Figura 10).

Chigne *et al.* (1993) modelaron la generación de petróleo para que ocurriera primero en el Eoceno Tardío-Temprano Oligoceno, con petróleo migrando unos 150 km al sur hacia la Faja de Petróleo Pesado formado desde cocinas que migraron hacia el sur en

el Mioceno Temprano-Reciente. Según estos autores, los petróleos de los yacimientos del Mioceno Medio a Tardío-Temprano y Plioceno del norte Maturín sugiere una emigración de expulsión del Mioceno Tardío-Reciente. Los petróleos son genéticamente relacionados y migrados después del desarrollo estructural. Las rocas generadoras en las paredes colgantes del cabalgamiento principal no están generando, pero puede estar ocurriendo por debajo.

Las fallas de desgarro proporcionan sellos laterales y subdividen la región de Furrial de 100 km de largo donde ocurren diferentes densidades de hidrocarburos en los campos que divide, de modo que el petróleo de Tejero es más ligero que el de Carito (González de Juana *et al.*, 1980). Sin embargo, se prevén fracciones más ligeras para estructuras como Casupal-Mata Grande y Tonoro, ubicadas más al oeste (García, 1992). Las estructuras anticlinales asociadas con la propagación de fallas se extienden por debajo de la falla Pirital, especialmente en el oeste (Lander *et al.*, 1993).

El ambiente tectónico del BOL es de origen extensivo donde los estilos estructurales se caracterizan por zonas de transferencia representadas por los sistemas de fallas de rumbo NE-SO originadas a partir del Mioceno Medio (17,3 Ma) y que sufrieron múltiples reactivaciones en su historia (Figura 11).



Figura 10. Ejemplos de trampas productivas localizadas en el compartimiento bajo del fallamiento normal con vergencia al N con desplazamiento invertido por transpresión dextral (tomados de [Salazar et al., 2005](#)). **A.** Mapa estructural cercano al tope Formación Merecure (marcador amarillo). Se aprecia una progresiva disminución del rechazo vertical del fallamiento. **B.** Línea sísmica submeridional. Marcador rojo: tope basamento; Marcador amarillo: Ser 2; Marcador verde: Merecure 2.

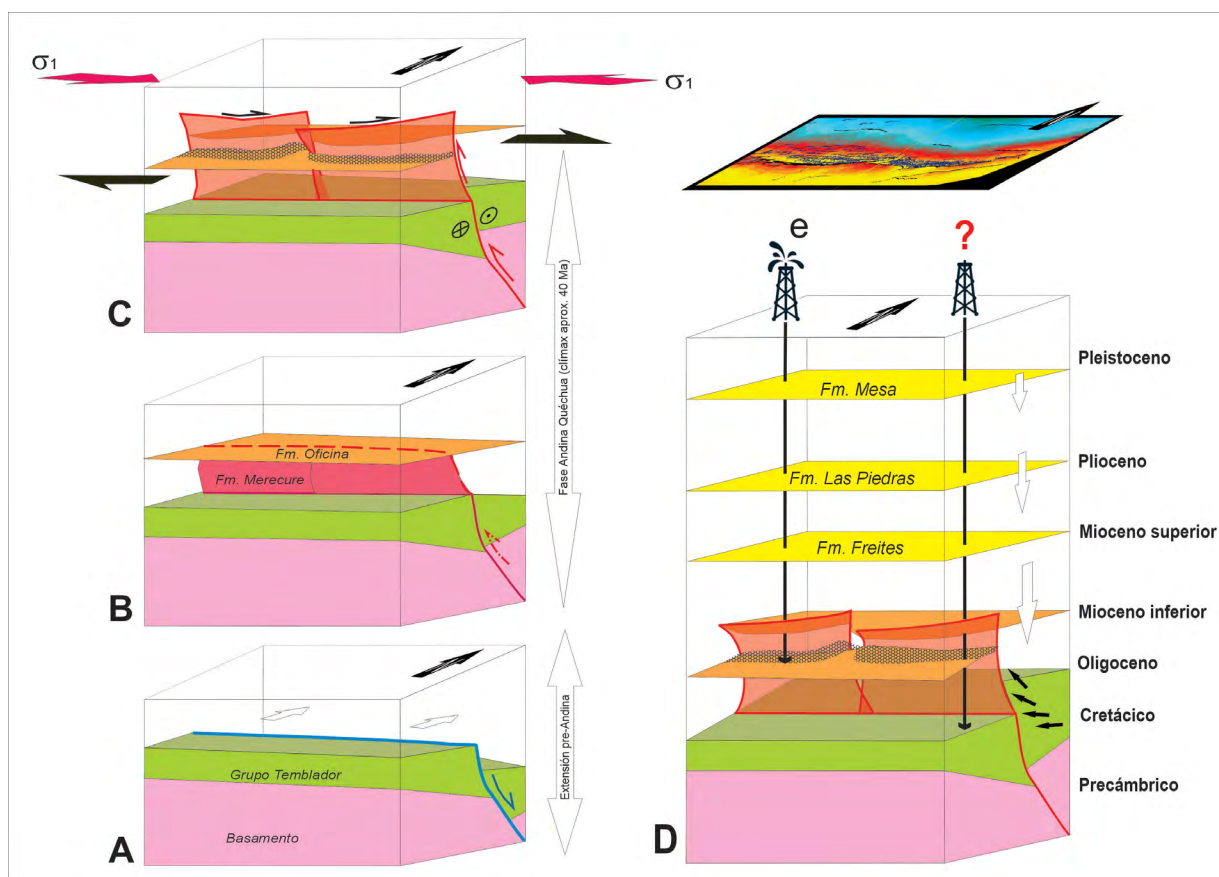


Figura 11. Modelo evolutivo esquemático de deformación en el BOL. **A.** Fallas normales principales previas al Cenozoico. **B.** Fallas asociadas a la sedimentación del Mioceno Inferior. **C.** Reactivaciones del Mioceno Medio. **D.** Situación presente desde el Mioceno Superior-Plioceno. Se esquematiza el alcance de los pozos existentes y el de un futuro pozo exploratorio que pueda alcanzar la secuencia cretácica en el BOL que permita comprobar su funcionamiento como un nivel potencialmente productor.

Las fallas de crecimiento de rumbo E-O generadas en el Mioceno Medio (14,5 Ma) son las más importantes debido que se extienden en todo el BOL. Según las características geométricas observadas en planta de estos sistemas de falla y extrapolándolo al contexto regional, se puede asegurar que el origen de ambos sistemas está íntimamente relacionado con el campo de esfuerzos vinculado con la convergencia oblicua de transcurrencia dextral de la placa Caribe contra la Placa Suramericana (Erlich y Barrett, 1992). Asociados con la propagación lateral y en profundidad de estos sistemas de fallas se localizan pliegues longitudinales de arrastre normal e inversos, que conforman las principales trampas de hidrocarburos en el BOL, responsables de producir más de 450 MMbbls (Porrás *et al.*, 2003).

El modelo de Chigne *et al.* (1993), sugiere que la madurez y la migración ocurrieron por debajo de sucesivos cabalgamientos en el sistema Pirital

(corrimientos Frontal, Pirital y El Hueso) desde 12 Ma hasta la actualidad, 5 Ma hasta la actualidad y 3 Ma hasta la actualidad, respectivamente. Se piensa que la migración ocurrió a lo largo de los cabalgamientos en el área de Furrial (Prieto y Valdes, 1992). Chigne *et al.* (1993) señalaron que debido a que el reservorio principal (el Mioceno Medio Superior Formación Oficina) de la Faja de Petróleo Pesado aún se estaba depositando en el momento del cabalgamiento interrumpiendo el camino de la migración y la generación congelada, las áreas de cocina alternativas deben ser considerados para estas reservas. Una de esas áreas podría haber sido la Subcuenca Guárico, pero el acceso a la cuenca sur de Maturín habría sido bloqueado por la depresión Carrizal-Tigre (asociado al Graben Espino). George y Socas (1994) sugirieron otra posibilidad que los hidrocarburos en la Faja Petrolífera del Orinoco podrían haber venido del golfo de Paria-Trinidad donde reportaron unidades del Cretácico Tardío, con un TOC medio original de 4,7%, que

ocurren en un área que cubre 160×75 km. Finalmente, Talukdar *et al.* (1990) señalaron la probable extensión de la cocina del Mioceno Tardío-Reciente que involucra rocas generadoras del Cretácico Superior muy al este de Trinidad.

El potencial de entrapamiento generado por el fallamiento se encuentra en función de los espesores de arenas y lutitas y la disposición, sentido y magnitud de los desplazamientos de falla. Sobre la base de las características de la componente estructural se reconocen a continuación dos estilos principales de entrapamiento:

- **Trampas relacionadas con fallas antitéticas:** estas fallas permiten que las arenas superiores de la Formación Oficina presenten sellos asociados a las lutitas de la Formación Freites (sello extraformacional), o que las arenas de la sección media-inferior sean selladas por los niveles arcillosos de la misma formación (sello intraformacional). La mayor magnitud de los saltos de falla favorece la posibilidad de sello en un mayor número de yacimientos. Estas trampas presentan cierres estructurales contra la falla que, pueden estar combinados o no con acuñaientos de los niveles arenosos en el sentido E-O. Los cierres son fundamentalmente de tipo estructural como resultado del plegamiento asociado al fallamiento. También, el cierre estructural de las trampas puede combinarse con cierres de tipo estratigráfico por cambios de facies laterales o acuñaientos de los cuerpos de arena (comunes en arenas de la sección basal de la Formación Oficina o en cuerpos arenosos de la Formación Merecure). Por lo general, este tipo de trampas se encuentra limitado hacia el Norte por fallas sintéticas donde conforman bloques elevados que pueden estar rotados con buzamientos mayores al regional. Las trampas de este tipo son las de mayor potencial y las que caracterizan la gran mayoría de los campos importantes dentro del BOL.
- **Trampas relacionadas con fallas sintéticas:** estas trampas generan en los bloques deprimidos pliegues de tipo longitudinal, transversal (por ejemplo: Campos Junta y Flanco Occidental de Oritupano Sur) o de arrastre. Estas trampas son importantes y representan el tipo dominante de trampas en el BOL.

Se resalta en la gran mayoría de los yacimientos presentes en el BOL, que el límite en profundidad de los yacimientos está representado por la presencia de contactos agua-petróleo, donde el acuífero es activo generado por un avance del frente de agua a medida que se explotan los yacimientos. Además, es común ver en estos yacimientos, que lateralmente existen límites de roca por variación lateral de facies de arena a lutita (Porrás *et al.*, 2003).

Discusión

Según Chigne *et al.* (1993, 1995) la generación más temprana del petróleo en la parte norte de la COV se derivó de la Formación Querecual del Cretácico Superior (Cassani *et al.*, 1988) durante el Eoceno Tardío y el Oligoceno Temprano. La mayor parte del petróleo migró 150 km por el flanco previo a la deformación hasta la Faja de Petróleo Pesado. En cambio, el petróleo formado en cocinas más jóvenes, del Mioceno temprano al reciente, migrante hacia el sur quedó atrapado contra fallas al norte del Cinturón. La migración temprana de larga distancia ocurrió a lo largo de niveles reservorios regionales de las Areniscas de San Juan del Cretácico Superior, a lo largo y a través de las discordancias de la Formación Los Jabillos del Eoceno, ascendiendo hasta las areniscas basales del Oligo-Mioceno de las formaciones Merecure-Oficina sobre las discordancias del Oligoceno y Mioceno y, finalmente, al acuñaimiento de la Formación Oficina (Talukdar *et al.*, 1987). George y Socas (1994), sin embargo, sugirieron alternativamente que el área de la cocina de se encontraba en las cercanías del golfo de Paria Trinidad. El petróleo contiene 4% de azufre y cantidades significativas de vanadio y níquel. Betún (4°API) también está presente. A pesar de las altas densidades, los petróleos son particularmente móviles en el yacimiento donde las temperaturas oscilan entre 50°C a 800 m y 60°C a 1100 m. En las áreas occidentales de la COV (campos Gorrin, Machete y San Diego) el gas natural también ocurre en el cinturón.

El contexto tectónico reciente derivado de la convergencia oblicua de la placa Caribe con respecto a la Sudamericana se expresa con reactivaciones de modo diferencial sobre los sistemas de fallas preexistentes de acuerdo con la orientación que tienen con el campo de esfuerzo (Figura 12).

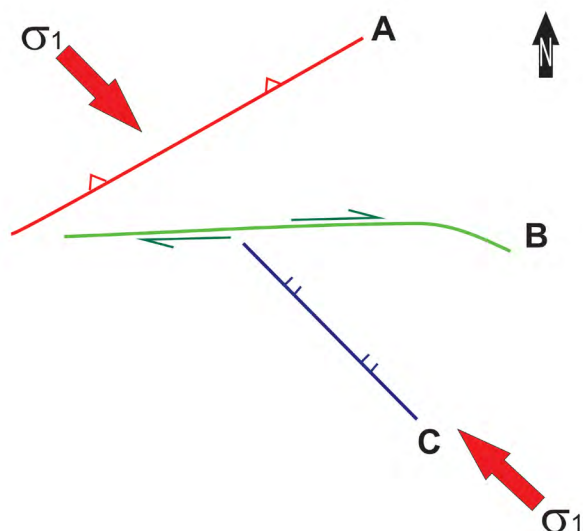


Figura 12. Esquema simplificado que muestra la orientación de los diferentes fallamientos con la posición estimada del esfuerzo principal máximo subhorizontal responsable relacionado con la traslación dextral de la placa Caribe. A. Fallamientos inversos, B. Fallamientos transcurrentes dextrales y C. Fallamientos normales.

Conclusiones

Se presenta una revisión de la información disponible relacionada con los eventos estructurales generados en un contexto tectónico extensional que evolucionó a transtensional dextral responsable del acomodamiento de las secuencias sedimentarias del Mio-Plioceno que soportan las principales trampas de hidrocarburos del Bloque Oritupano-Leona.

Se reconocen sistemas de fallas relacionados cronológicamente y en el espacio a partir de sus características geométricas que permiten confirmar que el BOL forma parte de la zona transtensiva de un sistema transcurrente dextral generado a partir del borde norte de la Placa Suramericana. Asociados con estos sistemas de fallas se reconocen pliegues tanto en los bloques elevados (pliegues longitudinales) como en los deprimidos (pliegues longitudinales o transversales) y la existencia de fallas o rampas de transferencia entre los segmentos de falla principales.

De esta manera, se aporta una interpretación tectosedimentaria vinculada con la evolución de las secuencias sedimentarias y la dinámica contemporánea de los desplazamientos, historia de propagación y enlace de segmentos de fallas menores que determinan los principales entrapamientos de hidrocarburos en las formaciones Merecure y Oficina.

La profundización del conocimiento tectosedimentario del área de estudio permite contribuir con la identificación del origen y evolución de nuevas trampas potenciales que permitan aumentar las expectativas de sumar recursos de hidrocarburos aun subexplorados. Igualmente, la evaluación del potencial de las secuencias generadoras cretácicas infrayacentes, aun sin pozos que la hayan penetrado en el BOL, podrán incrementar la magnitud de sus recursos a partir de reservorios convencionales o no convencionales.

Agradecimientos

Los datos de subsuelo fueron facilitados oportunamente por Petrobras Energía para la realización del trabajo de Salazar *et al.* (2005) del cual se reprodujeron en el presente trabajo. Muchos colegas contribuyeron desinteresadamente con comentarios y críticas que mejoraron el contenido del trabajo. Las revisiones editoriales, particularmente la del Dr. Iata Anderson de Souza, mejoraron la calidad del trabajo.

Referencias

- Aguasuelos Ingeniería (1991). Modernización de los datos geológicos en el frente de montaña de la Serranía del Interior del noreste de Venezuela. Informe preparado para Corpoven, S.A. por Stephan, J., Macsotay, O., Vivas, V., Beck, C., Renard, M., Saint-Marc, P., Muller, V.1, 185 p.
- Algar, S.; Erikson, J.P. (1995). Correlation of the Jurassic through Oligocene stratigraphic units of Trinidad and Northeastern Venezuela. *International Geology Review*, 37(4), 313-334. <https://doi.org/10.1080/00206819509465406>
- Allen, P.A.; Allen, J.R. (1990). *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications.
- Anders, M.H.; Dawers, N.H.; Schaffler, L.E. (1992). Growth and linkage of normal faults. *Geological Society of America, Abstracts with Programme* 24, A156.
- Azálgara, C.; Flores, M. (2000a). Caracterización de Yacimientos de la Formación Oficina mediante Estratigrafía Secuencial, área Oritupano Central – Cuenca Oriental de Venezuela: Ejemplo de sedimentos siliciclásticos depositados en una Cuenca tipo Rampa. *X Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.

- Azálgara, C.; Salas, D.; Ibáñez, G.; De Almeida, H. (2000b). Trampas de tipo pliegue de arrastre asociado a falla normal en la Fm. Oficina, área Oritupano-Leona, Cuenca Oriental de Venezuela. *X Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.
- Barrios, F.; Iusco, G. (1997). Potencial hidrocarburífero en el Campo Las Piedritas, Cuenca Oriental de Venezuela. *VI Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. Cartagena. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.117.080esp>
- Bartok, P. (2003). The peripheral bulge of the interior Range of the Eastern Venezuela Basin and its impact on oil accumulations. In: C. Bartolini, R.T. Buffler, J.F. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics* (pp. 925-936). AAPG, Memoir 79. Tulsa.
- Beaumont, E.A.; Foster, N.H. (2000). Structural Traps VIII. In: E.A. Beaumont, N.H. Foster (eds.). *Treatise of Petroleum Geology, Atlas of oil and gas fields of the World* (pp. 307-328). AAPG, Handbook Series.
- Blanc, P.; Connan, J. (1994). Preservation, degradation, and destruction of trapped oil. In: L.B. Magoon, W.G. Dow (eds.). *The Petroleum system-from source to trap* (pp. 237-247). AAPG, Memoir 60. <https://doi.org/10.1306/M60585C14>
- Calassou, C.J.; Larroque, C.; Mallavieille, J. (1993). Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, 221(3-4), 325-344. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90165-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90165-G)
- Cartwright, J.A.; Trudgill, B.D.; Mansfield, C.S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17(9), 1319-1326. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00033-A](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00033-A)
- Cassani, F.; Gallango, O.; Talukdar, S.; Vallejos, C.; De Toni, B. (1988). Geoquímica orgánica de los crudos venezolanos. *III Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Caracas. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.114.023>
- Chighe, N.; Russomano, F.; Sánchez, H.; Callejón, A.; Finn, A.; Escalona, N. (1993). Hydrocarbon generation and migration modelling, Eastern Venezuela Basin. *AAPG /SVG International Congress and Exhibition*, Caracas.
- Chighe, N.; Russomano, F.; Sánchez, H.; Callejón, A.; Finn, A.; Escalona, N. (1995). Hydrocarbon generation and migration modelling, Eastern Venezuela Basin. *AAPG Bulletin*, 79(8).
- Cobbold, P.R.; Davy, P.; Gapais, D.; Rossello, E.A.; Sadybakasov, E.; Thomas, J.C.; Tondji-Biyo, J.J.; de Urreiztieta, M. (1993). Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 77-89. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90134-Q](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90134-Q)
- Cobbold, P.R.; Rossello, E.A.; Roperch, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Lima, C. (2007). Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: A.C. Ries, R.W.H. Butler; R.H. Graham (eds.). *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* (pp. 321-343). Geological Society, London, Special Publications, 272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17>
- Contreras, J.; Scholz, C.H.; King, G.P. (1997). A model of rift basin evolution constrained by first-order stratigraphic observations. *Journal of Geophysical Research*, 102(B4), 7673-7690. <https://doi.org/10.1029/96JB03832>
- Contreras, S.A.C.; de Castro, J.C. (2013). Cronoestratigrafía e zoneamento de reservatórios das formações Oficina e Merecure (Oligo-mioceno), campos Socororo e Budare da Bacia Oriental da Venezuela. *Geociências*, 32(2), 370-378.
- Corfield, G.S. (1948). Recent activities in Venezuela's petroleum industry. *Economic Geography*, 24(2), 114-118. <https://doi.org/10.2307/141718>
- Cowie, P.A.; Scholz, C.H. (1992). Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, 14(10), 1133-1148. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90065-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90065-5)

- Dawers, N.H.; Anders, M.H. (1995). Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 17(5), 607-614. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00091-D](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00091-D)
- Daza, J.; Prieto, R. (1990). Fallas de crecimiento en el área de Mapirito, Monagas Central. *V Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas.
- Di Croce, J.; Bally, A.W.; Vail, P. (1999). Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan basin. In: Mann, P. (ed.). *Sedimentary Basins of the World* (pp. 419-476). Chapter 16. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1874-5997\(99\)80050-1](https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80050-1)
- Eisbacher, G.H. (1996). Einführung in die Tektonik, 2., neu bearbeitete und erweiterte Auflage. *Ferdinand Enke Verlag*, 367 pp. Stuttgart.
- Erlich, R.N.; Barrett, S.F. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area. *Tectonics*, 9(1), 161-184. <https://doi.org/10.1029/TC009i001p00161>
- Erlich, R.N.; Barrett, S.F. (1992). Petroleum geology of the Eastern Venezuela Foreland basin. In: R.W. Macqueen, D.A. Leckie (eds.). *Foreland basins and fold belts* (pp. 341-362). AAPG, *Memoir*, 55. <https://doi.org/10.1306/M55563C13>
- Funes, D.; Itriago, J. (1994). Resolución de la sísmica en la exploración de acumulaciones estratigráficas en la Cuenca Oriental de Venezuela. *VII Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas.
- García, E.S. (1992). Uso de registros geofísicos de pozo en la determinación de modelos de segregación de hidrocarburos en el norte de Monagas. *VI Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas.
- Gawthorpe, R.L.; Leeder, M.R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>
- George, R.P. Jr.; Socas, M.B. (1994). Pros and cons of five hypotheses of migration of oil to the eastern part of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela foreland basin. AAPG, *Annual Convention*, Official Program, 3: 154.
- González de Juana, C.; Iturralde de Arozana, J.M.; Picard Cadillat, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones FONINVES. Caracas.
- Graf, C. (1998). Venezuelan petroleum potential outlook. *AAPG Bulletin*, 82, 10.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M.B.; Jacquin, T.; de Graziansky, P.C.; Vail, P.R. (1998). Mesozoic-Cenozoic chronostratigraphic framework of European Basins. In: de Graziansky, P.C., J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European Basins* (pp. 100-135). Society for Sedimentary Geology, Spec. Public. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>
- Hedberg, H.D.; Saas, L.C.; Funkhouser, H.J. (1947). Oil fields of Greater Oficina Area, Central Anzoategui, Venezuela. *AAPG Bulletin*, 31(12), 2089-2169. <https://doi.org/10.1306/3D933A94-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Isea, A. (1987). Geological synthesis of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela. *Journal of Petroleum Geology*, 10(2), 135-147. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1987.tb00205.x>
- James, K.H. (2000a). The Venezuelan hydrocarbon habitat, Part 1: Tectonics, structure, palaeogeography and source rocks. *Journal of Petroleum Geology*, 23(1), 5-53. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2000.tb00483.x>
- James, K.H. (2000b). The Venezuelan hydrocarbon habitat, Part 2: Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes. *Journal of Petroleum Geology*, 23(2), 133-164. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2000.tb00488.x>
- Larsen, P.H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10(1), 3-8. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90122-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90122-8)
- Lander, R.; González, A.; Fuentes, J.; Daal, J. (1993). Exploration of the Late Cretaceous and the Oligocene sequences underneath the Pirital Allochthonous block, Northern Monagas Area, Eastern Venezuela Basin. AAPG / SVG *International Congress and Exhibition*, Caracas.

- Laubscher, H.P. (1956). Structural and seismic deformations along normal faults in the Eastern Venezuelan Basin. *Geophysics*, 21(2), 368-387. <https://doi.org/10.1190/1.1438239>
- Leeder, M.R.; Gawthorpe, R.L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 28, 139-152. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.11>
- Lugo, J.; Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America* (pp. 699-725). AAPG, Memoir 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C38>
- Lugo, J.; Audemard, F. (1997). Petroleum geology of Venezuela. AAPG, Short Course (April 5-6), Dallas, Texas, unpaginated.
- Macellari, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the Southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America* (pp. 757-780). AAPG, Memoir 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C41>
- Marchal, D.; Guiraud, M.; Rives, T.; Van den Driessche, J. (1998). Space and time propagation processes of normal faults. *Geological Society, London, Special Publications*, 147, 51-70. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.147.01.04>
- Martínez, A.R. (1987). The Orinoco Oil Belt, Venezuela. *Journal of Petroleum Geology*, 10(2), 125-134. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1987.tb00204.x>
- Mencher, E.; Fichter, H.J.; Renz, H.H.; Wallis, W.E.; Renz, H.H.; Patterson, J.M.; Robie, R.H. (1953). Geology of Venezuela and its oil fields. *AAPG Bulletin*, 37(4), 690-777. <https://doi.org/10.1306/5CEADCA1-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Morley, C.K.; Nelson, R.A.; Patton, T.L.; Munn, S.G. (1990). Transfer zones in the East African Rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin*, 74(8), 1234-1253. <https://doi.org/10.1306/0C9B2475-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Noll, C.A.; Hall, M. (2006). Normal fault growth and its function on the control of sedimentation during basin formation: A case study from field exposures of the Upper Cambrian Owen Conglomerate, West Coast Range, western Tasmania, Australia. *AAPG Bulletin*, 90(10), 1609-1630. <https://doi.org/10.1306/04270605145>
- Parnaud, F.; Gou, Y.; Pascual, J.C.; Truskowski, I.; Gallango, O.; Passalacqua, H.; Roure, F. (1995). Petroleum geology of the central part of the eastern Venezuelan basin. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum basins of South America* (pp. 741-756). AAPG Memoir, Vol 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C40>
- Peacock, D.C.; Sanderson, D.J. (1991). Displacements, segment linkage and relay ramps in normal faults zones. *Journal of Structural Geology*, 13(6), 721-733. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F)
- Pindell, J.; Barret, S. (1991). Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective. In: G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Caribbean region* (pp. 405-432). Geological Society of America, Vol. H. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.405>
- Porras, J.S.; Vallejo, E.L.; Marchal, D.; Selva, C. (2003). Extensional folding in the Eastern Venezuela Basin: Examples from fields of Oritupano-Leona Block. *Search and Discovery Article #50003*.
- Prieto, R.; Valdes, G. (1992). El Furrial Oil Field; a new giant in an old basin. In: M.T. Halbouty (ed.). *Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988* (pp.155-161). AAPG Memoir, 54. <https://doi.org/10.1306/M54555C10>
- Rabasso-Vidal, J. (1985). Sugerencias y analogías: Exploración de trampas estratigráficas en una cuenca petrolera madura, región de Anaco-Oficina. *VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas.
- Renz, H.H.; Alberding, H.; Dallmus, K.F.; Patterson, J.M.; Robie, R.H.; Weisbord, N.E.; Mas-Vall, J.

- (1958). The Eastern Venezuelan basin, in *Habitat of oil, a symposium*. AAPG, Special Publication, 551-600.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Abh. 8*, 354-368.
- Rossello, E.A. (2001). Sistemas Tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. *Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial N°5*: 19-43.
- Rossello, E.A.; Osorio, J.A.; López-Isaza, S. (2022). El diapirismo argilocinético del Margen Caribeño Colombiano: una revisión de sus condicionantes sedimentarios aplicados a la exploración de hidrocarburos. *Boletín de Geología*, 44(1), 15-48. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n1-2022001>
- Salazar, L.J.; Ostos, M. (2005). Middle Miocene to Recent structural evolution of the Oritupano-Leona area, Maturín sub-basin, Eastern Venezuela Basin. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, Barcelona, España.
- Salazar, L.; Rossello, E.A.; Kley, J. (2005). Análisis estructural y evidencias de transurrencia en el Área de Oritupano-Leona. Sub-Cuenca de Maturín. Cuenca Oriental de Venezuela. *IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, Venezuela.
- Schlische, R.W. (1991). Half-graben filling models: Implications for the evolution of continental extensional basins. *Basin research*, 3, 123-141.
- Schlische, R.W. (1995). Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. *AAPG Bulletin*, 79(11), 1661-1678. <https://doi.org/10.1306/7834DE4A-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Stephan, J.; Mercier de Lepinay, B.; Calais, E.; Tardy, M.; Beck, C.; Carfantan, J.; Olivet, J.; Villa, J.; Bouyessse, P.; Mauffret, A.; Decourt, J. (1990). Paleodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to present. *Bulletin Société Géologique de France*, 8 serie VI(6), 915-919.
- Talukdar, S.; Gallango, O.; Ruggiero, A. (1987). Generation and migration of oil in the Maturin Subbasin, Eastern Venezuela basin. *Organic Geochemistry*, 13(1-13), 537-547. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90074-5](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90074-5)
- Talukdar, S.; Dow, W.G.; Persad, K.M. (1990). Geochemistry of oils provides optimism for deeper exploration in Atlantic off Trinidad. *Oil and Gas Journal*, 12, 118-122.
- Talukdar, S. (1992). Hydrocarbon habitats of the Venezuelan basins. DGSi Report, Houston, Texas.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M. (1979). Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. In: J.S. Watkins, L. Montadert, P. Wood-Dickerson (ed.). *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins* (pp. 63-81). AAPG, Memoir 29. <https://doi.org/10.1306/M29405C32>
- Walsh, J.J.; Watterson, J. (1987). Distribution of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1039-1046. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90012-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90012-5)

Fecha de recibido: 31 de enero de 2023
 Fecha de aceptado: 01 de agosto de 2023
