

# ROCAS CENOZOICAS GENERADORAS COMO PRODUCTO DEL ADELGAZAMIENTO CORTICAL EN LA CUENCA DE FALCON, VENEZUELA.

BAQUERO, M<sup>1</sup>.; J. SOUSA<sup>1</sup>; J. RODRÍGUEZ<sup>1</sup>; J. GROBAS<sup>1</sup>; E. KASSABJI<sup>1</sup>; J. ACOSTA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> PDVSA Exploración Occidente, Calle 77 "5 de Julio" entre Av. 11 y 12 Edificio PDVSA E y P, Maracaibo – Venezuela

<sup>2</sup> EXGEO-CGG, Maracaibo – Venezuela.

## RESUMEN

La Cuenca de Falcón se encuentra ubicada al noroeste de Venezuela entre los estados Falcón y Lara, donde afloran rocas sedimentarias de edad Cenozoica, depositadas en una cuenca alargada de dirección SW-NE, que sufrió episodios de transgresión marina y profundización de los ambientes sedimentarios de manera rápida y progresiva, para luego presentar episodios regresivos originados por levantamiento ó inversión de la cuenca.

Un perfil gravimétrico levantado a través de la cuenca, revela que bajo esta estructura el manto se encuentra levantado, alcanzando la menor profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic entre 20 a 24 km. Estos hechos implican que la Cuenca de Falcón se formó como respuesta a un colapso tectónico originado por el levantamiento del manto desde el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano.

Este levantamiento del manto causó además un aumento en el gradiente geotérmico, haciendo que las rocas depositadas durante ese tiempo y con potencial, alcanzaran un grado de madurez de generación de hidrocarburos, como lo indica la materia orgánica terrestre presente en los crudos y menes encontrados en la zona.

## INTRODUCCION

Tectónicamente esta región se caracteriza por presentar la convergencia oblicua las placas Caribe y Sur Americana, originando una banda de deformación marcada por cinturones de rocas metamórficas (Napas de Lara). En la zona de este estudio, dichas rocas fueron emplazadas sobre el continente formándose posteriormente estructuras que dieron origen a una cuenca alargada, con dirección sub-paralela a dicho cinturón de deformación, conocida como Cuenca de Falcón, la cual se ubica al Este de la Cuenca de Maracaibo y se postula la Serranía de Trujillo como la separación entre ambas. Sin embargo, no se ha comprobado una correlación entre las diferentes manifestaciones de hidrocarburos en ambas cuencas; es decir, en la Cuenca de Maracaibo se tiene bien establecido el sistema petrolífero,

asignando como la principal roca madre a la Formación La Luna, y las arenas de la Formación Misoa como los reservorios más importantes. Por otra parte, en la Cuenca de Falcón, a pesar de estar adyacente a la de Maracaibo, no se ha establecido un sistema petrolífero que guarde alguna relación con éste, debido a la complejidad tectónica del área y a la poca exploración realizada en ella. El objetivo del presente artículo es mostrar la evolución tectono estratigráfica de la parte occidental de la Cuenca de Falcón y su relación con la generación de hidrocarburos.

Los campos más importantes de Falcón son de Oeste a Este: Mene de Mauroa, Media, Hombre Pintado, Las Palmas, Tiguaje, Mamón, la Vela y Cumarebo (Fig. 1). También se han reportado diversas manifestaciones en superficie de hidrocarburos que presentan importantes variaciones de Oeste a Este, en las características geoquímicas de los crudos y menes analizados. Estos campos presentan cambios en sus características geoquímicas, lo cual es un reflejo de posibles variaciones en las condiciones de generación, y rocas madres de diferente origen.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Falcón se ubica al noroccidente de Venezuela cercano al límite de las placas de Caribe y América del Sur, en una estructura elongada con dirección WSW-ENE de edad Oligoceno (*González de Juana et. al.*, 1980). Sin embargo, la presencia de secuencias de edad Eoceno sobre el "basamento", sugiere que la cuenca se habría formado más temprano de lo previamente propuesto

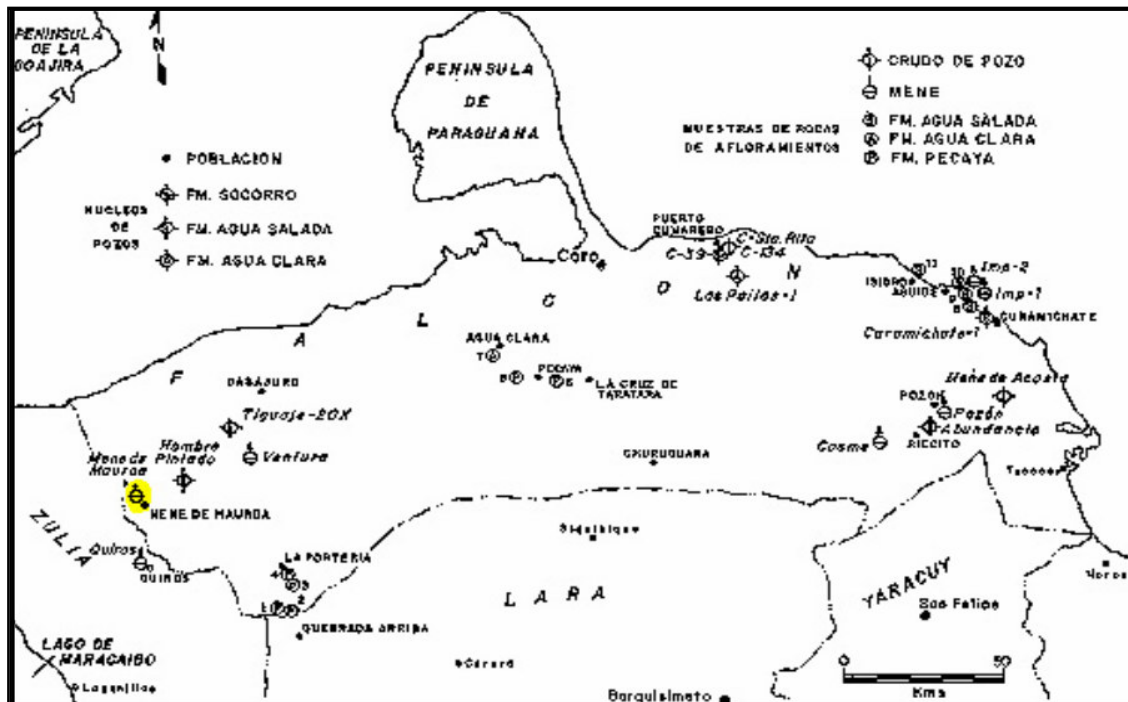


Figura 1. Mapa del Estado Falcón con los campos más importantes

Geomorfológicamente, la cuenca se caracteriza por una serie de montañas alineadas con dirección WSW-ENE que alcanzan 1500 m.s.n.m. (Sierra de San Luís), y se conocen como “Anticlinorio de Falcón” (González de Juana et al. 1980). Estas montañas están limitadas al norte por una planicie costera, en donde se asienta la ciudad de Coro y al sur del anticlinorio ocurre una serie de elevaciones topográficas sin aparente alineación, que presenta un drenaje dendrítico, denotando un cambio litológico y estructural importante, que coincide con lo que Stephan (1985) interpreta como Napas de Lara.

En el margen norte de la cuenca ocurre un sistema de fallas de cabalgamiento de vergencia norte y orientación WSW-ENE, que bordean la Sierra de San Luís y la colocan sobre la planicie costera (Fig. 2). Estas fallas están acompañadas por estructuras plegadas de igual orientación, las cuales se presentan fraccionadas por fallas transcurrentes, ortogonales a la orientación preferencial de los corrimientos. En el centro de la cuenca, donde el cinturón plegado es más evidente, se observa una importante componente de transcurrancia en los fallamientos, tornándose en un sistema transpresivo, que se puede asociar con el Sistema de Fallas Oca-Ancón.

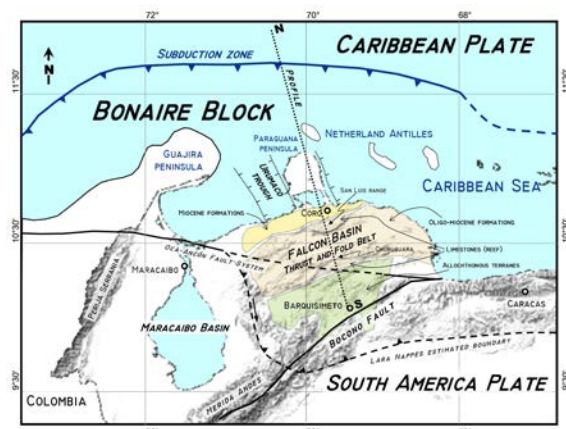


Figura 2: Marco tectónico regional del norte de Sur América

Al sur, en los terrenos de las Napas, las estructuras evidencian un cambio de dirección en el sentido del transporte tectónico hacia el SSE, el cual es opuesto al observado en la zona norte, como lo demuestran las estructuras plegadas y falladas en turbiditas y rocas metamórficas de bajo grado. Además, ocurren estructuras tipo “klippe” o ventanas tectónicas, en las rocas metamórficas, que evidencian el emplazamiento de estas rocas metamórficas durante el Paleoceno y fallas transcurrentes, con orientación SW-NE, que se interpretan como ramales de la Falla de Boconó.

## ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Los diferentes tipos de depósito que ocurren en la zona de estudio, reflejan la serie de eventos tectónicos que ha sufrido la Cuenca de Falcón durante el Cenozoico. El basamento de la cuenca está formado por pizarras, filitas y metaareniscas, con intensa deformación, sobre todo en los afloramientos cercanos al contacto alóctono-autóctono en la cercanía de la ciudad de Barquisimeto (corrimiento principal). El tipo de metamorfismo de bajo grado de estas rocas es posiblemente dinámico y ocurre como respuesta al emplazamiento que sufrieron las rocas aloctonas sobre la corteza continental, desde el noroeste. Adicionalmente, refleja la primera interacción de las placas Caribe y Sur Americana en la zona. La deformación de estas rocas también afectó las secuencias autóctonas del Grupo Cogollo en los Andes venezolanos.

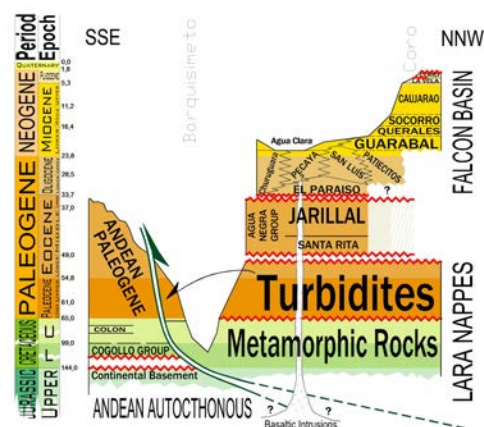
Gruesas secuencias turbidíticas, que reflejan constantes movimientos tectónicos, se depositan a lo largo del frente de corrimiento durante el Paleoceno-Eoceno inferior (Fig. 3). Estos depósitos indican que a medida que el material alóctono se emplazaba, se originaron cuencas profundas de antepaís y de retroarco sobre el basamento, retrabajando el material de la Napa.

A partir del Eoceno superior, comienzan a depositarse sedimentos en un área donde se desarrollará posteriormente la Cuenca de Falcón. Los sedimentos indican episodios de transgresión marina y profundización de los ambientes sedimentarios de manera rápida y progresiva, para luego presentar un episodio regresivo originado por el levantamiento ó inversión de la cuenca.

Dicha depositación inicia desde el sur, pasando de ambientes continentales a otros de no más de 200 m de profundidad (Grupo Agua Negra) que representa el punto máximo de la transgresión durante el Eoceno (*Pitelli y Molina, 1989*). A continuación, en el Oligoceno Temprano, ocurren fuertes cambios en los ambientes de depósito, pasando de marinos profundos hasta fluviales (Formación El Paraíso), indicando la ocurrencia de una regresión.

Estos depósitos fueron cubiertos por lutitas (Formación Pecaya) durante el Oligoceno medio al Mioceno inferior, sugiriendo una nueva transgresión originada por un proceso de subsidencia que alcanzó profundidades de hasta 1500 m (*Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela, 2006*).

Importantes masas arrecifales se depositan diacrónicamente y de forma subparalela, al norte y sur (formaciones San Luís y Churuguara, respectivamente), marcando los bordes de la cuenca.

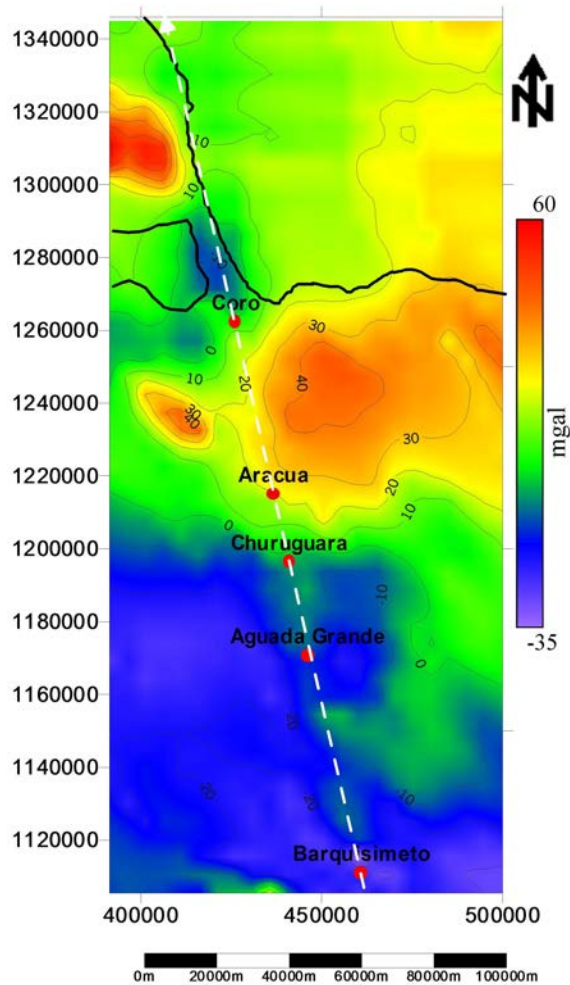


**Figura 3:** Esquema estratigráfico de la Cuenca de Falcón. Modificado de Stephan (1985).

Las secuencias existentes en el centro de la cuenca y previo a la colmatación (durante el depósito de la Formación Agua Clara), son afectadas por intrusiones basálticas durante el Mioceno temprano. Este evento intrusivo marca el momento de máximo estiramiento de la corteza continental en la zona. Posteriormente, la sedimentación migra hacia el norte, en donde se depositan secuencias en ambientes fluviales (Formación Guarabal), transgresivos (Formación Querales), de frente deltáico (Formación Socorro), platformales y de aguas poco profundas (formaciones Caujarao y La Vela), hasta ambientes de abanico aluvial (Formación Coro), marcando la inversión de la cuenca durante el Neógeno.

## MODELOS TECTONICOS REGIONALES

Los modelos elaborados se basan en datos gravimétricos y magnéticos adquiridos en campo a lo largo de un perfil de 10 km de ancho y una longitud de 244 km, con dirección N 14° W, ubicado entre Cabo San Román y Barquisimeto y en data preexistente de esa región, tomada de la red gravimétrica nacional. A partir de estos datos se elaboraron los mapas gravimétrico y magnético del corredor (Fig. 4 y 5), los cuales muestran valores que oscilan entre -35 y 60 miligales y 34300 y 35400 gammas. Adicionalmente, se observa una tendencia preferencial de N 70° E en las líneas isoanómalas y dos anomalías máximas ubicadas en el centro y norte de la sección, con valores máximos de 55 miligales y 35200 gammas y 60 miligales y 35000 gammas respectivamente.

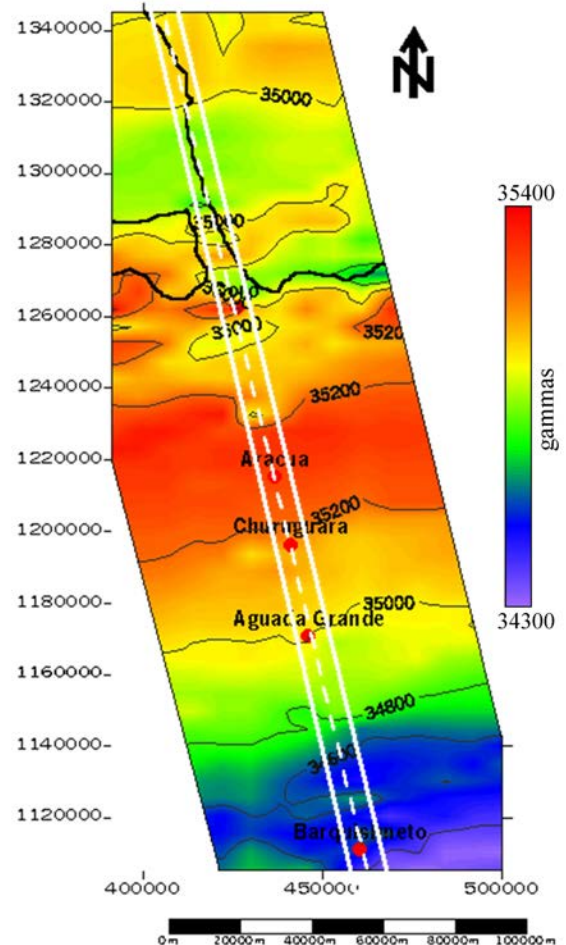


**Figura 4:** Mapa de Anomalías de Boguer a 2.35  $\text{g/cm}^3$  de densidad. Tomado de Rodríguez y Sousa (2003).

Posteriormente, se tomó en cuenta la información de geología de superficie, datos de sismicidad existentes en el área, interpretación de sísmica 2D y registros de pozos disponibles para el sector norte de la sección. Las densidades utilizadas para la construcción de esos modelos fueron tomadas de los valores de Folinsbee (1972), Bosch y Rodríguez (1992) y Ríos (2002).

La resolución alcanzada por estos modelos fue de 50 km de profundidad, y en estos se interpreta la presencia de las Napas de Lara a lo largo de todo el perfil. Esta napa que se define como un cuerpo aloctono emplazado sobre el continente durante el Paleoceno, constituido principalmente por corteza oceánica y formaciones sedimentarias de edad Cretácico y Cenozoico (Stephan, 1977, 1985); presenta un bajo grado de metamorfismo, el cual fue utilizado para determinar su densidad en los modelos iniciales. Sobre la Napa ocurren sedimentos de edad Eoceno-Mioceno, en el

centro de la cuenca y sedimentos Plioceno-Pleistoceno al norte que rellenan las cuencas de Falcón y Bonaire respectivamente.



**Figura 5:** Mapa de Intensidad Magnética Total. Tomado de Rodríguez y Sousa (2003).

Adicionalmente, estos modelos también contemplan la presencia del alto de Paraguaná al norte, que se interpretó como un complejo aislado, sin raíz, de edad Cretácico inferior (González de Juana *et al.*, 1980) y el Bloque de Bonaire, definido como una zona transicional entre la placas Caribe y de América del Sur (Silver *et al.*, 1975), cuyo valor de densidad se estableció como el promedio de los valores de la corteza oceánica y continental. Según Silver *et al.* (1975), este bloque está limitado al sur por la Falla de San Sebastián y el Sistema de fallas de Oca-Ancón, al este por el Cañón de Los Roques, y al noroeste por la zona de subducción entre las placas Caribe y América del Sur.

Igualmente, en los modelos se interpreta la presencia de material autóctono, integrado por formaciones sedimentarias de los Andes venezolanos, de edad Cretácico y Eoceno, que



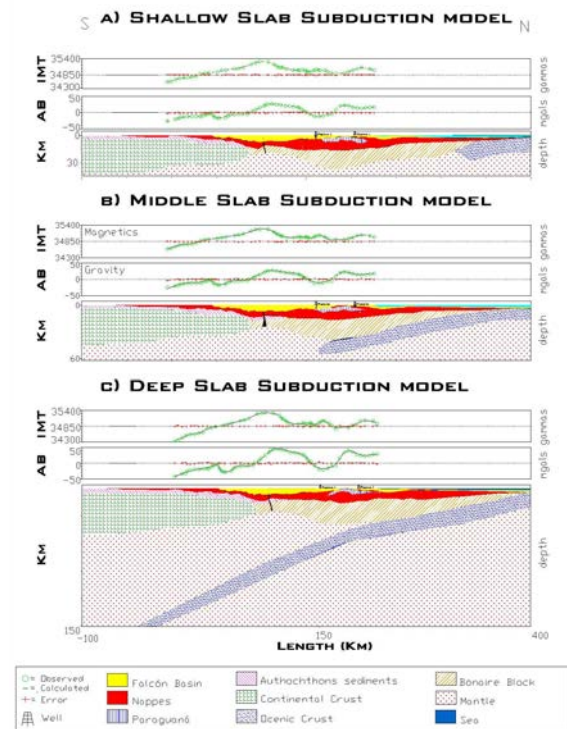
se extienden desde el sur de la sección y se profundizan hacia el norte por debajo de los terrenos alóctonos, hasta el borde de la corteza continental.

Los espesores de los cuerpos que integraron el modelado se conservaron constantes en los tres primeros modelos propuestos, todos estos espesores se obtuvieron a partir del modelado gravimétrico-magnético, a excepción de la región norte, en la cual los espesores de sedimentos fueron controlados por registros de pozos.

El espesor de la corteza oceánica subducida obtenida es de aproximadamente 15 km y los espesores de los sedimentos Plioceno-Pleistoceno al norte y centro están comprendidos entre los 4 y 5 km, el material autóctono conserva a lo largo de la sección sur del perfil un espesor casi constante de 4 Km.

Con los mapas gravimétrico y magnético del corredor (Fig 4 y 5), los espesores de los cuerpos y sus densidades, se realizaron varios modelos de una sección que atraviesa la zona de sur a norte y todos mostraron de forma constante, un adelgazamiento cortical en el centro de la Cuenca de Falcón que coincide con valores gravimétricos de 45 mgals y magnéticos de 36.300 gammas. Todos ellos mostraron que la menor profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en ese lugar ocurre a 20 km.

Adicionalmente, se contemplaron distintas alternativas para la conducta de la subducción de la Placa Caribe bajo la Suramericana, razón por la cual se determinaron tres modelos diferentes (Fig. 6). El primer modelo se basa en el trabajo de *Silver et. al* (1975), quienes a partir de datos de sísmica de reflexión proponen la existencia de una subducción somera, que comienza aproximadamente a 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto y se extiende sólo 40 km de longitud, a partir de la zona de subducción dentro del perfil objeto de estudio, alcanzando una profundidad de 13 km. El modelo realizado con estas características obtuvo un error de 0.87 en la anomalía de Bouguer y 4.35 en la intensidad magnética total (Fig. 6A).



**Figure 6:** Modelos geofísicos alternativos para la subducción de la Placa Caribe. Tomado de Rodríguez y Sousa (2003).

El siguiente modelo (Fig. 6B), considera una lámina de subducción que se extiende desde los 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto con 100 km de longitud hasta ubicarse a 20 km por debajo de la ciudad de Coro, con un ángulo menor a los 20°S. Este modelo no se basó en ninguna teoría previa, es el resultado de las distintas pruebas realizadas con el programa de modelado a partir de datos existentes. Esta propuesta muestra un error en anomalía de Bouguer e intensidad magnética total de 1,12 y 8,37 respectivamente.

El tercer modelo (Fig. 6C), representa una subducción profunda, la cual se basa en el trabajo de *Van Der Hilts* (1994), realizado a partir de una tomografía sísmica. Este trabajo apoya la teoría de la existencia de una lámina de subducción con un ángulo aproximado de 16° a 20° S, la cual se ubica en la población de Churuguara a una profundidad de 100 km y en la ciudad de Barquisimeto a 150 km. En el modelo gravimétrico-magnético propuesto con subducción profunda, el ángulo de la subducción por ajuste cambia en la medida que aumenta la profundidad de la lámina, hasta alcanzar un ángulo aproximado de 30° S, el cual difiere del ángulo propuesto por *Van Der Hilts* (1994).

La teoría de una lámina de subducción profunda a partir de registros de sismicidad también ha sido desarrollada por *Malavé y Suárez* (1995) en el occidente del país, quienes a partir de una distribución de los hipocentros en el norte de Colombia y occidente de Venezuela, sugieren la presencia de una subducción litosférica en la región. Esta lámina de subducción tiene una dirección de NNE-SSW, y se extiende a una distancia mayor a los 400 km y profundiza al SE. El modelado con esta característica obtuvo un error de 1 mgal en anomalía de Bouguer y 7,38 gammas en intensidad magnética total.

A partir del análisis de los tres modelos propuestos con las diferentes alternativas de lámina de subducción, se presentan como mejor modelo el primer modelo debido a que presenta los menores errores a la hora de comparar el ajuste entre la gravedad e Intensidad Magnética Total observada y calculada.

La presencia y la disposición de las intrusiones ígneas en la Cuenca de Falcón podría ser explicado con un adelgazamiento que permita que el material proveniente del manto pueda aflorar en superficie a través de un sistema de fallas normales paralelas entre sí y con orientación similar a la estructura del anticlinorio, que conforman la parte sur de la estructura graben, mecanismo principal que originó la cuenca. Además, la lámina de subducción concuerda con los valores de los registros de datos hipocentrales en la región, los cuales muestran registros máximos a una profundidad similar a la subducción propuesta (primer modelo).

Por lo tanto, la Cuenca de Falcón es una concavidad elongada con rumbo aproximado WSW-ENE, que se formó a partir del Oligoceno, reflejados en sedimentos que indican un paso marcado desde un ambiente regresivo a un ambiente transgresivo, llegando a interpretarse profundidades de alrededor de 1500 m.

El mecanismo de subsidencia parte de un periodo extensivo en la zona a partir del Oligoceno, posterior a procesos compresivos que causaron el emplazamiento de napas por encima del continente, ocurrido en el Paleoceno, quizás parte inferior del Eoceno. En este periodo de extensión o relajación, la corteza se adelgaza ocasionando posiblemente una estructura tipo graben que facilitó el colapso de dicho material y por ende la subsidencia registrada en las secuencias allí depositadas. A medida que se desarrollaba esta estructura graben, comienzan a surgir en el

Mioceno inferior intrusiones ígneas provenientes del manto y que en conjunto se orientan paralelo al eje mayor de la cuenca. Aproximadamente a partir de Mioceno medio la Placa Caribe vuelve a incidir contra la Placa de América del Sur de forma que el régimen compresivo vuelva a afectar la región, originando el levantamiento de la cuenca y deformación hasta su configuración actual.

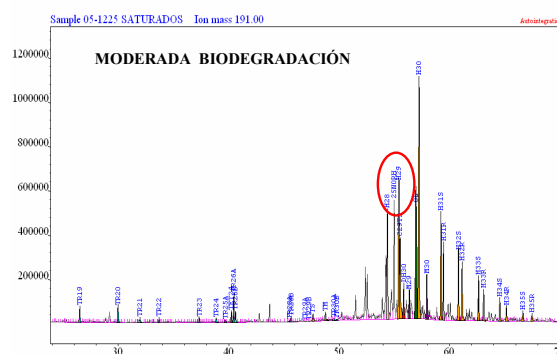
## GEOQUIMICA DE MENES Y CRUDOS DE FALCON OCCIDENTAL

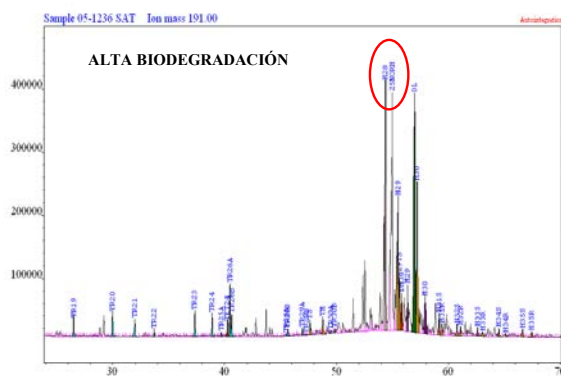
Las muestras del Mene de Mauroa, presentan un nivel de biodegradación de moderado a alto, debido a que no se observan n-parafinas ni isoprenoides en el cromatograma de la fracción saturada, esto es corroborado por señales identificadas en los fragmentogramas m/z 191 y 177 (Fig. 7 y 8). Igualmente, en el Mene de Quiroz se observan evidencias de biodegradación (hopanos demetilados) alcanzando una mayor intensidad relativa respecto al Mene de Mauroa.

Análisis geoquímicos en el cromatograma y fragmentogramas m/z 191 y 177, de la fracción saturada de los crudos provenientes del campo Hombre Pintado, sugieren un alto nivel de biodegradación.

Por otra parte, crudos provenientes del campo Tiguaie muestran un moderado nivel de biodegradación, en contraste, con los fragmentogramas en donde hay evidencias de un fuerte nivel de biodegradación, sugiriendo para éstos una posible mezcla de un crudo biodegradado, con otro no alterado (Toro y Escandón, 1990).

En muestras de menes recolectadas recientemente al Norte de Falcón, fueron analizados la distribución de biomarcadores en la fracción de saturados, mediante el fragmentograma del ión m/z 191; obteniendo los siguientes resultados.



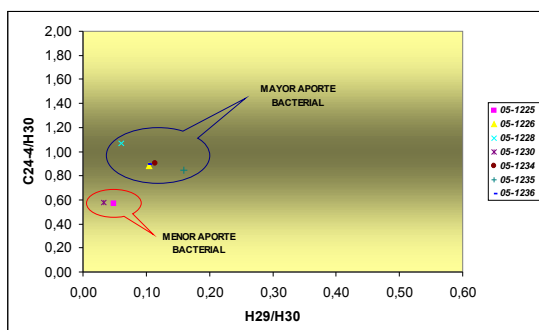


**Figura 8:** Fragmentograma del ion  $m/z$  191 de la muestra 05-1236.

En la Figura 7 y 8 se observa la distribución de terpanos correspondientes al ion  $m/z$  191 de dos de las muestras de menes recolectadas, uno cercano al Campo Hombre Pintado y otro al Campo Tiguaje. En ambos fragmentogramas se observa una disminución de los terpanos tricíclicos en relación con los terpanos pentacíclicos, así como una alta intensidad del compuesto 18-oleanano, esto sugiere la ausencia de aporte algal y la predominancia de un aporte de materia orgánica terrestre respectivamente.

Adicionalmente, se observa una variación en la intensidad de los compuestos 25-norhopano y bisnorhopano, ambos producto de procesos de biodegradación en el hidrocarburo, variando el nivel de biodegradación de moderado a alto.

Basándose en la relación de terpanos tetracíclicos con los hopanos  $H_{29}/H_{30}$ , se puede determinar el tipo de aporte de materia orgánica en los sedimentos como se muestra en la Fig. 9.

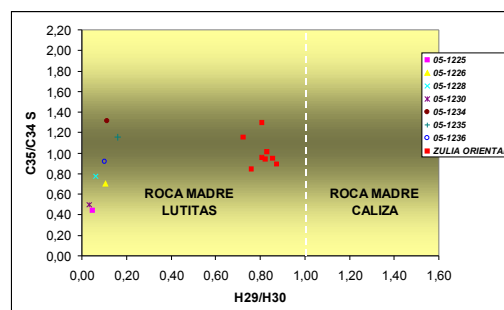


**Figura 9:** Tipo de materia orgánica, Peter & Moldowan (2002).

Se observa una pequeña disminución en el aporte bacterial hacia muestras ubicadas cerca

del Campo Hombre Pintado sugiriendo una posible variación en las facies orgánicas de la roca madre.

Así mismo se puede obtener información de la litología y ambiente de depósito de la roca madre, como se muestra en la Fig. 10.

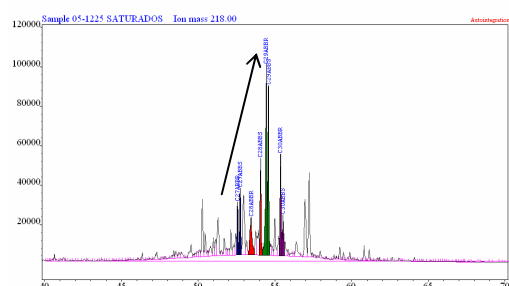


**Figura 10:** Litología de la roca madre.

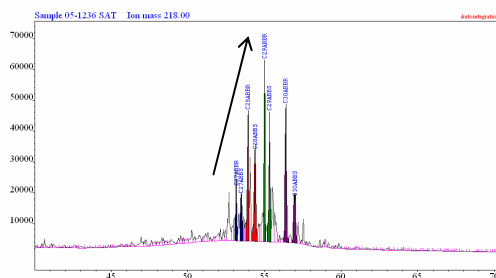
Correlacionando los menes muestreados con crudos ubicados al Este de la Cuenca de Maracaibo (Zulia Oriental), se puede observar una marcada diferencia en el tipo de litología y ambiente de depósito de la roca madre, notándose por la disminución de la relación norhopano/hopano ( $H_{29}/H_{30}$ ) sugiriendo un mayor porcentaje de lutitas en relación al tipo de roca madre por excelencia reportada para la Cuenca de Maracaibo (Formación La Luna).

Basándose en lo expuesto anteriormente, se puede inferir un ambiente de depósito lacustre, con un mayor aporte de material siliciclástico.

Otro parámetro indicativo del tipo de materia orgánica es la intensidad de los esteranos regulares (%C27, %C28 y %C29) en el ion  $m/z$  218 (Figura 11 y 12).



**Figura 11:** Fragmentograma ion  $m/z$  218 de la muestra 05-1225.



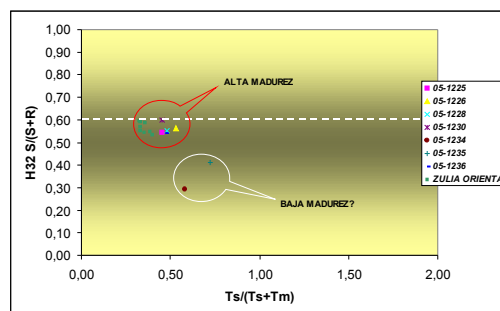
**Figura 12:** Fragmentograma ión m/z 218 de la muestra 05-1236.

Nuevamente la alta intensidad del %C29 sobre %C27, sugiere una predominancia del aporte de la materia orgánica terrestre.

Por todas las razones expuestas anteriormente, se ratifica que el ambiente de sedimentación en la zona Noroccidental de Falcón fue de transicional a terrestre. Esto coincide con el trabajo de Ghosh et al. (1997), el cual atribuye a esta zona un ambiente fluvial-deltaico a marino costero.

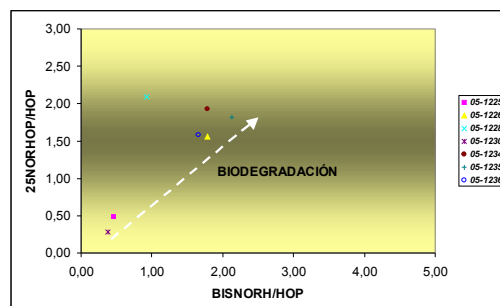
Toro y Escandón (1990) señalan que para los crudos del campo Tigauje la roca fuente que los generó se encontraba al comienzo de la ventana de petróleo y la asocian a un ambiente de secuencias deltáicas con poca influencia marina, por otra parte, para los crudos del campo Hombre Pintado, sugieren una roca fuente con un bajo nivel de madurez, asociada a sedimentos clásticos marinos cercanos a la costa y ambiente de plataforma con aporte de materia orgánica de plantas terrestres.

Varios autores han postulado para la parte Noroccidental de la Cuenca de Falcón un sistema petrolífero que comprende rocas madres Eocenas, y posiblemente del Oligoceno (Boesi y Goddard, 1991). De igual manera señalan, que los crudos del Campo Tigauje provienen de rocas madres Cenozoicas al comienzo de la ventana de generación de hidrocarburos líquidos, depositadas en un ambiente siliciclástico entre lacustre a marino somero; mientras que los crudos provenientes del Campo Hombre Pintado han sido generados por una roca madre con bajo grado de madurez. En vista de este hecho se analizó la madurez de estas muestras dando los siguientes resultados (Fig. 13).



**Figura 13:** Relación de madurez, Peter & Moldowan (2002).

Se observan que la mayoría de las muestras analizadas se encuentran cercanas al equilibrio en relación a los isómeros (S/S+R) del hopano C32 en el ión m/z 191 indicando una alta madurez mientras que el bajo valor en la relación Ts/(Ts+Tm) muestra lo contrario. Estas relaciones pueden verse afectadas por el incremento del nivel de biodegradación en las muestras, como es el caso de las muestras 05-1234 y 05-1235 que presentan una mayor biodegradación (Fig. 14) y corresponden a la de menor grado de madurez. En tal sentido, no es confiable evaluar la madurez con muestras que presenten alto nivel de biodegradación. De tal manera que no se puede hablar de la madurez de la roca madre que dio origen a estos menes.



**Figura 14:** Nivel de biodegradación de los menes muestreados.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El modelo tectonoestratigráfico generado para la región del presente estudio revela la ocurrencia de un adelgazamiento de la corteza que generó un graben donde se desarrolló la Cuenca de Falcón. A raíz de este adelgazamiento se produjo un aumento en el gradiente geotérmico de la cuenca, haciendo que las rocas de edad Cenozoica entraran en ventana de aceite y produjeran el crudo observado hoy en día en la zona. Estos crudos provienen de sedimentos clásticos marinos cercanos a la costa y de ambiente de



plataforma con aporte de materia orgánica de plantas terrestres, los cuales se diferencian de los crudos observados en la Cuenca de Maracaibo, producidos a partir de una roca madre tipo carbonático y en condiciones anóxicas.

No obstante, debido a los altos niveles de biodegradación de los menes analizados, no se puede establecer de forma clara los niveles de madurez de la roca madre. Por lo tanto, se están realizando estudios de caracterización geoquímica de rocas y gases en superficie, para aclarar el sistema petrolífero del área de Falcón.

## REFERENCIAS

- Boesi T. & Goddard D.**, 1991, A new geology model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, Northwestern. Venezuela. En: K.T. Biddle (ed.), Active Margin Basins. 303-319. Mem, AAPG 52, Tulsa, OK, 324 pp.
- Bosch, M & Rodríguez, I.**, 1992. North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3):133-143.
- Folinsbee R. A.**, 1972. The gravity field and plate boundaries in Venezuela. Ph. D. Thesis, Mass. Inst. Techn. and Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.
- Ghosh S., Pestman P., Melendez L., Truskowski I., Zambrano E.**, 1997, Evaluación Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental Memorias del Octavo Congreso Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología. Tomo I-317-329.
- Gonzalez de Juana, C.; Iturralde de Arozena M. & Picard Cadillat X.**, 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Caracas. Foninves. Tomo II: 415-1031
- Malavé, G. & Suárez, G.**, 1995. Intermediate-depth seismicity in the northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14(3):617-628.
- PDVSA-INTEVEP**, 2006, "Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela" <<http://www.pdvs.com/lexico/lexicoh.htm>> (17 de febrero, 2006).
- Peter K., & Moldowan J.**, 2002, The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediment. Prentice Hall. New Jersey.
- Pittelli, R & Molina, S.**, 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate-tectonic perspective. In Dengo y the Caribbean region. Geological Society of America, the Geology of North America, V H: 405-432.
- Rios, K.**, 2002. Estimación de espesores sedimentarios del Mesozoico en el Graben de Espino a lo largo de dos transectos regionales en el área de Anaco, Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.
- Rodríguez, J. & Sousa, J.**, 2003. Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román – Barquisimeto. Estados Falcón y Lara. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.
- Toro C, & Escandón M.**, 1990, Caracterización geoquímica de menes y crudos de pozos ubicados en el Estado Falcón, Informe Técnico. Intevep, Los Teques. 27 pp.
- Silver, E., Case, J. & McGillavry, H.**, 1975. Geophysical study of the Venezuelan borderland. *Geology Society of America Bulletin*, 86(2): 213-226.
- Stephan, J.**, 1977. El contacto Cadena Caribe-Andes merideños entre Carora y El Tocuyo (Estado Lara). Ponencia presentada en el V Congreso Geológico Venezolano, Caracas: Colegio de Ingenieros de Venezuela. pp. 789-815.
- Stephan, J.**, 1985. Andes et Chaîne Caraïbe Sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela) Évolution géodinamique. Symposium Géodynamique des Caraïbes. París. p. 5-8.
- Van Der Hilst, R. & Mann, P.**, 1994. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22(3): 451-454.
- Wec**, 1997, Evaluación de pozos. Schlumberger. Caracas. 46 pp.