

SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA, SUB-CUENCA DE MATURÍN, ORIENTE DE VENEZUELA

Freddy A. Rojas¹

1. PDVSA-CVP. Avenida Octavio Camejo, Edificio Laguna I Pdvsa-Cvp, Apdo. 6016 Puerto La Cruz, Venezuela, Correo electrónico: rojasfo@pdvsa.com

RESUMEN

La Cuenca Oriental de Venezuela, está conformada por dos sub-cuencas: la sub-cuenca de Guárico y la sub-cuenca de Maturín. La evolución geológica de la sub-cuenca de Maturín ha sido explicada en cuatro grandes etapas o episodios tectono-estratigráficos desarrollados desde el Paleozoico hasta el Neógeno; para el cual se ha integrado la información de estudios previos con datos de pozos y líneas sísmicas disponibles. La primera etapa se desarrolló en el Cámbrico, sobre un borde continental pasivo, durante la cual ocurrió la sedimentación transgresiva de las formaciones Hato Viejo y Carrizal. El proceso de "rifting" ocurrido durante el Jurásico en la franja Norte de Sur América, controló la segunda fase evolutiva de la sub-cuenca, en la que la tectónica distensiva, generó importantes estructuras tipo "graben", cuyas depresiones fueron rellenadas con sedimentos continentales de la Formación Ipíre, y que pudieran definir áreas, aunque profundas, de prospectividad en la exploración petrolera.

La sedimentación de las arenas basales de la Formación Barranquín, de edad Barremiense, marca el inicio de los tres ciclos transgresivos más importantes ocurridos durante el Cretácico-Paleógeno en la cuenca y es considerada como la sedimentación más antigua del Cretácico. Estos ciclos transgresivos han sido postulado aquí como la tercera etapa o episodio de desarrollo para la sub-cuenca de Maturín.

Una cuarta etapa ha sido postulada, durante la cual, en el Oligoceno, la cuenca pasó de un margen continental pasivo, a una cuenca "foreland", como consecuencia de la colisión de la placa del Caribe contra la franja Norte de la placa Suramericana.

ABSTRACT

The Eastern Venezuela Basin, consists of two sub-basins: the Guárico sub-basin and the Maturin sub-basin. The geologic evolution of the Maturin sub-basin has been explained as consisting of four tectono-stratigraphic stages or episodes which developed from the Paleozoic to Neogene periods, for which information has been integrated with data from previous studies of wells and available seismic lines. The first stage took place in the Cambrian, on a passive continental margin, which occurred during the transgressive sedimentation of the Hato Viejo and Carrizal formations. A "rifting" process occurred during the Jurassic in the northern part of South America and controlled the second phase of evolution of the sub-basin. Here extensional tectonics led to important structures such as "grabens", whose depressions were filled with continental sediments of the Ipíre Fm. and which might define areas, although deep, with good oil exploration prospectivity.

Sedimentation of the basal Barranquin Fm. sands of Barremian age marks the beginning of the three major transgressive cycles which occurred in the basin during the Cretaceous-Paleogene and is considered to be the oldest Cretaceous sedimentation. These transgressive cycles are postulated here as the third stage of development or episodes of the Maturin sub-basin.

A fourth stage is postulated in the Oligocene, during which time the basin went from a passive continental margin to a foreland basin, as a result of the collision of the Caribbean Plate against the northern fringe of the South American Plate.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Oriental de Venezuela (**COV**) es un nombre general asignado a dos sub-cuencas antepaís (*Foreland*) ubicadas en la región nororiental de Venezuela (figura 1): la sub-cuenca de Guárico al Oeste y la sub-cuenca de Maturín hacia el Este. Ambas separadas por el arco de Urica, una estructura que estuvo activa desde el Mioceno al Holoceno. Limitada al Sur por rocas Precámbricas del escudo de Guayana, al Oeste por el arco del Baúl, al Este por la corteza oceánica del Atlántico y al Norte por el cinturón ígneo-metamórfico de la Serranía del Interior Oriental (SIO) y de Araya-Paria (Erlach y Barrett 1992).

El área total de la cuenca es de aproximadamente 20.000 Km², es una cuenca elongada, asimétrica e inclinada hacia el Noreste, con mas de 8.000 m (6.000 pies) de sedimentos Terciarios. El flanco Sur presenta un ligero buzamiento hacia el Norte, mientras que el flanco Norte está limitado por un cinturón de corrimientos de la SIO (Di Croce, 1995). Numerosos han sido los estudios dedicados a explicar la formación y desarrollo de la COV, algunos enfocados a la estratigrafía y evolución tectónica (Di Croce et al., 1991; Parnaud et al., 1995; Algar et al., 1991; Erlich y Barrett, 1990, 1992; Eva et al., 1989), los cuales han descrito ampliamente los principales rasgos geológicos de la COV.

Con este trabajo se trata de explicar de manera resumida la evolución tectono-estratigráfica de la sub-cuenca de Maturín, mediante la integración de la información de subsuelo, pozos profundos y líneas sísmicas, disponibles en la base de datos de PDVSA, complementándolos con los trabajos y estudios previos realizados acerca de la evolución geológica de la cuenca.

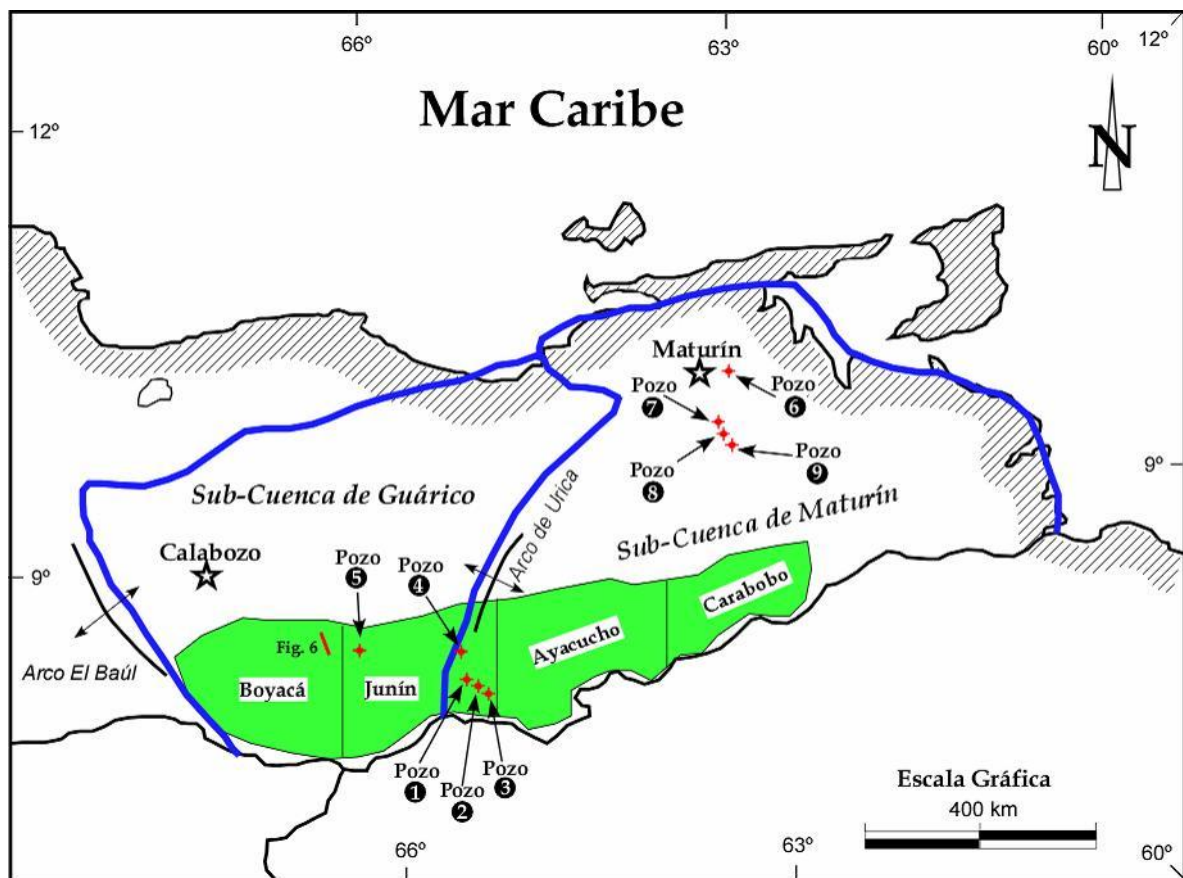


Figura 1: Mapa del Oriente venezolano, donde se muestran las Sub-cuenas de Guárico y Maturín, y los cuatro bloques de la Faja Petrolífera del Orinoco (FPO). Ubicación relativa de los pozos y líneas sísmicas usados. Modificado de Erlich y Barrett (1992).

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Eva et al., 1989 reconocen cuatro fases tectono-estratigráficas mayores, desarrolladas en la franja Norte de Suramérica:

- (1) Una fase de "rifting" continental y desarrollo de un margen pasivo.
- (2) Una fase de desarrollo de un arco de islas y colisión subsiguiente de placas.
- (3) Fase de movimiento transpresional, en donde la placa del Caribe se desplaza hacia el Este con respecto a la placa Suramericana.
- (4) Una fase de colisión del arco de Panamá contra Suramérica en la región de Colombia.

En este trabajo, se presenta un resumen de las evidencias geológicas de las principales fases evolutivas de la parte Norte de la placa de Suramérica y sus efectos en la COV, producto de la revisión de trabajos previos, integrando la información actual de pozos perforados y la adquisición sísmica disponible en el área. En la sub-cuenca de Maturín se reconocen cuatro episodios tectono-estratigráficos que dieron origen a espesas unidades sedimentarias del Oriente venezolano. Estos episodios pueden ser divididos en: *episodios Paleozoicos, Jurásicos, Cretácicos-Paleógenos y Neógenos*. De estos cuatro episodios, los dos primeros han sido identificados sólo en pozos exploratorios profundos (>3.000 m) en el área de Junín, Faja Petrolífera del Orinoco.

Episodios Paleozoicos

La sedimentación Paleozoica de la región oriental venezolana, ha sido identificada en el subsuelo de la sub-cuenca de Maturín, hacia el Oeste, a través de la perforación pozos exploratorios profundos y en las secciones sísmicas elaboradas.

Está representada por las formaciones Hato Viejo y Carrizal, ambas de edad Cámbrico Temprano. La Formación Hato Viejo, está constituida principalmente de areniscas-arcosas, de granulometría fina a gruesa, de colores claros, intercaladas con conglomerados y algunas láminas de lutitas verdes. La Formación Carrizal está caracterizada por lutitas oscuras a verdosas oscuras, masivas y densas con algunas intercalaciones locales de areniscas-arcosas y conglomerados (González de Juana et al., 1980; LEV, 1970; Feo Codecido, 1975) (figura 2).

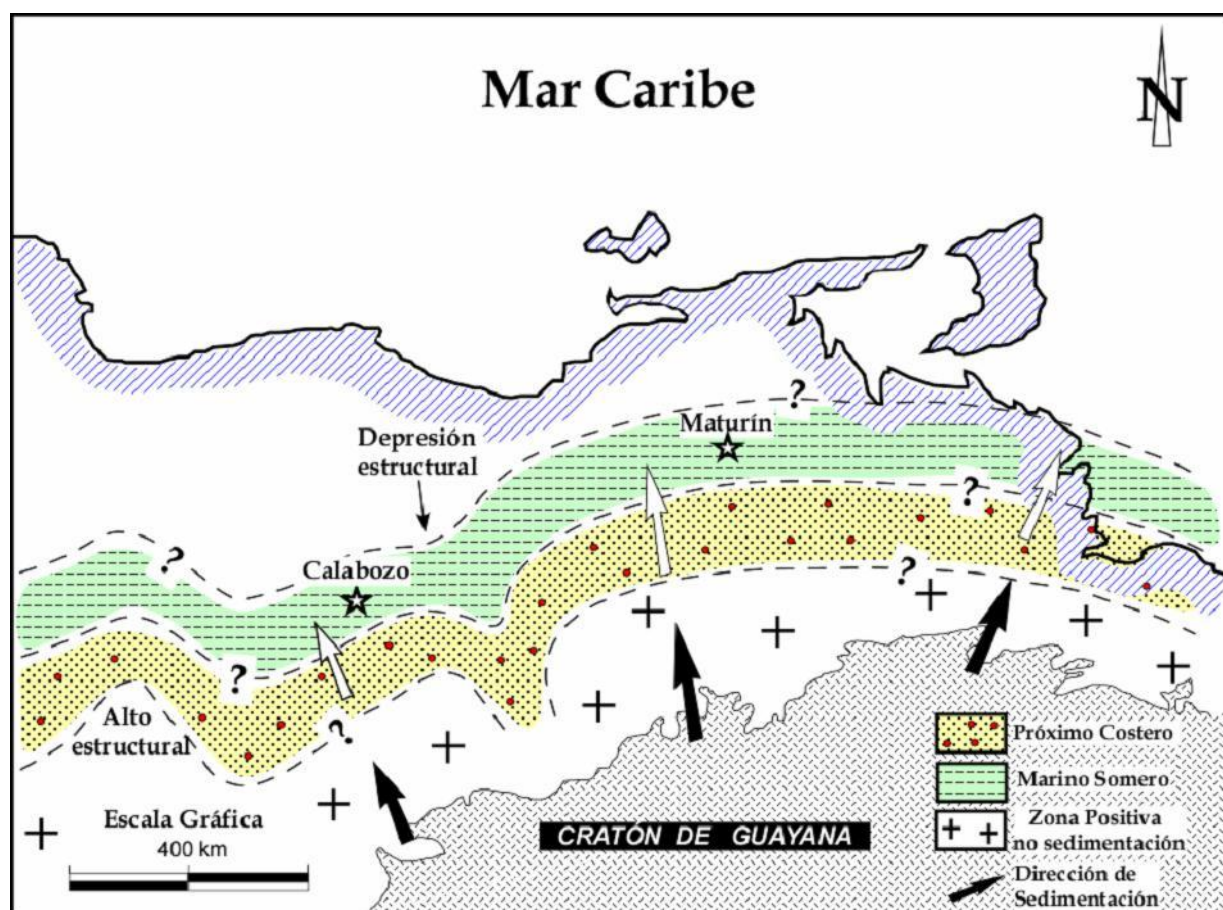


Figura 2: Mapa de distribución de facies esquematizado, del Oriente venezolano para el Paleozoico Temprano, mostrando la sedimentación de unidades próximo-costeras y marino somero de aguas llanas, donde se muestra el inicio de un ciclo de sedimentación transgresivo.

Parnaud et al., 1995, proponen que ambas unidades Paleozoicas alcanzan entre 3.000 y 5.000 m de espesor, sin embargo el pozo identificado como 4 en la figura 3 (anteriormente denominado

Carrizal-2X) sólo penetró en la unidad superior 1.820 m (5.980 pies) de espesor, sin llegar a encontrar las areniscas arcósicas de la Formación Hato Viejo infrayacente. Mientras que el pozo identificado como 2 (figura 4) (anteriormente denominado Hato Viejo) alcanzó el tope de la Formación Hato Viejo a una profundidad bajo el nivel del mar de 675,4 m (2.216 pies) , en el que se reconocen 38 m (125 pies) de esta unidad litoestratigráfica.

La Formación Hato Viejo representa el inicio de un periodo sedimentario transgresivo, caracterizado por la sedimentación de facies próximo-costeras, seguidas por la depositación de facies marino-somero de la Formación Carrizal (figuras 2 y 3).

Las unidades Paleozoicas descansan discordantemente sobre el Basamento ígneo-metamórfico del Precámbrico, las cuales parecieran perder espesor o acunarse hacia el extremo Sureste de la sub-cuenca, mientras que hacia los extremos Norte y Noroeste presentan sus mejores desarrollos estratigráficos (figura. 4). La sedimentación del Paleozoico Temprano en el Sureste del estado Guárico, probablemente estuvo controlada por algún tipo de depresión estructural, en forma de fosa tectónica, que afectó el Basamento ígneo-metamórfico. Estas estructuras favorecieron la acumulación de los potentes espesores limolíticos de la Formación Carrizal. Así lo sugiere el hecho de que ésta formación se encuentra en contacto discordante por debajo de las unidades clásticas de la Formación Canoa, lo que pudiese ser interpretado como un evento erosivo a escala regional, que erosionó parcialmente los sedimentos depositados en el periodo comprendido entre el Cámbrico Tardío y el Triásico Temprano, incluyendo la sección superior de la Formación Carrizal, quedando, preservados sólo los sedimentos acumulados en éstas depresiones estructurales.

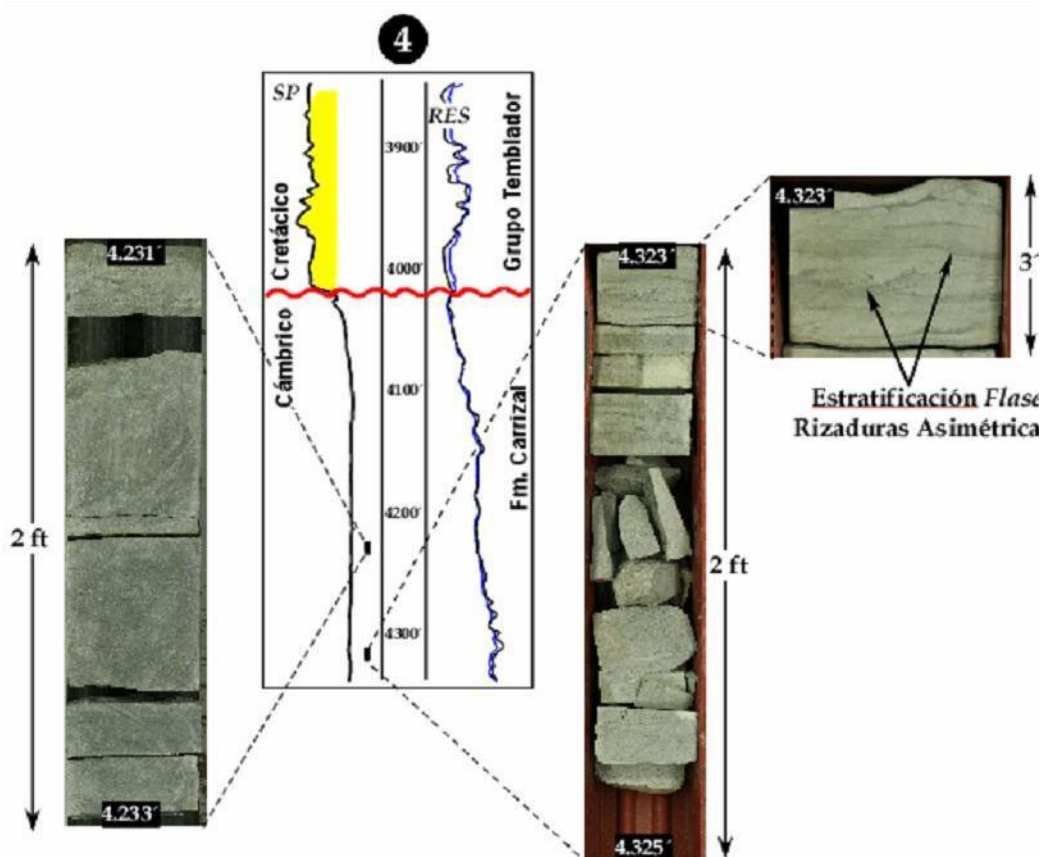


Figura 3: Registro de Inducción del pozo 4, ubicado al Sureste del estado Guárico. Muestra el contacto superior discordante entre las areniscas del Grupo Temblador del Cretácico y las limolitas de la Formación Carrizal. Las secciones de los núcleos muestran unas limolitas compactas de color verde a gris oscuro, micáceas, posiblemente glauconita con estratificación **flaser** y **rizaduras** asimétricas, típicas de ambientes próximos costeras. (Ver figura 1 para ubicación del pozo).

El marco tectónico regional del Paleozoico en el Oriente venezolano, parece haber correspondido con un margen continental pasivo; un borde continental con desarrollo de plataforma y una cuenca peri-cratónica abierta hacia el Noroeste.

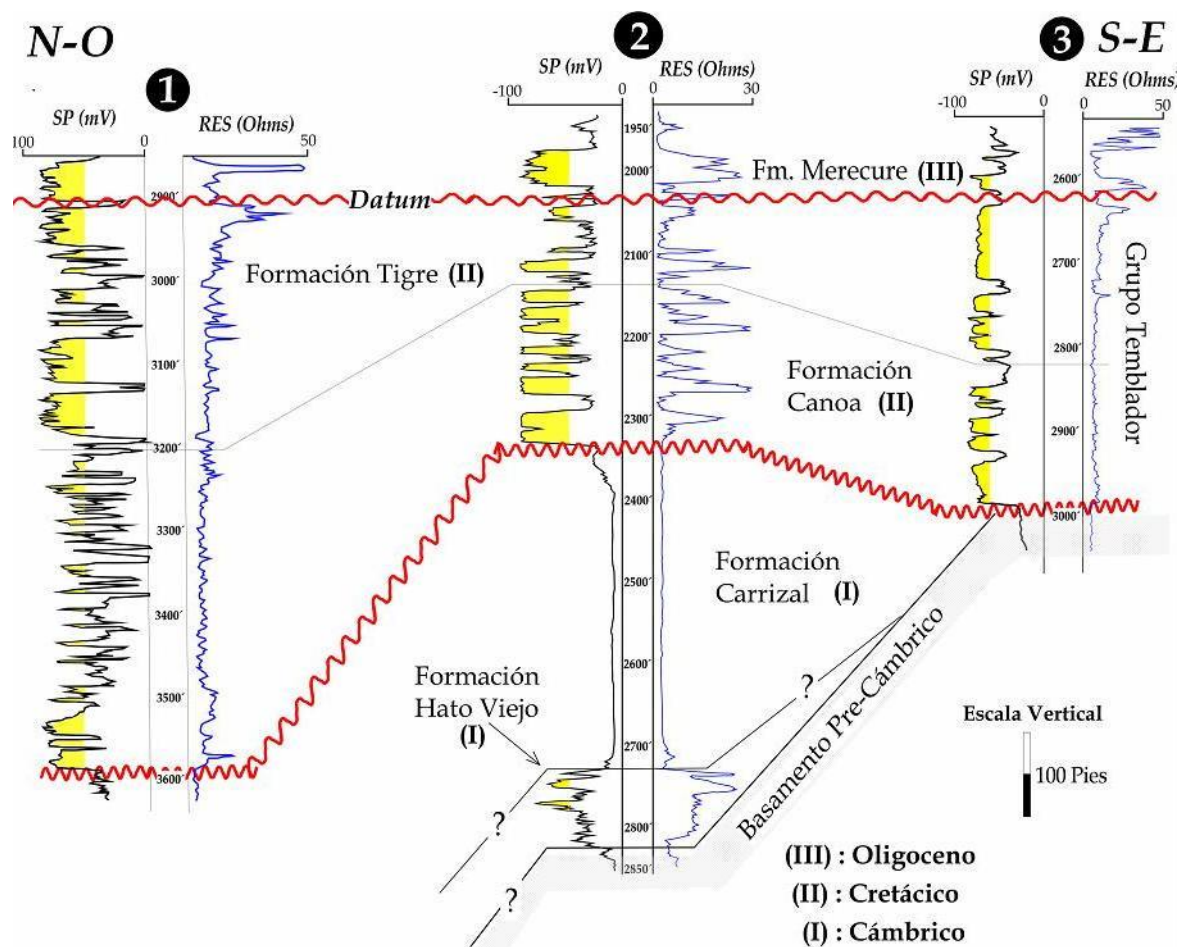


Figura 4: Sección estratigráfica del área Sur del bloque Junín-FPO, donde se muestra variación lateral de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico Temprano. (Ver figura 1 para la ubicación de pozos).

Episodios Jurásicos

La sedimentación que tuvo lugar durante el Mesozoico en el Oriente de Venezuela ocurrió durante la ruptura de Pangea, cuando se inició la separación entre las placas de Norte y Sur América, hace unos 200 M.a. La tectónica en este periodo, desde el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, estuvo caracterizada por una fase de “Rifting” continental, iniciándose con procesos distensivos, lo cual condicionó la sedimentación en la COV. El “rifting” generó en toda la franja Norte de la Placa Suramericana, una serie de estructuras deprimidas, caracterizadas por fallas normales, conocidas como “Grabens y Semi-Grabens” tectónicos. El Graben de Espino en el estado Guárico constituye un buen ejemplo.

El Jurásico, en la COV está representado por las capas rojas de la Formación Ipíre. Estas capas rojas consisten de alternancias entre areniscas-arcosas, limolitas y lutitas ocasionalmente intercaladas con niveles conglomeráticos, todas de persistente color marrón rojizo (González de Juana et al., 1980; LEV, 1970).

En general las capas rojas son rocas inmaduras, que están asociadas con ambientes de sedimentación fluvial y/o lacustre, de depositación rápida y de poco transporte, las cuales pudieran ser asociados con depósitos molásicos de relleno de graben. (Feo Codecido, 1975). En el pozo 5, mostrado en la figura 5, esta formación alcanza un máximo de 1.540 m (5.052 pies) de espesor.

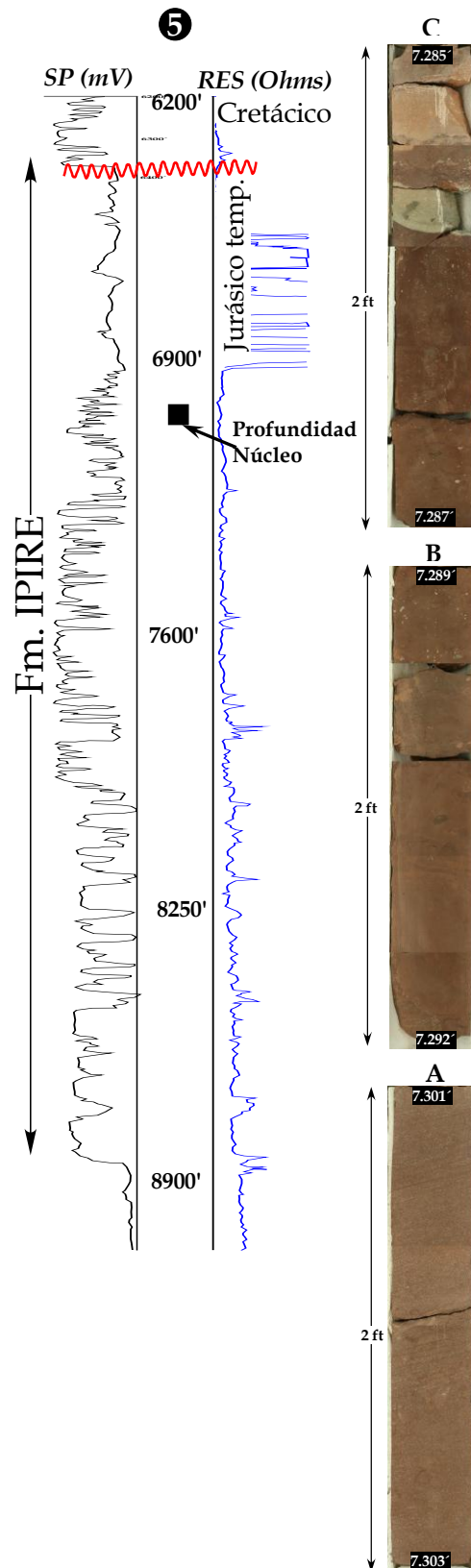


Figura 5: Registro de inducción de la sección superior del pozo 5, ubicado en el bloque Junín-FPO. Muestra del contacto superior discordante. **(A)** areniscas de granos gruesos con estratificación cruzada planar. **(B)** areniscas de granos finos masivas. **(C)** areniscas de granos muy finos, masivas con frecuentes bioturbaciones y restos de paleo-raíces en el tope. El intervalo del núcleo corresponde a un depósito tipo relleno de canal, con una secuencia típica grano decreciente hacia el tope, la cual muestra el desarrollo de un paleo-suelo y de una superficie erosiva, acompañados de un intervalo tobaseo, producto de la exposición sub-aérea. (Ver figura 1 para la ubicación del pozo).

Esta secuencia ha sido identificada mediante perfiles sísmicos e información de algunos pozos profundos al Oeste de la sub-cuenca de Maturín, en los bloques de Junín y Boyacá, en el área del Graben de Espino. Es un sistema de fallas normales que se extiende hacia el Noreste en la COV por más de 500 Km de largo y entre 20 y 30 Km de ancho (Audemard y Serrano, 2.001).

Esta extensa asociación de capas rojas, no marinas, de espesores variables, junto a las rocas ígneas ácidas y alcalinas es típica de la fase temprana de “rifting” en el desarrollo del Atlántico o de un margen pasivo (Eva et al., 1989).

Audemard et. al., 2.001; Pindell et. al., 1.994, proponen que el Graben de Espino muestra características estructurales-estratigráficas favorables para la acumulación de hidrocarburos, y que adicionalmente buena parte del crudo extra pesado acumulado en la Faja Petrolífera del Orinoco pudo haber derivado o migrado desde potentes y/o espesos intervalos lutíticos sedimentados en ambientes lacustres durante el Triásico-Jurásico, en las reducidas cuencas “rift” desarrolladas durante la apertura continental (figura 6).

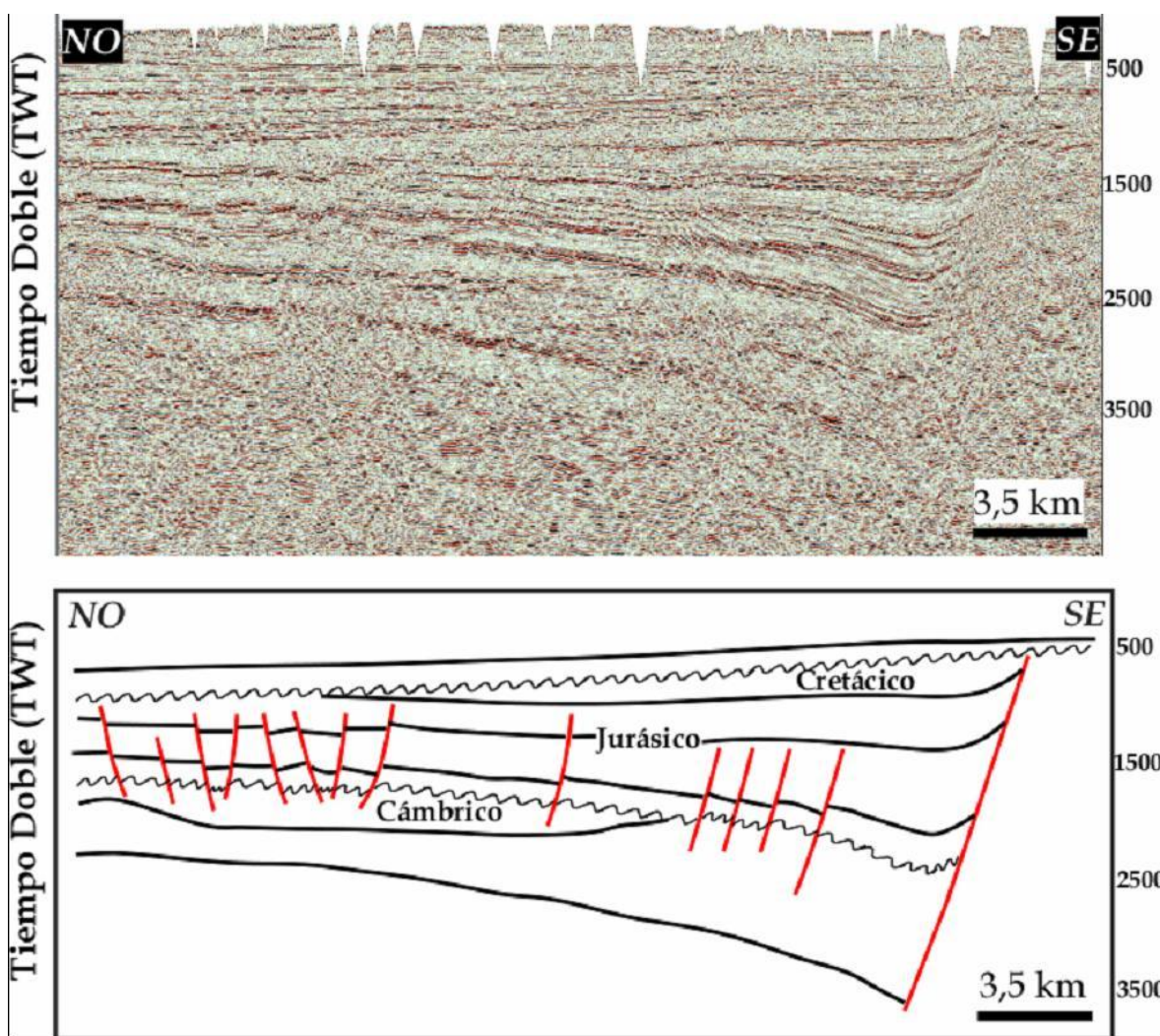


Figura 6: Línea sísmica ubicada hacia el extremo Noreste del bloque Boyacá-FPO. En la interpretación estructural se muestran los contactos discordantes inferior y superior del Jurásico. Las características estructurales muestran fallas normales prospectivas para la exploración de hidrocarburos. (Ver figura 1 para ubicación de la línea sísmica).

Episodios Cretácicos-Paleógenos

La evolución geológica en tiempos Cretácico en Venezuela, está marcada por la gran transgresión que se originó como efecto de la separación de Pangea. La transgresión venezolana se produce desde dos frentes principales: el primero se origina en el mar de dominio geosinclinal al Norte del Cratón e invade desde el Oriente, mientras que el segundo frente proviene del mar epicontinental del Occidente venezolano, avanzando por los surcos de Machiques y Uribante (González de Juana et al., 1980).

La morfología topográfica condicionó el proceso de sedimentación durante el Cretácico, como ejemplo se tiene el Arco de El Baúl, el rasgo topográfico más relevante, al Oeste de la COV, el cual fue probablemente un área positiva durante el Cretácico, rebasada o sumergida durante el Cenomaniense-Turonense, período durante el cual las cuencas de Barinas-Apure y de Venezuela Oriental quedaron comunicadas.

Parnaud et al., 1995, consideran que la sedimentación Cretácica-Paleoceno corresponde con una gran secuencia desarrollada sobre un margen pasivo, reconocida claramente en perfiles sísmicos, aunque la base de esta secuencia aún no haya sido identificada ni en pozos ni en afloramientos.

La transgresión Cretácica en el Oriente venezolano comienza en el Barremiense con la sedimentación de las arenas basales de la Formación Barranquín, y es consecuencia de la subsidencia registrada en el borde septentrional del Cratón de Guayana (Di Croce, 1995) (figura 7 y 8). La Formación Barranquín consiste principalmente de rocas clásticas: areniscas cuarzosas y lutitas estériles, con la presencia de delgadas capas de calizas fosilíferas hacia la parte media de la formación; sin llegar a conocerse la base o el contacto inferior de la formación. El máximo avance transgresivo de la línea de costa está marcado por la deposición de los carbonatos de plataforma de las formaciones Querecual y San Antonio.

Las principales rocas madres fueron depositadas durante esta primera fase transgresiva, las cuales son "mudstones" ricos en materia orgánica depositadas en un ambiente batial, entre el Cenomaniense-Campaniense (Gallando et. al., 1992). La Formación San Antonio representa la transición entre los ambientes euxínicos de Querecual a los más oxigenados de la Formación San Juan.

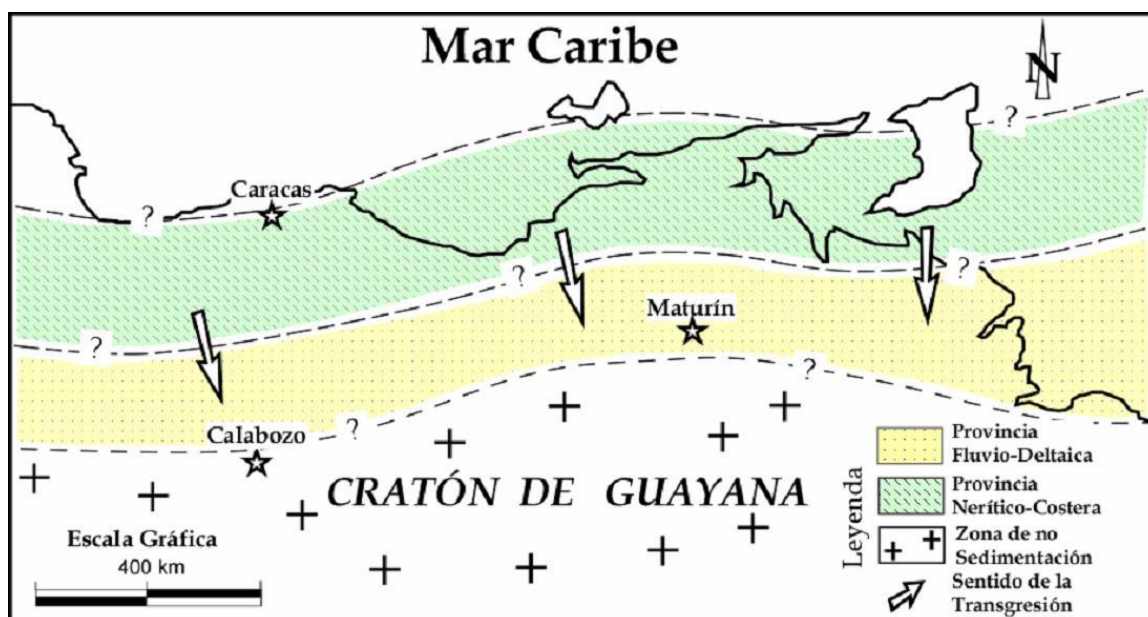


Figura 7: Mapa de distribución de facies durante el **Barremiense-Aptiense** en el Oriente venezolano. Mostrando la sedimentación de las arenas basales de la Fm. Barranquín, inicio del primer ciclo transgresivo en el Oriente. Modificado de González de Juana et al., 1980.

Una segunda etapa de sedimentación transgresiva se inicia en el Paleoceno, posterior a la regresión del Maestrichtiense. La regresión está marcada por la depositación de las arenas de la Formación San Juan. Las areniscas de San Juan se caracterizan por el desarrollo de gruesos y potentes espesores, y el predominio de granulometría fina (figura. 9). La Formación San Juan es un gran lente arenoso limitado al Sur por el biselamiento del Grupo Temblador y al Norte por la aparición de los ambientes marinos profundos, interdigitado con las lutitas oscuras y glauconíticas de la Formación Vidoño (Di Croce, 1995, González de Juana et al., 1980).

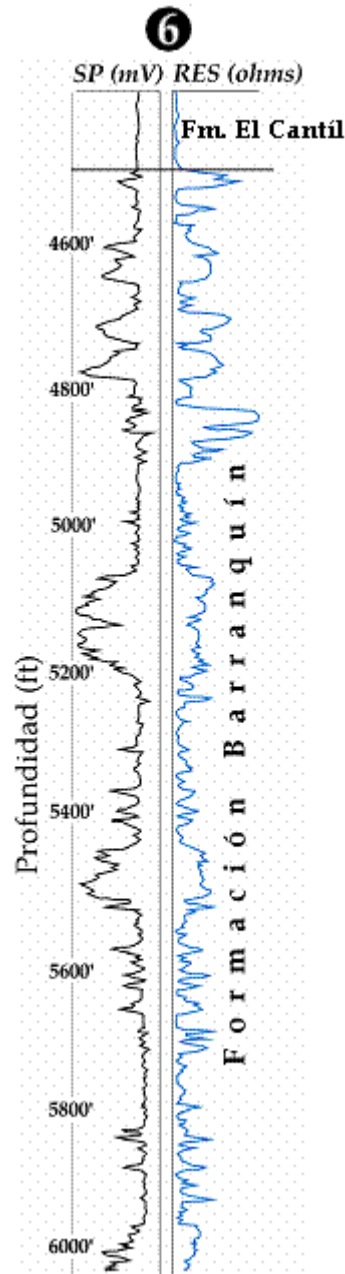


Figura 8: Registro de inducción de un pozo al Norte del campo Jusepín, mostrando la alternancia entre areniscas y lutitas de la Formación Barranquín, con algunos niveles de calizas en la sección media, entre 5.000' y 4.800' de profundidad. (Ver figura 1 para la ubicación del pozo)

En el Oligoceno Temprano comienza la última etapa transgresiva de la sub-cuenca de Maturín, con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure, en ambientes continentales, en la parte Sur de la cuenca y en un ambiente de plataforma interna hacia el Norte.

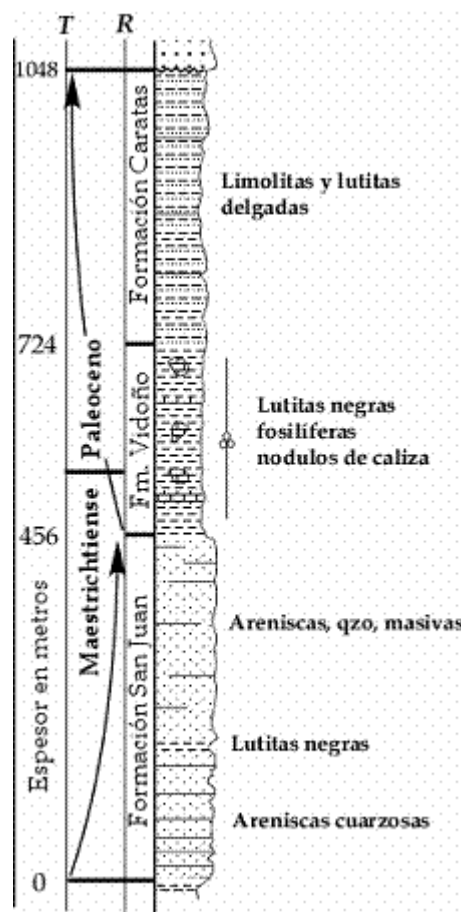


Figura 9: Columna estratigráfica del Grupo Santa Anita, mostrando el inicio del ciclo transgresivo del Paleoceno, marcado por la sedimentación de las lutitas negras de Vidoño. Nótese el patrón grano decreciente hacia el tope. **R:** ciclo regresivo, **T:** ciclo transgresivo. Modificado de González de Juana *et al.*, 1980.

Episodios Neógenos

La geología del Norte Venezolano está dominada por los efectos de la colisión de un arco de islas del Caribe contra el margen continental, ocurrida durante el Cretácico Tardío – Paleógeno (Eva *et al.*, 1989).

La gran secuencia de margen pasivo, desarrollada en el Cretácico finalizó durante el Oligoceno como resultado de la colisión oblicua de la Placa del Caribe contra la Placa Suramericana, transformándose así en una cuenca antepaís (foreland).

La colisión fue un movimiento diacrónico a lo largo de la franja Norte de la Placa Suramericana, iniciado en el Occidente venezolano durante el Paleoceno-Eoceno y que posteriormente produjo sus primeros efectos en Venezuela oriental en el Mioceno-Temprano, con el inicio del levantamiento de la Serranía del Interior Oriental.

La colisión oblicua migró progresivamente hacia el Este durante el Oligoceno-Tardío al Mioceno-Temprano, dividiendo la cuenca antepaís en tres áreas principales: **(1)** un área al Sur (desde Cerro Negro hasta los campos de Oritupano) correspondiente a la **zona de plataforma** (forebulge); **(2)** una zona central (desde Acema-Casma hasta Piritál) correspondiente al **depocentro principal** (foredeep); y **(3)** un área septentrional, al Norte de la falla de Piritál, correspondiente al **cinturón de corrimientos** (figura.10) (Erlich y Barrett, 1990; Parnaud *et al.*, 1995).

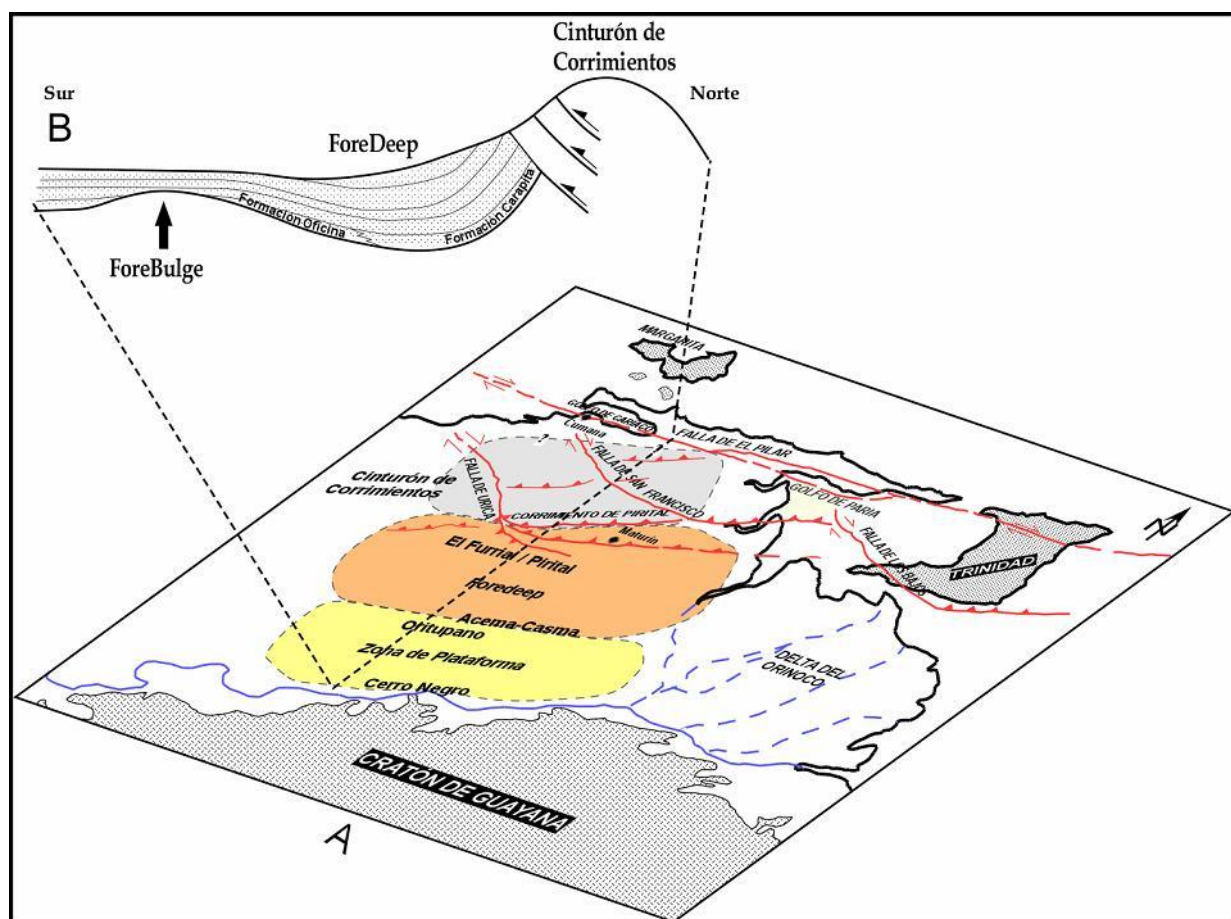


Figura 10: Modelo esquemático del sistema de cuenca antepaís del Oriente venezolano para el Oligoceno. (A): Mapa de distribución de las zonas de la cuenca antepaís, (B): sección transversal conceptual de la Cuenca Oriental de Venezuela para el Oligoceno.

La intercalación de areniscas gruesas, masivas, de carácter arcósico-lítico y lutitas grises, arenáceas, micáceas no fosilíferas de la sección superior de la Formación Naricual, de edad Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano, representan los depósitos sin-orogénicos de la Serranía del Interior. Esta alternancia de espesos intervalos de areniscas con delgadas y estériles capas de lutitas, registra el inicio del levantamiento de la SIO (Socas, 1.990); la cual puede ser asociada a depósitos tipo **molasses**, típico de las fases iniciales de los levantamientos orogénicos, asociados al cinturón de corrimientos.

Así mismo, el movimiento transpresivo continúa su paso progresivamente hacia el Este durante el Mioceno, generando una serie de facies de ambientes marinos, depositadas en profundidades batiales, localizadas en el extremo septentrional de la cuenca. Estas se caracterizan por la sedimentación rítmica de intervalos predominantemente lutíticos, interestratificados con capas de areniscas-wacas oscuras. Estas facies, conocidas como **flysch**, están representadas en el Miembro Chapapotal de la parte superior de la Formación Carapita.

Durante el periodo entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Medio, en el flanco Sur de la cuenca, tuvo lugar la sedimentación de las dos principales formaciones productoras de hidrocarburos del Oriente venezolano: *Fm. Merecure* y *Fm. Oficina*.

La Formación Merecure se caracteriza principalmente por la abundancia de areniscas de grano fino a grueso en potentes capas masivas y mal estratificadas. La Formación Oficina, en términos generales consiste en lutitas y areniscas alternantes (figura 11). Pese a la lenticularidad de las arenas individuales, los grupos de arenas pueden ser correlacionables a grandes distancias basado en su expresión en los registros eléctricos. Los abundantes intervalos de lignito constituyen un carácter litológico distintivo de la unidad, la cual está asociada a un complejo

ambiente de sedimentación deltaico. La Formación Oficina grada transicionalmente a las lutitas de la Formación Carapita al Norte (González de Juana et al., 1980; LEV, 1970).

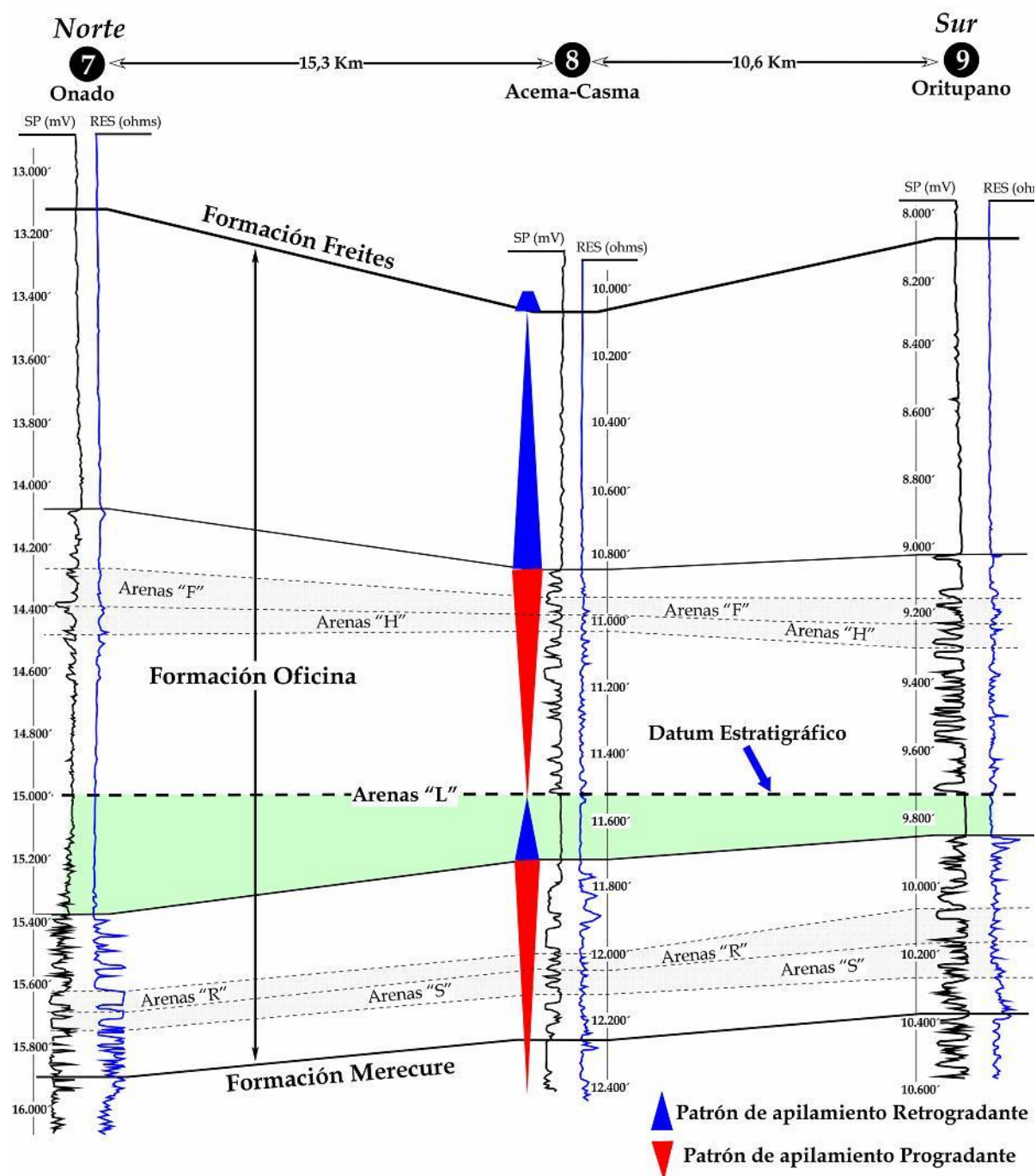


Figura 11: Sección estratigráfica al Sur del estado Monagas, entre los campos Oritupano, Acema-Casma y Onado, donde se muestra el carácter progradante de la Formación Oficina, la cual grada transicionalmente al Norte, a las lutitas de la Formación Carapita del Mioceno Temprano. (Ver figura 1 para la ubicación de pozos).

En el Mioceno Tardío en el flanco Norte de la COV ocurrió un levantamiento y posterior erosión de parte de las lutitas de la Formación Carapita. Pasado este proceso erosivo, sobre la Formación Carapita se acumuló en forma discordante un nuevo intervalo marino somero denominado Formación La Pica. Hacia el centro de la cuenca, donde no alcanzó la erosión, la parte inferior de la Formación La Pica, pasa por transición lateral a las lutitas de la parte superior de la Formación Freites.

CONCLUSIONES

La sub-cuenca de Maturín es el resultado de complejos procesos geológicos que han ocurrido desde el Paleozoico y que actualmente continúan modelándola. Cuatro grandes episodios tectono-estratigráficos han sido identificados para explicar la evolución de esta sub-cuenca, comenzando desde el más antiguo en el Cámbrico, en el que tuvo lugar la sedimentación transgresiva de las facies clásticas próximo-costera y marino somero de las formaciones Hato Viejo y Carrizal, así lo sugiere el carácter litológico de las limolitas con estructuras sedimentarias, típicas de corrientes marinas de la Formación Carrizal. Aunque no están del todo esclarecidos los procesos geológicos que dominaron durante el Cámbrico y el Triásico Tardío, aquí se ha postulado que buena parte del registro sedimentario de este periodo fue erosionado, y que existió algún tipo de estructuras tectónicas deprimidas favorables para la preservación de las formaciones Hato Viejo y Carrizal.

El segundo episodio, que se desarrolló durante el Jurásico, estuvo caracterizado por una sedimentación "rift", en la cual se acumularon espesas (1.540 m) secuencias de capas rojas y sedimentos lacustres, que unidas a la configuración estructural del Graben de Espino, en el Sureste del estado Guárico, pudiera ser considerada como un área de interés exploratorio.

El registro sedimentario más antiguo del periodo Cretácico en la sub-cuenca de Maturín, corresponde con las arenas basales de la Formación Barranquín, de edad Barremiense. Esta formación representa el inicio de las grandes transgresiones del Oriente venezolano, durante el cual se depositaron las principales rocas madres de la cuenca, Querecual y San Antonio del Cenomaniense, tiempo en el que la línea de costa alcanzó su máximo avance sobre el continente, llegando hasta el margen Norte del Cratón de Guayana.

El margen pasivo que caracterizó el Cretácico, cambió a una cuenca tipo "foreland" en el Oligoceno-Mioceno como resultado de la colisión entre las placas del Caribe y la Suramericana. Durante este último episodio se desarrolló el depocentro principal (foredeep) de la cuenca, en el que se sedimentaron las formaciones Merecure y Oficina, las principales unidades productoras del Oriente venezolano.

BIBLIOGRAFÍA

- Algar, S. T. ; Erickson, J. E and Pindell, J. L, 1991. Geological Studies in Eastern Venezuela and Trinidad: from Cretaceous passive margin to Neogene transpressional thrust belt: AAPG Annual Meeting, (Dallas), 7-10 April: 69-84.
- Audemard, F. E. and Serrano, I. C , 2001. Future Petroliferous Provinces of Venezuela. Petroleum Provinces of the twenty-first century. AAPG Memoir (74): 353-372.
- Azavache, A. ; Flinch, J. ; Giffuni, G. ; Martinez, R. ; Mata, S. ; Mitacchione, V. and Pereira, J. G, 1994. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Eastern Maturín Foreland Basin-Eastern Venezuela. AAPG, Bulletin (80): 1258-1270.
- Comisión Venezolana de Estratigrafía y Terminología , 1970. Léxico Estratigráfico de Venezuela. Boletín de Geología, Publicación Especial N° 4, Editorial Sucre, Caracas. 756 p.
- Di Croce, j.; Bally, A. and Vail, P , 1990. Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuela Basin, in Mann, P., (Eds.), Caribbean basin of the world Elsevier. (Amsterdam): 419-476.
- Di Croce, J, 1995. Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution [Ph. D. Tesis]: Houston, Rice University. 225 p.
- Erlach, R. N, and Barrett, S. F, 1990. Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad area: Tectonic V. (9): 161-184.
- Erlach, R. N, and Barrett, S. F, 1992. Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin, in Macqueen, R. W, and Leckie, D. A. (Eds.) , Foreland basins and fold belts: AAPG Memoir (55) : 341-362.

- Eva, A.; Burke, K.; Mann, P. and Wadge, G, 1989. Four-phase Tectonostratigraphic of the Southern Caribbean, *Marine and Petroleum Geology*, V. (6): 9-21.
- Feo-Codecido, G., F. Smith, N. Aboud, E. Di Gracomo, 1975. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. *Geól. Soc. Am., Mem.*, (162): 175-187.
- González de Juana, C.; Iturralde J. M. y Picard X, 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. 3 ra. Edición Eds. Foninves, Caracas. 1031 p.
- Parnaud, F.; Gou, Y.; Pascual, J-C.; Truskowski, I.; Gallando, O.; Passalacqua, H. and Roure, F, 1995. Petroleum Geology of the central part of the Eastern Venezuela basin, in A.J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, (Eds.) *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* (62): 741-756.
- Pindell, J. ; Cande, S. ; Pinman W. ; Rowley, D. ; Dewey, J. ; Labrecque, J. and Haxby W, 1988. A Plate-kinematic Framework for Model of Caribbean Evolution. *Tectonophysics* (155): 121- 135.
- Socas, M, 1990. Estudio Sedimentológico de la Formación Naricual, Sector Minas de Naricual, Estado Anzoátegui. Tesis de Pregrado, Universidad Central de Venezuela, Caracas, p. 287.