



**DETERMINACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN
PARA LA FORMACIÓN LA LUNA Y SU RELACIÓN CON
EL PORCENTAJE DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL
(COT). OCCIDENTE DE VENEZUELA; SECCIONES LAS
HERNÁNDEZ Y RÍO SAN MIGUEL.**

Ing. José Antonio Pico M.

TRABAJO PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
PARA OPTAR A EL TÍTULO DE MASTER EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Caracas, Diciembre 2007

**DETERMINACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN
PARA LA FORMACIÓN LA LUNA Y SU RELACIÓN CON**

**EL PORCENTAJE DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL
(COT). OCCIDENTE DE VENEZUELA; SECCIONES LAS
HERNÁNDEZ Y RÍO SAN MIGUEL.**

Ing. José Antonio Pico M.

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO A LA ILUSTRE
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
PARA OPTAR A EL TÍTULO DE MASTER EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Certifico que he leído este Trabajo de Grado y que lo encuentro apropiado tanto en su contenido como en su formato y apariencia interna

Dra. Egleé Zapata O.

Caracas, Diciembre 2007

RECONOCIMIENTOS

Por el continuo y valioso apoyo prestado durante la realización de esta investigación, el autor quiere expresar su profundo agradecimiento a:

A los profesores **Dra. Eglee Zapata** tutora y guía de este trabajo y a el **Dr. Frank Audermard** por sus valiosos consejos académicos. Quiero extender mi más profundo agradecimiento a todo el grupo de trabajo de **International Logging-Mexico**, por su comprensión a la hora de permitirme trabajar en este trabajo durante horas laborales. También quiero hacer extensible este agradecimiento a **Well Staff International** por su colaboración en la impresión de este documento.

A Isiris Madrid, por todo lo bueno y lo malo que me diste, le pido a dios y a la vida que te dupliquen.

Así como a las siguientes instituciones

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA:

Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica

INTEVEP.

Laboratorio de Química Orgánica

DEDICATORIA

La vida es muy efímera, y no existe ningún lugar o meta que no puedas alcanzar. Esta es la razón por la cual debemos pelear sin miedo a ser heridos. tu puedes lograr cualquier cosa que te propongas, bajo cualquier circunstancia, solo debes comenzarlo y disfrutarlo.

Quiero dedicar este trabajo con toda mi humildad a mi príncipe sin corona (mi hijo Manuel), pero quien reina en el reino de mi corazón y a mi Familia, quienes me aman sin pedir nada a cambio.

Con amor

José

07/09/2006 Campo petrolero M'BOUNDI, Republica del Congo, África Occidental

RESUMEN

La aplicación de la metodología de Análisis Secuencial para el Cretácico tardío, en la cuenca del mar de La Luna, permitió reconocer siete (7) secuencias y sus sistemas encadenados, correspondientes a los sedimentos depositados durante ascensos y descensos relativos del nivel del mar, que se desarrollaron en la último pulso transgresivo durante el Cretácico tardío. La arquitectura secuencial de la Formación La Luna, se logro definir aplicando los conceptos de estratigrafía secuencial sobre datos de Rock-Eval, Para esto se tomaron en consideración principalmente el contenido de COT y los parámetros calculados con datos emanados de Rock Eval como son los índices de hidrogeno (IH) e índices de oxigeno (IO). Estos conceptos fueron aplicados sobre una secuencia de carbonatos hemipelágicos, monótonos depositados en aguas estratificadas con fondos anóxicos como son los pertenecientes a la Formación La Luna, aflorante en la subcuenca de Uribante, para así lograr una efectiva evaluación de roca madre y definir los posibles intervalos más prolíferos, tomando en cuenta la madurez de la materia orgánica y la clasificación del sedimento dentro de un marco orgánico, este a su vez vinculado a un esquema secuencial. Adicionalmente, se interpretó la curva de cambios del nivel del mar para los mares de la Formación La Luna durante el Cretácico medio. La interpretación propuesta fue realizada comparando los resultados obtenidos en este trabajo con los de Zapata (2003), Soto y Zapata (2004). Los citados autores utilizaron la herramienta de quimioestratigrafía elemental, para modelar la estratigrafía secuencial en carbonatos pelágicos.

Dos eventos tectónicos principales ocurrieron desde el Jurásico tardío – Cretácico medio a tardío en la subcuenca de Uribante. Rift durante el Jurásico tardío, relacionado a la separación de Norte América – Sur América, generación de corteza oceánica durante el Cretácico y generación de un margen con relativa pasividad tectónica y subsidencia del mismo. La evidente actividad hidrotermal presente en la subcuenca de Uribante, queda reflejada en la disminución del parámetro S3 hacia el Campaniense y la generación de plumas mantelares

asociado con episodios de aporte de carbono, nutrientes, calentamiento global y altos niveles eustáticos, permiten interpretar un marco estructural donde el sistema de fallas normales que formaron los semi-grabenos se permitieron así que los flujos hidrotermales alcancen la superficie. Este sistema de grabenes cercenó parte del arco de Mérida en dirección NE-SO, a la altura de la sección San Miguel. Este cercenamiento, esta enmarcado dentro de fallas normales.

La evidencia de que el arco de Mérida permaneció como un elemento positivo durante el Jurásico tardío hasta Cretácico temprano queda marcada en el solapamiento de las diferentes unidades estratigráficas contra el mismo. Además, la existencia de una disminución del espesor en del Santoniense en dirección NE-SO deja la puerta abierta a una posible estructuración sinsedimentaria durante ese periodo de tiempo Geológico y a una mayor subsidencia hacia el sur de la subcuenca.

1. INTRODUCCIÓN

1.1- OBJETIVOS DE ESTUDIO.

El objetivo principal de éste trabajo es determinar la tasa de sedimentación en la Formación La Luna, basado en la metodología desarrollada por van Hinten (1998), específicamente en las secciones San Miguel y Las Hernández, localizadas en los estados Mérida y Táchira respectivamente. Esto para identificar los mecanismos que pudieron estar controlando tanto la acumulación como la preservación de la materia orgánica. El estudio se llevó a cabo mediante la integración de las herramientas de geoquímica orgánica, sedimentología y bioestratigrafía para establecer una evaluación estratigráfica y sedimentológica de las secciones en estudio. Esto a su vez, permitió delimitar la arquitectura secuencial de los litotipos pertenecientes a la Formación La Luna, mediante la aplicación de los conceptos de estratigrafía secuencial sobre datos de geoquímica orgánica y también establecer la clasificación de dichos litotipos dentro de un esquema de facies orgánicas, según Jones (1987 en Mann y Stein, 1997).

Los análisis aplicados, permiten contribuir a una mejor evaluación desde el punto de vista de roca madre, debido a que se logró establecer un modelo de evolución geohistórico para la subcuenca de Uribante y una posible configuración estructural de dicha subcuenca, para el tiempo Cretácico Superior. Este modelo estructural está basado entre otras evidencias, en la actividad hidrotermal presente durante el Cretácico, donde el arco de Mérida en Venezuela jugó un papel determinante durante la sedimentación de las formaciones Jurásicas y Cretácicas.

1.2.- LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se encuentra ubicada al occidente de Venezuela específicamente en los estados Mérida y Táchira. La sección ubicada en el Edo. Mérida, se encuentra en la quebrada San Miguel específicamente al noroeste de la población Río San Miguel, Municipio Antonio Pinto Salinas. La segunda sección se ubica en el Municipio San Cristóbal, a 47,5 kilómetros del poblado de Las Hernández, Edo. Táchira (Fig. 1). Ambas secciones están ubicadas en el flanco norandino, de edades comprendidas entre Turoniense tardío-Campaniense tardío.

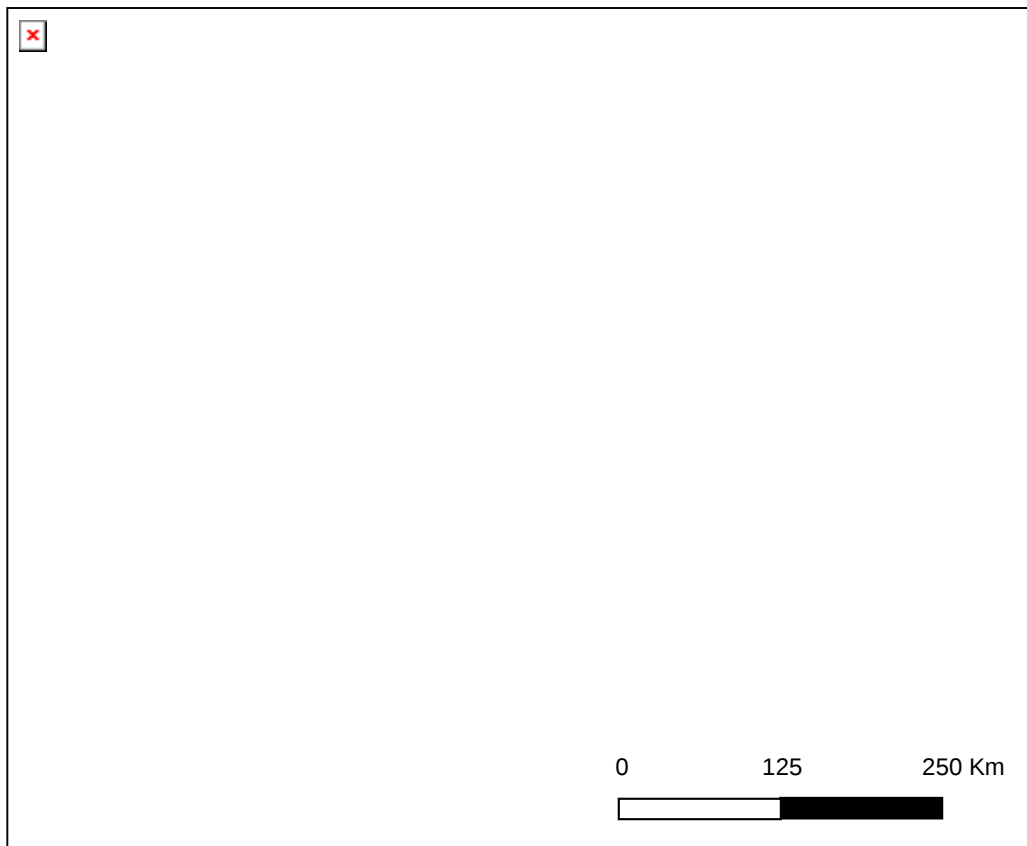


Figura 1. Localización del área de estudio.

La sección de San Miguel, ubicada en el flanco norte de una estructura anticlinal, presenta un espesor total de 28m, mientras que en Las Hernández la sección aflorante tiene un espesor de 55m. En ambas secciones se identificaron IV unidades informales (Fig.11).

1.3.- METODOLOGÍA.

1.3.1.- SELECCIÓN DE LAS SECCIONES DE ESTUDIO Y MUESTREO.

El muestreo de este trabajo es parte de un levantamiento estratigráfico que se llevó a cabo realizando una descripción detallada, en algunos casos incluso filmado, de siete (7) secciones desde la región de Carora en el Estado Lara, hasta la región de Colón en el Estado Táchira. Dichos levantamientos fueron realizados por un grupo multidisciplinario de profesionales de la geología, liderizados por la Dra. Egleé Zapata.

Para el presente estudio fueron tomadas en cuenta dos (2) secciones ubicadas en los estados Mérida y Táchira, como se mencionó anteriormente, ya que presentan una continuidad estratigráfica muy bien definida, donde existe la seguridad de la no existencia de repeticiones por razones estructurales.

El muestreo para las dos secciones se realizó en forma sistemática y continua, a intervalos de cincuenta (50) centímetros para todas las secciones. Para la sección de Río San Miguel (Edo. Mérida) fueron tomadas 54 muestras, de las cuales solo 25 fueron analizadas por la metodología de pirolisis, 55 muestras para la sección de Las Hernández (Edo. Táchira); donde 22 fueron analizadas bajo la metodología anteriormente mencionada, para un total de 47 muestras de mano.

En este muestreo se realizaron diferentes análisis (sedimentológicos y estratigráficos), pero para pirolisis y específicamente para la sección Las Hernández, se tomó como criterio principal el litológico, donde la mayor densidad de muestras se trataron de ubicar dentro del intervalo lutítico. Dentro del intervalo donde las calizas tienen mayor presencia, se tomó como parámetro determinante la intensidad del olor fétido. En la sección San Miguel se seleccionaron 25

muestras a un promedio de un metro de separación entre cada una. Por las características de dureza de las rocas, el muestreo se realizó con mandarina y cincel. Las muestras tomadas fueron de roca fresca, no meteorizada, de tamaño y peso promedio de una muestra de mano (10-15 centímetros y 0.5-1.0 kilogramo). Cada muestra fue rigurosamente empacada y rotulada en bolsas de tela con las siglas CCG y MLA, para las diferentes secciones (CCG sección de río San Miguel y MLA sección de Las Hernández), seguida de la numeración correspondiente.

1.3.2.- ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS PROCESADAS.

Para este trabajo se realizaron análisis de Geoquímica Orgánica, utilizando el método de pirolisis en un equipo Rock Eval Delsi. Este equipo es ampliamente utilizado en la industria petrolera y fue desarrollado por el Institut Francais du Pétrole (IFP), en asociación con Petrofina, durante los años setenta, Espitalié *et al.*, (1977). Los resultados permiten evaluar la materia orgánica contenida en la muestra, para así determinar su potencial petrolero.

Debido a que el equipo de Rock Eval Delsi, no posee un cuantificador de materia orgánica (C.O.T.) este ensayo se realizó bajo el analizador de carbono Marca LECO, donde se somete a combustión a altas temperaturas (alrededor de 1000°C) la muestra libre de carbonatos, en presencia de un exceso de oxígeno.

Las muestras que se analizan bajo el equipo Rock-Eval Delsi deben pesar 100mg, para ser pirolizadas a 300°C por 3-4min, seguido por una programación, donde se continua pirolizando la muestra, aumentando la temperatura cada minuto 25°C, hasta alcanzar los 550°C, todo en una atmósfera de helio. (Peters, 1986).

1.3.2.1.- PARÁMETROS MEDIDOS.

Los parámetros determinados mediante la técnica de pirolisis en un equipo de Rock-Eval Delsi son mostrados de una manera gráfica en la figura 2.

El primer pico (S1) representa los miligramos de hidrocarburos que pueden ser termalmente destilados de un gramo de roca a 250°C. El segundo pico (S2)

representa los miligramos de hidrocarburos generados por degradación pirolítica del querógeno, en un gramo de roca, entre 250°C-550°C. El tercer pico (S3) representa los miligramos de dióxido de carbono (CO₂), generado de un gramo de roca, durante el proceso de temperatura programada a los 390°C.

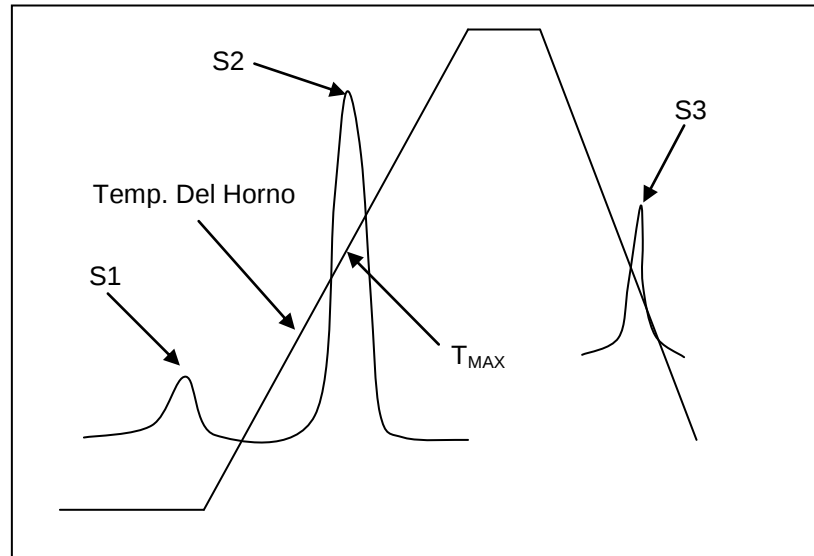


Figura 2. Evolución de los componentes orgánicos de una muestra de roca, durante un calentamiento programado. Tomado de (Peters, 1986).

Durante la pirólisis, la temperatura es registrada por un termocupla. La temperatura a la cual la máxima cantidad de hidrocarburos S2 son generados es llamada T_{MAX} .

El índice de hidrogeno $IH = (S2/COT) \times 100$ corresponde a la cantidad de componentes orgánicos pirolizables o en palabras simples "Hidrocarburos" (HC) de el pico S2 relativo a el carbón orgánico total (C.O.T. ó C_{ORG}) en la muestra ($\text{mg hidrocarburo/g carbón orgánico} = \text{mgHC/gC.O.T.}$). El índice de oxigeno $IO = (S3/COT) \times 100$ corresponde a la cantidad de dióxido de carbono procedente de el valor de S3 relativo a el valor de COT. Por último, el índice de producción (IP) es definido como la relación $S1/(S1+S2)$ (Peters, 1986).

1.3.2.2.- EVALUACIÓN DE LA ROCA MADRE.

La exploración petrolera requiere un detallado análisis del sistema petrolífero en el área en estudio. La identificación de rocas madres, su madurez y su distribución regional son el mejor complemento para una rápida visualización con muestras de rocas utilizando el equipo de Rock-Eval.

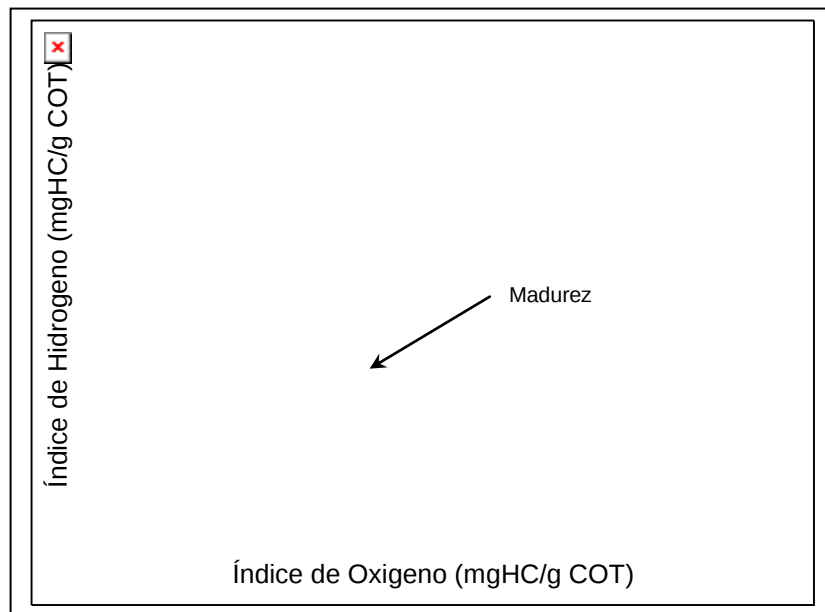


Figura 3. Índice de hidrogeno vs. Índice de Oxígeno. Diagrama tipo van Krevelen. Modificado de Espitalié *et al.*, (1977)

Para realizar la evaluación de una roca madre se toman en cuenta diversos factores, que de acuerdo a sus características determinarán el tipo de hidrocarburo que pueden generar. Los factores: cantidad de materia orgánica, delimitada por la total de %COT; tipo de materia orgánica determinado por el grafico tipo van Krevelen (Fig.3) del cual se determinan los tipos de querógeno y la madurez de la materia orgánica.

Caracterizar la materia orgánica en rocas sedimentarias es uno de los objetivos primordiales de la geoquímica orgánica y es ahora reconocida como uno de los pasos más críticos en la evaluación de un prospecto petrolero.

Este diagrama se construye graficando los parámetros: Índice de Hidrogeno (IH) versus Índice de Oxígeno (IO). Los tipos de querógenos que generan petróleo son aquellos querogénos de tipo I y tipo II; el tipo III genera gas. Rondeel (2001), establece que los querógenos que conforman los de tipo I y II los cuales están compuestos por los siguientes macerales: alginita, excinita, resinita, cutinita, liptinita y querógenos amorfos que presenten florescencia.

Por otra parte, la madurez de la materia orgánica se obtiene a partir de diferentes indicadores, también a través del grafico tipo van Krevelen (figura 3), la representación gráfica de la profundidad vs. el T_{MAX} expresado en °C y profundidad vs. el índice de producción (Figura 4).

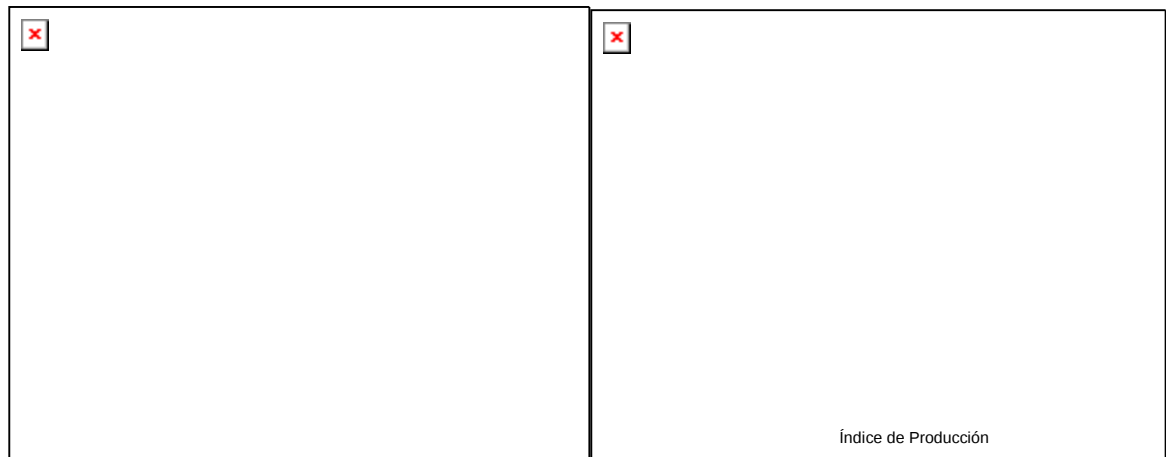


Figura 4. Diferentes expresiones gráficas para determinar la madurez termal. En ambos se grafica la profundidad en el eje "Y", en el eje "X" el T_{MAX} y el índice de producción. Tomado de Al Arouri *et al.*, (1998).

En esta etapa de la investigación, se puso en practica una novedosa metodología para la interpretación de la estratigrafía secuencial, en los litotípos lodo-carbonáticos de la Formación La Luna, de tan difícil comprensión. Como se mencionó anteriormente, estos litotipos fueron analizados bajo el equipo Rock Eval Delsi, donde a los datos arrojados de dicho análisis, se aplicaron los conceptos de la pericia antes mencionada. Esto a su vez no solo permitió determinar las secuencias responsables de la arquitectura estratigráfica de tan importante depósito, sino también establecer la evolución geohistórica de la subcuenca de Uribante, para tiempos del Turoniense tardío hasta Campaniense tardío.

1.3.2.3.- DETERMINACIÓN DE FACIES ORGÁNICAS.

Las facies orgánicas están definidas como una subdivisión mapeable de una unidad estratigráfica determinada, distinguiéndose de las unidades adyacentes sobre la base de las características orgánicas de sus constituyentes, sin tomar en cuenta los constituyentes inorgánicos del sedimento. Jones (1987 en Mann y Stein, 1997). El determinar diferentes tipos de facies, nos proporciona una valiosa información sobre las variabilidades de los constituyentes orgánicos a lo largo de una sección estratigráfica, basados en los diferentes orígenes de la materia orgánica (marino o terrestre), %COT, índice de hidrogeno, índice de oxígeno y T_{MAX} .

Jones (1987), distingue siete (7) tipos de facies orgánicas. En este estudio se identificaron 2 tipos de ellas, las de tipo C y BC. Estas fueron delimitadas tomando en cuenta el tipo dominante de materia orgánica, y los valores de IH, IO y T_{MAX} obtenidos de pirólisis Rock-Eval y %COT.

1.4.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS.

Los análisis sedimentológicos fueron realizados tomando en cuenta parámetros definidos por Zapata (2003), que utiliza técnicas de microscopía electrónica de barrido (*SEM*) y de imágenes electrónicas de retrodispersión (*BSEM*), combinadas con petrografía de luz reflejada (LR). Los análisis petrográficos fueron realizados con microscopio *Leica* y se basó en la clasificación según Dunham (1983). Estos resultados proporcionaran ayuda invaluable para determinar la arquitectura estratigráfica en las secciones de estudio.

La zonación bioestratigráfica fue definida por Zapata (2003), Anexo 1, a partir de la identificación de los géneros y especies de los foraminíferos plácticos y determinando la edad a través de la zonación de Premoli Silva y Sliter (1995). Como último paso se correlacionan e interpretan las diferentes pericias como la geoquímica orgánica, sedimentología, estratigrafía secuencial y evolución

tectonoestratigráfica, con la finalidad de obtener un modelo estructural para la subcuenca de Uribante.

1.5.- ANTECEDENTES.

Varios han sido los trabajos realizados que involucran el estudio de la Formación La Luna. Langrock y Stein (2002), establecen que las desviaciones hacia los ejes de COT o S2 pueden sugerir una elevada producción primaria o el incremento en el aporte de materia orgánica terrígena, la cual tendrá influencia en la acumulación del carbón orgánico.

Lugo (1994), estudia las características del Arco de Mérida basados en los cambios tectónicos controlados por la sedimentación desde el Mesozoico tardío hasta el Cenozoico temprano en el occidente Venezolano, delimitando este elemento positivo como un fuerte control tectónico de edad Pensilvaniense que ocurre en dirección NO-SE. Este mismo autor en 1995, estudia la evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo en el occidente de Venezuela durante el Jurásico – Eoceno y determina tres fases que existieron en la historia geológica del Lago de Maracaibo: “rift” durante el cretácico, subsidencia del margen pasivo durante el Cretácico Inferior a Superior y subsidencia de la cuenca tipo *foreland*. Por otra parte, Mann y Stein (1997), estudian las variaciones de las facies orgánicas, potencial de roca generadora y cambios del nivel del mar en las lutitas negras de la Quebrada Ocal, Valle de Magdalena Superior, Colombia, delimitando cuatro grupos de facies: C, BC, B y D.

Parnaud *et. al.*, (1995), establecen la síntesis estratigráfica en el occidente de Venezuela, delimitando seis supersecuencias limitadas por discordancias que evidencian la dinámica evolución de las cuencas durante el Mesozoico-Cenozoico, desde un proceso de extensión hasta otro de colisión.

Seguidamente Rondeel (2001), establece que tomando en cuenta ciertos rangos de valores de COT se puede clasificar la materia orgánica y estimar su potencial

generador, en donde, las rocas que contienen entre 0.5% y 1.0% de COT se encuentran al margen de la ventana de petróleo.

Ryder *et al.*, (1998), realizan estudios sobre el origen de las lutitas negras y la generación de hidrocarburos durante el Cambriano y Ordovícico de la Cuenca Central de los Apalaches, Estados Unidos. Los modelos de soterramiento, variación termal y generación de hidrocarburos sugieren que mucho del petróleo fue generado durante el Paleozoico tardío durante la orogénesis “Alleghanian”

Yurewics *et al.*, (1998), estudian las rocas generadoras y la familia de hidrocarburos al sureste de la Cuenca de Maracaibo, subcuenca de Catatumbo en Colombia. Donde los autores concluyen que existen múltiples horizontes ricos en carbono orgánico dentro de las secciones Cretácicas y Paleocenas, la mayoría de los reservorios son llenados por la migración lateral ó vertical de petróleo proveniente de facies carbonáticas Cretácicas

Zapata (2003), evalúa el impacto de la diagénesis en la composición isotópica de los carbonatos lodosos de la Formación La Luna del Cenomaniense tardío al Campaniense, utilizando la correlación entre la data sedimentológica, bioestratigráfica y geoquímica inorgánica. El estudio se focaliza, en la caracterización paragenética de la sucesión estratigráfica mediante el uso de tres herramientas: petrografía (LR, SEM y BSEM), relaciones elementales e isótopos de Oxígeno, Carbono y Estroncio. Los procesos diagenéticos observados en las rocas de la Formación La Luna, definen una secuencia paragenética y una historia geoquímica, que limita el tipo de alteración al contexto de la diagénesis temprana, correspondiente a la zona de reducción de los sulfatos. En ellas, la presencia de montmorillonita inalterada, ha sido un útil marcador de la baja incidencia de la diagénesis. La presencia de cementos de morfologías fibrosas y/o de textura micrítica, en asociación con pirita y materia orgánica, caracterizan una diagénesis de enterramiento somero, en medios marinos de aguas estancadas, de la zona de reducción de los sulfatos.

1.6.- EVOLUCIÓN GEOHISTÓRICA DE LA FORMACIÓN LA LUNA EN LAS SECCIONES DE ESTUDIO.

Construir gráficos que indican la historia de soterramiento de una cuenca, con información correlacionada referente a la litología, sedimentología, bioestratigrafía, resulta de gran importancia ya que puede proporcionar datos interesantes acerca de la historia y cambios ocurridos en una cuenca.

Las líneas que se trazan sobre un diagrama de soterramiento, muestran como en profundidades debajo de la superficie terrestre, pueden evidenciar los cambios por los cuales atraviesa una cuenca a través del tiempo geológico. La tasa de subsidencia depende en gran medida de la tasa de sedimentación de las capas suprayacentes, pero estas tasas son extremadamente variables.

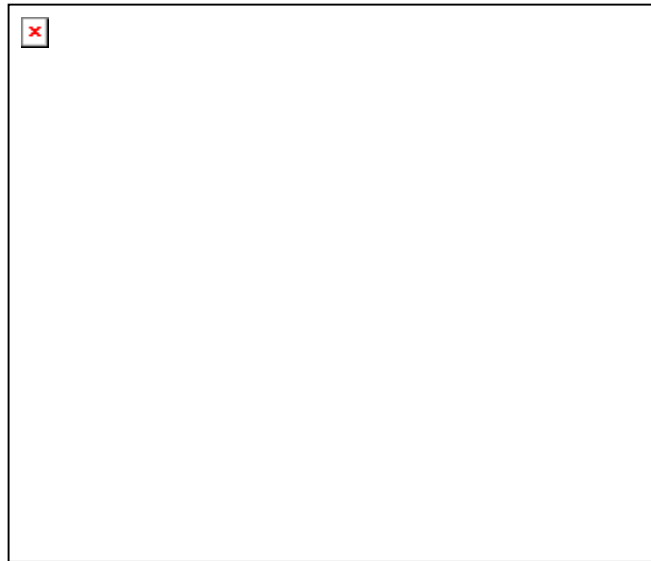


Figura 5. Diagrama de soterramiento, de 5 unidades sedimentarias que van de A hasta E que es la unidad mas joven. Tomado de (van Hinten, 1998)

Las tasas de sedimentación van desde unas pocas decenas a varios cientos de metros por millones de años, y la unidad m/my (equivalente a mm/yr o 1mm/1000 años) van Hinten (1998). Un promedio de las tasas de soterramiento en algún intervalo de tiempo apropiado, será fácilmente interpretado a partir de los gráficos de soterramiento. Incrementos en la tasa de sedimentación, pueden ser graficados como una función de el tiempo geológico. Hay que resaltar que las tasas de sedimentación obtenidos por diagramas de soterramiento, para algunos autores,

están derivadas de datos que contienen los valores de compactación de hoy día y por lo tanto estos muestran solamente la perdida de espesor durante todo el tiempo geológico y toda la carga sedimentaria a la cual fue sometida. Por lo tanto las tasas de sedimentación están vinculadas a la litología y a el grado de compactación, (Figuras 5 y 6).

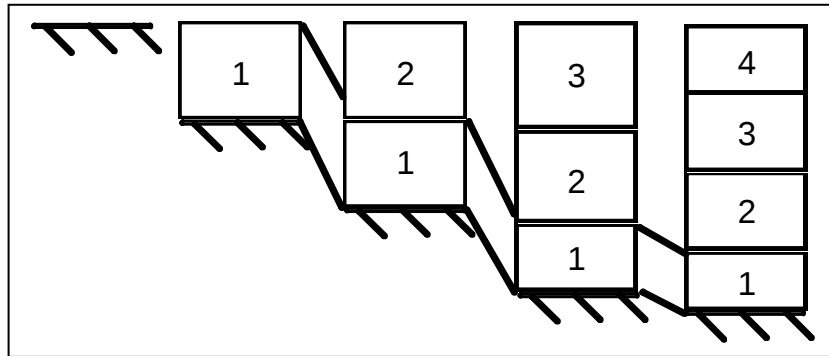


Figura 6. Disminución de espesores por la compactación sedimentaria mostrando cambios en las profundidades de las unidades individuales. Tomado de (van Hinten, 1998).

Van Hinten (1998), determina formulas para el cálculo de la tasa de sedimentación, las cuales son aplicadas en este estudio. Se llama R a la tasa de sedimentación y Rs tasa de subsidencia.

$$R = \frac{T}{10 \times MA} \qquad Rs = \frac{T - \Delta w}{10 \times MA}$$

El relleno de una cuenca puede ser hecho por una cantidad muy variada de sedimentos y estos pueden ser depositados a diferentes tasas de sedimentación. Entre los factores que influyen en el relleno de una cuenca se encuentra el tectónico y los cambios eustáticos los cuales controlan no solo la tasa de subsidencia sino que también las posibles áreas fuentes de sedimentos adyacentes a la cuenca.

2. MARCO TEÓRICO

La evolución tectónica del Caribe, su consecuente acción directa sobre el registro estratigráfico y la formación de cuencas en Venezuela a sido objeto de muchas controversias. Existen diversas teorías acerca de la formación del Caribe y su evolución a través del tiempo geológico, las cuales están englobadas dentro de dos modelos principales, que son los que a continuación se mencionan.

- 1) El modelo Pacífico, propone el origen de la corteza oceánica caribe en la región del Pacífico y su movimiento dentro de la presente posición entre las dos Américas. (Meschede y Frisch, 1998).
- 2) Modelo alternativo, propone la formación de la corteza caribe al oeste de la posición actual pero aun en la posición entre las dos Américas. (Meschede y Frisch, 1998).

Conflictos entre estos diferentes puntos de vista en la evolución de la tectónica de placas, despertaron muchas discusiones en relación a la configuración de éstas, origen de los bloques y terrenos (por ejemplo Antillas Mayores). Los dos tipos de modelos convergen hacia los inicios del Cenozoico. (Meschede y Frisch, 1998).

2.1.- Geología Regional.

Durante el Triásico–Jurásico, ocurre la ruptura de Pangea, que se inicia con la formación de un sistema de Rift asociado con volcanismo, a lo largo del presente margen del océano Atlántico, Golfo de México y norte de Sur América. (Eva *et al.*, 1989).

En el período Cretácico, desde el Neocomiense hasta el Maestrichtiense, se evidenció una deriva continental entre Norteamérica y Suramérica, depositándose una secuencia sedimentaria continua, que refleja una máxima trasgresión marina reconocida durante el Turoniense en el Occidente de Venezuela y en el resto del planeta (Kauffman, 1979; Haq *et al.*, 1987 en Lugo y Mann, 1995) y controlada tectónicamente por el Arco de Mérida, el cual estuvo parcialmente expuesto

durante el Jurásico al Cretácico Temprano y desde el Paleoceno hasta el Eoceno Temprano (Lugo, 1994).

El Occidente de Venezuela evolucionó durante la mayor parte del Cretácico como un margen pasivo, el cual fue destruido por el choque oblicuo de la placa Caribe contra el noroeste de Venezuela en tiempos del Paleoceno – Eoceno medio y su consecuente deformación diacrónica, originando así el antepaís de Maracaibo y la migración del “Foredeep” hacia el sur sur-este en dicha cuenca (Fig. 7), la migración de la placa caribe a lo largo de grandes fallas de rumbo hacia el este de Venezuela y sus consecuentes cinturones plegados en dirección este-sureste, generan las cuencas “foreland” de Guárico, Maturín y Orinoco, (Lugo y Mann, 1995).

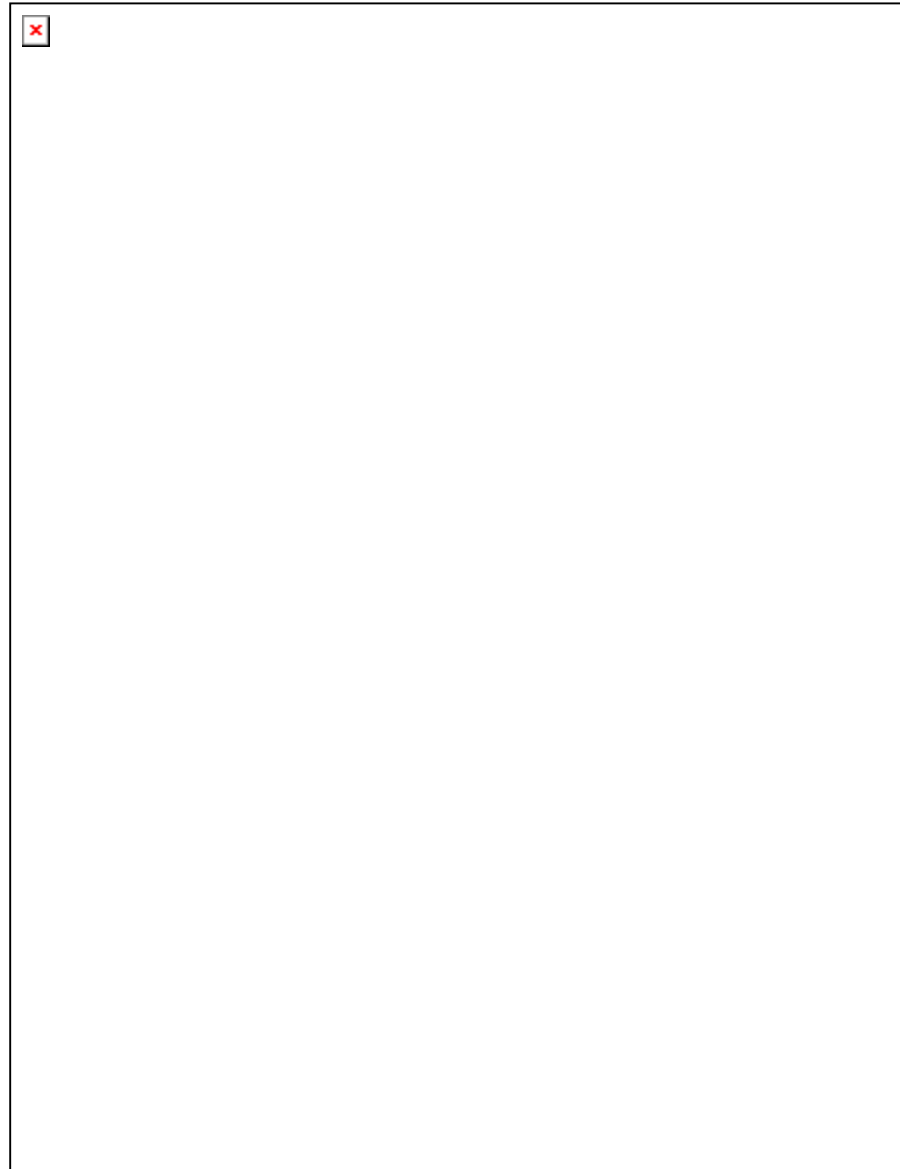


Fig. 7 Migración del Foredeep asociado al emplazamiento de Las Napas de Lara. Tomado de (Duerto, 1998).

Zambrano *et al.*, (1970 en Madrid 2001) establecen que La Venezuela Occidental puede ser dividida en tres unidades estructurales (1) La cordillera de los Andes de Mérida, que separa la Cuenca de Barinas – Apure al sureste y la Cuenca de Maracaibo al noroeste; (2) La serranía de Perijá al oeste, que separa la Cuenca de Maracaibo (este) de la Cuenca Colombiana del César–Ranchería (oeste); y (3) La

serranía de Trujillo que separa la Cuenca del Lago de Maracaibo de Las Napas de Lara.

Estas unidades estructurales registran la evolución geodinámica de la cuenca; dicha evolución puede ser dividida en varios episodios o megasecuencias. La primera de ellas involucra los procesos de “rifting” durante el Jurásico, posteriormente el desarrollo de un margen pasivo durante el Cretácico; y finalmente la colisión del Pacífico con la placa Suramericana, con la elevación de la cordillera del Cretácico tardío–Paleoceno, con una cuenca foreland asociada. La colisión y migración de la Placa del Caribe desde el Paleoceno se desarrolla en el frente de corrimiento de Lara y la cuenca foreland del Eoceno.

La orogenia andina subsecuente se atribuye a la colisión del arco de Panamá. Esta colisión también subdividió el margen pasivo Cretácico dentro del post-Mioceno medio en las Cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas – Apure.

Parnaud *et al.*, (1995 en Madrid 2001) establecen que ésta historia geológica está asociada a una serie de secuencias depositacionales. A gran escala, la estratigrafía puede ser dividida en secuencias Paleozoico y Mesozoico–Cenozoico. La extensión Jurásica graba la separación del Norte y Sur del continente Americano (Pindell y Erikson, 1994).

2.1.1.- Evolución Cretácica.

El registro estratigráfico Cretácico presente en el Occidente de Venezuela, asociado con su evolución tectónica, correspondiente al Jurásico tardío y Cretácico, muestra cambios de facies asociados a diversos eventos (Villamil *et al.*, 1999 en Zapata, 2003) y son los que se citan a continuación:

1. El desarrollo y fin de un margen continental pasivo en Venezuela.
2. El cambio eustático global del nivel del mar.
3. Cambios en el espacio de acomodación causado por oscilaciones relativas del nivel del mar, auto y alocíclicos.

4. Un aumento prolongado en el tiempo de corrientes de surgencia y paleoproductividad, posiblemente asociada a la migración hacia el norte de la placa suramericana.

García Jarpa *et al.*, (1980, Erlich 1999, en Zapata, 2003) indican que la evolución de estos eventos comenzó a fines del Pérmico con un intenso evento tectónico en los andes venezolanos, relacionado con la orogénesis Herciniana que vino acompañada por la intrusión de cuerpos graníticos y por la estructuración de cuencas tipo graben, generalmente orientadas paralelas a los actuales Andes de Mérida y Sierra de Perijá. Durante un largo periodo, que debió abarcar la mayor parte del Triásico, la región Andina estuvo sujeta a una intensa erosión, y sólo a partir del Jurásico ocurre una reactivación tectónica que dio origen a un nuevo fallamiento y a la consecuente activación de las estructuras preexistentes, donde comenzó la depositación de sedimentos molásicos conformados por capas rojas lacustrinas, fluviales y volcánicas altamente diacrónicas de la Formación La Quinta. La fuente principal de aporte de material clástico fueron rocas Precámbricas y Paleozoicas, localizadas en zonas positivas próximas a los grábenes. Estos sedimentos continentales cubrieron gran parte de los Andes, con excepción de una región elevada de dirección SSE-NNO, conocida como Arco de Mérida.

2.2.- Arco de Mérida.

El arco de Mérida se puede definir como un contrafuerte tectónico de edad pre-Pensilvaniense, con rumbo NO–SE y perpendicular a los actuales Andes de Mérida. Paleogeográficamente, éste arco forzó los surcos de Machiques, Táchira y Barquisimeto y consecuentemente a la sedimentación que los relleno desde el Mesozoico tardío al Cenozoico temprano. La naturaleza metamórfica de las rocas que componen este arco, así como también las relaciones estratigráficas superior e inferior con rocas sin metamorfismo permite proponer una relación de aloctonía en la base de dicha unidad, bien sea para las rocas del arco o para las rocas infrayacentes, (García Jarpa *et al.*, 1980).

Los datos aportados por líneas sísmicas y los pozos profundos del área del Lago de Maracaibo, así como en afloramientos de los alrededores, indican que el arco se mantuvo expuesto en dos periodos: El primero que comenzó en el Mesozoico tardío y se mantuvo hasta el Cretáceo temprano (Aptiense), cuando fue cubierto por los depósitos asociados con la transgresión Cretácica; y el segundo desde el Paleoceno temprano al Eoceno medio. La subsidencia diferencial de los depósitos sobre el Arco de Mérida, aumenta hacia los flancos del mismo. Estas evidencias permiten proyectar al Arco de Mérida como un alineamiento continuo desde el noroeste del lago hasta la Cuenca de Barinas, restringiendo de este modo el desplazamiento de la falla de Boconó a solo unas pocas decenas de kilómetros (20 a 30 km). Adicionalmente el arco sirvió como contrafuerte tectónico que impidió el avance del sistema de corrimientos de Lara, de vergencia sur-sureste en el Paleoceno al Eoceno temprano y obligó a los mismos a reorientarse paralelos al arco, dentro de un sistema regional con corrimientos básicamente de vergencia sur Lugo (1994).

2.3.- Cuencas Cretácicas en el Occidente de Venezuela.

En el Occidente de Venezuela, en particular pueden reconocerse tres subcuencas: (1) Lara-Trujillo, (2) Uribante (Surco del Uribante) y (3) Machiques (Surco de Machiques). Las dos primeras están separadas por un elemento subpositivo denominado Arco de Mérida de rumbo aproximado NW-SE García Jarpa et al., (1980 en Madrid, 2001). La subcuenca del Uribante se abre hacia el SW y se conecta ampliamente con el cretácico de la Cordillera de Colombia. La subcuenca de Machiques está localizada en el área actual de la Sierra de Perijá y se conecta hacia el oeste y sur con el cretácico de Colombia. La zona denominada plataforma de Maracaibo durante el Cretácico se comportó como una región poco subsidente en relación con cada una de las cuencas mencionadas. En ella confluyen la región oeste de la subcuenca Lara-Trujillo y al este de la subcuenca de Machiques (Fig. 8).

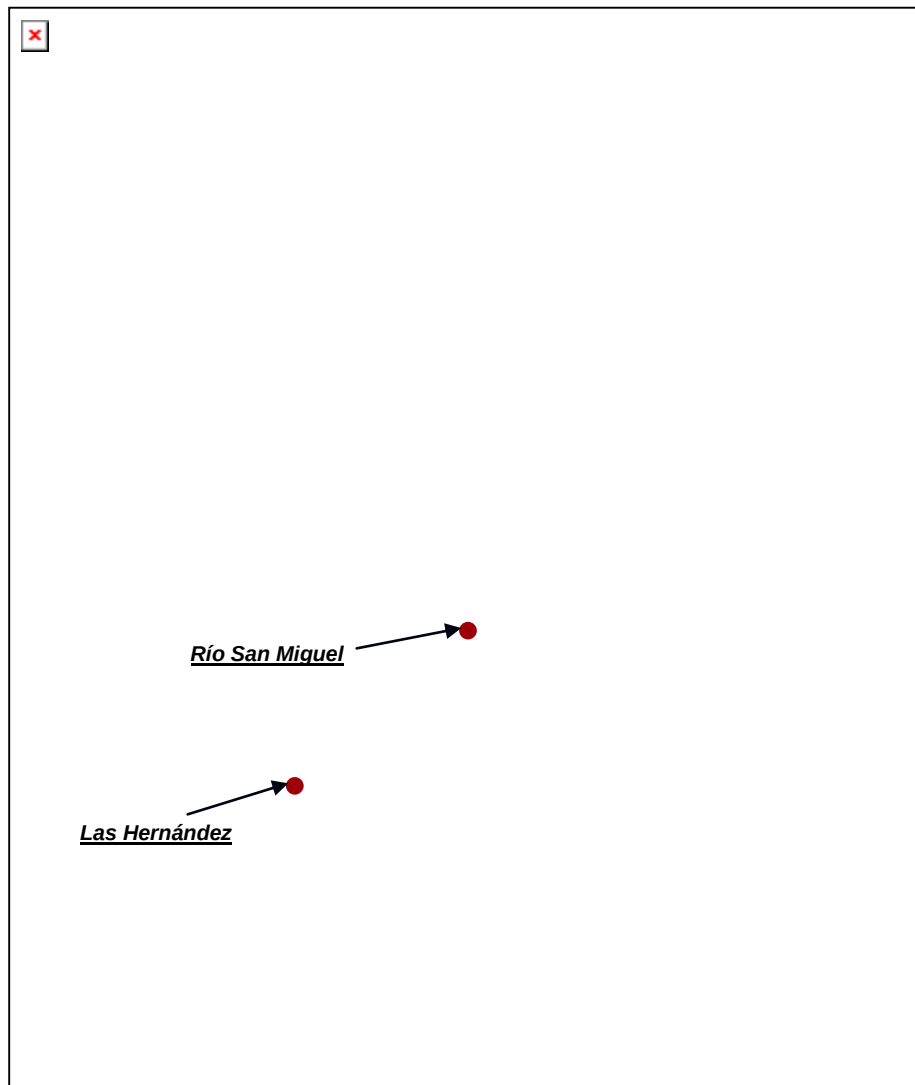


Fig. 8. Sudcuencas del Occidente de Venezuela. Ubicación de las secciones de estudio. Tomado de García Jarpa *et al.*, (1980).

Las secciones objeto de este estudio son parte de la subcuenca del Uribante (Surco del Uribante). Su estratigrafía se describe a continuación:

2.3.1.- Estratigrafía de la Subcuenca de Uribante.

El cuadro cronoestratigráfico del Occidente de Venezuela se muestra en la figura 9. Zapata (2003), menciona que tres provincias depositacionales se reconocen en la subcuenca de Uribante: 1) una zona costera compuesta por facies clásticas de la Formación Escandalosa. 2) Un cinturón plataformal compuesto por

intercalaciones de areniscas, lutitas y fosforitas de la Formación Navay. 3) Un cinturón pelágico que representa la brusca profundización, caracterizado por lutitas y calizas negras laminadas ricas en carbono orgánico, delgadamente interestratificadas con abundantes concreciones y chert depositadas en condiciones anóxicas, conocida como Formación La Luna.

La Formación Río Negro de edad Neocomiense-Barremiense, marca el inicio de la secuencia cretácica en ésta subcuenca y en la de Machiques. La sedimentación del Cretácico inferior en el Occidente de Venezuela durante Neocomiense - Barremiense, está representado por la Formación Río Negro, la cual yace discordante sobre formaciones más viejas de edad Precámbrica, Paleozoica y Jurásica, marcando el componente continental basal y el inicio de la secuencia de margen pasivo del Cretácico temprano, Parnaud *et al.*, (1995 en Zapata, 2003). La sedimentación durante este intervalo estuvo restringida a los mayores depocentros, y se encuentra compuesta por depósitos de clásticos gruesos de abanicos aluviales, canales entrelazados y marinos marginales. Los conglomerados de la Formación Río Negro casi siempre exhiben una estructura de cantos soportados por matriz, mostrando una secuencia gradada hacia el tope que se hace cada vez más fina y termina en unidades lutíticas laminadas. Estos sedimentos mantienen el mismo carácter litológico a lo largo del Occidente Venezolano y experimentan cambios de espesor, pudiendo presentar hasta cerca de 2000m en el estado Táchira y adelgazándose en dirección al Arco de Mérida. Durante éste intervalo de tiempo la subsidencia cambia de ser confinada y dirigida por tectónismo durante la parte inferior, a ser más amplia y motivada por termicidad Maceralli (1988). Esta formación yace discordante sobre formaciones más viejas de edad Precámbrica, Paleozoico y Jurásico (Madrid, 2001).

García Jarpa *et. al.*, (1980) mencionan que ésta secuencia se inicia con capas de arenisca de grano fino a grueso y conglomeráticos, en capas de hasta 1m de espesor, de color gris claro, con manchas rojizas debido a lixiviación de los sedimentos rojos de la Formación La Quinta, infrayacente. Sin embargo, al

progresar la trasgresión marina sobre áreas positivas se genera una secuencia delgada de clásticos las cuales representan las líneas de avance o tiempo de sucesivas formaciones transgresivas (clásticos basales).

Al quedar rellenos los surcos comienza a depositarse una secuencia carbonática representada por el Grupo Cogollo, correspondiente al Aptiense-Albiense. La inundación del margen continental resultó en una secuencia compuesta principalmente por clásticos marinos con extensas y bien desarrolladas plataformas carbonáticas. En el norte de la plataforma de Maracaibo se acumulan las calizas y lutitas de la parte inferior del Grupo Cogollo y la Formación Apón, caracterizada por calizas fosilíferas densas, gris claro a oscuro, intercaladas con lutitas arenosas y calcáreas, producto de sedimentación marina en plataforma somera de aguas cálidas con moderada circulación. Hacia el tope tiende gradualmente hacia menor profundidad y regionalmente muestra cambios laterales de facies y de espesor. (Panaud *et al.*, 1995).

En los inicios de Albiense se reanuda una circulación normal marina dando el paso a la depositación de las calizas plataformales del Miembro Piché (parte occidental de la cuenca); a diferencia del suroeste andino donde la erosión del borde septentrional, se presto como área fuente de sedimentos clásticos en dirección norte, produciéndose una intercalación de arenas y lutitas con calizas grises pertenecientes a la Formación Aguardiente.

Hacia el borde sureste de la subcuenca de Uribante se depositan únicamente clásticos basales debido a que durante gran parte del Cretácico Inferior, ésta zona cercana al Arco de Mérida y vinculada con el Escudo de Guayana, permaneció emergida y sólo fue invadida por el mar a partir de Albiense. Una vez rellenos los surcos de Uribante y Lara-Trujillo, la trasgresión cretácica se extendió sobre la plataforma de lo que es hoy la cuenca de Barinas, depositando una secuencia uniforme de areniscas y calizas glauconíticas referidas a la Formación Aguardiente. En esta cuenca, dicha formación llega a tener un espesor de 200m a

300m y consiste predominantemente de paquetes de arenisca, lutitas carbonosas, delgadas capas de carbón y en ocasiones calizas arenosas fosilíferas, reflejando un ambiente de sedimentación que varia de aguas de mar abierto con barras sumergidas en una plataforma somera o cordones litorales asociado a lagunas costeras pantanosas y emergentes. (García Jarpa *et al.*, 1980).

Para el Albiense medio se genera una deposición de areniscas glauconíticas y calizas coquinoides debido a la subsidencia relativa del surco de Machiques depositándose la Formación Lisure, donde el contenido de carbonatos se hace notable hacia el norte debido a la continua trasgresión hacia el sur. Finalizando el Albiense se tiene una capa delgada de calizas fosilíferas de la Formación Maraca, marcando el inicio de una extensa subsidencia regional que involucra cambios litológicos importantes. Estas calizas constituyen depósitos de ambientes nerítico-costeros, lo cual define para el Cenomaniense un contraste con las calizas negras y lutitas ricas en materia orgánica de la Formación La Luna.

En la subcuenca del Uribante se encuentra la Formación Capacho (Albiense-Turonense) suprayacente con la Formación Aguardiente, e infrayacente con la Formación La Luna. Renz (1959 en Madrid, 2001) reconoció y subdividió la Formación Capacho en tres miembros, que de más antiguo a más joven denominó, La Grita caracterizada por calizas, Seboruco que es esencialmente lutítico y Güayacán representado por calizas bioclásticas.

El contraste litológico evidenciado se debe a una rápida profundización del fondo marino definiendo la depositación de sedimentos pelágicos en un medio euxínico, representado por los depósitos de la Formación La Luna. (González de Juana *et al.*, 1985 en Madrid 2001). En la cuenca de Maracaibo estas condiciones fueron duraderas y en éste periodo se alcanza la trasgresión marina, evidenciadas en la Formación La Luna.

A partir del Cenomaniense superior y hasta el Campaniense inferior, a medida que el nivel del mar trasgredía inundando la plataforma, se da el final de la sedimentación de carbonatos de aguas someras y se inicia la depositación de rocas marinas que continua hasta finales del Cretácico. González de Juana *et al.*, (1980); Parnaud *et al.*, (1995) donde reconocen numerosas superficies de máxima inundación.

La trasgresión del Cenomaniense queda representada por la presencia y carácter regional de la Formación Capacho en la subcuenca de Uribante y en la plataforma de Maracaibo, donde tanto los carbonatos de plataforma interna y media de las formaciones Maraca y Lisure como las areniscas y lutitas de la Formación Aguardiente gradan hacia el sur a las calizas y lutitas de plataforma interna de la Formación Capacho, caracterizadas por facies alternantes de capas delgadas de lutita negra y caliza, con concreciones grandes, pequeñas y delgadas capas de ftanita. García Jarpa *et al.*, (1980) indica que la sedimentación de la Formación Escandalosa hacia el borde sureste de la subcuenca de Uribante, presenta un carácter más arenáceo. La litología está constituida predominantemente por bancos de areniscas cuarzosas macizas, algo calcáreas y en forma general glauconíticas, lo que marca la característica distintiva de la misma.

Durante el Campaniense–Maestrichtiense ocurre la regresión en la región noroccidental de Suramérica. En el noroeste de la plataforma de Maracaibo, bajo condiciones oxigenadas en un contexto hemipelágico se depositan las calizas bioturbadas del Miembro Socuy de la Formación La Luna, las cuales gradan al noreste a las lutitas silíceas de plataforma externa de la Formación Colón y al sur a las limolitas y areniscas de grano fino de la Formación Mito Juan. Particularmente importante durante este intervalo, es el levantamiento de la cordillera central Colombiana, la cual proveyó de una importante fuente de sedimentos, los cuales eventualmente rellenaron todo el espacio para acomodación en las cuencas de Maracaibo, Barinas y Apure. (Kellog, 1984; Macellari, 1988; Audemard, 1991; Parnaud *et al.*, 1995; Villamil y Pindell, 1998). El

cuadro cronoestratigráfico para el Cretácico en el Occidente de Venezuela se ilustra en la figura 9.

2.4.- Litología y Sedimentación de la Formación La Luna.

La Formación La Luna fue depositada para el momento que ocurría la máxima superficie de inundación en el continente Sudamericano, durante el sistema de alto nivel del Cretácico tardío (Hancock y Kaufman, 1979 en Lugo y Mann, 1995). La localidad tipo de esta formación esta ubicada a unos 200m al oeste de la hacienda La Luna, 16km al oeste de Villa del Rosario, distrito Machiques, estado Zulia, sierra de Perijá (Ministerio de Energía y Minas. 1997. Léxico Estratigráfico de Venezuela).

La Formación La Luna en el Occidente de Venezuela, litológicamente se caracteriza por presentar una intercalación de calizas negras o gris oscuro y lutitas calcáreas, de color negro. En estos litotipos se presentan capas de chert en espesores centimétricos, microlaminaciones de 0.5-2mm en espesor, son comunes en casi toda la sección y consiste en capas de color gris claro a blanco, con abundantes foraminíferos, alternando con capas de color oscuro compuesta de arcilla, materia orgánica y escasos foraminíferos. Horizontes silíceos y fosfáticos que caracterizan el tope de la unidad (Ftanita del Táchira y el Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna). La parte basal de las secciones presentan lutitas calcáreas dentro de las cuales están embebidas concreciones calcáreas de 0.03-1.50m de diámetro y finos niveles de Chert. En su parte media muestra delgadas capas de lutitas calcáreas, de color negro alternando con capas de caliza y ocasionalmente niveles de Chert y concreciones en la base (Zapata *et al.*, 2003).

En la figura 9 se presenta el cuadro cronoestratigráfico del Occidente de Venezuela. Donde se representan las relaciones litoestratigráficas dentro del Cretácico; estas relaciones se hacen más complejas hacia finales del Cretácico y Terciario, producto de las interacciones entre los diversos eventos tectónicos y sedimentarios del norte de Suramérica.

Para el Campaniense comienzan las evidencias del inicio de la regresión, dada gradualmente por la sedimentación del Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna y el Miembro Socuy de la Formación Colón.

La Formación Colón se considera como un conjunto de espesas lutitas que es seguido por la sedimentación de areniscas calcáreas de grano fino y limolitas de la Formación Mito Juan, en donde el contacto entre las dos es difícil de reconocer González de Juana *et. al.*, (1985 en Madrid, 2001). Esta sedimentación es notable para finales del Campaniense hasta el Maestrichtiense culminando así la sedimentación durante el Mesozoico. Rey (2004), establece que dicha formación es una unidad litológicamente característica, por lo cual la literatura se refiere a ella con uniformidad. Se presenta en toda la extensión de la cuenca de Maracaibo (estados Zulia, Falcón, Lara, Trujillo, Mérida, Táchira, Barinas, la península de la Guajira y Colombia).

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro; la ftanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80cm de diámetro son características típicas de la formación, que permiten reconocerla a nivel de afloramiento. Muchas de las concreciones contienen amonites y otros microfósiles en su interior. Las capas de calizas varían en espesor de 1 a 2cm hasta unos 50cm, con estratificación monótona (Rey, 2004).

En la región de Lara-Trujillo, la unidad ha sido subdividida en tres miembros denominados La Aguada (calizas densas gris oscuro con concreciones), Chejendé (lutitas y margas negras) y Timbetes (calizas estratificadas, muchas veces con concreciones), en orden ascendente. En Táchira, hacia el tope de la formación, se definió el Miembro Ftanita del Táchira caracterizado por ftanitas negras finamente laminadas. Lorente *et al.*, (1997 en Rey, 2004), propone incorporar en esta unidad al Miembro Tres Esquinas por lo transicional de su contacto. Este miembro esta representado por un nivel delgado fosfático-glaucónítico.

El espesor de la Formación La Luna en la cuenca del Lago de Maracaibo varía entre 100 y 300m, con tendencia a aumentar de sur a norte, (González de Juana *et al.*, 1980). La Formación La Luna, en la región del Lago de Maracaibo, suprayace concordantemente a la Formación Maraca, e infrayace, también concordantemente a la Formación Colón. Sin embargo, hacia el sur la unidad grada lateralmente a la Formación Capacho y su contacto inferior se define por la variación en sentido descendente a una alternancia de tipos variables de lutita y caliza. Se han reportado evidencias de hiatos tanto en el contacto con la Formación Maraca, como con el contacto con la Formación Colón, Lorente *et al.*, (1997 en Rey, 2004).

La Formación La Luna es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos de la cuenca de Maracaibo. El contenido de carbono orgánico en esta unidad varía entre 1.5 a 9.6%, con un promedio de 3.8%. El rango del COT original calculado varía desde 2.4% a 10.8% con un promedio de 5.6%. La materia orgánica es principalmente de origen marino. El índice de hidrogeno (IH) en muestras inmaduras muestra un valor máximo de 700 mgHC/gCOT (promedio de 650 mgHC/gCOT) y disminuye al incrementar la madurez termal. El promedio en muestras ubicadas al final de la ventana de petróleo es alrededor de 100 mgHC/gCOT, Talukdar y Marcano (1994 en Rey, 2004).

Escandón *et al.*, (1993) y Pratt *et al.*, (1993b) en Rey (2004) reconocen dos facies geoquímicas dependiendo del contenido de sulfuros. Las facies ricas en sulfuro incluyen las lutitas del Cenomaniense-Turonense, las cuales probablemente fueron las primeras en generar hidrocarburos en toda la columna de La Luna y correlacionan con la mayoría de los crudos.

La Formación La Luna se sedimentó en un ambiente pelágico en condiciones anaeróbicas a disaeróbicas hacia el tope (Galea-Alvarez, 1989; De Romero y Galea-Alvarez, 1995). La profundidad a la cual fue depositada esta unidad ha sido objeto de controversias. Boesi *et al.*, (1988) proponen un incremento en la profundidad durante la sedimentación de esta unidad subiendo en la sección, desde profundidades de 100m durante el Turonense, hasta profundidades cercanas a 1000m durante el Campanense. Galea-Alvarez (1989) también propone un incremento en la profundidad hacia el tope de La Luna, con una profundidad inicial estimada de 50m alcanzando profundidades máximas de 400 y 700m, acompañado de un aumento en el contenido en las aguas de fondo. Erlich *et al.*, (1999) indican que la disminución en el contenido de foraminíferos plancticos durante el Santonense al Campanense temprano puede atribuirse a una disminución en la paleobatimetría y a cambios ambientales, tales como cambios en la paleoproductividad y oxigenación de la columna de agua. Lugo y Mann (1995) asumen una profundidad mínima de 150m basado en el modelo de Byers (1977 en Lugo y Mann, 1995).

Erlich *et al.*, (1999), indican la importancia de factores oceanográficos y climáticos durante la sedimentación de esta formación, la presencia de barreras paleobatimétricas controlaron la circulación y ventilación en la cuenca, aunado a tasas elevadas de evaporación que condujeron a la formación de una columna estratificada por densidad.

La edad de la Formación La Luna utilizada en este trabajo será la determinada por Kertznus (2002) y Zapata *et al.*, (2003), la cual abarca desde el Coniaciense al Campaniense.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

Las lutitas negras de la Formación La Luna que se presentan en constante alternancia con calizas microcristalinas, ricas en materia orgánica, es la principal roca madre del occidente de Venezuela y probablemente una de la más productora a nivel mundial. Estos sedimentos están relacionados a una alta productividad orgánica. En las líneas siguientes se pretende mostrar la información tanto litológica como de bioestratigrafía (zonaciones) según Zapata *et al.*, (2002) Anexo 1 y Fig. 11.

LUTITAS.

Lutitas calcáreas, de color negro, laminadas, de carácter calcáreo, se presentan en capas que varían desde pocos centímetros hasta 5m. A ésta litología se le asocian las mayores concentraciones de Carbono Orgánico Total (COT), así como pirita framboidal y concreciones.

CALIZAS.

Calizas microcristalinas, de colores grises, marrones y negras, son de forma tabular y con contactos bien definidos, con espesores de varían desde pocos centímetros hasta 2m.

CAPAS DE FOSFATOS.

Las capas de fosfatos se distribuyen a lo largo de toda la secuencia estratigráfica. Bandas de concentración de restos de peces o aislados restos de ellos, fosfatizados y/o piritizados, conforman desde la base de la secuencia, delgados intervalos. Un enriquecimiento progresivo en el contenido de fósforo, asociado con alta productividad orgánica, determina que desde las partes medias de la secuencia se desarrollen progresivamente espesores de hasta 2m.

En las secciones objeto de este estudio, se presenta una espesa capa de fosfatos y glauconita de 2.5m que representa el tope de la Formación La luna (Mbr. Tres Esquinas) y a su vez un cambio en las condiciones de la cuenca.

CHERT.

Las capas de chert se observan asociadas a los intervalos más arcillosos. Son frecuentemente delgados intervalos laminados que en las adyacencias de las concreciones llegan a configurarse como capas. Hacia la parte media de la sección, delgados estratos de centímetros de espesor, se hacen más frecuentes. Estas capas son de colores oscuros, usualmente laminadas y de contactos definidos.

CONCRECIONES.

La sección estratigráfica, en su conjunto, evoluciona de base a tope, desde arcillas y lodos carbonáticos finamente laminados, ricos en materia orgánica, donde están embebidas grandes concreciones, hasta potentes capas de carbonatos fosfatizados y glauconitizados, pasando por una secuencia de intercalación enriquecida en fosfatos. La secuencia es de perfecta correspondencia inversa entre las concentraciones de carbonato calcio y el contenido de materia orgánica, así como también en el comportamiento de las asociaciones faunales. Con lo cual, se pone de manifiesto el cambio desde condiciones fuertemente anóxicas (base), que progresan a través de pulsos de anóxia–disóxia, hacia condiciones de moderada oxigenación.

La sedimentación de la Formación La Luna se desarrollo en una época de calentamiento global “Greenhouse” durante el Cretácico, caracterizado por equidad climática donde el nivel del mar se ubicó, según diversos autores, entre 200 y 300m por encima del nivel actual Zapata (2003). Barron (1985) y Larson (1991), relacionan la elevada temperatura del Cretácico tardío, con las fluctuaciones del nivel eustático del mar, la depositación de lutitas negras y la generación de hidrocarburos, con anomalías geológicas vinculadas a episodios de incremento en la producción de corteza oceánica, aporte de carbono y nutrientes.

3.1.- DISTRIBUCIÓN DE LOS LITOTIPOS EN LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA.

De base a tope, en la sección de San Miguel la unidad I (Figs. 10 y 11), presenta un total de 14m. y en Las Hernández aproximadamente 25m. de espesor. Según Zapata (2003), esta unidad se caracteriza por el predominio de lutitas negras calcáreas, compactas, finamente laminadas, con concreciones que varían de pocos centímetros hasta los 1.5m de diámetro y escasos niveles de chert muy delgados. Las lutitas poseen espesores que varían desde pocos centímetros hasta 10m aproximadamente, son de color fresco gris oscuro o negro y meteorizan a gris o blanco. Las capas de calizas son de pocos centímetros de espesor hasta un máximo de 2m y se ubican entre los gruesos espesores de lutitas, presentan un color fresco gris oscuro y meteorizan a gris.



Figura 10. Unidad Informal I, lutitas negras con concreciones. Tomado de (Zapata, 2003).

Suprayacentemente se observa en contacto transicional la unidad intermedia (II), en donde ambas secciones presentan un aproximado de 10m (Figs. 11 y 12). Según Zapata (2003) esta unidad representa una unidad de transición o mixta, en la cual se observan un conjunto de ciclos sucesivos constituidos por lutitas y calizas delgadas interestratificadas, que culminan en espesas capas de calizas de espesores máximos de 2m. En ocasiones se encuentran intercaladas capas delgadas de chert de color gris oscuro, así como concreciones en la base de la unidad.



Figura 12. Unidad Informal II, calizas y lutitas negras y masivas. Tomado de (Zapata, 2003).

Por otra parte, la unidad informal definida como III (Fig. 13), la cual se encuentra en contacto transicional con la unidad informal II, presenta en la sección San Miguel casi 6m de espesor y en la sección de Las Hernández aproximadamente 15m la cual se caracteriza por la presencia de calizas y lutitas negras y masivas, carentes de concreciones, intercaladas con capas de chert, Mbr. Ftanita del Táchira (Zapata, 2003).



Figura 13. Unidad Informal III, calizas y lutitas negras y masivas, carentes de concreciones, intercalada con capas de chert. Tomado de (Zapata, 2003).

En contacto transicional hacia el tope, se observa la unidad informal IV, que en ambas secciones tiene un espesor promedio de 6m (Figs. 11 y 14) y está determinado por un nivel glauconítico fosfático, Miembro Tres Esquinas (Zapata, 2003).



Figura 14. Unidad Informal IV, niveles glauconíticos. Tomado de (Zapata, 2003).

4. GEOQUÍMICA ORGÁNICA

La geoquímica orgánica ha sido aceptada en la actualidad como una de las herramientas más importantes a la hora de evaluar el potencial petrolero de una cuenca. Una de las técnicas de análisis más utilizadas y valiosas para la evaluación de rocas madres, es la pirólisis. Esta técnica se desarrolló a mediados de los años setenta como una confiable herramienta para la exploración petrolera, con la finalidad de estudiar muestras de rocas, bien sean generadoras ó reservorios de hidrocarburos.

4.1.- EVALUACIÓN DEL POTENCIAL PARA ROCA MADRE EN LA FORMACIÓN LA LUNA .

La lutitas negras de La Formación La Luna en las secciones San Miguel y Las Hernández representan una secuencia sedimentaria, constituida principalmente por lutitas negras, fétidas, depositadas en un ambiente marino, interestratificada con calizas biomicríticas microcristalinas. Toda la secuencia fue depositada bajo un ambiente mayormente anóxico. Por otro lado, la Formación La Luna es muy rica en Amonites y foraminíferos, también presenta concreciones de hasta un metro de diámetro y algunas capas de Chert.

4.1.1.- MÉTODO.

Para las 47 muestras de mano recolectadas en las dos secciones de superficie (22 muestras para Las Hernández y 25 en San Miguel) fueron analizadas por pirolisis Rock-Eval y porcentaje de COT, dichos análisis fueron realizados en los laboratorios de Pdvsa–Intevep.

4.1.2.- CUANTIFICACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.

La cantidad de material orgánico presente en rocas sedimentarias es frecuentemente medida como el contenido de Carbono Orgánico Total (COT). Este análisis se convierte en el primer y más importante análisis dentro de una evaluación de roca madre (Rondeel, 2001).

La cantidad de carbono orgánico total es variable y puede ser reducida por intemperismo, por tal motivo el muestreo fue realizado debajo del agua en la medida de lo posible o eliminando toda la corteza de limo o musgos y tomando la muestra lo mas profundo que permitía la dureza de la roca.

Rondeel (2001) establece que tomando en cuenta ciertos rangos de valores de COT se puede clasificar la materia orgánica y estimar su potencial generador. Las rocas que contienen entre 0.5% y 1.0% de COT. Estas tal vez no podrían funcionar como roca madre, sin embargo pudieran expulsar pequeñas cantidades de hidrocarburos. Las rocas que contienen entre 1% y 2% están asociadas a ambientes depositacionales intermedios entre óxicos y anóxicos, donde la preservación de la materia orgánica y la posterior madurez de esta, pudiera originar una efectiva roca madre. Valores mayores a 2% indican buenas condiciones anóxicas y altas probabilidades de tener una buena roca madre.

4.1.3.- EVALUACIÓN DE LA ROCA MADRE.

Al realizar la evaluación de una roca madre se toman en cuenta los siguientes factores, que de acuerdo a sus características determinarán el tipo de hidrocarburo que pueden generar.

- Cuantificación de la materia orgánica.
- Clasificación del querógeno.
- Determinar la madurez del material orgánico.

Para obtener información acerca de la cantidad, tipo y madurez de la materia orgánica en muestras de rocas sedimentarias, se utilizan entre otras, la técnicas de pirólisis Rock–Eval y la determinación del contenido de Carbono Orgánico Total (%COT). Para este trabajo se aplicaron las antes mencionadas.

4.1.4.- CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.

Consiste en determinar el tipo de querógeno, cantidad y madurez de la misma a partir de los datos emitidos por los análisis de Rock-Eval y %COT.

4.1.4.1.- TIPO DE MATERIA ORGÁNICA.

El tipo de materia orgánica, se determinó en este trabajo mediante el gráfico tipo van Krevelen modificado de Espitalié *et al.*, (1977). Utilizando los tipos de querógenos, la materia orgánica se puede clasificar según Nuccio y Condon (1996), de la siguiente manera:

Tipo I, es rico en hidrogeno, esta principalmente en rocas marinas y lacustrinas, y genera petróleo principalmente durante la catagénesis. Los valores de reflectancia de vitrinita para el inicio de la generación de petróleo de materia orgánica tipo I, varia dependiendo del modelo. Al Arouri *et al.*, (1998) utilizo $R_o=0.50\%$ ó un T_{MAX} de 430°C como el inicio de la ventana de generación de petróleo para querógeno tipo I.

Tipo II, se presenta principalmente en rocas marinas, pero también se puede presentar en rocas lacustrinas para generar petróleo y gas durante la catagénesis. Al Arouri *et al.*, (1998) condicionó que la generación de petróleo de querógeno tipo II comienza sobre un rango de reflectancia de vitrinita $0.45-0.50\%$ para querógenos altamente sulfurosos, generalmente de un 0.60% de R_o ó un T_{MAX} de 430°C .

Tipo III, humita y vitrinita o querógeno de tipo III, es rico en oxigeno y pobre en hidrogeno; se presenta principalmente en rocas de ambiente continental, marginal-lacustrino o marginal-marino y genera mayormente gas (metano) durante la catagénesis. Para querógenos tipo III, la reflectancia de vitrinita y la temperatura máxima (T_{MAX}) es el parámetro más ampliamente utilizado para cuantificar la madurez termal y definir las regiones de gas en querógenos de tipo III. Dos valores de reflectancia son utilizados en el umbral de regiones definidas de generación de gas para querógenos de tipo III y son 0.75% y 1.10% . Cuando R_o esta por encima de 0.75% representa la madurez requerida para el inicio de la generación de gas (Juntgen y Karweil, 1966; Juntgen y Klein, 1975 en Nuccio y Condon, 1996). El límite superior de madurez para la preservación de gas es desconocido, pero pudiese ser ubicado por encima de 3.5% ó 4% de R_o . También un T_{MAX} de 470°C . Al Arouri *et al.*, (1998).

Para determinar el tipo de querógeno en este trabajo, se construyó un diagrama tipo van Krevelen modificado de Espitalié *et al.*, (1977). En la figura 16 se ilustran los siguientes parámetros: índice de hidrogeno (IH) versus índice de oxígeno (IO).

Los tipos de querógenos que generan petróleo son aquellos querogénos de tipo I y tipo II; el tipo III genera gas. Según Rondeel (2001), los querógenos que conforman los de tipo I y II son: alginita, excinita, resinita, cutinita y querógenos amorfos que presenten fluorescencia.

Tabla 1. Datos Rock Eval, sección San Miguel. T_{MAX} es la temperatura a la cual los hidrocarburos son generados durante la pirolisis. S1 expresa los hidrocarburos volatilizables a 250°C por cinco minutos. S2 significa los hidrocarburos generados por pirolisis de la materia orgánica sólida, entre 250°C-550°C. S3 representa el CO₂ producido por pirolisis del querógeno entre 250°C-390°C. IH, índice de hidrogeno (S2/COT). IO, índice de oxígeno (S3/COT). IP, índice de producción (S1/S1+S2).

Muestra	Prof. (mts.)	COT	TMAX	S1	S2	S3	IH (mgHC/g COT)	IO (mgHC/g COT)	IP
		(%)	(°C)	(mg	(mg	(mg			
		+/- 3%	+/- 2°C	HC/g	HC/g	CO2/g			
				roca) +/- 3%	roca) +/- 3%	roca) +/- 3%			
CCG-221	25.8	1.35	445	0.88	2.26	0.51	167	38	0.28
CCG-219	24	0.8	443	0.34	1.54	0.37	193	46	0.18
CCG-217	23.4	1.6	446	0.66	4.3	0.35	269	22	0.13
CCG-215	22.5	1.75	446	0.80	3.97	0.34	227	19	0.17
CCG-211	21.8	2.33	446	0.95	5.48	0.37	235	16	0.15
CCG-209	20	3.72	447	0.75	8.04	0.46	216	12	0.09
CCG-207	19.3	1.12	451	0.52	1.93	0.24	172	21	0.21
CCG-205	18.5	3.32	446	1.00	7.8	0.42	235	13	0.11
CCG-203	17.5	2.51	445	0.96	5.8	0.36	231	14	0.14
CCG-201	16.5	2.53	448	0.79	4.5	0.55	178	22	0.15
CCG-199	16	1.33	456	0.46	1.94	0.30	146	23	0.19
CCG-197	15	0.83	450	0.32	1.31	0.32	158	39	0.20
CCG-195	14.3	3.88	449	1.19	8.62	0.43	222	11	0.12
CCG-193	13.5	3.68	449	1.26	7.06	0.39	192	11	0.15
CCG-191	12.8	1.25	448	0.50	2.39	0.28	191	22	0.17
CCG-189	10.5	2.29	449	0.89	3.7	0.38	162	17	0.19
CCG-187	9.8	2.85	447	1.13	5.65	0.30	198	11	0.17
CCG-185	9	2.85	450	0.60	4.36	0.75	153	26	0.12
CCG-183	8.1	4.64	445	0.30	5.9	1.94	127	42	0.05
CCG-181	7.5	0.52	446	0.22	0.69	0.35	133	67	0.24
CCG-179	6	2.71	449	1.04	4.94	0.50	182	18	0.17
CCG-177	5	0.61	444	0.36	0.8	0.42	131	69	0.31
CCG-175	3.5	4.86	449	1.29	7.78	1.33	160	27	0.14
CCG-173	1	3.96	451	1.71	8.24	0.59	208	15	0.17
CCG-173	0.5	5.82	448	2.46	12.61	0.73	217	13	0.16

Tabla 2. Datos Rock-Eval de la sección Las Hernández.

Muestra	Prof. (mts.)	COT (%) +/- 3%	TMAX (°C) +/- 2°C	S1 (mg HC/g roca)	S2 (mg HC/g roca)	S3 (mg CO2/g roca)	IH (mgHC/g COT)	IO (mgHC/g COT)	IP
---------	-----------------	----------------------	-------------------------	----------------------------	----------------------------	-----------------------------	-----------------------	-----------------------	----

				+/- 3%	+/- 3%	+/- 3%			
MLA-130	55	1.11	433	0.18	0.35	0.37	32	33	0.34
MLA-129	53	1.72	449	0.66	2.69	0.24	156	14	0.2
MLA-128	50.8	1.68	449	0.76	2.37	0.32	141	19	0.24
MLA-122	48.5	2.96	453	1.49	4.36	0.35	147	12	0.25
MLA-119	46	2.06	452	0.79	2.6	0.27	126	13	0.23
MLA-117	44	0.53	444	0.28	0.4	0.14	75	26	0.41
MLA-115	42.7	3.13	455	1.57	4.88	0.26	156	8	0.24
MLA-112	39.2	2.72	458	1.19	4.22	0.16	155	6	0.22
MLA-110	36	1.6	456	0.35	1.57	0.36	98	23	0.18
MLA-108	33	2.56	435	0.38	0.74	0.18	29	7	0.34
MLA-107	31.3	4.39	454	1.34	6.04	0.39	138	9	0.18
MLA-105	30	5.13	455	1.83	8.12	0.32	158	6	0.18
MLA-101	25	2.48	440	0.17	0.23	0.16	9	6	0.43
MLA-96	19.1	1.54	449	0.64	1.9	0.33	123	21	0.25
MLA-95	17.4	0.9	444	0.67	1.2	0.13	133	14	0.36
MLA-92	14.9	1.16	449	0.75	1.59	0.18	137	16	0.32
MLA-87	13.1	6.73	446	1.35	6.75	2.23	100	33	0.17
MLA-84	11.4	4.11	450	0.55	0.82	0.11	20	3	0.4
MLA-81	7.2	1.23	442	0.44	1.09	0.44	89	36	0.29
MLA-80	6	0.66	445	0.3	0.69	0.23	105	35	0.3
MLA-77	1	0.45	447	0.25	0.36	0.12	80	27	0.41
MLA-75	0.5	1.28	458	0.38	0.88	0.37	69	29	0.3

Nota: La líneas en amarillo corresponden a datos con errores de calibración

La figura 17 ilustra el diagrama tipo van Krevelen modificado de Espitalié *et al.*, (1977) con los resultados de las 47 muestras de mano colectadas en las diferentes secciones. El índice de hidrogeno (IH) fue calculado de la cantidad de hidrocarburos pirolisables (S2) basado en el contenido de COT y el índice de oxígeno fue determinado por la cantidad de dióxido de carbono (S3) basado en el contenido de COT. Estos índices fueron utilizados para estimar el tipo de querógeno, el potencial generador y la madurez termal de una roca madre.

En la sección de Las Hernández tenemos que la mayoría de las muestras presentan materia orgánica con querógeno de tipo II, con esporádicas muestras dentro del tipo III (Figs. 17 y 18), lo cual indica según Landrock U. y Stein R. (2004) que genera gas y petróleo, los bajos índices de hidrogeno (IH) presentes en esta sección se le pueden adjudicar a una materia orgánica mixta (marino-terrestre).

Los valores de COT mostrados en Las Hernández se deduce que en su totalidad la Formación La Luna fue depositada en un ambiente mayormente anóxico con algunos eventos óxicos, lo cual favorece enormemente a la preservación de la materia orgánica para posteriormente lograr ser una efectiva roca madre, con querógeno tipo II.

Para la sección San Miguel se evidencia un incremento en los valores de IH, por lo tanto se clasifica como materia orgánica con querógeno tipo II (Figs. 17 y 18), apuntando hacia la generación de gas y petróleo (Landrock y Stein, 2004). Analizando los valores de COT que arrojó el equipo cuantificador al igual que en la sección Las Hernández, la Formación La Luna en la sección de San Miguel, se depositó bajo condiciones predominantemente anóxicas, favoreciendo la preservación de la materia orgánica. La aparente mayor madurez de la Formación La Luna en la sección de Las Hernández se debe a la diferencia en las facies orgánicas con respecto a la sección San Miguel (Fig. 17).

4.2.- POTENCIAL GENERADOR Y TIPO DE MATERIA ORGÁNICA.

El potencial generador de la Formación La Luna en las secciones Las Hernández y San Miguel está presentado en las figuras. 15 y 16. Salta a la vista que dicha formación presenta un potencial moderado en ambas secciones.

Todos los hidrocarburos generados por la Formación La Luna en éstas secciones son asociados a materia orgánica de tipo II y tipo III (Figs. 17 y 18), la cual

consiste de microorganismos tales como zooplanton, phitoplanton y bacterias
Ryder R *et al.*, (1998).

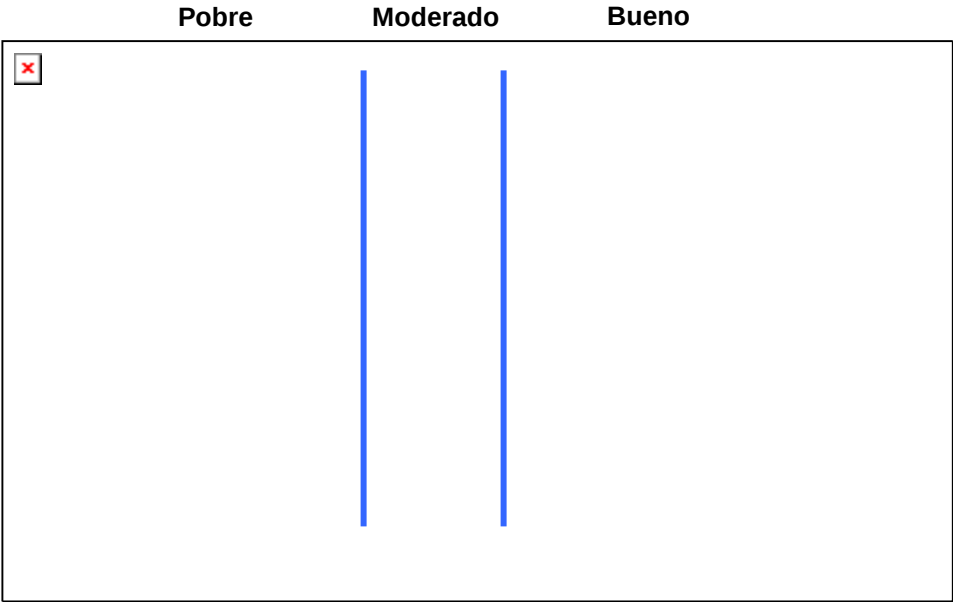


Figura 15. Cuadro comparativo del Potencial Generador de la Fm. La Luna, en las secciones de Las Hernández y San Miguel.
Basado en Ryder R. *et al.*, (1998).

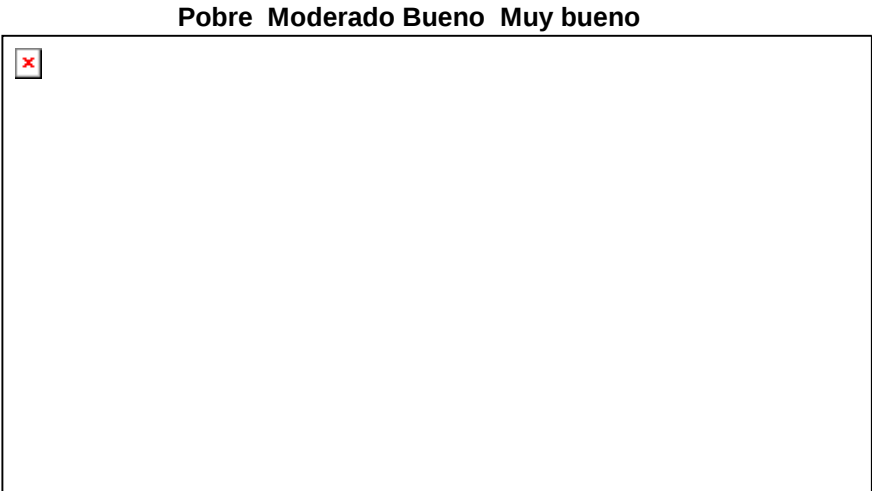


Figura 16. Potencial generador. Basado en (K.A.R. Ghori, 2002).

En la figura 16 se corrobora el potencial generador de la Formación La Luna, la cual se presenta de moderado a bueno en las dos secciones, con buena riqueza orgánica (tablas 1 y 2). En este grafico podemos ver con más detalle y certeza el potencial generador de la Formación La luna, debido a que esta relacionado con el contenido de carbono orgánico total (%COT)



Figura 17. Diagrama tipo van Krevelen, donde se determina una materia orgánica principalmente tipo II. Además, muestra la Formación La Luna más madura en Las Hernández. Basado en Espitalié *et al.*, (1977)

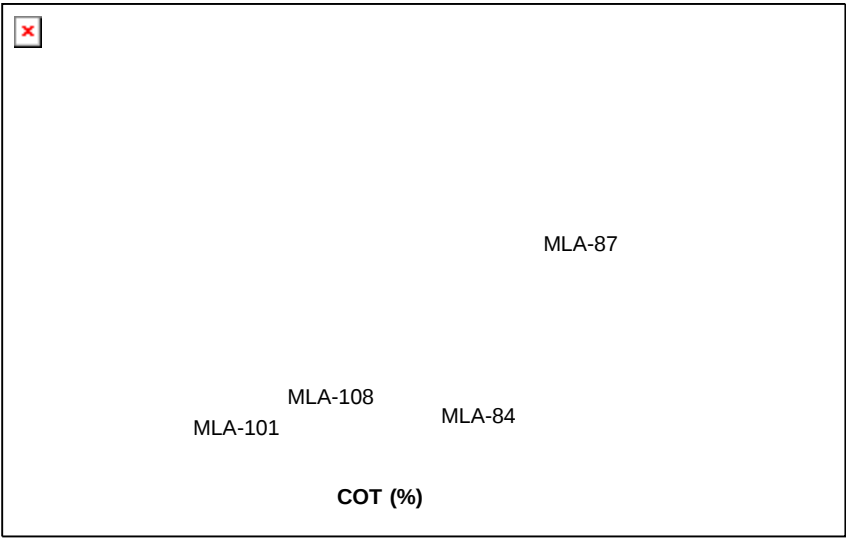


Figura 18. Diagrama alternativo, para la determinación del tipo de materia orgánica. Basado en Langford F y Blanc M. (1990 en Langrock U, 2003).

La figura 18 muestra una manera alternativa para la determinación de los tipos de querógenos, esta gráfica relaciona el contenido de carbono orgánico total (COT) con el contenido de hidrocarburos pirolisables (S2), obteniendo como resultado principalmente materia orgánica tipo II para las secciones de San Miguel y Las Hernández, lo cual esta en sintonía con el diagrama tipo van Krevelen.

4.3.- MADUREZ TERMAL.

La madurez termal de la materia orgánica fue determinada por la temperatura máxima (T_{MAX}) y los índices de producción (IP). Estos parámetros fueron derivados del análisis Rock-Eval; (Tablas 1 y 2). Según Tissot y Welte (1984 en Ryder R. *et al.*, 1998) estos autores establecen que la zona de generación de petróleo o ventana de petróleo está en los rangos de 435°C hasta 460 °C para el T_{MAX} . Para los índices de producción se establecieron entre 0.1 y 0.5.

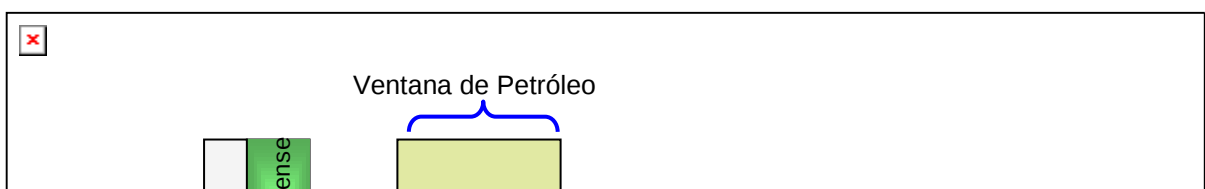


Figura 19. Madurez termal determinada por el T_{MAX} para Las Hernández.
Basado en Al Arouri *et al.*, (1998).

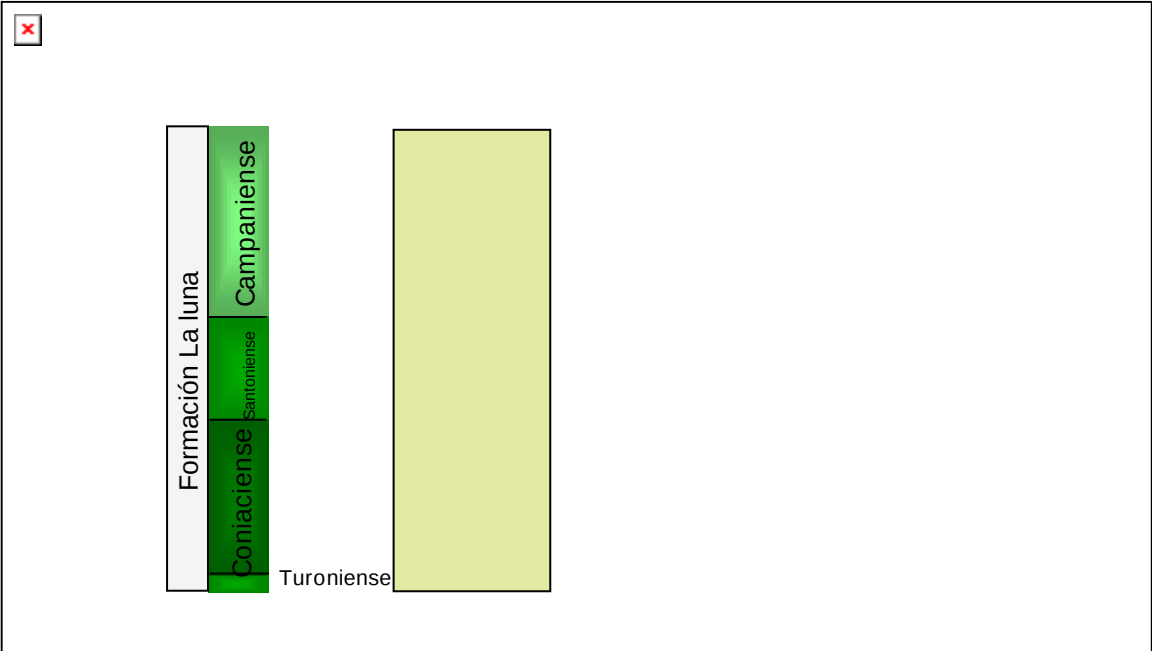


Figura 20. Madurez termal determinada por el T_{MAX} para San Miguel.
Basado en Al Arouri *et al.*, (1998).

Los valores de T_{MAX} e IP (Figs. 19, 20, 21 y 22) presentados en éste trabajo, indican que la Formación La Luna esta principalmente madura, tanto en la sección Las Hernández como en San Miguel con valores que varían T_{MAX} de 433°C hasta 458°C en cuanto al índice de producción (IP) de 0.17 hasta 0.36 y T_{MAX} de 445°C hasta 456°C e IP de 0.11 hasta 0.31 respectivamente.

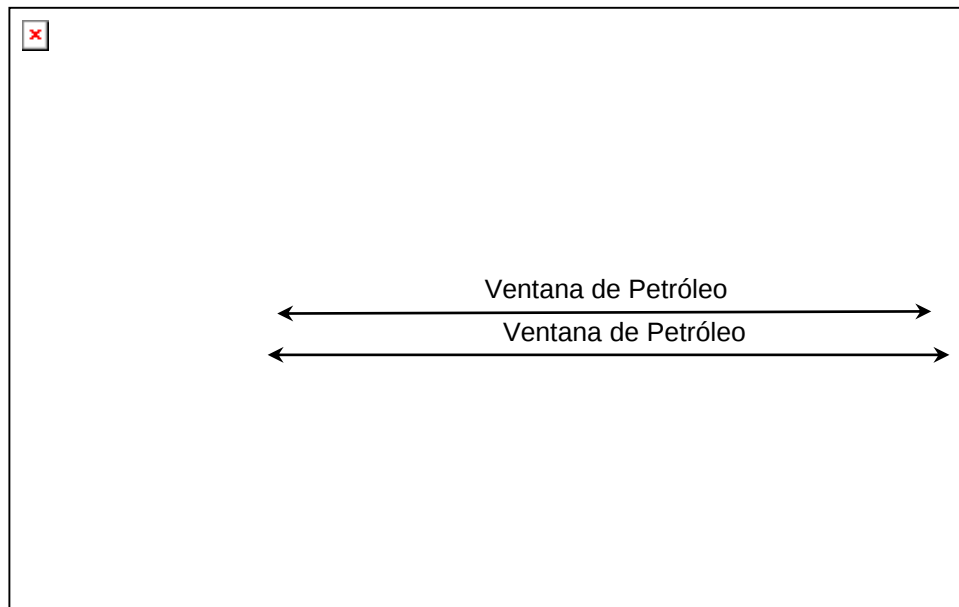
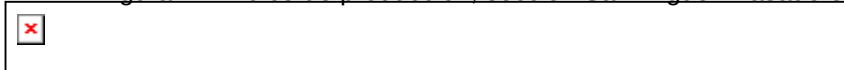


Figura 21. Índice de producción, sección San Miguel. Basado en Al Aroui *et al.*, (1998).



Esto esta en concordancia con el diagrama tipo van Krevelen modificado de Espitalié *et al.*, (1977) (Fig. 17), donde muestra muy claramente que la Formación La Luna en río San Miguel contiene querógeno de tipo II lo cual indica que entra en el rango de generar gas y petróleo. Así como desde el punto de vista termal, se encuentra madura. Por otro lado, la Formación La Luna en la sección de Las Hernández presenta materia orgánica tipo II (gas y petróleo).

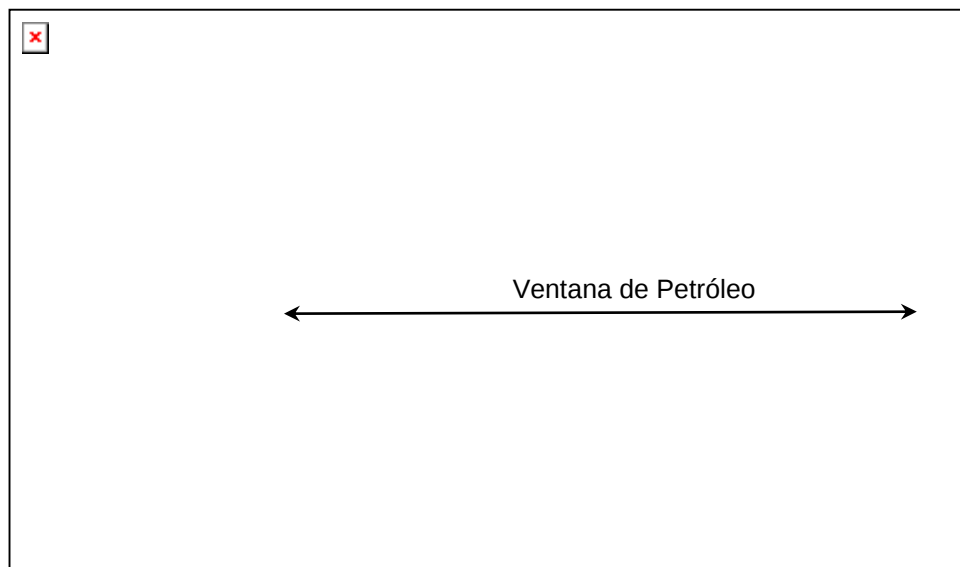


Figura 22. Índice de producción, sección Las Hernández.
Basado en Al Arouri *et al.*, (1998).

4.4.- DISCUSIÓN Y SÍNTESIS.

Zapata *et al.*, (2003) establecen que la Formación La Luna es ampliamente conocida por ser una excelente roca madre, compuesta principalmente por lutitas y calizas negras, fétidas, ricas en materia orgánica.

Estos análisis de geoquímica orgánica realizados en la Formación La Luna, en las secciones de Las Hernández y San Miguel ubicadas dentro de la subcuenca de Uribante muestran valores de COT en promedio de 2.5% entre un rango de 0.5 a 6.8% (Tablas 1 y 2). La materia orgánica principalmente es marina de tipo II.

Pobre roca madre ← → Excelente Roca Madre

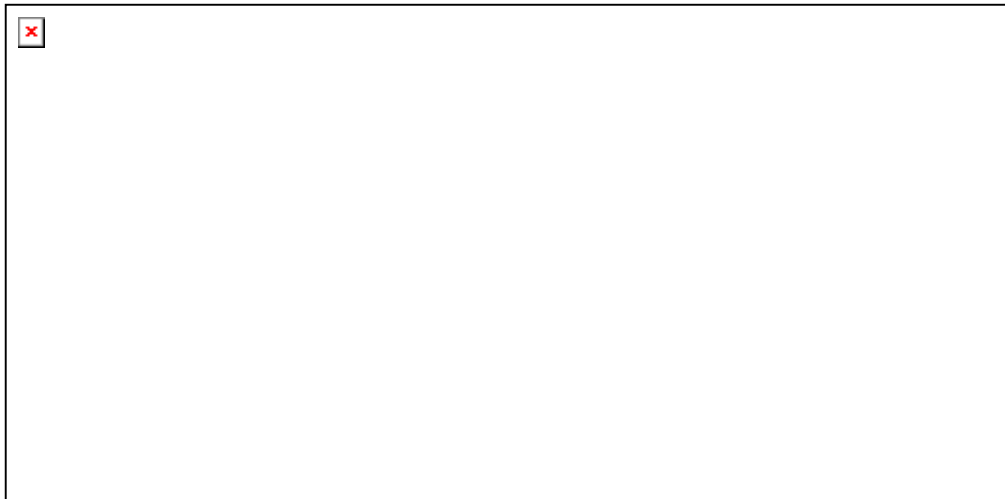


Figura 23. Comparación entre índice de hidrogeno y %COT para las dos secciones. Basado en Yurewicz *et. al* (1998).

Observando la figura 23 podemos comparar los índices de hidrogeno (IH) con el contenido de %COT en ambas secciones, llegando a la conclusión de que la Formación La Luna en ambas secciones, es una excelente roca madre generadora de hidrocarburos; sin embargo en la sección Las Hernández se observan índices de hidrógenos diferentes a la sección de río San Miguel, lo cual nos lleva a pensar que las condiciones de anóxia en las aguas cretácicas en ambas secciones fueron diferentes debido a condiciones paleogeográficas.

4.5.- TENDENCIAS DE MADUREZ TERMAL.

Las tendencias de madurez termal en la Formación La Luna se evidencia muy claramente en los índices de producción (Figs. 21 y 22). Una variación entre las dos secciones, presentándose una tendencia positiva, en lo que se refiere al funcionamiento del sistema petrolífero, en la sección de Las Hernández; en esta sección se presentan valores de 0.27 para el Campaniense-Santoniense y de 0.31 para el Coniaciense. Para la sección San Miguel los índices de producción son en promedio de 0.17, incluyendo los valores termales para el Turoniense.

La Formación La Luna, muestra una tendencia general al incremento en la madurez termal desde noreste hacia el suroeste en la subcuenca de Uribante (tomando en cuenta los parámetros como el T_{MAX} , IP) dicha tendencia se le puede atribuir a la mayor subsidencia presentada hacia el suroeste en dicha subcuenca, tabla 4. Por ende se presentan valores atractivos para la exploración petrolera,

adicionalmente la madurez termal alcanzada en esta sección, puede estar asociada a las grandes profundidades de soterramiento durante el terciario.

En el área de estudio se pueden presentar zonas con alta madurez termal que a su vez no están asociadas con los valores de índice de producción, como es el caso de la sección San Miguel; en esta sección tenemos valores de T_{MAX} muy buenos donde se logra ubicar a la Formación La Luna dentro de ventana de petróleo, pero los índices de producción están muy cercanos al $IP < 0.10$ teniendo como promedio un 0.17. Como se menciono anteriormente el mínimo valor a considerar para la generación de petróleo es 0.10; aunque puede tener suficiente madurez para producir poca cantidad de petróleo. Índices de producción entre 0.10 y 0.50 representan los niveles de madurez termal suficientes para una significativa generación de petróleo. Las figuras 21 y 22 aseveran que la Formación La Luna esta dentro de éstos niveles, salvo algunos pocos valores, como se menciono anteriormente.

5. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

5.1.- MODELOS DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL PARA PLATAFORMAS CARBONÁTICAS.

La estratigrafía y los patrones estratigráficos en el registro sedimentario son el resultado de la interacción de la tectónica, eustacia y el clima. Estos controlan la cantidad de espacio disponible para la acumulación de sedimentos (acomodación) y así mismo, controlan el suministro de sedimentos en la cuenca y como son llenados estos espacios.

Una plataforma carbonática puede ser iniciada de diversas maneras. Ellas pueden iniciarse durante una transgresión sobre un sustrato no carbonático, particularmente sobre un alto estructural. También pueden iniciarse sobre una rampa. Uno de los factores que diferencia a los sistemas siliciclásticos de los carbonáticos durante las transgresiones, es la habilidad que tienen los carbonatos para progradar durante una subida rápida del nivel del mar. Esta acción es común en plataformas carbonáticas, (Pomar 1991 en Emery y Myers, 1996). Sin embargo, si la transgresión fue ininterrumpida y los carbonatos no dejaron de producir o crecer, la plataforma se mantendrá construyéndose e incluso manteniendo el ángulo.

Durante el sistema de alto nivel ó highstand (HST) la plataforma pudiera estar cubierta por una sobre producción de carbonatos que puede alcanzar en algunos casos el talud e incluso hasta la cuenca. En la etapa temprana de un highstand (HST), los “topsets” pueden continuar hasta acumularse como facies de laguna hasta inter y supra-tidal. Sin embargo durante un highstand tardío, los “topsets” pueden estar pobremente desarrollados, particularmente en datos de exploración sísmica. Esto también puede ayudar a identificar una superficie de máxima inundación (MFS) en las facies de plataforma interior, debido a la carencia de un “backstepping” en el infrayacente sistema transgresivo (TST). Sin embargo, cuando ocurre la gradación del sistema transgresivo, y posteriormente el sistema regresivo o de “highstand”, puede ser posible identificar la superficie de “downlap” y por lo tanto la superficie de máxima inundación.

5.2.- NIVEL BASE.

El nivel base y el espacio de acomodación para depositar los sedimentos, están estrechamente relacionados. El nivel base varia de acuerdo al marco depositacional (Fig. 24). En ambientes aluviales el nivel base es controlado por el perfil de los ríos, el cual siempre estará vinculado al nivel de los mares o lagos (Mackin 1948 en Emery y Myers, 1996).

Cuando el nivel del mar cae bruscamente y deja expuesta la plataforma, se depositan una serie de litologías, facies y geometrías. Teniendo como mayor presencia litológica, los clásticos introducidos por los ríos; en el caso particular de la subcuenca del Uribante, para el Cretácico medio a tardío, no existió una caída del nivel del mar significativa, durante la depositación de la Formación La Luna, por lo tanto no veremos esos cambios dramáticos, tanto en litología como en facies.

Durante una caída rápida del nivel del mar, por debajo del quiebre de plataforma, queda expuesta la misma, originando así un límite de secuencia (SB) de tipo 1; donde una serie de arenas se pueden interdigitizar con carbonatos de talud. Debido a este proceso, tomara lugar la formación de “Karst” sobre la plataforma expuesta en climas húmedos y también tendrá un alto significado en la modificación del proceso de porosidades en la roca.

Límite de secuencia tipo 2 y los sistemas encadenados asociados al margen de la plataforma, también pueden desarrollarse sobre sistemas plataformales “rítmicos”. Este límite de secuencia se desarrolla en conjunto con el sistema de cuña sobre una plataforma “rítmica”. Esto ocurre cuando el nivel del mar no cae significativamente por debajo de los márgenes que estaban previamente sedimentados, y el tope de la plataforma no es expuesto en su totalidad. Con un nuevo aumento del nivel del mar, la cuña de margen de plataforma se expande hacia el continente y a su vez hacia la cuenca, pero hay que hacer notar que esto solo puede ocurrir si existe una gran subsidencia hacia la cuenca, cuando esto ocurre, se genera un plano inclinado que puede ser solapado por nuevas transgresiones.

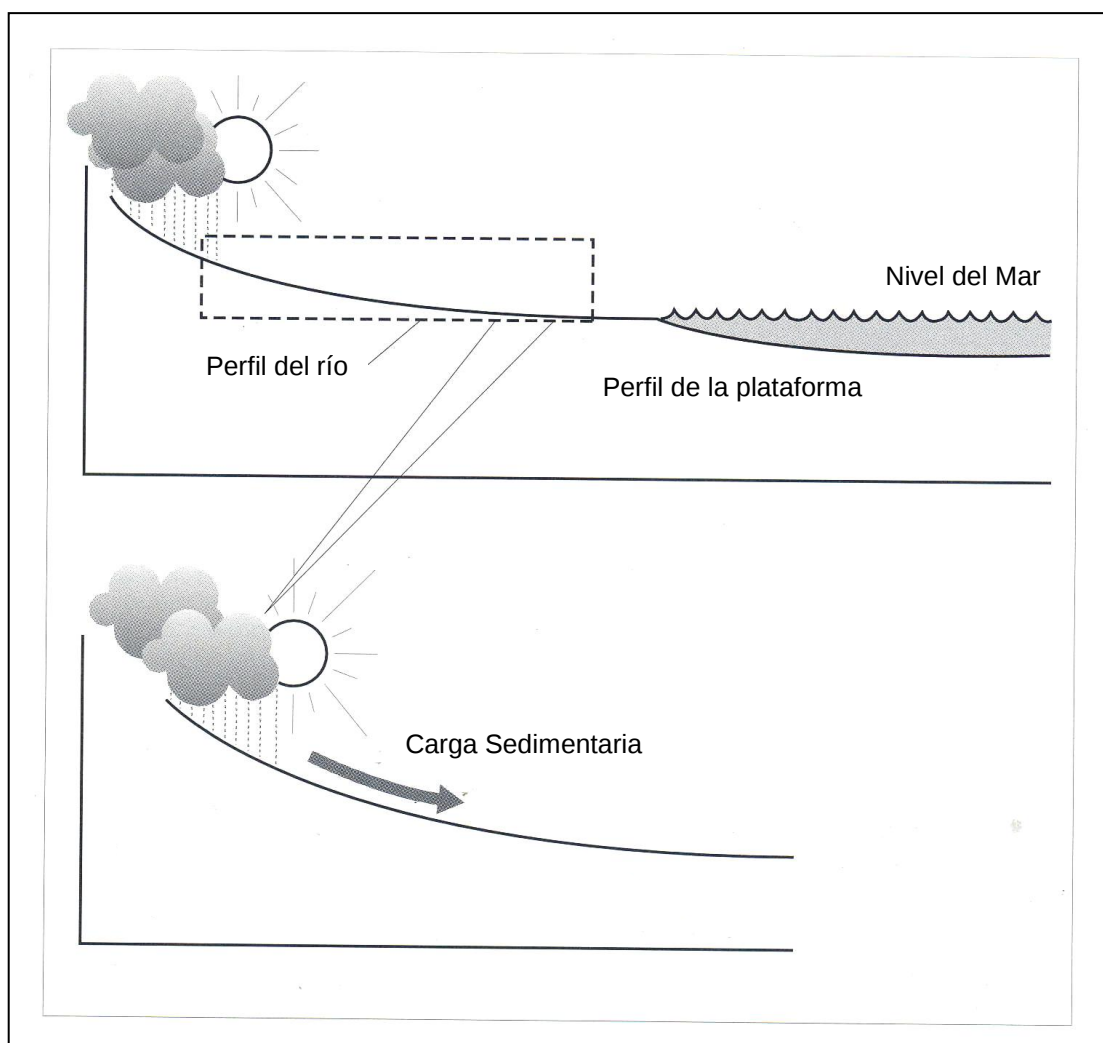


Figura 24. Nivel base de los ríos. Tomado de Emery y Myers (1996).

5.3.- DEFINICIÓN DE LOS SISTEMAS ENCADENADOS.

Los sistemas encadenados son reconocidos y definidos por la naturaleza de sus límites y por su geometría interna. Dentro de cualquier ciclo relacionado a un cambio del nivel del mar, tres principales sistemas encadenados son los que caracterizan las diferentes partes que son depositadas cuando ocurre un cambio relativo en el nivel del mar.

Un sistema encadenado es por lo tanto, una unidad depositacional tridimensional y sus límites están definidos por “onlap”, “downlap”, “toplap” etc.

5.3.1.- SISTEMA ENCADENADO DE BAJO NIVEL O “LOWSTAND SYSTEM TRACT” (LST).

Se define como el sistema que se deposita inmediatamente por encima de un límite de secuencia tipo 1 debido a una caída del nivel del mar, por debajo del quiebre de la plataforma y un lento aumento del nivel eustático.

Esta caída del nivel del mar, tendrá un efecto en los sistemas de drenaje superficiales. Antes de la caída del nivel del mar los ríos pudieran mantener más o menos un perfil donde mantendrían su zona de erosión superior y su zona de deposición inferior (llanura aluvial y llanura costera). Cuando ocurre la caída relativa del nivel del mar por debajo del quiebre de plataforma, el perfil de los ríos debe ajustarse al nuevo nivel base. Los ríos crean valles incisos en la plataforma expuesta y erosionan las secuencias previamente depositadas. Estos sedimentos re TRABAJADOS son enviados directamente como carga sedimentaria, sobre el talud del clinofórmio del sistema de alto nivel previamente depositado (Fig. 25). Este proceso continuara dominando el registro sedimentario mientras siga ocurriendo las caídas relativas del nivel del mar por debajo del quiebre plataformal.

5.3.2.- SISTEMA ENCADENADO TRANSGRESIVO Ó “TRANSGRESIVE SYSTEM TRACTS” (TST).

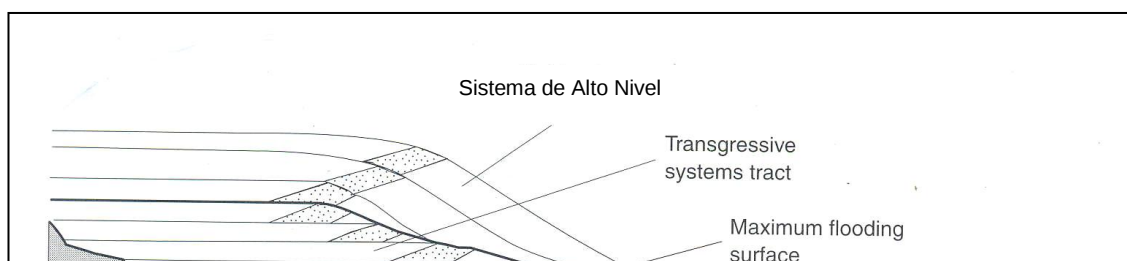
Es importante mencionar que los sistemas transgresivos (Fig. 25) son los más importantes para el desarrollo de rocas madres con materia orgánica de origen marino. Sin embargo no todos los sistemas transgresivos resultan en la depositación de una efectiva roca madre generadora de hidrocarburos.

El sistema transgresivo se caracteriza por abarcar las partes más dístales de la cuenca durante la subida del nivel del mar. Alcanzando su máxima posición cuando se depositan y desarrollan bajo extremadas bajas tasas de sedimentación las facies condensadas tales como: lutitas glauconíticas y ricas en materia orgánica, fosfatos y carbonatos pelágicos.

La máxima tasa de aumento del nivel relativo del mar ocurre algunas veces dentro del sistema transgresivo y el final de este sistema encadenado ocurre

cuando la tasa volumétrica de acomodación de los “topsets”, decrece hasta el punto donde solo se igualan el aporte de sedimentos y las progradaciones hacia el mar comienzan nuevamente. A este punto se le llama Superficie de Máxima Inundación ó MFS. Incrementando de esta forma la distancia de la nueva línea de costa resultando en un reducido aporte de material clástico y un reducido aporte de materia orgánica terrestre, dentro de ambientes pobremente oxigenados. Dentro de estos ambientes una característica muy común es la depositación de lutitas negras.

Aguas poco profundas sobre la plataforma resultan en aguas con mucho flujo de materia orgánica y por lo tanto requieren de una alta demanda de oxígeno en el fondo de las aguas. En la superficie de la capa de mezcla por encima de la línea de base de olas, tormentas y corrientes tidales pueden mezclar efectivamente las aguas y lograr unas condiciones de reoxigenación en el fondo de las aguas. El desarrollo de una columna de aguas estratificadas y restricciones fisiogeográficas pueden incrementar las oportunidades para tener ambientes anóxicos y así desarrollar buenas condiciones para preservación de la materia orgánica durante una transgresión.



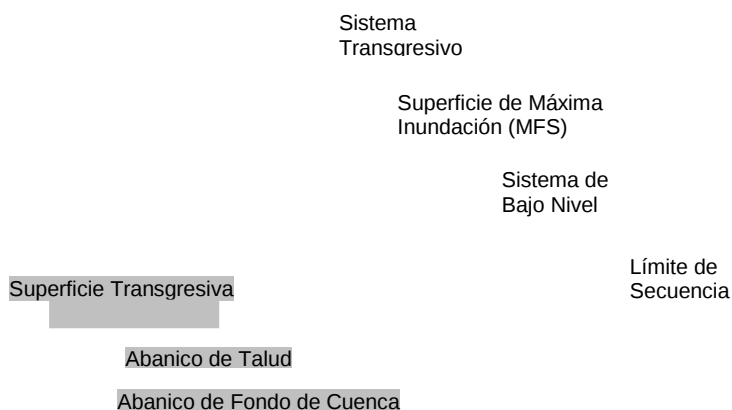
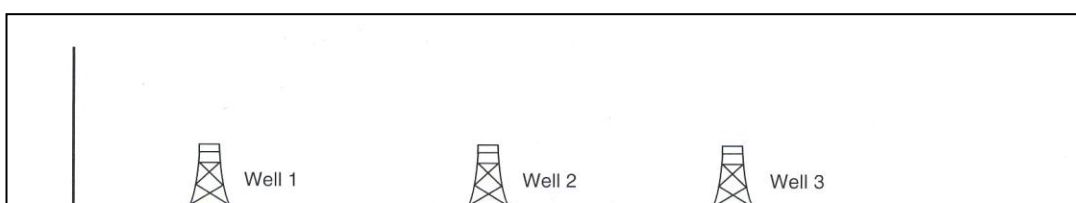


Figura 25 Típica arquitectura en sistemas secuenciales, depositados en márgenes pasivos. Emery y Myers (1996).

5.3.3.- SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN “MAXIMUN FLOODING SURFACE” (MFS).

La superficie de máxima inundación (MFS) es reconocida como el límite entre una unidad transgresiva ó por el conjunto de parasecuencias retrogradacionales y su consecuente unidad regresiva suprayacente, esto puede observarse tanto en afloramientos, líneas sísmicas y registros eléctricos.

El carácter distintivo de una superficie de máxima inundación y su amplio desarrollo dentro de la cuenca queda marcado por la deposición de una sección condensada, la cual puede ser de diferentes facies o litofacies, tales como, lutitas glauconíticas de alta radioactividad y baja velocidad sísmica y ricas en materia orgánica, fosfatos y carbonatos pelágicos (Fig. 26). Loutit *et al.*, (1988 en Emery y Myers, 1996).



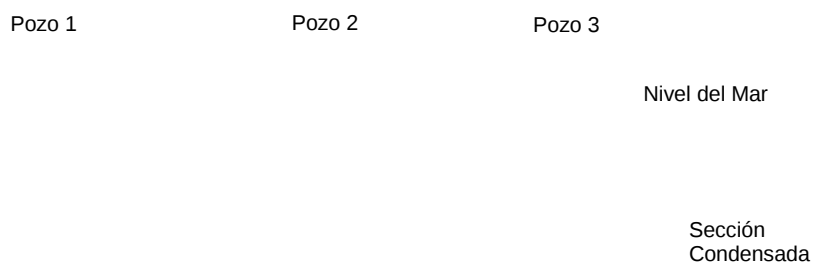


Figura 26 Máxima superficie de inundación. Tomado de Emery y Myers (1996).

5.3.4.- SISTEMA ENCADENADO DE ALTO NIVEL Ó “HIGSTAND SYSTEM TRACT” (HST).

Los sistemas encadenados de alto nivel (Fig. 25) son los más jóvenes, el cual puede formarse dentro de un límite de secuencia tipo 1 o tipo 2. Este representa el sistema de clinofórmos progradacionales depositados después de la máxima transgresión y antes del límite de secuencia. Este ocurre cuando la tasa de creación de espacio es menor que la tasa de aporte sedimentario. Este sistema encadenado se caracteriza por presentar una desacelerada tasa del aumento relativo del nivel del mar durante el tiempo geológico, resultando en una arquitectura agradacional y progradacional hacia el final del sistema.

Altas tasas de sedimentación y ambientes oxigenados son comunes sobre taludes activamente progradantes, donde se diluyen los contenidos de carbón orgánico. Los lodos calcáreos de talud son usualmente las mejores fuentes para generar gas. Sin embargo, cuando el carbón se esta acumulado en pantanos que se ubican sobre una llanura costera agradante, altas tasas de materia orgánica de origen terrestre pueden ser introducidas por medio de bahías interdistributarias.

Cuando los cañones submarinos controlan los sedimentos aportados desde una llanura costera, la materia orgánica terrestre pudiera ser transportada rápidamente a las áreas de aguas profundas por cambios en las densidades de las aguas.

5.4.- CICLICIDAD Y CORRELACIÓN GLOBAL.

Una secuencia deposicional representa un ciclo completo el cual está delimitado en su tope y en su base por límites de secuencia que a su vez pueden ser discordancias de origen erosivo. La secuencia tiene un máximo de duración, el cual es medido entre las conformidades correlativas y los límites discordantes. La duración de la secuencia pudiera ser determinada por los eventos controladores como son los de creación y destrucción de espacio accesible para depositar una secuencia. Los ciclos tectónicos de subsidencia y levantamientos y a su vez los ciclos eustáticos durante subidas y caídas del nivel del mar pueden operar durante diferentes periodos de tiempo y esto se puede utilizar para determinar y clasificar la secuencia depositacional dentro de los marcos de orden y tiempo geológico. Comúnmente llamados de primer, segundo, tercer y cuarto orden. El relleno de una cuenca puede ser dividido y jerarquizado dentro de secuencias, donde cada una es el producto de un particular ciclo tectónico y eustático.

Según Duval *et al.*, (1992 en Emery y Myers, 1996) pudo observar cuatro ordenes para los ciclos estratigráficos los cuales son definidos por la escala más larga de tiempo (>50 millones de años) estos ciclos se caracterizan por la creación de “onlaps” y “offlaps” sedimentarios en los supercontinentes. De acuerdo con la curva de nivel del mar de Haq *et al.*, (1998) existen solo dos de estos ciclos y ocurrieron durante el Phanerozoico.

Los ciclos de primer orden que invadieron los continentes fueron controlados por tectónica y eustásia, por ejemplo el cambio de los volúmenes de los

océanos están relacionados a los ciclos de tectónica de placas Pitman (1978 en Emery y Myers, 1996).

Segundo orden, (3-50 millones de años) se desarrollan dentro de bloques de secuencias de primer orden y representan estados particulares en la evolución de una cuenca. Ellos pueden ser producidos por cambios en la tasa de subsidencia tectónica o por la tasa de levantamiento en el área fuente.

Tercer orden, (0.5-3 millones de años) los ciclos enmarcados en este orden, son los que dieron pie a la creación de la Estratigrafía Secuencial, debido a que ellos ofrecen una buena resolución tanto en registros eléctricos de pozos como en líneas sísmicas. Estos son identificados por el reconocimiento de ciclos individuales tanto de creación de espacio como de destrucción de los mismo.

Cuarto Orden (0.1-0.5 millones de años) Parasecuencias, estos ciclos representan ciclos individuales que son limitados por superficies de abrupta profundización. Estos ciclos pueden ser relacionados en parte con procesos autocíclicos dentro del sistema sedimentario.

5.5.- FACIES ORGÁNICAS.

Se define facies orgánicas como una subdivisión mapeable, designada a una unidad estratigráfica, distinguiéndose desde subdivisiones adyacentes sobre bases de constituyentes orgánicos, excluyendo aspectos inorgánicos de sedimentación, (Jones, 1987).

Tabla 3. Clasificación de las facies orgánicas. Modificado de Jones (1987) en Mann y Stein (1997).

Facies Orgánicas	C	BC	B
TOC (WT. %)	0.7-8.8	2.5-10.9	2.9-10.6
IH (mg HC/g COT)	43-278	211-446	338-911 (Prom. 485)
T _{MAX} (°C)	Prom. 433	Prom. 424	Prom. 418
Preservación	Buena	Buena	Buena
Carácter orgánico	Marino-Terrigeno	Marino-Terrigeno	Marino-Terrigeno

Jones (1987), distinguió siete tipos de facies orgánicas solamente tomando en cuenta el tipo dominante de materia orgánica, la relación atómica H/C para una reflectancia de vitrinita $R_o \pm 0.5\%$ y valores de IH y T_{MAX} obtenidos de pirolisis Rock-Eval.

Con la finalidad de realizar la clasificación de los depósitos de la Formación La Luna dentro de un marco orgánico, se aplicó la tabla propuesta por Mann y Stein (1997) (Tabla 3), modificada de (Jones, 1987), aunado a una detallada evaluación petrográfica y de microscopía electrónica.

La Formación La Luna por ser una secuencia de origen marino, no se tomará en consideración en su totalidad la tabla propuesta por Mann y Stein (1997) modificada de (Jones, 1987), tabla 3 en este trabajo, debido a que los resultados petrográficos y los modelos de facies sedimentológicas, realizados por (Zapata, 2003) y (Madrid, 2002) evidencian que no existe posibilidad alguna de acumulación de materia orgánica de origen terrestre, adicionalmente la Formación La Luna fue depositada en su totalidad bajo ambientes reductores. Debido a lo anteriormente expuesto, se realizaron algunas adaptaciones a la tabla, estas serán aplicadas únicamente en las facies de tipo C y BC que es donde encajan las secciones objeto de estudio; por lo tanto la

materia orgánica puede ser considerada de origen marino y no de tipo marino-

terrágeno, como es el caso de la secuencia estudiadas por Mann y Stein (1997) en el Albiense-Turonense Colombiano.

Las evidencias de que la materia orgánica es de origen marino y presenta una buena preservación, se evidencian en los resultados y comparaciones realizados en el capítulo de geoquímica (op. cit. Capítulo Geoquímica), específicamente en la sección Las Hernández, donde los índices de producción se ubican dentro del rango de ventana de petróleo; en la otra mano tenemos que las figuras 17 y 18, establecen que el querógeno que conforma la materia orgánica en la Formación La Luna, principalmente es de tipo II y por ende de origen marino. En base a lo anteriormente dicho y tomando en cuenta los valores de COT, T_{MAX} e IH, permite clasificar a la Formación La Luna en las secciones de Las Hernández y San Miguel dentro de las facies orgánicas C y C-BC respectivamente.

5.6.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y SU RELACIÓN CON LOS TIPOS DE FACIES ORGÁNICAS.

Debido a las fluctuaciones del nivel del mar se lograron definir 7 secuencias estratigráficas de tercer orden en la sección de Las Hernández (Fig. 29) y en la sección San Miguel (Fig. 30). Estas secuencias fueron definidas tomando en consideración los patrones geoquímicos, bioestratigráficos y litológicos en cada una de las dos secciones.

La materia orgánica además de ser un buen marcador para evaluar rocas madres y su potencial generador, también nos proyecta hacia el campo de la estratigrafía secuencial, donde la cantidad, conservación y tipo de materia orgánica está relacionada directamente con los niveles eustáticos. Cada una de las secuencias interpretadas en las dos secciones, esta relacionada con ascensos relativos del nivel del mar, lo que se traduce en términos de estratigrafía secuencial a sistemas transgresivos y regresivos. Esto a su vez determina la arquitectura estratigráfica de toda la secuencia en estudio. Utilizando la información derivada de la influencia eustática y cambios relativos del nivel del mar, podemos deducir las características presentes en las facies orgánicas.

Como se menciono anteriormente, la Formación La Luna, en la sección de Las Hernández esta caracterizada en su totalidad por facies orgánicas tipo C. Según Mann y Stein (1997), esta clasificación es común para depósitos con materia orgánica de origen mixto, pero tomando en consideración que la subcuenca de Uribante sufrió una mayor subsidencia hacia el suroeste, (Tabla 5) evidenciada en la disminución de espesor del Santoniense (Fig.31) entre las secciones de San Miguel y Las Hernández durante el Santoniense, esto nos lleva a pensar que parte del querógeno que conforma la materia orgánica, sufrió una maduración parcial y temprana, antes de que esta fuese protegida por los procesos de silicificación, por lo tanto los valores de índices de hidrogeno (IH) en la sección de Las Hernández (Fig. 33) resultan más bajos que en la sección San Miguel.

Para San Miguel se puede dividir en dos partes, la inferior (unidades I y II) esta caracterizada predominantemente por facies de tipo C, hacia el tope de la sección (unidades III y IV), específicamente en el Santoniense se evidencia un cambio, iniciándose en la secuencia número cuatro, donde se presenta una mayor influencia marina, (disminución del IO y aumento del IH), siendo coincidente en tiempo geológico con el Evento Anóxico Oceánico número 3 (EAO3), (Zapata, 2003; Rey, 2004), lo cual sugiere un aporte de materia orgánica marina, por lo tanto tenemos la presencia de facies del tipo BC desde el Santoniense hasta el Campaniense, alternándose con las facies de tipo C en menor proporción. Corroborando la existencia del EAO3, (Fig. 27).

Esto demuestra que la aplicación de la clasificación de las facies orgánicas (Jones, 1987), no debe ser de una manera rigurosa, esta se debe adaptar a las condiciones ambientales que actuaron durante la sedimentación de la secuencia, también es aconsejable considerar las condiciones tectónicas a las cuales estuvo sometida y las condiciones que preservaron la materia orgánica, estas ultimas pueden afectar el querógeno, influyendo sobre los valores de Rock Eval, lo cual pudiese generar interpretaciones erróneas. De igual manera es importante resaltar la necesaria corroboración por medio de una descripción visual del querógeno, con la finalidad de identificarlos y observar la preservación de los mismos.

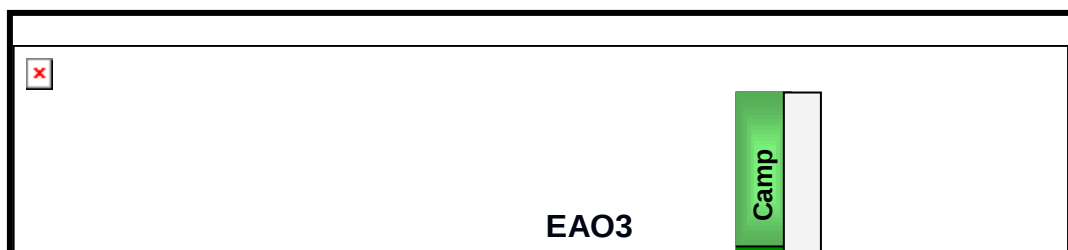


Figura 27 Eventos Anóxicos Oceánicos presentes en las secciones.

5.7.- CRITERIOS TOMADOS EN CONSIDERACIÓN PARA DEFINIR LOS SISTEMAS ENCADENADOS.

Los criterios tomados en consideración fueron definidos principalmente por las relaciones entre el IH y COT; estas relaciones fueron establecidas por Pasley *et al.*, (1993) en Mann y Stein (1997) los cuales se ilustran en la figura 28.

Los límites de secuencia y la superficie transgresiva en ambientes de aguas restringidas se asumen como una sola superficie, llamada en éste trabajo SB-TS, esto debido a que los depósitos de bajo nivel o Lowstand en ambientes pelágicos, son de muy poco espesor y no pueden ser delimitados, ya que la plataforma no queda expuesta (Gilberto Soto, comunicación personal).

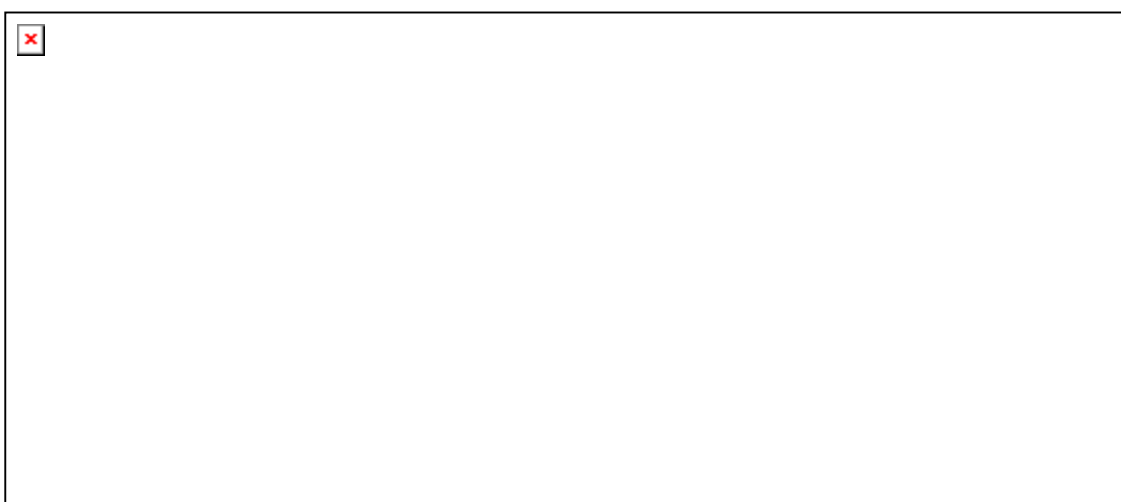


Figura 28. Criterios tomados en consideración para la interpretación de los sistemas encadenados. Relación entre el COT y el IH. Tomado de Pasley *et al.*, (1993 en Mann y Stein 1997).

5.7.1.- SISTEMAS ENCADENADOS.

Las superficies de máxima inundación son comparables y coincidentes en tiempo Geológico con la curva global de cambios eustáticos del nivel del mar de Haq (1988). Solamente la máxima superficie de inundación numero dos (MFS-2), de edad Coniaciense temprano a medio, difiere con dicha curva (Fig. 32). Esto es atribuible a condiciones locales en la subcuenca de Uribante.

Adicionalmente se compararon los resultados de (Zapata, 2003), Soto y Zapata (2004), con los de este trabajo; con la finalidad de obtener una curva mas representativa para los mares de la Formación La Luna en el área del flanco norandino. La quimioestratigrafía elemental y la bioestratigrafía, fueron las

herramientas donde se apuntalaron los citados autores para modelar la estratigrafía secuencial en carbonatos pelágicos.

Para este trabajo como se mencionó anteriormente los MFS fueron identificados utilizando los datos geoquímicos y a su vez fueron corroborados con la abundancia de vida en foraminíferos, donde se observa que los principales MFS son coincidentes tanto en tiempo como en posición estratigráfica con los picos en abundancia de foraminíferos béticos. Figuras 29 y 30.

5.7.2.- SECUENCIAS IDENTIFICADAS.

Se han determinado siete secuencias de tercer orden dentro de una secuencia regresiva-transgresiva de segundo orden.

A continuación se describen las secuencias interpretadas en las dos secciones estudiadas, de base a tope. Desde el punto de vista secuencial, los siete (7) ciclos definidos en este trabajo muestran una evolución depositacional similar. Cada uno de los ciclos se inician por un límite no erosivo al cual se le denomina SB-TS, el cual significa la caída y aumento del nivel del mar en un ciclo de tercer orden.

Secuencia 1: Esta secuencia solo se observa en su etapa de HST, la cual involucra el MFS-1 que se origina durante el Turoniense tardío. (Zapata, 2003) establece que en la muestra (CCG-179) esta representada por Packestone bien compactados, de colores claros, con contenidos de fosfatos, y conchas de *Inoceramidos*; y para la sección de Las Hernández, se presenta el mismo litotipo en la muestra (MLA-78).

Desde el punto de vista de geoquímica orgánica, podemos decir que durante el Turoniense tardío y Coniaciense temprano se registraron las mayores cantidades de %COT, altos índices de hidrogeno y muy bajos de oxigeno que estuvieron entre 0–30, evidenciando así las condiciones de anoxia en la cuenca de la Formación Luna para el momento.

Secuencia 2: Se caracteriza litológicamente por lutitas negras, laminadas, de grandes concreciones y pirita framboidal (Zapata, 2003). Adicionalmente se presentan 2 capas de Chert, con valores bajos en %COT y en IO, al igual que los de IH se mantienen bajos. La capa superior de chert se ubica dentro de un HST, como muy bien lo establece (Villamil, 1999), pero la inferior se ubica dentro de un TST, pero los datos geoquímicos muestran muy claramente alto contenido de %COT, bajo IO y alto IH, típica relación para interpretar un TST, para la sección de San Miguel.

Estas dos capas de chert no son correlacionables en la sección de Las Hernández, debido a la mayor profundización de las aguas cretácicas hacia el suroeste de la cuenca. La geoquímica nos muestra evidentes bajos contenidos de %COT, que se incrementan hacia el tope de la secuencia.

Secuencia 3: La superficie SB-TS3 marca el inicio de un nuevo TST de tercer orden, el cual está evidenciado por los parámetros geoquímicos, con el incremento de los valores de IH en contraposición con los de IO. Representando un TST con los valores que corresponden de %COT. La superficie de máxima inundación (MFS-3) también se puede definir además, de las características geoquímicas mencionadas, por el evidente aumento del IH y la disminución del IO.

Secuencia 4: La superficie SB-TS4, de edad Santoniense, marca el inicio de un nuevo evento transgresivo en las secciones de río San Miguel y Las Hernández, siendo más antigua en San Miguel que en Las Hernández. Esta superficie SB-TS4 queda representada, por los parámetros geoquímicos y la muestra (CCG-191) en la cual se pueden describir litotipos carbonáticos de textura lodosa, enriquecidos en fosfatos, (Zapata, 2003). La superficie de máxima inundación (MFS-4) queda reflejada por los altos valores de IH, bajos de IO y un alto contenido de %COT. Para la sección de San Miguel se presenta una capa de chert dentro de un HST, lo cual está en concordancia con lo expuesto por (Villamil, 1999).

Merece la pena resaltar la disminución del espesor Santoniense que interpreta (Zapata, 2003) en su tesis de PhD. Esta disminución esta representada en este

trabajo por las secuencias 3 y 4 en la sección de San Miguel y por las secuencias 3 , 4 y 5 en la sección de Las Hernández (Fig. 31).

Secuencias 5 y 6: En estas secuencias se evidencian los mayores desarrollos capas de calizas, hacia el tope, en la secciones de río San Miguel y Las Hernández. Para definir los límites secuenciales se utilizaron criterios geoquímicos y litológicos.

Secuencia 7: Un evento transgresivo de índole regional queda marcado en las secciones de San Miguel y Las Hernández, en las muestras (CCG-219) (MLA-128) respectivamente, estas muestras reflejan un abrupto cambio litológico entre las lutitas negras calcáreas y carbonatos glauconíticos fosfáticos, (Zapata, 2003).

La superficie de máxima inundación (MFS-7) esta reflejada por los índices de hidrogeno mostrados en el Campaniense, en la sección de Las Hernández. En San Miguel ocurre lo mismo, aunque se observa un patrón de disminución en los valores de IH, estos siguen siendo altos.

5.8.- DISCUSIÓN Y SÍNTESIS.

La materia orgánica en las secciones objeto de este estudio fueron investigadas desde el punto de vista sedimentológico y orgánico para determinar la preservación y origen de la materia orgánica.

El margen pasivo generado durante el Cretácico medio a tardío, produjo condiciones favorables para la generación, sedimentación y preservación de la materia orgánica, a lo largo de todo el borde norte de Venezuela y en específico en la subcuenca del Uribante.

5.9.- ANÓXIA.

Unos de los principales mecanismos para la preservación de la materia orgánica es la anóxia; esta aparece en escena cuando la demanda de oxígeno para bacterias aeróbicas excede el suministrado. Soto y Zapata (2004) establecen, que en las secciones de río San Miguel y Las Hernández queda marcado el tope del Santoniense en una capa de lutitas con ooides y restos de peces glauconitizados. Tomando en consideración lo expuesto por dicho autor, nos indica que la deposición de la Formación La Luna se produjo bajo condiciones de aguas tranquilas y con aguas estratificadas con fondos anóxicos. Adicionalmente, la presencia de pirita framboidal, (Zapata, 2003) soporta el ambiente sedimentario antes mencionado.

Esta interpretación puede ser confirmada tomando en consideración la distribución de Mn y las relaciones asociadas con el índice de piritización como son el V/Cr , V/Al y $V/(V+Ni)$. Donde Soto y Zapata (2004) menciona que altos valores de estas relaciones son registrados en el Coniaciense indicando posibles condiciones anóxicas sulfurosas.

Las dos herramientas dan relaciones inversas pero a su vez demostrativas de su correspondencia debido a que esta ultima muestra los niveles de anóxia en franco aumento, conforme nos movemos en sección hacia más joven en las dos secciones, esto puede evidenciarse en la figura 34, donde se observa como la tendencia es hacia el alza de los valores de índices de hidrogeno (IH) y la decadencia en los valores de índices de oxigeno (IO). Esto en la opinión del que suscribe este trabajo, se debe al aumento de las condiciones de

silicificación. (Zapata, 2003), establece que conforme se hace más joven en sección, las condiciones de silicificación aumentan, ya que el alto nivel marino alcanzado durante el Santoniense-Campaniense, disminuyó el aporte de material terrígeno a la cuenca y de igual manera disminuye la disolución tanto

de la materia orgánica como de los minerales silicios, favoreciendo así las condiciones de silicificación. Por lo tanto, esto parece ser validado por los resultados mostrados en este trabajo, ya que el aumento de los valores de IH sustentan lo anteriormente expuesto, debido a que los porcentajes de COT disminuyen hacia el tope de las dos secciones en relación a los porcentajes de sílice que se genera de forma autóctona en la cuenca a través de la actividad hidrotermal, donde la generación de arcillas antigénicas (Montmorillonita) absorben grandes cantidades tanto de sílice, carbonato de calcio y por su puesto atrapa la materia orgánica que muere cuando se consume el oxígeno, ya sea por sobre población o por surgencia, preservando todo este conjunto de elementos, tanto en espacios porosos como en sus laminas.

Figura 33. Niveles de oxigenación de fondos anóxicos. Para el Cretácico en la subcuenca de Uribante. Basado en Routh *et al.*, 1999.

La Formación La Luna en la sección de Las Hernández presenta valores comparativamente más bajos de índice de hidrogeno (IH), observando la figura 33, se puede interpretar que dichos valores, pudieran corresponder a los niveles tardíos dentro de un sistema de alto nivel o “Higstand System Tract”. No ocurre lo mismo dentro de la sección San Miguel, ya que esta mantuvo un moderado a alto contenido de hidrogeno en la estratificación de sus aguas.

A pesar de los diferentes valores de hidrogeno en Las Hernández en comparación con los de San Miguel, la sedimentación, ocurrió con estratificación de aguas con fondos anóxicos durante los sistemas transgresivos, inclusive hasta la parte más temprana de los sistemas de alto

nivel. Sin embargo en la figura 33 se aprecia la diferencia en los niveles de anóxía presentes en las secciones. Como se discutió anteriormente, el factor tectónico es muy importante durante la sedimentación de una secuencia, las tasas de subsidencia calculadas en este trabajo determinan una mayor actividad hacia el suroeste de la subcuenca, lo cual pudo haber afectado el querógeno presente en la materia orgánica.

6. TASA DE SEDIMENTACIÓN

Las líneas que se trazan sobre un diagrama de soterramiento, pueden evidenciar los cambios por los cuales atraviesa una cuenca a través del tiempo geológico. Cuando se habla de los cambios por los cuales atraviesa una cuenca nos trasladamos inmediatamente hacia conceptos como son tasa de subsidencia y sedimentación. Es conocido, que la tasa de subsidencia depende en gran medida de la tasa de sedimentación de las capas suprayacentes, pero estas son extremadamente variables.

Sadler (1981 en van Hinten, 1998) concluyó basado en el estudio de 25.000 valores de tasas de sedimentación, que estos están inversamente relacionados con el tiempo de medición para los cuales han sido determinados y también que para plazos cortos, las tasas de sedimentación no son muy confiables como lo son para largos regimenes de sedimentación.

Cambios en la tasa de sedimentación y en particular, intervalos de sedimentación condensada pueden ser predichos desde análisis de estratigrafía secuencial. Estos estudios han sugerido grandemente a las secciones condensadas como candidatas a ser buenas rocas madres Loutit *et al.*, 1988 en Emery y Myers (1996). Sin embargo, la sedimentación puede tener un efecto positivo o negativo sobre la preservación de carbono orgánico Schwarzkopf (1993 en Emery y Myers, 1996). Por lo tanto existen muchos casos donde se demuestra una mejor preservación orgánica durante una transgresión marina y en particular facies condensadas anóxicas.

En general, las tasas de sedimentación van desde unas pocas decenas a varios cientos de metros por millón de año, y la unidad m/my (equivalente a mm/yr ó 1mm/1000 años). Un promedio de las tasas de soterramiento en algún intervalo de tiempo apropiado, será fácilmente interpretado a partir de los gráficos de soterramiento y profundidades paleobatimétricas.

Incrementos en la tasa de sedimentación, pueden ser graficados como una función del tiempo geológico. Hay que resaltar que las tasas de sedimentación obtenidas desde diagramas de soterramiento, para algunos autores, están derivadas de datos que contienen los valores de compactación de hoy día y por lo tanto estos muestran solamente la pérdida de espesor durante todo el tiempo geológico y toda la carga sedimentaria a la cual fue sometida. Por lo tanto las tasas de sedimentación están vinculadas a la litología y al grado de compactación. Tomando en cuenta los resultados obtenidos en (Zapata, 2003), donde la autora pudo concluir, basándose en los modelos de James y Choquette (1984), que “las rocas de la Formación La Luna, constituidas por carbonatos lodosos y granulares, con gran cantidad de arcillas y ricos en materia orgánica son más susceptibles a los procesos de compactación física, tan tempranos como los cementos que la caracterizan. Los procesos de compactación química estarán restringidos a escasas costuras suturadas y no suturadas, que no pueden ser consideradas una fábrica característica de éstas rocas, no al menos por su promedio de ocurrencia”. El efecto de compactación física disminuye conforme se hace más joven en sección la Formación La Luna, como por ejemplo lo demuestra el mismo autor antes mencionado, reconociendo en la base de la sección Las Hernández las mayores evidencias de compactación física en *packstone*, los cuales están fuertemente laminados y en ellos los bioclásticos alargados de *Inoceramus* sp., que en ocasiones están ligeramente plegados y eventualmente fracturados. También la ocurrencia de pseudoestilolitas son comunes en la unidad I de este trabajo. Además, el alto contenido de arcilla, materia orgánica y una baja tasa de cementación vinculada a la formación de concreciones, debió retrasar los procesos de compactación física. Cuando nos movemos a las unidades informales II y III, muestran contactos definidos y con pocas concreciones de menor tamaño. A nivel petrográfico esta unidad presenta capas bandeadas-laminadas y estructuradas por microintervalos de laminación (oscuros) donde están representadas por arcillas-carbonáticas, ricas en materia orgánica, las cuales se presentan con laminación deformada, que sigue los contornos de los granos fósiles, (Zapata, 2003).

En la Unidad IV se ubican los *packstone* de fosfatos glauconitizados en las secciones de río San Miguel y Las Hernández. Estos litotipos según (Zapata, 2003) presentan fuertes efectos de cementación muy temprana que retardan ó disminuyen al máximo las relaciones de compactación para esta unidad. Sin embargo se sugiere ubicar esta unidad en la fase inicial del estado 3 (James y Choquette, 1984).

En secuencias clásticas las altas tasas de sedimentación son usualmente para rocas pobremente escogidas. En particular, para los sedimentos pelágicos, las tasas de sedimentación son bajas. En sistemas carbonáticos las tasas de sedimentación pueden ser muy variables, y pueden ser muy rápidas en el crecimiento y construcción de arrecifes durante las subidas del nivel del mar, así que por lo tanto la tasa de máxima acumulación de sedimentos será igual a la tasa de aumento del nivel del mar. Sin embargo estos cambios en el nivel del mar, también están asociados al ambiente tectónico y los cambios climáticos reinantes para un tiempo geológico dado.

6.1.- CÁLCULO DE LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN Y SUBSIDENCIA.

Van Hinten (1998), determina formulas para el cálculo de la tasa de sedimentación, las cuales son aplicadas en este estudio. Se llama R a la tasa de sedimentación y Rs tasa de subsidencia.

$$R = \frac{T}{10 \times MA} \qquad Rs = \frac{T - \Delta w}{10 \times MA}$$

Donde:

R= Tasa de sedimentación.

Rs= Tasa de subsidencia.

T= Espesor en metros.

Δw = Variación paleobatimétrica

MA= Edad en millones de años.

Para el calculo de dichas tasas, fue necesaria la calibración bioestratigráfica según (Zapata, 2003) Anexo 1, y la construcción de los diagramas de soterramiento o evolución geohistórica, para cada una de las secciones (Fig. 35). Estos diagramas no fueron corregidos por compactación, ya que este efecto puede ser omitido, como se mencionó anteriormente en la Formación La Luna, debido a que la misma no sufrió o es casi despreciable dicho efecto; de estos gráficos, se logro extraer los resultados expuestos en la tabla 4.

Para el calculo de tasa de subsidencia, se tomo en consideración la variación paleobatimétrica establecida en (Zapata, 2003), basada en información faunal; esto, para cuantificar la variable Δw y así poder interpretar posibles profundizamientos ó somerizamientos de los fondos marinos de la Formación La Luna en la subcuenca de Uribante.

La historia de soterramiento de la Formación La Luna en la subcuenca de Uribante es ilustrada en la figura 35. La cual ilustra que durante tiempos del Cretácico medio a tardío, esta fue un área estable con una subsidencia muy lenta, para tiempos del Santoniense se presenta una subsidencia diferencial, ligeramente mayor en el suroeste de la subcuenca, la cual queda registrada en la sección de Las Hernández. Por otro lado hacia el noreste de la subcuenca, podemos observar en la sección San Miguel que la subsidencia es menor durante el Santoniense en comparación con Las Hernández, dando origen de esta manera a la condensación del Santoniense (Fig. 31) en San Miguel.

Tabla 4. Tasas de sedimentación y subsidencia.

Las Hernández			San Miguel		
Edad	R [mts/ma]	Rs [mts/ma]	Edad	R [mts/ma]	Rs [mts/ma]
Campaniense	0.2	0.1	Campaniense	0.1	0.1
Santoniense	1.0	4.0	Santoniense	0.2	3.0
Coniaciense	0.6	3.4	Coniac-Turo	0.4	3.2

6.2.- TASAS DE SUBSIDENCIA, SEDIMENTACIÓN Y SU VINCULO CON LA GEOQUÍMICA ORGÁNICA.

Cambios en la tasa de sedimentación y en particular, intervalos de secciones condensadas pueden ser predichos a partir de un análisis de estratigrafía secuencial. Sin embargo, la sedimentación puede tener un efecto positivo o negativo sobre la preservación del carbono orgánico. La relación entre preservación orgánica y tasa de sedimentación es muy compleja, debido a que este es un delicado balance entre la preservación de la materia orgánica durante un rápido soterramiento y la dilución de materia orgánica por material clástico durante una rápida sedimentación Schwartzkopf (1993 en Emery D. y Myers K, 1996). Sin embargo existen numerosos ejemplos que demuestran la correlación entre preservación orgánica y transgresiones regionales (Hallam y Bradshaw, 1979; Demaison y Moore, 1980; Jenkys, 1980; Loutit *et al.*, 1988; Leckie *et al.*, 1990; Palsey *et al.*, 1991; Creaney y Passey, 1993 en Emery D. y Myers K, 1996).

Tabla 5. Tabla comparativa entre tasa de sedimentación, subsidencia y parámetros geoquímicos para las secciones de Las Hernández y San Miguel.

<i>Las Hernández</i>								
Edad	R [mts/ma]	Rs [mts/ma]	%COT Prom.	T _{MAX} Prom.	S2 Prom.	IH Prom.	IO Prom.	Facies Orgánicas
Campaniense	0.2	0.1	1.989	449	2.7	123.5	16.3	C
Santoniense	1.0	4.0	2.657	448	2.8	98.2	12.2	C
Coniaciense	0.6	3.4	2.231	448	1.7	85.7	25.5	C
<i>San Miguel</i>								
Edad	R [mts/ma]	Rs [mts/ma]	%COT Prom.	T _{MAX} Prom.	S2 Prom.	IH Prom.	IO Prom.	Facies Orgánicas
Campaniense	0.1	0.1	2.10	446	4.562	212.3	22.3	BC
Santoniense	0.2	3.0	2.21	450	4.170	178.5	20.5	BC
Coniac-Turo	0.4	3.2	3.20	448	5.663	167.6	32.0	C

En la tabla 5, se trata de realizar una correlación entre varios parámetros como son: R, Rs, %COT, S2 Prom, IH, IO y Facies Orgánicas. El objetivo de esta correlación es establecer una correspondencia principalmente entre tasa de sedimentación y preservación de la materia orgánica.

Como se puede observar el mayor promedio presente de %COT se encuentra en la sección San Miguel. Para esta sección las tasa de sedimentación también disminuye conforme se hace más joven en sección estratigráfica, hasta culminar en un MFS de carácter regional (MFS-7), lo cual esta en correspondencia con los conceptos de estratigrafía secuencial, esto a su vez conlleva a una mejor preservación de la materia orgánica y a un mejor valor de S2 promedio, como es el caso de la citada sección.

Las tasas de subsidencia en ambas secciones muestran algunas diferencias (Tabla 5). La subsidencia diferencial entre las dos secciones se evidencia en el acuífero Santoniense. En la sección Las Hernández se presentan condiciones de madurez más avanzadas de acuerdo con los parámetros geoquímicos y donde también se logra identificar una subsidencia mayor en el área de la citada sección. (Tablas 1, 2, 4 y 5).

Con la finalidad de corroborar que las tasas de sedimentación y subsidencia fueron las más adecuadas para la sedimentación y preservación de la materia orgánica, se toma en consideración el pozo F (Fig. 36), ubicado en las cercanías de la sección Las Hernández, este pozo en sus pruebas de producción resultaron positivas, al dar como resultado un hidrocarburo del tipo condensado (Leonardo Duerto, comunicación personal), lo cual esta en correspondencia con la figura 17, donde se observa que la nube de puntos perteneciente a la sección Las Hernández ubican la materia orgánica dentro del tipo II, correspondiente a la generación de gas y petróleo.

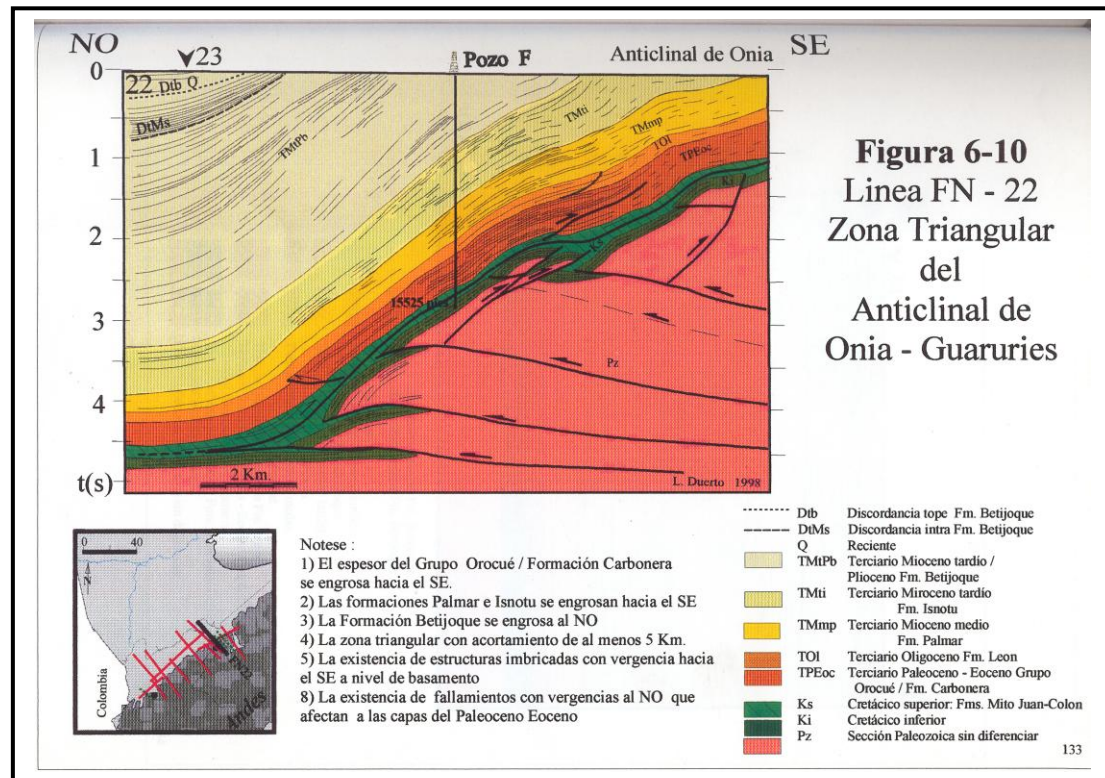


Figura 36. Sección estructural donde se muestran los estilos estructurales predominantes de edad Terciaria y la ubicación del pozo F, el cual atraviesa toda la secuencia Terciaria y Cretácica en el flanco norandino. Tomado de (Duerto, 1998).

Retomando el punto de facies orgánicas para introducirlo dentro del marco tasas de sedimentación y subsidencia, se logra interpretar según los resultados mostrados en la tabla 4 que la clasificación atribuida se debe a tres factores que pudieron haber estado trabajando: el primero, una mayor tasa de sedimentación durante el Santoniense en Las Hernández donde pudo haber ocurrido alguna pequeña dilución de la materia orgánica de origen marino y una consecuente dilución del hidrogeno contenido en ella. En segundo lugar, a el mayor nivel de madurez en sus componentes orgánicos, inducida probablemente por la mayor subsidencia existente hacia el suroeste y por último a posibles eventos óxicos ó sub-óxicos que trabajaron durante toda la sedimentación de la Formación La Luna. Estos eventos probablemente disminuyeron la intensidad de la anóxia, desestabilizando la estratificación de las aguas con fondos anóxicos.

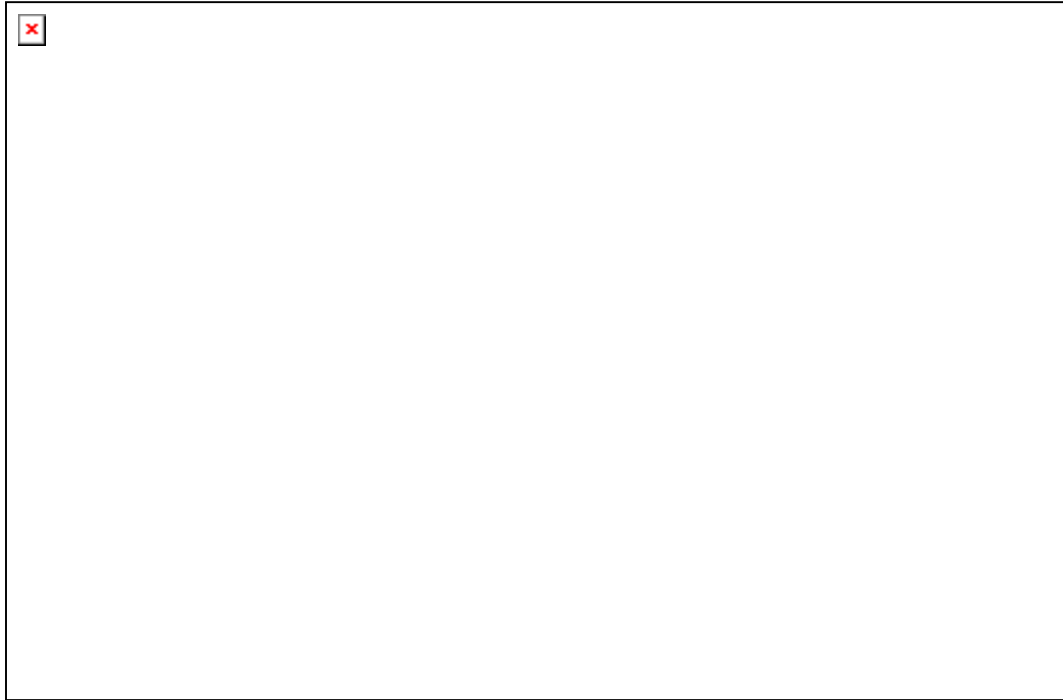


Figura 37. Relación entre tasa de sedimentación y %COT. Modificado de (Stein, 1990).

Con la finalidad de realizar una correlación entre tasa de sedimentación y carbón orgánico total (Fig. 37) se tomaron en consideración tanto factores ambientales como estratigráficos. Como resultado se obtiene la mayoría de las muestras ubicadas en la zona anóxica, donde existe una correspondencia entre tasa de sedimentación y carbón orgánico total, lo cual nos indica que las tasas de sedimentación fueron uno de los factores que favorecieron la preservación de la materia orgánica. Para las muestras que se encuentran fuera de la zona anóxica, las mismas están ubicadas dentro de sistemas de alto nivel (HST) o muy cercanas a una superficie SB-TS, y otras corresponden a los problemas de calibración antes mencionados, por lo tanto el que suscribe este trabajo le atribuye la discrepancia a la existencia de muy esporádicos eventos óxicos ó sub-óxicos durante la sedimentación de la Formación La Luna.

Para la sección San Miguel, la Formación La Luna presenta facies orgánicas tipo C y BC (Op Cit. Cap Sedimentología). En cuanto a la relación tasa de sedimentación y parámetros geoquímicos, para esta sección se puede apreciar una mejor relación entre ellos, debido a que las tasas de sedimentación y subsidencia fueron

favorables. En la figura 37 ilustra la gran mayoría de las muestras ubicadas dentro del área anóxica aunque se observa claramente que no existe una relación directa entre tasa de sedimentación y %COT.

6.3.- DIAGÉNESIS Y PRESERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.

Con el fin de establecer la relación existente entre la preservación de la materia orgánica y los procesos diagenéticos que afectaron los sedimentos de la Formación la Luna, se trabajó con los resultados obtenidos por (Zapata, 2003), donde la autora identificó dichos fenómenos, mediante observaciones realizadas a través del uso de microscopio de luz polarizada, microscopio de luz reflejada, microscopio electrónico (*SEM*) e imagen electrónica de retrodispersión (*BSEM*). Estas observaciones a su vez fueron corroboradas con evidencias geoquímicas.

La preservación de la materia orgánica, esta estrechamente vinculada a los efectos diagenéticos y por ende a los efectos de compactación física que afectaron a los sedimentos de la Formación La Luna.

Los sedimentos de la Formación La Luna fueron depositados durante ascensos relativos del nivel del mar, los cuales están vinculados a ciclos transgresivos (TST) y regresivos ó de alto nivel (HST) de tercer orden. (Zapata, 2003) demuestra, que estos sedimentos estuvieron sujetos a diagénesis marina, la cual actuó principalmente en el piso de la cuenca, donde el ascenso del nivel del mar determinó el soterramiento de los sedimentos con abundante agua marina en los poros ó entre la hojas de la montmorillonita. Estos sedimentos en su fase inicial de enterramiento fueron, rápidamente ubicados en condiciones anóxicas de aguas estancadas, por lo cual no sufrieron mucha cementación, así como tampoco perdida sustancial en su porosidad. Sin embargo la cementación temprana ocurrida en las cavidades fósiles y en algunos puntos porales fue suficiente para retrasar los procesos de compactación. A su vez los efectos de silicificación que ocurren en éstas rocas, están íntimamente relacionados con la presencia de arcilla tipo montmorillonita en asociación con materia orgánica dentro de la arcilla expansiva rica en fluidos marinos, es capaz de absorber sílice desde una suspensión coloidal,

la cual en una reducción posterior en presencia de dióxido de carbono y con disminución del pH, favorece la precipitación de sílice. (Emery y Rittenberg, 1952; Siever, 1962; en Zapata 2003).

La misma Zapata (2003) establece que en la sedimentación de las rocas de la Formación La Luna, las concentraciones de COT son muy altas (1,2-7%), sin embargo la cantidad de materia orgánica cuantificable mediante evaluación petrográfica y *SEM-BSEM*, es sólo de hasta un 2%. Esta materia orgánica se encuentra distribuida en rellenos porales dentro de la matriz, en suturas de baja amplitud y en las cámaras de algunos fósiles. Es característicamente amorfa y de muy difícil visualización petrográfica. Con luz reflejada se observa de color negro y brillo resinoso. (Fig. 38).

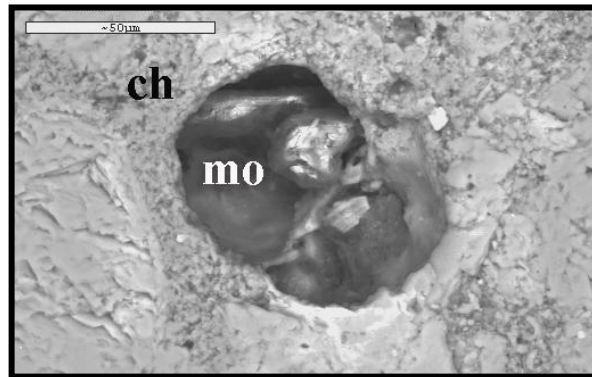


Figura 38. Fotomicrografía *BSEM* de materia orgánica (mo) en asociación con chert (ch), relleno de cavidad poral (Muestra MLA-119). Se puede observar claramente como el chert funge como escudo protector de la materia orgánica. Tomado de Zapata (2003).

Como se puede observar en la figura 38, la materia orgánica está cubierta por Chert, lo cual además de retardar los efectos diagenéticos funcionó como una suerte de “cofre protector” de la misma, preservándola y resguardándola de cualquier tipo de procesos diagenéticos y de compactación que pudiesen afectarla incluso opacar su efectivo potencial como roca madre (Eglee Zapata, comunicación personal). Esta preservación es corroborada por los resultados obtenidos en el capítulo de Geoquímica Orgánica de este trabajo.

6.4.- PALEOGEOGRAFÍA DE LA SUBCUENCA DE URIBANTE, DURANTE EL CRETÁCICO MEDIO.

Para determinar la paleogeografía de dicha subcuenca durante el Jurásico tardío al Cretácico tardío, se tomaron en consideración diversos factores como es la paleoproductividad, esta a su vez es asociada al desarrollo de plumas mantelares, que afectaron las condiciones atmosféricas y generando así el efecto “greenhouse”; todos estos eventos serán explicados más adelante.

Zapata (2003) establece, que cambios en los registros de Sr (Fig. 39) pueden reflejar tiempos de eventos orogénicos e intervalos de glaciaciones, y tiene implicaciones en la extensión y duración de etapas de vulcanismos durante la ruptura de placas tectónicas y a posibles eventos eustáticos.

Dentro de los posibles eventos eustáticos globales se pueden mencionar los Eventos Anóxicos Oceánicos (EAO), los cuales han ocurrido durante el Jurásico temprano y el Cretácico temprano y tardío. (Jenkyns, 1999 en Zapata, 2003), y su registro esta marcado por la presencia de lutitas negras con relativamente altos valores de carbono orgánico, dentro de cortos intervalos estratigráficos de 1 millón de años o menos. (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980, 1988; Schanler *et al.*, 1987, Jenkyns y Clayton 1997 en Zapata 2003).

Muchos modelos utilizan vulcanismo marino para producir un EAO, otros elevan el nivel del mar, para expandir la preservación del carbono en el margen continental y aumentar la producción de aguas salinas profundas, estimulando la surgencia y la productividad Arthur *et al.*, (1987 en Zapata, 2003). Otra teoría muy tomada en cuenta, es debido al incremento en la actividad hidrotermal puede afectar el suministro de nutrientes. Sinton y Duncan (1997).

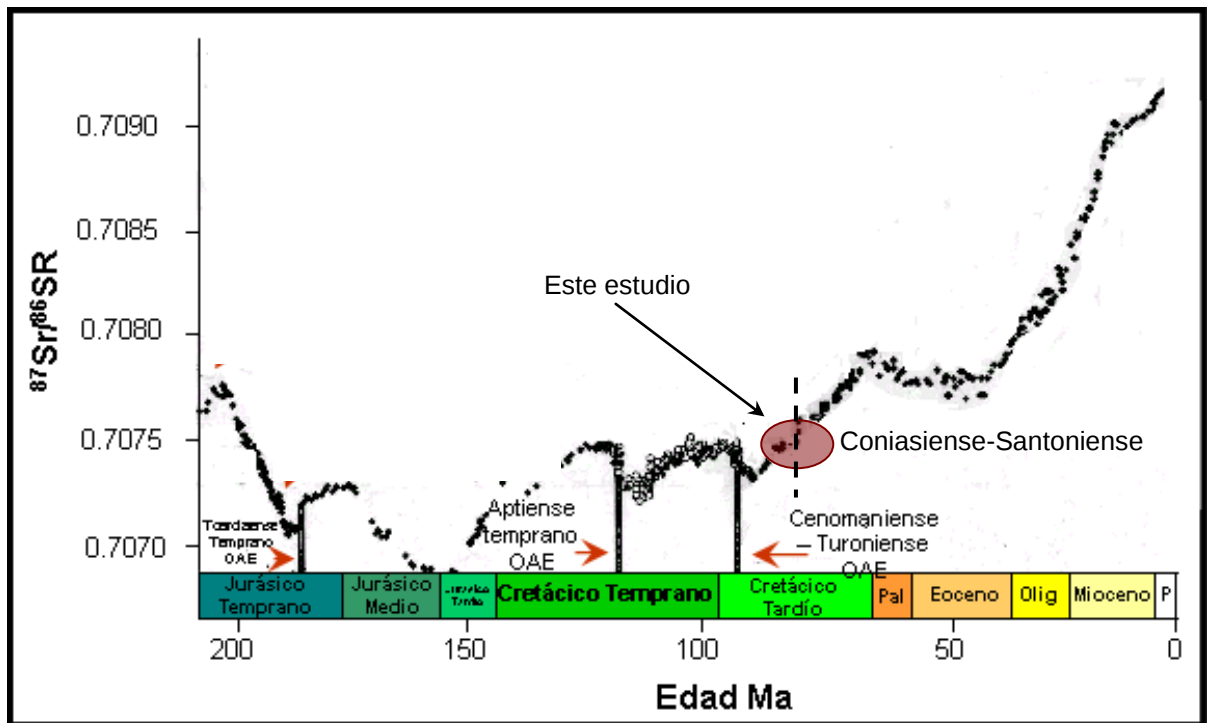


Figura 39. Curva de isótopos de Sr de agua de mar mostrando eventos oceánicos anóxicos globales. Tomado de Jones y Jenkyns (2001 en Zapata, 2003).

En la figura 39 se muestra la curva de registro global de Sr según Jones y Jenkyns (2001 en Zapata, 2003), la cual despliega tres mínimos o caídas ocurridas durante el jurásico temprano, Cretácico Medio (Albiense-Aptiense) y Cretácico tardío (Cenomaniense-Turoniense-Coniasiense-Santoniense). Donde se logra observar el EAO3 durante el Coniasiense-Santoniense, que a su vez es reconocido en este trabajo (Fig. 27). Todas las caídas en los valores de Sr son atribuidas tanto a flujo riverino como a actividad hidrotermal.

Según los resultados emitidos por Rock-Eval (en específico los parámetros S2, T_{MAX}, IP), podemos decir que la secuencia 4 es el intervalo más prolífero de la Formación La luna y por ende el que genera y expulsa mayor volumen de hidrocarburos en la subcuenca de Uribante, y tal vez en todo el Occidente de Venezuela. Toda esta secuencia está ubicada en plena ventana de petróleo y en el pico más alto de madurez termal, esto a su vez se está corroborando que los mejores intervalos para rocas madres se depositaron durante los eventos anóxicos

globales o EAO3, representado en este trabajo por el MFS-4 (Figuras 27, 29 y 30). Por otro lado se corroboran las interpretaciones realizadas por (Zapata, 2003) donde establece que los niveles de compactación física disminuyen de base a tope en sección, favoreciendo así la preservación de la materia orgánica en este intervalo estratigráfico.

6.4.1.- PLUMAS MANTELARES.

Se llama plumas mantelares al pulso de producción desde el manto, el cual tiene su máximo en 120ma y decrece a partir de los 80ma (Fig. 40). Debido a que ese pulso, originalmente observado en el “plateau” Pacífico y en la producción de corteza medio-oceánica pacífica, coincide con un largo intervalo de polaridad magnética normal ocurrido durante el Cretácico. Larson (1991 en Zapata, 2003) establece que lo antes mencionado puede ser interpretado como “super plumas mantelares” originadas hace 125 ma. en el límite núcleo-manto, que se elevaron debido al movimiento divergente de las celdas y sugiere que detuvieron la conversión magnética durante 41 ma. Durante ese tiempo se depositaron a nivel mundial grandes espesores de lutitas negras, la temperatura del planeta aumentó, y anomalías que parecen estar asociadas con episodios de máximo aporte de carbono, nutrientes y los altos niveles eustáticos. Esto dio como resultado el efecto “greenhouse” de calentamiento global, que probablemente fue generado por un elevado aporte de CO₂ a la atmósfera.

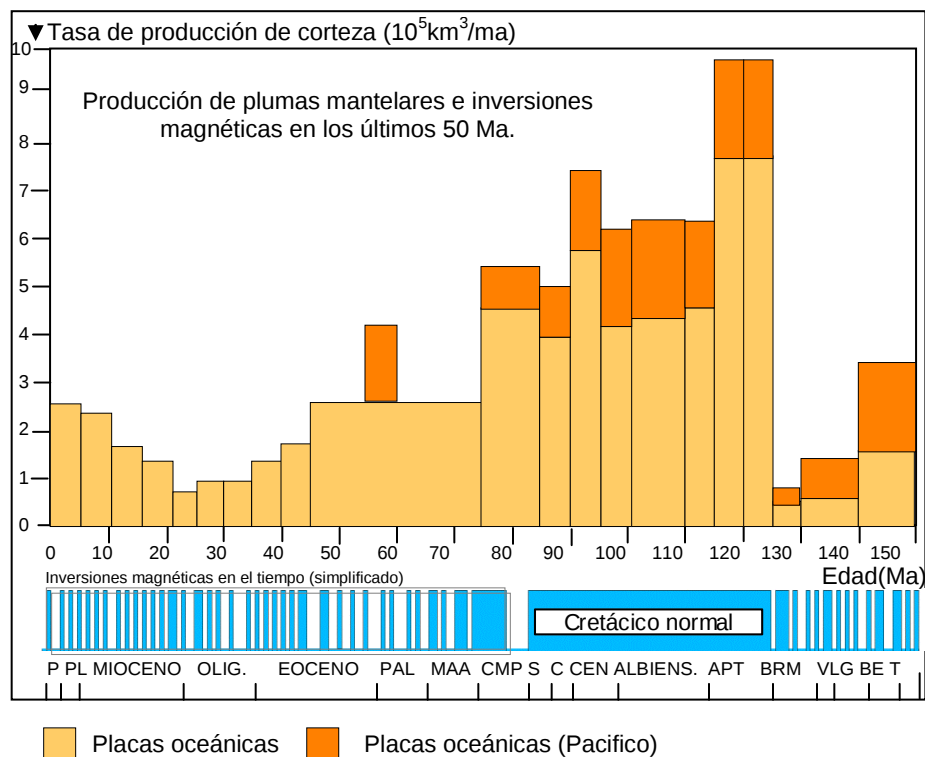


Figura 40. Actividad de Plumas Mantelares durante el Cretácico. Tomado de Larsson (1991 en Zapata, 2003).

6.4.1.1.- ACTIVIDAD HIDROTHERMAL.

Según Bishoff (1969 en Zapata, 2003), establece que evidencias de actividad hidrotermal durante el Cenomaniense tardío-Campaniense temprano de la Formación La Luna donde se observó la asociación mineral pirita-esfalerita. Esta asociación pertenece a sulfuros hidrotermales de sedimentos procedentes de chimeneas activas de color blanco. La asociación entre hierro y zinc también ha sido reportada por Tetsuro Urabe (1974 en Zapata, 2003) donde reporta que depósitos de sulfuros masivos de KoroKo en Japón, en los cuales coexisten esfalerita y pirita. Estas semejanzas mineralógicas podrían explicarse por las similitudes en la actividad ígnea presente.

Sin embargo, la más importante y directa implicación de incremento en la actividad hidrotermal es que la relativa a elevadas tasas de producción de corteza oceánica, están referidas al aumento en producción de CO_2 (Fig. 41) en el contexto de separación de placas vs subducción y con la producción de gases desde arcos volcánicos.

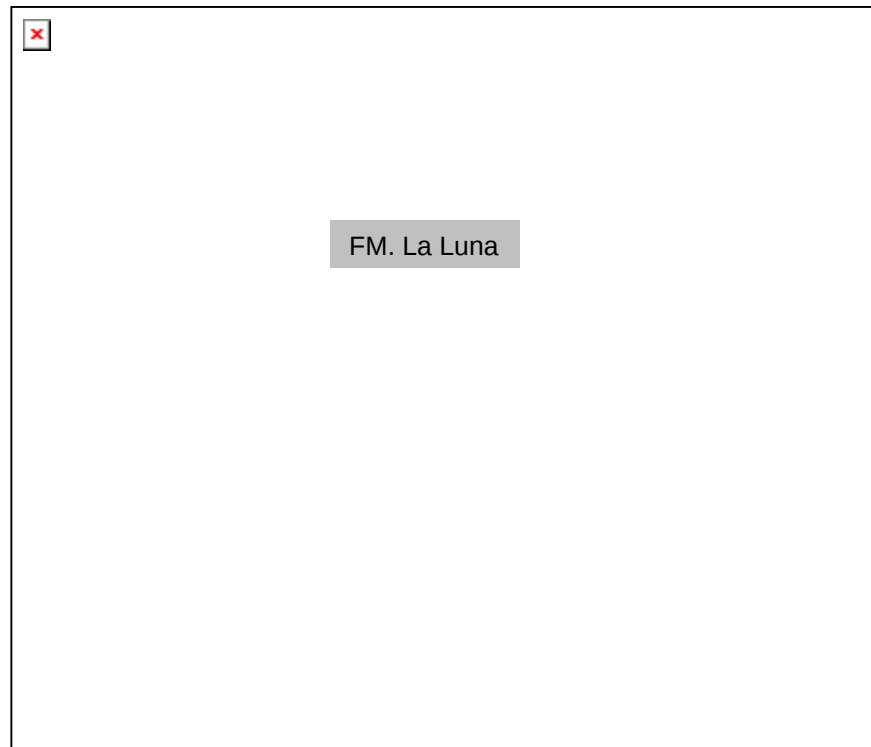


Figura 41. Concentración de CO_2 vs tiempo Geológico. Tomado de Kerr (1998 en Zapata, 2003).

Por lo tanto, (Zapata, 2003) concluye, que elevados niveles de CO_2 atmosféricos son alcanzados y sostenidos, solo si la actividad volcánica o hidrotermal es continua, estableciéndose de esta manera una relación directa entre calentamiento, episodios magmáticos y emanación de CO_2 . Es decir, vínculos entre temperatura, emplazamiento de grandes provincias ígneas y elevación del nivel relativo del mar. Según se puede apreciar en la figura 41, los picos de CO_2 ocurrieron desde el Coniaciense hasta el Campaniense. Esto es validado por los valores de S3 emitidos por la maquina Rock-Eval (Tablas 1 y 2), donde se presentan valores más altos en San Miguel, indicando así un posible foco de actividad hidrotermal en esa área, los valores de S3 están relacionados de manera directa con los de CO_2 . Los valores de CO_2 disminuyen hacia el tope de la secuencia, por lo tanto los de S3 de igual manera disminuyen, evidenciando así el cese de la actividad hidrotermal hacia el Campaniense. Con esto queda corroborada la disminución de la actividad ígnea desde el cretácico medio a tardío en los fondos de los mares de la Formación La Luna. Además, (Zapata, 2003) establece que el flujo global de manganeso debió ser mayor a finales del Coniaciense y a través del Santoniense como resultado de actividad hidrotermal durante el rápido esparcimiento del piso oceánico durante el Cretácico Tardío.

6.4.2.- DISCUSIÓN, SÍNTESIS Y MARCO ESTRUCTURAL.

Después de discutir el párrafo anterior, el que suscribe este trabajo, pretende proponer un posible marco estructural para la subcuenca de Uribante, apuntalándose en la evidente actividad hidrotermal presente en el área.

Villamil y Pindell (1998), indican que durante el Jurásico temprano a medio marco el inicio de la separación de Norte y Suramérica, en principio como un mecanismo de extensión continental marcado por una fase de “rifting”, y luego por expansión del piso oceánico con la formación inicial de un margen continental pasivo en Suramérica septentrional, hasta alcanzar su posición relativa con Norteamérica a finales del Jurásico o comienzos del Cretácico. Esta separación dio lugar a la

generación de numerosas cuencas graben internas en Suramérica. En ese tiempo, las fallas que integran estas cuencas graben se enraizaron en el manto, permitiendo así que los flujos hidrotermales alcancen la superficie terrestre. El sistema de grabenes cretácicos cercenó parte del arco de Mérida en dirección NE-SO, a la altura de la sección San Miguel. Este cercenamiento, esta enmarcado dentro de fallas normales, las cuales probablemente fueron invertidas y pertenecen al sistema de fallas inversas responsables de la construcción del edificio estructural del arco de Mérida, durante la orogénesis Herciniana (Paleozoico inferior), en la dirección de rumbo NO-SE. En los flancos del sistema de grabenes se encuentran altos estructurales, los cuales probablemente no subsidieron debido aun que probablemente las fumarolas pertenecientes al “rift” se ubicaron en esa área geográfica, por lo tanto debieron fungir como barreras paleogeográficas, fomentando de esta manera la estratificación de las aguas con fondos anóxicos; permaneciendo como un elemento positivo en la geografía del área desde el Jurásico hasta el Cretácico temprano, (Lugo, 1994). La evidencia estratigráfica queda reflejada en el solapamiento contra el arco, de las diferentes unidades estratigráficas. Esto aunado a el desarrollo de un acuñamiento ó “pinch out” durante el Santoniense, deja la puerta abierta a una posible estructuración sinsedimentaria Pico y Zapata (2006) en la subcuenca durante este piso Geológico (Figs. 31 y 42) debido a las diferentes tasas de subsidencia.

Durante el Cretácico tardío culmina culmina la actividad hidrotermal, terminando así la generación del “Rifting”, con la subsiguiente generación de un Aulacojeno o “Rift” abortado. La subcuenca de Uribante, posiblemente continuó subsidiendo, debido al enfriamiento de la corteza y su consecuente aumento en densidad, dando origen así a dos subcuencas, obviamente la de Uribante y la de Lara-Trujillo, ambas divididas y controladas sedimentológicamente por el arco de Mérida (Fig. 42) durante el Jurasico tardío a Cretácico tardío.

7. DISCUSIÓN DE LA INVESTIGACIÓN Y RECOMENDACIONES.

7.1.- DISCUSIÓN DE LA INVESTIGACIÓN.

En capítulos anteriores se dedica un espacio a la discusión y síntesis, en los cuales se trata de resumir y de alguna manera emitir conclusiones basadas en los datos interpretados. En este capítulo se pretende englobar todas las pericias vinculadas en esta investigación.

La determinación de las tasas de sedimentación y subsidencia, así como los datos emitidos por Rock Eval sirvieron de trampolín para la interpretación de un modelo geológico el cual permite comprender con mucho más detalle la evolución geológica de la subcuenca de Uribante. Las mismas, son típicas de ambientes pelágicos, disminuyendo conforme se hace más joven en sección estratigráfica.

La aplicación de los conceptos de estratigrafía secuencial sobre datos de Rock Eval permitieron definir la arquitectura estratigráfica de la Formación La Luna en una secuencia carbonática de tan difícil comprensión. Adicionalmente, se logró corroborar que la sedimentación de la Formación La Luna se produjo bajo condiciones mayormente anóxicas y silíceas, favoreciendo la preservación de la materia orgánica. De esta manera, aplicando la clasificación de Jones (1987) en Mann y Stein (1997) (ver tablas 1, 2 y 3) en los datos obtenidos de Rock-Eval, podemos clasificar a la Formación La Luna, presente en las secciones de río San Miguel y Las Hernández dentro de las facies orgánicas tipo C-BC y C respectivamente. Además, se interpretó una materia orgánica netamente de origen marino para las rocas de la Formación La Luna.

Se lograron determinar Siete (7) secuencias estratigráficas de tercer orden y cuatro (4) unidades informales, las cuales son reconocibles en las dos secciones; los sistemas encadenados tanto transgresivos como de alto nivel, se identificaron a partir de las relaciones de %COT, IH, IO y T_{MAX} . También fueron tomados en consideración los factores litológicos y biostratigráficos. Esto permite concluir que el intervalo más prolífero a la generación de hidrocarburos en la Formación La Luna fue depositado durante el Santoniense el cual está representado en este trabajo por las secuencias 3, 4 y 5 en la sección de Las Hernández y por las secuencias 3 y 4 en la sección de San Miguel. Estas secuencias fueron depositadas

tanto en su totalidad como en parte, durante el citado piso geológico. Adicionalmente, estas interpretaciones permitieron proponer una curva de cambios del nivel del mar para la subcuenca de uribante, que al compararla con estudios previos y con la curva global de cambios de nivel (Haq, 1988) permite añadir una nueva superficie de máxima inundación en el Coniaciense, lo cual agrega un valor adicional a la literatura. La presencia de esta superficie, por los momentos se le atribuye a condiciones muy locales (clima y/o tectónica) en la subcuenca de Uribante, hasta tanto no se continúe el estudio en una escala más regional. (Pico y Zapata 2006).

El modelo estructural propuesto en este trabajo se basa principalmente en tres factores como son la estratigrafía, condiciones hidrotermales y en la evolución geodinámica regional, que trabajaron tanto en el área de estudio como en las áreas adyacentes a la misma. Tomando en consideración las interpretaciones realizadas por Villamil y Pindell (1998), Lugo (1994) y Zapata (2003) permitió integrar las mismas, dentro de una escala local con las realizadas en el presente trabajo. Una evidencia estratigráfica muy importante como lo es el acuñamiento ó “pinch out” presente en el Santoniense, pone al descubierto una actividad tectónica que deja la puerta abierta a una posible estructuración sinsedimentaria durante el Cretácico medio en el Occidente Venezolano, esto aunado a la evidente actividad hidrotermal nos lleva a pensar en la generación de un sistema de grabenes o surcos los cuales cercenaron el Arco de Mérida (durante el Triásico-Jurásico) generando las diferentes subcuencas las cuales sirvieron de depocentro para las diferentes unidades Cretácicas, posteriormente con la extinción o la disminución de la intensidad del punto caliente en el Campaniense, se genera un Aulacojeno o “Rift” abortado. Seguidamente el enfriamiento de la corteza continental y su consecuente aumento de densidad, permite que el sistema de grabenes o surcos continúen subsidiando, dando origen así a dos subcuencas, obviamente la de Uribante y la de Lara-Trujillo, ambas divididas geográficamente y controladas sedimentológicamente por el arco de Mérida durante el Jurasico tardío a Cretácico tardío. (Pico y Zapata 2006).

Un factor muy importante que también se tomó en consideración, fue la madurez termal de la materia orgánica presente en los litotipos que conforman la Formación La Luna; la misma muestra una tendencia general al incremento en la madurez termal desde el noreste hacia el suroeste en la subcuenca de Uribante (Op Cit. Capítulo Geoquímica) dicha tendencia se le puede atribuir a la mayor subsidencia presentada hacia el suroeste (Op cit. Capítulo Tasa de Sedimentación).

7.2.- RECOMENDACIONES.

Realizar una reinterpretación en la subcuenca de Uribante, extendiéndose a las cuencas de Maracaibo, Machiques y Trujillo, adicionando los nuevos datos existentes (tanto de subsuelo como de superficie) en el área, e integrarlos con la información ya existente y añadir nuevos análisis de geoquímica tanto inorgánica como orgánica, extender la investigación desde el Paleozoico hasta el Terciario, para así tratar de comprender la interacción del Arco de Mérida con las diferentes cuencas, donde el mismo funge como “basamento” y así lograr un mejor modelaje tectono-estratigráfico en el Occidente de Venezuela.

Realizar estudios petrografía orgánica para el reconocimiento de las formas macerales presentes en la materia orgánica.

Extender y correlacionar estos estudios regionales con los realizados en los diferentes arcos que se encuentran perpendiculares a los andes como lo son el arco del Vaupes (Colombia), Napo (Ecuador), Marañón (Peru), Montes Atlas (Marruecos). Todo esto con el fin de establecer y comprender con más detalles a una escala regional tanto la tectónica como las estructuras que controlaron la sedimentación Cretácica de las rocas madres de hidrocarburos en Sur América, el origen de las cuencas Paleozoicas en Venezuela. También la relación existente entre el Arco de Mérida y las cuencas Terciarias en el Occidente Venezolano, para así poder determinar un posible origen de dicho arco de tan difícil comprensión.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Al Arouri, K. Boreham, C. McKirdy, D. and Lemon, N.n 1998. Modelling of thermal Maturation and Hydrocarbon Generation in Two Petroleum System of the Taroom Trough, Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 82: 1504-1527.
- Audemard, F. 1991. Tectonics of Western Venezuela. Ph.D. Thesis, Rice University. Texas, USA. 245 p.
- Boesi, T.; Galea, P.; Rojas, G.; Lorente, M.A.; Durán, I.; Velásquez M. 1988. Estudio estratigráfico del Flanco Norandino en el sector Lobatera-El Vigía. III Simposio Bolivariano Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. 2-41.
- Barron, E.J., Arthur, M.A. & Kauffman, E.G. 1985. Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, p. 327-340.
- Bishoff, J.L. 1969. Red Sea geothermal brines deposits: their mineralogy, chemistry and genesis. *In: hot brines and Recent Heaty Metal Deposits in the Red Sea*. Springer-Verlag. Berlin/ New York. 368-421.
- De Romero, L. & Galea-Alvarez, F. 1995. Campanian *Bolivinoidea* and microfacies from the La Luna Formation, western Venezuela. *Marine Micropaleontology* 26: 385-404.
- Duerto, L. 1995. Principales Zonas Triangulares del Occidente de Venezuela. M.Sc. Tesis, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 179 p.
- Dunham, R .1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture; Classification of carbonate rocks: *AAPG Bull.* 1, 108-121
- Erlach, R.; Lorente, M.A. 1999. Depositional environments, Geochemistry and paleoceanography of Upper Cretaceous organic carbon-rich strata Costa Rica and western Venezuela; *Vrije Universiteit*, 131 pp.

- Erlich, R. 1999. Depositional Environments, Geochemistry, and Paleooceanography of Upper Cretaceous Organic Carbon-Rich Strata, Costa Rica and Western Venezuela. Amoco Exploration and Production Company. Inédito. 140 pp.
- Emery, D. and Myers, K. 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd. London. 297 p.
- Eva, A.N.; Burke K.; Mann P.; and Wadge, G. 1989. Four phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 9-21.
- Espitalie, J. Laporte, J. Madec, M. Marquis, F. Leplat, P. Paulet, J. And Boutefeu, A. 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 32: 23-42.
- Föster, A. Merriam, D. and Hoth P. 1998. Geohistory and Thermal Maturation in the Cherokee Basin (Mid-Continent, U.S.A): Results from Modeling. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 82: 1673-1693.
- Galea-Alvarez, F. 1989. Microfacies, edad y ambiente de sedimentación de la Formación La Luna, Flanco Norandino, Venezuela, en L.A. Spalletti (editor), Contribuciones de los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina. Parte A: Eventos y registro sedimentario. Centr. Invest. Geol. Univ. Nac. La Plata, Argentina. A: 577-73.
- González De Juana, C.; Iturralde De Arozena, J. y Picard, X. 1980. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves. Caracas. 103 p.
- García Jarpa, F.; Gosh, S.; Rondon, F.; Fierron, I.; Sampol, M.; Benedetto, G.; Medina, C.; Odreman, O.; Sánchez, T. y Useche, A. 1980. Correlación Estratigráfica y Síntesis Paleoambiental del Cretáceo en Los Andes Venezolanos. Caracas. *Bol. M.E.M.*, 14-26: 3-88.

- Haq, B.U.; Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. *In*: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, C.A.; Posamentier, H.; Van Wagoner, J and Kendall, C.G. (eds.), *Sea-level changes: An Integrated Approach*, Soc. Sed. Geol., Spec. Publicat., 42: 71-108.
- Jones, C and Jenkyns, H. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *Amer. Jour. Scienc.*, 301: 112-149.
- Jenkyns, H.C. and Wilson, P.A. 1999. Stratigraphy, paleoceanography and Evolution of Cretaceous Pacific Guyots: relics from a greenhouse. *Earth Amer. Jour. Scienc.*, 299: 341-392.
- Joyanto Routh, Thomas J. McDonald, Ethan Grossman. 1999. Sedimentary organic matter sources and depositional environment in the Yegua Formation Brazos County, Texas, USA. *Organic Geochemistry, Elsevier.*, 30: 1437-1453.
- Jenkyns, H.C. and Clayton, C.J. 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstone from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event . *Sedimentology.*, 44: 687-706.
- Jenkyns, H.C. 1988. The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *Amer. Jour. Scienc.*, 288: 101-151.
- Jones, R. W. 1987. Organic Facies. *In*: Welte, D.H. (ed). *Advances in Petroleum Geochemistry* 2: 1-89.
- James , N. P and Choquette, P. W. 1984. Limestones – The Meteoric Diagenetic Enviroment : Geoscience Canada, v. 11, p. 161-164.

- Jenkyns, H. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Jour. Geol. Soc. London.*, 137: 171-188.
- Juntgen, H and Klein, J. 1975. Entstehung von Erdgas aus organischen Sedimenten: Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, Ergänzungsband., 1: 52-69.
- Juntgen, H. and Karweil, J. 1966. Gasbildung und Gasspeicherung in Steinkohlenflözen, Part I and II: Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie., 19: 251-258, 339-344.
- K.A.R. Ghori. 2002. Modelling the hydrocarbon generative history of the Officer Basin, Western Australia. *PESA Journal.*, 29: 29-43.
- Kertzner, V. 2002. Bioestratigrafía y Paleoecología De La Formación La Luna En Los Andes Venezolanos. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. U. C. V. Inédito.
- Kerr, A.C. 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around Cenomanian-Turonian boundary? *Jour. Geol. Soc. London*, 155: 619-626.
- Kellogg J. N. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia and adjacent basins. In: Bonini, W.E.; Hargraves, R.B. and Shagam, R. (eds.), The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. *GSA Memoir.*, 162: 239-261.
- Kauffman, E. 1979. Benthic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toarcian). *Geol. and Paleontol.*, 157: 18-36
- Landrock, U. Stein, R. 2004. Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic / Early Cretaceous Norwegian Greenland Seaway – evidence for stagnation and upwelling. *Marine and Petroleum Geology.*, 21: 157-176.

- Langrock, U. 2003. Late Jurassic to Early Cretaceous Black Shale Formation and Paleoenvironment in High Northern Latitudes. Tesis de PhD, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen- 62 p.
- Lugo, J. 1994. The Mérida Arch: Tectonic Control On Deposition From Late Mesozoic To Early Cenozoic In Western Venezuela. *In: Memorias V Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Las Cuencas Subandinas*. Puerto La Cruz, Venezuela. March 13-16, 291-310.
- Lugo, J. & Mann, P. 1995. Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, Petroleum Basin of South America, *MPG Memoir* 62
- Larson, R.L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology.*, 19: 963-966.
- Madrid, I. 2001. Caracterización Bioestratigráfica por métodos petrográficos de la Formación La Luna, sección Flor de Patria en el occidente de Venezuela, estado Trujillo. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. UCV. Inédito. 169 p.
- Mann, U. and Stein R. 1997. Organic Facies Variations, Source Rock Potencial, and Sea Level Changes in Cretaceous Black Shales of the Quebrada Ocal, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 81: 556-575.
- Macellari, C.E. 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Jour. of South Amer. earth Scienc.*, 1(4): 373-418.
- Meschede, M. and Frisch, W. 1998. A plate tectonic model for Mesozoic and Early Cenozoic history of the caribbean plate. *Tectonophysic.*, 296 (1998): 269-291.
- Ministerio de Energía y Minas. 1997. Léxico Estratigráfico de Venezuela. 3 Ed. Bol. de Geología. Flubl. Esp. Numero 12, 828 p.

Nuccio, V. Condon, M. 1996. Burial and Thermal History of the Paradox Basin, Utah and Colorado, and Petroleum Potencial of the Middle Pennsylvanian Paradox Formation. *U.S. Geological Survey Bulletin.*, 2000: 1-39.

Parnaud, F.; Capello, M.A.; Gou, V.; Truskowski, I.; Jean. Claude, P. and Passalacqua, H. 1995. Stratigraphic Synthesis of Western. Venezuela. *In*: Tankard, A.J.; Suárez, R.; Welsink, H.J. (eds.), Petroleum Basin of South America. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 681-698.

Pasley, M. Riley, G. and Nummedal, D. 1993. Sequence stratigraphy significance of organic matter variations: example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of the San Juan basin, New Mexico, in Katz, J. and Pratt, L. eds., Source rocks in a sequence stratigraphic framework: AAPG studies in Geology., 37: 221-241.

Peters, K. 1986. Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 70: 392-403.

Pindell, J.L.. Erikson, J.P. 1994. The Mesozoic passive margin of northern South America, En: Salfity, J. (ed) Cretaceous Tectonics in the Andes; Wiesbaden Puvlishing, International Monographs Series, Earth Evolution Sciences, p. 1-60.

Pico J y Zapata E. 2006. Arquitectura secuencial de la Formación La Luna, en las secciones Río San Miguel y Las Hernández, subcuenca de Uribante, flanco norandino, Occidente de Venezuela. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Nov. 2006, Argentina, Bariloche. En prensa.

Pico J y Zapata E. 2006. Marco estructural y evolución sinsedimentaria Santoniense en la Formación La Luna, subcuenca de Uribante, flanco norandino, Occidente de Venezuela. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Nov. 2006, Argentina, Bariloche. En prensa.

- Premoli, I., Sliter, W. 1999. Cretaceous palaeoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution. Geological Society of America, Special Paper 332: 301-328.
- Rondeel, H. 2001. Hydrocarbons. Notas de curso. 66 p.
- Ryder, R. Burruss, R. and Hatch, R. 1998. Black Shale Source Rocks and Oil Generation in the Cambrian and Ordovician of the Central Appalachian Basin, U.S.A. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 82: 412-441.
- Rey Olga. 2004. Cicloestratigrafía de EAO 3: Controles climáticos y ciclos sobre la sedimentación del Santoniense, quebrada San Miguel, estado Mérida. Tesis de PhD, Universidad Central de Venezuela. 180 p.
- Soto, G.; Zapata, E. 2004. Identificación de sistemas encadenados en sedimentos pelágicos mediante métodos geoquímicos. Formación La Luna, Occidente de Venezuela. 30 años del postgrado en geoquímica 1974-2004. Nov. 2004, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Sinton, C.W. and Duncan, R.A. 1997. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary, *Econom. Geol.*, 92: 836-842.
- Stein, R. 1990. Organic carbon content/sedimentation rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments, *Geo-marine Letters.*, 10: 37-44.
- Schlanger, S.O.; Arthur, M.A.; Jenkyns, H.C. and Scholle, P.A. 1987. The Cenomanian - Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine ^{13}C excursion. In: Brooks, J. and Fleet, A.J. (eds.), Marine Petroleum Source Rocks, *Geol. Soc. London, Spec. Publicat.*, 26: 371-399.
- Schlanger and Jenkyns. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw.*, 55: 179-184.

Tetsuro, Urabe. 1974. Iron content of sphalerite coexisting with pyrite from some Kuroko deposits. *In: Geology of Kuroko Deposits*. Shunso, I. (Ed), *Soc. Min. Geol. Japan*. 377-384.

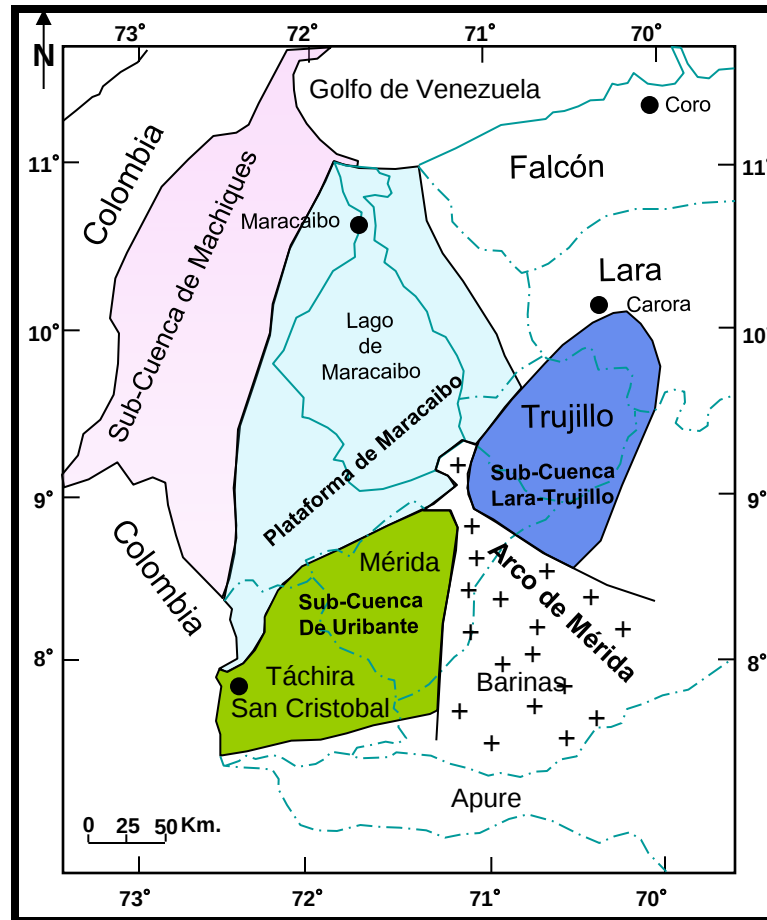
Van Hinten, 1998. Análisis Geohistórico. Notas de curso. CIED. 84-136.

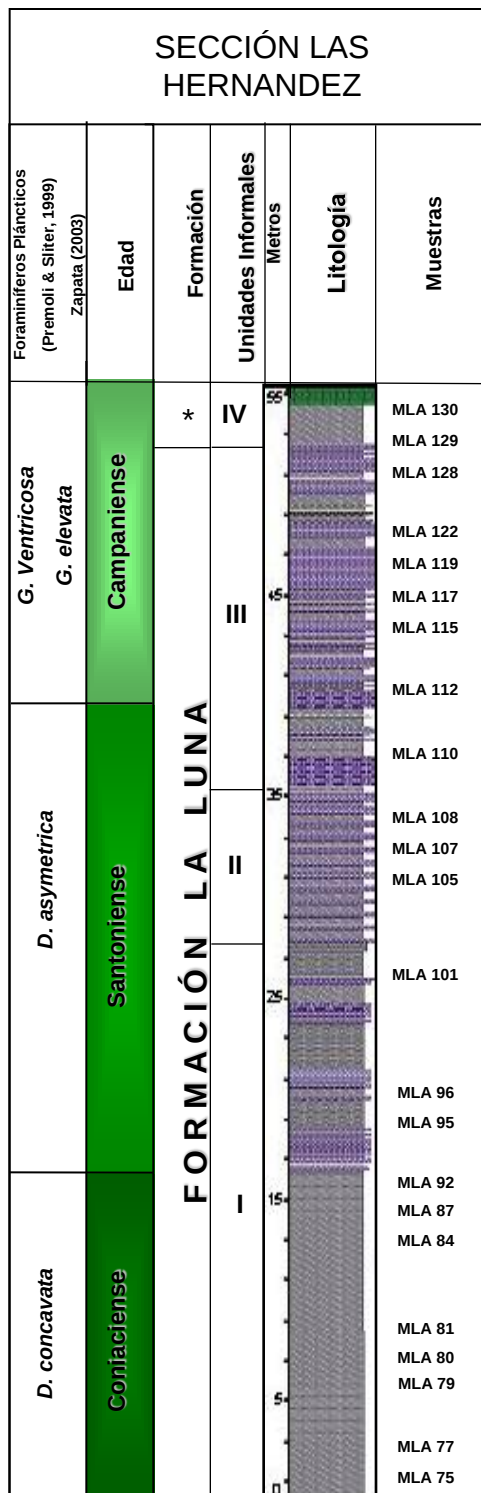
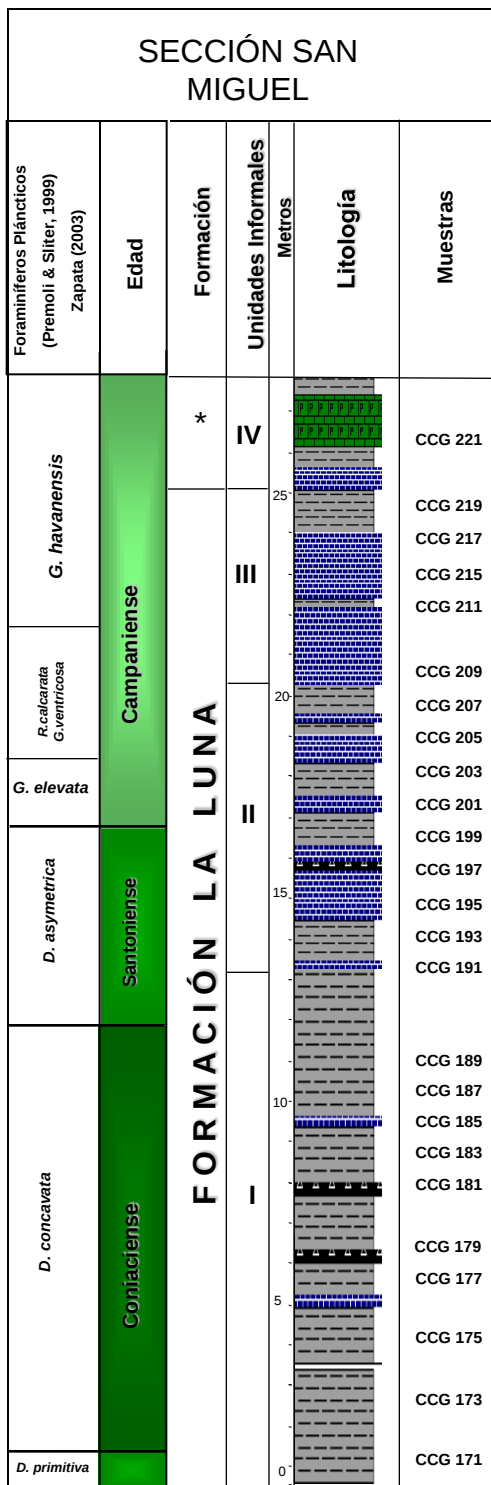
Villamil, T. & Pindell, J. 1998. Mesozoic paleogeographic evolution of northern south America: foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. *SEPM Special Publication*, 58, p. 283-318.

Yurewicz, D. Advocate, D. Lo, H. and Hernández, E. 1998. Source Rocks and Oil Families, Southwest Maracaibo Basin (Catatumbo Subbasin) Colombia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 82: 1329-1352

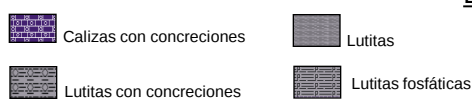
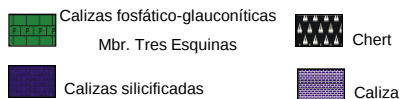
Zapata Egleé. 2003. Impacto de la Diagénesis en la composición isotópica de los carbonatos Cenomaniense-Campaniense de la Formación La Luna en Venezuela Occidental. Tesis de PhD, Universidad Central de Venezuela- 306 p.

Zapata, O., Padrón, V., Madrid, I., Kertznus, V., Truskowski, I. & Lorente, M.A. 2003. Biostratigraphic, Sedimentologic And Chemiostratigraphic Study Of The La Luna Formation (Late Turonian-Campanian), *Palaos*, 18:367 _ 377.





LEYENDA:



ESCALA:

2 Mts

Figura 11. Columnas estratigráficas de la Formación La Luna en las secciones de San Miguel y las Hernández. Tomado de (Zapata, 2003).

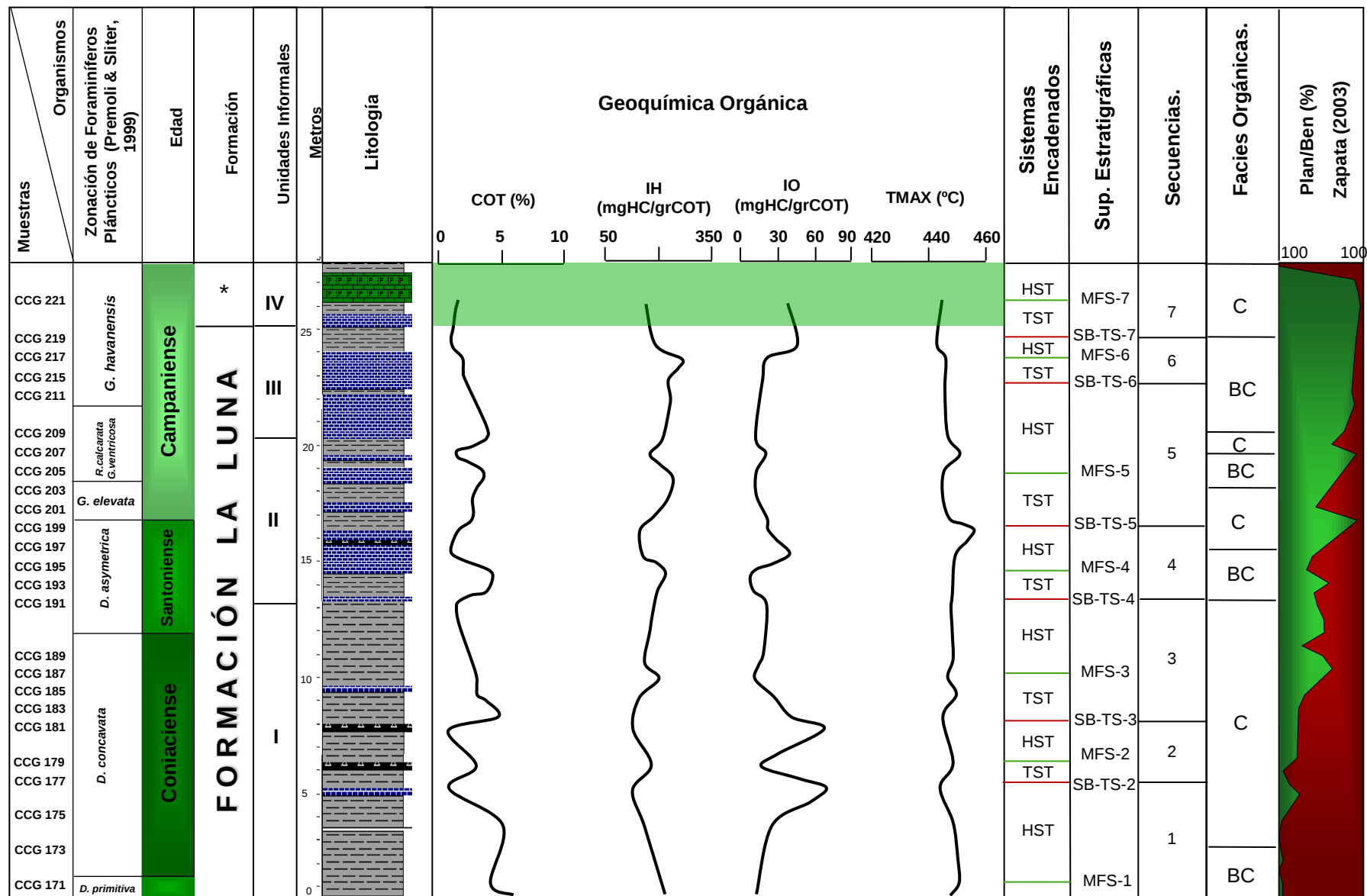


Figura 29. Estratigrafía secuencial y facies orgánicas sección San Miguel. * Mbr. Tres esquinas

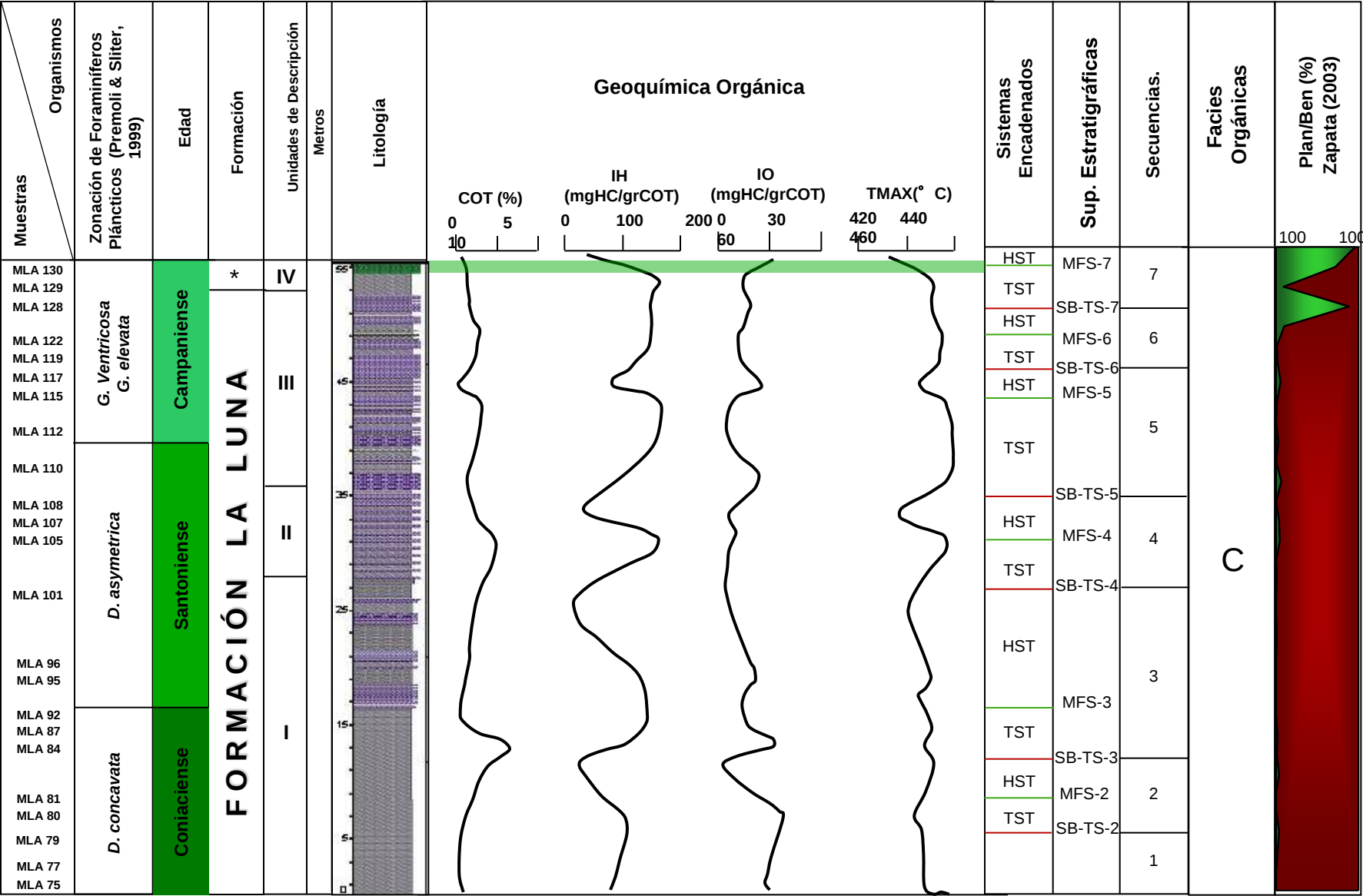


Figura 30. Estratigrafía secuencial y facies orgánicas, sección de Las Hernández. * Mbr. Tres esquinas.

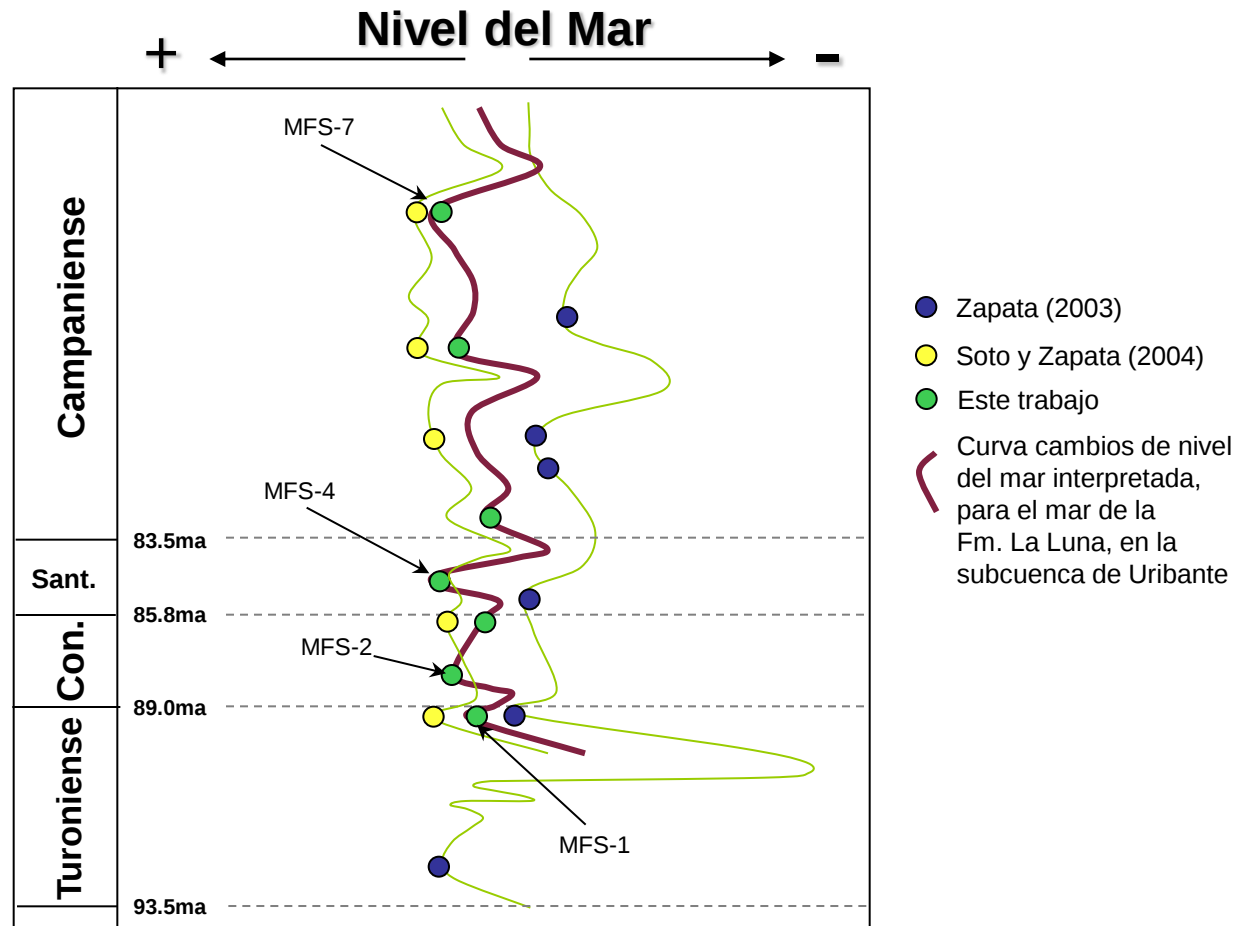


Figura 32. Relaciones entre las superficies de máxima inundación, identificadas dentro de los ciclos de tercer orden en la Formación La Luna, tanto para las Hernández como para San Miguel. Haq *et al.*, (1988). Donde el MFS-2 representa una nueva superficie de inundación identificada en este trabajo.

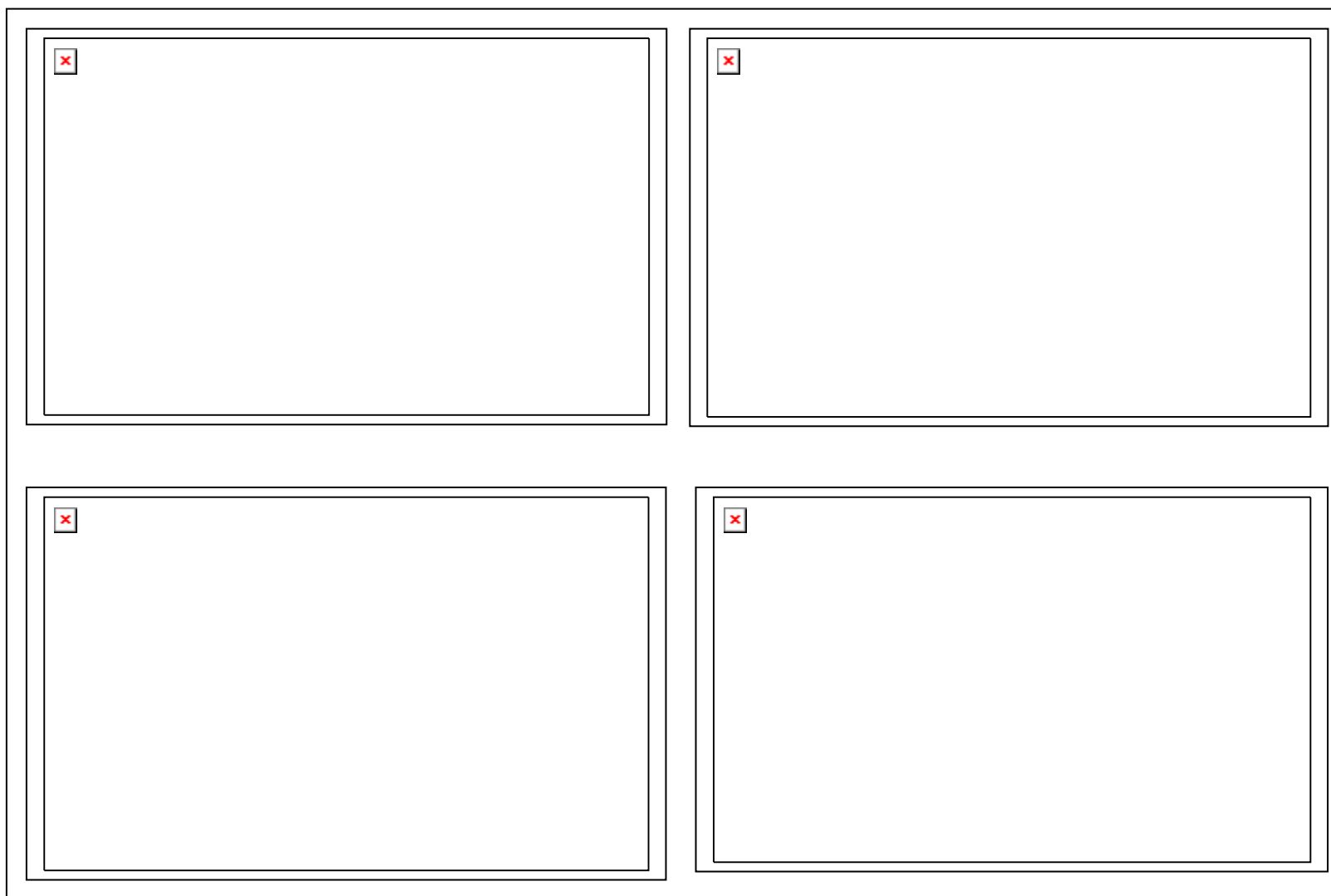


Figura 33. Comparación Índice de Oxígeno con Índice de Hidrogeno.

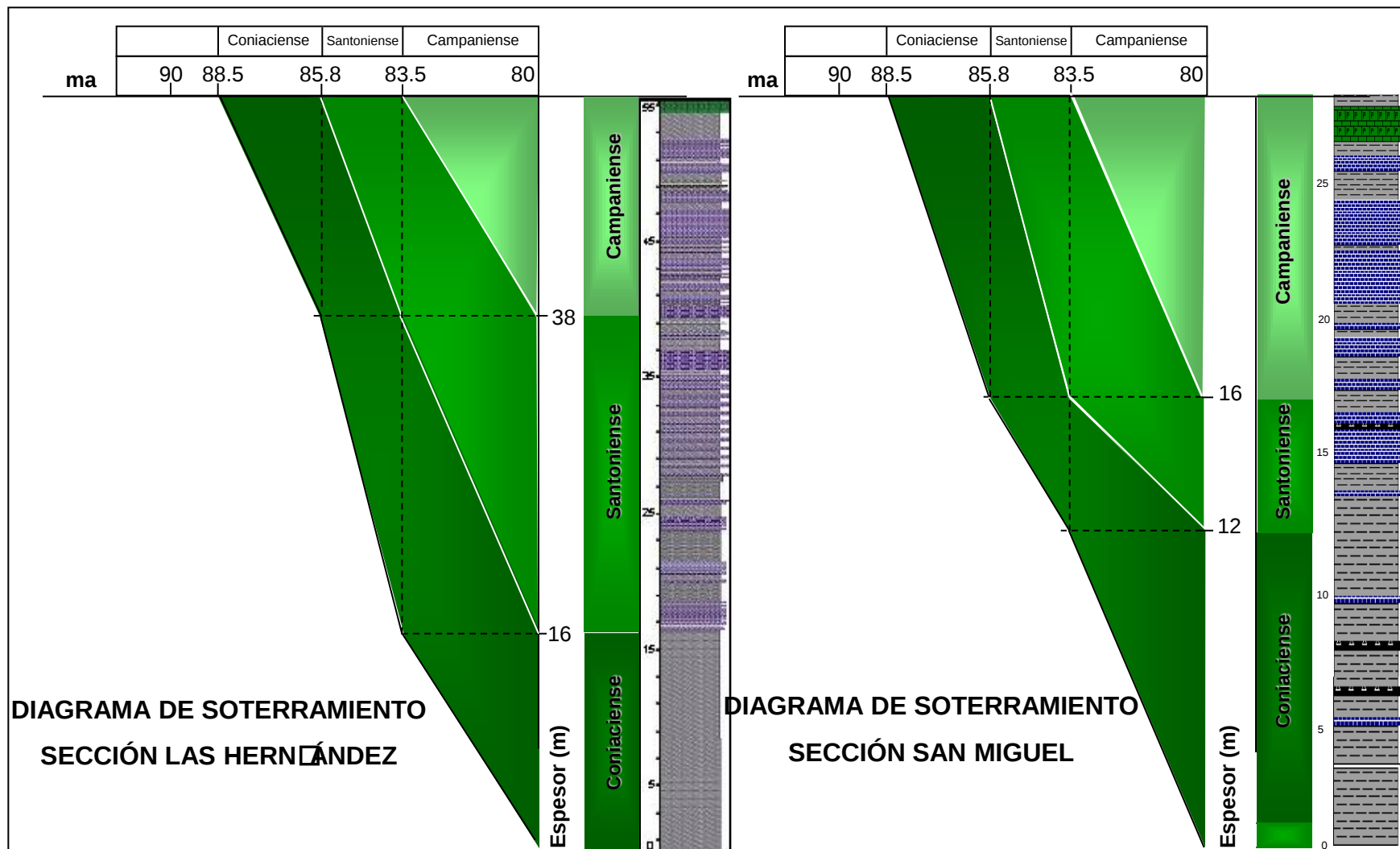


Figura 35. Diagramas de soterramientos para las diferentes secciones, donde se observa una mayor subsidencia diferencial durante el Santoniense en la sección Las Hernández.

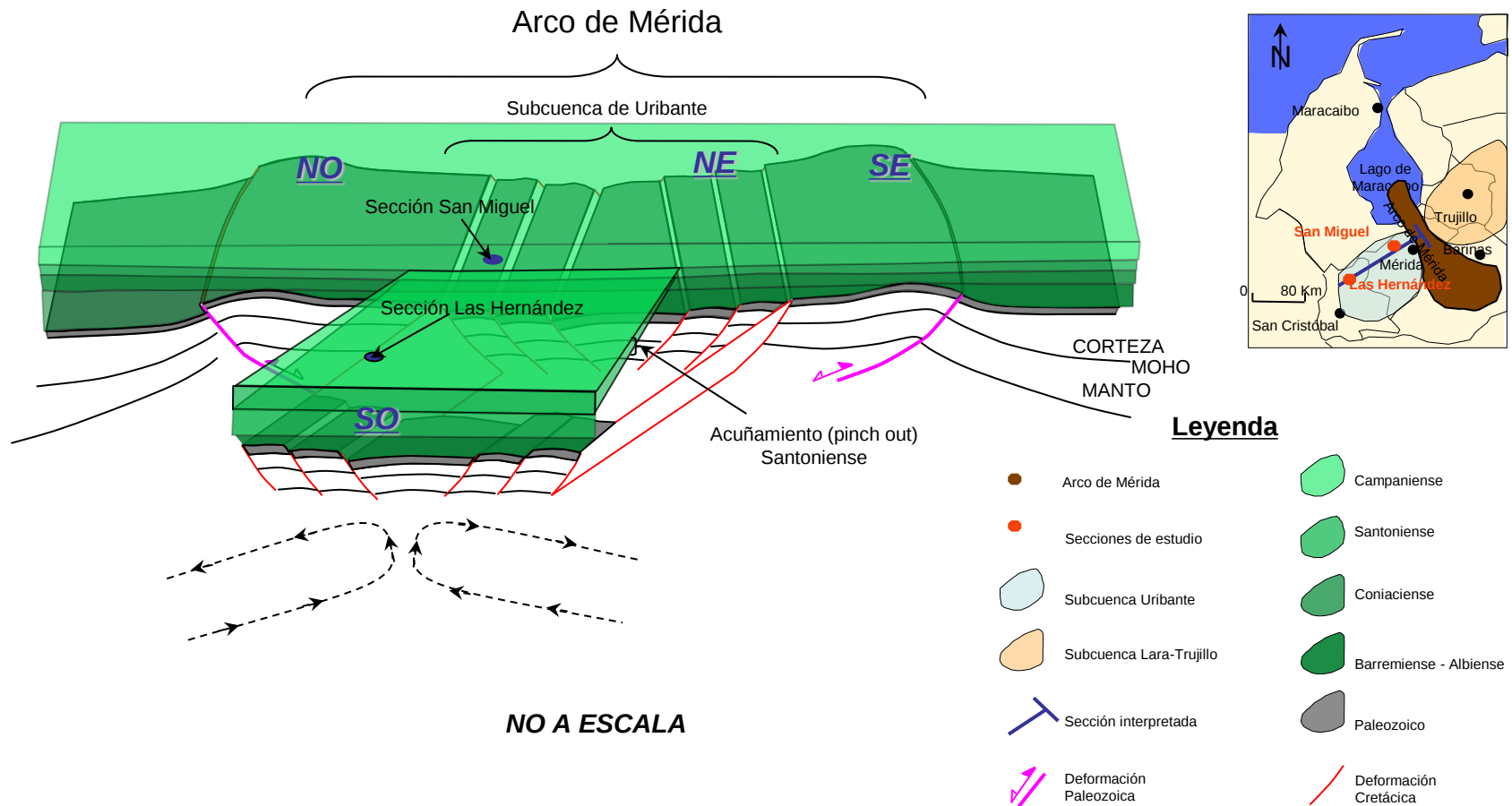


Figura 42. Configuración tectónica (esquemática) para la subcuenca de Uribante, Las fallas normales que cercenaron localmente el Arco de Mérida durante el rifting Cretácico.

Esta tesis fue diseñada y escrita en OFICCE para MAC, cuando los archivos sean abiertos en ambiente WINDOWS los textos no serán modificados, peor las imágenes si se distorsionaran. En caso de requerir una impresión adicional favor ubicar un computador MAC ó contactar al autor por medio del siguiente email:
pico_jose@hotmail.com

José Pico